HAL open science

Morphogenèse et anthropisation holocène d'un bassin versant semi-aride : le Gialias, Chypre

Benoît Devillers

To cite this version:

Benoît Devillers. Morphogenèse et anthropisation holocène d'un bassin versant semi-aride : le Gialias, Chypre. Géomorphologie. Université de Provence - Aix-Marseille I, 2005. Français. NNT : . tel-00010035v2

HAL Id: tel-00010035

https://theses.hal.science/tel-00010035v2

Submitted on 10 Oct 2005 (v2), last revised 20 Nov 2008 (v3)

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

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

Université Aix-Marseille I
U.F.R. des Sciences Géographiques et de l'Aménagement
Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement
CNRS UMR 663

THÈSE DE DOCTORAT DE GEOGRAPHIE PHYSIQUE

Présentée et soutenue publiquement
par

Benoît DEVILLERS

Le 8 juillet 2005

Morphogenèse et anthropisation holocènes d'un bassin versant semi-aride : le Gialias, Chypre

Directeur de thèse : Mireille Provansal

Jury
Philippe Allée (rapporteur), Maître de conférences habilité, Université de Limoges
Helmüt Brückner (rapporteur), Professeur, Université de Marburg
Bernard Geyer, Directeur de recherche, Maison de L'Orient et de la Méditerranée
Laurent Lespez, Maître de conférences, Université de Caen-Basse Normandie
Christophe Morhange, Professeur, Université de Provence
Mireille Provansal, Professeur, Université de Provence

Pour tout contact, demande de données et de reproduction s'addresser à :

Benoît Devillers

Mail :
devillers@cerege.fr

Téléphone :
Mob. 00(33) 6 20 30 34 70

Adresse :

CEREGE UMR 6635
Europôle de l'Arbois BP 80
13545 Aix en Provence Cedex 04

ou

CEPAM - CNRS UMR 6130
250, rue Albert Einstein
Sophia Antipolis
06560 Valbonne

Remerciements

C'est après avoir tamisé 500 kilos de sables, échantillonné 160m de carottes, 210m de coupes, mis 591 627 caractères d'imprimerie dans l'ordre, bu environ 600 litres de café, fumé approximativement 39500 cigarettes, liquidé trois disques durs, deux cartes mères, mangé 650 kilos de spaghetti (Barilla numéro 7 exclusivement) et presque autant d'ail… que j'en viens à l'écriture des remerciements…

Mes premiers vont à Mireille Provansal qui m'a proposé ce passionnant sujet de thèse, pour ses précieux conseils, son aide et son soutient sans faille depuis l'année de ma maîtrise.

J'associe bien sur à ces remerciements Christophe Morhange, pour son aide constante, pour sa passion communicative, pour son aide sur le terrain, pour entre autres avoir eut la brillante idée de carotter dans les bases militaires et surtout de montrer jour après jour à quel point ce métier est passionnant.

Je remercie aussi sincèrement les autres membres du Jury d'avoir répondu favorablement à l'invitation qui leur a été faite :
- Philippe Allée (Maître de conférence habilité, université Limoges)
- Helmüt Brückner (Professeur, Université de Marbrur)
- Bernard Geyer (Directeur de recherche, Maison de l'Orient Méditerranéen)
- Laurent Lespez (Maître de conférence, Université de Rouen)

Nolwenn Lecuyer (LAMM) et Gilles Grivaud (Université de Rouen) du programme POTAMIA (la formation des paysages dans l'Orient Médiéval), m'ont constamment soutenus et fait partager leur connaissance de Chypre, pour toutes ces raisons je leurs suis redevable.

George Petrides, Ioannis Panayides et Zomenia Zomeni du *Geological Survey of Cyprus* m'ont ouvert les archives du département et surtout ont mis à ma disposition le carottier du GSD, ce travail n'aurait pu aboutir sans leur aide, qu'ils en soient remerciés ici.

Ce travail doit beaucoup à Agnès Elmaleh (Université Paris VII) et Pierre Étienne Mathé (CEREGE), qui ont grandement participé aux analyses de minéralogie magnétique. Fabienne Vadeboin (CEREGE) a eu l'heureuse idée d'avoir la patience, la gentillesse et la compétence nécessaires pour m'expliquer les vicissitudes des analyseurs magnétiques, je la remercie.

Bettina Schilman (Geological Survey of Israel) a réalisé les analyses des isotopes du carbone et de l'oxygène, je la remercie vivement.

Un grand grand merci à Hélène Bruneton. Ses nombreux conseils, son aide pour les Ostracodes et son soutient dans la dernière ligne droite furent déterminant, merci!

Je remercie aussi George Stoops et Peter Vanderhaute (Laboratoire de Gent) pour m'avoir formé aux techniques et analyses de la micropédologie et pour avoir réalisé la majorité des lames minces de ce travail. Pour les autres lames je ne désespère pas de les voir un jour…

Thomaz Goslar (Laboratoire de radiocarbone de Poznan, Pologne) a réalisé la majorité des datations radiocarbone, ses conseils et son efficacité m'ont été très précieux.

Frauke Rostek-Bard et Edouard Bard m'ont conseillé avec beaucoup de patience pour les mesures chimiques, les dosages ont été réalisés dans leur laboratoire, merci!

Un grand merci à Lucie Vallaurie (LAMM), Sandrine Marquié (MOM) et P. Gaber (pour la détermination des céramiques.

Le ministère des affaires étrangères et l'Ecole Française d'Athènes par les financements qu'ils m'ont accordés ont contribué à la réalisation de ce travail.

Je remercie également le personnel des Archives Nationales de Chypre, le département du *Land and Survey* pour leur disponibilité et pour leur aide.

Les autorités militaires anglaises du Sovereign Base Area nous ont permis d'accéder à la plaine aval du Gialias.

Jules Fleury (CEREGE), Phillipe Dussoulliez (CEREGE), Sébastien Bridé (UFR de Géographie) et Bernard Simon pour leur aide et leur précieux conseils pour la constitution du SIG.

Marie Buffière de l'Air a participé à l'analyse sédimentologique de la carotte SBAI. Je me souviendrais longtemps de l'épopée de 3 jours pour ramener les 400kg de carottes, je suis sûr que la voiture de location aussi.

Je remercie toutes les personnes que j'ai côtoyé à l'U.F.R de Géographie, les citer tous serait trop long mais

J'ai une pensée pour George Clauzon , qui dès ma première heure de cours de géographie, ne m'a laissé d'autre choix que de me passionner pour la géomorphologie.

Je pense aussi aux amitiés liées à Chypre qui ont tendance à se prolonger en France : Ludovick, Sylvain, Anne, Isabelle, et aussi à celles du CEREGE qui ont la faculté de se prolonger dans la vraie vie: Cécile, Laetitia, Sarah, Anne, Laurent, Vincent, Grégoire, Véronique etc.

Je remercie aussi du fond du cœur Mathilde, ma correctrice la plus acharnée.

Je remercie mon ami Teiki pour son aide précieuse lors de la mise en page du manuscrit, j'espère aussi que qu'il trouvera avec Elvire leur «background théorique respectif» le plus rapidement possible.

Je remercie mes neveux Arnaud et Julien d'aimer si bien les chevaliers, les sorcières, le chocolat et les «maounsteuur».

Mes derniers remerciements sont pour les jeunes mariés : il n'est jamais trop tard pour mieux faire! (Mais la prochaine fois consultez-moi d'abord avant de fixer la date!)

« La Mesaoria combine tous les extrêmes de la beauté et de la laideur ; aride, tourmentée par les sables, vide et, sous la lune, le plus lugubre des déserts ; puis, au printemps, c'est un jaillissement de splendeurs, anémones et pavots pailletant une végétation courte et d'une douceur de soie. C'est ici seulement que vous comprenez que les choses portées aux extrêmes deviennent leurs contraires : la Mesaoria lugubre et stérile et la Mesaoria riante et fleurie sont si extrêmes que l'on se demande qui de la beauté ou de la laideur a le plus grand pouvoir. »

Lawrence Durrell, *Citrons acides*
éd. Buchet-Chastel, (1995)

Premières fouilles archéologiques à Potamia, site d'Ellines. Juin 1933.
(Archives photographiques, département des antiquités, Nicosie)

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1. INTRODUCTION GÉNÉRALE

1.1 Objectifs d'ensemble et localisation de l'étude

L'intérêt pour l'étude des environnements historiques connaît un certain essor parallèle à l'engouement pour les paysages des romantiques au XIXe siècle, puis à la connaissance des ressources naturelles des écologistes au XXe siècle (Delort et Walter 2001). Pour la géomorphologie, cette attention donne rapidement lieu à l'étude de la co-évolution des sociétés et des reliefs (Philippson 1890). Par la suite, le développement de l'étude des dépôts sédimentaires récents mène, dans le bassin méditerranéen, à l'émergence de l'idée d'une diffusion parallèle entre l'avancée de l'Oekoumène et les phénomènes érosifs (Dufaure 1976, Bousquet et Péchoux 1980). Depuis, de nombreux travaux, parfois contradictoires, soulignent la diversité de la sédimentation holocène et des réponses morphogéniques au développement des sociétés selon les différents géosystèmes. Ce travail propose d'y apporter une contribution dans un milieu méditerranéen semi-aride, l'île de Chypre.

L'étude porte précisément sur le bassin versant du Gialias, du piémont du Troodos aux plaines de la Messarée orientale (Figure 1). Elle se donne pour objectif de reconstituer la morphogenèse holocène, en relation avec la constitution des paysages fluviaux. S'insérant dans une perspective géomorphologique, mais aussi géoarchéologique, elle vient également enrichir les travaux récents portant sur l'évolution des milieux sub-arides à semi-arides du bassin méditerranéen oriental. Ces travaux mettent en évidence des traits communs à la morphogenèse de l'ensemble de la région en rapport avec les spécificités des espaces aux marges du climat aride (Geyer 1999), à savoir des précipitations moins importantes, plus variables et une anthropisation plus précoce. En première hypothèse, nous nous efforcerons d'examiner les impacts de ces caractéristiques pour notre terrain durant l'Holocène.

L'importance et l'ancienneté des occupations humaines dans cette région ont déterminé la mise en place d'un programme archéologique, POTAMIA (Dir. N. Lecuyer), visant à retracer la constitution du territoire et des paysages (Lecuyer *et al.* 2001 et 2002). Ce programme est financé par l'EFA, la MAE, le MERNT et une ACI jeune chercheur.

Figure 1 : Carte de localisation

1.2 Cadre géopolitique de l'étude

La zone de travail couvre trois administrations politiques différentes. L'invasion, en 1974, par l'armée turque ayant entraîné la division de l'île en un état indépendant au sud et une occupation militaire au nord, il nous fut impossible de travailler dans cette dernière zone. La division matérialisée par la ligne verte, zone tampon surveillée par l'O.N.U., recoupe le bassin versant du Gialias un peu en aval d'Agios Sozomenos et interdit l'accès à la moitié aval du cours d'eau. À l'aval de l'hydrosystème, près de Famagouste, des territoires militaires sous administration britannique, reliquats de la période coloniale, nous ont permis cependant d'accéder au lit majeur du Gialias aval.

1.3 Travaux antérieurs

Chypre, et le bassin-versant du Gialias en particulier, sont des espaces sur lesquels les études géomorphologiques et géologiques sont rares, anciennes et lacunaires. De ce fait, un travail de reconstitution du contexte géologique, en particulier des éléments tectoniques et de la mise en place des ensembles de relief tertiaires et quaternaires, a été indispensable.

Les travaux portant sur la mobilité des paysages fluviaux ou littoraux holocènes sont peu nombreux. Deckers (2002, 2005) établit une chronologie des terrasses à galets au sein des torrents raides et courts de la partie occidentale de l'île, aux environ de Paphos (Figure 1). Les milieux fluviaux, la morphologie, le fonctionnement hydrosédimentaire et l'ambiance bioclimatique des cours d'eau étudiés sont très éloignés des larges plaines de Messarée. Sur les versants septentrionaux du Troodos, une prospection géoarchéologique (Given *et al.* 1999 et 2000) met en relation les épandages de céramiques collectées en surface avec les différentes morphologies alluviales. La datation et l'analyse des milieux de sédimentation ne sont pas abordées dans ce travail. La datation (très) relative des terrasses alluviales par ce biais et les informations produites ne permettent donc pas une comparaison avec la plaine du Gialias.

En Messarée (Pédehios à Nicosie), Newell *et al.* (2004) mettent en évidence une succession de 7 paléosols dans les alluvions du Pedehios qui pourrait se fortement rapprocher des alluvions du Gialias. Malheureusement, les datations ^{14}C effectuées sur des gastéropodes continentaux ne peuvent être prises en compte.

Sur la côte méridionale, Gifford, dans un travail pionnier (Gifford 1978, 1980), met en évidence le comblement holocène de la ria du Trémithos, révélant la communication avec la mer du site de l'Âge du Bronze de Hala Sultan Tekke, dans ce qui est aujourd'hui le lac salé de Larnaka. Un peu plus à l'est, Morhange *et al.* (1999, 2000 et 2001) reconstitue par la suite l'évolution du littoral dans le secteur Larnaka (Figure 1). Les étapes du colmatage de cette ancienne lagune apportent des informations sur le niveau marin et le budget sédimentaire des cours d'eau limitrophes. Sur le même secteur, Dalongeville (2000) a étudié les variations des niveaux marins holocènes à l'aide de

cordons littoraux et d'encoches soulevées.

Notre travail constitue également la première étude, appuyée sur chronostratigraphie détaillée, analyses sédimentologiques et pédologiques précises, des grandes plaines de Messarée, par son principal cours d'eau : le continuum amont-aval du bassin versant du Gialias.

1.4 Problématique et champ disciplinaire

Ce travail est un essai de mesure des **rythmes**, **modalités** et **facteurs** de la **morphogenèse** holocène du **bassin versant semi-aride** du Gialias.

Cette problématique sous-tend plusieurs questions qui devront être élucidées :

-Le point d'exergue, porté sur **la reconstitution diachronique des dynamiques érosives et des milieux de sédimentation dans l'espace amont-aval du bassin versant**, pose la question des phasages et de la construction d'un référentiel commun des dynamiques détritiques dans des milieux très différents (plaine alluviale en terrasse et plaine littorale).
Cette démarche originale (Campy et Macaire 2003) se doit donc de mesurer les transferts solides longitudinaux au sein du bassin versant.

-Quelle est l'influence des héritages morphosédimentaires participant à la morphogenèse? Ces héritages sont-ils statiques durant l'Holocène ? Ce questionnement implique une mesure des impacts de l'évolution topographique de la vallée, qui détermine les espaces potentiellement inondables, ainsi qu'une évaluation de la mobilité des rivages au niveau de base.

-L'intensité et les modalités du détritisme sont envisagées et mises en relation avec un contexte bioclimatique spécifique (semi-aride). Quelle est l'influence du contexte bioclimatique et de ses variations sur les rythmes de l'érosion et du détritisme ? Les relations climat-morphogenèse mises en évidence, en Méditerranée occidentale, pour des épisodes bien connus comme le Petit Âge Glaciaire sont-elles transposables à un espace plus aride ? Une comparaison avec les données paléoclimatiques régionales est également effectuée.

-Quelles sont l'ancienneté et l'intensité des impacts d'origine anthropique ? Comment identifier et mesurer l'influence des sociétés sur la morphogenèse ?

Après avoir exposé la démarche adoptée et, succinctement, l'avancée de la recherche, les méthodes employées seront présentées. Une attention particulière est portée à la reconnaissance des dynamiques détritiques en milieu semi-aride. Nous aborderons ensuite l'étude de la morphogenèse et de ses facteurs, du secteur médian de Potamia - Agios Sozomenos, puis du secteur aval, avec

les carottages de la plaine littorale du Gialias (Acheritou-Enkomi). La découverte éventuelle d'événements synchrones des dynamiques détritiques enregistrées sur les secteurs amont et aval et leur comparaison avec d'autres travaux publiés forment la dernière partie de ce travail.

L'étude du détritisme holocène méditerranéen est indissociable de la dialectique homme/climat, agents tour à tour responsables selon les auteurs des formations alluviales de l'Holocène (Bintliff 2002).

Notre démarche consiste à comprendre et mesurer l'évolution des paysages dans leur globalité. Au sein de ces paysages s'insère une dialectique entre les sociétés humaines et «les composantes du milieu» qui peut éventuellement être explicitée (Leveau 2000). Le parti pris de certains géomorphologues d'étudier des terrains (ou sites) strictement urbanisés, comme notamment les milieux portuaires (Morhange 2001) ou les villes antiques (Desruelles 2004), permet d'exploiter pleinement cette approche. Plus communément et à l'instar de ce travail, le choix de l'étude d'objets géographiques de composante mixte entre objet naturel et sociétés humaines est à l'avantage quantitatif du premier. L'impact des sociétés s'exprime alors principalement par l'agriculture et peut être sensible dans la mobilité des paysages. Nous pouvons citer diverses études sur cette «archéologie des paysages» en France méridionale (Bravard et al. 1986, Provansal 1995, Berger *et al.* 2000, Van Der Leeuw *et al.* 2005) ou sur la Grèce (Neboit 1980, Van Andel 1990, Lespez 1999, Brückner 2003). C'est également dans ce courant qu'il faut situer les nombreux travaux portant sur l'érosion des milieux méditerranéens (Dufaure 1985). Notre travail s'inscrit résolument dans cette problématique et constitue donc un essai de compréhension géomorphologique intégrant l'action des sociétés comme une composante du géosystème.

Les recherches géomorphologiques des dépôts sédimentaires holocènes chypriotes étant totalement nouvelles pour l'espace concerné, cette recherche dois recouvrir un large un champ disciplinaire (Tableau 1) L'interrelation des champs disciplinaires se révèle complexe, mais elle trouve très naturellement sa logique dans les fondements du programme de recherche pluridisciplinaire POTAMIA et dans l'étude des paysages anthropisés en général.

Thème	Discipline concernée	Méthode-outils
Morphologie	Géomorphologie	Cartographie, S.I.G.
Évolution des milieux	Stratigraphie, Géomorphologie Sédimentologie Biologie Pédologie	Relevé stratigraphique, minéralogie magnétique, ostracofaune et malacofaune marine
Fonctionnement de l'hydrosystème (réponses hydrosédimentaires à des forçages environnementaux)	Géomorphologie Sédimentologie Pédologie	Stratigraphie, sédimentologie, minéralogie magnétique, micromorphologie
Dialectique société-morphogenèse	Histoire Archéologie Géoarchéologie	Textes anciens, fouilles archéologiques, géomorphologie, paléobotanique etc.
Conséquences pour les sociétés	Histoire, archéologie géoarchéologie	Fouilles archéologiques
Influence et forçage climatique	Sédimentologie Géomorphologie Géochimie isotopique Palynologie	Relevé stratigraphique, minéralogie magnétique, ostracofaune et malacofaune marine

Tableau 1 : Champ disciplinaire de la morphogenèse des paysages anthropisés du Gialias

1.5 Les facteurs de la morphogenèse

Claudio Vita-Finzi (1969), qui a établi le schéma de l'alluvionnement holocène méditerranéen, est un pionnier de la géomorphologie méditerranéenne holocène. Son schéma résume l'évolution des plaines alluviales en deux phases majeures : le *older fill* et le *younger fill*. Le *older fill* représente une phase colluviale et alluviale massive d'origine périglaciaire (stade I). Durant l'Holocène ancien et moyen (stade II), la faiblesse de l'érosion permet l'incision des thalwegs et le transit des sédiments favorisant la progradation littorale. De l'Antiquité tardive au Moyen Âge, et localement dans les temps post-médiévaux, une nouvelle phase d'aggradation apparaît dans les systèmes fluviaux méditerranéens. Ce *younger fill* (stade III), souvent nommé «terrasse historique», est suivi d'une tendance générale à l'incision. Cette dernière aggradation est attribuée à la phase humide et fraîche comme le Petit Âge Glaciaire (XVIe-XIXe siècles). Depuis la fin des années 1970, la synthèse de Vita-Finzi a montré ses limites. Si les constats morphologiques restent l'une des composantes des paysages méditerranéens, la chronologie et les facteurs de leur mise en place ont été vigoureusement discutés depuis.

L'absence d'aggradation des plaines alluviales entre les stages I et II a été depuis largement contredite. De nombreux travaux sur le pourtour méditerranéen mettent en évidence des formations

alluviales au cours cette période (Neboit 1983, Fontugne *et al.* 1999, Wilkinson 1999, Klinger *et al.* 2003, Brückner et al. 2005). Ceci démontre la faible résolution chronologique de ces travaux, ainsi que le problème des datations durant les années 1970, les datations radiocarbone publiées dans *The Mediterranean Valleys* étant souvent effectuées sur des mollusques terrestres.

L'autre point de débat concerne les facteurs de la morphogenèse méditerranéenne. Le modèle de Vita-Finzi se justifie par les variations paléoclimatiques holocènes. Pour cet auteur, les relations climat/morphogenèse sont extrapolées des variations climatiques quaternaires, où les périodes sèches favorisent l'incision et les périodes humides l'aggradation. Avec l'accession de la géoarchéologie, l'étude de la sédimentation naturelle intra et *circa* sites archéologiques amène plusieurs auteurs à proposer un modèle anthropogénique. C'est le cas en Méditerranée orientale : Bousquet et Péchoux (1978) pour Chypre, Wilkinson (1988) pour le Proche Orient, Lespez (1999) et Fouache (1999) pour la Grèce continentale. Van Andel (1990 et 1995) pour ses travaux sur ce même pays explique les variations du détritisme holocène par l'action des sociétés. L'argumentation, parfois circulaire, impute les phases d'alluvionnements aux déforestations (dès le Néolithique), à l'activité agricole, mais aussi à l'abandon des terroirs par exemple durant l'Antiquité tardive. L'activité agricole pouvant également aboutir à une stabilisation des versants grâce aux aménagements. Si l'on suit l'argumentation, les clefs de compréhension de l'alluvionnement se situent uniquement dans les sciences archéologiques.

Sans opposer indéfiniment les arguments respectifs de l'action des sociétés et du climat, le débat sur l'évolution des paysages helléniques met en évidence un important problème de définition des objets morphologiques. La correspondance entre l'utilisation agricole des sols et l'érosion des versants est largement documentée pour les périodes actuelles (Neboit 1983). Pour l'Holocène de nombreux travaux montrent également les relations nuancées existant entre occupation humaine et couches sédimentaires (Jorda et Vaudour 1980, Bichet *et al.* 1998, Provansal 1995, Berger 1996, Allée *et al.* 1997, Zielhofer *et al.* 2002, Bruneton *et al.* 2003, Devillers et Provansal 2003, Lespez 2003, Lucke *et al.* 2005).

Toutefois le débat sur l'origine anthropique du détritisme des dépôts ne repose pas sur une définition commune des faits détritiques. L'exemple de la Grèce résumé par Bintliff (1992, 2000 et 2002) est symptomatique de ce travers. L'opposition de l'étude fine des séries sédimentaires, adoptée par exemple par Van Andel (1990 et 1995), avec l'étude de formations alluviales sur le pourtour méditerranéen (Vita-Finzi 1969), se heurte inévitablement davantage aux problèmes créés par les différences des échelles spatiales et chronologiques, plus qu'aux débats suscités par l'anthropisation et la paléoclimatologie. Il est en effet incongru de comparer le couple paléosol/dépôt d'érosion accéléré de Van Andel au couple remblaiement/incision étudié par Vita-Finzi. L'échelle de temps, l'échelle spatiale, ainsi que les facteurs statiques et dynamiques intervenants dans ces dichotomies, sont sensiblement différents. Par exemple, des versants aux thalwegs, puis au grands collecteurs,

des changements d'échelle et de dynamique morphogène interviennent ; les précipitations intenses génèrent l'érosion des pentes, mais aussi une accumulation dans les thalwegs.

Au milieu des années 1990, l'évidence de l'influence conjuguée de l'homme et du climat pour la morphogenèse est formulée pour la Provence (Jorda et Provansal 1996) et pour la Grèce (Bintliff 1992). Cette position est aussi celle adoptée au Proche Orient par Wilkinson (1999), qui bâtit des indices composites de l'influence du climat et de l'homme sur les géosystèmes des marges arides. Ces deux facteurs possèdent des dynamiques spatiales et temporelles relativement indépendantes. Pour la Provence, des fluctuations synchrones au cours de l'Holocène mènent à l'individualisation de périodes morphogéniques «calmes» ou dynamiques, pouvant occasionnellement aboutir à la notion de crise environnementale de causalité climato-anthropique. Ces périodes de crises, comme le Petit Âge Glaciaire, le Premier Âge du Fer (*circa* 2800 cal. BP) ou encore le Bronze ancien (*circa* 4200 cal. BP) ont donc en principe une valeur locale ou régionale.

Comprendre les mécanismes d'un processus morphogène d'origine climato-anthropique réclame une définition et une connaissance plus précises des facteurs humains et naturels qui déclenchent l'érosion. De toute évidence, ces processus diffèrent selon la position amont-aval, l'échelle spatiale et la durée de fonctionnement des formes et paysages observés.

Très tôt, certains auteurs (Philippson 1890, Athanasiades 1975, Neboit 1977, Bousquet et Péchoux 1980 Dufaure 1985) ont posé les conditions d'analyse de l'influence des sociétés sur les paysages. Les liens entre érosion des sols et faits humains se révèlent complexes. Guerre, économie, démographie, techniques agricoles, gestions des terroirs, répartition de l'habitat, évolution géopolitique, sont des faits explicités par les sciences historiques, mais qui se heurtent à la délimitation géographique et à la précision chronologique nécessaire pour comprendre leurs relations avec l'évolution des paysages à l'échelle du géosystème. Les recherches sur les facteurs de la morphogenèse des paysages anthropisés révèlent ainsi une forte dépendance vis-à-vis de l'avancée des travaux en sciences historiques.

Les exemples de relations entre site archéologique et intensité de la sédimentation sont de plus en plus nombreux. Dès lors, expliquer la répartition spatiale et l'importance du détritisme fluvial par l'évolution de l'occupation humaine à l'échelle de la Méditerranée devient une perspective séduisante (Bousquet et Péchoux 1980). Sans reposer tous les problèmes que pose cette démarche (rôle du climat, des facteurs statiques, etc.), elle permet au moins de mettre en évidence certains des problèmes posés par l'observation des faits pédosédimentaires. Par leur taille, leur répartition, le poids des facteurs statiques (substrat, relief, héritages, etc.) et les méthodes utilisées, les accumulations sédimentaires holocènes ne sont pas directement observables à l'échelle régionale. Toute tentative de régionalisation ne peut s'effectuer que par la multiplication d'observations ponctuelles au sein d'un ensemble plus vaste. La systématisation des observations sur les relations

entre sites archéologiques et sédimentation dans tout un bassin versant (de l'amont à la mer), comme dans une région, pourrait permettre de comprendre plus finement le rôle de l'érosion anthropique intervenant dans l'établissement des grands appareils morphosédimentaires fluviaux et littoraux (Bichet *et al.* 1998, Van der Leeuw *et al.* 2003 et 2005). À l'échelle du bassin versant, la connaissance de l'occupation du sol durant l'Holocène nécessite un travail de prospection et de fouille archéologique important qui n'a pas encore été réalisé pour Chypre, où la grande majorité des interventions entreprises s'attèlent principalement à répondre à des problématiques liées au seul site.

Notre travail s'efforce tout d'abord d'établir un référentiel chronostratigraphique précis et de comprendre le fonctionnement hydrosédimentaire propre de l'hydrosystème. Dans un second temps, seules les relations avec les facteurs externes tels que l'anthropisation et les variations climatiques seront discutées, grâce à la détection de faits synchrones ayant une relation de causalité avérée.

FACTEURS STATIQUES ET CONDITIONS ACTUELLES

2. PRÉSENTATION PHYSIOGRAPHIQUE DU BASSIN VERSANT DU GIALIAS.

Le Gialias prend sa source dans le massif ophiolitique du Machairas (1423m). Jusqu'au secteur d'Agia Varvara, le fleuve, de tracé rectiligne, est fortement incisé dans le substrat sans pour autant qu'une véritable plaine d'inondation ne soit visible. Les seuls dépôts présents sont des blocs rocheux et de gros galets au fond des thalwegs. La vallée du Gialias présente ici une morphologie de torrent (Figure 2, Figure 3 secteur A). Les thalwegs sont en «V», les pentes relativement fortes (7-10°) : l'altitude décroît rapidement depuis le point culminant du Machairas. Les versants sont couverts d'une rendzine peu développée (Figure 2), formée depuis les reboisements mis en place par l'administration anglaise depuis la fin du XIXe siècle (Thirgood 1987). Les sols pauvres et les pentes raides limitent la mise en culture. Les vallées ne semblent avoir été cultivées qu'au prix de lourds travaux de terrassement durant l'époque Médiévale ou Moderne et derrière des barrages à vocation agricole (abandonnés ou non) destinés à recueillir les sédiments.

Figure 2 : L'amont du Gialias

	Amont		Médian		Aval	
	Plaine alluviale	Versants	Plaine alluviale	Versants	Plaine alluviale	Versants
Surface (km²)	<3	116,8	16,4	175,5	286,3	341,6
Alt. moyenne (m a.s.l.)	573,3	516,9	213,3	227,7	43,8	71,4
Coef var. alt.	0,4	0,4	0,2	0,3	0,9	0,7
Pente moyenne (°)	7,2	10,1	1,6	2,7	0,6	1,3
Pente minimum (°)	0,5	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
Pente maximum (°)	29,7	34,6	12,3	15,5	7,1	14,0

Tableau 2 : Topographie du bassin versant du Gialias, données obtenues à partir du MNT SRTM-DTED level 1 (NASA-NGA 2000), de 8100m² de résolution

L'amont de la plaine d'inondation du secteur médian correspond à un replat tectonique aux alentours du village d'Agia Varvara. Jusqu'au village de Tymvou, le lit majeur du Gialias – ici d'échelle kilométrique – est délimité par des interfluves constitués de dépôts marins ou fluviatiles pléistocènes et pliocènes sous forme de buttes témoins ou de plus vastes mesas (Figure 3 secteur B, Figure 4). D'un point de vu topographique, les pentes sont ici plus faibles (Tableau 2). Les reliefs résiduels sont dénudés et sont donc les témoins d'une érosion ancienne qui a abouti à la disparition des horizons superficiels des sols. Les versants sont alors difficilement cultivables car la capacité de rétention en eau est réduite et les coefficients de ruissellement importants (Christodoulou, 1959). De plus, la présence de nutriments est très faible et la dureté des roches restreint fortement les possibilités de labourage. La présente étude cherchera à dater les principales phases de décapage de ces reliefs à partir de l'analyse des dépôts corrélatifs. Les sites archéologiques de l'Âge du Bronze comme Athienou-Mallouda (dir. M. Tomazou), situés à l'amont de petits bassins versants confluant du Gialias, montrent un décapage des sols achevé antérieurement à leur installation, aucun témoin de couverture pédologique n'étant visible dans les niveaux stratigraphiques ou dans les canaux d'irrigation. Il est possible que cette diminution progressive des potentialités agricoles des interfluves ait eu une influence sur la répartition et sur l'importance économique des sites archéologiques. En effet, les habitats proches des plaines d'inondation conservent des sols facilement cultivables tandis que les sites d'interfluve ont vu leurs sols arables disparaître progressivement.

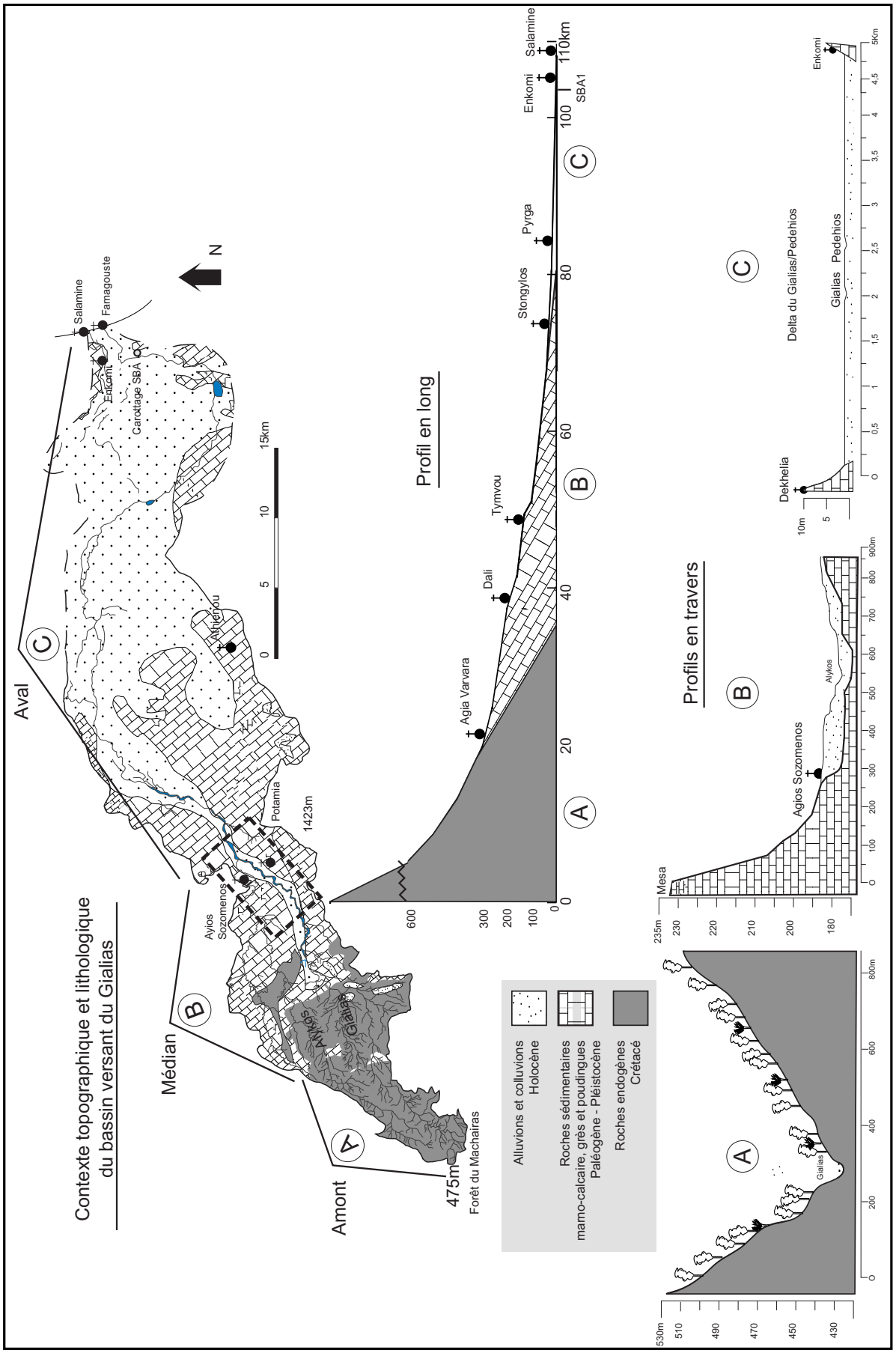


Figure 3 : Morphologie de la vallée fluviale du Gialias

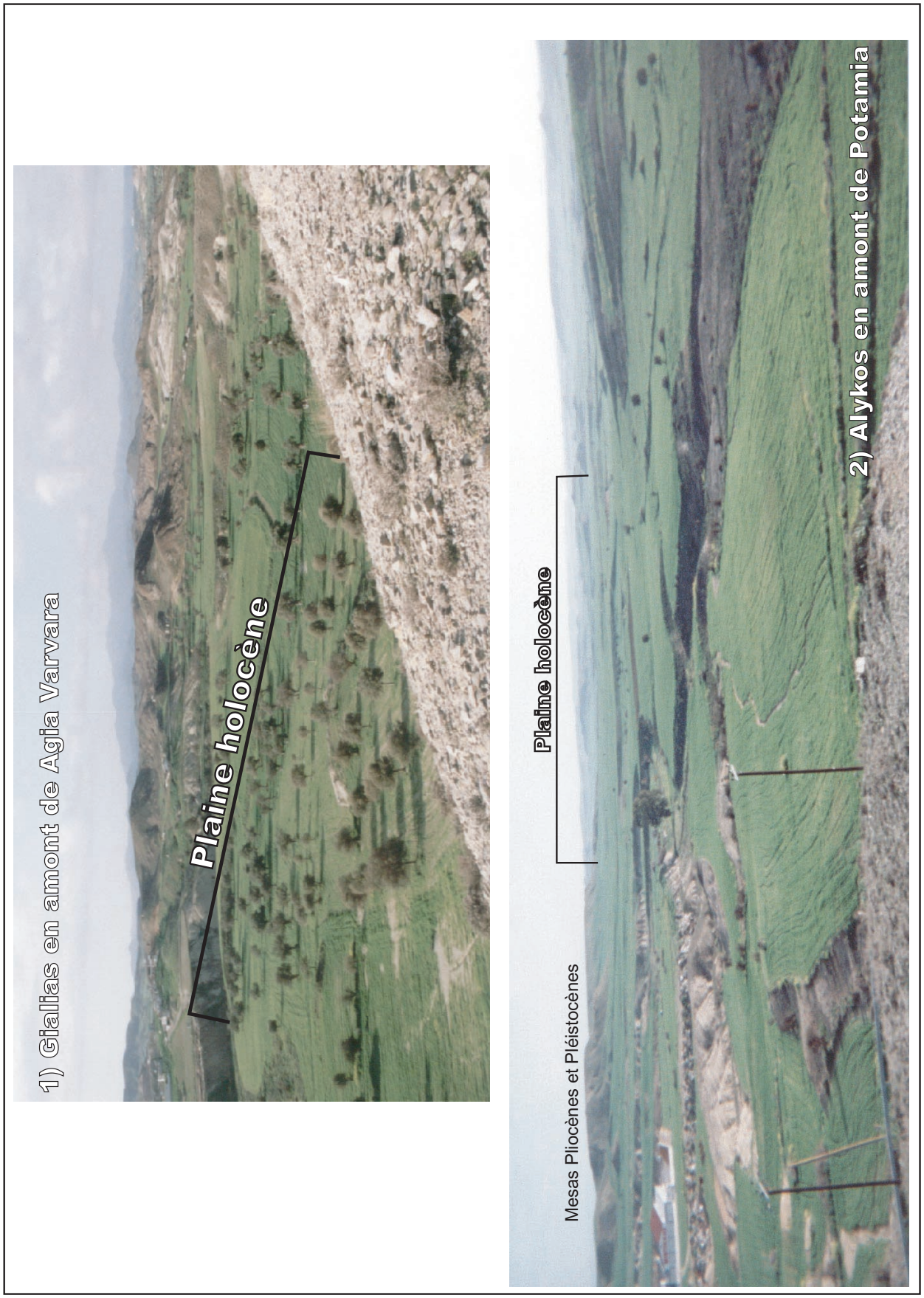


Figure 4 : Le secteur médian

De Tymvou au golfe de Salamine-Famagouste, la vallée du Gialias rencontre celle du Pedehios à l'approche du niveau de base pour former une immense plaine alluviale de 280km² remarquablement plane et monotone, les pentes étant en moyenne inférieures à 1°. Sa largeur est d'environ 20km. De petites buttes témoins pléistocènes, où se situent certains sites archéologiques tel qu'Enkomi ou Kalopsidha, la ponctuent. La proximité du niveau marin entraîne des problèmes de mise en culture depuis la fin du XIXe siècle au moins (Courrier du Lt. Kenyon du 19.5.1881, archives nationales de Chypre et Finkel 1996). Ceux-ci se matérialisent par un engorgement en eau et un renforcement de la salinité des sols.

D'amont en aval, la plaine alluviale s'élargit donc très sensiblement : inexistante dans le massif du Machairas (complexe du Troodos), elle atteint plus de 200km² en Messarée orientale. Cette configuration classique a une influence sur la répartition, la géométrie et les processus des dépôts alluviaux.

2.1 Contexte géologique et géomorphologique de l'étude

2.1.1 Le bassin versant dans son environnement géologique

L'histoire géologique de Chypre a influencé jusqu'au nom de l'île, qui viendrait de Cuivre, une ressource importante de l'île depuis l'Âge du Bronze. Plus concrètement, cette histoire nous permet de comprendre les logiques de distribution géographique des différentes roches qui constituent les sources sédimentaires des dynamiques détritiques holocènes. Ceci a plusieurs intérêts : premièrement, définir les contrastes des potentialités d'érosion liées à la lithologie dans le bassin versant ; deuxièmement, comprendre l'influence granulométrique et minéralogique du substratum sur la lithologie des dépôts holocènes.

La géologie des terrains détermine, enfin, les modalités des écoulements (superficielles ou karstiques) ; elle permet de comprendre et localiser les éventuels mouvements tectoniques.

2.1.1.1 Mise en place des grands ensembles structuraux

L'histoire géologique de Chypre est avant tout l'histoire de la collision des plaques anatolienne et africaine (Figure 5). D'après l'étude du carottage sous marin LEG 16O (Robertson 1998), l'orogenèse chypriote est principalement imputée aux processus de collision des monts sous-marins Ératosthène avec la marge active de la plaque eurasienne au nord représentée par le Sud de Chypre. La déformation des monts Ératosthène (subsidence et failles angulaires) résulte de la poussée de la marge active du Sud de Chypre et a pour conséquence l'orogenèse du Troodos (Bousquet et Péchoux 1980, Eaton et Robertson 1993). La subsidence de Messarée est synchrone de la surrection de la plaque supérieure : le complexe ophiolitique du Troodos. La surrection au Miocène des monts

sous-marins d'environ 1km est plus importante que les variations glacio-eustatiques. Il y a donc nécessairement surrection tectonique, sans toutefois que nous sachions si cela doit être imputé à un évènement brutal ou graduel.

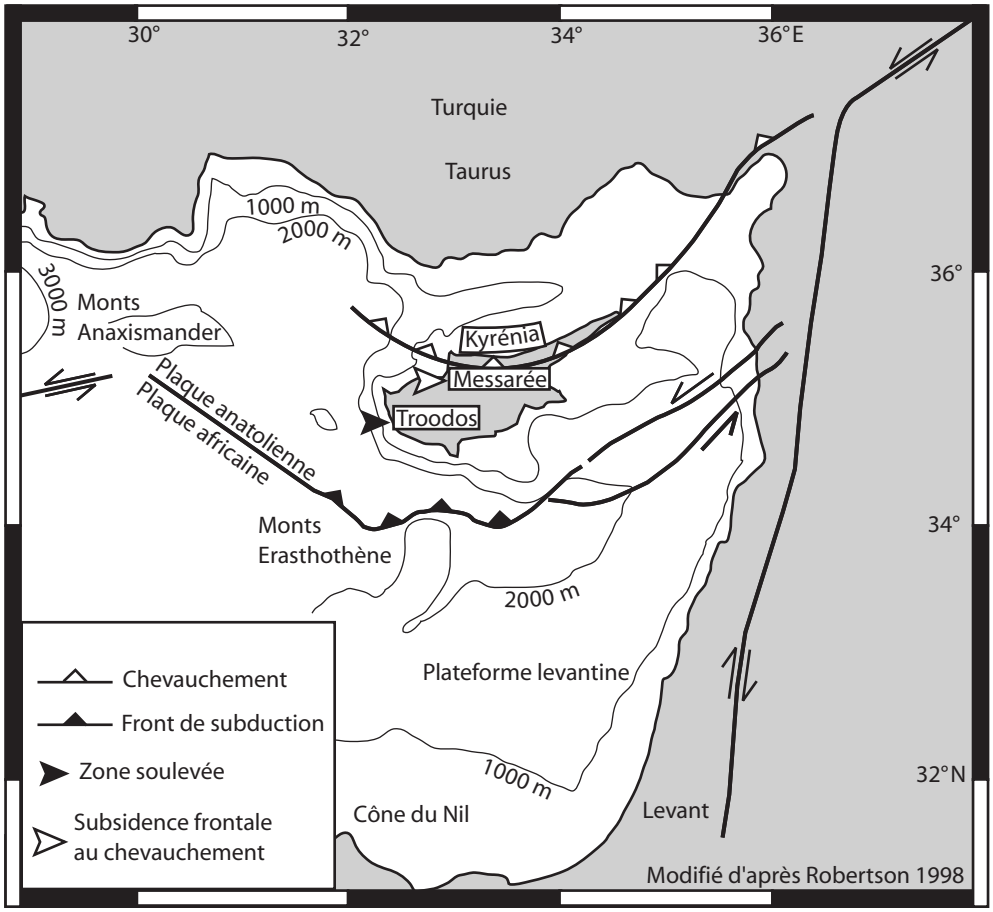


Figure 5 : Dispositif tectonique de Méditerranée orientale

Ce contexte de subsidence a donc entraîné la mise en place des unités macro-morphologiques de l'île de Chypre. Le mouvement sur le plan de subduction au sud de l'île a permis la surrection de la limite de la plaque anatolienne et son érosion corrélative. L'épine dorsale de l'île, c'est-à-dire le massif du Troodos, est ainsi constituée d'ophiolites. Ces affleurements ont étés interprétés comme la partie sous-marine d'une chaîne d'îles (Pearce 1975), datée du Crétacé (Bortolotti 1976), qui a été projetée à plus de 1951m d'altitude.

La conséquence de la poussée de la plaque africaine est la formation de l'anticlinal chevauchant (Harrisson *et al.* 2004) de Kyrenia en position d'arrière arc. Ce plissement de faible longueur d'onde est affecté par de nombreuses failles inverses (Harrisson *et al.* 2004). Ceci génère une chaîne d'altitude maximum d'environ 1000m. aux pentes assez raides (7,2% environ). Sur ses pentes, les affleurements calcaires tertiaires dominent (Birot et de Vaumas 1963) et sont, à leur base, recouverts

par un système de terrasses pléistocènes (Dreghorn 1978).

La dépression de Messarée est expliquée par la présence d'une subsidence importante (Mc Callum et Roberson 1998) qui semble être la conséquence du front de chevauchement de la chaîne Kyrénéenne (Harrisson et al 2004).

Toutefois si la mise en place des grands traits morphologiques, et donc de la morphologie générale des réseaux hydrographiques, est grandement imputée aux mouvements tectoniques depuis le Crétacé, l'évolution morphologique plus récente ne semble pas pouvoir être attribuée aux mêmes facteurs. En effet, la majorité des réseaux de failles présents dans les couches Pliocènes et Miocènes ne sont pas imprimés dans les séries pléistocènes (Mc Callum et Roberson 1998, Poole et Robertson 1998).

2.1.1.2 Répartition des affleurements géologiques

Les terrains ophiolitiques du Troodos sont composés de roches endogènes très diversifiées (Figure 6) en particulier de basaltes (affleurement les plus importants), pillow lava, gabbros, diabases, dunites, harzburgites, diorites, olivines. Ces roches, fortement résistantes à l'érosion par rapport aux autres affleurements présents, sont relativement perméables. La couverture sédimentaire carbonatée crétacée n'est présente qu'à l'état de rares reliques dans la région du Troodos. Cet ensemble constitue l'amont du bassin versant du Gialias (Figure 6) Par leur composition minéralogique, ces roches endogènes dominantes s'individualisent par rapport aux couches d'origine marine présentes plus à l'aval (grès et marnes calcaires). Pour le détritisme holocène, elles sont un bon marqueur du caractère fluvial des dépôts ; elles autorisent également la discrimination et la quantification des particules originaire de l'amont du bassin versant pour un sédiment donné.

Les couches d'argiles marines du Crétacé Supérieur reposant sur les pillow lava marquent le début des couches carbonatées soulevées des flancs Nord du Troodos. Se succèdent d'amont en aval vers la Messarée : les craies et marnes de l'Éocène et de l'Oligocène, les calcaires et marnes du Miocène, quelques rares affleurements de gypse du Messinien puis enfin les calcarénites, grès et marnes du Pliocène. Par leur dureté moyenne à faible et par leur vaste surface d'affleurement, ces roches sont une source importante du détritisme holocène.

Dans les plaines basales occidentale (Morphou) et orientale (Famagouste) de Messarée, seuls les dépôts postérieurs au Pliocène sont présents. Ils sont constitués d'alluvions limoneuses ou graveleuses. L'autre flanc de la Messarée est délimité par la chaîne Kyrénéenne (alt. maximale 935m) dont les terrains marneux et calcaires sont presque exclusivement datés du Miocène et du Pliocène.

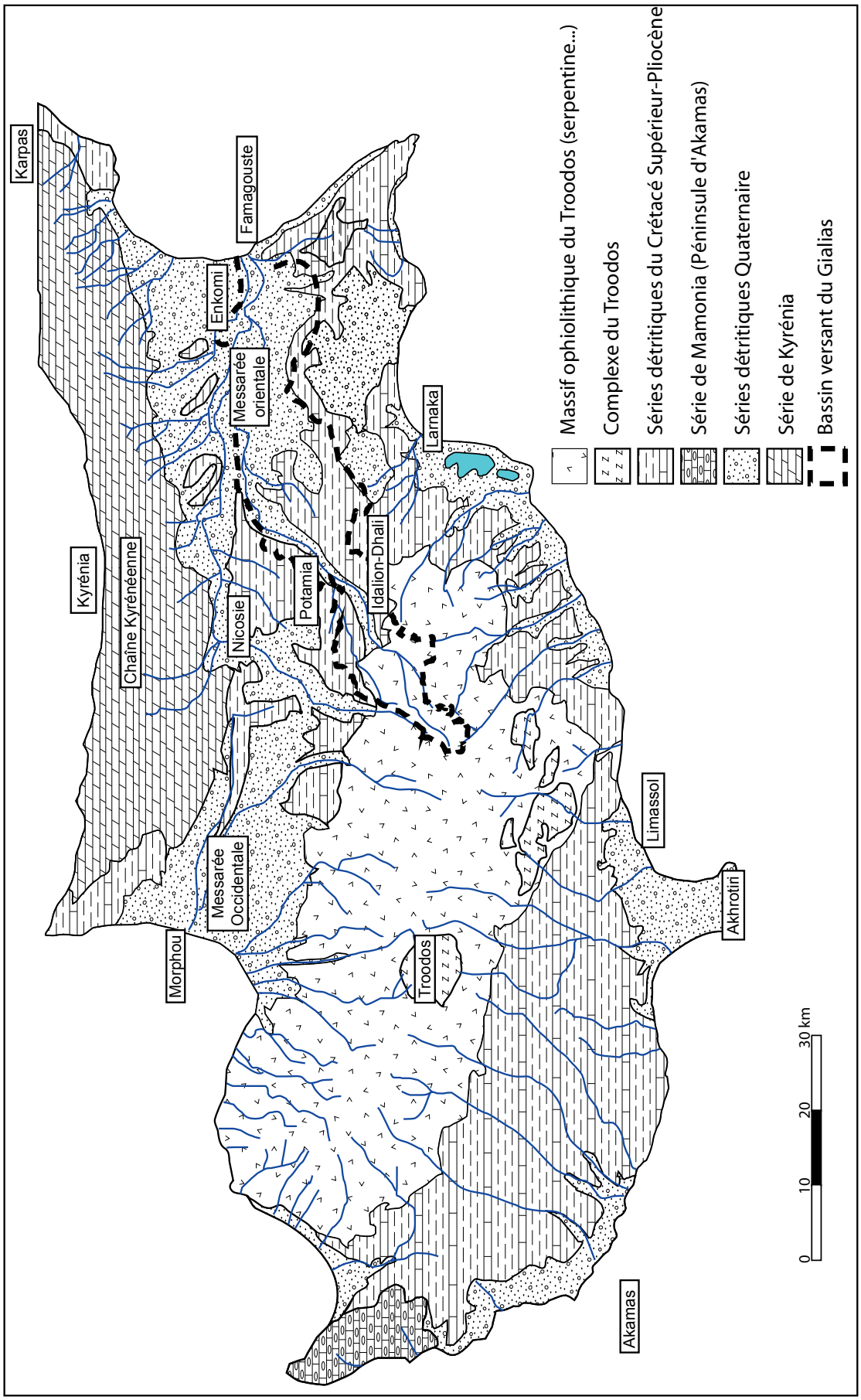


Figure 6 : Les ensembles géologiques de l'île de Chypre et le bassin versant du Gialias

Les couches géologiques présentes sur les flancs Sud du Troodos sont identiques à celles du flanc Nord. Toutefois, la disposition structurale entraîne des pendages et des pentes beaucoup plus forts. Ceci a deux conséquences principales : les surfaces d'affleurement sont beaucoup moins importantes et les dépôts quaternaires couvrent de plus faibles surfaces.

2.1.2 Description géomorphologique succincte des pourtours carbonatés du Troodos : morphogenèse anté-holocène du bassin versant du Gialias

2.1.2.1 Des reliefs tabulaires aux origines discutées

Le relief du secteur médian du Gialias, comme une grande partie des pourtours carbonatés du Troodos, est constitué d'une succession de plateaux emboîtés de type Mesa (Birot et de Vaumas 1963, Bousquet et Péchoux 1980) dont les surfaces sommitales observent généralement une légère pente en direction des thalwegs principaux et/ou de la Messarée (Gialias, Alykos et Pedehios). Ces mesas s'étagent d'environ 5 à 300 mètres d'altitude (a.s.l.) et sont caractéristiques des paysages de la Messarée jusqu'aux marges basaltiques du Troodos. L'élévation maximum par rapport au fond de vallée est généralement faible, mais elle s'accroît avec l'altitude au fur et à mesure que l'on remonte le bassin versant : haute d'à peine quelques mètres près de la mer, elle peut atteindre jusqu'à plus de 80m à l'amont de Dhali. Les reliefs tabulaires sont découpés par de nombreux thalwegs, sièges d'organismes hydrographiques depuis au minimum le Pléistocène supérieur (Gass 1960, Bear 1975, Gomez 1987, Poole 1992, Poole et Robertson 1998).

D'un point de vu topographique, les plateaux peuvent être regroupés en quatre grands groupes (S1, S1', S2 et S3) sur le critère de la continuité des surfaces principales (Figure 7).

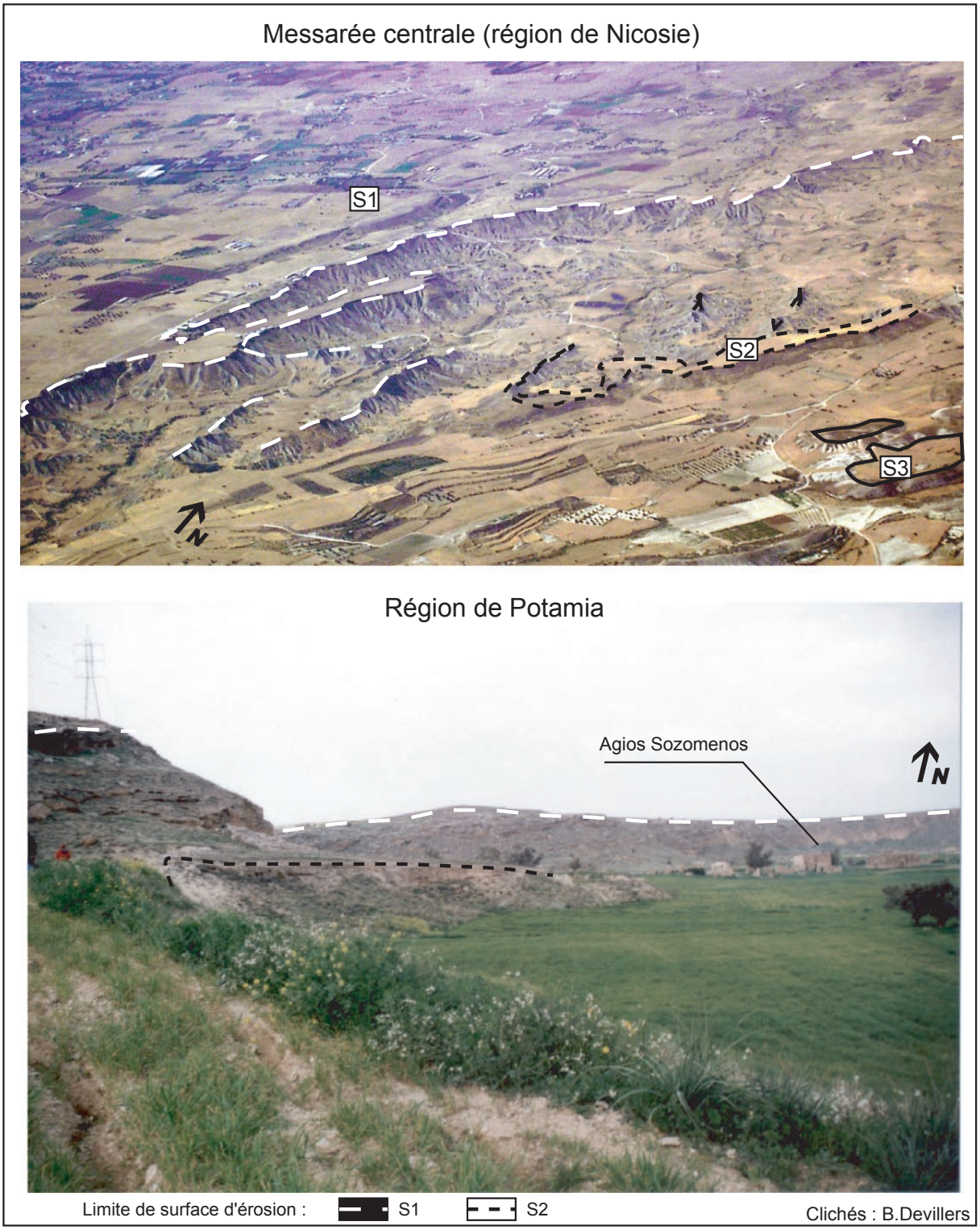


Figure 7 : Les surfaces d'érosion sur les pourtours du Troodos

Il convient de minimiser l'importance morphologique des dépôts de la fin du Pléistocène dans la Messarée. Poole et Robertson indiquent que ces alluvions ne dominent jamais les fonds de vallée de plus de 3m. Nos observations de terrain confirment ce chiffre. De plus, dans la vallée du Gialias, les dépôts holocènes recouvrent presque systématiquement les alluvions dénommés F4 par ces auteurs (*Late Late Pleistocene*, Poole et Robertson 1998).

2.1.2.2 Tentative d'interprétation des reliefs monoclinaux circum-Troodos tertiaires et quaternaires

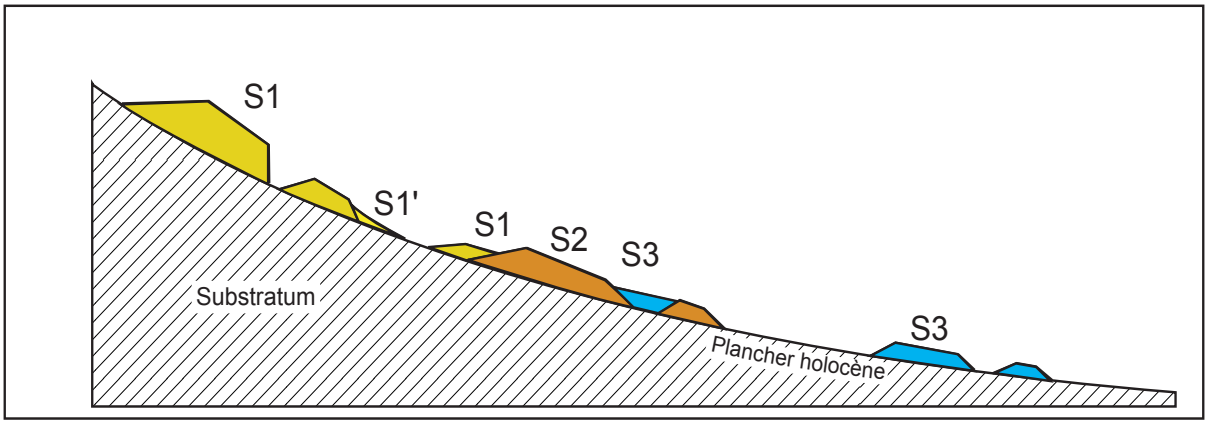
Ce type de relief est fréquemment interprété par l'action de l'érosion différentielle (Birot et de Vaumas 1963) ou par le basculement de blocs (*tilting*) lors d'épisodes de subduction de la Messarée et du soulèvement du Troodos (Robertson 1990, Poole et Robertson 1998), l'homogénéité topographique des surfaces au sein d'un même groupe, alliée à l'hétérogénéité des terrains affectés entre les surfaces (Miocène pour la surface S1, Pliocène pour la surface S2 et Pléistocène pour les S3 et S4) plaident en faveur d'une interprétation des plateaux en terme de surface d'érosion créée lors d'évènements géologiques particuliers (Poole et Robertson 1998).

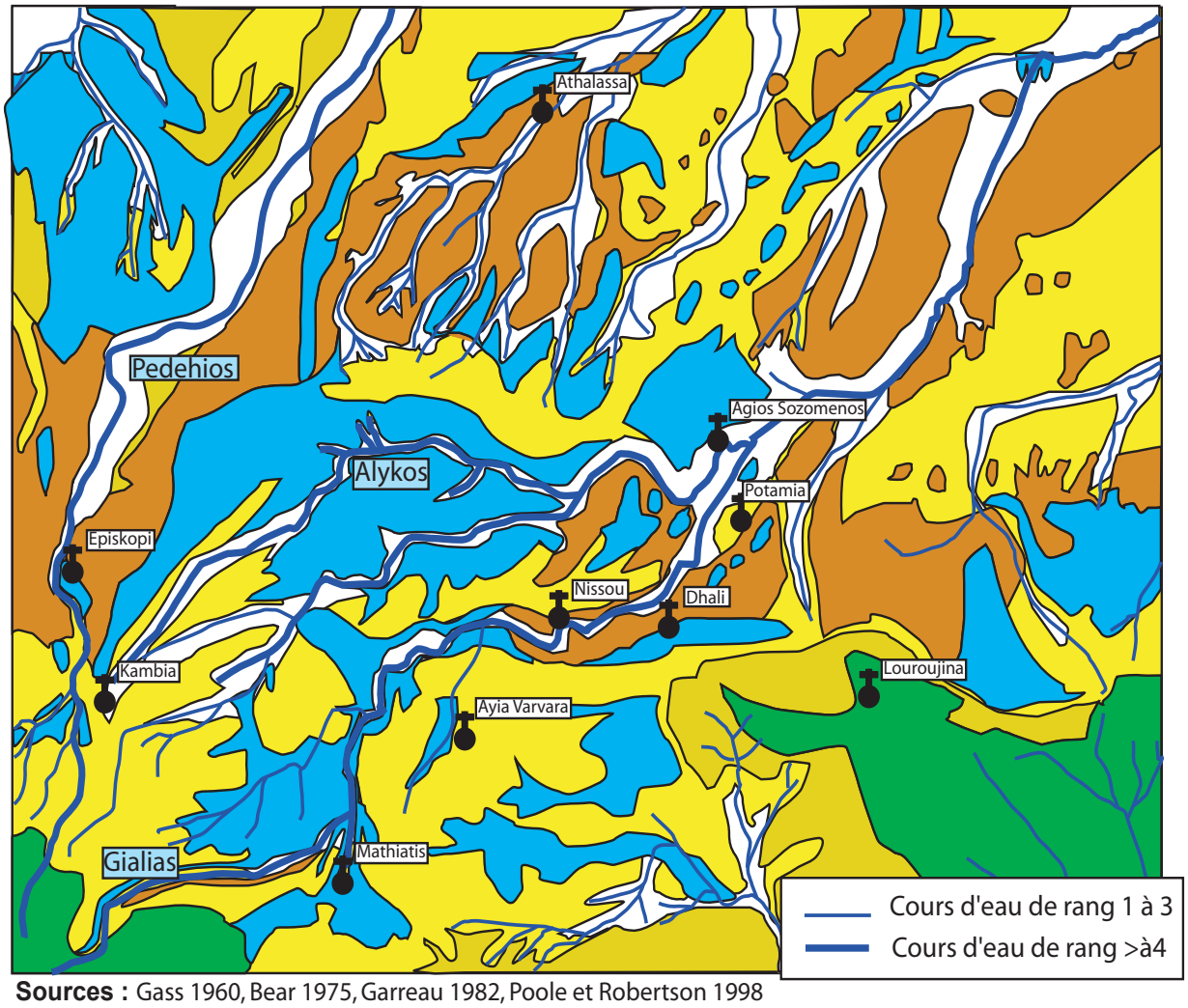
Le rôle des variations eustatiques parfois drastiques affectant les différents terrains depuis le Miocène nous semble par ailleurs indéniable. Ces mouvements du niveau marins ont permis, par adaptation au niveau de base, une importante incision des réseaux hydrographiques et probablement la formation de glacis adaptés. Plusieurs preuves de ce type de dynamique ont été révélées. Ainsi Vita-Finzi (1990) met en évidence une surrection de 10m environ depuis 40 000 ans sur la côte méridionale de l'île. La surface S1 affecte les terrains miocènes mais est antérieure aux formations pléistocènes. Il semble dès lors possible d'avancer que la dissection initiale et majeure de ces reliefs s'est effectuée par adaptation incomplète du relief à l'épisode d'assèchement de la Méditerranée au cours du Messinien, ce qui a engendré une incision rapide et importante des réseaux hydrographiques (Mulder 1973, Hsü *et al*. 1978). La pente est relativement plus forte pour les plateaux affectés par la surface S1, ce qui, dans le cas d'une surface d'érosion, pourrait concorder avec l'épisode de crise de salinité messinienne. L'épisode messinien affectant les terrains miocènes est avéré pour la côte Sud de l'île (Krigjsman *et al.* 2002, Stow et al. 1995) ainsi que pour la Messarée, comme le montrent de façon indirecte des études géotechniques (Fink 1967), ou encore des articles plus récents (Mc Callum et Robertson 1995) qui soulignent d'ailleurs la discordance et les surfaces d'érosion créées entre le Pliocène et le Miocène.

Poole et Robertson (1998) proposent d'expliquer les formes pléistocènes par le dépôt de matériel continental sous forme de larges cônes de déjection (*Fanglomerate*) ennoyant la Messarée à partir du Troodos, puis de leur dissection lors d'événements de surrection du Troodos sous la poussée de la plaque tectonique anatolienne. Plusieurs phases d'incision des réseaux hydrographiques en relation avec les variations eustatiques sont avérées durant le Pléistocène (Dreghorne 1978, Poole 1992, McCallum et Robertson 1995), mais leur chronologie reste encore à préciser. Nous avons regroupé les surfaces d'abandon et/ou d'érosion des dépôts pléistocènes selon des critères morphologiques, topographiques et chronologiques. Les formations du Pléistocène ancien et moyen, encore non

datées en valeur absolue, forment l'essentiel des dépôts affectés par les surfaces S2 (Figure 8). La surface dénommée S3 affecte deux séries de dépôts du Pléistocène supérieur datées de 219-185 et 134-116 Ka B.P. (Poole 1992, Poole et Robertson 1998). Nous pouvons donc résumer les grandes étapes de la morphogenèse anté-Holocène de la manière suivante :

- Accumulation de sédiment marin carbonaté durant le Miocène
- Incision durant le Messinien (création des surfaces d'abandon S1 et S1')
- Accumulation marine proximale puis continentale du Pliocène jusqu'au milieu du Pléistocène puis nouvelle incision (surface d'abandon S2)
- Nouvelle accumulation à partir de 219 Ka B.P. et création de la surface S3 après 116 Ka B.P.





Sources : Gass 1960, Bear 1975, Garreau 1982, Poole et Robertson 1998

		Roches à l'affleurement	Facies	Attribution chronologique des surfaces
	Formation et dépôts alluviaux	Holocène	Continental (Alluvions)	Holocène (10 Ka)
	Surface S3	Pléistocène	Alluvions	Pleitocène supérieure (116 Ka)<S3 <Holocène (10 Ka)
	Surface S2	Pliocène etPléistocène	Grès, Marnes, calcaire, alluvions	Pléistocène<S2 <Pléistocène Supérieure (219 Ka)
	Surface S1' (S1 dégradé)	Miocène	Marnes	Miocène<S1'
	Surface S1	Miocène	Marnes	Miocène<S1<Pliocène
	Surface non conservé	Roche endogène du Troodos	(Basaltes, ophiolites ...)	

Figure 8 : Croquis géomorphologique des reliefs circum-Troodos

La physionomie du réseau hydrographique actuel et les potentialités d'accumulation holocènes sont contraintes par la mise en place des volumes d'alluvions et de dépôts marins depuis le Miocène puis de leur dissection. Sur les versants orientaux du Troodos, les réseaux hydrographiques comme celui du Gialias sont généralement de direction so/ne quand la pente reste importante : ils suivent l'orientation des grands cônes alluviaux pléistocènes (Mc Callum et Robertson 1995). Au cœur de la Messarée le réseau hydrographique se dirige vers l'est pour atteindre l'exutoire de Famagouste.

2.1.3 Unités structurales et mobilité tectonique holocène

Les mouvements tectoniques holocènes ont une influence sur le niveau relatif de la mer et donc sur les environnements fluviaux, mais aussi sur les conditions d'érosion par la mobilité du niveau de base et par la création de décrochements dans les profils en long. Bien que Harrison *et al.* (2004) soulignent le fait que les grands réseaux de failles chypriotes n'affectent pas les sédiments holocènes meubles, ceux-ci peuvent être affectés par des déformations sans cassures. À l'amont, dans le bassin versant du Gialias, l'inspection de plus de 30km de coupes naturelles de dépôts fluviaux et de sols holocènes n'a révélé aucune évidence stratigraphique de mouvement tectonique. Malgré l'absence de failles récentes les témoins de mobilité tectonique holocène doivent donc être tout de même inspectées.

L'activité sismique des périodes récentes est avérée dans l'île par l'enregistrement des ondes sismiques (Pinar et Kalafat 1999), par les sources historiques (Ambraseys 1963, Grivaud 1998) et archéologiques (Dunn 1996), ainsi que par certaines évidences géomorphologiques (Dalongeville *et al.* 2000, Morhange *et al.* 2000, Sourisseau *et al.* 2003). A priori, l'influence de la tectogenèse sur la morphogenèse du bassin versant du Gialias, à l'Holocène, est donc possible. Sans plan de faille active avérée, la mesure des mouvements tectoniques sur des périodes courtes est difficile. Les seules données disponibles utilisent le niveau marin comme un référentiel altimétrique chronologiquement mobile. Un niveau marin attesté au-dessus du niveau actuel ou en incohérence significative avec les courbes de remontée marine méditerranéenne peut être imputé à des mouvements crustaux verticaux, qui sont dès lors quantifiables. Les éléments de réponse sont peu nombreux mais quelques observations permettent de contraindre chronologiquement et géographiquement l'influence éventuelle de ce facteur.

Des mouvements crustaux, c'est-à-dire tectoniques et/ou isostatiques, ont été enregistrés sur la côte Sud de l'île par des niveaux marins holocènes situés au-dessus du zéro a.s.l. actuel dans des contextes morphologiques différents. Près de Larnaka, en situation de côte rocheuse, trois hauts niveaux marins sont mis en évidence par la présence de plages soulevées associées à des formes de corrosion marine (Dalongeville *et al.* 2000). Ces trois hauts niveaux marins sont mesurés et daté à

+2m daté de 5320-4960 B.P. cal., +1m daté entre 3500 et 1710 B.P. cal. et +0,60m daté de 530-428 B.P. cal. Le niveau marin en contexte structural stable ne dépassant pas les valeurs actuelles durant l'Holocène (Flemming *et al.* 1998, Lambeck et Bard 2000, Morhange *et al.* 2001), ils sont donc les témoins de rivages soulevés ponctuellement.

Dans la même région, sur la côte meuble de Larnaka, les recherches géoarchéologiques sur l'implantation du port antique de Larnaka (Morhange et al. 1999, 2000, Sourrisseau *et al.* 2003) ont mis en évidence des vases marines à +0,4cm a.s.l. datées à 3300 B.P. cal. (Figure 12). Aux alentours de 1600 B.P., la transformation d'une lagune communiquant avec la mer en un lac salé desséché et quasiment isolé pourrait être aussi attribuée à un soulèvement crustal. Sa remise en eau partielle s'effectue durant l'époque romaine.

Les travaux de Gifford (1978 et 1980) proposent une droite de remontée du niveau marin pour Larnaka, la résolution de ce travail est faible. Ces données ne mettent pas d'anomalie particulière en évidence par rapport aux données acquises en contexte tectonique stable (Figure 12).

Les dates des sédiments marins obtenues dans ce travail pour le lac salé de Larnaka sont en adéquation avec les courbes de la remontée du niveau de la mer Méditerranée à l'Holocène (Lambeck et Bard 2000, Morhange *et al.* 2001). Elles n'indiquent donc pas de mouvement vertical particulier.

Plus à l'ouest, sur le littoral du site archéologique d'Amathonte, une rapide prospection effectuée durant l'automne 2002 a mis en évidence d'autres témoins de rivages soulevés. Sur le littoral de Kastros-Amathonte (Figure 13) les formes d'érosion marines (Figure 9 A et B) imprimées dans le substrat marno-calcaire sont visibles jusqu'à environ +1m au-dessus du niveau marin actuel (Figure 9 B). Ces micro-formes d'érosion sont à l'amont fossilisées par des concrétionnements carbonatés de type *beach rock*, riches en faune marine, sables et galets (Figure 9 B). La bonne conservation des formes et des dépôts, ainsi que l'absence de processus d'altération pédologique laissent présumer qu'ils sont récents mais aucun témoin archéologique ne permet ici d'apporter de datation précise.

Dans le même secteur, quelques centaines de mètres plus à l'est, les accumulations sédimentaires récentes mises en position de micro-falaise par l'érosion marine actuelle apportent aussi des informations sur la présence d'un haut niveau marin holocène. La succession stratigraphique AM01 (Figure 9 C) repose sur le substrat tertiaire. La coupe est constituée de quatre unités sédimentaires. Les deux premières, d'une épaisseur d'environ 0,8m, sont composées de limons, de sables et de cailloutis d'origine colluviale. Les céramiques présentes dans cette unité sont exclusivement attribuées à la fin de l'époque Hellénistique (IIe/-Ier s. av. J.-C., soit 2150-2050 années B.P. cal.). Entre 0,9 et 1,5m de la surface, l'unité sédimentaire sablo-graveleuse très homogène et légèrement concrétionnée est riche en coquilles marines. Le faciès, la composition pétrographique et malacologique interdisent toute interprétation colluviale ou alluviale de cette unité. La texture et

la faune présentes laissent à penser que nous sommes en présence d'un petit cordon littoral soulevé. 0,9m. Au sommet de la coupe, une unité colluviale plus grossière contient trois panses d'amphores proto-byzantine du IV-VI S. ap. J.-C. (1450-1650 B.P. cal.) et marque donc le retour des processus continentaux. La chronologie apportée par l'étude des céramiques permet de rapprocher la phase d'émersion du site d'Amathonte et de quelques niveaux de Larnaka (Dalongeville *et al.* 2000) de la phase de forte activité tectonique (*Early Byzantine Tectonic Paraoxysm*) décrite par Pirazzoli (1986) pour la Méditerranée occidentale au début de l'époque byzantine.

A

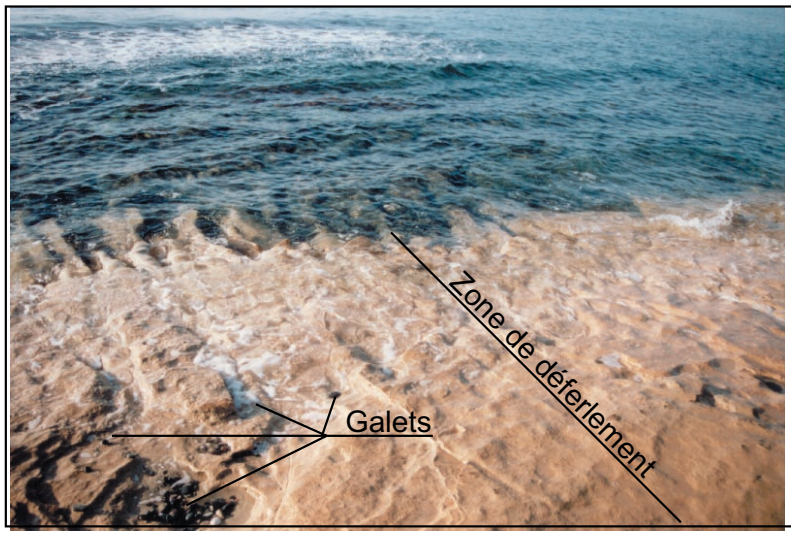
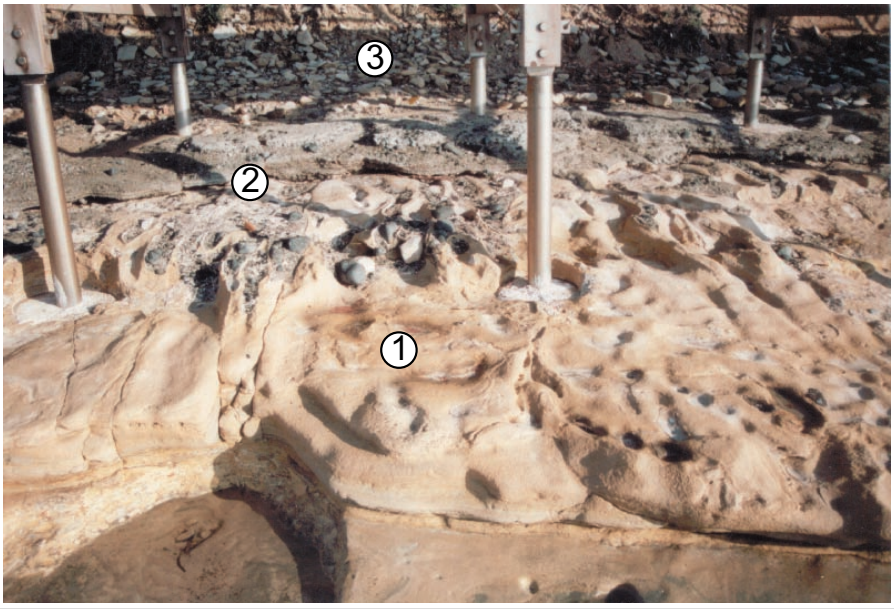


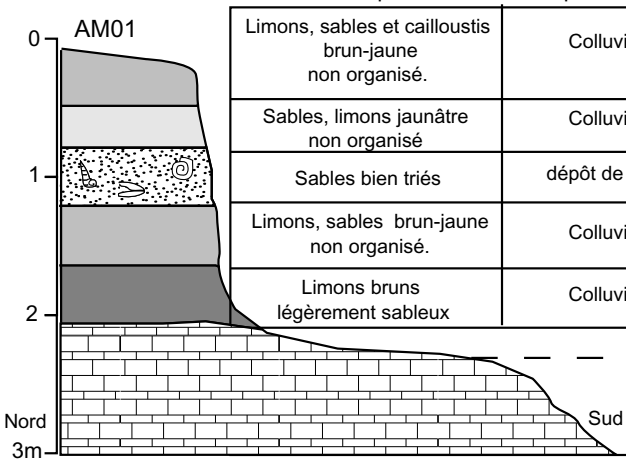
Figure d'érosion marine actuelle affectant le substrat marno-calcaire (Crétacée sup.) par abrasion dans la zone de déferlement au moyen de matériel sédimentaire grossier (galets). Base de l'étage médiolittoral

B



Figures d'érosion marine fossiles (1), à environ +1m a.s.l., des galets sont conservés dans un encroûtement calcaire riche en thanatocénose marine (2). Au deuxième plan, une formation sédimentaire composée de galets et de faune marine (3) pourrait indiquer la présence d'un rivage soulevé.

C Témoins sédimentaire et morphoogique d'un rivage soulevé à Amathonte



Description	Interprétation morphosédimentaire	Artefact et attribution chronologique
Limons, sables et cailloustis brun-jaune non organisé.	Colluvions	Tuiles d'époque proto-byzantine et une panse de cruche " red slip ware " d'époque archaïque
Sables, limons jaunâtre non organisé	Colluvions	3 panses d'amphores production de Zygi : proto-byzantine (IV-VI S. ap. J.-C.)
Sables bien triés	dépôt de plage	Pas d'artefact
Limons, sables brun-jaune non organisé.	Colluvions	Panses d'amphore micacée, un bord étalé de plat engobé : Fin Hellénistique (-IIe/-Ier S.)
Limons bruns légèrement sableux	Colluvions	Céramiques inderterminables

— — — Niveau marin constaté
Substrat marno-calcaire et figures d'érosion marine

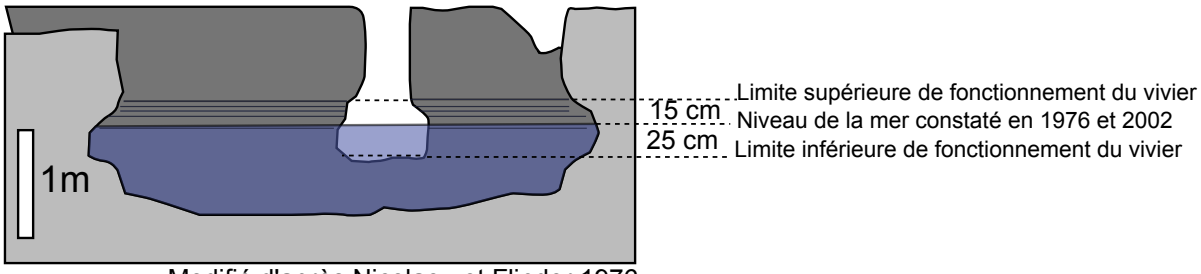
Figure 9 : Témoins de rivages soulevés dans la région d'Amathonte

Sur la côte Nord de l'île les observations sont moins nombreuses. Des encoches tidales et des beachrocks, indiquent une légère émersion (de l'ordre d'un mètre). Ils n'ont jamais pu être datés (Pirrazzoli, communication personnelle). Des indices archéologiques pourraient aussi démontrer une émersion d'environ +1m a.s.l. (Dreghorn 1981), mais les arguments employés se fondant sur l'existence de jetées néolithiques datées de 7050 B.P. doivent être fortement contestés.

Les viviers à poisson hellénistiques de Lampousa (2275-2000 B.P. cal.) (Nicolaou et Flinder 1976) sont toujours en position fonctionnelle par rapport au niveau actuel de la mer (Figure 10). La différence du niveau marin constatée avec les limites fonctionnelles supérieures et inférieures (Figure 10) indique que la variation relative du niveau marin depuis la période de construction du vivier ne peut être supérieure à 25cm, c'est-à-dire 25cm pour une remontée marine et 15cm pour un abaissement (Figure 10). Cette structure archéologique est antérieure aux rivages soulevés d'Amathonte et de Larnaka (Dalongeville 2000), elle n'a donc pas été affectée par les mêmes déformations depuis sa construction.

Le vivier de Lampousa taillé dans les biocalcarénites crétacé
est toujours en position fonctionnelle

Détails du vivier : encoche dans le bassin principal



Modifié d'après Nicolaou et Flinder 1976

Figure 10 : Le vivier à poisson de Lampousa

Sur le littoral de Famagouste, les prospections de terrain n'ont révélé aucun indice de rivage soulevé. De même, des grès de plage (*beach rock*) contenant de nombreuses céramiques d'époque romaine (*sigillée, T.A.Q.*) sont encore en position fonctionnelle (Figure 11). L'inspection des quais romains du port de Salamine n'indique pas non plus de variations sensibles du niveau marin relatif. Par contre, leur position actuelle montre un recul récent de la ligne de rivage de plusieurs dizaines de mètres sur certains secteurs. Les vases marines datées dans les prélèvements sédimentaires exposés dans ce travail (carottages SBA) sont toutes situées en dessous des courbes de référence méditerranéenne en contexte de stabilité crustale (Figure 12) (Lambeck et Bard 1999, Morhange *et al.* 2001, Sivan *et al.* 2001). Elles n'indiquent donc pas de mouvements verticaux particuliers. Le distance verticale entre les sédiments marins datés et la position du niveau de la mer théorique est corrélée aux variations du taux de sédimentation. L'explication est donc d'ordre détritique. La résolution de cette méthode est relativement faible, les vases marines ne sont pas un bon indicateur de niveau marin mais un indicateur de la position minimale de celui-ci.

Figure 11 : Les *beach rocks* et le quai romain de Salamine (littoral de Famagouste)

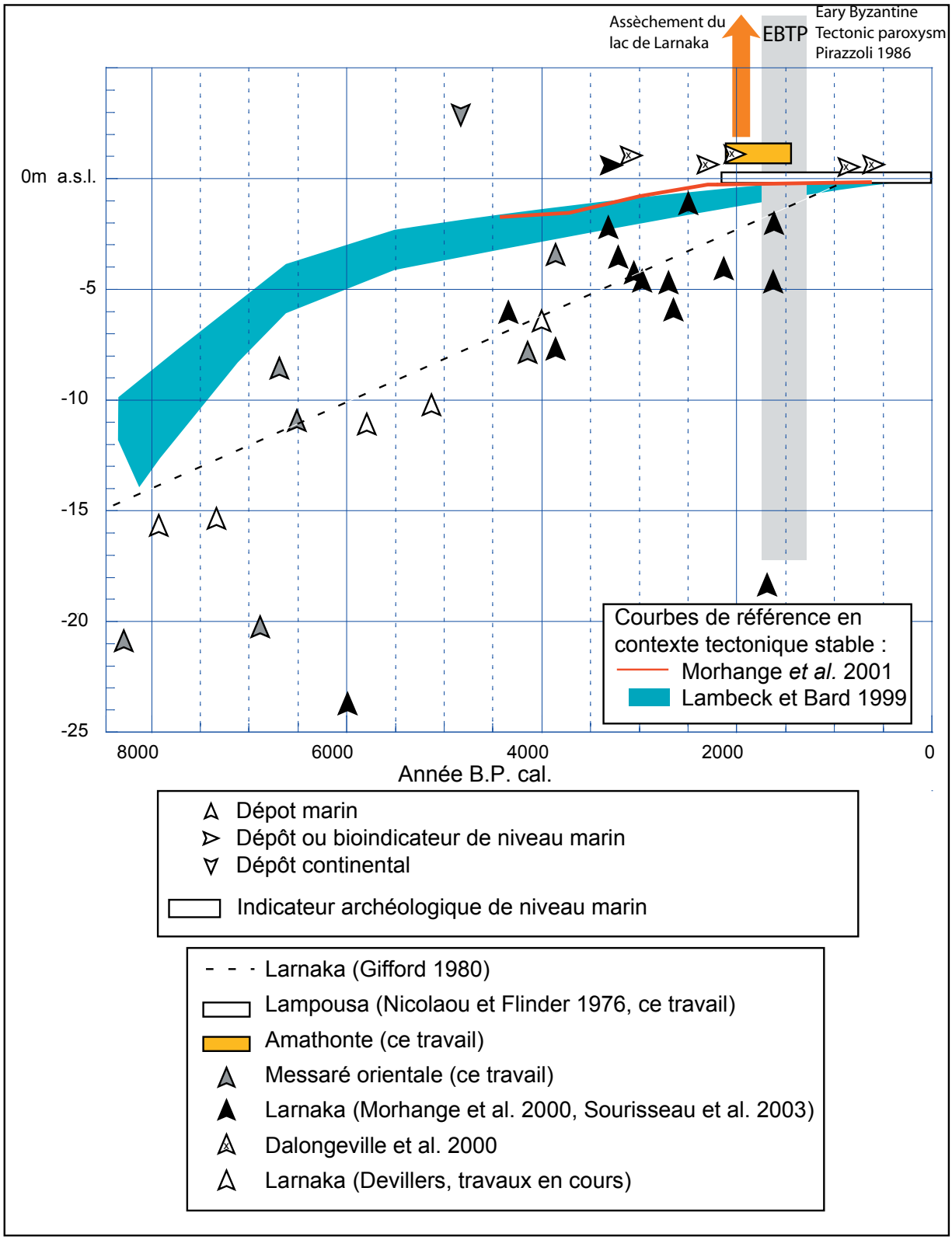


Figure 12 : Les indicateurs du niveau marin relatif à Chypre

Pour certaines zones, les différents indicateurs de niveau marin montrent des différences avec les courbes de la remontée du niveau marin holocène de référence imputable à des mouvements crustaux (Figure 13). La répartition des indicateurs de mobilité crustale (Figure 13 et Figure 14) témoigne d'une activité sur la côte Sud avec les sites de Hala Sultan Tekke/Kition (Larnaka) et d'Amathonte (Figure 13). Les indices de mouvements tectoniques durant l'Holocène récent sont absents de la Messarée orientale et de la côte Nord de Chypre.

Figure 13 : Les indices de mobilité tectonique holocène à Chypre

Ces différences peuvent être rapprochées de la répartition des failles au sein de l'île (Figure 14). Une coïncidence spatiale entre la distribution des indices de déformation littorale comparée à la répartition récente de l'énergie produite par les mouvements co-sismiques est observée (Kythreoty *et al.* 1998, Figure 14). À l'instar de certains travaux (Pinar et Kalafat 1999), ici se confirment donc les contrastes spatiaux de l'activité tectonique à l'échelle de l'île. Ces contrastes sont en relation avec la structure tectonique de l'île. L'activité sismique produite sur le plan de subduction entre la plaque anatolienne et la plaque africaine au large de l'île a eu pour résultat la formation de la ride d'accrétion du Troodos (Bortolotti *et al.* 1976, Robertson 1990, Poole et Robertson 1998? Lagroix et Borradaile 2000), et est toujours active durant l'Holocène. Les conséquences orogéniques de ce contexte de subduction sont, en revanche, moindres durant l'Holocène pour le bassin et le bombement d'arrière arc que sont la Messarée et la chaîne Kyrénéenne.

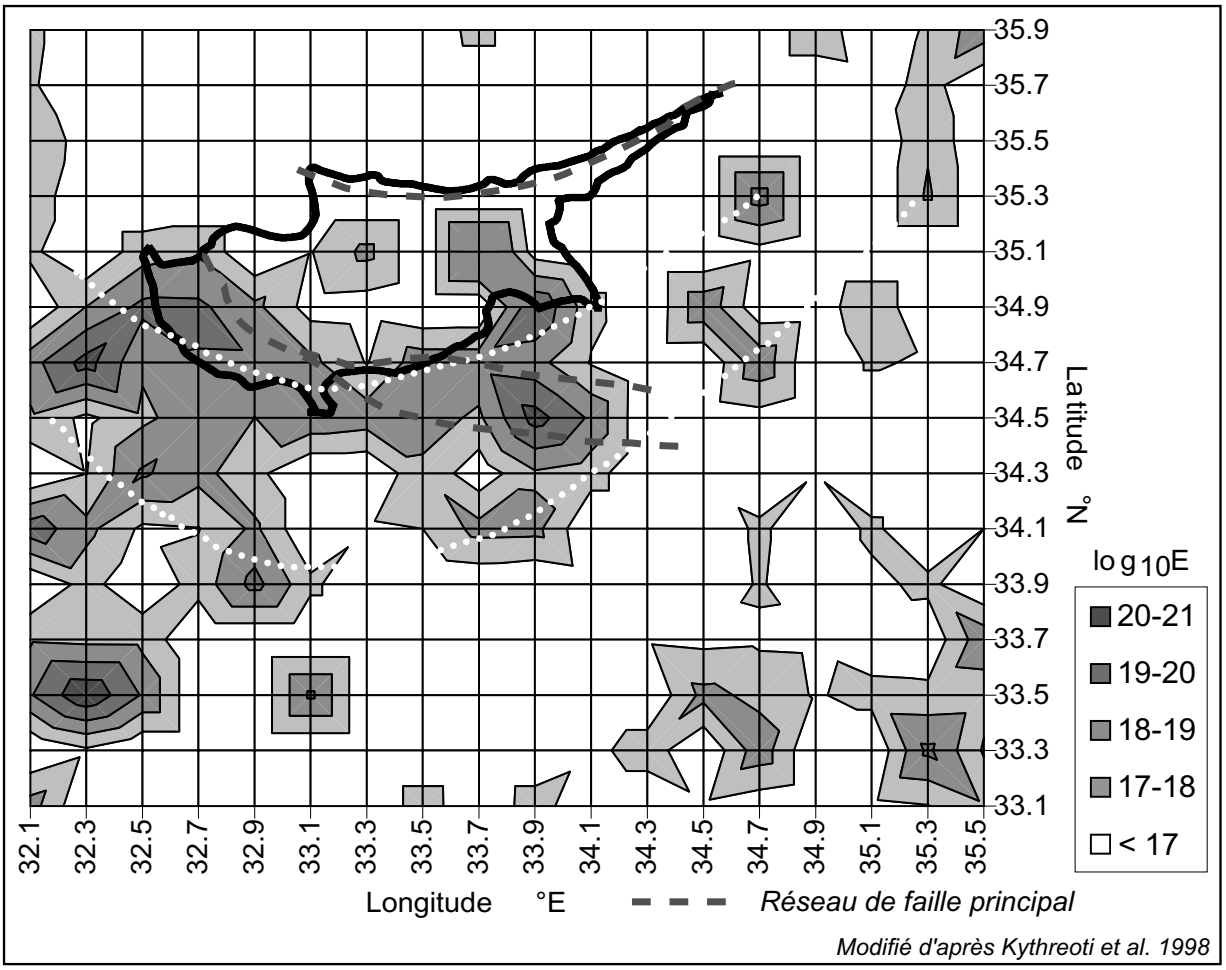


Figure 14 : Réseau de faille principal et distribution spatiale de l'énergie (E) dégagée par le relâchement des contraintes tectoniques de 1919 à 1995 à Chypre

En conclusion, aucune preuve de mouvement tectonique n'a pu être mise en évidence pour le bassin versant du Gialias. Ces mouvements tectoniques sont donc considérés comme de trop faible amplitude pour affecter sensiblement l'activité détritique, la morphogenèse fluviale et l'évolution

des littoraux à l'échelle de l'Holocène. De plus, les phénomènes n'ont pas le même ordre de grandeur. L'épaisseur cumulée des dépôts holocènes dépasse largement la trentaine de mètres, tandis que les mouvements crustaux observés sont inférieurs au mètre.

3. CLIMAT, HYDROLOGIE ET ÉROSION ACTUELS

3.1 Relations entre le climat et l'hydrologie des cours d'eau chypriotes

Afin de comprendre les modalités de la morphogenèse chypriote, il est nécessaire de décrire l'ambiance climatique de cette région, mais aussi de cerner ses variations chronologiques et spatiales.

Les données de précipitations disponibles permettent, dans une certaine mesure, de caractériser l'importance et la fréquence relative des événements climatiques moyens et extrêmes, ainsi que leurs relations avec les débits mesurés. De même, une étude statistique rapide des relations précipitations/débits est nécessaire afin de caractériser le fonctionnement spécifique d'un système fluvial intermittent en milieu semi-aride. La répartition annuelle et inter annuelle des événements a priori morphogènes peut être ainsi décrite pour les périodes actuelles. Le faible corpus, voire l'absence des mesures hydrologiques et sédimentologiques actuelles, limite fortement toute possibilité de modèle de transfert. Toutefois, quelques éléments clefs pourraient éventuellement être confrontés aux archives sédimentaires holocènes.

3.1.1 Un bioclimat méditerranéen semi-aride

Le régime pluviométrique de l'île de Chypre est caractéristique du climat méditerranéen semi-aride à la limite du bioclimat aride (Grove 1977). Chypre est également classée dans les zones arides par l'O.N.U (UNEP 1992). La définition des zones arides de l'UNEP est basée sur les travaux de Hulme et Marsh (1990) qui prennent en compte l'indice d'aridité IA=P°/EVP, le calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP) est basé sur la méthode simple de Thornthwaite. La classification de l'UNEP est utilisée par la grande majorité des géomorphologues (Thomas 2002) et des gestionnaires des ressources naturelles (UNEP 1992). Elle a l'avantage de prendre en compte des données climatiques fixes (1951-1980) et homogènes. Selon cette classification, la Messarée est classée dans les territoires semi-arides (indice d'aridité 0,2<IA<0,5) AI. Seuls les versants Sud-Ouest du Troodos sont classés dans la catégorie sec-subhumide avec un indice d'aridité entre 0,5 et 0,65 (UNEP 1992).

Les précipitations moyennes sont généralement inférieures à 500 mm/an et se concentrent majoritairement pendant la saison froide (Figure 15). Plus de 75% du bassin versant du Gialias ne récolte que 350 mm/an de précipitations, au maximum (Land and Survey Staff 1977). Le nombre de mois secs consécutifs calculé selon l'indice P<2t est important : huit mois en général. Avec environ

500 mm/an de précipitations (moins de 350 mm en Messarée), les abats d'eau ne compensent pas l'évapotranspiration **(**Figure 16). L'insolation et les températures sont particulièrement élevées en comparaison avec le reste de la Méditerranée (Petrakis *et al*. 1998).

La répartition pluviométrique est très directement liée au relief (Figure 15, Granberg 1999). Les reliefs du Troodos ainsi que l'extrême amont du bassin versant du Gialias reçoivent les plus grandes quantités d'eau, jusqu'à 1000 mm/an. Le forçage orographique représenté par les reliefs chypriotes y entraîne une forte augmentation des probabilités d'événements pluviométriques extrêmes (Hadjigeorgous 1985, Granberg 1999). Les événements extrêmes sont moins fréquents en Messarée. Toutefois des orages convectifs peuvent avoir des effets sensibles durant la période estivale (Hadjigeorgous 1985, Hadjiioannou 1987).

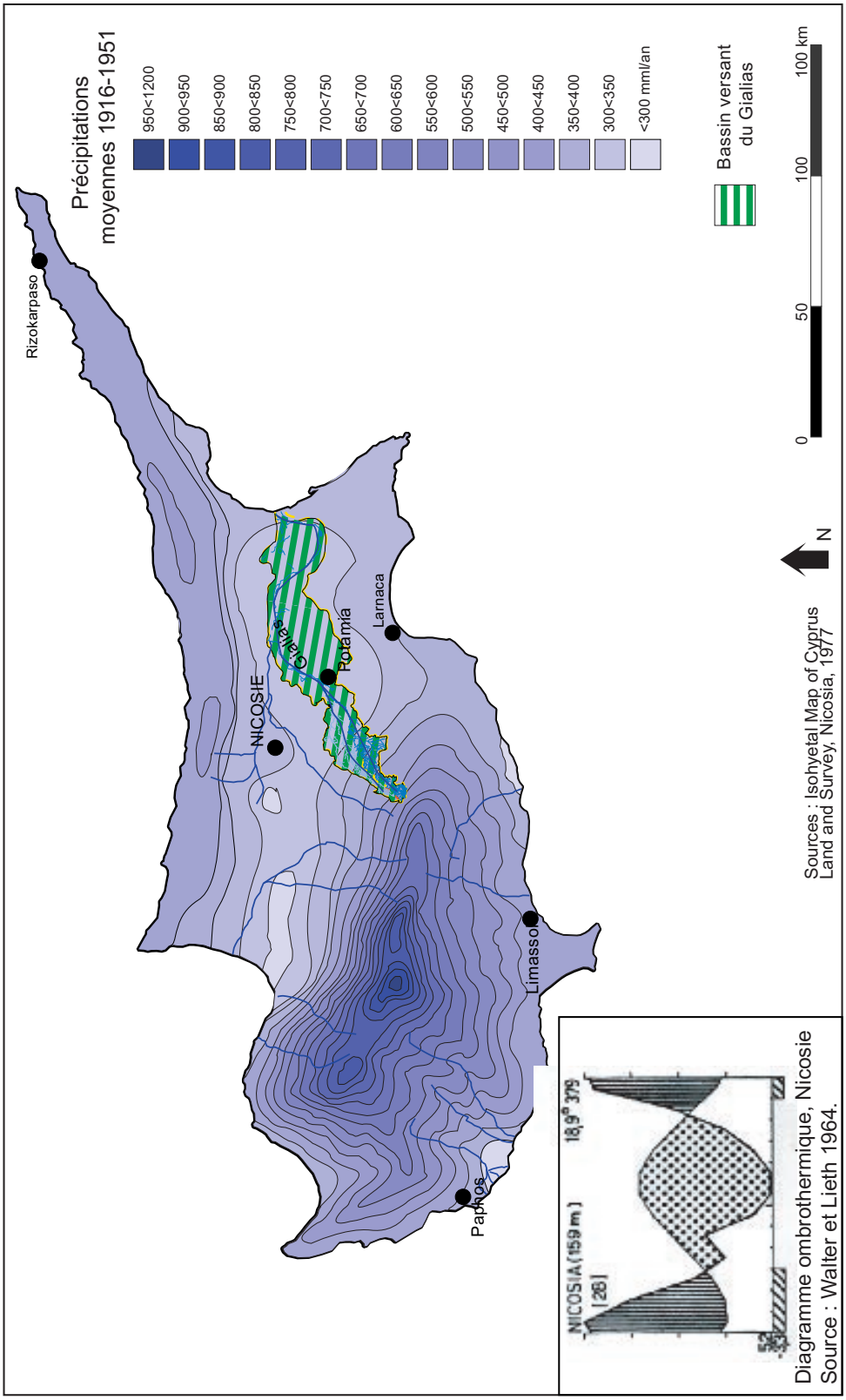


Figure 15 : Diagramme ombrothermique et répartition des précipitations à Chypre

Les régions côtières et la large plaine de Messarée sont les espaces les moins arrosés. À Nicosie la moyenne des précipitations annuelles calculée de 1906 à 1990 (source : NOAA-NCDC-GHCN-BETA-VERSION-2) est de 349 mm/an ce qui définit cette région comme un milieu semi-aride (Grove 1977).

La distribution annuelle de ces précipitations est représentative du climat méditerranéen : elles se concentrent sur deux maxima principaux en novembre et mars. Le début de la saison pluvieuse par des précipitations relativement fortes est une propriété climatique importante vis à vis de la morphogenèse. En effet, les premières précipitations apparaissant souvent sous formes d'orages (Christodoulou 1959) sur des sols fragilisés par une longue et intense saison sèche, peuvent avoir un pouvoir morphogène important.

L'évapotranspiration potentielle est importante (Figure 16). Elle n'est inférieure aux précipitations qu'un seul mois par an en moyenne (Meteorological office 1958, Christodoulou 1959). Le déficit hydrique est donc important (il dépasse 600 mm en été) et très présent (11 mois sur 12). Il conditionne fortement les potentialités et les modalités de l'agriculture chypriote.

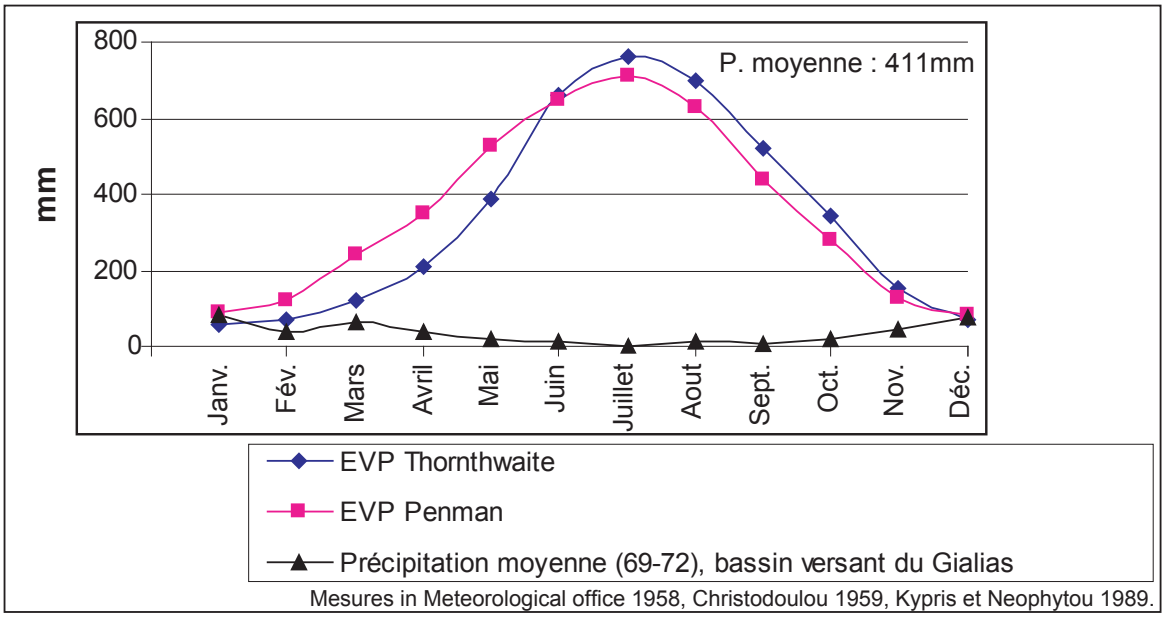


Figure 16 : Évaporation et précipitation (1969-1972)

3.1.2 Réseau hydrographique et hydrologie

Bien qu'actuellement les précipitations ne soient pas très importantes, les écoulements superficiels ont créé un réseau hydrographique dense.

Le réseau hydrographique est extrait du modèle numérique de terrain SRTM (NASA-NGA 2000), grâce au logiciel *Rivertools* ®, sur le principe de l'extraction et de la hiérarchisation des thalwegs principaux.
Le réseau hydrographique formé par le Gialias est le plus important de Chypre (linéaire de 4500km).

L'ordre hiérarchique du fleuve (ordination de Strahler, 1957) pour les zones étudiées est de 5 pour le Gialias et son affluent l'Alykos dans la région de Potamia-Agios Sozomenos et de 7 dans l'extrême Messarée orientale (Famagouste). Le Gialias est donc également, par son rang, la rivière la plus importante de Chypre. L'orientation principale des tronçons de rang élevé et l'étendue du réseau sont déterminées par les grands ensembles morpho-structuraux. Ainsi, les thalwegs s'orientent vers la Messarée, sur les versants du Troodos et du massif Kyrénéen (Pédehios, Peristeria, Kalamoullis, Kanli, etc.). Arrivé dans cette dernière, les écoulements s'effectuent alors à l'est, vers la baie de Famagouste (Figure 17).

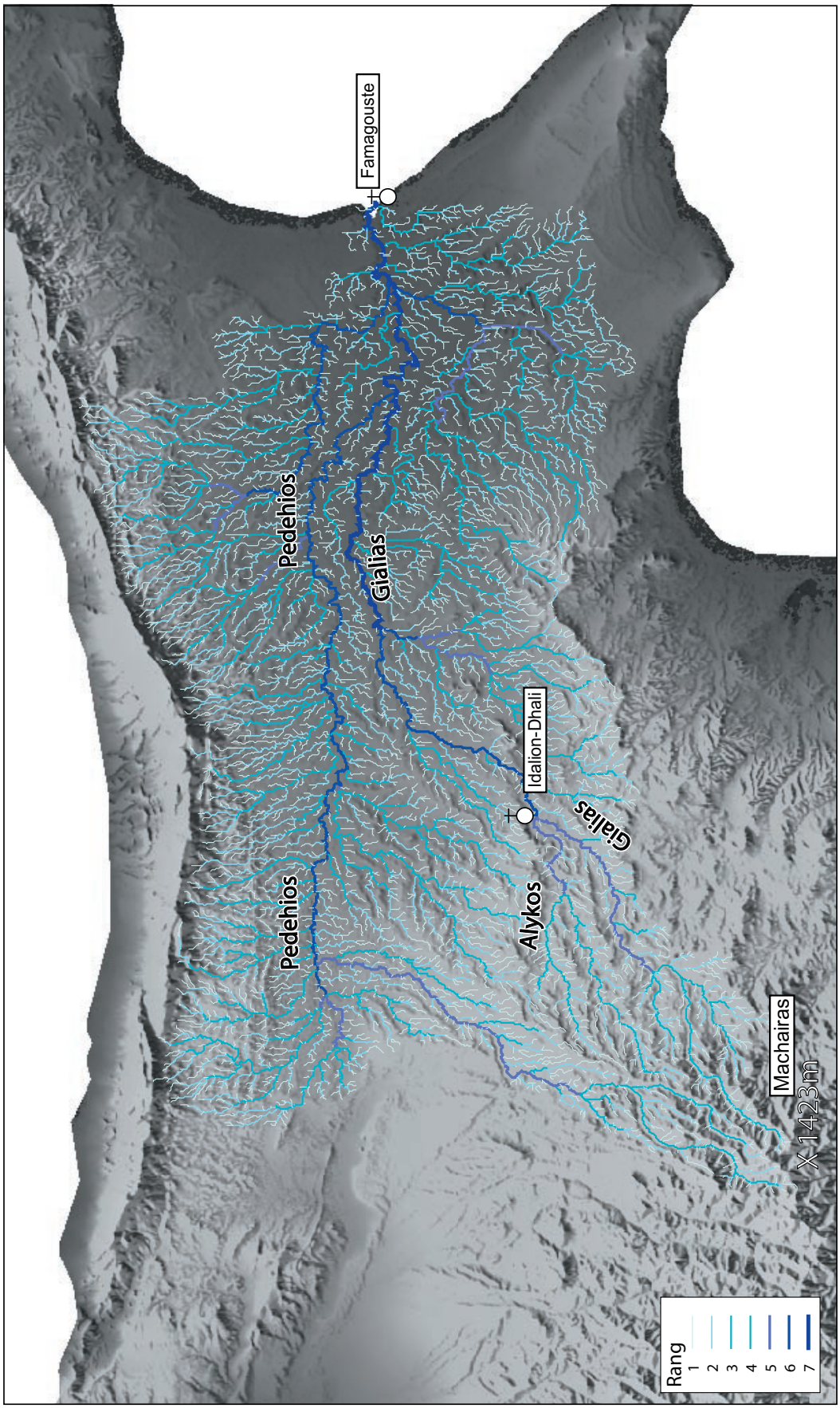


Figure 17 : Le réseau hydrographique du Gialias

Les thalwegs de rangs inférieurs (rang 1 et 2, Strahler 1957) peuvent être mesurés convenablement grace à l'indice de densité de drainage (Horton 1932). La densité de drainage, D_d, augmente avec l'érodabilité du substrat (Day 1980), les précipitations (Tucker et Parsons 1997, Knighton et Nanson 2000) ; elle est inversement proportionnelle à la taille du bassin versant (Day 1980, Bravard et Petit 1997) et à l'importance de la couverture végétale (Neboit 1983).

Pour notre terrain d'étude, $D_{d\ Gialias}$ = 2,26km.km^{-2} : elle est donc importante. Les réseaux hydrographiques caractéristiques des milieux semi-arides observent habituellement une densité de drainage relativement faible et se distinguent aussi par la mauvaise connexion des talwegs de rang inférieur (Knighton et Nanson 2000). À titre d'exemple, Day (1980) a calculé des densités de drainage de 0,81km.km^{-2} pour un bassin versant sur substrat dur, de taille proche de celle du Gialias, mais recevant plus de trois fois plus de pluies. Le réseau hydrographique du Gialias n'a donc aucun des attributs des milieux arides et paraît en inadéquation avec l'ambiance climatique et le régime hydrologique observés (Cf. plus bas). L'observation du réseau hydrographique pose dès lors la question du rôle des héritages morphologiques.

Il est cependant difficile de comparer la densité de drainage du Gialias avec un nombre significatif de bassins versants. En effet, les calculs de densités de drainage varient autant par leurs composantes hydro-morphologiques que par l'échelle, la qualité des cartes et la méthode avec lesquelles ils ont été calculés (Bravard et Petit 1997). La constitution de bases de données topographiques mondiales homogènes, réalisées par des mesures orbitales (tel que le MNT SRTM utilisé pour nos travaux), laisse à penser que de telles études seront bientôt réalisables. Elles pourront mesurer plus fidèlement les composantes morphométriques des réseaux hydrographiques, ce qui permettra de mieux connaître l'influence de certains facteurs, en particulier climatiques.

La répartition de la densité de drainage pour les substrats, les sols et une végétation différenciés au sein du bassin versant du Gialias (Tableau 3) permet d'apporter des éléments de réponse quant aux paramètres la contrôlant et sur ses héritages éventuels. L'observation de la densité de drainage sur différentes parties du bassin versant montre une grande homogénéité autour d'une forte valeur de 2km.km² (Tableau 3). Celle-ci affecte toutes les surfaces lithologiques, des roches dures du Secondaire à la plaine alluviale holocène. Par conséquent, si, comme nous l'avons dit, la densité des thalwegs de rang 1 est en inadéquation avec les conditions hydro-climatiques actuelles, elle ne peut être héritée que d'une époque relativement récente (Holocène). La forte valeur (3,1km.km²) des versants de roches meubles (chaîne Kyrénéenne) semble mettre en évidence une importance relative de la lithologie pour les secteurs de fortes pentes.

Fraction de bassin versant	Dd (km.km²)
Pedehios amont (partie basaltique)	1.67
Alykos amont (partie basaltique)	2.02
Plaine fluviale holocène	2.05
Pedehios	2.13
Gialias à Potamia	2.2
Gialias amont (partie basaltique)	2.22
Alykos	2.24
Gialias	2.26
Versants de la chaîne Kyrénéenne	3.1

Tableau 3 : Variation de la densité de drainage au sein du bassin versant

3.1.3 Les caractéristiques hydrologiques

Les données disponibles sur les débits des cours d'eau au sein du bassin versant du Gialias sont chronologiquement et numériquement limitées. Les enregistrements antérieurs à 1968 ont été détruits lors de l'invasion de Chypre par l'armée turque en 1974. Pour la même raison, aucune information statistique n'a pu être obtenue au nord de la ligne verte, c'est-à-dire à l'aval d'Agios Sozomenos.

Plusieurs enseignements sont à retirer des données collectées. Les débits moyens en milliers de m^3 par mois sont relativement proches pour chaque sous-bassin versant étudié. Le plus important est de 356, 6 pour le Gialias à Nissou, le plus faible est de 195 pour l'Alykos à Agios Sozomenos (Tableau 4, Figure 18). Les différences entre les débits mensuels aux différentes stations sont plus faibles que celles entre les débits maxima et entre les débits maxima annuels. Les événements hydrologiques susceptibles de mobiliser le plus de sédiments varient donc notablement entre les sous bassins versants. Hormis pour la station de Kotchati qui possède une valeur proche de celle de Kambia, le débit maximum augmente avec la position de la station, au sein de l'hydrosystème vers l'aval, qui est représentée dans le tableau par l'altitude de la station. Ceci s'explique par le phénomène d'aplatissement des pics de crue d'amont en aval en relation avec l'affaiblissement des pentes, de la propagation propre à l'onde de crue et des apports des affluents (Rutschmann et Hager 1996). Les contrastes hydrologiques au sein de l'unité ont une influence sur les volumes et la lithologie des accumulations fluviales, ils sont par conséquent un facteur limitant pour la comparaison des dépôts au sein d'un même bassin versant.

Cours d'eau	Pedehios	Gialias	Gialias	Alykos (affl. Gialias)
Village	Kambia	Kotchati	Nissou	Agios Soz.
Période d'observation (mois/année)	09/72-09/88	10/76-09/88	09/72-09/88	10/68-09/72
Altitude de la station (m ASL)	400	300	240	160
Taille du bassin versant à la station (km²)	29	73	91	80
Débit mensuel moyen (m3/mois)	347,5	296,9	356,6	195
Moyenne de débit max annuel (m3/sec.)	17,1	15,3	33,1	85,25
Débit maximum (m3/sec.)	58	43	120	160

Tableau 4 : Débits dans le bassin versant du Gialias

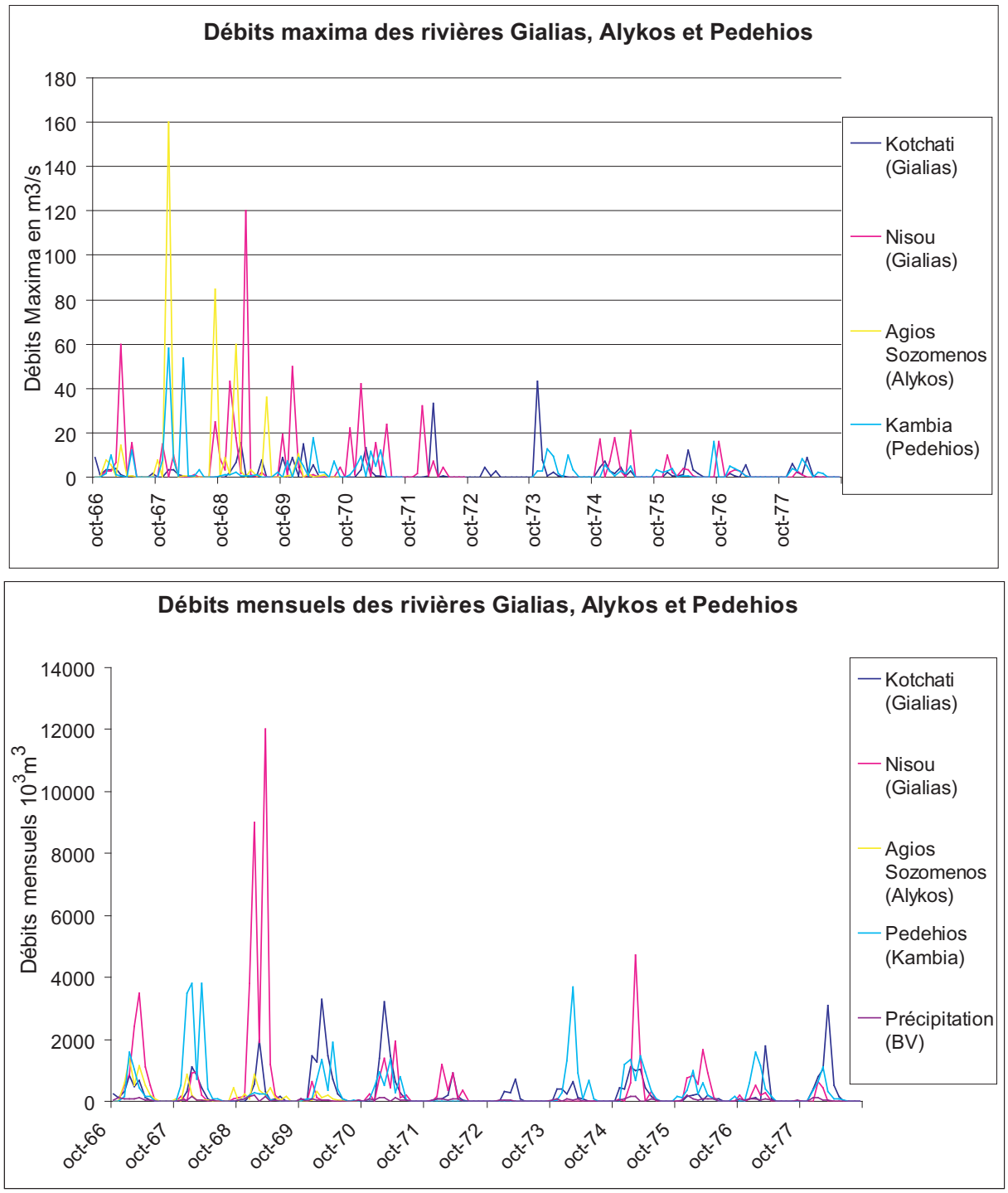


Figure 18 : Débits mensuels et maxima comparés de l'Alykos, du Gialias et du Pedehios

Les débits maxima varient de façon beaucoup plus sensible en fonction de leur position dans le bassin versant. L'Alykos, l'affluent principal de secteur médian du Gialias, a les débits les moins importants, mais aussi les plus contrastés. La surface drainée par cet affluent est très proche de celle du Gialias, les affleurements géologiques, l'orientation par rapports aux vents et la couverture végétale également. Ces facteurs ne peuvent donc pas expliquer cette différence hydrologique. Par contre, la morphologie de la vallée fluviale est sensiblement différente, la plaine d'inondation de l'Alykos est, comme celle du Gialias, contrainte par la présence de reliefs tabulaires. Pour l'Alykos,

l'espace entre ces reliefs permettant le développement de la vallée fluviale est beaucoup moins important, ce qui entraîne une concentration des flux liquides. Le débit moyen est relativement plus faible, tandis que les débits maxima sont les plus importants du bassin versant.

La faiblesse et le rythme des précipitations entraînent une forte irrégularité des flux liquides au sein de ces bassins versants (Figure 18 et Figure 19). De nos jours, la concentration des pluies favorise le ruissellement immédiat sur les versants, ainsi que des crues rapides d'une durée variant de quelques heures à quelques jours, dans les organismes fluviaux. Tous les cours d'eau chypriotes ont actuellement un fonctionnement intermittent (Kypris et Neophytou 1989) avec des assèchements fréquents des lits mineurs emblématiques de l'aridité. Ainsi, les débits mensuels inférieurs à 6 m^3 représentent 63% des observations entre 1966 et 1988, pour le Gialias à Nissou, 30% pour l'Alykos à Agios Sozomenos, de 1968 à 1972, et 45 % pour le Pedehios à Kambia, entre 1967 et 1988. Les relations entre débits et précipitations mensuelles sont complexes. Les précipitations moyennes mensuelles expliquent environ 50% des données de débits mensuels (Figure 19). L'étude des courbes de précipitations et de débits (Figure 19) met en évidence une relation évidente entre les deux phénomènes. Les débits maxima correspondant aux mois les plus pluvieux (mois d'hivers avec deux maxima). L'absence de débit traduit naturellement les mois secs (d'avril à octobre). Toutefois, pour le Gialias à Nissou, par exemple, le cours d'eau a un débit nul pour des précipitations moyennes mensuelles extrêmement variables, allant de 0 à 169 mm (Figure 19), soit le quatrième mois le plus pluvieux entre 1966 et 1988 ! La valeur minimale de précipitations en relation avec l'absence d'écoulement dans les thalwegs est de 5 mm/mois.

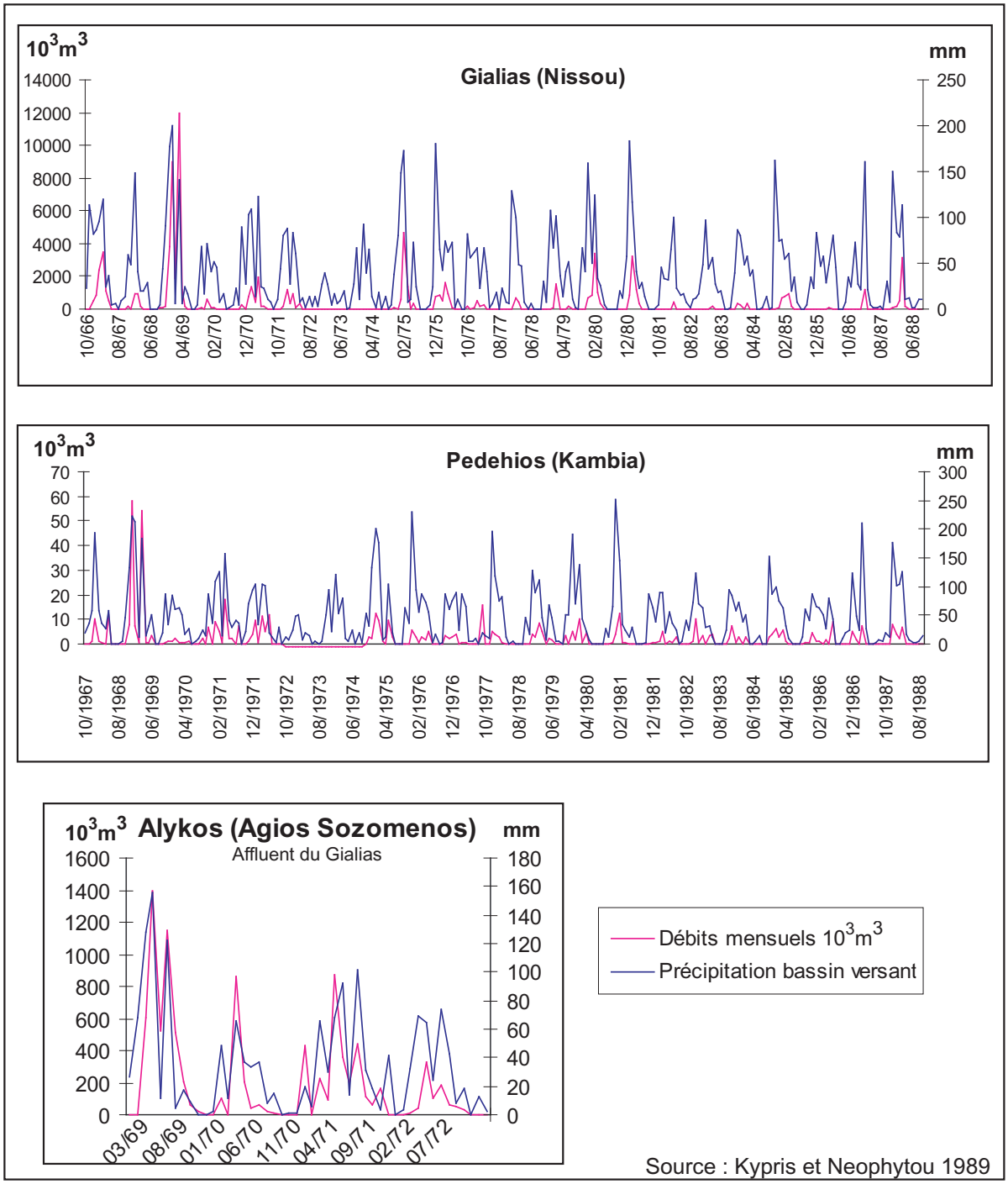


Figure 19 : Précipitations et débits du Gialias, du Pedehios et de l'Alykos

Si les plus forts débits correspondent à des mois pluvieux, c'est-à-dire à des mois où les précipitations sont significatives, nous pouvons aussi noter que les mois plus arrosés ne correspondent que rarement à des débits importants. Aux vues des données (Figure 18 et Figure 19), il est très difficile de comprendre la caractéristique climatique principale affectant les débits. Les débits peuvent être importants après une longue période très sèche, comme durant l'hiver 1980. Au contraire, les débits peuvent aussi être peu importants après une période pluvieuse, à l'image de l'hiver 1986, période pluvieuse de surcroît précédée de fortes précipitations l'année précédente, mais durant laquelle le

débit du Gialias à Nissou est quasiment nul. Le coefficient de corrélation R^2= 0,53 entre les pluies et les débits du Gialias à Nissou illustre bien le fait que les précipitations moyennes n'expliquent que partiellement les écoulements de surface, processus morphogène principal.

L'une des caractéristiques climatiques conditionnant fortement les ruissellements, les débits et donc la morphogenèse est l'intensité des précipitations. Peu de données nous ont été accessibles sur ce sujet. Toutefois un court rapport (Toufexis 1968) recense les six records de précipitations journalières pour la période 1931-1984. Ces six records interviennent presque tous dans la période hivernale (quatre en décembre, un en février et un en octobre), le plus important est de 216 mm en 1936, tandis que les autres oscillent entre 60 et 100 mm (62 pour le Gialias le 17 décembre 1949). Les données sont loin d'être suffisantes pour comprendre la répartition et l'occurrence de ce type d'événement.

Les facteurs agissant à l'interface précipitation-débit sont de différents types. La recharge de la nappe phréatique est nécessaire pour permettre les écoulements concentrés dans les thalwegs principaux ; le rechargement de la nappe peut donc retarder et/ou diminuer la réaction des débits par rapport aux précipitations. Ainsi, la nappe phréatique a été mesurée à plus de 7m de profondeur à partir du lit mineur du Gialias durant l'été 2001. Malheureusement aucune donnée piézométrique n'a pu être recueillie pour une période de temps statistiquement significative.

Les pentes, l'intensité des pluies et l'état des sols influencent grandement les coefficients de ruissellement (Neboit 1983). La part des abats d'eau ruisselés est importante à Chypre : entre 10 et 21% (Hessling 1999). Sur le court terme, les deux premiers paramètres peuvent être considérés comme peu variables. Ainsi Hessling (1999) mesure à Chypre une variation des ruissellements superficiels très fortement anticorrélée avec la variation de la couverture végétale (r^2 = -0,8). La variabilité spatiale des coefficients de ruissellement sur de courtes périodes est donc très sensible aux actions de défrichement et de reboisement. Pour l'échelle chronologique de l'Holocène, la variation des pentes peut être considérée comme négligeable à l'inverse du climat et de la couverture végétale.

Les débits quotidiens du Gialias observent également une grande variabilité. Le régime hydrologique est nettement pluvial (Figure 20), la dépendance des débits par rapport aux événements pluvieux est très marquée, comme le montre la forte angularité des pics de débits. Comme nous pouvons le voir ci-dessous (Figure 20), le débit du Gialias peut redevenir nul après quelques jours s'il n'est pas soutenu par un événement météorologique, quelle que soit la saison. Le stockage dans le bassin versant est donc très faible et le re-largage de l'eau est rapide. La profondeur de la nappe phréatique, les forts coefficients de ruissellement, la faible quantité de précipitations et leur type (orage violent) expliquent cette caractéristique hydrologique.

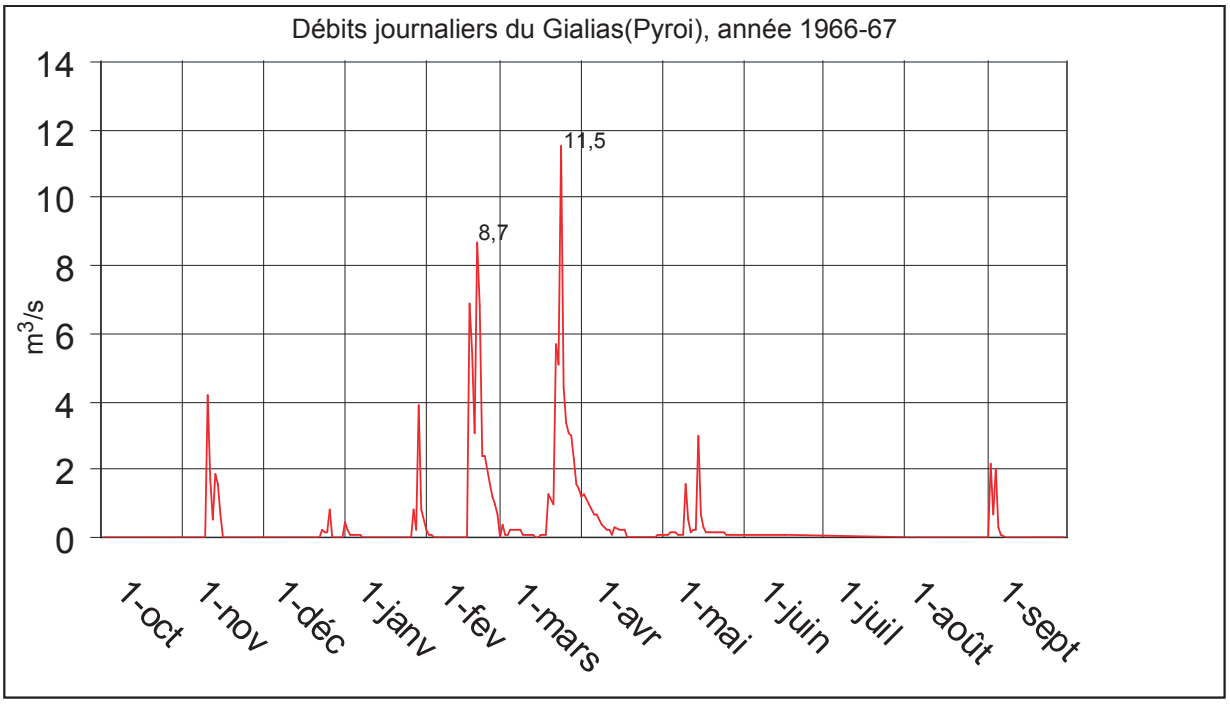


Figure 20 : Débits quotidiens du Gialias (Pyroi), exemple de l'année hydrologique 1966-1967

Dans le détail, les rapports précipitations-débits restent ambigus, ils ne présentent pas de corrélation (Figure 19). Le type de milieu étudié, singulier par son déficit en eau, met en évidence l'importance du rôle joué par l'état des sols et de la nappe phréatique dans les relations précipitations-débits. L'effet de la nappe phréatique, considérée comme un élément tampon dans la plupart des modèles de relation précipitation/débit pour les prévisions, reste difficile à évaluer ici. La forte vitesse de variabilité de la nappe phréatique est suggérée par l'absence des écoulements durant des mois relativement pluvieux, comme nous pouvons le voir durant les mois d'hiver 1966-1967 (Figure 20). Enfin, aucune donnée ne nous a permis de mesurer l'importance des fluctuations de la consommation en eau d'irrigation dans l'explication des débits.

3.2 Contexte hydrosédimentaire du Gialias et mesure de sa variabilité

3.2.1 Spécificités hydro-morphologiques des systèmes fluviaux de milieux semi-arides

La définition de systèmes fluviaux sur des bases climatiques se justifie par l'influence des précipitations sur les formes d'ablation mais surtout d'accumulation. Les principales variables dépendantes de la pérennité des flux liquides sont résumées par Knighton et Nanson (2000, Tableau

5). L'origine des flux différant selon l'ambiance bioclimatique, les orages convectifs localisés sont la principale source d'écoulement en milieu aride. Cette distinction est aussi à l'origine des différences de coefficients de ruissellement ; le mode d'approvisionnement du système fluvial en eau (faiblesse des sources, etc.) et l'intensité des précipitations entraînent la prépondérance et la rapidité des écoulements superficiels. L'ordination du réseau hydrographique et l'évolution du lit mineur sont aussi influencées par le nombre d'événements morphogènes toujours en rapport avec l'ambiance bioclimatique (Tableau 5).

	Éphémère (milieu aride)	**Intermittent (cas des fleuves chypriotes)**	**Pérenne (milieu méd. humide)**
Entrée	Orages convectifs	Orages convectifs et masses d'air saisonnières humides	Sources, Masses d'air humides, glaciers, fonte des neiges
	Très localisé	-->	Régional
	Très variable	-->	Plus régulier
Sortie	Crue éclair (*Flash Flood*)	Pic de crue simple ou multiple	Crue saisonnière
	Pic de crue aigu	-->	Pic large
	Très variable	-->	Variation saisonnière
Transport hydrique	En surface	-->	Mélange des processus de surface et souterrain
	Ruissellement de surface rapide	-->	Ruissellement de surface plus tardif
	Perte d'amont en aval par infiltration	-->	Perte par évaporation
Lit mineur	Réseau de drainage peu connecté	Réseau de drainage mieux connecté et plus dense	Dominé par de larges fleuves
	Contrôle par de grandes crues, peu nombreuses	-->	Crues morphogènes plus nombreuses
	Comportement éphémère	-->	Tendance à l'équilibre plus marquée

Tableau 5 : Diversité hydrologique et morphologique entre les systèmes fluviaux pérennes et éphémères (Knighton et Nanson 2000)

3.2.2 La variabilité de la nature des événements d'inondation à différentes échelles de temps

Actuellement, les fleuves chypriotes et particulièrement le bassin versant du Gialias ont un comportement intermédiaire entre l'éphémère et le permanent à l'échelle centennale. La mesure des débits indique sans ambiguïté un comportement de type éphémère ou intermittent (Figure 20). L'absence des écoulements durant une grande partie de l'année ainsi que leur modalité ont des conséquences sensibles sur les milieux fluviaux du Gialias. Les événements hydrologiques (crues) observent des variations à l'échelle saisonnière. Comme nous pouvons le voir pour les exemples du

bassin versant, (Figure 19 et Figure 20) les crues hivernales sont plus importantes et plus longues par rapport aux événements de l'automne et du printemps. Bien qu'ayant des pics de crue importants, ces derniers se distinguent par le retour rapide vers des débits nuls (Figure 20). Les crues hivernales ne sont pas de natures différentes, tandis que l'assèchement des lits fluviaux après un événement de crue est systématique, mais moins rapide que les précédentes (Figure 20). Bien qu'observant des variations saisonnières importantes, la variabilité annuelle des crues ne met pas en évidence des changements importants de leur nature.

Au cours des 40 années pour lesquelles des données sont disponibles, le Gialias et l'Alykos ont toujours présenté un régime intermittent.

À l'échelle centennale, les mesures des débits sont inexistantes. Toutefois, quelques informations qualitatives nous sont apportées par les sources historiques. Durant le XVIIIe et le début du XIXe siècle, les récits de voyageurs et les premières études d'ingénierie hydraulique notent la permanence des écoulements, tout en soulignant la variabilité des débits. Ainsi, en juin 1909, le Gialias est en période d'étiage, mais de l'eau coule dans son lit. Le débit est en partie alimenté par la nappe phréatique à travers des résurgences dans le talweg (Reid 1909). Oberhummer (1903) constate la grande sécheresse accentuée par les fortes températures de la période estivale, mais il écrit aussi que, durant ces périodes, le lit des rivières est riche en eau. Hutchinson (1909) relate que le Pedehios et le Gialias, alimentés par les neiges persistantes (?) du Troodos, sont riches en eau durant l'été. Le voyageur S. Baker, en août 1879, ne trouve pas le passage à gué du Gialias pour rejoindre le village de Dhali en raison des «quelques décimètres d'eau qui s'écoulent entre les deux rives distantes d'une centaine de *yards* (soit une centaine de mètre)» (Baker *in* Wallace et Orphanides 1990). Des plaintes déposées au cahier de l'administration coloniale britannique, en 1883, entre autres, révèlent des problèmes de partage des eaux de dérivation du Gialias durant la saison chaude (Cahiers de l'administration coloniale SA1/1883 conservées aux Archives Nationales de Chypre). Enfin la plantation d'eucalyptus est décidée à Nicosie en 1866 (et dans l'ensemble de l'île jusqu'au début du XXe siècle), afin de combattre la malaria qui sévit l'été, à partir des eaux stagnantes du Pedehios (Cahiers de l'administration coloniale SA1/1866).

Si les récits de voyageurs doivent être appréhendés avec tout le recul nécessaire à l'étude des textes historiques, les descriptions de ces européens occidentaux, toujours prompts à décrire l'extrême sécheresse de Chypre de façon très appuyée («terre brûlée», «déserts», «fournaise», etc.), nous assurent néanmoins de la présence d'écoulements beaucoup plus réguliers qu'aujourd'hui. Bien évidemment, ces témoignages ne nous apportent pas d'indices quantifiés de la variation des débits et de la fréquence des inondations. L'unicité du point de vue des voyageurs, géographes, ingénieurs coloniaux et paysans va aussi dans ce sens. Beaucoup moins abondants, les récits antérieurs au XVIIe siècle relatent, pour l'immense majorité d'entre eux, les dégâts et le nombre de décès causés par un événement de crue (Grivaud 1998), ce qui n'a pas de rapport direct avec le fonctionnement

hydrologique des cours d'eau.

À l'échelle pluri-centennale, les oscillations du comportement hydrologique pourront être déduites des enregistrements sédimentaires.

La variation centennale de crues de type flash-flood et de crues de climat méditerranéen plus humide semble confirmée par les textes. Comme nous le verrons par la suite, l'étude des stratigraphies confirme aussi cette hypothèse pour des variations d'ordre pluri-centenal. Les paramètres pouvant intervenir dans ce changement de la nature des crues sont de plusieurs ordres (Tableau 6). Le premier est d'ordre climatique : les précipitations moyennes et l'intensité des événements pluvieux sont, bien sûr, les premiers facteurs déterminant la nature des événements de crue pour des rivières de régime pluvial (Phillips 2002). La couverture végétale par les modifications des coefficients de ruissellement sur l'ensemble du bassin versant est le deuxième. Son retrait a pour effet d'augmenter la part des abats de pluie ruisselés en surface, ce qui augmente l'intensité du pic de crue et diminue son étalement en réduisant les temps de stockage. Les consommations domestique, industrielle et agricole en eau peuvent enfin réduire significativement le niveau de la nappe phréatique (Amorphos *et al.* 1999). Au niveau des chenaux des rivières, cela crée un volume d'eau «tampon» qui doit être rempli avant que l'eau s'écoule dans les chenaux. La déconnection de la nappe avec le plancher fluvial augmente l'intermittence des écoulements et intensifie donc les pics de crue.

	Crue «tempérée»	Flash Flood
Déforestation	-	+
Consomation en eau	-	+
Création de barrage	-	+
Augmentation précipitation moyenne	+	-
Forte intensité des précipitations	-	+

Tableau 6 : Paramètres principaux affectant la nature des événements d'inondation chypriotes

Les conséquences géomorphologiques du changement de nature des crues sont de plusieurs ordres. Il influe, tout d'abord, sur la largeur du lit mineur (Karcz 1972), ainsi que sur la morphologie des berges (Wolman and Gerson 1978, Reid et Frostick 2000). La nature de la crue détermine, en outre, les taux de sédimentation, les lithofaciès fluviaux et la pédogenèse. Ce type d'impact sera traité tout au long de ce travail.

Différents exemples méditerranéens montrent une variation de la nature des crues durant l'Holocène. Ainsi, Zielhofer (2002) met en évidence une récurrence de crues éclair durant l'époque romaine,

en Tunisie. De même, le fonctionnement hydrologique de certains wadis est décrit comme étant beaucoup plus régulier entre 8000 et 5000 B.P. (Moeyersons 1999).

A la vue de tous ces éléments, il faut noter que l'identification du type de crues dominant à l'échelle séculaire est un élément important pour la reconstitution holocène du fonctionnement hydrosédimentaire du Gialias. Parmi les indicateurs paléo-hydrologiques, l'importance des critères de pérennité des écoulements doit être soulignée.

3.2.3 La mesure de l'érosion holocène à l'échelle du bassin versant

Lors des crues, le taux de matière en suspension augmente avec les débits. Cette constante est donnée par la formule $C = aQ^b$ où C est la concentration en sédiment en Mg/litre, et Q^b le débit en m^3/secondes. La constante «a» est de 6 à 4500 fois supérieure pour des rivières non pérennes en milieu aride et semi-aride par rapport à celles du domaine tempéré humide (Reid et Frostick 2000). Ceci illustre le pouvoir morphogène de rivières non pérennes, bien que leurs débits soit moins importants par rapport aux cours d'eau pérennes. Les formes fluviales du bassin versant du Gialias sont particulièrement étendues et les volumes de sédiments mis en jeu sont importants. Afin de comprendre la distribution spatiale des stockages et de la production sédimentaire dans le bassin versant, l'étude du remplissage de quelques lacs de barrage chypriotes est utilisée.

3.2.4 Représentativité géographique du remplissage sédimentaire de quelques lacs de barrage chypriotes

L'objectif est de définir les contrastes des potentialités érosives dans les différentes parties du bassin versant et d'estimer, éventuellement, les volumes mis en jeu durant l'Holocène. Pour ce faire nous disposons de la mesure des volumes de sédiments érodés selon l'utilisation et la couverture végétale des sols effectués par Burdon (1951). Ces données s'appuient sur la mesure directe des vitesses de remplissage des différents barrages chypriotes, ce qui garantit leur fiabilité. Le remplissage traduit l'activité érosive de la première moitié du XXe siècle, c'est-à-dire entre les dates de construction des barrages et la mesure de leur remplissage (1951). Il est difficile d'affirmer que les modalités de l'érosion sont demeurées inchangées depuis. Bien que les documents actuels permettent une qualification plus précise, la classification de l'état des sols ne peut être que celle utilisée dans la publication de Burdon (1951). Les informations collectées nous permettent d'élaborer un transfert pour le bassin versant du Gialias et d'identifier la contribution des différents secteurs amont-aval du bassin à la production sédimentaire dans les conditions morpho-climatiques et anthropiques actuelles.

Cette méthode ne prétend pas être une mesure de l'érosion durant l'Holocène, mais une comparaison globale des bilans sédimentaires moyens des différents secteurs du Gialias selon les conditions

d'érosion actuelles. Les résultats pourront ensuite être comparés avec les volumes probables de sédiments déposés durant l'Holocène. Cela permet par la suite de préciser les conditions d'érosion actuelle, par rapport aux conditions moyennes des périodes antérieurs. Ainsi, les transits et stockages sédimentaires au sein de chaque unité spatiale ne sont pas pri s en compte dans ces bilans globaux.

Burdon (1951) estime les volumes de remplissage sédimentaire de onze barrages grâce à la mesure du remplissage rapportée au volume initial de rétention connu par les documents d'ingénierie. Ainsi déduits, les volumes peuvent être dans un second temps rapportés au bassin versant de chaque réservoir (Tableau 7).

	Superficie BV	Erosion		Année de
Barrage	Km²	$m^3/Km^2/An$	$t/Km^2/AN$	mise en fonction
Kouklia	5,3	env. 0	env. 0	1900
Akhyritou	8,0	env. 1000	env. 1600	1900
Akrounda	27,4	1 192,9	1 908,7	1946
Petra	34,8	1 662,5	2 659,9	1947
Syngrassi	49,0	env. 2000	env. 3200	1898
Kanli	29,5	env. 2000	env. 3200	1949
Lythrodhonda	7,4	2 464,7	3 943,6	1944
Galini	23,1	3 221,0	5 153,7	1947
Lymbia	33,0	3 458,6	5 533,7	1945
Kalokhorio	24,3	5 207,8	8 332,5	1946
Kophinou	10,1	5 272,6	8 436,1	1946

Tableau 7 : Érosion des bassins versants de 11 réservoirs chypriotes (d'après Burdon 1951)

Les réservoirs et leur bassin de réception se répartissent dans les principaux géosystèmes chypriotes. Chacun de ces géosystèmes est défini par une topographie et un substrat homogènes. Par contre l'utilisation des sols est variable. Le premier d'entre eux regroupe la zone du Troodos, avec les réservoirs de Kalokorio, Petra, Lithrodhonda et Galini (Tableau 8, Tableau 9 et Figure 21). Les caractéristiques sont ici des pentes fortes, un substrat composé des roches magmatiques (basaltes essentiellement) et une couverture forestière relativement dense. La deuxième zone est constituée des pourtours du Troodos et de la chaînes kyrénéenne. Les pentes sont assez fortes. Le substrat est composé de roches détritiques carbonatées. Les sols sont occupés par l'agriculture, les forêts peu denses et de plus faible surface en vigne. Akounda, Syngrassi, Kanli, Lymbia, Kophinou et Lymbia sont représentatifs de ces espaces (Tableau 8, Tableau 9 et Figure 21). Le dernier type constitue les basses plaines de Messarée : les pentes sont très faibles. Le substrat est composé de sédiments quaternaires. L'agriculture et les sols nus occupent la grande majorité des surfaces. La répartition du type d'occupation des sols dans chaque bassin versant est donnée dans le Tableau 9.

Nom barrage	Topographie				Pentes (degré)		
	Surf Km²	Z Min (m)	Z Max (m)	Moyenne	Max	Moyenne	Range
Akrounda	27,4	136,3	942,4	470,8	31,6	13,9	31,1
Petra	34,8	264,1	1 357,0	681,8	34,8	11,9	29,7
Lythrodhon	7,4	413,0	711,5	499,5	26,6	7,3	26,1
Galini	23,1	224,1	1 043,5	648,6	35,1	18,2	34,6
Lymbia	33,0	200,0	591,0	296,3	22,8	4,6	22,8
Kalokhorio	24,3	505,9	1 360,7	822,5	33,2	15,4	32,7
Kophinou	10,1	197,2	462,8	336,1	16,9	5,4	16,6
Kouklia re	5,3	10,6	22,9	14,9	2,7	0,4	2,7
Akhyritou	8,0	7,3	34,5	14,7	6,2	1,1	6,2
Syngrassi	49,0	27,4	548,9	108,4	26,5	3,0	26,5
Kanli	29,5	168,3	633,2	255,9	35,4	4,3	35,4

Tableau 8 : Caractéristiques topographiques des bassins versants des réservoirs chypriotes

Nom barrage	Végétation et utilisation des sols (%)				Géologie
	Forêt dense	Forêt claire	Sol nu et terre agricole	Vignes	Substrat
Akrounda	-	99.0	-	1.0	MN et Q
Petra	57.4	15.5	24.6	2.6	Upl/lpl
Lythrodhon	100.0	-	-	-	Upl/lpl
Galini	62.7	4.0	8.1	25.2	Upl/lpl
Lymbia	-	59.1	39.0	2.0	Upl/lpl
Kalokhorio	-	-	16.7	83.3	Upl/lpl
Kophinou	-	34.2	-	65.8	Upl/lpl
Kouklia	-	-	100.0	-	Holocène
Akhyritou	-	-	100.0	-	Q1 & Q2
Syngrassi		18.1	81.9	-	MN et Q
Kanli	31.0	-	69.0	-	MN et Q

Tableau 9 : Utilisation des sols et substrat

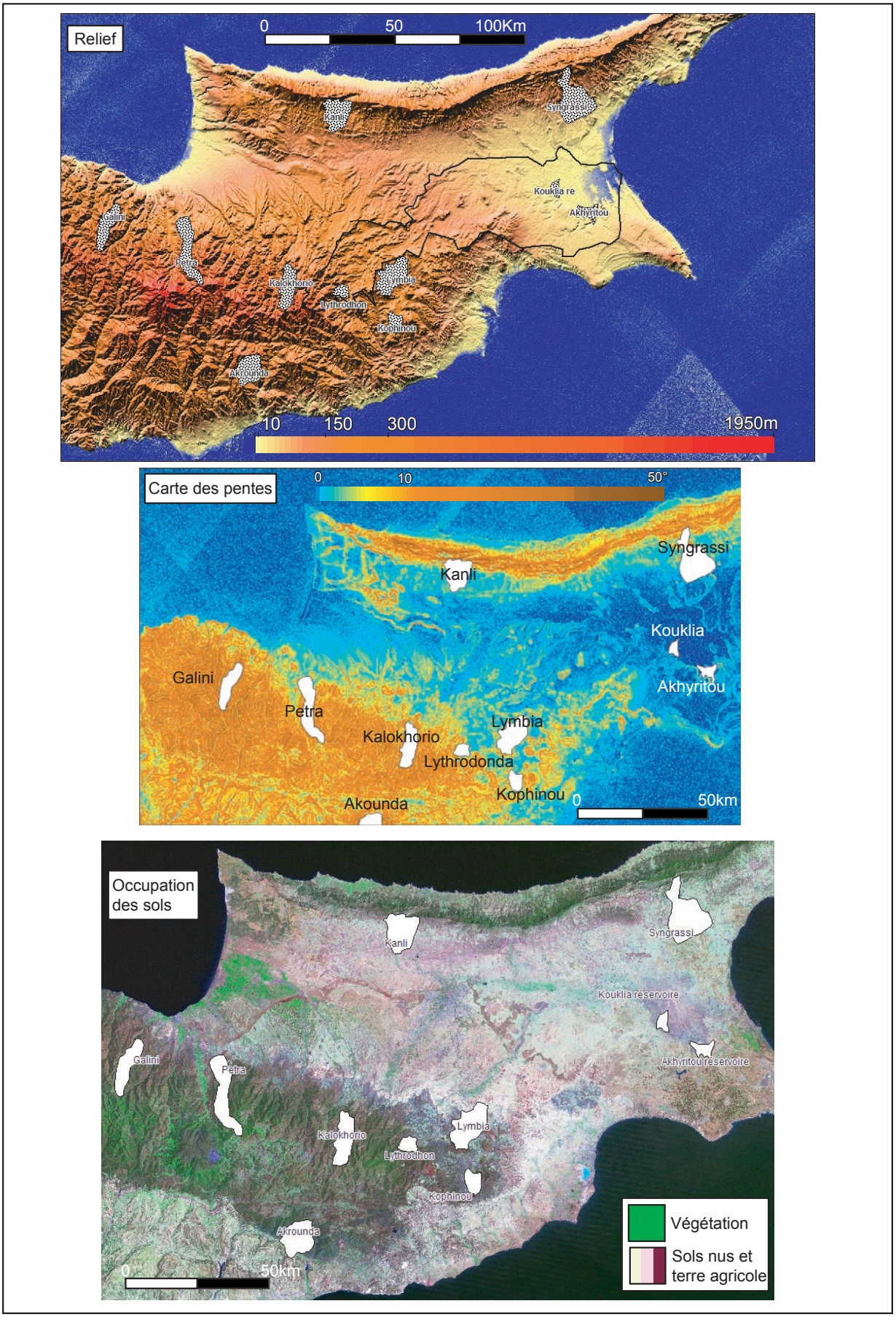


Figure 21: Relief, pente et utilisation des sols des bassins versants des réservoirs chypriotes

La qualification de la surface d'approvisionnement des ouvrages est divisée selon une nomenclature simple :

- forêt dense
- forêt claire
- sols nus ou cultivés
- vignes

Cette classification basée sur le type d'occupation du sol prend aussi en compte quelques caractéristiques topographiques et géologiques. Les forêts denses et les forêts claires se situent généralement sur les pentes fortes au substrat magmatique du Troodos. C'est aussi sur ces pentes que se retrouvent généralement les vignes. Les roches détritiques supportent généralement les sols nus et cultivés, mais de petites surfaces de forêts claires peuvent aussi se retrouver sur celles-ci, comme en Messarée.

L'observation du remplissage des différents réservoirs permet d'avancer plusieurs faits. Les plus forts taux d'érosion (Tableau 7) se situent sur les espaces dénudés par les vignes sur le Troodos (Kophinou et Kalokhorio). Cela s'explique par la conjonction de pentes importantes (5° et 15°), associée à l'absence d'une couverture végétale significative. Toutefois ce type d'occupation du sol ne couvre pas de grandes surfaces et est, par exemple, absent du bassin versant du Gialias. Les plus faibles taux d'érosion se situent sur les mêmes pentes mais sous couverture forestière (Akounda, Petra et Lythrodonda) et ceci malgré l'importance des précipitations (Figure 15). Ce contraste souligne le rôle prépondérant de la végétation quant à l'érosion. Les mêmes observations ont conduit les ingénieurs coloniaux à abandonner tout dispositif contre l'érosion durant les années 1960 après l'arrêt du pastoralisme dans le Troodos et la remontée biologique consécutive (Thirgood 1987). Les réservoirs où l'érosion est importante ont des bassins versants constitués de sols dénudés et cultivés sur les roches détritiques de Messarée et de ses marges (Syngrassi et Kanli). L'érosion y est importante (environ 2000m^3/Km^2/an) – le type d'occupation du sol la favorise –, mais les pentes, relativement plus faibles (entre 3 et 4°), expliquent les différences sensibles avec les versants déboisés du Troodos. Naturellement, l'ablation est absente ou négligeable pour les milieux de sédimentation holocène (absence de pente, zone de dépôt), les données obtenues sur le réservoir de Kouklia corroborent ce fait (Tableau 7).

En considérant que pour chaque type d'occupation du sol, l'érosion est constante, il est alors possible de traduire la valeur de l'érosion mesurée dans un réservoir donné par une équation du type (Burdon 1951) :

érosion de forêt dense*superficie + érosion de forêt claire*superficie + érosion de sol nu*superficie

+ érosion de vigne*superficie = volume colmaté du réservoir1

L'érosion est exprimée en volume (m^3) par surface (km^2) par an. Le volume du réservoir et la superficie de chaque type de sol sont des variables connues. La résolution des équations permet donc de connaître la perte de sédiments pour les différents types de surfaces (Tableau 10).

	Erosion	
	m3/Km²/an	t/Km²/an
Plaine d'inondation holocène	env. 0	env.0
Forêt dense	75.7	113.1
Forêt claire	335.4	435.9
Sol nu et terres agricoles	442.6	552.1
Vignes	605.2	736.5

Tableau 10 : Érosion selon les différents types d'occupation des sols

Mis à part les cas particuliers des vignes et des dépôts holocènes, l'érosion est en relation étroite avec la densité de la couverture végétale arborée et peut varier de plus de 600%. Le calcul considérant que seule la variation de l'occupation du sol explique l'érosion, des biais pourraient apparaître dans le cas où une même occupation du sol recouvrerait des topographies très différentes. Cela pourrait être le cas pour les forêts claires concernant à la fois les pentes du Troodos et la plaine de la Messarée. Cependant, la répartition des forêts et des zones cultivées reste relativement homogène et minimise les erreurs de spatialisation de l'érosion. Des études plus récentes sur l'érosion des sols adoptant une division définie sur la répartition des affleurements géologiques mettent en évidence des chiffres sensiblement similaires (Tsiourtis 1993). Ces études plus récentes, ne peuvent être utilisées ici car les résultats publiés fournissent un niveau de détail méthodologique et géographique largement insuffisant pour être utilisé dans ce travail.

3.2.5 Application au bassin versant du Gialias

Ces mesures sont appliquées au bassin versant grâce à un modèle numérique de terrain M.N.T.), réalisé à partir des données radar SRTM DTED level 1, produites en 2000 (NASA-NGA 2000). L'unité-pixel (3 arcs seconde) du MNT couvre une zone de 8100m². La répartition de la végétation arborée et de l'état et utilisation des sols est mesurée par la cartographie des massifs forestiers (Department of Forest 1997) et une couverture d'images satellite (Image Landsat 7, ETM+ du 02/12/2004 et Landsat 5 - Geocover) d'une résolution spatiale de 712,5m². Le substrat est délimité grâce à la cartographie des affleurements géologiques (GSDC 1995).

Le bassin versant du Gialias peut être divisé en trois zones homogènes selon le relief, les pentes et le substrat (Figure 22, Tableau 11, Tableau 12). L'occupation des sols sur le secteur amont se

répartit entre la forêt dense et la forêt claire. Les sols nus et les terres agricoles composent l'essentiel des surfaces sur les secteurs médian et aval. Des forêts claires y sont également observées sporadiquement.

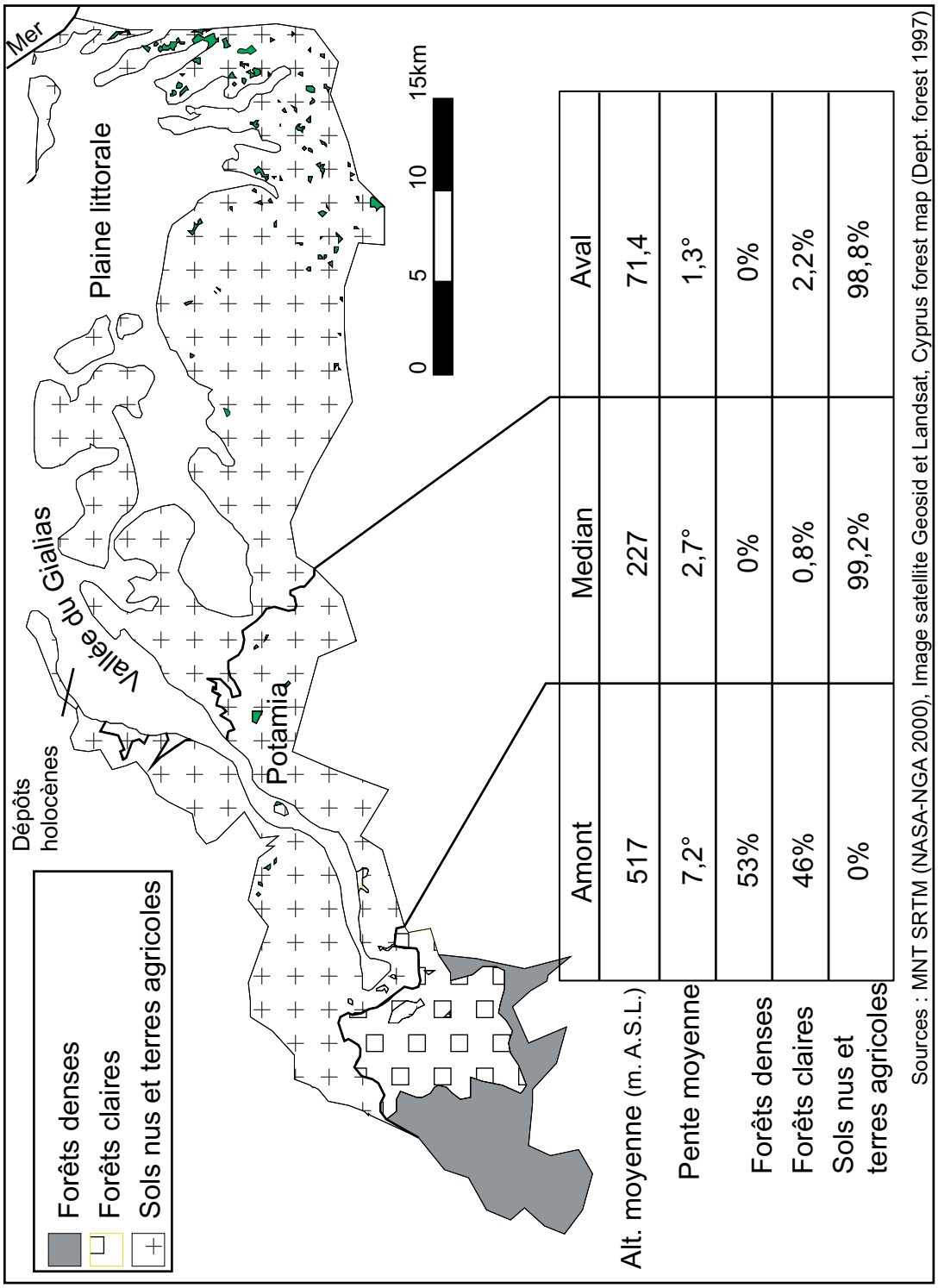


Figure 22 : Occupation du sol dans le bassin versant du Gialias (hors affleurements holocènes)

Comme pour les différents barrages et réservoirs, les différentes occupations du sol caractérisent des contextes physiographiques différentes. L'amont boisé appartient au domaine du massif magmatique du Troodos, avec 7° de moyenne et un maximum de 34° sur une surface de 8100m² qui constitue l'unité-pixel du MNT SRTM DTED utilisée (NASA-NGA 2000), les pentes sont évidemment les plus fortes du bassin versant.

Secteur	Topographie				Pente	
	Surf. (Km²)	Z Min (m)	Z Max (m)	Moyenne (m)	Max (°)	Moyenne (°)
Tout BV	936,4	0,0	1397,0	196,8	34,6	2,1
Amont	116,8	278,0	1397,0	516,9	34,6	7,2
Median	175,5	99,3	509,8	227,7	15,5	2,7
Aval	341,6	0,0	246,9	71,4	14,0	1,3
Holocène	302,2	0,0	360,8	52,8	12,3	0,7

Tableau 11 : Caractéristiques topographiques des différents secteurs du bassin versant du Gialias

De faibles pentes (moins de 3° en moyenne), les affleurements de roches détritiques carbonatées et un très faible taux de couverture arborée (moins de 1,5%, Tableau 12) caractérisent les secteurs médian et aval du bassin versant. Les pentes maximales, autour de 15°, sont aussi manifestement plus faibles et montrent le plus faible encaissement des talwegs. Les surfaces d'inondations holocènes ne sont pas prises en compte dans l'évaluation du potentiel érosif du bassin versant du Gialias pour deux raisons suffisantes :

- L'objet étudié étant le produit de l'érosion, les dépôts holocènes ne peuvent donc pas être considérés comme une entrée de matière pour eux même. Autrement dit, les remaniements des dépôts holocènes sont relatifs au mode de transport intrinsèque de l'hydrosystème et non de l'entrée de matière solide au sein de celui-ci durant l'Holocène.

- De plus, sur ces surfaces, l'érosion est faible ou nulle comme nous l'enseigne le réservoir de Kouklia ou les processus de déposition sont dominants (Burdon 1951, Thirgood 1987). Les très faibles pentes du toit des dépôts holocènes (0,7° de moyenne), ainsi que les diverses coupes stratigraphiques où les indices de remaniements sont rares, vont aussi dans ce sens.

secteur	Forêt dense (%)	Forêt claire (%)	Sol nu et zone agricole (%)	Vignes	Substrat
Tout BV	9,8	9,3	80,9	-	-
Amont	53,1	45,8	1,1	-	UPL/LPL
Médian	-	0,8	99,2	-	Mn/Q
Aval	-	1,2	98,8	-	Q
Holocène	-	2	98	-	Holo

Tableau 12 : Occupation du sol et substrat dans le bassin versant du Gialias

À partir des données disponibles, la classification simple de l'occupation du sol dans le bassin versant du Gialias observe pour chaque classe des caractéristiques géologiques et topographiques similaires à celles des bassins versants des réservoirs étudiés dans la publication de Burdon (1951). Il est dès lors possible d'appliquer les taux d'érosion par type d'occupation du sol déduits du remplissage des réservoirs aux secteurs de la vallée du Gialias. Ces données sont résumées dans le Tableau 13.

	Surface	Erosion brute		Taux d'érosion			Prod. B.V.
Secteur	**Km²**	**m3/An**	**t/an**	**m3/Km²/An**	**t/km²/an**	**mm/an**	**%**
Tout BV	936	251589	402542	397	635	0,397	100
Amont	116	23205	37128	199	318	0,199	9
Median	175	77532	124051	442	707	0,442	31
Aval	341	150765	241224	441	706	0,441	60
Holocène	302	-	-	-	-	-	-

Tableau 13 : Valeur estimée de l'érosion dans le bassin versant du Gialias

3.2.6 Conclusion partielle

Les chiffres produits (Tableau 13) mettent en évidence la prépondérance de la production de sédiments dans les parties médiane (31%) et surtout aval (60%) du bassin versant. Plus que les pentes et les précipitations, la végétation et donc les coefficients de ruissellement jouent un rôle déterminant pour expliquer l'érosion des sols à Chypre. La modélisation des coefficients de ruissellement dans différents bassins versants chypriotes (Hessling 1999) montre aussi une forte dépendance de ces deux variables. L'auteur a montré que les coefficients de ruissellement sur cinq bassins versants chypriotes se répartissent entre 10 et 23%. Ces coefficients ont varié d'environ 50% après la destruction de 90% de la végétation lors des incendies consécutifs aux bombardements de l'invasion turque en 1974. Nous ne pouvons pas effectuer de transfert direct entre les coefficients de ruissellement et les taux d'érosion, mais nous pouvons souligner que la réponse de ces deux phénomènes par rapport à la disparition de la végétation, est parallèle et de même ordre de grandeur.

Cette production de sédiments contrastée avec une variation de plus de 300% entre les secteurs rappelle que la morphogenèse d'un organisme hydrologique est spatialement hétérogène, avec des espaces de stockage intermédiaires et un transit diachronique de la charge sédimentaire.

La distribution spatiale actuelle de la dénudation des versants permet aussi de cerner l'influence anthropique potentielle sur l'érosion. Nous pouvons estimer le changement de l'état des sols et de la couverture arborée non pas entre différentes zones physiographiques mais en fonction des changements de l'occupation des sols entre deux périodes. La variation extrême, dans le massif

du Troodos, entre la forêt dense et les vignes entraîne une augmentation de 800% de l'érosion, et d'environ 600% pour les sols nus (ou dénudés). Le défrichement, le déboisement ou la destruction par une fréquence trop importante d'incendies de forêt claire entraînerait une augmentation de 130% de l'érosion (180% si un vignoble est installé). Dans les conditions climatiques actuelles, l'impact anthropique est donc défini par ces valeurs.

Pour chaque tronçon du bassin, le tableau ci-dessous (Tableau 14) résume les possibilités maximales de variation de l'érosion dans le bassin versant par modification de la couverture arborée pour des conditions climatiques actuelles.

Secteur	EHa	EH^{max}	EH^{min}	Variation	
	km^3	km^3	km^3	EH^a-EH^{max}	EH^a-EH^{min}
Amont	2,32	5,17	0,88	+122,8%	-61,9%
Médian	7,75	7,77	1,33	+0,2%	-82,9%
Aval	15,08	15,12	2,59	+0,3%	-82,8%
Tout BV	25,16	28,06	4,80	+11,5%	-80,9%

Tableau 14 : Variation possible de l'activité érosive dans le bassin versant du Gialias durant l'Holocène extrapolé du remplissage des réservoirs chypriotes

L'érosion holocène dans les conditions actuelles (EH^a) est produite dans le bassin versant durant 11 500 ans, déduite du remplissage des réservoirs (Cf. plus haut), pour une distribution de l'état des sols dans le bassin versant et dans chacune de ses sous-parties identiques à aujourd'hui. Rappelons ici que ce transfert d'échelle chronologique n'est pas significatif de l'érosion holocène, mais de l'extrapolation des conditions actuelles sur une période de durée similaire à l'Holocène. Il faut noter que la période qui couvre l'Holocène telle que définie par Alley *et al.* (1993) correspond bien aux premiers dépôts holocènes rencontrés dans les stratigraphies. Les sens morphologique et paléoclimatique de cette date sont donc significatifs pour le bassin versant.

L'érosion holocène maximale (EH^{max}) est celle des sols dans les conditions de décapage maximales, c'est-à-dire pour des sols nus ou cultivés. Nous n'avons pas intégré ici les valeurs d'érosion absolues enregistrées dans les vignes, qui sont un cas particulier au regard de la période concernée. En effet, les témoins les plus précoces de la viticulture à Chypre datent de l'Âge du Bronze.

L'érosion holocène minimale (EH^{min}) est le calcul de l'érosion dans le bassin versant pour une forêt dense.

Ces calculs sont réalisés dans l'hypothèse où la seule variable expliquant la variation de l'érosion serait l'occupation du sol. Ils considèrent que les conditions hydro-climatiques susceptibles

d'influencer les processus érosifs sont invariantes.

Dans la perspective de l'Holocène, la présence d'une forêt «primitive» et les possibilités de remontées biologiques sont donc des facteurs primordiaux pour les potentialités de l'impact anthropique sur l'érosion. Si la présence d'une couverture arborée dense durant l'Holocène ancien et moyen semble tout à fait logique et est indirectement prouvée par la présence de massifs forestiers anciens pour le Troodos (Jones *et al.* 1958), où des forêts relictuelles ont pu être décrites, elle est davantage sujette à débat pour les plaines de la Messarée (Jones *et al.* 1958, Thirgood 1987), où les précipitations sont inférieures à 300 mm/an. Elle n'a jamais pu être mise en évidence par les études polliniques effectuées jusqu'alors sur des sites archéologiques souvent très pauvres en pollens (Bottema 1976, Renault-Miskovsky 1989, Burnet 1997). Sa disparition éventuelle, antérieure aux récits des voyageurs, est généralement attribuée, sans preuves, aux défrichements néolithiques (Poore 1956, Jones *et al.* 1958).

Une première réflexion sur le fonctionnement de l'hydrosystème du Gialias peut être menée grâce à ces estimations. Les surfaces d'inondation holocènes sont connues par nos observations et par la cartographie géologique de l'île (GSDC 1995). Par ce travail, nous connaissons aussi l'épaisseur approximative du remplissage des vallées durant l'Holocène pour le secteur médian et le secteur aval. Il est dès lors possible de calculer l'espace d'accommodation maximal, ou le volume de sédiment holocène maximal, pour chaque secteur et de le comparer ensuite aux volumes de sédiments produits. La comparaison de ces deux informations permet de déduire les transferts de matière éventuels des secteurs amont et médian vers leurs avals respectifs (Figure 23 A).

La surface des dépôts ainsi que leur épaisseur moyenne par secteur sont connues. La paléotopographie des vallées anté-holocènes l'est en revanche beaucoup moins. Quelques coupes et sondages permettent d'en cerner la géométrie. Toutefois nous prendrons ici des formes géométriques simples, qui maximisent l'espace d'accommodation en simulant des vallées géométriques à fond plat, ou au contraire, qui le minimisent en prenant en compte des vallées en «V» (Figure 23 B). Les données disponibles indiquent généralement une géométrie de la surface de la roche mère fluctuant entre ces deux extrêmes. Les limites de cette enveloppe externe pourraient être mieux définis par une futur campagne de carottages ou par des moyens géotechniques (sondage électrique etc.).

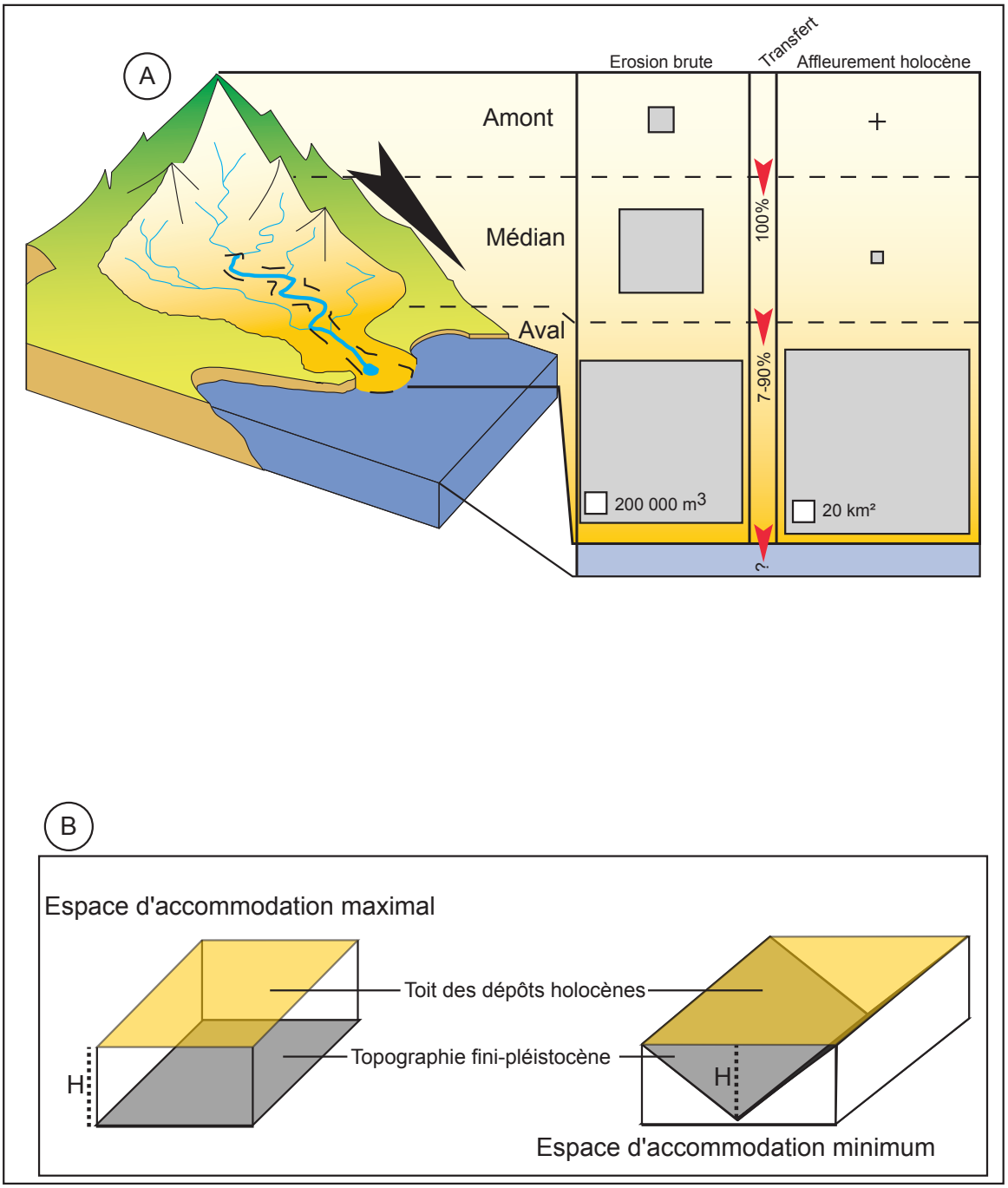


Figure 23 A et B : Érosion dans le bassin versant (A) et détermination de l'espace d'accommodation (B)

L'espace d'accommodation maximal est le volume formé par la surface d'affleurement des dépôts holocènes multipliée par leur épaisseur constatée. Ce volume est maximal car la topographie du substrat formerait alors un canyon aux pentes verticales, (Figure 23) ce qui n'est pas constaté sur le terrain et ce qui est surtout un modelé improbable dans un contexte lithologique de roches tendres (marnes, grès, etc.). L'objectif est donc ici de calculer un espace d'accommodation représentant un maximum incontestable. Le volume se calcule de la manière suivante :

$$EA^{max} = Surf*H$$

Pour l'espace d'accommodation minimal, l'épaisseur mesurée des dépôts holocènes sur le terrain est considérée comme maximale (Figure 23). Le volume ainsi formé par la surface des dépôts holocènes dans une topographie de vallée en «V». Cette configuration géométrique de l'espace d'accommodation des dépôts est plus réaliste, elle est représentée par la formule :

$$EA^{min} = Surf*H/2$$

Secteur	EA^{max}	EA^{min}
Unité	km^3	km^3
Amont	neg.	neg.
Médian	2,05	1,03
Aval	85,53	42,77
Tout B.V.	87,58	43,79

Tableau 15 : Espaces d'accommodation des sections du bassin versant du Gialias

Comme nous l'avons vu, avec 40% pour les secteurs amont et médian cumulés et 60% pour l'aval (Tableau 13), la production de sédiments est relativement équilibrée dans le bassin versant. Ceci contraste fortement avec la répartition des capacités de stockage qui sont respectivement d'environ 3% (amont et médian) et 97% pour l'aval. Les dynamiques de transfert entre les unités semblent donc d'emblée importante.

Secteur	EA^{max} - EHa	EA^{max} - EH^{max}	EA^{max} - EH^{min}	EA^{min} - EHa	EA^{min} - EH^{max}	EA^{min} - EH^{min}
Unité	km^3	km^3	km^3	km^3	km^3	km^3
Amont	Tranfert >	Tranfert >	Tranfert >	Tranfert >	Tranfert >	Tranfert >
Médian seul	-8	-13	-5	-11	-17	-2
Médian + erosion amont	-6	-8	-4	-9	-12	-1
Aval seul	70	70	83	28	28	40
Aval + médian non stocké	76	78	87	37	40	41
Tout B.V.	62	60	83	19	16	39

Tableau 16 : Comparaison de l'érosion et de l'espace d'accommodation durant l'Holocène

Le tableau ci-dessus permet la comparaison des volumes de sédiments mobilisés durant l'Holocène. Cette estimation est déduite des conditions érosives actuelles et de la géométrie des espaces d'accommodations maximale et minimale des différents secteurs. Un volume négatif montre donc que l'érosion produite est plus importante que l'espace d'accommodation, la différence ne peut donc que transiter vers la section aval limitrophe. Un volume positif met en évidence que l'érosion produite n'est pas suffisante pour remplir l'espace d'accommodation. Il faut noter que l'espace d'accommodation du secteur amont est considéré comme négligeable, les volumes de sédiments produits par ce secteur (Tableau 14) sont donc transférés vers l'aval (secteur médian). L'espace d'accommodation du secteur médian étant inférieur à l'érosion produite, la différence entre érosion produite et espace d'accommodation à l'aval est calculée avec ou sans le surplus sédimentaire ainsi déduit du secteur amont.

D'un point de vu général, et en accord avec les disparités des productions sédimentaires et des espaces d'accommodation dans le bassin versant, nous constatons que les secteurs amont et médian sont excédentaires en sédiments ce qui souligne l'importance du transfert longitudinal. En revanche, les chiffres produits pour la plaine extrême-orientale de Messarée (aval) et la prise en compte des transferts dans le bassin versant indiquent un remblaiement calculé très largement déficitaire par rapport à l'espace d'accommodation.

Plusieurs observations importantes doivent également être formulées à partir de l'étude du Tableau 16 :

- L'espace d'accommodation du secteur médian n'est en aucun cas suffisant pour stocker l'érosion potentielle produite par le secteur médian ajouté au secteur amont où les stockages sont quasiment nuls. Les transferts sont donc d'environ 100% entre l'amont et le secteur médian, entre 7% au minimum (cas peu probable car il prend en compte l'EA^{max}) et d'environ 90% au maximum entre le secteur médian et l'aval. Le transfert de matière du secteur médian vers l'aval varie donc théoriquement du simple au double environ durant l'Holocène.

- Pour le secteur aval l'espace d'accommodation est plus important de 84% en prenant compte des estimations les plus proches de la réalité qui sont EA^{min} et EH^{a} et 1100% si l'on prend en compte les variables EA^{max} et EH^{min}. Les marges d'erreur de nos calculs sont difficilement quantifiables, mais elles vont plutôt dans le sens d'une réduction des capacités de l'espace d'accommodation et d'une surestimation de l'érosion dans la partie aval en ignorant les volumes de sédiments évacués du système vers le domaine marin.

- Nous constatons par conséquent que l'activité érosive du bassin versant, même extrapolée aux conditions d'érosion maximales (sols nus et terres agricoles), est inférieure aux accumulations holocènes constatées à l'aval. Les conséquences maximales possibles imputables à la dégradation anthropique de la couverture arborée ne peuvent donc expliquer, à elles seules, les accumulations de sédiments holocènes de la partie aval du bassin versant. Le volume de sédiments est calculé selon des conditions d'état des sols variables mais pour un contexte climatique constant et égal à l'actuel. Cette remarque met en évidence des capacités morphogéniques du climat beaucoup plus importantes durant de longues périodes depuis 11 500 ans par rapport à celles en vigueur au cours de la fonction des réservoirs (première moitié du XXe siècle).

Ce premier point contredit le paroxysme érosif causée par l'agriculture et le pastoralisme du XXe siècle décrit par les ingénieurs (Tsiourtis 1993). Il pose aussi la question de la capacité érosive du

climat pour l'Holocène.

La méthode exposée pose toutefois de nombreux problèmes. Le premier est qu'avec les données actuellement disponibles, les marges d'incertitudes ne peuvent être calculées avec précision, mais elles semblent toutefois très importantes. La détermination de l'espace d'accommodation pourrait être largement affinée au fur et à mesure de l'avancée des travaux géotechniques dans la région. Bien que destinée à être largement améliorée, cette démarche de comparaison des volumes érodés à l'avantage, par rapport aux modèles strictement numériques, de se baser sur une première mesure fiable : le comblement des barrages. A ce titre elle doit être considérée comme une première étape de réflexion sur les volumes de sédiment déposés durant l'Holocène Chypriote.

RECONNAISSANCE DES ÉVÊNEMENTS HYDROSÉDIMENTAIRES

4. MÉTHODOLOGIE : DÉFINITION ET RECONNAISSANCE DES FAITS CHRONOSTRATIGRAPHIQUES

4.1 Méthodologie

Ce travail a été mené à partir de missions de terrain dont l'objectif fut (1) de cartographier l'étendue des divers dépôts holocènes, (2) de définir des sites où une étude chronostratigraphique et sédimentologique approfondie pouvait être la plus fructueuse. Ces missions ont été complétées par le traitement des cartes et images satellites disponibles (Figure 24). Les sites archéologiques, leurs abords, ainsi que des espaces plus éloignés ont été parcourus en privilégiant le linéaire des cours d'eau qui a permis des travaux sur coupes naturelles. Des tranchées à la pelle mécanique ont également été réalisées, et les plaines littorales lagunaires et émergées ont été étudiées à partir de carottages.

L'étude de la mobilité des paysages d'un bassin versant d'amont en aval nécessite la multiplication des marqueurs environnementaux, afin de déterminer les différents environnements fluviaux, littoraux, côtiers et marin susceptibles d'être affectés par la sédimentation du Gialias.

Cette multiplicité des milieux de sédimentation nous amène à rechercher un faisceau de dénominateurs minéralogiques communs afin de pouvoir s'abstenir des spécificités des différents milieux de sédimentation sur l'étude de l'érosion et le transport des sédiments. A ce titre, la granulométrie des sédiments est un mauvais marqueur détritique dans une perspective amont/aval car trop influencé par les milieux de sédimentation.

Nous avons personnellement développé les méthodes de caractérisation des sols et des dépôts à partir de la micromorphologie, et recherché des indices d'identification des sources sédimentaires et du remaniement des sols à travers des méthodes physico-chimiques d'étude des sédiments, en particulier à travers la minéralogie magnétique. D'autres analyses classiques nous ont permis de mettre en relation les caractéristiques sédimentologiques et stratigraphiques avec les milieux de sédimentation.

La collaboration avec des spécialistes de paléoécologie (M. Bourcier et H. Bruneton) a permis de conforter ces interprétations par la caractérisation écologique des paléoenvironnements aquatiques.

Enfin, la datation des événements repose avant tout sur les datations radiocarbone et les données archéologiques.

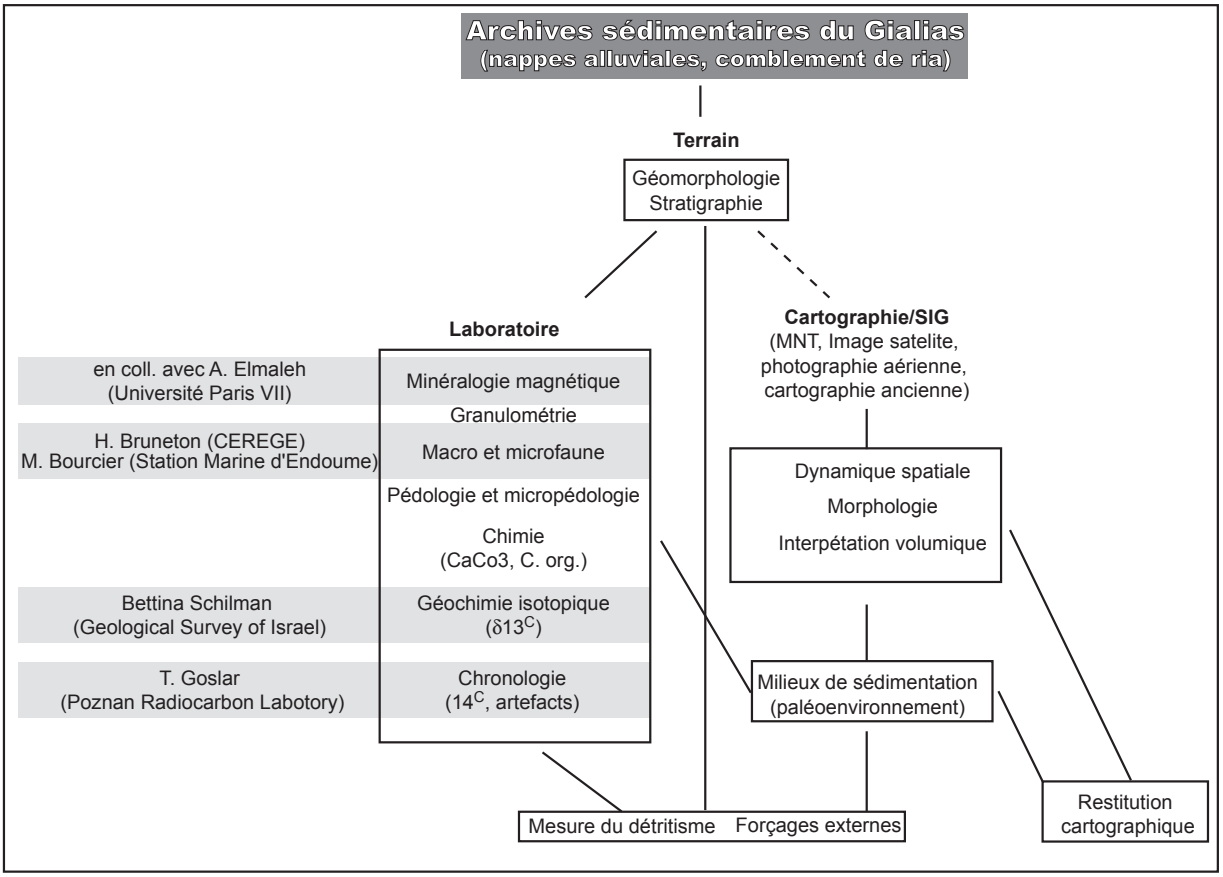


Figure 24 : Acquisition des signaux environnementaux et détritiques

4.1.1 Définition des unités stratigraphiques, des éléments morphologiques et stratégie d'échantillonnage

4.1.1.1 Les dépôts continentaux : méthodes d'identification.

4.1.1.1.1 Approche d'ensemble : stratigraphie et géomorphologie

Les dépôts sont divisés en séquences élémentaires, séries et formations (Macaire 1990, Campy et Macaire 2003). La séquence élémentaire représente le dépôt d'un événement morphogène, comme par exemple un événement de crue. Une série est constituée de n séquences élémentaires de même type (Figure 25). Par commodité et par souci d'uniformité avec la terminologie archéologique les séries sont parfois dénommées unités sédimentaires. Une formation est composée des plusieurs séries superposées ou juxtaposées, mise en place par le même type d'agent, en particulier dans le cas des cours d'eau.

Le temps exprimé par la séquence élémentaire est le temps fossilisé, c'est-à-dire la période nécessaire à la mise en place du dépôt. À partir de la série, l'enregistrement sédimentaire représente le temps dynamique, c'est-à-dire le temps fossilisé ajouté au temps séparant les séquences élémentaires. Cette dernière est présente sous forme de hiatus et peut être parfois marquée par l'ablation créant ainsi des

micro-surfaces d'érosion (Reineck et Singh 1980). Elle n'a pas de signification stratigraphique et ne doit pas être confondue avec une discordance.

Les terrasses alluviales sont des formations alluviales incisées et sont donc un objet composite qui désigne à la fois un type de dépôt et une morphologie. D'un point de vue morphologique, elles sont composées d'un toit qui représente la surface d'affleurement cartographique de la formation (Figure 25). Le flanc est l'escarpement de la terrasse, il est le résultat de l'incision postérieure à la formation, et détermine morphologiquement la terrasse alluviale. Un flanc de terrasse alluviale fossilisé ou d'une façon générale l'incision fluviatile reconnue au sein d'une stratigraphie est une discordance de ravinement. Elle est matérialisée par un joint stratigraphique entre deux formations.

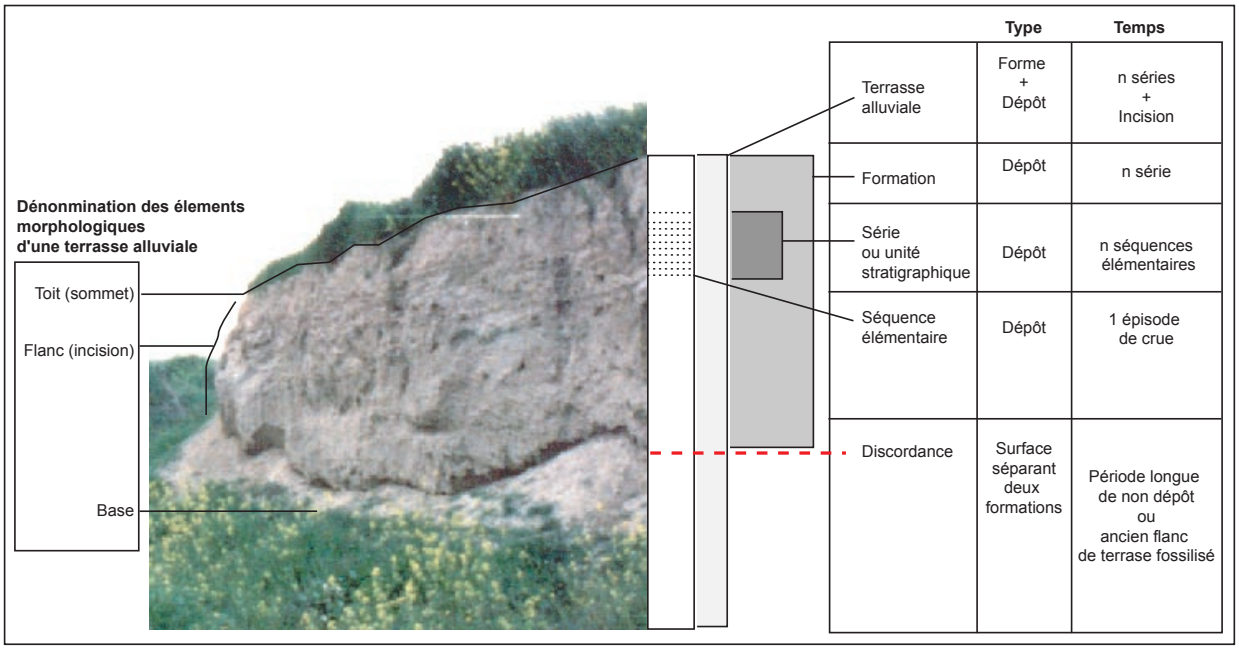


Figure 25 : Terminologie utilisée pour l'étude des terrasses alluviales

Le premier critère d'identification des milieux et des dynamiques fluviales est la reconnaissance des faciès, dépendant du milieu de sédimentation.

4.1.1.1.2 Stratégie d'échantillonnage et notion de faciès pédosédimentaire

Dans ce travail, l'échelle d'analyse adoptée est celle de la série. Elle est parfois dénommée couche ou unité stratigraphique. Bien que le temps fossilisé dans une série puisse être très court par rapport aux temps de non-sédimentation, la série est homogène au regard des milieux de sédimentation et de la dynamique de l'hydrosystème. Elle est donc représentative du type et de la fréquence des

évènements morphogènes. La définition des différentes séries s'appuie sur la reconnaissance des faciès (Cf. plus bas). Toutefois, les faciès ne se distinguent pas uniquement par les dynamiques de dépôts. La composition minéralogique (lithofaciès) est aussi un élément de détermination des faciès, comme la présence de faunes fossiles (biofaciès), mais celle-ci est absente des dépôts continentaux étudiés.

L'activité pédologique (pédofaciès) est également responsable de la différenciation des faciès. Tout dépôt a constitué pendant un temps très variable une surface topographique, et possède donc au moins des traits micropédologiques, de nature et d'extension très variable. Par conséquent, l'identification des faciès s'effectue sur les propriétés pédosédimentaires des accumulations. Cela pourrait être source d'ambiguïté quant à la définition des unités stratigraphiques. Cependant les paléosols rencontrés sont en très grande majorité des paléosols alluviaux dans lesquels les traits pédologiques se développent sur un temps relativement court (de l'ordre du siècle) et succèdent directement à la mise en place de la séquence élémentaire de crue. Il en résulte que l'acquisition des traits pédologiques de surface (horizons A) est intrinsèque à la formation de la série ou unité stratigraphique.

Il faut noter le cas particulier des paléosols constitués de plusieurs horizons. Ce fait n'est pas systématique pour les sols alluviaux embryonnaires de Chypre. Le cas échéant, il est possible de séparer à l'échelle macro et/ou microscopique les éléments acquis lors de la constitution de la série des éléments imputés à la migration depuis un horizon ou une couche sommitale. L'enrichissement en matière organique et la structure pédologique, c'est-à-dire la structure du sédiment donnée par la pédogenèse, est acquis au plus près de la surface. La redistribution de carbonates en milieu vadose sous forme de nodules ou de manchons racinaires fossilisés marque généralement la différenciation d'un horizon B(t) dans les paléosols chypriotes. La présence de ces traits pédologiques d'horizons inférieurs n'est donc pas un marqueur du milieu de sédimentation des dépôts dans lesquels ils se trouvent. Ainsi, ne constituent-ils pas, dans ce cas, une clef de définition d'une unité stratigraphique (Tableau 17).

	Définition		**Limites sup. et inf.**
Unité stratigraphique	Figures de dépôts	Série	Autre unité
	Lithofaciès		Discordance
	Pédofaciès (Horizons A)		Surface topographique
	Faciès		

Tableau 17 : Clefs de définition d'une unité stratigraphique

La description micromorphologique des dépôts (Bullock *et al.* 1985) est un outil particulièrement performant pour la discrimination des caractéristiques propres aux dynamiques de dépôts, des processus pédologiques et de celles héritées de la roche mère ou d'un horizon supérieur. Elle permet aussi de valider l'uniformité des processus pédologique au sein d'une unité stratigraphique.

La stratégie d'échantillonnage repose donc sur l'identification des séries identifiées par la caractérisation de faciès pédosédimentaires. Un échantillon est prélevé par séries, dans les limites de poids imposées par le rapatriement des sédiments en France et par l'épaisseur des accumulations. Un sous échantillonnage prenant en compte les séquences élémentaires peut être adopté afin de répondre à une problématique particulière. C'est le cas des rythmites de la plaine de Famagouste et de certaines séquences élémentaires particulièrement développées du Gialias à Potamia.

4.1.1.1.3 Reconnaissance des milieux de sédimentation : sédiments et structures sédimentaires

Les différents milieux de sédimentation sont identifiés par la reconnaissance des différents éléments constitutifs des dépôts (minéralogie et granulométrie), leur organisation (litage, granoclassement, etc.), la géométrie des unités sédimentaires et l'agencement stratigraphique (Campy et Macaire 2003). L'absence de restes faunistiques dans ce milieu fluvial semi-aride rend la détermination des faciès particulièrement importante. Pour les dépôts littoraux et marins, la détermination des milieux de sédimentation s'appuie aussi fortement sur l'étude paléoécologique.

4.1.1.2 Les dépôts continentaux : typologie

4.1.1.2.1 Les dépôts de versant

Les colluvions sont généralement peu organisées, de texture limono-sableuse, avec des cailloutis anguleux dans le secteur de Potamia-Agios Sozomenos. Elles se distinguent aussi par leur composition minéralogique qui privilégie les sources sédimentaires proches, d'origine carbonatée (calcaire, marnes et grès), par opposition aux roches endogènes qui sont issues de la tête du bassin versant. La granulométrie des sédiments est en rapport avec les processus de transport opérant sur les versants. La présence et l'individualisation des lentilles ou des lits sableux, c'est-à-dire leur granulométrie, le classement des grains et la taille des lentilles, sont en relation avec la possibilité de hiérarchisation des écoulements sur les pentes, qui dépend, elle, de la couverture végétale, de l'utilisation des sols et des événements météorologiques pour une pente et un substrat donné (Neboit 1983, Van Vliet-Lanoë *et al.* 1992, Devillers et Provansal 2003). Cette hiérarchisation des écoulements va du ruissellement diffus donnant lieu à des nappes colluviales de granulométrie fine et sans figure sédimentaire, au ruissellement concentré faisant apparaître des ravinaux remplis d'éléments grossiers (sables ou de granules organisés en lentilles) relativement bien triés (Coque 1998). Les ravinaux étudiés ici comportent des lentilles de ballast plus ou moins calibré et émoussé. Les ravinaux ont une taille qui dépasse rarement le mètre.

4.1.1.2.2 Les milieux fluviaux en contexte semi-aride

Contrairement aux milieux tempérés, les dynamiques hydrosédimentaires menant à l'aggradation des plaines alluviales en milieux arides et semi-arides sont encore peu étudiées (Thomas 2000, Daniels 2003). Pour cette raison, aucune typologie exhaustive et fiable des faciès d'alluvion ne peut être directement appliquée à ce travail. Nous proposons donc une classification originale de ce type de dépôts, pour les rivières chypriotes, les faciès et leurs significations hydrodynamiques étant discutés au cas par cas.

Après avoir envisagé les formes et dépôts actuels, et la question de leur validité en tant que référentiel pour l'Holocène, nous proposons d'établir une typologie des différents faciès alluviaux holocènes rencontrés en sondage dans le bassin versant du Gialias. La signification hydrodynamique des dépôts est aussi discutée. Pour ce faire nous étudierons les dépôts de chenaux où les écoulements sont les plus concentrés et les plus pérennes. Les dépôts de berge, indiquant la limite entre le chenal et la plaine d'inondation sont abordés dans un second temps. Enfin les dépôts d'inondation caractéristiques du lit majeur clôturent la typologie. Ils sont les plus abondants dans les stratigraphies et fournissent la meilleure résolution chronologique pour les enregistrements détritiques des milieux fluviaux.

4.1.1.2.2.1 Le fonctionnement actuel du Gialias

La cartographie de la bande active du Gialias effectuée en mai 2002, alors que le cours d'eau était à sec, permet de décrire les milieux de sédimentation fluviaux actuels ou sub-actuels de ce fleuve entre Dhali et Potamia. Les différents éléments morphosédimentaires identifiés et leur répartition résultent des écoulements linéaires au sein du chenal. L'incision récente de la rivière est matérialisée par les mouilles et les escarpements au sein du chenal qui entaillent le substrat marneux (Figure 26). Elle est aussi révélée par les larges surfaces où le substrat affleure au sein du chenal. Les barrages submersibles présents dans le lit sont progressivement déchaussés par la dynamique d'incision, elle est ainsi mesurée à plus 2m depuis 1958. La répartition des surfaces incisées s'effectue en fonction des vitesses d'écoulement ; les bords concaves des méandres, les rétrécissements des chenaux et les zones de barrage sont les milieux où l'incision est la plus rapide (Figure 26). Les escarpements d'incision sont de plus en plus importants vers l'aval du Gialias.

Les lieux d'incision, où les courants sont concentrés, sont dénués de dépôts, les sédiments pouvant en ces endroits être exportés vers l'aval. Toutefois, la plupart des mouilles sont partiellement comblées de limons déposés lors de la fin de l'épisode de crue. Les dépôts se répartissent préférentiellement aux endroits où le courant est théoriquement le plus faible, comme les rives convexes des méandres, les élargissements de chenaux. Les dépôts sont de deux types : des bancs de galets en vracs non jointifs mélangés à des sables et des. Des nappes de limons sableux parfois

pavées de galets constituent le second type. Les bancs de galets témoignent de la violence et de la brièveté des écoulements.

Ce type de faciès résulte de l'incapacité du cours à exporter les éléments fins à l'aval en fin de crue. La compétence est suffisante pour transporter sur de courtes distances la fraction graveleuse en bancs, mais la brièveté de l'épisode de crue et le retour à des conditions de non-écoulement est assez rapide pour déposer le matériel sans effectuer de véritable tri. La présence de grandes nappes limoneuses au fond du chenal (alors que le ballast et les sables sont présents en grande quantité dans le bassin versant) révèle les processus de décantation dans le lit mineur, très probablement à la fin de l'épisode de crue.

Une berge incisée dans des galets d'une hauteur régulière de 1,5m enclave la bande active, quand le Gialias n'est pas confiné par une terrasse alluviale plus ancienne et plus imposante. Lorsque cette berge est plus basse (érosion latérale, démantèlement), elle est recouverte d'une fine couche de limons d'inondation (10cm environ). Les limons marquent le lit majeur du Gialias, son extension latérale est très faible (quelques mètres), la récurrence spatiale est aussi très peu importante. La majeure partie des écoulements s'effectue au cœur du chenal, les débordements sont actuellement quasiment absents. L'enquête auprès des paysans riverains du Gialias confirme aussi ce fait. De même sur le secteur de Potamia, nous avons vérifié sur le terrain que les précipitations centennales de l'année 2000 (plus de 90mm en quelques heures, les plus fortes pluies enregistrées à Chypre depuis 1936, Cyprus Mail du 11 octobre 2000) n'ont pas occasionné de véritable inondation au sein de la plaine alluviale. Les zones inondées sont alors très ponctuelles et semblent liées aux aménagements (route de Dhali, pont d'Agios Sozomenos).

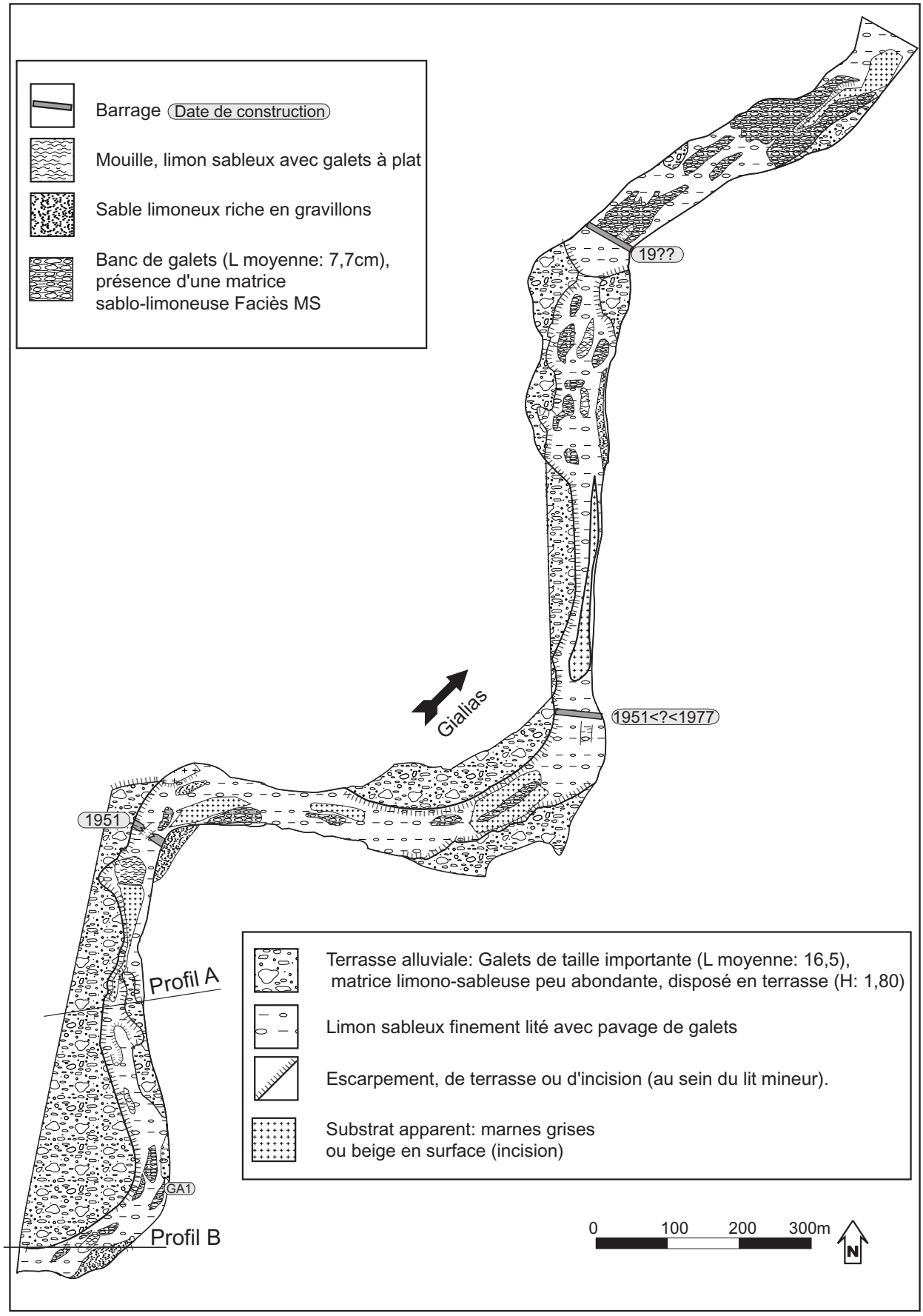


Figure 26 : Cartographie détaillée de la bande active du Gialias entre Dhali et Potamia

Les dépôts présents dans le chenal (Figure 26, Figure 27) témoignent également de l'intermittence actuelle du cours d'eau. Ils soulignent aussi l'absence de ségrégation spatiale des processus de sédimentation entre les lits mineurs et majeurs du Gialias. Les dépôts d'inondation (limons) et de lit mineur (galets de faciès MS) se retrouvent tous dans la bande active du Gialias. Par conséquent, des dépôts de lit mineur et de lit majeur sont tour à tour déposés dans la bande active du Gialias (Figure 27). Ceci témoigne de l'absence de véritable plaine d'inondation (lit majeur) et explique les dépôts particuliers retrouvés dans les chenaux actuels.

Les analyses granulométrique et texturale des différents dépôts au sein du chenal montrent un mauvais tri (ΦI aux alentours de 1,5), avec un mode dans les sables moyens (GA1.1, 2 et 3, Figure 27). Cette faible capacité de tri se retrouve également du point de vue textural où toutes les fractions granulométriques sont représentées (ballast, sable et fines). Seuls les échantillons limoneux du remplissage des mouilles (GA1.4) ont un meilleur tri et une forte asymétrie négative (Skewness -0,39), caractéristique des processus de décantation. Les sables présents au sein de la terrasse alluviale bordant le Gialias (Figure 27) ont une forte asymétrie positive qui révèle aussi des conditions d'écoulement moins brusques que celles observées aujourd'hui.

Les faciès de la bande active du Gialias, notamment les faciès MS (*Matrix supported Framework*) des bancs à galets, sont uniques par rapport à tous les dépôts holocènes rencontrés dans les stratigraphies. La particularité des dépôts peut être expliquée en partie par la baisse des précipitations enregistrées à Chypre depuis plus de 50 ans (Hadjiioannou 1987). Les réservoirs construits sur le Gialias (Lythrodhondas haut et bas), en 1945 et en 1952, ont une capacité cumulée de 64 000m^3 (Water Development Staff 2001). Ce chiffre est plus de cent fois inférieur au débit moyen du Gialias à Nissou (amont proche de Dhali). Tout au plus, leur ponction peut contribuer au régime intermittent de la rivière. Cela peut aussi accentuer la rapidité des événements d'inondation par gommage des débuts et des fins des pics de crue. Mais, aux vues de la capacité des réservoirs présents, la considération de leur impact doit être limitée. Enfin, l'augmentation exponentielle des besoins en eau potable entraîne la multiplication des forages et des puits dans toute l'île. Rien que pour le secteur de Potamia-Agios Sozomenos, nous en avons cartographiés 469 actifs, dont les 2/3 ont été créés depuis les années 1960. Depuis 40 ans, la capacité des réservoirs chypriotes est passée de 6 à 303 millions de m^3 (Water Development Staff 2001). Cette capacité n'est toujours pas suffisante, et la croissance de la consommation est due pour la plus grande part aux besoins domestiques et touristiques (Water Development Staff 2001). Les niveaux de la nappe phréatique sont en baisse constante (Toufexis 1968). Ainsi des puits bétonnés ont été construits au milieu du chenal du Gialias, la nappe d'eau est située 6m encore plus bas en dehors des mois pluvieux. Au début du siècle, la création de «piscines», c'est-à-dire de larges excavations profondes de 1 ou 2m dans le lit du Gialias, permettait d'irriguer les champs attenants à partir de la nappe phréatique sub-affleurante durant toute l'année, en dehors de la période estivale, mais jusqu'au mois de juin (Reid 1909, Hutchinson 1909). Durant cette période les sources présentes dans le lit de la rivière

continuaient de couler (Reid 1909).

Les transformations hydro-morphologiques durant le XXe siècle sont très certainement multi-causales (climat, réservoirs et consommation). Elles impliquent une séparation plus marquée entre la nappe phréatique et le thalweg de la rivière. Les dépôts sub-actuels ne permettent donc pas d'établir un référentiel valide des milieux fluviaux pour l'Holocène. Les courbes granulométriques du lit mineur (Figure 27) comparées aux faciès holocènes envisagés ci-dessous en sont les témoins. Le cumul des facteurs aboutit donc à la création d'un paysage fluvial original.

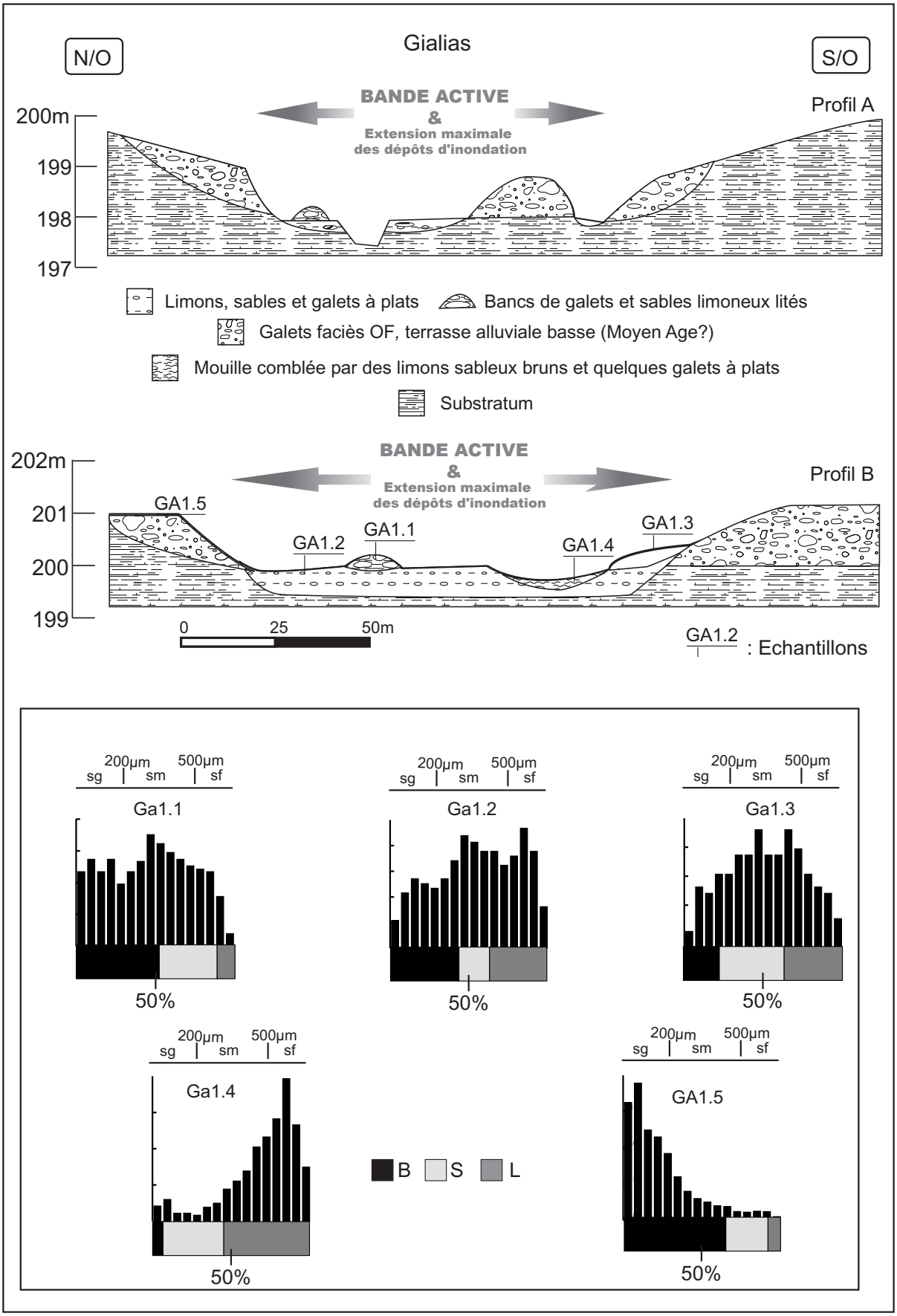


Figure 27 : Profils en travers et étude sédimentologique de la bande active du Gialias

4.1.1.2.2.2 Dépôts holocènes de lit mineur

Pour les dépôts de lit mineur, trois faciès principaux sont rencontrés dans le bassin versant du Gialias (Figure 28).

1) Si le matériel disponible dans le bassin versant le permet, les dépôts de lit mineur sont généralement constitués par des galets sans matrice (*openwork*, *open framework* ou *Clast-suported framework*) et disposés en bancs ou en couches (Figure 28, Picar et High Jr. 1973, Reading *et al*. 1986, Harvey 2000). L'écoulement permanent permet en effet de transporter efficacement les éléments fins (lessivage). Ce faciès noté «OF», est le plus commun dans les stratigraphies. La présence d'une matrice sableuse ou limoneuse associée à des galets au sommet de la série peut être expliquée par des processus de fin de crue ou des processus post-sédimentaires particuliers.

2) Si les galets reposent en appui les uns sur les autres mais les interstices sont remplis de galets plus petits ou de granules (Figure 28, *filled framework*), le dépôt est alors interprété comme une réduction de la puissance des écoulements (Reading *et al*. 1986). Cette évolution peut être modale ou tendancielle. Ces faciès de lit mineur (FF) sont tout aussi fréquents.

3) Les galets emballés dans une matrice sableuse et/ou limoneuse, sans que les éléments grossiers reposent les uns sur les autres (Figure 28, *matrix suported*, *isolated framework* ou *bimodal*), résultent d'écoulements importants, à forte charge solide mais de courte durée ne permettant pas le lessivage et donc le transport efficace des éléments fins. Ceci donne ainsi un caractère plurimodal aux processus et aux dépôts, qui sont alors parfois décrits comme étant «en vrac» (Ramos et Sopena 1983, Steel et Thompson 1983, Harvey 2000). En milieu semi-aride, ces faciès pourraient être présents lors d'écoulements puissants, à forte charge solide mais très limitée dans le temps (*Flash flood*), se rapprochant sensiblement des coulées boueuses ou laves torrentielles (*Mud-flow*). Karcz (1972) observe en Israël une corrélation positive entre le développement morpho-sédimentaire des lits mineurs et la durée de l'événement de crue. Lors des crues éclairs, ce type de structure ne se développe que faiblement. Ce type de dépôt n'est décrit que dans les environnements fluviaux désertiques, lors de la rare activation des *wadis* (Glennie 1970, Reineck et Singh 1980). Leur présence à Chypre sera discutée plus loin.

Les deux premiers types de faciès sont proches et témoignent d'écoulements concentrés compétents de lit mineur. La chute de l'énergie des écoulements permettant la sédimentation des fines dans les interstices des galets responsable du deuxième faciès pourrait dénoter une plus forte irrégularité hydrologique. Toutefois si les galets de lit mineur sont recouverts par des dépôts fins lors d'une variation géographique ou dynamique de la rivière sur le long terme, le faciès résultant serait identique. Il est par conséquent très difficile d'interpréter les différences entre les faciès de lit mineur 1 et 2, s'ils ont étés recouverts à un moment ou un autre par une autre formation sédimentaire. Le troisième type de faciès représente le «pôle aride» de la sédimentation de lits mineurs. Des perturbations post-sédimentaires ne peuvent en être responsables. L'intensité et la faible durée des

écoulements le rapprochent du fonctionnement hydrodynamique des milieux arides.

Les lentilles de sables ou de granules d'échelle métrique ou centimétrique sont interprétées comme des écoulements concentrés intermittents de faible dimension le long de versants ou dans un contexte d'écoulements secondaires dans la plaine alluviale. La différence entre ces deux milieux s'établit aisément en fonction de la pétrologie et des contextes topographique et stratigraphique des dépôts. Lorsque différentes lentilles sont jointives elles peuvent être interprétées comme un indice de la présence d'un style en tresse du cours d'eau.

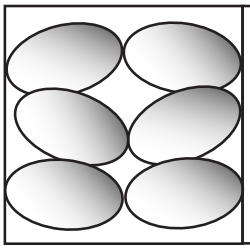
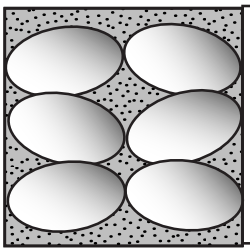
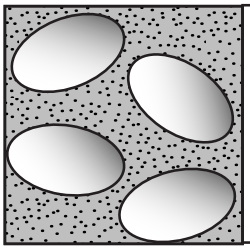
	Description	Appellation anglo-saxonne	Fréquence
	Faciès I Galets sans matrice	Open framework, clast-suported framework OF	+++
	Faciès II Galets reposant les uns sur les autres, les interstices sont remplis d'éléments plus fins.	Filled framework FF	++
	Faciès III Galets non connectés et inclus dans une matrice sablo-limoneuse.	Matrix-suported framework, bimodal MS	+

Figure 28 : Faciès de lit mineur

4.1.1.2.2.3 Les dépôts de berges à l'Holocène

Les dépôts de berges sont rares. Ils sont reconnaissables à la présence de lits de sables obliques (Figure 29, Figure 30). Deux types de berges sont reconnus, le premier type (type «A», Figure 30) est constitué par des lit de sables obliques et sub-parallèles résultant de la migration latérale et verticale des bords de chenaux (Collinson *et al*. 1978, Reineck et Singh 1980, Reading *et al*. 1986). Ce type de structure peut être la conséquence de courants intermittents, mais la hauteur de la colonne d'eau doit être importante et la variabilité inter-annuelle relativement réduite (Picard et

High J. 1973). Il en résulte de la sédimentation sur les berges lors de crues qui sont ensuite affectés par de micro surface d'érosion comme le montre l'entrecroisement des lits sableux parfois visible. Les lits de sables et la surface d'érosion sont directement liés aux variations de la colonne d'eau dans le chenal (Reading *et al*. 1986). A la vue du milieu bioclimatique concerné, ce type de faciès résulte donc d'un hydrodynamisme relativement important et régulier.

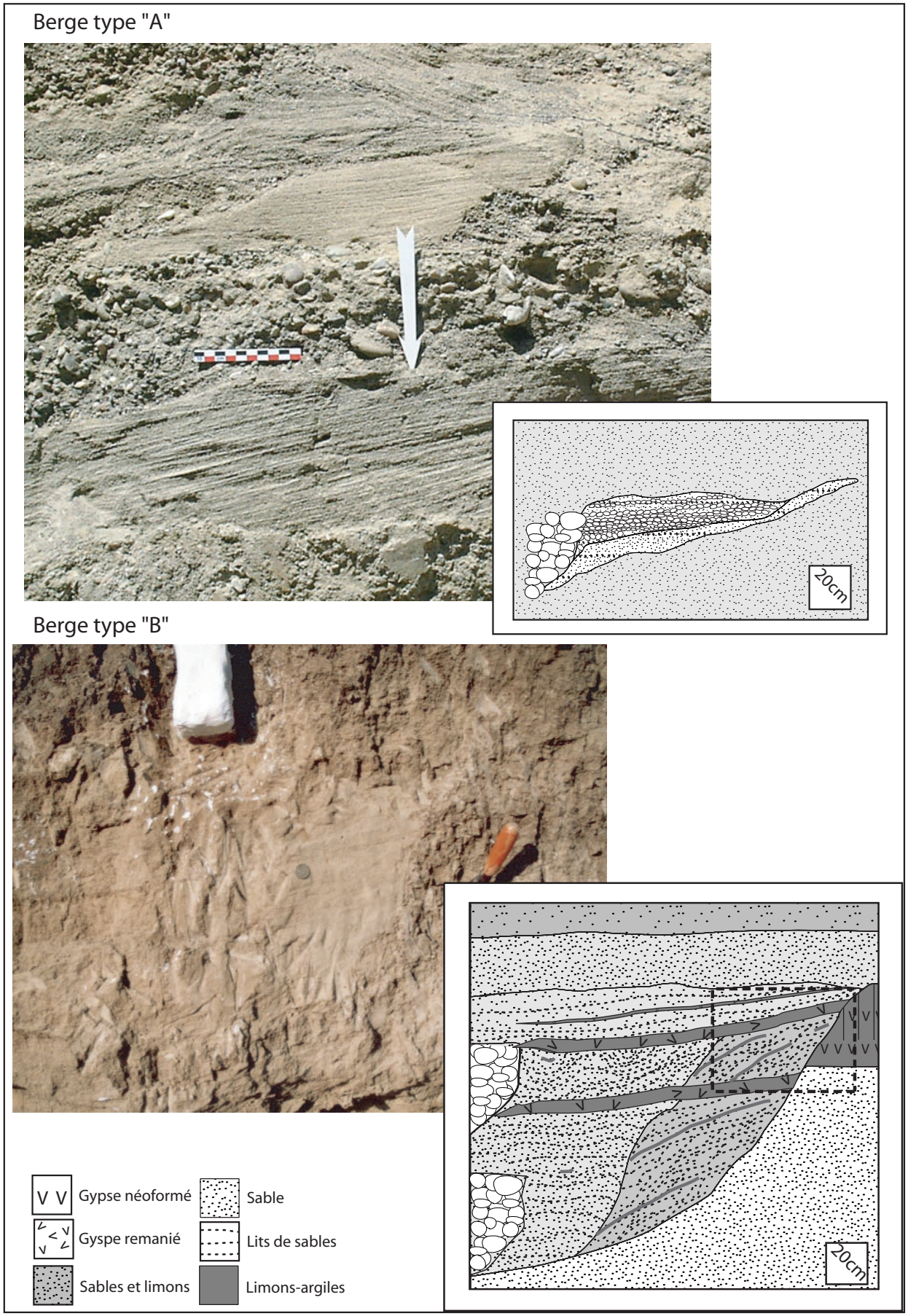


Figure 29 : Paléo-berges du Gialias

Le deuxième type de dépôt de berge (B) est caractérisé par des lits obliques de granulométrie plus fine (texture sablo-limoneuse). Une autre différence est la présence de longues et fines couches de limons au fort pendage qui moulent les parois de la berge (Figure 30). Ces limons sont minéralogiquement et granulométriquement semblables aux sédiments directement présents à l'extérieur des berges (plaine d'inondation proximale). Pour l'Alykos à l'amont de Potamia (coupe AY7), par exemple, la rivière a incisé des formations holocènes antérieures, exhumant de façon temporaire des paléosols riche en gypse néoformé. Les fines couches de limons présentes dans les berges remanient des cristaux de gypse et des agrégats pédologiques, ce qui n'est pas le cas des sables limoneux lités (Figure 29). La relativement bonne conservation des agrégats, dont les facettes sont seulement émoussées, est un témoin fiable de leur non-prise en charge par une crue : ces dépôts ne peuvent pas être attribués à des phénomènes d'inondation. Ils sont donc interprétés comme résultant de l'érosion latérale de la plaine d'inondation qui fossilisent la paroi interne des berges lors de longs épisodes de très basses eaux n'atteignant pas les berges.

Cette simple typologie des faciès de berges permet donc de caractériser deux types de fonctionnement hydrologique. Les lits de sables de faible pendage du deuxième type (B) est produit par les même processus que le type «A», toutefois la granulométrie comparativement plus réduite pourrait montrer des processus hydrodynamiques relativement plus faibles. Ces lits de faibles pendages sont séparés par des limons en rapport avec une période relativement longue de faible hauteur d'eau (Reid et Frostick 2000). Par conséquent le type «B» doit être rapproché de débits liquides beaucoup moins importants et plus irréguliers (intermittence). Pour une rivière de rang 5 (l'Alykos à Potamia), ce faciès est caractéristique d'un milieu semi-aride méditerranéen.

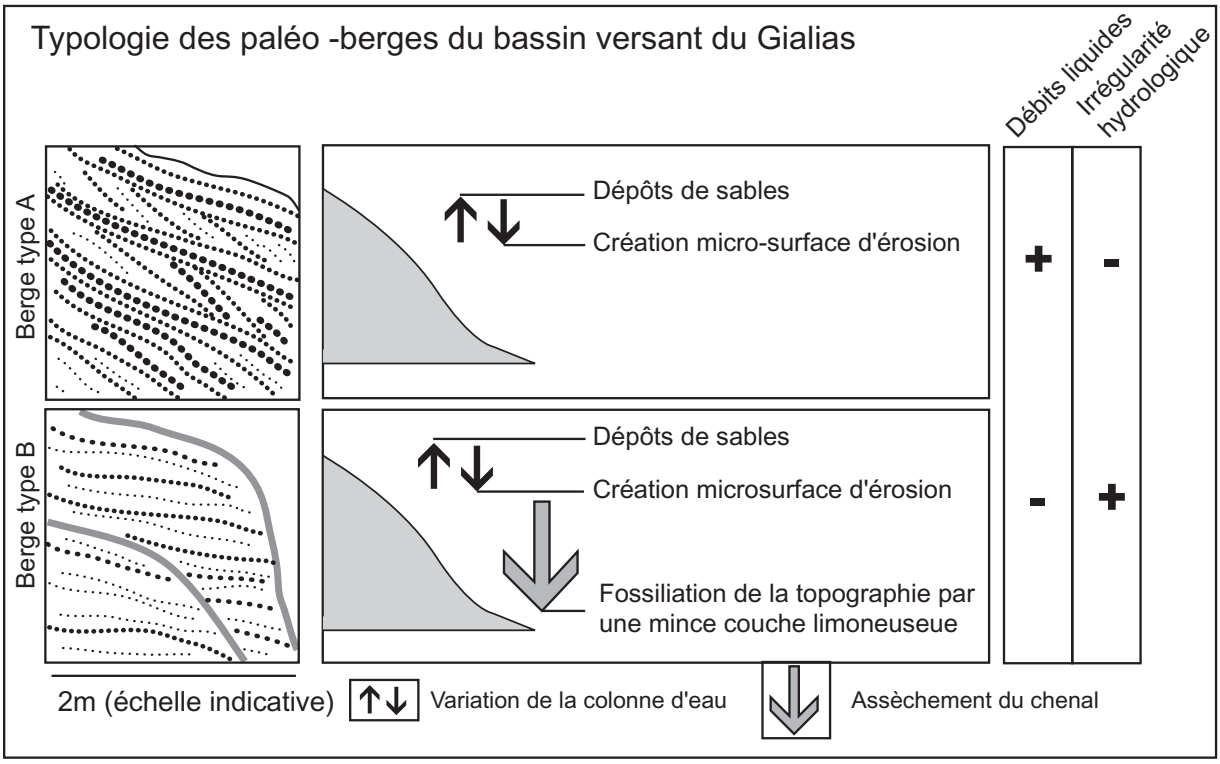
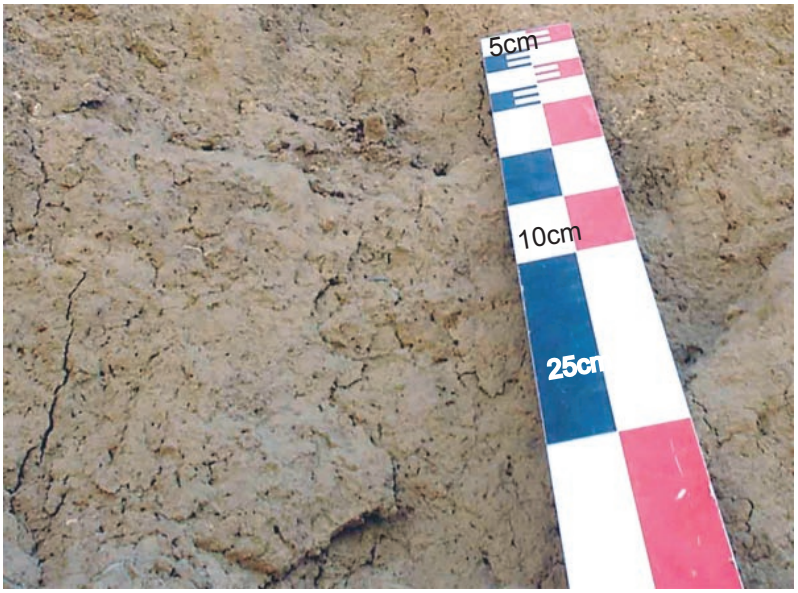


Figure 30 : Type de berge et dynamiques hydrologiques

4.1.1.2.2.4 La plaine d'inondation holocène

Les dépôts holocènes d'inondation sont abondants dans la vallée du Gialias (Figure 31). Ils sont reconnaissables à leur texture limono-sableuse ou sablo-limoneuse et à la présence de lits ou de lamines horizontaux et réguliers de sables et de limons. Les différences relatives entre les lamines peuvent être très ténues. À l'échelle macroscopique, elles sont parfois seulement soulignées par le débitage en plaquettes du sédiment sur les affleurements. Ces lamines sont éventuellement perturbées par l'activité biologique (bioturbation) ou humaine (anthropo-perturbation), mais restent reconnaissables à l'observation sur lames minces. Elles peuvent être affectées ou non par des phases de pédogenèse. La bonne conservation relative des lits sableux et/ou limoneux, sur tout l'Holocène, souligne la faible activité biologique propre aux milieux fluviaux de milieu semi-arides en général, et aux milieux chypriotes en particulier.

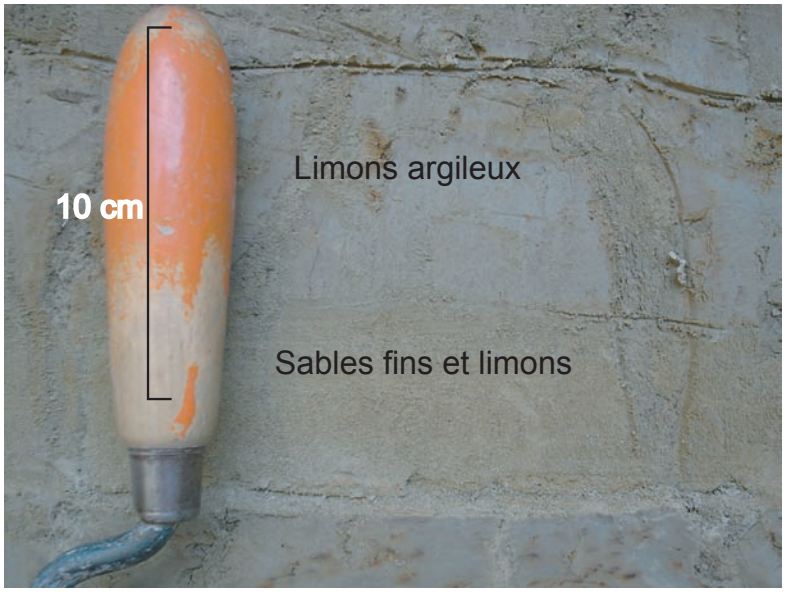


A-Séries sablo-limoneuse sans figure sédimentaire marquée : suspension uniforme.

Flash flood

B-Série à litage horizontale parallèle .

Faciès intermédiaire



C-Séquence de crue particulièrement dilatée : sables fins et limons à granoclassement positif (suspension graduée)

Crue mediterranéenne a caractère "tempérée"

Figure 31 : Dépôts de débordement rencontrés dans le secteur médian du Gialias

À l'aval du système, dans la plaine de Famagouste, les 9m d'alluvion recoupés par les carottages sont de texture quasi exclusivement limono-argileuse. Cette texture peut être attribuée aux processus de décantation, et non uniquement à une réduction de la granulométrie des dépôts vers l'aval du bassin versant. Comme le montre la position des carottages par rapport au lit mineur, l'élargissement de la vallée dans cette région permet le développement d'une véritable plaine d'inondation. Une légère dénivellation d'ordre métrique souligne le lit majeur exceptionnel ou distal par rapport au lit majeur modal ou proximal. Par la faiblesse de l'escarpement, la différenciation de la plaine alluviale est difficilement identifiable sur les cartes topographiques au 1/50 000e. Seule une rapide reconnaissance de terrain, fatalement limitée à l'enclave militaire anglaise de la base de Dhekelia (SBA), et des clichés aériens obliques effectués lors de la crue du printemps 1990 (Hennesy 1991) permettent de définir cette dichotomie de la plaine d'inondation. Des géographes et des ingénieurs du XIXe et du XXe siècles (Lt. Kenyon 1879, Hoberhummer 1903, Hutchinson et Cobham 1909) ont décrit des dépôts proximaux sableux près de Famagouste. Ceci est donc un autre indice que les sédiments limono-argileux des carottes sédimentaires marquent bien les processus de décantation sur les rebords de la plaine alluviale et non une décroissance de la granulométrie des sédiments d'amont en aval.

À l'amont, dans le secteur de Potamia-Agios Sozomenos, les dépôts de lit majeur ne sont jamais uniquement limono-argileux. Les sables sont toujours présents dans des proportions variables, ce qui est lié à la plus faible étendue latérale du lit majeur. La taille de la vallée alluviale, circonscrite ici par les héritages morphologiques, ne permet pas la formation d'une véritable plaine distale. Les dépôts résultant uniquement des processus de décantation sont sporadiquement présents et se retrouvent sous forme de lits ou de lamines (Figure 32). Ces lits ou lamines représentent le plus souvent une partie (Figure 32) d'une séquence élémentaire de crue (Macaire 1990). Lorsqu'une séquence élémentaire est totalement ou partiellement conservée, les limons et les sables peuvent se distribuer selon un granoclassement vertical positif (exemple 3 de la Figure 31). Toutefois, dans la majorité des cas, les séquences de crues n'observent pas de granoclassement sans que cela puisse être attribué à des processus post-sédimentaire comme la bioturbation (exemple 3 de la Figure 32). Pour les dépôts d'inondation du secteur d'Agios Sozomenos-Potamia, trois faciès principaux sont donc reconnus : les alluvions à granoclassement positif, celles à litages parallèles et les dépôts sablo-limoneux sans figures ou micro-figures sédimentaires. Ces faciès peuvent être reconnus à l'échelle macroscopique (Figure 31) et/ou à l'échelle microscopique (Figure 32).

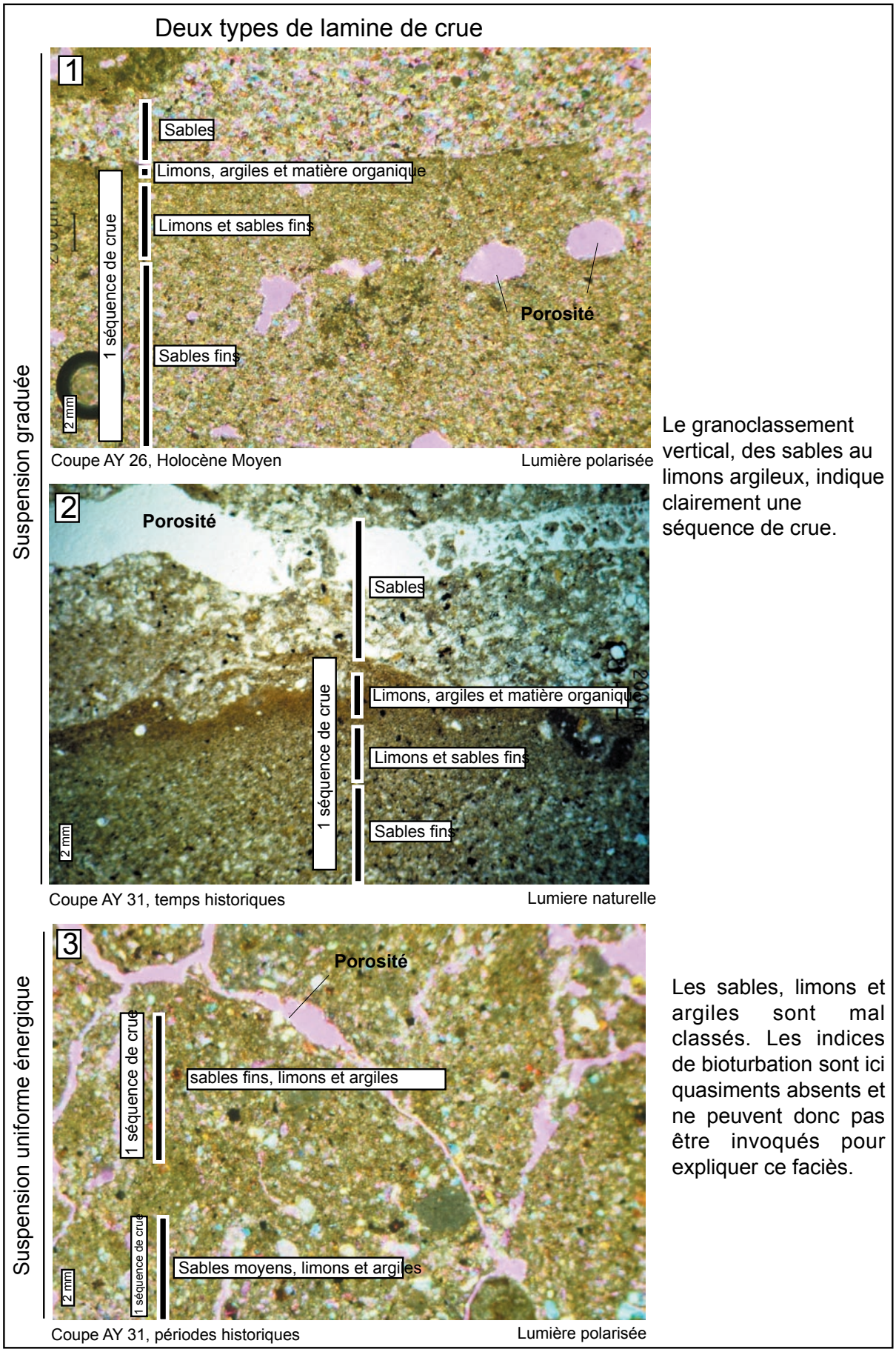


Figure 32 : Micro-figure de dépôts fluviatiles

La distinction fine des milieux fluviaux oppose généralement les sédiments issus d'une suspension graduée, déposés selon un granoclassement positif, aux sédiments issus d'une suspension uniforme, déposés sans structure sédimentaire et habituellement plus fins (Passega 1957 et 1963 pour les milieux marins, Bravard 1986, Salvador *et al.* 1993, Arnaud-Fassetta 1998 pour l'adaptation aux milieux fluviaux). L'épaisseur de la colonne d'eau est souvent avancée pour expliquer la différence entre la suspension graduée et la suspension uniforme (Passega 1963). Dans le premier cas, l'épaisseur est assez importante pour permettre une ségrégation verticale des différentes fractions granulométriques. Les fines se retrouvent en suspension sur le haut de la colonne d'eau, les courants laminaires ne permettant pas ici le transport de particules grossières (Visher 1969, Woodroffe 2002). Sur la partie basse de la lame d'eau, les turbulences occasionnées par le frottement du courant sur fond, permettent ici la mise en suspension des sables (Visher 1969). Pour la suspension uniforme en mode énergique, l'épaisseur de la colonne d'eau est moins importante, les turbulences sont présentes sur toute son épaisseur (Passega 1963). Dans le cas d'une plaine d'inondation en milieu semi-aride la distribution spatio-temporelle des faciès ne peut être uniquement imputée à l'épaisseur de la colonne d'eau.

Les dépôts qui résultent de ces différents modes de transport et milieux de dépôts sont détaillés dans les paragraphes suivants à travers leurs micro-faciès sédimentaires.

4.1.1.2.2.5 Dépôts de suspension uniforme

Comme le montre l'exemple de suspension uniforme de la figure 32 (3e exemple), le faible granoclassement mais aussi l'importance des limons et argiles, associée à des grains sableux parfois de forte taille, mettent en évidence d'autres phénomènes relatifs à la crue. Le mélange d'une importante fraction fine avec des sables relativement grossiers sur toute la séquence de crue tend à prouver que les courants sont soit trop chargés en matière en suspension, soit trop brefs pour évacuer sensiblement les fines vers l'aval. Le mélange des phases sableuses et limoneuses empêche une explication unique par la faible compétence des écoulements. À une autre échelle, mais à l'image des dépôts de lit mineur (Figure 28), la présence de particules fines entre les grains de sable ne peut s'expliquer par des phénomènes post-sédimentaires (dépôts de fines après déposition des sables). Elle s'explique ici par l'arrêt soudain des écoulements, toutes les particules présentes dans la colonne d'eau sédimentant alors de façon assez brutale sans qu'une véritable organisation puisse se développer. Les caractéristiques hydrologiques déduites de la description des faciès sont rapprochées par différents auteurs (Reineck et Singh 1980, Thomas 2000, Phillips 2002) des crues éclair (*Flash flood*). Ces caractéristiques sont donc l'importance de la charge solide, la faible durée de l'événement de crue et l'intermittence hydrologique (Figure 33).

Dans les limites imposées par des nombreux paramètres statiques (sources sédimentaires, topographie, etc.) et dynamiques (climat, végétation, impact de l'homme, etc.) variant fortement d'un

hydrosystème à un autre, le faciès de la suspension uniforme peut aussi être rapproché directement des dépôts de débordement de crues éclair (Picard et High 1973, Reineck et Singh 1980, Blair 2000). Dans certains contextes, ils sont utilisés comme un marqueur des environnements fluviaux semi-arides (Smith *et al.* 1993). Il faut toutefois noter qu'il n'existe pas de faciès type de crues éclair pour les plaines d'inondation (Daniels 2003). Si ce type d'écoulement est d'origine climatique (orage convectif en milieu aride, intermittence hydrologique), son expression pédosédimentaire est conditionnée par la morphologie de la vallée alluviale. Ainsi, Blair (2000) relève des dépôts grossiers de crues éclair à l'amont de bassin versant californiens, alors que ces mêmes crues donnent lieu à des dépôts limoneux aux traits sédimentaires différents (*Sheet flood*) à l'aval où la plaine alluviale s'élargit fortement. Ceci pourrait être le cas dans le bassin versant du Gialias, où les écoulements dans le secteur médian sont latéralement limités par les héritages morphogéniques holocènes ou antérieurs.

4.1.1.2.2.6 Les dépôts à litage parallèle

Une grande partie des dépôts de plaine d'inondation du Gialias, comme pour d'autres hydrosystèmes similaires (McKee *et al.* 1965, Picard et High 1973), est constituée d'une masse sablo-limoneuse à litage parallèle horizontal. Pour un organisme à forte irrégularité hydrologique, et selon la nature et la granulométrie des sédiments déposés, ce type de figure sédimentaire peut être attribué à différents milieux de sédimentation fluviatile. La position topographique et stratigraphique ainsi que le fort pourcentage des particules fines permettent de distinguer aisément les dépôts d'inondation (Daniels 2003). Ce faciès est souvent rencontré en milieu semi-aride et souvent rapproché des crues éclair (Reading *et al.* 1986, Daniels 2003). Les caractéristiques hydrologiques menant à ce dépôt semblent toutefois moins excessives que celles de la suspension uniforme. Ce cas semble donc être un intermédiaire entre les deux types de fonctionnements hydrologiques représentés par la suspension uniforme et la suspension graduée (Figure 33).

4.1.1.2.2.7 Dépôts à granoclassement vertical positif

Pour les dépôts résultants de la suspension graduée (Figure 32, exemples 1 & 2), les paramètres hydrologiques (colonne d'eau, période et chute de l'énergie des écoulements) permettent le transport des fines vers l'aval lors du début de la séquence de crue. Les limons et argiles sont donc ici comparativement moins présents. Au sommet de la séquence élémentaire, les écoulements ne sont plus assez énergiques pour mobiliser les sables, les dépôts fins représentent alors presque la totalité de cette partie de la séquence élémentaire. Pour aboutir à ce type de faciès, la période d'écoulement doit être plus longue, la chute de l'énergie moins brutale et la colonne d'eau plus importante (Reading *et al.* 1986, Blair 2000, Jones *et al.* 2001, Campy et Macaire 2003) par rapport aux faciès de suspension uniforme de la plaine d'inondation d'un même bassin versant (Figure 33).

	Facies & typologie	Type de crue	hauteur de la colonne d'eau	Durée de l'épisode de crue
	A-Sables et limons sans figures de sédimentation Suspension Uniforme SU	Crue éclair *Flash Flood*	faible	Court
	B-Sable et limons à litage horizontale parallèle LP			
	C-Sable et limons à granoclassment vertical positif. Suspension graduée GV	Crue *Sheet flood*	importante	long

Après Picard et High 1973, Reineck et Singh 1980, Reading et al. 1986, Blair 2000, Phillips 2002, Campy et Macaire 2003.

Sable Limons

Figure 33 : Faciès et dynamique hydrologique de la plaine d'inondation du secteur médian du Gialias.

4.1.1.3 Disposition et faciès des dépôts littoraux et marins

4.1.1.3.1 Le modèle de stratigraphie séquentielle

Les dépôts littoraux situés à l'aval du système fluvial ont été étudiés par carottages dans la plaine basale du Gialias près de Famagouste. Les dépôts s'y organisent selon le modèle classique de stratigraphie séquentielle qui synthétise l'architecture stratigraphique des dépôts des marges continentales durant un cycle eustatique. La stratigraphie séquentielle intègre les variations latérales de faciès des dépôts isochrones du continent (alluvions) jusqu'à ses marges (dépôts marins distaux). Dans un contexte de remontée du niveau de la mer depuis 18 000 ans, trois corps sédimentaires sont individualisés (Figure 34). À partir d'une position de bas niveau marin, les sédiments progradant forment un prisme de bas niveau. Durant la remontée du niveau de la mer les cortèges sédimentaires se déplacent vers le continent (rétrogradation), donnant lieu à l'intervalle transgressif. Enfin lorsque le niveau marin se stabilise, les sédiments redeviennent progradant et forment ainsi le prisme de haut niveau (Cojan et Renard 1997).

Il faut noter la présence de deux surfaces particulièrement importantes d'un point de vue chronostratigraphique et paléogéographique. La surface de transgression est la topographie sur laquelle viennent se déposer les sédiments de l'intervalle transgressif. Le terme transgressif induit une ambiguïté dans le modèle, si cette surface est progressivement ennoyée et donc recouverte par des sédiments marins, elle ne l'est que partiellement. Les alluvions du cortège transgressif fossilisent aussi cette surface. Ainsi, la surface de transgression comporte une section marine et une autre continentale (Figure 34), et représente la discordance accueillant les dépôts rétrogradant. La surface d'inondation maximale sépare l'intervalle transgressif du cortège progradant. Elle correspond donc à l'inversion des dynamiques de transgression et de progradation et représente l'extension maximale du plan d'eau, le plus souvent sous la forme de ria.

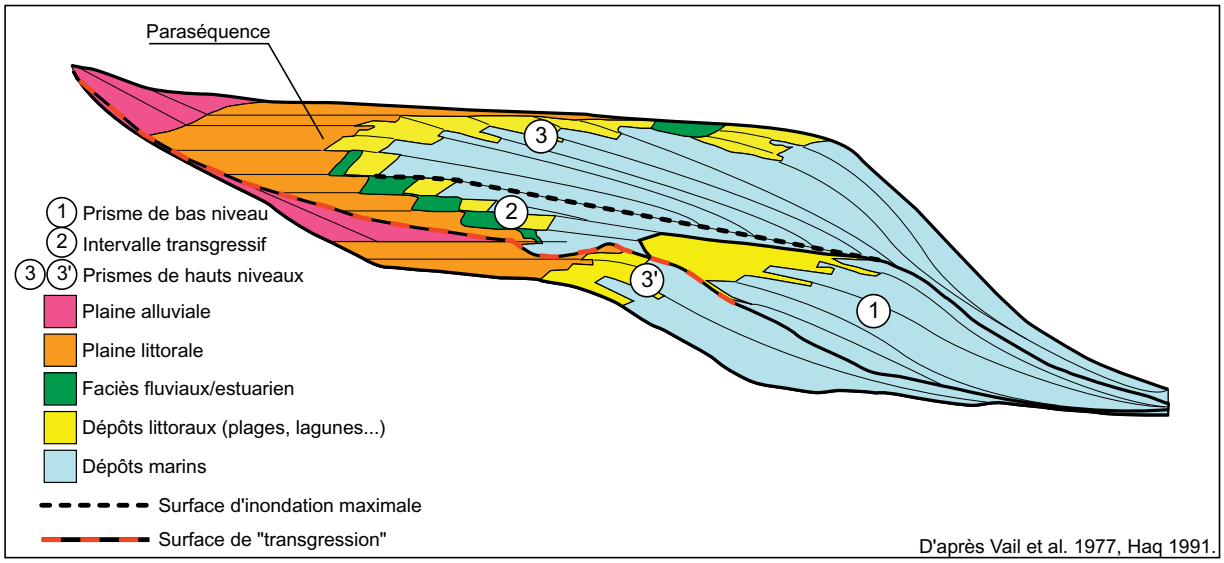


Figure 34 : Le modèle de stratigraphie séquentielle

Une fois le modèle décrit, il convient de déterminer certaines restrictions quant à la période concernée (Holocène) et le contexte morphologique (ria). Les dépôts holocènes de la plaine de Famagouste ne reposent pas sur le talus continental, mais dans sur l'ancienne vallée fluviale (Figure 35) formée lors de la dernière période de bas niveau marin (stade 5). La surface de transgression s'établit donc au sein des paléo-vallées et selon leur morphologie (Baeteman 2004). Ainsi, le prisme de bas niveau est absent et la surface de transgression matérialisée par la discordance dans la vallée des dépôts holocènes qui reposent directement sur les roches tertiaires ou pléistocènes dans le cas de Chypre (Figure 35). Cette configuration est aussi mise en évidence dans plusieurs vallées ria de Méditerranée (Dubar et Anthony 1995, Brückner 1997, Kayan 1997, Kayan 1999, Borrego *et al.* 1999, Brückner 2003, etc.).

La géométrie et la répartition des dépôts holocènes sont très dépendantes de la forme de la paléo-vallée. Dans le cas de la ria du Gialias, les roches pliocènes et pléistocènes situées près de l'exutoire actuel forment des rides (altitude entre 5 et 10m a.s.l.) d'orientation nord-sud perpendiculaires à l'axe fluvial, et ouvertes par passe étroite au débouché de la ria **(**Figure 35).

L'érosion régressive ayant lieu durant la période de bas niveau (Stage 5, Würm) n'a pas la durée nécessaire pour que les rivières atteignent leur profil d'équilibre (Figure 35). Il en résulte une pente importante du réceptacle de la ria sur lequel se dépose l'intervalle transgressif. Une autre conséquence importante est l'existence d'une rupture de pente entre la vallée fluviale où les alluvions sont matérialisées par un système de terrasses alluviales qui dominent de plusieurs mètres la plaine littorale plane. Cette «chute brutale» du système fluvial est encore plus prononcée pour les sédiments détritiques isochrones de l'intervalle transgressif (Figure 35).

Enfin, le court temps de la remontée eustatique holocène (cycle de 5e ordre) implique un nombre de paraséquences limité par rapport au modèle d'EXXON (Vail *et al.* 1977) qui se réfère au temps géologique (cycles de 1 et 2e ordre, Cojan et Renard 1997).

La géométrie et la répartition des dépôts holocènes sont très dépendantes de la forme de la paléo-vallée. Dans le cas de la ria du Gialias, les roches pliocènes et pléistocènes situées près de l'exutoire actuel forment des rides (altitude entre 5 et 10m a.s.l.) d'orientation nord-sud perpendiculaires à l'axe fluvial, et ouvertes par passe étroite au débouché de la ria **(**Figure 35).

L'érosion régressive ayant lieu durant la période de bas niveau (Stage 5, Würm) n'a pas la durée nécessaire pour que les rivières atteignent leur profil d'équilibre (Figure 35). Il en résulte une pente importante du réceptacle de la ria sur lequel se dépose l'intervalle transgressif. Une autre conséquence importante est l'existence d'une rupture de pente entre la vallée fluviale où les alluvions sont matérialisées par un système de terrasses alluviales qui dominent de plusieurs mètres la plaine littorale plane. Cette «chute brutale» du système fluvial est encore plus prononcée pour les sédiments détritiques isochrones de l'intervalle transgressif (Figure 35).

Enfin, le court temps de la remontée eustatique holocène (cycle de 5e ordre) implique un nombre de paraséquences limité par rapport au modèle d'EXXON (Vail *et al.* 1977) qui se réfère au temps géologique (cycles de 1 et 2e ordre, Cojan et Renard 1997).

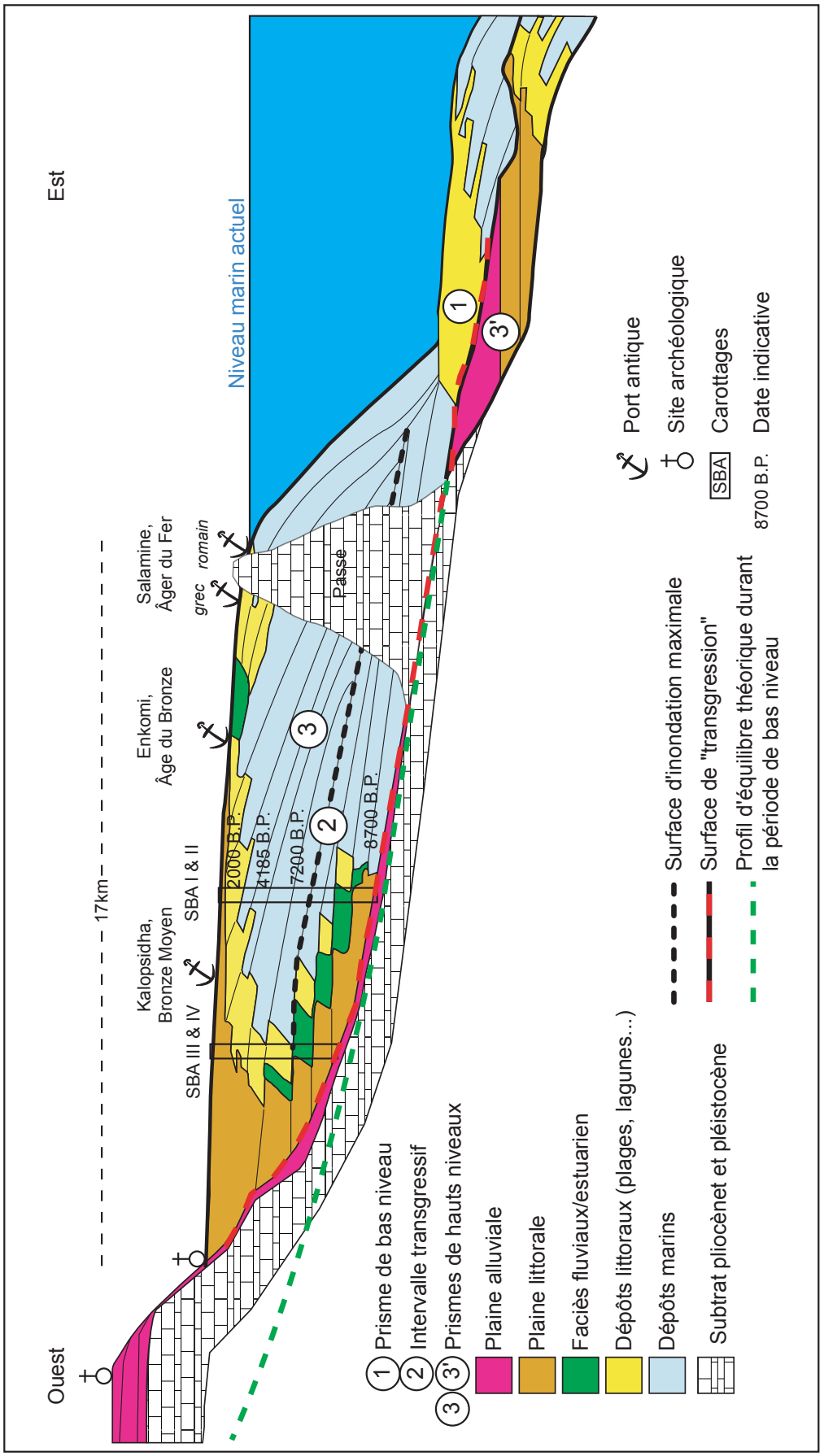


Figure 35 : Le modèle de stratigraphie séquentielle appliqué à l'holocène de la ria du Gialias

Ces observations confirmées par les données obtenues par carottages de la plaine littorale (voir plus loin) permettent de définir les différents milieux de sédimentation présents pour ce secteur. Ils peuvent être regroupés en quatre grandes familles :

- les faciès fluviaux qui marquent la topographie avant l'ennoiement de la vallée et leurs remaniements éventuels
- les alluvions du prisme transgressif ou de haut niveau
- les dépôts littoraux présents dans le cortège sédimentaire qui peuvent être matérialisés par différents milieux de sédimentation (cordons littoraux, lagunes, etc., Dalrymple *et al.* 1992, Woodroffe 2002)
- les dépôts marins d'origine détritique de l'étage infra-littoral

Les dépôts transgressifs (ou rétrogradant) holocènes se reconnaissent selon plusieurs critères. D'un point de vue stratigraphique, ils s'intercalent entre une topographie pléistocène continentale et des dépôts strictement marins. D'un point de vue sédimentologique, ils sont proches des sédiments fluviaux qu'ils remanient généralement (galets et granules), toutefois la faune marine y est généralement abondante.

Les vases marines d'origine détritique ont une texture quasi-exclusivement limono-argileuse, de couleur verdâtre sombre (olive 5Y 5/3, gris olive 5Y 4/2) montrant la prévalence des processus de réduction ; la faune marine y est largement présente. Sur certaines sections, une alternance de lits clairs, riches en carbonates de calcium et de lits sombres plus organiques peut être rapprochée des rythmites saisonnières connues pour ce type de milieux (Dubar *et al.* 2002, Fan *et al.* sous presse).

Les sédiments des milieux lagunaires sont polymorphes. La couleur peut témoigner des processus soit de réduction, soit d'oxydation, par l'influence des apports d'oxygène d'origine fluviatile ou en rapport avec l'assèchement estival de la lagune. Si cet assèchement est prononcé, la présence de halite peut être relevée. La présence de matière organique peut aussi occasionner une couleur brunâtre. La texture et la granulométrie des sédiments sont à mettre en rapport, ici aussi, avec les processus de décantation (asymétrie négative, texture fine). La détermination fiable de ce type de milieu dans ce contexte géographique s'effectue par l'étude faunistique (ostracodes et macrobenthos).

Les cordons littoraux sont formés de sables plutôt grossiers qui ont un bon tri et une asymétrie positive résultant des processus de lessivage marin (Visher 1969, Fan *et al.* sous presse). La faune marine est, là aussi, très présente mais souvent remaniée (Carter et Woodroffe 1994, Vella 1999).

4.1.2 Granulométrie des sédiments

4.1.2.1 Méthodologie

Les analyses granulométriques sont effectuées sur la fraction sableuse. Elles ont pour but de caractériser le milieu de dépôt et ses variations dynamiques relatives. Il faut noter que les processus pédogénétiques affectent peu la texture et la granularité du sédiment à l'échelle de la série. L'observation microscopique sur lames minces n'a jamais révélé de phénomènes d'illuviation sur les échantillons analysés. Ces phénomènes sont liés à la circulation verticale de l'eau dans les sols (milieu vadose) ; ils semblent logiquement particulièrement peu prononcés en milieu semi-aride.

Les processus de pédogenèse, favorisant l'encroûtement carbonaté de la fraction fine, sont présents à divers degrés dans les sédiments. L'agrégation des particules fines par un ciment carbonaté oblitère l'analyse des dynamiques détritiques dans la granulométrie des terres fines. De même, la grande variabilité des encroûtements ainsi que leur fractionnement aléatoire lors des opérations de tamisage et de destruction de la matière organique ne permet pas un contrôle ou une évaluation de ce biais dans la chaîne de traitement granulométrique. Le matériel détritique d'origine carbonaté est abondant dans le bassin versant (voir plus haut). Une destruction des carbonates par attaque acide (HCL) ne paraît donc pas judicieuse ici. L'analyse granulométrique des limons et argiles est donc difficilement interprétable et n'a pas été systématiquement réalisée.

Le traitement des échantillons s'effectue en plusieurs opérations.
Le tamisage humide permet de séparer les fractions grossières (ballast > 2mm), sableuses ([2mm ; 50 µm[) et limono-argileuses (< 50 µm). Après séchage, la pesée de ces trois fractions établit la texture du sédiment. Les tissus organiques et les micro-agrégats pédologiques sont ensuite détruits, dans la fraction limono-argileuse, par mélange à de l'eau oxygénée.

La mesure de la taille des particules fines a été effectuée au moyen du granulomètre CILAS 715. La progression du CILAS 715 n'est pas la même que la progression classiquement adoptée pour la fraction sableuse (progression logarithmique AFNOR). Les bornes des classes granulométriques sont donc interpolées pour une homogénéisation des résultats. La panne du granulomètre CILAS 715 durant l'année 2002 a mis fin à toute tentative expérimentale de quantification granulométrique des processus calcrêtisants. Pour cette raison les analyses granulométriques des terres fines sont effectuées sur un nombre restreint d'échantillons et doivent être interprétées avec beaucoup de prudence.

La granulométrie de la fraction sableuse est effectuée par tamisage à sec sur 16 tamis dont la taille des mailles correspond à la norme AFNOR, de progression géométrique ($\sqrt{10}/10$), avec transformation logarithmique de base 2 (Chamley 1987).

Du fait de la durée limitée des missions de terrain et des possibilités de rapatriement du sédiment, la mesure du ballast a été effectuée sur le terrain sur plusieurs dizaines d'observations à l'aide d'un décimètre sur l'allongement maximum du galet. Cette mesure n'est donc pas entièrement satisfaisante et n'est pas intégrée aux courbes granulométriques, mais elle permet toutefois une comparaison succincte entre échantillons.

4.1.2.2 Indices granulométriques

Trois indices granulométriques sont couramment utilisés pour décrire l'allure générale des courbes granulométriques (Folk et Ward 1957).

-Le grain moyen (GM en phi) = (φ 84+ φ 16+ φ 50)/3
Dans ce travail, le grain moyen est exprimé en µm, soit (P84+P16+P50)/3 où P16 représente le percentile 16 en µm.
-Indice de tri (Φi) = (φ84- φ16)/4+(φ95- φ5)/6,6
-Indice de symétrie ou Skewness (Ski) = ((φ84+ φ16)-2 φ50)/2(φ84- φ16)+((φ95+ φ5)+2 φ50/ 2(φ95- φ5)

Ces indices postulent une répartition gaussienne de la taille des particules (Folk et Ward 1957). Il faut noter par conséquent que leur fiabilité est moins importante pour la granulométrie totale des échantillons, par rapport à la granulométrie des sables. En effet, l'utilisation de deux méthodes différentes (tamisage à sec et granulométrie laser) entraîne artificiellement une répartition bimodale de l'échantillon.

4.1.2.3 Signification hydrodynamique des indices granulométriques

Le grain moyen (50µm < GM ≤ 2000µ) traduit la compétence ou la force moyenne d'un courant (Folk et Ward 1957, Chamley 1987).

Le tri (0, bon tri < Φi < 4, mauvais tri) est une évaluation du classement de l'échantillon. Celui-ci est en rapport avec la compétence du processus de dépôt (capacité de sélection) et sa régularité. Tout courant de grande énergie a un pouvoir de classement important (Folk et Ward 1957), mais il faut également souligner qu'une forte variation de l'énergie du courant entraîne une grande dispersion granulométrique et inversement. Les redistributions post-sédimentaires occasionnées par la bioturbation et l'anthropo-turbation (labours, sarclage, etc.) auront aussi pour conséquence de diminuer l'indice de tri.

Parmi les différents indices granulométriques, l'indice d'asymétrie (-1, asymétrie négative <Ski< +1, asymétrie positive) est le seul ayant un rapport direct, non pas avec l'énergie de l'agent de transport, mais avec le type de processus entraînant le dépôt. Il permet de distinguer les processus de

décantation et de lessivage affectant le sédiment (Folk et Ward 1957, Duane 1964, Visher 1969).

	Grain moyen en mm	Asymétrie	Tri
moyenne	0,23	-0,25	1,18
écart type	0,16	0,26	0,59
Quartile 1	0,11	-0,42	0,72
Quartile 2	0,15	-0,26	1,14
Quartile 3	0,33	-0,09	1,48

Tableau 18 : Indices granulométriques de la fraction sableuse de 128 échantillons du bassin versant du Gialias

La qualification des différents indices granulométriques doit être adaptée au bassin versant étudié. Les sources sédimentaires disponibles, les conditions hydroclimatiques, la topographie et les conditions édaphiques influencent vigoureusement la granulométrie des dépôts. Par conséquent la qualification des différents indices granulométriques doit être relative à l'objet étudié. Au regard des valeurs absolues les sédiments holocènes sont de texture limono-sableuse, assez grossiers, plutôt mal triés et ont généralement une asymétrie négative (Tableau 18).

Une nouvelle qualification des indices granulométriques peut être proposée en fonction des caractères propres à l'objet étudié (Tableau 19). Cette re-qualification est établie en fonction des quartiles des 128 échantillons étudiés (Tableau 18), elle permet de comparer les sédiments de façon plus pertinente et de mieux décrire les variations relatives inhérente aux milieux de sédimentation et à l'énergie de l'agent de transport.

Grain moyen	**grossier**	**assez grossier**	**assez fin**	**fin**
	0,33<	0,33<GM<0,15	0,15<GM<0,11	<0,11
Asymétrie	**vers les particules fines**	**plutôt vers les fines**	**plutôt vers les grossières**	**vers les particules grossières**
	<-0,42	-0,42<Ski<-0,26	-0,26<Ski<-0,09	-0,09<
Tri	**Bon**	**assez bon**	**médiocre**	**mauvais**
	<0,72	0,72<ϕi<1,14	1,14<ϕi<1,48	1,48<

Tableau 19 : Qualification des indices granulométriques relative au bassin versant du Gialias

4.1.2.4 Dynamique hydrologique et granulométrie du dépôt : remarques et identification des principaux pôles sédimentaires

L'observation des microfaciès nous a amené à distinguer différents processus de sédimentation dans les milieux fluviatiles. Ces processus sont également décrits par l'image CM, enrichie de la subdivision de la suspension uniforme en mode énergique et calme établi par Roditis en 1993 (Tableau 20). Les sédiments graveleux de lits mineurs n'ont pas été échantillonnés. De même, du fait des difficultés de mesure des limons et argiles, la granulométrie des dépôts de décantation limono-argileux de la basse plaine du Gialias n'a pas été réalisée. Ces milieux sont donc absents des représentations des indices granulométriques, et ne doivent donc pas influencer l'interprétation des

milieux fluviaux pour les différentes représentations granulométriques comme l'image CM.

Les milieux de sédimentation peuvent être décrits par la combinaison des différents indices granulométriques. Les différents types de dépôts fluviatiles et les caractéristiques granulométriques correspondantes sont présentés dans le Tableau 20. Cette caractérisation est basée sur les travaux de Folk et Ward (1957), Passega (1957 et 1964), Visher (1969) et Bravard *et al.* (1986). Les sédiments transportés par roulement sont typiques des dépôts de lit mineur et de certains dépôts marins côtiers. Dans la plaine d'inondation, la hauteur des courants turbides au sein de la colonne d'eau est le facteur discriminant entre la suspension graduée et la suspension uniforme (Passega 1963, Figure 36). Les différentes fractions granulométriques transportées par les courants sommitaux laminaires (grains fins) et les courants de fond turbulent (grains grossiers) confèrent à la suspension graduée un granoclassement vertical relatif. Les valeurs de médiane et de 1 percentile sont ici moins fortes. Lorsque les courants turbulents sont présents dans toute la colonne d'eau, les dépôts se rapprochent de la suspension uniforme (Figure 36). Ici, l'étalement des valeurs de grain moyen est plus important, mais elles sont généralement inférieures à celles de la suspension graduée. Les courants turbides sont habituellement vigoureux et assez brefs pour interdire l'arrivée d'éléments roulés. La suspension graduée est produite par des courants présents sur une plus vaste plage de temps. Cette distinction granulométrique prend tout son sens à Chypre où les précipitations sont peu importantes.

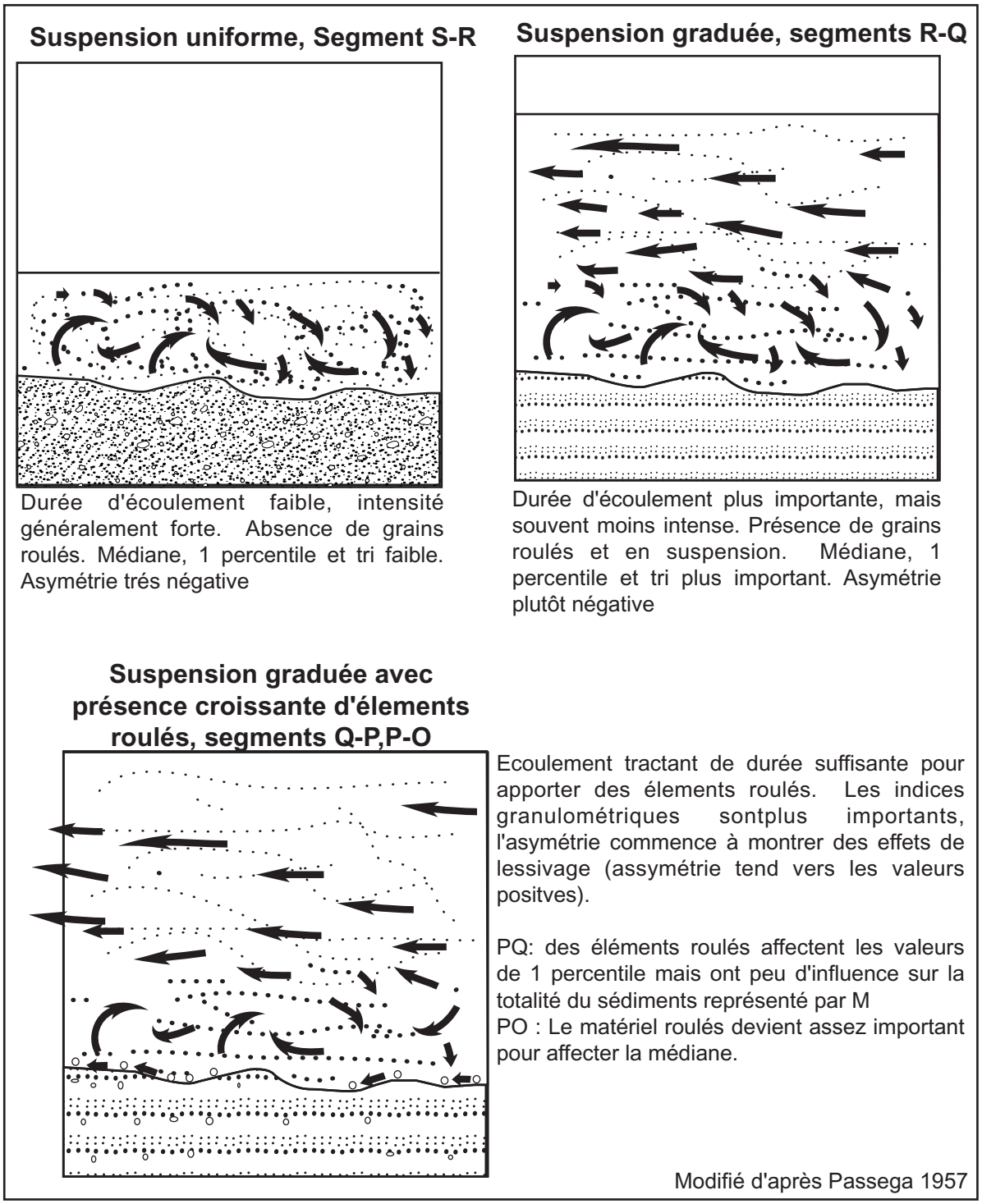


Figure 36 : Processus de dépôts et colonne d'eau dans le lit majeur

Les limites entre chaque classe de l'image CM données dans la bibliographie concernent des organismes fluviaux très différents du Gialias (grands fleuves Nord-américains, matériel géologique du Tertiaire, etc.). Elles ne peuvent donc pas être directement transposables à cette étude. La plaine alluviale et les berges sont présentes dans le paysage fluvial actuel pour les secteurs amont et médian de nombreuses rivières chypriotes. Toutefois l'incision de la rivière et l'activité hydrologique actuelle a pour conséquence de rendre non fonctionnels ces objets morphologiques, sauf peut être

pour la basse plaine du Gialias (Cf. plus haut). La configuration de milieux fluviaux actuels du secteur médian du Gialias proscrit donc l'établissement d'un référentiel actuel fiable des milieux de sédimentation fluviatiles. Par contre, l'influence des processus opérant dans les différents milieux fluviatiles sur la granularité des sédiments est une composante physique constante, mais modulée par les caractéristiques du bassin versant (matériel disponible), la perturbation post-sédimentaire et les stratégies d'échantillonnage. Par conséquent, les observations connues par la bibliographie ne sont pas intégrées sous leur valeur absolue mais sous forme de pôle sédimentaire, de tendance (Tableau 20).

	Grain moyen	Tri (ϕi)	Asymétrie (Ski)	1 percentile
Suspension graduée et roulement (Q-P, P-O)	+++	-	++	+++
Suspension graduée (R-Q)	++	+	+	++
Suspension uniforme en mode énergique (S-R)	+	+	-	+
Suspension uniforme en mode calme (S-R)	-	-	--	-
Suspension de type pélagique (S)	--	+	---	--

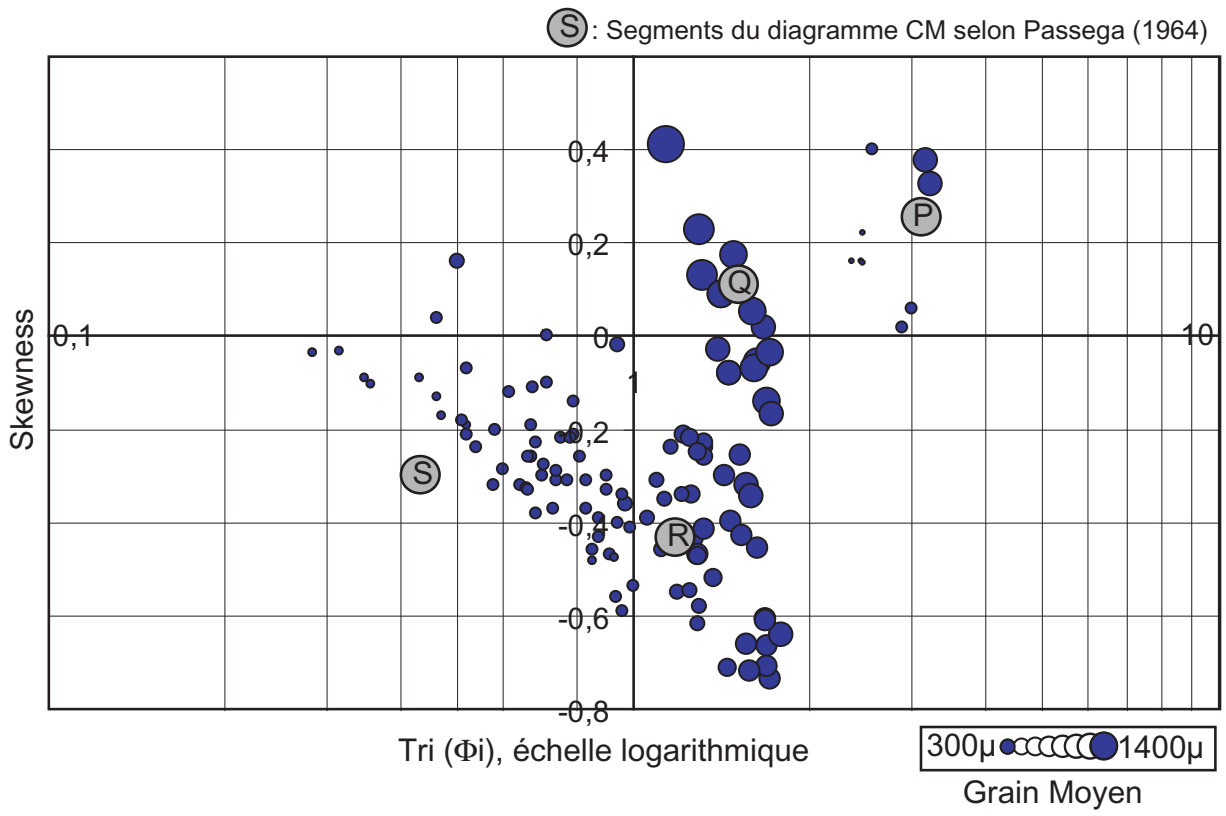
Tableau 20 : Caractères granulométriques des principaux milieux de sédimentation

4.1.2.5 Apports et limites de l'image CM pour l'identification granulométrique des dépôts de plaine d'inondation en milieux semi-aride

Aux vues des difficultés énoncées plus haut, l'identification granulométrique des milieux fluviatiles à l'aide de l'image CM à deux dimensions est assez délicate. Nous essaierons, dans un premier temps, de comparer la répartition des échantillons du Gialias par rapport aux différents segments du diagramme de Passega (1957). Une fois les limites de cette approche décrites, nous présenterons, dans un second temps, une proposition de la signification et de la mesure de ces dépôts adaptés à une plaine d'inondation de milieu semi-aride.

La distribution des échantillons a été effectuée selon quatre paramètres granulométriques (grain moyen, tri, asymétrie et D99) de la Figure 37. On observe une adéquation avec les tendances évoquées dans le Tableau 20, c'est-à-dire avec les segments de l'image CM. Pour certains échantillons la distribution granulométrique est en accord avec l'observation des faciès à l'échelle macro et/ou microscopique. Cette représentation permet donc de confirmer des tendances granulométriques pour différents milieux mises aussi en évidence par l'image CM (Figure 38). Sur le diagramme semi-logarithmique (Figure 37), les échantillons se répartissent en quatre groupes principaux. Le premier groupe est caractérisé par une granulométrie fine, un bon tri et une asymétrie faible ; il se rapproche des comportements induits par les processus de la suspension uniforme en mode calme (Tableau 20). Le deuxième groupe se distingue par des valeurs de tri et de grain moyen plus important. Il faut noter que pour ce groupe la valeur du 1 percentile est particulièrement importante par rapport aux autres groupes, ainsi que par rapport au grain moyen. Cet ensemble de points est à lier à la suspension uniforme en mode énergique. Le troisième groupe est caractérisé par les sédiments les

plus grossiers. Le 1 percentile est important, mais assez proche du grain moyen, il semble issu de la suspension graduée. La représentation adoptée (Figure 38) permet de rapprocher les échantillons de ces trois milieux de sédimentation (Tableau 20), mais ne permet en revanche pas de cerner clairement leurs limites. Un quatrième groupe se distingue par une forte asymétrie positive, un bon tri et surtout par des valeurs de grain moyen particulièrement variables. Cet ensemble présente un enrichissement en grains roulés.



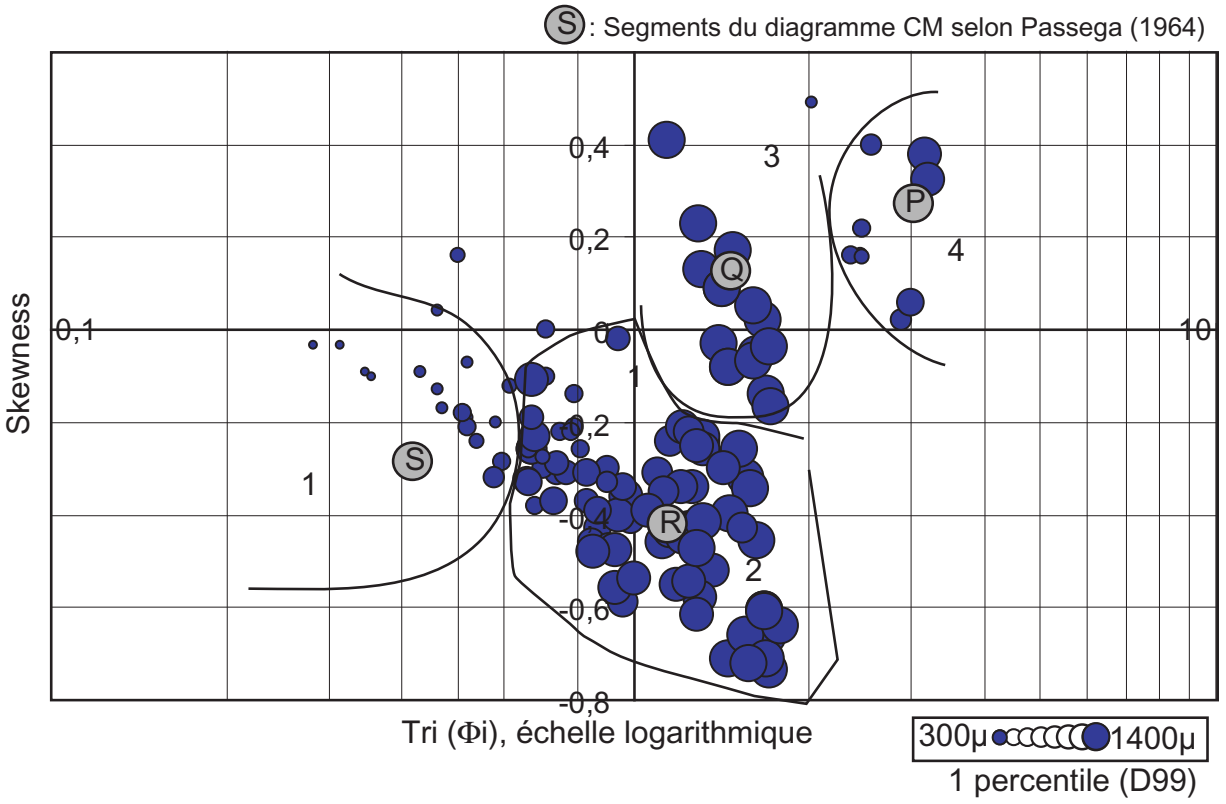
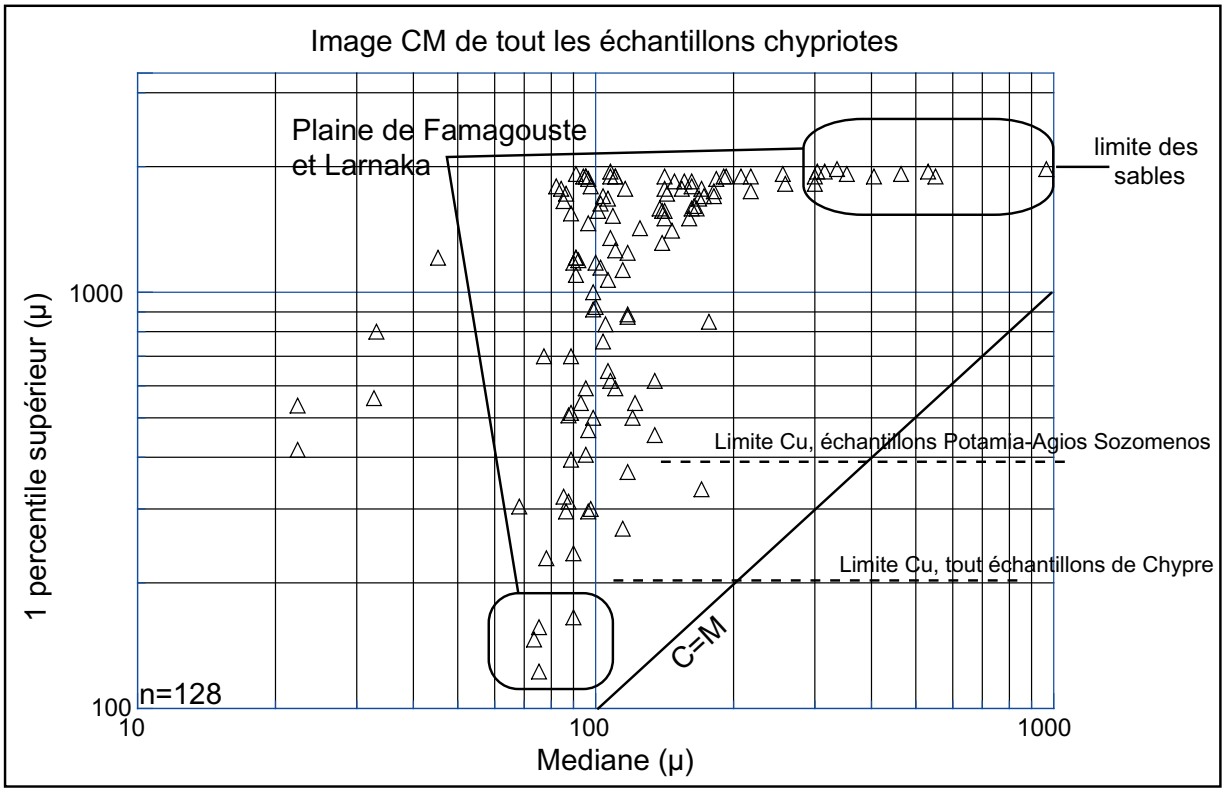


Figure 37 : Répartition des échantillons selon les paramètres Ski, Φi, GM et 1 percentile

Pour l'image CM, la limite entre les dépôts issus de la suspension graduée et uniforme est usuellement fixée par la valeur Cu, c'est-à-dire la plus grande taille de grain, transportée par suspension uniforme. La position de cette valeur peut être déterminée par la proximité des points avec la droite C=M (Figure 38). Mis à part les éléments les plus grossiers (segment P-O), la répartition des points de l'image CM ne forme pas de segments distinctement identifiables. Ainsi, la position de la limite Cu repose sur quelques points ; elle est par conséquent assez discutable. La taille maximale des grains médians transportés par la suspension graduée est donnée par la valeur Cs. Les grains supérieurs à cette valeur sont transportés par roulement. Cs marque donc la présence croissante de grains roulés dans la suspension graduée. Les sédiments constitués de galets provenant exclusivement de lits mineurs n'ont pas été échantillonnés, ils ne se retrouvent donc pas sur l'image CM. Les limites entre les différents segments de l'image CM sont plus facilement déterminables sur les échantillons du secteur homogène de Potamia-Agios Sozomenos. L'ensemble des échantillons intégrant les sites de Famagouste et de Larnaka reflète aussi l'influence de dynamiques marines et des propriétés lithologiques locales.



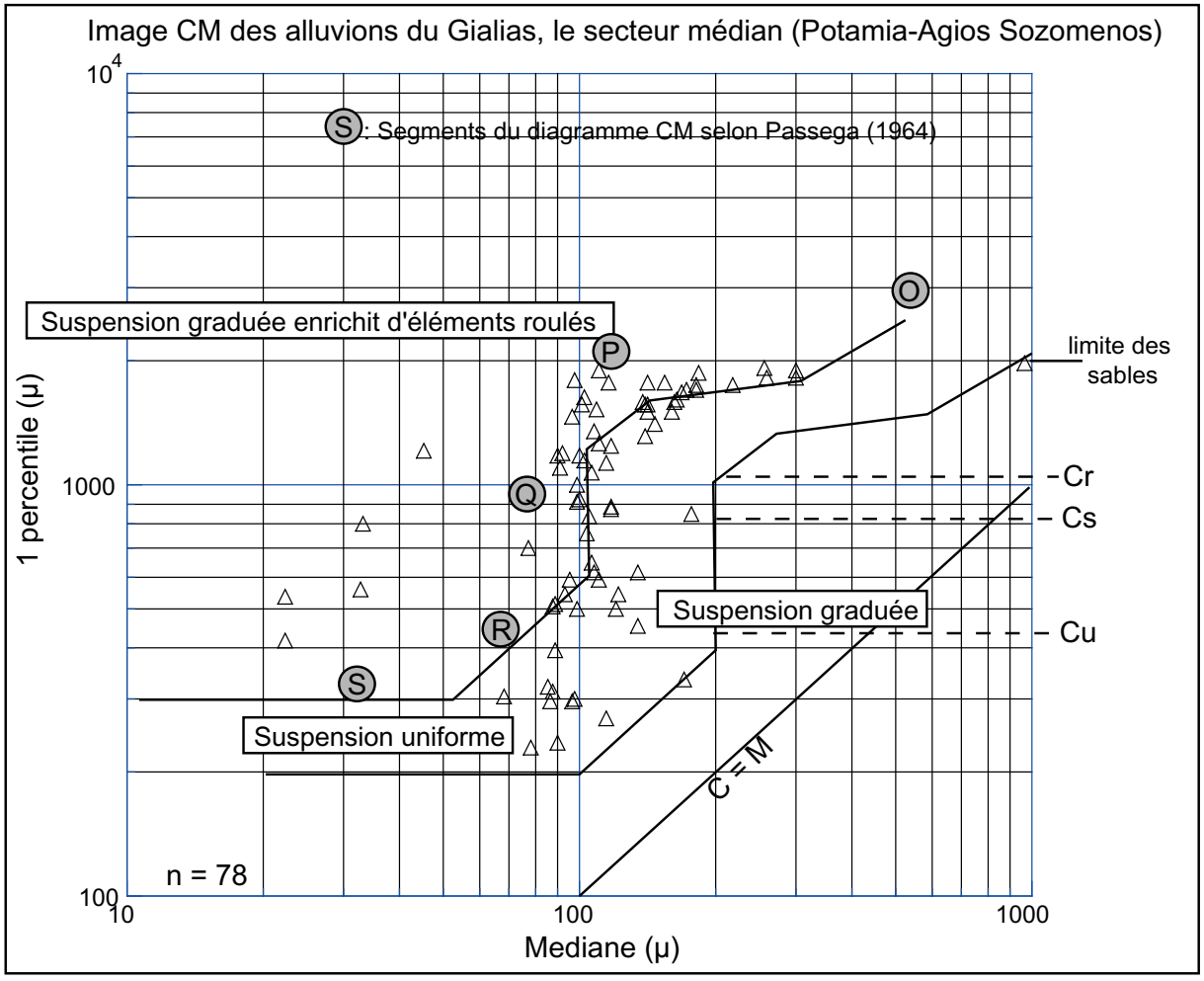


Figure 38 : Image CM des dépôts du bassin versant du Gialias.

Avec respectivement 20,5 et 28% (Tableau 21), les segments R-Q et Q-P sont les mieux représentés, ce qui montre l'importance et la grande énergie des phénomènes de crue au cours de l'Holocène (présence d'éléments roulés). Les observations situées sur le segment S-R sont légèrement moins nombreuses (20,5%). Ce segment peut mettre en évidence la présence de dépôts de crue durant un contexte hydrologique particulier. Les points du segment P-O sont comparables aux autres segments (23,1%), ils peuvent avoir une signification paléohydrologique (longue crue violente) ou paléogéographique (présence d'un lit mineur).

Segment image CM	Nombre d'observation	% / ensemble des ech.
SR	16	20,5
RQ	16	20,5
QP	22	28,2
PO	18	23,1
Hors segments	6	7,7
Tot	78	100%

Tableau 21 : Prépondérance des différents dépôts des alluvions du secteur de Potamia-Agios Sozomenos

Le diagramme montre aussi la concentration d'un ensemble de points autour de 100µm de médiane pour un 1 percentile très variable (de 100 à 1000µm). Un deuxième groupe est constitué d'éléments plus grossiers (médiane entre 150 et 300µm, 1 percentile aux alentours de 1700µm). L'aplatissement du segment formé par ces derniers est un artefact de la méthode granulométrique, les valeurs de 1 percentile ne pouvant dépasser la limite des sables (2000µm). Si les points recouvrent en partie les segments SR et RQ, montrant ainsi la présence de suspension graduée et suspension uniforme, leurs distinctions strictes et leurs significations dans un diagramme CM demeure ambiguë. En effet, la cassure généralement observée entre ces segments est ici peu nette. L'absence de distinction du segment SR de la suspension uniforme et RQ (suspension graduée) pourrait être attribuée à des proportions variables de fines, non incluses dans ce travail. La Figure 39, qui représente la texture pour chaque échantillon de l'image CM, ne montre pas de prépondérance particulière des limons-argiles pour les points de grain médian aux alentours de 100µm et de faible valeur de 1 percentile. La même remarque peut être formulée pour la phase sableuse.

La présence d'éléments roulés (segments QP et PO) se distingue par de fortes valeurs de 1 percentile et de grains moyens. La proportion de ballast est aussi significative pour ces échantillons de forte médiane et de fort 1 percentile. Par conséquent le segment PO est affecté par l'absence d'analyse granulométrique du ballast. Elle est néanmoins facilement identifiable par la présence de granules, de galets ou de cailloutis. Les dépôts d'éléments roulés, relatifs à des écoulements plus continus, sont aussi aisément distinguables par leur faciès. La comparaison des points obtenus pour l'image CM dans ce travail et de la catégorisation de la publication originale de Passega (1957 et 1963)

montre un décalage vers des faibles valeurs de médiane. Ce qui induit également que le 1 percentile est toujours plus important que ce que montrerait le modèle de Passega pour une valeur de médiane donnée. Plusieurs explications peuvent être avancées. La première est la présence de sédiments d'origine colluviale dans les dépôts. Le fait que le décalage affecte l'ensemble des points de l'image CM réfute cette hypothèse car, s'il est impossible de démontrer l'absence absolue de colluvions pour la totalité des échantillons, l'origine strictement fluviale de certains d'entre eux est avérée par leur faciès et leur position (plaine de Famagouste).

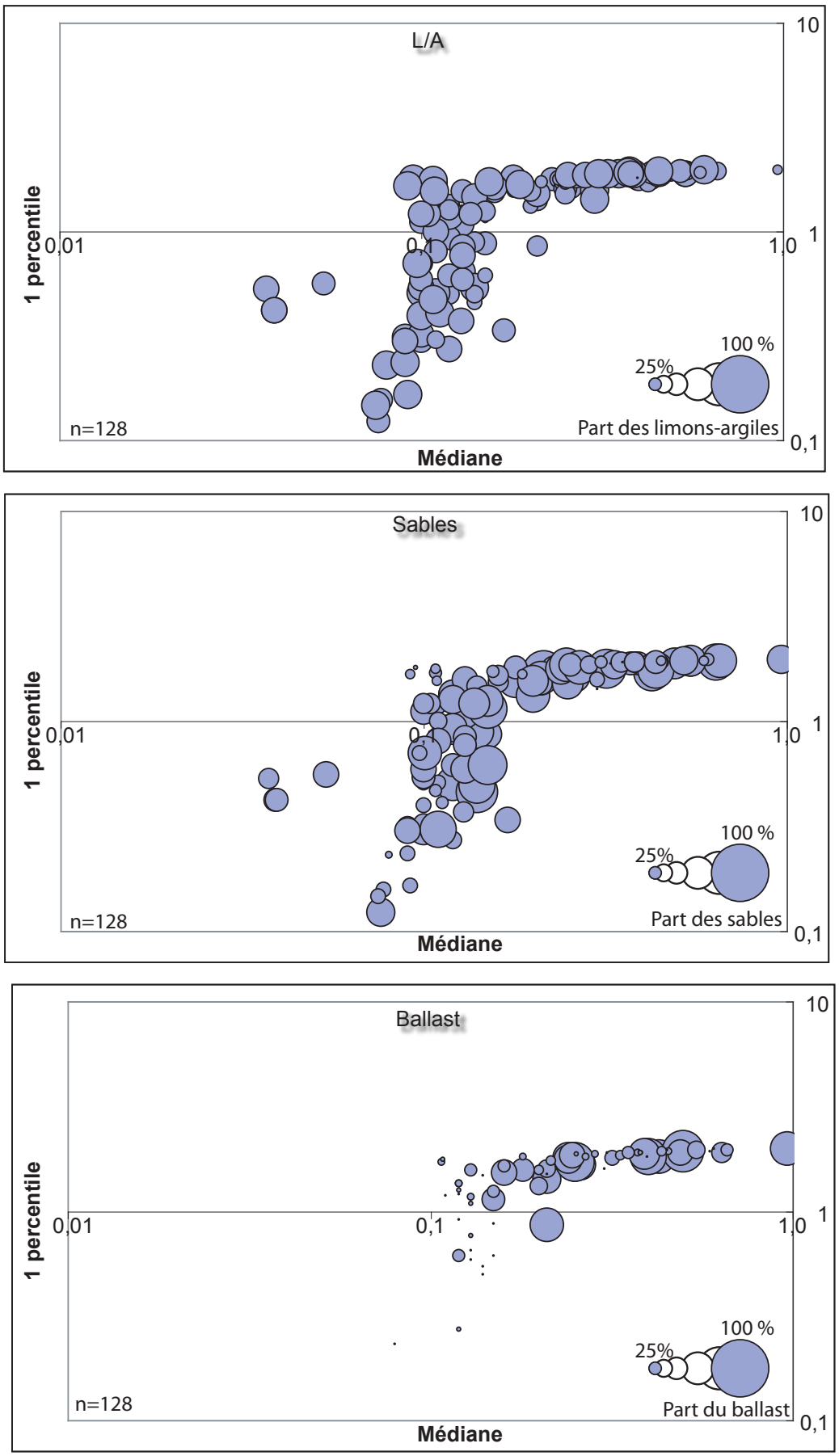


Figure 39 : Appréciation texturale des échantillons de l'image CM

En résumé, l'image CM semble mettre en évidence une différenciation des processus de suspensions uniforme et graduée pour les dépôts de débordement. Toutefois, pour le type de milieu étudié et compte tenu des analyses effectuées, l'identification des milieux de sédimentation par ce biais reste quelque peu équivoque. La convergence des indices granulométriques entre des milieux différents est possible. Une transposition directe ne peut être effectuée entre les bornes et les segments de l'image de Passega, et nos propres données. Il faut noter que pour les publications de Passega et dans la littérature en général, aucune analyse de ce type n'a été réalisée sur les milieux fluviaux d'un bassin versant de taille moyenne en milieu semi-aride. Les dynamiques hydrosédimentaires singulières du bassin versant étudié, comme les crues éclair, se répartissent donc de façon sensiblement différente de celle des segments du diagramme de Passega.

4.1.2.6 Le rapport médiane-1 percentile comme marqueur de la nature hydrologique des dépôts de plaine d'inondation en milieu semi-aride

Aux vues des faciès de la plaine d'inondation et des caractéristiques granulométriques des sédiments par rapport aux segments de l'image CM, l'hypothèse selon laquelle les variations de l'énergie lors de la mise en place du dépôt (à l'échelle de la séquence élémentaire ou de la série) sont trop rapides et trop importantes pour permettre un tri important, peut être avancée. Dès lors, d'un point de vu granulométrique, nous pouvons avancer que les crues éclair permettent de mobiliser du matériel relativement grossier, mais la rapidité de l'événement hydrologique empêche tout tri efficace (McKee *et al.* 1965, Smith *et al.* 1993). Ceci entraîne des valeurs de 1 percentile élevées par rapport à des valeurs de médiane ou de grain moyen relativement faibles.

Les crues à caractère plus «tempéré» (Guilcher 1965), c'est-à-dire se rapprochant des crues de milieux méditerranéens tempérés, plus étalées et plus longues, ont des valeurs de 1 percentile et de médiane moins éloignées. Dans ce cas, la durée de l'événement de crue permet un tri plus efficace et affecte la totalité du sédiment. Les valeurs de médiane sont donc comparativement plus élevées.

Le graphique ci-dessous (Figure 40) montre la distribution des résidus de la régression linéaire liant le 1 percentile et le grain médian par rapport au grain médian. Pour la plupart des points, les faciès sont identifiés. Les valeurs résiduelles positives montrent une valeur de 1 percentile «trop» importante pour un grain médian donné et inversement. Ce type d'analyse possède l'avantage, important ici, de ne prendre en compte que les échantillons étudiés. En effet, il n'est plus nécessaire d'appliquer des limites d'indices granulométriques déterminées sur des organismes fluviaux extrêmement différents. Le poids des facteurs statiques influençant la granulométrie dans le bassin versant est donc aussi minimisé puisque l'on peut considérer qu'il affecte les différents échantillons de manière homogène.

Plusieurs observations se dégagent de cette représentation :

- Les faciès de suspension uniforme (SU) relatifs aux crues éclairs adoptent, dans la majorité des cas, des valeurs résiduelles négatives.
- Les faciès de suspension graduée et les alluvions à litage parallèle (GV et LP) ont généralement des valeurs résiduelles positives.
- Le grain médian ne semble pas affecter sensiblement les valeurs résiduelles de la régression linéaire.

Ce graphique (Figure 40) semble donc confirmer l'hypothèse énoncée précédemment, et permet de différencier d'un point de vu granulométrique des dynamiques hydrosédimentaires de natures différentes. Les valeurs des résidus de la régression 1 percentile / médiane sont largement indépendantes de la médiane (R^2: 0,10). Ceci met en évidence une certaine indépendance de l'énergie lors du dépôt (qui affecte le grain moyen) par rapport à la nature de l'événement hydrologique (crue éclair ou non).

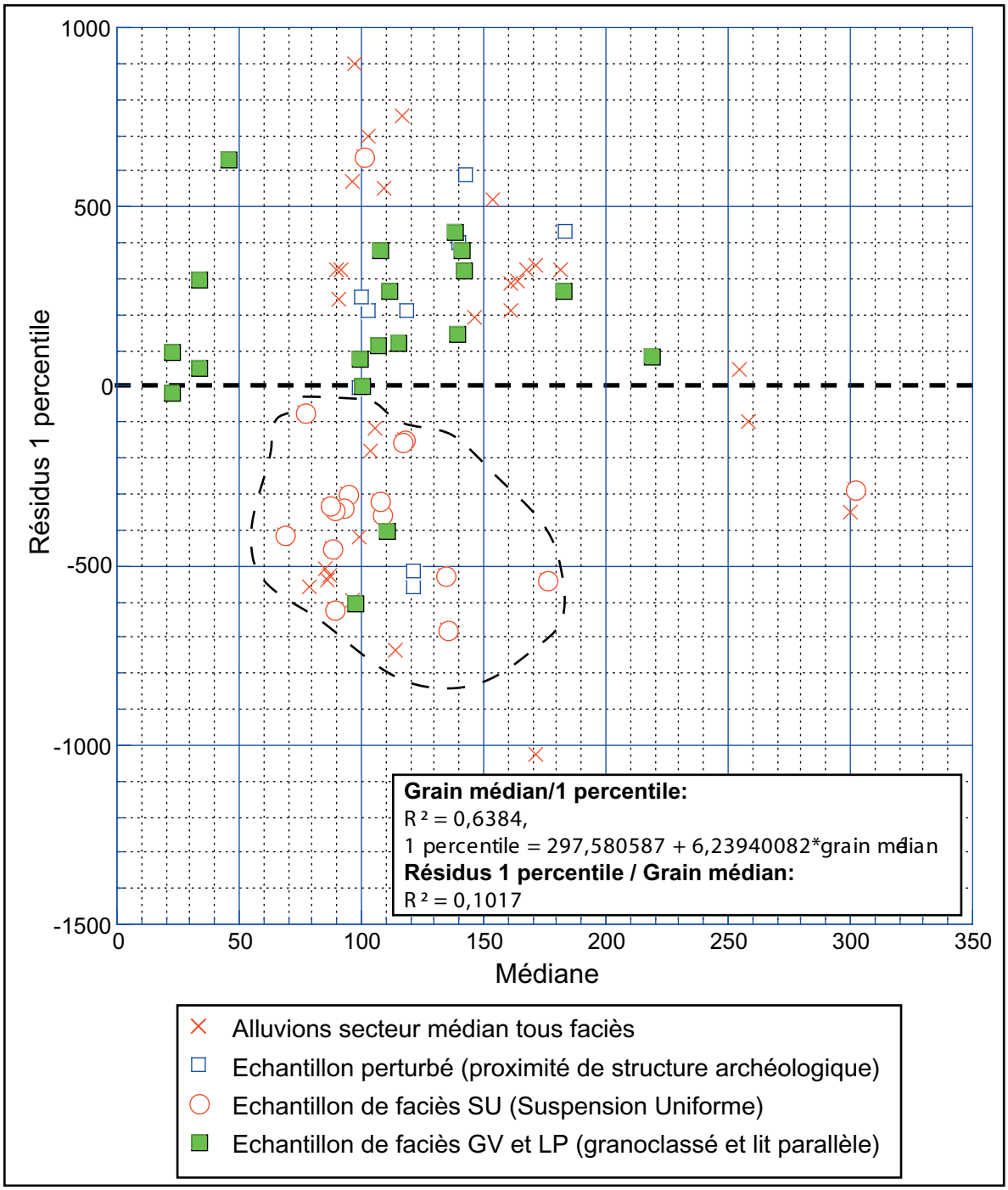


Figure 40 : Valeurs résiduelles de la régression médiane-1 percentile et grain médian de la fraction sableuse des alluvions de Potamia-Agios Sozomenos

Par conséquent, la typologie habituelle employée pour décrire les milieux fluviaux grâce à l'image CM doit être précisée et adaptée aux milieux semi-arides. L'éloignement vers de fortes valeurs de 1 percentile par rapport à une médiane donnée (résidus positifs) signale la présence de crues éclair où la suspension uniforme est relativement plus importante. D'un point de vu lithologique, sédimentologique et hydrologique, il n'existe pas de valeur seuil pour définir les crues éclair. Les données obtenues indiquent donc l'appartenance plus ou moins forte à deux pôles

hydrosédimentaires, vers les crues éclair ou vers un régime plus «tempéré» mais pour un contexte fluvial semi-aride.

4.2 Les marqueurs faunistiques des paléoenvironnements littoraux et marins

4.2.1 La macrofaune benthique

La détermination de la faune benthique présente dans les différents carottages effectués en Messarée orientale et dans le lac salé de Larnaka est importante à plusieurs titres : elle permet l'identification rapide des environnements marins dès l'ouverture des carottes, et détermine donc en partie la stratégie d'échantillonnage. Elle permet d'identifier ou de confirmer les milieux de sédimentations littoraux. Enfin, la paléoécologie benthique est à l'origine des choix du matériel soumis à datation radiocarbone. Les diverses déterminations macrofaunistiques ont été réalisées par M. Bourcier (CNRS - U.M.R 6535, Station Marine d'Endoume). Le texte de présentation du macrobenthos (cf. ci-dessous) est adapté de ses propres recherches ainsi que des travaux de Peres et Picard (1964) et Picard (1965). Contrairement aux ostracodes, le nombre d'individus par rapport au sédiment étant faible, les résultats ne permettent pas de traitement quantitatif au-delà de la mention du nombre d'individus.

Les espèces rencontrées ici sont des invertébrés, le plus souvent des mollusques pélécypodes ou gastéropodes, constituant le benthos. Les benthontes vivent sur le fond, au contact ou dans le sédiment, ou encore sur substrats durs. Le macrobenthos est constitué par les animaux supérieurs à 1mm. En fonction de divers éléments de leur biotope (émersion, biocénoses végétales, composition du sédiment), on classe ces espèces en espèces bioindicatrices. On identifie, par exemple, des espèces **sciaphiles** qui aiment la lumière atténuée (eaux profondes ou turbides, surplombs et grottes), les espèces **rhéophiles** qui aiment les courants, les espèces **eurythermes** qui tolèrent de grandes variations de température et sont opposées aux espèces **sténotermes**, et les espèces **euryhalines** qui tolèrent de grandes variations de salinité et sont opposées aux espèces **sténohalines**.

Les informations paléoécologiques obtenues sont d'autant plus solides qu'elles reposent non pas sur des espèces uniques mais sur l'interprétation du biotope d'assemblages de plusieurs espèces (Figure 41).

4.2.1.1 Les différents étages littoraux

L'étage médiolittoral est la zone la plus élevée de déferlement des vagues. Il correspond à des peuplements qui supportent ou exigent des émersions prolongées en tant que phénomène normal,

sans supporter d'immersion continue ou presque continue.

L'étage infralittoral est défini par une limite supérieure toujours immergée (ou émergée extrêmement rarement et pendant très peu de temps, en cas de hautes pressions s'ajoutant à un vent de terre). Sa limite inférieure est celle compatible avec la vie des Zostéracées (Herbier de Posidonies : *Posidonia oceanica*) ou des Algues Photophiles. Actuellement, en Méditerranée, cette limite inférieure est d'environ -35m, mais la turbidité des eaux et la pollution font souvent remonter sensiblement cette limite.

L'étage circalittoral est situé bathymétriquement au-dessous de l'étage précédent, il s'étend depuis la limite extrême de la vie des phanérogames marines (ou des Algues photophiles) jusqu'à la profondeur extrême compatible avec la végétation des algues les plus tolérantes aux faibles éclairements (les plus sciaphiles, les algues brunes). Cette limite se situe à environ -200m. La profondeur des carottes sédimentaires ne dépassant pas 31m de profondeur, les individus de l'étage circalittoral retrouvés sont considérés comme remaniés.

4.2.1.2 Les caractéristiques du biotope identifiées par les espèces bioindicatrices

Les espèces du macrobenthos sont ici classifiées en fonction des caractéristiques du substrat.

- Les vasicoles strictes (Vas.str.) vivent sur vase pure ou très largement dominante dans le sédiment.
- Les vasicoles tolérantes (Vas.tol.) vivent sur sédiment comportant une importante fraction vaseuse.
- Les minuticoles (Minut.) sont des espèces présentes à la fois dans les substrats vaseux et de sables fins, à l'exclusion des sables grossiers et des graviers.
- Les sabulicoles strictes (Sab.str.) vivent dans le sable fin pratiquement pur.
- Les sabulicoles tolérantes (Sab.tol.) se situent là où existe, pour le moins, une fraction de sable fin avec plus ou moins d'envasement.
- Les gravellicoles (gravel.) sont situées là où la fraction des graviers, sables grossiers et fins est seule présente (ou largement dominante).
- Les mixticoles (Mixt.) exigent la présence réunie dans le substrat des trois fractions : vase-sable fin, sable grossier et fin gravier.
- Les espèces bioindicatrices de matière organique (Mo) sont présentes lorsque la fraction de matière organique est modérée et que l'eau surmontant les fond a encore un oxygène dissous relativement important. Si cette matière organique est vraiment en excès, apparaissent alors les bioindicatrices de pollution (Poll.) : là, où se superposent aux facteurs normaux une pollution naturelle (décomposition d'organismes marins) et/ou anthropique (activité humaine).
- Les espèces bioindicatrices d'instabilité (sédimentaire) (Inst.) apparaissent lorsqu'alternent dans le temps des périodes d'hypersédimentation suivies de lavage du sédiment (courants dus aux vents, tempêtes, houles, etc.)

- Des espèces sont bioindicatrices de dessalure localisée aux zones d'infiltration sous-marine d'eaux douces continentales.

Enfin, d'autres espèces ont une signification écologique large (Lre) ; on les retrouve dans des biotopes différents.

4.2.1.3 Les biocénoses ou assemblages

C'est un groupement d'êtres vivants correspondant par sa composition, par la diversité des espèces et l'abondance des individus à certaines conditions moyennes du milieu. Les êtres vivants y sont liés par une dépendance réciproque et maintiennent leurs effectifs en s'y reproduisant de façon permanente. L'espace caractérisé par ce groupement d'individus est appelé biotope ; il se définit comme une aire géographique de surface ou de volume variable, soumise à des conditions spécifiques. Les espèces caractéristiques des biocénoses appartiennent le plus souvent, aussi, à une des catégories des bioindicatrices vues plus haut. C'est ainsi que, par extension, on peut parler d'une «espèce bioindicatrice de telle biocénose» (par exemple, une espèce caractéristique de la biocénose du Détritique Envasé (DE) est en même temps Vasicole stricte). Elles sont ici définies à partir des caractéristiques du biotope.

Les principales biocénoses méditerranéennes sont détaillées ci-après

(1) La biocénose de la Roche Médiolittorale (R.M.) correspond à un peuplement de Gastéropodes ou Crustacés Cirripèdes supportant une exondation plus ou moins prolongée.

(2) La biocénose lagunaire Euryhaline et Eurytherme (LEE) est caractérisée par des fonds lagunaires vaso-sableux dont les espèces supportent de grandes variations de salinité et de température.

(3) La biocénose des Sables Fins de Hauts Niveaux (SFHN) correspond à la partie supérieure de l'étage Infralittoral, du haut de plage jusqu'à 2,5 à 3,5m de profondeur.

(4) La biocénose des Sables Fins Bien Calibrés (SFBC) se situe, de même, dans l'infralittoral, mais de 3,5m jusqu'à 20m environ.

(5) La biocénose de l'Herbier de Posidonies (HP) est associée à *Posidonia oceanica* qui peut coloniser les deux biocénoses précédentes constituant la totalité de l'étage infralittoral. La plante croît verticalement et forme ainsi la **Matte** d'herbier fonctionnant comme substrat dur (SD) ou rocheux pour les organismes sessiles (fixés). En fonction de la transparence des eaux, l'Herbier à Posidonies peut descendre jusqu'à 50m, comme par exemple en Corse.

(6) La biocénose des algues photophiles (AP) correspond aux espèces caractéristiques des algues vertes (Infralittoral), lesquelles existent souvent comme espèces accompagnatrices accidentelles

dans les Herbiers de Posidonies.

(7) La biocénose des Sables et Graviers sous influence des Courants de Fond (SGCF) correspond toujours à l'infralittoral, dans des zones soumises à des courants de fond. Le sédiment est un sable grossier ou petit gravier et pratiquement dépourvu de fraction fine.

(8) La biocénose des Sables Vaseux de Mode Calme (SVMC) est située de même dans l'Infralittoral, mais, contrairement à la précédente, elle se développe dans des fonds à sédimentation fine et rapide en l'absence de courants (baies profondes, calanques, etc.). Le sédiment, très vaseux, peut renfermer une bonne fraction de matière organique et avoir également des bioindicatrices de dessalure en fonction de résurgences.

(9) La biocénose des fonds Détritiques Côtiers (DC) est située entièrement dans l'étage Circalittoral et s'étend jusqu'à -95m environ. La encore cette limite peut varier, en fonction de l'envasement, qui est aussi fonction de la turbidité des eaux.

(10) La biocénose des fonds Détritiques Envasés (DE) est également située dans l'étage Circalittoral, et correspond aux zones d'envasement lent du fond détritique précédent. Le sédiment est donc un sable très vaseux ou une vase sableuse, ou encore une vase assez compacte riche en débris coquilliers et scories.

(11) La biocénoses des Vases Terrigènes Côtières (VTC), se trouve au voisinage de l'embouchure des fleuves, pourvu qu'ils soient permanents. Le sédiment est formé d'une vase pure, de sédimentation rapide, enfouissant rapidement tout débris grossier.

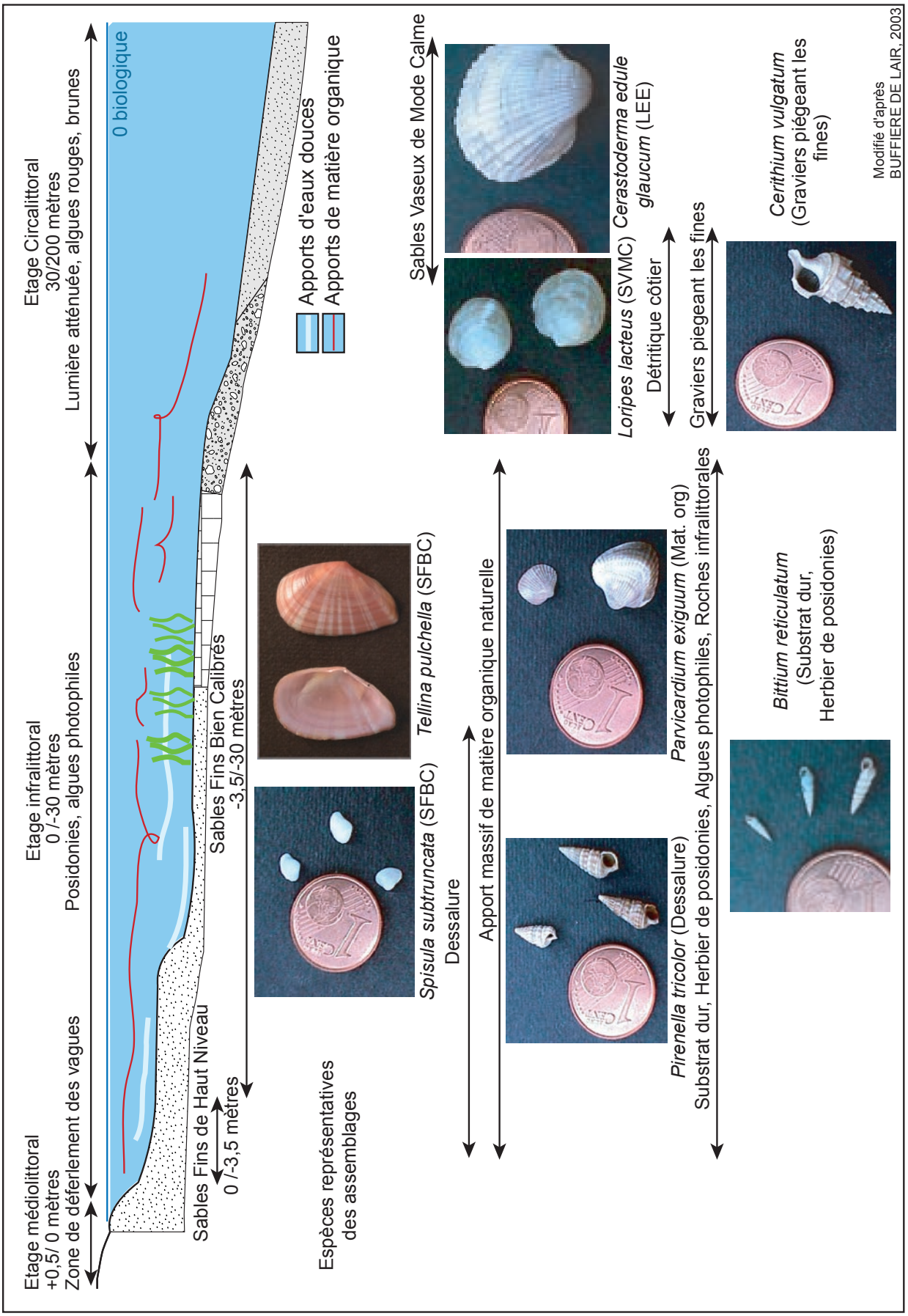


Figure 41 : Étages, biocénoses et assemblages macrofaunistiques

4.2.2 L'ostracofaune

L'étude des ostracodes est complémentaire de l'étude des macro- et méiofaunes. La détermination des espèces est réalisée par H. Bruneton (C.E.R.E.G.E.).

Les ostracodes sont des crustacés dont la taille est généralement comprise entre 150µm et 1mm. Les espèces benthiques étudiées ici présentent à la différence des espèces pélagiques une carapace bivalve fortement calcifiée qui se conserve dans le sédiment.
Du fait de leur taille, un grand nombre de valves sont présentes par unité de volume. Les échantillons utilisés peuvent donc être plus petits et plus rapprochés, ce qui apporte une meilleure résolution chronologique qu'avec le macrobenthos. L'interprétation écologique de l'abondance et de la diversité spécifique est possible, même si la petite taille pose le problème de remaniement des thanatocénoses (individus morts), pouvant conduire en milieu ouvert à un mélange d'individus provenant de plusieurs biotopes.
Les très fortes abondances associées aux plus faibles diversités sont liées aux milieux les plus instables, au premier rang desquels les milieux euryhalins et eurythermes des lagunes, dans lesquelles on peut trouver plusieurs milliers de valves pour 10g de sédiments, correspondant à seulement deux ou trois espèces. Les très fortes diversités liées à des abondances très faibles (autant d'espèces que d'individus) indiquent souvent un remaniement des faunes. Hors de ces cas limite, les abondances importantes liées à des diversités fortes indiquent un milieu favorable, aux conditions peu variables dans le temps et riche en nourriture. Enfin, l'abondance est influencée par le taux de sédimentation, très variable dans la carotte étudiée dans ce travail.

La robustesse des données apportées par le macrobenthos s'associe donc bien avec la plus grande quantité d'information apportée par les ostracodes. Cependant, ces derniers ont une répartition légèrement différente de celle des premiers dans les milieux marins.
Ainsi, les ostracodes sont plus rares, voire absents, dans les milieux battus de forte énergie souvent caractérisés par des substrats sableux : cela peut être lié à la fragilité des carapaces, et/ou à des problèmes d'alimentation. Par contre, ils sont présents des milieux sursalés aux milieux d'eau douce, et peuvent donc apporter des informations intéressantes dans les espaces littoraux alimentés par des fleuves.

Les études d'écologie marine s'attachent en général à la relation entre les associations d'ostracodes et la profondeur ou l'éloignement par rapport au littoral (PURI et al. 1969, LACHENAL 1989). Des associations lagunaires, littorales, circalittorales et profondes (faunes de plate-forme continentale) sont alors identifiées.
Cette relation est en fait indirecte et les caractéristiques des différentes associations peuvent être rapidement résumées comme il suit :
Les faunes lagunaires sont les plus euryhalines et les plus eurythermes ; elles peuvent supporter des

exondations saisonnières.

Les associations littorales sont composées soit d'espèces inféodées à certaines algues (faunes phytales sur substrat rocheux ou sableux), soit d'espèces tolérantes à divers stress écologiques, tels que des variations de salinité, de température, ou des milieux légèrement battus.

Les faunes circalittorales sont souvent moins tolérantes aux stress écologiques.
Les faunes profondes sont peu tolérantes écologiquement, consomment la vase du fond et peuvent donc vivre en dessous de la limite de la photosynthèse.

Dans les milieux peu profonds étudiés dans ce travail, l'interprétation s'orientera donc vers la question de l'origine des eaux, des caractéristiques du biotope et de sa stabilité. La présence éventuelle de faunes continentales sera interprétée soit en terme de dessalure des lagunes (faunes *in situ*), soit d'apports de thanatocénoses par les fleuves.

4.3 Méthodes de datation

4.3.1 Période étudiée

Ce travail porte sur l'Holocène. Nous utiliserons un découpage chronologique en trois phases basées sur le contexte paléoclimatique et paléoécologique. L'Holocène ancien, durant lequel les fluctuations climatiques et les dynamiques végétales traduisent la mise en place des conditions de l'interglaciaire, s'étend de 11 500 à environ 8000 cal. BP. L'Holocène moyen, présentant des conditions d'humidité climatique optimales, est placé entre 8000 cal. BP et 4000 cal BP. l'Holocène récent, aboutissant à la période actuelle, est caractérisé par une dégradation allant vers l'aridité.

4.3.2 Stratégie et méthode de datation

La stratégie de datation a pour objectif d'attribuer un âge à différents faits morphogénétiques. Les évènements datés sont des structures archéologiques, des paléosols et des unités stratigraphiques principalement. Les objectifs sont d'obtenir une chronologie du fonctionnement paléohydrologique du bassin versant et de dater la succession des environnements qui ont abouti à la mise en place du paysage actuel. La recherche de synchronismes avec l'action des sociétés est ensuite rendue possible grâce aux structures archéologiques identifiées dans les stratigraphies et aux sources historiques. Les moyens de datation utilisés sont les relations stratigraphiques de faits géomorphologiques (datations relatives ou synchronismes), des dates ^{14}C en milieux continental et marin et la datation de faits archéologiques (bâtis et céramiques). Dans un premier temps, les résultats permettent d'identifier les étapes de la morphogenèse à l'échelle locale, ce qui autorise ensuite une comparaison à l'échelle régionale et macro-régionale.

4.3.3 Les datations radiocarbone

4.3.3.1 Milieu continental

Les mesures radiocarbones ont été effectuées par accélération de spectroscopie de masse (AMS) au Poznan Radiocarbon Laboratory (Pologne) et au NSF Arizona AMS Facility, Tucson (États-Unis). Sauf indication, les datations sont corrigées des variations atmosphériques de ^{14}C. La courbe de référence utilisée couvre tout l'Holocène et est obtenue à partir des enregistrements dendrochronologiques (Stuiver *et al*. 1998).

Cette calibration permet une comparaison avec les chronologies archéologiques et historiques en années calendaires. La mesure du ^{14}C en laboratoire produit une probabilité de datation en années radiocarbones exprimées avec un intervalle de confiance à 1 sigma. Les datations sont ensuite calibrées pour tenir compte des variations de la teneur en radiocarbone atmosphérique. Le résultat, exprimé en années calibrées ^{14}C considérées comme équivalentes aux années calendaires, est fourni avec un intervalle de confiance correspondant à une probabilité de datation à 95,4% (2 sigmas).

Les résultats sont exprimés en âge radiocarbone calibré (cal. B.P., années avant 1950). Parfois, pour des raisons de concordance avec les autres sources de datation, l'âge radiocarbone calendaire corrigé en enlevant 1950 à la date cal. B.P., soit cal. A.D. pour les dates après l'an 0 et cal. B.C. pour les dates avant J.-C., peut être ajouté. Les calculs sont effectués par le logiciel Oxcal© version 3.9. (http://www.rlaha.ox.ac.uk/orau/oxcal.html).

La datation de séquences alluviales en milieu semi-aride est un point particulièrement délicat. Le matériel daté est constitué de micro-charbons ou parfois de matière organique diffuse contenue dans les sols enfouis. Les forts taux de sédimentation, associés à la présence de végétation ligneuse très faible, rendent la recherche d'éléments datables (charbons et micro-charbons, macrorestes végétaux) particulièrement difficile.

La collecte de micro-charbons est effectuée par la reconnaissance sous binoculaire de trois fractions granulométriques correspondant à plus de 100g de sables : D, D' et D'' : $50\mu<D<100\mu<D'<400\mu<D''<2000\mu$. Malheureusement, le choix de la datation des couches sédimentaires est rarement établi en fonction d'une stratégie scientifique et trop souvent inféodé à la présence ou non de matériel datable. Le poids de matériel, de l'ordre de 10 mg, a rendu obligatoire les datations par la méthode AMS (*accelerator mass spectrometry*).

Après observation, certaines formations sédimentaires anciennes se sont révélées exemptes de tout micro-charbon. Des datations sur la matière organique diffuse présente dans les sols enfouis ont alors été effectuées. Ce type de matériel pose le problème des remaniements de la matière organique

par l'activité biologique et par les phénomènes pédologiques d'illuviation et d'apport de matière organique ancienne par érosion de sols situés à l'amont. Afin de limiter au maximum ce risque, deux opérations simples sont effectuées. La première consiste à vérifier l'absence de toute racine actuelle dans l'échantillon à l'aide d'une binoculaire. Dans un second temps, l'observation microscopique sur lames minces permet d'évaluer les différentes perturbations post-sédimentaires. Si aucun trait micromorphologique ne témoigne de ces processus, la datation est validée. Ce type d'observation permet de différencier les agrégats pédologiques néoformés ou remaniés. Les réservoirs de matière organique fossile sont absents du bassin versant. Aucune tourbe, marne ou paléosol ante-holocène, riches en matière organique ne sont reconnus dans la littérature ou par nos propres reconnaissances de terrain. La matière organique diffuse présente dans les matériaux fins des paléosols a donc une très forte probabilité d'être contemporaine des processus de pédogenèse décrits par ailleurs qui ont affectés les sédiments. La cohérence, entre elles, et avec les artefacts archéologiques des dates obtenues confirme au moins partiellement ce fait.

Dans le cadre de ce travail, toutes les datations AMS ^{14}C sauf une, obtenues sur du matériel continental, sont acceptées (Tableau 22). Ces dates sont systématiquement concordantes entre elles, avec les datations archéologiques et avec le rapprochement entre différentes coupes des faits morphosédimentaires.

Ech	Ref. labo	Age BP	± 95,4%	Âge B.P. Cal.	±	Matériel	δ13C	Status
US1071	Poz-1400	385	71	415	105	charbons	-27,2	Accepté
AY31.5	Poz-1396	735	40	650	90	charbons	-37,3	Accepté
Paleomylos	Poz-6617	1250	90	1185	125	reste vegetaux	-33,2	Accepté
AY7/0.5	AA45451	1250	44	1170	110	charbons	-23,3	Accepté
AY24.7	AA45455	1282	54	1180	120	charbons	-24,2	Accepté
AY31.3B	AA45457	1324	67	1205	145	charbons	-23	Accepté
MU 03 TR2.5	Poz-6618	1360	50	1260	90	charbons	-36,9	Accepté
AY24.5	Poz-6619	1820	30	1740	90	charbons	-27,4	Accepté
AY12/1.4C	Poz-1395	2090	35	2055	105	charbons	-25,7	Accepté
SBAII C14-7	Poz-2202	2120	300	2100	750	charbons	-57,1	Accepté
AY24.2	AA45454	2136	41	2150	160	charbons	-28,4	Accepté
AY24.3C3	AA45453	2187	42	2200	140	charbons	-23,6	Accepté
AY32.4	Poz-1402	2495	40	2550	190	charbons	-27,2	Accepté
AY32.3	Poz-1398	2515	35	2605	145	charbons	-20,8	Accepté
AY7/0.3	AA45448	2663	64	2745	205	charbons	X	Accepté
AY7/1.5	AA45452	2663	44	2800	70	charbons	-25,4	Accepté
AY34.15	Poz-4073	4480	35	5135	165	Sol	-17,4	Accepté
AY34.13	Poz-4071	5810	40	6610	120	Sol	-23,1	Accepté
US2048	Poz-1400	5930	150	6800	400	charbons	-36,8	Accepté
LS2.220	T17882A	7335	58	7370	190	charbons	-25,3	Accepté
SBAII C14-3	Poz-2204	6500	40	7400	90	charbons	-27,7	Accepté
AY12/1.4A	Poz-1415	7070	50	7865	115	charbons	-14,2	Rejeté
AY26.1	AA45449	7594	64	8370	170	Sol	-21	Accepté
AY7/3.4	AA45450	9874	78	11360	220	Sol	-17,3	Accepté
AY12/1.2C	Poz-1399	17800	100	21200	750	Sol	-0,5	Accepté mais peu précis

Tableau 22 : Datations ^{14}C obtenues sur matériel continental

4.3.3.2 Milieu marin

Les datations effectuées sur coquilles pour les milieux marins ou de lagune ouverte (plaine de Famagouste, région de Larnaka) sont calibrées par la même méthode mais à l'aide d'une courbe de référence (Stuiver *et al*. 1998) prenant en compte les variations de ^{14}C propres aux océans. Cette courbe est construite sur un modèle d'échange entre l'atmosphère et les océans, la différence entre les deux est appelée âge réservoir (R). Il existe une différence entre le modèle d'échange global atmosphère-océans de 14C et l'âge réservoir local vrai à un moment donné (ΔR). ΔR est fonction de la composition isotopique des sources d'eau douce proches et de la circulation océanique (Stuiver et Brazunias 1993), il peut varier fortement sur un faible espace géographique. La seule collection de mollusques marins dont la date de récolte est connue (située avant les essais atomiques, c'est-

à-dire 1950) étant localisée dans la partie occupée de l'île, nous ne pouvons pas déterminer pour l'instant la valeur de ΔR pour Chypre. Généralement, la valeur R en Méditerranée se situe autour de 390 ± 85 (Siani *et al*. 2000) et varie peu durant l'Holocène à l'exception de la période de formation du sapropel S1 entre 9500 et 8200 cal BP (8500 et 7400 BP) où les conditions d'oxygénation de la mer changent notablement (Siani *et al*. 2001). Durant cette période, l'âge réservoir augmente sensiblement : il a été mesuré à 515 ±22 en Grèce (Facorellis *et al*. 1998). D'autre part, l'effet réservoir des océans (R) de 400 ± 22 doit être modulé par l'effet local (ΔR) (Stuiver et Brazunias 1993). La valeur ΔR calculée et recommandée pour la Méditerranée est de 58 ± 85 années (Reimer et Mc Cormac 2002), elle est donc appliquée à ce travail. Le ΔR «méditerranéen»est très proche des données acquises par Reimer et Mc Cormac (2002) au plus près de Chypre, c'est-à-dire au Liban (32 ± 40) et en Israël (47 ± 41). Toutefois il faut noter qu'entre 9500 et 8200 cal BP (période de formation du sapropel S1), le ΔR appliqué est de 149 ± 30 années.

Pour les mollusques marins, le choix des individus à dater se base sur l'absence d'indice de remaniement et sur son adéquation avec le milieu sédimentaire. Les coquilles utilisées pour la datation ont été déterminées par M. Bourcier (CNRS, URA 41, COM, Station marine d'Endoume, Marseille). Seul les individus ayant encore leurs deux valves en connexion sont sélectionnés, ce qui est un indice fort de non-transport du mollusque après sa mort. Par la suite, la concordance du matériel à dater avec le milieu sédimentaire dans lequel il est collecté a été vérifiée en confrontant les espèces identifiées à la granulométrie du sédiment ainsi qu'aux associations d'ostracodes.

Ech.	Ref. labo.	Âge B.P.	± (1 sigma)	ΔR	Âge B.P. Cal.	± (2 sigma)	Matériel	δ13C	Status
LS2.84	T17884A	3999	39	58 ± 85	3375	275	*Corbulla Gibba*	X	Accepté
SBA1 C4 67	Poz-1392	3860	40	58 ± 85	3230	250	*Cerastoderma glaucum*	3	Accepté
SBA1 C5 84	Poz-1377	4130	40	58 ± 85	3575	275	*Parvicardium exiguum*	1,5	Accepté
LS2.112	T17883A	5118	42	58 ± 85	4975	215	*Pavicardium exiguum*	2,8	Accepté
LS2.190	T17887A	5794	44	58 ± 85	5705	205	*Corbulla glaucum*	1,73	Accepté
SBA1 C5 76	Poz-1376	6680	45	58 ± 85	6670	220	*Loripes lacteus*	5,3	Accepté
SBA1 C9 208	Poz-1370	6890	50	58 ± 85	7350	190	*Acanthocardia paucicostata*	2	Accepté
LS2.215	T17886B	7895	51	149 ± 30	7905	145	*Ceratoderma glaucum*	1,47	Accepté
SBA1 C9 200	Poz-1390	8270	60	149 ± 30	8190	220	*Cerithium vulgatum*	4,3	Accepté
LS2.68	T17885	>24,800	X	149 ± 30	>24800	X	*Nucula nucleus*	0,71	Refusé

Tableau 23 : Datations ^{14}C obtenues sur matériel marin

4.3.4 Datation sur critère culturel

La deuxième source de datation est culturelle : elle repose sur la présence d'artefacts et/ou de structures archéologiques. Les céramiques émoussées et les cortèges de céramiques hétérogènes

n'ont pas été pris en compte. Les céramiques en position stratigraphique équivoque (sommet de coupes, lentilles de galets ou de graviers, etc.) et retrouvées sur des accumulations sédimentaires très proches de sites archéologiques de grande taille sont aussi rejetées. L'identification des cortèges de céramiques non remaniées permet d'allouer une couche sédimentaire à une période culturelle. Les périodes culturelles sont de longueurs variables et leurs bornes peuvent être sujettes à discussion et à modification (Tableau 24). Les identifications ont été réalisées par L. Vallaury, (MMSH, Aix en Provence) pour les périodes historiques; Sandrine Marquié (MOM, Lyon) pour le matériel romain, Phryni Adjichristophi (Département des antiquités de Chypre, Nicosie) et Pamela Gaber (Université du New Hampshire, États-Unis) pour les autres céramiques de l'Âge du Fer et de l'Âge du Bronze. Une attribution chronologique indirecte peut être apportée par l'identification d'un artefact ou d'un trait pédologique anthropique non daté mais en relation avec une installation humaine connue par ailleurs.

Années calendaires	Âge Cal. B.P.	Période culturelle
		Indépendance
1960	**-10**	
		Colonial
1878	**72**	
		Ottoman
1571	**379**	
		Vénitien
1489	**461**	
		Médiévale-Franc
1191	**759**	
		Byzantin
356	**1594**	
		Roman III
250	**1700**	
		Romain II
150 AP. J.-C.	**1800**	
		Romain I
50 AV. J.-C.	**2000**	
		Hellenistique II
150	**2100**	
		Hellenistique I
325	**2275**	
		Chypro-Classique II
400	**2350**	
		Classique I
475	**2425**	
		Chypro-Archaïque II
600	**2550**	
		Archaïque I
750	**2700**	
		Chypro-Géométrique III
850	**2800**	
		Chypro-Géométrique II
950	**2900**	
		Géométrique I
1000-1050	**2950-3000**	
		Chypriote Tardif III
1200	**3150**	
		Chypriote Tardif II
1400	**3350**	
		Chypriote Moyen (MC) III-Tardif (LC) I
1700	**3650**	
		Chypriote Ancien/Moyen
2000-2300	**3950-4250**	
		Chalcolithique
3200	**5150**	
		Néolithique Céramique (Sotira)
4900	**6850**	
		Néolithique Acéramique II
5200	**7150**	
		Néolithique Acéramique
7500	**9450**	
		Néolithique Acéramique Ancien
8200	**10150**	

Tableau 24: Chronologie culturelle chypriote (d'après Hill 1948 et 1972, Alastos 1955, Emilianides 1963, Iacovou 1985, Peltenburg 1990, Guilaine 2000)

4.3.5 Datation relative à l'aide des relations stratigraphiques

Le rapprochement de certains faciès et de certains faits comme les phases d'incisions ou les paléosols sera réalisé tout au moins à l'échelle locale.

Des indications chronologiques peuvent aussi être apportées par la correspondance d'événements morphosédimentaires. Les types d'enregistrements sédimentaires les plus fiables sont les paléosols de chronologie relative et de traits pédologique similaires. les phases d'incisions fluviatiles et les épisodes d'accumulation rapide. Cette approche est utilisée, à l'échelle locale, sur les coupes du secteur de Potamia-Agios Sozomenos. À plus petite échelle, ce type d'application est sujet à débat (Bull 1990), même au sein d'un bassin versant. Elle implique une bonne connaissance du système morphogénique étudié à l'échelle de l'Holocène, une même dynamique détritique entraînant des dépôts variés d'amont en aval, voire une incision. Par conséquent, cette approche ne sera pas appliquée aux archives sédimentaires de la plaine de Famagouste, où de toute évidence la différence de taille de la plaine alluviale et le type de milieux rencontrés (marin, lagunaire, etc.) ne permet pas de comparer directement des faciès d'un point de vue chronologique.

Entre les points d'ancrage que constituent les dates ^{14}C, les faits morphosédimentaires et les datations archéologiques, les dépôts sont datés de façon relative (*TPQ*, *TAQ*). Il est toutefois possible de contraindre plus finement l'attribution chronologique d'un dépôt par une régression âge/profondeur sur les carottages ou sur les coupes naturelles. Cette méthode permet d'attribuer un âge hautement probable à toutes les couches sédimentaires. La méthode utilisée est une régression linéaire de la forme Y=AX+B entre deux dates de profondeurs différentes, A représentant la vitesse de sédimentation et B le niveau le plus ancien daté. La régression linéaire est choisie car l'information supplémentaire créée par d'autres formes de régression (polynomiale, notamment) ne se justifie nullement d'un point de vu morphosédimentaire. Cette approche devient invalide lorsque des discordances, d'origine fluviatile principalement (incision), sont rencontrées. La compilation de toutes les données peut aboutir à une fourchette d'estimation des taux de sédimentation selon les différents faciès rencontrés.

4.4 Reconnaissance et utilisation des traits pédologiques

De nombreux sols pédologiques se sont développés dans les dépôts fluviatiles holocènes du secteur médian du Gialias. L'étude de leur traits macro- et micropédologiques a plusieurs objectifs :

- identifier des traits pédologiques communs aux groupes de sols synchrones, afin d'utiliser

les sols comme éléments de corrélation sédimento-stratigraphique,
- identifier, à travers des sols qui témoignent d'un ralentissement des processus de sédimentation, les rythmes de l'alluvionnement,
- identifier les ambiances bioclimatiques associées aux pédogenèses,
- et identifier les traits pédologiques caractérisant les mises en valeur et l'occupation humaine.

Il est nécessaire, pour étudier et différencier les sols holocènes alluviaux, d'identifier des nuances fines dans les processus, pour lesquelles les nomenclatures existantes ne sont parfois pas en accord ou sont peu efficaces. Les traits macropédologiques sont décrits d'après Duchaufour (1977) et le Soil Survey Staff (1998). La terminologie micropédologique employée dans ce travail est tirée du travail de synthèse usuellement utilisé par les micromorphologistes : *Handbook for thin section description*, Bullock *et al.* 1985.

Tous les sols étudiés ici sont peu évolués, et ne présentent jamais d'horizon d'illuviation des argiles. Ils se réduisent à un horizon humifère et à des horizons enrichis, selon les sols, en $CaCO_3$, en gypse et/ou en nodules ferro-manganiques. Certains sols étudiés ici ont été facilement identifiés sur le terrain par leur structure polyédrique, prismatique ou en agrégats et par la présence d'un horizon humifère sombre bien marqué. D'autres ne présentent sur le terrain que des structures peu visibles liées à la bioturbation et des nuances de couleur peu évidentes. Les sols les mieux caractérisés et les plus développés sont aussi les plus épais.

Ces observations de terrain ont donc été complétées par des mesures de laboratoire de routine : perception de la texture à travers la granulométrie, dosages du carbone organique et du $CaCO_3$.

Les horizons humifères sont bien identifiables par cette méthode : les variations relatives des éléments dosés sont marquées, même si les valeurs absolues de carbone organique sont généralement peu élevées. L'absence de stocks de matière organique pléistocène dans le bassin versant permet d'assurer l'hypothèse de matière organique accumulée *in situ* lors de la pédogenèse.

Les horizons d'enrichissement en $CaCO_3$ sont considérés, en milieu semi-aride, comme des indicateurs d'une forte évapotranspiration et d'un déficit saisonnier en eau. Cependant, si de véritables calcrètes sont observées dans les niveaux pléistocènes, on n'observe dans les sols holocènes que des nodules, de manchons racinaires carbonatés ou de taches pulvérulentes.

Le carbonate de calcium et le carbone organique sont mesurés par un analyseur élémentaire carbo-erba CNS (carbone azote soufre). La précision de la machine est suffisante pour les quantités concernée, surtout pour le carbone organique, souvent inférieur à 1%.

Les lames minces réalisées ont permis de préciser les processus pédologiques à l'œuvre. En particulier, ces lames permettent de confirmer la présence de processus pédologiques in situ dans les alluvions, et d'exclure le remaniement de vieux sols pléistocènes. Elles permettent aussi d'aller plus avant dans l'interprétation des conditions plus ou moins arides régnant lors de la pédogenèse, à travers l'identification de cristallisations de gypse et de nodules ferro-manganiques.

Pour le manganèse, l'observation en lame mince permet dans certains sols d'identifier des nodules orthiques et d'attester de leur formation *in situ*, ce qui caractérise une saturation en eau du sol durant plusieurs mois consécutifs lors de sa genèse (Stoops et Eswaran 1985).

La présence de gypse est un critère suffisant d'identification d'horizon diagnostique (Stoops et Ilaiwi, Stoops et Poch 1992, Soil Survey Staff 1998). Le gypse est ici issu du transport en solution de gypse provenant des affleurements messiniens présents dans le bassin versant. Et de la cristallisation au sein du sol en formation. Toutefois, l'approche génétique de ce type d'horizon (Ay) nécessite un niveau de description plus élevé par l'approche morpho-synthétique (Stoops et Poch 1992). A la différence de la calcite, (horizons Bk), la présence de gypse sous forme de cristaux individuels ou non marque la proximité de la paléosurface. Les cristaux individuels de fortes tailles (cristaux lenticulaires isolés dans la masse, Xenotopique Pseudomorphe, Bullock *et al.* 1985) sont situés plus en profondeur (environ 1m du sommet de l'horizon A) et marquent la présence prolongée d'une nappe d'eau. Les cristaux multiples prismatiques se retrouvent près de la paléosurface topographique et relèvent d'une saturation en eau moins importante (Stoops et Ilaiwi 1981).

La mise en solution du gypse implique un climat aux températures suffisamment élevées. Cependant, les divers types d'horizons pédologiques à cristallisation de gypse et/ou à nodules de manganèse observés dans certains sols holocènes caractérisent un engorgement prolongé des sols qui n'a pas d'équivalent actuel à Chypre.

4.5 Sédimentologie magnétique et morphogenèse fluviale

4.5.1 Objectifs

Le magnétisme des roches permet d'identifier les minéraux magnétiques (principalement des oxydes et hydroxydes de fer) et d'évaluer leur concentration dans les sédiments. Dans le cadre de ce travail, l'objectif de l'utilisation de cette technique est de préciser l'origine des sédiments détritiques alluviaux, en comparant leur signature magnétique à celle des roches affleurant dans le bassin versant du Gialias. L'efficacité du transport sédimentaire et l'intensité de l'érosion des différents secteurs pourront ensuite être mis en relation avec des événements climatiques ou anthropiques.

Les caractérisations magnétiques peuvent éventuellement apporter des informations sur la formation et le remaniement de certains minéraux magnétiques secondaires dont la genèse est en relation avec les processus de pédogenèse (Maher 1988).

L'étude des sources sédimentaires doit remplir deux conditions nécessaires que seule la sédimentologie magnétique peut remplir.

- La première implique de pouvoir travailler sur des minéraux dont la source s'étend sur de faibles surfaces. Il en résulte la nécessité de mesurer de faibles quantités de minéraux pour un sédiment donné. La sensibilité de la mesure des minéraux magnétiques permet de remplir cette condition.
- La seconde induit la possibilité de travailler indifféremment sur la totalité granulométrique du sédiment. Ceci afin de s'absoudre autant que possible des effets de texture et donc de permettre la comparaison de dépôts sédimentaires de textures (limons-sables argiles) et de milieux différents.

Les autres techniques minéralogiques couramment utilisées (minéralogie RX, minéralogie optique, minéraux lourds, etc.) ne permettent pas de remplir ces deux conditions.

4.5.2 Méthodes

4.5.2.1 Paramètres mesurés, matériel et stratégies d'échantillonnage

4.5.2.1.1 Les paramètres de mesure de la minéralogie magnétique

Différents paramètres permettent de décrire les propriétés magnétiques des minéraux. Les principaux sont l'aimantation naturelle rémanente du sédiment (ARN ou NRM en anglais), les paramètres de la susceptibilité magnétique, les paramètres de champ fort, et les aimantations rémanentes acquises au laboratoire.

Lorsque l'on soumet un matériau à un champ magnétique extérieur, champ magnétique terrestre ou champ artificiel en laboratoire, il apparaît une **aimantation**, que l'on peut mesurer.

La susceptibilité magnétique est le facteur de proportionnalité entre l'aimantation mesurée et le champ appliqué. Elle constitue le paramètre le plus utilisé en minéralogie magnétique. Champ et aimantation sont exprimés en A/m, tandis que la susceptibilité est sans dimension. Susceptibilité et aimantation sont généralement rapportées au volume de l'échantillon. Cependant, comme nous cherchons à comparer des sédiments et des roches de densité très variable, nous avons préféré utiliser la susceptibilité normalisée à la masse, notée χ, qui s'exprime en m^3/kg. La susceptibilité magnétique est généralement mesurée en appliquant un champ alternatif, dont l'intensité et la fréquence influent sur le résultat obtenu. La susceptibilité de basse fréquence(χlf) est la plus

fréquemment mesurée. Elle est très peu dépendante de la taille des grains.

L'aimantation rémanente ou **rémanence** désigne l'aimantation enregistrée par une roche lors de sa formation et qui y reste gelée par la suite. Elle est due aux particules de certains minéraux magnétiques qui s'orientent préférentiellement dans la direction du champ magnétique terrestre lors du dépôt d'un sédiment, du refroidissement d'une lave ou de la recristallisation d'une roche métamorphique. La roche, une fois consolidée, garde en mémoire la direction du champ magnétique au moment de sa formation. Seuls certains matériaux sont concernés par l'aimantation rémanente, qu'elle soit naturelle ou artificielle. Dans un sédiment composite, elle dépend également de la concentration en minéraux magnétiques.

Une **aimantation rémanente artificielle (acquise en laboratoire)** peut également être mesurée dans un sédiment après l'arrêt d'un champ magnétique appliqué en laboratoire. Deux types, qui sont inégalement sensibles à la taille des grains, sont distingués :

- L'aimantation rémanente anhystérétique (**ARA**) est acquise sous un champ continu faible (comparable au champ magnétique terrestre), superposé à un champ fort et alternatif, qui permet d'annuler toute autre rémanence acquise antérieurement. L'ARA est sensible à la population de minéraux magnétiques de petite taille, mais également affectée par la susceptibilité. Le rapport ARA/χ permet donc d'évaluer les variations relatives de la taille des grains magnétiques dans une séquence sédimentaire, ces grains étant compris pour l'essentiel dans les fractions granulométriques des limons fins et argiles.
- L'aimantation rémanente isotherme (**ARI**) est obtenue par application d'un champ continu fort. Elle ne peut augmenter indéfiniment. L'aimantation maximale atteinte par un échantillon sera appelée **ARI à saturation**.

Pour certains matériaux, la susceptibilité est indépendante du champ appliqué (aimantation proportionnelle au champ). Pour d'autres, la **susceptibilité de champ fort** diminue. Cette situation caractérise l'**hystérésis** qui est mesurée par deux paramètres de champ fort : le **champ à saturation** (Hs) et **l'aimantation à saturation** (Ms).

Lorsque le champ diminue jusqu'à zéro après saturation, il reste une aimantation résiduelle, rémanente, notée Mrs, équivalente à l'ARI à saturation. Le rapport Mrs/Ms est fortement dépendant de la taille des grains, de même que le rapport ARA/Mrs.

Le champ qu'il est alors nécessaire d'appliquer pour annuler cette aimantation rémanente est appelé le **champ coercitif**, noté Hc. Si le champ est coupé après saturation (il subsiste alors Mrs), puis inversé, le champ auquel l'aimantation rémanente résiduelle s'annule s'appelle le **champ coercitif rémanent**, noté Hcr. Le rapport Hcr/Hc dépend également de la taille des grains.

En dessous d'une taille critique (de l'ordre de 20 à 30nm pour la magnétite), les minéraux concernés ne sont plus capables de retenir une aimantation rémanente. Ce comportement est dénommé **superparamagnétique** (SP). Le paramètre le plus fréquemment utilisé pour mettre en évidence ces minéraux est la **dépendance en fréquence de la susceptibilité**, χ_{fd} (Thomson et Oldfield 1986), qui reflète la décroissance relative de susceptibilité entre un champ de fréquence donnée ($\chi_{LF)}$ et un champ de fréquence dix fois plus élevée ($\chi_{HF)}$:

$$\chi_{fd}\ (\%) = 100*((\chi_{LF} - \chi_{HF})/\ \chi_{LF})$$

D'autres paramètres, comme un rapport χ_{LF}/Ms très élevé, peuvent indiquer la présence de grains SP (Jackson et al. 1993).

Ces minéraux au comportement superparamagnétique sont caractéristiques soit d'une pédogenèse (Maher et Taylor 1988), soit de feux de forêt (Le Borgne 1955).

4.5.2.1.2 Mesures effectuées

Les analyses magnétiques portent sur des coupes naturelles ou mécaniques (secteur de Potamia-Agios Sozomenos), et des carottages (Messarée orientale). Pour les coupes, un échantillonnage discret est effectué pour chaque série ou unité stratigraphique. Pour les carottages, les échantillons sont prélevés sur un pas régulier de 10cm, bien que l'instrument utilisé pour les mesures de rémanence (magnétomètre cryogénique SQUID) permette d'effectuer des mesures tous les 2cm en continu. Les mesures de susceptibilité ont été effectuées sur un susceptibilimètre Bartington MS-2. Enfin les celles d'aimantation rémanente isotherme (ARI) sont réalisées sur un VSM cryogénique Squid Micromag.

L'adoption d'un échantillonnage discret permet de mesurer plus précisément un signal de forte variabilité. Des problèmes de convolution peuvent intervenir lors de mesures en continu. Cette convolution est due à l'influence d'une zone à fort signal magnétique, proche d'une zone mesurée où le signal magnétique est faible, et inversement. Ce problème peut être important pour des dépôts détritiques fortement contrastés.

L'échantillonnage discret permet également la calibration, échantillon par échantillon, des mesures de susceptibilité par rapport à la masse et, dans une moindre mesure, aux carbonates de calcium qui ont une susceptibilité négative (diamagnétique). Sans ces calibrations, la comparaison entre différents échantillons est hasardeuse, l'influence de la densité du sédiment et les variations de dilution par les carbonates pouvant être supérieures aux variations minéralogiques et de concentration des apports détritiques.

4.5.2.2 Identification de groupes de minéraux

La définition des paramètres mesurés a déjà mis en avant qu'ils pouvaient éventuellement mettre en évidence des variations dans la granulométrie des gains magnétiques, et faire ressortir un signal pédologique ou d'incendie. L'essentiel des informations utiles pour l'identification de source est néanmoins la possibilité de classifier les minéraux magnétiques en trois grandes catégories, elles-mêmes éventuellement subdivisées en sous-catégories (Thomson et Oldfield 1986, Dunlop et Özdemir 1997). Dans un sédiment composite donné, la valeur de la susceptibilité et les autres propriétés dépendent de la nature et de la concentration des différents types de minéraux magnétiques.

Propriétés (Fr.)	**Js**	**χ**	**JrS ou ARI**	**JrS/χ**	**ARA**	**ARA40**	**ARA/χ**
Unité	$Am^2.kg^{-1}$	$\mu m^3.kg^{-1}$	$Am^2.kg^{-1}$	$kA.m^{-1}$	$mAm^2.kg^{-1}$	$mAm2.kg^{-1}$	$kA.m-^{1}$
Propriétés (U.S.)	Ms	χ	SIRM Ou Mrs	Mrs/ χ	ARM	ARM40	ARM/
Magnétite "*gros grain*"	92	560	9	1,6	18	1	0,03
Magnétite "*grain fin*"	92	400	22	55	110	500	0,3
Titanomagnétite "*gros grain*"	24	170	7	10	80	240	0,5
Titanomagnétite "*grain fin*"	24	200	12	60	480	900	2,4
Hématite	0,5	0,6	0,24	400	0,002	env. 0	0,01
Goethite	0,5	0,7	0,05	70	0,005	env. 0	1
Minéraux paramagnétiques	0	0,1-1,3	0	-	0	0	0
Minéraux diamagnétiques	0	env.0,005	0	-	0	0	0

Tableau 25 : Ordre de grandeur des propriétés magnétiques de certains minéraux ou classes de minéraux (d'après Maher et Thompson 1999)

Tous les minéraux sont **diamagnétiques**, mais cette propriété est masquée dans un matériau présentant l'une des deux autres propriétés. Les minéraux diamagnétiques ont une aimantation induite opposée au champ appliqué, leur susceptibilité est donc négative. Elle est par ailleurs très faible en comparaison des autres minéraux (de l'ordre de –0,005 $\mu m^3/kg$, voir Tableau 25). Ce type de comportement magnétique est le plus commun pour les minéraux sédimentaires, les minéraux diamagnétiques les plus abondants étant la calcite, le quartz et les feldspaths.

Les minéraux **paramagnétiques** présentent une susceptibilité magnétique positive ($0,1 \leq \chi \leq 1,3$ $\mu m^3/kg$, Tableau 25). En revanche, lorsque le champ extérieur est coupé, il ne subsiste plus d'aimantation. Ces minéraux ne possèdent par d'aimantation rémanente, et donc pas de mémoire

magnétique. Les minéraux paramagnétiques sont principalement des phyllosilicates, comme les micas et les argiles, et des silicates ferromagnésiens, comme les olivines, les amphiboles et les pyroxènes. Certains sulfures, comme la pyrite, (parfois néoformée dans les sédiments, en conditions réductrices) présentent également un comportement paramagnétique.

Dans les minéraux **ordonnés magnétiquement** (ferromagnétiques, ferrimagnétiques, antiferromagnétiques, selon le type d'ordre magnétique), qui contiennent du fer, les moments magnétiques des atomes de fer (ou autres éléments de transition) sont « gelés » à la température ambiante, soit parallèlement soit anti-parallèlement les uns aux autres. Par abus de langage, on donne le nom de minéraux magnétiques à ceux appartenant à la troisième catégorie, et principalement aux ferri- et ferromagnétiques, car leurs paramètres magnétiques sont beaucoup plus intenses et prédominent largement dans le signal d'un sédiment composite ou d'une roche donnée. Seuls ces minéraux sont concernés par les aimantations rémanentes et les paramètres de champ fort.

Différents cas sont représentés dans le tableau 26. Par rapport à notre problématique, ce tableau met en évidence la nécessité de discriminer le comportement ferrimagnétique des minéraux primaires par rapport aux minéraux secondaires formés en particulier dans les sols.

Minéral	Statut magnétique	Milieu de formation connu
Hematite **(aFe2O3) g**	Antiferromagnétique	Présent dans les sols biens drainés, sec et très oxydés, riche en argiles fersiallitiques. Ce minéral est normalement dérivé d'altération *in situ* et produit des sols rouges (10yr à 2.5 yr).
Goethite	Antiferromagnétique	Présent dans les sols moins bien drainés, partiellement oxydés. Ce minéral est un produit de l'altération. En milieu méditerranéen sec, il produit des sols jaunes-bruns.
(aFeOOH)		
Maghemite **(gFe2O3)**	Ferrimagnétique	La Maghemite est issue de (I) l'oxydation à basse température de la magnétite pédologique et (II) des processus de fermentation (répétition de cycles de réduction/oxydation en relation avec des cycles mouillé/sec. Dans un état oxydé, la maghemite donne aux sols une couleur rouge-brun.
Magnetite et titanomagnétiq ue **(Fe3O4)**	Ferrimagnétique	Primaire, la magnétite est d'origine lithogénique et dérivée de la roche mère. Secondaire, la magnétite est dérivée de (I) la transformation des minéraux antiferromagnetique, par l'incendie des sols et la présence de matière organique : grains de très petite taille, dont certains ont un comportement superparamagnétique. (II) Les processus de fermentation et plus rarement (III) par la présence de bactéries magnétotactiles dans des sols submergés.

Tableau 26 : Milieux de formation et comportement magnétique des principaux minéraux riches en fer

Le ferromagnétisme se rencontre dans des contextes naturels particuliers, non représentés dans notre étude, puisqu'il caractérise

Les oxydes et hydroxydes de fer, plus ou moins substitués en titane, sont les minéraux ordonnés magnétiquement les plus fréquents. Ils sont soit ferrimagnétiques, soit antiferromagnétiques. Ces minéraux sont fréquents dans les sols et sédiments, quoiqu'en faible quantité. Ils peuvent être d'origine détritique ou authigènes quand ils sont issus de pédogenèses.

Les minéraux ferrimagnétiques sont caractérisés par une susceptibilité et une aimantation à saturation bien plus fortes que les autres minéraux fréquents dans le milieu naturel. Les valeurs maximales sont atteintes par la magnétite (Tableau 26), qui est aussi le minéral le plus courant, qu'il soit d'origine primaire ou secondaire. La magnétite détritique provenant de l'altération de basaltes est généralement substituée en titane, devenant la titanomagnétite, et/ou partiellement oxydée, donnant un mélange avec la (titano)maghémite. Dans les deux cas, susceptibilité et aimantation à saturation diminuent, mais restent fortes.

Les minéraux antiferromagnétiques (AF) représentent, sauf cas particulier, une part modeste part des sédiments détritiques, et sont caractérisés par une faible susceptibilité, inférieure à celle des minéraux paramagnétiques (Tableau 25). En outre, les AF parfaits ne possèdent pas d'aimantation rémanente, car les moments des différents atomes s'annulent. Cependant, l'hématite, produit de l'oxydation primaire à haute température des magmas ou produit d'altération de la maghémite, présente un antiferromagnétisme imparfait, résultant en un faible moment rémanent, qui se traduit par une aimantation à saturation légèrement positive (Tableau 25). L'autre minéral antiferromagnétique courant dans milieu naturel est la goethite, qui peut être présente dans les sols et certains sédiments, et qui montre également une rémanence faible, due cette fois à un faible ferromagnétisme, d'où une valeur non nulle de Ms.

4.5.3.1 Application à l'identification de sources sédimentaires dans le bassin-versant du Gialias.

En conclusion, par le croisement de divers paramètres magnétiques, nous pouvons espérer associer, aux différentes roches du bassin versant et aux sédiments du Gialias, une signature magnétique particulière, même sans déterminer précisément la minéralogie qui en est à l'origine. Tous les paramètres évoqués peuvent se mesurer sur échantillon total car, nous l'avons vu, même un faible contenu de minéraux à propriétés ferri- ou ferromagnétiques peut se mesurer facilement.

Ceci permet de s'affranchir autant que possible des problèmes de texture en autorisant la comparaison de dépôts sédimentaires de textures (limons, sables ou argiles) et de milieux (fluviaux, marins et littoraux) différents. En outre, les minéraux magnétiques peuvent permettre de bien différencier les

roches sources potentielles des sédiments détritiques. Nous verrons en effet plus en détails, que leur concentration varie de façon significative, dans les différentes roches du bassin versant, la signature particulière attendue pour les sols est évoquée par ailleurs.

Par conséquent, l'outil magnétique paraît particulièrement performant pour l'étude de l'origine des sources détritiques. Les informations apportées sont importantes pour la mesure des filtres naturels ou humains intervenant dans le transfert des apports solides de l'hydrosystème durant l'Holocène (Meybeck et Vövösmarty 2005).

4.5.4 Caractérisation magnétique des roches affleurantes du bassin-versant du Gialias

4.5.4.1 Bibliographie existante

À Chypre, les minéraux de comportement ferrimagnétique se retrouvent principalement à l'état primaire dans les roches basaltiques du massif du Troodos (Gass 1960, Bear 1975, Hall *et al.* 1995), et plus précisément dans les *Pillow lava* inférieurs et supérieurs (UPL/LPL) (Figure 42).

Poole et Robertson (1998) ont montré que les couches détritiques Pliocènes et Pléistocènes de Messarée orientale ne contiennent pas d'éléments endogènes du Troodos, ce qui n'est pas le cas pour le Pléistocène de Messarée occidentale. La couverture sédimentaire du Troodos n'était donc pas encore totalement décapée durant ces époques. Les roches sédimentaires présentes dans le bassin versant du Gialias ne devraient donc pas participer au signal magnétique des grains ferromagnétiques primaires mesuré dans les dépôts holocènes. Il faut toutefois signaler que des observations par minéralogie optique (Gass 1960) mettraient en évidence la présence de magnétite dans les roches détritiques miocènes, pliocènes et pléistocène ancien. Afin d'éviter toute ambiguïté sur l'origine des grains magnétiques et de mieux les caractériser, différentes mesures sont effectuées dans les principales roches sources du bassin versant du Gialias (Figure 42).

4.5.4.2 Mesures des roches sources

Certains des échantillons de roches analysés ici ont été à l'origine prélevés par le Geological Survey of Cyprus pour une problématique différente de la notre. Ils sont toutefois représentatifs des roches ignées de l'amont du bassin versant (complexe ophiolitique du Troodos). Il nous a été impossible de revenir sur le terrain pour compléter l'échantillonnage, moins riche, effectué par nos soins pour les roches sédimentaires de l'aval. Cependant, ces quelques données permettent de mettre en évidence le contraste entre l'amont et l'aval, entre les roches sédimentaires carbonatées Pliocènes ou Quaternaires et celles de l'amont, endogène.

Comme le laissaient supposer les publications antérieures sur la minéralogie locale, qui se basent

sur es paramètres magnétiques et d'observations microscopiques (Gass 1960, Bear 1975, Hall *et al.* 1995) et sur les modes de formation de minéraux magnétiques dans les couches géologiques (O'Reilly 1984, Frost et Lindsley 1991), la susceptibilité (χlf) des roches ignées du Troodos est plus importante de deux à quatre ordres de grandeur par rapport aux roches détritiques (Figure 42). La faible susceptibilité positive malgré la teneur en carbonates (diamagnétiques) des grès de l'aval du bassin versant semblerait confirmer la mention de magnétite faite par Gass (1960). Toutefois cette mesure ne permet pas d'identifier à elle seule l'origine des minéraux magnétiques portant le signal de susceptibilité dans les dépôts sédimentaires (Tableau 27). Les mesures d'aimantation rémanentes sont alors utilisées (Tableau 28).

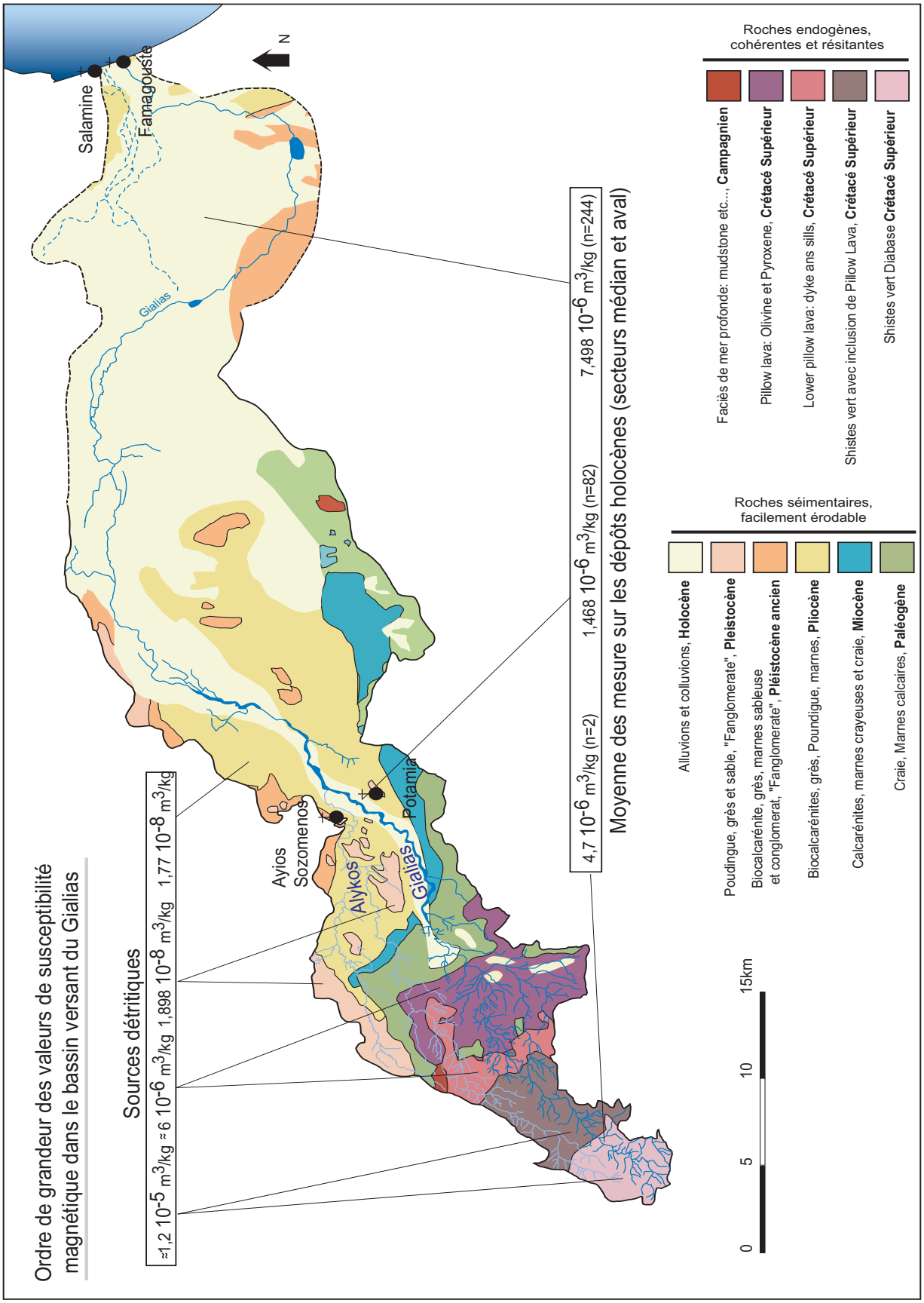


Figure 42 : Répartition et mesure de susceptibilité magnétique des principales sources détritiques du Gialias

Ech.	Lithologie	χlf	Secteur	Surface d'affleurement
		m3/kg		Km²
LPL3,	Lower Pillow lava	1,46415E-05	Amont	69
LPL2	Lower Pillow lava	1,25619E-05	Amont	69
LPL1	Lower Pillow lava	1,16244E-05	Amont	69
UPL2	Upper Pilow Lava	8,06892E-06	Amont	52
UPL1	Upper Pilow Lava	7,12789E-06	Amont	52
Diabase2	Diabase	6,31231E-06	Amont	18
Diabase1	Diabase	6,12637E-06	Amont	18
Diabase3	Sable torrentiel dans diabase	4,75352E-06	Amont	-
PB1	Piorite basalte	1,97722E-07	Amont	-
PB2	Piorite basalte	1,9552E-07	Amont	-
PB3	Piorite basalte	1,59808E-07	Amont	-
Mesa	Grès marin Pléistocène	1,89764E-08	Median-aval	32
Mesa2	Grès marin Pliocène	1,77E-08	Median-aval	126

Tableau 27 : Susceptibilité magnétique de roches sources du bassin versant du Gialias

Echantillon	ARN	ARA	ARA/ARN	ARA/χlf
Unité	**Am²/kg**	**Am²/kg**		**A m² kg^{-1}**
UPL1	1,76E-02	7,10E-03	0,4	9,96E+02
UPL2	3,32E-02	1,23E-02	0,4	1,53E+03
PB2	8,34E-04	3,30E-04	0,4	1,69E+03
Pb1	8,68E-04	3,51E-04	0,4	1,78E+03
lpl3	1,88E-02	6,30E-03	0,3	4,30E+02
lpl2	1,93E-02	6,63E-03	0,3	5,28E+02
lpl1	1,93E-02	6,56E-03	0,3	5,64E+02
diabase2	5,43E-04	1,42E-03	2,6	2,25E+02
diabase1	1,05E-03	1,96E-03	1,9	3,21E+02
Mesa	8,70E-07	1,06E-05	12,1	5,56E+02

Tableau 28 : Mesures d'aimantation rémanente sur quelques roches du bassin versant

Les mesures d'aimantation rémanente (ARN) mettent en évidence la participation de grain de magnétite grossier au signal de susceptibilité dans les roches de l'amont (Figure 42, Tableau 28). Dès lors il est possible de mesurer la part des sources sédimentaires de tête de bassin versant dans un échantillon à partir de la susceptibilité magnétique si :

1. la mesure de la susceptibilité de différence en fréquence (χ_{fd} (%)) est négative (élimination de la participation sensible de grains de magnétite SP, liés aux incendies et/ou aux pédogenèses), et/ou si
2. le rapport ARA/χ est anticorrélé avec les valeurs de susceptibilité, il prend en compte de l'influence de la taille des grains dans la mesure : élimination des cas de fortes susceptibilités liées à des grains magnétiques de petite taille ayant d'autres origines.

Dans les sédiments, la susceptibilité dépend également de la concentration en minéraux magnétiques. Pour une susceptibilité fixée, une faible aimantation résiduelle artificielle indique une concentration relativement forte de minéraux à la susceptibilité faible, alors qu'une forte aimantation résiduelle artificielle indique une concentration plus faible en minéraux à la susceptibilité plus forte (magnétite). Les mesures d'ARA ont été systématiquement effectuées sur les sédiments, et l'ARI, moins dépendante de la concentration et plus directement dépendante de la minéralogie, a été mesurée sur des échantillons représentatifs.

4.5.5 Conclusion partielle

Au total, les mesures de magnétisme combinant différents paramètres, en particulier la susceptibilité et l'ARA, permettent de caractériser l'importance des flux sédimentaires longitudinaux provenant de l'amont montagneux.

L'enjeu principal des analyses de sédiments est de discriminer entre une magnétite à gros grains (de l'ordre de 10µm), signant l'amont du bassin versant et une magnétite à grains fins qui peut avoir des origines variées. Il est important de noter que la taille des grains magnétiques, qu'ils soient dis « gros » ou non, est de l'ordre de quelques microns au maximum. Ces grains colloïdaux sont donc toujours transportés en suspension et sédimentés par floculation, ce qui implique que la durée de transport n'influe pas significativement sur leur taille. La magnétite à grains fins a souvent une origine pédologique, et peut avoir un comportement superparamagnétique si les grains sont suffisamment fins. Pour cela, les divers indices corrélés à la taille des grains (ARA/Jrs, Jrs/Js …) ont été utilisés, de même que la dépendance en fréquence de la susceptibilité (χ_{fd}) pour l'identification de grains SP.

Il faut cependant noter que les valeurs de χ_{fd} obtenues pour les sédiments chypriotes holocènes restent très proches de la marge d'erreur de la machine, et ne sont pas significatives d'une pédogenèse. Un éventuel signal pédologique ne peut donc être caractérisé autrement qu'à travers les indices de taille des grains non superparamagnétiques. Dans tous les cas, ces analyses mettent en évidence la modestie du signal pédologique/d'incendie dans la susceptibilité, au regard du signal lié à la source sédimentaire. Ce fait peut s'expliquer par l'ambiance bioclimatique de Chypre : les grains SP sont le plus souvent mis en évidence dans des régions plus humides (Maher 1988, White et Walden 1997).

Au final, les analyses présentées mesurent la variabilité hydrosédimentaire et la mobilité des paysages, tout en prenant compte les caractéristiques originales du milieu étudié. Elles autorisent aussi une comparaison des dynamiques détritiques entre l'amont et l'aval du bassin versant.

SECTEUR MÉDIAN : POTAMIA – AGIOS SOZOMENOS

5. ÉTUDE CHRONO-STRATIGRAPHIQUE DU SECTEUR MÉDIAN

5.1 Présentation du secteur de Potamia - Agios Sozomenos (tronçon médian du Gialias) et de ses formations superficielles

Le secteur de Potamia - Agios Sozomenos a été choisi pour accueillir le programme archéologique «Formation des paysages dans l'Orient médiéval». La richesse des sites archéologiques encore non fouillés fut pour les initiateurs du programme de recherche l'élément déterminant de la zone d'étude (Lecuyer *et al.* 2001). D'un point de vue géomorphologique, les questions de la gestion de l'eau, des dynamiques taphonomiques des sites et de l'impact environnemental durant l'expansion franque et ottomane en Messarée se révèlent être centrales pour le programme de recherche Potamia. À l'instar des autres grandes vallées fluviales de Chypre, l'inspection systématique et l'étude des coupes naturelles le long du Gialias a permis de mettre à jour de nombreuses structures archéologiques.

Dans le cadre d'une problématique géomorphologique et paléoenvironnementale, il s'agit également d'un secteur clef dans la mesure ou il constitue le segment médian du Gialias, et correspond au premier secteur d'accumulation notable.

La zone d'étude est contrainte par ses éléments morphologique et géopolitique (Figure 43). Au sud, la zone est limitée par l'urbanisation importante du village de Dhali et par le début de l'encaissement des cours d'eau dans le substrat pliocène. À l'ouest, le plateau d'Agios Sozomenos domine la vallée fluviale de l'Alykos et du Gialias d'environ 90m. Il matérialise, de fait, une rupture dans les processus détritiques, les modalités taphonomiques ainsi que la nature et la densité de l'occupation et de la mise en valeur des sols. Au nord et à l'est, la présence de la zone tampon sous contrôle des forces de l'O.N.U. prévient toute possibilité d'étude de terrains.

Ce secteur est le lieu de la confluence de l'Alykos et du Gialias. Les bassins versants de ces deux organismes à la hauteur de Agios Sozomenos sont fortement semblables d'un point de vue physiographique et géologique (Cf. première partie). La large plaine alluviale, à l'amont de la confluence, est ponctuée de petites buttes témoins pléistocène ou pliocènes. Elle est homogène du point de vue des processus détritiques, de la morphologie, du peuplement et de la mise en valeur.

46 relevés stratigraphiques ont été effectués sur ce secteur à partir de coupes naturelles, de tranchées mécaniques ou manuelles et de fouilles archéologiques de sauvetage. Pour éviter tout risque de répétition, nous n'exposerons pas les informations redondantes apportées par les relevés. Les informations données sont présentées en six secteurs géomorphologiquement homogènes.

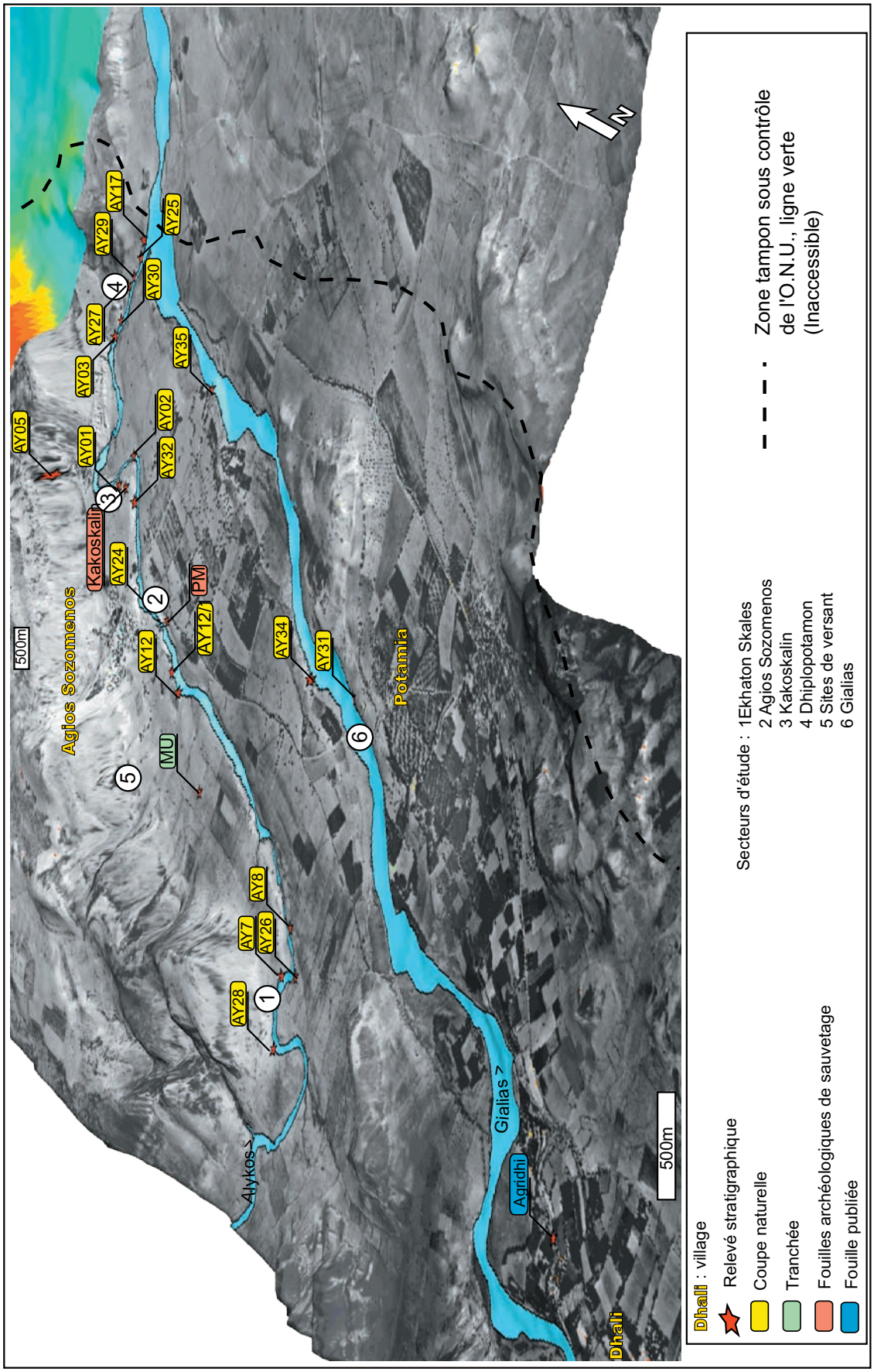


Figure 43 : Localisation des relevés stratigraphiques du secteur médian

La grande majorité des coupes concerne des formations alluviales. Les secteurs d'Ekhaton Skales, Agios Sozomenos, Kakoskalin-Dhiplopotamon (secteurs 1 à 4) correspondent aux formations alluviales de l'Alykos d'amont en aval (Figure 43). Les dépôts colluviaux ne sont présents que très ponctuellement dans les stratigraphies. Les séries strictement issues des dynamiques de versant sont regroupées (secteur 5, MU, Kakoskalin et coupe AY05). Les coupes situées sur les berges du Gialias sont également regroupées (secteur 6). Sur ce cours d'eau, les coupes naturelles sont moins nombreuses du fait de berges fréquemment talutées.

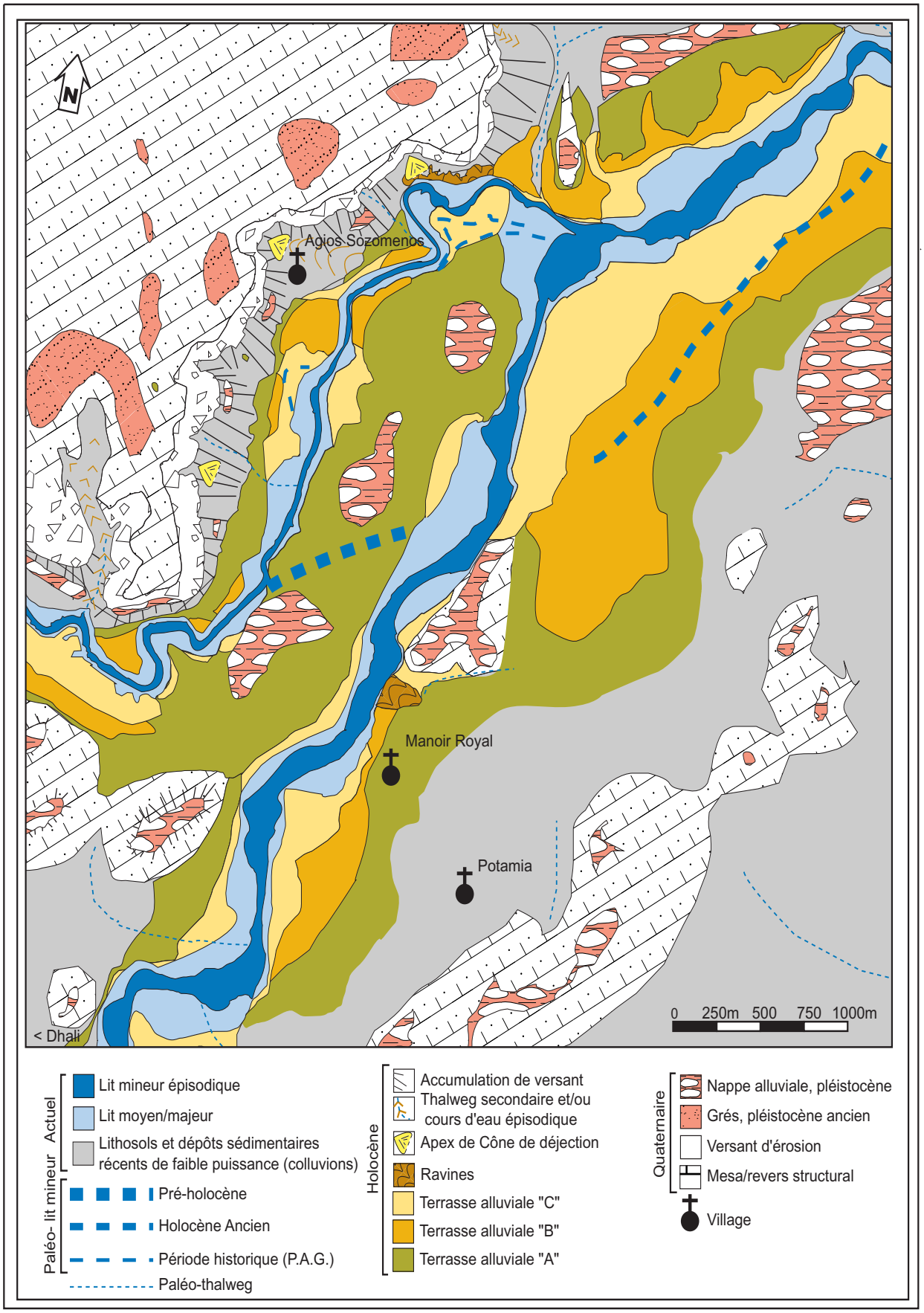


Figure 44 : Croquis morphologique du secteur de Potamia - Agios Sozomenos

Ces coupes décrivent des dépôts appartenant à trois terrasses holocènes (Figures 43 et 44) qui sont séparées par des ruptures de pente (flancs de terrasses) de l'ordre de quelques mètres de haut et souvent talutés. La plus haute est la terrasse A, qui est mieux conservée à l'amont. Les terrasses B et C correspondent à des nappes alluviales qui s'étendent surtout à l'aval de la zone. À l'amont, elles ne constituent que des formes discontinues larges au mieux de 250m.

5.2 Le secteur d'Ekhaton Skales : 9500 ans d'activité détritique de l'Alykos

Ici, l'Alykos est très proche de la mesa d'Agios Sozomenos (Figure 45). Le développement de méandres libres, à une époque relativement récente (Holocène), permet d'accéder à plusieurs centaines de mètres de coupes en rives concaves, révélant des dépôts alluviaux.

La coupe AY26 se situe dans la terrasse alluviale A, les coupes AY7 et AY28 dans la terrasse alluviale B. Enfin, le relevé AY8 met en évidence la présence d'un affleurement pléistocène (Figure 45), mais ne sera pas détaillé.

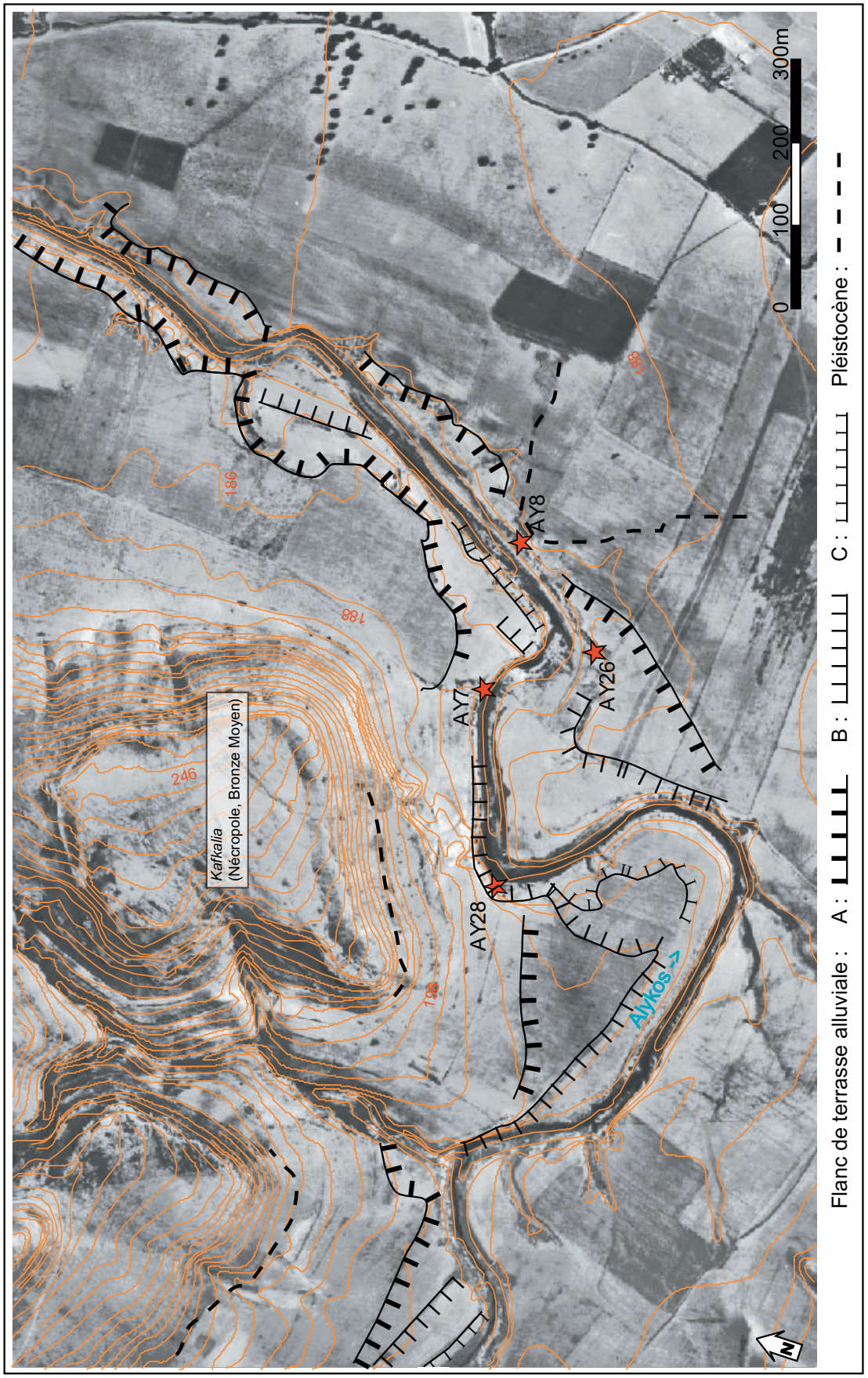


Figure 45 : Flancs de terrasse alluviale et localisation des relevés stratigraphiques (secteur d'Ekhaton Skales)

L'information la plus complète est fournie par la coupe AY7, qui comprend quatre relevés permettant de couvrir tous les dépôts présents. L'escarpement recoupe ici les terrasses emboîtées A et B. Elle est complétée par la coupe AY26 située en rive droite (Figure 4). D'un point de vue morphologique, la coupe AY7 se situe exclusivement dans la terrasse alluviale B, alors que la terrasse A, très dégradée, est visible dans la coupe AY 26 (Figure 45 et Figure 4).

Dans ces coupes, différentes formations alluviales sont identifiées. Leur discrimination se base sur l'identification des discontinuités de ravinement, les caractéristiques pédologiques des sols alluviaux qu'elles contiennent (en particulier la teneur en gypse détritique) et les datations radiocarbone obtenues. Les trois formations principales identifiables sont les suivantes :

-La formation alluviale A est la plus ancienne. Lorsque son sommet est conservé, celui-ci forme la surface de la terrasse A. Cependant, dans les coupes observées, la formation constitue souvent la base des dépôts visibles dans le flanc de la terrasse B. Elle est alors ravinée (discontinuité de ravinement δ1), puis recouverte par les formations B' et B.

-La formation B' est considérée comme contemporaine ou immédiatement postérieure à l'incision matérialisée par la discontinuité δ1. Elle constitue localement la base visible de la terrasse B.

-La formation B constitue le sommet de la terrasse B et est caractérisée, dans ce secteur, uniquement par des dépôts de plaine d'inondation plus ou moins pédogénisés. La discontinuité de ravinement δ2 marque le perchement de la terrasse B et la sépare de la modeste formation alluviale C.

La formation alluviale C visible sur la Figure 4, de faible volume dans ce secteur, correspond à la terrasse C, mais n'est pas étudiée ici.

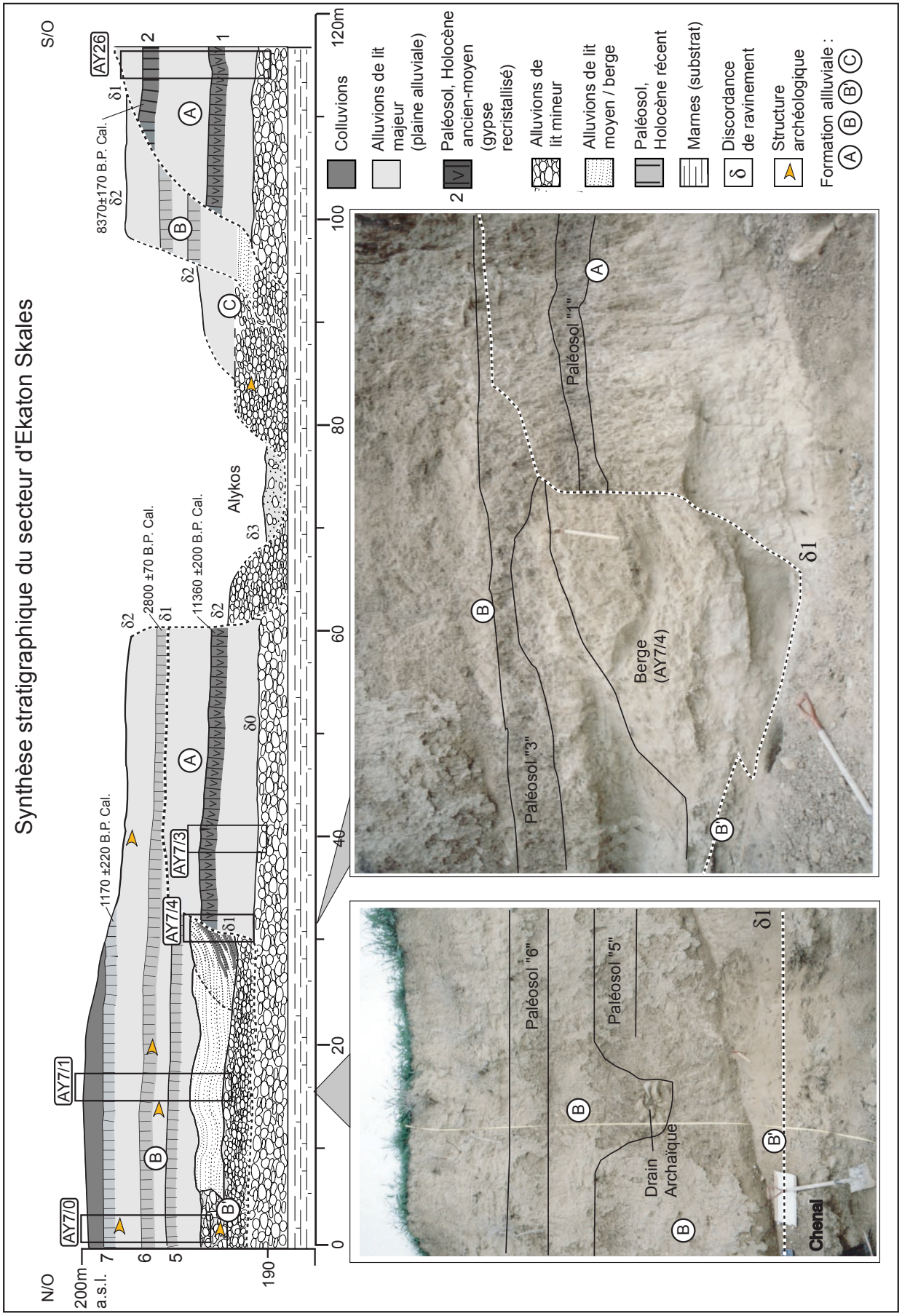


Figure 46 : Transect de l'Alykos, secteur d'Ekhaton Skales (coupes AY7 et AY26)

Dans l'ordre chronologique, AY7/3 et AY26 recoupent les alluvions de la plaine d'inondation les plus anciens (formation A). Les dépôts de lit mineur et des berges de l'Alykos directement postérieurs à la discordance δ1 sont étudiés dans la coupe AY7/4. Les alluvions de lit majeur formant la terrasse B sont présentés dans les relevés AY7/0, AY7/1 et AY28.

5.2.1 La formation alluviale A, 11 000 – 8000 B.P. : relevés AY7/3 et AY26

Les premières alluvions présentes dans ce secteur sont matérialisées par une nappe de galets relativement grossière (L=10cm), reposant directement sur le substrat marneux, et située au-dessous de la formation alluviale A. Les galets sont organisés en larges lentilles métriques et ne présentent pas de matrice. Leur faciès est donc du type OF (*Open Framework*) décrit dans la partie précédente. La pétrologie des éléments est diversifiée, les roches sédimentaires et les roches basaltiques du Troodos sont représentées en proportions égales. Les coupes naturelles et la réalisation de carottages manuels permettent de mesurer l'étendue de cette nappe du paléo-Alykos à plus de 120m de large (limites externes non atteintes vers l'est). Par comparaison, le lit mineur actuel de l'Alykos ne dépasse pas la vingtaine de mètres de large. Les premières alluvions de la formation alluviale A étant datées du tout début de l'Holocène (Cf. plus bas), ces dépôts sont donc antérieurs à cette période.

La formation alluviale A repose directement sur cette nappe de galets, elle est composée d'une suite de dépôts limono-sableux de lit majeur relevés dans les coupes AY7/3 et AY26 (Figure 46 et Figure 47). La formation se divise en sept séries alluviales de faciès, de texture et aux propriétés pédologiques différentes. Le passage à ces faciès montre une rétraction latérale du lit mineur de l'Alykos qui suggère une réduction drastique des compétences des écoulements.

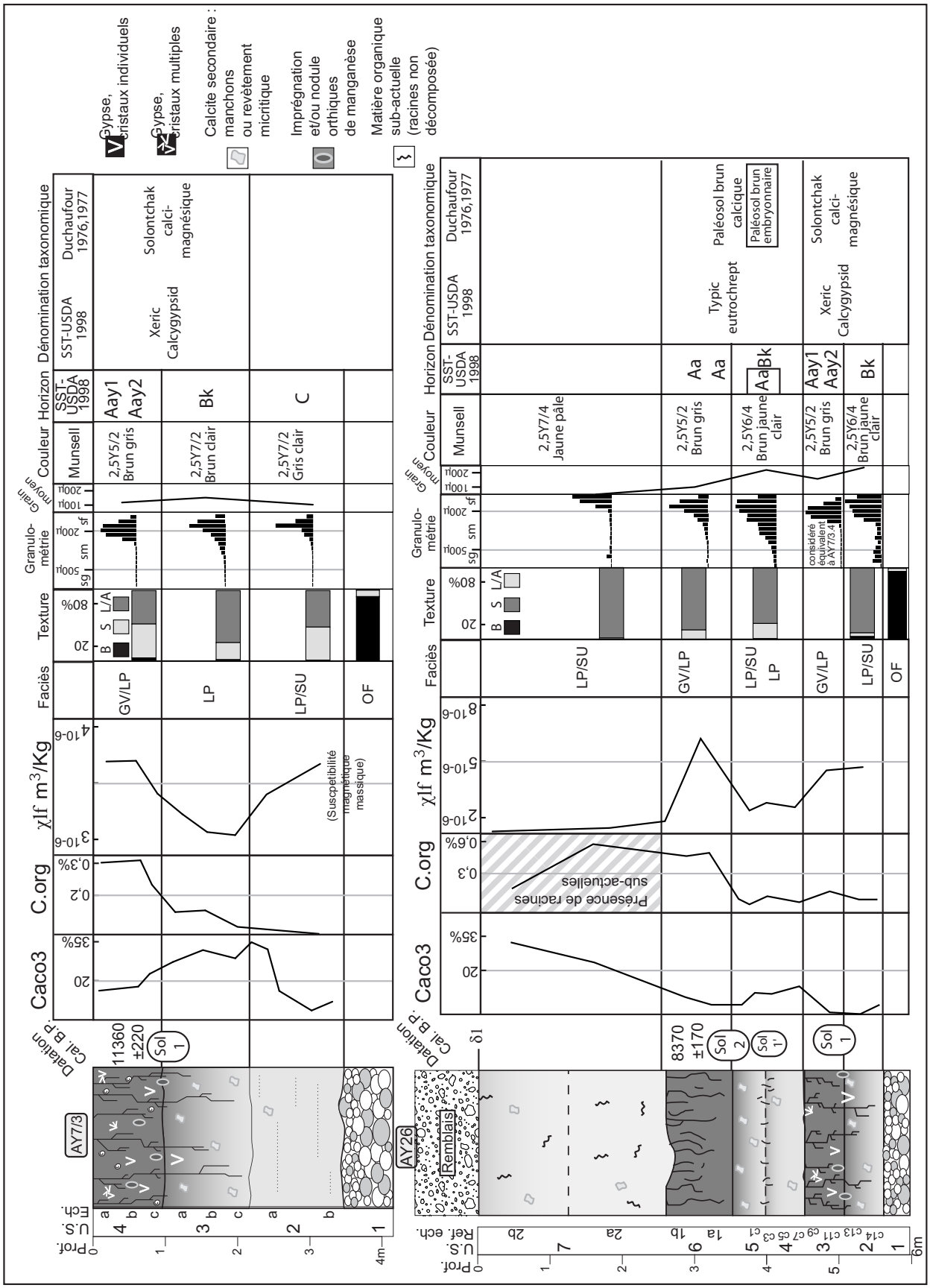


Figure 47 : Relevés stratigraphiques AY7/3 et AY26

5.2.1.1 Caractéristiques détritiques

Les unités 2, 4, 5 et 7 de la coupe AY26 et les unités 2 et 3 de la coupe AY7/3 sont composées de limons sableux. Le débitage en paquette souligne un léger litage horizontal parfois visible à l'échelle macroscopique pour les sables. Le faciès de ces unités se rapproche donc des sables et limons à litage horizontal parallèle (LP), voire des sables et limons homogènes (type SU).

Les autres séries, numérotées 3 et 6 pour la coupe AY26 et 4 pour la coupe AY7/3, sont fortement affectées par les processus pédologiques. La phase limoneuse est plus importante, la couleur est ici beige brun. Bien que la bioturbation masque en partie les micros-figures sédimentaires, l'observation sur lames minces met en évidence un granoclassement vertical positif (faciès de type LP/GV).

Deux datations 14C sur matière organique diffuse permettent d'attribuer le premier paléosol à 11380 ± 220 cal. BP et le deuxième à 8370 ±170 cal. BP.

D'un point de vu granulométrique, les séries présentes sont faiblement contrastées, et le grain moyen est assez fin (de 100µm à 200µm au maximum) comparé à l'ensemble des échantillons du bassin versant. Il est légèrement plus élevé pour les faciès à litage horizontal (LP) et sans figure de sédimentation (SU, suspension uniforme). Le ballast et les sables grossiers sont composés de concrétions gypseuses ou calcaires pour les paléosols (échantillons AY7/3.4, AY73/3a et B, AY26.1, C1, C2 et C3), et de granules de marne ou parfois de basaltes pour les unités sans traits pédologiques marqués. Les courbes granulométriques (Figure 47) sont mono-modales, avec une médiane dans les sables fins. L'asymétrie négative, lorsqu'elle est relativement marquée (unité AY26.4 et 5, AY7/3.3), reflète un enrichissement en éléments fins et correspond aux faciès SU et LP.

Le positionnement des échantillons sur l'image CM (Figure 48), ainsi que les valeurs des résidus de la régression 1 percentile / Médiane (Figure 48), permettent de diviser la formation alluviale en deux périodes dynamiquement contrastées. Jusqu'au premier paléosol (11380 ±220 cal. BP), les processus de suspension graduée et uniforme sont prévalant, alors que la présence d'élément roulés est légèrement sensible jusqu'à 8370 cal. BP (paléosol numéro 2). Les résidus de régression montrent des valeurs de 1 percentile positives pour la seconde moitié des séries présentes dans la formation (Figure 48). Ceci suggère que les dépôts tendent vers les crues éclair après 8370 B.P. cal.. Cette «aridification» relative des processus hydrosédimentaires peut également être mise en parallèle avec l'aridification édaphique reconnue par les traits macro et micro-pédologiques (Cf. plus bas). Ces caractéristiques s'opposent aux faciès, à la granulométrie et aux traits pédologiques des sédiments datés de 11 360 cal BP à 8370 cal. BP qui constituent un faisceau d'indices convergeant vers une humidité édaphique et des flux liquides plus importants et réguliers.

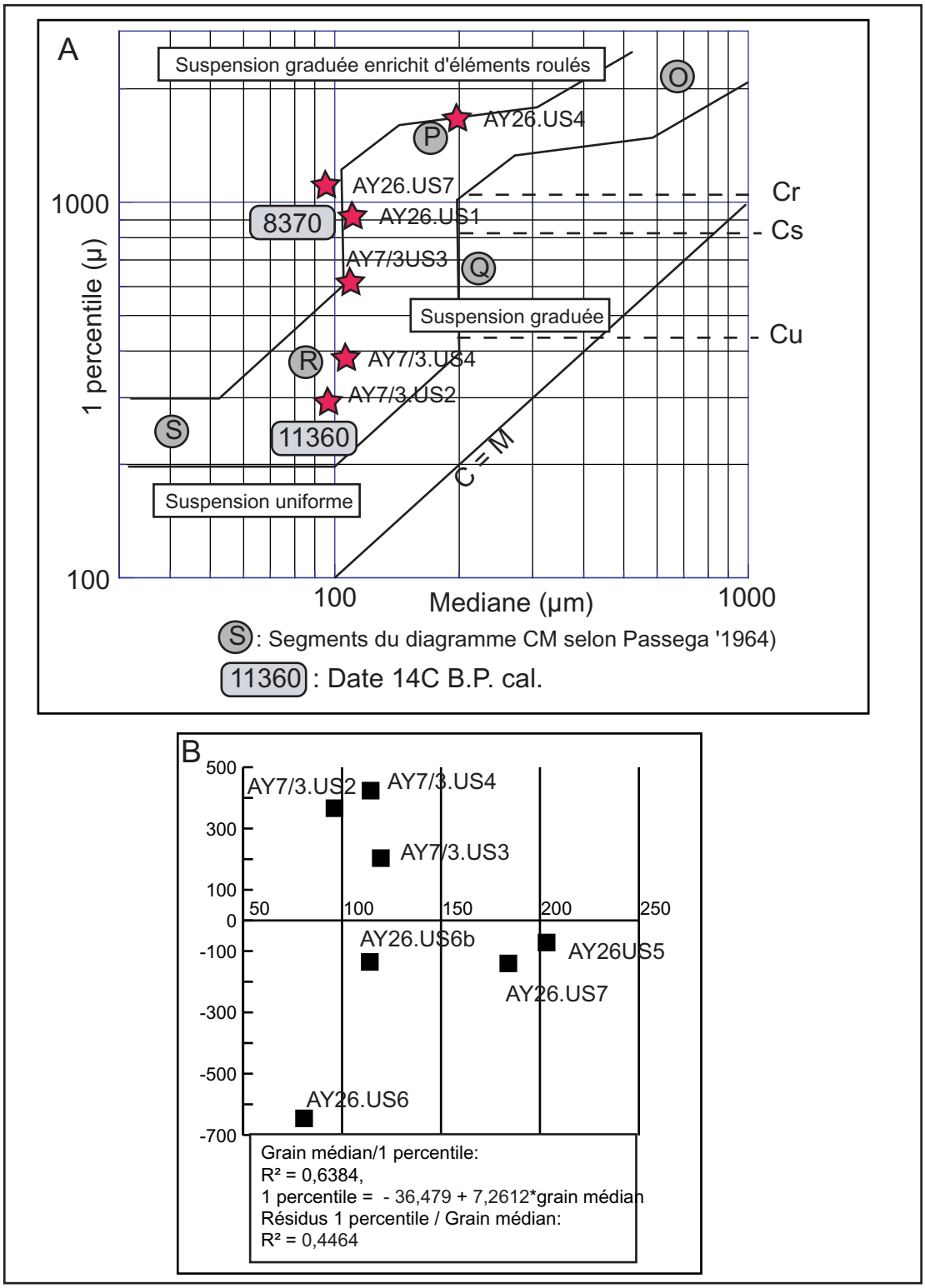


Figure 48 : Image CM (A) et résidus de la régression 1 percentile/Médiane (B) et de la formation alluviale A à Ekhaton Skales

La susceptibilité magnétique massique de basse fréquence (χ_{lf}/m³/kg) est notablement plus importante pour les unités légèrement plus limoneuses (Figure 47 et Figure 49), affectées après leur sédimentation (à l'échelle chronostratigraphique de la lamine) par la pédogenèse (unités 4 d'AY7/3, 3 et 6 pour AY26).

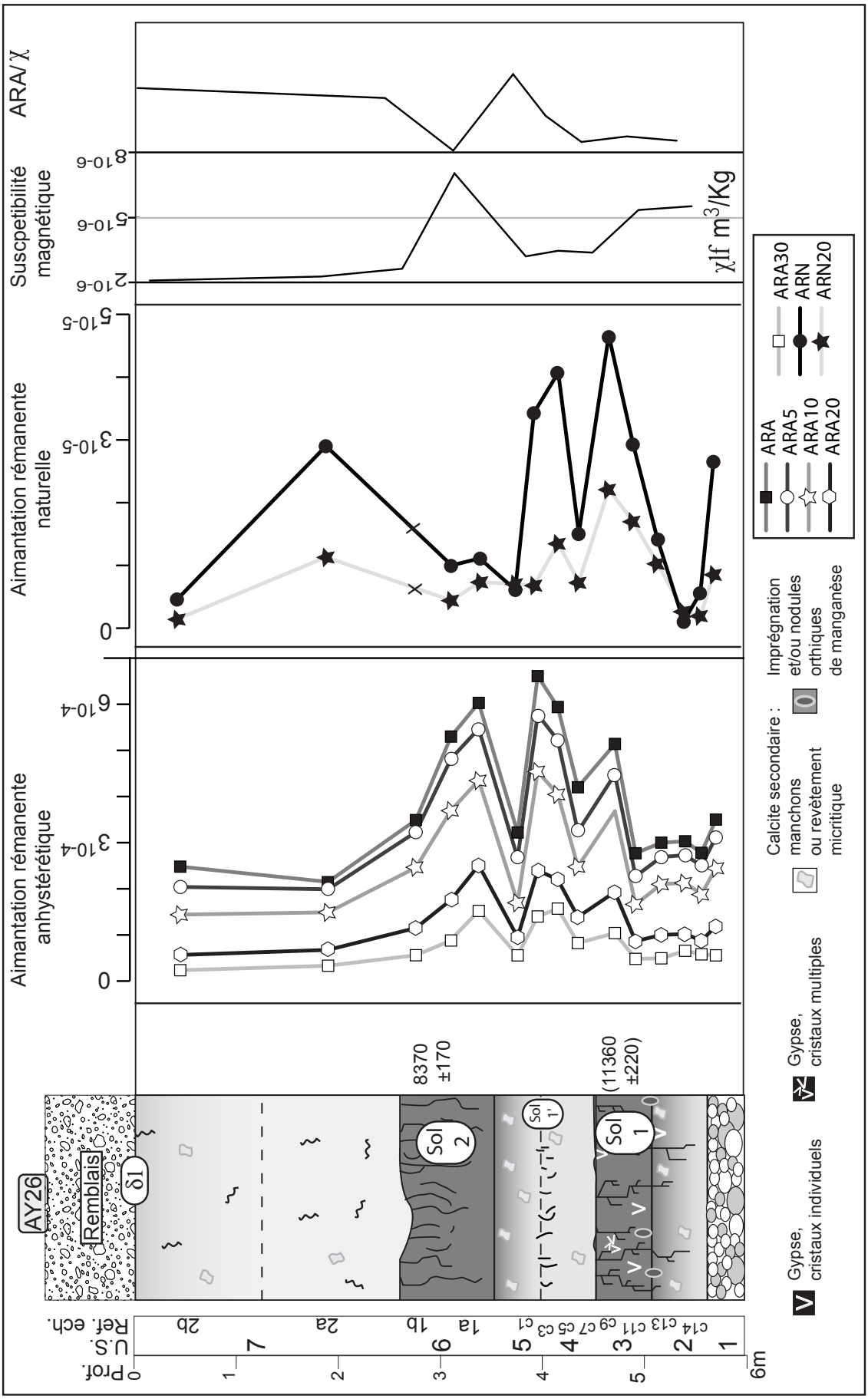


Figure 49 : Paramètres magnétiques du relevé AY26

Comme la susceptibilité magnétique, les paramètres de rémanence (ARA, ARN) observent également une relation avec les variations de faciès. Toutefois ces valeurs sont également importantes au sein de l'unité sédimentaire AY26.4, qui est affectée par les processus pédologiques de façon beaucoup moins marquée (Cf. plus bas). Ceci peut montrer un changement du fonctionnement hydrosédimentaire du système fluvial, mais avec des conditions pédologiques locales moins développées que pour les autres paléosols de faciès sédimentaire GV et LP.

L'indice composite ARA/χ_{lf}, qui indique la variation de la taille des grains magnétiques, observe une corrélation négative avec χ_{lf}. L'ARA seule est inversement proportionnelle à la taille des spinelles, classes de minéraux contenant la magnétite. Ceci tend à prouver que la susceptibilité des échantillons est portée par des grains magnétiques de forte taille, présents en quantité dans les roches endogène de l'amont du Gialias.

Les valeurs de susceptibilité dépendante en fréquence (χfd%) sont nulles. L'influence des grains magnétiques secondaires de très petites tailles superparamagnétiques peut donc être considérée comme négligeable.

Ces observations ponctuelles sont en concordance avec les principes évoqués précédemment : les pics de susceptibilité marquent l'augmentation relative du rôle du transport longitudinal et une origine amont des dépôts holocènes de toutes les fractions granulométriques des unités concernées.

Les valeurs relatives de susceptibilité plus faibles pour les unités de faciès LP (litages parallèles) et SU (suspension uniforme) révèlent donc également une augmentation de l'érosion latérale, en relation avec une diminution de la durée et de la compétence des épisodes d'inondation.

5.2.1.2 Caractéristiques pédologiques

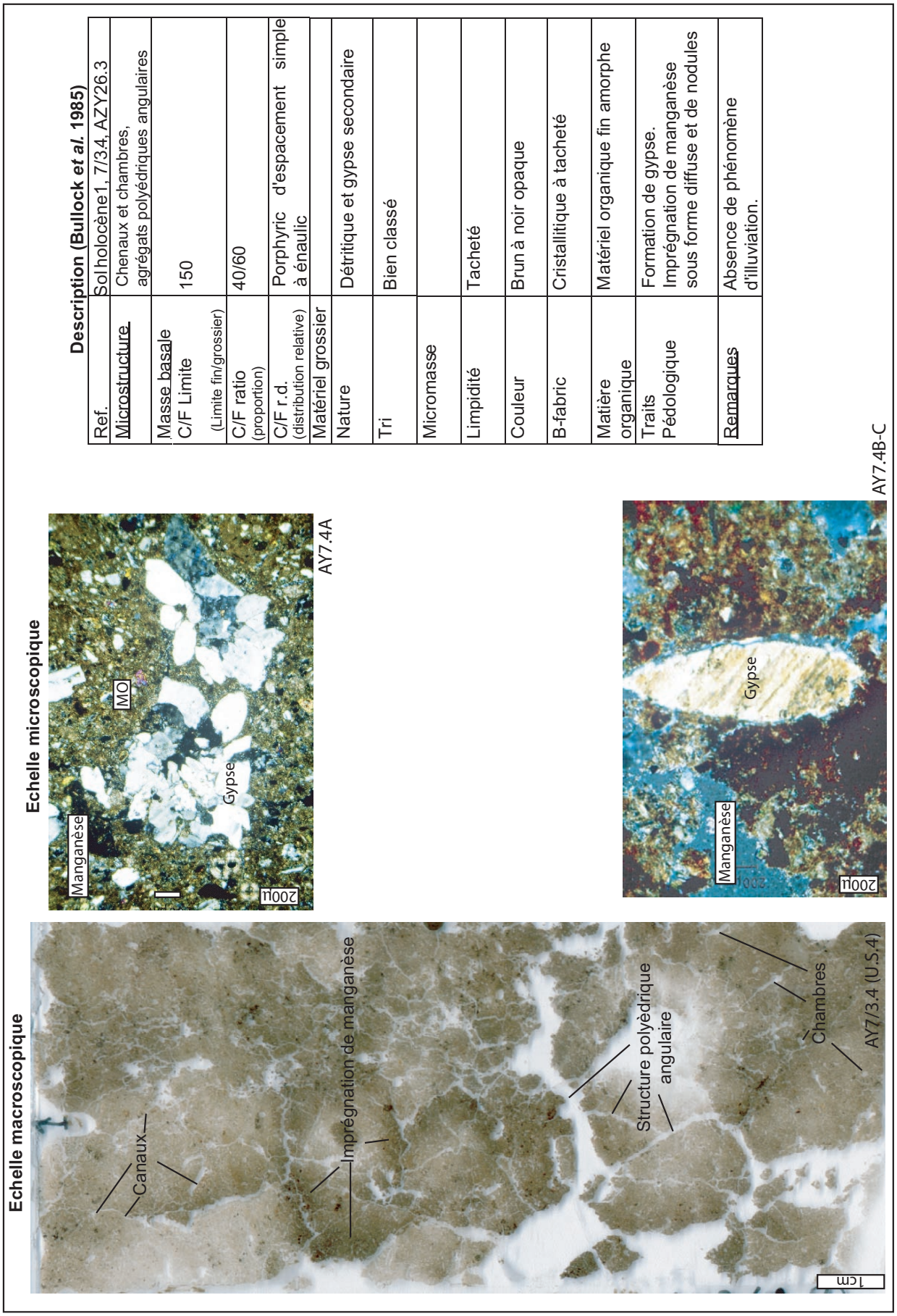
Différents traits macro-pédologiques sont présents dans cette formation. Les échantillons AY7/3.4, AY26.C14 à C11, AY26.C3 (U.S. 2 et 3) correspondant au paléosol 1, AY26.C3 (paléosol embryonnaire 1') et AY26.1 (US 6, paléosol 2) présentent un enrichissement relatif en matière organique de plus de 100%, les valeurs absolues restant faibles (jusqu'à 0,5% de la masse de l'échantillon). Ces unités observent également une macro-structure polyédrique à prismatique d'origine pédologique et une couleur brun gris (2,5Y5/2) qui les individualisent nettement. Ces propriétés acquises en surface (Duchaufour 1977, Soil Survey Staff 1998) sont relatives aux horizons Aa. L'horizon A des unités 4 de la coupe AY7/3 et 3 de la coupe AY26 est enrichi en gypse (horizon Aay). Les horizons Bk (Unités 2,4 de la coupe AY26 et 3 du relevé AY7/3) sont marqués par la présence de carbonates secondaires pédologique sous forme manchons carbonatés ou de taches pulvérulentes.

À l'échelle microscopique (Figure 50), la porosité est marquée par l'activité biologique, comme en témoigne la présence de canaux et de chambres (Bullock *et al.* 1985). La matière organique se retrouve de façon diffuse dans la micro-masse. Les traits d'accumulation ou de perte de matière (illuviation) sont absents. Les variations de textures ne peuvent donc être attribuées à l'activité pédologique, mais plutôt à la nature du matériau parent et donc, pour ces sols, à l'activité détritique. Des nodules orthiques (formé *in situ*) et de forte imprégnation de manganèse sont présents. Ces dernières affectent largement la masse sédimentaire, mais se développent à partir des vides, ce qui marque la coïncidence de l'agrégation avec les dynamiques d'imprégnation. La présence de manganèse n'est donc pas un héritage sédimentaire et participe à la pédogenèse de ce sol. Ces caractéristiques sont le témoin d'une saturation en eau du sol durant plusieurs mois consécutifs lors de sa genèse (Stoops et Eswaran 1985). Les changements relatifs de chroma (de 4 à 2) et de valeur (de 5 à 7) de la couleur sont aussi un indice macro-pédologique de saturation en eau (Duchaufour 1988), mais il est difficile de faire la part, pour cet indicateur, de l'influence des variations lithologiques.

La présence de gypse est un critère suffisant d'identification d'horizon diagnostique (Stoops et Ilaiwi, Stoops et Poch 1992, Soil Survey Staff 1998). Toutefois, l'approche génétique de ce type d'horizon (Ay) nécessite un niveau de description plus élevé par l'approche morpho-synthétique (Stoops et Poch 1992). À la différence de la calcite, (horizons Bk), la présence de gypse, sous forme de cristaux individuels ou non (Figure 50), marque la proximité de la paléosurface. Ce minéral se retrouve sous les deux formes dans le paléosol «1». Les cristaux individuels de fortes tailles (cristaux lenticulaires isolés dans la masse, Xénotopique Pseudomorphe, Bullock *et al.* 1985) sont situés plus en profondeur (à environ 1m du sommet de l'horizon A) et marquent la présence prolongée d'une nappe d'eau. Les cristaux multiples prismatiques (Figure 50) se retrouvent près de la paléosurface topographique et relèvent d'une saturation en eau moins importante (Stoops et Ilaiwi 1981). La solubilité inférieure de la calcite par rapport au gypse permet la ségrégation de ces minéraux à l'état secondaire au sein du profil. Ce dernier le profil se retrouve principalement dans l'horizon A (Aay1 et 2) et, dans une moindre mesure, au sommet de l'horizon Bk. La source sédimentaire de ce gypse est connue : il s'agit des affleurements messiniens présents dans le bassin versant. Sa présence est donc un héritage minéralogique. Par contre, sa morphologie indique un transport en solution et sa recristallisation. Elle est donc en rapport avec les conditions édaphiques présentes lors de sa recristallisation.

Dans d'autres contextes climatiques, des cristallisations de gypse ont été mises en relation avec des conditions d'aridification. Cependant, pour la plaine de l'Alykos autour de 11 000 B.P. cal., les imprégnations manganiques montrent la proximité de la nappe phréatique en position sub-affleurante, comme d'ailleurs la cristallisation du gypse. Même si ceci peut s'expliquer par les conditions

morphologiques, le substrat marneux imperméable étant proche à cette époque (environ 2m), les macro et micro-faciès pédologiques mettent également en évidence des conditions pédoclimatiques à la fois chaudes, permettant la mise en solution du gypse, et relativement humides, pour une plaine d'inondation, dans ce contexte climatique. Nous considérons donc ce type de sol comme marqueur d'une humidité relative assez importante à l'échelle de l'Holocène chypriote. Enfin, les variations granulométriques associées à ces traits pédologiques marquent la concomitance des conditions détritiques plus «régulières» et de traits pédologiques humides.



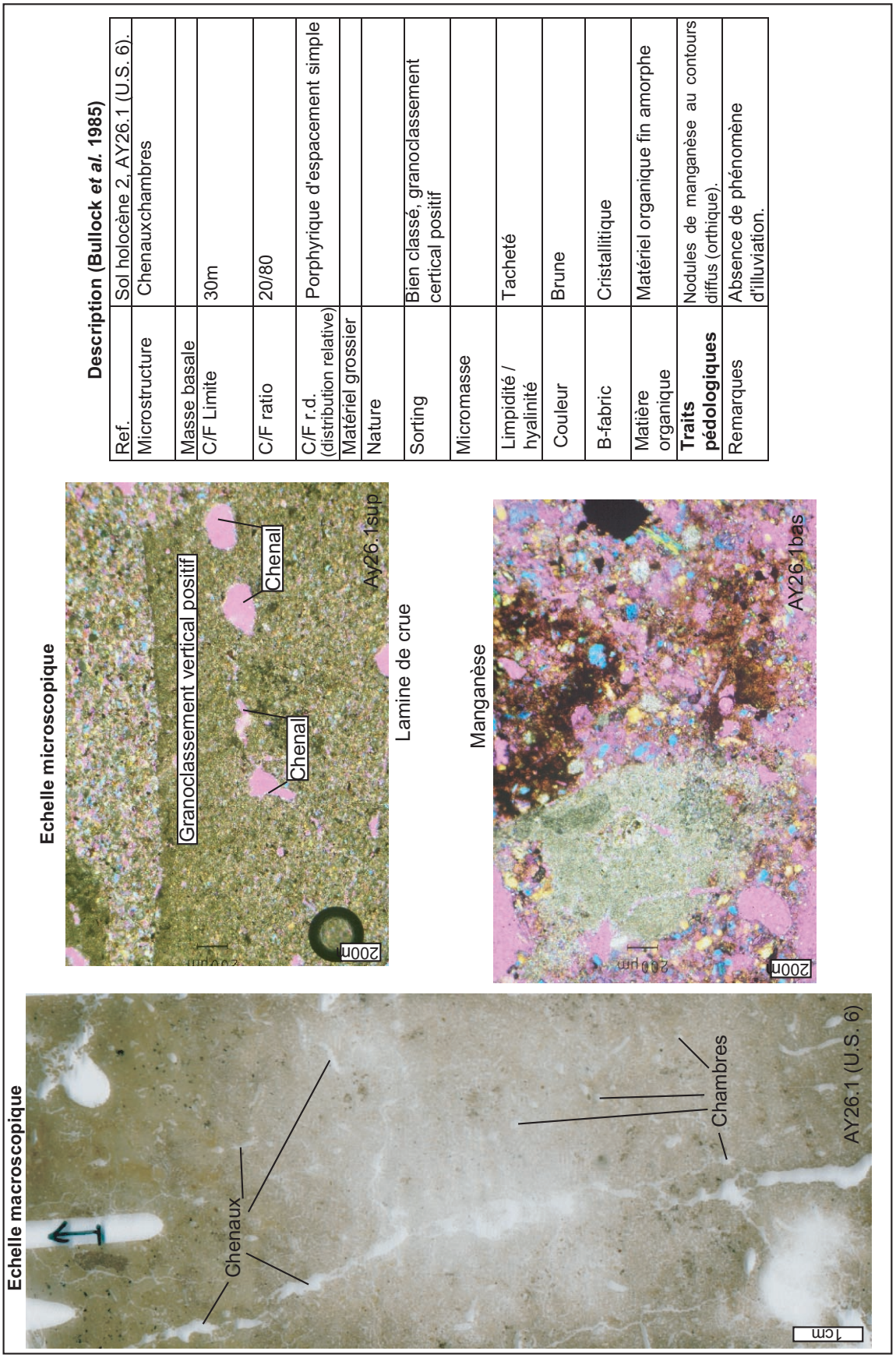
Description (Bullock *et al.* 1985)

Ref.	Sol holocène 1, 7/3.4, AZY26.3
Microstructure	Chenaux et chambres, agrégats polyédriques angulaires
Masse basale C/F Limite (Limite fin/grossier)	150
C/F ratio (proportion)	40/60
C/F r.d. (distribution relative)	Porphyric d'espacement simple à énaulic
Matériel grossier	
Nature	Détritique et gypse secondaire
Tri	Bien classé
Micromasse	
Limpidité	Tacheté
Couleur	Brun à noir opaque
B-fabric	Cristallitique à tacheté
Matière organique	Matériel organique fin amorphe
Traits Pédologique	Formation de gypse. Imprégnation de manganèse sous forme diffuse et de nodules
Remarques	Absence de phénomène d'illuviation.

Figure 50 : Propriétés micromorphologiques du paléosol n°1

Le paléosol embryonnaire 1' (AY26, transition US3-US4, échantillon C3) s'intercale entre les deux sols plus développés. Les conditions de prélèvement de ce sol (carottage manuel), n'ont pas permis la réalisation de lame mince. Il se manifeste par une structuration grumeleuse très faiblement marquée et par une légère brunification. Les analyses chimiques semblent confirmer sa présence : le taux de $CaCO_3$ baisse légèrement, tandis que la teneur en matière organique augmente également de façon perceptible. Cependant, ces variations sont de très faible ampleur et doivent être considérées avec prudence. L'absence d'agrégats remaniés et la présence de matière organique sous forme diffuse laisse à penser que les processus observés ne sont pas issus d'un éventuel remaniement. Les caractéristiques magnétiques des sédiments individualisant clairement cet échantillon (prédominance du transport longitudinal de faible énergie), ce niveau pourrait correspondre à une phase de calme relatif des processus hydrosédimentaires – phase durant laquelle les processus pédologiques ne s'expriment cependant pas pleinement.

Enfin, le sol 2 (AY26. US6, éch. 1a et 1b) se distingue par sa structure plus faiblement développée. L'agrégation représentée par la structure polyédrique angulaire qui caractérisait le premier sol est quasiment absente dans l'horizon Aa. La forme des vides (canaux, chambres) est surtout imputable à l'activité biologique et marque la moindre évolution de ce sol. Les mesures de carbone organique (C.org) et de carbonate de calcium marquent nettement les horizons Aa et Bk (Figure 47). La matière organique dans l'horizon Aa se retrouve sous forme diffuse, associée à du manganèse (nodules orthiques) marqueur d'une certaine saturation en eau (Figure 51).



Description (Bullock *et al.* 1985)

Ref.	Sol holocène 2, AY26.1 (U.S. 6).
Microstructure	Chenauxchambres
Masse basale	
C/F Limite	30m
C/F ratio	20/80
C/F r.d. (distribution relative)	Porphyrique d'espacement simple
Matériel grossier	
Nature	
Sorting	Bien classé, granoclassement certical positif
Micromasse	
Limpidité / hyalinité	Tacheté
Couleur	Brune
B-fabric	Cristallitique
Matière organique	Matériel organique fin amorphe
Traits pédologiques	Nodules de manganèse au contours diffus (orthique).
Remarques	Absence de phénomène d'illuviation.

Figure 51 : Propriétés micromorphologiques du paléosol n°2

5.2.2 La formation alluviale B', incision et réduction des débits entre 8370 et 3000 B.P.

La discordance δ1 sépare les formations alluviales A et B (Figure 46). Elle marque l'incision de la nappe alluviale A et son perchement en terrasse. Ceci est lié à un rapport débits liquides/charge favorable à l'incision. L'incision est suivie du dépôt d'alluvions de lit mineur et moyen correspondant à un chenal situé au nord-ouest du transect (coupes AY7/0, AY7/1 et AY7/4), que nous nommerons formation alluviale B'. Elle se différencie, par son faciès, des dépôts de plaine d'inondation de la formation B qui la recouvre.

La datation la plus récente dans la formation A est de 8370 cal. BP, et la datation la plus ancienne dans la formation B est d'environ 3000 ans sur critères archéologiques. L'incision δ1, puis le dépôt de B', ont donc eu lieu entre ces deux dates. La présence d'une meule taillée dans un galet de gabbro témoigne de la présence de l'Homme à cette époque (Figure 52), mais cet artefact ne peut apporter de datation précise, ce type d'objet existant au moins du Néolithique pré-céramique (PPNA) à l'Âge du Fer. Seule l'extrapolation de dates pour le sommet de la formation A et la base de B-B' pourra éventuellement permettre de préciser la datation de la phase d'incision.

Il est à noter que dans ce secteur amont de l'Alykos, les nappes alluviales de l'Holocène moyen-récent (nappes B', B et C) occupent des surfaces relativement faibles et sont discontinues (Figure 44). Nous pouvons donc supposer que la discordance δ1 entaille la formation alluviale A sur de plus larges surfaces vers l'aval.

Ceci pose la question de la conservation des dépôts à différentes échelles spatio-temporelles. Si une discordance montre en un lieu donné la prévalence de la perte de sédiment par érosion à l'échelle géologique, à l'échelle de l'Holocène il est difficile de concevoir qu'un organisme fluvial ne dépose aucun sédiment durant plusieurs siècles, quelles que soient les variations hydrodynamiques raisonnablement envisagées. Par conséquent, la signification stratigraphique des discordances ne peut pas être strictement identique pour les échelles géologiques et les échelles centennales-millénaires de ce type de travaux. La discordance δ1 souligne donc aussi la possibilité de hiatus (érosion) pour les alluvions de lit majeur de la formation alluviale A (coupes AY7 et AY26), après 8370 B.P. cal., et les premières alluvions datées dans la formation alluviales B (2800 B.P. cal.). Nous verrons plus loin que la nappe alluviale A du Gialias fournit des dates plus récentes.

Les premiers dépôts postérieurs à la surface δ1 reposent sur la nappe à galets antérieure à la formation alluviale A (Figure 46). La discordance a donc incisé les alluvions du premier Holocène pour venir s'appuyer par endroits sur la nappe de galets (Figure 46). Ils sont constitués d'une première nappe graveleuse sans matrice (faciès OF) de 32m de large et d'environ 1m d'épaisseur, eux-mêmes constitués de galets dont la pétrographie est représentative de l'ensemble des sources du bassin versant (calcaires, marnes, grès, basaltes, etc.). Cette première nappe résulte de l'activité du lit

mineur de l'Alykos. L'agencement des galets (grande longueur dans le sens du courant, empilement relevé vers l'aval) permet de définir la direction du courant et, par conséquent, d'affirmer que l'affleurement de la coupe correspond globalement au profil en travers de la rivière. La géométrie des dépôts met ainsi en évidence une réduction drastique de la largeur du lit mineur et donc des écoulements (Schumm 1972, Hosterkamp et Hedman 1982). Cette disposition permet également de mesurer la paléo-géométrie du chenal qui peut être mise en relation avec les débits moyens à cette époque. Les limites de ce paléochenal sont représentées par l'incision des dépôts de lit majeur de la formation alluviale A (Figure 46 et Figure 52).

Ce premier chenal est ensuite comblé par des alluvions dont la variation latérale de faciès marque l'extension des écoulements. Une nappe de galets de faciès OF à FF est présente : ses dimensions sont plus réduites que celles de la nappe sous jacente (L=9cm ; l=4cm), les galets qui la composent (unité 3') également de taille moins importante (L=6, l=3cm). Ces galets sont interstratifiés latéralement avec des sables et des limons au litage parallèle (unité 3, Figure 52). Ils résultent d'une dynamique de remblaiement continu du chenal précédemment formé (Picard et High 1973). Le dernier type de dépôt présent (unités 2, 4 et 5) est constitué de lits de sables et de limons légèrement entrecroisés au fort pendage. Ces litages sont ponctuellement interrompus par de fines couches de limons brun foncé à la structure grumeleuse (agrégats pédologiques remaniés), contenant de nombreux cristaux de gypse. L'épaisseur de ces dépôts (de 1 à 4cm maximum) contredit formellement la formation *in situ* de ces traits pédologiques. La présence d'agrégats remaniés encore cohésifs et de cristaux de gypse réfute également la formation de ces fines couches par des événements de crue. Ils sont par conséquent hérités par colluvionnement du premier paléosol (qui contient du gypse), de la formation alluviale A, sur la berge du paléochenal. Le faciès et la lithologie sont caractéristiques du type de berge «B» décrit dans le chapitre précèdent.

L'importance de l'empâtement latéral jusque dans le lit mineur indique la modestie de la remobilisation longitudinale de la charge solide par le cours d'eau et suggère donc des débits faibles et intermittents dans le lit mineur actuel.

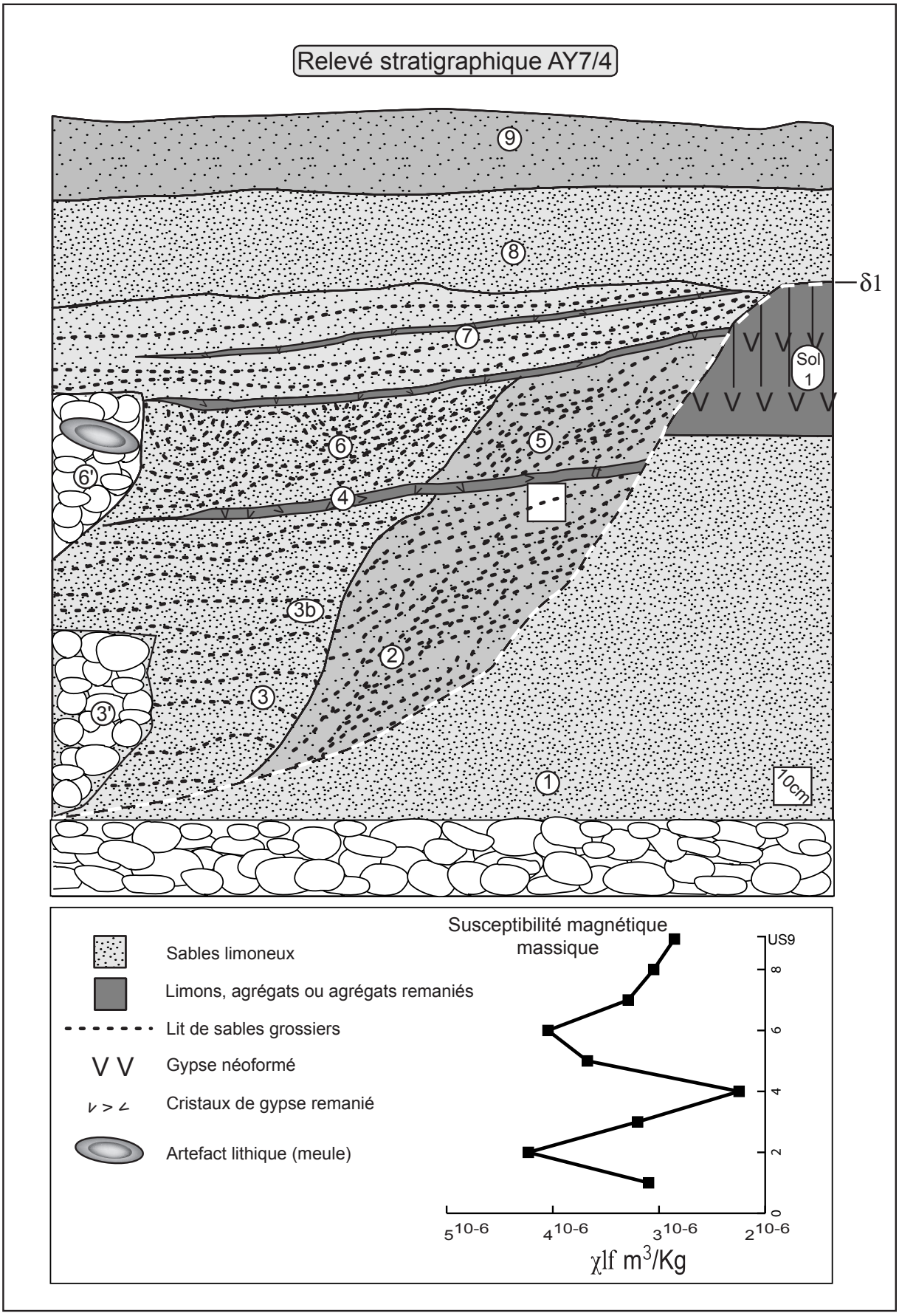


Figure 52 : Relevé stratigraphique AY7/4 : détails du lit moyen de l'Alykos entre 5000 et 3000 B.P. environ

Le développement des chenaux des oueds observe une corrélation positive avec la durée de l'événement de crue (Karcz 1972). Les relations entre la géométrie du chenal et les débits moyens en milieu semi-aride sont résumées par Graf (1998). Cet auteur appuie les travaux de Schumm (1972), portant sur 36 rivières de milieu semi-aride aux États-Unis. À partir de ces données une relation empirique permet d'avancer la fonction suivante :

$$Q_m=0,029W_b^{1,28}D_{max}^{1,10}$$

Avec Q_m = débit moyen en m^3/s^{-1}, W_b = largeur du lit mineur et D_{max} = hauteur maximale du lit mineur.

À partir de la mesure de 252 chenaux de milieu semi-aride, Hosterkamp et Hedman (1982) trouvent la relation suivante :

$$Q_m=0,027W_b^{1,71}$$

Toutefois, cette dernière formule ne prenant pas en compte la hauteur du chenal, elle semble donc moins adaptée à notre étude, dans la mesure où les héritages morphologiques contraignent parfois fortement le développement latéral des lits fluviaux. Les différentes valeurs de débits reconstituées vont aussi dans ce sens (Tableau 29). La meilleure adéquation de la formule de Schumm peut être vérifiée par la comparaison du débit moyen actuel déduit de la morphologie du chenal actuel et des mesures hydrologiques directes (Tableau 29) (Kypris et Neophytou 1989). Le premier chenal de la formation alluviale B' démontre une réduction de flux liquides moyens de 7,5 par rapport à la première nappe alluviale antérieure à 11 000 B.P. cal., et 40 fois inférieure pour le deuxième chenal. Il est possible que les sédiments de la nappe alluviale de basale (antérieure à 11 000 B.P. cal.) se soient déposés dans les conditions bioclimatiques radicalement différentes de l'Holocène (Pléniglaciaire supérieur ?).

Malheureusement, aucune coupe n'a mis au jour des dépôts de chenaux pour la nappe alluviale A proprement dite.

Rivière	*TAQ*	*TPQ*	L	H	Formule utilisée	Déb. moyen
Localité	B.P. cal.	B.P. cal.	m	m		m3S-1
Alykos	0	-50	10	1,5	Mesuré (Kypris et Neophytou 1989)	0,1
Potamia					Schumm 1972	0,9
					Hosterkamp et Hedman 1982	1,4
Alykos		11000	120	2	Schumm 1972	28,5
Potamia					Hosterkamp et Hedman 1982	97,0
Alykos	8370	2660	32	1,5	Schumm 1972	3,8
Potamia					Hosterkamp et Hedman 1982	10,1
Alykos	8370	2660	9,8	1,2	Schumm 1972	0,7
Potamia					Hosterkamp et Hedman 1982	1,3
Gialias	0	-50	45	2	Mesuré (Kypris et Neophytou 1989).	0,1
Nissou					Schumm 1972	8,1
					Hosterkamp et Hedman 1982	18,1

Tableau 29 : Estimation des paléo-débits sur le secteur d'Ekhaton Skales

Plusieurs limites doivent être soulignées et peuvent expliquer les différences entre débits calculés et mesurés. Le fonctionnement intermittent actuel des rivières étudiées fausse quelque peu la relation : la morphologie du chenal est acquise lors des périodes d'activité des rivières ; en revanche, lorsque les écoulements sont absents, le chenal n'enregistre pas de tel événement. Par conséquent, le débit moyen enregistré par le chenal est le débit lors des périodes de fonctionnement de ce chenal et non le débit moyen absolu. Il faut également remarquer que, si ce type de fonctionnement est actif aujourd'hui, rien ne prouve que le Gialias et l'Alykos observent un fonctionnement intermittent durant toute la durée de l'Holocène. La deuxième limite est la ponction d'eau par les barrages, les dérivations et les puits artésiens pour l'utilisation agricole et domestique. Cette diminution artificielle des écoulements est très récente et ne semble pas avoir imprimée entièrement son impact au niveau de la morphologie du chenal. Ensuite, la mesure précise des débits passe aussi par la connaissance de la vitesse d'écoulement. Cette donnée est indisponible pour les paléochenaux.

La comparaison de la mesure du débit actuel et du débit déduit de la géométrie du chenal observe une exagération des débits calculés de 10 ou 100 fois supérieure, ce qui démontre la grande imprécision de l'application de cette méthode. Nous retiendrons tout de même les différences majeures de la taille des chenaux comme un marqueur de faible résolution des variations relatives des écoulements au sein du lit mineur. À ce titre la formation alluviale B' montre une diminution des écoulements.

En conclusion la formation alluviale B' marque une période de non-dépôt de lit majeur, voire de légère incision sur la plaine alluviale dans une période située entre 8370 B.P. cal. et 2880 B.P. cal. Il faut noter que la chronologie de ce fait morphologique majeur pourra être affinée dans d'autres secteurs de l'hydrosystème. Les dépôts de lit mineur et moyen sont en revanche présents. Les faciès et la géométrie du chenal montrent une réduction très sensible de débits liquides, durant cette période, et un régime hydrologique plus contrasté. À l'échelle des paysages, cette formation alluviale n'est pas représentée. Par contre, la discordance δ1 est à l'origine des flancs de la terrasse alluviale A et constitue donc un élément structurant important des vallées alluviales chypriotes.

5.2.3 La formation alluviale B

La formation alluviale B est accessible grâce à l'incision récente de la rivière ; elle est bien représentée dans le secteur d'Ekhaton Skales (Figure 44 et Figure 45). Elle repose en discordance sur la formation A (Figure 43). La formation B' représente des dépôts de lit mineur de l'Alykos. Les alluvions de lit majeur de la formation alluviale B qui la recouvrent montrent donc une mobilité latérale du chenal, très probablement vers la zone de sa position actuelle. Pour les coupes étudiées sur le secteur, les alluvions de la formation B reposent donc en accordance sur la formation B' (Figure 43).

Trois relevés stratigraphiques relèvent de cette formation dans ce secteur. Ils sont fortement semblables des points de vue sédimentologique et stratigraphique ; AY7/0 en est l'exemple le plus représentatif. Par contre, les relevés AY7/1 et AY28, s'ils n'apportent pas de renseignements géomorphologiques supplémentaires, permettent d'affiner la chronologie de la mise en place des dépôts et de comprendre l'utilisation locale des sols par les structures archéologiques qu'ils contiennent.

5.2.4 Chronostratigraphie de la formation alluviale B pour le secteur d'Ekhaton Skales

La formation alluviale B, dans ce secteur, est composée de 6m d'alluvions fossiles de l'Alykos. Les différents faciès de lit majeur composent les 5m supérieurs des coupes qui sont subdivisées en neuf séries ou unités. Ils reposent en accordance sur les dépôts de lit mineur (faciès OF/FF) de la formation alluviale B', et en discordance sur les alluvions de lit majeur de la formation alluviale A (Figure 46 et Figure 53).

Trois relevés stratigraphiques sont témoins de la formation B : AY7/0, AY7/1 et AY28. Des relations isochroniques de l'alluvionnement entre ces coupes sont établies sur la base trois types de faits : les relations stratigraphiques visibles à l'échelle macroscopique, la similitude des faciès et leur succession et les différentes datations obtenues (Figure 53).

Mis à part l'unité 1, tous les faciès témoignent de l'aggradation de la plaine alluviale. Ces dépôts sont particulièrement affectés par les processus pédogénétiques dans les unités 3 (paléosol 5) et 5 (paléosol 7). Ils sont aussi présents, mais dans une moindre mesure, au milieu de l'unité 6 (paléosol 6) (Figure 54). La numérotation des sols est donnée en référence à l'ensemble des phases de pédogenèse observées dans le bassin versant, y compris dans les secteurs de l'aval de l'Alykos et du Gialias.

Plusieurs unités sont datées par la méthode radiocarbone et par l'identification des cortèges de céramiques Les structures archéologiques datées et la collecte de céramiques permettent de compléter la chronologie des dépôts. Dans la coupe AY28 (Figure 53), le paléosol 5 (série 3) fossilise un entrepôt daté par Overbeck et Swiny (1972), puis par Rowe (1995), du Chypriote tardif (3350-2950 B.P. cal.). Cette structure permet donc de dater la surface de creusement de ses fondations et de donner un *terminus ante quem* au paléosol numéro 5. Un drain contenant de nombreuses céramiques homogènes de la période archaïque est aussi creusé dans le paléosol 5 (Devillers *et al.* 2002). La surface de creusement du drain correspond stratigraphiquement à la disparition des traits pédologiques, il donne donc son *terminus post quem* à 2700-2250 B.P. cal. (Figure 53). Des micro-charbons de l'unité 3 sont daté de 2745 ±205 B.P. cal., (AY7/0) et 2800 ±70 pour la coupe AY7/1. Le témoin archéologique confirme et complète donc les datations radiométriques. Les relations stratigraphiques et pédologiques entre cette structure archéologique et les faciès pédosédimentaires seront discutées plus bas.

Les céramiques collectées dans le niveau 4 sont aussi homogènes. Elles sont typiques de la période hellénistique, soit 2275 – 2000 B.P. cal. L'unité 5 (paléosol 7) a donné une date de 1170 ±110 B.P. cal. pour la coupe AY7/0 (Figure 53).

Les différentes dates obtenues sont toutes en concordance avec les structures et artefacts archéologiques, même pour des périodes courtes de l'ordre du siècle (unité 3).

Le sommet de la formation alluviale B, qui correspond à la surface d'abandon ou le toit de la terrasse alluviale B ne peut être directement daté, le calcul des taux de sédimentation et la datation des premiers dépôts de la formation alluviale C vus par ailleurs pourront toutefois contraindre chronologiquement cet événement stratigraphique.

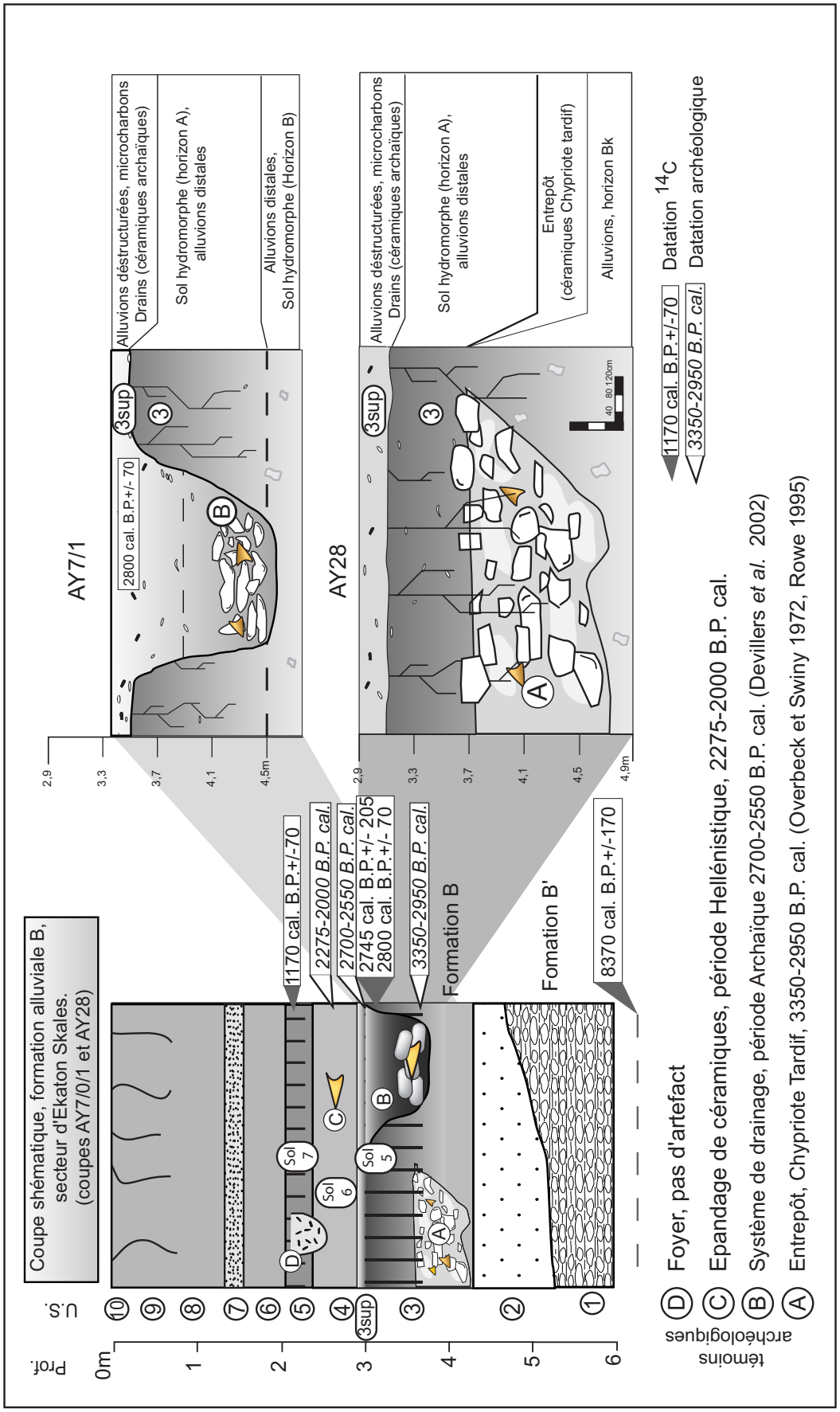


Figure 53 : Synthèse chronologique et archéologique des dépôts alluviaux du secteur d'Ekhaton Skales

5.2.4.1 Caractéristiques détritiques

La coupe AY7/0 est particulièrement représentative des événements détritiques du secteur, elle est pour cela considérée comme la référence de l'histoire hydrologique de celui-ci. Les analyses effectuées pour la coupe AY7/1 viennent systématiquement confirmer celles-ci : elles ne seront donc que succinctement abordées.

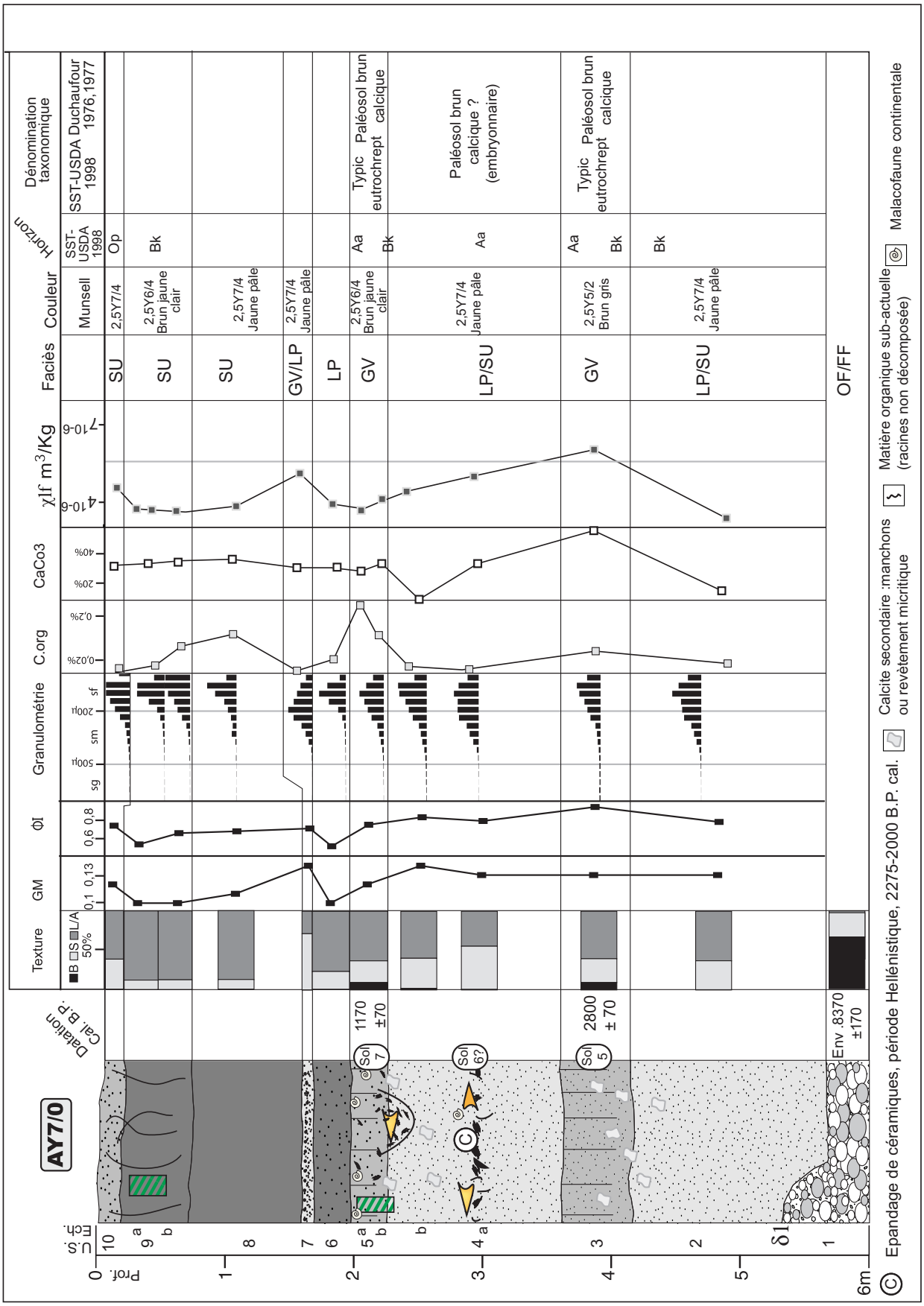


Figure 54 : Relevé stratigraphique AY7/0, l'alluvionnement de l'Alykos à l'Holocène récent

Différentes unités sont reconnaissables à leur faciès et selon leurs traits pédologiques. Les alluvions à granoclassement vertical positif correspondent aux paléosols des unités 3 et 5 (faciès GV) ; ils sont surtout visibles à l'échelle microscopique (voir plus bas). Les unités 2, 4 et 6 présentent un litage parallèle (LP), parfois associé aux faciès de suspension uniforme. L'unité 7 se distingue par l'importance de sa fraction sableuse litée. Enfin, les unités 8, 9 et 10 sont exclusivement de faciès SU.

La texture indique que les différentes séries sont essentiellement limono-sableuses. La présence de ballast dans les unités 3 et 5 ne peut être interprétée en terme de dynamique détritique car elle est composée de concrétion d'origine pédologique et de matériel archéologique. Les courbes granulométriques sont mono-modales, et indiquent un mode dans les sables fins aux alentours de 100µ. Elles indiquent une asymétrie négative (Skewness entre -0,2 et -0,4), mettant en évidence les processus de décantation des crues sur la plaine alluviale, cette observation étant confirmée par l'étude des différents faciès.

Les US 4 et 5 contiennent de nombreux micro-charbons sur lesquels les datations radiocarbone ont été effectuées. Des morceaux de bois carbonisés associés à du sédiment rubéfié ont également été mis à jour dans la série 5. De grandes quantités de charbons sont présentes dans le remplissage d'une limite stratigraphique en creux, traversant les niveaux 5 et 4, et interprétée comme témoin d'un foyer creusé par l'homme, à partir de la paléosurface topographique de l'unité 5.

L'image de Passega (C/M) des alluvions du secteur d'Ekhaton Skales (Figure 55) montre une prévalence des dépôts de type suspension graduée, résultant de l'aggradation de la plaine alluviale. Ceci est également en accord avec la présence des litages parallèles horizontaux sur plusieurs décamètres, qui contredisent l'identification de dépôts de progression de méandre ou de faciès proximaux liés aux berges. Comme pour les échantillons précédents, la répartition des points au sein de l'image CM est trop peu étendue pour pouvoir différencier clairement les milieux de sédimentation à partir de cette méthode. Toutefois, les unités 3, 5, 4B et 10 tendent légèrement vers le segment P (présence d'éléments roulés). Les échantillons 4B et 10 ont un faciès de type suspension uniforme (Figure 54), une fraction sableuse importante et se remarquent également par l'absence de traits pédologiques. La fraction sableuse place ces échantillons au sommet de la suspension graduée, dans le diagramme de Passega (Figure 55), ce qui est en désaccord avec les faciès et microfaciès de dépôt. La présence d'une faible fraction d'éléments roulés pour ces unités est ainsi en accord avec les autres observations et montre donc ici l'énergie et la rapidité des événements de crue. Par contre, les fractions sableuses et grossières des unités 3 et 5, à l'origine des valeurs grossières de 1 percentile, contiennent de fortes proportions de concrétions carbonatées d'origine pédologique et ne peuvent donc être interprétés dans le diagramme de Passega en terme de dynamique détritique.

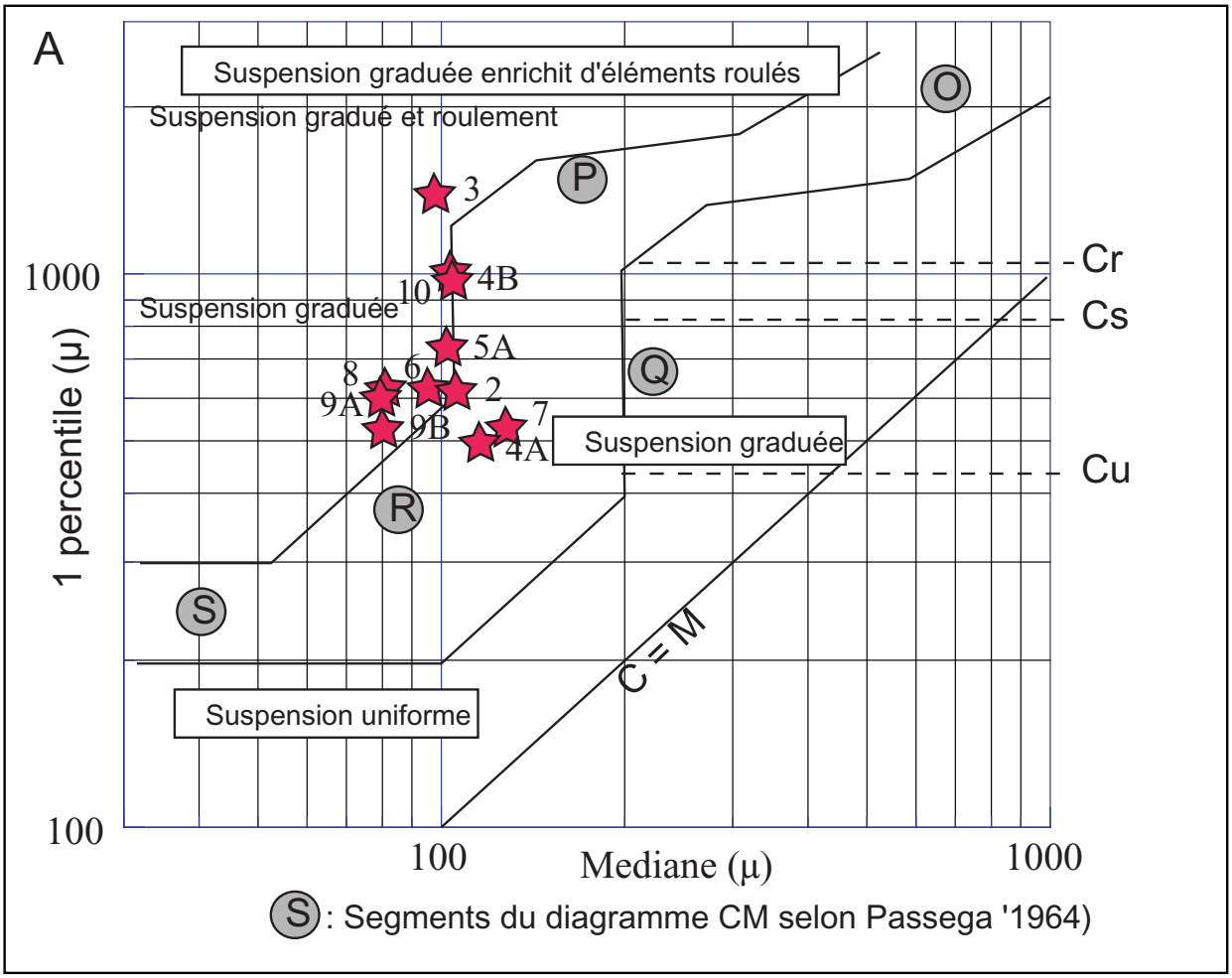


Figure 55 : Image CM (A) des alluvions de la coupe AY7/0

Les résidus de la régression 1 percentile / Médiane (Figure 56) des alluvions du secteur d'Ekhaton Skales montrent une adéquation avec les différents types de faciès et micro-faciès de dépôt. Les alluvions de la formation alluviale B (coupes AY7/0 et AY7/1) ne font pas exception à cette observation. Les unités à faciès SU ont des valeurs résiduelles positives, ce qui correspond donc à des valeur de 1 percentile relativement plus importantes par rapport au 1 percentile prédit par la régression 1 percentile/médiane, appliquée à la population du secteur d'Ekhaton Skales. Inversement les faciès GV et LP ont des valeurs résiduelles négatives. Toutefois, quelques rares unités pédogénéisées au faciès GV (granoclassement vertical) comme AY7/0.3 observent de fortes valeurs résiduelles positives. Ceci mettant en évidence, comme sur l'image CM, la participation de concrétions carbonatées d'origine pédologique dans les valeurs de 1 percentile.

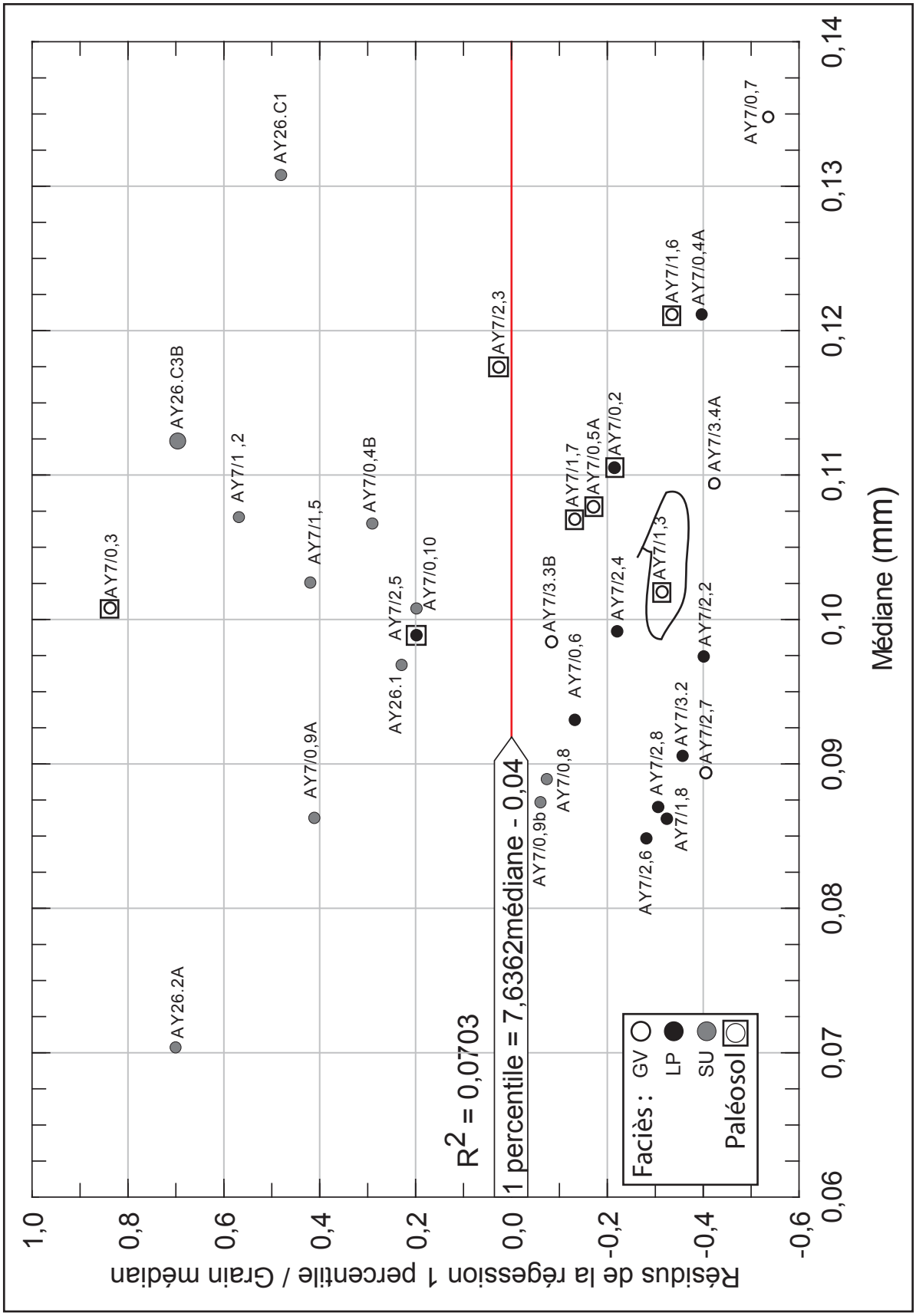


Figure 56 : Résidus de la régression 1 percentile / Médiane des formations alluviales A et B du secteur d'Ekhaton Skales

5.2.4.2 Minéralogie magnétique de la coupe AY7/0

La caractérisation magnétique des sédiments de la coupe AY7/0 met en évidence différents comportements détritiques des dépôts par rapport aux sources détritiques amont. Cependant, contrairement aux analyses précédentes, elles ne révèlent pas une adéquation systématique avec les traits pédologiques.

La susceptibilité magnétique massique (χlf m^3/Kg) est sensiblement plus importante pour la série n°3. Des pics de faible intensité sont également visibles pour les séries 7 et 10.
Les mesures d'ARA sont dans le même ordre de grandeur que celles de la formation alluviale A. Elles présentent une relation inverse à la susceptibilité magnétique (Figure 57). Ce type de mesures est inversement proportionnel à la concentration et à la taille des particules de type spinelle. Elles montrent donc que les variations de susceptibilité sont engendrées soit par des changements de minéralogie de la fraction magnétique, soit par des variations de concentration.

Normalisées par rapport à la susceptibilité (indice ARA/χ), on observe des valeurs faibles de l'ordre de 10^{-2}, 10^{-3} A m^2 kg^{-1}, ce qui mettrait en évidence la présence de spinelles de gros grains (Figure 57, Thomson et Oldfield 1986). La susceptibilité (χlf m^3/Kg) observe des variations contraires à l'indice ARA/χ. Le signal de susceptibilité est par conséquent plutôt porté par des variations de la concentration des grains magnétiques de forte taille. Une fois de plus, la susceptibilité magnétique massique de la coupe AY7/0 met en évidence l'importance relative des éléments détritiques en provenance du massif du Troodos/Maichairas.

Par contre, il n'y a pas d'adéquation stricte dans la formation B entre la minéralogie magnétique et les variations de faciès ou de pédogenèse. Le paléosol n°7 (US 5) montre une faiblesse relative des éléments détritiques d'origine endogène, ce qui est également visible sur les lames minces pour la fraction sableuse (Figure 59). Inversement, l'unité 7, qui n'a pas de trait pédologique marqué, montre une prévalence relative des éléments détritiques de l'amont du bassin versant. Cette unité présente cependant, comme les unités à forte susceptibilité de la formation A et à la différence des sols de la formation B, des faciès à granoclassement et litage (GV/LP) suggérant des flux liquides réguliers et des dépôts peu influencés par les flash floods. En effet, des crues de type méditerranéen tempéré sont ici plus à même d'effectuer le tri observé pour le faciès, par rapport aux événements extrêmement rapide des flash floods.

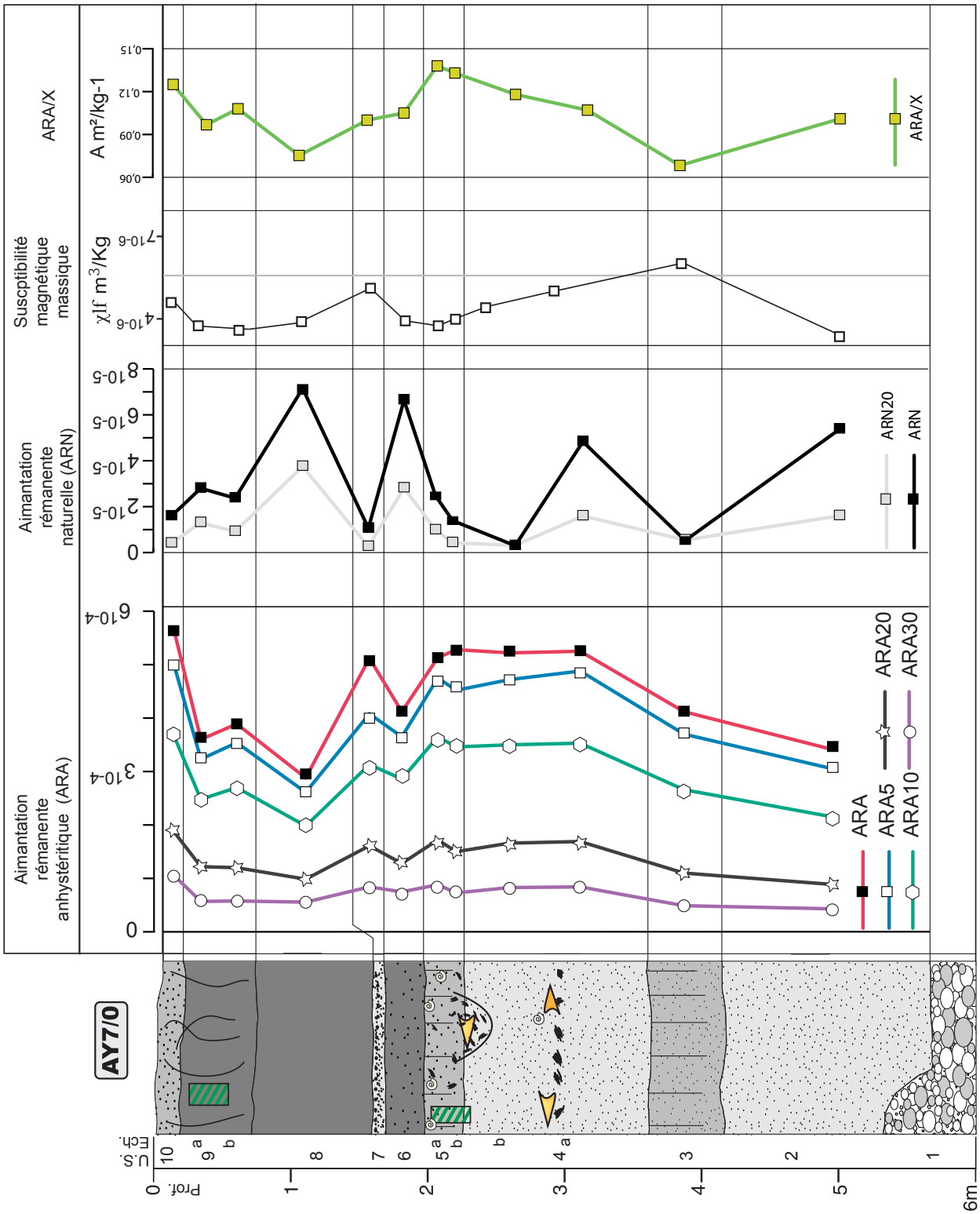


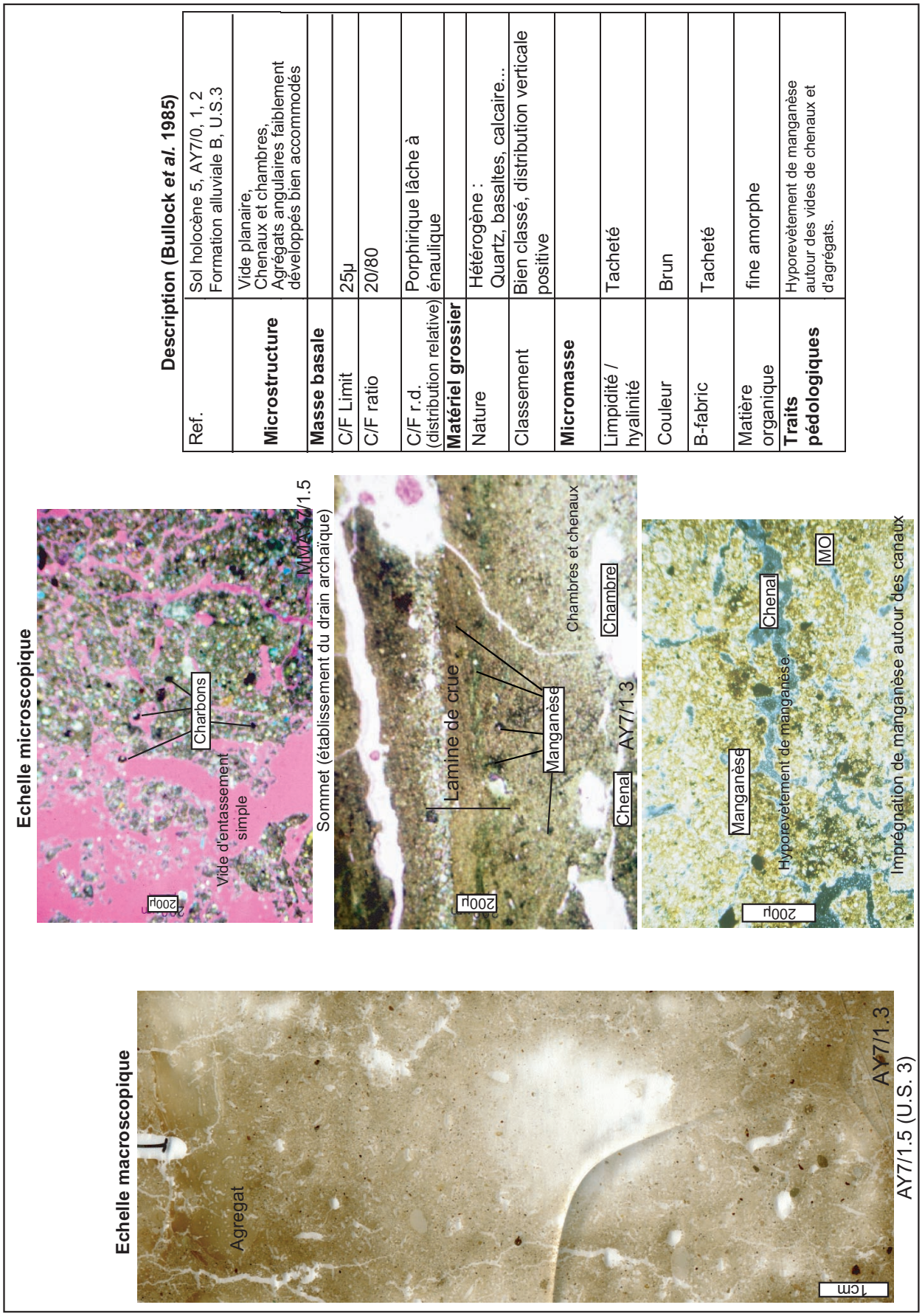
Figure 57 : Paramètres magnétiques du relevé stratigraphique AY7/0

5.2.4.3 Traits pédologiques de la formation alluviale B

Deux paléosols bruns calciques (Duchaufour 1977) sont présents dans cette formation. Ils sont reconnaissables, à l'échelle macroscopique, par leur couleur plus foncée, par leur structure polyédrique à grumeleuse et par la différenciation en deux horizons : le premier légèrement organique (horizon Aa), le second carbonaté (Bk). Dans ce dernier, les carbonates d'origine pédologique sont visibles à l'échelle macroscopique par la présence de nodules et de manchons carbonatés. Les différents horizons sont soulignés par une augmentation du taux de matière organique (horizons Aa) et du carbonate de calcium (horizons Bk). Les faciès de dépôt présents permettent d'identifier les alluvions de l'Alykos comme étant le matériel parent du sol. Les relations stratigraphiques entre le paléosol numéro 5 et les différentes structures archéologiques permettent d'estimer la période de sa formation à 650 ans maximum (Figure 53).

À l'échelle micropédologique, les vides du paléosol numéro 5 (Figure 58) sont composés de vides planaires, de chenaux et de chambres, marquant une faible formation d'agrégats et également une importante activité biologique. La distribution relative des matériaux grossier et fin (*C/F r.d.*) est porphyrique lâche dans la grande majorité de la masse basale. Ponctuellement, cette distribution peut être énaulique au sommet des séquences de crue. Le manganèse est présent sous forme d'hyporevêtements bien circonscrits autour des vides, ce qui résulte d'une saturation en eau annuelle pendant plusieurs semaines consécutives (Stoops et Eswaran 1985). Les conditions d'hydromorphie sont importantes en comparaison avec les conditions semi-arides actuelles, mais l'engorgement des sols est moins prolongé que pour le paléosol 1. La présence de matière organique se traduit par une coloration générale brun sombre de la micro-masse. Sa morphologie observe un état de décomposition avancée. Ces deux éléments démontrent qu'elle a contribué à sa formation, sa présence ne pouvant être attribuée à un remaniement. Comme les autres paléosols, le paléosol 5 est le témoin d'une forte production végétale locale à cette époque.

Le sommet du paléosol 5 correspond stratigraphiquement à la surface de creusement du drain d'époque archaïque (Figure 53). La structure sédimentaire manifeste ici une déstructuration du sol et la disparition de tout les indices d'hydromorphie, très probablement d'origine anthropique. La présence de micro-charbons dans ce niveau (Sommet U.S. 3), en association avec la présence du drain, est un témoin cohérent de l'activité agricole (technique de chaumage ?) à l'époque archaïque (2700-2550 B.P. cal.).



Description (Bullock *et al.* 1985)

Ref.	Sol holocène 5, AY7/0, 1, 2 Formation alluviale B, U.S.3
Microstructure	Vide planaire, Chenaux et chambres, Agrégats angulaires faiblement développés bien accommodés
Masse basale	
C/F Limit	25µ
C/F ratio	20/80
C/F r.d. (distribution relative)	Porphirique lâche à énaulique
Matériel grossier	
Nature	Hétérogène : Quartz, basaltes, calcaire...
Classement	Bien classé, distribution verticale positive
Micromasse	
Limpidité / hyalinité	Tacheté
Couleur	Brun
B-fabric	Tacheté
Matière organique	fine amorphe
Traits pédologiques	Hyporevêtement de manganèse autour des vides de chenaux et d'agrégats.

Figure 58 : Observation micromorphologique du paléosol n°5

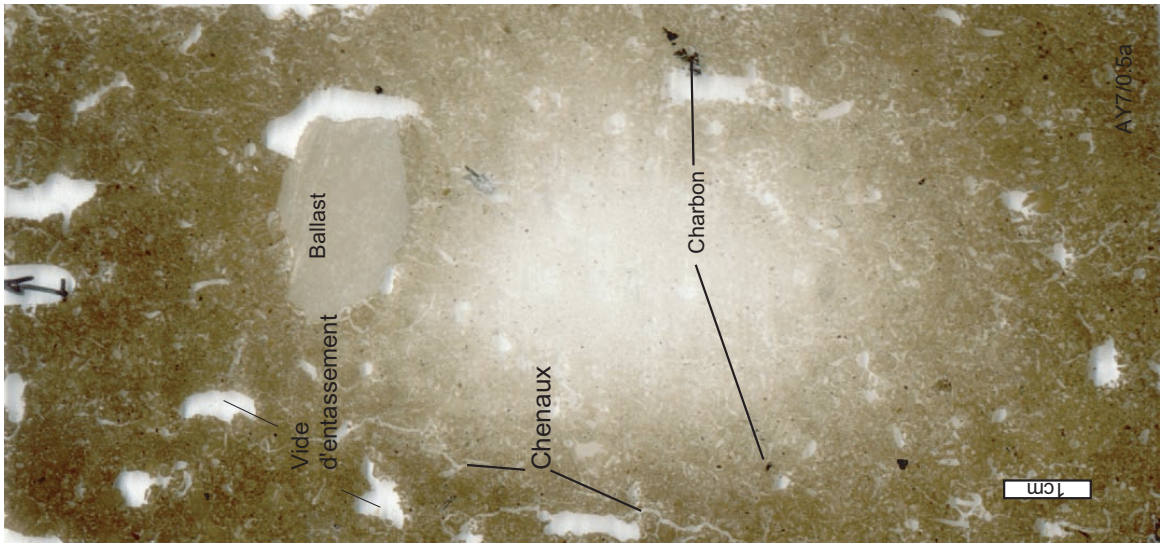
Une structure grumeleuse faiblement développée est présente au niveau de l'épandage de céramiques hellénistiques (unité 4a). La couleur ne semble pas observer de changement important dans ce niveau, mais la présence de nombreux charbons rend difficile toute détermination précise. Le taux de matière organique est très faible et aucun remaniement de carbonates n'est relevé. Dès lors, la présence d'un sol (sol numéro 6) pour ce niveau reste discutable, seule la structure grumeleuse pouvant en attestée. Toutefois, d'autres stratigraphies indiquent la présence d'une évolution pédologique entre les paléosols 5 et 7 (Figure 64, Figure 65). Ce sol (numéro 6) est également daté de la période hellénistique. Si nous acceptons cette hypothèse, ce sol serait resté embryonnaire sur ce secteur.

L'agrégation du paléosol n°7 est faiblement développée (Figure 59), les vides sont surtout formés par l'activité biologique (chenaux et chambres). Les agrégats sont toutefois reconnaissables à la présence de vides planaires. La distribution relative porphyrique est en relation avec la nature du matériel parent. Les motifs de biréfringence (*B-Fabric*) de la masse basale sont cristallitiques, ce qui peut mettre en évidence une forte participation de la calcite. Les traits pédologiques sont marqués par l'abondance de revêtements externes (*Coating*), d'enduits microsparitique et sparitique (Freytet et Verrecchia 1989) autour des chenaux. L'occurrence de ce trait pédologique est limitée à l'horizon Aa du sol 7, en relation avec des motifs de biréfringence : il apparaît que la formation de calcite est synchrone de la pédogenèse en milieu vadose. L'étude et la synthèse de Becze-Deak *et al.* (1997) confirment que ce type de trait pédologique est acquis près de la surface. Ces éléments permettent d'affirmer qu'il n'y a pas surimposition d'un horizon Bk à partir d'un hypothétique sol postérieur, mais cristallisation de la calcite lors de la pédogenèse. Ces processus pédogénétiques peuvent être associés aux processus de calcrètisation typique des milieux semi-aride, première ébauche de la formation d'un horizon pétrocalcique (Allen 1985, Vaudour *et al.* 1989). Ils témoignent de brefs épisodes pluvieux suivis d'une évapotranspiration intense (Borchardt et Lienkaemper 1999). Les conditions optimales de formation des calcrêtes sont de 350mm de précipitations en milieu chaud, et la limite supérieure de 600mm est souvent évoquée (Ahmamou *et al.* 1989), ce qui correspond aux conditions climatiques actuelles de la Messarée orientale.

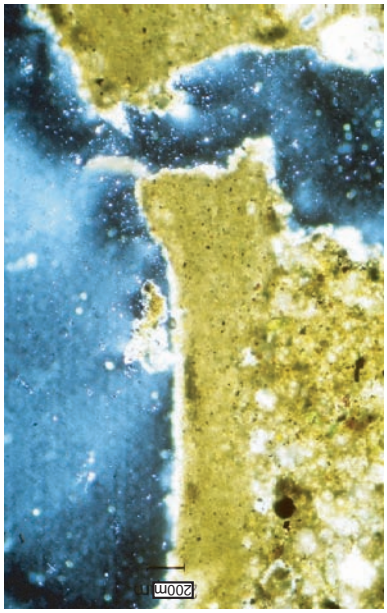
5.2.4.4 La terrasse alluviale C

La dernière terrasse alluviale s'emboîte dans la terrasse B, et parfois dans la terrasse C, lorsque la discordance δ2 érode les flancs de cette dernière. La terrasse alluviale C est constituée d'une nappe graveleuse à la base, surmontée de limons sableux d'une épaisseur variable, entre 3 et 6m (Figure 46). Son extension est particulièrement réduite (Figure 44) et aucun artefact n'y a été retrouvé sur ce secteur. Pour ces raisons, aucun relevé stratigraphique de ces alluvions n'est présenté ici. Une chronostratigraphie détaillée de cette nappe sera néanmoins présentée plus loin.

Echelle macroscopique



Echelle microscopique



Granoclassement vertical positif

Description (Bullock *et al.* 1985)

Ref.	Sol holocène n°7, AY7/3.5
Microstructure	Chenaux, chambres, vides d'entassement simple
Masse basale	
C/F Limit	100µ
C/F ratio	40/60
C/F r.d. (distribution relative)	Porphyrique lâche à porphirique d'espacement simple.
Matériel grossier	
Nature	Lithoclastes de pétrographie hétérogène
Classement	Bien classé, granoclassement certical positif
Micromasse	
Limpidité / hyalinité	Tacheté
Couleur	Brun
B-fabric	Cristallitique
Matière organique	Diffuse amorphe, quelques résidus et charbons
Traits pédologiques	revêtement micrsparitique

Figure 59 : Observation micromorphologique du paléosol n°7 (AY7/0.5)

5.2.5 Conclusions partielles pour le secteur d'Ekhaton Skales

Le secteur d'Ekhaton Skales pose les principaux jalons du comblement des plaines alluviales de l'Alykos et du Gialias, et présente les stratigraphies les plus complètes du tronçon médian du bassin versant.

La tripartition de l'alluvionnement holocène en trois terrasses alluviales distinctes pour le secteur d'Ekhaton Skales (Figure 60 et Figure 61) se retrouve pour tout le secteur médian du bassin versant du Gialias (Figure 44). Les trois terrasses alluviales emboîtées sont l'élément majeur de la structure du paysage de la vallée alluviale. Leur géométrie de détail diffère fortement selon les conditions géomorphologiques locales. La proximité et la régularité de l'escarpement de la mesa d'Agios Sozomenos, ainsi que la présence de buttes témoins pléistocènes (relevé stratigraphique AY8, Figure 44), contraignent fortement les possibilités d'extensions latérales de la plaine alluviale et doivent certainement être évoquées pour expliquer la géométrie particulière de la discordance δ1, par exemple. Pour la région de Potamia - Agios Sozomenos, l'individualisation, la disposition et la position relative des trois terrasses sont inféodées aux conditions géomorphologiques locales (géologie, présence d'affluent, reliefs hérités, etc.), mais leur présence est une constante topographique plus ou moins marquée.

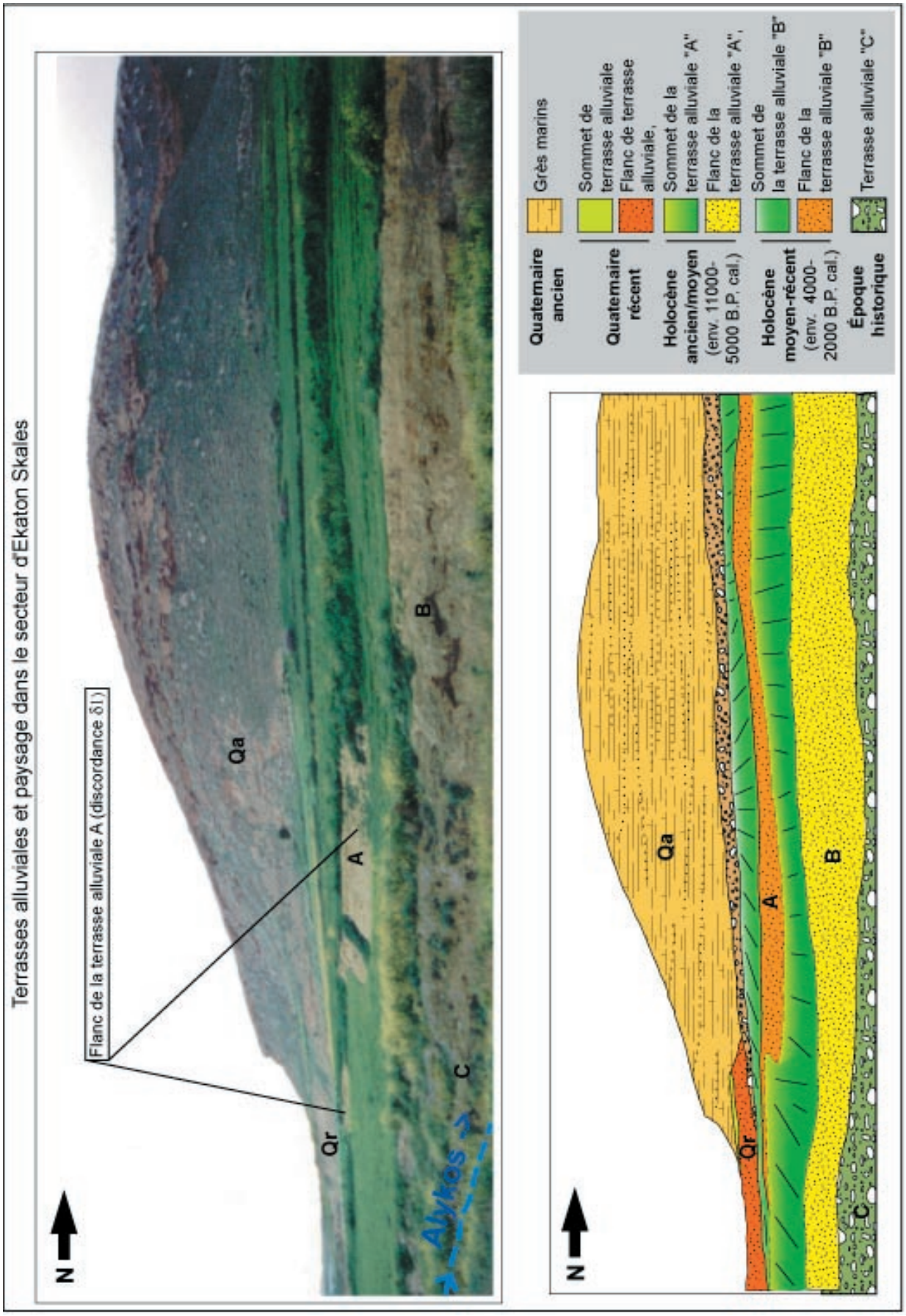


Figure 60 : Terrasses alluviales et paysage dans le secteur d'Ekhaton Skales

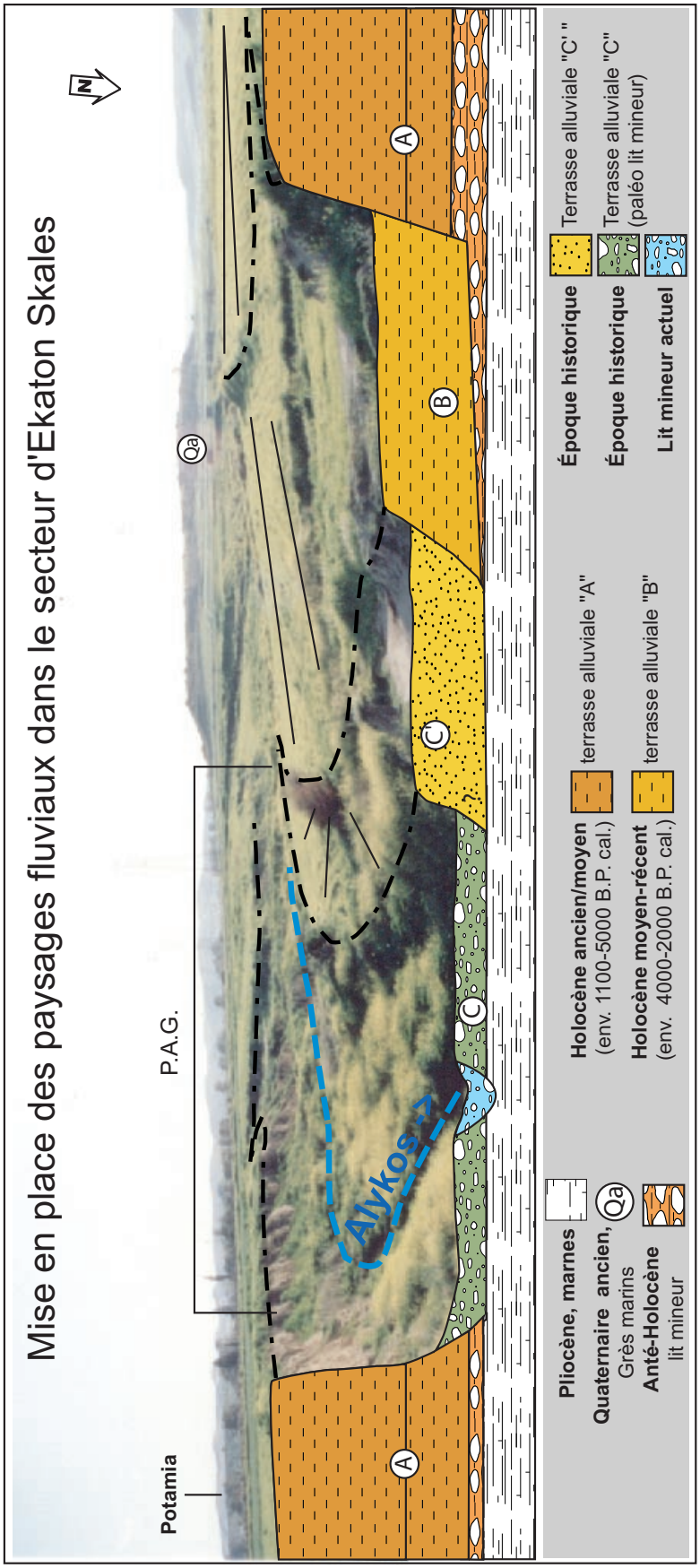


Figure 61 : Mise en place des paysages fluviaux sur le secteur d'Ekhaton Skales

Cette disposition architecturale des plaines alluviales est présente dans tous les secteurs médians des vallées alluviales que nous avons pu observer sur l'île : Pedehios, Tremithos, Vasilikos, Kouris, Maroni, Peristeronas, Akaki et Xeros Potamos.

5.3 L'alluvionnement holocène autour du village d'Agios Sozomenos

5.3.1 Présentation

Une autre série de relevés stratigraphiques est effectuée autour du village d'Agios Sozomenos. Elle s'appuie sur trois coupes naturelles dégagées à la pelle (AY12, AY12/1, AY24) et une opération de fouilles archéologiques sur le moulin de Paleomylos (littéralement «ancien moulin», noté PM). Les formations alluviales rencontrées sont la formation B pour la coupe AY24 et C pour AY12, AY12/1 et pour les fouilles de Paleomylos. La formation alluviale A est présente dans ce secteur en position affleurante (Figure 62 et Figure 63), mais l'emboîtement des terrasses masque la plus grande partie du flanc de la terrasse A. De plus, les divagations de l'Alykos n'ont pas dégagé de berme franche dans celle-ci. C'est l'observation, dans des tranchées archéologiques, des sols sombres relativement évolués et enrichis en manganèse qui la coiffent qui a permis de la mettre en évidence. Le lit mineur actuel s'incise dans le substrat géologique, mais le raccord entre les alluvions fossiles et celui-ci n'a pu être observé. Les dépôts holocènes de la coupe AY12 reposent en discordance sur des dépôts datés du Pléistocène supérieur (Figure 63). Pour ce secteur le toit des différentes terrasses alluviales peut observer une pente sensible. Ceci est particulièrement vrai pour les terrasses B et C de faibles étendues et cultivées. L'érosion aréolaire en relation avec les labours peut expliquer cette disposition particulière.

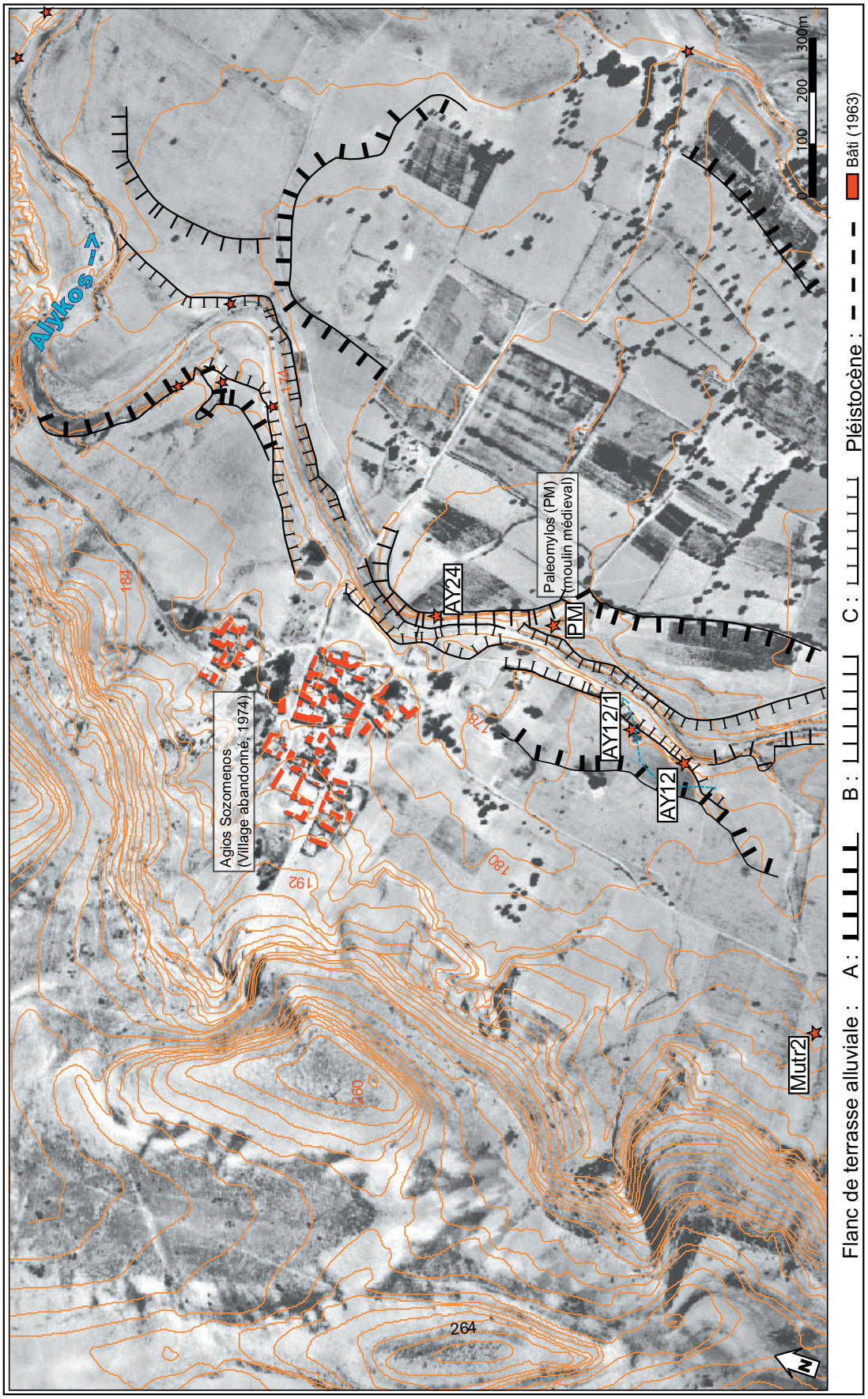


Figure 62 : Flancs de terrasse alluviale et localisation des relevés stratigraphiques (secteur d'Agios Sozomenos)

Le secteur d'Agios Sozomenos présente un dispositif stratigraphique holocène globalement similaire à celui d'Ekhaton Skales (Figure 63). Toutefois les affleurements présents et le choix de la position des relevés stratigraphiques permettent de mieux observer les alluvions de la formation C. L'emboîtement des terrasses est ici complexe. En particulier, bien que les formations alluviales soient d'une puissance importante (environ 10m), les différences topographiques avec les toits de celles-ci sont variables et peuvent être très faibles (d'ordre décimétrique, parfois moins). La terrasse A est moins perchée qu'à l'amont par rapport aux nappes alluviales B et C, et son flanc se confond souvent avec la pente douce créée par les aménagements agricoles, qui ont généré une surface continue joignant les toits des nappes A, B et C. Les marqueurs topographiques seuls sont donc délicats à utiliser pour une chronologie relative (Figure 62). L'observation topographique couplée à l'étude et à la datation des stratigraphies permet de mieux mesurer les étapes de la mise en place de ce paysage fluvial (Figure 63). La géométrie des discordances de ravinement à l'origine de la formation des flancs de terrasses permet ainsi de décrire l'emboîtement de la terrasse alluviale C dans la terrasse A, sur le secteur de Paleomylos, ou d'identifier des dépôts remaniés de la formation alluviale B dans la terrasse C, pour la coupe AY12 (Figure 63 et Figure 65). Ce fait illustre les limites et la complexité de l'approche strictement cartographique dans l'étude de l'alluvionnement holocène.

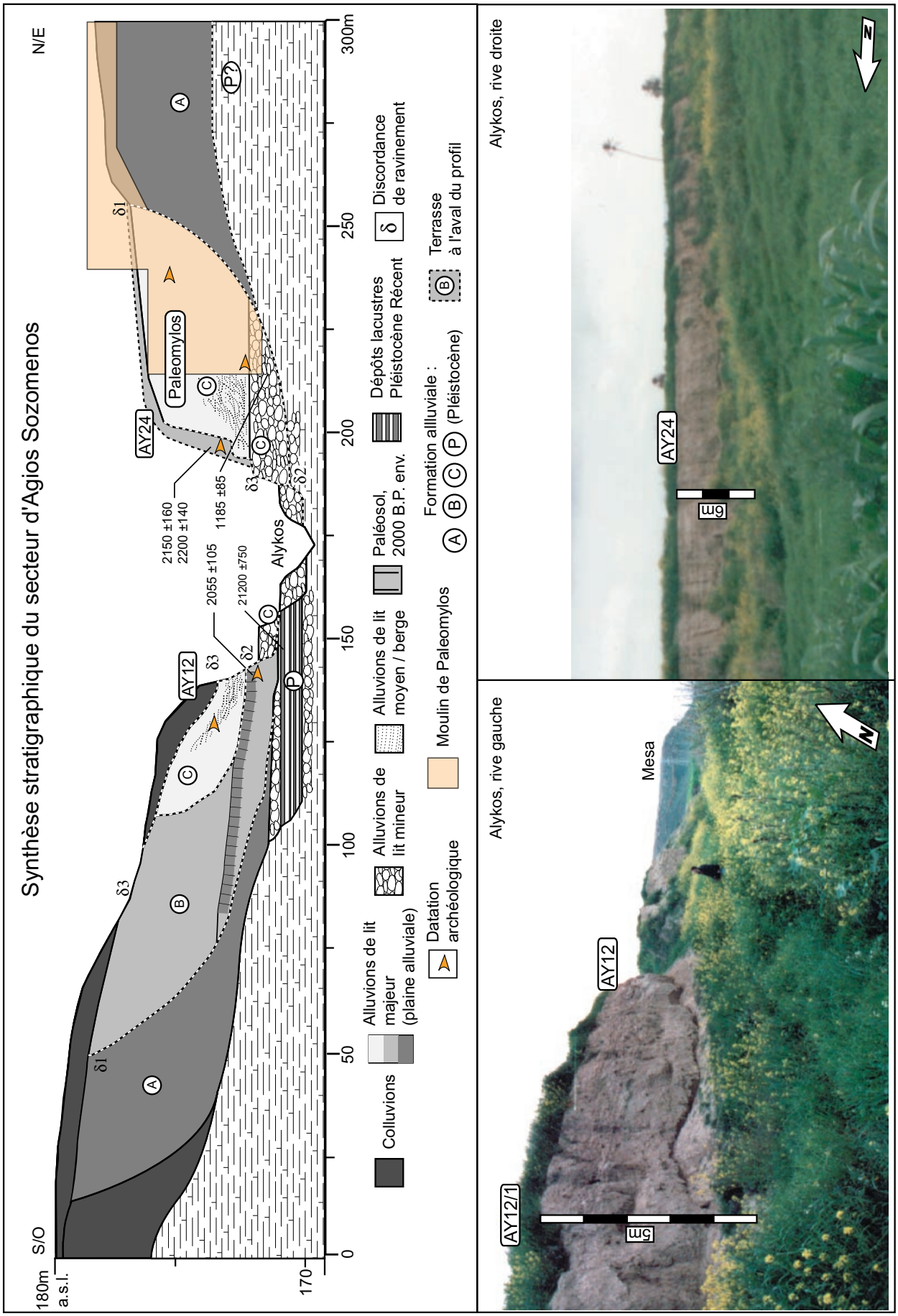


Figure 63 : Transect des formations alluviales de l'Alykos pour le secteur d'Agios Sozomenos

5.3.2 La formation alluviale B sur le secteur d'Agios Sozomenos : coupe AY24

Le relevé stratigraphique AY24 correspond au sommet de la terrasse alluviale B, la terrasse C, emboîtée, masque sa base et empêche donc d'observer le raccord entre ces dépôts et le substrat (Figure 62). Les dépôts ont 6m de puissance à l'affleurement et dominent le lit mineur actuel de plus de 9m. Sept unités stratigraphiques sont identifiées (Figure 64). Aucun paléosol n'est reconnu. De nombreux tessons, charbons, briques crues, blocs taillés et galets, restes d'une structure archéologique, sont présents dans les unités 4 et 5. Une datation radiocarbone et l'étude des céramiques convergent pour dater de manière sûre cette structure et les dépôts associés de l'époque hellénistique (2275-2000 B.P. cal.).

La première unité est constituée de galets de faciès OF. Ces galets appartiennent à la terrasse C, ici graveleuse (Figure 64). Cette terrasse est emboîtée dans la terrasse B. Pour le relevé stratigraphique AY24, ces dépôts sont donc postérieurs aux unités sus-jacentes et sont séparés d'elles par la discordance δ2 (Figure 64).

La deuxième unité est limono-sableuse (respectivement 49,8 et 45,7%), généralement de faciès SU, mais on retrouve ici des lentilles de sable grossier ou de granule de faciès OF. Les faciès de type SU se retrouvent dans les unités 2 et 3, alors que des litages parallèles sont présents dans les deux dernières unités. L'attribution certaine d'un faciès sédimentaire est difficile pour les unités 4 et 5 en raison de l'abondance et de la taille des matériaux archéologiques.

Les courbes granulométriques ont toutes un mode dans les sables fins ; le grain moyen est très proche et se situe autour de 200µm. Les courbes sont mono-modales à asymétrie négative (Skewness entre -0,5 et -0,02), ce qui montre l'importance relative des processus de décantation, en adéquation avec les observations des faciès. Rappelons ici que, pour la plaine relativement étroite du Gialias, comparée aux grands organismes fluviaux où les indices granulométriques ont été définis, plusieurs processus peuvent se succéder rapidement au même endroit dans la plaine d'inondation à l'échelle temporelle de l'épisode de crue (Cf. chapitre précédent). La série 7 a une asymétrie négligeable (-0,02), un grain moyen légèrement plus important, (390µm) et un 1 percentile relativement plus faible (1,87mm). Ces données, en relation avec les litages observés (faciès LP), montrent un changement des dynamiques hydrosédimentaires vers des crues moins violentes et de plus longue durée, entre la fin du premier et le début du second millénaire de notre ère. Les unités 5 et surtout 4 sont fortement perturbées par la présence de matériel anthropique, les processus de dépôt ne peuvent être ici directement déduits de l'observation des faciès et des indices granulométriques. Pour cette raison les diagrammes de Passega et des résidus de la régression 1 percentile / Médiane ne sont pas présentés ici.

Aucun trait pédologique (structure, mobilité de la calcite, brunification, etc.) n'est avéré dans la coupe. Tout au plus, un léger changement de couleur de jaune pâle à brun jaune pâle (brunification, Munsell 1990), associé à la présence de bioturbation, est relevé dans l'unité 5. Ici encore, il semble évident que ces caractéristiques sont suscitées par la présence du site archéologique hellénistique.

L'ensemble de la coupe décrit une sédimentation énergique, les faciès SU montrent la présence de dynamique hydrosédimentaire de type crue éclair à l'origine de l'aggradation de la plaine alluviale. L'unité 2 se distingue par la présence de lentilles graveleuses, témoins d'écoulements concentrés en rigoles, pendant ou lors de la fin des épisodes de crue. Ces concentrations de graviers et granules peuvent être de courte durée, mais impliquent une permanence relative des écoulements par rapport aux crues éclair. Elles peuvent mettre en évidence la présence de petits chenaux secondaires très ponctuels (actifs durant un épisode seulement ?), mais leur taille est beaucoup trop réduite pour relever d'une mobilité du lit mineur principal. Cette association, jusqu'ici originale, peut être expliquée par la relation topographique entre la plaine alluviale et le lit mineur de l'Alykos durant l'édification de l'unité 2. En effet, entre les dépôts de lit majeur de l'unité 2 et le lit mineur à cette époque, la dénivellation est réduite, l'unité 2 étant la plus basse dans la coupe. Le lit mineur entaille actuellement le substrat à cet endroit. Ce faible différentiel topographique peut favoriser la présence d'écoulement sur la plaine alluviale, à partir du lit mineur, lors des forts débits.

L'apparition des litages parallèles à partir de l'unité 6 montre une augmentation relative de la longueur des événements de crue. D'un point de vue dynamique, la stratigraphie est comparable à celle mise à jour sur le secteur d'Ekhaton Skales. Toutefois, la date de l'unité 7 montre qu'elle est contemporaine du paléosol peu développé n°7 d'Ekhaton Skales, alors que nous n'avons pas relevé ces traits pédologiques pour l'unité AY24.7, qui est largement perturbée par les labours, ou en raison d'une érosion récente.

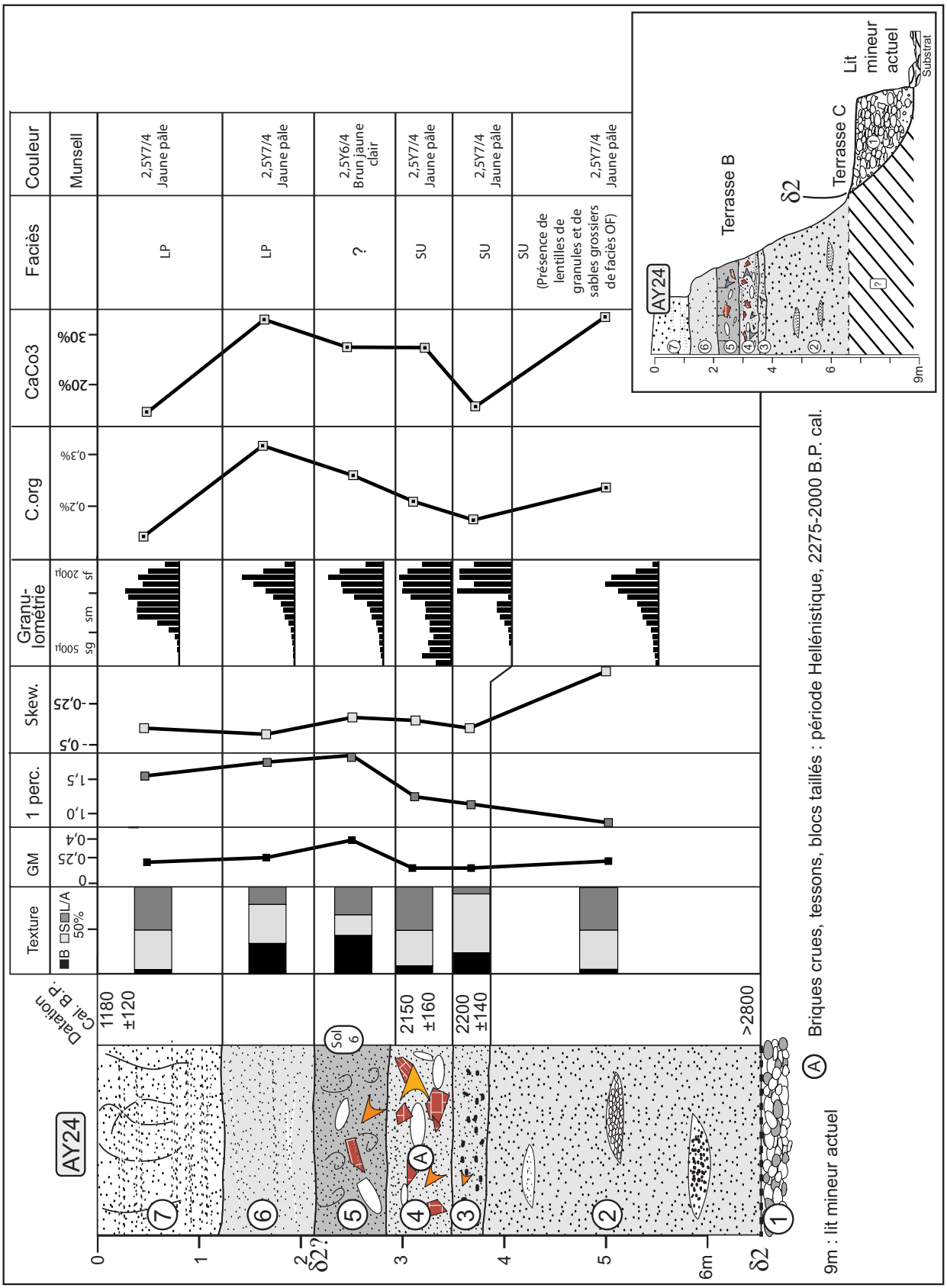


Figure 64 : Relevé stratigraphique AY24, détail et contexte morphologique.

5.3.3 Affleurement alluvionnaire en amont d'Agios Sozomenos : dépôts pré-Holocènes, nappes alluviales B et C (coupe AY12)

Le relevé stratigraphique AY12 se situe en rive gauche de l'Alykos, un peu en amont d'Agios Sozomenos (Figure 60). Bien qu'étant considérés d'un point de vue morphologique comme appartenant à la terrasse C, les dépôts de la terrasse alluviale étudiée ici couvrent sporadiquement une période allant du Pléistocène au deuxième millénaire de notre ère. Deux relevés (AY12 et AY12/1), mis au jour sur le flanc de terrasse affleurant, permettent de mettre en évidence les discordances de ravinement présentes dans la formation alluviale (Figure 65). Les deux premiers mètres du relevé AY12/1 ayant été dégagés manuellement à partir du pied du flanc de la terrasse, dans une position située une vingtaine de mètres en amont du relevé AY12 (Figure 63).

Quatre formations sédimentaires sont présentes dans la coupe AY12/1. La première (unité 1) est constituée d'une nappe de galets de faciès OF, indiquant la présence d'un lit mineur à cet endroit. Une alternance de lamines limono-argileuses claires (Gris clair, 2,5Y7/2) et foncées constitue (brun grisâtre sombre 2,5Y4/2) l'unité 2. Ces lamines sont millimétriques à la base et s'épaississent régulièrement pour atteindre 2cm au sommet. Les lamines claires sont composées de plus de 15% de carbonates de calcium et de moins de 0,05% de matière organique. Les lamines sombres, en revanche, sont enrichies en matière organique (0,2%) et relativement pauvres en CaCo3 (inférieur à 5%). Ce type de faciès est habituellement interprété comme étant issu de processus de décantation saisonnière en milieu lacustre (Kelts et Hsü 1978, Reineck et Singh 1980, Reading *et al.* 1986). Ces dépôts sont datés de 21200 ±750 B.P. cal. : ce type de milieu de sédimentation, totalement absent des dépôts holocènes, existait donc pendant le Pléistocène récent. La marge d'incertitude de la date calibrée est importante (±750 années), car la période concernée se situe dans la limite chronologique des courbes de calibration les plus précises (Stuiver *et al.* 1998). L'incertitude du rapport isotopique du carbone atmosphérique est beaucoup plus importante pour cette période.

La discordance δ1 marque la base de la deuxième formation, composée de limons sableux à la structure pédologique grumeleuse de plus en plus marquée vers le sommet. La couleur brune (brun jaune, gris clair), la structure, et l'augmentation de la teneur en carbone organique, aux alentours de 0,2%, sont les témoins indiscutables d'une évolution pédologique sensible. Par contre, l'observation macroscopique et les mesures chimiques ne permettent pas d'individualiser clairement différents horizons. L'horizon Bk souvent reconnu est ici absent. Ceci peut mettre en évidence une aggradation verticale relativement plus rapide par rapports aux paléosols vus précédemment. L'épaisseur importante (1m) des sédiments structurés et enrichis en carbone organique, constituant de fait l'horizon Aa, va aussi dans ce sens.

Une datation AMS 14C effectuée sur les micro-charbons date l'unité AY12.4C de 2055 ± 105 B.P. cal. – attribution chronologique qui est corroborée par la présence de céramiques synchrones

(fin de la période hellénistique, 2100 –2000 B.P. cal.). Ces unités se placent ainsi au sommet de la nappe alluviale B. Sur la base de l'attribution chronologique des dépôts, cette unité peut être rapprochée du sol numéro 6 (Figure 53) du secteur d'Ekhaton Skales et de l'unité 4 de la coupe AY24, confirmant la présence de traits pédologiques dans cette dernière, où ils sont masqués par la présence d'artefacts.

Les formations B et C sont délimitées par la discordance δ2 à la base et δ3 au sommet et sont attribuées à la nappe alluviale C. Cette dernière est responsable de la géométrie particulière de cette formation. Elle est très bien développée sur le relevé AY12 (plus de 3m de puissance), mais son épaisseur n'est que de 90cm pour le relevé AY12/1. La stratigraphie la plus développée (AY12) est composée de plus de 3m de sables (unités 2A, B, C et 4) et de sables limoneux (unités 3, 5, 7 et 9) au litage marqué, souvent entrecroisé en «festons», c'est-à-dire à l'entrecroisement lâche et irrégulier. Le dernier faciès est constitué de petits galets de faciès OF (unités 5, 8 et 10). Les unités de texture exclusivement sableuse et graveleuse sont les témoins d'écoulements concentrés qu'il faut dissocier des dépôts d'inondation de lit majeur dans d'autres formations qui, eux, relèvent en partie des processus de décantation. Ces faciès témoignent donc d'écoulements concentrés d'assez longue durée pour permettre le tri et le lessivage des sédiments. Pour la coupe AY12, ces dépôts s'étendent sur plusieurs mètres de largeur et ne sont jamais interstratifiés ou associés latéralement avec des sédiments limoneux de décantation. Ces faits permettent de rapprocher ces unités d'un exhaussement rapide d'un chenal. Les nombreuses observations de Picard et High (1973) sur les rivières intermittentes états-uniennes rapprochent également ce type de faciès des rivières en tresses, et non des cours d'eau temporaires.

Aucun matériel datable par le radiocarbone n'est présent dans ces coupes. Cependant, des céramiques ottomanes de l'unité AY12.9 permettent de rapprocher le sommet de la formation de la seconde moitié du XIXe siècle au plus tard, soit la fin de la période de péjoration climatique et de métamorphose fluviale du Petit Âge Glaciaire (Grove 1977, Le Roy Ladurie 1983, 2004 et Bravard 1989).

Cette disposition stratigraphique particulière met en avant l'importance et l'irrégularité de l'incision de la nappe alluviale B marquée par la discordance δ2 et/ou une divagation de la rivière entre les deux relevés (Figure 63). En considérant l'importance de la variation latérale de faciès, des litages graveleux aux lentilles sableuses, ainsi que la présence des faciès entrecroisés en festons (Cf. plus haut), il apparaît alors que la formation C témoigne d'un exhaussement du lit de la rivière, dont le lit mineur érode les alluvions de lit majeur de la formation B. La granulométrie et l'épaisseur de ces alluvions traduisent une augmentation sensible des charges solides et liquides par rapport aux dépôts antérieurs et postérieurs. Toutefois, cette dernière remarque devra être relativisée en fonction des volumes déposés et de la géométrie de l'espace d'accommodation disponible pendant la période de dépôt. La géométrie et les faciès de la formation C indiquent aussi que cet exhaussement du lit

est en relation avec une métamorphose fluviale vers des chenaux à tresses.

Les dépôts de lit majeur de la formation alluviale A sont recouverts par des dépôts de lit mineur de la formation alluviale C ; les dépôts d'inondation de la formation alluviale A se retrouvent donc logiquement plus éloignés des relevés AY12 par rapport au thalweg actuel. Ils peuvent être cartographiés en tant que toits de la terrasse alluviale C, mais ils recouvrent une grande partie de la nappe alluviale A (Figure 63).

Les unités sommitales AY12.11 et AY12/1.6 sont constituées de colluvions et sont la conséquence logique de l'incision récente de la rivière, à l'origine de l'escarpement du flanc de la terrasse alluviale C. Ce ravinement latéral inégal explique, entre autre, la géométrie variable de la formation alluviale C par l'érosion de sa partie sommitale (Figure 65). L'érosion latérale est plus importante en rive gauche de l'Alykos, car elle est souvent liée à la présence de paléothalwegs en relation avec des sources temporaires au pied de la mesa (site de Kakoskalin en particulier).

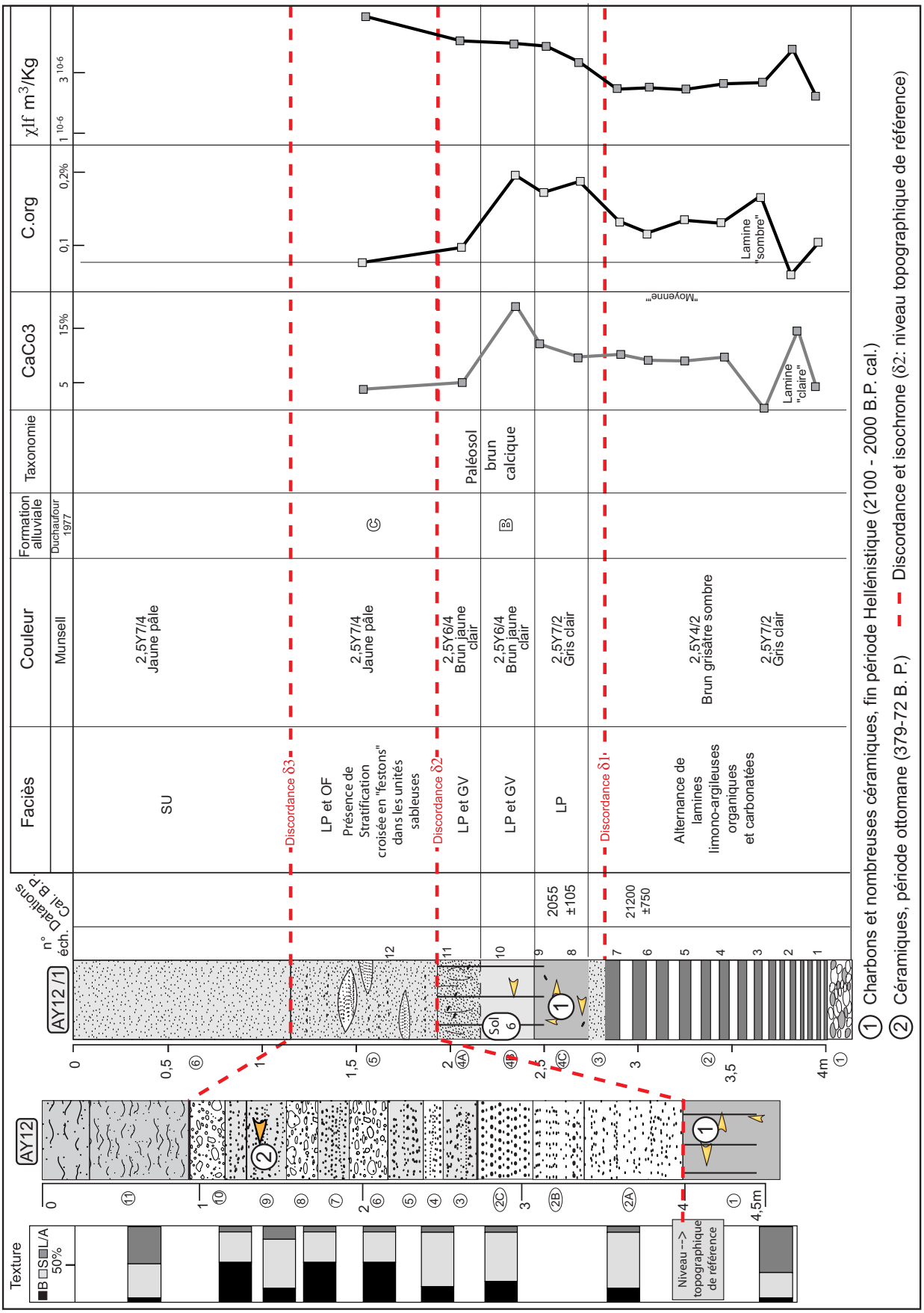


Figure 65 : Relevés stratigraphiques AY12 et AY12/1, héritages et dépôts de la période du Petit Âge Glaciaire

5.3.3.1 Les fouilles de Paleomylos : sédimentation fluviale durant le Petit Âge Glaciaire

5.3.3.1.1 Présentation

Une structure bâtie au lieu-dit de Paleomylos, interprétée comme étant une conduite forcée, a été redécouverte lors des premières prospections archéologiques de la région (Catling 1982, Lecuyer et al. 2001, 2002). Durant l'été 2002, une campagne de carottages manuels a permis de vérifier l'existence de structures archéologiques, justifiant ainsi la réalisation de fouilles préventives l'année suivante. L'intervention d'excavation revêt un double intérêt. Le premier est d'ordre strictement archéologique : il s'agit de documenter l'occupation de la région aux périodes médiévale et moderne, et de mieux comprendre le fonctionnement de ce type de structures, nombreuses, mais encore peu étudiées sur l'île. Le second est de comprendre les relations stratigraphiques et topographiques entre la structure et l'alluvionnement de l'Alykos, qui a abouti à son enfouissement. Cette problématique permet d'établir la chronologie la plus précise pour Chypre de l'alluvionnement pendant ces périodes. Soulignons également ici l'intérêt des moulins à eau chypriotes et, par extension, méditerranéens pour la connaissance des formes alluviales du Petit Âge Glaciaire. En effet, ce type de structure, principalement construite lors des périodes franques et vénitiennes (759-379 B.P.), nécessite d'être situé au plus proche des talwegs, pour bénéficier au maximum de la force de gravité, et au plus près d'un exutoire (le plus souvent fluviatile), afin de pouvoir évacuer l'eau turbinée. De plus, la technologie employée nécessite un escarpement de plusieurs mètres, afin d'obtenir une chute d'eau dont la force est suffisante pour pouvoir faire tourner la meule. La stratégie d'établissement de ce type d'infrastructure privilégie donc logiquement les flancs de terrasse alluviale. Ce fait a été vérifié dans les vallées du Gialias (Agridhi), d'Akaki, d'Assinou et de Peristerona, entre autres.

Bien que d'une importance environnementale majeure parce que contemporains d'une crise climatique mondiale, les dépôts du Petit Âge Glaciaire, tels que ceux qui ont été révélés dans la fouille du moulin, ne sont que très rarement étudiés en Méditerranée orientale, pour deux raisons. Tout d'abord, dans le contexte scientifique de la Méditerranée orientale, les dépôts alluviaux récents n'ont intéressé que rarement les géologues. Par ailleurs, les opérations archéologiques portant sur des sites médiévaux et modernes sont encore rares dans cette région, a fortiori pour les structures les plus proches des lits des rivières, telles que les ponts, les chemins et les moulins à eau, par exemple.D'un point de vue géomorphologique, le moulin se situe dans la terrasse alluviale C qui est dominée de quelques décimètres, au nord et au sud, par le toit de la terrasse B (Figure 66), dont le proche relevé stratigraphique AY24 est le témoin. Un sondage archéologique a permis de vérifier l'emboîtement de la terrasse C directement dans la terrasse A, à l'est. La surface topographique de la terrasse C présente ici une pente sensible, sous l'effet conjugué de l'accumulation sédimentaire colluviale provenant de la terrasse A, en amont, et de l'érosion latérale, vers le centre de la vallée, liée aux pratiques agricoles sur la terrasse C.

Figure 66 : Le moulin de Paleomylos dans son contexte géomorphologique

L'opération archéologique est réalisée à l'aide d'une pelle mécanique sur 90m², excavant environ 465m³ de sédiment, sur deux secteurs, durant deux semaines. Afin de comprendre la datation des différentes phases d'alluvionnement, il est nécessaire de présenter succinctement les vestiges mis au jour.

5.3.3.1.2 Les vestiges archéologiques du secteur 1

Le secteur 1 correspond à une pièce délimitée par trois murs attenants à la conduite forcée (Figure 67). Dans ce secteur, sous environ 2,20m de sédiments, ont été découverts, en place, une meule dormante ainsi que le réceptacle à farine. Autour de cet ensemble a été mis au jour le reste d'un dallage qui semblerait correspondre à la dernière phase d'utilisation du moulin. Cette salle est identifiée comme étant la salle des meules située au-dessus de la salle des eaux, où se localisent la fin du canon et de la roue à eau.Sous cette couche, deux niveaux de sols sont identifiés, dont les remblais intermédiaires ont livré un matériel assez riche en céramique vernissée. À l'interface inférieure du premier niveau de sol et d'un sédiment sableux, il fut extrait un plat aux couleurs brune, jaune aux reflets de «cobalt» qui corresponds au type «*Cypriot bichrome sgrafito ware*» (XVIe siècle).Dans les premiers niveaux d'alluvions présents dans la salle des meules, un petit foyer domestique aménagé à l'aide de blocs de calcaire et d'une petite demie-meule très fragmentée a livré une monnaie de la période ottomane, datée de l'année 1765 (Lecuyer communication orale). Ce foyer marque donc la date maximum de l'utilisation du moulin et le début de l'alluvionnement dans cette salle. Le dernier artefact datant retrouvé lors des fouilles est une pelle du XIXe siècle (Vondra, communication orale), à environ 1,10m de profondeur.

5.3.3.1.3 Le secteur 2

Dans le secteur 2 a été mis au jour un énorme arc de sortie des eaux dont la hauteur maximum était de 1,60m environ, sur une largeur de 2m dans sa partie la plus basse (Figure 68). Sur cet arc composé de gros moellons de calcaire épais de 0,50m repose le mur du bâtiment constitué de pierres taillées, liées de chaux à la base et d'adobe au sommet. Ces niveaux sont recouverts de plus de 7m de sédiments par rapport à la surface topographique actuelle. L'assise du pied sud de l'arc est assurée grâce à une tranchée de fondation, creusée dans une nappe de galets. L'instabilité de ce type de sédiment a conduit les architectes à le consolider grâce à l'ajout de chaux. Une datation AMS des végétaux ainsi fossilisés permet de dater cette nappe de galets de 1185 ±85 B.P. cal. Il faut noter que cette mesure date la nappe de galet et non pas la construction du moulin. Deux étapes de reconstructions du mur Ouest de la salle des meules (ou de la partie Est du secteur 2) sont aussi reconnues (Figure 68), mais rien ne permet d'affirmer que ces modifications ont eu lieu lors de la période d'utilisation du moulin, puisque ces zones du mur reposent sur des alluvions dépassant largement la chambre des eaux (Figure 67 et Figure 68). Le dernier niveau de reconstruction se situe d'ailleurs au niveau du réemploi en bergerie de la structure, attesté entre autre par un simple foyer lié à de la monnaie de la période ottomane (Vondra et Devillers 2003).À la hauteur de la clef de voûte, du côté nord, a été également observé l'aménagement d'un renfort d'une hauteur d'environ

1,5m, constitué de blocs de calcaire de module hétérogène, irrégulièrement disposé et non chaînés au mur de l'arc (Figure 68). Ce renfort semble être destiné à la protection du moulin contre les crues de l'Alykos. La disparité de mode de construction et l'absence de liens architecturaux (chaînage) permettent d'accréditer l'édification de cet aménagement à une époque postérieure à la construction du moulin. Ce mur repose sur de nombreuses céramiques de Ligurie et chypriote engobées du XVIe siècle ce qui fixe son *Terminus Ante Quem*.La datation de la construction du moulin est sujette à discussion. Il ne fut pas possible de fouiller entièrement ses fondations. Toutefois, les diverses relations stratigraphiques avec des sédiments datés ou des restes céramiques permettent de préciser sa construction après 1185 ±85 B.P. cal. et avant 350 B.P. environ (XVIe siècle). Il est dès lors tout à fait vraisemblable de rapprocher sa construction avec la fondation du village d'Agios Sozomenos (Lecuyer et al. 2003), de l'établissement du manoir de Potamia et de tous les aménagements hydrauliques associés, durant la période franque (1191-1489 soit 759-461 B.P. cal.).

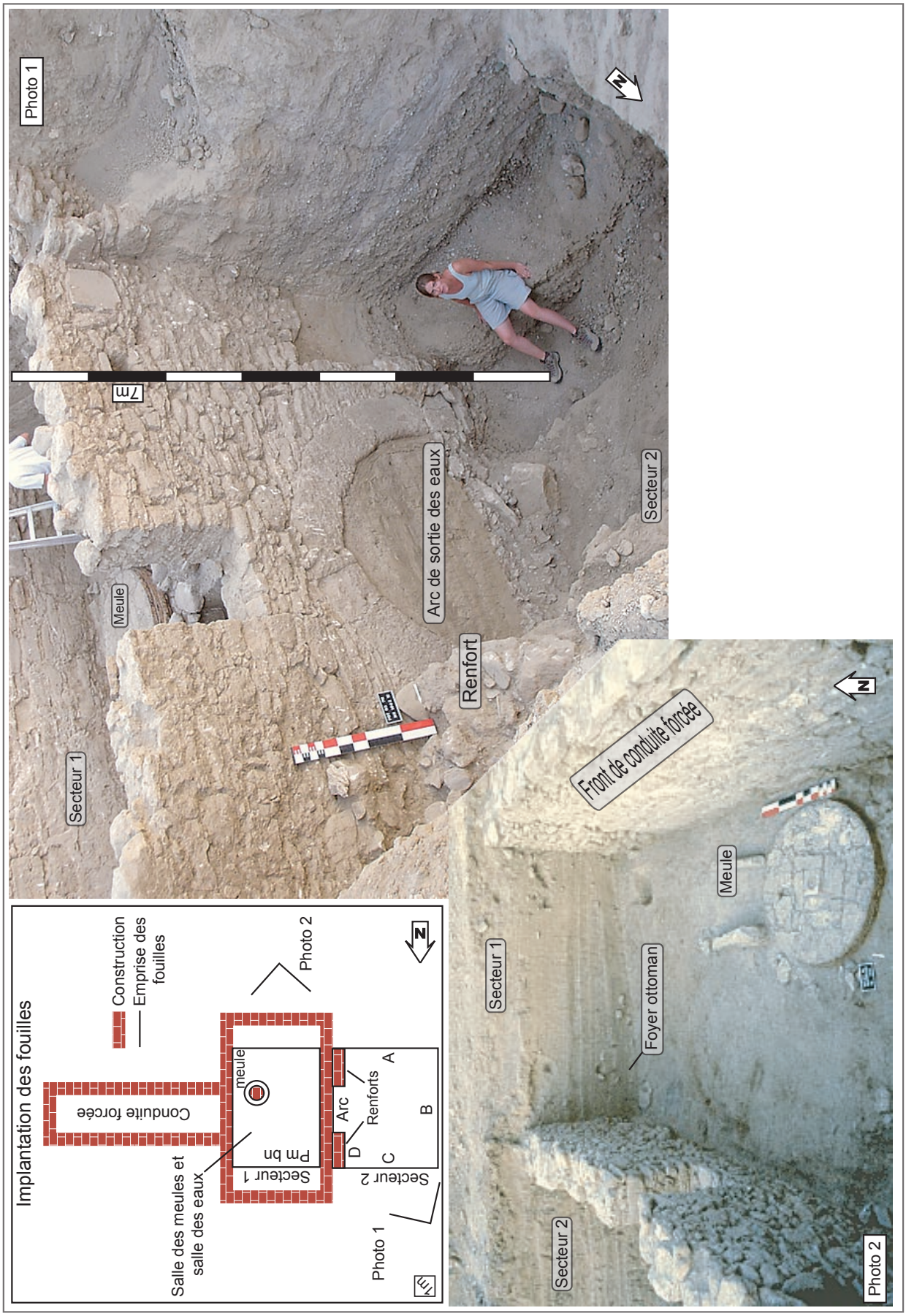


Figure 67 : Les fouilles de Paleomylos

5.3.3.1.4 La sédimentation alluviale sur le site de Paleomylos : milieux fluviaux durant le Moyen Âge et l'époque moderne

L'alluvionnement au sein de la terrasse alluviale C, étudié lors des fouilles de Paleomylos, se divise en trois phases (Figure 68).La première est constituée de galets homométriques (L:8 l:3 cm) de faciès OF, témoins d'un paléo-lit mineur de l'Alykos. Cette nappe à galets est antérieure à la construction du moulin puisque les fondations de l'arc de sortie des eaux sont creusées au sein de celle-ci. Elle a pu être observée également à l'extérieur du secteur fouillé. Sa large extension en rive droite du lit mineur actuel, ainsi que la corrélation avec les faciès de lit mineur observés en rive gauche de l'Alykos (zone des coupes AY12) permet de reconstituer un large lit mineur s'écoulant au pied des terrasses alluviales B et A dont l'aggradation doit être relativement lente. En effet, entre la datation obtenue au sein de cette nappe (1185 ±85 B.P. cal.) et la surface topographique à partir de laquelle les fondations du moulin ont été creusées (759-461 B.P. cal.), la rivière ne s'est exhaussée que de 50cm, en environ 400-500 années. De même, l'épaisseur de sédiments entre cette surface et la surface d'installation des renforts datés du XVIe siècle est très faible. Ceci signale un équilibre relatif entre dépôt et transport par le cours d'eau par rapport aux périodes postérieures.À partir de la construction des murs de renforts du moulin datés du XVIe siècle les sédiments témoignent d'une accrétion accélérée des lits fluviaux. Les sédiments recouvrant les renforts contiennent aussi nombre de céramiques XVIe siècle, ce qui permet d'évaluer l'aggradation du lit mineur à environ 1m sur 100 ans environ.Les alluvions datées entre le XVIe siècle et la période ottomane (1765) marquent une forte accélération des taux de sédimentation et un changement de la nature des dépôts (Figure 68). Sur 4,5m d'épaisseur, deux grands groupes de faciès se distinguent : les unités sableuses et graveleuses (unités 3, 4 et 5) et les unités limono-sableuses (unité 6). Les premières ont trois faciès bien marqués : les litages parallèles obliques à la base, les sables à granoclassement vertical et de grandes lentilles de petits galets et granules à litage horizontale vers 3m de profondeur. Le deuxième grand groupe est composé exclusivement de limons sableux aux litages parallèles horizontaux (faciès LP) et parfois à granoclassement vertical (faciès GV). Comme nous l'avons démontré auparavant, ce type de dépôt résulte de crues ayant pour caractéristique une hauteur de colonne d'eau et une durée relativement importantes à l'échelle du bassin versant. Les litages entrecroisés sont absents du secteur de Paleomylos.Comme illustré plus haut, le premier groupe de faciès résulte d'écoulements concentrés de durée relativement longue et se distinguent donc des dépôts limono-sableux issus en grande partie des processus de décantation de la plaine d'inondation. Ce type de faciès peut se rencontrer pour des berges, des chenaux et des bancs (Picard et High 1973). La géométrie des dépôts en lentilles d'échelle métrique (de 1 à 3m de large) et leurs relations stratigraphiques (au sein de dépôts limono-sableux de type plaine d'inondation) contredisent la présence de bancs et berges ici. En effet, ces dépôts sont trop peu importants pour constituer le chenal entier de l'Alykos, et ces dépôts se retrouvent au sein de dépôts d'inondation. Par conséquent, ces unités résultent d'écoulements concentrés pendant une durée assez longue, à travers de petits chenaux secondaires, au sein de la plaine alluviale. Leurs positions peuvent

être influencées par la présence de «l'anomalie topographique», formée par le moulin lui-même. Toutefois, leur nature est significative du fonctionnement hydrodynamique de l'Alykos, comme le montrent des évolutions parallèles sur d'autres relevés stratigraphiques.

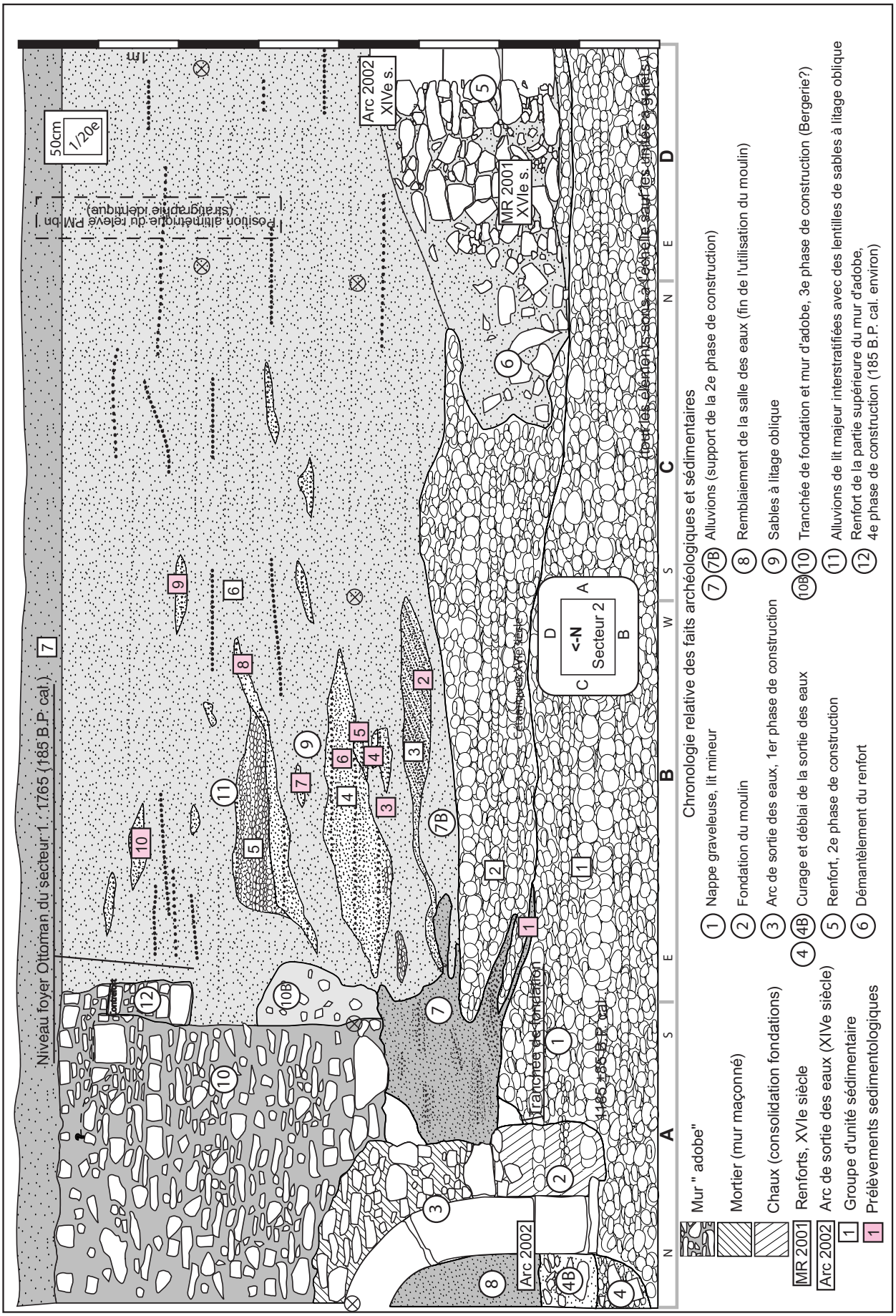


Figure 68 : Relevé stratigraphique du secteur 2 (Paleomylos)

Les lentilles sableuses échantillonnées (Figure 69) montrent des valeurs de grain médian et de 1 percentile importantes. Les indices de grains médians, de 1 percentile et de classement (*Sorting index*) sont particulièrement plus importants pour les échantillons 5, 6, 7 et 8, soit durant la période ottomane (379-72 B.P. cal.), et jusqu'au XIXe siècle au plus tard. Cette augmentation des paramètres granulométriques est aussi en rapport avec la taille des lentilles échantillonnées. La susceptibilité magnétique massique (χlf m^3/Kg) est également davantage importante pour les unités directement antérieures au XIXe siècle. Ces éléments mettent en évidence une augmentation des écoulements concentrés dans la plaine d'inondation (Cf. plus haut), auxquels participe une fraction lithoclastique de plus en plus importante des éléments de l'amont du bassin versant.

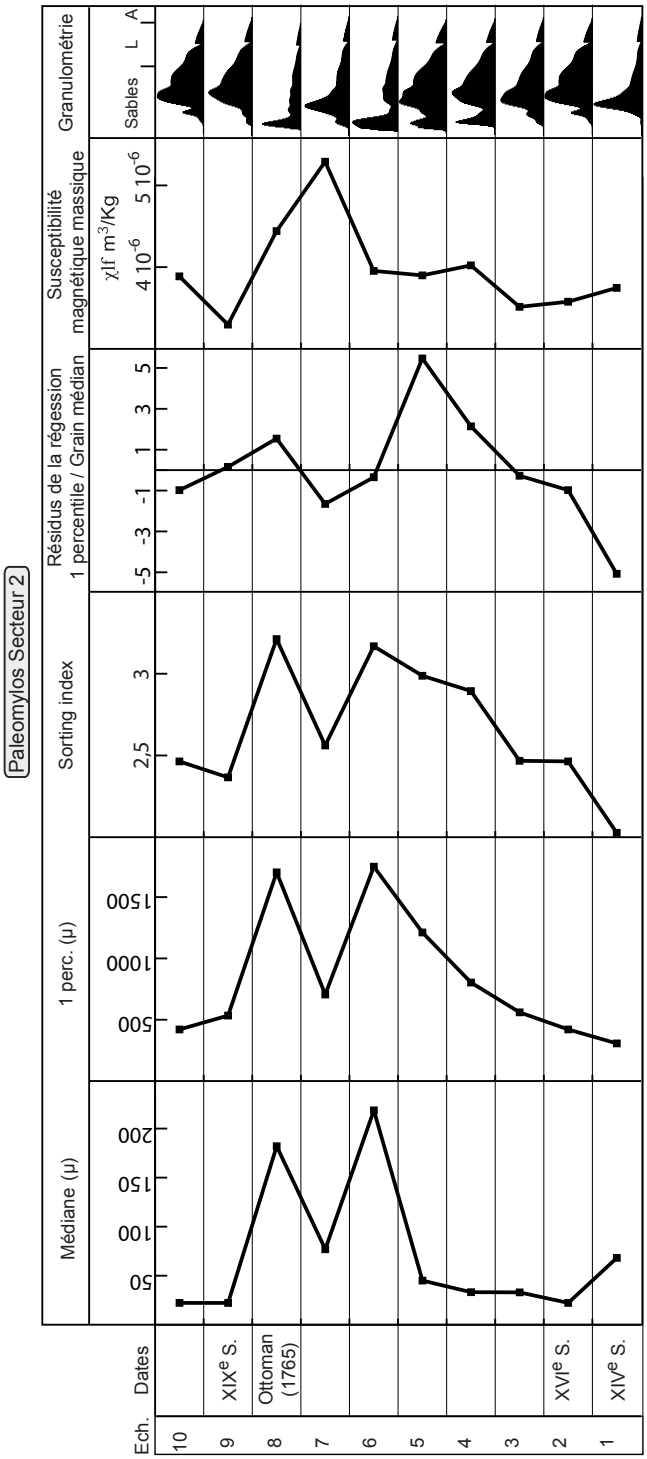


Figure 69 : Analyses sédimentologiques du secteur 2 : les écoulements concentrés

Les dépôts d'inondation limono-sableux relevés dans le secteur 1 sont strictement identiques à ceux du secteur 2. La parfaite continuité stratigraphique entre ces deux secteurs a pu être vérifiée sur le terrain comme cela est visible sur la Figure 67 (photo du bas). La position du relevé PM bn a été choisie pour des raisons logistiques (les bermes du secteur 2 mesurant plus de 7m) et décrit dans le détail les dépôts d'inondation sommitaux de la formation alluviale C. Vingt-et-une séries sédimentaires, dans lesquelles 2 à 20 séquences élémentaires visibles sont individualisées (Figure 70). Les séquences élémentaires présentent une alternance millimétrique à centimétrique, entre une

induration carbonatée et une légère brunification (Figure 67), dévoilant un enrichissement en matière organique. Cette alternance est vraisemblablement en relation avec la saisonnalité des épisodes de crue, les indurations étant en relation avec une évaporation importante (été) et l'enrichissement en matière organique s'effectuant l'hiver (Kelts et Hsü 1978, Dubar 2002). Toutefois, les contraintes de temps et de possibilité de rapatriement d'échantillons ne nous ont pas permis de réaliser un échantillonnage à l'échelle des séquences. Trois artefacts archéologiques permettent d'attribuer la série numéro 3 à la période ottomane (1765) et la série numéro 18 au XIXe siècle. Des céramiques ont été collectées dans le niveau 2. Leur identification ne permet pas d'attribuer un âge précis, mais ce type de céramique est produit au XVIe siècle ou plus tard (*T.A.Q.*) (L.Vallaury communication orale). Les faciès présents ici sont presque exclusivement des sables à litages horizontaux parallèles (faciès LP) entre lesquels s'insèrent des unités à granoclassement vertical (faciès GV). Le sommet de la stratigraphie est constitué par des limons sableux sans figure sédimentaire (faciès SU).Les indices chimiques (CaCo3 et Carbone organique) n'observent pas de correspondance immédiate avec la variation des faciès. L'échantillonnage à l'échelle des séries masque donc les variations saisonnières. La susceptibilité magnétique massique est généralement importante et observe deux pics à environ 5 10-6 A/m^{3}/Kg, après la période ottomane (1765) et le deuxième avant le XIXe siècle.À l'instar des unités sableuses (Figure 69), les dépôts d'inondation des fouilles de Paleomylos (Figure 70) montrent un changement de régime hydrologique durant le XIXe siècle, surtout mis en évidence par le changement de faciès des sables lités vers les dépôts de type SU.

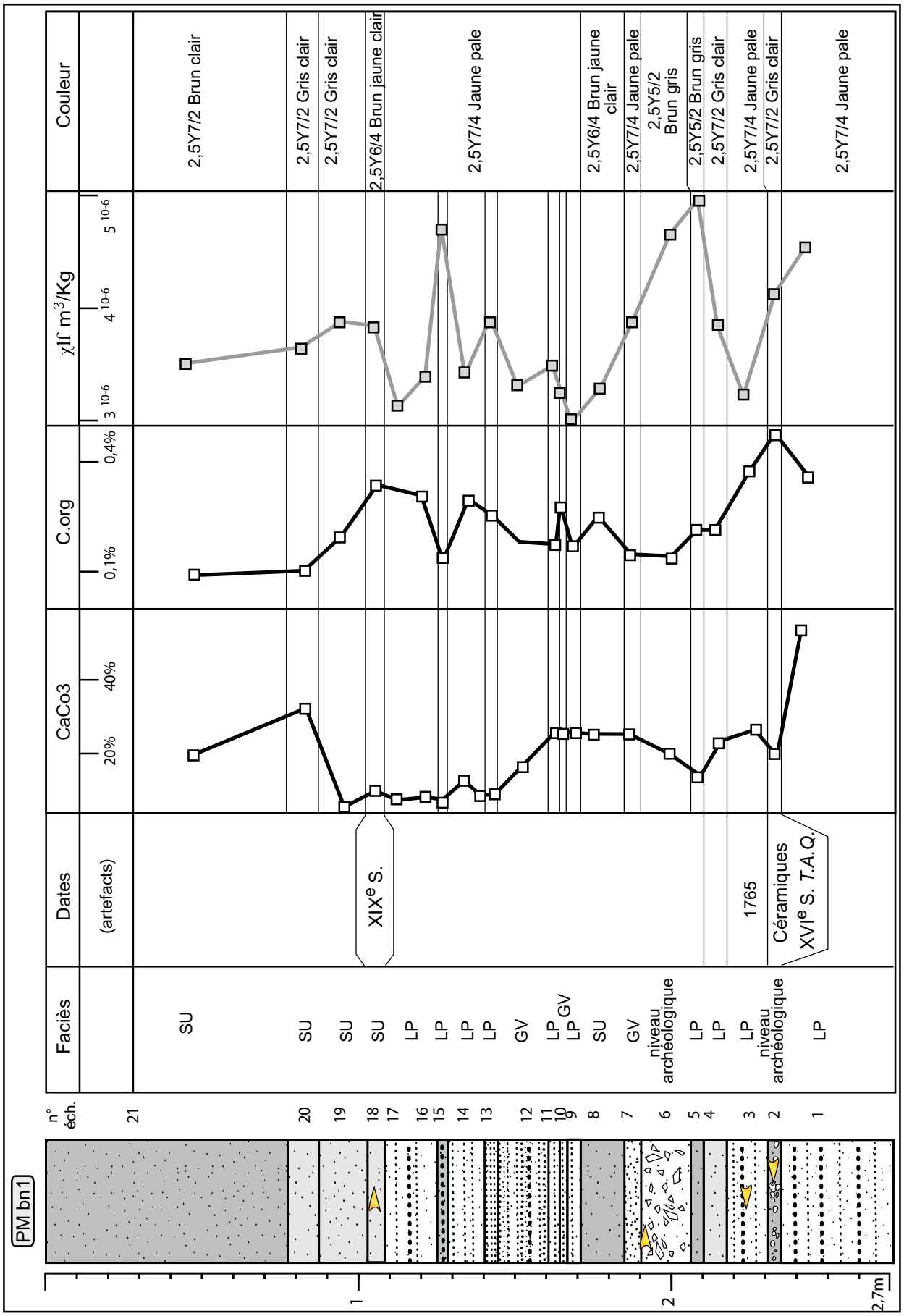


Figure 70 : Les alluvions de débordement postérieur au XVe siècle (relevé PM bn)

La succession des environnements fluviaux est similaire à celle relevée dans la coupe AY12/1, et correspond donc à une dynamique d'exhaussement rapide de la plaine alluviale en relation avec l'apparition de lits en tresse (coupe AY12). Les faciès de lit majeur et de lit mineur montrent une augmentation relative de la durée des crues et des débits liquides lors de celles-ci. Les débits solides sont plus difficiles à apprécier ici et, si les taux de sédimentation augmentent drastiquement à partir du XVIe siècle, leur comparaison par rapport au reste de l'Holocène reste contrainte par la modification des espaces d'accommodation, fluctuants du fait des incisions et perchements en terrasses. La comparaison des dépôts étudiés à Paleomylos et dans les relevés AY12, AY12/1 donne une image cohérente des paléo-milieux fluviaux de l'Alykos depuis mille ans environ.L'étude des stratigraphies de la terrasse alluviale C dans ce secteur montre, à travers la mise en relation des coupes AY12 et du moulin, que le XVIe siècle est marqué par une rétraction latérale du chenal de la rivière, alors que ce siècle marque également l'initiation de l'aggradation rapide de la plaine alluviale (Figure 63 et Figure 68). Ce contraste exprime la dichotomie morphogénique entre le fonctionnement hydrologique moyen de l'hydrosystème (débit inférieur ou égal au débit à plein bord) responsable de la rétraction du chenal, et des épisodes d'inondation plus longs et énergiques, à l'origine du remblaiement rapide et de l'aggradation du chenal et de la plaine d'inondation. Cette succession des comportements hydrosédimentaires peut être d'origine climatique (modification des précipitations moyennes et/ou des épisodes pluvieux), ou en rapport avec la charge solide transportée par l'hydrosystème, elle-même en relation avec l'état des sols et donc aussi avec l'agro-système en vigueur dans le bassin versant.

Ces archives fluviales de l'Alykos à Agios Sozomenos sont représentatives du bassin versant du Gialias, comme le montrent les similitudes de chronologie et de nature qui sont ou seront relevées avec les secteurs de Dhiplopotamon et du Gialias (coupe AY31 notamment).

5.4 Les archives fluviales du secteur aval de l'Alykos : secteurs de Dhiplopotamon et de Kakoskalin

Ce secteur est l'espace de confluence de l'Alykos, du Gialias et du Tjyr Pavlos, ancien petit cours d'eau intermittent dont le talweg est aujourd'hui totalement remblayé (Figure 71, Cf. plus bas). Les trois terrasses alluviales holocènes sont présentes sur le secteur aval de L'Alykos (Figure 71, Figure 72), et s'organisent en gradins concentriques au niveau de la confluence. Les terrasses de rive droite de l'Alykos rejoignant les terrasses de rive gauche du Gialias, ce qui prouve une certaine homogénéité des faits morphologiques holocènes entre ces deux organismes hydrologiques.

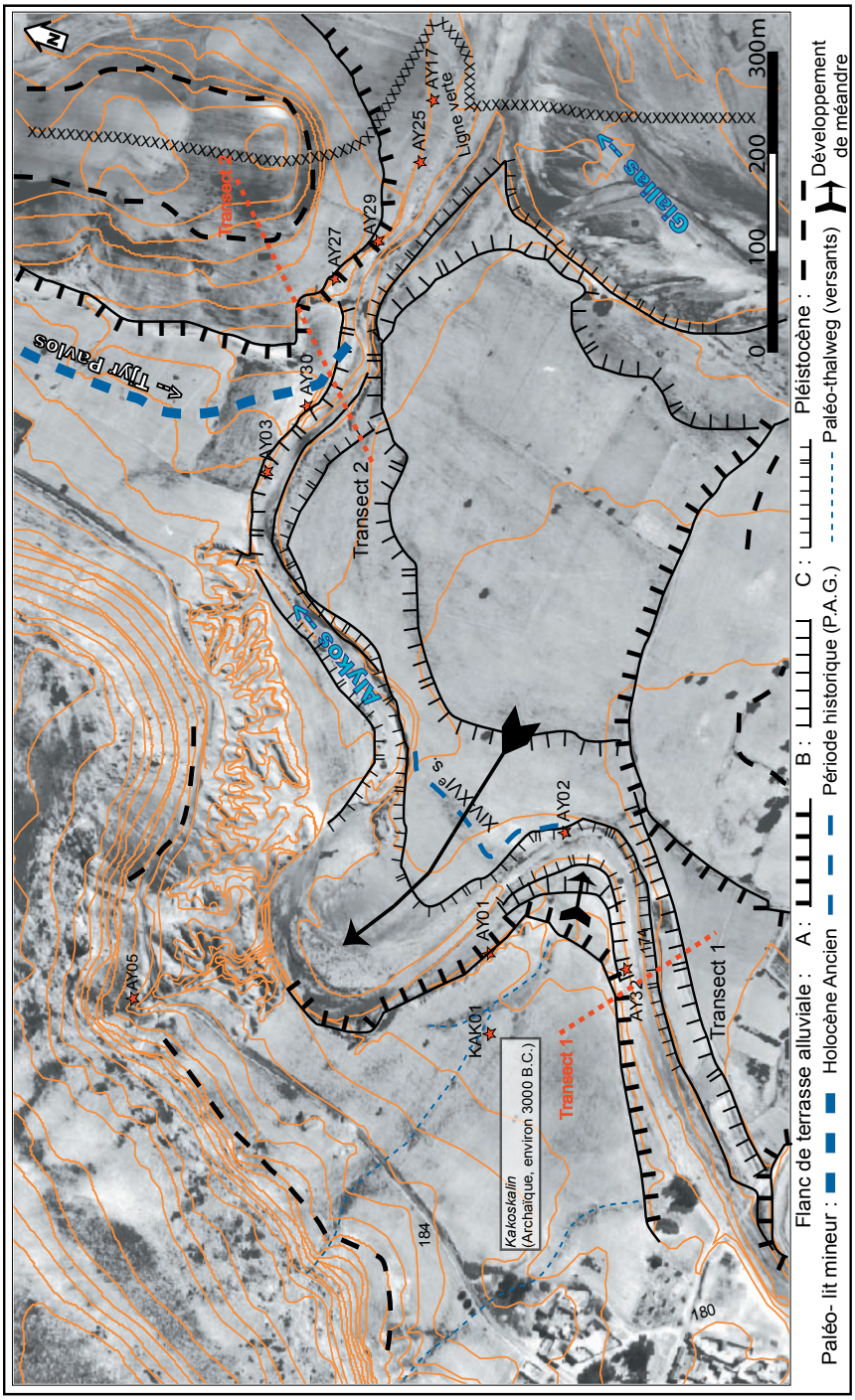


Figure 71 : Cartographie des terrasses alluviales holocènes dans le secteur de Dhiplopotamon – Kakoskalin

Dans ce secteur, l'emboîtement des terrasses alluviales est moins prononcé (Figure 72), la configuration des appareils alluviaux est même parfois proche de l'étagement. Ce fait est en relation avec la pente longitudinale du thalweg de l'Alykos (environ 0,1%) qui est beaucoup plus prononcée que celle des versants (environ 0,01%) et des reliefs structuraux (environ 0%) le long de la vallée.

Les différents relevés stratigraphiques présentés peuvent se regrouper chronologiquement : la coupe AY29 révèle les dépôts de la terrasse A ; les coupes AY32, AY30 et AY3 appartiennent à la terrasse alluviale B ; la terrasse alluviale C est étudiée avec la coupe AY02. Les enregistrements sédimentaires seront présentés dans cet ordre chronologique.

Afin de ne pas alourdir inutilement le texte, une dizaine de relevés stratigraphiques réalisés dans ce secteur ne sont pas détaillés ici. Le manque de datation radiocarbone ou culturelles et la redondance des informations chronostratigraphiques avec les autres coupes rendent superflus leur description. Il faut toutefois noter que, par la nature, les faciès, la pédogenèse et les rapports stratigraphiques des dépôts, ces enregistrements sédimentaires confirment systématiquement le cadre chronostratigraphique présenté pour le secteur médian du Gialias (Potamia-Agios Sozomenos).

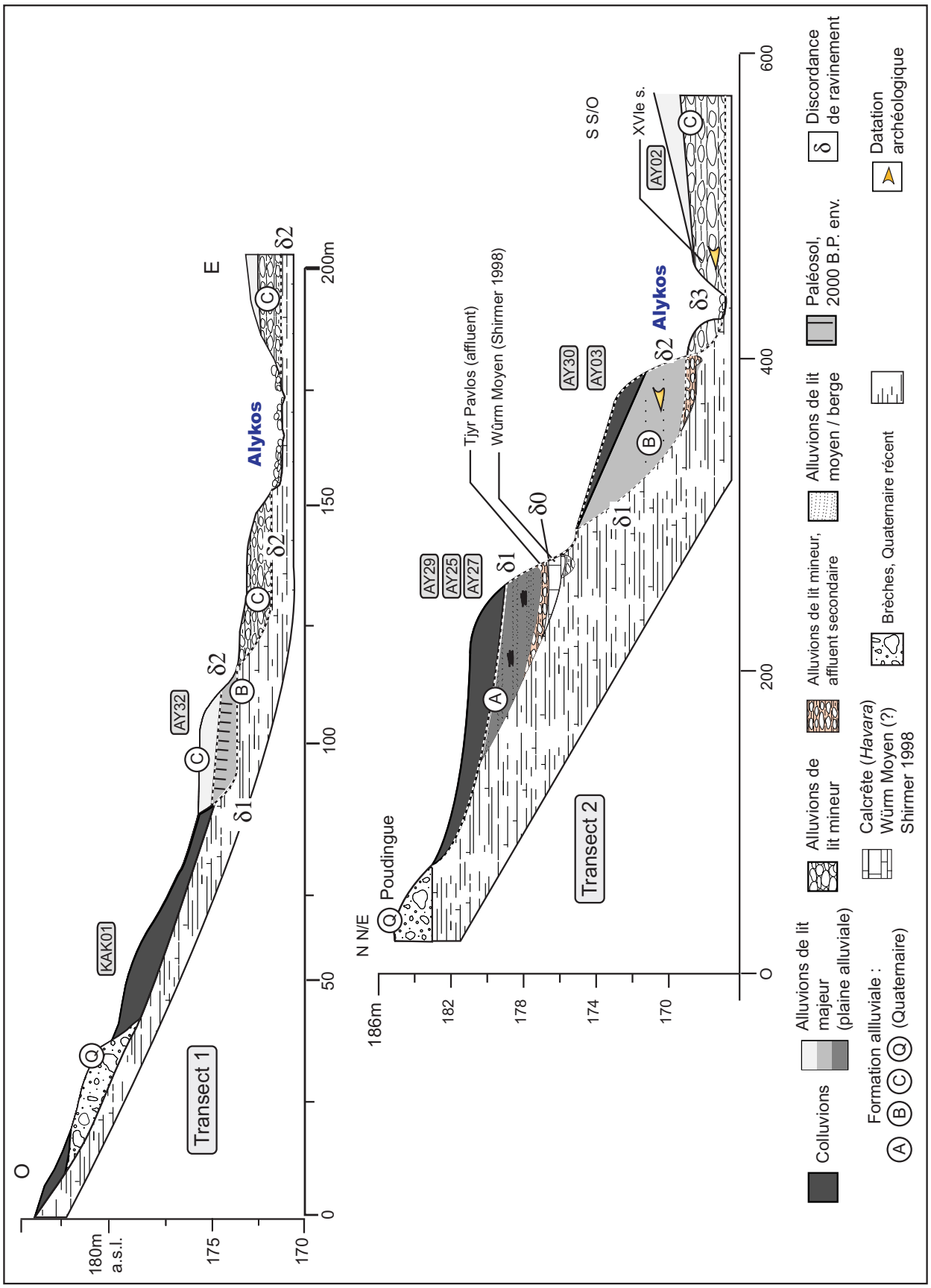


Figure 72 : Deux transects des dispositifs alluviaux du secteur de Dhiplopotamon – Kakoskalin

5.4.1 Relevé AY29

Le schéma d'évolution de la plaine alluviale de l'Alykos est confirmé et complété par les enregistrements sédimentaires de ce secteur. Pour la terrasse alluviale A, le relevé AY29 confirme les faits pédosédimentaires vus précédemment et permet de tester leur extension géographique au sein du secteur médian du bassin versant (Figure 73).

Le relevé AY29 met en évidence quatre formations sédimentaires d'âges et de natures différents. Le substrat (unité 0) est constitué de marnes enrichies en sables fins du Pliocène. La première formation alluviale est constituée de deux couches (unités 1 et 2) graveleuses. Elle est fortement consolidée par un ciment carbonaté formant ainsi un horizon pétrocalcique (Duchaufour 1977, Soil Survey Staff 1998, AISS-FAO 1999), et la seconde par des argiles rouge clair (10R 4/8) compactes, enrichies en matière organique décomposée non associée à une structure ou à une brunification. Ces dernières indiquent l'accumulation illuviale de matière organique amorphe et de sesquioxydes alumineux, et forment donc un horizon Bh (AISS-FAO 1999). L'ensemble forme un sol de type calcrête (nom local : *Havara*) développé à partir d'un matériel parent fluviatile. Schirmer (1998) date ce type de développement pédologique du Würm Moyen pour différents bassins versants méridionaux de Chypre – datation qui est proposée ici en l'absence d'autres arguments. De toute façon, ces deux unités sont pré-holocènes, comme le montrent le type de développement pédologique (horizons pétrocalcique et Bh totalement absents des dépôts alluviaux holocènes), la position stratigraphique et morphologique (en dessous de la terrasse alluviale holocène A). De plus, elles sont séparées des dépôts holocènes par une discordance de ravinement (δ0).

Les unités sédimentaires 3 à 6 sont composées d'alluvions limono-sableuses de faciès LP et/ou GV (Figure 73). Les sables sont mieux représentés pour les unités 6B et 6D (65%), ils sont organisés en lits parallèles à granoclassement vertical positif (faciès GV). Les courbes granulométriques ont un mode bien marqué dans les sables fins et une asymétrie beaucoup plus proche des valeurs positives par rapport aux autres échantillons (Skewness aux alentours de –0,1). Ces faciès granulométriques sont typiques des dépôts d'inondation ; ils se distinguent bien au sein de la coupe des unités de chenaux (unités 1 et 2) et des unités colluviales (unité 7), par l'absence de ballast et de sables grossiers.

Trois unités (3B, 4 et 5) particulièrement limoneuses présentent une structure pédologique polyédrique et des minéraux secondaires d'origine pédologique (carbonate de calcium, manganèse et gypse). Ces sols possèdent donc des caractéristiques originales identiques à celles des sols datés entre 11 000 et 8 300 B.P. étudiés dans les coupes AY7/3 et AY26 du secteur d'Ekhaton Skales (partie 4-2.).

La couche sommitale (unité 7) est de texture sablo-limoneuse. Des cailloutis peu émoussés sont aussi présents (15%). Comme les sables grossiers observés sous binoculaire, ils se composent

exclusivement des grès calcaires et d'éclats de marnes qui composent le relief structural (mesa) d'Agios Sozomenos et ses versants (Figure 44). L'indice de tri de la fraction sableuse est médiocre (Φi : 1,1). Aucune structure sédimentaire de type fluviatile n'est présente, des lentilles de sables grossiers ou de petits cailloutis de très petite taille (de 3 à 5cm) sont en relation avec des écoulements concentrés sporadiques. Tous ces éléments permettent d'identifier la nature colluviale de l'unité 7. La base d'un mur est mise à jour au sein de cette unité : il est daté par des céramiques de l'Âge du Fer (3000-2275 B.P.) sans plus de précision. Cette structure marque le *TAQ* de la fin des processus alluviaux et de l'incision (δ1) pour cette terrasse.

Au final, les enseignements pédosédimentaires nouveaux du relevé AY29 sont contraints par la rareté des informations chronologiques (une datation radiocarbone a été effectuée pour l'unité 5, mais un problème est survenu lors du comptage en laboratoire). Elle permet de confirmer et d'apporter un nouveau jalon spatial des faits pédosédimentaires inscrits au sein de la terrasse alluviale A et étudiés dans les autres secteurs.

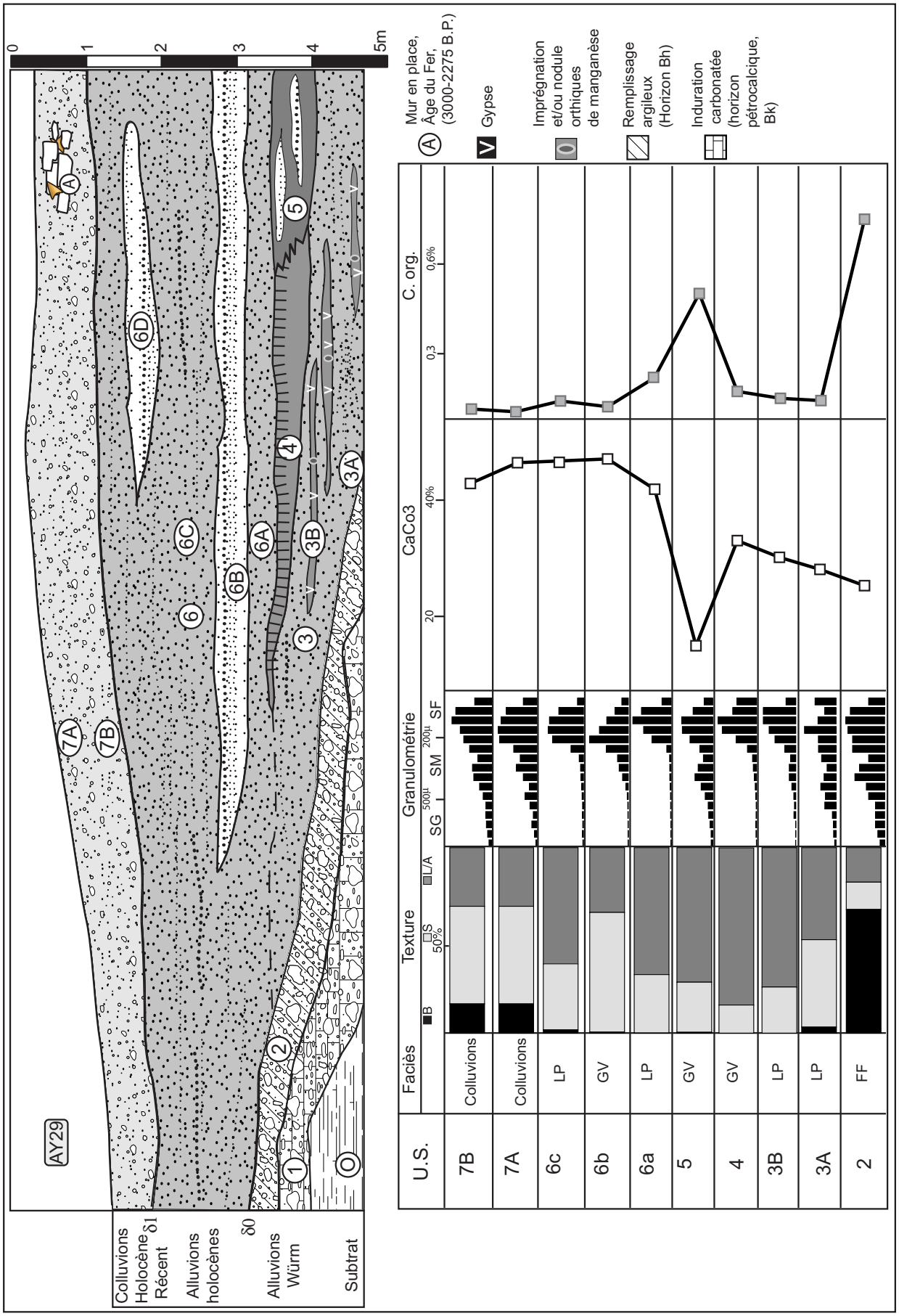


Figure 73 : Terrasse alluviale A, relevé AY29

5.4.2 Caractéristiques sédimentaires de la coupe AY32 (nappes alluviales B et C)

5.4.2.1 Faciès sédimentaires

Le relevé AY32, d'une épaisseur de 3,6m, est composé de cinq unités sédimentaires (Figure 74). Elle se situe en rive gauche de l'Alykos, dans le prolongement du glacis colluvial (Figure 71, Figure 72) mis en évidence par l'étude des tranchées effectuée à Kakoskalin (coupe Kak01, Figure 79). L'incision qui a généré les différentes terrasses s'est associée à l'accentuation progressive de vastes méandres auxquels est associée la coupe observée, comme pour la coupe AY02 sur la rive droite de l'Alykos quelques dizaines de mètres en aval (Figure 71).

La première unité est composée de limons sableux dont le débitage en plaquettes souligne les litages horizontaux parallèles (faciès LP). Les sables sont quasiment absents de la deuxième unité (principalement pour 2b) ; les faciès sont ici de type LP (unité 2a) et GV (unité 2B). La fraction sableuse est plus importante pour les unités 3 et 4. Les unités sablo-limoneuses 5 et 6 sont de faciès SU et séparées des précédentes par la discordance de ravinement δ2.

Différents matériaux archéologiques se retrouvent dans cette coupe. De nombreuses céramiques homogènes constituent le ballast des unités 3 et 4. Elles sont identifiées comme appartenant à la période géométrique (3000-2700 B.P.) pour l'unité 3, et à la période archaïque (2700-2425 B.P.) pour l'unité 4. Des blocs de grès pliocènes taillés composent le ballast de cette dernière, ils témoignent de la proximité de structures archéologiques.

Deux datations AMS ^{14}C ont été effectuées sur les micro-charbons présents dans les unités 3 et 4, elles datent ces niveaux respectivement de 2605 ±145 et 2550 ±190 années B.P. cal. Les datations radiométriques et les périodes de production des céramiques concordent remarquablement.

5.4.2.2 Traits pédologiques

Aucune structure pédologique nette n'est relevée dans la première unité. Les carbonates secondaires sont présents sous forme de manchons et de revêtements pulvérulents. L'accumulation pédologique des carbonates définit l'horizon Bk.

Les unités 2, 3 et 4 constituent un horizon Aa particulièrement développé (1,5m), identifiable par sa couleur brune, son agrégation et un enrichissement relatif en matière organique (entre 0,15 et 0,2%). Cet horizon se développe sur trois unités sédimentaires (2, 3 et 4) où les figures de dépôt sont encore visibles. Des variations de structure entre les différentes unités sont relevées ; elles sont de moins en moins développées de l'unité 2 à l'unité 4. La structure de l'unité 2a est polyédrique bien développée (agrégats de 3cm) ; l'unité 2b est de même nature mais les facettes sont moins nettes et les agrégats de plus petite taille (1cm). La structure est grumeleuse pour les unités 3 et

4, elle est faiblement marquée et peu cohésive dans cette dernière. Des taches diffuses noir foncé et légèrement ocre sur ses périphéries marquent l'imprégnation manganique dans l'unité 2b.Les unités pédogénéisées de la coupe AY32 permettent donc d'identifier un fluviosol brun calcique polyphasé (Duchaufour 1977). Sa base (unité 2b) est de chronologie et de nature identique aux sols présents dans les coupes AY12 (secteur d'Agios Sozomenos) et AY7/0 (secteur d'Ekhaton Skales) appartenant à la formation alluviale B. Le paléosol n°5 se retrouve donc dans toutes les coupes étudiées et datées et est, par conséquent, l'un des témoins du synchronisme morphodynamique du bassin versant. Dans la coupe AY32, le sommet peut être rapproché par ses traits pédologiques et sa position chronostratigraphique du paléosol n°6. Il marque des processus de dépôt ralentis et une pédogenèse continue entre environ 3000 et environ 2500 cal BP.

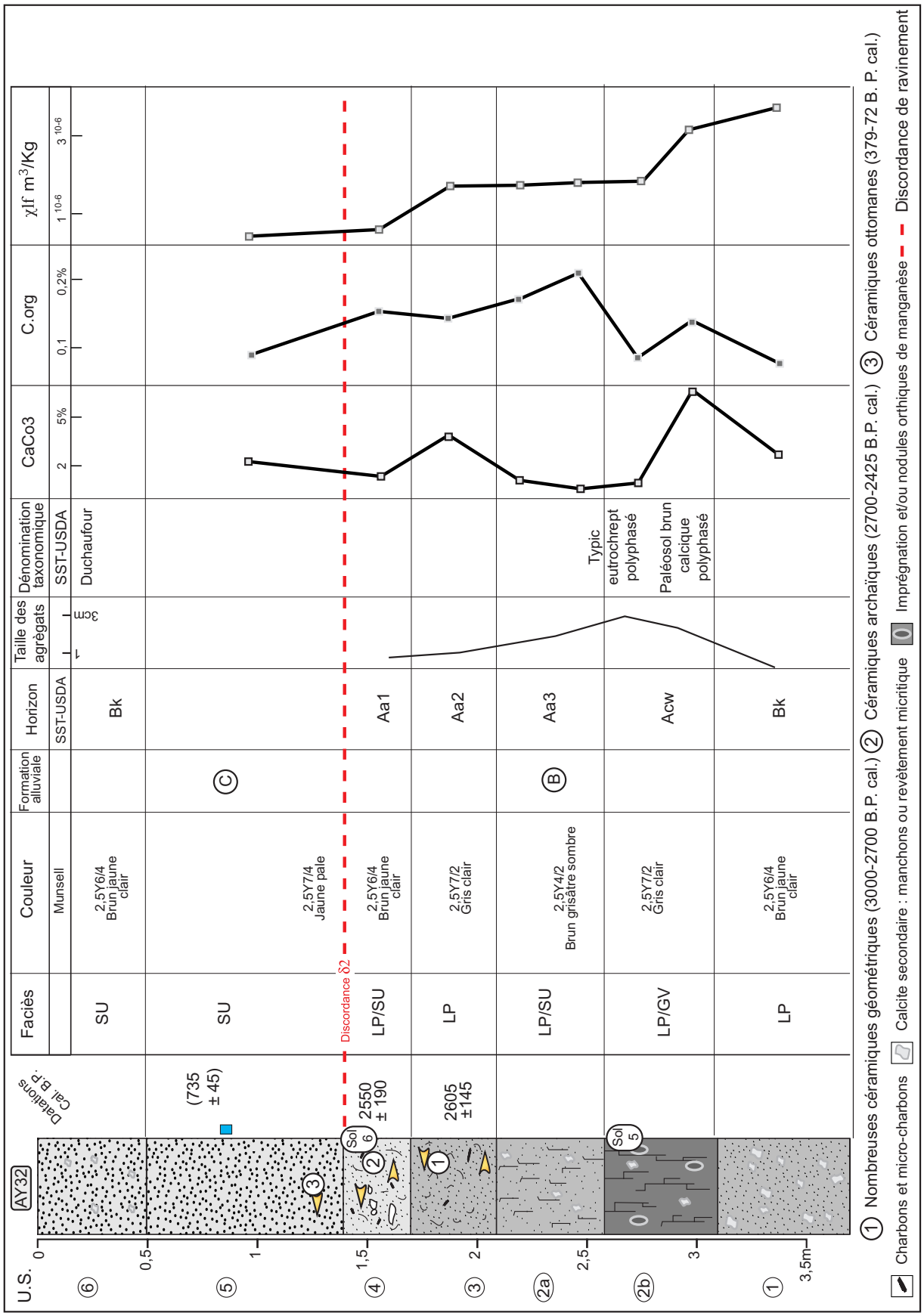


Figure 74 : Relevé AY32 : formation alluviale B en rive gauche de l'Alykos

5.4.3 Terrasse alluviale B et le comblement d'un affluent de rang 2 de l'Alykos : relevé stratigraphique AY30

La rive gauche de l'Alykos sur le secteur de Dhiplopotamon est bordée par la petite vallée à fond entièrement plat de Tjyr Pavlos qui ceinture le versant Nord de la mesa d'Agios Sozomenos (Figure 44 et Figure 71). Durant l'été 2002, l'élargissement de parcelles agricoles au détriment du flanc des terrasses sus-jacentes, à l'aide de moyens mécaniques, a mis à jour la stratigraphie de ce vallon et ses relations avec les alluvions de l'Alykos.

La coupe permet d'étudier sept séries sédimentaires reposant sur le substrat marneux pliocène (Figure 75).
La série 1 est directement issue de l'érosion *in situ* du substrat pliocène. Elle en conserve les caractéristiques granulométriques et minéralogiques, mais ne préserve pas les figures sédimentaires des marnes. Cette unité s'est donc constituée lors de l'incision de la rivière précédant la mise en place de la nappe alluviale B (discordance δ1).

La deuxième unité est de texture gravelo-sableuse de faciès FF (*Filled Framework*). La granulométrie des sables est ici marquée par une asymétrie fortement positive, ce qui, associée à l'observation du faciès milieu de sédimentation, met en évidence la présence d'écoulements concentrés permanents ou semi-permanents dans un lit mineur. La présence de nombreux galets et de sables grossiers en provenance du massif du Troodos – Machairas (aussi mis en évidence par une forte valeur de susceptibilité massique), les relations stratigraphiques de cette couche avec les unités inférieures et supérieures, ainsi que son extension latérale, permettent de l'identifier comme appartenant au lit mineur de l'Alykos et non du Tjyr Pavlos. Ce niveau de galets témoigne donc d'une position relativement stable du lit mineur après l'établissement de la discordance δ1 et avant l'accumulation de la nappe alluviale B. Des céramiques de l'époque classique (2425-2350 B.P.) permettent de dater ce lit mineur.

L'unité 3 est principalement limono-sableuse ; le ballast étant toutefois présent sous forme de granules, le faciès est ici de type SU. Comme le faciès, la granulométrie démontre un changement des dynamiques fluviatiles. Le tri est plus mauvais (ΦI : 1,22), l'asymétrie devient négative (-0,21). Deux modes sont identifiés dans les sables fins et les sables moyens. Ces indices montrent un changement du milieu fluviatile du lit mineur (unité 2) vers des dépôts d'inondation. Plusieurs fragments de céramiques hellénistiques (2275-2000 B.P.) sont présents au sein des sédiments. Les unités suivantes (2, 3 et 4) sont aussi principalement constituées de limons avec une fraction grossière (ballast) constituée de granules assez importantes (entre 40 et 20%). Les limons, sables et les granules se répartissent en lits horizontaux parallèles (faciès LP). L'ensemble des céramiques présentes dans ce niveau date de la fin de la période romaine jusqu'au début de l'époque byzantine (1700-1400 B. P. environ).

Les unités 4 et 5 sont de texture limono-sableuse, les sables se répartissent en lits horizontaux parallèles (faciès LP). Aucun élément de datation n'est présent ici. Les faibles valeurs de susceptibilité magnétique massique et l'observation des sables sous binoculaire montrent la rareté des minéraux en provenance de l'amont du bassin versant de l'Alykos. Ces dépôts sont une étape du comblement du paléo-thalweg du Tjyr Pavlos et résultent très probablement de l'alluvionnement de cet organisme.

L'unité 6 est constituée de sédiments limono-sableux lités (faciès LP) au sein desquels s'insèrent de larges lentilles de granules et de galets (faciès OF et FF). Ces lentilles se retrouvent au plus proche du paléo-thalweg, formé par l'incision de la discordance δ1, dans le prolongement du vallon de Tjyr Pavlos. Elles témoignent donc des écoulements concentrés de ce vallon. Toutefois la pétrographie du ballast et la susceptibilité magnétique massique semblent également montrer une participation détritique de l'Alykos. Dès lors, soit le Tjyr Pavlos remanie des sédiments fluviatiles de l'Alykos soit l'unité 6 du relevé AY30 met en évidence la paléo-confluence du Tjyr Pavlos et de l'Alykos. L'unité 6 est la plus développée (2,5m d'épaisseur au minimum). Elle témoigne du comblement rapide de l'affluent de l'Alykos, en parallèle avec la mise en place de la nappe alluviale B de l'Alykos. Par contre, tout indice sédimentologique ou stratigraphique d'alluvionnement ou d'écoulement du Tjyr Pavlos est absent des enregistrements sédimentaires du reste du secteur. Le remblaiement du thalweg de l'Alykos a donc modifié significativement le niveau de base de l'affluent, jusqu'à empêcher son écoulement, même si ce fait peut aussi être en relation avec des modifications climatiques durant l'Holocène récent.

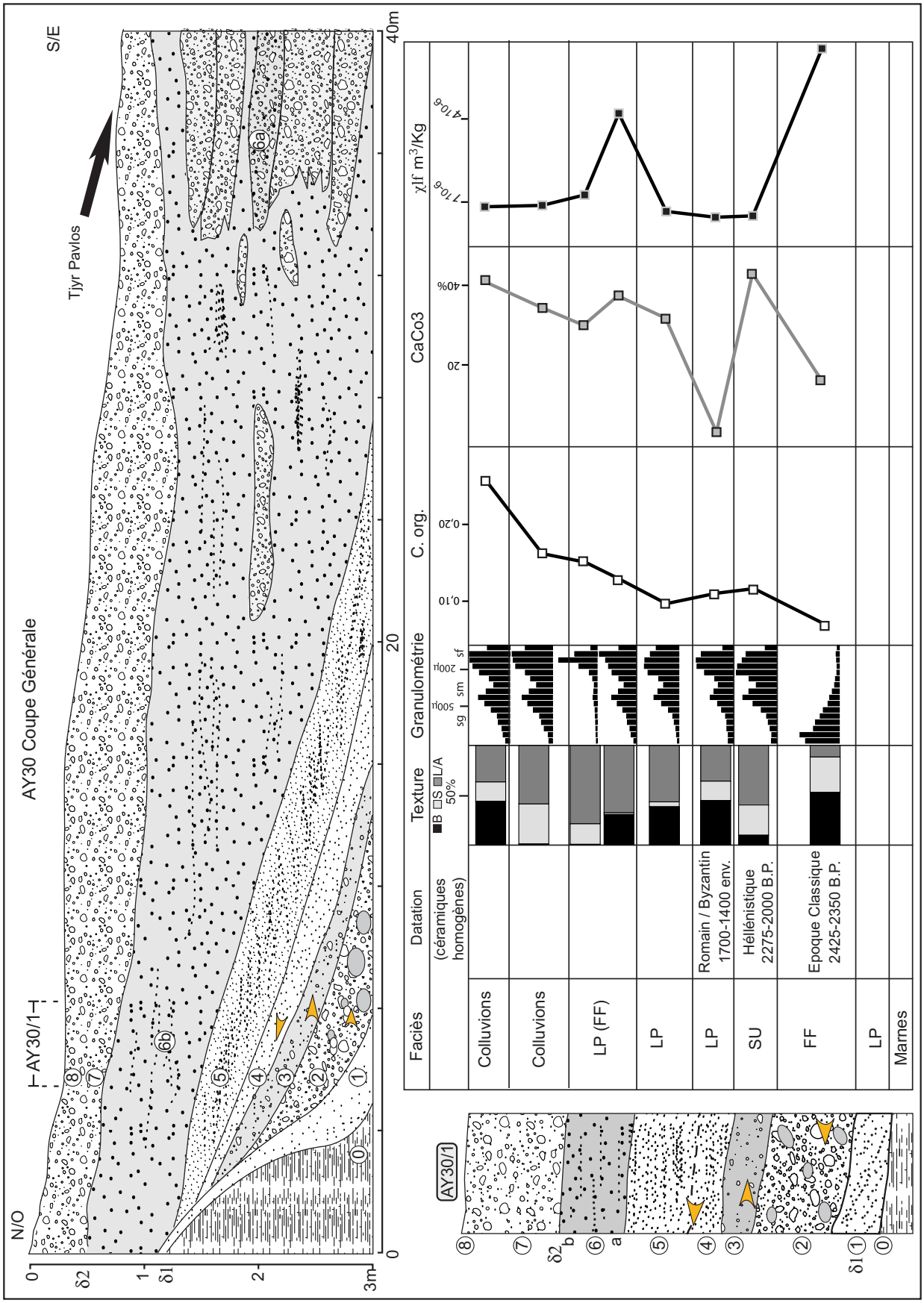


Figure 75 : AY30, terrasse alluviale B

5.4.4 Un nouveau témoin chronostratigraphique et morphologique de la terrasse alluviale B

: Coupe AY3

La coupe AY3 permet d'apporter un repère chronostratigraphique supplémentaire de l'alluvionnement de l'Alykos dans ce secteur. Ce relevé se situe quelques dizaines de mètres en amont du relevé AY30, dans l'axe actuellement apparent du vallon de Tjyr Pavlos (Figure 71). Cette coupe naturelle s'est formée dans la rive concave d'un méandre libre de l'Alykos (Figure 72). Actuellement, elle sectionne par son milieu un puits daté de l'Âge du Bronze (Figure 76). Ce relevé met en évidence un affleurement de marnes pliocènes de plus de 5,5m de hauteur (Figure 76). Cette première observation réfute la présence du paléo-thalweg du vallon de Tjyr Pavlos à cet endroit et le confine, par conséquent, à la position du relevé AY30.

Des alluvions sablo-limoneuses de faciès LP et des fines couches de sable recouvrent le substrat marneux sur 1,5m d'épaisseur (unité 1). Le puits de l'Âge du Bronze recoupe la base de ces alluvions, mais le niveau de creusement de ce puits n'a pas pu être mis en évidence. La datation des ces alluvions est apportée par la découverte de sépultures liées à de nombreuses céramiques (dont des objets entiers) du Bronze Final (3600-3300 B. P.). La base du creusement des sépultures se situe au sein des alluvions de faciès LP, ce qui permet d'assurer la datation relative de ces dernières.

Les sépultures sont fossilisées par une nappe limono-sableuse (unité 2) de couleur brune (2,5Y5/2) ; les sables s'organisent en lits (faciès LP) qui semblent parfois présenter un granoclassement vertical (faciès GV). La bioturbation importante, dans ces niveaux qui sont proches de la surface, empêche toute identification fiable de ce dernier faciès. Une structure pédologique polyédrique est présente, des nodules carbonatés abondent à la base de l'unité 2 et au sommet de l'unité 1. Ces éléments identifient un paléosol brun calcique (Duchaufour 1977) ; sa position par rapport aux sépultures datées et ses caractéristiques nous permettent de le rapprocher du paléosol n°5 identifié dans les coupes AY7/0, AY24, AY12, et AY32 (Cf. plus haut).

1.3.5 Position du lit mineur et développement de méandres durant le Petit Âge Glaciaire : le relevé AY2

La coupe AY2 est positionnée en rive droite de l'Alykos, quelques dizaines de mètres en amont du point d'inflexion du méandre libre de l'Alykos, près du secteur de Kakoskalin (Figure 71). La stratigraphie, relativement simple, est composée de deux unités (
Figure 76).

La première est une nappe de 1,7m de galets sans matrice (OF), entrecoupés de lentilles de sable grossier, perchées 4m au-dessus du lit mineur actuel de l'Alykos. Ces dépôts sont le témoin de la présence d'un ancien chenal de l'Alykos. Le sommet de la coupe est composé de sables limoneux au litage parallèle peu net, sans aucun élément de datation. Des céramiques collectées au sein de la nappe graveleuse datent toutes des XIV-XVe siècles. En raison de l'importance du talus présent au

pied de la coupe AY2, la base de l'unité 1 n'a pu être étudiée (Figure 76), mais rien ne contredit la présence de galets sur les premiers mètres de la coupe.

Les galets se disposent en entassement simple (faciès OF) et sont relevés vers l'aval, non pas dans la direction actuelle exacte de l'Alykos, à cet endroit (nord-ouest), mais vers le nord-est. Cette direction recoupe le méandre de l'Alykos et est soulignée, à la surface de celui-ci, par une dépression linéaire décimétrique et par une humidité relative plus importante, révélée par la végétation durant la saison estivale, visible sur certaines photos aériennes (Figure 71). La coupe AY2 permet de mettre en évidence un ancien lit mineur qui traverse de part en part le lobe convexe d'un méandre de l'Alykos (Figure 71). Ce tracé de la rivière est antérieur au développement de son méandre. Sa position par rapport à la rivière actuelle, sa datation et sa nature permettent de le rapprocher du sommet de la nappe graveleuse excavé à Paleomylos (Figure 68).

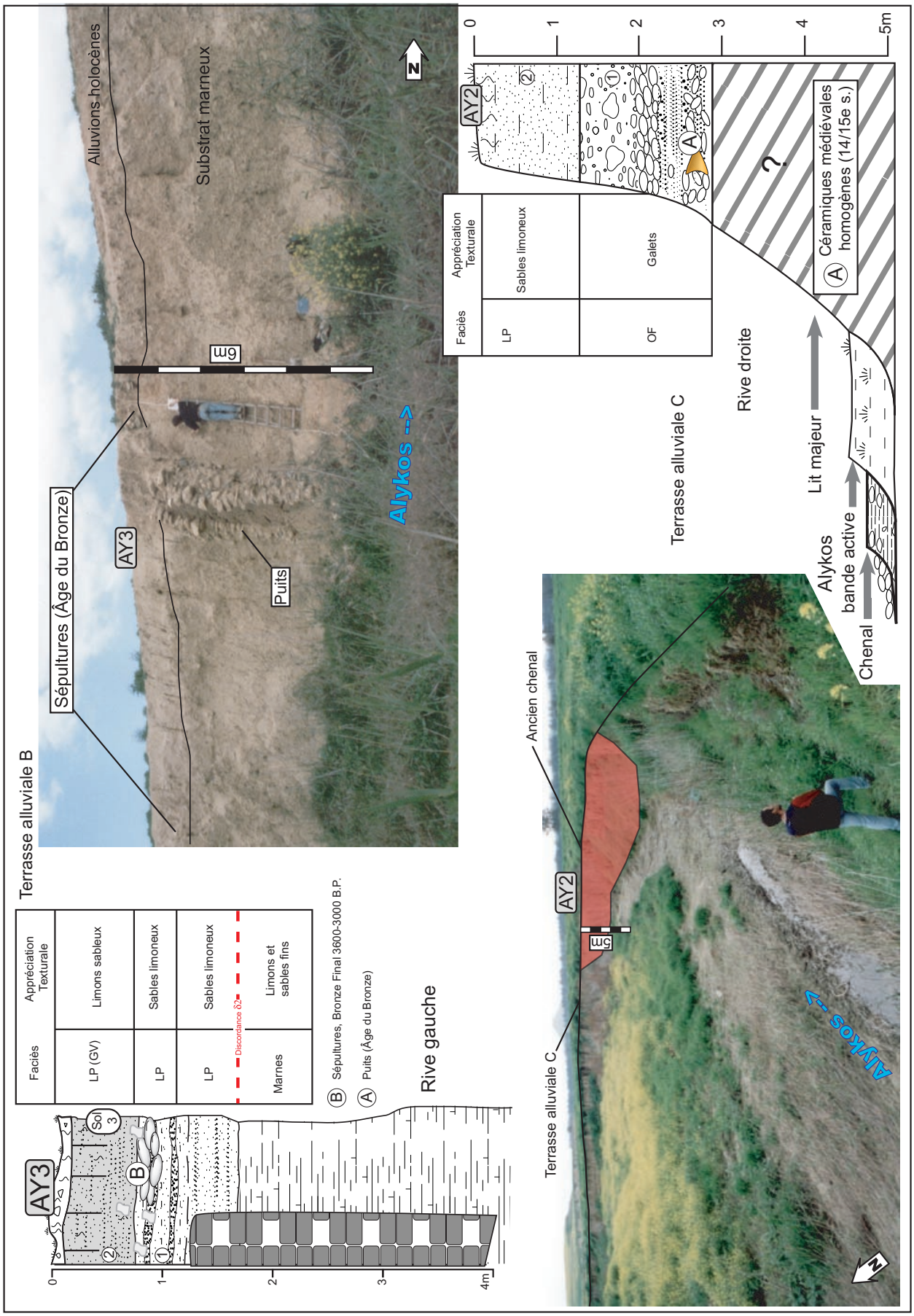


Figure 76 : Relevés stratigraphiques AY3 (terrasse alluviale B) et AY2 (terrasse alluviale C)

5.5 Les marges de la vallée alluviale : les formations colluviales des versants de la mesa d'Agios Sozomenos

Deux secteurs ont été investis. Le premier (Mutas Skales) se situe sur le même versant que le village abandonné d'Agios Sozomenos, 800m plus à l'amont (Figure 43, Figure 62 et Figure 77). Sept tranchées ont été réalisées manuellement. Les informations délivrées sont toutes similaires à la tranchée Mutr02 qui est présentée ci-dessous. Deux tranchées mécaniques ont permis de mettre à jour les stratigraphies colluviales sur le lieu-dit de Kakoskalin. Ce site se situe 600m à l'aval d'Agios Sozomenos (Figure 43 et Figure 71)

5.5.1 Mutas Skales

Le site de Mutas Skales se situe sur le versant de la mesa d'Agios Sozomenos. Ce versant est ici régulier, avec une pente de 2% du versant vers la rivière (Figure 77). En raison d'une forte concentration de céramiques en surface, sept tranchées ont été effectuées afin de retrouver un éventuel habitat médiéval.

Les différentes séries de la tranchée numéro 2 sont toutes d'origine colluviale, puisque les minéraux proviennent exclusivement des roches présentes sur la mesa qui domine le versant. Le calibre des sables (sables fins) est aussi en rapport avec la roche source. La granulométrie des sables varie peu d'une série à l'autre. Les unités sont sablo-limoneuses, hormis les unités 2 et 5 où les limons prédominent légèrement. Les seules figures sédimentaires visibles sont de petites lentilles de sables (largeur <1cm) qui témoignent de ruissellements aréolaires relativement plus concentrés. Les autres unités résultent du ruissellement diffus sur le versant.

La couleur est jaune pâle (2,5Y7/4) sauf pour les unités 2 et 5 où la couleur est brun jaune. Ces deux dernières ont une structure pédologique grumeleuse, sont fortement bioturbées et possèdent les fractions limoneuses les plus importantes : elles témoignent donc de processus de brunification et forment un horizon Aa. La couleur, la structure et la bioturbation caractérisent un enrichissement en matière organique. Des horizons d'accumulation de carbonate de calcium (Bk) sont présents au-dessous des unités 2 et 5, des nodules de carbonates ou des manchons carbonatés en témoignent.

Les charbons de l'unité 5 sont datés de 1260 ±90 B.P. cal. : le paléosol est synchrone du paléosol numéro 6 de la coupe de référence AY7/0. Comme tout sol en milieu de sédimentation actif, la formation pédologique est synchrone du ralentissement de la sédimentation. La conservation de la structure pédologique est également un indice de l'absence de labour à cette période. Cette action entraîne en effet une déstructuration mécanique des agrégats (Fedoroff *et al.* 1987, Macphail 1992, Fitzpatrick 1993, Davidson 2002). Il faut noter que les pédogenèses s'effectuent en dehors des

séries où les ruissellements sont relativement plus concentrés. Ce fait illustre encore l'ambiguïté des rapports morphogenèse/précipitation en milieu semi-aride. Une augmentation des précipitations moyennes peut favoriser la pédogenèse en entraînant une remontée biologique, mais peut également favoriser l'érosion, les pluies arrosant des sols en grande partie dénudés. La ségrégation des séries colluviales pédogénéisées et des séries déposées par des ruissellements concentrés témoigne que ces dernières ne résultent pas de l'augmentation moyenne des précipitations, mais plutôt de l'intensité de l'épisode pluvieux (Coque 1998) qui ne favorise pas le développement de la végétation.

Toutes les tranchées sur le site de Mutas Skales sont comparables d'un point de vue stratigraphique (faciès, succession et épaisseur). Les séries nous informent également que les dépôts sont issus de colluvionnements en nappes aréolaires (ruissellement diffus ou très faiblement concentré). Dès lors nous pouvons avancer le fait que ce site de versant a évolué en nappes colluviales successives aggradantes. La date effectuée dans la tranchée numéro 2 montre que la sédimentation est lente par rapport aux milieux fluviaux et aux autres sites de versants (Figure 79). Ceci sera discuté plus bas.

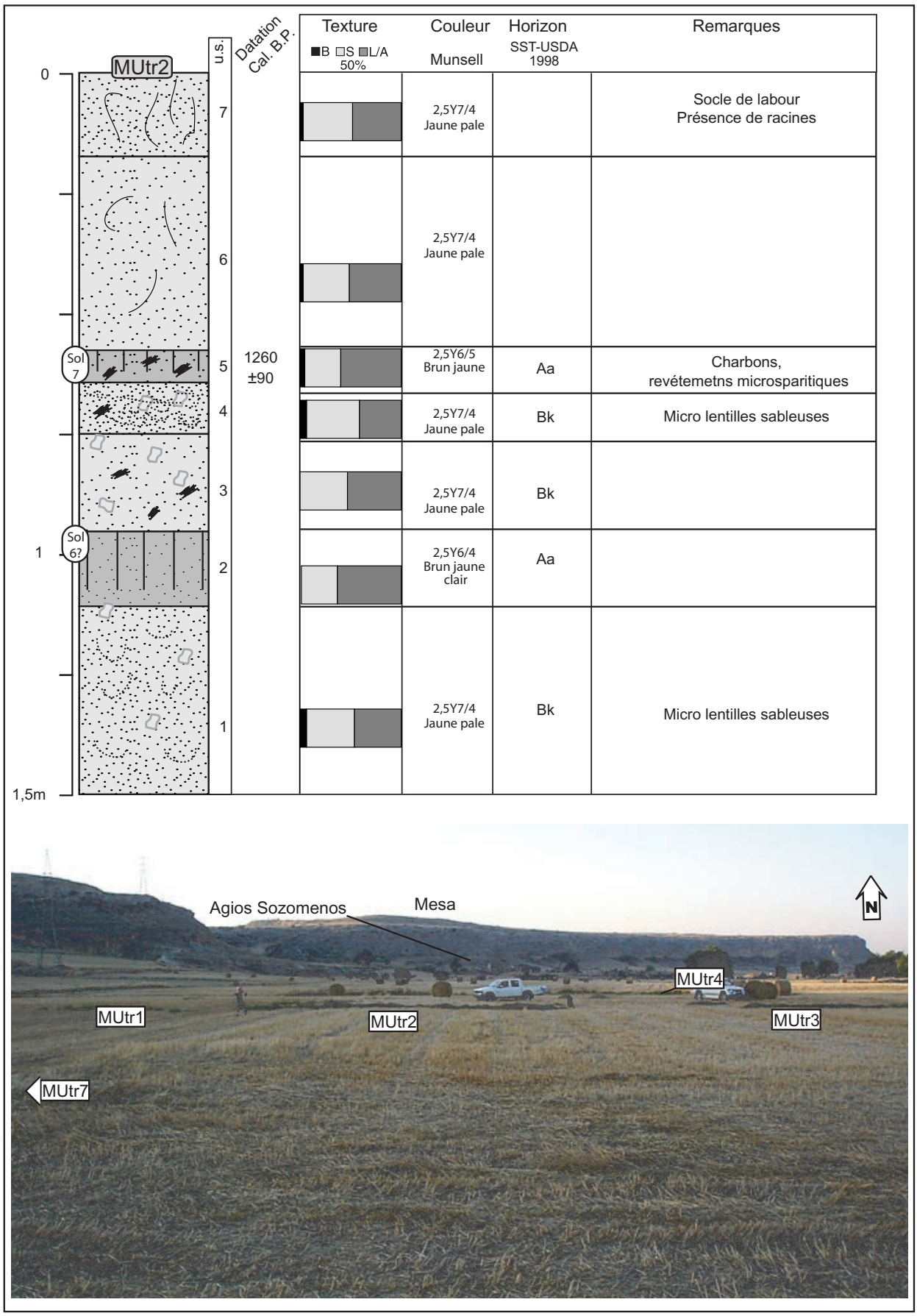


Figure 77 : Secteur de Mutas Skales, tranchée n°2 (Mutr02)

5.5.2 Kakoskalin

Les tranchées effectuées sur le site de Kakoskalin ont deux objectifs géoarchéologiques principaux. Le premier est de mieux comprendre et de dater la présence de terrasses de culture sur ce secteur. Le second est de retrouver un éventuel habitat en relation avec les blocs maçonnés et remaniés, retrouvés au pied du versant étudié par la coupe AY32 (Figure 74).

Le versant de ce secteur est de pente relativement faible et comparable à celle de Mutas Skales (3%). La morphologie de détail de ce versant est toutefois assez différente, avec de longues et larges ondulations qui le compartimentent dans le sens de sa pente. À l'échelle du versant, les petites lignes de crête formées dominent de un ou deux mètres des talwegs à fond plat de largeur décamétrique (Figure 78). Les talwegs sont barrés par de petits murets dont les excavations avaient pour but de préciser la fonction. Des paliers sont visibles autour des murets dans le sens de la pente des thalwegs. L'extrême Nord du secteur est recoupé en rive concave par un méandre de l'Alykos (Figure 71).

La tranchée Kak01 a été effectuée à l'aide d'une pelle motorisée au travers de la terrasse de culture la plus au nord du secteur. Elle a révélé une sédimentation d'une puissance de 4m.

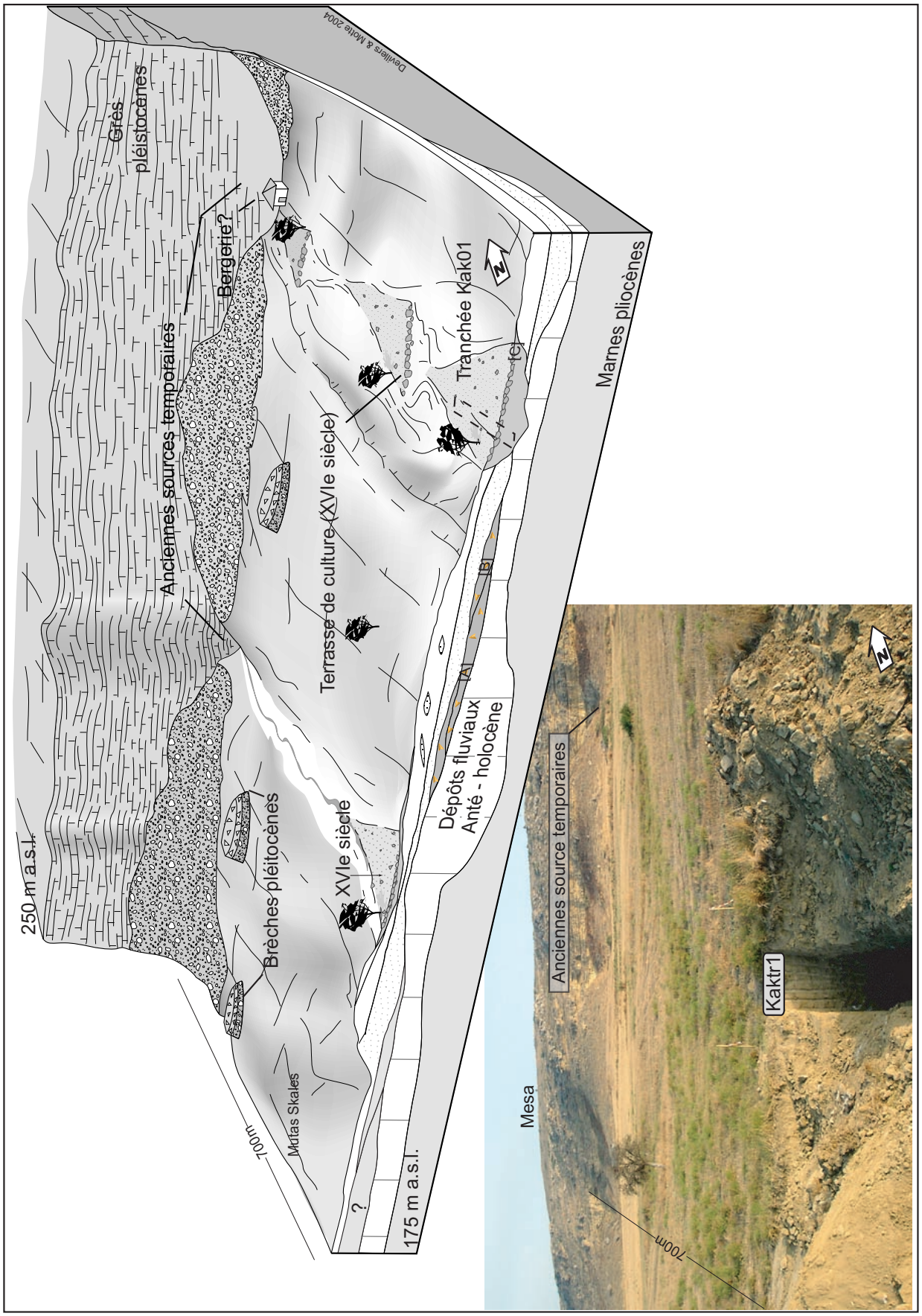


Figure 78 : Bloc diagramme des versants d'Agios Sozomenos

Quatorze unités sont présentes dans la tranchée. La première unité est composée de petits galets bien calibrés (L=2cm) de pétrographie hétérogène. Ces galets se disposent à plat et sont supportés par une matrice argileuse de couleur gris olive (10Y5/2), le faciès est donc de type MS (*Matrix suported framework*). Ces caractéristiques sont celles d'alluvions de l'Alykos. Ces alluvions se positionnent plus de 10m au-dessus des alluvions holocènes de la coupe AY32. Le faciès n'a pas d'équivalent dans les alluvions holocènes décrites dans ce travail et se rapproche des alluvions pléistocènes présentes dans la région, reconnues lors des prospections de terrain, ainsi que par différents auteurs (Gass 1960, Bear 1975, Poole 1992). Ces arguments permettent d'attester un âge anté-holocène pour cette unité.

Les unités 2, 3 4 et 5 reposent en discordance sur la première, elles sont composées de matériaux archéologiques (blocs de construction, mortier, céramiques et une statuette), datés du Chypro-Géométrique I (3000-2900 B.P.) et de la période archaïque (2700-2500 B.P.). Les artefacts sont intacts dans l'unité 2 (A) ; les blocs taillés sont jointifs et semblent donc en place ou transportés sur une très courte distance (quelques mètres tout au plus). Dans les unités 2 et 3, les matériaux archéologiques sont moins abondants, non jointifs et mélangés à des colluvions sablo-limoneuses qui résultent de l'érosion sur le versant de l'unité 2. Les blocs et céramiques sont très abondants dans l'unité 5 (B); le type de céramique présent dans cette couche ne permet pas d'identification chronologique précise mais peut être attribuée à l'Âge du Bronze.

Les unités suivantes (6 à 13) sont séparées des premières par une discordance de ravinement qui incise les unités 2 à 5 (Figure 79) ; elles sont constituées de colluvions sablo-limoneuses superposées en nappes parallèles. Le pied d'une terrasse de culture (C) contenant des céramiques franques (XIVe siècle) est installé au sein de l'unité 8. De la base au sommet de la terrasse s'échelonnent des artefacts de plus en plus récents (des céramiques ottomanes au milieu et une boite de conserve au sommet). Ce fait tend à prouver que la terrasse de culture a matérialisé une limite de parcelle et a été élevée au fur et à mesure de la sédimentation par la disposition des matériaux d'épierrement du champ. Cette technique est encore pratiquée de nos jours.

Les unités 6 à 13 peuvent être divisées en trois ensembles résultant de dynamiques colluviales homogènes. Les deux premières (6 et 7) sont dominées par les sables sans trait pédologique net et contiennent des lentilles de sables grossiers d'une largeur décimétrique (20cm en moyenne).

L'unité 7 se distingue par la présence de cailloutis anguleux qui peuvent ici former aussi des lentilles. Ces deux unités résultent de ruissellements concentrés sur le versant formant un colluvionnement en nappe parsemé de petits ravinaux. Ils témoignent du fort dynamisme de l'érosion durant cette période. Les unités 8 et 10, déposées aux alentours du XIVe siècle, sont plus limoneuses, la couleur est ici plus sombre (brun jaune clair, 2,5Y6/4).

L'unité 8 observe une agrégation grumeleuse à son sommet et des concrétions carbonatées d'origine pédologique à sa base. Cette unité forme un régosol brun peu évolué (Duchaufour 1976, 1977) ou, pour la dénomination de la SST-USDA (1998), un «entisol ustent». La pédogenèse correspond stratigraphiquement à l'établissement de la terrasse de culture de sorte qu'il est difficile de distinguer si elle en est la cause ou une conséquence locale sans signification régionale. Aucun équivalent n'est relevé dans d'autres formations sédimentaires, ce qui tendrait à prouver que ce sol enfoui est directement lié à la structure archéologique.

Bien qu'aucune structure pédologique ne soit présente pour l'unité 10, la couleur, la texture et la forte présence de bioturbation de cette série permettent de la rapprocher du sol embryonnaire sous-jacent. Les unités sommitales 11, 12 et 13 sont constituées de sable limoneux jaune pâle (2,5Y7/4) sans structure. Les vides d'entassement simple et les racines non décomposées de plus en plus présents vers le sommet sont le résultat des activités de labourage de la parcelle.

L'unité 14 représente les colluvions sur lesquelles s'installe la terrasse de culture et aussi celles qui sont bloquées par celle-ci. La longueur de la tranchée mécanique est insuffisante pour étudier convenablement ces dépôts.

Les mesures de susceptibilité magnétique sur les séries de colluvions ne montrent pas de variabilité significative. Les résultats sont inférieurs d'un ou deux ordres de grandeur aux autres alluvions holocènes (χ^{lf} entre 4,3 et 4,9 10^{-7} m^3/kg), ce qui marque une origine locale des sédiments en accord avec les principes des mesures magnétiques exposées dans le premier chapitre et au fur et à mesure de l'étude des formations alluviales.

La pente de la discordance de ravinement δ2 observée de part et d'autre de la tranchée montre une inversion de relief entre les quatre premières unités et les suivantes. L'incision des dépôts de versant favorise la concentration des écoulements et explique également la présence de lentilles sableuses et caillouteuses dans les unités 6 et 7. L'inversion de relief causée par la discordance δ2 explique donc en partie la morphologie du versant de ce secteur.

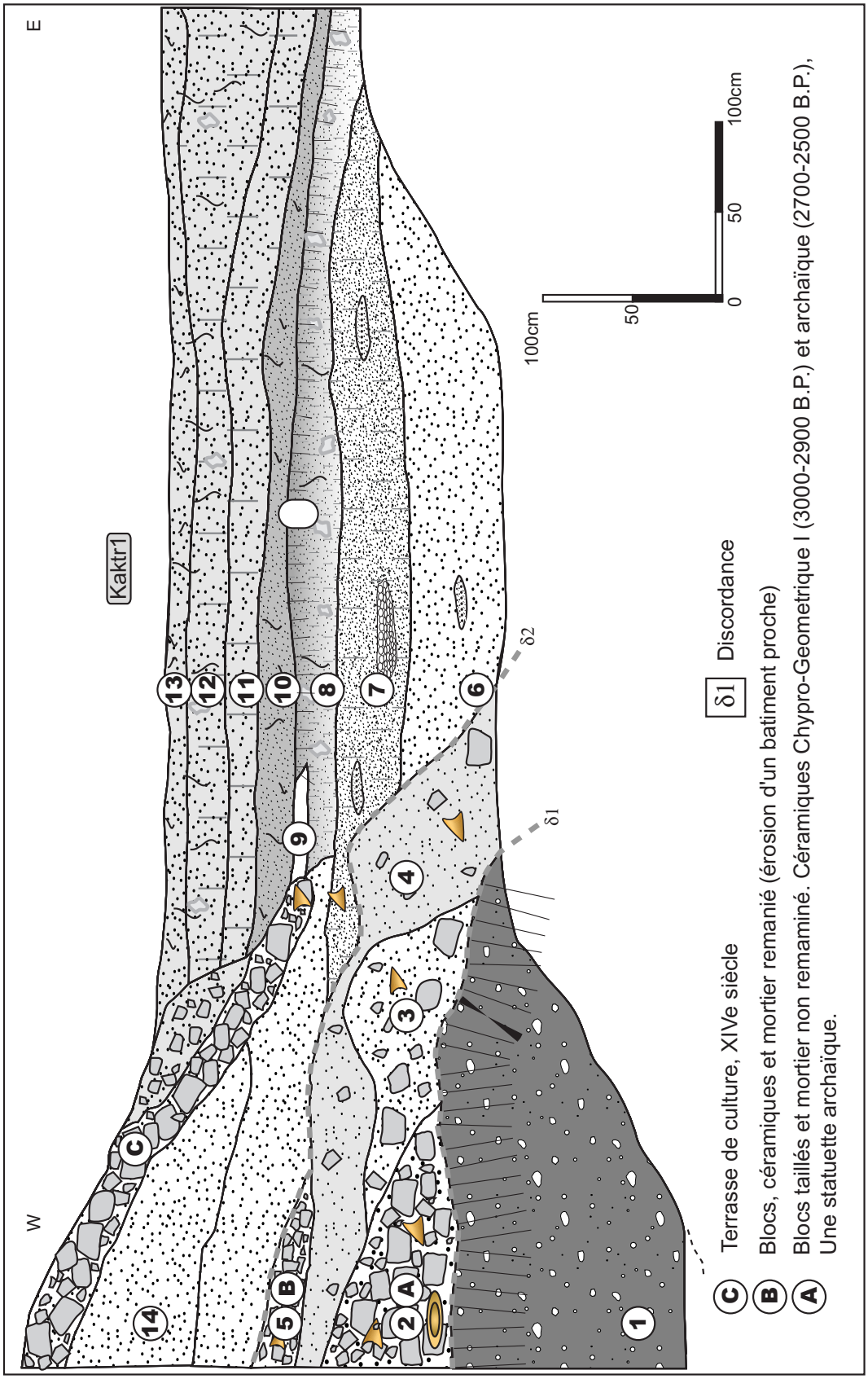


Figure 79 : Tranchée Kak01, sédimentation colluviale et occupation du sol depuis 3000 ans

Le dernier élément remarquable des versants de la zone d'Agios Sozomenos correspond aux apex de cône de déjection ré-incisés (Figure 44) qui se répartissent le long du pied de la mesa. Ils sont de très petites tailles (moins de 10m de large, de 2 à 3m de hauteur) et résultent de la concentration des ruissellements en provenance de la mesa ; ils ne se situent pas au débouché de véritables thalwegs. La stratigraphie de ces formes est monotone et ne s'est donc pas présentée ici. Des céramiques de l'époque ottomane (XVIIe siècle) y sont observées et nous fournissent une indication chronologique quant à leur formation.

Si la pente du versant est aujourd'hui relativement régulière sur l'ensemble de la vallée, les fortes différences de sédimentation entre les deux sites d'excavation témoignent d'une topographie beaucoup moins homogène depuis plus de 3000 ans. Elle est aussi beaucoup plus irrégulière vers 3000 BP cal. sur le site de Kakoskalin. Ces différences sont liées à l'existence de paléothalwegs élémentaires dont la position et la nature sont en relation avec la morphologie du rebord de la mesa. Le paléothalweg et son comblement mis en évidence sur le site de Kakoskalin démontrent que les reculs du front de la mesa sont en relation avec les résurgences des eaux phréatiques et de leur écoulement sur le versant. Durant les périodes historiques, l'érosion sur les versants est moins intense aux alentours des VIIIe et XIVe siècles, en parallèle avec des phases de faible activité alluviale.

Du point de vue de l'occupation des sols, les enregistrements colluviaux apportent nombres d'informations nouvelles pour l'histoire de la région. Les indices de présence de bâtiments pendant les périodes chypro-géométrique et archaïque au sein des versants d'Agios Sozomenos correspondent à un vide géographique des prospections précédentes (Overbeck et Swiny 1972, Catling 1982, Rowe 1995). Les faits taphonomiques peuvent donc expliquer la concentration de bâtiments «périphérique», sans centre urbain connu pour ces périodes (Devillers *et al.* 2005). Le sol numéro 7 de la tranchée MUtr2 est un indice d'absence de travail du sol durant le VIIIe siècle, ce qui correspond à une période de déclin démographique connue uniquement dans les textes (Alastos 1955, Coldstream *et al.* 1994, Murray *et al.* 1994, Grivaud 1998). Enfin, avec l'établissement du manoir de Potamia, du moulin d'Agios Sozomenos et maintenant des terrasses alluviales en rive gauche de l'Alykos, la période franque apparaît comme une période d'aménagement intensif de la région. Les implications de ces découvertes seront discutées plus loin. Enfin, aucun dépôt antérieur à environ 3000 B.P. n'est décrit. Leur présence ne peut pas être contredite, mais les tranchées effectuées ne sont pas suffisamment profondes pour les mettre éventuellement à jour (le substrat n'est jamais atteint sur le secteur de Mutas Skales).

5.6 Le Gialias

À l'instar de l'Alykos, la bande active actuelle du Gialias est bordée de terrasses alluviales disposées en gradins (Figure 80). En rive droite la terrasse alluviale A est bien développée, le manoir royal s'installe sur des sols alluviaux datés de 6800 ±400 B.P. cal., mais aucune coupe naturelle n'a permis d'étudier ce secteur plus en détail. Le rentrant formé par les escarpements au pied de la colline d'Ambelin peut mettre en évidence la présence d'un paléothalweg. Toutefois, aucun élément morphologique ou stratigraphique ne permet de conclure sur ce point. Depuis 1964 au moins (photos aériennes disponibles les plus anciennes), ce secteur est sujet à une forte érosion latérale. Après 1964 une érosion de nature identique intervient sur le lieu du relevé stratigraphique AY31. Enfin, les crues récentes ont dégagé une coupe naturelle décrivant l'emboîtement de la terrasse C dans la terrasse A, qui sera étudiée à travers le profil AY34.

Figure 80 : Localisation des terrasses alluviales sur le secteur du Gialias

5.6.1 La terrasse alluviale C du Gialias, l'exemple de la coupe AY31

À la hauteur du manoir royal de Potamia, comme sur la quasi-totalité du secteur médian du Gialias, les rebords de la bande active sont matérialisés par un escarpement d'environ 1,5m constitué de galets de faciès FF ou OF (Figure 81). Cette nappe graveleuse constitue une surface topographique plane qui se prolonge de quelques mètres vers l'est puis est recouverte par des sédiments limono-sableux (Figure 81). Ces alluvions bordant le Gialias affleurent grâce à l'érosion intense de la parcelle proche du Manoir royal qui jouxte le fleuve. Cette érosion récente en *bad land* crée des ravinaux de plus de 2m de hauteur au sein de la terrasse alluviale C, dans lesquels est réalisé le relevé AY31. L'incision entaille sur quelques décimètres le sommet de la nappe graveleuse.

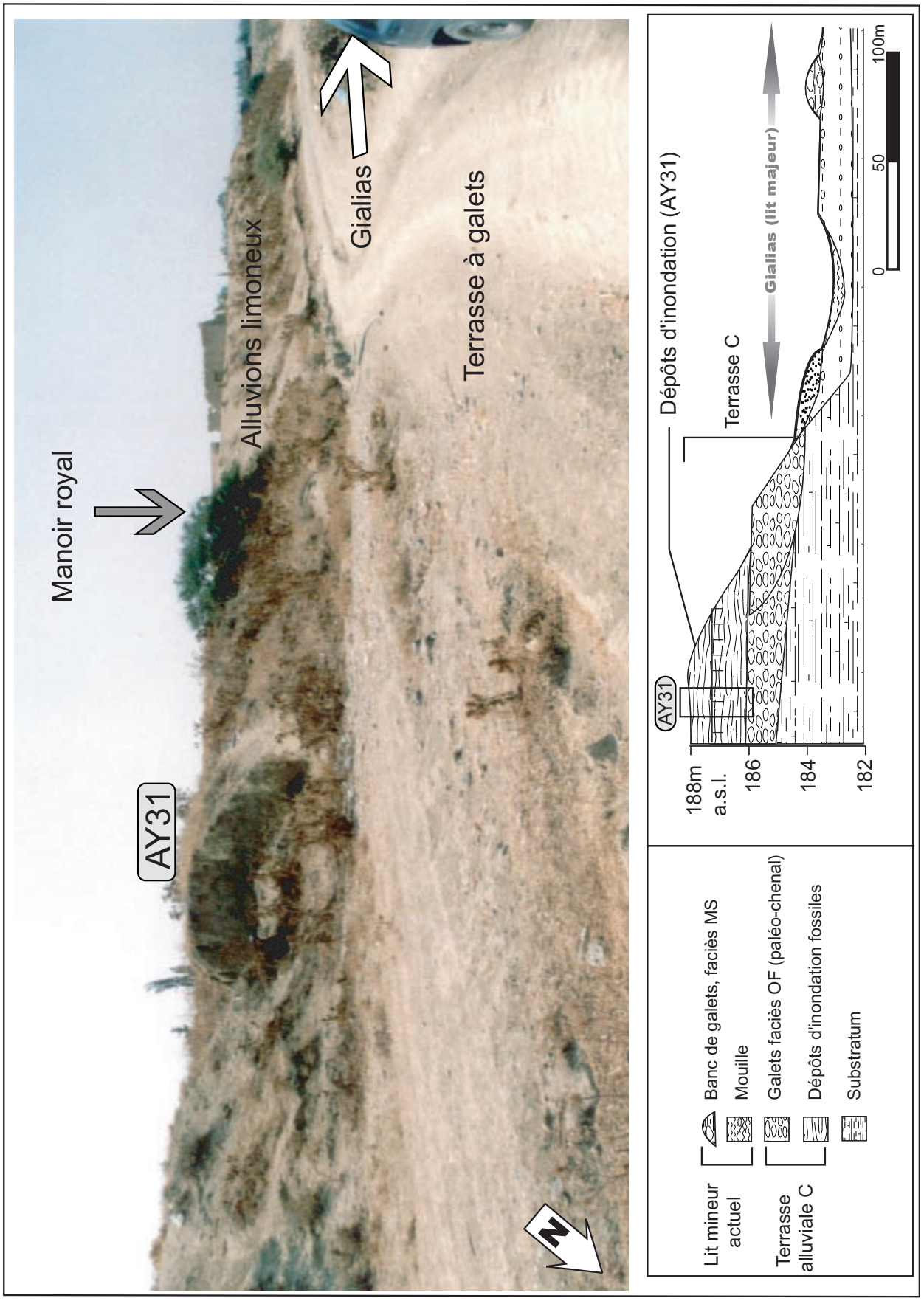


Figure 81 : Le contexte morphologique de la terrasse C du Gialias près du manoir royal

Les alluvions de la terrasse C sur ce secteur se divisent en sept unités (Figure 82). La base est constituée d'une nappe de galets jointifs (faciès OF ou FF) de longueurs supérieures à 3cm. Elle relève de la présence d'un lit mineur antérieur aux dépôts de lit majeur sus-jacent. La deuxième unité est composée de limon sableux sans figures sédimentaires nettes. Des lentilles sablo-limoneuses très riches en tubes racinaires sont également présentes. La disposition et l'émoussé de ces éléments d'origine pédologique indique qu'ils sont remaniés : nous pouvons en déduire que l'unité 2 érode des horizons Bt de sols légèrement plus en amont. Sur quelques centimètres, le sommet de l'unité 2 a une structure légèrement grumeleuse correspondant à une légère brunification (2,5Y6/4, brun jaune). Ce niveau correspond à un enrichissement en matière organique (de 0,1 à 0,2%), ainsi qu'à un appauvrissement en carbonate de calcium (18%), et confirme ainsi la présence d'un paléosol brun calcique peu développé (Duchaufour 1977).

La fraction limoneuse de l'unité 3 est plus importante : un litage horizontal parallèle des limons et des sables est visible (faciès LP) ; l'observation microscopique des séquences de crue élémentaires montre la présence de granoclassement vertical positif (faciès GV). Des nodules carbonatés sont présents dans la partie inférieure de l'unité (3b). La partie supérieure (3a) est affectée par une structure pédologique polyédrique relativement prononcée, des charbons se retrouvent à son sommet. La partie 3a est plus riche en matière organique (0,26%), tandis que la sous-unité 3b est riche en carbonate de calcium (39%). Ces éléments permettent d'identifier un horizon Aa et Bt au sein de l'unité 3.

Les limons sableux des unités 4 et 5 sont organisés en lits horizontaux parallèles (LP). Le ballast est aussi présent en petite quantité (2%), sous forme de granules à peine plus grandes que les sables grossiers. La masse limono-sableuse est ponctuée de lentilles de graviers également riches en sable. Les graviers sont de taille plus importante pour l'unité 5 (L=1,5cm). La composition pétrographique du ballast est hétérogène (basaltes, ophiolites, grès, etc.). Ces unités marquent l'aggradation rapide de la plaine alluviale (par rapport au sol sous-jacent). Les débordements et l'augmentation des débits liquides sont aussi soulignés par de petits écoulements concentrés au sein de la plaine d'inondation.

Les unités 6 et 7 sont séparées de la précédente par une discordance de ravinement. Elles sont principalement composées de cailloutis et de limons. Des graviers et des galets de fortes tailles sont aussi présents. L'ensemble remanie donc les éléments sous-jacents, qui ne sont pas organisés. Ces deux unités sont ainsi un remaniement colluvial des alluvions de la terrasse C sur son rebord.

Les granulométries de la fraction sableuse sont toutes monomodales, de tri assez bon (Φi entre 0,9 et 1,2), avec un pic marqué dans les sables fins (aux alentours de 80µ). L'asymétrie fortement négative (entre -0,4 et -0,6) des échantillons exprime la prévalence des processus de décantation. L'échantillon AY31.5bis, prélevé dans une lentille graveleuse, se distingue par un tri très médiocre

et une asymétrie faiblement positive (0,03). Il confirme la présence d'écoulements concentrés. Les échantillons des unités colluviales (unités 6 et 7) conservent les principales caractéristiques granulométriques de leur source sédimentaire (alluvions de la terrasse C), mais sont enrichis en éléments grossiers mettant également en évidence un mélange entre les différents composants granulométriques des alluvions (dépôts de débordement et lentilles graveleuses).

Les valeurs de susceptibilité magnétique massique (χlf/m^3/Kg) sont plus élevées pour les unités de faciès LP et GV. Cette augmentation est particulièrement sensible pour le sommet des unités 2 et 3. Les valeurs les plus fortes sont mesurées sur les lentilles graveleuses (échantillons 5 bis) et pour les colluvions. Pour la première, ce fait s'explique par l'importance de petits galets et de sables basaltiques en provenance de l'amont du bassin versant. Pour les colluvions, le mélange des différents éléments pourrait également faire apparaître ces fortes valeurs.

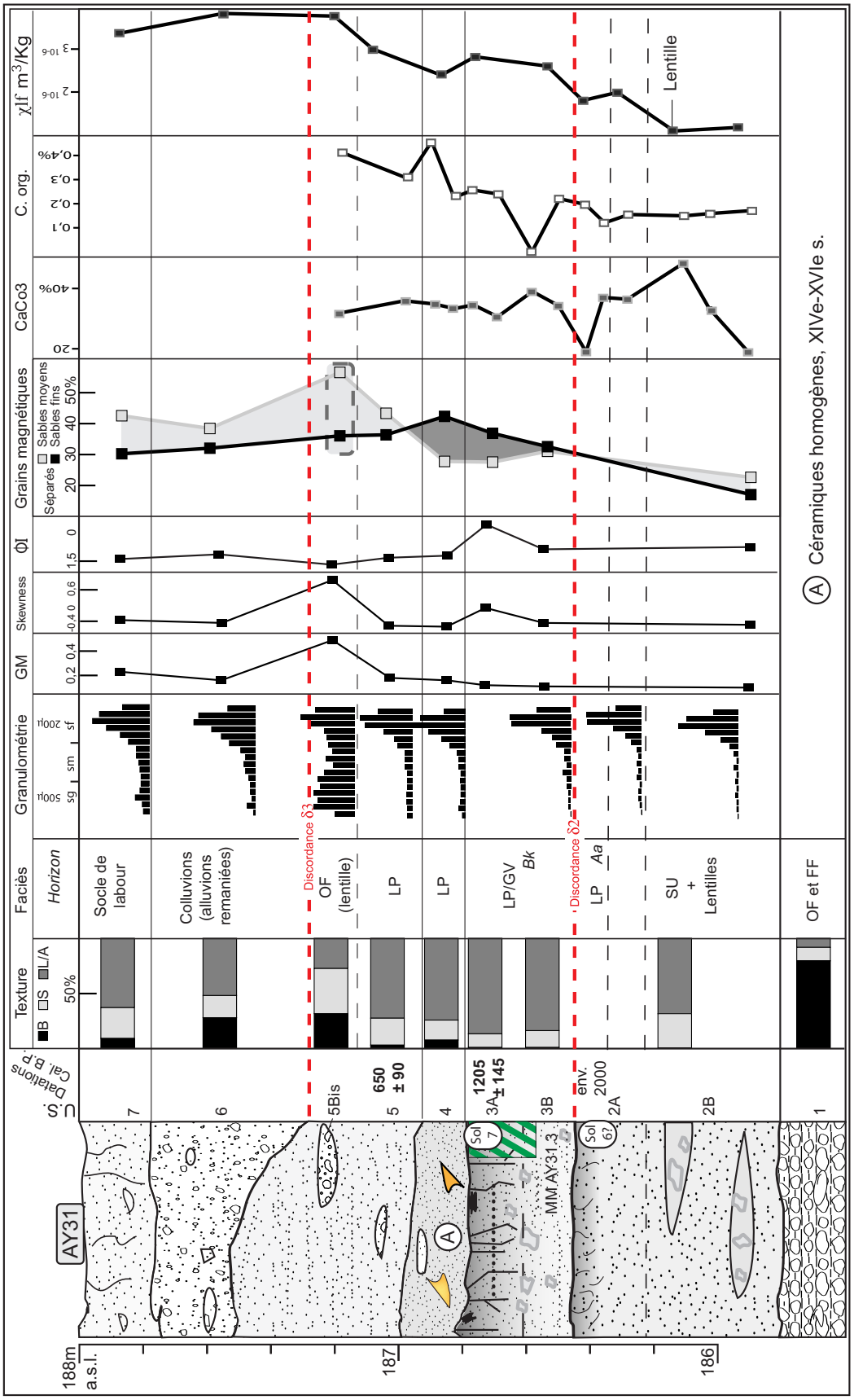


Figure 82 : Relevé stratigraphique AY31

L'étude micromorphologique permet de préciser l'évolution pédologique des sommets des unités 2 et 3 (horizons A). Les vides de l'unité 2 sont composés de canaux et de chambres, ils sont le résultat de l'activité biologique. Quelques vides planaires non jointifs de petite taille sont également présents. L'agrégation est donc très peu développée. En accord avec l'observation macroscopique des figures sédimentaires, la masse basale se répartit en lits horizontaux parallèles (Figure 83). La matière organique est amorphe et diffuse dans la masse basale. L'observation micropédologique confirme la présence d'un paléosol au sommet de l'unité 2. L'évolution pédologique n'est cependant pas suffisante pour affecter sensiblement la structure du sol : nous le qualifieront donc de paléosol brun embryonnaire. D'un point de vue chronologique, ce sol est antérieur au paléosol 7 présent dans la coupe au sein de l'unité 5 et directement antérieur à la discordance δ2. Nous proposons donc de le rapprocher du paléosol numéro 6 (environ 2000 B.P. cal.) reconnu dans les coupes AY12, AY32, AY24 et MUtr2.

Les vides de l'unité 3 (sol numéro 7) sont composites : une part est imputable à l'activité biologique (chambres et canaux), mais la plus grande partie est composée de vides planaires bien accommodés et jointifs. Ces derniers soulignent le fort développement de l'agrégation et l'évolution pédologique. La durée de formation de ce sol est donc supérieure à celle de l'unité 2. Le premier trait pédologique remarquable est formé par des revêtements micritiques ou microsparitiques autour des agrégats. Présent dans l'horizon A, il marque les processus de calcrètisation et est en relation avec l'importance de l'évaporation. Il est donc acquis près de la paléo-surface (Becze-Deak *et al.* 1997). L'assemblage de biréfringence (*B-fabric*) cristallitique montre également la présence de carbonates secondaires dans la masse basale. Ce trait pédologique est donc bien synchrone du paléosol numéro 7. Le second trait est la présence de nodules orthiques et de forte imprégnation d'hydroxydes de fer (manganèse). Ces derniers soulignent la proximité de la nappe phréatique (Stoops et Eswaran 1985). Il est remarquable que les traits pédologiques de ce sol soient identiques au sol daté du même âge pour les alluvions de l'unité AY7/0.5 (Figure 59) et les colluvions de la tranchée Mutr2 (Figure 77). Les dynamiques pédologiques de ce sol sont donc représentatives de la zone étudiée.

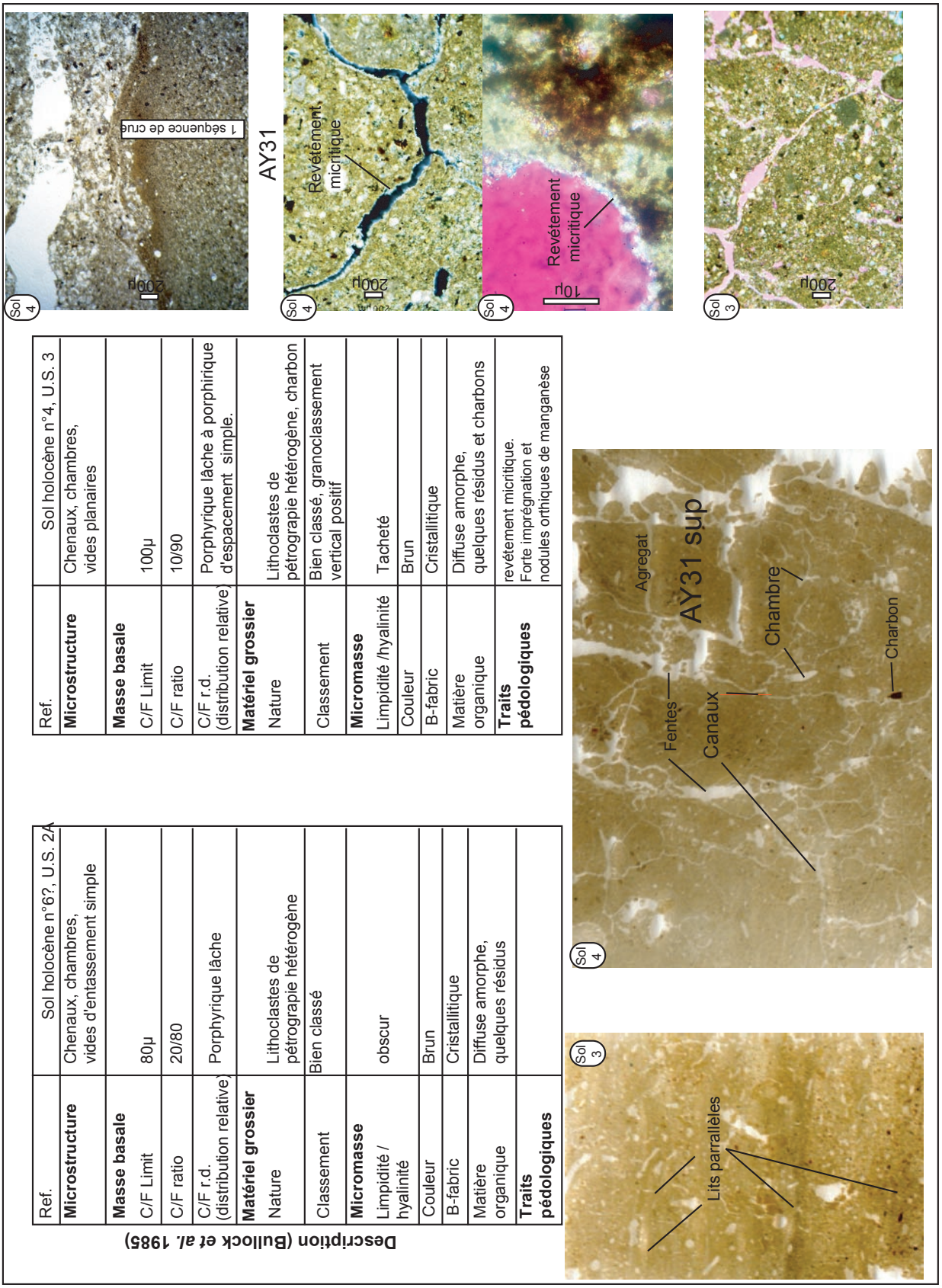


Figure 83 : Traits pédologiques de la terrasse C du Gialias

La coupe AY31 présente en somme les étapes de l'évolution de la plaine alluviale du Gialias durant les périodes historiques. Elles peuvent se résumer en cinq étapes. La base de la terrasse témoigne de la présence d'un lit mineur plus large et relativement stable par rapport à aujourd'hui, comme

en témoigne la présence et l'homogénéité du faciès à galets OF. Ensuite des dépôts d'inondation de faciès SU tendent à prouver l'apparition de crues éclair remaniant des horizons de sols anciens, qui témoignent donc du décapage des versants. L'aggradation se poursuit au sein des unités suivantes, elle est ponctuée de deux paléosols. Enfin, les deux dernières unités sont de nature colluviale et marquent l'incision du Gialias. Ces étapes sont synchrones des chronostratigraphies étudiées sur les rebords de l'Alykos, l'homogénéité de la dynamique de ces deux cours d'eau est donc réelle.

5.6.2 Dix mètres d'aggradation de la plaine du Gialias : la coupe AY34

Sur ce secteur, la rive droite du Gialias est constituée de la partie graveleuse de la terrasse alluviale C (Figure 84) qui surplombe le lit du Gialias d'environ 2m. Le toit de cette terrasse est remarquablement plat sur une centaine de mètres. Puis la topographie s'élève jusqu'à la terrasse alluviale B, puis encore pour atteindre la butte témoin pléistocène d'Ambelin. La première crue consécutive à la construction d'un barrage submersible durant l'année 2003 (Figure 80) a provoqué une forte érosion latérale (Figure 84) qui a permis de dégager les flancs des terrasses alluviales A et C sur quelques mètres. Cette dernière n'a pas été recouverte pas l'inondation. Cet événement constitue une véritable opportunité d'étudier la stratigraphie du Gialias. En effet, les flancs de cette terrasse sont talutés tout au long du cours d'eau et seuls des moyens mécaniques permettraient d'accéder aux formations alluviales.

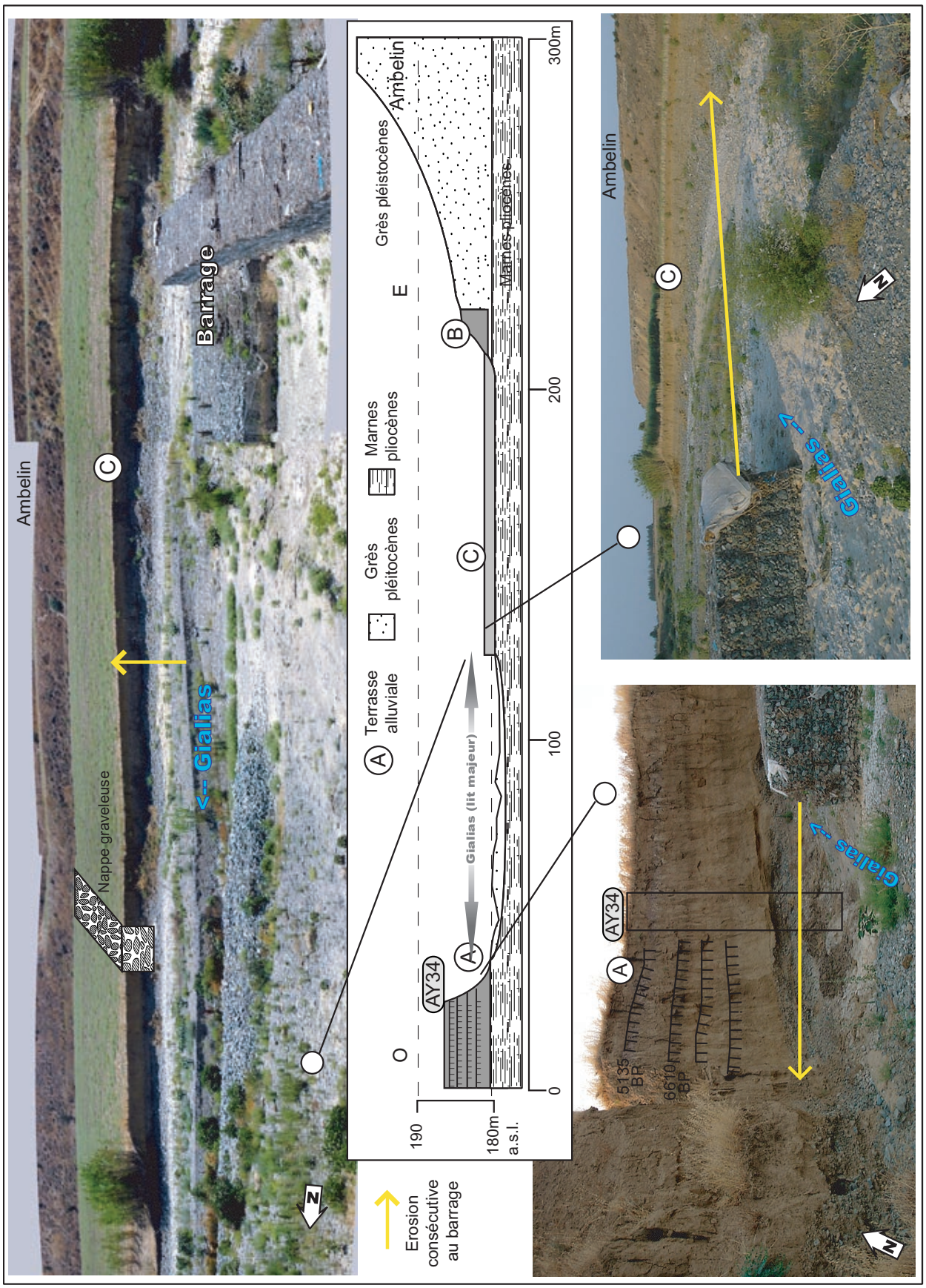


Figure 84 : Contexte morphologique de la coupe AY34

La coupe AY34 a une épaisseur de 10m. Sa position morphologique au sein de la vallée permet de l'identifier en tant que terrasse alluviale A. La régularité de son toit tend à prouver qu'elle est peu affectée par l'érosion postérieure à sa mise en place.

Quinze unités de faciès différents composent les dépôts de la terrasse A du Gialias (coupe AY34, Figure 85). Les cinq premières unités sont constituées de galets homométriques entrecoupés de lits de sables. Les faciès OF et FF présents ici témoignent tous de la présence d'un lit mineur fossile du Gialias. La dernière unité (AY31.5) est de texture sablo-limoneuse fournie en lentille de galets. Cette dernière témoigne soit d'un déplacement du lit du Gialias, soit de sa rétraction latérale.

Les unités suivantes sont exclusivement de texture limono-sableuse. La fraction grossière présente sur deux échantillons est négligeable (moins de 5%) et composée de concrétions pédologiques ; elle n'apporte donc pas d'information détritique. Les faciès sont de type SU pour les unités 6, 7, 9 et 14. Les autres unités sont de faciès LP à l'exception des séries 15 et 8 qui observent un granoclassement vertical positif (faciès GV).

Une structure pédologique polyédrique et une brunification (2,5Y6/4) est visible pour les unités 8, 11, 13 et 15. La première est toutefois beaucoup plus foncée (brun gris, 1,5Y5/2). Ces séries sont aussi marquées par une forte bioturbation. Le taux de carbone organique est ici systématiquement plus important et se situe autour de 1%. Des concrétions carbonatées sont présentes à leur base et/ou dans les unités sous-jacentes (Figure 85). L'enrichissement en carbonate de calcium souligne également leur présence. L'ensemble de ces observations permet d'identifier quatre paléosols aux horizons A et B marqués. Les deux paléosols sommitaux sont datés de 5136±165 et 6610±120 B.P. cal., ce qui ne correspond à aucun paléosol vu précédemment. Il sont postérieurs aux paléosols de la formation alluviale A étudiée sur le secteur d'Ekhaton Skales. La position stratigraphique, la chronologie (antérieure à 6610 B.P.) et surtout la présence de cristaux de gypse au sein du premier paléosol (unité 8) permettent de le rapprocher du paléosol numéro 1 (Figure 47). Dès lors, il est acceptable d'identifier l'unité 11 comme étant le paléosol numéro 2 (Figure 47, Figure 85). La discordance de ravinement δ1 affecte le toit de la terrasse alluviale A sur le secteur d'Ekhaton Skales (Figure 46), ce qui ne semble pas être le cas pour ce secteur du Gialias (Figure 84). Ce fait explique très vraisemblablement l'absence des sols 3 et 4 pour les coupes AY7 et AY26.

Les valeurs de susceptibilité magnétique massique se situent entre 6 et 13 10^{-6} SI m^3/kg. Elles sont sensiblement plus importantes que les échantillons mesurés sur les alluvions de l'Alykos. Les valeurs de carbonate de calcium sont également beaucoup plus faibles. En effet les échantillons de l'Alykos contiennent couramment entre 20 et 40% de carbonate de calcium, tandis que ceux du Gialias ne dépassent pas 5%. Leur variation est imputée aux redistributions au sein du profil pédologique et non à une variation lithologique. Ces éléments mettent en évidence une plus forte participation des roches de l'amont du bassin versant. Ce qui s'explique par l'éloignement du Gialias, par rapport à

l'Alykos, des reliefs constitués de roches carbonatées (Figure 44) et par la plus grande capacité de transport de ce cours d'eau. Les variations de la susceptibilité magnétique de la coupe AY34 ont le même comportement que les stratigraphies précédentes. Les valeurs sont plus importantes pour les unités de faciès GV et LP, particulièrement au sein des paléosols. Elles sont plus faibles pour les unités de faciès SU, mais restent supérieures à la plupart des échantillons de l'Alykos.

La granulométrie des différentes séries est plus grossière que les alluvions de la coupe AY31 et surtout que les dépôts de l'Alykos (grain moyen entre 140 et 200µ). Ceci démontre la compétence plus importante du Gialias par rapport à son affluent. L'asymétrie est négative mais faiblement marquée sur l'ensemble des échantillons (Skewness -0,05). Les courbes granulométriques sont très proches et n'indiquent pas de variations des milieux fluviaux.

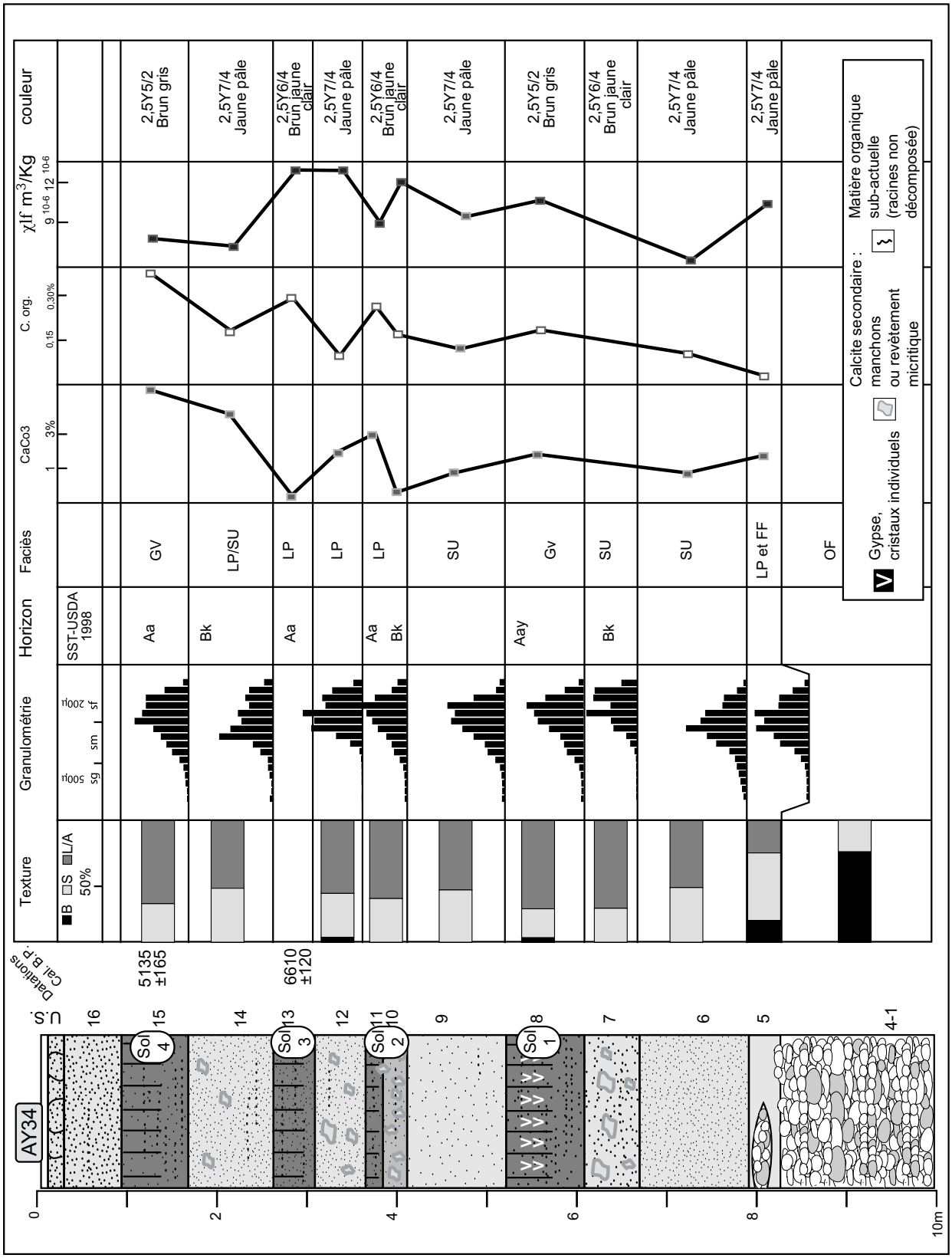


Figure 85 : Relevé stratigraphique AY34

Enfin, les fouilles du site Néolithique d'Agridhi (Lehavy 1981), en amont de Potamia (Figure 43), au sein de la terrasse alluviale A du Gialias, ont mis au jour des épandages et des foyers du Néolithique Céramique (culture de Sotira, 6850 et 5250 B.P. cal.). Ces artefacts ont été retrouvés

dans des sédiments s'intercalant entre deux sols de couleur identique à ceux reconnus dans la coupe AY34. Ces fouilles confirment donc en partie l'extension spatiale et la chronologie des paléosols 3 et 4.

6. HISTOIRE DU DÉTRITISME HOLOCÈNE DU GIALIAS DANS LA RÉGION DE POTAMIA-AGIOS SOZOMENOS

6.1 Synthèse chronostratigraphique

6.1.1 Validité et limites du phasage des archives sédimentaires du Gialias (secteur de Potamia)

L'assemblage des différentes séries alluviales du secteur médian du Gialias (Figure 86) montre une répartition chronostratigraphique des faciès relativement homogène. Le premier point de cohérence stratigraphique est constitué par les sols enfouis. Ces derniers observent tous une homogénéité dans le bassin-versant, remarquable par :

- leur chronologie (date C^{14} ou culturelle) qui permet de distinguer **8 générations** de sols (Figure 87). Il faut aussi noter que même en prenant en compte les intervalles de confiance maximum des diverses datations (culturelle ou isotopique), la chronologie des différents groupes de sols ne se chevauche jamais, ce qui assure sa validité ;
- leur genèse, identifiable par leurs traits pédologiques et par le faciès du matériel parent ;
- leurs diverses relations stratigraphiques. C'est à dire par leur enchaînement ou par leurs rapports avec les différentes surfaces de ravinement.

Les faciès identifiés comme contemporains par deux datations ou par un élément connu (sol, discordance…), sont identiques pour la grande majorité des coupes (Figure 86, Figure 88), que ce soit pour le Gialias, l'Alykos ou le Tjyr Pavlos. Les séries considérées comme contemporaines, mais à l'attribution chronologique moins précise, observent toutefois certaines différences. Pour les différences entre les faciès de lit majeur, elles ne sont relevées que pour les faciès qui peuvent être qualifié de «voisins», dans la perspective d'un gradient allant des crues éclair aux crues méditerranéennes tempérées. C'est à dire des faciès SU (suspension uniforme), puis LP (litages parallèles) à GV (granoclassement vertical) en passant par les faciès intermédiaires, SU/LP et LP/GV. Les dépôts synchrones entre les coupes qui ne sont pas identiques sont de faciès contigu : SU avec LP/SU, LP avec LP/GV etc. Ceci peut être imputé à des différences mineures de dynamique du cours d'eau selon sa position au sein de l'hydrosystème (dépôts du Tjyr Pavlos par exemple), à une insuffisance de datation, à des éléments locaux (proximité d'un affleurement particulier etc.), ou tout simplement à la difficulté à déterminer des limites précises entre deux faciès proches. Les sols sont issus de processus pédogénétiques identiques lorsqu'ils sont contemporains. Ils sont notés comme humide (Figure 86, Figure 88) si les traits pédologique témoignent de la permanence de la nappe phréatique près de l'horizon A. Les sols secs sont déterminés par la présence des processus de calcrètisation au sein de la zone vadose.

6.1.1.1 Périodisation des faits pédosédimentaire

L'âge des différents dépôts peut être précisé par le calcul d'une régression linaire âge/profondeur pour toutes les coupes. Deux dépôts datés sont nécessaires pour effectuer la régression âge/profondeur. Cette régression permet de déterminer les taux de sédimentation entre deux dates connues et de même le nombre d'années nécessaires pour accumuler un centimètre de sédiment. Ce taux de sédimentation est ensuite appliqué aux dépôts d'épaisseur connue afin de déterminer leur âge le plus probable.

$$A^{2-1}/P^{2-1} = A \text{ (Nombre d'années nécessaires pour déposer 1cm)}$$
$$A^{2}*P^{3}=A^{3} \text{ (age calculé dépôts 3)}$$
$$P^{2-1}/A^{2-1} = T \text{ (Taux de sédimentation en cm/an)}$$

Où A^{2-1} est la différence d'age connue entre A^2 et A^1 et P^{2-1} la différence de profondeur en cm entre deux dépôts.

Deux précautions sont appliquées afin de minimiser autant que possibles les dérives impliquées par certains faits stratigraphiques. Les surfaces de discordance (période de non-dépôt et/ou d'érosion au sein de la coupe) sont prises en compte et constituent des limites à l'application d'un age calculé. Dans une certaine mesure les faciès sont aussi pris en compte, ainsi quand cela est possible, le taux de sédimentation appliqué au sein d'une coupe sera identique pour des séries de faciès similaire.

Ainsi pour le calcul des périodes de genèse des paléosols (Figure 87), le taux de sédimentation appliqué pour tous les groupes est celui du paléosol numéro 5. Ce dernier est en effet particulièrement bien daté et ses relations stratigraphiques avec plusieurs structures archéologiques permettent d'établir une durée de développement maximum certaine (coupe AY7/0 notamment).

6.1.1.2 Genèse des terrasses alluviales

Les discordances qui sont à l'origine des flancs des terrasses alluviales (incision), ne sont pas matérialisées par des dépôts mais par des joints stratigraphiques, elles ne peuvent donc pas être datées directement. Les bornes maximales des discordances sont déduites des dépôts les plus tardifs affectés par une discordance et par la date des premiers dépôts postérieurs à la surface crée par ces incisions (Figure 86).

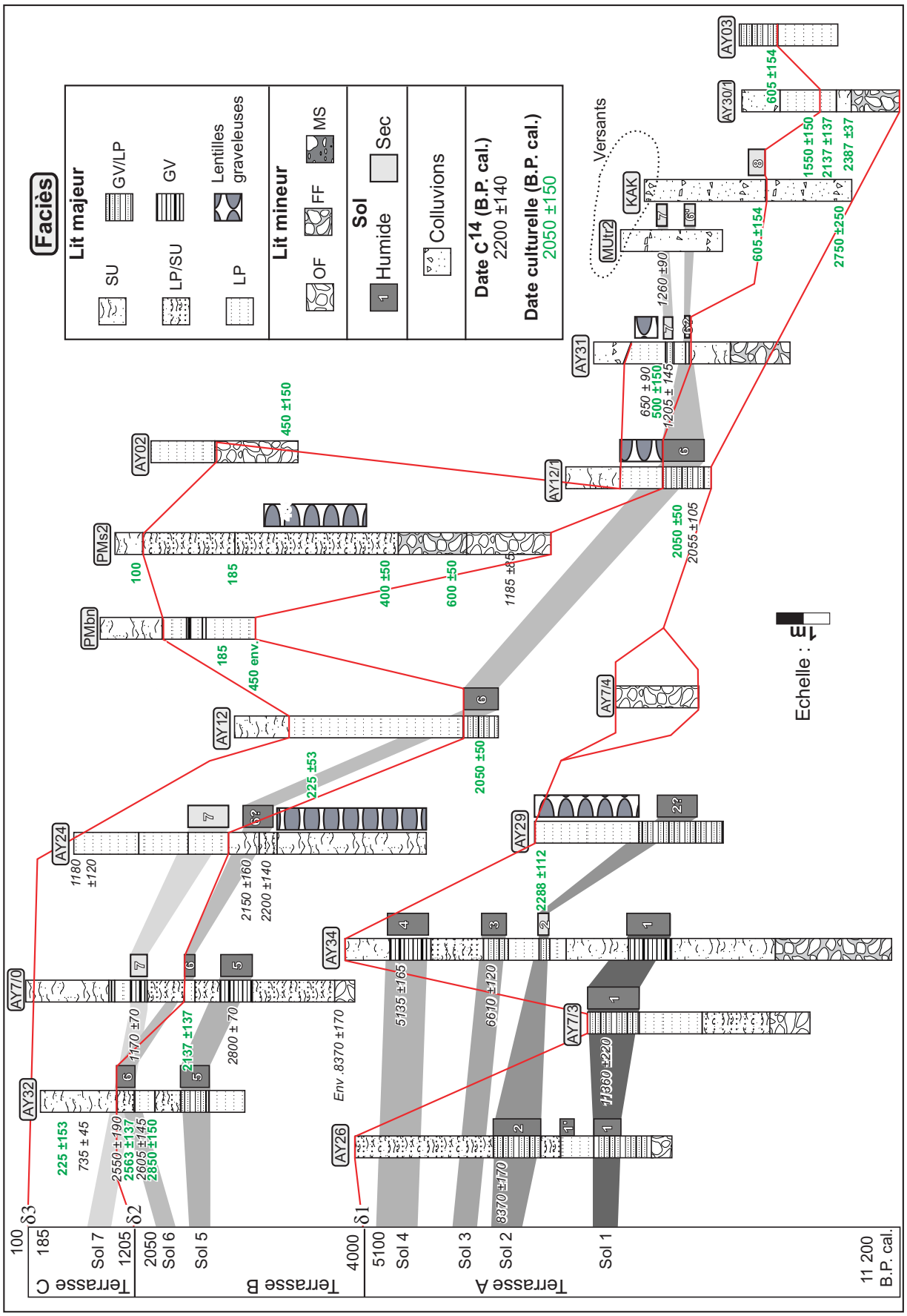


Figure 86 : Synthèse chronostratigraphique des alluvions holocènes du Gialias (Secteur de Potamia - Agios Sozomenos)

La compilation des datations obtenues permet de préciser la chronologie de mise en place des dispositifs alluviaux (Tableau 30). De 12 000 à 4500 B.P. cal. environ, plus de 6000 ans d'alluvionnement du Gialias et de l'Alykos construit le corps de la terrasse alluviale A. Le réseau hydrographique s'incise ensuite (discordance δ1) de plus de 6m. Les régressions linéaires âge/profondeur indiquent une durée d'environ 600 ans pour cette épisode, les datations qui encadrent la période d'incision témoignent une durée de 2335 ans, qui est le maximum absolu. La terrasse B se forme de 3 900 à 2 000 B.P. cal., 6 siècles (8 au maximum) sont nécessaires pour constituer son flanc (discordance δ2). La dernière terrasse (C) résulte d'une sédimentation active entre 1372 et 90 B.P. cal (Tableau 30).

	Terrasse A		Terrasse B		Terrasse C	
	Date 14C	Date calculée	Date 14C	Date calculée	Date 14C	Date calcu
Début d'aggradation	11360	11990	2800	3908	1205	1372
Début Incision	5135	4430	2050	2000	100	90
Durée d'aggradtion	6225	7560	750	1908	1105	1282
Discordance	δ1		δ2		δ3	
Durée d'incision	2335	522	845	628	100	90

Tableau 30 : Chronologie de la mise en place des terrasses alluviales (age B.P. cal.)

La chronologie des terrasses alluviales pose le cadre général du rythme de la sédimentation holocène et la segmente en 3 alternances d'incision/remblaiement.

Comme nous l'avons vu au fil des différentes coupes, les périodes d'incision s'intercalant entre les phases de sédimentation ont trois significations :

- morphologique, par la constitution des flancs de terrasse,
- hydrodynamique, l'incision ne peut s'expliquer que par des variation de la dynamique du cours d'eau, des facteurs externes tel que la mobilité tectonique ne peuvent s'appliquer au Gialias pour l'Holocène (Cf. chap tecto intro).
- stratigraphique, elles représentent les discordances δ1, δ2 et δ3 dans les relevés stratigraphiques.

6.1.1.3 Chronologie et signification hydrosédimentaire des incisions du Gialias

Le régime hydrologique menant à l'incision est difficile à déterminer en raison de l'absence de dépôts d'inondation pendant ces périodes. Plusieurs réflexions peuvent toutefois mener à une caractérisation préliminaire des flux. Les derniers et premiers faciès déposés avant et après une discordance sont systématiquement de type SU. Les sommets conservés des terrasses alluviales, c'est à dire les derniers dépôts avant incision, ne sont jamais affectés par des processus pédologiques dénotant une plus grande humidité d'origine édaphique ou phréatique. Les meilleures informations sur les régimes et débits en vigueur lors du façonnement de la discordance δ1 nous sont données par

le chenal dans lequel s'insère les dépôts de la formation B', intercalés entre les formations alluviales A et B. Par sa géométrie réduite (Sur le secteur d'Ekhaton Skales, H:2 L:10m puis au maximum de l'incision H:1,5 L:3m) le chenal contemporain de l'incision δ1 est le témoin d'écoulements réduits. L'incision marque aussi une capacité de débordement du cours d'eau faible ou absente, le débit maximum est donc égal ou inférieur au débit à plein bord durant cette période. Ces arguments vont clairement dans le sens de débits moyens très faibles pendant les périodes d'incision (Ql^-). Au vu de ces éléments nous pouvons émettre l'hypothèse que les périodes d'incisions sont le paroxysme de la raréfaction des débits enregistrés par les stratigraphies du Gialias.

Les fluctuations du couple remblaiement incision documentées ici sont de second ordre par rapport aux alternances stade-interstade à l'échelle du Pléistocène (Starkel 1983). La dynamique remblaiement / incision est expliquée par le rapport entre les débits liquides (Ql) et solides (Qs), dont le rapport est principalement conditionné par les variations climatiques et par le couple biostasie / rhexistasie, qu'il soit d'origine anthropique ou non (Starkel 1983). L'incision du Gialias entre 5100 et 3900, entre 2000 et 1200 et après 100 B.P. cal., prouverait donc que l'équilibre des charges est le suivant : Ql > Qs. L'étude des stratigraphies du secteur médian (coupe AY7 par exemple) montre clairement que les débits liquides sont faibles durant ces périodes et nous avons donc le rapport suivant : $Ql^- > Qs^?$.

Ce travail, en accord avec d'autres études (Thomas 2000), montre une augmentation relative de la charge solide parallèlement à celle de l'aridité climatique traduite par des flux hydriques irréguliers et faibles. Dès lors, les périodes d'incision dans le Gialias sont caractérisées par le rapport suivant : $Ql^- < Qs^+$, qui devrait théoriquement aboutir à des conditions d'aggradation des cours d'eau. La seule possibilité de résolution de ce paradoxe est pour nous de faire intervenir les fluctuations spatiales du rapport Q_l / Q_s au sein du bassin versant. Rappelons tout d'abord que les différentes études stratigraphiques et morphologiques de ce travail montrent une forte augmentation des apports latéraux et un faible transit des sédiments lors de l'occurrence des faciès SU mises en relation avec des crues de climat relativement plus aride (Cf. plus bas). Lors des paroxysmes d'aridité, la charge solide n'a probablement été transportée que sur de très courte distance et a été associée à une rétraction de la couverture végétale sur les pentes du Troodos. Il est dès lors tout a fait probable que le transport soit insuffisant et donc que la sédimentation se concentre en amont du secteur médian, en tête de bassin versant et au pied des pentes. Nous aurions alors un rapport $Ql^- < Qs^+$ à l'amont et $Ql^- > Qs^-$ sur les secteurs médian et aval. Ce fait va à l'encontre de la dynamique fluviale décrite pour les variations de premier ordre (variations pluri-millénaires) où les périodes humides sont caractérisées par le rapport suivant $Ql^+ > Qs^-$ est nettement à l'avantage des débits liquides et serait par conséquent le moteur de l'incision (Starkel 1993).

Il est difficile d'imaginer un stockage à l'amont de la totalité des différentes fractions granulométriques et le rôle joué par la charge de fond dans la dynamique d'incision doit être

souligné. Si les particules fines en suspension transitent dans le bassin versant durant une durée à l'échelle de l'épisode de crue, les temps de propagation de la charge de fond sont beaucoup plus longs (Fisk 1944, Jackson Jr *et al.* 1982, Bull 1990, Antonelli 2003) et sont de l'ordre du siècle. Le charge grossière limite l'érosion des chenaux par effet de pavage et par sa rugosité (Bravard et Petit 1997). Dès lors, si les flux sont insuffisants pour pouvoir transporter la charge grossière, les fonds de chenaux à l'aval peuvent se découvrir et s'inciser rapidement. A ce titre il est significatif que la discordance δ1 profonde d'une dizaine de mètres, soit bloquée à Ekaton Skales (coupes AY7) par la nappe graveleuse anté-holocène. Les premiers dépôts de la formation alluviale B' viennent confirmer indirectement cette interprétation. Ils sont les premiers témoins visibles du retour plus ou moins rapide vers une dynamique d'accumulation et montrent en même temps la réapparition de la charge graveleuse.

Enfin, lors d'une dynamique d'incision, le chenal voit sa capacité augmenter, il peut donc véhiculer des débits de plus en plus importants tout en étant inférieure à d'autres périodes de l'Holocène. Le système peut alors s'auto-entretenir en période de faibles débits, par la concentration des flux dans un chenal de taille croissante et par l'absence de débordement, ce qui contraint tout dépôt sur le lit majeur.

La situation morphodynamique actuelle du Gialias nous renseigne d'avantage sur la dynamique d'incision perçue pour les périodes antérieures. Les incisions cartographiées du Gialias sont synchrones de l'absence de véritable débordement et de l'effondrement constaté des terrasses antérieures au sein du lit mineur actuel. D'autre part, les débits enregistrés et les données climatiques montrent la faiblesse des débits. Les barrages établissent une obstruction artificielle du transport des sédiments à l'amont, notamment pour la charge de fond. Sur le secteur médian, le déficit de la charge de fond est matérialisé par la présence de dépôts limono-sableux dans le chenal. Ces conditions (faible précipitation, faibles débits, transport des sédiments affaibli ou bloqué à l'amont, rôle de la charge de fond …) sont similaires à celles décrites plus haut et viennent donc les confirmer partiellement.

L'atonie géomorphologique relative sur de courtes périodes, causée par l'aridité est parfois décrite pour des milieux arides (Thomas et al. 2000).

Nos observations se rapprochent d'un point de vue dynamique de celle effectuée sur les lits de rivières en milieu semi-aride africains (Reid et Frostick 2000), qui montrent aussi une incision importante des lits en relation avec la fréquence de crues éclair cantonnées au sein du chenal. Le caractère intermittent des rivières étudiées par ces auteurs permet une étude précise de l'évolution des lits mineurs avant et après les crues. Ils signalent des incisions importantes mais très localisées à l'échelle chronologique de la crue (de l'ordre de 2m) mais une incision beaucoup moins rapide pour l'évolution tendancielle du lit mineur, l'incision modale résultant de la migration lente de

remblaiement et d'incisions localisées.

Les conditions du déclenchement de l'incision sont inscrites dans le dépassement d'un niveau de seuil à la fois climatique mais aussi morphologique. Du point de vue climatique, elle résulte de la diminution des débits moyens. Du point de vue morphologique, elle est favorisée par la présence d'une formation alluviale antérieure qui part sa position perchée et par l'absence de dépôts graveleux, donne la possibilité à l'incision de se développer dans des dépôts meubles et fins.

6.1.1.4 Occurrence des paléosols holocènes

Les huit groupes de paléosols étudiés dans les stratigraphies se répartissent inégalement sur l'Holocène. Les datations de sols obtenues sont résumées dans le Tableau 31. Le premier groupe est constitué de sols facilement identifiables par leur position stratigraphique (à la base de terrasse A) et par la présence de gypse d'origine pédologique. Ce groupe est présent dans les coupes AY26, AY7/3, AY34 et Kaktr1. Une datation est obtenue sur ce groupe permet de le situer vers le début de l'Holocène. Une à trois datations C^{14} sont disponibles pour les autres groupes de sol. Le 5e groupe est particulièrement bien daté. La datation du 8e groupe n'est assurée que par une relation stratigraphique avec une terrasse de culture, de plus son extension spatiale dans le bassin versant n'est pas vérifiée, sa signification paléoenvironnementale peut être donc très locale.

Ces éléments ne datent qu'un moment précis de la pédogenèse, ils ne nous renseignent donc pas sur sa durée et sur ses limites chronologiques. Afin de mieux cerner les périodes concernées, nous avons calculé la durée d'édification des unités sédimentaire affectées par les processus pédologiques de surface (horizon A). En effet, l'observation micromorphologique et des études proches (Gaffie 2000) tendent à démontrer que pour le type de milieu concerné (plaine alluviale en milieu semi-aride) la création des horizons A s'établit en parallèle avec la sédimentation et non par la progression du front d'altération pédologique.

Les taux de sédimentation varient évidement selon le type de faciès rencontrés, et sont moins importants pour les paléosols. Afin de prendre en compte autant que possible ces variations nous avons appliqué au calcul des taux de sédimentation des sols les valeurs obtenues pour le paléosol numéro 5. En effet, ce dernier est particulièrement bien daté, il est encadré par deux structures archéologiques qui donnent des *terminus post* et *ante quem* fiables, et sont confirmées par trois datations radiocarbone. Les durées sont établies en fonction des taux de sédimentation des diverses datations des groupes de sols et de la position de la datation au sein de la série (sommet, milieu ou base de l'unité). Les durées de pédogenèse ainsi calculées vont de 800 à 250 années (Tableau 31). Les durées moyennes calculées permettent aussi de déterminer un age moyen et les bornes des paléosols rencontrés (Tableau 31 et Figure 87). Ce calcul simple s'appuie sur les datations C^{14} et sur l'épaisseur de unités concernées. Il ne permet donc pas de s'affranchir d'une erreur ou d'une imprécision acquise sur les datations.

	Dates 14C			Age calculé/taux de sédimentation			
Nbr datations	**1**	**2**	**3**	**Durée pédogenèse**	**Age pédogenèse**		
Groupe Sol	**Max**		**Min**		**Max**	**Min**	**Age Moyen**
8	500	100		100	550	100	325
7	1260	1205	1170	250	1385	1135	1260
6	2150	2137		390	2345	1955	2150
5	2800	2606	2550	520	2950	2550	2750
TAQ/TPQ (sol 5)	2950		2550				
4	5135			590	5725	5135	5430
3	6610			480	6610	6130	6370
2	8370			820	8780	7960	8370
1	11360			510	11615	11105	11360

Tableau 31 : Datation 14C, durée et bornes déduites par les taux de sédimentation des huit groupes de paléosols du Gialias (années B.P. cal.)

La périodisation des conditions environnementales permettant la pédogenèse est exposée ci-dessous (Figure 88). La durée de pédogenèse est remarquablement plus importante pour les sols les plus anciens (groupes de 1 à 5). Des phénomènes contrastés de conservation des sols ne peut expliquer ces différences, la continuité de la sédimentation au sein et autour des sols est assurée par l'observation macro et microsédimentaire.

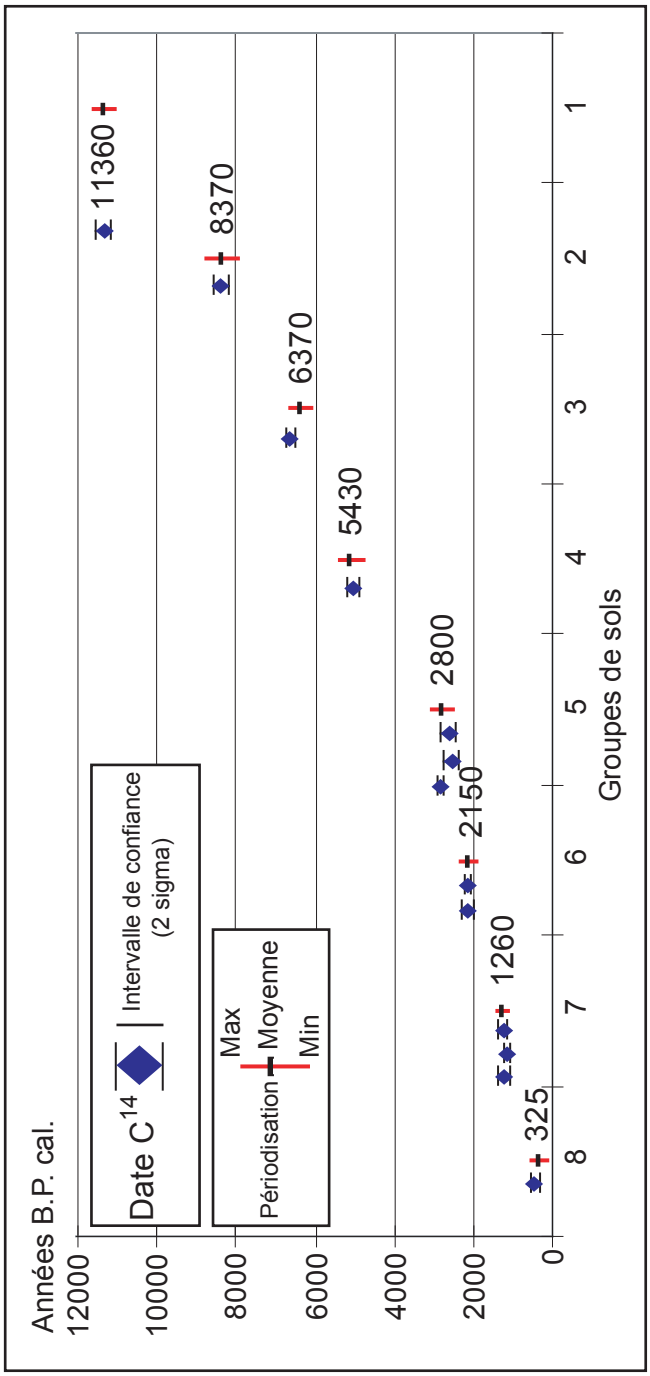


Figure 87 : Périodisation des groupes de paléosols

6.1.1.5 Répartition chronologique des faciès alluviaux

L'application d'un age calculé par une régression linéaire à tous les faits stratigraphiques (Figure 88) montre, malgré les imprécisions nécessairement induites par la méthode et le nombre de datation, une homogénéité notable des faits pédosédimentaires du bassin versant du Gialias.

Les faciès de type GV et LP sont concomitants des paléosols (Figure 88). Ils se répartissent le long de l'Holocène et sont particulièrement bien développés entre 9000 et 5000 B.P. cal. surtout mais aussi entre 3500 et 2000 et 1200-100 B.P cal. L'épaisseur de ces dépôts par rapport à la période de

temps est relativement faible. Les observations macro et micromorphologiques attestent de la faible épaisseur des séquences élémentaires et donc de la haute fréquence des événements de crue par rapport à une épaisseur donnée.

Une nuance importante doit être apportée pour les sédiments de type LP associés à des lentilles sableuses ou graveleuses. Ces dépôts sont présents lors de phase d'aggradation rapide, les faciès dénotent des écoulements importants relativement réguliers. Dès lors les forts taux de sédimentation associés à ce faciès proviennent de l'augmentation importante de la charge solide dans un contexte hydrologique de faible intermittence ou de pérennité des cours d'eau. Cette évolution peut être liée à une variabilité annuelle des crues, avec par exemple l'apparition d'orages convectifs durant la période estivale dans un contexte de précipitations moyenne relativement importante. A l'échelle décennale ou centennale, l'augmentation de la charge solide peut être en rapport avec des défrichements importants. Enfin, à l'échelle pluri-centennale ou millénaire, le rétrécissement continu de la plaine active matérialisé par les terrasses alluviales peut entraîner une concentration des flux liquides dans un espace réduit et donc une tendance vers une accélération des vitesses d'aggradation, sans rapport direct avec une augmentation des volumes de sédiment déposés. Ce type de dépôt est surtout présent avant 2200 et surtout entre 400 et 100 B.P. cal. (Figure 86 et Figure 88). Les sédiments à lentilles étudiés dans la coupe AY29 ne sont pas pris en compte, le cours d'eau de rang 2 du Tjyr Pavlos ne peut être comparé au Gialias sur ce point.

Les faciès de type SU ont une occurrence chronologique plus faible, on les retrouve peu après 5000 B.P. cal., et aux environs de 3300, 1000 et 0 B.P. cal. Les sédiments de faciès SU sont imputés à des évènements hydrologiques brefs et violents (crues de type *Flash flood*). La périodisation des faits sédimentaires tends à prouver que la mise en place de ces dépôts s'effectue sur de courtes périodes de temps et ceci en dépit du fait qu'ils peuvent représenter d'importantes épaisseurs de sédiment, phénomène visible également à l'échelle de l'Holocène pour ces faciès. Les dépôts de faciès SU sont donc le résultat de phénomènes hydrologiques de faible fréquence à l'échelle de l'Holocène mais particulièrement morphogènes.

L'aspect sédimentologique décrit dans la première partie de ce travail et l'étude stratigraphique au travers des différentes coupes de ces dépôts mettent en évidence la rapidité de l'événement de crue, la forte charge solide et le retour presque immédiat à des débits faible ou nuls qui entraînent la faiblesse du lessivage des sédiments. Les valeurs de susceptibilité magnétique massique sont aussi faibles (Cf. plus haut et Figure 89) et montrent le déficit de la proportion de la charge solide en provenance de la tête du bassin versant vers le secteur médian de Potamia. Ce type de faciès est par conséquent imputé aux crues trop brèves pour trier et transporter efficacement les sédiments mais assez violentes pour en mobiliser de grandes quantités sur de courtes distances.

La morphogenèse fluviale durant ces périodes est donc principalement composée d'événements exceptionnels par leur intensité et par leur fréquence et particulièrement morphogènes. Ces caractéristiques sont valides pour les échelles chronologiques centennale (fréquence des événements) à pluri-millénaire (Holocène). Les rares travaux disponibles sur la fréquence et l'impact morphologique des crues éclair (Osterkamp et Costa 1987, Hooke et Mant 2000) vont aussi dans le sens de la faible fréquence mais de la forte intensité et de l'importance du pouvoir morphogène des crues. Les alluvions de faciès SU illustrent la variabilité de la nature des crues en composant son pôle le plus «aride» dans les archives sédimentaires du Gialias.

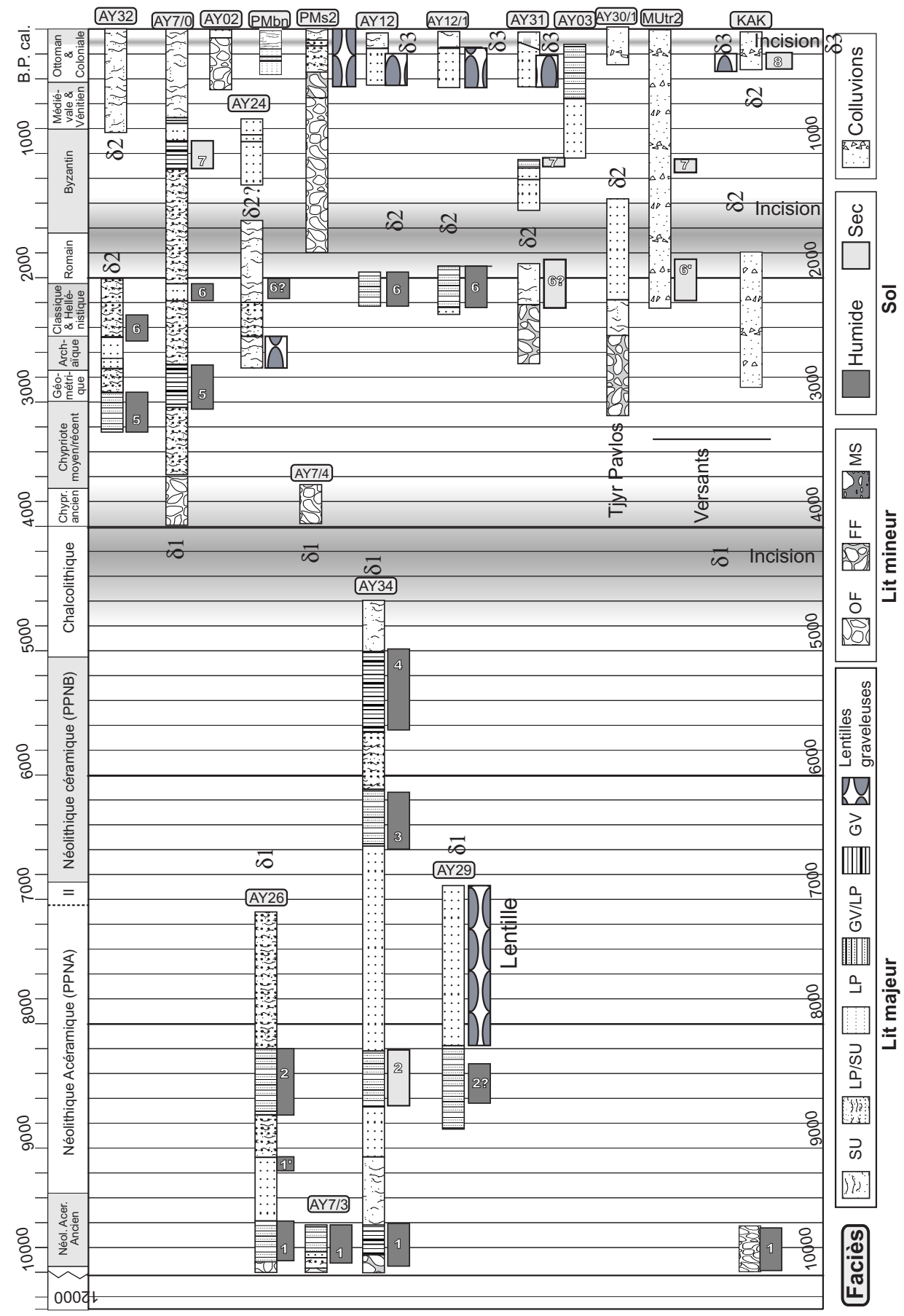


Figure 88 : périodisation des faits pédosédimentaires

6.1.1.6 Les dépôts de versant

La majorité des séries colluviales est composée de sable fin et de limon, l'hétérogénéité des faciès est faible. Nous notons toutefois l'apparition de ravinaux avant le XIVe siècle sur le site de Kakoskalin et la formation de petits cônes de déjection durant la période Ottomane.

La datation des paléosols montre que la pédogenèse se développe sur les colluvions au même rythme que sur la plaine alluviale. Bien que les versants de la mesa d'Agios Sozomenos ne fournissent qu'une faible part des sédiments déposés par le Gialias dans cette zone, l'homogénéité dynamique des versants avec la plaine est ainsi établie. On peut donc en déduire que ces dynamiques résultent des effets du climat et de l'occupation des sols à l'échelle du bassin versant. A ce titre le paléosol numéro 8, synchrone de l'établissement des terrasses de culture de Kakoskalin, ne se retrouve pas dans les formations alluviales et peut témoigner d'une action locale, trop peu étendue pour avoir des conséquences sur le comportement hydrodynamique du Gialias.

6.1.2 Variabilité des dynamiques alluviales et mesures physico-chimiques

Certaines analyses effectuées pour les alluvions du secteur médian du Gialias permettent de préciser le comportement hydrosédimentaire du cours d'eau durant l'Holocène.

6.1.2.1 Interprétation des données granulométriques

La granulométrie des échantillons des plaines alluviales ne montre que de faibles différences durant l'Holocène (Figure 90). Ainsi, la grande majorité des granulométries présentent un grain moyen entre 100 et 150µm. Trois augmentations significatives du grain moyen sont observables vers 2400-2100, 500 et 200 B.P. cal. environ. Le 1 percentile représente les grains les plus grossiers mobilisés lors des évènements de crue et a donc un rapport avec l'énergie maximum des écoulements. Les mesures du percentile le plus grossier (Figure 90) sont beaucoup plus variables et oscillent entre 500 et 1500µm. On retrouve une augmentation du 1 percentile synchrone des pics de grains moyens pour l'Holocène récent, mais aussi durant d'autres périodes de l'Holocène (10200, 6000, 3000 B.P. cal. par exemple). Il est remarquable que le grain moyen et le 1 percentile observent un comportement indépendant. Il n'est pas possible d'attribuer une augmentation du 1 percentile à un faciès de lit majeur particulier (Figure 90). Des pics sont reconnaissables pour les faciès de type SU mais aussi pour les faciès de type LP et GV. Nous pouvons en déduire que les différentes natures de crue mises en évidence ne se distinguent pas particulièrement entre elles par une l'intensité du pic de crue, qui à le rapport le plus étroit avec le 1 percentile (indice traduisant le maximum d'énergie), mais plutôt par la modalité des écoulements

6.1.2.2 Paramètres magnétiques

Les valeurs de susceptibilité magnétique massique moyenne par faciès montrent une décroissance des

faciès GV (5,2 10^{-6} χ_{lf} m^3/Kg) aux faciès SU (3,5 χ_{lf} m^3/Kg) (Figure 89). L'observation comparée de la susceptibilité magnétique avec les faciès de la plaine d'inondation montre aussi cette corrélation. Les valeurs moyennes traduisent les variations relatives mesurées entre les différents faciès au sein de chaque coupe. Ceci démontre la participation de plus en plus grande de la fraction lithoclastique en provenance de la tête de bassin versant pour les dépôts lités et surtout granoclassés. Le transit longitudinal est donc important pour les crues qualifiées de relativement tempérées et environ deux fois plus faible pour les crues éclair. Les colluvions se distinguent par des valeurs particulièrement faibles (6 10^{-7} χ_{lf} m^3/Kg) ce qui est en accord avec la rareté des minéraux ferromagnétiques, uniquement composés des grains présents dans les rares formations du Quaternaire Récent au pied ou au sommet de la mesa (Cf. première partie).

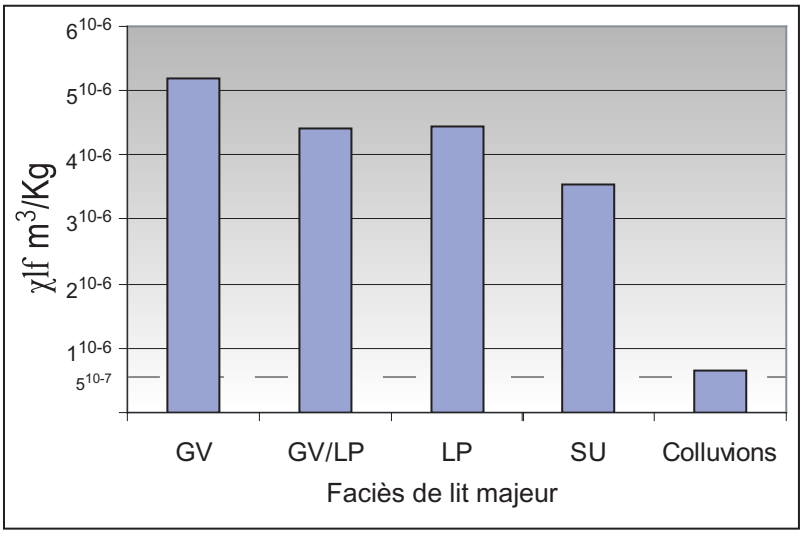


Figure 89 : Valeur de susceptibilité magnétique massique moyenne des différents faciès sédimentaires

6.1.2.3 Matière organique

Les relativement bonnes corrélations entre les mesures de carbone organique, la susceptibilité magnétique, la baisse CaCo3, et la présence de traits macro et micropédologique tendent à prouver que les valeurs de matière organique mesurées sont liées à la biomasse locale et non à un remaniement de sols antérieurs. De plus les mesures effectuées sur les sols pléistocènes fournissent des valeurs nulles. Le carbone organique est donc un bon marqueur de la production végétale *in situ* durant l'Holocène, à la résolution chronologique de ce travail. Ces valeurs sont plus importantes pour les faciès de type GV (granoclassement vertical) ou LP (litages parallèles) et bien sur pour les paléosols. Cela suggèrerait donc que les dépôts de type SU coïncident avec des périodes de rétraction de la couverture végétale et qu'au contraire les faciès GV et LP se déposent en contexte de remontée biologique. Le carbone organique est fortement corrélé positivement avec les valeurs de susceptibilité magnétique massique (Figure 90).

6.1.2.4 Carbonate de Calcium

Lorsque l'on confronte les mesures de $CaCO_3$ aux autres indicateurs de pédogenèse, il apparaît que les fluctuations en carbonates d'origine pédologique sont toujours très inférieures aux 40% nécessaires à l'identification d'un horizon pétrocalcique (Soil Survey Staff 1998, AISS 1999), même si les indices micropédologiques (revêtements carbonaté, masse basale cristallitique) montrent que des amorces de calcrètisation sont identifiables (ambiance bioclimatique sèche).

Cependant, Il est difficile de faire la part entre les différentes sources de ce minéral. L'observation de sa variabilité durant l'Holocène montre que les grandes tendances ne peuvent être attribuées à l'activité pédologique uniquement. La variabilité de $CaCo_3$ mesurée dépasse largement celle produite par la pédogenèse. Les fluctuations portées par différents échantillons de coupes différentes dans lesquelles on ne retrouve pas d'horizon Bt peuvent aussi être considérées comme significatives du point de vu des sources détritiques.

Le carbonate de calcium à un comportement inverse par rapport aux mesures précédentes (matières organiques et susceptibilité magnétique). Si l'on considère le point de vue lithologique, il permet de reconstituer l'histoire des apports latéraux. C'est un marqueur relatif «négatif» des apports longitudinaux et «positif» des apports latéraux. Les mesures sur les coupes du Gialias présentent des valeurs plus faibles (de l'ordre de 20%) : l'éloignement des versants par rapport au cours d'eau peut en être la cause et confirme ainsi sa capacité à marquer les sources détritiques. En général, les sédiments de faciès SU sont plus riches en carbonate de calcium (Figure 90). A l'inverse de la susceptibilité magnétique, le CaCo3 est particulièrement présent entre 5000 et 4000 B.P. cal environ et durant l'Holocène récent (Figure 90).

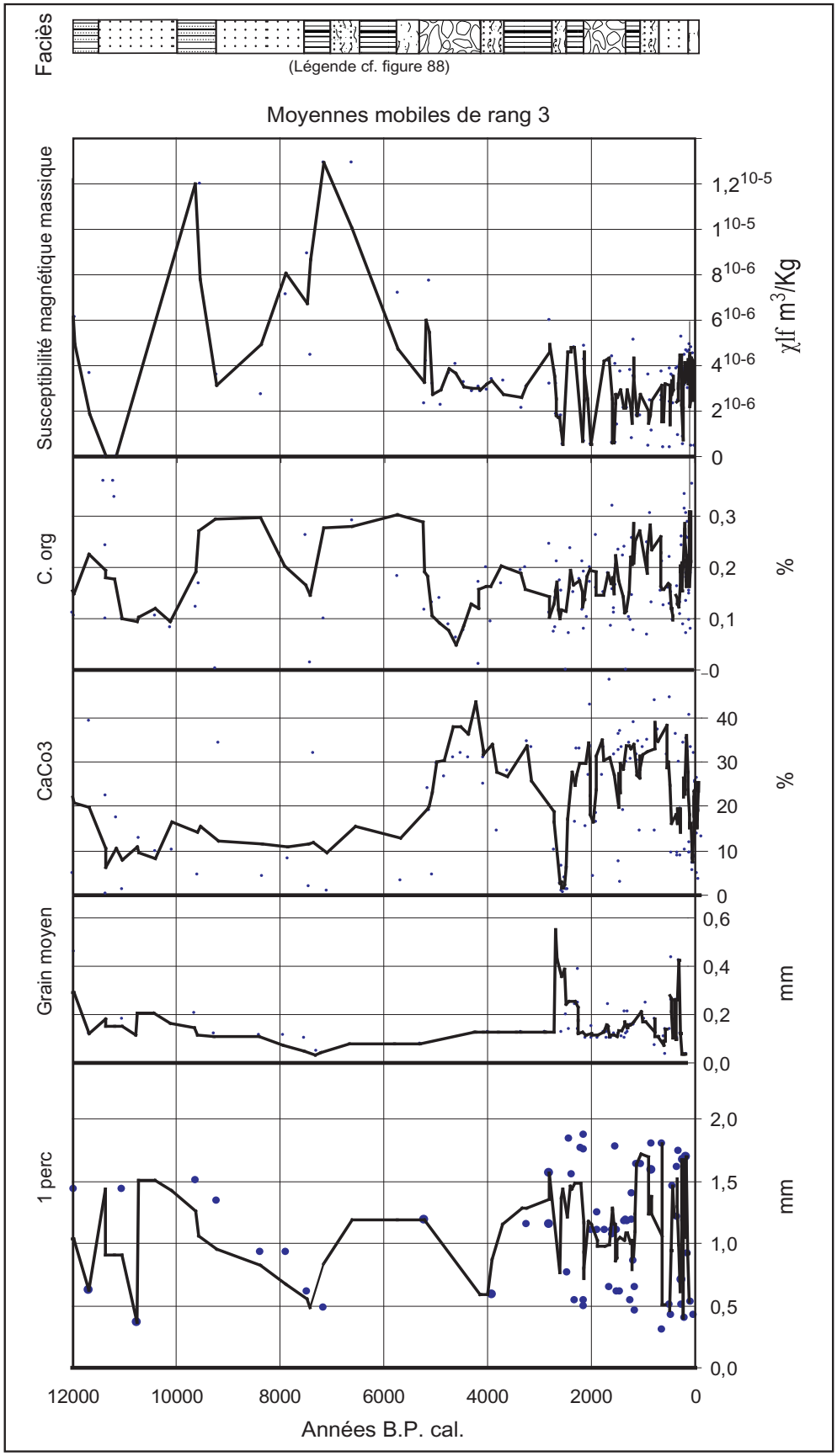


Figure 90 : Principaux marqueurs sédimentologique des dépôts d'inondation du secteur de Potamia (carbone organique, carbonate de calcium et Susceptibilité magnétique)

6.1.2.5 Taux de sédimentation

Les taux de sédimentation utilisés pour périodiser les faits sédimentaires peuvent aussi fournir une indication sur les quantités de sédiments déposés et donc sur l'activité de l'érosion au sein du bassin versant. A ce titre, l'Holocène récent et particulièrement l'épisode climatique du Petit Âge Glaciaire, se distingue par une augmentation drastique (500%) des épaisseurs de sédiment déposées par rapport aux autres périodes de l'Holocène (Figure 91). Ce fait est souvent décrit dans différents travaux méditerranéens (Shulte 2002, Bruneton *et al.* 2001 par exemple)

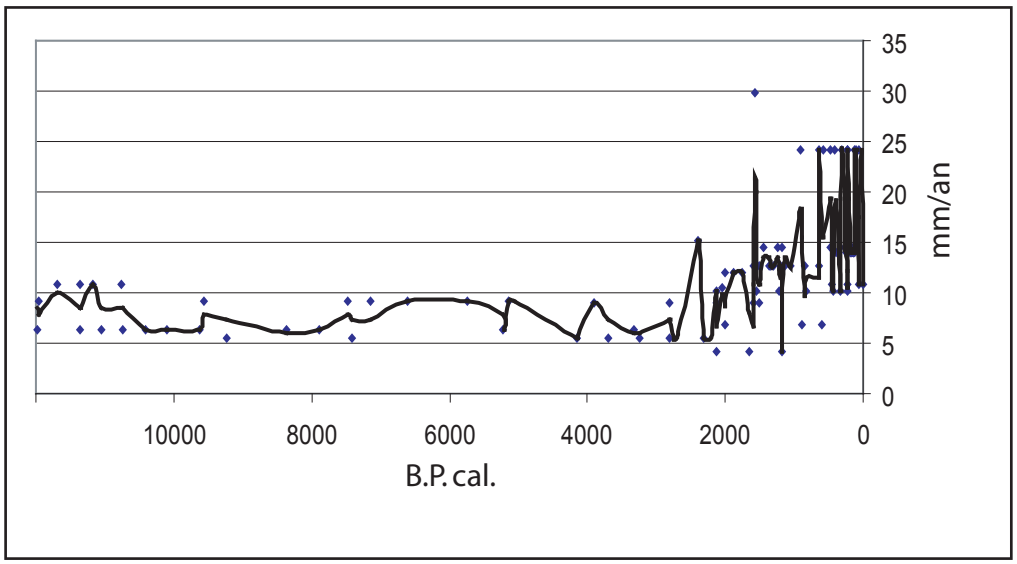


Figure 91 : Taux de sédimentation des alluvions du secteur de Potamia-Agios Sozomenos

Toutefois la mesure des épaisseurs de dépôt n'est pas du tout satisfaisante. En effet la cartographie des terrasses alluviales (cf. Figure 44) et l'étude de leur composition montre une rétraction de la plaine alluviale durant l'Holocène. Par conséquent les taux de sédimentation calculés pour des épaisseurs par unité de temps ne tiennent pas compte de ces changements morphologiques importants à l'Holocène. La surface de la plaine d'inondation étant donc variable, nous proposons de tenir compte de l'étalement des sédiments durant les épisodes de crue afin d'obtenir un taux de sédimentation volumique relativement plus fidèle aux variations de sédiments déposés. Cette mesure est la plus à même de décrire les modifications de l'érosion dans le bassin versant.

Pour ce faire, les taux de sédimentation par épaisseur sont appliqués à la surface d'affleurement des différentes terrasses alluviales, ce qui donne un taux de sédimentation en m^3/an plus en accord avec la réelle activité détritique. L'échelle chronologique du calcul des taux de sédimentation volumique est celle de la durée d'accumulation des nappes alluviales A, B et C. Les arguments morphologiques et stratigraphiques sont beaucoup trop rares pour pouvoir pondérer plus finement les accumulations exprimées en mm/an.

Le toit des terrasses alluviales est cartographié sur deux zones tests (Figure 92). Le choix d'effectuer les calculs sur des zones test est préféré à la cartographie générale du secteur médian du Gialias car les relevés stratigraphiques et les multiples datations permettent une délimitation chronologique et spatiale des terrasses beaucoup plus précise. Les proportions relatives des surfaces d'affleurement pourront par la suite être appliquées à la totalité des affleurements des alluvions holocènes du secteur médian. Les secteurs choisis sont ceux de Potamia et d'Agios Sozomenos.

Les surfaces d'affleurement sont plus importantes pour le Gialias (Figure 92, Tableau 32). Par ailleurs, de la terrasse A à la terrasse C les surfaces sont à chaque fois divisées par 2 environ (Tableau 32). La variation relative des surfaces exprimée en pourcentage est remarquablement similaire entre les deux cours d'eau. Ceci est un argument supplémentaire de la synchronie des faits morphologique et valide la possibilité de comparaison des volumes sédimentés par an du Gialias et de son affluent.

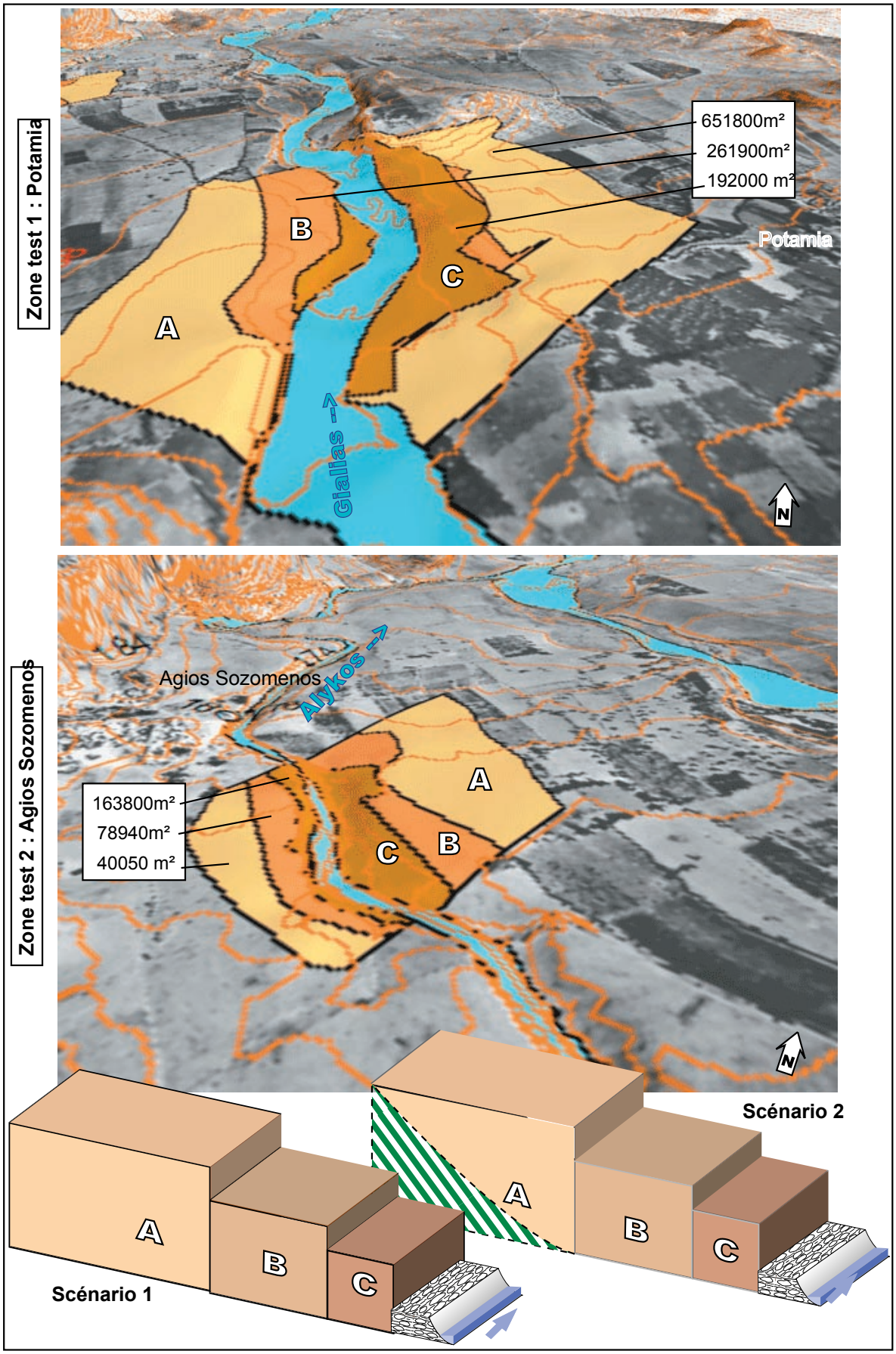


Figure 92 : Surface d'affleurement des deux zones tests et scénarios morphologiques probables des terrasses alluviales

Secteur	Potamia		Agios Sozomenos		Moyenne	
Terasses	Surface m²	%	Surface m²	%	Surface m²	%
A	651800	59	163800	58	407800	58,4
B	261900	24	78940	28	170420	25,8
C	192000	17	40050	14	116025	15,8
Total	1105700	100	282790	100	694245	100,0
Lit majeur actuel	51100	5	10013	4	30556	4,1

Tableau 32 : Surfaces d'affleurements absolues, relatives et moyennes des terrasses alluviales

Deux scénarios des surfaces topographiques (vallée anté-holocène) sur lesquelles se déposent les terrasses alluviales sont proposés. Les deux supposent que les flancs de terrasses sont verticaux. Ce qui n'est que partiellement vérifié sur le terrain où certains relevés stratigraphiques (AY32, AY24 par exemple) contiennent des discordances de ravinement, sous la forme de flancs de terrasse alluviale enterrés. Nous acceptons toutefois ce postulat car la dissection de plaine alluviale par des escarpements est la configuration la plus communément observée. De plus, la cartographie en 3 dimensions des contacts enterrés entre deux terrasses à partir de quelques relevés stratigraphiques est plus qu'hasardeuse et n'est donc pas applicable ici. Les deux scénarios tiennent compte de la surface d'installations de la première terrasse (A) qui repose en discordance sur des dépôts du Pliocène et du Pléistocène. Le premier scénario propose un contact vertical (Figure 92, en bas à gauche). Le deuxième prend en compte une vallée anté-holocène en «V» sur laquelle s'installent les premières alluvions de la terrasse A (Figure 92, en bas à droite), ce dernier est certainement le plus proche de la réalité et est donc privilégié dans ce travail.

Il est possible de tester la pertinence des taux de sédimentation volumique en comparant leur somme sur l'Holocène, reportée à la surface du secteur médian en entier avec le volume de l'espace d'accommodation tel que défini auparavant. Si les deux approches sont cohérentes les volumes de l'espace d'accommodation et des volumes déposés au fil de l'Holocène doivent être relativement proche.

$$\mathbf{VDH = TS^{V} * NA * S^{terA,\ B\ ou\ C} * (S^{tot}/S^{test})/2}$$

Avec :

- VDH = Volume déposé durant l'Holocène (calculé par le taux de sédimentation volumique)
- TS^{v}= Taux de sédimentation volumique (Figure 93)
- NA =Nombre d'années du TS^{v}
- $S^{terA,\ B\ ou\ C}$= Surface d'affleurement de la terrasse active (A, B ou C) pour la période de TS^{v} concernée
- S^{tot}= Surface totale des dépôts holocènes
- S^{test}=Surface totale des zones tests (Figure 92, surface de la terrasse alluviale A, les autres s'incisant au sein de celle ci)

- Le résultat est divisé par deux car le volume général doit être déduit du scénario 2 (Figure 92) et de plus les terrasses alluviales B s'incise dans la A, et la C dans la B. Cette opération permet donc de s'approcher au plus près de la morphologie de la vallée anté-holocène et de l'incision successive des terrasses.

Le cumul de tout les volumes déposés chaque année de l'Holocène sur le secteur médian du Gialias est de 1,98 km^3. Ce calcul prend en compte les incisions (accumulation nulle) et l'érosion de terrasses produite au sein de leur terrasse précédente produite par l'incision. L'espace d'accommodation maximum est de 2,05 km^3 pour le maximum et de 1,03 km^3 pour le minimum. Ces chiffres, déduit de la surface d'affleurement des alluvions holocènes et de leur épaisseur (voir première partie) sont suffisamment proches pour valider le calcul des taux de sédimentation volumique tout en appréciant sa marge d'erreur à moins de ±50%. Cette marge d'erreur reste toutefois très importante, mais il nous semble préférable de l'accepter plutôt que de prendre en compte l'aggradation de la plaine alluviale en mm/an. Elle peut être facilement réduite de façon importante par une campagne de carottage permettant de mesurer la profondeur du substrat formant la vallée anté-holocène au-dessous des terrasses alluviales.

Quel que soit le scénario utilisé le calcul des taux de sédimentation en volume élimine la première impression d'une plus grande importance des dépôts de l'Holocène Récent en général et du Petit Âge Glaciaire en particulier. Bien que très dynamique, cette période n'est pas le paroxysme univoque de l'activité érosive (Figure 93). Bien que cette période se distingue, les valeurs atteintes se rapprochent d'autres périodes dans l'Holocène vers 2500 et 6000 B.P. cal. par exemple. Ce fait est en relation avec le rétrécissement de la plaine alluviale évoqué plus haut et implique que ce dernier a provoqué un transit plus efficace des flux sédimentaires vers l'aval. Les autres périodes de forte activité détritique se répartissent sur l'Holocène avec une variabilité plus forte pour l'Holocène récent (Figure 93). Les périodes particulièrement remarquables sont approximativement : le début de l'Holocène (12000 – 9000), une courte période vers 9000, une longue période entre 7000 et 4000 B.P. cal. environ puis quatre courtes phases (entre deux et quatre siècles) vers 2500, 1900, 1000 et 350 B.P. cal. (Figure 93).

Si l'on compare les taux de sédimentation volumique avec les différents faciès il ressort que l'activité érosive est moins importante lors des périodes de crues qualifiées de plus «tempérées» et, bien sûr, lors des périodes de pédogenèse. Les faciès de type SU correspondent tous à des pics importants de taux de sédimentation. Cette remarque vient compléter la description du fonctionnement hydrosédimentaire du Gialias entre ses deux pôles, tempéré et aride, durant l'Holocène. L'apport et la concentration de la charge solide semblent beaucoup plus importants pour ce dernier pôle, ce qui est en accord avec les mesures effectuée sur les rivières de milieu semi-aride (Thomas 2000).

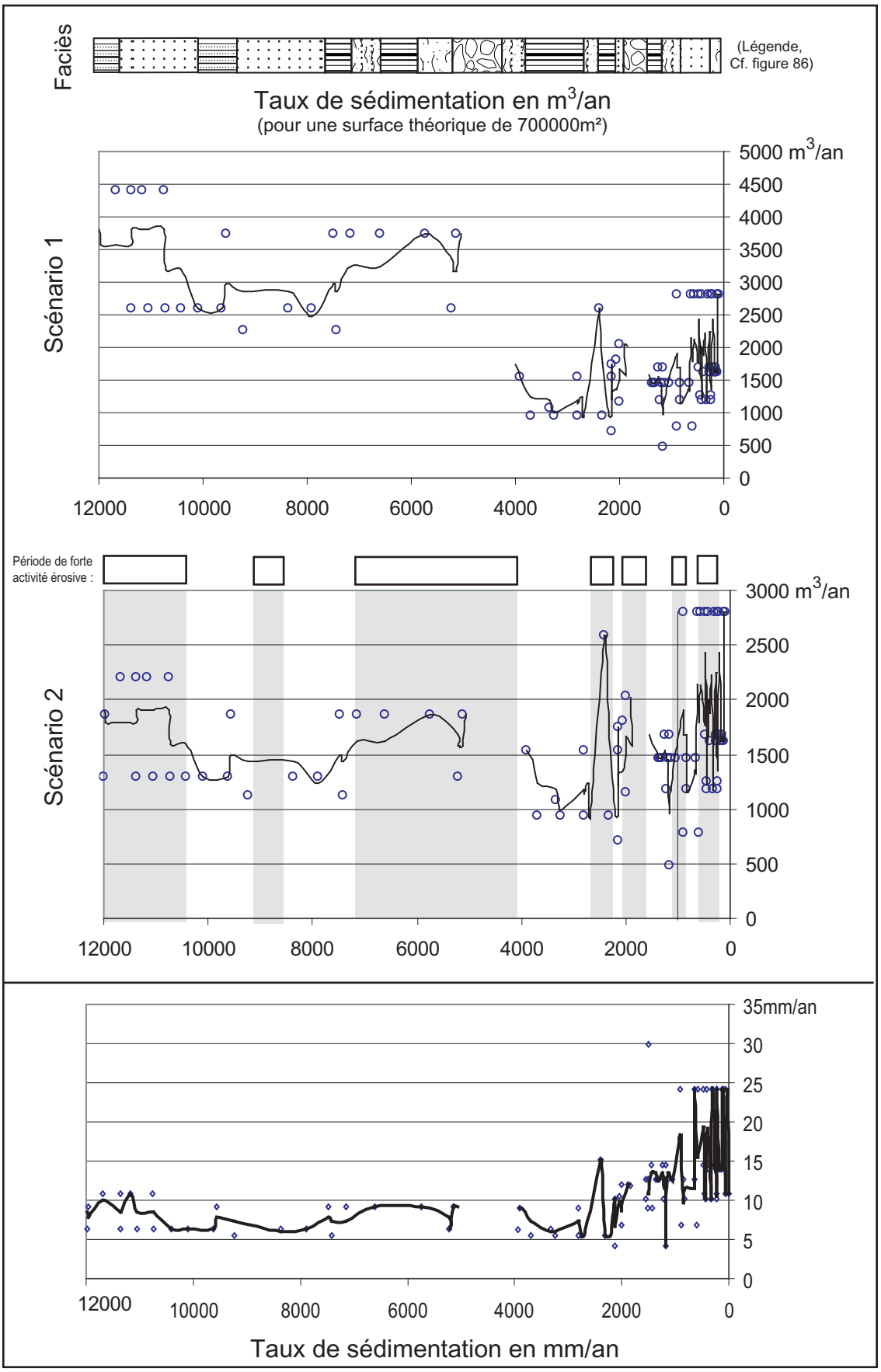


Figure 93 : Taux de sédimentation holocène du Gialias exprimé en m³/an

6.1.3 Synthèse du fonctionnement hydrodynamique du secteur médian du Gialias

6.1.3.1 Synthèse chrono-stratigraphique

La morphogenèse holocène du secteur médian peut être divisée en cinq grandes phases.

De 11500 à 5000 B.P. la sédimentation holocène est matérialisée par la constitution d'une épaisse nappe alluviale (10m) assez étendue pour laquelle nous n'avons pu accéder qu'au dépôts de la plaine d'inondation. Les premières alluvions sont marquées par des sols particulièrement hydromorphes (sol 1 à 2, 11300 et 8300 B.P. cal.), observés sur cinq relevés stratigraphiques. Les faciès lités et granoclassés du lit majeur montrent l'importance et la régularité des flux liquides. Le sommet de cette formation est marqué par deux sols (3 et 4, 6300, 5400 B.P. cal.) aux traits hydromorphes moins marqués, les derniers dépôts d'inondation sont légèrement postérieurs à 5000 B.P. cal., ils caractérisent une tendance marquée vers les crues éclairs. Durant cette période, l'aggradation semble rapide avec trois maxima aux alentours de 11000, 9000 et 6000 B.P. cal. (Figure 93).

Après 5000 et jusqu'à 3900 B.P. cal. environ, la formation alluviale A est recoupée en terrasse par une incision d'environ 6 à 8m du réseau hydrographique (δ1). Ce fait est relevé sur 6 coupes stratigraphiques mais est particulièrement bien perçu sur le secteur d'Ekaton Skales (coupes AY7). Cette incision marque des écoulements particulièrement faibles et spasmodiques, à la compétence du transport sédimentaire réduite.

Le début de l'aggradation menant à la formation alluviale B est marqué par le retour des nappes graveleuses dans les chenaux (coupe AY7/4), ce qui signale la réapparition d'écoulements plus importants pouvant transporter la charge de fond. L'aggradation est continue entre 3900 et 2000 B.P. cal., mais contrastée comme le marquent les paléosols numéro 5 et 6 datés de 2700 et 2100 B.P. cal.. Elle aboutit à environ 8m d'accumulation sur une surface réduite par rapport aux accumulations précédentes. Hormis les périodes de développement de la pédogenèse, où des crues de caractère relativement tempéré sont relevées, l'aggradation de la plaine alluviale s'effectue principalement par des crues éclairs. Les volumes déposés durant cette période sont légèrement moins importants en moyenne, toutefois trois pics de sédimentation sont déterminés à 4000, 2500 et 2000 B.P. cal., ces périodes ne correspondent pas à des occurrences de crues éclairs.

Aux alentours de 1800 B.P. cal. une nouvelle incision (δ2) entaille en terrasse la formation alluviale B. A l'instar de δ1, cette incision remarquable au sein de 8 relevés stratigraphiques, marque le retour à des conditions d'écoulements très faibles. Ici encore, le transport sédimentaire est très réduit.

7m d'alluvions se dépose entre 1300 et 90 B.P. cal. ; les dépôts témoignent principalement de l'abondance et de la permanence des flux liquides. Un sol (numéro 7) daté 1260 B.P. cal. est observé dans 3 coupes du Gialias et de l'Alykos. Ses caractéristiques macro et surtout micromorphologiques

vont dans le sens d'une sécheresse édaphique (calcrètisation embryonnaire). Durant cette période, un régosol (sol 8, 300 B.P. cal environ) se développe au pied d'une terrasse de culture, sa récurrence spatiale semble très limité et il résulte certainement de l'aménagement ponctuel du versant, sa pertinence spatiale reste donc fortement discutable. Ces dépôts sont particulièrement bien représentés dans les fouilles de Paleomylos. L'extension des dépôts de débordement est relativement faible et est limitée par les héritages alluviaux holocènes. Malgré les faibles étendues où la sédimentation est active, les taux de sédimentation volumique sont en moyenne supérieurs à la formation B. Les périodes d'érosion maximales se situent autours de 1000, 600, 400, 200 et 50 B.P. cal..

La dernière incision δ3 est très récente (deuxième moitié du XXe siècle), la consommation en eau et l'établissement de barrages ont certainement amplifié une raréfaction des précipitations (Hadjiioannou 1987) pour ce dernier phénomène.

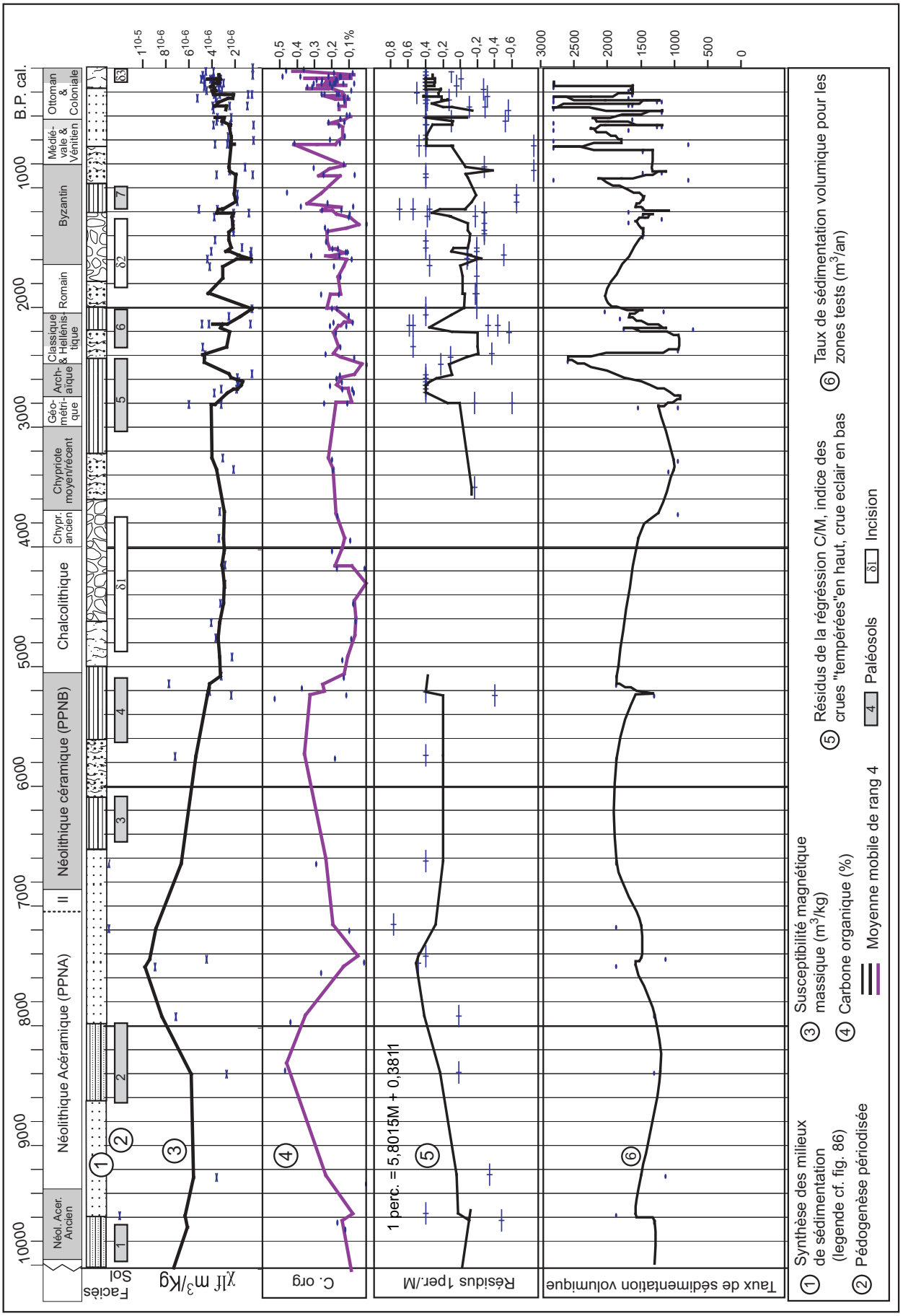


Figure 94 : Synthèse chronostratigraphique et principaux marqueurs sédimentologiques

6.1.3.2 Synthèse morphodynamique

L'étude morphologique, stratigraphique et sédimentologique des alluvions permet d'effectuer une typologie des dynamiques en jeu dans la morphogenèse fluviale du secteur médian du Gialias (Tableau 33). Les différents marqueurs de la sédimentation convergent pour décrire une opposition de la nature des événements de crue, en relation avec la variation des moyennes et de la variabilité des débits qui sont déterminés en grande partie par l'ambiance climatique.

	Crues "tempérées"	Flash Flood	Incision
Faciès	GV/LP	SU	OF/FF
Sol	+	0	0
Sédimentologie			
Ecart à la régréssion 1 perc./Médiane	+	-	0
Carbone organique	+	-	-
CaCo3	-	+	+
Susceptibilité magnétique	+	-	0
Taux de sédimentation	-	+	0
Transport sédimentaire			
Transit longitudinale	+	-	0
Apports latéraux	-	+	0
Erosion des sols	-	+	+
Hydrologie			
Intermittence	-	+	+
Débit moyen	+	-	-
Variabilité des débits	-	+	+
Débit maximum	+	-	-
Vitesse	-	+	+

Tableau 33 : Paramètres de variabilité des enregistrements sédimentaires témoins de la morphogenèse fluviale du Gialias

6.1.3.3 La question de l'homogénéité des terrasses alluviales

La question de l'homogénéité des terrasses alluviales est discutée, notamment par Bull (1990) qui note un grand diachronisme dans l'incision et donc l'établissement des terrasses alluviales, particulièrement pour les régions semi-arides. Dans ces dernières les flux liquides sont faibles et les flux solides sont importants, cela limiterait fortement la possibilité de réponse des flux aux perturbations climatiques et tectoniques et par conséquent de grandes variations chronologiques et spatiales seraient perceptibles. Cet auteur invoque aussi des temps de propagation de la charge de fond très long, de l'ordre du millier d'années. Les stratigraphies holocènes du Gialias ne vont pas dans ce sens et, à l'échelle du secteur médian au moins, les données acquises indiquent une homogénéité des dynamiques fluviales. Comme beaucoup d'autres, les terrasses alluviales du Gialias sont ici composées de sédiment de la plaine d'inondation (limons, sables) et non de charge de fond (galets, granules); les temps de propagation sont bien plus rapides pour ce type de sédiments

(Meybeck *et al.* 2003) et dépendent principalement de la taille du bassin versant (Walling 1983). Bien sûr, la répartition des dépôts et le type de milieu sont susceptibles de varier selon des conditions très locales (exemple du Tjyr Pavlos), mais sans remettre catégoriquement en cause l'homogénéité globale des dynamiques.

6.2 Essai d'évaluation de l'impact des sociétés sur les environnements fluviaux du secteur médian

6.2.1.1 La détection des impacts anthropiques

Comme vu précédemment la morphogenèse de la plaine alluviale du Gialias est significative de variations hydrologiques qu'il serait commode de relier à des paramètres climatiques.

Il est par ailleurs possible qu'une augmentation de la charge solide soit d'origine anthropique. Dès lors nous proposons d'effectuer une recherche de synchronismes entre les volumes déposés et une intensification de l'utilisation des sols.

Pour la plaine alluviale la disparition d'un horizon A correspond la plupart du temps à un changement de régime hydrologique des cours d'eau mis en évidence par un changement des traits sédimentaires, et non à une déstructuration locale des sols d'origine anthropique. Toutefois la relation stratigraphique avec certaines structures archéologiques ou la présence d'éléments particuliers dans les sédiments (charbons, céramiques etc.) recouvrant des horizons A permet en de rares occasions de mettre en évidence l'action locale de l'Homme.

L'histoire des relations entre l'Homme et son environnement n'a encore jamais donné lieu à une étude approfondie pour l'espace géographique concerné. L'évolution du potentiel érosif des sociétés est donc pour la zone concernée difficile à évaluer, nous proposons d'apporter un premier jalon en compilant les données démographiques et économiques (mise en culture, déforestation du Troodos…) disponibles et en y apportant nos propres observations. Dans un premier temps nous recherchons des synchronismes entre des événements morphosédimentaires et sociétaux, pouvant créer une relation de cause à effet tel que énoncé plus haut.

6.2.1.2 Utilisation des ressources ligneuses : l'histoire fragmentaire d'une déforestation

Plusieurs type de témoignages accréditent la présence d'une couverture forestière sur les montagnes et les plaines de Chypre. D'après une étude anthracologique, les premiers habitants de Chypre s'installèrent au sein d'une forêt de chêne caduc de plus en plus adaptée à la sécheresse (augmentation de *Pinus bruccia*) entre 9000 et 6000 B.P. cal. (Thiébault communication orale) Les pollens récoltés sur le site néolithique PPNA de Khirokitia (Miskowsky 1989) mettent en évidence la présence d'une forêt thermophile en régression autour du site en raison des défrichements vers les

6000 B.P. cal.. Des indices de présence forestière sont avancés pour le Bronze Ancien en Messarée (Bottema 1976), mais la encore, le nombre de spores récoltés est insuffisant, leur représentativité peut être donc sujette à caution. Autour du Gialias, les célèbres tablettes d'Onasylios conservées au Louvre attestent de la présence de massifs forestiers autour de la ville d'Idalion durant l'époque du Bronze.

L'étude des récits de voyageurs et les textes anciens relatant l'état et l'utilisation des forêts chypriotes a été réalisée par différents auteurs (Hauben 1987, Thirgood 1987, Burnet 1997). Les forêts chypriotes furent utilisées pour construire les flottes guerrières et marchandes durant l'Antiquité, particulièrement au deuxième millénaire avant J.-C. et durant les VIe et IXe siècle ap. J.-C.. L'importance des coupes claires est signalées mais il n'est jamais fait mention d'une quelconque pénurie en matériaux (Hauben 1987). Au IIIe siècle avant notre ère, Strabon (XIV, 684-685) signale que les forêts couvrent les montagnes jusqu'aux grandes plaines et qu'elles ont tendance à régresser.

Au milieu du XVIIIe siècle les forêts sont systématiquement abattues à des fins agricoles, économiques et domestiques. Le massif du Machairas (amont du Gialias) est totalement déboisé et les premiers signalements des effets du déboisement sur l'érosion des terres sont relevés (Thirgood 1987). L'entreprise de cartographie trigonométrique de Kitchener dans les années 1880 réalise le premier inventaire fiable des massifs forestiers chypriotes (Shirley 2001). Il montre que ceux ci ne se retrouvent plus qu'en de rares zones escarpées sur le haut des pentes du Troodos.

La colonisation britannique (1878) marque le début d'une véritable politique de gestion des ressources ligneuses sous-tendue par le danger de disparition de toute forêt sur l'île (Thirgood 1987). La création d'une administration des forêts (1880), le recensement systématique des ressources, la promulgation de lois interdisant l'abattage, les grandes campagnes de replantation (1880-1960, 1974-) et les ouvrages contrecarrant l'érosion des sols (terrassement dans le Troodos) ont aidé une reconquête forestière sur l'ensemble des grands reliefs et sur certains secteurs très limités de Messarée.

D'après les informations disponibles, l'évolution de la végétation chypriote serait donc l'histoire d'une déforestation continue mais relativement tardive, dont la chronologie précise et les modalités ne nous sont pas encore connues. A ce titre les études palynologiques en cours sur plus de 200 échantillons des carottes de la ria du Gialias (SBA I et II) apporteront certainement une information plus continue et plus détaillée de l'évolution holocène de la couverture végétale de ce pays.

6.2.1.3 Variation démographiques, utilisation des sols et mobilité des milieux fluviaux

Les données disponibles à Chypre sur l'impact de l'Homme sur son environnement sont très rares et sont envisagées ici en parallèle avec celles sur les fluctuations démographiques. L'insularité

peut accentuer certains mouvements démographiques, ainsi les textes anciens relatent la désertion complète de l'île entre le VIIe et le IXe siècle par exemple (Murray *et al.* 1994). Les données disponibles sont fragmentaires et de deux types. Le premier est la détermination du nombre, de la fonction et la répartition des sites archéologiques. Ce type de données concerne principalement les Âges du Bronze et du Fer. Les époques plus récentes (époque historique) permettent dans une certaine mesure d'évaluer les mouvements démographiques et les variations de l'occupation du sol par les sources écrites.

6.2.1.4 Le Néolithique (10150-4250 B.P. cal.)

L'occupation néolithique du bassin versant du Gialias est attestée par deux fouilles archéologiques (Lehavy 1981) qui ont mis au jour des habitats de faible étendue principalement à Agridhi près de Dhali. Dans les stratigraphies étudiées, une meule mise à jour dans la formation alluviale B' est le seul artefact retrouvé. La taphonomie des sites archéologiques ne peut expliquer à elle seule la quasi-absence d'indices d'occupation des sols pour deux raisons principales. La majorité des occupations néolithiques chypriotes se situent sur les versants et sur les flancs dénudés de collines, elles ne peuvent donc pas être toutes enfouies au sein de la plaine alluviale. Ensuite, comme le montrent les fouilles d'Agridhi, les sites de cette période sont susceptibles de se retrouver en position sub-affleurante au sommet de la terrasse alluviale A, il n'y a donc aucune raison que de nombreux vestiges n'aient jamais été découverts dans la vallée du Gialias, par rapport au reste de l'île.

Le faible nombre de site et leur nature permet de minorer l'impact de l'homme sur la couverture végétale et le détritisme à cette époque. Il paraît en effet impossible d'associer les grandes quantités de sédiments menant à la formation de la terrasse A, de plus de 10m de hauteur, à l'action des défrichements néolithiques.

6.2.1.5 De l'Âge du Bronze à la fin de l'époque romaine (4250-1800 B.P. cal.)

Les sites du Bronze Ancien sont rares et c'est seulement à partir du Bronze Moyen que l'on peut parler de véritable occupation de la vallée (Catling 1982). Les prospections systématiques d'Overbeck et Swiny (1972) et de Rowe (1995), complétées par les sites archéologiques découverts dans les zones d'Ekhaton Skales et de Kakoskalin, permettent de dresser une image du nombre, de la répartition et de la fonction des habitats durant le Chypriote Moyen et Récent (Figure 95). La conquête de la vallée par des migrants venus des côtes méridionales se concrétise au Chypriote moyen par l'apparition d'une vingtaine de sites archéologiques sur les reliefs (Figure 95, Figure 96). Durant cette période les activités pastorales semblent dominer, les enclos pastoraux étant beaucoup plus nombreux que les fermes (Rowe 1995). Par conséquent les possibilité d'atteinte du couvert végétal mais surtout de la protection et de la cohésion des sols dans les pentes est accrue durant cette période, mais de grands travaux de défrichement ne semblent pas être effectifs. Au début du Chypriote Récent de nombreux sites sont abandonnés, puis vers le Chypriote Récent II de nouveaux sites réapparaissent, le travail du sol semble alors plus important comme en témoigne

l'établissement de fermes. Les bâtiments à fonction agricole s'implantent cette fois ci au sein de la plaine alluviale (Figure 95).

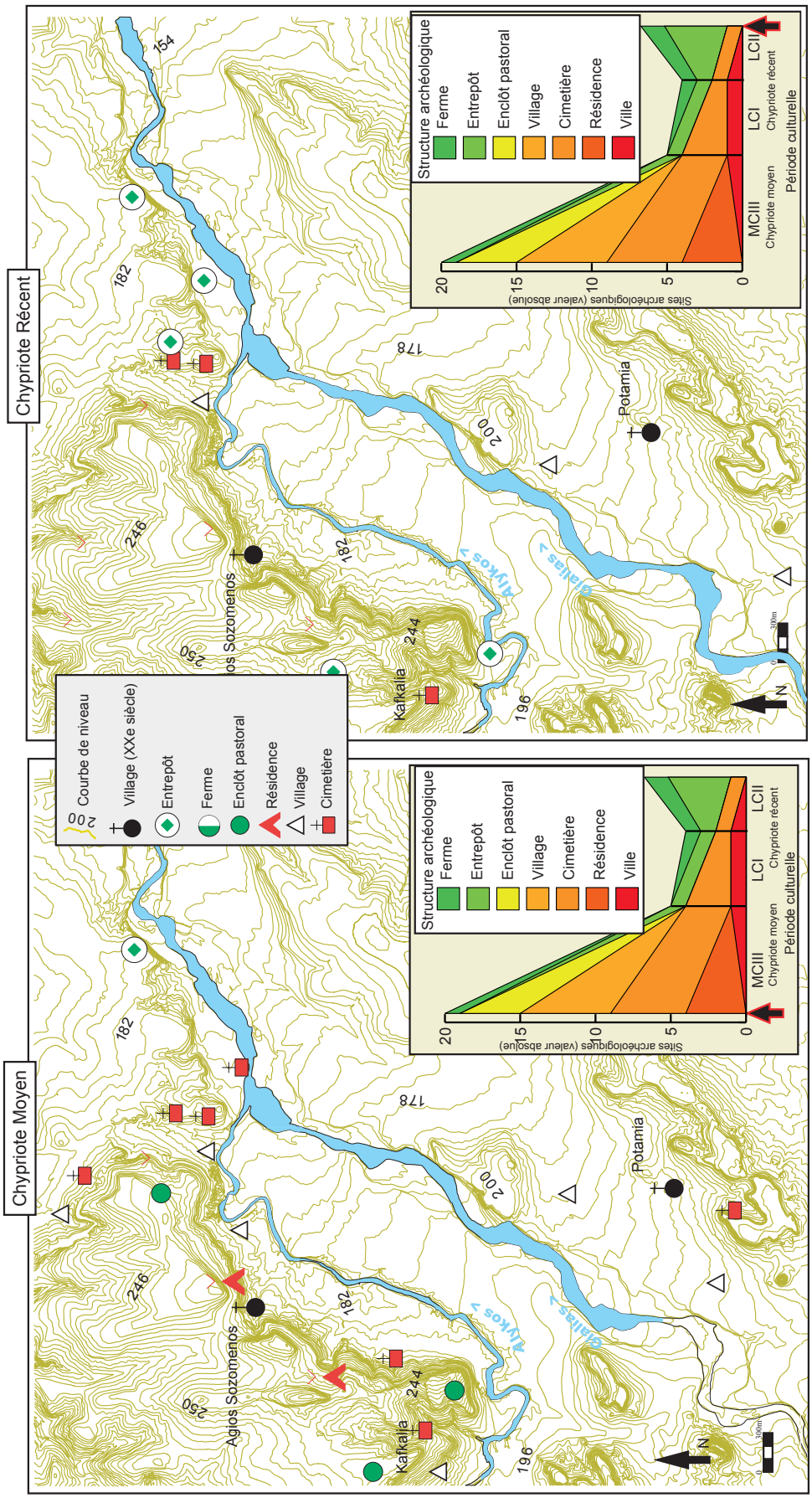


Figure 95 : Répartition et fonction des sites archéologiques au Chypriote Moyen et Récent

A l'époque Géométrique les témoins archéologiques se raréfient. Cette phase culturelle correspond à une période de déclin démographique et de déprise agricole (Negbi, 1986).

Un seul site excentré représente la période Classique, le sanctuaire d'Ellines (Karageorghis 1979), des niveaux archéologiques attestent aussi de la fréquentation du site d'Idalion. L'absence de tout habitat ou de site à fonction agricole semble mettre en évidence un abandon quasi complet de la vallée par ses habitants (Catling 1982). La réappropriation de la vallée par une population conséquente s'effectue durant la période Hellénistique : de nombreux habitats sont consignés pour la fin de cette période.

L'augmentation démographique dans la plaine se poursuit durant la période Romaine, avec l'apparition de nouveaux habitats et de nombreuses fermes (Catling 1982). Le développement de la population se poursuit graduellement durant l'époque paléochrétienne avant le grand retrait byzantin.

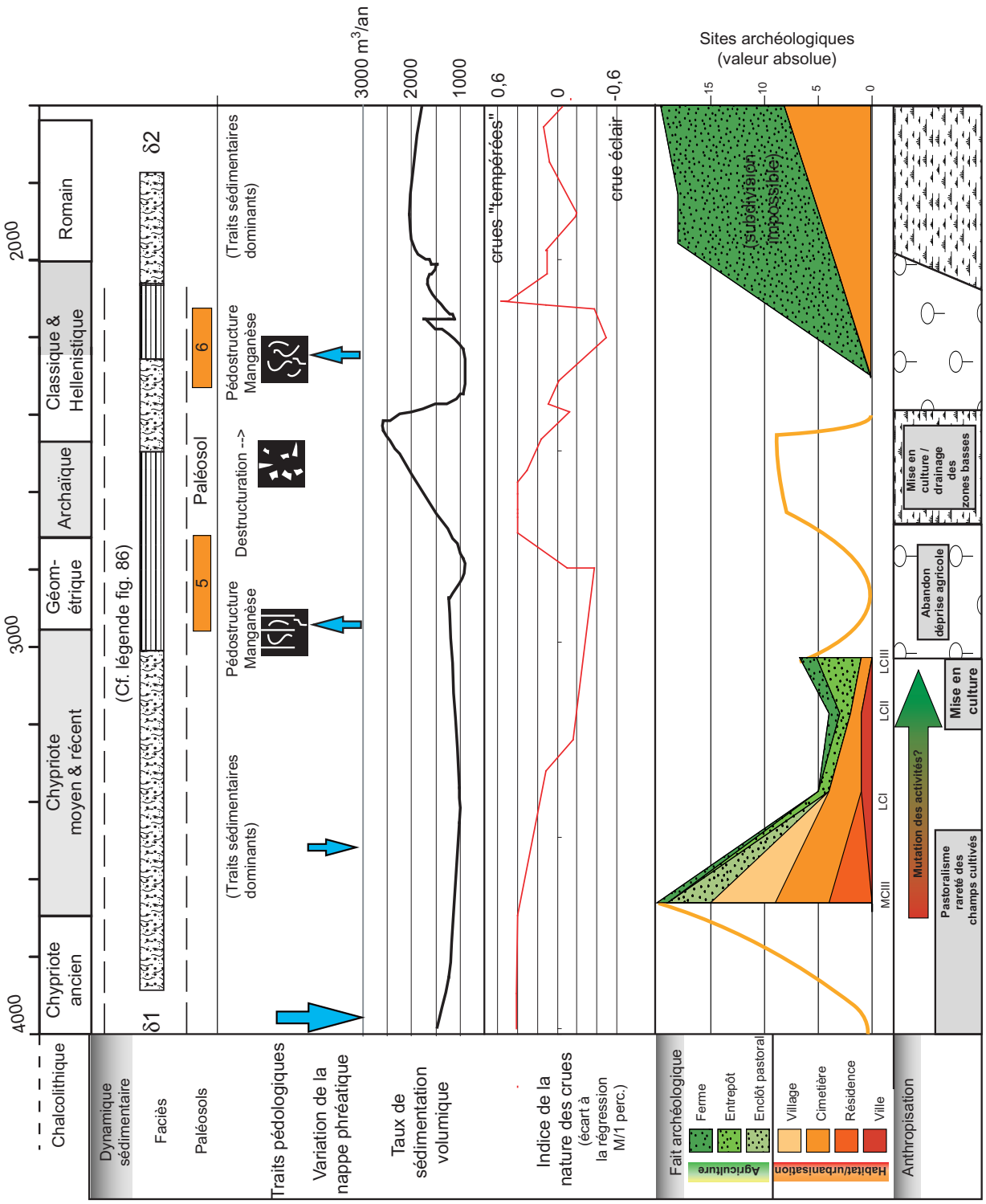


Figure 96 : Occupation de la vallée, activités agricoles et faits pédosédimentaires durant l'Âge du Bronze et le début de l'Âge du Fer

Malgré les imprécisions des datations pour les faits démographiques ajoutés à ceux des faits pédosédimentaires, quelques tendances se déduisent de l'observation croisée des enregistrements sédimentaires et archéologiques.

Les paléosols 5 et 6 s'établissent précisément durant les périodes de faible densité démographique

et d'absence de témoins d'action agricole (périodes Géométrique et Classique). Les faciès et micro faciès sédimentaires, les structures pédologiques et les traits micromorphologique confirment l'absence de travail du sol durant ces périodes. Ils viennent donc en retour confirmer les grands mouvements démographiques décrits de l'étude des sites archéologiques et des textes anciens (Overbeck et Swiny 1972, Rowe 1995). Ils apportent aussi une précision géographique à ces données. Les relations du paléosol numéro 5 avec le drain de la période archaïque sur le secteur d'Ekaton Skales, ainsi que l'enrichissement en charbons et la déstructuration des sédiments de la couche sommitale attestent de l'impossibilité de la pédogenèse à se développer sur des champs cultivés. Durant cette période, la réalisation de drains dans les zones basses de l'Alykos semble avoir été une entreprise efficace en entraînant la disparition des indices d'hydromorphie. Par contre l'absence de paléosol durant le vide démographique du Chalcolithique et du Chypriote Ancien (Figure 96) met en évidence la complexité des liens entre pédogenèse et occupation humaine, et oblige donc à envisager d'autres facteurs, en particuliers climatiques.

Les taux de sédimentation volumiques augmentent en même temps que l'occupation de la vallée particulièrement à partir de la fin du Chypriote Récent (Figure 96). D'autre part, les volumes déposés, qui ont un rapport étroit avec l'activité érosive, observent aussi une corrélation plus nette avec l'indice de la nature des crues (résidus de la régression M/1 perc.) qui est surtout fonction de l'ambiance bioclimatique. Ce fait met en évidence la multiplicité des facteurs de l'érosion (Dufaure et *al.* 1984), qui est en grande partie fonction de la fragilisation des versants d'origine anthropique à partir de cette période par rapport aux évènements climatiques.

La concordance de l'activité érosive avec l'occupation des sols et les événements hydro-climatiques met en évidence que le surcroît de dépôts sédimentaire ne peut être lié à l'abandon d'aménagements (canaux d'irrigation, terrasses de cultures, barrages etc.) pour cette période.

6.2.1.6 De la période Byzantine à l'époque Moderne (1594-72 B.P. cal.)

- Période Byzantine 356-1191 ap. J.-C. (1594-759 B.P. cal.)

L'époque Byzantine est marquée par la grande désertion qui frappe la campagne chypriote sous le règne de Constantin. 18 ou 36 hivers secs consécutifs ont mené à l'abandon des terroirs et des habitats, les paysans émigrent alors en masse (Strambaldi *in* Hill 1948, Grivaud 1996). Par la suite, l'époque des guerres arabo-byzantines des VII-Xe siècles mène à une déportation massive des Chypriotes : là encore, l'île aurait connu un abandon complet pendant huit ans. Pour la zone qui nous intéresse, aucun témoin archéologique n'est présent pour attester de la présence d'habitants durant les temps byzantins (Catling 1983). Toutefois le vide des campagnes est sujet à discussion et beaucoup d'auteurs voient dans l'immobilité de certains sites entre l'époque Romaine et le Moyen Âge un témoin de la présence d'une population byzantine, et ceci malgré l'absence de tous artefacts de cette période (Catling 1983). D'autres relèvent soulignent la difficulté d'expliquer la désertion de l'île a cette époque et soulignent une éventuelle causalité environnementale (Murray *et al.* 1994)

- Périodes Franque 1191-1489 ap. J.-C. (759-461 B.P. cal.) et Vénitienne 1489-1571 ap. J.-C. (461-379 B.P. cal.)

A partir des Xe-XIe siècles la population augmente sensiblement et durablement. Cette progression n'est pas uniforme et l'augmentation démographique est ponctuée d'évènements négatifs. Ainsi en 1191, Néophyte le Reclus, en mentionnant l'épidémie qui frappe l'île depuis 1174, combinée à plusieurs années de sécheresse, parle de la disparition de plus d'un tiers de la population et décrit les villages abandonnés dans les campagnes (Grivaud 1996). Mais toutefois on peut dire qu'un maximum est atteint au XIe-XIIe siècle (Grivaud 1998). Au XIVe siècle l'augmentation de la population rurale mène à la colonisation des reliefs (les monastères se multiplient dans le Troodos). En 1347, les chroniqueurs attestent alors de la disparition de deux tiers des habitants de l'île. Le niveau de 1347 n'est à nouveau atteint qu'au XVIe siècle. Les archives vénitiennes nous informent aussi que l'île voit sa population doubler entre 1480 et 1570.

- Période Ottomane 1571-1878 ap. J.-C. (379-72 B.P. cal.)

La période Ottomane est caractérisée, originalité chypriote, par une stagnation voir une diminution des courbes démographiques. La population diminue durablement après 1630 (Kolodny 1974). De même, les travaux de Théodore Papadopoullos et de Halil Inalcik (Grivaud 1998) convergent pour relever un lent effondrement de la population, de 1572 (arrivée des Ottomans) au milieu du XVIIIe siècle. La démographie des XVIIe et XVIIIe siècle est marquée par trois période de régression : de 1621 à 1636, le milieu du XVIIe siècle et de 1739 à 1754. De 1604 à 1777 la populations chypriote à perdu 2/3 de ses effectifs. Les XVIIe et XVIIIe siècle transforment la trame du peuplement rural, notamment en vidant le Troodos. A partir de 1850 jusqu'à 1881 les archives ecclésiastiques attestent du retour marqué de la croissance démographique.

Le recensement des années sèches, des invasions de sauterelles et de l'abandon des villages est réalisé par Grivaud (1998). Ces données montrent clairement un synchronisme entre les invasions de sauterelles, les années sèches et l'abandon des terroirs (Figure 97). Ceci met en évidence les modalités d'action du climat sur l'occupation de l'espace en Messarée. La sécheresse, préjudiciable pour les cultures pluviales et irriguées (céréales, coton etc. Christodoulou 1959) est déjà redoutée durant l'Antiquité et la période byzantine à Chypre. Elle s'accompagne statistiquement d'invasions dévastatrices de sauterelles. Ces effets conjugués peuvent mener à la famine et à l'abandon des campagnes (Grivaud 1998). La symétrie de l'abandon des villages et de la fréquences des années sèches et des invasions de sauterelles appuie fortement ce fait (Figure 97)

Le paléosol numéro 7 se développe en période de vide démographique, ses traits pédologiques montrent que son édification s'effectue sous climat chaud et plutôt sec. L'initiation de la sédimentation rapide perçue par l'augmentation significative des taux de sédimentation (Figure 97) et donnant corps à la majeure partie de la terrasse alluviale C, comme elle a été perçue lors des fouilles de Paleomylos, s'effectue à partir du XIVe, mais surtout du XVIe siècle et correspond

chronologiquement avec la reconquête de la vallée. Toutefois les résidus de la régression 1 perc. / médiane montrent aussi que l'aggradation relativement plus rapide de la plaine d'inondation correspond ici à l'augmentation de crues plus tempérées. Les faits climatiques et anthropiques se conjuguent ici pour mènent à la construction de la terrasse alluviale C sur le temps long.

Dans le détail, les limites de l'impact des sociétés sur le détritisme sont visibles pour les périodes vénitienne et ottomane qui montrent une continuité de l'activité détritique lors de courtes, mais intenses périodes d'abandon des campagnes. Les aménagements en terrasse de la période franque ne sont pas d'étendue suffisante pour influencer sensiblement la dynamique fluviale. Nous en dénombrons deux dizaines pour le secteur médian, mais, mis à part sur le site de Kakoskalin aucun élément de datation n'est recueilli pour les autres. L'impact de l'abandon de l'entretien des aménagements sur le détritisme est donc négligeable.

L'indépendance relative du peuplement et de la sédimentation fluviatile du Gialias pose la question des concordances conjoncturelles entre l'action des sociétés et du climat sur le détritisme. Pour les périodes récentes la capacité de résilience des milieux semi-aride n'est pas perçue par nos travaux mais peut avoir des conséquences importantes.

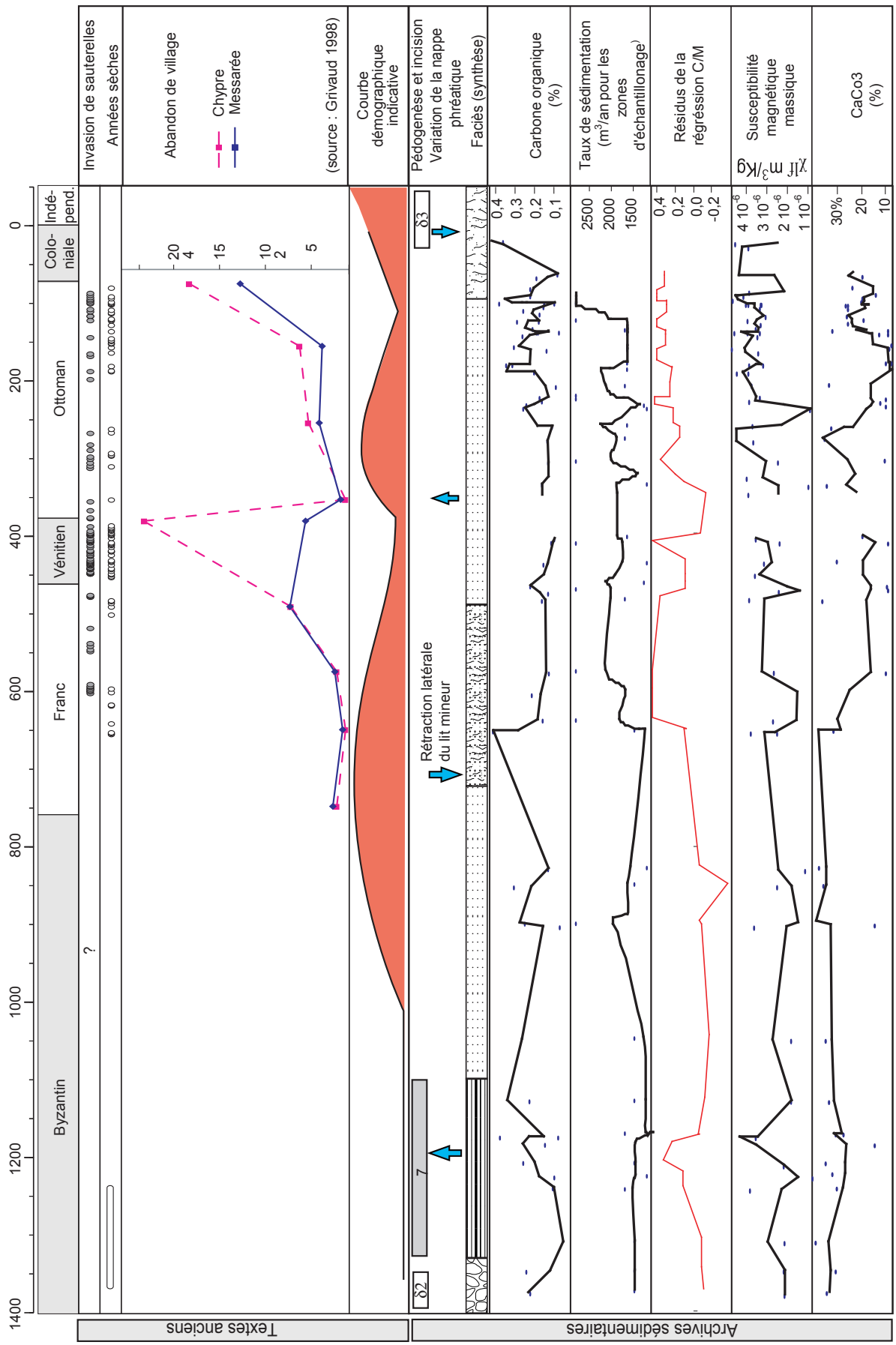


Figure 97 : Archives sédimentaires et sources écrites pour les périodes historiques

6.2.1.7 Conclusion partielle

Comme nous l'avons vu, la variabilité climatique et l'action des sociétés se traduisent entre autre par la modification de la capacité de transport de la charge solide du cours d'eau. Pour l'échelle spatiale du secteur médian du Gialias les données vont clairement dans le sens d'un synchronisme détritique et morphologique des dépôts alluviaux. Toutefois, l'identification des impacts respectifs des différents facteurs du détritisme reste en suspens par rapport à la possibilité d'un déplacement des zones de sédimentation plus en aval. De plus, nous pouvons supposer que le rétrécissement progressif de la plaine alluviale par les héritages morphologiques holocènes peut conduire à un meilleur transit dans le secteur médian et donc à un transfert de la sédimentation vers la plaine littoral du Gialias. Ces questions sont souvent soulevées pour ce type de travaux et posent la question de la fiabilité des observations sur les secteurs amont des cours d'eau (Bull 1990, Lespez 1999).

Au-delà de la compréhension des effets du détritisme sur la formation des paysages de la plaine littorale du Gialias, les carottages de la partie aval ont aussi pour objectif d'identifier les rythmes et l'origine de la sédimentation. Ainsi, les questions du transfert des lieux préférentiels de la sédimentation et de la capacité de transport du cours d'eau pourront être inspectées.

SECTEUR AVAL : LA RIA D’ENKOMI - FAMAGOUSTE

7. DYNAMIQUES SÉDIMENTAIRES AVAL : REMBLAIEMENT DE LA PLAINE DE NIVEAU DE BASE DU GIALIAS

7.1 Présentation

7.1.1 Problématique

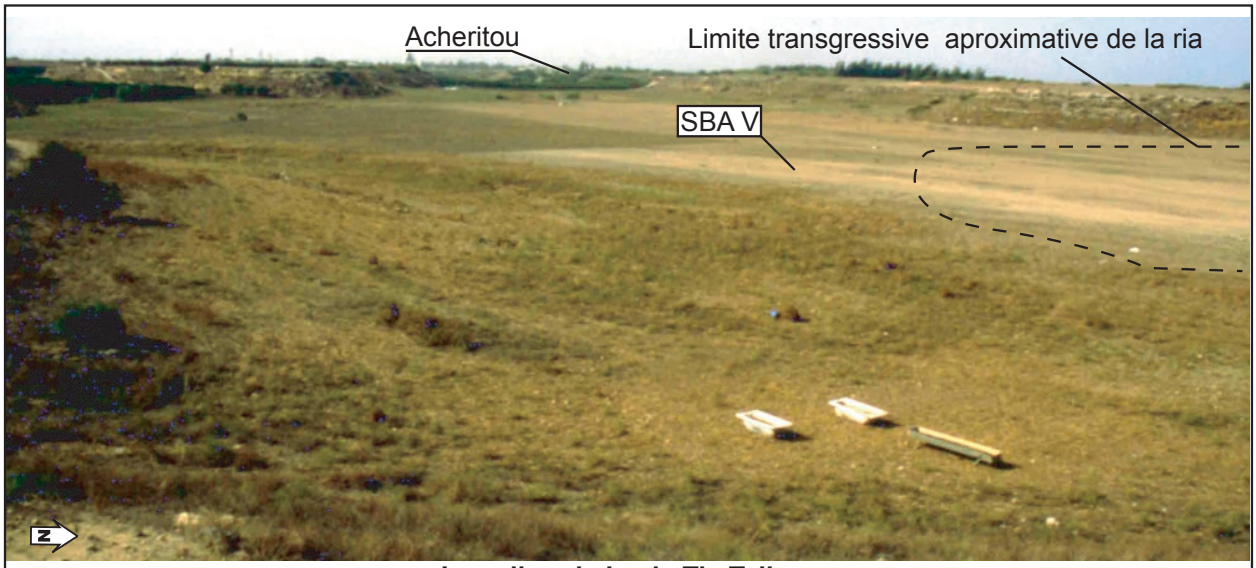
Les objectifs de la réalisation de carottages dans la plaine littorale du Gialias sont de deux ordres:
1- Paléogéographique, par la détermination des milieux de sédimentation caractéristiques des milieux fluviaux et littoraux du Gialias.
2- Détritique, les informations apportées permettront de tester les observations morphodynamiques développées sur le secteur médian du cours d'eau. Les périodes d'incisions correspondent t'elles à des périodes de faible accumulation dans la ria? Les périodes d'accumulation

7.1.2 Informations disponibles et présentation des prélèvements

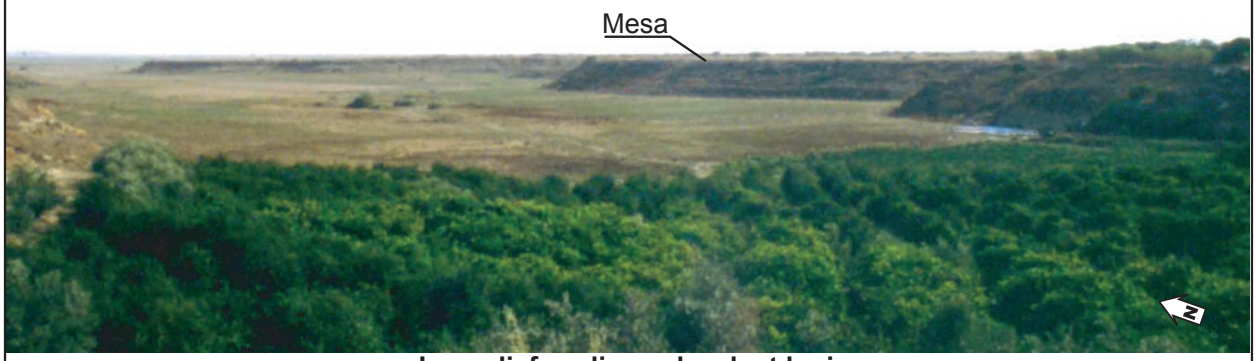
A partir de Pyrga, la plaine du Gialias s'élargit notablement pour atteindre entre 12 et 4km de largeur. Le début de cette plaine monotone est matérialisé par une légère rupture de pente dans les environs de Prastio. Quelques petites buttes témoins pléistocènes ponctuent la plaine holocène. Sa limite est souvent marquée par des escarpements francs. A l'aval de ce village la plaine du Gialias, couplée à celle du Pedehios, est remarquablement plane. Aucun système de terrasse n'est relevé pour les dépôts holocènes.

Les limites latérales de la ria sont constituées par des reliefs tabulaires du Pliocène ou du Pléistocène (Figure 98, Figure 99). Le contact avec les dépôts holocènes s'effectue par des escarpements d'une vingtaine de mètres de hauteur environ qui se prolongent par des pentes concaves à la proximité du contact avec les dépôts holocènes (Figure 98). Ces formes sont couronnées par des calcrêtes de 1 à 3m d'épaisseur.

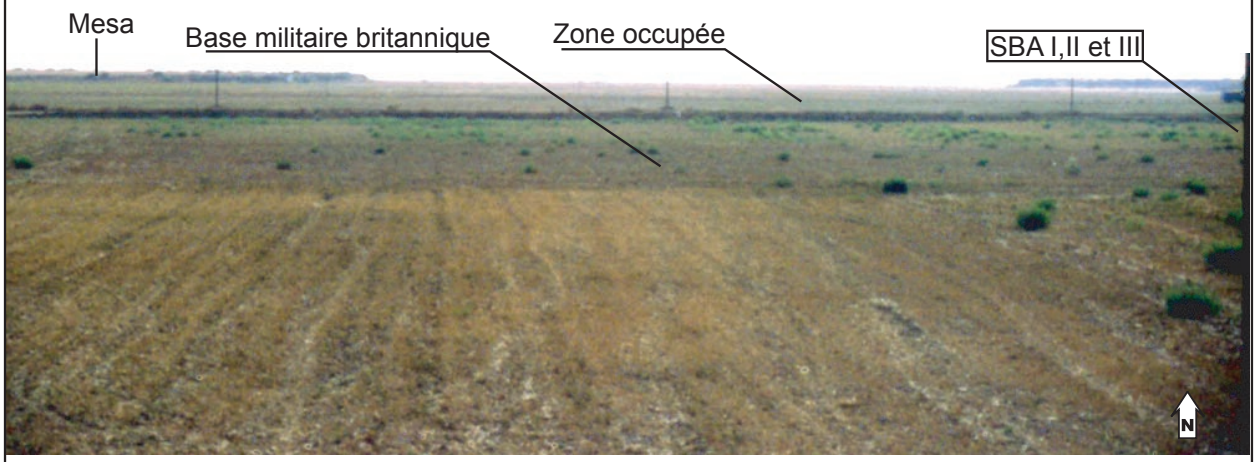
La configuration géographique de cette ria, en vallée profonde de plus de 18km et dont le débouché à la mer est très étroit, fait que son colmatage est très protégé des dynamiques marines venant du large (Figure 99). Cette morphologie limite aussi la déperdition de sédiments vers la mer (Figure 99).



Le vallon de Laxia Tis Tallous



Les reliefs aclinaux bordant la ria



La plaine du Gialias à la hauteur d'Acheritou (ria holocène)

Figure 98 : Photographies de la ria du Gialias

Du fait de l'occupation militaire de la partie du nord de l'île, la majeure partie de la plaine est inaccessible à tout travail de terrain. Toutefois, une permission nous a été accordée ainsi qu'aux carottiers du service géologique chypriote pour travailler dans une enclave militaire britannique (*Sovereign Base Area* Acheritou –Dhekelia) dont la partie septentrionale couvre les rebords de la plaine alluviale du Gialias (Figure 99). Cinq carottages d'une profondeur de 10 à 30m ont été

réalisés. SBA I, II et III sont des prélèvements jumeaux distants d'une dizaine de centimètres et sont destinés aux différentes analyses. Ils se situent le plus près du centre de la vallée et ont la profondeur la plus importante (30m). Les analyses granulométriques et faunistiques sont réalisées sur SBA I et SBAII, qui ont été échantillonnées sur place. SBA II a été réalisée afin de combler les lacunes (pertes de sables) du sommet de SBAI. SBA III est un carottage entubé destiné aux analyses magnétiques, chimiques et isotopiques. Pour faciliter la lecture du texte, nous nous baserons sur la stratigraphie de SBA I, tout en sachant que SBA II et SBA III sont strictement identiques Il faut aussi noter que la numérotation des échantillons est différente selon la méthode de prélèvement. Pour SBA I, échantillonnée sur le terrain, les numéros d'échantillons vont de la base au sommet de chaque tronçon de carotte, ils ne sont donc pas continus. Pour SBA II et III, qui ont été échantillonnées en laboratoire, la numérotation des échantillons est continue de la base au sommet. SBA IV et SBA V, d'une profondeur respective de 15 et 9,9m, se répartissent sur les rebords méridionaux de la vallée, au sein d'un thalweg secondaire (Figure 99).

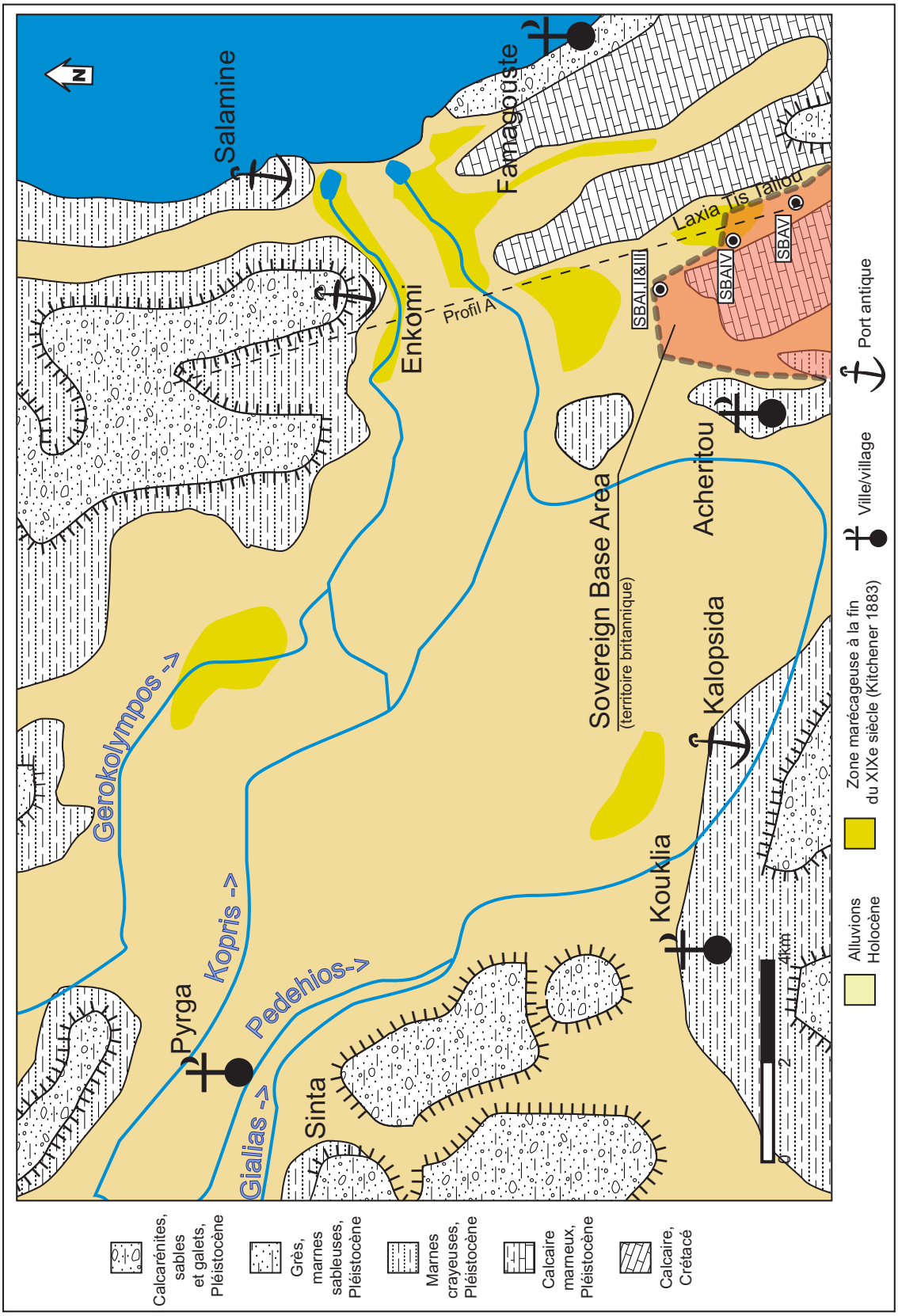


Figure 99 : Schéma de localisation de la plaine basale du Gialias

Des informations complémentaires sont fournies par les sondages géotechniques réalisés depuis plus de 50 ans par les autorités chypriotes. Pour la zone de travail plus de 200 descriptions de ces carottages ont été compilées au sein d'un SIG dans le but d'affiner la vision géométrique en trois dimensions des différents corps sédimentaires holocènes. Malheureusement, ceux-ci n'étant pas affectés par des failles et les paléothalwegs riches en eau potable connectés à la ria étant trop profonds pour le carottier du *Geological Survey* (environ 100m), les sondages réalisés au sein de la ria ne sont qu'au nombre de 3 (Figure 100). Parmi eux, un carottage de 250m a été réalisé à l'embouchure du Gialias par des moyens techniques israélien (Fink 1966). Pour ce dernier, nous prenons en compte les lithologies, et non l'interprétation géologique de l'époque qui interprète tout contact en terme de mouvement tectonique (graben) en ignorant les avancées de la stratigraphie séquentielle qui sont postérieures (Vail *et al.* 1977, Haq 1991, Carter et Woodroffe 1994).

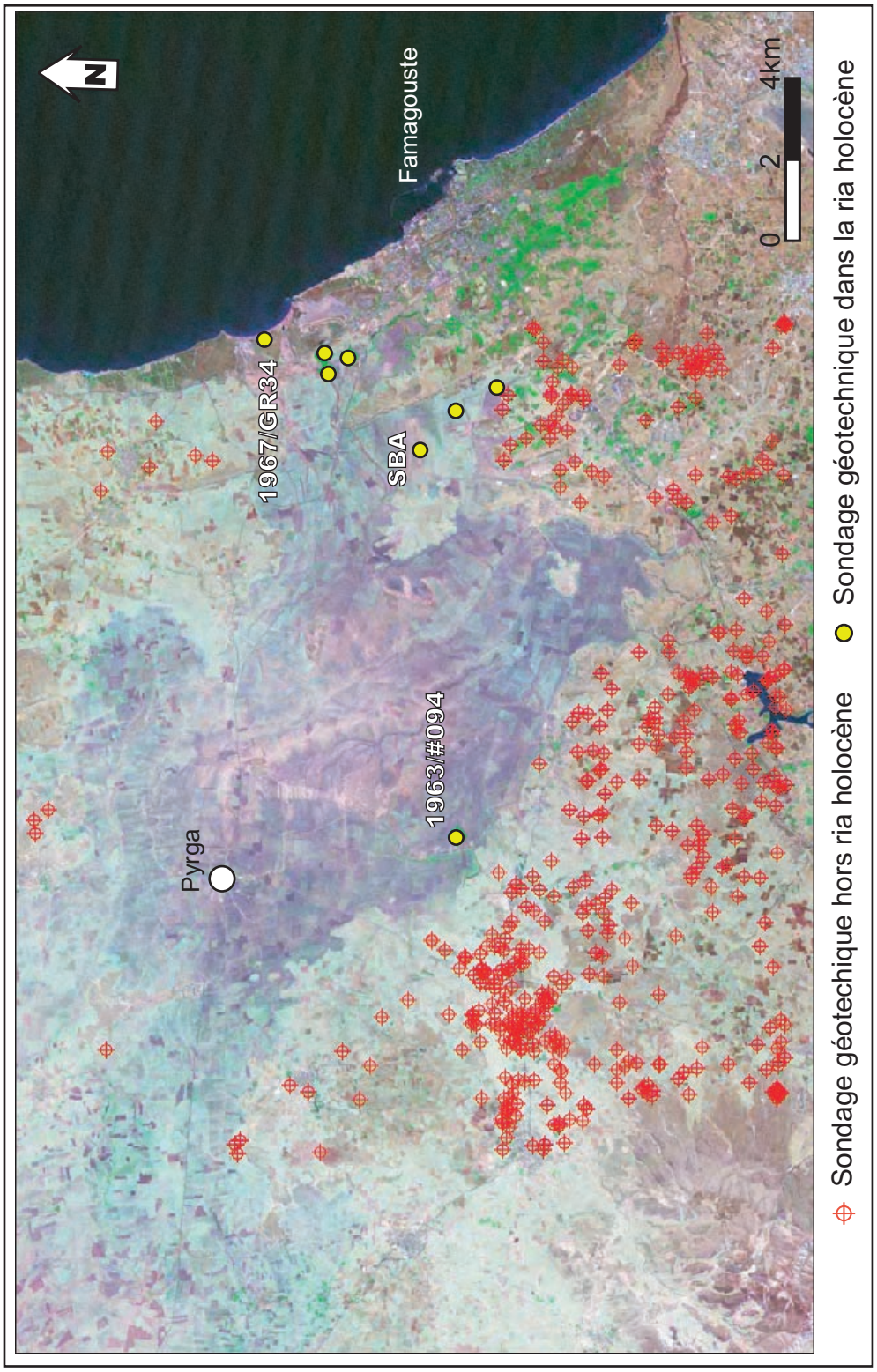


Figure 100 : Localisation des sondages géotechniques réalisés par le *Geological Survey of Cyprus*

7.2 Enregistrements sédimentaires : carottages SBA

Les différents carottages sont tous cohérents d'un point de vue stratigraphique (Figure 101). Au regard des relations stratigraphiques, les analyses ont été réalisées sur les carottes les plus proches du centre de la plaine et qui montrent la stratigraphie la plus dilatée.

SBA I, profonde de 28,9 m (Figure 104 et Figure 105), se compose de six unités qui se différencient par leurs lithofaciès et biofaciès. L'observation des cartes militaires anglaises permet de déterminer l'altitude du sommet de la carotte à 6m a.s.l. avec une précision de l'ordre de ±15cm environ.

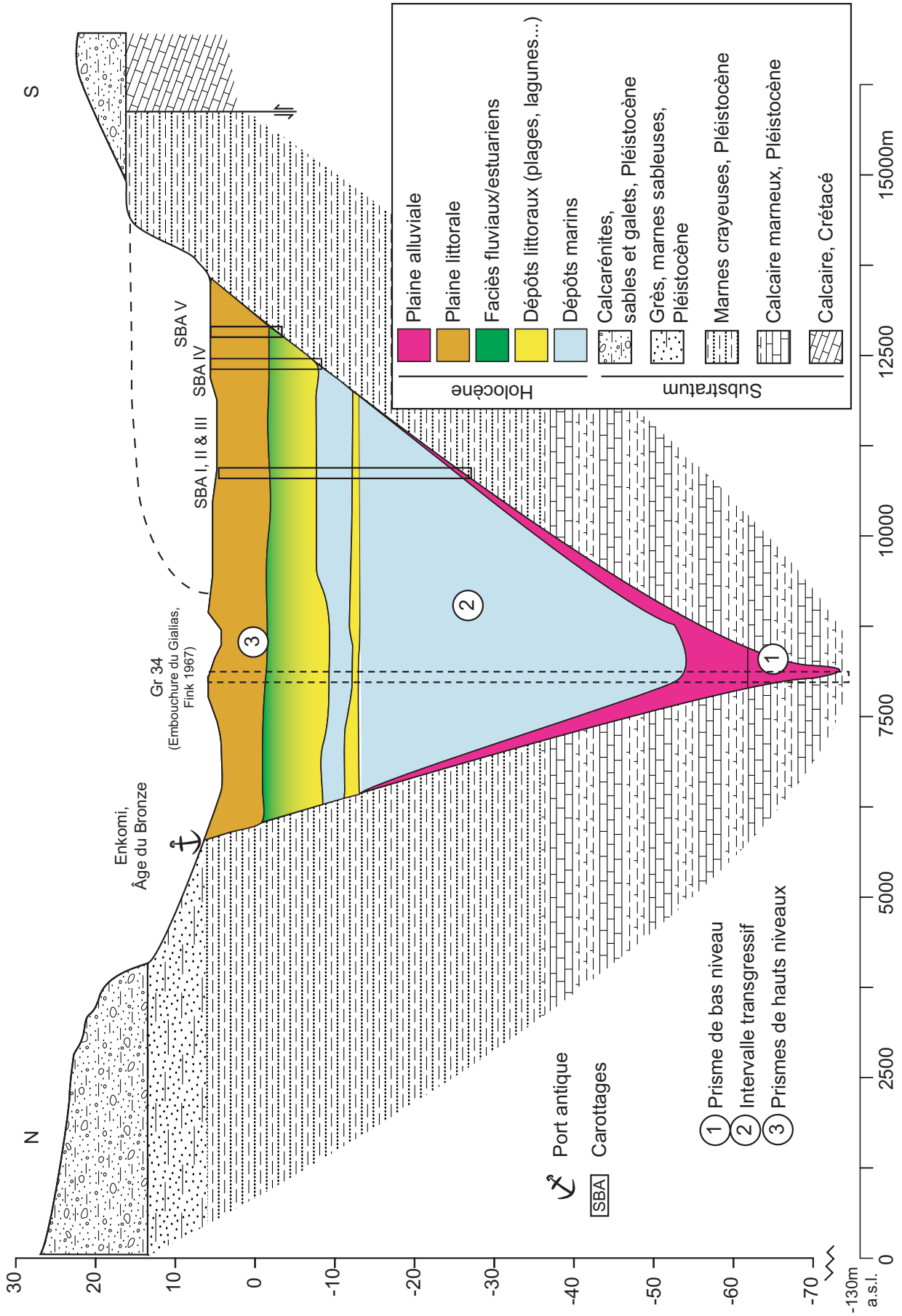


Figure 101 : Transect de la ria du Gialias et position des carottages

La base de la carotte (unité A) a une granulométrie assez grossière. Une épaisse couche de vase ponctuée de petits lits de sables fins vient ensuite se déposer (unité B), elle-même interrompue par une passée sableuse coquillière (unité C). Une seconde phase très vaseuse reprend ensuite, de nouveau ponctuée par les petits lits de sables, parfois coquilliers (unité D). Le sommet de la carotte est constitué d'une couche limono–sableuse oxydée et carbonatée, au milieu de laquelle un sol (agrégats anguleux en place, tendance à la brunification, et concrétions carbonatées pédologiques) a pu se développer (unité E).

7.2.1 Unité transgressive A (environ 8200 B.P. cal.)

La base de la carotte se situe à 27,85 mètres de profondeur. L'unité A est peu épaisse, (42 cm) et repose directement sur le substrat marneux pliocène (Figure 104, unité basale). Cette unité est datée à 8190 ±220 ans BP cal..

On trouve un sédiment grossier constitué principalement de sables (52%) et de cailloutis anguleux ou sub-anguleux (29%). Les fines sont sous-représentées (19%) et peuvent provenir d'infiltration post-sédimentaire. La granulométrie de la fraction sableuse est asymétrique avec un mode bien marqué dans les sables fins. L'étalement de la courbe vers les sables grossiers est due à un enrichissement en fraction bioclastique. Le tri relativement important des sables fins ne résulte pas du même processus de transport que les cailloutis qui composent la majorité de l'échantillon. Cette fraction, à l'instar des fines, peut résulter d'un piégeage postérieur au début du dépôt du ballast. Ces derniers marquent un environnement continental au contact du substratum. Le faible émoussé de la fraction lithoclastique ainsi que la faible variété pétrographique va dans le sens de dépôts colluviaux. Au sommet de l'unité (SBA1 202 et 204) la part du ballast est encore sensible (3%), mais celui-ci est exclusivement composé d'éléments bioclastiques.

La macrofaune, peu abondante ici (Figure 102), correspond aux peuplements des graviers piégeant les fines (*Cerithium vulgatum*) et à la biocénose des sables fins bien calibrés (*Nassarius pygmaeus sp.*, *Spisula subtruncata, Tellina pulchella*), ce qui est en accord avec le lithofaciès. Des espèces de substrats durs présentes *(Bittium reticulatum*) proviennent, soit de roches ou d'herbiers voisins, soit de fonds coralligènes plus profonds.

L'assemblage ostracofaunistique révèle des données comparables (Figure 103). A la base de l'unité, l'espèce dominante *Xestoleberis descipiens* indique la présence d'algues (espèce phytale). Cela suggère la proximité du substrat, mais aussi un milieu marin suffisamment éclairé pour que la vie végétale conditionnée par la photosynthèse puisse s'y développer. La part importante des ostracodes sans signification écologique s'explique par le nombre important de fragments ou de carapaces entières remaniées depuis les mesas environnantes. La succession des échantillons marque ensuite

la régression progressive de ces ostracodes remaniés et de la part des espèces lagunaires et côtières, parallèlement à l'augmentation de celle des espèces de milieu marin franc (*Cytheridea neapolitana*, *Urocythereis sp.*).

Le ballast révèle l'origine continentale du dépôt tandis que les sables et le biofaciès marquent l'ennoiement marin de la vallée à cet endroit. Elle souligne donc la surface de transgression du prisme de haut niveau holocène. Cette transgression rapide remanie certainement des sédiments fluviaux ou colluviaux présents lors de la dernière période glaciaire (environ 18000 B.P.) où le niveau marin se situait à plus de 120m au dessous du niveau actuel (Lambeck et Bard 2000). L'épaisseur de la couche ainsi que le profil de la vallée pré-holocène (Figure 101) laissent à penser que la plaine alluviale du prisme de bas niveau se concentre plus au nord, au centre du paléothalweg.

7.2.2 Unité B, sédimentation marine entre 8200 et 6700 B.P. cal.

Quatre datations radiocarbone permettent de situer chronologiquement cette unité. Elle est postérieure à 8190 ±200 qui est la date de l'unité sous jacente. A la base de l'unité B (échantillon SBAI 208) une datation sur coquille marine donne un âge de 7350 ±200 B.P. cal. A 18m de profondeur (échantillon SBAII C14.3) des micro-charbons de bois sont datés de 7400 ±90 B.P. cal.. Enfin la base de l'unité supérieure donne un *terminus ante quem* à 6670 ±220 B.P. cal.. La contemporanéité des dates de l'unité B peut être causée par un recouvrement de la marge d'erreur de la datation (seulement 50 ans séparent les deux dates). Cela peut aussi être en relation avec les méthodes de calibration utilisées qui sont différentes entre les deux dates (calibration marine pour l'une et atmosphérique pour l'autre). L'inversion n'est, en effet, plus visible pour les âges conventionnels (SBAI 208 à 6890 ±50 B.P. et SBAII C14.3 à 6500 ±40 B.P. cal.). Enfin, un remaniement effectivement possible, mais peu probable car les charbons ne sont que très peu présent dans cette unité et le milieu de vie de la coquille marine datée en accord avec l'étude des dépôts. Dans tous les cas, les datations obtenues confirment la rapidité de la sédimentation durant cette période (Figure 106 haut).

Cette unité se situe entre 27,5 et 15,5 m. La vase constitue plus de 99% de la texture globale des échantillons, le processus de décantation est donc ici grandement privilégié. La masse vaseuse est marquée par une alternance centimétrique entre des lamines claires (gris clair, 10Y 7/1) et des lamines foncées (gris-olive 10Y 6/2). L'analyse chimique sur des lamines séparées montre que les plus claires sont très sensiblement enrichis en carbonate de calcium et appauvries en matière organique (CaCo3 27%, C. org. 0,3%) et inversement pour les lamines sombres où la matière organique est environ dix fois plus importante (CaCo3 7%, C. org. 3,5%). Ce type de laminite est interprété le plus souvent comme résultant de l'alternance saisonnière des dépôts (Collinson 1978, Dubar 2002). Les sédiments enrichit en carbonate de calcium suggèrent une plus grande importance de l'évaporation, ils se déposent donc durant la saison chaude. L'épaisseur comparée des lamines montre que les dépôts semblent plus importants l'été. Leur nombre, nous en dénombrons une centaine environ pour l'unité B, indiquerait aussi une sédimentation rapide.

A l'échelle de la série, une fraction plus grossière est aussi présente sous la forme de lits de sables fins bien triés (Φi entre 0,28 et 0,35) et bien délimités à 27, 21,5, 20, 19 et 18m de profondeur (échantillons 148, 151, 154, 107, 125 et 128). Les sables présents dans les différents lits sont particulièrement homogènes entre eux (Figure 104) et ne contiennent pas de débris coquilliers. La granulométrie des échantillons met en évidence une répartition régulière autour d'un mode bien marqué dans les sables fins. L'absence d'asymétrie et de macrofaune ainsi que le tri et la composition minéralogique des sables plaident pour une origine détritique de ces dépôts.

Les espèces de macrobenthos caractérisent la biocénose des Sables Vaseux de Mode Calme où évoluent des espèces très tolérantes par rapport à l'envasement (*Loripes lacteus, Paphia aurea, Acanthocardia cf. paucicostata*). Celles-ci se développent dans des fonds à sédimentation fine et quelques fois assez rapide, ce qui est certainement confirmé par leur très faible abondance.

L'ostracofaune est caractérisée par un nombre relativement plus important d'individus, qui permet la reconstitution d'associations écologiques (Figure 104 et Figure 103). Entre 27,5 et 25,5m (échantillons 205–214), l'assemblage met en évidence un environnement marin/côtier puis plus franchement marin. De la base au sommet, l'espèce *Xestoleberis descipiens* disparaît progressivement. Elle est remplacée d'abord par l'espèce *Loxoconcha tumida* (espèce non phytale, « ubiquiste », tolérant les eaux turbides et les substrats vaseux et moins strictement inféodée au littoral), puis par les espèces *Caudites sp.*, *Cytheridea neapolitana*, *Carinocyhtereis carinata*, vivant dans des milieux marins francs (elles abondent entre SBA1 208 et 217).

A partir de 26 mètres de profondeur, la présence d'ostracodes est beaucoup moins importante. Cela résulte certainement, comme pour la macrofaune, de la rapidité de l'envasement et de l'incapacité des espèces à coloniser un milieu aussi instable.

Le sommet de l'unité B (25,5 -16m) présente deux types d'assemblages :
- De 25,5 à 18m de profondeur, la part des espèces essentiellement marines (*Basslerites berchoni*) et marines/côtières fluctue ou régresse, et ces espèces sont associées à l'espèce lagunaire *Cyprideis torrosa* (SBA1 169, 175, 181,196, 160) dans les vases. Par contre, les ostracodes présents dans les lits de sable ont une origine à la fois marine stricte (*Carinocythereis carinata*) et d'eau douce à oligohaline *(Cypris sp.*). Ces assemblages ne présentent toutefois jamais l'extrême abondance des milieux lagunaires. Ils traduisent un environnement marin à plus forte influence du continent, avec des arrivées d'eaux de crue (apports fluviaux longitudinaux ou transversaux) traduites par les lits sableux à faune continentale. Ces eaux font fluctuer la salinité et expliquent la présence notable de l'espèce lagunaire *Cyprideis torrosa* en place. Par ailleurs, il n'est pas exclu qu'une lagune se développe à l'amont et serve de « refuge » pour les faunes euryhalines qui apparaissent régulièrement à partir de ce niveau.

L'hypothèse la plus probable est que la plus grande influence des apports continentaux sur le milieu marin corresponde à une fermeture partielle du milieu, avec des cordons littoraux ou flèches libres barrant les renfoncements des thalwegs élémentaires perpendiculaires à la vallée (type *mid bay bar*), et particulièrement celui de Laxia Tis Tallous

- De 18 à 16m, au sommet de l'unité, l'espèce *Cyprideis torrosa* devient prépondérante dans les échantillons sableux (échantillons 113, 116, 122, 134 et 75). Le rapport adultes/juvéniles et le bon état des carapaces indiquent que l'espèce est en place. Cette espèce très euryhaline et eurytherme, associée aux sables et à la faune fluviale remaniée, suggère la proximité d'une lagune. Cependant, même si l'abondance augmente, elle n'atteint pas la prolifération habituelle des véritables lagunes. On peut imaginer soit un milieu marin en cours de fermeture (présence d'une flèche libre située entre le site du carottage et la pleine mer, appuyée sur le promontoire de la mesa), soit un milieu marin euryhalin très proche d'un grau communicant avec une lagune située en arrière du carottage.

Le milieu correspond au fond d'une ria particulièrement protégé et caractérisé par une hyper-sédimentation. Il peut s'agir d'une arrivée massive de sédiments fins pouvant résulter d'une crise érosive à l'amont, de type érosion accélérée. Cette phase correspond aussi à une période de courants très faibles et à une épaisseur croissante de la colonne d'eau. Il s'agit d'un milieu marin au mode très calme. D'un point de vue stratigraphique, ces dépôts marquent la phase marine de l'intervalle transgressif.

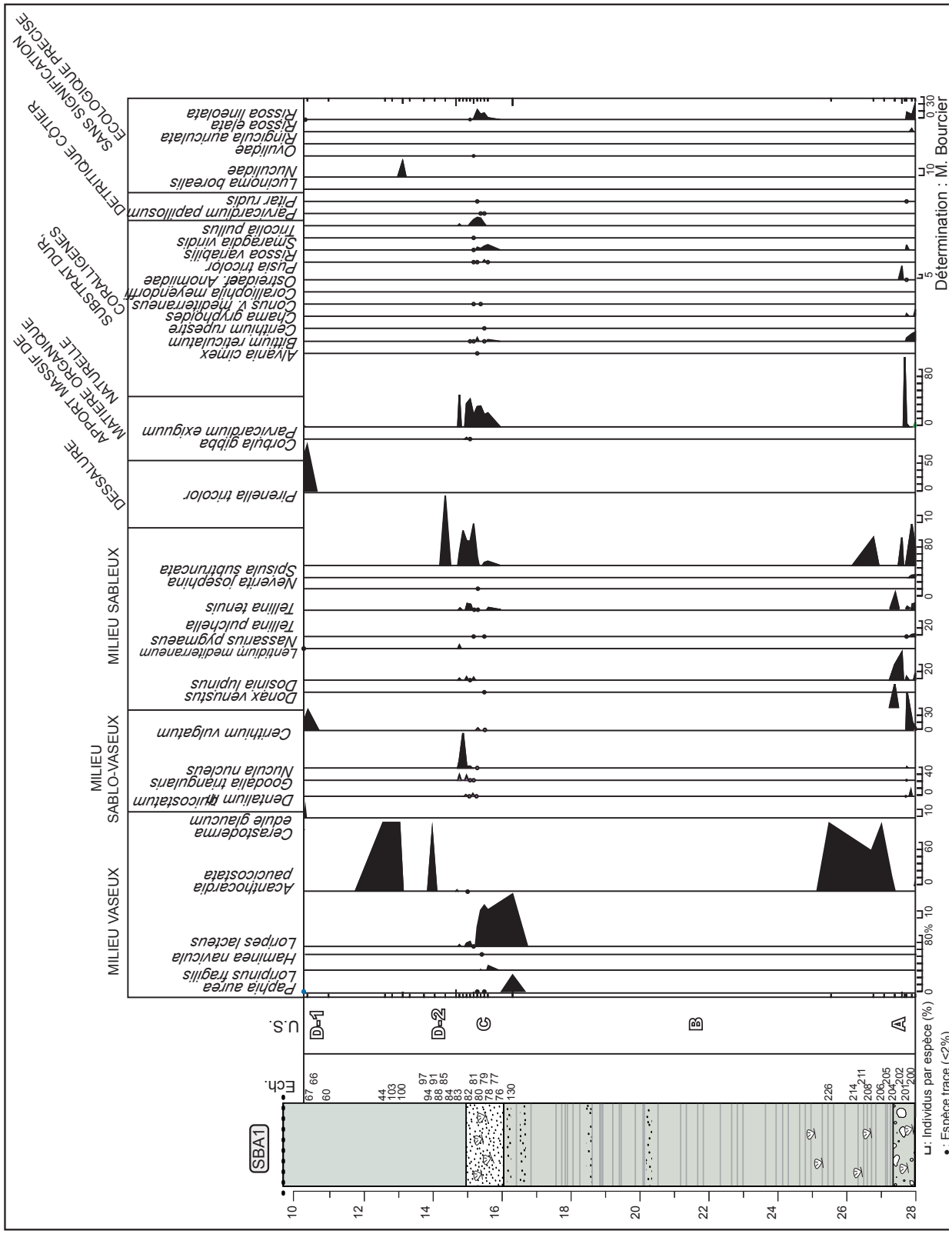


Figure 102 : La macrofaune benthique récoltée pour SBAI

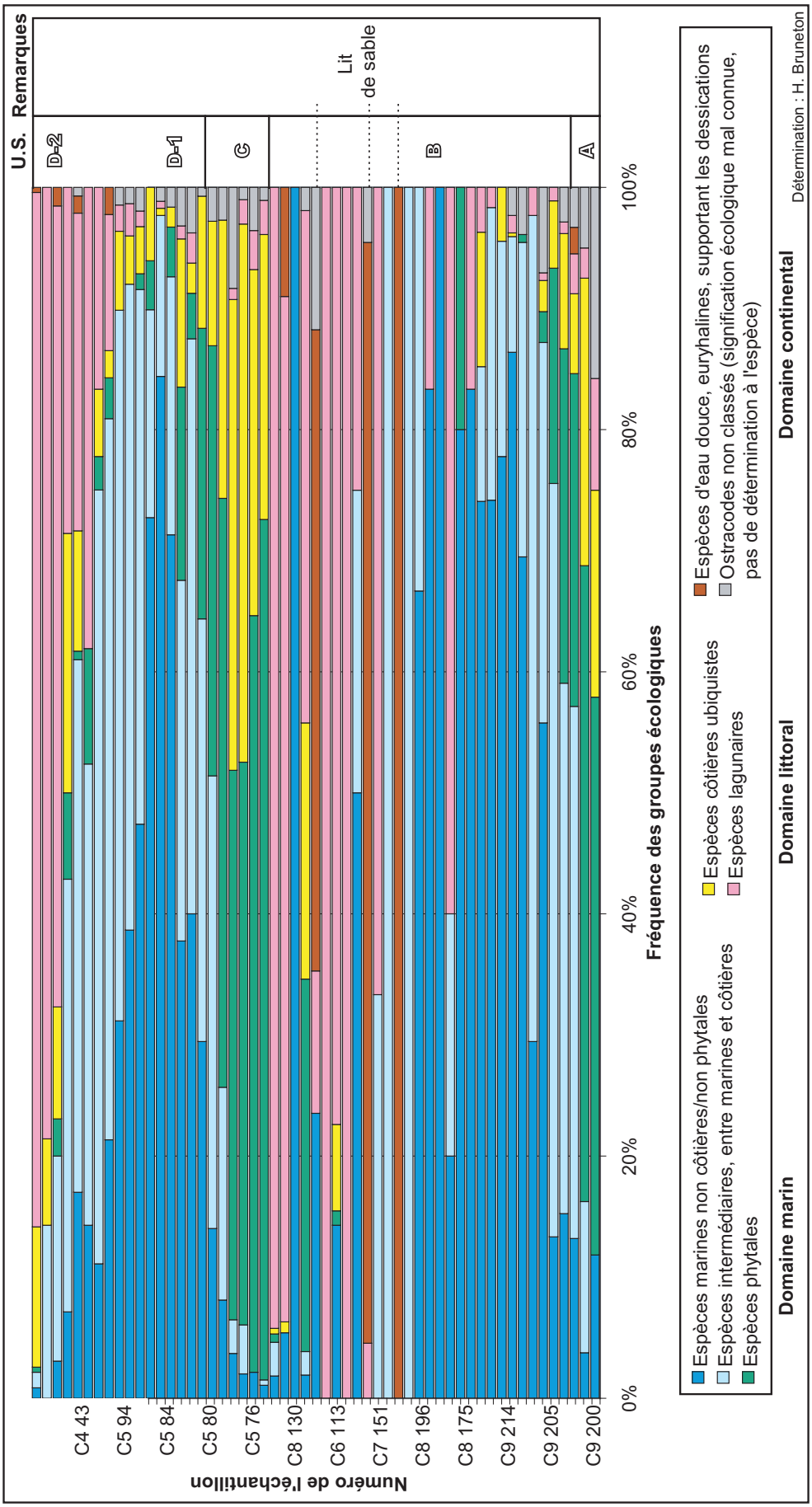


Figure 103 : Répartition écologique de l'ostracofaune (SBAI)

7.2.3 Unité C, dépôts sablo-coquilliers (6700-3575 B.P. cal.)

Les premiers sédiments de cette unité sont datés de 6670 ±220 B.P. cal. (SBAI 76), son sommet de 3575 ±275 B.P. cal.. Les datations mettent donc aussi en évidence des vitesses de sédimentation trés faible (1m de dépôt en 3000 ans).

L'unité C, de faible épaisseur (80 centimètres), est composée de sables (entre 23 et 56%), de limons (environ 30%) et pour 18% au maximum de ballast. La couleur des fines est gris-olive (10Y 5/2), ce qui pourrait montrer l'existence de processus de réduction. Nous notons une importante augmentation de l'abondance faunistique et de la diversité spécifique, les fragments de coquille composent une grande partie des fractions grossières et affectent largement le spectre granulométrique qui est bimodal avec un mode dans les sables fins et un autre dans les sables grossiers. La granulométrie du sommet de l'unité (SBAI.84) montre un mode dans les sables grossiers et une asymétrie sensiblement positive (Figure 105). Ce dernier met en évidence des processus de lessivage caractéristiques des lits mineurs et des milieux marins ouverts (Visher 1969).

A la base de l'unité, le macrobenthos extrait correspond surtout à l'assemblage des Sables Vaseux de Mode Calme, témoin d'un ralentissement de la sédimentation (l'espèce *Loripes lacteus* est très bien représentée). Au détriment de celles-ci s'installent ensuite les biocénoses des sables fins. Les espèces y sont essentiellement sabulicoles et mixticoles. *Spisula subtruncata* et *Tellina pulchella*. Ce sont deux espèces bien représentées de la biocénose des Sables Fins Bien Calibrés, vivant dans l'infralittoral, et qui sont caractéristiques des pieds de plages de sables fins. Nous retrouvons également quelques espèces provenant du détritique côtier ainsi que des substrats durs voisins.

De nombreux débris coquilliers noircis, associés à de multiples individus de l'espèce *Parvicardium exiguum* (bioindicatrice de "pollution naturelle") pourraient mettre en évidence un milieu confiné caractérisé par l'apport de matière organique et sa réduction. Le carbone organique dépasse ici les 1,7% et confirme cette dernière observation.

L'assemblage ostracofaunistique rassemble principalement des espèces phytales et des espèces ubiquistes côtières. *Xestoleberis descipiens* et *Loxoconcha Rhomboidea* indiquent un milieu littoral peu profond et colonisé par les algues, tout à fait compatible avec le substrat sableux observé (SBAI 76, 77 et 78). A partir de l'échantillon 81, les ostracodes annoncent l'ouverture progressive du milieu (les espèces *Xestoleberis descipiens* et *Loxoconcha Rhomboidea* au profit de faunes marines et marines/côtières déjà présentes à la base de la carotte). Le nombre de *Cyprideis torrosa* diminue très nettement, ce qui traduit le retour à un milieu marin plus sténohalin, moins influencé par les eaux continentales.

Des concrétions carbonatées en plaque se trouvent dans la fraction sableuse. Ce type d'encroûtement est associé aux végétaux à feuilles flottantes immergés, (dans un environnement lagunaire, à évaporation importante), moulant la face inférieure des feuilles (Magny 1995). L'existence de ces concrétions souligne une zone d'eaux calmes, protégée des courants. Ces concrétions ne sont peut-être pas *in situ*, et pourraient appartenir à une lagune protégée par un cordon littoral en amont.

Cette couche plus sableuse, d'un mètre d'épaisseur environ, pose un problème d'interprétation. Il ne semble s'agir d'un dépôt direct de crue auquel cas, on noterai l'absence d'espèces marines sabulicoles (*Nasarius pygmaeus, Spisula subtruncata, Tellina pulchella, Parvicardium papillosum*…) et mixticoles (*Nucula nucleus*…) considérées comme en place, et la fraction lithoclastique serait plus importante. Ces espèces définissent un milieu détritique côtier caractérisé par des vitesses de sédimentation plus lentes que précédemment. Le milieu correspond donc à l'étage infralittoral supérieur sableux et bien éclairé, à proximité de lignes de rivages. Les bioindicateurs et la fraction bioclastique du sédiment situent donc l'unité C sur le pied immergé d'un cordon littoral ou d'une flèche libre relativement stable. Cette unité fait toujours partie de l'intervalle transgressif, mais pour une phase littorale.

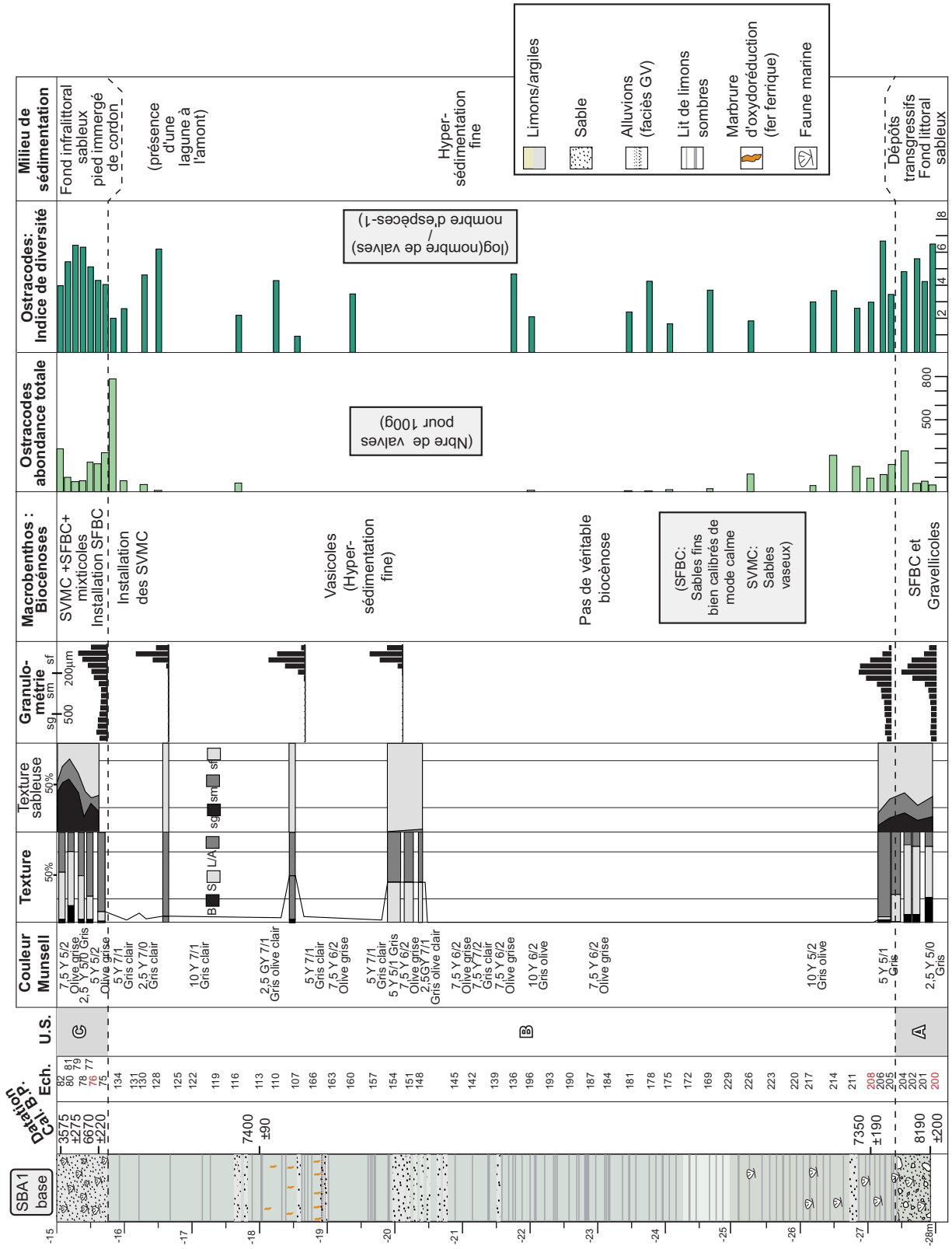


Figure 104 : Carottage SBAI, base

7.2.4 Unité D

Entre 15 mètres et 9 mètres de profondeur environ, le faciès est à nouveau beaucoup plus fin. La texture présente jusqu'à plus de 90 % de particules limono-argileuses. La couleur est assez

homogène, et oscille entre l'olive (7,5Y5/2) et le gris clair (7,5Y6/1). Des lits sombres de 1 ou 2 cm d'épaisseur sont encore présents.

On note quelques débris coquilliers et de rares espèces vasicoles comme *Loripes lacteus, Parvicardium exiguum* et *Acanthocardia paucicostata* qui traduisent un envasement très marqué dans un milieu marin particulièrement protégé.

Les différents biofaciès présents mènent à subdiviser l'unité D en deux sous-unités (D - 1 et D - 2). Le premier sous-ensemble est épais de 4,10 mètres (SBAI 84 à 62) et le second de 2,90 mètres (échantillons allant de SBAI 63 à 41).

7.2.4.1 Sous-unité D – 1, de 15 à 11m

Le faciès est essentiellement limono-argileux (98%). On retrouve des petits lits de sables, mais ceux-ci sont moins nombreux et moins épais que dans l'unité B. Ils sont composés principalement de sables fins (96,8%) (Figure 105).

La macrofaune est peu abondante et peu diversifiée, avec seulement trois espèces : des débris abondants d'*Acanthocardia pausicostata*, espèce vasicole tolérante, au test fragile, sembleraient en place. On retrouve aussi quelques juvéniles de *Turbonilla lactea*, qui appartiennent à une espèce vasicole infralittorale. Les nombreux juvéniles de *Corbula gibba* (SBAI 84, 91, 94, 97 et 100) sont indicateurs de matière organique en milieu bien oxygéné. Si l'on considère l'absence d'espèces bioindicatrices de pollution naturelle (matière organique en réduction), la macrofaune indique un milieu marin bien oxygéné.

Les ostracodes sont en revanche abondants (échantillons SBAI 88 à 103). Ils décrivent un milieu ouvert sur la mer (*Carinocythereis antiquata* notamment), où les influences littorales s'effacent : milieu non végétalisé, de salinité marine stricte (milieu sténohalin), peu battu.

Au dessus, à partir de l'échantillon 103, on observe une chute de l'abondance faunistique (entre 12 et 67 individus pour 100 gr de sédiment brut, à l'exception de SBAI 48 qui en compte un peu plus d'une centaine). L'espèce lagunaire *Cyprideis torrosa* domine à nouveau les assemblages à partir de l'échantillon 45. On retrouve aussi quelques fragments d'ostracodes d'eau douce, qui sont de toute évidence des faunes transportées lors des crues du Gialias.

Cette évolution marque tout d'abord le retour d'un environnement marin franc, bien oxygéné, en relation probable avec la destruction ou l'éloignement du cordon littoral ou la flèche dont l'unité C est le témoin. Dans un deuxième temps, le milieu se ferme et prend un caractère de plus en plus lagunaire, tout en restant ouvert sur la mer comme le prouve la présence notable de faunes marines.

7.2.4.2 Sous-unité D-2

La sédimentation fine est encore prédominante comme dans la sous-unité sous jacente (plus de 98% de vases). La vase ne comporte que très peu de macrofaune sous la forme débris.

Le sur-représentation de l'espèce *Cyprideis torrosa* à partir de l'échantillon 63, associé à *Leptocythere cf. castanea* et *Loxoconcha Rhomboidea* marquent un net changement des milieux côtiers avec l'installation d'une lagune. Le morphotype lisse des *Cyprideis torrosa* suggère une salinité relativement forte (> 8°/₀₀) et la présence d'espèces marines (*Loxoconcha Rhomboidea)* marque une lagune en communication avec la mer.

L'espèce *Loxoconcha Rhomboidea* s'efface à partir de l'échantillon n°67 : cette évolution marque la fermeture progressive de la lagune.

Deux types de passées sableuses de nature différente interrompent l'envasement et nous apportent des renseignements sur les dynamiques sédimentaires.

Des lits de sables coquilliers sont présents à 14,9, 14,5 et 10,5m (SBAI 63, 66 et 67). Les deux premiers sont de faible épaisseur, le troisième est plus important. L'asymétrie granulométrique est légèrement positive. Deux modes sont identifiés dans les sables grossiers et les sables fins. La macrofaune y est particulièrement abondante. L'envasement se ralentit, les biocénoses des Sables Vaseux de Mode Calme ainsi qu'une biocénose lagunaire euryhaline et eurytherme où l'eau douce peut pénétrer par intermittence s'installent. L'espèce *Pirenella tricolor*, indicatrice de dessalures, représente 49% de l'échantillon SBA1 67. Son association avec *Parvicardium exiguum* indique un milieu où l'oxygénation est faible et les eaux sont beaucoup moins renouvelées. Ces éléments plaident en faveur d'une augmentation des taux de sédimentation et d'une influence plus faible des dynamiques marines.

Le second type de lit, situé à 9 et 8m est composé de 29 % de sables (SBA1 29bis), exclusivement fins. Un mode unique est bien individualisé dans les sables fins (Φi=0,35) et l'asymétrie est négative (Skewness=-0,1). A l'inverse du précédent type de lit, la macrofaune et la meïofaune sont absentes ou en débris. L'assemblage microfaunistique est essentiellement composé d'espèces d'eau douce à oligohaline, avec la présence beaucoup plus réduite de *Cyprideis torrosa.* L'association de ces espèces indique une salinité inférieure à 10 °/₀₀ (Steger 1972, Bodergat 1983). Les différents éléments concordent donc pour mettre en évidence une sédimentation plus rapide, sous le contrôle direct des crues du Gialias. Les dépôts de D-2 marquent la transition des dépôts transgressifs vers des dépôts progradants. Ils sont donc les premiers témoins du recul du plan d'eau pour SBAI.

Une datation AMS ^{14}C à 10,5m donne un âge calbré de 3230 ±250 et confirme donc aussi le retour

à des conditions de sédimentation rapide.

7.2.5 Unité E

Les huit mètres sommitaux des carottes SBA1 à 3 sont principalement composés de limons plus clairs (*Hue*) et plus rouges (*Value*), olive à la base de l'unité (5Y 5/3). La couleur devient ensuite rapidement brun-jaune (2,5Y 3). Le changement de couleur met en évidence une variation des conditions d'oxygénation. De même, le sommet de l'unité sous-jacente ainsi que la base de celle-ci présentent des marbrures ocres sur le sédiment : elles pourraient traduire des conditions d'oxydoréduction, typiques d'un milieu amphibie. Ces éléments correspondent altimétriquement à la position du niveau de la mer et peuvent donc être aussi acquis après leur dépôt. Les différences d'humectation sont aussi soulignées par la présence de halite à 6,5m. Cette unité est ponctuellement enrichie en arènes (5% pour SBAI.15 et 18) et particulièrement en sables fins (85% de la fraction sableuse). Les couches sableuses n'observent pas de figure sédimentaire précise à l'exception de deux niveaux de dépôt à 3,5 et 3,1m de profondeur où la concentration en sable est plus importante (environ 50%). Un granoclassement vertical net y est d'ailleurs relevé. La fraction bioclastique est ici négligeable (<1%), en relation avec l'origine détritique des changements granulométriques.

A 7m de profondeur une structure pédologique polyédrique nette surmonte un niveau de concentration de revêtement de carbonate de calcium. Ces éléments permettent d'identifier un sol enterré de type de «brun calcique» (Duchaufour 1977).

Le changement de milieu est marqué nettement par l'absence des indicateurs biologiques, macrofaune et la meïofaune. Les ostracodes sont très rares (quelques individus souvent brisés) et sont constitués d'espèces d'eau douce. Le milieu strictement fluvial ainsi révélé permet de mettre en évidence la phase alluviale du cortège progradant de la fin de l'Holocène.

Des micro-charbons à 3,35m de profondeur sont datés de 2100 ±750 B.P. cal.. La marge d'incertitude de cette date est importante en raison de la trop faible quantité de carbone mesuré lors de la datation.

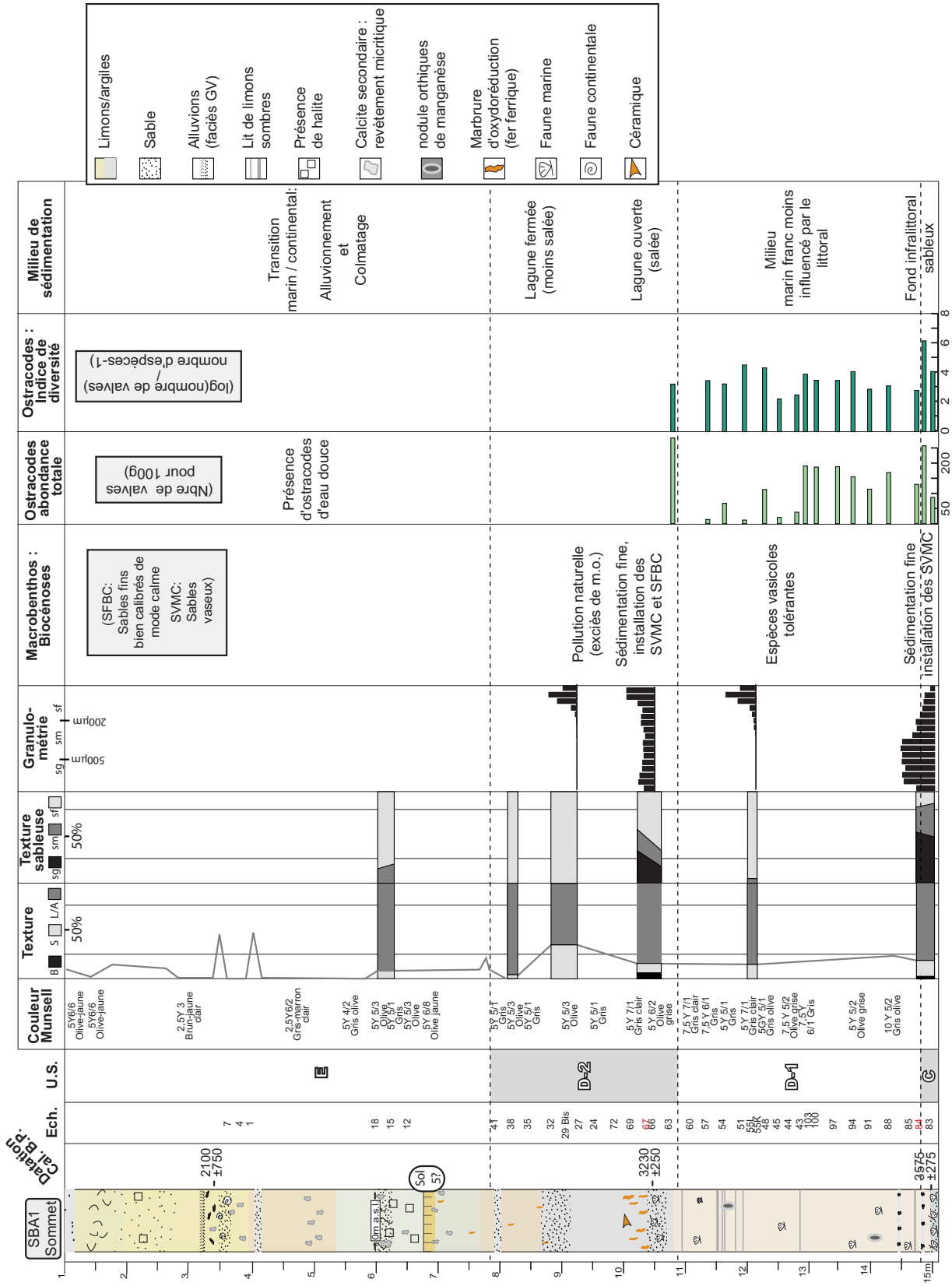


Figure 105 : Carottage SBAI, sommet

La comparaison des milieux de sédimentation avec les courbes de référence méditerranéennes et globales de la remontée du niveau marin holocène montre la conformité des ces données (Figure 106).
Le ralentissement de la remontée du niveau marin à partir de 7000 B.P. (Fleming et al. 1998, Lambeck et Bard 2000) ne correspond pas à la transition des milieux de sédimentation marins à continentaux datée entre 3000 et 2000 B.P. cal. (Figure 104, Figure 105, Figure 106). Par conséquent, l'espace d'accommodation sur le site de carottage n'est donc pas encore comblé à cette époque. Ceci indique aussi que la transition marin/continental qui s'effectue par la progradation du trait de côte est encore à l'amont des carottages.

En revanche, le passage des fonds marins vaseux de l'unité B au pied de cordon littoral de l'unité C est favorisé par le ralentissement de la remontée marine et la plus faible profondeur des sédiments à cette époque (Figure 106).

La transition des milieux lagunaires aux milieux fluviaux (unité D-2 puis E) s'effectue lors de la stabilisation, ou de la très faible progression du niveau marin (Figure 106). La mobilité des milieux de sédimentation semble donc influencée ici par l'effet conjugué de la position de la progradation fluviale et par la chute de la vitesse du niveau marin. Elle ne peut donc être interprétée directement en terme détritique de ce point de vue.

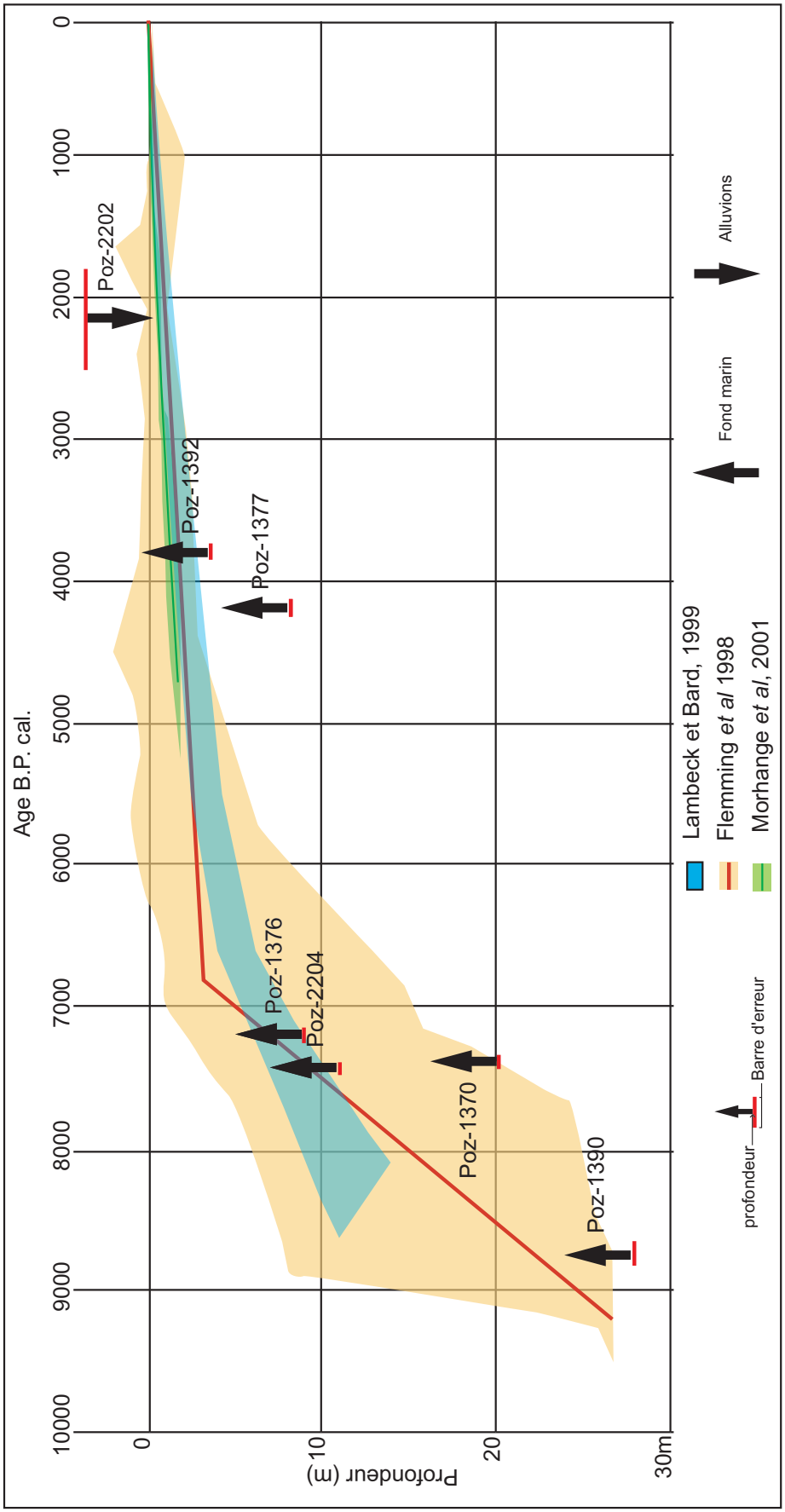


Figure 106 : Diagramme âge/profondeur des milieux de sédimentation de SBA, comparaison avec les courbes du niveau marin

7.3 Paléopaysages de la plaine de niveau de base

Le passage de l'information ponctuelle des carottes à la reconstitution cartographique des paysages/environnements est limité par l'impossibilité d'accéder à l'ensemble du terrain et par le faible nombre des carottages. Toutefois, aux vues des principes de la stratigraphie séquentielle, des données sédimentologiques et de la centralisation des informations géographiques disponibles (carte topographique, cadastre, photos aériennes, image satellite) dans un référentiel spatial commun (SIG), il est possible d'établir une cartographie diachronique des milieux de sédimentation de la basse plaine du Gialias. Cette cartographie est aussi fondée sur les informations indirectes de la présence de certains milieux dans les carottes SBA, comme par exemple, les milieux lagunaires ou en cours de fermeture situés à proximité de SBA et reconnus par les ostracodes. Ainsi, nous proposons de relier les différentes étapes de sédimentation reconnues dans les carottages avec les formes de surface.

7.3.1 Le maximum de transgression holocène

Certains carottages géotechniques (Figure 100) permettent d'étudier la stratigraphie des dépôts holocènes bien en amont du site archéologique de Kalopsidha et des carottages SBA (Figure 99).

Le carottage géotechnique #094 réalisé en 1963 (Figure 100) met en évidence quatre types de faciès. De 0 à 7m de profondeur des alluvions brun/jaune, de 7 à 18m des «argiles» et une faible fraction de sables fins mélangés à des faunes marines. Une couche constituée uniquement de galets et de sables grossiers se situe entre 18 et 20 mètres environ, et repose sur le substrat marneux lui-même sondé jusqu'à 108m. Cette stratigraphie sommaire (rappelons que l'objectif de ces carottages est le recensement des ressources en eau et non une reconstitution paléogéographique) permet, à la lumière des analyses paléoenvironnementales effectuées pour les carottages SBA, d'étendre l'extension de la ria à cet emplacement au moins. Nous remarquons aussi que le substrat est moins profond et que les dépôts marins sont moins épais que pour SBA. Ceci est en accord avec les principes de disposition stratigraphique des rias exposés au préalable. La présence de 10m de vases marines dans le sondage #094 laisse supposer que la surface d'inondation maximale (*maximum flooding*) se situe bien plus à l'amont. Aucun sondage géotechnique n'a été effectué au sein des alluvions holocènes en amont du carottage #094 jusqu'au village de Pyrga au moins (Figure 100). Il nous est donc impossible de mesurer directement le prolongement maximal des dépôts marins par des arguments stratigraphiques directs.

Nous proposons dès lors de cerner plus finement les limites de ria holocène du Gialias par des arguments morphologiques. L'enveloppe externe maximale est facilement reconnaissable par les affleurements de roches pliocènes ou pléistocènes qui forment de larges reliefs tabulaires (Figure 108). Plusieurs faits supplémentaires permettent de préciser l'extension de la ria. A l'amont de Pyrga une morphologie de gradins parallèles au lit du cours d'eau est visible sur les photos aériennes et sur les images satellite (Figure 108). Ces formes se situent au sein des alluvions holocènes. Elles

peuvent alors être interprétées comme un système de terrasse alluviale en amont de la ria. Environ 1km en amont de ce village commence la véritable plaine de Messarée (durant le Moyen-Âge la Messarée dénommait la plaine aval du Gialias). Une légère rupture de pente sur le profil en long du Gialias (11m en 650m) marque le passage à des surfaces extrêmement planes et monotones jusqu'à l'embouchure du Gialias (moins de 20m en 20km). Actuellement, cette zone remblayée d'alluvions présente des sols particulièrement humides (couleur violet sombre sur l'image satellite). Nous proposons de limiter la ria à cette zone (Figure 109).

Pour la carotte SBAI, cette phase correspond aux dépôts marins de l'unité B. D'un point de vue chronologique, le maximum de transgression se situe vers 7000 B.P. L'étude des faunes remaniées montre la formation progressive d'une lagune en amont des carottages SBA.

7.3.2 Les premières marques de la progradation : les cordons littoraux en fonds de ria

Les surfaces claires de l'image satellite témoignent de zones mieux drainées (Figure 107, Figure 108), elles sont très probablement composées de sables qui se différencient nettement des fonds limoneux et humides (violet foncé) de la vallée. Leur élévation ne dépasse généralement pas 2m. Ces surfaces, longilignes, se situent en aval de l'extension maximale de la ria et elles sont parallèles à ces limites. Elles ne correspondent à aucun tracés de cours d'eau reconnus sur les cartes anciennes et leur tracé est généralement perpendiculaire aux thalwegs principaux : elles semblent donc antérieures à l'installation des milieux strictement fluviaux. Compte tenu de ces observations, des enregistrements sédimentaires et de l'organisation théorique de la stratigraphie de la ria du Gialias ces formes sont donc interprétées comme étant d'anciens cordons littoraux (dépôts de plages, cordons dunaires) partiellement érodés. Il est à noter que certains cordons fossiles, moins développés et plus enfouis, sont plus difficilement identifiables par la télédétection, en particulier dans la zone de la carotte SBA I (Figure 107). Les cordons notés 1 (Figure 108) sont les formes les plus en retrait par rapport à la ligne de rivage actuelle et les plus proches de la limite interne de la ria. Ils sont, par conséquent les plus anciens et relatifs au début de la phase de progradation du trait de côte par les dynamiques détritiques en contexte de faible remontée du niveau marin. D'un point de vue chronostratigraphique, ils doivent être rapprochés de l'unité B de la carotte SBAI. Au sommet de l'unité B proprement dite, les ostracodes indiquent une tendance variable à la fermeture du milieu, suggérant l'existence de cordons ou flèches libres situés en aval, mais trop mobiles ou de trop courte durée de vie pour être aujourd'hui visibles dans les images satellites. De plus, ces formes fossiles sont masquées par les dépôts fluviatiles qui les recouvrent aujourd'hui. (Figure 109).

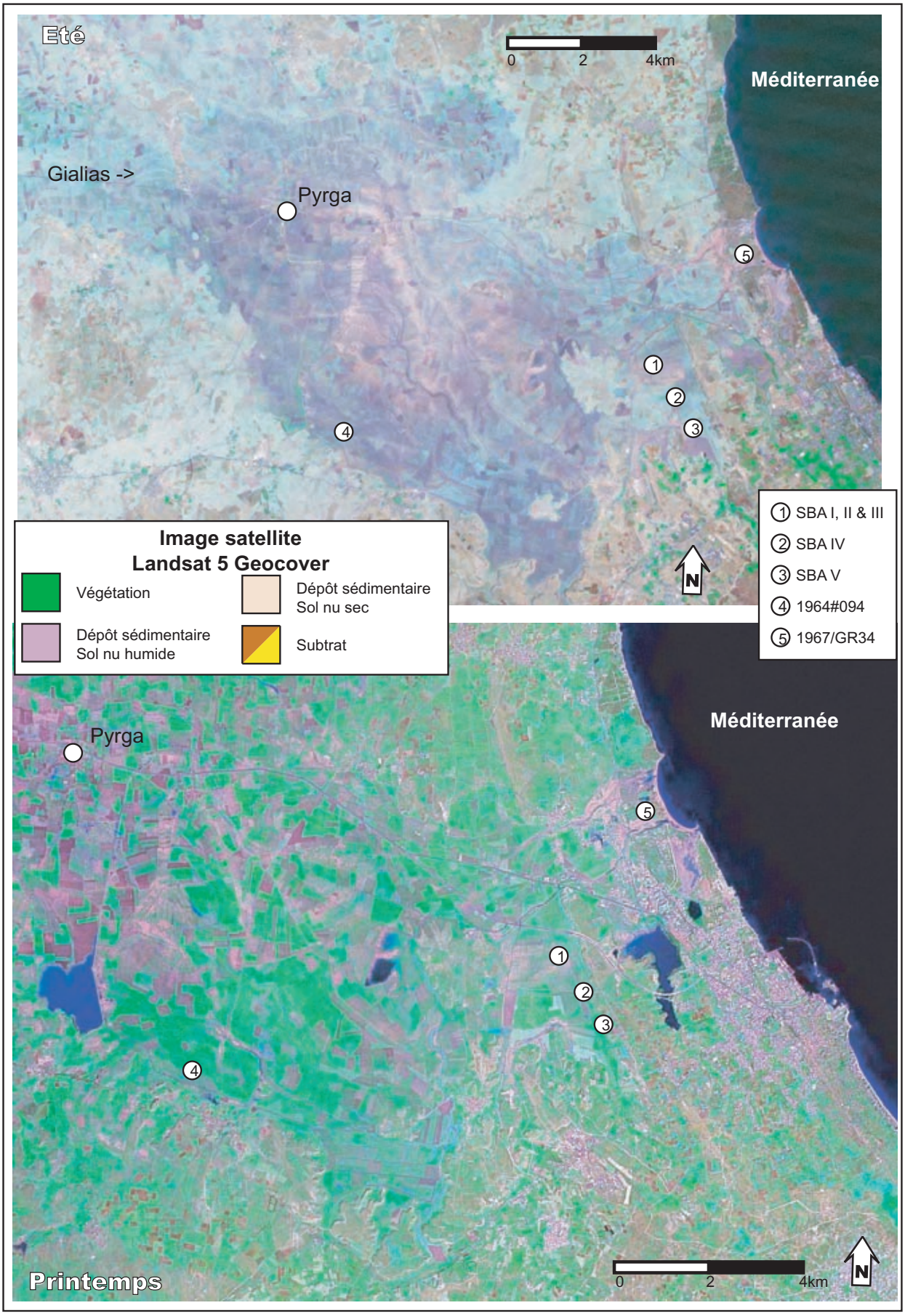


Figure 107 : Images satellites de la ria du Gialias

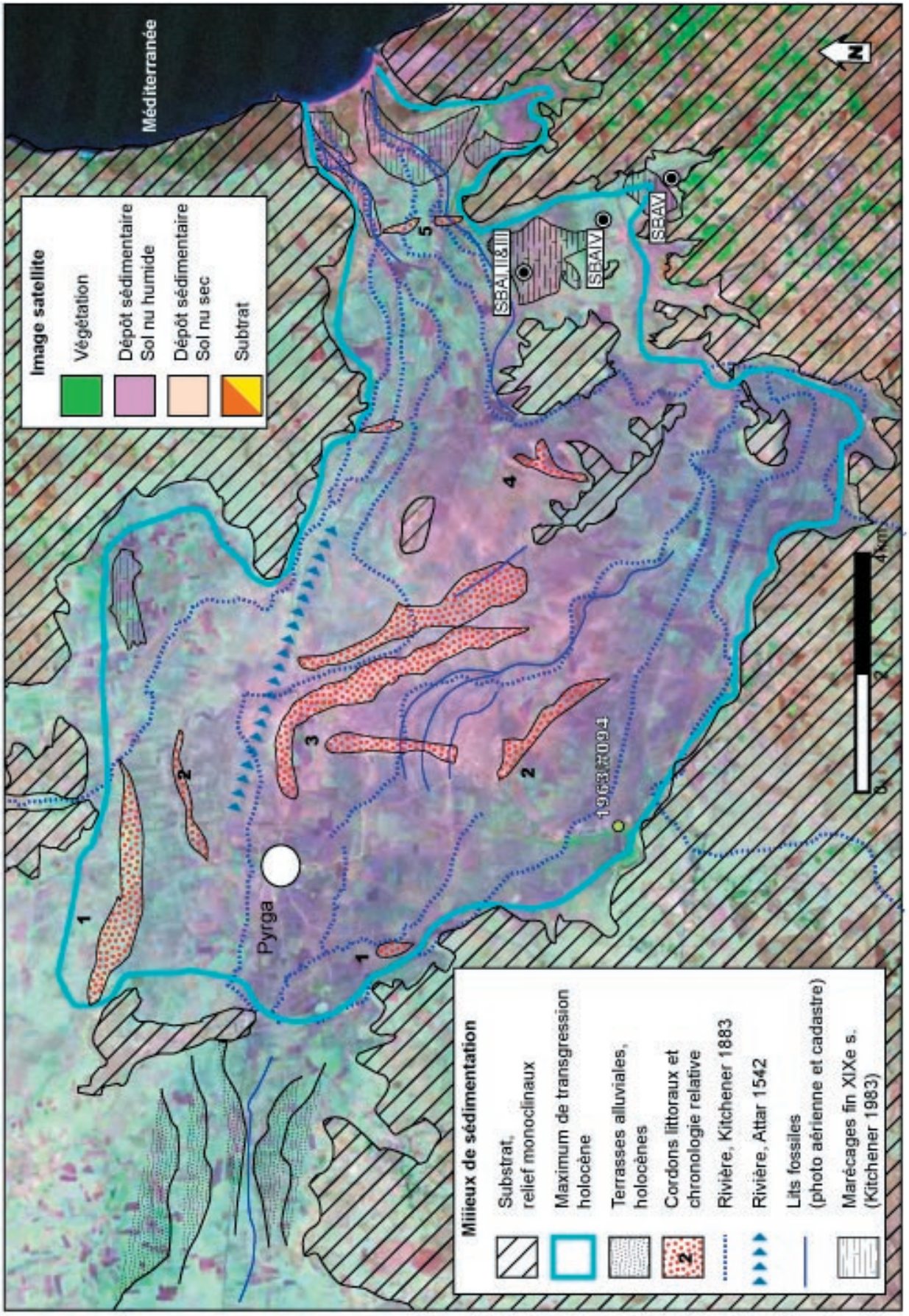


Figure 108 : Carto-interprétation de la ria du Gialias (image satellite, cadastre, photos aériennes, cartes anciennes)

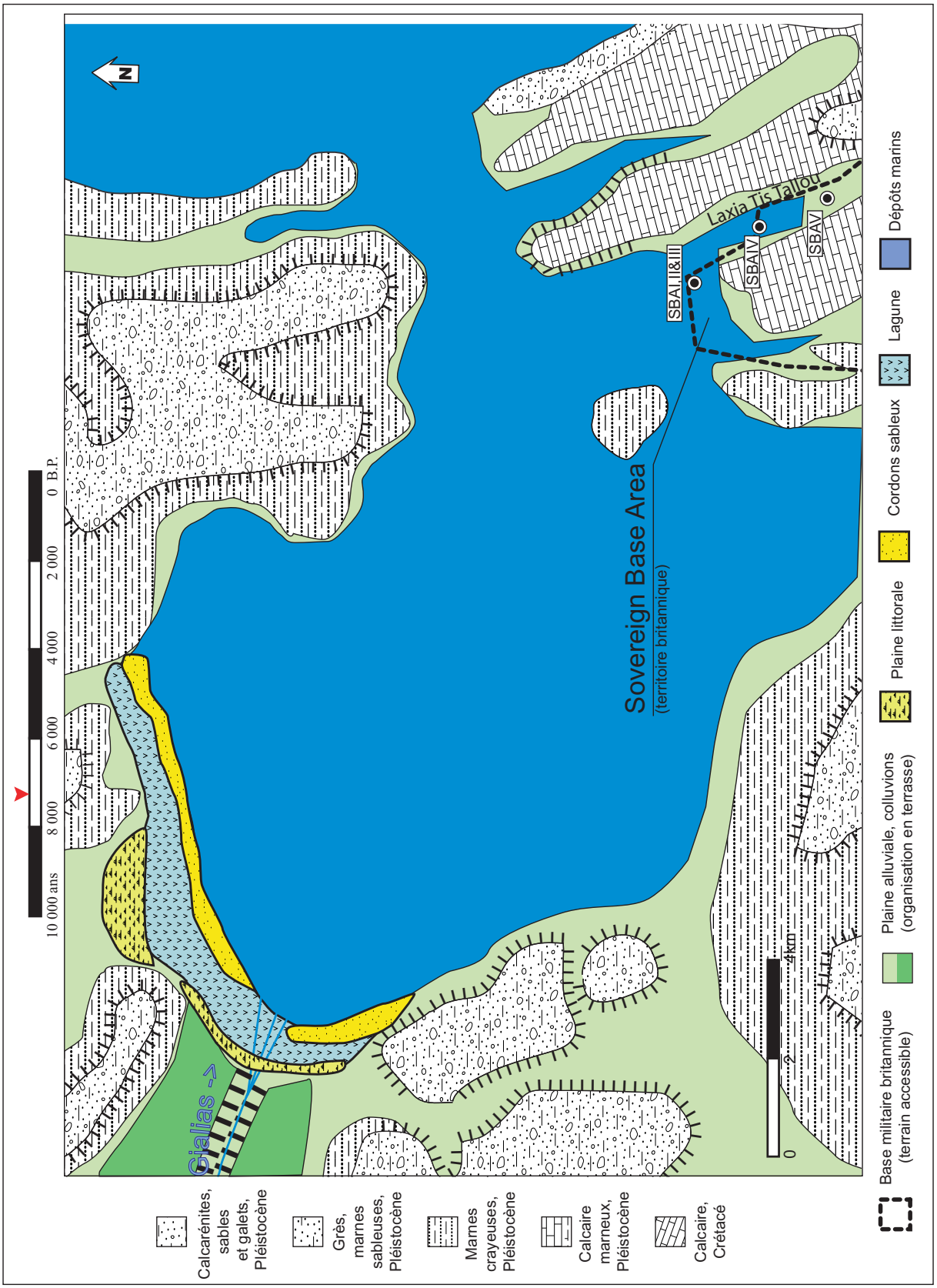


Figure 109 : Le maximum de transgression

7.3.3 Ralentissement de la progradation : formations de cordons littoraux sur le site de SBA

Pour les carottages, les deux derniers échantillons de l'unité B, vers –16m de profondeur (-10m a.s.l.), marquent la proximité immédiate d'une lagune, et suggèrent la présence d'un cordon à l'aval du site. Cependant, cette situation est très temporaire, puisque l'unité C (SBAI) marque la présence sur le site d'un important cordon littoral ou d'une flèche et la réduction des taux de sédimentation. A travers l'étude des faunes, les carottages permettent de caractériser la face marine du cordon littoral. Ce dernier se situe en amont immédiat de SBA. Dans le secteur du carottage, on reconstitue donc un stationnement voire éventuellement un léger recul du trait de côte pendant plusieurs millénaires (environ 7000 cal BP – 3500 cal. BP).

En ce qui concerne les informations cartographiques, des formations longilignes drainantes et sableuses (couleur violet clair-blanc sur les images satellite) barrent la vallée sur un axe S S/E - N N/O (Figure 108) en amont du site de carottage. Ces formes, de faible hauteur (environ 1m), mais occupant une surface relativement importante, sont interprétées comme des cordons littoraux partiellement démantelés ou fossilisés par des dépôts plus récents. La cartographie de détail montre plusieurs générations de cordons très proches rassemblées dans le groupe 3 (Figure 107). Ces cordons peuvent être contemporains d'un ou plusieurs des cordons 4 à 5 identifiés dans la plaine (Figure 108), mais il est impossible de proposer des correspondances plus précises.

Cette disposition des paysages de la basse plaine du Gialias est valide aux alentours de 6500 - 4000 B.P. cal. (Figure 110). Les enregistrements sédimentaires contredisent donc formellement l'hypothèse de restitution du trait de côte formulé par Gomez et Pease (1992) à cette époque. Celle-ci, très utilisée à Chypre, se base uniquement sur les variations du niveau de la mer (Figure 110) et sur les relevés bathymétriques fragmentaires actuels. Elle ne prend pas en compte les paléotopographies et la sédimentation holocène.

Cette phase marque un ralentissement de l'avancée du trait de côte. L'unité précédente, B, marque entre 8000 et 7000. B.P. cal, tout d'abord le maximum de transgression, puis le début de la progradation : on peut évaluer cette première progradation à 5 km entre le maximum de transgression en arrière de SBA et la position du carottage. Toutefois, dans l'unité C étudiée ici, le trait de côte régresse légèrement au début de la période, vers 7000 – 6500 cal. BP, puis stationne légèrement en arrière du carottage pendant 3000 ans, entre 6500 et 3500 cal. BP. On peut considérer que le trait de côte était alors situé au niveau du complexe de cordons littoraux identifié dans l'image satellite à l'amont immédiat du carottage, ce qui permet de reconstituer un stationnement du trait de côte dans une bande de 2,5km au maximum. La chronologie des fluctuations spatiales du trait de côte est, en revanche, plus difficile à reconstituer pour l'amont de la ria au niveau de Pyrga, en raison de l'absence de sondage et de datation pour les cordons identifiés en télédétection.

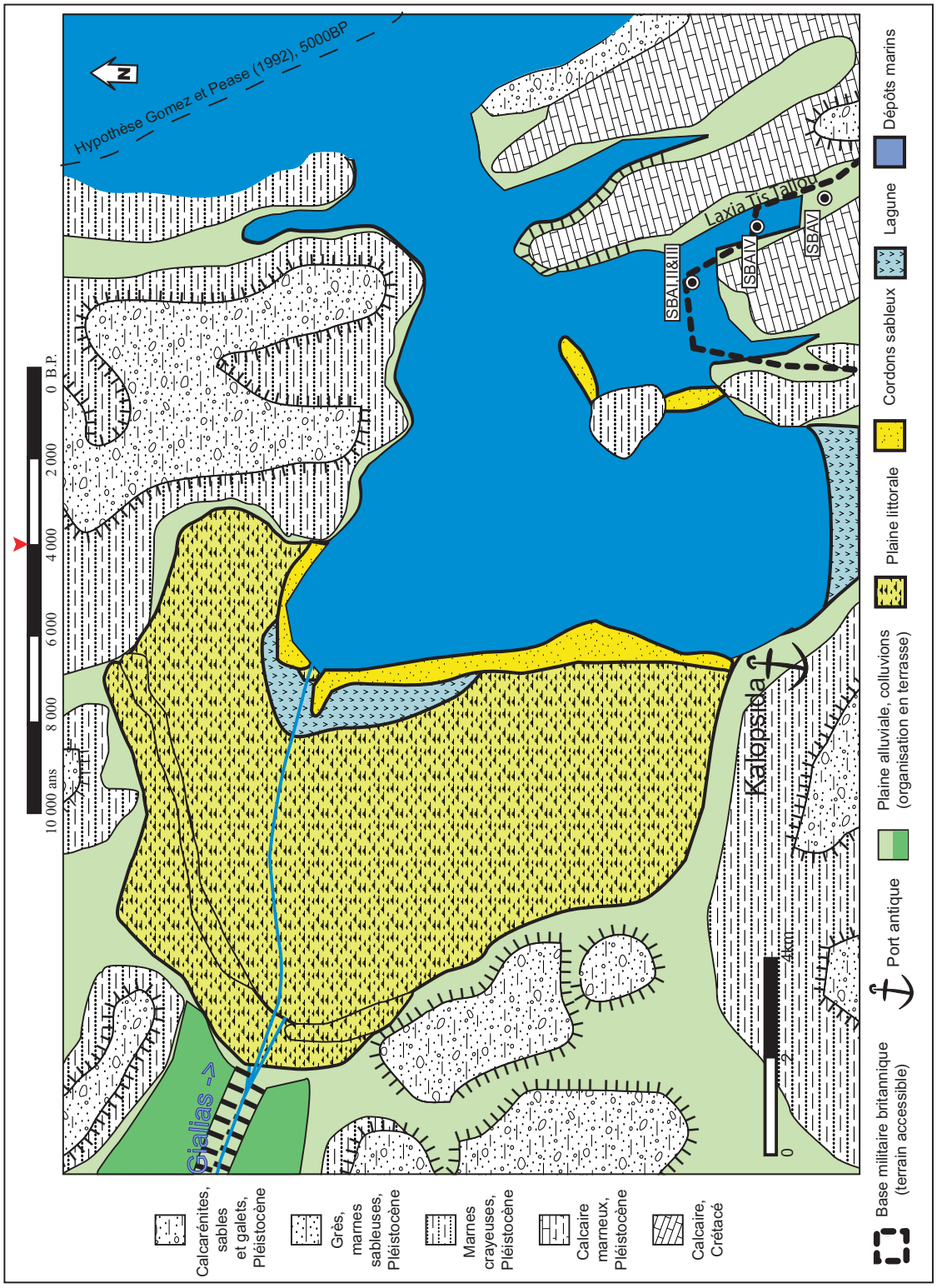


Figure 110 : Formation de cordons littoraux vers 5000 B.P. cal.

7.3.4 Avancée du trait de côte et formation de la lagune de Dhekelia - Enkomi

La base de l'unité D (D-1) montre la disparition des cordons littoraux et un retour d'importants apports sédimentaires. Postérieurement (unité D-2), se met en place une lagune qui se ferme progressivement par le biais d'un cordon littoral situé alors à l'aval d'Acheritou (SBA se plaçant cette fois-ci au sein de la lagune). Nous proposons d'identifier l'extension maximale de la lagune à cette époque près du promontoire rocheux à la hauteur d'Enkomi, qui offre alors un point d'ancrage manifeste à toute formation de flèche sableuse. Des sols secs (drainant et sableux) d'orientation nord-sud sont visibles à cette hauteur de la ria (Figure 108), peuvent encore mettre en évidence la présence de cordons littoraux à cet endroit. Ils viennent appuyer l'hypothèse de localisation de l'extrémité de la lagune vers 3200 B.P. cal. (Figure 112). Le port d'Enkomi, actif durant cette période (Dikaios 1969), est le témoin d'une communication aisée de la lagune avec la mer.

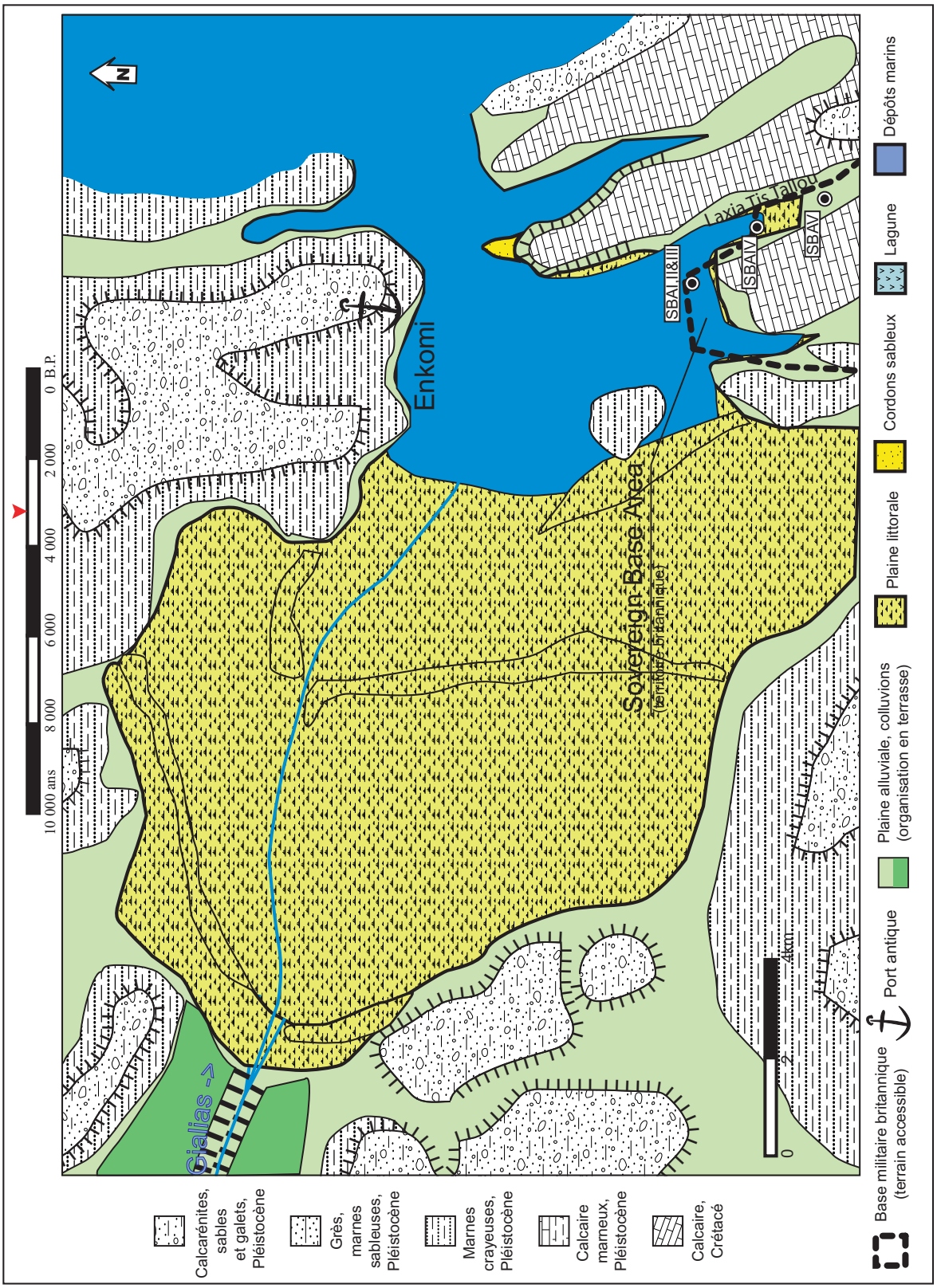


Figure 111 : Intrusion du milieu marin vers 3500 B.P. cal.

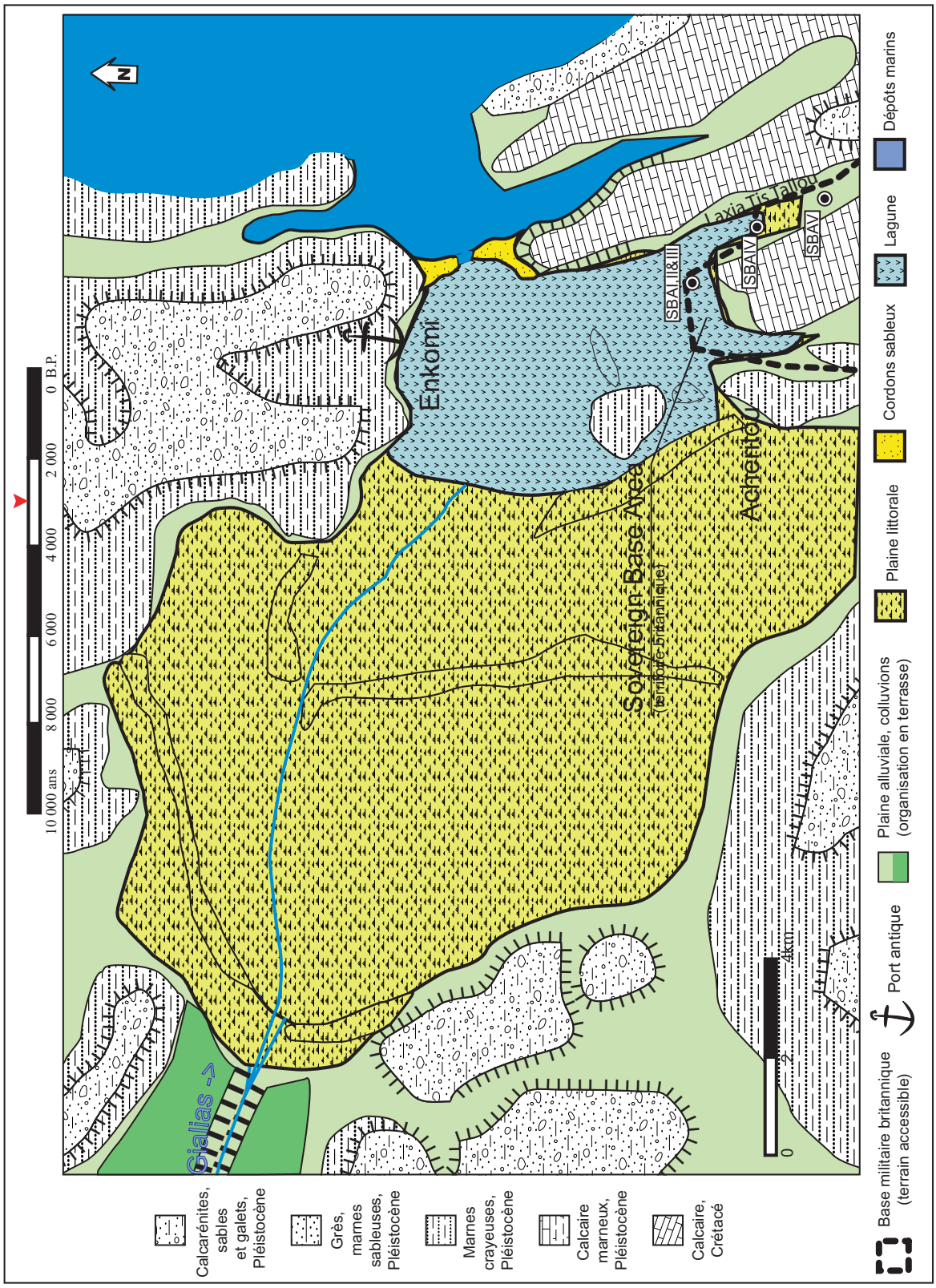


Figure 112 : Formation d'une lagune près de SBAI (3000 B.P. cal. environ)

7.3.5 Le comblement terminal de la ria du Gialias

A partir de 2000 B.P. cal. environ les sédiments récoltés par les carottages SBA sont exclusivement en relation avec la plaine alluviale du Gialias. Les milieux lagunaires ont disparu ou se sont déplacés encore plus en aval, c'est à dire à proximité directe du trait de côte actuel. Le port hellénistique de Salamine met toutefois en évidence un accès à la mer dans le premier renfoncement en amont du trait de côte actuel. Il n'est donc pas intégralement acquis à cette époque (Figure 113).

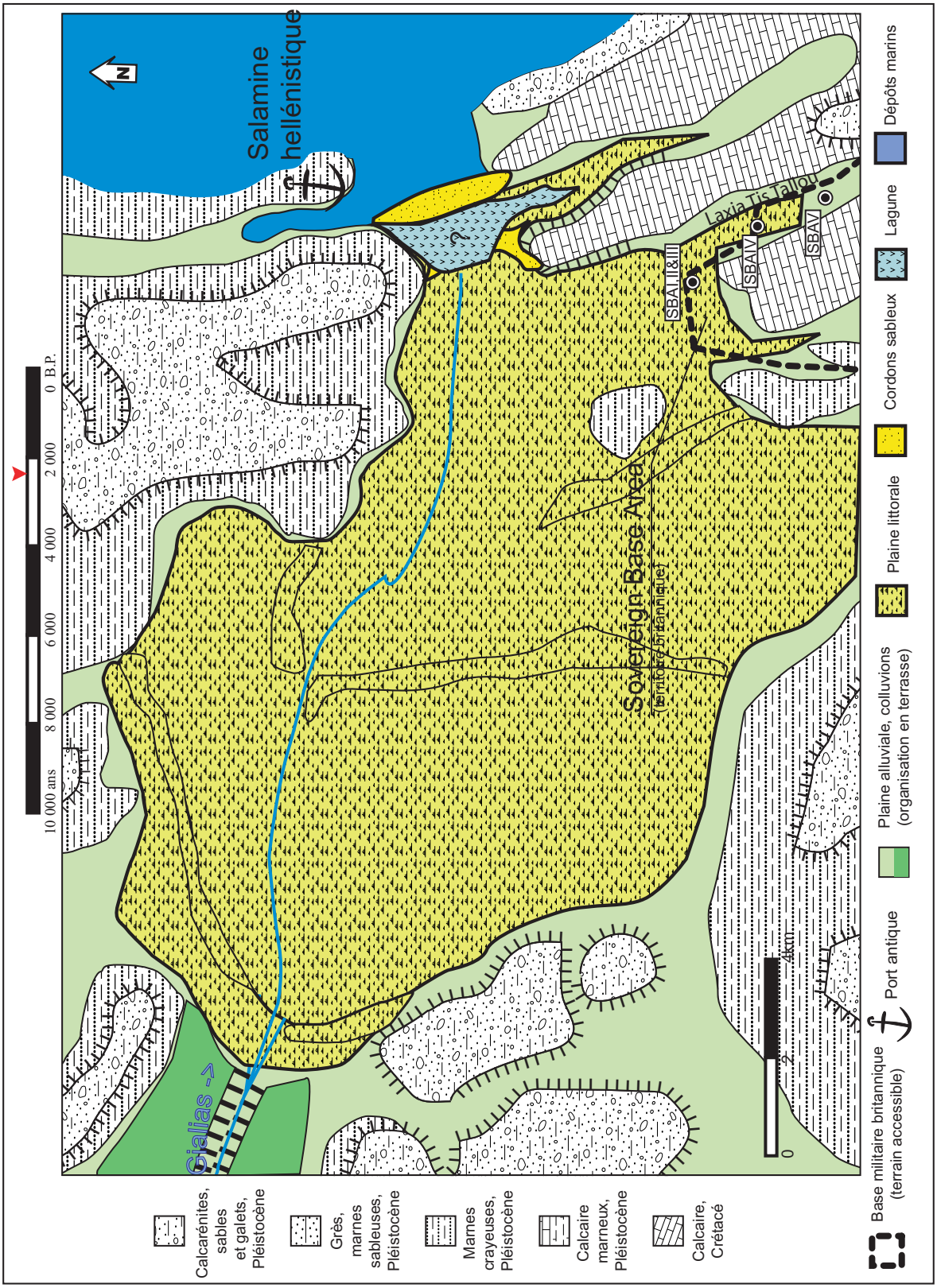


Figure 113 : Formation de la plaine littorale en aval de Dhekelia (2000 B.P. cal.)

Durant la période romaine, le port de Salamine se déplace pour s'implanter sur la façade maritime du site. Ce déplacement des activités portuaires met en évidence la dernière avancée significative du trait de côte (Figure 114).

Mis à part l'implantation des ports, la trentaine de sites archéologiques de fonction et d'importance variable situés dans la plaine alluviale et ses rebords, dans la région de Dhekelia (Schaeffer 1936, 1952, Aström 1966, Dikaios 1969, Furumark 1965, Hennessy 1991), montrent une distribution en relation directe avec la mobilité du trait de côte. Les occupations antérieures à la période hellénistique se situent toutes sans exception sur les reliefs tabulaires ou leur versant. Les sites localisés en surface de la plaine alluviale actuelle sont principalement byzantins et postérieurs.

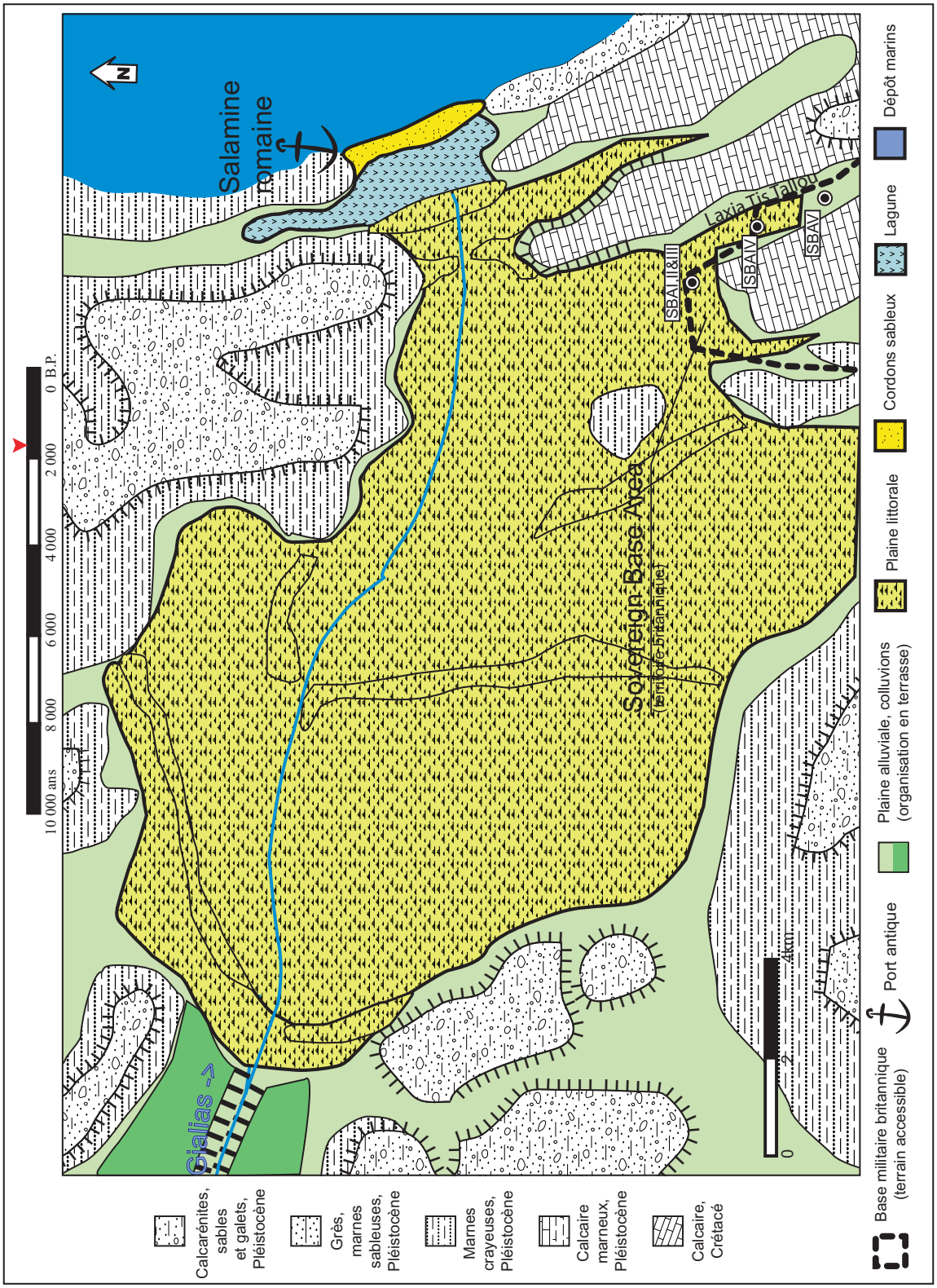


Figure 114 : Parachèvement de la transgression holocène (1500 B.P. cal.)

Les cartes dressées par l'administration coloniale durant les années soixante ne permettent pas de dresser une image fidèle des cours d'eau en Messarée orientale. Sur ces documents le Gialias et le Pedehios se rejoignent, diffluent à nouveau, changent de nom au milieu de tronçons rectilignes, différents chenaux portent aussi le même nom. Le Pedehios disparaît totalement dans les environs de Pyrga pour réapparaître au coté du Gialias à l'embouchure. Le Gialias peut même parfois prendre un tracé inadapté au sein des reliefs tabulaires à contre pente! Cet inextricable enchevêtrement des cartes coloniales mélangeant canaux, thalwegs et toponymes s'explique par le caractère intermittent des cours d'eau dans une plaine alluviale monotone et plane. Ainsi les propriétés topographiques de la position des cours d'eau ne se distinguent que faiblement des paléothalwegs et des larges canaux d'irrigation ou de drainage parfois très anciens. De plus, les cartographes de l'époque ne disposaient pas d'observations hydrologiques en nombre suffisant pour identifier clairement le réseau hydrographique. Enfin, l'ampleur de leur tâche et l'optimisation de la production cartographique (les missions cartographique étaient généralement de courte durée) contraignaient toute analyse sédimento-morphologique des milieux fluviaux. Contrairement à la partie indépendante de l'île, les premières cartes coloniales n'ont jamais pu être mises à jour en raison de l'invasion de 1974. Les sources les plus fiables sont de deux natures : la topographie reconnue dans les MNT et les cartes anciennes (Attar 1542 mais surtout Kitchener 1883). Les deux convergent pour décrire l'affluence du Pedehios dans le Gialias à l'amont de Pyrga, ces tracés sont aussi reconnaissables sur les images satellites et les photos aériennes disponibles. Nous retenons ces tracés qui sont les seuls à posséder un véritable sens morphologique et hydrographique (Figure 108 et Figure 115).

Bien que longtemps confidentielle et peu reproduite, la carte d'Attar datée de 1542 est un témoin précieux des environnements présents en Messarée au milieu du XVIe siècle. Ce document est d'une précision remarquable pour son époque (Romanelli et Grivaud 2002). Le positionnement et l'extension des objets géographiques au sein de la Messarée de la carte ne sont qu'indicatives. Deux éléments se distinguent, tout d'abord, Attar situe le Gialias par un chenal unique dans la partie nord de la plaine littoral. 300 ans plus tard, Kitchener cartographiera une diffluence du Gialias pour la partie occidentale de la plaine (Figure 115). Ce dernier point est en grande partie confirmé par l'observation des paléo-chenaux sur les photographies aériennes (Figure 115). Actuellement, le Gialias s'écoule au sud de la Messarée entre Pyrga et Dhekelia, et a donc abandonné son probable tracé septentrional, actif entre les XVIe et XIXe siècles. Ensuite, Attar reproduit l'existence de deux lacs d'eau douce dans la partie sud de la plaine. Nous proposons de rapprocher leurs localisations de celles des marécages cartographiés par Kitchener (Figure 115). Ces lacs et marécages ont aujourd'hui totalement disparu. La cartographie diachronique met donc en évidence leur comblement progressif depuis le XVIe siècle. Ces dépressions humides ont fait l'objet de mesure d'assainissement jusqu'au début du XXe siècle (Reid 1909, Hutchinson 1909) en raison des maladies dont elles étaient à l'origine.

Les paléo-chenaux reconnaissables au sein de la plaine littorale montrent un développement

progressif de méandres, particulièrement au centre de la plaine. Ces chenaux et leur dynamique ne peuvent malheureusement pas être datés pour l'instant. Ils sont antérieurs à la carte de Kitchener (fin XIXe siècle) et postérieurs à la carte d'Attar (1592).

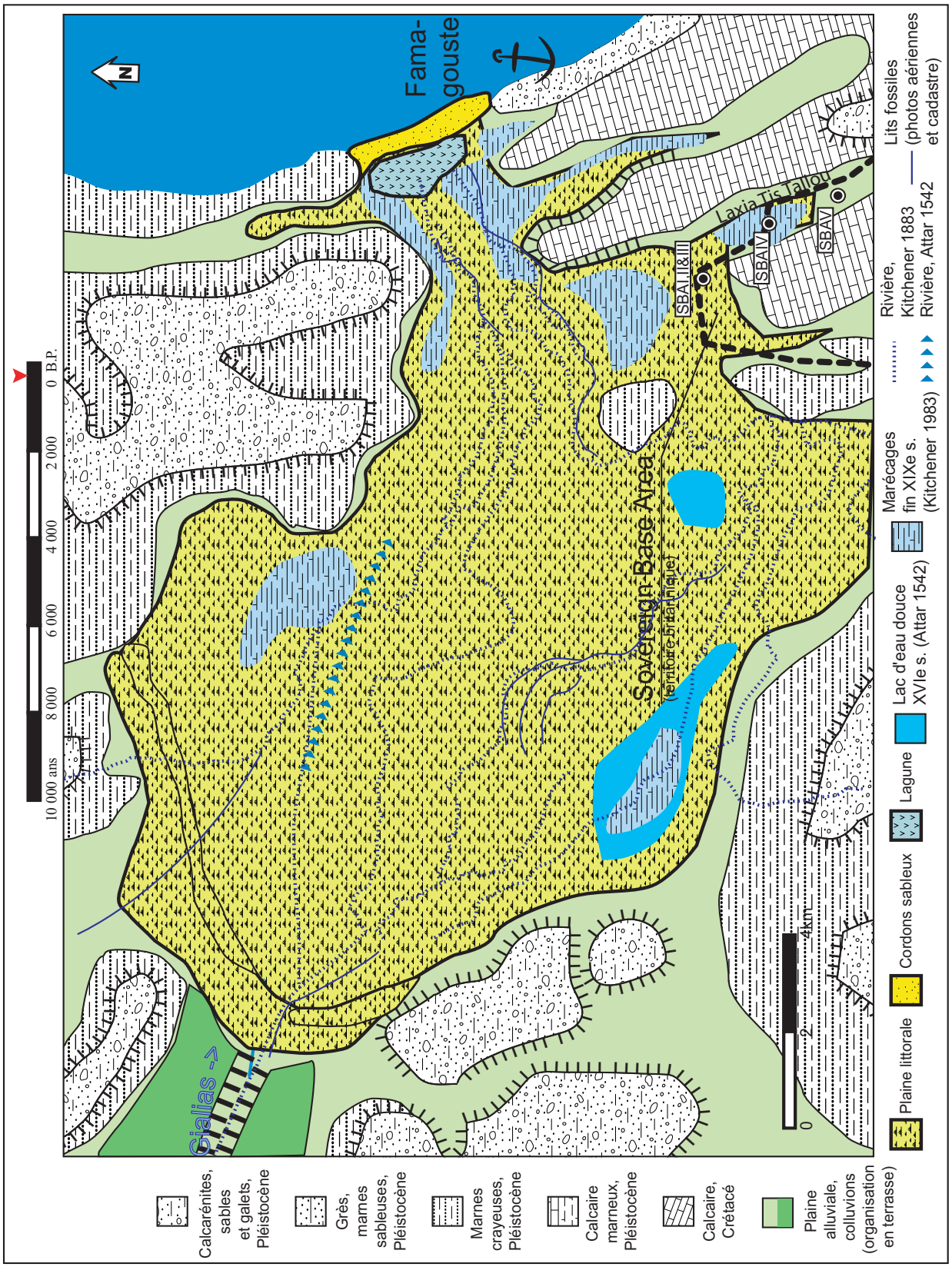


Figure 115 : La plaine littorale du Gialias à la sortie du Petit Âge Glaciaire

7.4 Mobilité des sites portuaires et mobilité de la ligne de rivage

7.4.1 Les sites portuaires dans leur contexte environnemental

Les étapes du comblement de la ria peuvent être comparées à la position de structures portuaires révélées par des indices directs ou indirects (découverte de nombreuses ancres par exemple). Pour certains sites (Enkomi, Kalopsidha etc.), la question d'un port fluvial, estuarien ou marin, est soulevée par les archéologues (Collombier 1987). Les relations entre l'abandon des activités portuaires et la sédimentation sont aussi souvent évoquées (Yon 1978).
Les carottages SBA permettent de répondre en partie à ces questions.

L'occupation à Kalopsidha s'étend durant le Bronze Récent (Aström 1966). Après avoir remarqué la présence sur le site d'une grande quantité de céramiques originaires de différentes régions de Méditerranée et d'ancres, les auteurs concluent à l'existence probable d'un port. Les premiers vestiges sont datés du Chypriote ancien I soit environ 4000 B.P. cal. et sont importants jusqu'au Chypriote Moyen II - Chypriote Tardif (environ 3500-3000 B.P. cal.). Cette période correspond à la stabilisation du trait de côte (SBAI unité C) matérialisée selon nous par la formation de larges cordons littoraux juste en amont de Kalopsidha (Figure 110). L'hypothèse d'un port, formulée par les archéologues suédois, est donc tout à fait valide d'un point de vue paléoenvironnemental.

Le déclin de Kalopsidha correspond à l'avènement d'Enkomi (parfois dénommée Alasia, Alashia sur la base de l'interprétation de textes anciens) à partir de la fin du Bronze Moyen (Schaeffer 1936, 1952, 1971, Dikaios 1969). La ville est occupée entre 3750 et 3000 B.P. cal. (Chypriote Tardif-Géométrique I). La richesse de cette ville, dont la population maximum est estimée à 15 000 habitants, est attribuée à l'exportation de produits en cuivre provenant du Troodos et à destination du levant. De nombreuses ancres signalent aussi l'existence d'un port (Dikaios 1969). L'occupation s'effectue durant les phases marine puis lagunaire reconnues dans la carotte SBA I (unité D-1, D-2, Figure 105). La paléographie révélée de Messarée (Figure 111 et Figure 112) atteste encore une fois de la possibilité de l'implantation d'un port à Enkomi durant le Bronze Moyen et Récent. A contrario, l'accès à la mer de Kalopsidha ne peut plus être fonctionnel durant cette période (Figure 111 et Figure 112). Différentes hypothèses ont été proposées pour expliquer cette nouvelle implantation à Enkomi. Dikaios (1969) met en avant l'existence d'un port fluvial, Collombier (1987 et 1988) l'aménagement d'un chenal d'accès dans la lagune entre la mer et la ville. Cette seconde hypothèse semble plus réaliste, mais comment expliquer alors que les habitants de l'époque aient choisi un site portuaire nécessitant un aménagement d'une lagune très coûteux en charge de travail alors qu'un accès direct à la mer est possible sur des sites très protégés des tempêtes un peu plus en aval? La chronologie et les milieux de sédimentation de SBA I vont plutôt dans le sens d'un accès direct à la mer lors de la fondation d'Enkomi. Par la suite, le port a pu perdurer lors de l'installation de la lagune dont les ostracodes montrent qu'elle était en communication avec la mer.

Le déclin d'Enkomi et l'ascension de Salamine se situent entre les XIe et VIIIe siècles av. J.-C. (époque Géométrique, 3000-2700 B.P. cal.). Karageorghis (1968) puis Yon (1978) attribuent cette nouvelle migration à la venue des Grecs et à l'envasement du port d'Enkomi. L'argumentation ne s'appuie sur aucun fait archéologique ou sédimentaire. La période géométrique correspond au sommet de l'unité D-2 et à la base de l'unité E de la carotte SBA I. Ici encore, les faits archéologiques et géomorphologiques convergent pour établir un déplacement vers l'est de la ligne de rivage et des activités humaines. Pour Schaeffer (1936), depuis le 2ème millénaire, les alluvions du Pedehios entraînent un comblement d'une partie de la baie. Dikaios (1969), quant à lui, décrit « un bras de mer comblé par des alluvions ». La progradation depuis la fin de l'épisode lagunaire reconnu en SBAI D-2 a sans doute rendu obsolète le port d'Enkomi. Mais encore une fois le déclin urbain et le déplacement des populations vers un site plus proche du littoral, Salamine, à la fin du bronze récent (vers 3050 B.P. cal.), peuvent être attribuées à d'autres phénomènes d'après les données archéologiques (Yon 1978).

L'ultime étape du déplacement des ports antiques en Messarée se situe sur le site de Salamine. Le premier port actif jusqu'à l'époque hellénistique se situe en arrière du site, au sein de la ria (Figure 113). A l'époque romaine, les activités portuaires se déplacent pour s'installer sur la façade maritime du site (Figure 114), proche du rivage actuel (Flemming 1974, Raban 1995).

7.4.2 Mobilité de la ligne de rivage et facteurs de la mobilité portuaire

Ces faits explicités, il est dès lors très tentant de déceler un déterminisme géomorphologique dans la mobilité des ports chypriotes. Cependant, plusieurs remarques s'opposent à cette explication directe. Tout d'abord, il est discutable de mettre en parallèle la fondation d'une ville qui s'effectue sur une courte période avec les modifications de la ligne de rivage dont qui ne sont mesurée sur un pas de temps beaucoup plus long, dépendant de quelques dates ^{14}C assez espacées dans le temps. La détection du synchronisme entre deux phénomènes aux rythmes très différents est assujettie à la résolution chronologique. La deuxième remarque découle des fouilles : Aström (1966) montre que les couches archéologiques correspondant au départ des habitants de Kalopsidha correspondent à des niveaux d'incendies et à l'enfouissement de trésors. Il suppose donc que la cause en est une invasion dévastatrice. Les raisons politico-économiques et environnementales coexistent dès lors pour expliquer la migration des ports de Messarée. Pour la migration d'Enkomi vers Salamine (Cf. plus bas) Yon (1978) invoque une raison économique, la fin des activités portuaires serait causée par l'ensablement du port. Si la position d'un port n'est pas viable sur le long terme dans le contexte de ria progradante, le déplacement des activités portuaires en parallèle avec la mobilité des centres urbains semble déclenché par un événement (destruction de la ville pour Kalopsidha, invasion grecque pour Enkomi) politique ou militaire. Ces événements rendraient ensuite insoutenable ou caduc l'entretien nécessaire d'une éventuelle lagune portuaire.

7.5 Les marqueurs de l'activité détritique

L'activité détritique et hydrologique ne peut être directement déduite des faciès et de la granulométrie des dépôts pour la plaine littorale du Gialias. En effet, ceux-ci dépendent principalement des milieux de sédimentation (marin, lagunaire ou fluvial) qui sont dépendants de l'évolution du rivage et du niveau marin. La position par rapport au rivage a été étudiée dans les paragraphes qui précèdent : l'essentiel de la sédimentation s'effectue en avant du trait de côte, dans un milieu marin à lagunaire plus ou moins protégé. Seul le sommet de la carotte, correspondant aux deux derniers millénaires, a été déposé dans un contexte fluvial, en arrière du trait de côte. Pour ce qui est du niveau marin, les vitesses de sédimentation (Figure 106) montrent que la vitesse de comblement (94mm/an) est parallèle à celle de la remontée du niveau marin entre 8000 et 7000 B.P. cal. (Figure 106), elle est plus lente entre 7000 et 4000 B.P. cal. (période de dépôt de l'unité C, environ 4mm/an), et plus rapide ensuite (92 mm/an) ce qui conduit à l'atterrissement du site et le passage aux dépôts fluviaux (taux de sédimentation 35 puis 15mm/an). Comme nous l'avons précédemment exposé, la mobilité des milieux de sédimentation ne peut pas être interprétée comme un marqueur fiable de l'activité détritique.

De plus, dans le but de mesurer de l'activité détritique pour le continuum amont-aval du bassin versant, des marqueurs communs entre le secteur médian et le secteur aval sont présentés. L'érosion et la capacité de transport du bassin versant sont identifiés par les taux de sédimentation volumique. Les parts de carbone organique et de carbonate de calcium peuvent donner des indices du fonctionnement de l'hydrosystème, dans la mesure où il est possible d'identifier leur origine. Le transit dans le bassin versant est plus particulièrement mesuré par la minéralogie magnétique et par les mesures de δC^{13} sur la matière organique, réalisée par B. Schilman (*Geological Survey of Israel*). Ce dernier type d'analyse permet de répondre à la question de l'origine de la matière organique mesurée dans les carottages.

7.5.1 Taux de sédimentation volumique

Comme le montre le diagramme age/profondeur de la carotte SBAI, les différentes dates obtenues montrent une grande variation des taux de sédimentation en relation avec la mobilité des paysages littoraux (Figure 116).

La forme de la paléo-vallée anté-holocène est déterminée en fonction des données disponibles qui sont peu nombreuses (6 carottages disponibles dans la ria en tout, Figure 100). La topographie du substrat est calculée selon la régression de la profondeur du substrat et de la distance entre les carottages. Les points s'alignent relativement correctement (r^2=0,91) et plaident donc en faveur d'une morphologie en «V» de la ria. Les différents carottages SBA montrent une profondeur du substrat qui croit avec la distance par rapport aux bords de la ria selon la formule suivante : P^s =

0,0132D + 8,2396, où P^s est la profondeur du substrat, et D la distance par rapport aux rebords de la ria.

Le caractère aggradant ou progradant des dépôts n'est pas pris en compte ici et est donc une source d'erreur pour le calcul des volumes déposés. Toutefois, cette source d'erreur est maximale pour les dépôts continentaux (alluvions) qui sont à la fois progradants sur le front et aggradants pour la plaine littorale. Le trait de côte actuel est quasiment acquis lorsque se déposent les alluvions datées de 2100 B.P. cal., au sommet SBA I (Figure 114). Sa variation représente moins de 4% de la surface totale de la ria durant cette période. L'erreur imputée à ce phénomène est donc sensiblement du même ordre de grandeur.

Une autre source d'erreur importante est le transport des sédiments jusqu'au large. La configuration topographique de la ria, qui communique avec la mer par une passe très étroite (Figure 108), limite cette déperdition, surtout pour les premières phases marines du comblement de la ria où l'embouchure du Gialias se situe très en retrait par rapport à cet ancien détroit. Ces sédiments marins distaux (suspension pélagique, Chamley 1987, Cojan et Renard 1997) constituent donc la base du prisme de haut niveau, hors ce prisme est contenu au sein de la ria durant la majeure partie de l'Holocène. Par conséquent, les sédiments marins distaux participent au comblement de la ria jusqu'à une époque récente où le prisme de haut niveau holocène dépasse l'embouchure actuelle du Gialias. La part des sédiments terrigènes déposés au large de la ria augmente donc avec l'avancée du trait de côte pour la fin de l'Holocène.

Enfin, par rapport aux coupes du secteur médian, le calcul des volumes de sédiments déposés s'appuie sur une chronologie précise mais beaucoup moins détaillée (six datations radiocarbone). Les variations de courte durée ne sont donc pas prises en compte. A l'instar des taux de sédimentation volumique de la plaine médiane du Gialias, les données de la ria présentent une marge d'erreur importante et difficilement mesurable. Toutefois, les taux de sédimentation volumique présentent malgré tout l'avantage indéniable par rapport aux taux de sédimentation exprimés en mm/an de prendre en compte les faits morphologiques. Au vue de ces considérations, les valeurs absolues des taux de sédimentation volumique doivent être prises en compte avec beaucoup de prudence et devront être améliorées par la suite, il n'en demeure par moins que les variations relatives apportent des informations utiles.

La sédimentation mesurée montre des valeurs beaucoup plus importantes que pour la région de Potamia, dans les proportions des différences des surfaces d'affleurements entre les secteurs. Quatre périodes se distinguent nettement (Figure 116):

- Entre 8000 et 7000 B.P. cal. environ, la sédimentation est très importante. Bien qu'incomplète, le calcul de la sédimentation volumique permet d'exclure la morphologie de la vallée pré-

holocène (rétrécissement vers la base) comme cause de la forte vitesse de remblaiement durant cette période. L'explication est donc d'ordre détritique. La présence de lamines régulières et non perturbées permet d'attribuer ces dépôts à une période de forte activité détritique et non à quelques événements paroxysmiques isolés. Leur nombre indiquerait une durée de quelques siècles pour la majeure partie de l'événement. Ce chiffre reste à confirmer, un comptage des lamines à l'échelle microscopique sous lumière polarisante est nécessaire pour détecter de probable micro-lamines invisibles à l'œil nu.

- Entre 7000 et 4000 B.P. cal., la sédimentation se réduit drastiquement pour devenir proche de zéro. La fraction lithoclastique des sédiments tend aussi à disparaître au profit de la fraction bioclastique.
- A partir de 4000 B.P. cal. environ les taux de sédimentation volumique redeviennent importants avec un pic vers 3500 B.P. cal.. qui correspond aux sédiments marins de l'unité SBAI D-1.
- Le volume de sédiment déposé lors de la phase de comblement fluvial à partir de 2000 B.P. cal. environ semble relativement faible. Le faible nombre de datation pour cette période nous mène à relativiser les chiffres avancés. La sédimentation moyenne peut en effet rester faible mais il n'est pas possible ici de mesurer des variations de courte durée.

Le passage aux volumes tend à augmenter quelque peu les taux de sédimentation de l'unité C par rapport à ceux de l'unité D. Cette dernière atteste malgré tout de la sédimentation la plus rapide de la carotte.

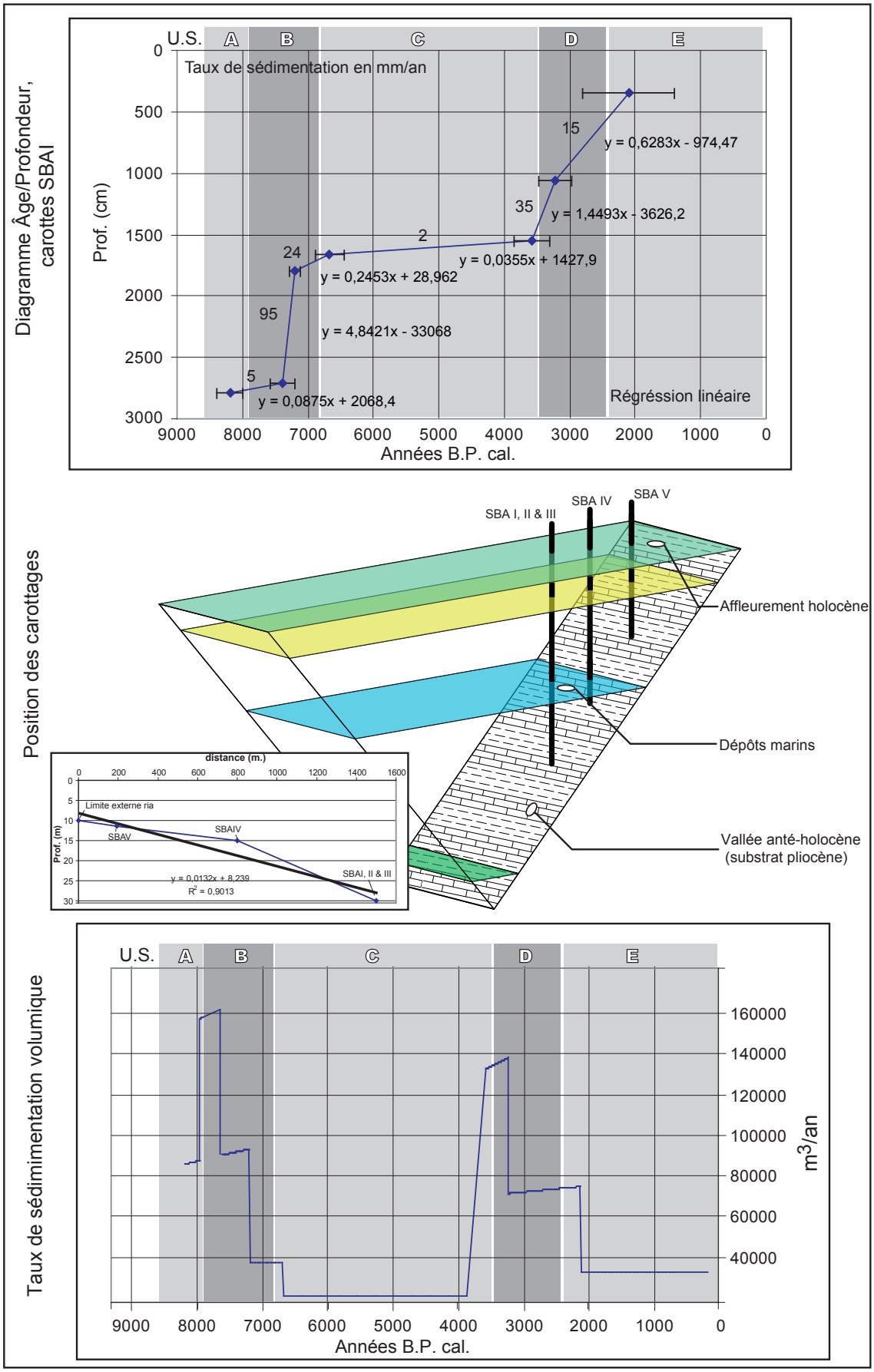


Figure 116 : Datation et profondeur des carottes SBA, taux de sédimentation volumique de la plaine littoral.

7.5.2 Minéralogie magnétique et apports détritiques lors de la formation de la plaine littorale

7.5.2.1 Mesures de susceptibilité magnétique

Des mesures de susceptibilité magnétique massique (χlf/m^3/kg), d'aimantation rémanente anhystérétique (ARA) et naturelle (ARN) sont réalisées sur les 246 échantillons des carottes SBA II et III. La stratigraphie de ces dernières est strictement identique à SBA I, les carottages n'étant distants que de quelques mètres. Afin de répondre à des problématiques particulières des échantillonnages supplémentaires (notés spec.) font de l'objet de mesure de susceptibilité, d'aimantation isotherme (ARI) et anhystérétique.

Les grandes caractéristiques des mesures χlf ne se calquent pas directement sur les unités sédimentaires de la carotte SBAI. L'unité B est marquée par de fortes valeurs de susceptibilité magnétique et une variabilité importante (Figure 117). Les mesures sur la partie supérieure de l'unité B présentent des valeurs plus importantes en moyenne. Deux pics se distinguent nettement à presque 5 10^5 m^3/kg aux alentours de 20m de profondeur, soit vers 7000 B.P. cal. (Figure 117). Ces derniers, comme les autres pics, sont évalués sur plusieurs échantillons, leur présence ne peut en aucun cas être causé par un aléa de la mesure. Cette zone de pic est ponctuée de minces lits de sables fins (Figure 104), mais des échantillons uniquement vaseux participent aussi à ces fortes valeurs. L'unité C est marquée par une susceptibilité proche de zéro, la variabilité est ici très faible. Les unités D et E marquent le retour des fortes valeurs de susceptibilité, la transition entre les milieux marins puis lagunaires de l'unité D et les milieux fluviaux de l'unité E n'est pas ressentie du point de vue de ce marqueur. Cinq pics se distinguent à 3500, 3000, 2000, 1500 et 800 B.P. cal..

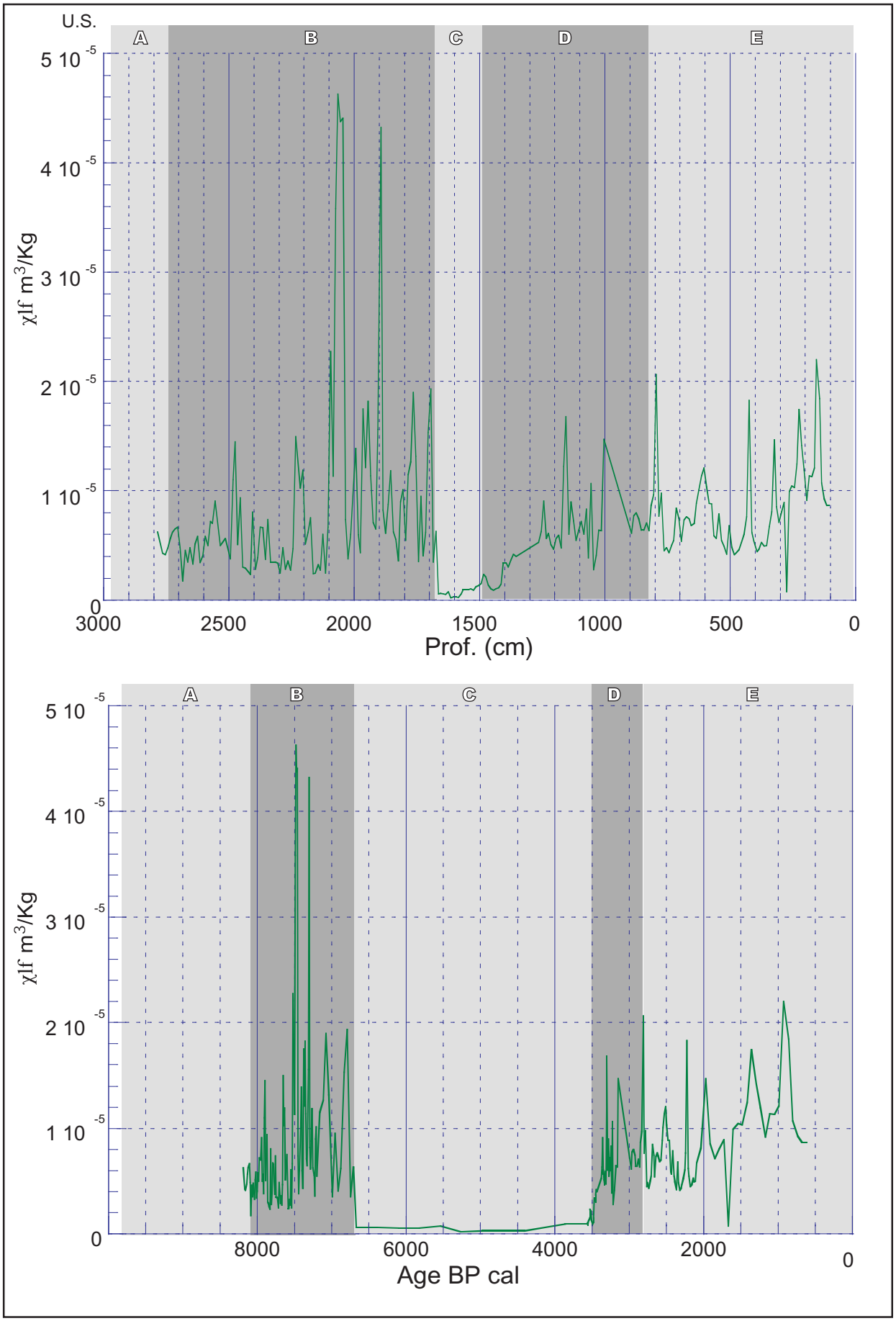


Figure 117 : Susceptibilité magnétique massique de SBA II et III

7.5.2.2 Les agents du signal de susceptibilité magnétique de la plaine littorale

Comme énoncé auparavant, les mesures magnétiques sont effectuées dans le but de tracer les zones sources du transport et des dépôts fluviaux. Malgré la confirmation de la méthode par les résultats du secteur médian, des analyses supplémentaires ont été effectuées ici pour préciser le remplissage de la ria du Gialias. En effet la diversité des milieux et des faciès rencontrés dans les carottes SBA est susceptible d'influencer le signal magnétique par différents phénomènes : mobilité post-sédimentaire du fer, présence de bactéries magnéto-tactiles, érosion des sols... A ce titre, l'inadéquation entre les unités sédimentaires et la minéralogie magnétique tend à confirmer l'utilisation de cette méthode comme marqueur objectif des flux sédimentaires.

La répartition des différents faciès et des sources sédimentaires selon l'aimantation rémanente anhystérétique et selon la susceptibilité magnétique massique (Figure 118) montre une progression linéaire entre ces deux paramètres. Il est éventuellement possible d'opposer deux pôles : les sédiments riches en faune, qu'ils soient sableux ou limoneux, ont un faible signal magnétique, proche des marnes pliocènes. A l'opposé, un pôle vers les fortes valeurs d'ARA et de susceptibilité se rapproche des roches endogènes du Troodos. Ce pôle n'est pas formé par un type de faciès particulier, seul les vases sombres semblent relativement plus présentes (Figure 118). Au final, il n'est pas possible d'associer distinctement un faciès avec un type de minéralogie magnétique. Les faciès sont fonction du milieu de sédimentation et de la diagenèse. Le fonctionnement hydrologique du cours d'eau et l'origine des sédiments (qui seraient les facteurs déterminants de la concentration magnétique) ne participent à la formation des différents faciès que de façon secondaire. Autrement dit, la répartition magnétique des faciès va dans le sens d'une participation négligeable des milieux de sédimentation et de la diagenèse sur la signature magnétique du matériel sédimentaire.

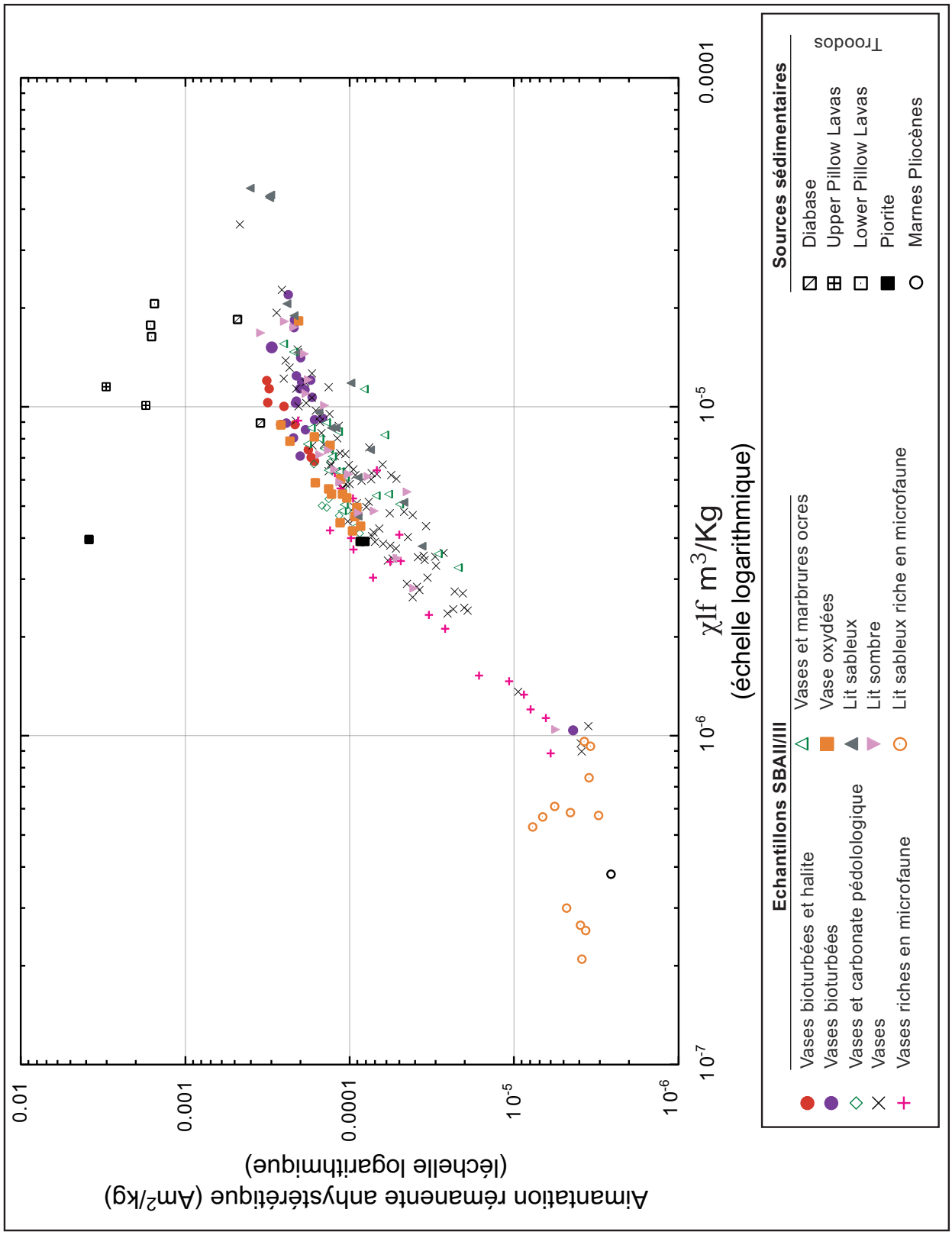


Figure 118 : Répartition des différents faciès selon les paramètres d'ARA et de Susceptibilité magnétique massique

Comme les faciès, les variations de texture dans les carottages SBA posent la question de l'influence de celles ci sur l'image magnétique des sédiments. En d'autres termes, est ce que les minéraux magnétiques sont concentrés dans une fraction granulométrique particulière, et par conséquent quelle est donc l'influence des différents milieux de sédimentation sur ce signal? Pour répondre à cette question nous avons effectué des mesures de susceptibilité sur des fractions granulométriques séparées (Figure 119). Les analyses sont réalisées sur les pics présents dans l'unité B et sur les échantillons de faible valeur de l'unité C. Les résultats (Figure 119) montrent des valeurs très proches pour les éléments grossiers (sables) ou fins (limons et argiles). Nous en concluons que le signal de la minéralogie magnétique n'est pas fonction de la composition granulométrique des échantillons. Le facteur déterminant est sa composition minéralogique qui est similaire pour les sables et les limons du point de vue magnétique. Les rares travaux portant sur la question du transport fluvial des phases magnétiques aboutissent aussi à ce constat (Walden *et al.* 1997, Caitcheon 1998, Wang *et al.* 2001). Pour les pics de susceptibilité, le fait de retrouver de fortes valeurs dans la fraction sableuse est une preuve supplémentaire que ce signal n'est pas causé par de la magnétique ultra-fine d'origine pédologique ou par toute évolution diagénétique. La concentration des minéraux mise en évidence est donc en rapport avec les sources géologiques des sédiments transportés. La variation relative des roches de la tête de bassin versant affecte aussi bien les sables fins que les matières en suspension pour la résolution chronologique de ce travail. Elles sont donc en relation avec le fonctionnement hydrologique du système fluvial.

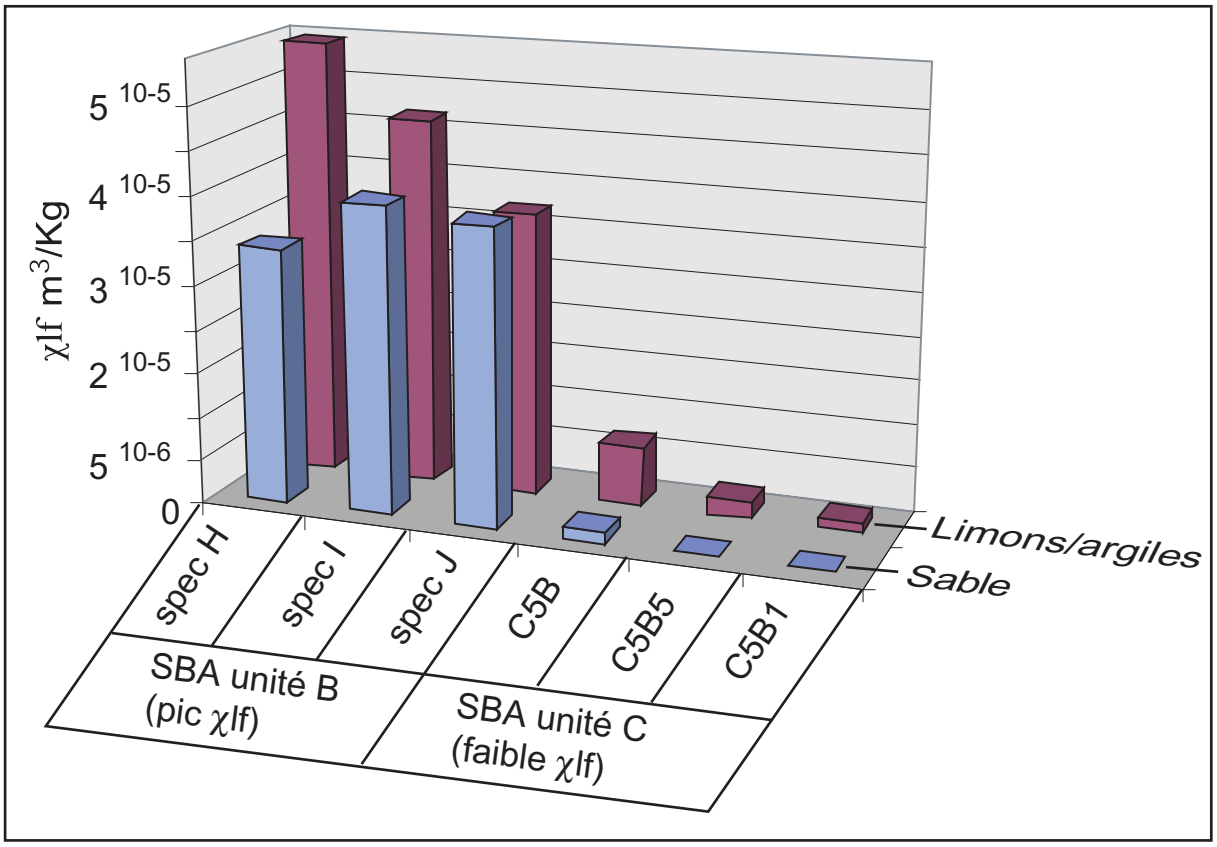


Figure 119 : Susceptibilité magnétique sur fractions granulométriques séparées

La répartition des différentes fractions granulométriques des pics et des creux de susceptibilité (Figure 120) selon leur aimantation rémanente résiduelle (Mrs) et leur champ coercitif (Hc) montre que ce dernier n'est pas une mesure discriminante. Ceci indique encore que le signal de susceptibilité n'est pas porté par des minéraux magnétiques ultra fins.

Le diagramme Mrs/Ms (Figure 120) révèle une relation linéaire positive des deux paramètres. Ceci montre que les différentes fractions granulométriques des échantillons de susceptibilités extrêmes ne sont pas marquées par des variations de la taille des grains ferrimagnétiques. La modification de la taille des grains ferrimagnétiques ne semble donc pas être l'explication des variations du signal de susceptibilité. Celles-ci s'expliquent donc très probablement par des variations de concentration et indiquent donc aussi que la nature des minéraux magnétiques est quasiment invariable.

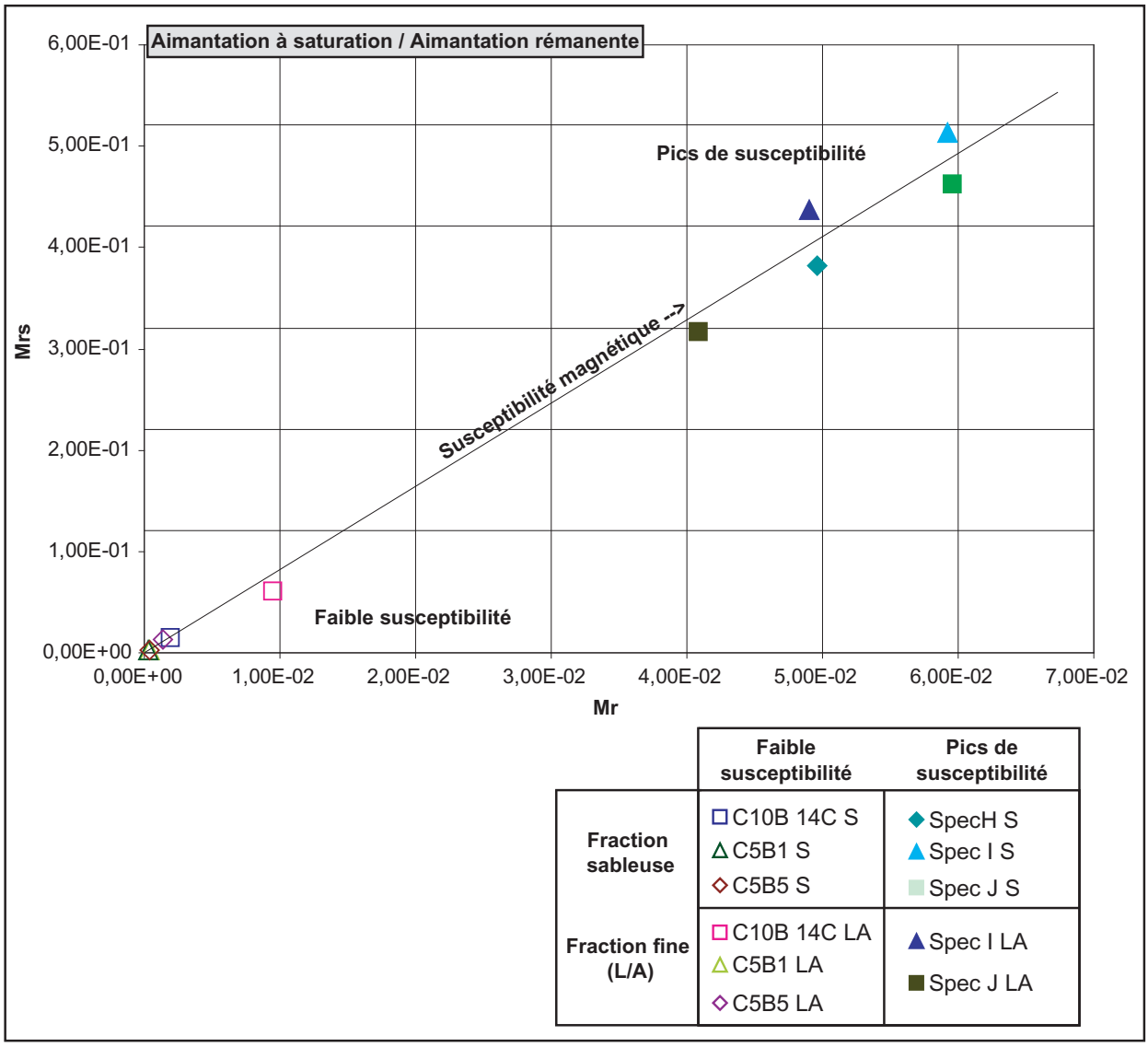


Figure 120 : La taille des grains magnétiques par le rapport Mrs/Ms

L'indice ARA/χ permet de mesurer la variation relative de la taille des grains magnétiques. La mesure sur tous les échantillons de SBA II et III (Figure 121) dévoile une anticorrélation systématique du rapport ARA/χ avec la susceptibilité magnétique. En d'autres termes, les variations d'ARA sont inférieures aux variations de susceptibilité, ce qui signifie que les pics de susceptibilité sont portés par des grains magnétiques de taille importante, excluant donc l'hypothèse de la présence de grains superparamagnétiques provenant de l'érosion des sols en amont.

Ces éléments apportent encore des arguments solides pour que la susceptibilité magnétique massique de la carotte SBA, comme les coupes du secteur médian, soit une image relative des apports de sédiment (sables, limons ou argiles) de la tête du bassin versant. Ce marqueur est donc aussi une indication de l'importance du transit sédimentaire longitudinal et de la capacité de transport du Gialias.

A ce titre, nous pouvons déjà remarquer que les apports en matériaux endogènes du Troodos sont importants dans l'unité B avec des pics importants vers 20m (Figure 121). Ces apports cessent pour l'unité C et redeviennent importants pour les unités sommitales avec des maxima à 10, 8, 6, 4, 2 et 1,5 m.

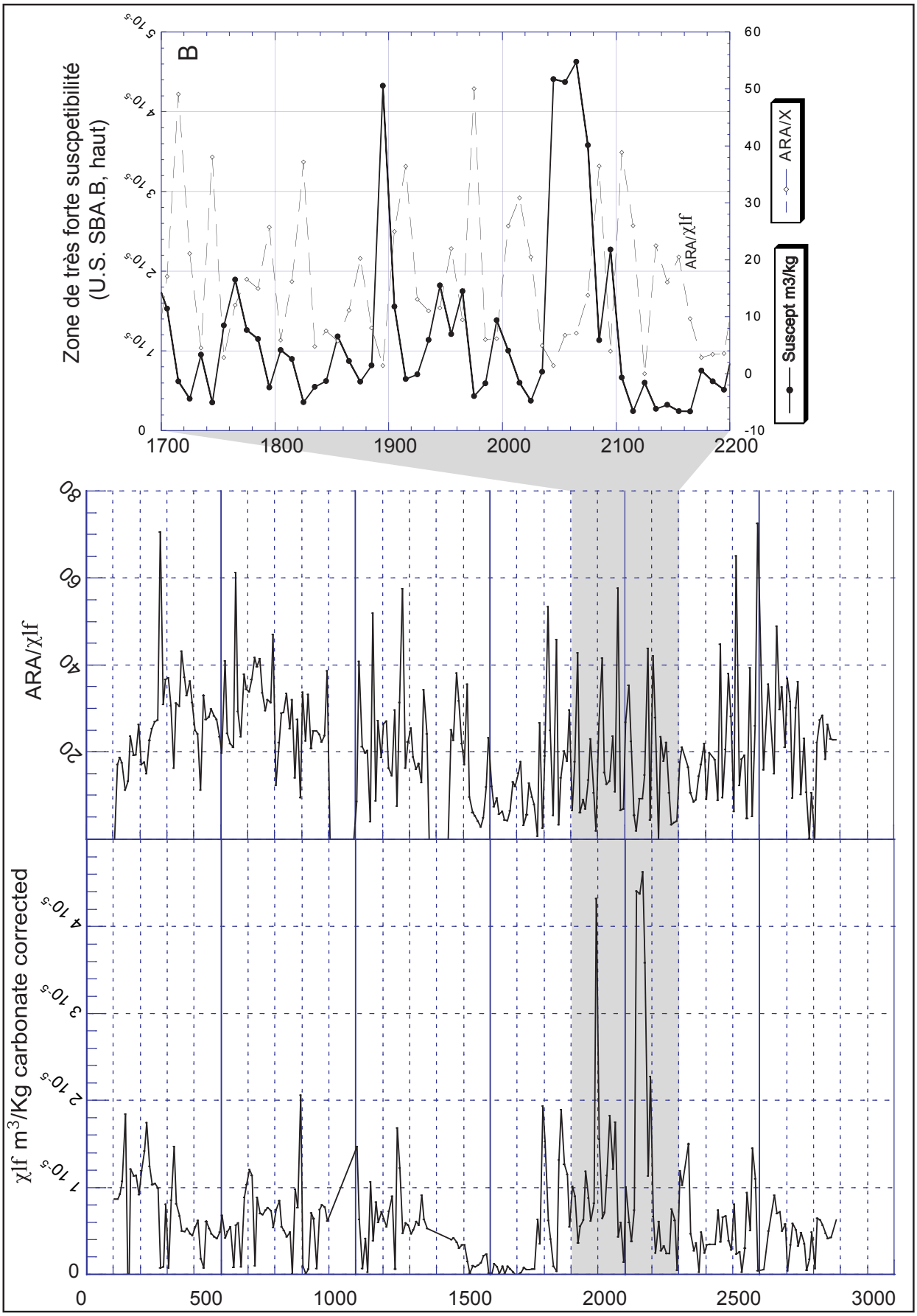


Figure 121 : Susceptibilité magnétique massique et indice de la taille des grains ARA/χ_{lf}

7.5.2.3 Informations délivrées par le carbone organique, le CaCo3 et le $\delta^{13}C$

Le carbone organique observe une corrélation avec les taux de sédimentation mesurés par les différentes datations (Figure 116) et de manière qualitative par la microfaune. Le rapport avec la fraction minérale est contrôlé par les dynamiques détritiques (Macaire *et al.* sous presse). Quand la matière organique n'est pas associée à un pédofaciès particulier, les plus fortes concentrations ne peuvent résulter que d'un rapport entre les fractions lithologiques et organiques, favorables à cette dernière (Macaire *et al.* sous presse). De ce point de vue, il est normal de retrouver les plus forts taux de carbone organique dans l'unité C. Les résultats sont largement imputables à la chute drastique des taux de sédimentation. En d'autres termes, l'importance de la matière organique de l'unité C résulte d'une augmentation de la production de carbone organique et/ou de la diminution des taux de sédimentation. Par conséquent, elle ne doit pas être interprétée directement comme étant le résultat d'une production exceptionnellement importante dans le bassin versant. Les mesures de $\delta^{13}C$ exposées plus bas permettront d'en identifier sa provenance.

En revanche, les faciès et la faune des carottes SBA montrent que les variations de second ordre de carbone organique (entre 0,4 et 0,2% environ) des autres unités sédimentaires, ne sont ni en rapport avec une production *in situ* de matière organique, ni causées par une variation des taux de sédimentation. Les différents pics pourraient être en relation avec les crues du Gialias et avoir donc un lien avec les conditions de production dans le bassin versant.

Les mesures effectuées sur les fractions sableuses et limoneuses du sédiment montrent une variation de carbonate de calcium en rapport avec la présence de mollusques. Les deux pics les plus importants relevés pour l'unité C et dans l'unité D-2 à 10,5m de profondeur résultent de la présence de fragments coquilliers dans les sables. Les variations de second ordre comme celles relevées pour les unités B, D et E ne sont pas directement lié à la présence de faune fossile. Elles peuvent être imputées à la composition de la fraction lithoclastique des sédiments.

L'observation des courbes de carbone organique et de carbonate de calcium montre une anticorrélation sensible, sauf pour l'unité C où de forts taux coexistent. Lorsque ces deux marqueurs observent un comportement opposé dans des valeurs de second ordre (unités B, D et E), elles s'expliquent par le fonctionnement hydrosédimentaire et l'état des sols du bassin versant. Mais pour l'unité C, de très faible taux de sédimentation, à la fraction bioclastique importante, les valeurs marquent la production *in situ*, et ne nous renseignent donc pas sur l'état et le transport au sein du bassin versant.

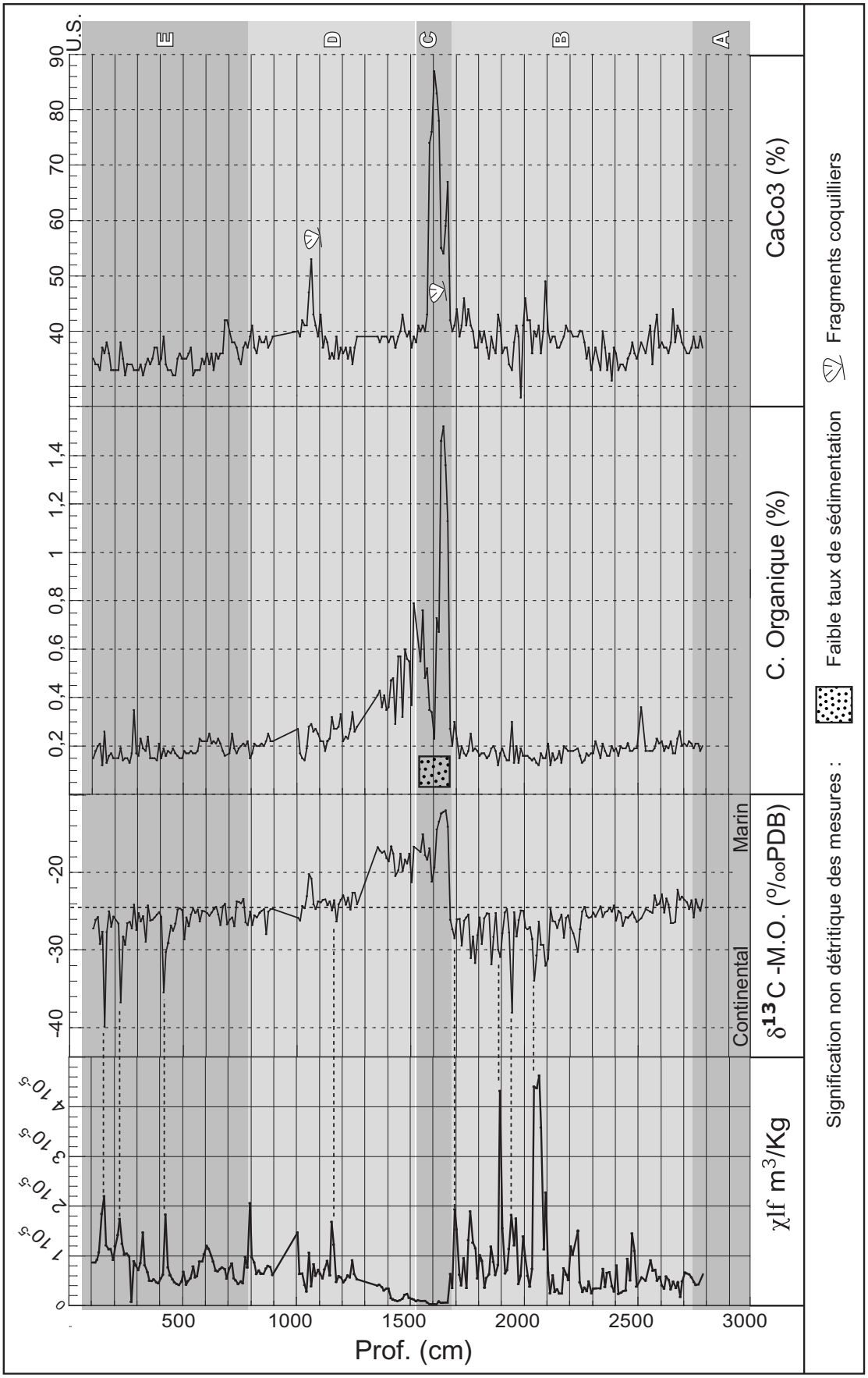


Figure 122 : Isotopes du carbone de la matière organique ($\delta^{13}C$ –MO), susceptibilité magnétique, carbone organique et carbonate de calcium, carotte SBA II et III

Les mesures des isotopes stables du carbone sur la fraction organique ($\delta^{13}C$ –MO) permettent de révéler son origine. Plus les valeurs sont négatives et plus la matière organique est marquée par une signature «continentale» (Goodfriend 1992) et inversement, des valeurs proches de zéro marquent une production marine (Heaton *et al.* 1995, Aitken 1990). Contrairement aux mesures de carbone organique, la courbe du $\delta^{13}C$ n'est pas influencée par la variation des taux de sédimentation, elle est donc un critère plus objectif d'évaluation de la production et du transport du carbone organique dans le bassin versant.

La courbe montre une augmentation irrégulière, mais sensible des apports continentaux dans l'unité D (Figure 122). L'unité C marque encore une rupture et le carbone organique est ici manifestement d'origine marine. Cette dernière observation concorde parfaitement avec toutes les observations formulées auparavant pour cette unité (marqueurs chimiques, taux de sédimentation, faune, développement de larges cordons). La sédimentation réduite permet le développement de faunes et d'une flore marine dont le rapport isotopique $\delta^{13}C$ est plus proche de zéro PDB. La sous unité D-1 est encore marquée par l'origine marine du carbone organique, la faune présente souligne aussi l'ouverture à la mer lors du dépôt de cette unité. De l'unité D-2 au sommet de l'unité E les valeurs sont sensiblement négatives (25‰ PDB), trois pics s'individualisent nettement vers 4, 2 et 1,5 m.

Si l'on compare les données de mesure du carbone organique avec le $\delta^{13}C$, deux comportements relatifs sont identifiés. Pour les très faibles valeurs de $\delta^{13}C$ (bas de l'unité B, sous unité D-2, unité E), les creux correspondent à des légers pics de carbone organique. Cela montre l'apport de matière organique par le Gialias lors des crues. Par contre, les plus forts pourcentages de matière organique (1,4% pour unité C) sont marqués par des isotopes du carbone préférentiellement d'origine marine ($\delta^{13}C$> -25‰ PDB environ). Ceci montre l'absence ou le faible apport de matière organique du Gialias, la production sous-marine *in situ* et les très faibles taux de sédimentation expliquent dès lors les fortes valeurs de matière organique, comme par exemple pour l'unité C.

La courbe des isotopes du carbone est remarquablement symétrique par rapport à celle des mesures de susceptibilité magnétique massique (Figure 123). Il faut remarquer qu'aucun lien physico-chimique direct ne permet d'expliquer cette anticorrélation, ce qui confirme une explication de ce phénomène par les dynamiques détritiques opérantes dans le bassin versant. Ces données montrent que les variations des apports de matière organique d'origine continentale sont synchrones d'apports sédimentaires provenant de la tête du bassin versant et donc de la capacité de transport des cours d'eau. Si l'on considère les données du secteur médian du bassin versant, il est dès lors possible que les pics de susceptibilité correspondent à des phases climatiques humides, favorisant la production de matière organique (pédogenèse?) et son transport dans le bassin versant.

Il faut noter l'apport analytique considérable de ce type de mesures et de leurs comparaisons. L'interprétation convenable du fonctionnement morphogénique du bassin versant est totalement différente de ce que laisserait penser l'observation du carbone organique seul. Comme l'ont déjà souligné certains auteurs (Macaire *et al.* sous presse), l'interprétation de fort taux de matière organique comme des périodes défavorables à l'érosion et à la sédimentation détritique n'est pas viable. Peut-être en raison du contexte semi-aride de cette étude, la production de matière organique dans le bassin s'accompagne d'une forte capacité de transport et donc d'une sédimentation relativement plus rapide. L'augmentation de la capacité de transport et de la production de matière organique continentale indique clairement l'influence de phases ou d'épisodes relativement plus humides pour ces événements. Au sein du remplissage sédimentaire de la ria, les quantités de matière organique continentale sont inférieures à la production *in situ* qui vient donc s'additionner au signal.

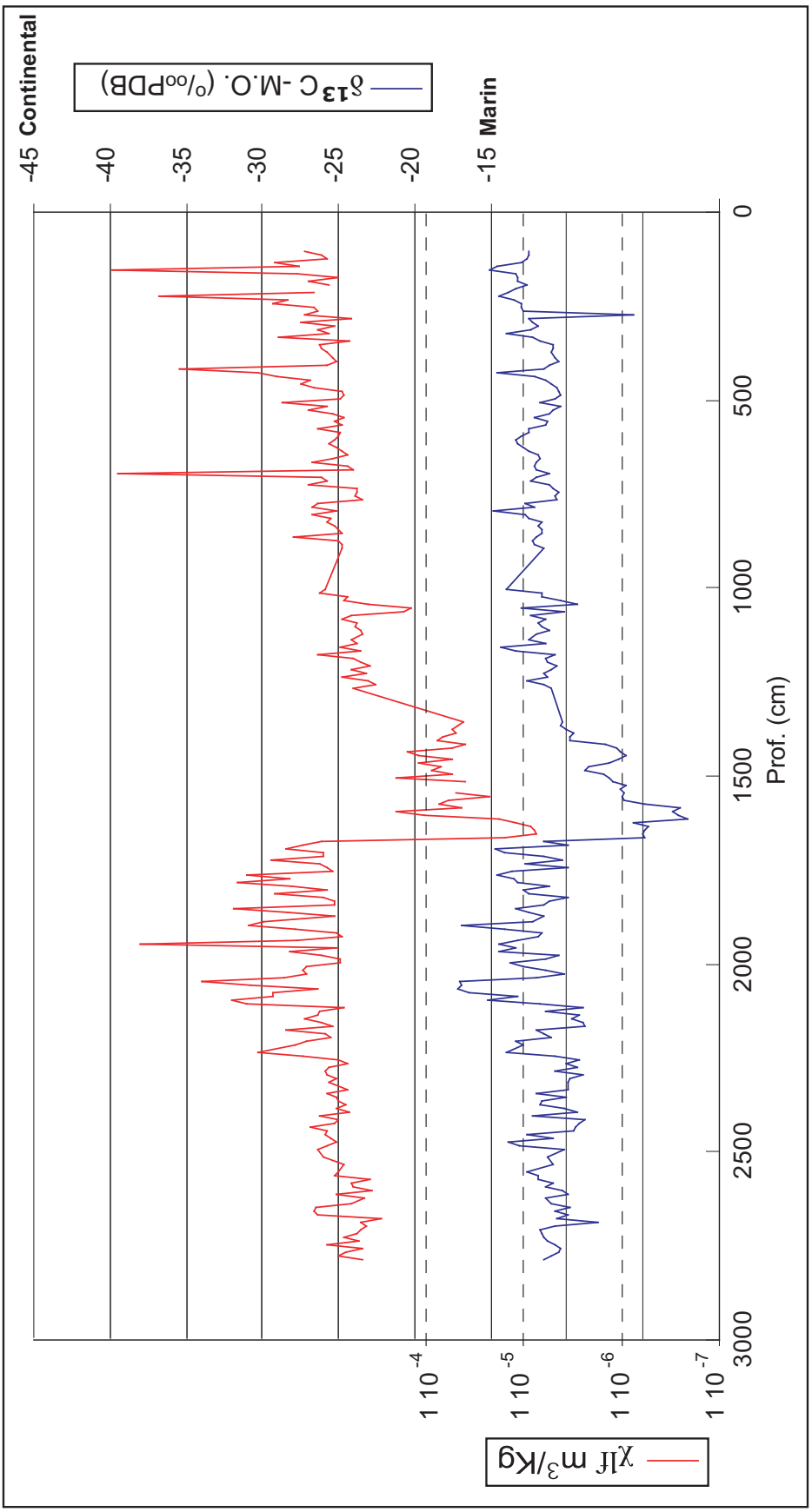


Figure 123 : Isotopes du Carbone et susceptibilité magnétique

7.5.2.4 Conclusion partielle

Les carottages SBA ont mis en évidence la présence et l'extension de la ria Holocène du Gialias. L'analyse des milieux de sédimentation révèle une progradation nuancée des alluvions depuis 7000 ans, confirmant l'existence de ports antiques marins et/ou lagunaires maintenant à plus de 14km du rivage actuel. Cette dynamique est une évolution géomorphologique déjà décrite à la base de nombreux fleuves (Stanley et Warne, 1994). Elle est comparable au Lac salé de Larnaka, à chypre (Gifford 1978, 1980, Devillers travaux en cours), à certaines vallées de Grèce (Besonen 1997), d'Israël (Morhange *et al.* 2005, Galili *et al.* 2005) et aussi aux grands colmatages enregistrés au débouché des fleuves d'Asie mineur (Kraft *et al.* 1975, 1980 ; Bruckner 1997, Kayan 1996, 1997, 1999).

Les différentes mesures permettent d'identifier clairement la variation des apports continentaux. Comme la plupart des appareils holocène progradants, la constitution de la ria est favorisée par le ralentissement de montée du niveau de la mer depuis 7000-6000 ans (Stanley et Warne, 1994), mais aussi par un contexte de forte activité détritique, particulièrement aux alentours de 7500 et 3000 B.P. cal..

Les vitesses de déplacement des rivages semblent beaucoup plus modestes qu'en Ionie, par exemple. Le delta du fleuve Büyük Menderes, à l'amont de Milet, a connu une progradation de plus de 60 km depuis environ 7000 ans (Schröder et Bay, 1996). Ce contraste reflète sans doute la différence d'extension spatiale des rias, les vallées anté-holocènes étroites et encaissées d'Ionie s'opposant à la vaste plaine de Messarée.

La nature des informations d'ordre détritique obtenues par la minéralogie magnétique, le $\delta^{13}C$ et par le calcul des taux de sédimentation volumique, autorise une comparaison avec les enregistrements sédimentaires de la zone médiane. Ainsi, le fonctionnement hydrosédimentaire du Gialias durant l'Holocène et la représentativité des évènements détritiques reconnus sur le secteur médian peuvent être précisés.

LA MORPHOGÉNÈSE HOLOCÈNE DU GIALIAS : SYNTHÈSE ET PERSPECTIVES

8. LE CONTINUUM AMONT-AVAL DANS LE BASSIN VERSANT SEMI-ARIDE DU GIALIAS : DYNAMIQUES ET MORPHOGENÈSE

Les différentes étapes de la morphogenèse enregistrées sur deux secteurs différents d'un même bassin versant relèvent de modalités différentes : occurrence et nature des crues menant à l'aggradation et à l'incision à l'amont, sédimentation marine, lagunaire et progradation fluviale à l'aval.

La comparaison de la morphogenèse dans un continuum amont-aval soulève la question du synchronisme d'événements de natures différentes et donc aussi de marqueurs du détritisme objectifs vis-à-vis des milieux de sédimentation. La recherche de synchronisme morphologique et sédimentaire, mais également les mesures de $\delta^{13}C$ et des propriétés magnétiques des roches, permettent le rapprochement des différents enregistrements sédimentaires, ainsi que la précision du fonctionnement hydrosédimentaire d'amont en aval.

La confrontation aux données paléoclimatiques régionales et globales permet enfin de réfléchir sur les influences respectives du climat et des sociétés sur la morphogenèse.

8.1 Morphogenèse et transferts sédimentaires comparés entre l'amont et l'aval. Vers un synchronisme morphogénétique relatif ?

8.1.1 Comparaison de la morphogenèse des secteurs médian et aval du Gialias

8.1.1.1 Grandes étapes de la morphogenèse dans la longue durée

Les grandes étapes de la morphogenèse sur les secteurs médian et aval du Gialias ne sont pas directement comparables, principalement en raison de la diversité des milieux de sédimentation (fluviatiles, littoraux et marins). Les liens régissant d'éventuelles co-évolutions devront donc être explicités par des arguments sédimentologiques, puis systémiques.

Les grandes alternances des dynamiques détritiques sont matérialisées par la formation des terrasses alluviales pour le secteur de Potamia - Agios Sozomenos (Figure 125) et principalement par les variations des taux de sédimentation pour la plaine littorale. L'aggradation rapide des nappes alluviales A et B à l'amont correspond aux forts taux de sédimentation des vases marines dans les unités SBAI.B et D à l'aval. Les incisions δ1 et δ2 correspondent également à des chutes drastiques des taux de sédimentation. L'analogie est plus solide pour δ1 qui correspond à une unité sédimentaire sablo-coquillière bien datée dans SBAI. Cette dernière est le témoin de la formation et de la mobilité très réduite d'un cordon littoral. En revanche, la relation de la discordance δ2 avec de faibles taux de sédimentation dans SBA peut correspondre au passage d'un milieu marin et lagunaire

de sédimentation aggradante au milieu principalement progradant des alluvions de l'unité E.

Le sol enfoui à la base de l'unité E de la carotte SBA est encadré, de façon lâche, par deux dates à 3200 et 2100 B.P. cal. Malgré l'importante incertitude chronologique, ces datations tendent à le rapprocher du groupe de paléosols numéro 6 du secteur médian (Figure 125) ou au moins à une période propice à la pédogenèse (3000-2000 B.P. cal.), au sein de la nappe alluviale B.

Ces informations vont dans le sens d'une synchronisation entre les périodes d'aggradation de la plaine alluviale et celles de la ria du Gialias. Ce qui veut dire que les dépôts à l'amont correspondent également à une plus grande capacité de transport et à un détritisme plus important. Les périodes de faible capacité de transport et de déficit sédimentaire marquent l'incision à l'amont et une très faible sédimentation à l'aval.

Pour les critères exposés ici, la recherche de correspondances morphosédimentaires entre l'amont et l'aval du Gialias doit être soumise à différentes critiques et interrogations.

La première est que les bornes chronologiques des faits relatés ne sont pas strictement identiques. La résolution chronologique et l'occurrence des observations sont beaucoup plus importantes pour les coupes du secteur de Potamia. Dès lors il est normal que la coïncidence reflète des biais de datation. La base de l'unité SBA.B fait exception car elle repose directement sur la couche transgressive A. Les dépôts antérieurs ont pu être érodés ou ne jamais se déposer avant l'ennoiement du secteur (versant à nu de la vallée anté-holocène ?). Il semble donc tout à fait logique que l'initiation de la sédimentation ne soit pas synchrone entre les deux secteurs d'enregistrement, sans que cela puisse être le résultat d'une dynamique détritique particulière.

La seconde restriction concerne la mobilité spatiale de la sédimentation, c'est-à-dire la divagation de l'embouchure du Gialias pour les sédiments marins concernés ici. Elle est la cause des variations des taux de sédimentation mesurés au sein des carottes SBA. Ces variations seraient dès lors indépendantes de la quantité de sédiments déposés. Cette possibilité est peu probable au sein des unités sédimentaires où les milieux de sédimentation sont invariants. La question se pose toutefois de façon plus aiguë pour les variations entre les différentes unités sédimentaires. Un premier élément de réponse est apporté par l'épaisseur et la vitesse de mise en place des dépôts considérés. Les vases marines, et principalement les dépôts de l'unité B, se déposent sur un temps extrêmement court, de l'ordre d'un ou plusieurs siècles, pour une épaisseur très importante (11m). La comparaison de la datation des fonds marins de la ria avec les courbes de la remontée du niveau de la mer en Méditerranée (Figure 106) montre que l'espace d'accommodation est assez important, durant cette période, pour permettre une telle accumulation. Enfin, les lamines de l'unité B plaident également en faveur du contrôle détritique des taux de sédimentation pour les unités B et D.

Au contraire, 1m de sables coquilliers de l'unité C se constitue durant 3100 années au moins. Plusieurs éléments plaident en faveur d'une réduction drastique des apports sédimentaires au sein de la ria durant cette époque. Le cordon s'aggrade plus lentement que la vitesse de remontée du niveau marin (Figure 106). Les faibles taux de sédimentation à cette époque ne peuvent donc pas être imputés à une diminution de l'espace d'accommodation. D'autre part, les unités SBA.A à D-1, de milieux immergés, résultent de la dispersion des sédiments en mer sur de larges surfaces. Or les carottages SBA se situent dans un secteur resserré de la ria (Figure 124). Nous pouvons formuler l'hypothèse que, même dans le cas d'un déplacement de l'embouchure de la rivière vers le nord (au plus éloigné des carottages), le transport en mer des sédiments du Gialias ne peut faire autrement qu'atteindre les sites SBA, car la passe à la hauteur du site d'Enkomi, forme un passage obligé des sédiments. Les derniers éléments sont l'importance de la fraction bioclastique de l'unité SBA.C et la faible part, voire l'absence, d'éléments lithoclastique en provenance de l'amont du bassin versant. Ces éléments plaident en définitive pour une baisse nette des apports sédimentaires durant cette période. Des carottages supplémentaires sont nécessaires afin de valider entièrement cette hypothèse de travail et de mesurer également plus finement la paléogéographie de la ria. Cette possibilité ne nous fut pas permise en raison de la configuration géopolitique de cette région, mais l'évolution politique récente laisse espérer un travail scientifique qui outrepasse l'enceinte de la base militaire britannique.

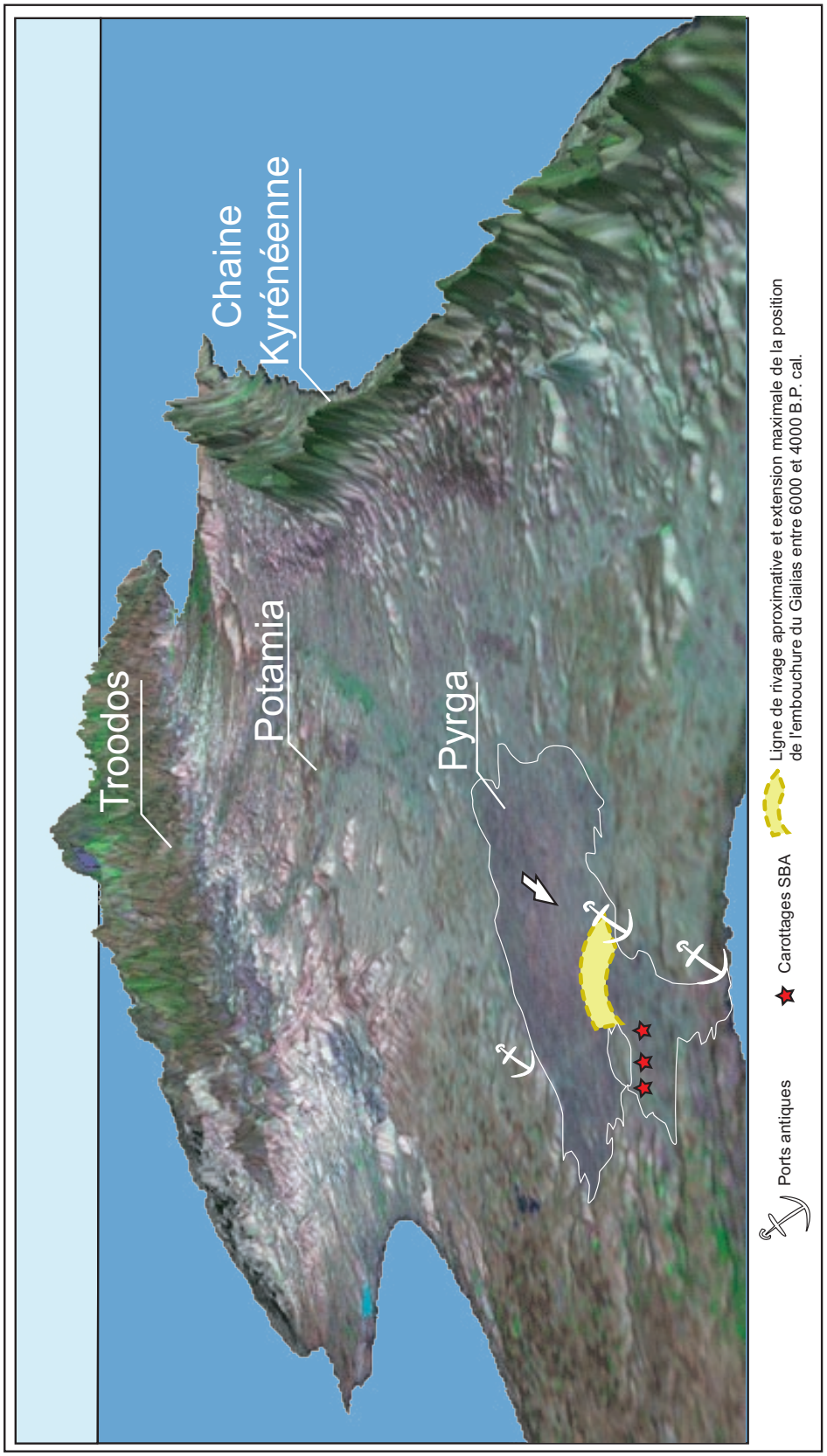


Figure 124 : Position des carottages SBA et ligne de rivage entre 6000 et 4000 ans B.P. cal.

Au final, un certain parallélisme des activités détritiques semble validé pour les événements holocènes morphogènes considérés sur le temps long. Ceci est particulièrement patent pour les

dépôts à caractère aggradant entre 8000 et 3000 B.P. cal. environ. Après cette date, les alluvions de l'unité SBA.E témoignent de l'aggradation de la plaine littorale, mais les vitesses de sédimentation sont difficilement comparables aux milieux précédents, car une grande partie des sédiments se dépose alors sur le front littoral de progradation dans la ria.

Une comparaison de plus grande résolution chronologique, par les différents marqueurs du transport sédimentaire exposés au long de ce travail, permet d'apporter des arguments supplémentaires fiables sur le synchronisme du détritisme au sein du bassin versant. Ils permettent également de mesurer les variations de l'origine des apports et la capacité de transport fluvial.

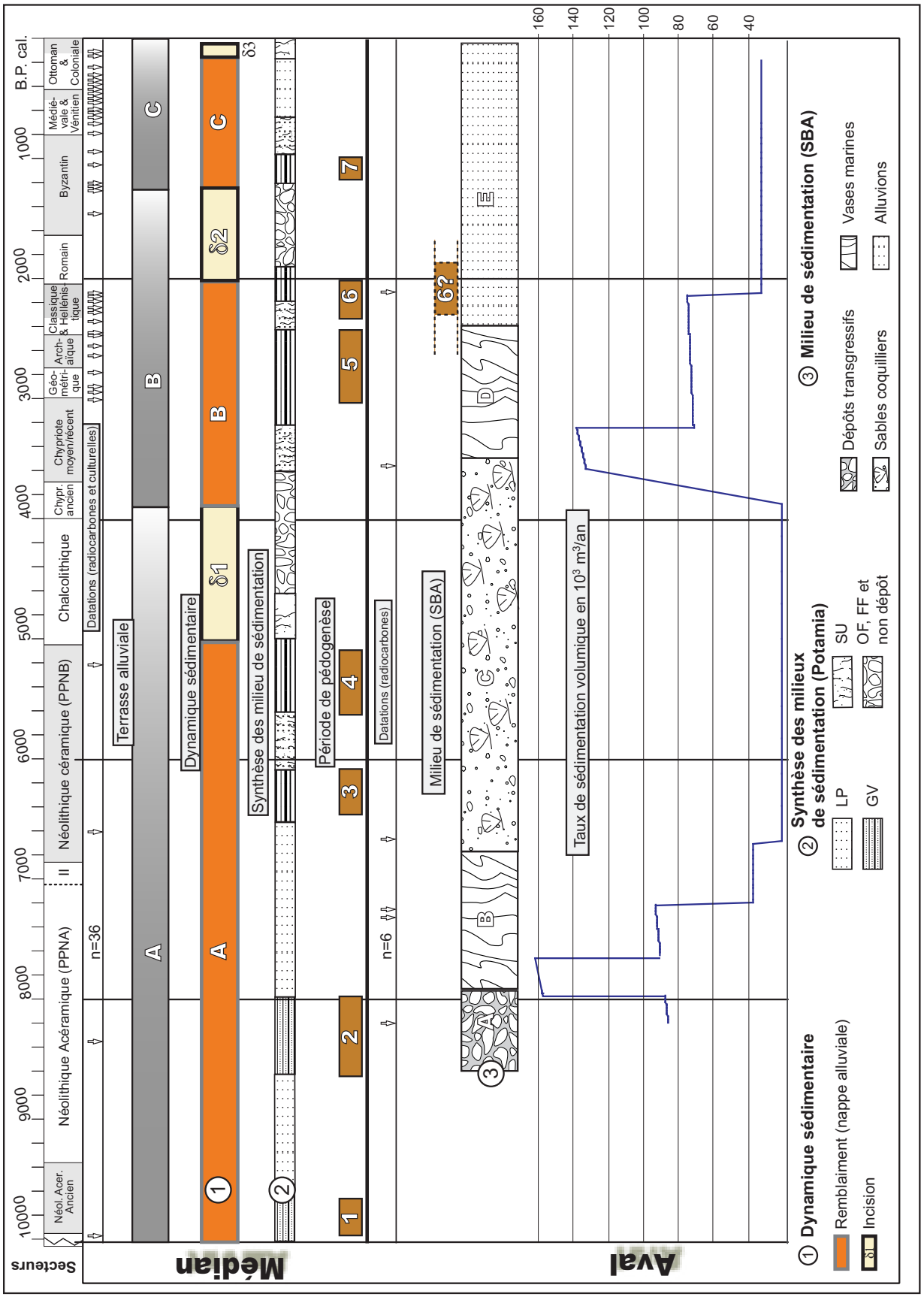


Figure 125 : Faits morphologiques majeurs pour les secteurs médian et aval du bassin versant

8.1.1.2 Comparaison des marqueurs sédimentologiques : haute résolution chronologique

Comme nous l'avons démontré tout au long de ce travail, la susceptibilité magnétique massique met en évidence la part relative de la fraction lithoclastique en provenance de la tête du bassin versant. L'étude des dépôts marins dans les carottes SBA permet de mesurer la part de ces sédiments durant les périodes d'incision. Les mesures χ_{lf} en m^3/Kg sont quasiment nulles pour deux périodes, entre 6500 et 3800 et autour de 1800 B.P. cal., ce qui indique une absence des apports du massif du Troodos. Ces périodes coïncident avec les phases d'incision fluviale δ1 et δ2 (Figure 126). L'explication des dynamiques d'incision par des phases d'aridité entraînant une incapacité au transport de la charge solide du Gialias semble donc confirmée par ces dernières mesures.

Les mesures de susceptibilité comparées entre l'amont et l'aval montrent également des variations synchrones (Figure 126). La période entre 7000 et 8000 B.P. cal. est marquée, à l'amont comme à l'aval, par de fortes valeurs moyennes : un maximum s'individualise vers 7600-7800 B.P. cal. Après la longue période d'incision δ1, les deux pics à 3400 et 2800 B.P. cal. environ sont mesurés sur le bassin versant. Après cette période, les mesures entre l'amont et l'aval semblent décalées d'environ 200 ans. Ceci est certainement dû au faible corpus de datation des niveaux sommitaux de la carotte SBAI et à la grande marge d'incertitude de ces derniers. De ce point de vue, le signal enregistré dans les nappes alluviales du secteur médian est chronologiquement beaucoup plus fiable. Le temps de décalage du transport ne peut être invoqué ici car les sédiments rencontrés sont majoritairement silteux. Leur transport en suspension s'effectue en grande partie à l'échelle chronologique de l'évènement hydrologique.

Rappelons aussi que la très bonne corrélation des mesures de χ_{lf} et de δC^{13} exposée plus haut est aussi un argument très important pour affirmer que le transport fluvial (continental) est à l'origine des pics de susceptibilité.

La comparaison amont-aval de différents marqueurs sédimentaires, sur un plan chronologique, permet la validation des événements perçus dans le secteur amont comme significatifs du bassin versant, ainsi qu'une meilleure compréhension des mécanismes sédimentaires dans l'hydrosystème.

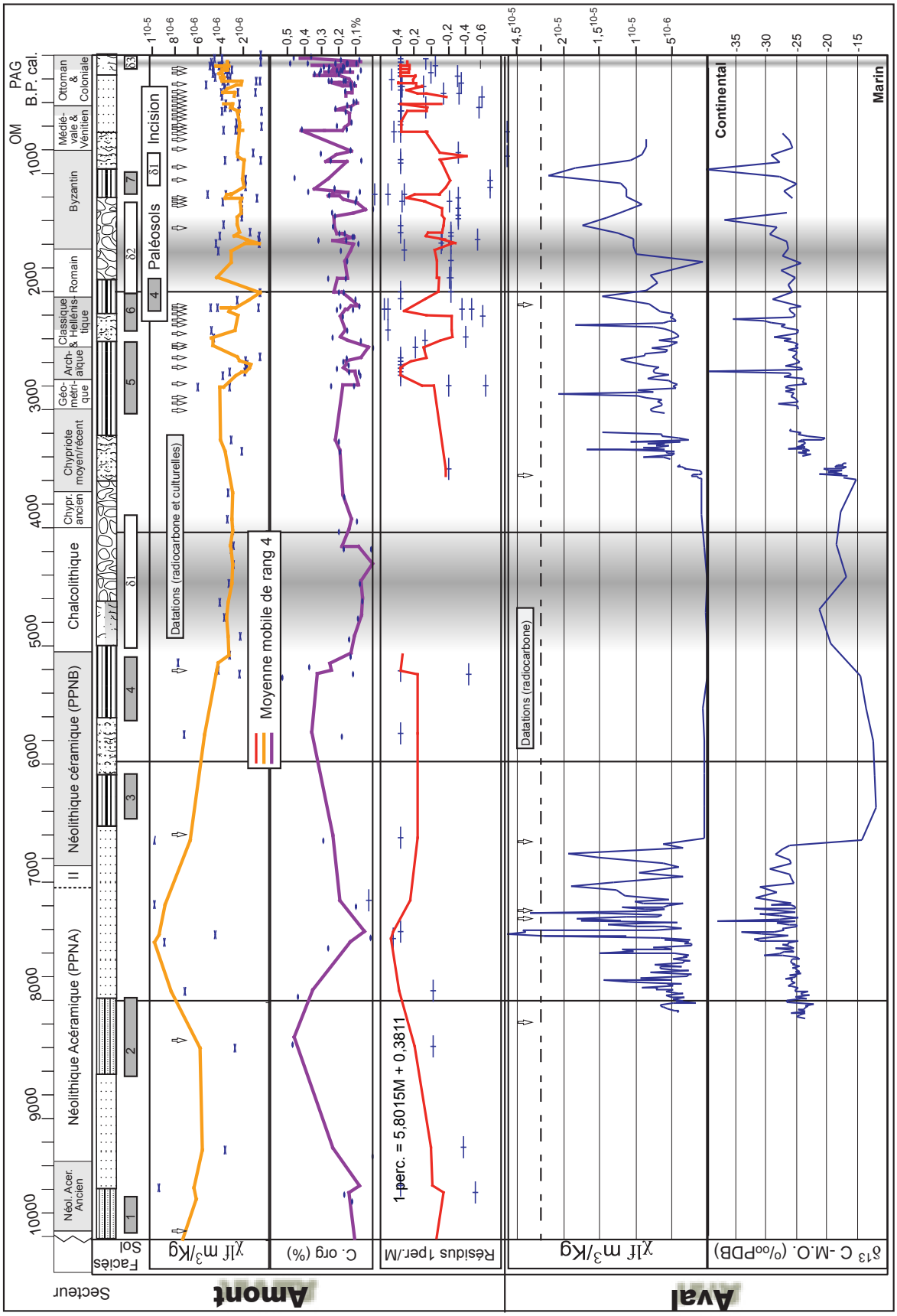


Figure 126 : Comparaison amont-aval de quelques marqueurs sédimentaires du Gialias

8.1.1.3 Concentration des minéraux magnétiques sur le gradient fluvial

Les mesures magnétiques sur des phases de dépôts synchrones montrent une concentration des minéraux magnétiques, et donc des minéraux lourds d'amont en aval du bassin versant, à l'image des *placers* des littoraux sableux. Ceci est particulièrement net pour les pics vers 7600 et 2800 B.P. cal. Comme le montrent les recherches menées en Camargue (Vella, travaux en cours), les placers sur le delta du Rhône (qui contiennent de la magnétite) se distribuent principalement aux points d'inflexion entre les zones d'accrétion et d'érosion, les dépôts plus légers allant plus loin. Ce mécanisme de tri des minéraux lourds par la dynamique long shore a également été mise en évidence sur de nombreux littoraux (Peterson *et al.* 1986).

À l'échelle des bassins versants, ce type de dynamique est encore rarement mis en évidence, la très grande majorité des mesures magnétiques n'étant effectuée qu'à un seul point du bassin versant. Chandrajith *et al.* (2001) remarque par exemple ce phénomène au Sri Lanka (concentration de magnétite), mais l'explique à défaut par des gisements géologiques encore inconnus.

La comparaison entre l'amont et l'aval des pics de susceptibilité magnétique les mieux datés montre que le rapport de concentration de la phase magnétique est d'environ 400% (Figure 126).

8.1.2 Les différents types de fonctionnements hydrosédimentaires du bassin versant durant l'Holocène

Les différentes données sédimentologiques et leur comparaison dans les divers secteurs du bassin versant permettent de mettre en évidence trois différentes modalités de la morphogenèse, sous le contrôle de l'efficacité de l'érosion dans le bassin versant, de la charge sédimentaire dans le chenal et du transport solide lors des événements d'inondation.

Lors des périodes humides les taux de sédimentation à l'amont et à l'aval sont importants, la capacité de transport des cours d'eau est également maximale, ce qui aboutit à l'augmentation relative du transport longitudinal (Figure 127a). Les crues plus importantes et de durée plus longue sont identifiables par une plus forte occurrence des faciès à granoclassement vertical (GV) et à litage parallèle sur la plaine d'inondation (LP). L'observation des faciès de lit mineur semble montrer que les écoulements sont pérennes ou faiblement intermittents.

Lors de périodes plus sèches (Figure 127b), les apports latéraux sont relativement plus importants ; ils se manifestent à la fois par une diminution des valeurs de susceptibilité magnétique et par une augmentation du carbonate de calcium sans lien avec une quelconque évolution pédologique. L'aggradation de la plaine alluviale est moins rapide en moyenne et se concentre sur des séquences élémentaires de faciès SU (suspension uniforme) relativement moins nombreuses mais de plus forte épaisseur. En moyenne les taux de sédimentation sont relativement plus faibles. Àl'aval,

les apports sédimentaires ainsi que la fraction lithoclastique originaire du massif du Troodos sont moins importants.

Enfin, les périodes de très forte aridité se manifestent par l'incision fluviale (Figure 127c). Les dépôts retrouvés sont principalement des dépôts de lit mineur. Les capacités de débordement et de transport du cours d'eau sont extrêmement réduites. L'extension latérale du chenal, reconnue à Ekaton Skales durant ces périodes, se réduit très sensiblement ; il a en revanche tendance à s'inciser rapidement. Comme le montre l'observation des lits mineurs fossiles et actuels, les écoulements sont marqués ici par une intermittence plus importante. À l'aval, un cordon littoral relativement peu mobiles est identifié, les apports sédimentaires dans la ria sont très réduits. L'apport réduit de sédiment durant cette période peut également s'expliquer par l'étude des versants, où les pluies violentes génèrent une érosion des pentes et une accumulation dans les thalwegs, tandis que les pluies très violentes et courtes favorisent l'accumulation au bas des pentes (Devillers et Provansal 2002).

Les variations des dynamiques détritiques sont synchrones entre l'amont et l'aval, pour la résolution chronologique de ce travail. Selon toutes les informations collectées, elles ne peuvent aucunement être imputées à des variations des zones d'accumulation.

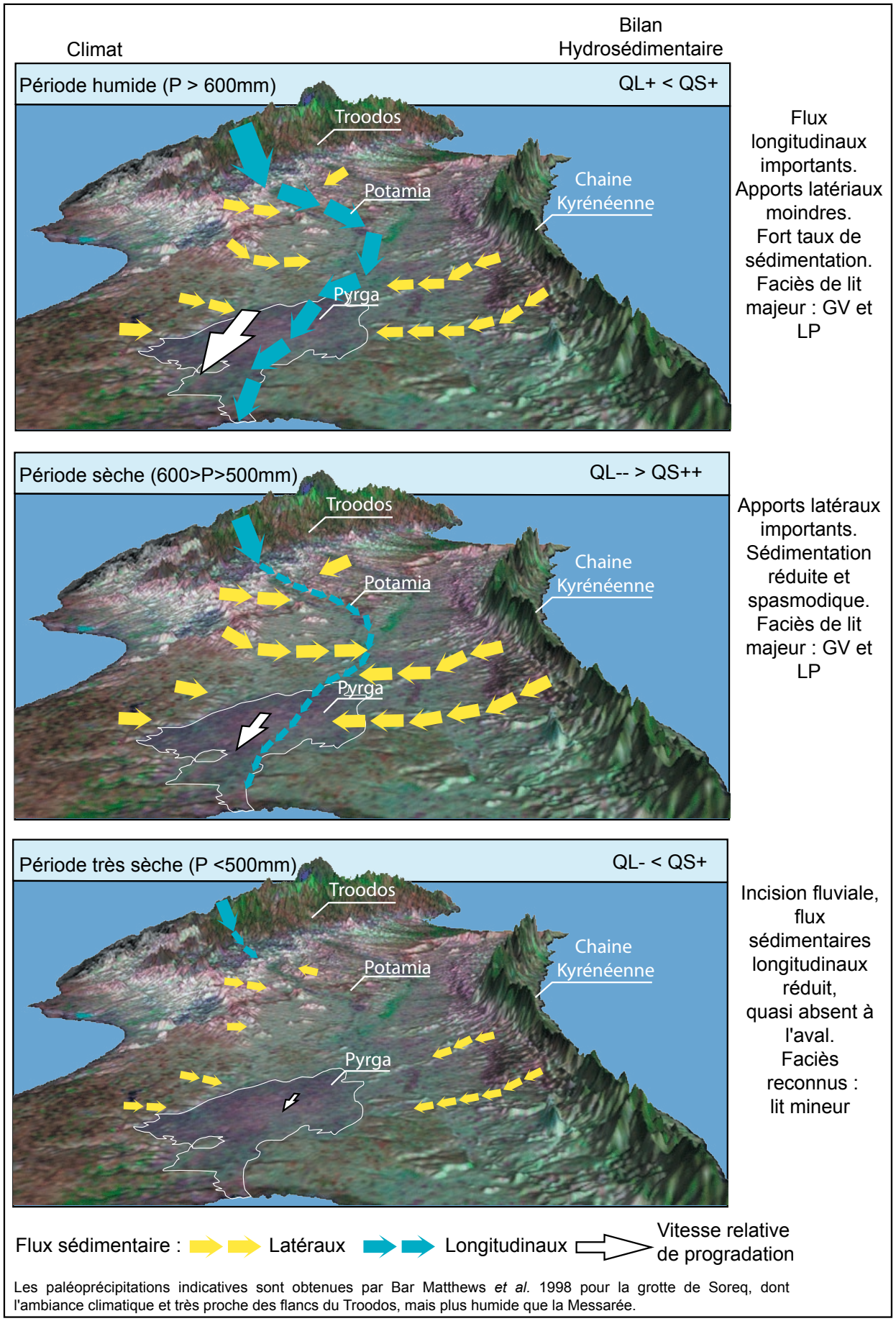


Figure 127 : Modalité de la morphogenèse holocène du bassin versant du Gialias

8.2 Rythmes et facteurs de la mise en place des paysages fluviaux chypriotes

8.2.1 Comparaison avec les enregistrements paléoclimatiques régionaux et globaux

Les courbes ci-dessous (Figure 128) permettent de comparer certains marqueurs sédimentologiques du Gialias avec certaines données paléoclimatiques locales et mondiales. La variation du δC^{14} atmosphérique (Stuiver *et al.* 1993) est en relation avec les variations des eaux océaniques (melt water pulse) et de la circulation des masses d'air (Bond *et al.* 2001). Cette courbe a en particulier été utilisée pour identifier des variations climatiques de haute fréquence observées à l'échelle de l'ensemble du monde. Ces dernières peuvent par exemple être repérées, pour l'Europe, par les reconstructions climatiques à partir des pollens et des niveaux lacustres (Barber *et al.* 2004). Nos données peuvent donc être comparées avec des reconstructions climatiques régionales obtenues sur niveaux lacustres et pollens, pour l'Europe, la Méditerranée et l'Afrique au nord de l'équateur (Magny, 2004, Harrison et Digerfeldt, 1993, Gasse et Van Campo 1994, Gasse 2000 et 2005). À l'échelle de la Méditerranée orientale, les paléo-précipitations sont reconstituées par l'étude de la composition isotopique des spéléothèmes de la grotte israélienne de Soreq et, par leur calibration, aux paléo-précipitations, grâce à une comparaison avec un référentiel des précipitations actuelles connues (Bar Matthews 1998). Il est à noter que l'ambiance climatique actuelle du lieu de cette étude est très proche des conditions de précipitations à Chypre (Norrant 2000). Enfin, Chypre se situe au cœur du bassin oriental de la Méditerranée, lequel a connu une phase de sédimentation à sapropèles, dont plusieurs auteurs proposent une interprétation paléoclimatique (Kallel *et al.* 1997, Ariztegui *et al.*2000).

Le bassin versant du Gialias connaît, à l'Holocène ancien (10000-5000 cal. BP), une phase d'accumulation régulière, caractérisée par le dépôt de la nappe alluviale A et par des apports détritiques importants à la mer. Nous avons interprété cette phase comme correspondant à des conditions moins arides que l'actuel, en particulier pour la phase 10000-6600 B.P. cal. (paléosols 1 et 2 hydromorphes, faciès sédimentaires dominés par des dépôts de crue tempérés, transit sédimentaire efficace vers l'aval). La phase 6600-5000 présente des caractères plus ambigus, avec des sols moins hydromorphes et davantage de dépôts de crues éclair. Il n'y a plus d'indices de dépôts importants à l'aval.

Cette phase, ainsi interprétée, correspond bien aux données climatiques régionales et supra-régionales (Figure 128). Elle est ainsi contemporaine de dépôts des sapropèles S1a (9500 à 8200 cal. BP) et S1b (7800-6000 cal. BP) (Thomson *et al.* 1999, De Lange *et al.* 1999). Cette phase a été interprétée par les paléoclimatologues océaniques comme une phase d'importants apports d'eau douce dans le bassin méditerranéen, générant une stratification des eaux (Kallel *et al.* 1997, Ariztegui *et al*. 2000). Nos données viennent conforter cette interprétation puisqu'elles montrent

des apports sédimentaires fluviatiles importants au niveau du littoral. Le contexte climatique est également plus humide que l'actuel d'après les niveaux de lacs africains et méditerranéens (Harrison et Digerfeldt 1993, Gasse et Van Campo 1994, Gasse 2000 et 2005). Les lacs africains comme les lacs méditerranéens présentent en majorité des hauts niveaux entre 10000 et 6500 cal. BP. Entre 6500 et 5000, la situation est plus variable, avec une aridification déjà notable en Afrique. La morphogenèse chypriote est donc caractéristique d'un espace de transition entre la Méditerranée et les espaces directement soumis à la mousson africaine, avec une aridification dont les premiers indices sont décelés dès 6500 mais qui s'exprime davantage après 5000.

La relation avec la courbe des paléo-précipitations en Israël (Bar-Matthews, 1998) est moins évidente. Cela s'explique en partie par un problème de résolution chronologique différente et par l'absence de données pour le début du dépôt de la nappe A. Nous pouvons cependant remarquer que le sommet de la nappe A, caractérisé par les prémices de l'aridification, est contemporain d'une phase de précipitations très irrégulières en Israël.

Il est difficile d'identifier à Chypre des événements climatiques de plus haute fréquence pour cette période. On peut cependant remarquer que l'événement mondial de 8200, caractérisé régionalement par un arrêt de la formation des sapropèles, est contemporain du sol hydromophe n°2, et que le *Meltwater pulse* daté entre 7800 et 7200 cal. BP, caractérisé en Europe, en Méditerranée et en Afrique par un climat humide, correspond également à Chypre à la phase où les flux longitudinaux sont les plus efficaces et les crues, nombreuses et régulières, sont les plus « tempérées ».

Le synchronisme entre pédogenèse et période humide peut aussi paraître contradictoire avec les forts taux de sédimentation moyens relevés lors des périodes d'occurrence des faciès indicateurs d'une forte abondance hydrologique (GV et LP). Cette dernière remarque pourrait mettre en évidence une variation des taux de sédimentation au sein de périodes humides, trop rapides pour être mesurée par le corpus de date disponible. Il est remarquable que presque toutes les périodes humides correspondent à la formation d'un sol (Figure 128). Les périodes située entre 8000 et 7000 f et entre 400 et 100 font toutefois exception (Figure 128). Elle est reconnue pour être une phase humide majeure durant l'Holocène à l'échelle régionale (Bar-Matthews *et al.* 1997, Sanlaville 1996, 1998, Starkel 1999, Rossignol-Strick 1999, Kallel *et al.* 2001, Gasse 2000, 2005, Mayeski *et al.* 2004), mais elle ne correspond pas à une forte activité pédologique pour notre bassin versant. On peut supposer que les conditions climatiques favorisant la pédogenèse dans la plaine alluviale du Gialias tendent vers l'humide, mais de trop fortes précipitations entraînent également un déséquilibre du rapport pédogenèse/sédimentation (Neboit-Guilhot 1999) en faveur de cette dernière.

Les périodes d'incisions δ1, δ2 et δ3 sont synchrones de périodes sèches, bien caractérisées dans les enregistrements paléoclimatiques proposés (Figure 128). La marge d'incertitude de la chronologie proposée est importante. Cependant, même si l'on considère les datations fiables avant et après les

incisions (Figure 128), celles-ci sont toujours bien délimitées au sein de périodes arides.

En particulier, l'incision δ1 est synchrone de l'assèchement des lacs africains (Gasse et Van Campo 1994) et de l'aridification majeure du sud et de l'est du bassin méditerranéen. Seules les paléo-précipitations israéliennes ne concordent pas, sans qu'il nous soit possible de trouver une explication. Il est possible qu'à l'échelle des variations pluricentenales, des différences micro-régionales existent entre les différentes zones de l'est de la Méditerranée. Les études paléoclimatiques confirment finalement les interprétations sédimentologiques et morphologiques exposées auparavant. L'aridité semble donc bien être le moteur de l'incision pour le bassin versant du Gialias. À ce titre, le modèle biostasie/rhexistasie couramment utilisé pour expliquer les incisions des rivières durant les époques stadiaires et interstadiaires (Macklin *et al.* 2002, Starkel 2003, Candy *et al.* 2004) ne peut s'appliquer aux incisions plus courtes intervenant durant l'Holocène. Ce rapport de causalité ne peut donc s'appliquer directement à la période étudiée, tout particulièrement pour les milieux arides et semi-arides.

Le modèle de Vita-Finzi (1969), largement repris dans la littérature (Bintliff 2002), attribue l'incision à un transport efficace vers l'aval. Pour son modèle, elle serait synchrone de la construction des deltas. Nous avons montré qu'entre 6000 et 4000 B.P. cal. environ l'incision fluviale correspond à de très faibles sédimentations dans la plaine basale du Gialias, ce qui remet fortement ce modèle en cause pour la période concernée.

Après l'incision δ1, les phases d'accumulation observées à Chypre sont plus courtes et plus complexes à interpréter. Globalement, les dépôts s'effectuent dans un contexte plus aride, avec des sols généralement moins hydromorphes, des apports latéraux plus importants et des dépôts de crues de faciès semi-aride plus fréquents.

Cependant, les phases de transit amont-aval efficace, marquées par la susceptibilité magnétique et les faciès sédimentaires de crues « tempérées », n'évoluent plus toujours parallèlement. De même, il est parfois difficile de relier pédogenèse et contexte climatique. Ainsi, la relation phase humide = pédogenèse n'est pas observée entre 400 et 100, où les indices concordants marquent une phase détritique humide et caractérisent bien le Petit Âge glaciaire, mais sans qu'un quelconque sol soit observé. Comme le maximum de l'humidité durant l'Holocène ancien, les fortes vitesses de sédimentation (Figure 91) semblent expliquer ce phénomène.

Le paléosol numéro 7 (environ 1250 B.P. cal.), dont la description micromorphologique a révélé des dynamiques de calcrètisation embryonnaires, se constitue également durant une période humide (Figure 128). Les indices pédologiques et paléoclimatiques sont donc contradictoires. La précipitation des carbonates dans ce type d'environnement dépend des conditions édaphiques locales (couverture végétale, etc.) et du rapport précipitation/température. Ces conditions ne sont

pas précisément connues pour cette période, et l'évolution pédologique pourrait éventuellement être liée à la présence de végétation non ligneuse et/ou a un contexte humide mais chaud. Les éléments locaux ne permettent toutefois pas de conclure sur ce point.

Le redémarrage de la sédimentation vers 3400 est assez marqué localement, mais ne correspond pas à un événement climatique suprarégional bien caractérisé. Notons cependant qu'il est contemporain d'un léger pic du ^{14}C résiduel. Il manque par contre la phase humide connue en Méditerranée occidentale (Bruneton *et al.* 2003) et en Europe tempérée vers 4200-4000 cal. BP (Magny 2004, Barber *et al*. 2004) : les conditions climatiques à l'échelle temporelle millénaire semblent trop arides à Chypre pour que cet événement puisse être enregistré.

On peut se demander si le Gialias enregistre la phase humide de 2800-2700 cal. BP connue ailleurs. Le pic de faciès de crues tempérées, associé à un sol légèrement hydromorphe et à un pic de $\delta^{13}C$ (productivité végétale accrue) à l'aval du bassin-versant, va dans ce sens. Cependant, la susceptibilité magnétique reste faible. Il est possible que les conditions climatiques saisonnières et les régimes de précipitation limitent le transit hydro-sédimentaire amont-aval tout en caractérisant un climat d'ensemble plus humide.

Des phases plus humides et « tempérées » sont également identifiées dans la partie médiane du bassin-versant à 2100 cal. BP et 1400-1200 cal. BP. L'absence de traduction stricte à l'aval peut être simplement liée à la rareté des moyens de datation dans la carotte SBA pour ces périodes, ce qui empêche une datation par interpolation fiable.

Au total, pour l'Holocène récent, plusieurs période comme celle entre 3000 et 2000 B.P. cal. et surtout le Petit Âge Glaciaire sont clairement identifiées en tant que phase climatique humide et relativement plus « tempérée » dans son comportement hydrologique.

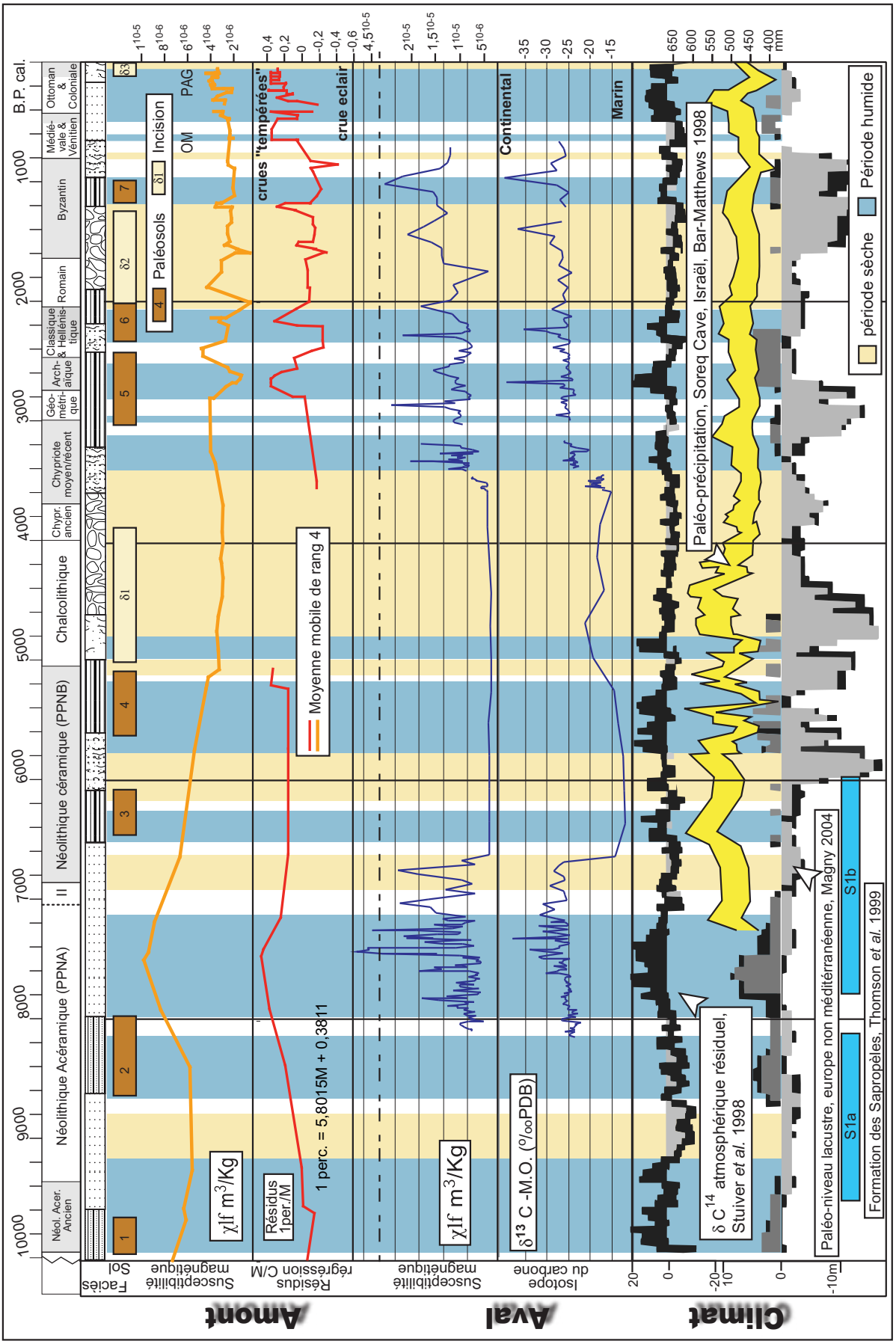


Figure 128 : Marqueurs sédimentologiques comparés aux courbes paléoclimatiques régionales et globales

8.2.2 Discussion de la part respective des forçages climatique et anthropique dans la morphogenèse du bassin versant du Gialias

8.2.2.1 Identification des relations société-milieu pour le bassin versant du Gialias

La mesure de la co-évolution des environnements fluviaux et des sociétés est la première étape de l'identification des liens interagissant entre ces deux phénomènes. Les actions de l'homme sur son environnement sont multiples et leurs conséquences doivent être différenciées selon les zones géographiques (Neboit 1983, Dufaure *et al.* 1984, Van der Leeuw *et al.* 2003).

Les défrichements et le surpâturage sur les versants ont deux effets principaux. Le premier est la diminution de la cohésion structurale des sols par la disparition du réseau racinaire et l'effet du labour. Le second est l'augmentation du pouvoir érosif des précipitations par l'augmentation des coefficients de ruissellement (diminution des infiltrations) et par l'action mécanique des gouttes de pluie (*Splash*). Il en résulte une érosion qui conduit à la dégradation des horizons humifères, à une concentration des ruissellements et une augmentation de la charge solide des cours d'eau. Ce type d'impact est souvent invoqué pour expliquer l'érosion des versants par le ruissellement (Roux 1993).

D'un point de vue hydrosédimentaire, l'action anthropique se concrétise donc principalement par l'augmentation de la charge solide du Gialias (Qs^+) et par l'accélération des vitesses d'écoulement des débits liquides (Ql), en favorisant le ruissellement aux dépens de l'infiltration. Les conséquences de l'action des sociétés sur les milieux fluviaux sont aussi caractérisées par l'augmentation des débits liquides (Ql) en fonction des différents secteurs concernés. De façon générale, l'action de l'homme tend à augmenter les taux de sédimentation. Il faut également noter qu'en période de faible débit, l'action anthropique sur les têtes de bassin versant pourrait éventuellement déclencher une phase d'incision par le colmatage des talwegs primaires.

Pour la plaine alluviale, les défrichements et les mises en culture peuvent conduire à une diminution de la matière organique et à une destructuration des sols. Ce type d'impact est principalement mis en évidence pour des études *intra* ou *circa* sites archéologiques où l'emprise agricole et forte (Berger *et al.* 2001, Devillers et Provansal 2003). Pour les sédiments de la plaine du Gialias, ces derniers sont difficilement reconnaissables. Les relations stratigraphiques entre les structures archéologiques et la plaine d'inondation sur le secteur d'Ekhaton Skales montrent une aridification édaphiques et une déstructuration pédologique en relation avec la mise en culture des parcelles (voir chap. 5.2), située directement au-dessus du paléosol numéro 5. L'action des sociétés entre la fin de la période archaïque et le début de la période classique coïncide toutefois avec un retour sensible de l'aridité (

Figure 128), l'action anthropique et les variations climatiques coïncident ici pour diminuer

fortement les indices de présence d'eau dans les sédiments (humidité édaphique et écoulement fluvial).

Les effets de la transformation des milieux sur l'action des sociétés sont aussi nombreux. Diminution des ressources en eau, en bois, baisse des rendements agricoles par l'érosion des sols et par la baisse des possibilités d'irrigations, enfouissement des aménagements construits dans les zones sédimentaires actives (ports, ponts, moulins, etc.).

Cependant, la relation perçue tout au long de l'Holocène entre la nature des crues et la pédogenèse met en avant l'importance des régimes hydrologiques, largement liés au climat, dans les genèses des sols alluviaux. De même, certains traits micropédologiques des paléosols sont directement liés à l'ambiance hydro-climatique : ainsi, les marques importantes d'hydromorphie (sols gypseux) nécessitent un engorgement prolongé des sols. Aux vues de ces éléments, les conditions requises pour la formation d'un sol, ainsi que ces principaux traits caractéristiques, sont fonction du climat. Mais leur développement éventuel est finalement conditionné par l'action anthropique sur les sols (défrichements, labours, brûlis, essartages, etc.). Ce dernier type d'impact n'est sensible qu'après 4000 B.P. cal.

Pour le secteur aval, la multiplication des surfaces drainées, et ainsi des sites archéologiques et des impacts anthropiques, entraîne une dilution du signal, qui pourrait éventuellement être plus sensible aux fluctuations climatiques qui affecte l'ensemble du bassin versant.

8.2.2.2 Erosion et activité humaine du Néolithique acéramique au Chalcolithique

De 12000 à environ 6000 B.P. cal., les 14m de dépôts du secteur médian et la dizaine de mètre à l'aval, comparés à la très faible densité de peuplement (deux sites archéologiques de faible importance pour tout le bassin versant), contredisent toute relation de cause à effet.

Les impacts de l'occupation néolithique sur le couvert végétal perçus sur les sites archéologiques de la partie méridionale de l'île (Miskovsky 1989, Thiebault travaux en cours à Schilourokambos) sont par conséquent soit trop localisés, soit trop peu intenses, soit trop courts pour affecter durablement le fonctionnement hydrologique des grands cours d'eau chypriotes.

Les équivalents de la terrasse alluviale A ne sont pas toujours relevés en Méditerranée orientale (Bousquet et Péchoux 1978, Lespez 2003, par exemple). Pour le Gialias, plusieurs faits ont favorisé l'étude de ces dépôts. Le premier est la possibilité d'étudier les accumulations en dehors des sites archéologiques. Ensuite, l'incision récente de la rivière et la bonne conservation des dépôts anciens permet d'observer l'importance du phénomène d'alluvionnement durant la première partie de l'Holocène. Cette accumulation est importante du point de vue de la taphonomie des sites archéologiques néolithiques. Les sites généralement mis au jour se situent sur les interfluves. Il ne

faut pas en conclure un désintérêt pour les vallées alluviales durant ces périodes : un éventuel site du Néolithique précéramique (PPNA) dans la vallée du Gialias, par exemple, pourrait être enfoui sous plus de 10m d'alluvions.

Durant les périodes de l'Âge du Bronze et du Fer les faits climatiques, anthropiques et détritiques observent une co-évolution (Figure 96). Par exemple, le sol numéro 5 se développe durant une phase de déprise agricole et de déclin démographique (3000 – 2700 B.P. cal. environ). Cette période est également connue pour être un événement climatique humide de grande ampleur (Van Geel *et al.* 1996, Van Geel et Renssen 1998, Barber *et al.* 2004).

8.2.3 De la période byzantine à l'époque moderne, nouvelles données en Méditerranée orientale et l'originalité chypriote

Le paléosol numéro 7 se développe en période de vide démographique, ses traits pédologiques montrent que son édification s'effectue sous climat chaud et plutôt sec. L'initiation de la sédimentation rapide perçue par l'augmentation significative des taux de sédimentation (Figure 93) et donnant corps à la majeure partie de la terrasse alluviale C, comme elle a été perçue lors des fouilles de Paleomylos, s'effectue à partir du XIVe, mais surtout au XVIe siècle, et correspond chronologiquement avec la reconquête de la vallée (Figure 97). Toutefois les résidus de la régression 1 perc. / médiane montrent également que l'aggradation relativement plus rapide de la plaine d'inondation correspond donc ici à l'augmentation de crues plus tempérées. Les faits climatiques et anthropiques se conjuguent sur le long terme pour mener à la construction de la terrasse alluviale C.

Le détail des données acquises pour les périodes récentes (Haut Moyen Âge – époque moderne) permet d'établir une chronologie de la variation des milieux fluviaux et des dynamiques érosives relativement précise pour la région étudiée (Méditerranée orientale). En France méridionale, les crises érosives affectant les populations sont expliquées pour cette période par la concomitance d'une péjoration climatique fraîche et humide avec une augmentation démographique menant à une plus forte pression sur les sols (Bravard 1989, Morhange et Provansal 1994, Provansal 1995, Jorda et Provansal 1996, Berger 1996, Salvador 1993, Van der Leeuw *et al.* 2003). Les auteurs soulignent par ailleurs les nombreuses nuances de ce schéma global, comme par exemple la peste qui dissémine la population européenne après le XIVe siècle.

Les rapports de dépendance entre les sociétés et les variations environnementales (climat et morphogenèse) ne sont pas transposables à Méditerranée orientale. Pour Chypre, et de façon plus générale pour les milieux méditerranéens semi-aride ou aride, la caractéristique environnementale majeure contraignant l'évolution des populations et surtout le développement démographique et économique des campagnes est l'aridité climatique. Celle-ci provoque de grandes famines et l'exode

rurale par la ruine des cultures pluviales et irriguées, par le tarissement des sources phréatiques et par l'invasion de nuées dévastatrices de sauterelles en provenance d'Afrique. En Messarée, la comparaison du recensement des années sèches, des invasions de sauterelles, de l'abandon des villages, démontrée pour notre secteur d'étude (Figure 97), explicite les liens de dépendance des sociétés envers le climat. L'invocation des saints, comme sainte Hélène vers le VIIIe siècle, durant les périodes sèches, illustre aussi assez bien ce fait (Hadjioanou 1987, Pohlsander et Orphanides 2000). Ce type de relation est aussi mise en évidence pour des périodes plus anciennes, comme en Mésopotamie, avec le «Mesopotamian collapse» du troisième millénaire avant notre ère (Weiss *et al.* 1993, Weiss 1997).

Du point de vue de l'activité détritique, la sédimentation est plus importante et une métamorphose fluviale est identifiée durant la période humide du Petit Âge Glaciaire. Pour les populations, cette période n'est pas une période de crise, les précipitations permettent alors de dégager des surplus agricoles (Christodoulou 1959) et la population augmente dans les campagnes (Figure 97). L'action de l'homme peut être un amplificateur de l'érosion durant cette période. La sédimentation semble largement tolérée par les populations par rapport aux années sèches, pour les populations locales les périodes de crise ne correspondent pas aux maxima du Petit Âge Glaciaire (Figure 97).

Aux vues de ces éléments, les notions de crise détritique telles que formulée en Méditerranée occidentale (Jorda et Provansal 1996) ne peuvent donc pas être appliquée pour Chypre et les milieux semi-aride de Méditerranée orientale. Les changements de la sédimentation et la métamorphose fluviale durant les maxima démographiques ne peuvent être attribués à l'impact anthropique seul, la péjoration climatique est également déterminante (causalité climato-anthropique). L'étude des coupes du secteur médian du Gialias souligne aussi fortement le rôle des héritages morphologiques holocènes dans l'expression des phénomènes détritiques du Petit Âge Glaciaire.

L'étude des rares aménagements de versants (secteur de Kakoskalin) montre qu'ils n'ont pas d'impact significatif sur le détritisme des cours d'eau. Pour le Gialias et dans l'état actuel des connaissances, aucune activité humaine durant l'Holocène n'est susceptible de diminuer sensiblement la sédimentation. L'effet majeur de l'anthropisation sont les défrichements, le pâturage du Troodos (Thirgood 1987) et l'érosion aréolaire par les champs cultivés.

8.2.4 Recherche et limites de comparaisons régionales

Si l'on en reste aux formes du relief, la disposition des corps sédimentaires fluviaux en trois terrasses semble être la plus répandue à Chypre (Deckers 2002, 2005, le présent travail). C'est également le cas pour de nombreuses vallées méditerranéennes que ce soit sur sa rive Nord (Dufaure 1976, Geyer et Sanlaville 1991, Lespez 2003) ou sa rive Sud (Zielhofer *et al.* 2002, Mathieu *et al.* 2004, pour citer des auteurs récents). Le dispositif en trois terrasses contredit toutefois le modèle de Vita-

Finzi (Vita-Finzi 1969). Cependant, notre travail a montré, à la suite de beaucoup d'autres, que l'identification de terrasses ne suffit pas à caractériser la morphogenèse et ses relations avec les facteurs climato-anthropiques.

La comparaison des dynamiques fluviales sur le temps long (échelle millénaire) et celle des événements détritiques de plus haute résolution se heurtent aux problèmes du type et du nombre de datation, de disparité de la définition des faits pédosédimentaires et des différentes approches de terrains (intra ou hors site, coupes, carottages, etc.). Selon nous, les méthodes adoptées diffèrent et interdisent donc pour l'instant l'établissement d'un référentiel régional commun fiable et précis des événements morphogènes, qu'ils soient synchrones ou diachrones. Les disparités des approches sont malheureusement aussi importantes et nombreuses que les objets étudiés.

L'activité détritique résumée aux périodes d'incision, d'aggradation et de pédogenèse sur les pourtours de la Méditerranée (Figure 129, Figure 130) montre assez souvent un synchronisme relatif des faits morphosédimentaires, mais permet aussi parfois de mesurer des nuances régionales est-ouest.

De façon générale, de longues phases de remblaiement et/ou d'incision interviennent durant l'Holocène ancien et moyen ; elles s'opposent à partir d'environ 3000-2000 B.P. cal. à une succession plus rapide des événements détritiques. Plusieurs raisons peuvent ici être invoquées. La première est l'action des sociétés qui augmente la fragilisation des versants aux événements pluvieux, particulièrement à partir de l'Âge du Fer (Berger 1996, Jorda et Provansal 1996, Devillers et Provansal 2003). Ensuite, comme nous l'avons vu auparavant, l'espace d'accommodation qui est réduit à partir de cette période, peut entraîner une augmentation «morphologique» de l'amplitude des faits détritiques (surtout l'accumulation). Enfin, la résolution de la chronologie est plus importante durant l'Holocène récent principalement en raison de l'interdisciplinarité avec les sciences archéologiques. Ceci peut entraîner une segmentation artificielle de cette période par rapport au premier Holocène. Enfin, dans la mesure où les mêmes auteurs étudient avec des méthodes similaires des dépôts datés de l'ensemble de l'Holocène, l'opposition entre un «premier Holocène» relativement homogène et un «deuxième Holocène» caractérisé par des crises brèves entrecoupées d'accalmies peut correspondre à une différenciation climatique (Bruneton *et al.* 2003).

Les données récentes confirment de plus en plus la présence dans tout le bassin méditerranéen de remblaiements s'étendant d'environ 12000 à 7500-6000 cal. BP. Ils constituent assez souvent des terrasses semblables à celle d'Olympie (Dufaure 1976) et de la terrasse A du Gialias, et présentent des caractères généraux de dépôts réguliers, avec un détritisme continu mais non paroxysmique. C'est durant cette phase que les dépôts travertineux sont observés en Provence et les dépôts à troncs subfossiles dans les Alpes du Sud.

Il existe cependant des sites dans lesquels cette phase de dépôt n'a pas été identifiée. Il peut s'agir de zones où les bassins versants de faibles dénivellations et/ou installés dans des roches dures ne présentent pas de sources sédimentaires suffisantes pour déclencher l'activité détritique (petits bassins versants de basse Provence, Provansal 1995) ou où les nappes alluviales sont de faible ampleur et situées uniquement au niveau des ruptures de pente, rendant aléatoire leur découverte (exemple de Glanum, Basse Provence, Bruneton 1999). Il peut également s'agir de zones dans lesquelles les recherches, à caractère géoarchéologique, ne se sont pas orientées préférentiellement sur ces périodes.

Leur caractère et leur disposition amont-aval varient cependant selon les zones. Il s'agit uniquement de dépôts situés à l'amont des bassins versants en France méditerranéenne, alors qu'ils s'étendent jusqu'à la mer à Chypre. D'autres sites marqués par une sédimentation littorale accrue entre 9500 et 6000 sont identifiés en Méditerranée, par exemple sur la plate-forme continentale Adriatique où un accroissement important des taux de sédimentation est identifié par sondages sismiques haute résolution et carottages (Cattanea et Trincardi 1999, Ariztegui *et al.* 2000). Il est délicat de proposer un découpage régional quant à l'observation ou non de ces dépôts. Notons toutefois que les sites où les grands cours d'eau présentant une nappe alluviale de l'Holocène ancien sont uniquement observés, pour le moment, en Méditerranée orientale : Gialias, et surtout Nil (Williams *et al.* 1998, 2000, Moeyersons *et al.* 1999).

L'incision δ1 est dans une moindre mesure les incisions δ2 et δ3 sont reconnues à Chypre (Deckers 2002, 2005), mais aussi sur les rives nord de la Méditerranée : en Turquie (Kuzocuoglu *et al.* 2004), en Grèce (Lespez 2004), et sur les rives sud : en Tunisie (Zielhoffer *et al.* 2002), au Maghreb (Ballais *et al.* 2003) et en Egypte sur le Nil (Williams *et al.* 1998, 2000, Moeyersons *et al.* 1999). Les bornes chronologiques de ces incisions sont généralement encore mal délimitées du fait de l'absence de sédiment et du corpus de datation. Qu'il soit très important comme le Nil ou plus modeste comme le Gialias et les rivières turques, la taille du cours d'eau ne semble pas être un élément discriminant vis à vis des dynamiques de remblaiement et d'incision (Figure 129).

Pour les travaux présentés (Figure 129, Figure 130) et durant la période d'incision δ1, la Méditerranée occidentale (Sud de la France, Espagne) est caractérisée par la faiblesse ou l'absence de dépôts, l'incision longitudinale est faible ou absente. Une remarque similaire peut être formulée pour les incisions postérieures. Les torrents des Alpes du Sud qui se caractérisent par de fortes pentes pouvant favoriser l'incision et font exception (Jorda 1985, Sivan 2002). Ce contraste entre les rives de la Méditerranée pourrait révéler une distribution spatiale de la tendance à l'incision en relation avec l'augmentation progressive des conditions climatiques tendant vers l'aridité, qui en est le facteur principal à Chypre. Cette hypothèse doit toutefois être vérifiée par un nombre d'observation plus important et par la prise en compte des facteurs locaux.

Les périodes d'accumulation durant l'Holocène récent, entre 4000 et 2000 cal. B.P. et après 1000 B.P. (Petit Âge Glaciaire) semble également se distinguer (Figure 129, Figure 130), donnant un caractère régional à ces phases d'accumulation. Des événements détritiques plus courts, présents à Chypre comme celui de 2800 B.P. cal., pourraient éventuellement être soulignés à cette échelle. Toutefois l'occurrence d'observations de tel événement est plus faible, le problème de la reconnaissance et de la datation précise se pose pour son identification à cette échelle.

On peut également observer que l'absence de l'événement de 4200-4000 à Chypre semble généralisé à la Méditerranée orientale qui s'oppose ainsi à la Méditerranée occidentale. L'aridification en cours à cette époque en Méditerranée orientale pourrait l'expliquer.

Enfin, le Petit Age Glaciaire est bien caractérisé à Chypre comme dans l'ensemble du bassin méditerranéen. Cependant, son expression n'est pas exceptionnelle et les taux de sédimentation sont tout à fait comparables aux autres événements identifiés à l'Holocène récent. Cela constitue une différence par rapport à certains sites de France méditerranéenne, d'Europe du Nord et des États-Unis où le Petit Âge Glaciaire, combiné durant le XVIIIe s. au maximum d'exploitation agricole a eu des effets inégalés précédemment (Jorda et Provansal 1996, Miramont et Guilbert 1997, Roberts 1998, Miramont 1998).

Il est encore plus difficile de déceler un synchronisme entre les périodes de pédogenèse, trois phases s'individualisent de façon très lâche : 10000-8000, 7000-5000 et 2000-3000 B.P. cal. (Figure 129). Encore une fois, et comme nous l'avons souligné auparavant lors de l'étude des paléosols du Gialias, les bornes chronologiques des périodes de pédogenèse sont difficiles à dater, les différentes méthodes employées limitent la fiabilité de la comparaison et empêchent une identification fiable des synchronismes. De plus, les processus peuvent être très différents et avoir des significations géomorphologiques et paléoclimatiques opposées. Les sols les plus anciens (10000-8000) se développent en parallèle avec la sédimentation holocène. Les sols datés globalement de l'Holocène moyen peuvent être très développés mais présentent des caractéristiques hydromorphes moins affirmées. En Méditerranée occidentale, ils sont contemporains du ralentissement de la sédimentation alors qu'à Chypre ils se développent en parallèle avec l'accumulation. Enfin, les sols de 3000-2000 sont partout moins développés, correspondent à des durées de pédogenèse plus courtes et sont fréquemment entrecoupés par des phases de détritisme intense. Ils sont emblématiques des conditions climatiques plus fluctuantes de l'Holocène récent.

À l'échelle des régimes climatiques et de leur impact sur la morphogenèse, nous pouvons encore noter des similitudes entre la morphogenèse chypriote et d'autres travaux méditerranéens. Différents exemples montrent une variation de la nature des crues durant l'Holocène. Ainsi, Zielhofer (2002) met en évidence une récurrence de crues éclair durant l'époque romaine, en Tunisie. De même, de très nombreuses données suggèrent un fonctionnement hydrologique plus régulier et moins « agressif »

à l'Holocène ancien. Ainsi, le fonctionnement hydrologique de certains wadis égyptiens est décrit comme étant beaucoup plus régulier entre 8000 et 5000 B.P. (Moeyersons 1999). Les conditions hydrologiques régulières nécessaires à la travertinisation dans divers sites méditerranéens (France, ex-Yougoslavie) sont également optimales entre 11000 et 7000 cal BP (Vaudour 1986 et 1994). Enfin, les remblaiements à troncs fossiles sud-alpins datés entre 15000 et 6000 cal BP caractérisent également des écoulements plus réguliers et moins torrentiels que les dynamiques de l'Holocène récent.

à l'Holocène ancien. Ainsi, le fonctionnement hydrologique de certains wadis égyptiens est décrit comme étant beaucoup plus régulier entre 8000 et 5000 B.P. (Moeyersons 1999). Les conditions hydrologiques régulières nécessaires à la travertinisation dans divers sites méditerranéens (France, ex-Yougoslavie) sont également optimales entre 11000 et 7000 cal BP (Vaudour 1986 et 1994). Enfin, les remblaiements à troncs fossiles sud-alpins datés entre 15000 et 6000 cal BP caractérisent également des écoulements plus réguliers et moins torrentiels que les dynamiques de l'Holocène récent.

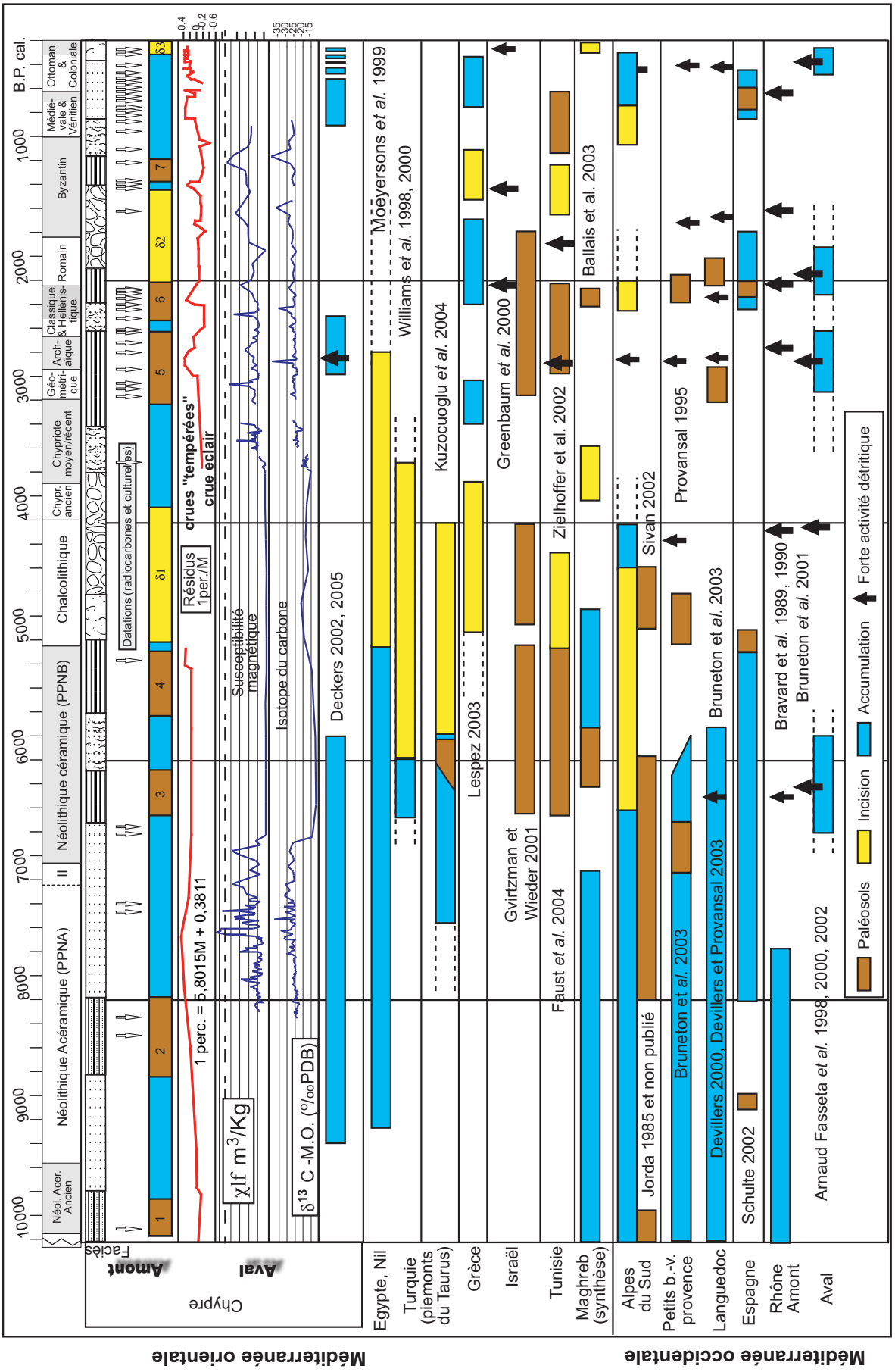


Figure 129 : Comparaison régionale des dynamiques fluviales

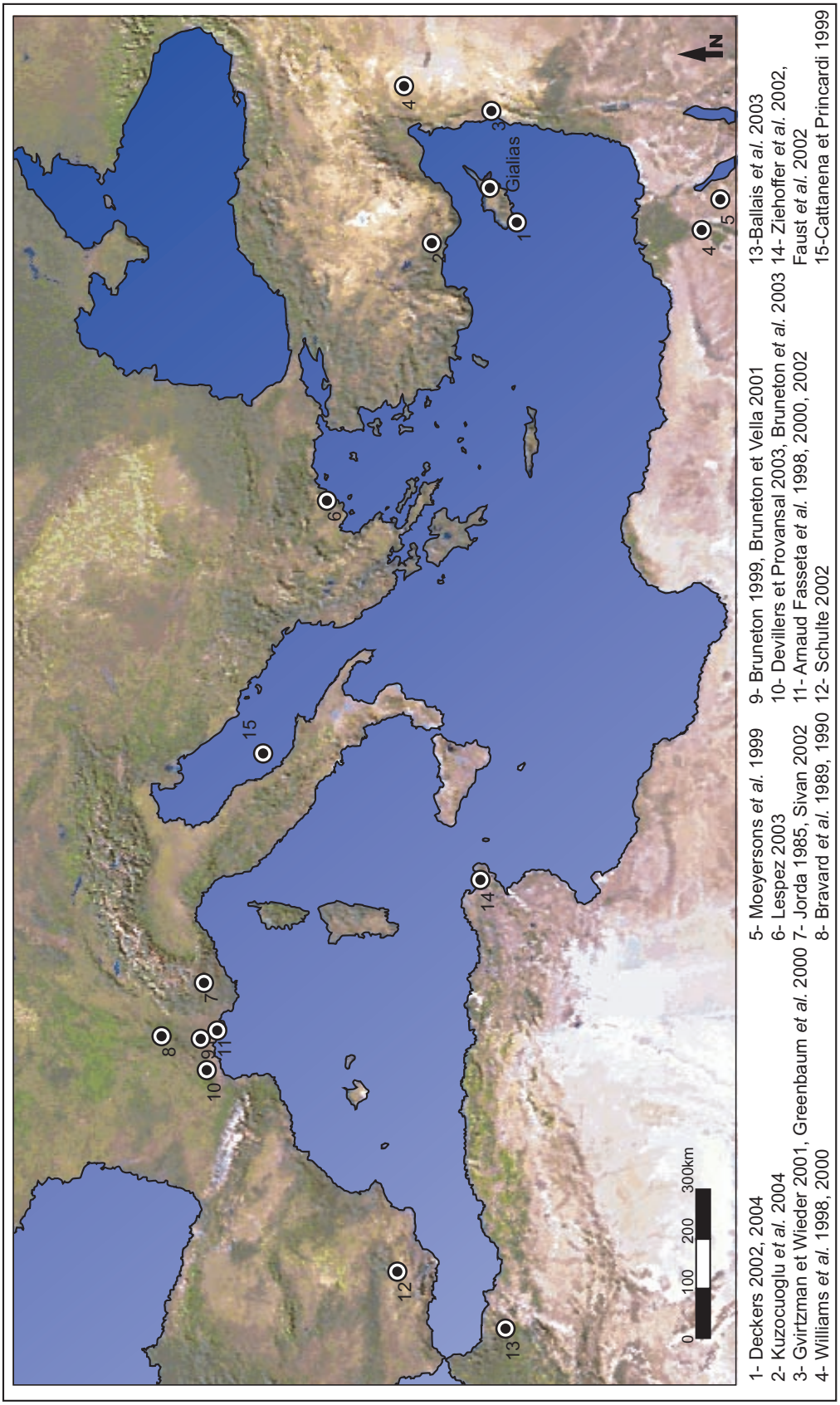


Figure 130 : Localisation des exemples

8.3 Conclusion générale

Ce travail constitue la première thèse de géomorphologie pluridisciplinaire sur cette île et un apport à la connaissance de l'évolution des environnements holocènes en Méditerranée orientale.
L'originalité et l'intérêt éventuel de ce travail se matérialisent par :
- le corpus de datations couvrant tout l'Holocène,
- une démarche attachée à reconstituer des processus amont-aval,
- l'association d'un travail géomorphologique et stratigraphique de terrain à des méthodes de laboratoire incluant en particulier la minéralogie magnétique et la micromorphologie,
- un essai de mesure des volumes de sédiments mis en jeux et par la mesure de l'influence des héritages morphologiques.

La modalité de la morphogenèse en milieu semi-aride est précisée en identifiant l'aridité et la très faible capacité de transport comme étant le moteur des phases d'incision. Les rapports homme/climat/morphogenèse en milieu semi-aride sont aussi identifiés et montrent des relations sensiblement différentes, voire opposées par rapport aux milieux méditerranéens plus humides.

La mise en évidence et la chronologie de la constitution de la ria du Gialias est aussi révélée pour la première fois. Les relations de l'érosion et du transport dans le bassin versant avec les paysages littoraux sont explicitées grâce à la construction d'un référentiel détritique commun.

8.3 /1 Les apports à la connaissance de la morphogenèse régionale

Ils sont constitués par la confirmation de l'existence d'une phase d'accumulation à l'Holocène ancien en Méditerranée orientale. La présence, la chronologie et les impacts du Petit Âge Glaciaire à Chypre sont également révélés.

Les données montrent le bon transit de la charge solide lors des phases de dépôt, et l'identification de phases d'accumulation synchrones dans les plaines littorales et dans l'amont des bassins versants.

Les analyses développées permettent l'identification de processus sédimentaires reliés à des degrés d'aridification.

Les données montrent une relativement bonne adéquation avec les connaissances régionales sur le paléoclimat, les phases de dépôt correspondant aux phases climatiques humides. En particulier, l'identification d'une phase plus humide et plus «tempérée» se caractérise par une plus grande régularité des régimes hydrologiques, à l'Holocène ancien. Ceci est en conformité avec les données issues des niveaux de lacs et de l'interprétation des sapropèles. Les caractéristiques de l'aridité sont aussi plus marqueés à partir de 5000 cal B.P. cal.. L'impact morphogénique d'événements climatiques de haute fréquence est aussi mesuré vers 8200 B.P. cal. (pédogenèse hydromorphe), entre 7800-7200 B.P. cal. (*Melt Water Pulse*), entre 2800-2600 et durant le Petit Âge Glaciaire.

Un essai de qualification des parts respectives du climat et des sociétés dans la modification des paysages est effectué. Toutefois les liens de causalités directs entre l'activité humaine et l'érosion semblent relativement limités jusqu'aux périodes récentes ; les données mettent davantage en valeur les relations entre activité détritique et les variations climatiques. Une recherche au sein et en bordure de sites archéologiques importants permettrait d'affiner et/ou de confirmer considérablement ces relations de causalités.

La vision à l'échelle régionale de la création de paysages en relation avec l'avancée de l'Œkoumène méditerranéen (Bousquet et Péchoux 1980) doit être nuancée. Les concepts furent très tôt en avance sur les données acquises mais surtout sur les méthodes et outils d'enregistrements des faits paléoenvironnementaux. Malgré les idées que le *Dust Belt* américain et l'érosion contemporaine au Maghreb ont fait émergé, les réponses morphogéniques de l'action et de l'extension spatiale des sociétés ne peuvent se résumer aux stigmates de l'érosion accélérée.

Les impacts des changements environnementaux sur les activités humaines sont mis en évidence ; ils se différencient selon leur position au sein du bassin versant. Le drainage et la mise en culture des plaines alluviales, la mobilité des ports dans la ria durant les périodes du Bronze et du Fer en sont les exemples les plus caractéristiques.

8.3.0.0.0.2 Perspectives

Le premier prolongement de cette thèse consisterait à développer l'étude des relations amont-aval en multipliant les sites d'étude et en s'intéressant aux marqueurs du détritisme dans le bassin versant. À ce titre, les carottages et les analyses effectués (datation 14^{C}, ostracodes, sédimentologie) sur la ria du lac salé de Larnaka montrent en première analyse un synchronisme relatif avec la ria du Gialias (Devillers, étude en cours). En outre, l'amorce de travaux entrepris en Israël avec le *Geological Survey of Israel* dans la vallée ria du Kishon, ainsi que notre participation en cours à l'étude du comblement de la plaine de l'Argens (Var), dans le cadre du P.C.R. Argens (Dir. F. Bertoncello, CEPAM), permettront d'offrir un corpus de données comparables sur un transect Est-Ouest, représentatif des variations de peuplement et d'aridité en Méditerranée.

D'un point de vue méthodologique, le calcul des volumes de sédiments apporte des informations nouvelles et fiables sur l'érosion dans le bassin versant. Toutefois, ces mesures devront être améliorées par une détermination plus exacte des paléothalwegs anté-holocènes. Pour ce faire, deux démarches permettant de restituer plus fidèlement l'enveloppe externe et donc les volumes des dépôts holocènes sont envisageables. La première consiste à réaliser de nouveaux sondages ; la seconde est l'utilisation de méthodes géotechniques, telle que la conductivité électrique.

L'observation des figures sédimentaires à l'échelle microscopique doit aussi être systématisée. Des mesures de susceptibilité magnétique sont également envisageables sur les lames minces. Les données acquises permettraient de comprendre le transport de sédiment à l'échelle de l'événement de crue et de mesurer ces variations sur l'ensemble de l'Holocène.

Enfin, les implications de l'aridification climatique récente et de l'augmentation drastique de la consommation en eau sur les milieux fluviaux sont encore trop peu étudiées. Ceci est particulièrement important pour les pays méditerranéens semi-arides. Cet enjeu majeur des changements globaux, comme en atteste le PICT COMLAND de l'EGU, peut être en partie explicité par l'étude des environnements passés.

BIBLIOGRAPHIE

AHMAMOU, M., CONRAD, G. et PLAZIAT, J. C. (1989) Réinterprétation des conditions de dépôt des calcaires fluviatiles, lacustres et palustres du bassin plio-quaternaire du Saïss de Fes (Maroc). *Méditerranée* **2**(3), 41-50.

AISS et ISRIC. (1999) Base de référence mondiale pour les sols, FAO, pp. 101.

AITKEN, M. J. (1990) *Science-based dating in archaeology*. Longman. Londres, pp. 193.

ALASTOS, D. (1955) *Cyprus in history, a survey of 5,000 years*. ZENO. London, pp. 426.

ALLEE, P., DIOT, M.-F., DURIEUX, J.-F., REYNET, J.-M. et VALADAS, B. (1997) Trois mille ans d'enregistrement sédimentaire dans les fonds de vallons des bas plateaux limousins. *La dynamique des paysages protohistoriques, antiques, médiévaux et modernes, XVIIe rencontres Internationales d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes.,*Sophia Antipolis, 365-388.

ALLEN, B. L. (1985) Micromorphology of aridisols. In *Soil micromorphology and soil classification* (ed. D. Thopson), pp. 197-216. Soil Science Society of America.

ALLEY, R. B., MEESE, D. A., SHUMAN, C. A., GOW, A. J., TAYLOR, K. C., GROOTES, P. M., WHITE, J. W. C., RAM, M., WADDINGTON, E. D., MAYEWSKI, E. D. et ZIELINSKI, G. A. (1993) Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature* **362**(527-529).

AMBRASEYS, N. N. (1963) *The seismic history of Cyprus*. University of London. Londre, pp. 26.

ANTONELLI, C. (2003) Flux sédimentaire et morphogenèse récente dans le chenal du Rhône aval, Aix -Marseille I, U.F.R. de Géographie., pp. 279

ANTONELLI, C. (2004) Recent morphological channel changes in deltaïc enviroment. The case of the Rhône River, France. *Geomorphology* **57**, 385-402.

AQRAWI, A. (2001) Stratigraphic signatures of climatic change during the Holocene evolution of the Tigris-Euphrates delta, lower Mesopotamia. *Global and Planetary Change* **28**, 267-283.

ARIZTEGUI, D., ASIOLI, A., LOWE, J. J., TRINCARDI, F., VIGLIOTTI, L., TAMBURINI, F., CHONDROGIANNI, C., ACCORSI, C. A., BANDINI-MAZZANTI, M., MERCURI, A. M., VAN-DER-KAARS, S., McKENZIE, J. A. et OLDFIELD, F. (2000) Palaeoclimate and the formation of sapropel S1 : inference from Late Quaternary lacustrine and marine sequence in the central Mediterranean region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **158**, 215-240.

ARNAUD-FASSETA, G., DE-BEAULIEU, J.-L., SUC, J.-P., PROVANSAL, M., WILLIAMSON, D., LEVEAU, P., ALOÏSI, J.-C., GADEL, F., GIRESSE, P. et OBERLIN, C. (2000) Evidence for an early land use in the Rhône delta (Mediterranean France) as recorded by late Holocene fluvial palaeolenvironments (1640-100 BC). *Geodinamica Acta* **13**, 377-389.

ARNAUD-FASSETTA, G. (1998) Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône, Université de Provence (Aix-Marseille I), UFR des sciences Géographiques et de l'aménagement., pp. 329

ASTRÖM, P. (1966) Excavations at Kalopsiodha and Ayios Iakovos in Cyprus. In *Studies in Mediterranean archaeology*, Vol. 2, pp. 234.

ATHANASIADES, N. (1975) Zur Postglazialen Vegetationsentwicklung von Lithochoro, Katerinis und Pertouli Trikalon (Griechenland). *Flora* **164**.

BAETEMAN, C. (2004) The Streif classification system : a tribute to an alternative system for organising and mapping Holocene coastal deposits. *Quaternary International* **133-134**, 141-149.

BAL, L. (1973) Micromorphological analysis of soils. Lower levels in the organization of organic material. Soil Survey Paper 6., Netherlands Soil Survey Institute, pp. 175.

BALLAIS, J. L., BENAZZOUZ, M. T. et BENMOHAMMADI, A. (2003) Environmental dynamics and land occupation in the Saharan margins of the Holocne Maghreb. In *Dynamiques environnementales et Histoire en milieux méditerranéens* (ed. E. Fouache), pp. 341-351. Elsevier.

BARBER, K., ZOLITSCHKA, B., TARASOV, P. et LOTTER, A. F. (2004) Atlantic to Urals - the Holocene climatic record of Mid-Latitude Europe. *Pas climate variability through Europe and Africa,*Dordrecht.

BAR-MATTHEWS, M., AYALON, A. et KAUFMAN, A. (1997) *Late Quaternary Paleoclimate in the eastern mediterranean region from stable isotope analysis of speleothems at Soreq Cave, Israel*. *Quaternary Research* **47**, 155-168.

BAR-MATTHEWS, M., AYALON, M. et KAUFMANN, A. (1998) Middle to Late Holocene (6500 yr period) Paleoclimate in the Eastern Mediterranean region from stable isotopic composition of speleothems from Soreq Cave, Israel. In *Water, Environment and Society in Times of Climatic Change.* (ed. A. Issar et A. Brown), pp. 203-215. Kluwer Academic Publishers.

BARRAT, B. C. (1969) A revised classification and nomenclature of microscopic soil materials with particular reference to organic components. *Geoderma* **2**, 257-271.

BEAR, L. (1975) *The geology and mineral resource of the Akaki-Lithrodondha area*. Governmement of Cyprus, G. S. D. Cyrpus, Geological Survey Departement memoir. Nicosia, pp. 122.

BECZE-DEAK, J., LANGOHR, R. et VERRECCHIA, E. P. (1997) Small scale secondary CaCO3 accumulations in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction. *Geoderma* **76**, 221-252.

BERGER, J.-F. (1996) Climat et dynamique des agrosystèmes dans la moyenne vallée du Rhône. *Le IIIe siècle en Gaule Narbonnaise,*Sophia Antipolis, 299-332.

BERGER, J.-F. (1996) Le cadre paléogéographique des occupations du bassin valdanais (Drôme) à l'Holocène. Thèse, Université de Paris I, pp. 320

BERGER, J. F., JUNG, C. et THIEBAUT, S. (2001) Evolution des agro-systèmes dans la région médio-rhodanienne. *Les campagnes de la Gaule à la fin de l'Antiquité,*Motpellier, 34.

BESONEN, M. R. (1997) The Middle and Late Holocene geology and landscpae evolution of the lower Acheron river, Epirus, Greece. Master Thesis, Université du Minnesota, pp. 173

BICHET, V., CAMPY, M. et PETIT, C. (1998) Mise en évidence de l'impact anthropique sur la sédimentation associée aux sites archéologiques : apports, limites et perspectives. In *Les formes du paysage*, Vol. 3 (ed. G. Chouquer), pp. 25-35. Errance.

BINTLIFF, J. (1992) Erosion in the mediterranean lands: a reconsideration of pattern, process and methodology. In *Past and present soil erosion* (ed. M. BELL et J. BOARSMAN), pp. 125-131. Oxbow books.

BINTLIFF, J. (2002) Time, process and catastrophism in the study of Mediterranean alluvial history : a review. *World archaeology* **33**(3), 417-435.

BINTLIFF, J. L. (2000) Landscape change in Classical Greece: A review. *Geo-archaeology of the landscapes of classical antiquity,*Gant, 49-70.

BIROT, P. et DeVAUMAS, E. (1963) Grands traits géomorphologiques de l'île de Chypre. *Annales de géographie* **392**, 385-409.

BLAIR, T. C. (2000) Sedimentology and progressive tectonic unconformities of the sheetflood-dominated Hell's Gate alluvial fan, Death Valley, California. *Sedimentary Geology* **132**, 233-262.

BODERGAT, A.-M. (1983) Les ostracodes témoins de leur environnement : approche chimique et écologique en milieu lagunaire et océanique. Document du Laboratoire de Géologie de Lyon, Laboratoire de Géologie de Lyon, pp. 246.

BOND, G., KROMER, B., BEER, J., MUSCHELER, R., EVANS, M., SHOWERS, W., HOFFMAN, S., LOTTI-BOND, R., HAJDAS, I. et BONAMI, G. (2001) Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* **294**, 2130-2136.

BORCHARDT, G. et LIENKAEMPER, J. J. (1999) Pedogenic calcite as evidence for an early Holocene dry period in the San Franciscon Bay area, California. *Geological Society of America Bulletin* **6**, 906-918.

BORREGO, J., RUIZ, F., GONZALES-REGALADO, M. L., PENDON, J. G. et MORALES, J. A. (1999) The Holocene transgression into the estuarine central basin of the Odiel River mouth (Cadiz gulf, SW, Spain) : lithology and faunal assemblages. *Quaternary Science Reviews* **18**, 769-788.

BORTOLOTTI, V., LAPIERRE, H. et PICCARDO, G. B. (1976) Tectonics of the Troodos massif (Cyprus) : preliminary results. *Tectonophysics* **35**(4), 1-5.

BOTTEMA, S. (1976) Note on pollen. In *Hala Sultan Tekke I*, Vol. 14.1, pp. 135. O. ASTROM, D.M. BAILEY, V. KARAGEORGHIS.

BOUSQUET, B. et PECHOUX, P.-Y. (1978) *Le site d'Amathonte, de l'analyse géomorphologique à la géographie historique*, I. d. géographie, Géodoc, documents scientifiques des centres de recherche de l'institut de géographie Daniel Faucher. Toulouse, pp. 40.

BOUSQUET, B. et PECHOUX, P.-Y. (1980) Géomorphologie, archéologie , histoire dans le bassin oriental de la Méditerranée: principes, méthodes, résultats préliminaires. *Méditerranée* **1**, 33-45.

BOUSQUET, B. et PECHOUX, P.-Y. (1980) Niveaux marins et tectonique quaternaire au front de l'arc taurique (Chypre). *Niveaux marins et tectonique quaternaire dans l'aire méditerranéenne,*Paris, 39-48.

BRAVARD, J. P. (1989) La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du Moyen-Age et à l'époque moderne. In *Bulletin de la Société géographique de Liège, 25 (1989): 145-157.*

BRAVARD, J. P., AMOROS, C. et JACQUET, C. (1986) Reconstitution de l'environnement des sites archéologiques fluviaux par une méthode interdisciplinaire associant la géomorphologie, la Zoologie et l'Ecologie. *Revue d'archéométrie* **10**, 43-55.

BRAVARD, J. P., LE BOT-HELLY, A., HELLY, B. et SAVAY-GUERRAZ, H. (1990) Le site de Vienne (38), Saint-Romain (69), Sainte-Colombe (69). L'évolution de la plaine alluviale du Rhône, de l'Age du Fer à la fin de l'Antiquité: proposition d'interprétation. In *In: Archéologie et espaces. 10° Rencontres internationales d'Archéologie et d'Histoire, Antibes, octobre 1989: 437-452. - Juan-les-Pins (FR): APDCA, 1990.*

BRAVARD, J.-P. et PETIT, F. (1997) *Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial*. Armand Colin/Masson. Paris, pp. 222.

BREWER, R. et SLEEMAN, J. (1988) *Soil structure and fabric*. CSIRO. Australia, pp. 171.

BRÜCKNER, H. (1986) Man's Impact on the evolution of the physical environment in the Mediterranean region in historical time. *Géojournal* **13**(7-17).

BRÜCKNER, H. (1997) Coastal changes in western Turkey; rapid progradation in historical times. In *Transformation and evolution of the Mediterranean coastline*, Vol. 18 (ed. F. B. A. Maldonado), pp. 63-74. Bulletin de l'Institut Océanographique.

BRÜCKNER, H. (2003) Delta Evolution and Culture aspects of geoarchaeological research in Miletos and Priene. In *Troia and the Troad* (ed. G. A. WAGNER, E. PERNICKA et H.-P. UERPMANN), pp. 121-144. Springer-Verlag.

BRÜCKNER, H., VÖTT, A., SCHRIEVER, A. et HANDL, M. (2005) Holocene delta progradation in the eastern Mediterranean. Case studies in their historical context. *Méditerranée* **1**(2), 95-106.

BRUNETON, H., ARNAUD-FASSETTA, G., PROVANSAL, M. et SISTACH, D. (2001) Geomorphological evidence for fluvial change during the Roman period in the lower Rhone valley. *Catena* **45**, 287-312.

BRUNETON, H., PROVANSAL, M., DEVILLERS, B., JORDA, C., OLLIVIER, V., MIRAMONT, C., BLANCHEMANCHE, P., BERGER, J.-F. et LEVEAU, P. (2003) Relations entre paléohydrologie et morphogenèse holocènes des petits et moyens bassins-versants en basse Provence et Languedoc oriental. *Paléoyhdrologie des 15 derniers millénaires, Programme Environnement, Vie et Sociétés du CNRS,*Motz, 14p.

BUFFIERE-DE-LAIR, M. (2003) Activité détritique, milieux de sédimentation et paléopaysages holocènes d'une plaine littorale : La basse vallée du Gialias, Chypre. Maîtrise de Géographie, AIx-Marseille I, U.F.R. de Géographie et d'Aménagement., pp. 77

BULL, W. B. (1990) Stream-terrace genesis : implication for soil development. *Geomorphology* **3**, 351-367.

BULLOCK, P., FEDOROFF, N., JONGERIUS, A., STOOPS, G. et TURSINA, T. (1985) *Handbook for soil thin section description*. Waine research publication152.

BURDON, D. (1951) The relationship between erosion of soil and silting of reservoirs in Cyprus. *Journal of the Institution of Water Engineers* **5**(7), 662-685.

BURNET, J. E. (1997) Forest bioresource utilisation in the Eastern Mediterranean since the Antiquity: a case study of the Makheras, Macquarie, School of biological science., pp. 340

CAITCHEON, G. G. (1998) The signifiance of various sediment magnetic mineral fractions for tracing sediment sources in Killimicat Creek. *Catena*(32), 131-142.

CAMPY, M. et MACAIRE, J.-J. (2003) *Géologie de la surface. Erosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*. Dunod, Sciences sup. Paris, pp. 440.

CANDY, I., BLACK, S. et SELLWOOD, B. W. (2004) Interpreting the response of a dryland river system to Late Quaternary climate change. *Quaternary Science Reviews* **23**, 2513-2523.

CARTER, R. W. G. et WOODROFFE, C. D. (1994) *Coastal evolution. Late Quaternary shoreline morphodynamics.* Cambridge University Press. Cambridge, pp. 517.

CATLING, H. W. (1982) The ancient topography of the Yialias valley. *Report of the department of antiquities*, 227-236.

CATTANEA, A. et TRINCARDI, F. (1999) The Late-Quaternary transgressive record in the Adriatic epicontinental sea : basin widening and facies partitioning in isolated shallow marine sand bodies : sequence stratigraphic analysis and sedimentological interpretation. *SEPM Concept of Sedimentology and Palaeotonlogy* **7**, 127-146.

CHAMLEY, H. (1987) *Sédimentologie*. Dunod. Paris, pp. 175.

CHANDRAJITH, R., DISSANAYAKE, C. D. et TOBSCHALL, H. J. (2001) Application of multi-element relationships in stream sediments to mineral exploration: a case study of Walawe Ganga Basin, Sri Lanka. *Applied Geochemistry* **16**, 229-250.

CHRISTODOULOU, D. (1959) *The evolution of the rural land use pattern in Cyprus*, G. p. limited. Cornwall, pp. 1959.

COJAN, I. et RENARD, M. (1997) *Sédimentologie*. Masson. Paris, pp. 418.

COLDSTREAM, N., HUNT, D., KARAGEORGHIS, V., MICHAELIDES, D., PELTENBURG, E., RUNCIMAN, S. et TATTON-BROWN, V. (1994) *Footprints in Cyprus, an illustrated history.*

Ekdotike Hellados SA, S. D. HUNT. Athène, Grèce., pp. 312.

COLLINSON, J. D., ELLIOTT, T. et READING, H. G. (1978) *Environments and facies of sand bodies*. Seacourt Press, S. r. associates. Oxford, pp. 210.

COLLOMBIER, A.-M. (1988) Harbour or Harbours of Kition on Southeastern Coastal Cyprus. In *Cities on the sea-past and present*, Vol. 2 (ed. A. Raban), pp. 35-46. Bulletin of American archaeology, International series 404.

COLLOMBIER, A. M. (1987) Modification des lignes de rivage et ports antiques de Chypre : état de la question. *Colloque internationaux CNRS : déplacement des lignes de rivage en Méditerranée,* Aix en Provence, 159-172.

COQUE, R. (1998) *Géomorphologie*. Armand Collin. Paris, pp. 503.

DALONGEVILLE, R., BERNIER, P., PRIEUR, A. et CAMPION, T. L. (2000) Les variations de la ligne de rivage du sud-est de Chypre. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 13-20.

DALRYMPLE, R. W., ZAITLIN, B. A. et BOYD, R. (1992) Estuarine facies models : conceptual basis ans stratigraphic implication. *Journal of Sedimentary Petrology* **62**(6), 1130-1146.

DANIELS, J. M. (2003) Floodplain aggradation and pedogenesis in a semiarid environment. *Geomorphology* **56**, 225-242.

DAVIDSON, D. A. (2002) Bioturbation in Old Arable Soils : Quantitative Evidence from Soil Micromorphology. *Journal of Archaeological Science* **29**(11), 1213-1347.

DAY, D. G. (1980) Lithologic controls of drainage density : a study of sux small rural catchments in New England, N.S.W. *Catena* **7**(4), 339-351.

DE LANGE GERT, J., VAN SANTVOORT, P. J. M., LANGEREIS, C., THOMSON, J., CORSELLI, C., MICHARD, A., ROSSIGNOL-STRICK, M., PATERNE, M. et ANASTASAKIS, G. (1999) Palaeo-environmental variations in eastern Mediterranean sediments : a multidisciplinary approach in a prehistoric setting. *Progress in Oceanography* **44**, 369-386.

DEARING, J. A. (1999) *Environmental magnetic susceptibility : using the Bartington MS-2 system*. Chi Publishing. Kenilworth, pp. 153.

DEARING, J. A. (2000) Natural magnetic tracers in fluvial geomorphology. In *Tracers in geomorphology* (ed. I. D. L. Foster), pp. 57-82. John Wiley & Sons Ltd.

DECKERS, K. (2002) Cypriot Archaeological Sites in the Landscape: An Alluvial Geoarchaeological Approach, University of Edinburgh, Geography dept., pp. 340

DECKERS, K., SANDERSON, D. C. W. et SPENCER, J. Q. (2005) Thermoluminescence screening for nondiagnostic sherds from stream sediments to obtain a preliminary alluvial chronology : An example from Cyprus. *Geoarchaeology* **20**(1), 67-77.

DELORT, R. et WALTER, F. (2001) *Histoire de l'environnement européen*. PUF, L. Bély, C.

Gauvard et J.-F. Sirinelli, Le noeud gordien. Paris, pp. 352.

DEPT.-OF-FOREST. (1997) Kypros State Forest Map. 1/250 000 (1/250 000e). Department of Land and Survey, Government of Cyprus.

DERRUAU, M. (1988) *Les formes du relief terrestre*. Masson. Paris, pp. 115.

DEVILLERS, B. (2000) Morphogenèse et anthroposystème depuis le Néolithique Récent dans la moyenne vallée de l'Hérault. DEA de Géographie physique, Aix-Marseille I, U.F.R. de Géographie., pp. 138

DEVILLERS, B. (2003) Holocene morphogenesis and land use in eastern mesaoria (Cyprus), preliminary results. In *Dynamiques environnementales et Histoire en milieux méditerranéens* (ed. E. Fouache), pp. 361-369. Elsevier.

DEVILLERS, B., GABER, P. et LECUYER, N. (2005) Notes on the Agios Sozomenos Bronze Age Settlement (Nicosia district) : Recents Palaeoenvironmental and Archaeological finds. *R.D.A.C.*, 8p.

DEVILLERS, B., MORHANGE, C., L'AIR, M. B. D., BOURCIER, M. et PROVANSAL, M. (2002) Détritisme, potentialités et aménagements du territoire à l'Age du Bronze sur les secteurs amont (Potamia-Agios Sozomenos) et aval de Messarée orientale, secteur d'Enkomi-Acheritou) du bassin versant du Gialias (Chypre). Résultats du programme POTAMIA. *Cahier du Centre d'Étude Chypriotes, Diffusion De Boccard* **32**, 33-52.

DEVILLERS, B. et PROVANSAL, M. (2003) La morphogenèse d'un géosystème cultivé depuis le Néolithique Récent : les petits bassins versants de la moyenne vallée de l'Hérault. *Géomorphologie*(2), 83-98.

DIKAIOS, P. (1969) *Enkomi, excavations 1948-1958*. Verlag Philipp von Zabern. Mainz am Rhein, pp. 438.

DREGHORN, W. (1978) Landforms in the Girne range, Northern Cyprus. *The Mineral Research and Exploration of Turkey* **172**, 32-214.

DREGHORN, W. (1981) Recent uplift in nothern Cyprus. *Geologie en Mijnbouw*(60), 281-284.

DUANE, D. B. (1964) Signifiance of skewness in recent sediments, western Pamlico sound, North Carolina. *Journal of Sedimentary Petrology* **34**(4), 864-874.

DUBAR, M. (2002) Variabilité à haute fréquence dans une laminite du Pléistocène moyen de Cros-de-Cagnes (A.M.). Approches des composantes paléoclimatiques. *Quaternaire* **17**(4), 10 p.

DUBAR, M. et ANTHONY, E. (1995) Holocene environmental change and river-mouth sedimentation in the Baie des Anges, French riviera. *Quaternary Research* **43**(3), 329-343.

DUCHAUFOUR, P. (1976) *Atlas écologique des sols du monde*. Masson. Paris, pp. 178.

DUCHAUFOUR, P. (1977) *Pédologie. Pédogenèse et classification*. Masson. Paris, pp. 477.

DUFAURE, J.-J. (1976) La terrasse holocène d'Olympie et ses équivalents méditérranéens. *Bulletin de l'Association des Géographes Français* **433**, 85-94.

DUFAURE, J.-J. et -physiques-méditérranéens, C.-d. -. m. (1985) *La mobilité des paysages méditérranéens, Hommage à Pierre Birot*. Revue Géographique des Pyrénées et du Sud Ouest. Toulouse, pp. 387.

DUNLOP, D. J. et ÖZDEMIR, Ö. (1997) *Rock magnetism : Fundamentals and Frontiers*. Cambridge University Press. Cambridge, pp. 573.

DUNN, R. K. (1996) Geologic coring and Palaeoenvironmental Reconstruction of the Ancient Harbor at Pahos, Wester Cyprus. *Amerrican School of Oriental Research Newsletter* **46**(3), 7-8.

EATON, S. et ROBERTSON, A. (1993) The Miocene Pakhna formation, southern Cyprus and its relation to Neogene tectonic evolution of the Eastern MEditerranean. *Sedimentary Geology* **86**, 273-296.

EDMUNDS, W. M. (1998) Recharge to groundwater in arid and semi-arid regions from the Holocene to the present. In *Quaternary Deserts and Climatic Change* (ed. W. Kendall), pp. 419-431. Balkema.

EMILIANIDES, A. (1963) *Histoire de Chypre*. Presse universitaire de France, Que sais-je? Paris, pp. .

FACORELLIS, Y., MANIATIS, Y. et KROMER, B. (1998) Apparent 14C ages of marine mollusk shells from a Greek island : calculation of the marine reservoir effect in the Aegean Sea. *Radiocarbon* **40**, 963-973.

FAN, S., SWIFT, D. J. P., TRAYKOVSKI, P., BENTLEY, S., BORGELD, J. C., REED, C. W. et NIEDORODA, A. W. (Sous presse) River flooding, storm resuspension, and event stratigraphy on the northern California shelf: observations compared with simulation. *Marine Geology*, lamine ria marin crue.

FAUST, D., ZIELHOFER, C., ESCUDERO, R. B. et DIAZ-DEL-OLMO, F. (2004) High-resolution fluvial record of late Holocene geomorphic change in northern Tunisia : climatic or human impact? *Quaternary Science Reviews* **23**, 1757-1775.

FEDOROFF, N., BRESSON, L. M. et COURTY, M. A. (1987) Micromorphologie des sols. Soil micromorphology. Actes de la VIIème Réunion internationale de Micromorphologie des Sols, Paris, Juillet 1985. In , pp. 686. AFES.

FINK, M. (1967) Second report on the hydrogeology of south-eastern Mesaoria. Survey on groundwater and mineral resources, Tahal (Water Planning) LTD, pp. 41.

FINKEL, H. J. (1966) Research in soil and water use. Final report on mission to agriculture research institute Cyprus. Project N° 54, United Nation Development Program, pp. 22.

FISK, H. N. (1944) *Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi river*.

Mississippi River Commission. Vicksburg, pp. 241.

FITZPATRICK, E. A. (1993) *Soil Microscopy & Micromorphology*. Wiley. Chichester, pp. 304.

FLEMING, K., JOHNSTON, P., ZWARTZ, D., YOKOYAMA, Y., LAMBECK, K. et CHAPPELL, J. (1998) Refining the eustatic sea-level curve since the last glacial maximum using far- and intermediate- field sites. *Earth and Planetary Science Letters* **163**, 327-342.

FLEMMING, N. C. (1974) Report of preliminary underwater investigation at Salamis. *Report of the Department of Antiquities of Cyprus*, 163-174.

FOLK, R. L. et WARD, W. C. (1957) Brazos river bar : a study in the signifiance of grain size parameters. *Journal of sedimentary petrology* **27**(1), 3-26.

FONTUGNE, M., KUZUCUOGLU, C., KARABIYIKOGLU, M., HATTE, C. et PASTRE, J.-F. (1999) From Pleniglacial to Holocene: a 14C chronostratigraphy of environmental changes in the Konya Plain, Turkey. *Quaternary Science Reviews* **18**, 573-591.

FOSTER, I. D., LEES, J. A., OWENS, P. N. et WALLING, D. E. (1998) Mineral magnetic charactérisation of sediment sources from an analaysis of lake and floodplain sediment n the catchments of the Old Mill reservoir ans Slapton Ley, South Devon, UK. *Earth Surface Processes and Landforms* **23**, 685-704.

FOUACHE, E. (1999) *L'alluvionnement historique en Grèce occidentale et au Péloponnèse*. Bulletin de Correspondance Hellénique. Athènes, pp. 225.

FREYTET, P. et VERRECCHIA, E. (1989) Les carbonates continentaux du pourtour méditerranéen: microfaciès et milieux de formation. *Méditeranée* **2**(3), 5-28.

FROST, B. R. et LINDSLEY, D. H. (1991) Occurence of Iron-Titanium oxide sin igneous rocks. In *Oxide minerals : petrologic and magnetic significance*, Vol. 25 (ed. D. H. Lindsley), pp. 509. BookCrafters.

FURUMARK, A. (1965) The excavations at Sinda. *Opuscula Athens* **6**, 99-116.

GAFFIE, S. (2000) Evolution des horizons de surface au cours de l'Holocène, étude des sols de la région de Tell Leilan (Syrie). These de doctorat, Institut National Agronomique Paris-Grignon, Département Agronomie - Environnement., pp. 121

GALILI, E., ZVIELY, D. et WEINSTEIN-EVRON, M. (2005) Environment of the Carmal coast during the Holocene, finds from underwater and coastal research (Israel). **1**(2), 79-86.

GARREAU, M. (1982) L'île de Chypre : étude morphologique. Thèse de Doctorat, Université de Dijon, pp. 756

GASS, I. G. (1960) *The geology and mineral resources of the Dhali area*. Governmement of Cyprus, G. S. D. Cyrpus, Geological Survey Departement memoir. Nicosia, pp. 116.

GASSE, F. (2000) Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum.

Quaternary Science Reviews **19**, 189-211.

GASSE, F. (2005) Continental palaeohydrology and palaeoclimate during the Holocene. *C. R. Geoscience* **337**, 79-86.

GASSE, F. et VAN-CAMPO, E. (1994) Abrupt post-glacial climate events in West Asia and North Africa monsoon domains. *Earth and Planetary Science Letters* **126**, 435-456.

GEYER, B. (1999) Aridité et sociétés au Proche-Orient, une problématique géo-archéologique. Habilitation à diriger des Recherches, Université Lumière-Lyon II, Maison de l'Orient méditerranéen., pp. 167

GEYER, B. et SANLAVILLE, P. (1991) Signification et chronologie des terrasses Holocènes du bassin syrien de l'Euphrate. *Physio-géo* **22-23**, 101-106.

GIFFORD, J. A. (1978) Paleogeography of archeological sites of the Larnaca lowlands, southeastern Cyprus. PHD, University of Minnesota, pp. 192

GIFFORD, J. A. (1980) Paleogeography of archaeological sites of the Larnaca lowlands, southeastern Cyprus. *Nivmer inf.* **5**, 6-7.

GIVEN, M. (2000) Agriculture, Settlement and Landscape in Ottoman Cyprus. *Levant* **32**, 209-230.

GIVEN, M., KNAPP, A. B., MEYER, N., GREGORY, T. E., KASSIANIDOU, V., NOLLER, J. S., WELLS, L., URWIN, N. et WRIGHT, H. (1999) The Sydney Cyprus Survey Project: An interdisciplinary investigation of long-term change in the North Central Troodos, Cyprus. *Journal of field archaeology* **26**(1), 19-39.

GLENNIE, K. W. (1970) *Desert sedimentary environments*. Elsevier, Developements in Sedimentology. Amsterdam, pp. 222.

GOMEZ, B. (1987) The alluvial terraces and fills of the lower Vasilikos valley, in the vicinity of Kalavasos, Cyprus. *Transaction of the institute of british geographers* **12**, 345-359.

GOMEZ, B. et PEASE, P. P. (1992) Early Holocene cypriot coastal palaeogeography. *Report of the department of the antiquities*, 1-8.

GOODFRIEND, G. A. (1992) The use of land snail shells in paleo-environmental reconstruction. *Quaternary Science Reviews* **11**, 665-6685.

GRAF, W. L. (1988) *Fluvial processes in dryland rivers*. Springer-Verlag. Berlin, pp. 246.

GRANBERG, I. G. (1999) Numerical simulation of possible extreme events due to orography at Cyprus. *Physics and Chemistry of Earth* **24**(6), 649-652.

GREENBAUM, N., SCHICK, A. P. et BAKER, V. R. (2000) The palaeoflood record of a hyperarid catchment, Nahal Zin, Negev desert, Israel. *Eart Surface, Processes and Lanforms*(25), 951-971.

GRIVAUD, G. (1996) Population et peuplement rural à Chypre (fin XIIe-milieu du XVIe). *Ruralie I,*Prague, 217-226.

GRIVAUD, G. (1998) *Villages désertés à Chypre (Fin XIIe-Fin XIXe Siècle)*. Zavallis, A. M. I. foundation, MELATAI KAI YPOMNHMATA III. Nicosie, pp. 536.

GROVE, A. T. (1977) The geography of semi-arid lands. *Philosophical Transaction of the Royal Society London,Series B* **278**, 457-475.

GSDC. (1995) Geological Map of Cyprus 1/250 000. 1/250 000 (1/250 000e). Ministry of Agriculture, Natural Resources, and Environment, Government of Cyprus, Geological Survey Dept.

GUILCHER, A. (1965) *Précis d'Hydrologie*. Masson et Cie. Paris, pp. 389.

GVIRTZMAN, G. et WIEDER, M. (2001) Climate of the last 53,000 years in the eastern Mediterranean, based on soil-sequence stratigraphy in the coastal plain of Israel. *Quaternary Science Reviews* **20**, 1827-1849.

HADJIGEORGHIOU, E. (1985) Rainfall intensity over short periods in Cyprus. Meteorological papers, Minister of agriculture and natural ressources : meteorological services, pp. 6.

HADJIIOANNOU, L. C. (1987) The climate of Cyprus : Past and Present. Technical note, Ministry of agriculture and natural ressources, Meteorological service, pp. 9.

HALL, J. M., WALLS, C. C. et HALL, S. L. (1995) Viscous magnetization at 300K in a profile through Troodos type oceanic crust. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **88**, 101-116.

HAQ, B. U. (1991) Sequence stratigraphy, sea-level change, and signifiance for deep sea. In *Sedimentation, Tectonics and Eustasy : Sea-level Changes at Active Margins.*, Vol. 12 (ed. D. I. M. M. Donald), pp. 2-39. Special Publication of International Association of Sedimentology.

HARISSON, R. W., NEWELL, W. L., BATIHANLI, H., PANAYIDES, I., McGEEHIN, J. P., MAHAN, S. A., OZHUR, A., TSIOLAKIS, E. et NECDET, M. (2004) Tectonic framework and Late Cenozoic tectonic history on the northern part of CYprus : implication for earthquake hazards and regional tectonics. *Journal of Asian Earth Science* **23**, 191-210.

HARRISON, S. P. et DIGERFELDT, G. (1993) European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Quaternary Science Reviews* **12**(4), 233-248.

HARVEY, A. M. (2000) The role of alluvial fans in arid zone fluvial systems. In *Arid zone geomorphology. Process, form and change in drylands* (ed. D. S. G. THOMAS), pp. 231-259. J. Wiley.

HAUBEN, H. (1987) Cyprus and the Ptolemaic navy. Report of the department of the antiquities, Report of the Department of the Antiquities, pp. 217-226.

HEATON, T. H. E., HOLMES, J. A. et BRIDGEWATER, N. D. (1995) Carbon and oxygen isotope variations among lacustrine ostracods : implications for palaeoclimatic studies. *The Holocene* **5**,

428-434.

HENNESSY, B. M. (1991) The Lozenge survey, an archaeological investigation into the distribution of ancient sites in the area of Vryssoules and Ayios Nikolaos, Famagusta district, Cyprus. Survey Report, Depatement of the antiquities, pp. 110.

HESSLING, M. (1999) Hydrological modelling and pair basin study of Mediterraean catchments. *Physics and Chemistry of Earth* **24**(1-2), 59-63.

HILL, S. G. (1948) *The Frankish Period 1192-1432*. Cambridge University Press, S. H. Luke, A History of Cyprus. Cambridge, pp. 496.

HILL, S. G. (1972) *The Ottoman Province, The British Colony, 1571-1948*. Cambridge University Press, S. H. Luke, A History of Cyprus. Cambridge, pp. 640.

HOOKE, J. M. et MANT, J. M. (2000) Geomorphological impacts of a flood event on ephemeral channels in SE Spain. *Geomorphology* **34**(3-4), 163-180.

HORTON, R. E. (1933) The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Transaction of American Geophysical Union* **14**(446-460).

HSÜ, K. J., MONTADERT, L., BERNOUILLI, D., CITA, M. B., ERICKSON, A., GARRISON, R. E., KIDD, R. B., MELIERE, F., MULLER, C. et WRIGHT, R. (1978) *History of the Mediterranean salinity crisis*. U.S. Government Printing Office, K. J. H. L. MONTADERT, Initial Report of the Deep Sea Drilling Project. Washington, pp. 1053-1078.

HULME, M. et MARSH, R. (1990) Global mean monthly humidity surfaces for 1930-59, 1960-69 and projected for 2030. Report to UNEP/GEMS/GRID, Climate research unit, University of East Anglia.

HUTCHINSON, J.-T. et COBHAM, C. D. (1909) *Handbook of Cyprus*. Edward Stanford. London, pp. 135.

IACOVOU, M. (1985) Society and settlements in Late Cypriot III. *Early society in cyprus,*Nicosie, 52-59.

JACKSON-Jr, L. E., McDONALD, G. M. et WILSON, M. C. (1982) Paraglacial origin for terraced river sediments in Bow valley, Alberta. *Canadian Journal of Earth Science* **19**, 2219-2231.

JONES, D. K., MERTON, L. F. H., POORE, M. E. D. et HARRIS, D. R. (1958) Report on pasture research, survey and development in Cyprus, with a foreword by W. Allan., Hunting Technical Services Pasture Survey, Gouvernment of Cyprus, pp. 34.

JONES, S. J., FROSTICK, L. E. et ASTIN, T. R. (2001) Braided stream and flood plain architecture : the Rio Vero Fomartion, Spanish Pyrenees. *Sedilmentary Geology* **139**, 229-260.

JORDA, C. (2000) Morphogenèse alluviale et aménagement dans la plaine deltaïque du Lez depuis 6 000 ans : la fouille archéologique de sauvetage de Port-Ariane (Lattes, Hérault). *Méditerranée* **1**(2), 25-32.

JORDA, M. (1985) La torrentialité holocène des Alpes françaises du Sud. Facteurs anthropiques et paramètres naturels de son évolution. *Cahier Ligure de Préhistoire et de Protohistoire* **2**, 11-28.

JORDA, M. et PROVANSAL, M. (1996) Impact de l'anthropisation et du climat sur le détritisme dans le Sud-Est de la France (Alpes du Sud et Provence). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 159-168.

JORDA, M. et VAUDOUR, J. (1980) Sols, morphogenèse et actions anthropiques à l'époque historique s.l. sur les rives nord de la Méditerranée. *La mise en place, l'évolution et la caractérisation de la flore et de la végétation circumméditerranéenne,*Montpellier, 173-184.

KALLEL, N., DUPLESSY, J.-C., LABEYRIE, L., GASSE, F., FONTUGNE, M. et PATERNE, M. (2001) Timing of the last mediterranean pluvial period (communication non pubiée). *PAGES-PEPIII, Past climate variability through Europe and Africa,*Aix en Provence.

KARAGEORGIS, V. (1979) Material from a sanctuary at Potamia. *Report of the Department of the Antiquities of Cyprus*.

KARCZ, I. (1972) Sedimentary structures formed by flash floods in southern Israel. *Sedimentary Geology* **7**, 161-182.

KAYAN, I. (1996) Holocene coastal development and archeology in Turkey. *Zeitschrift für Geomorphologie* **Suppl.-Bd. 102**, 37-59.

KAYAN, I. (1997) Bronze Age regression and change of sedimentation on the Aegean coastal plains of Anatolia (Turkey). In *Third Millenium BC Climate Change and Old World Collapse* (ed. G. K. e. H. W. H. Nüzhet Dalfes), pp. 431-450. Springer-Verlag.

KAYAN, I. (1999) Holocene stratigraphy and geomorphological evolution of the Aegean coastal plains of Anatolia. *Quaternary Science Reviews* **18**, 541-548.

KELTS, K. et HSÜ, K. J. (1978) Freshwater carbonate sedimentation. In *Lakes : chemistry, geology, physics* (ed. A. Lerman), pp. 295-323. Springer.

KENYON, L. (1879) Courrier du Lieutenant Kenyon (SA1 14265). Correspondance administrative, Administration coloniale, pp. 2.

KITCHENER, S. (1883) Map of Cyprus(1/50 000). Brtitish Overseas Administration.

KLINGER, Y., AVOUAC, J. P., BOURLES, D. et TISNERAT, N. (2003) Alluvial deposition and lake-level fluctuations forced by Late Quaternary climate change : the Dead Sea case example. *Sedimentary Geology*, 21p.

KNIGHTON, D. et NANSON, G. (2000) Distinctiveness, diversity and uniqueness in arid zone river systems. In *Arid zone geomorphology. Process, form and change in drylands* (ed. D. S. G. THOMAS), pp. 185-203. J. Wiley.

KOLODNY, E. (1974) La population des îles de la Grèce, Université d'Aix Marseille I, U.F.R. des

sciences géographiques., pp. 150-151

KRAFT, J.-C., KAYAN, I. et EROL, O. (1980) Geomorphic reconstructions in the environs of ancient Troy. *Science* **209**, 776-781.

KRAFT, J.-C., RAPP, G. et ASCHENBRENNER, S.-E. (1975) Late Holocene paleogeography of the coastal plain of the gulf of Messenia, Greece, and its relationship to archaeological setting and coastal change. *Bulletin of the Geological society of America* **86**, 1191-1208.

KRIJGSMAN, K., BLANC-VALLERON, M. M., FLECKER, R., HINGEN, F. J., KOUWENHOVEN, T. J., MERLE, D., OSZARG-SPERBER, F. et ROUCHY, J. M. (2002) The onset of the Messinian salinity crisis in the Eastern Mediterranean (Pissouri Basin, Cyprus). *Earth and Planetary Science Letters* **194**, 299-310.

KUBIËNA, W. L. (1938) *Micropedology*. Collegiate Press. Ames, Iowa, pp. 329.

KUZUCUOGLU, C., FONTUGNE, M. et MOURALIS, D. (2004) Holocene terraces in the middle Euphrates valley, between Halfeti and Karkemish (Gaziantep, Turkey). *Quaternaire* **15**(1-2), 195-206.

KYPRIS, D. C. et LYTRAS, S. (1989) Monthly river flows in Cyprus, 1965-66 to 1987-88, Departement of water development, pp. 232.

KYTHREOTI, S., STOVIN, V. R. et PILAKOUTAS, K. (1998) GIS and earthquake risk assemsment -Case study: Cyprus. *Proceedings of the 6th SECED Conference on Seismic Design Practice into the Next Century,*Oxford, 269-275.

LACHENAL, A. M. (1989) Ecologie des ostracodes du domaine méditerranéen : application au golfe de Gabès (Tunisie orientale). In *Les variations du niveau marin depuis 30 000 ans*. Document des laboratoires de Géologie de Lyon.

LAGROIX, F. et BORRADAILE, G. J. (2000) Tectonics of the circum-Troodos sedimentary cover of Cyprus, from rock magnetic and structural observations. *Journal of Structural Geology* **22**, 453-469.

LAMBECK, K. et BARD, E. (2000) Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30 000 years. *Earth and Planetary Science Letters* **175**, 203-222.

LAND-AND-SURVEY-STAFF. (1977) Isohyetal map of Cyprus(1/250 000). Land and Survey Dept.

LEBORGNE, E. (1955) Influence du feu sur les propriétés magnétiques du sol et du granite. *Annale de Géophysique* **16**, 159-195.

LECUYER, N., DECOCK, L., DEVILLERS, B., FRANCOIS, V., GRIVAUD, G., MICHAELIDES, D., NICOLAÏDES, A., SAULNIER, J.-M., SIMON, B., THERNOT, R. et VALLAURI, L. (2001) Potamia - Agios Sozomenos (Chypre), la constitution des paysages dans l'Orient médiéval. *Bulletin de correspondance hellénistique* **125**(2), 655-678.

LECUYER, N., GRIVAUD, G., MICHAELIDES, D., NICOLAÏDES, A., AMOURIC, H., DECOCK, L., DEVILLERS, B., FRANCOIS, V., HADJICHRISTOFI, F., LOISEAU, M., SIMON, B. et VALLAURI, L. (2002) Potamia-Agios Sozomenos (Chypre). La constitution des paysages dans l'Orient médiéval. *Bulletin de correspondance hellénistique* **126**(2), 598-613.

LEHAVY, Y. M. (1981) Excavation at Dhali- Agridhi. In *American expedition to Idalion, Cyprus 1973-1980*, Vol. 24 (ed. L. E. Stager et A. Walker), pp. 204-259.

LE-ROY-LADURIE, E. (1983) *Histoire du climat depuis l'An Mil*. Flammarion. Paris, pp. 287 et 254.

LE-ROY-LADURIE, E. (2004) *Histoire humaine et comparée du climat*. Fayard. Paris, pp. 740.

LESPEZ, L. (1999) L'évolution des modelés et des paysages de la plaine de Drama et de ses bordures au cours de l'Holocène. (Macédoine orientale, Grèce). Thèse de Doctorat, Université de Clermont II, pp. 539

LESPEZ, L. (2003) Geomorphic responses to long-term land use changes in Eastern Macedonia (Greece). *Catena* **51**, 181-208.

LUCKE, B., SCHMIDT, M., AL-SAAD, Z., BENS, O. et HÜTTL, R.-F. (2005) The abandonment of the Decapolis region in Northern Jordan, forced by environmental change? *Quaternary International* **135**, 65-81.

MACAIRE, J.-J. (1990) L'enregistrement du temps dans les dépôts fluviatiles superficiels : de la géodynamique à la chronostratigraphie. *Quaternaire* **1**(1), 41-49.

MACAIRE, J.-J., DI-GIOVANNI, C. et HINSCHBERGER, F. (Sous presse) Relations entre production organique et apports terrigènes dans les sédiments fluviatiles holocènes : observations et conclusions hétérodoxes. *Compte rendus de Geosciences*.

MACKLIN, M. G., FULLER, I. C., LEWIN, J., MAAS, G. S., PASSMORE, D. G., ROSE, J., WOODWARD, J. C., BLACK, S., HAMLIN, R. H. B. et ROWAN, J. S. (2002) Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean basin over the last 200 ka and their relationship to climate change. *Quaternary Science Reviews* **21**, 1633-1641.

MAGNY, M. (1995) *Une Histoire du climat. Des derniers mammouths au siècle de l'automobile*. Errance. Paris, pp. 176.

MAGNY, M. (2004) Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlments. *Quaternary International* **113**, 65-79.

MAGNY, M., MIRAMONT, C. et 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.

MAHER, B. A. (1998) Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols : paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **137**, 25-54.

MAHER, B. A., MENGYU, H., ROBERTS, H. M. et WINTLE, A. G. (2003) Holocene loess accumulation and soil development at the western edge of the chinese loess plateau: implication for magnetic proxies of palaeorainfall. *Quaternary Science Review* **22**, 445-451.

MAHER, B. A. et TAYLOR, R. M. (1988) Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. *Nature* **336**, 368-370.

MAHER, B. A. et THOMPSON, R. (1999) Quaternary climates, environments and magnetism. In , pp. 390. University Press.

MATHIEU, J., WEISROCK, A., WENGLER, L., BROCHIER, J.-E., EVENS, G., FONTUGNE, M., MERCIER, N., OUAMMOU, A., SENEGAS, F., VALLADAS, H., VERNET, J.-L. et WAHL, L. (2004) Holocene deposits in the lower section of the Assaka Wadi, South Marocco : premiminary results. *Quaternaire* **15**(1-2), 207-218.

MAYEWSKI, P. A., ROHLING, E. E., STAGER, J. C., KARLEN, W., MAASCH, K. A., MEEKER, L. D., MEYERSON, E. A., GASSE, G., KREVEN, S. V., HOLMGREN, K., LEE-THORP, J., ROSQVIST, G., RACK, F., STAUBWASSER, M., SCHNEIDER, R. R. et STEIG, E. J. (2004) Holocene climate variability. *Quaternary Research* **62**, 243-255.

McCALLUM, J. E. et ROBERTSON, A. H. F. (1995) Sedimentology of two fan-delta systems in the Pliocene-Pleistocene of the Mesaoria basin, Cyprus. *Sedimentary Geology* **98**, 215-244.

McKEE, E. D., CROSBY, E. J. et Jr, H. L. B. (1965) Flood deposit, Bijou creek, Colorado, June 1965. *Journal of Sedimentary Petrology* **37**(3), 829-851.

METEOROLOGICAL-OFFICE. (1958) Potential evapo-transpiration and it's application to problems of the water balance in Cyprus. Technical note n1, Meteorological office, Gouvernment of Cyprus, pp. 12.

MEYBECK, M., LAROCHE, L., DÜRR, H. H. et SYVITSKI, J. P. M. (2003) Global variability of daily total suspended solids and their fluxes in rivers. *Global and Planetary Change* **39**, 65-93.

MEYBECK, M. et VÖRÖSMARTY, C. (2005) Fluvial filtering of lan-to-ocean fluxes : from natural Holocene variation to Anthopocene. *Compte Rendus Geoscience* **337**, 107-123.

MIRAMONT, C. (1998) Morphogenèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la moyenne Durance (Alpes françaises du Sud). Thèse nouveau régime, Université de Provence, U.F.R. des sciences géographiques et de l'aménagement., pp. 286

MIRAMONT, C. et GUILBERT, X. (1997) Variations historiques de la fréquence des crues et évolution de la morphogenèse fluviale en Moyenne Durance. *Géomorphologie* **4**, 325-338.

MISKOVSKY, J. R. (1989) Etude paléobotanique, paléoclimatique et paleoethnologique. In *Fouilles récentes à Khirokitia (Chypre) 1983-1986* (ed. A. L. Brun), pp. 251-288. Editions Recherches sur les Civilisations.

MOEYERSONS, J., VERMEESCH, P. M., BEECKMAN, H. et VANPEER, P. (1999) Holocene

environmental changes in the Gebel Umm Hammad, Eastern Desert Egypt. *Geomorphology* **25**, 297-312.

MORHANGE, C. (2001) Mobilité littorale de quelques sites portuaires antiques de Méditérranée. Marseille, Pouzzoles, Cumes, Kition et Sidon. Habilitation à Diriger des Recherches, Aix-Marseille 1, UFR des sciences Géographiques., pp. 184 + articles

MORHANGE, C., GOIRAN, J. P., BOURCIER, M., CARBONEL, P., KABOUCHE, B., LE CAMPION, J., PRONE, A., PYATT, F. B., ROUCHY, J. M., SOURISSEAU, J. C. et YON, M. (1999) 3000 ans de modifications des environnements littoraux à Kition Bamboula (Lanarca, Chypre, Méditerranée Orientale). *Quaternaire* **10**(2-3), 133-149.

MORHANGE, C., GOIRAN, J. P., BOURCIER, M., CARBONEL, P., LE CAMPION, J., ROUCHY, J. M. et YON, M. (2000) Recent holocene paleo-environmental evolution and coastline changes of Kition, Larnaca, Cyprus, Mediterranean Sea. *Marine Geology* **170**, 205-230.

MORHANGE, C., LABOREL, J. et HESNARD, A. (2001) Changes of relative sea level during the past 5000 years in the ancient harbor of Marseilles, Southern France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **166**, 319-329.

MORHANGE, C., TAHA, M. H., HUMBERT, J. B. et MARRINER, N. (2005) Human settlement and coastal change in Gaza since the Bronze Age. *Méditerranée* **1**(2), 75-78.

MULDER, C. J. (1973) Messinian events in the Mediterranean. *Geodynamic Scientific Report,*Utrecht, 44-59.

MUNSELL. (1990) Munsell soil colort charts, Macbeth Division of Kollmorgen.

MURRAY, C., McCLELLAN, M. C. et RAUTMAN, M. L. (1994) Where have all the farmers gone? The cypriot countryside in the seventh to tenth centuries. *Visitors, immigrants, and invaders in Cyprus,*Albany (E.U.), 85-87.

NASA-NGA. (2000) Shuttle Radar Topography Mission (SRTM DTED) Level 1. Topographie radar 3 arc seonde . USGS EROS Data Center (EDC). (http://edc.usgs.gov/products/elevation/srtmdted.html)

NEBOIT, R. (1977) Un exemple de morphogenèse accélérée dans l'Antiquité. Les vallées du Basento et du Cavone en Lucanie (Italie). *Méditerranée*, 39-50.

NEBOIT, R. (1980) Morphogenèse et occupation humaine dans l'Antiquité. *Bulletin de l'Association des Géographes Français* **466**, 21-27.

NEBOIT, R. (1983) *L'homme et l'érosion*. Faculté des Lettres et Sciences humaines de l'Université de Clermont-Ferrand II. Clermont-Ferrand, pp. 183.

NEBOIT-GUILHOT, R. (1999) Autour du concept d'érosion accélérée : l'homme, le temps et la morphogenèse. *Géomorphologie* **2**, 159-172.

NEWELL, W. L., STONE, B. et HARRISON, R. (2004) Holocene alluvium around Lefkosia

(Nicosie), Cyprus : an archive of land-use, tectonic processes, and climate change. In *Geo-Environment* (ed. J. F. Martin-Duque, C. A. Brebbia, A. E. Godfrey et J. R. D. d. Teran), pp. 71-80. Wit-Press.

NICOLAOU, K. et FlINDLER, A. (1976) Ancient fish-tanks at Lapithos, Cyprus. *The International Journal of Nautical Archaeology and Underwater Exploration* **5**(2), 133-141.

NOAA-NCDC-GHCN-BETA-VERSION-2. (2004) Monthly weather station precipitation data from the Global Historical Climate Network. Dataset, NOAA NCDC.

NORRANT, C. (2000) Les précipitations régionales annuelles et saisonnières dans le bassin Méditerranéen 1915-1988. Mémoire de maîtrise, université d'Aix-Marseille I, pp. 122

OBERHUMMER, E. (1903) *Die Insel Cypern*. T. Ackermann, K. Tafel. Munchen, pp. 488.

OMORPHOS, C., SAVVIDES, K., SIAMAROU, V. et ANDREOU, P. (1999) Water treatment and desalination plants, Ministry of Agriculture, natural resources ans environment, Water dev. Dept., pp. 23.

OSTERKAMP, W. R. et COSTA, J. E. (1987) Changes accompanying an extraordinary flood on a sand-bed stream. In *Catastrophic flooding* (ed. L. Mayer et D. Nash), pp. 201-224. Allen & Unwin.

OVERBECK, J. C. et SWINY, S. (1972) Two cypriot bronze age sites at Kafkallia (Dhali). *Studies in mediterranean archeology* **33**, 7-31.

PASSEGA, R. (1957) Texture as characteristic of clastic deposition. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist* **41**(9), 1952-1984.

PASSEGA, R. (1963) Analyses granulométriques, outil géologique pratique. *Revue de l'institut français du pétrole* **11**(8), 1489-1499.

PASSEGA, R. (1964) Grain size representation by CM patterns as a geologial tool. *Journal of Sedimentary Petrology* **34**(4), 830-847.

PEARCE, J. A. (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics* **25**(1-2), 41-67.

PELTENBURG, E.-J. (1990) *Footprint of Cyprus*. Trigraph Limited West Africa House, D. HUNT. London, pp. 224.

PERES, J. M. et PICARD, J. (1964) Nouveau manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée., Bulletin des recherches et travaux de la station marine d'Endoume, pp. 137.

PETRAKIS, M., KAMBEZEDIS, H. D., LYKOUDIS, S., ADAMOPOULOS, A. D., KASSOMENOS, P., MICHAELIDES, I. M. et KALOGIROU, S. A. (1998) Generation of a «typical meteorological year» for Nicosia, Cyprus. *Renewable Energie* **13**(3), 381-388.

PHILIPPSON, A. (1890) Bericht über eine Reise durch Nord- Und Mittel-Griechenland. *Zeitschrift*

der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin **25**, 331-406.

PHILLIPS, J. D. (2002) Geomorphic impacts of flash flooding in a forested headwater basin. *Journal of Hydrology* **269**, 236-250.

PICARD, J. (1965) Recherches qualitatives sur les Biocénoses marines des subtrats meubles dragables de la région marseillaise (France)., Bulletin des recherches et travaux de la station marine d'Endoume, pp. 160.

PICARD, M. D. et HIGHJR., L. R. (1973) *Sedimentary structures of ephemeral streams*. Elsevier, Developments in sedimentology. Amsterdam, pp. 223.

PINAR, A. et KALAFAT, D. (1999) Source processes and seismotectonic implication of the 1995 and 1996 Cyprus, Eastern Mediterranean region, earthquakes. *Tectonophysics* **301**, 217-230.

PIRAZZOLI, P. (1986) The Early Byzantine Tectinic Paroxism. *Zeirschrift fur die Geomorphologie* **62**, 31-49.

POHLSANDER, H. A. et ORPHANIDES, A. G. (2000) *Greek texts of the fourth to thirtheen centuries*. Greece and Cyprus research center, H. A. POHLSANDER et A. G. ORPHANIDES, Source for the history of Cyprus. Nicosie, pp. .

POOLE, A. et ROBERTSON, A. (1998) Pleistocene fanglomerate deposition related to uplift of the Troodos ophiolites, Cyprus. *Proceeding of the ocean drilling program scientific resuts* **160**, 545-566.

POOLE, A. J. (1992) Sedimentology, neotectonics and geomorphology related to tectonic uplift ans sea-level change: Quaternary of Cyprus. Ph. D, University of Edinburgh, Geology and Geophysics., pp. 211

POORE, M. E. D. (1961) Ecology and forestry in Cyprus. *Cyprus Forestry College Magazine* **6**, 14-27.

PROVANSAL, M. (1995) The role of climate in landscape morphogenesis since the Bronze Age in Provence, southeastern France. *The Holocene* **5**(3), 348-353.

PURI, H. S., BONADUCE, G. et GERVASIO, A. M. (1969) Distribution of Ostracoda in the Mediterranean. In *The taxonomy, morphology and Ecology of recent Ostracoda* (ed. J. W. Neale), pp. 56. Oliver & Boyd.

RABAN, A. (1995) The heritage of ancient harbor engineering in Cyprus and the Levant. *International Symposium Cyprus and the Sea,*Nicosie, 162-163.

RAMOS, A. et SOPENA, A. (1983) Gravels barsin low-sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). *Modern and ancient fluvial systems,*Keele, Angleterre, 301-312.

READING, H. G., ALLEN, P. A., BALDWIN, T. C., COLLINSON, J. D., EDWARDS, M. B., ELLIOTT, T. et JENKYNS, H. C. (1986) *Sedimentary Environments and facies*. Blackwell scientific publications, H. G. Reading. London, pp. 615.

REID, C. (1909) Report of the water suply of Cyprus, Overseas Gvt., pp. 15.

REID, I. et FROSTICK, L. E. (2000) Channel form, flows and sediment in deserts. In *Arid zone geomorphology. Process, form and change in drylands* (ed. D. S. G. THOMAS), pp. 205-229. J. Wiley.

REIMER, P. et McCORMAC, F. G. (2002) Marine radiocarbon reservoir corrections for the Mediterranean and Aegean seas. *Radiocarbon* **44**, 159-166.

REINECK, H.-E. et SINGH, I. B. (1980) *Depositional sedimentary environments, with reference to terrigeneous clastics*. Springer-Verlag. Berlin, pp. 551.

RENAULT-MISKOVSKY, J. (1989) Etude Paléobotanique, Paléoclimatique et Palethnologique du site néolithique de Khirokitia à Chypre : apport de la Palynologie. In *Fouilles récentes à Khirokitia (Chypre) 1983-1986* (ed. A. L. Brun), pp. 251-263. CNRS.

ROBERTS, N. (1998) *The Holocene. An environmental history.* Blackwell. Oxford, pp. 316.

ROBERTSON, A. H. F. (1990) Tectonic evolution of Cyprus. *TROODOS 1987,*Nicosie, 235-250.

ROBERTSON, A. H. F. (1998) Tectonic signifiance of the Eratosthenes Seamount : a continental fragment in the process of collision with a subduction zone in the eastern Mediterranean (Ocean Drilling Progra Leg 160). *Tectonophysics* **298**, 63-82.

RODITIS, J. C. et PONT, D. (1993) Dynamiques fluviales et milieux de sédimentation du Rhône à l'amont immédiat de son delta. *Méditerranée* **3**(4), 5-18.

ROMANELLI, F. C. et GRIVAUD, G. (2002) Cipro 1542. La grande mappa dell'isola di Leonida Attar. Ελληνικο Ινστιτογτο Βψζαντινων. Και Μεταβψζαντινον Επογαων Βενετιαε, 289-314.

ROSSIGNOL-STRICK, M. (1999) The Holocene climatic optimum and pollen records of sapropel 1 in the eastern Mediterranean, 9000-6000 BP. *Quaternary Science Reviews* **18**, 515-530.

ROUX, M. (1993) Les sédiments de l'étang de Berre, témoins de la pression anthropique holocène. In *Archéologie et environnement : de la Sainte-Victoire aux Alpilles* (ed. P. Leveau et M. Provansal), pp. 425-441. Publication de l'Université de Provence.

ROWE, A. H. (1995) The Ayios Sozomenos region: A Bronze Age Landscape in Cyprus, University of Sydney, Department of Near Eastern Archeology., pp. 106+Annexes

RUTSCHMANN, P. et HAGER, W. H. (1996) Diffusion of floodwaves. *Journal of Hydrology* **178**, 19-32.

SALVADOR, P. G., BRAVARD, J.-P., VITAL, J. et GENEVA, J.-L. V. (1993) Archaeological evidence for Holocene floodplain development in the Rhône valley, France. *Zeirschrift fur die Geomorphologie* **88**, 81-95.

SANLAVILLE, P. (1996) Changements climatiques dans la région levantine à la fin du Pléistocène supérieur et au début de l'Holocène. Leurs relations avec l'évolution des sociétés humaines. *Paléorient* **22**(1), 7-30.

SANLAVILLE, P. (1998) Les changements dans l'environnement au Moyen-Orient de 20 000 BP à 6 000 BP. *Paléorient* **23**(2), 249-262.

SCHAEFFER, C. F. A. (1936) *Missions en Chypre 1932-1935*. Librairie orientaliste Paul Geuthner. Paris, pp. 159.

SCHAEFFER, C. F. A. (1952) *Enkomi-Alasia*. Librairie C. Klincksieck. Paris, pp. 448 +annexes.

SCHERTMANN, U. et TAYLOR, R. M. (1989) Iron Oxides. In *Minerals in soil environments* (ed. J. B. Dixon et S. B. Weeds), pp. 379-438. Soil Science Society.

SCHIRMER, W. (1998) Havara on Cyprus, a superficial calcareous deposit. *Eiszeitalter u. Gegenwart* **48**, 110-117.

SCHRÖDER, B. et BAY, B. (1996) Late Holocene rapid coastal change in Western anatolia - Büyük Menderes plain as a case study. *Zeirschrift fur die Geomorphogy* **102**, 61-70.

SCHULTE, L. (2002) Climatic and human influence on river systems and glacier fluctuation in southeast Spain since the Last Glacial Maximum. *Quaternary International* **93**(4), 85-100.

SCHUMM, S. A. (1972) *River morphology : Benchmark papers in geology*. Hutchinson and Ross, Stroudsburg. Dowden, pp. 429.

SHIRLEY, R. (2001) Kitchener's survey of Cyprus 1878-1883, the first full triangulated survey and mapping of the island. Cyprus cartography lectures N°.5, The bank of Cyprus cultural foundation, pp. 70.

SIANI, G., PATERNE, M., ARNOLD, M., BARD, E., METIVIER, B., TISNERAT, N. et BASSINOT, F. (2000) Radiocarbon reservoir ages in the mediterranean sea and black sea. *Radiocarbon* **42**(2), 271-280.

SIANI, G., PATERNE, M., MICHEL, E., SULPIZIO, R., SBRANA, A., ARNOLD, M. et HAGGAD, G. (2001) Mediterranean sea surface radiocarbon reservoir age changes since last glacial maximum. *Science* **294**(1917-1920).

SIVAN, D., WDOWINSKI, S., LAMBECK, K., GALILI, E. et RABAN, A. (2001) Holocene sea-level changes along the Mediterranean coast of Israel, based on archaeological observations and numerical model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **167**, 101-117.

SIVAN, O. (2002) Activité érosive et évolution des paléoenvironnements alpins postglaciaires, Aix-Marseille I, U.F.R. des Sciences Géographiques et de l'Aménagement., pp. 242

SMITH, R. M. H., MASON, T. R. et WARD, J. D. (1993) Flash-flood sediment and ichnofacies of Late Pleistocene Homeb Silts, Kuiseb river, Namibia. *Sedimentary Geology* **85**(4), 579-599.

SOIL-SURVEY-STAFF. (1998) Keys to soil taxonomy, United States Department of Agriculture ; Natural Ressources Conservation Service, pp. 327.

SOURISSEAU, J.-C., GOIRAN, J.-P. et MORHANGE, C. (2003) Analyse archéologique et approches paléoenvironnementales. L'exemple du port de Kition-Bamboula (Larnaca, Chypre). *Cahier du Centre d'études Chypriotes* **33**, 253-272.

STANLEY, D. J. et WARNE, A. G. (1994) Wordwide initiation of Holocene marine deltas : deceleration of sea-level rise as principal factor. *Science* **265**, 228-231.

STARKEL, L. (1983) The reflection of hydrologic changes in the fluvial environments of the temperate zone during the last 15 000 years. In *Background to Paleohydrology* (ed. K. J. GREGORY), pp. 213-235. J.Wiley & Sons.

STARKEL, L. (1991) Fluvial environments as a source of information on climatic changes and humain impact in Europe. In *Evalutation of climateproxy data in relation to the Europenan Holocene* (ed. B. Burkhard, A. Pons et B. Gläser), pp. 241-254. Gustav Fischer Verlag.

STARKEL, L. (1999) 8500-8000 yrs BP humid phase- Global or regional? *Science Reports of the Tohoku University, Series 7: Geography* **49**(2), 105-133.

STARKEL, L. (2003) Climatically controlled terraces in uplifting mountain areas. *Quaternary Science Reviews* **22**, 2189-2198.

STEEL, R. J. et THOMSON, D. B. (1983) Structures and textures in Triassic braided stream conglomerate in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. *Sedimentology* **30**, 341-357.

STEGER, C. (1972) Contribution à l'étude écologique des ostracodes des mares temporaires de Camargue. Autoécologie de l'espèce Cypris Bispinosa Lucas. Thèse de spécialité en biologie appliquée, Université de Provence, Departement de Biologie., pp. 257

STOOPS, G. (1994) Soil thin section desciption : higher levels of classification of microfabrics as a tool for interpretations. In *Soil micromorphology : studies in management and genesis* (ed. R.-V. e. Humphreys), pp. 317-325. Elsevier.

STOOPS, G. et ESWARAN, H. (1985) Morphological characteristics of wet soils. In *Wetland soils : Charaterization, Classification and Utilization.* (ed. M. Kokwe), pp. 177-189. International Rice Research Institute.

STOOPS, G. et ILAIWI, M. (1981) Gypsum in arid soil, morphology and genesis. *Third International Soil Classification workshop,*Damascus, 175-192.

STOOPS, G. et POCH, R. M. (1992) Micromorphological classification of gypsiferous soil material. *Soil micromorphology: studies in management and genesis,*Townsville, Australia, 327-331.

STOW, D. A. V., BRAAKENBURG, N. E. et XENOPHONTOS, C. (1995) The Pissouri Basin fan-delta complex, southwestern Cyprus. *Sedimentary Geology* **98**, 245-262.

STRAHLER, A. N. (1957) Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transaction of American Geophysics Union* **38**(6), 913-920.

STUIVER, M. et BRAZUNIAS, T. F. (1993) Modeling atmospheric 14C influences and 14C ages of marine samples back to 10 000 BC. *Radiocarbon* **35**, 137-189.

STUIVER, M., REIMER, P. J., BARD, E., BECK, J. W., BURR, G. S., HUGHEN, K. A., KROMER, B., McKORMAC, G., PLICHT, J. V. D. et SPURK, M. (1998) INTCAL98 Radiocarbon age calibration, 24 000-0 cal BP. *Radiocarbon* **40**(3), 1041-183.

THIRGOOD, J. K. (1987) *Cyprus: A chronicle of it's forests, land, and people*. University of British Columbia Press. Vancouver, pp. 401.

THOMAS, D. S. G. (2000) Arid zone geomorphology. Process, form and change in drylands. In , pp. 713. J. Wiley.

THOMPSON, R. et OLDFIELD, F. (1986) *Environmental magnetism*. Allen & Unwin. London, pp. 227.

THOMSON, J., MERCONE, D., LANGE, G. J. D. et SANTVOORT, P. J. M. (1999) Review of recent advances in the interpretation of eastern Mediterranean sapropel S1 from geochemical evidence. *Marine Geology* **153**, 77-89.

TOOTH, S. (2000) Process, form and change in dryland rivers : a review of recent research. *Earth-Science Reviews* **51**, 67-107.

TOUFEXIS, N. C. (1968) Cyprus springs and stream discharges, Ministry of agriculture and natural resource, pp. 188.

TSIOURTIS, N. (1993) Retenues et contrôle de la sédimentation à Chypre. *5eme rencontres de l'agence régionale pour l'environnement,*PACA, 208-225.

TUCKER, G. E. et PARSONS, R. P. (1997) Drainage basin responses to climate change. *Water ressources research* **33**(8), 2031-2047.

UNEP. (1992) *World atlas of desertification*. Edward Arnolds. Sevenoaks, pp. 204.

VAIL, P. R., MITCHUM, R. M., TODD, R. G., WIDMIER, J. M., THOMPSON, S., SANGREE, J. B., BUBB, J. N. et HATLIED, W. G. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In *Seismic stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*, Vol. 26 (ed. C. E. Payton), pp. 49-212. American Association of Petroleum Geologists.

VAN-ANDEL, T. H. et RUNNEL, C. N. (1995) The earliest farmers in Europe. *Antiquity*(69), 91-113.

VAN-ANDEL, T. H., ZANGGER, E. et DEMITRACK, A. (1990) Land use and soil erosion in prehistoric and historical Greece. *Journal of field archaeology*(17), 379-396.

VAN-DER-LEEUW, S., FAVORY, F. et FICHES, J. L. (2003) *Archéologie et systèmes socio-*

environnementaux. Etude multiscalire sur la vallée du Rhône dans le programe Archaeomedes. CNRS éditions, F. Braemer, Collection de Recherches Archéologiques. Paris, pp. 387.

VAN-DER-LEEUW, S. E. et EQUIPE-ARCHEOMEDES. (2005) Climate, hydrology, land use, and environmental degradation in the lower Rhone Valley during the Roman period. *Comptes Rendus de Géosciences* **337**, 9-27.

VAN-GEEL, B., BOURMAN, J. et WATERBOLK, H. T. (1996) Archaeological and palaeological indications of a abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *Journal of Quaternary Science* **11**, 451-460.

VAN-GEEL, B. et RENSSEN, H. (1998) Abrupt climate change around 2650 BP in North-West Europe. Evidence for climatic teleconnections and tentative explanation. *Water, Environment and Society in Times of Climatic Change. Proceeding of Sede Boker Workshop,*Dordrecht.

VAUDOUR, J. (1989) Annexe au rapport sur les fouilles des Tours de Castillon. *Paradou - Tours de Castillon,*Aix en Provence, 3.

VAUDOUR, J. (1994) Evolution holocène des travertins de vallée dans le Midi méditerranéen français. *Géographie physique et Quaternaire* **48**(3), 315-328.

VAUDOUR, J., VERRECCHIA, E. et FREYTET, P. (1989) Etude de quelques croûtes calcaires complexes des environs de Madrid (Paramo de la Alcarria et Campina du Henares, Espagne): complémentarité des données géomorphologiques et pétrographiques. *Méditerranée* **2**(3), 61-74.

VELLA, C. (1999) Perception et évaluation de la mobilité du littoral Holocène sur la marge orientale du Delta du Rhône. Thèse de doctorat : Géographie, Université de Provence, pp. 225

VISHER, G. S. (1969) Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology* **39**(3), 1074-1106.

VITA-FINZI, C. (1969) *The Mediterranean valleys*. Cambridge University Press. Cambridge, pp. 112.

VITA-FINZI, C. (1990) 14C dating of late quaternary uplift in western Cyprus. *Tectonophysics*(172), 135-140.

VLIET-LANOË, B. V., HELLUIN, M., PELLERIN, J. et VALADAS, B. (1992) Soil erosion in western europe: from the last interglacial to the present. In *Past and present soil erosion* (ed. M. BELL et J. BOARSMAN), pp. 100-114. Oxbow books.

VONDRA, S. et DEVILLERS, B. (2003) L'intervention archéologique sur le moulin de Paleomylos. Rapport de fouille. Rapport de fouille, L.A.M.M./C.N.R.S., pp. 5.

WALDEN, J., SLATTERY, M. C. et BURT, T. P. (1997) Use of mineral magnetic measurements to fingerprint suspended sediment sources : approaches and techniques for data analasis. *Journal of Hydrology* **202**, 353-372.

WALLING, D. E. (1983) The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology* **65**, 209-237.

WALTER, W. et LIETH, H. (1964) *Klimadiagramm Weltatlas*. eb Gustav Fischer Verlag. Iena, pp. 322.

WATER-DEVELOPMENT-DEPT.-STAFF. (2001) Dams of Cyprus, Ministry of agiculture, mineral ressource and environment, pp. 53.

WEISS, H. (1997) Late Third Millenium Abrupt Climate Change and Social Collapse in West Asia and Egypt. ASI Series I: Global Environmental Change, NATO, pp. 711-723.

WEISS, H., COURTY, M.-A., WETTERSTROM, W., GUICHARD, F., SENIOR, L., MEADOW, R. et CURNOW, A. (1993) The Genesis and Collapse of Third Millenium North Mesopotamian Civilization. *Science* **261**, 995-1004.

WHITE, K. et WALDEN, J. (1997) The rate of iron oxide enrichment in arid zone alluvial fan soils, Tunisian southern atlas, measured by mineral magnetic techniques. *Catena* **30**, 215-227.

WILKINSON, T. J. (1978) Erosion and Sedimentation Along the Euphrates Valley in Northern Syria. In *The Environmental History of the Near and Middle East Since the Last Ice Age* (ed. W. C. Brice), pp. 214-226. Academic Press.

WILKINSON, T. J. (1988) The archeological component of agricultural soils in the Middle East : The effects of manuring in Antiquity. In *Man-made Soils*, Vol. 6 (ed. W. G.-v. W. M. Robinson), pp. 93-114. BAR International Series 410.

WILKINSON, T. J. (1999) Holocene Valley fills of Southern Turkey and Northwestern Syria: Recent geoarcheological contributions. *Quaternary Science Reviews 18* **18**, 555-571.

WILLIAMS, M. A. J., ADAMSON, D., COCK, B. et McEVEDY, R. (2000) Late Quaternary environments in the White Nile region, Sudan. *Global and Planetary Change* **26**, 305-316.

WILLIAMS, M. A. J., DUNKERLEY, D., DE-DECKKER, P., KERSHAW, P. et CHAPPEL, J. (1998) *Quaternary Environments*. Arnold. London, pp. 329.

WOLMAN, M. G. et GERSON, R. (1978) Relative scales of time and effectiveness of climate in watershed geomorphology. *Earth Surface Processes* **3**, 189-208.

WOODROFFE, C. D. (2002) *Coasts. Form, process and evolution*. Cambridge University Press. Cambridge, pp. 623.

YU, L. et OLDFIELD, F. (1989) A multivariate mixing model for identifiying sediment source from magnetic measurements. *Quaternary Research* **32**, 168-181.

ZIELHOFER, C., FAUST, D., OLMO, F. D. D. et ESCUDERO, R. B. (2002) Sedimentation and soil formation phases in the Ghardimaou Basin (northern Tunisia) during the Holocene. *Quaternary International* **93**, 109-125.

TABLE DES MATIÈRES

Table des matières

1. INTRODUCTION GÉNÉRALE 8
1.1 Objectifs d'ensemble et localisation de l'étude 8
1.2 Cadre géopolitique de l'étude 10
1.3 Travaux antérieurs 10
1.4 Problématique et champ disciplinaire 11
1.5 Les facteurs de la morphogenèse 13

2. PRÉSENTATION PHYSIOGRAPHIQUE DU BASSIN VERSANT DU GIALIAS. 18
2.1 Contexte géologique et géomorphologique de l'étude 23
2.1.1 Le bassin versant dans son environnement géologique 23
2.1.1.1 Mise en place des grands ensembles structuraux 23
2.1.1.2 Répartition des affleurements géologiques 25
2.1.2 Description géomorphologique succincte des pourtours carbonatés du Troodos : morphogenèse anté-holocène du bassin versant du Gialias 27
2.1.2.1 Des reliefs tabulaires aux origines discutées 27
2.1.2.2 Tentative d'interprétation des reliefs monoclinaux circum-Troodos tertiaires et quaternaires 29
2.1.3 Unités structurales et mobilité tectonique holocène. 32

3. CLIMAT, HYDROLOGIE ET ÉROSION ACTUELS 45
3.1 Les relations entre le climat et l'hydrologie des cours d'eau chypriotes 45
3.1.1 Un bioclimat méditerranéen 45
3.1.2 Réseau hydrographique et hydrologie 48
3.1.3 Les caractéristiques hydrologiques 52
3.2 Contexte hydrosédimentaire du Gialias et mesure de sa variabilité 57
3.2.1 Spécificités hydro-morphologiques des systèmes fluviaux de milieux semi-arides 57
3.2.2 La variabilité de la nature des événements d'inondation à différentes échelles de temps 58
3.2.3 La mesure de l'érosion holocène à l'échelle du bassin versant 61
3.2.4 Représentativité géographique du remplissage sédimentaire de quelques lacs de barrage chypriotes 61
3.2.5 Application au bassin versant du Gialias 66
3.2.6 Conclusion partielle 69

4. MÉTHODOLOGIE : DÉFINITION ET RECONNAISSANCE DES FAITS CHRONOSTRATIGRAPHIQUES 77
4.1 Méthodologie 77
4.1.1 Définition des unités stratigraphiques, des éléments morphologiques et stratégie

d'échantillonnage 78
4.1.1.1 Les dépôts continentaux : méthodes d'identification. 78
4.1.1.1.1 Approche d'ensemble : stratigraphie et géomorphologie 78
4.1.1.1.2 Stratégie d'échantillonnage et notion de faciès pédosédimentaire 79
4.1.1.1.3 Reconnaissance des milieux de sédimentation : sédiments et structures sédimentaires 81
4.1.1.2 Les dépôts continentaux : typologie 81
4.1.1.2.1 Les dépôts de versant 81
4.1.1.2.2 Les milieux fluviaux en contexte semi-aride 82
4.1.1.2.2.1 Le fonctionnement actuel du Gialias 82
4.1.1.2.2.2 Dépôts holocènes de lit mineur 88
4.1.1.2.2.3 Les dépôts de berges à l'Holocène 89
4.1.1.2.2.4 La plaine d'inondation holocène 93
4.1.1.2.2.5 Dépôts de suspension uniforme 97
4.1.1.2.2.6 Les dépôts à litage parallèle 98
4.1.1.2.2.7 Dépôts à granoclassement vertical positif 98
4.1.1.3 Disposition et faciès des dépôts littoraux et marins 99
4.1.1.3.1 Le modèle de stratigraphie séquentielle 99
4.1.2 Granulométrie des sédiments 104
4.1.2.1 Méthodologie 104
4.1.2.2 Indices granulométriques 105
4.1.2.3 Signification hydrodynamique des indices granulométriques 105
4.1.2.4 Dynamique hydrologique et granulométrie du dépôt : remarques et identification des principaux pôles sédimentaires 106
4.1.2.5 Apports et limites de l'image CM pour l'identification granulométrique des dépôts de plaine d'inondation en milieux semi-aride 109
4.1.2.6 Le rapport médiane-1 percentile comme marqueur de la nature hydrologique des dépôts de plaine d'inondation en milieu semi-aride 117
4.2 Les marqueurs faunistiques des paléoenvironnements littoraux et marins 120
4.2.1 La macro-faune benthique 120
4.2.1.1 Les différents étages littoraux 120
4.2.1.2 Les caractéristiques du biotope identifiées par les espèces bioindicatrices 121
4.2.1.3 Les biocénoses ou assemblages 122
4.2.2 L'ostracofaune 125
4.3 Méthodes de datation 126
4.3.1 Période étudiée 126
4.3.2 Stratégie et méthode de datation 126
4.3.3 Les datations radiocarbone 127
4.3.3.1 Milieu continental 127
4.3.3.2 Milieu marin 129

4.3.4 Datation sur critère culturel 131
4.3.5 Datation relative à l'aide des relations stratigraphiques 134
4.4 Reconnaissance et utilisation des traits pédologiques 134
4.5 Sédimentologie magnétique et morphogenèse fluviale 136
4.5.1 Objectifs 136
4.5.2 Méthodes 137
4.5.2.1 Paramètres mesurés, matériel et stratégies d'échantillonnage 137
4.5.2.1.1 Les paramètres de mesure de la minéralogie magnétique 137
4.5.2.1.2 Les mesures effectuées 139
4.5.2.2 L'identification de groupes de minéraux 140
4.5.3.1 Application à l'identification de sources sédimentaires dans le bassin-versant du Gialias. 143
4.5.4 Caractérisation magnétique des roches affleurantes du bassin-versant du Gialias 144
4.5.4.1 Bibliographie existante 144
4.5.4.2 Mesures des roches sources 144
4.5.5 Conclusion partielle 148

5. ÉTUDE CHRONO-STRATIGRAPHIQUE DU SECTEUR MÉDIAN 150
5.1 Présentation du secteur de Potamia - Agios Sozomenos (tronçon médian du Gialias) et de ses formations superficielles 150
5.2 Le secteur d'Ekhaton Skales : 9500 ans d'activité détritique de l'Alykos 154
5.2.1 La formation alluviale A, 11 000 – 8000 B.P. : relevés AY7/3 et AY26 158
5.2.1.1 Caractéristiques détritiques 160
5.2.1.2 Caractéristiques pédologiques 163
5.2.2 La formation alluviale B', incision et réduction des débits entre 8370 et 3000 B.P. 169
5.2.3 La formation alluviale B 174
5.2.4 Chronostratigraphie de la formation alluviale B pour le secteur d'Ekhaton Skales 174
5.2.4.1 Caractéristiques détritiques 177
5.2.4.2 Minéralogie magnétique de la coupe AY7/0 182
5.2.4.3 Traits pédologiques de la formation alluviale B 184
5.2.4.4 La terrasse alluviale C 186
5.2.5 Conclusions partielles pour le secteur d'Ekhaton Skales 188
5.3 L'alluvionnement holocène autour du village d'Agios Sozomenos 191
5.3.1 Présentation 191
5.3.2 La formation alluviale B sur le secteur d'Agios Sozomenos : coupe AY24 195
5.3.3 Affleurement alluvionnaire en amont d'Agios Sozomenos : dépôts pré-Holocènes, nappes alluviales B et C (coupe AY12) 198
5.3.3.1 Les fouilles de Paleomylos : sédimentation fluviale durant le Petit Âge Glaciaire 202
5.3.3.1.1 Présentation 202

5.3.3.1.2 Les vestiges archéologiques du secteur 1 204
5.3.3.1.3 Le secteur 2 204
5.3.3.1.4 La sédimentation alluviale sur le site de Paleomylos : milieux fluviaux durant le Moyen Âge et l'époque moderne 207
5.4 Les archives fluviales du secteur aval de l'Alykos : secteurs de Dhiplopotamon et de Kakoskalin 214
5.4.1 Relevé AY29 218
5.4.2 Caractéristiques sédimentaires de la coupe AY32 (nappes alluviales B et C) 221
5.4.2.1 Faciès sédimentaires 221
5.4.2.2 Traits pédologiques 221
5.4.3 Terrasse alluviale B et le comblement d'un affluent de rang 2 de l'Alykos : relevé stratigraphique AY30 224
5.4.4 Un nouveau témoin chronostratigraphique et morphologique de la terrasse alluviale B : Coupe AY3 227
5.5 Les marges de la vallée alluviale : les formations colluviales des versants de la mesa d'Agios Sozomenos 230
5.5.1 Mutas Skales 230
5.5.2 Kakoskalin 233
5.6 Le Gialias 239
5.6.1 La terrasse alluviale C du Gialias, l'exemple de la coupe AY31 241
5.6.2 Dix mètres d'aggradation de la plaine du Gialias : la coupe AY34 248

6. HISTOIRE DU DÉTRITISME HOLOCÈNE DU GIALIAS DANS LA RÉGION DE POTAMIA-AGIOS SOZOMENOS 254
6.1 Synthèse chronostratigraphique 254
6.1.1 Validité et limites du phasage des archives sédimentaires du Gialias (secteur de Potamia) 254
6.1.1.1 Périodisation des faits pédosédimentaire 255
6.1.1.2 Genèse des terrasses alluviales 255
6.1.1.3 Chronologie et signification hydrosédimentaire des incisions du Gialias 257
6.1.1.4 Occurrence des paléosols holocènes 260
6.1.1.5 Répartition chronologique des faciès alluviaux 262
6.1.1.6 Les dépôts de versant 266
6.1.2 Variabilité des dynamiques alluviales et mesures physico-chimiques 266
6.1.2.1 Interprétation des données granulométriques 266
6.1.2.2 Paramètres magnétiques 266
6.1.2.3 Matière organique 267
6.1.2.4 Carbonate de Calcium 268
6.1.2.5 Taux de sédimentation 270
6.1.3 Synthèse du fonctionnement hydrodynamique du secteur médian du Gialias 276

6.1.3.1 Synthèse chrono-stratigraphique 276
6.1.3.2 Synthèse morphodynamique 279
6.1.3.3 La question de l'homogénéité des terrasses alluviales 279
6.2 Essai d'évaluation de l'impact des sociétés sur les environnements fluviaux du secteur médian 280
6.2.1.1 La détection des impacts anthropiques 280
6.2.1.2 Utilisation des ressources ligneuses : l'histoire fragmentaire d'une déforestation 280
6.2.1.3 Variation démographiques, utilisation des sols et mobilité des milieux fluviaux 281
6.2.1.4 Le Néolithique (10150-4250 B.P. cal.) 282
6.2.1.5 De l'Âge du Bronze à la fin de l'époque romaine (4250-1800 B.P. cal.) 282
6.2.1.6 De la période Byzantine à l'époque Moderne (1594-72 B.P. cal.) 287
6.2.1.7 Conclusion partielle 291

7. DYNAMIQUES SÉDIMENTAIRES AVAL : REMBLAIEMENT DE LA PLAINE DE NIVEAU DE BASE DU GIALIAS 293
7.1 Présentation 293
7.1.1 Problématique 293
7.1.2 Informations disponibles et présentation des prélèvements 293
7.2 Enregistrements sédimentaires : carottages SBA 299
7.2.1 Unité transgressive A (environ 8200 B.P. cal.) 301
7.2.2 Unité B, sédimentation marine entre 8200 et 6700 B.P. cal. 302
7.2.3 Unité C, dépôts sablo-coquilliers (6700-3575 B.P. cal.) 307
7.2.4 Unité D 310
7.2.4.1 Sous-unité D – 1, de 15 à 11m 310
7.2.4.2 Sous-unité D-2 311
7.2.5 Unité E 312
7.3 Paléopaysages de la plaine de niveau de base 316
7.3.1 Le maximum de transgression holocène 316
7.3.2 Les premières marques de la progradation : les cordons littoraux en fonds de ria 317
7.3.3 Ralentissement de la progradation : formations de cordons littoraux sur le site de SBA 321
7.3.4 Avancée du trait de côte et formation de la lagune de Dhekelia - Enkomi 323
7.3.5 Le comblement terminal de la ria du Gialias 326
7.4 Mobilité des sites portuaires et mobilité de la ligne de rivage 333
7.4.1 Les sites portuaires dans leur contexte environnemental 333
7.4.2 Mobilité de la ligne de rivage et facteurs de la mobilité portuaire 334
7.5 Les marqueurs de l'activité détritique 335
7.5.1 Taux de sédimentation volumique 335
7.5.2 Minéralogie magnétique et apports détritiques lors de la formation de la plaine littorale 339
7.5.2.1 Mesures de susceptibilité magnétique 339

7.5.2.2 Les agents du signal de susceptibilité magnétique de la plaine littorale 341
7.5.2.3 Informations délivrées par le carbone organique, le CaCo3 et le δ13C 347
7.5.2.4 Conclusion partielle 352

8. LE CONTINUUM AMONT-AVAL DANS LE BASSIN VERSANT SEMI-ARIDE DU GIALIAS : DYNAMIQUES ET MORPHOGENÈSE 354
8.1 Morphogenèse et transferts sédimentaires comparés entre l'amont et l'aval. Vers un synchronisme morphogénétique relatif ? 354
8.1.1 Comparaison de la morphogenèse des secteurs médian et aval du Gialias 354
8.1.1.1 Grandes étapes de la morphogenèse dans la longue durée 354
8.1.1.2 Comparaison des marqueurs sédimentologiques : haute résolution chronologique 359
8.1.1.3 Concentration des minéraux magnétiques sur le gradient fluvial 361
8.1.2 Les différents types de fonctionnements hydrosédimentaires du bassin versant durant l'Holocène 361
8.2 Rythmes et facteurs de la mise en place des paysages fluviaux chypriotes 364
8.2.1 Comparaison avec les enregistrements paléoclimatiques régionaux et globaux 364
8.2.2 Discussion de la part respective des forçages climatique et anthropique dans la morphogenèse du bassin versant du Gialias 368
8.2.2.1 Identification des relations société-milieu pour le bassin versant du Gialias 368
8.2.2.2 Erosion et activité humaine du Néolithique acéramique au Chalcolithique 369
8.2.3 De la période byzantine à l'époque moderne, nouvelles données en Méditerranée orientale et l'originalité chypriote 369
8.2.4 Recherche et limites de comparaisons régionales 371
8.3 Conclusion générale 380
8.3 /1 Les apports à la connaissance de la morphogenèse régionale 380
8.3 /2 Perspectives 382

TABLE DES FIGURES ET DES TABLEAUX

Table des figures et des tableaux

Figure 1 : Carte de localisation 9
Figure 2 : L'amont du Gialias 19
Figure 4 : Le secteur médian 22
Figure 5 : Dispositif tectonique de Méditerranée orientale 24
Figure 6 : Les ensembles géologiques de l'île de Chypre et le bassin versant du Gialias 26
Figure 7 : Les surfaces d'érosion sur les pourtours du Troodos 28
Figure 8 : Croquis géomorphologique des reliefs circum-Troodos 31
Figure 9 : Témoins de rivages soulevés dans la région d'Amathonte 35
Figure 10 : Le vivier à poisson de Lampousa 37
Figure 11 : Les beach rocks de Salamine (littoral de Famagouste) 39
Figure 12 : Les indicateurs du niveau marin relatif à Chypre 40
Figure 13 : Les indices de mobilité tectonique holocène à Chypre 42
Figure 14 : Réseau de faille principal et distribution spatiale de l'énergie (E) dégagée par le relâchement des contraintes tectoniques de 1919 à 1995 à Chypre 43
Figure 15 : Diagramme ombrothermique et répartition des précipitations à Chypre 47
Figure 16 : Évaporation et précipitation (1969-1972) 48
Figure 17 : Le réseau hydrographique du Gialias 49
Figure 19 : Précipitations et débits du Gialias, du Pedehios et de l'Alykos 55
Figure 20 : Débits quotidiens du Gialias (Pyroi), exemple de l'année hydrologique 1966-1967 57
Figure 21: Relief, pente et utilisation des sols des bassins versants des réservoirs chypriotes 64
Figure 22 : Occupation du sol dans le bassin versant du Gialias (hors affleurements holocènes) 67
Figure 23 A et B : Érosion dans le bassin versant (A) et détermination de l'espace d'accommodation (B) 72
Figure 24 : Acquisition des signaux environnementaux et détritiques 78
Figure 25 : Terminologie utilisée pour l'étude des terrasses alluviales 79
Tableau 17 : Clefs de définition d'une unité stratigraphique 80
Figure 26 : Cartographie détaillée de la bande active du Gialias entre Dhali et Potamia 84
Figure 27 : Profils en travers et étude sédimentologique de la bande active du Gialias 87
Figure 28 : Faciès de lit mineur 89
Figure 29 : Paléo-berges du Gialias 91
Figure 30 : Type de berge et dynamiques hydrologiques 93
Figure 31 : Dépôts de débordement rencontrés dans le secteur médian du Gialias 94
Figure 32 : Micro-figure de dépôts fluviatiles 96
Figure 33 : Faciès et dynamique hydrologique de la plaine d'inondation du secteur médian du Gialias. 99
Figure 34 : Le modèle de stratigraphie séquentielle 100

Figure 35 : Le modèle de stratigraphie séquentielle appliqué à l'holocène de la ria du Gialias 102
Figure 36 : Processus de dépôts et colonne d'eau dans le lit majeur 108
Figure 37 : Répartition des échantillons selon les paramètres Ski, Φi, GM et 1 percentile 111
Figure 38 : Image CM des dépôts du bassin versant du Gialias. 113
Figure 40 : Valeurs résiduelles de la régression médiane-1 percentile et grain médian de la fraction sableuse des alluvions de Potamia-Agios Sozomenos 119
Figure 41 : Étages, biocénoses et assemblages macrofaunistiques 124
Figure 42 : Répartition et mesure de susceptibilité magnétique des principales sources détritiques du Gialias 146
Figure 43 : Localisation des relevés stratigraphiques du secteur médian 151
Figure 44 : Croquis morphologique du secteur de Potamia - Agios Sozomenos 153
Figure 45 : Flancs de terrasse alluviale et localisation des relevés stratigraphiques (secteur d'Ekhaton Skales) 155
Figure 46 : Transect de l'Alykos, secteur d'Ekhaton Skales (coupes AY7 et AY26) 157
Figure 47 : Relevés stratigraphiques AY7/3 et AY26 159
Figure 48 : Image CM (A) et résidus de la régression 1 percentile/Médiane (B) et de la formation alluviale A à Ekhaton Skales 161
Figure 49 : Paramètres magnétiques du relevé AY26 162
Figure 50 : Propriétés micromorphologiques du paléosol n°1 166
Figure 51 : Propriétés micromorphologiques du paléosol n°2 168
Figure 52 : Relevé stratigraphique AY7/4 : détails du lit moyen de l'Alykos entre 5000 et 3000 B.P. environ 171
Figure 54 : Relevé stratigraphique AY7/0, l'alluvionnement de l'Alykos à l'Holocène récent 178
Figure 55 : Image CM (A) des alluvions de la coupe AY7/0 180
Figure 56 : Résidus de la régression 1 percentile / Médiane des formations alluviales A et B du secteur d'Ekhaton Skales 181
Figure 57 : Paramètres magnétiques du relevé stratigraphique AY7/0 183
Figure 58 : Observation micromorphologique du paléosol n°5 185
Figure 59 : Observation micromorphologique du paléosol n°7 (AY7/0.5) 187
Figure 60 : Terrasses alluviales et paysage dans le secteur d'Ekhaton Skales 189
Figure 61 : Mise en place des paysages fluviaux sur le secteur d'Ekhaton Skales 190
Figure 63 : Transect des formations alluviales de l'Alykos pour le secteur d'Agios Sozomenos 194
Figure 64 : Relevé stratigraphique AY24, détail et contexte morphologique. 197
Figure 65 : Relevés stratigraphiques AY12 et AY12/1, héritages et dépôts de la période du Petit Âge Glaciaire 201
Figure 66 : Le moulin de Paleomylos dans son contexte géomorphologique 203
Figure 67 : Les fouilles de Paleomylos 206
Figure 68 : Relevé stratigraphique du secteur 2 (Paleomylos) 209
Figure 70 : Les alluvions de débordement postérieur au XVe siècle (relevé PM bn) 213

Figure 71 : Cartographie des terrasses alluviales holocènes dans le secteur de Dhiplopotamon – Kakoskalin 215
Figure 72 : Deux transects des dispositifs alluviaux du secteur de Dhiplopotamon – Kakoskalin 217
Figure 73 : Terrasse alluviale A, relevé AY29 220
Figure 74 : Relevé AY32 : formation alluviale B en rive gauche de l'Alykos 223
Figure 75 : AY30, terrasse alluviale B 226
Figure 76 : Relevés stratigraphiques AY3 (terrasse alluviale B) et AY2 (terrasse alluviale C) 229
Figure 77 : Secteur de Mutas Skales, tranchée n°2 (Mutr02) 232
Figure 78 : Bloc diagramme des versants d'Agios Sozomenos 234
Figure 79 : Tranchée Kak01, sédimentation colluviale et occupation du sol depuis 3000 ans 237
Figure 80 : Localisation des terrasses alluviales sur le secteur du Gialias 240
Figure 81 : Le contexte morphologique de la terrasse C du Gialias près du manoir royal 242
Figure 82 : Relevé stratigraphique AY31 245
Figure 83 : Traits pédologiques de la terrasse C du Gialias 247
Figure 84 : Contexte morphologique de la coupe AY34 249
Figure 85 : Relevé stratigraphique AY34 252
Figure 86 : Synthèse chronostratigraphique des alluvions holocènes du Gialias (Secteur de Potamia - Agios Sozomenos) 256
Figure 87 : Périodisation des groupes de paléosols 262
Figure 88 : périodisation des faits pédosédimentaires 265
Figure 89 : Valeur de susceptibilité magnétique massique moyenne des différents faciès sédimentaires 267
Figure 90 : Principaux marqueurs sédimentologique des dépôts d'inondation du secteur de Potamia (carbone organique, carbonate de calcium et Susceptibilité magnétique) 269
Figure 91 : Taux de sédimentation des alluvions du secteur de Potamia-Agios Sozomenos 270
Figure 92 : Surface d'affleurement des deux zones tests et scénarios morphologiques probables des terrasses alluviales 272
Figure 93 : Taux de sédimentation holocène du Gialias exprimé en m3/an 275
Figure 94 : Synthèse chronostratigraphique et principaux marqueurs sédimentologiques 278
Figure 95 : Répartition et fonction des sites archéologiques au Chypriote Moyen et Récent 284
Figure 96 : Occupation de la vallée, activités agricoles et faits pédosédimentaires durant l'Âge du Bronze et le début de l'Âge du Fer 286
Figure 97 : Archives sédimentaires et sources écrites pour les périodes historiques 290
Figure 98 : Photographies de la ria du Gialias 294
Figure 99 : Schéma de localisation de la plaine basale du Gialias 296
Figure 100 : Localisation des sondages géotechniques réalisés par le Geological Survey of Cyprus 298
Figure 101 : Transect de la ria du Gialias et position des carottages 300

Figure 102 : La macrofaune benthique récoltée pour SBAI 305
Figure 103 : Répartition écologique de l'ostracofaune (SBAI) 306
Figure 104 : Carottage SBAI, base 309
Figure 105 : Carottage SBAI, sommet 313
Figure 107 : Images satellites de la ria du Gialias 318
Figure 108 : Carto-interprétation de la ria du Gialias (image satellite, cadastre, photos aériennes, cartes anciennes) 319
Figure 109 : Le maximum de transgression 320
Figure 110 : Formation de cordons littoraux vers 5000 B.P. cal. 322
Figure 111 : Intrusion du milieu marin vers 3500 B.P. cal. 324
Figure 112 : Formation d'une lagune près de SBAI (3000 B.P. cal. environ) 325
Figure 113 : Formation de la plaine littorale en aval de Dhekelia (2000 B.P. cal.) 327
Figure 114 : Parachèvement de la transgression holocène (1500 B.P. cal.) 329
Figure 115 : La plaine littorale du Gialias à la sortie du Petit Âge Glaciaire 332
Figure 116 : Datation et profondeur des carottes SBA, taux de sédimentation volumique de la plaine littoral. 338
Figure 117 : Susceptibilité magnétique massique de SBA II et III 340
Figure 118 : Répartition des différents faciès selon les paramètres d'ARA et de Susceptibilité magnétique massique 342
Figure 119 : Susceptibilité magnétique sur fractions granulométriques séparées 343
Figure 120 : La taille des grains magnétiques par le rapport Mrs/Ms 344
Figure 121 : Susceptibilité magnétique massique et indice de la taille des grains ARA/χlf 346
Figure 123 : Isotopes du Carbone et susceptibilité magnétique 351
Figure 124 : Position des carottages SBA et ligne de rivage entre 6000 et 4000 ans B.P. cal. 356
Figure 125 : Faits morphologiques majeurs pour les secteurs médian et aval du bassin versant 358
Figure 126 : Comparaison amont-aval de quelques marqueurs sédimentaires du Gialias 360
Figure 127 : Modalité de la morphogenèse holocène du bassin versant du Gialias 363
Figure 128 : Marqueurs sédimentologiques comparés aux courbes paléoclimatiques régionales et globales 367
Figure 129 : Comparaison régionale des dynamiques fluviales 374
Figure 130 : Localisation des exemples 375

Tableau 1 : Champ disciplinaire de la morphogenèse des paysages anthropisés du Gialias 13
Tableau 3 : Variation de la densité de drainage au sein du bassin versant 52
Tableau 4 : Débits dans le bassin versant du GialiasFigure 18 : Débits mensuels et maxima comparés de l'Alykos, du Gialias et du Pedehios 52
Tableau 5 : Diversité hydrologique et morphologique entre les systèmes fluviaux pérennes et éphémères (Knighton et Nanson 2000) 58
Tableau 6 : Paramètres principaux affectant la nature des événements d'inondation chypriotes 60

Tableau 7 : Érosion des bassins versants de 11 réservoirs chypriotes (d'après Burdon 1951) 62
Tableau 8 : Caractéristiques topographiques des bassins versants des réservoirs chypriotes 63
Tableau 9 : Utilisation des sols et substrat 63
Tableau 10 : Érosion selon les différents types d'occupation des sols 66
Tableau 11 : Caractéristiques topographiques des différents secteurs du bassin versant du Gialias 68
Tableau 12 : Occupation du sol et substrat dans le bassin versant du Gialias 68
Tableau 13 : Valeur de l'érosion dans le bassin versant du Gialias 69
Tableau 14 : Variation possible de l'activité érosive dans le bassin versant du Gialias durant l'Holocène extrapolé du remplissage des réservoirs chypriotes 70
Tableau 15 : Espaces d'accommodations des sections du bassin versant du Gialias 73
Tableau 16 : Comparaison de l'érosion et de l'espace d'accommodation durant l'Holocène 73
Tableau 18 : Indices granulométriques de la fraction sableuse de 128 échantillons du bassin versant du Gialias 106
Tableau 19 : Qualification des indices granulométriques relative au bassin versant du Gialias 106
Tableau 20 : Caractères granulométriques des principaux milieux de sédimentation 109
Tableau 21 : Prépondérance des différents dépôts des alluvions du secteur de Potamia-Agios Sozomenos 114
Tableau 22 : Datations 14C obtenues sur matériel continental 129
Tableau 23 : Datations 14C obtenues sur matériel marin 131
Tableau 24: Chronologie culturelle chypriote (d'après Hill 1948 et 1972, Alastos 1955, Emilianides 1963, Iacovou 1985, Peltenburg 1990, Guilaine 2000) 133
Tableau 25 : Ordre de grandeur des propriétés magnétiques de certains minéraux ou classes de minéraux (d'après Maher et Thompson 1999) 140
Tableau 26 : Milieux de formation et comportement magnétique des principaux minéraux riches en fer 142
Tableau 27 : Susceptibilité magnétique de roches sources du bassin versant du Gialias 147
Tableau 28 : Mesures d'aimantation rémanente sur quelques roches du bassin versant 147