



HAL
open science

Les variations de niveau du lac de Van (Turquie) : Indicateurs morphosédimentaires, Implications paléoclimatiques et paléohydrologiques

Aurelien Christol

► **To cite this version:**

Aurelien Christol. Les variations de niveau du lac de Van (Turquie) : Indicateurs morphosédimentaires, Implications paléoclimatiques et paléohydrologiques. Géographie. Université Paris-Diderot - Paris VII, 2011. Français. NNT : . tel-00624067

HAL Id: tel-00624067

<https://theses.hal.science/tel-00624067>

Submitted on 15 Sep 2011

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.

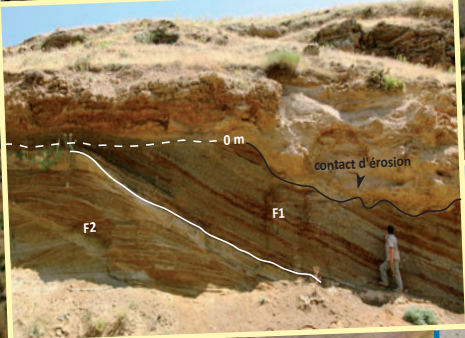
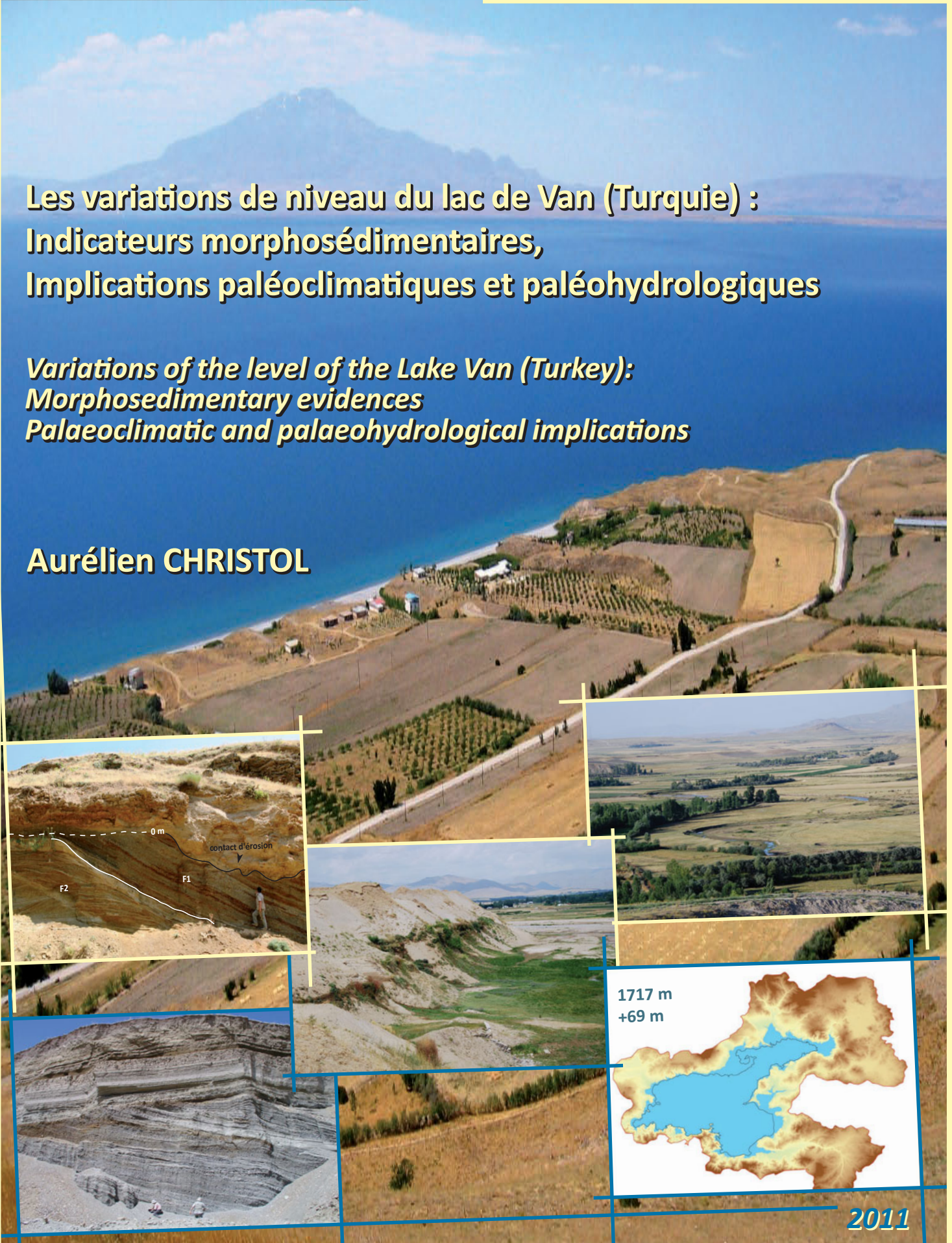
L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



**Les variations de niveau du lac de Van (Turquie) :
Indicateurs morphosédimentaires,
Implications paléoclimatiques et paléohydrologiques**

*Variations of the level of the Lake Van (Turkey):
Morphosedimentary evidences
Palaeoclimatic and palaeohydrological implications*

Aurélien CHRISTOL



Ecole doctorale : ED-382-Economies, Espaces,
Sociétés et Civilisations

Doctorat de Géographie

Aurélien CHRISTOL

**Les variations de niveau du lac de Van (Turquie) :
Indicateurs morphosédimentaires,
Implications paléoclimatiques et paléohydrologiques**

*Variations of the level of the Lake Van (Turkey):
Morphosedimentary evidences
Palaeoclimatic and palaeohydrologic implications*

Thèse co-dirigée par Mme. Monique FORT
et par Mme. Catherine KUZUCUOĞLU

Juillet 2011

Composition du jury :

M. Gilles ARNAUD-FASSETTA , Professeur (Université Paris 12)	- Examineur
M. Attila ÇINER , Professeur (Université Hacettepe d'Ankara)	- Pré-rapporteur
Mme. Monique FORT , Professeur (Université Paris Diderot, Paris 7)	- Co-Directrice de thèse
Mme. Catherine KUZUCUOĞLU , Directeur de recherche (CNRS)	- Co-directrice de thèse
M. Damase MOURALIS , Maître de conférences (Université de Rouen)	- Examineur
M. Michel RASSE , Maître de Conférences HDR (Université de Rouen)	- Pré-rapporteur

Pour Maxence quand il saura lire et même plus...

REMERCIEMENTS

Je voudrais remercier en premier lieu Attila Çiner d'avoir accepté d'être pré-rapporteur de mon travail de thèse. Il me paraît important que la communauté scientifique turque soit représentée pour juger ce travail s'inscrivant avant tout dans le cadre d'un échange scientifique franco-turc.

Je tiens à remercier tout autant Michel Rasse d'avoir également accepté d'être pré-rapporteur de ma thèse. Je lui suis très reconnaissant de m'avoir mis le pied à l'étrier en m'encadrant pour ma maîtrise en 2004 et de m'avoir fait découvrir la géomorphologie de terrain dans un cadre et des conditions extraordinaires. Lors de cette expérience j'ai pris goût au travail scientifique en équipe où se côtoient des chercheurs de toutes disciplines et de toutes nationalités. Il m'a également été de bon conseil en me proposant de poursuivre avec le DEA de géomorphologie à Paris.

Je remercie Gilles Arnaud-Fassetta d'avoir bien voulu être examinateur de ce travail.

Je voudrais remercier Monique Fort pour avoir accepté d'abord de co-diriger mon travail de DEA dès janvier 2005 puis ensuite ma thèse à partir de septembre 2005. Je lui suis très reconnaissant de m'avoir soutenu et permis de faire ce doctorat dans les meilleures conditions possibles. Ce travail lui doit beaucoup tant par les nombreuses remarques et corrections qu'elle m'a faites lors de séances de travail, que par son apport scientifique de pointe sur le terrain en 2006 et 2007.

Je ne saurais comment remercier Catherine Kuzucuoğlu de m'avoir invité dès le DEA à intégrer ses recherches puis le programme ANOVAN de 2005 à 2009. Je lui dois mon intérêt pour la thématique de thèse et pour la région du lac de Van. Je me souviens lors de notre premier entretien combien j'ai été tout de suite attiré par l'évocation des confins orientaux de la Turquie, pays qui m'avait marqué jadis. La problématique qu'elle m'a proposée sur la relation entre les terrasses et les niveaux lacustres m'a très vite plu. Au-delà de sa générosité, de son expérience du terrain qu'elle m'a faite partager, je voudrais la remercier ici pour m'avoir introduit à la culture turque et de m'avoir initié à la Turquie « cachée », celle que seule une vie consacrée à ce pays permet d'entrevoir. Je garde un vif souvenir de tous ces paysages aussi fascinants que mystérieux, aussi dépaysants que variés, traversés entre Istanbul et Van, lors nos « *road trip* » en minibus aux étés 2006 et 2007. Je tiens à la remercier pour sa confiance tout au long de ces années et d'avoir su me redonner la motivation lorsque j'en ai manqué ; et je veux dire qu'avoir été à ses côtés fut pour moi une vraie leçon de vie.

Je remercie Damase Mouralis d'avoir accepté d'être examinateur de mon travail. Je ne l'aurais pas imaginé autrement, lui qui fut, hasard de la vie, présent dès 2004 à ma soutenance de maîtrise. J'ai eu grand plaisir à le retrouver moins d'un an après sur le terrain pour ma première expérience de recherche en Turquie. Nos échanges tant scientifiques qu'humains sur le terrain, en colloque ou en dehors ont toujours été de très bons moments, tous aussi sympathiques qu'intéressants et souvent la source d'éclats de rire...

Je tiens à remercier chaleureusement toute l'équipe turque du programme ANOVAN pour leur accueil, leur gentillesse et leur bonne humeur indéfectible même sous la chaleur d'août et tout particulièrement Ebru Akköprü qui m'a accueilli à bras ouverts à l'été 2005, point de départ d'une entente amicale qui se poursuit ; après tout il n'y a jamais eu de concurrence entre nous, à elle l'Ouest du lac, à moi l'Est... Je garde en souvenir nos rires après une journée de terrain bien remplie ou à l'occasion d'un séjour incongru dans le Mézenc... Je voudrais la remercier de m'avoir fait découvrir son pays et sa ville et je veux croire que nous nous recroiserons à Paris ou à Van. Dans l'équipe turque, Ali-Fuat Doğu, co-responsable du programme ANOVAN, a été d'une grande gentillesse envers moi et a toujours fait en sorte que mon séjour se passe au mieux. Je veux le remercier pour sa finesse d'esprit et pour avoir transmis à l'agnostique convaincu que je suis les bases de la lecture du *kahve falı* (marc de café). Nos séances de lectures de maître à élève ont donné lieu à des moments très joyeux et comme dit le dicton « *Fala inanma, falsız kalma* » (*Ne crois pas aux prédictions du café mais ne te prive pas de les connaître*). Je remercie également Mustafa Karabıyıkoğlu pour m'avoir initié, en 2005, à la description de faciès sédimentaire, mais aussi Halil Zorer de m'avoir si sympathiquement accueilli avec les autres membres de l'équipe et pour sa jovialité toujours au rendez-vous.

Je remercie Erkan pour sa sympathie et les chauffeurs (*ustalar*) qui ont sans le vouloir fait beaucoup pour l'avancée de mes recherches...

Une personne a fait beaucoup pour moi et pour que cette thèse aboutisse au cours de ces dernières années (et je sais qu'il pense que j'aurais pu le solliciter encore plus). Daniel Brunstein fut présent dès le DEA et m'a plus qu'aidé en me proposant un véritable échange à travers une collaboration tant derrière l'écran d'ordinateur que sur le terrain. Je tiens à le remercier pour son expérience, son savoir et sa sympathie de tous les instants sur le toit du *Sosyal Tesisleri* ou sur Arcgis®. Les journées de mesures altimétriques avec lui restent de grands souvenirs pour moi, sans parler d'une certaine croisière sur le lac, mémorable !

Dans l'équipe « ANOVAN » je remercie Michel Fontugne pour sa camaraderie sans équivalent et sa grande expérience du Quaternaire et des coulisses du milieu politique français, François Guichard qui fût un partenaire de balades est-anatoliennes très sympathique et enfin Hervé Guillou et Stéphane Scaillet pour m'avoir initié à la volcanologie, à l'instar de Damase pour la géomorphologie volcanique, sans oublier leur humour qui a permis souvent en 2007 d'éloigner les tensions au pied d'une ignimbrite jaune ou au Grand hôtel de Tatvan...

La finalisation de cette thèse n'aurait pas été celle-ci sans la lecture et les conseils attentifs, précis et experts de Malika Madelin et sans les relectures et le soutien moral de Johnny Douvinet (l'ami normando-capverdien) ; je les remercie tous deux vivement et je saurai leur en être redevable comme il se doit !

Six ans de thèse c'est long... et les personnes que je tiens à remercier sont nombreuses... Comme j'aime à le dire et à le penser je me suis lancé dans cette aventure au rythme que j'ai voulu (j'assume !) et où, d'une certaine manière, tout fût lié : la vie personnelle et la thèse, la recherche en Turquie et la culture turque, la journée de relevés altimétriques DGPS et la récompense de l'Iskander Kebap...

L'idée même de faire une thèse ne me serait pas venue à l'esprit si je n'avais eu Caroline et Jean-Michel comme illustres prédécesseurs. Ce sont eux les premiers qui m'ont transmis l'envie de me lancer dans une telle entreprise par leur approche positive, humaine et réaliste du doctorat et du milieu de la recherche. Au même titre je voudrais remercier Yann pour sa gentillesse et 'avoir montré la voix, lui qui était là également au début, dès ma maîtrise, et avec qui j'ai partagé mes premières expériences de terrain : lui recensant les arbres, moi recherchant des rebords d'érosion... Notre recherche pluri-disciplinaire en pleine brousse du Pays Dogon reste un de mes meilleurs souvenirs de terrain.

Parmi ceux qui ont été là dès le début je voudrais remercier Nico (the Pote), là depuis toujours et qui n'a cessé de s'intéresser à mon parcours universitaire d'abord et à mon travail de doctorat ensuite, lui le scientifique inné à qui je dédie ce travail.

Merci à Julie qui a cru bien avant moi à mon avenir dans la recherche de 3^e cycle, elle qui me parlait déjà de thèse alors que je n'étais qu'en licence. Je tiens à lui faire part de ma gratitude pour sa fidélité au cours de toutes ces années.

Je veux bien sûr dire à ma sœur Audrey que je ne serai pas là où j'en suis aujourd'hui sans elle. Elle me dira que pour la thèse elle n'y est pour rien et je lui répondrai qu'elle m'a toujours soutenu et encouragé quelles qu'ont été mes décisions, mes déceptions, mes lubies, mes envies, mes moments de doute... Je la remercie pour sa fidélité et d'être toujours là pour moi, il est important de savoir qu'elle va continuer à me porter chance par la suite.

Je veux dire un grand merci à mes parents tant pour leur discrétion au sujet de cette thèse qui s'éternisait, que pour leur confiance en mon avenir dans le domaine que j'avais choisi (pas complètement par hasard d'ailleurs...). Je les sais pas toujours rassurés par ce qu'il adviendra de leur fils mais je sais aussi que je peux compter sur eux quoiqu'il arrive et cela n'a pas de prix. Aussi je voudrais dire combien a été déterminant pour moi l'exemple d'honnêteté, de pédagogie et d'investissement pour la recherche donné par mon père grâce auquel j'ai parcouru les couloirs de l'Université de Rouen alors que je marchais à peine. Je remercie ma mère pour avoir corrigé avec son œil d'aigle les fautes d'orthographe de mon manuscrit.

Je ne peux pas ne pas avoir une pensée tendre et nostalgique pour mon grand père qui m'a transmis la fascination de la connaissance à travers son exemple d'autodidacte. Je remercie Mamine pour être toujours

là (quelle performance !) et avec laquelle j'ai pu partager tout au long de ces années nos expériences respectives de la vie et du monde.

Merci à mon cousin Laurent (alias Perceval) avec qui j'ai souvent partagé dérision, cynisme et humour... ces ingrédients qui font oublier les recettes tumultueuses de l'existence. Merci à Jo pour sa joie de vivre.

Je souhaite remercier les amis nombreux qui ont été là dès le début ou arrivés en cours de doctorat et qui grâce à leurs moqueries sympathiques et aux bons moments passés avec eux m'ont permis de maintenir le cap, parce que je leur devais bien à tous de finir.

Merci donc à l'équipe des Pédias : Mike, mon coloc' pour toujours, Fred, Hermy, Ju, camarade de galère, Virge, Delf, Chris, Mat et Marco.

Merci aux anciens de la fac de Rouen, notamment Lolo et JB pour leur amitié et nos soirées rouennaises.

Merci à Souad, Aïten et Filiz avec qui j'ai partagé l'expérience de la recherche et de l'ailleurs. Merci à Myriam qui a su me changer les idées par ses mots d'esprit lors d'une année difficile.

Merci à Anaïs pour m'avoir montré un exemple de haut niveau tant dans la réalisation de la thèse que dans sa présentation qui est une référence pour moi. Je la remercie aussi pour tous les chouettes moments passés en manif ou au concert de Manu Tchao. Merci à Meriem, restée trop longtemps une signature en base de mails, qui heureusement a fini depuis par devenir une amie chère.

Merci aux doctorants de P7 pour leur camaraderie sans failles, à la fois ceux que j'ai côtoyé en salle des doctorants et ceux avec qui j'ai pu nouer de vrais liens d'amitié : Elsa (Miss Piscine 1), Po « the master », Sarah (Miss Piscine 2), Veronica (Miss Piscine 3), Elodie, Sako, Coura, Charlène, Salman, François, Florence, Romain, Ariane, Wahiba, Lucile, Anne-Laure... Merci aux doctorants du LGP avec qui j'ai eu l'occasion de partager de bons moments au laboratoire ou en dehors : Antoine (fasciné par la taille et la forme de mon lac), Emilie, Nathalie, Coral, Marie, Ibrahim, Irina, Fouzi... Je voudrais aussi saluer et remercier Eric Lebreton qui depuis le DEA dont la ténacité et le courage a été un exemple pour mener ma thèse à son terme. Je n'oublie pas nos moments de franche camaraderie en cours ou en dehors...et c'est à lui en premier que je devais de finir ce travail.

Merci à tous les membres du LGP de m'avoir accueilli dès le début de l'année 2005 et avec qui j'ai toujours eu plaisir à partager la vie du labo. Un grand merci à Delphine pour avoir été toujours disponible, comme Daniel, et surtout d'avoir su apprécier mes blagues à leur juste valeur !

Merci enfin aux collègues (et aux étudiants, je salue Gladys) de Paris 1, je pense notamment à Antonine, Bernard, Franck, Marie, Hovig, Olga, Guillaume, Margot, Julie (x2), Jeff, Sophie, Cécile, Benjamin et les autres, avec un merci appuyé et amical à Etienne. Je n'oublierai pas l'expérience universitaire acquise à leurs côtés tant pour la mise en œuvre d'une manif ou d'une AG que pour celle d'un plan de cours ou d'un sujet d'examen.

Cette thèse n'aurait jamais vu le jour sous cette forme et dans d'aussi bonnes conditions sans Aura qui en une année tout juste m'a convaincu que ce dont j'ai douté durant les cinq années précédentes était possible. Je la remercie d'être là à mes côtés et de rendre ma vie chaque jour un peu plus belle et riche.

RESUME

Le lac de Van (1648 m) est une référence paléoclimatique et paléoenvironnementale pour le Moyen-Orient. D'après les études précédentes fondées sur l'interprétation des séquences sous-lacustres, son histoire récente (depuis 20000 ans) apparaît intimement liée aux changements climatiques post-Glaciaire. Notre thèse propose une reconstitution des anciens niveaux du lac depuis la fin du Pléistocène supérieur (>100000 ans). L'approche géomorphologique a été privilégiée, incluant des relevés sédimentologiques, stratigraphiques et altimétriques de terrain ; couplée avec des datations, elle a permis d'interpréter des archives sédimentaires et morphologiques préservées dans trois vallées (Bendimahi, Karasu et Engil) situées dans la partie orientale du bassin versant.

Nos résultats montrent que le lac de Van a connu des variations de sa masse d'eau de fortes amplitudes, avec trois grandes transgressions suivies de régressions majeures. Le plus haut niveau lacustre (≥ 1750 m, soit plus de 100 m au-dessus du niveau du lac actuel) semble appartenir à la fin de l'Interglaciaire précédent, âge confirmé par une datation OSL (>117 ka) et post-daté par une retombée ponceuse et un travertin. Cette transgression (cycle I) ne répond pas à un forçage climatique mais à des bouleversements paléohydrographiques liés à l'activité volcanique au sud-ouest du lac. Entre cette transgression et le Dernier Maximum Glaciaire, le lac de Van connaît deux grandes transgressions (cycles II et III) entrecoupées d'une régression majeure qui a entraîné l'incision des sédiments lacustres et l'élaboration de terrasses d'érosion. Ces transgressions répondent à un forçage climatique. La transgression du cycle II (âge estimé 40-30 ka), a atteint l'altitude maximale possible liée au seuil à 1735 m. Le cycle III se compose d'une double transgression datée du DMG (26-25 ka cal. BP et 21-20 ka cal. BP) dont le premier pic a été ≥ 1700 m et le second ≥ 1706 m. Après le cycle III, un bas niveau de régression (15ka, <1648 m) précède la transgression du cycle IV qui a atteint des niveaux proches du niveau d'eau actuel.

Mots clés : niveaux lacustres, terrasse, faciès sédimentaires, chronostratigraphie, paléoclimat, paléohydrologie, lac de Van.

ABSTRACT

The Lake Van (1648 m) is a palaeoclimatic and palaeoenvironmental reference for the Middle East. According to previous studies, its evolution since the last 20000 years appears close-related to post-Glacial climatic changes. Our PhD thesis aimed at reconstructing the ancient lake levels during more than 100 000 years, a period corresponding to the end of the Upper Pleistocene. We adopted a geomorphological approach including sedimentary facies and stratigraphic analysis, altimetric measurements on field, dating, allowed to interpret sedimentary and morphological records still preserved in the three studied valleys (rivers Bendimahi, Karasu and Engil) in the eastern part of the lake basin.

Our results show that the Lake Van has known high amplitude variations of its volume, with three transgressions, each one followed by important regressions. The highest lake level recorded (≥ 1750 m, i.e. more than 100 m above the present lake level) seems to belong to the end of the previous Interglacial, as suggested by an OSL dating (>117 ka) and post-dated by a plinian fall and a travertine (110 ka). This transgression does not respond to climate forcing, but to palaeohydrographical changes related to volcanic activity in the south-west part of the lake. Between this old transgression and the Late Glacial Maximum, the Lake Van experienced two other large transgressions (cycles II and III) separated by a marked regression. This latter induced an incision of the former lacustrine sediments and the development of erosional terraces. These transgressions (cycles II and III) respond to climate forcing. The cycle II (estimated age of 40-30 ka) reached the maximum elevation controlled by the 1735 m topographical threshold. The cycle III is subdivided into two transgressions belonging to the LGM (26-25 ky cal BP and 21-20 ky cal. BP) with a first peak at ≥ 1700 m and a second at ≥ 1706 m. After the cycle III, a low level regression (15 ka, <1648 m) was followed by the cycle IV transgression which has reached levels close to the present lake level.

Key words: lake levels, terrace, sedimentary facies, chronostratigraphy, palaeoclimate, palaeohydrology, Lake Van.

SOMMAIRE

Résumé.....	7
<i>Abstract</i>	8
Sommaire.....	9
Note sur l'écriture et la prononciation des mots turcs.....	11
Introduction générale	13
1^{ère} Partie Présentation du lac de Van, de son bassin versant et positionnement de la recherche.....	19
CHAPITRE 1. Présentation du bassin lacustre.....	23
CHAPITRE 2. Etat des connaissances sur les variations actuelles et passées du niveau du lac	61
2^{ème} Partie. Méthodologies pour la reconstitution d'anciens niveaux lacustres a partir d'indicateurs morphosédimentaires.....	89
CHAPITRE 3. Les facies sédimentaires et les terrasses comme indicateurs des fluctuations du niveau lacustre	95
CHAPITRE 4. Reconstitutions spatio-temporelles à partir des donnees morphosédimentaires	123
3^{ème} Partie. Résultats de l'analyse des facies sedimentaires et de l'etude des terrasses dans trois vallées.....	147
CHAPITRE 5. La vallée de la Bendimahi.....	151
CHAPITRE 6. La vallée de la Karasu	171
CHAPITRE 7. la vallée de l'engil	225
4^{ème} Partie Synthèse des resultats, chronologies et discussion	251
CHAPITRE 8. Synthèse des résultats à l'échelle du bassin versant : corrélations, chronostratigraphie relative et cycles lacustres.....	255
CHAPITRE 9. Chronologie lacustre : reconstitution des variations du niveau d'eau et datations absolues.....	281
CHAPITRE 10. Discussion sur l'origine des variations du niveau lacustre	299
Conclusion générale.....	319
References bibliographiques.....	325
Table des illustrations.....	335
Annexe : liste des points dgps	341
Table des matières.....	343

NOTE SUR L'ÉCRITURE ET LA PRONONCIATION DES MOTS TURCS

Contrairement au français, en turc toutes les lettres se prononcent et, règle dite de « l'harmonie vocalique » (qui associe les voyelles d'un même mot avec des paires compatibles) mise à part, la prononciation turque est aisée. Nous avons choisi de reproduire les noms de lieu et autres mots turcs sans les franciser.

En turc, le « c » se prononce « dj », et le « e » devient un croisement entre « é » et « è » (sauf s'il est placé entre deux consonnes, où ce « e » reste ouvert). Le « ş » se prononce « ch ». Ainsi, Erciş, nom d'une ville au nord du lac, se prononce « Èrdjich » ou encore le site de Topaktaş se prononce « Topaktach ». Le « ö » se prononce « eu » et le « ç » se prononce « tch » comme pour le site de Dönemeç qui se prononce « Deunémèch ». Le « u » se prononce « ou » ce qui donne pour Yumrutepe, site majeur à l'est du lac, « Youmroutépé ». Le « s » ne se prononçant jamais « z » la vallée de la Karasu se prononce « Karassou ». Le « ü » se prononce « u », le « i » se prononce « i » tandis que le « ı » oscille entre un « i » de gorge et le « eu ». Ce qui donne pour Küçüksu, « Kutchuksou » et pour Gürpınar, « Gurpeunar ». Le « r » doit être légèrement roulé et enfin le « ğ » ou (« g » doux) est une consonne muette dont l'effet est d'allonger la voyelle qui le précède. Kasımoğlu, village de la vallée de la Karasu, se prononce « Kasseumoôlou ».

En dépit de l'inconfort que la graphie turque représente pour le lecteur non turcophone nous avons préféré conserver leurs écritures d'origine qui sont, pour les lieux en particulier, de notre point de vue et de par notre expérience, tout aussi évocateur que des photographies.

Présentation empruntée à David Boratav pour la note au lecteur de son livre « Murmure à Beyoğlu », 2009, Gallimard, Paris.

INTRODUCTION GENERALE

Les lacs représentent seulement 1% de la surface des continents et contiennent seulement 0,02% de l'eau de l'hydrosphère continentale mondiale. Ils sont présents dans des régions du monde très diverses d'un point de vue géographique [Touchart, 2000]. Tous ne présentent pas la même origine (tectonique, glaciaire, volcanique) mais constituent des milieux originaux et spécifiques d'un point de vue hydrologique et environnemental [Pourriot et Meybeck, 1995].

Les lacs sont des hydrosystèmes fermés ou semi-fermés (émissaire) ce qui leur confère une grande sensibilité aux fluctuations environnementales et climatiques de leur bassin versant. La nature même de la sédimentation dans les lacs, plutôt calme, leur donne une certaine capacité à enregistrer ces mêmes fluctuations, les lacs agissant comme des réceptacles des sédiments en provenance du bassin versant. Au cours de l'histoire d'un lac, si la cuvette lacustre ne connaît pas de grandes modifications, les sédiments sont peu perturbés et s'accumulent au fond du lac, donnant des accumulations conformes et continues à haute résolution.

Les réponses des lacs aux changements dans leur bassin versant (climat, érosion) s'expriment, le plus souvent, par une variation de leur surface et de leur niveau d'eau, la masse d'eau lacustre étant le résultat d'un bilan hydrologique [Hecht, 1985 ; Pourriot et Meybeck, 1995]. Le déséquilibre de ce bilan, qui entraîne une extension ou une contraction de la surface lacustre et une hausse ou une baisse du niveau d'eau, peut se produire à des pas de temps et pour des amplitudes très variés¹. Pour les systèmes lacustres très instables, les temporalités des variations de niveau des lacs sont emboîtées entre des oscillations interannuelles de faible amplitude et des tendances à la transgression/régression lacustre sur une longue période (cent, mille, dix mille ans).

Intérêt de l'étude des lacs pour l'étude du Quaternaire

Bien que la durée de vie des lacs soit très variable du fait d'un remplissage sédimentaire plus ou moins rapide, ces systèmes sont pour la plupart suffisamment anciens pour produire des archives du Quaternaire (environ 2 millions d'années), période caractérisée par l'alternance de longues phases climatiques très contrastées. Par leur capacité d'enregistrement les lacs présentent donc un véritable intérêt pour la connaissance des périodes quaternaires *via*, principalement, l'étude et l'interprétation de leurs sédiments. Ce type d'approche concerne des lacs de régions du monde très diverses : des lacs de hautes montagnes [Fort *et al.*, 1989;

¹ Le temps court d'une année hydrologique opposé au temps long d'une période glaciaire du Quaternaire, par exemple.

Wirrmann et Mourguiart, 1995 ; Abbot *et al.*, 1997 ; Condom, 2002 ; Shukla *et al.*, 2002] jusqu'aux lacs situés en zone désertique [Schuster *et al.*, 2005] en passant par les lacs de régions tropicales [Johnson et Odada, 1996 ; Le Turdu *et al.*, 1999] et les lacs de régions tempérées humides [Bradbury et Dean, 1993 ; Valero Garces *et al.*, 1995],

De nombreuses études ont en effet montré la richesse des sédiments lacustres pour reconstituer l'évolution de la végétation (pollens), de l'évolution de l'érosion, de l'évolution du climat et de l'hydrologie du bassin versant. Sur ce dernier point, on sait que les lacs réagissent aux grands changements hydro-climatiques affectant leur bassin versant au cours des temps quaternaires en répondant, par exemple, à l'alternance de phases climatiques sèches et humides. Tous les systèmes lacustres ne réagissent pas de la même façon en fonction de leurs dimensions, de leur type, de leur âge et de la géographie de leur bassin versant. Cependant, pour qu'il y ait un lac il faut que de l'eau s'accumule et celle-ci provient nécessairement d'éléments climatiques directs (précipitations et humidité) ou indirects (réchauffement entraînant la fonte des glaces). Au-delà de l'origine du lac (formation de la dépression+mise en eau), le quaternariste s'intéresse aux réponses du lac sur une période longue au cours de laquelle les conditions paléoclimatiques et paléoenvironnementales ont pu fluctuer, que ce lac existe toujours actuellement ou qu'il ait disparu.

La majorité des études concernant des lacs existant aujourd'hui sont basées sur des études paléolimnologiques qui interrogent le lac soit par le biais de la composition chimique des eaux, soit par l'analyse des dépôts de fond (carottages, relevés géophysiques). Cette dernière approche, très fréquente, concerne aussi bien de petites étendues d'eau que de grands hydrosystèmes lacustres (ICDP²). La profondeur du lac est alors souvent une contrainte qui limite l'accès aux archives sous-lacustres car elle suppose une logistique importante.

Dans le cas des lacs disparus, les recherches concernent des archives le plus souvent sédimentaires (dépôts lacustres, croûtes de sel, dépôts éoliens etc.), « abandonnées » par le système lacustre après le comblement de la cuvette, l'évaporation du lac ou sa « vidange ». Ces archives peuvent être également morphologiques, à commencer par l'empreinte topographique à petite échelle laissée par un ancien lac (dépression), et tout autre indice de sa présence passée (*beachrocks*, encoches d'érosion « *wave cut* », terrasses d'érosion, anciens cordons littoraux). Cette approche est également envisageable dans le cas de dépressions toujours en eaux actuellement ; dans ce cas, les archives étudiées sont héritées d'anciennes extensions (associées à des niveaux d'eau plus hauts que le niveau d'eau actuel).

On comprend alors que dans le cas de la seconde approche, complémentaire de la première, la géomorphologie a toute sa place car elle permet de comprendre les archives lacustres en intégrant à la fois leur nature avec les dynamiques dont celle-ci témoigne, et leur disposition dans l'espace et le temps. Les études géomorphologiques sur les lacs quaternaires,

² International Continental Drilling Project, www.icdp-online.org

qui se sont bien développées au cours des dernières décennies, ont pour objets d'étude aussi bien des séquences sédimentaires issues d'affleurements ou carottées [Kuzucuoğlu *et al.*, 1999 ; Kuzucuoğlu *et al.*, 2007] que des terrasses d'érosion lacustre [Abu Ghazleh et Kempe, 2009]. Une des finalités de ce type d'approche géomorphologique est, à partir d'objets d'étude originaux et « exondés », de reconstituer d'anciens niveaux lacustres. En effet, ceux-ci pouvant être ensuite datés, renseignent sur l'histoire du lac et permettent de s'interroger sur les causes de l'existence de niveaux d'eau plus hauts et plus bas que l'actuel.

Questionnements scientifiques

L'approche géomorphologique appliquée aux systèmes lacustres ayant pour finalité la reconstitution de leur évolution climatique et hydrologique débouche sur un certain nombre de questionnements scientifiques qui portent sur : (i) la relation entre archives géomorphologiques et anciens niveaux d'eau, (ii) entre les anciens niveaux et la paléoclimatologie et la paléohydrologie du bassin versant.

En se focalisant sur l'étude d'un lac qui s'est maintenu jusqu'à aujourd'hui, nous pouvons nous demander de quelle façon la partie exondée du bassin versant d'un lac, en tenant compte de ses caractéristiques propres (dimensions, géographie, origine, âge), donne-t-elle des clés sur son évolution passée ? Cette question renvoie au type d'archives disponibles pour le géomorphologue, disponibilité qui conditionne de fait l'approche envisagée.

Quelles archives sont disponibles et où se trouvent-elles autour du lac étudié pour mener à bien une reconstitution d'anciens niveaux lacustres ?

Il existe, dans le bassin versant, des espaces privilégiés pour l'approche envisagée : la bordure du lac actuel est l'espace qui présente le plus fort potentiel de témoins, tant sédimentaires que géomorphologiques, d'une présence passée du lac. La topographie du bassin versant conditionne la plus ou moins grande extension des hauts niveaux atteints par le lac.

Quels éléments sont réellement capables de fournir une information précise sur un ancien niveau lacustre ?

Les archives « continentales », c'est à dire celles qui affleurent dans le bassin versant (au contraire des dépôts sous-lacustres actuels), sont discontinues et présentent des discordances, car elles ont été érodées depuis leur émergence. Tous les témoins disponibles sont donc *a priori* intéressants à étudier. Il est néanmoins impératif de privilégier l'analyse des dépôts et des formes qui fournissent un haut degré de précision sur les anciens niveaux d'eau (lignes de rivage, et faciès sédimentaires caractéristiques).

Comment passer d'anciens niveaux lacustres aux causes qui expliquent les variations du niveau d'eau?

La relation entre la variation du niveau d'un lac et les forçages climatique, volcanique ou tectonique n'étant pas toujours évidente, il faut, pour répondre à la question, se doter d'éléments provenant d'autres objets d'études, d'autres approches (volcanologie, géochronologie), et comparer les résultats obtenus à d'autres références régionales.

Dans le cas du lac de Van, grand lac de montagne semi-aride, une large partie du bassin versant est inexploitable car les recherches d'anciens niveaux lacustres ne peuvent pas concerner les hauts-reliefs. En revanche, comme l'ont déjà souligné les auteurs précédents [Schweizer, 1975 ; Valetton, 1978], de nombreux éléments géomorphologiques se trouvant entre ces hauts reliefs et le lac actuel s'avèrent être tout à fait intéressants dans leur interprétation paléohydrologique et paléoclimatique. A l'inverse de ce qui se fait pour les sédiments sous-lacustres depuis plusieurs décennies [Degens et Kurtmann, 1978 ; Landmann *et al.*, 1996, Litt *et al.*, 2009], il apparaît aujourd'hui incontournable d'étudier les topographies de basses altitudes sur le pourtour du lac et leur prolongement dans les vallées. Ces espaces sont susceptibles d'avoir enregistré d'anciens hauts niveaux lacustres (plus hauts que le niveau d'eau actuel). Dans le contexte du bassin versant du lac de Van, deux types d'enregistrements de l'évolution hydrologique passée du lac sont possibles : (i) par le dépôt de sédiments lacustres (ou de milieux d'interface entre continent et lac) et (ii) par l'érosion de ces mêmes dépôts (ou de formations du substrat) donnant des formes originales correspondant à des terrasses [Schweizer, 1975 ; Valetton, 1978].

Objectifs d'une étude géomorphologique orientée sur la reconstitution d'anciens niveaux lacustres du lac de Van

L'objectif principal de notre recherche doctorale est d'établir une première chronologie sur le long terme, y compris au-delà du Pléniglaciaire, de la variation du niveau du lac de Van afin de pouvoir répondre à la question de la relation entre anciens niveaux et conditions climatiques passées. A partir de l'objectif principal de notre étude et de l'approche géomorphologique envisagée, notre problématique de thèse s'articule donc autour de trois axes principaux : la reconstitution, la chronologie et l'interprétation des anciens niveaux lacustres.

-La reconstitution des variations du niveau d'eau à partir de la description, de l'identification, de la mesure et de l'interprétation d'indicateurs morphosédimentaires. Il s'agit de reconstituer les variations du niveau du lac à travers (i) la succession des milieux de sédimentation tels qu'ils sont traduits par les faciès sédimentaires des dépôts observés et (ii) la succession des niveaux de terrasses inscrits dans ces mêmes dépôts. Ce premier point nécessite de localiser les secteurs privilégiés dans le bassin versant où se trouvent les indicateurs qui nous

permettent de mettre en œuvre cette approche à la fois géomorphologique et sédimentologique. Notre démarche repose essentiellement sur l'étude des affleurements sédimentaires lacustres ou fluvio-lacustres, seuls dépôts à pouvoir enregistrer directement un niveau d'eau lacustre, signaler un paléorivage ou témoigner de l'existence d'un environnement lacustre. Dans cet objectif, la détermination de paléoniveaux lacustres nécessite de mesurer l'altitude de combinaisons sédimentaires significatives, alors que la reconstitution de la dynamique lacustre générale peut être déduite de la succession des milieux de sédimentation dans un contexte stratigraphique précis.

-La chronologie des anciens niveaux lacustres répond en réalité à une double démarche. L'objectif est de pouvoir appréhender le long terme des fluctuations de la nappe d'eau en recourant à des outils méthodologiques adaptés. Pour cela, nous avons cherché, en la quasi absence de réel travail de stratigraphie à petite échelle, voire de séquences stratigraphiques ponctuelles datées, d'établir d'abord une chronostratigraphie relative des différents dépôts étudiés. En outre, la géométrie des formations lacustres et fluvio-lacustres contribue à la mise en évidence des relations spatio-temporelles entre des successions à unités transgressives et régressives. Le résultat attendu de cette approche est une chronostratigraphie relative qui s'appuie sur l'interprétation des faciès pour déterminer des unités stratigraphiques cohérentes, et sur la mise en évidence de discontinuités majeures dans les enregistrements. Par ailleurs, la chronologie relative des dépôts lacustres doit être couplée à des données provenant de l'interprétation des morphologies de terrasses susceptibles de révéler des phases d'incision et d'érosion entre les grandes séquences observées.

A partir de ce modèle chronostratigraphique, d'abord relatif, une véritable chronologie lacustre est ensuite élaborée, qui nécessite de faire appel à des données géochronologiques précises que nous fournissent les techniques de datations. L'objectif est d'obtenir des jalons chronologiques provenant de datations absolues afin de (i) confirmer la chronostratigraphie relative et (ii) reconstituer, dans le temps, la succession des grands cycles lacustres (transgression+régression).

-L'interprétation des variations de niveau du lac identifiées repose sur la mise en évidence du forçage climatique sur le fonctionnement passé du système lacustre à partir de la comparaison de la chronologie élaborée avec celles d'autres lacs dans la région. A cet objectif correspond également la recherche des impacts éventuels d'événements volcaniques sur le fonctionnement de la cuvette lacustre et sur la paléohydrographie du bassin versant. Pour répondre à ce troisième objectif, notre travail qui s'inscrit dans une double approche géomorphologique et sédimentologique, fait également appel aux données recueillies par d'autres approches scientifiques élaborées dans une démarche pluridisciplinaire (projet ANOVAN, Kuzucuoğlu *et al.*, 2008).

Organisation du mémoire

La structure de la thèse répond à la fois aux trois objectifs scientifiques énoncés ci-dessus, et met en avant leurs relations dans une logique scientifique d'ensemble. Le plan est organisé en quatre grandes parties : le cadre scientifique, les méthodologies, les résultats, et l'interprétation de ces résultats suivie d'une discussion.

La première partie expose le contexte scientifique des recherches menées à travers une présentation du lac du Van, ce qui fait son originalité et la géographie et la géologie du bassin dans lequel il se trouve. Cette première partie est aussi l'occasion de dresser l'état de l'art sur les variations du niveau du lac depuis le dernier Glaciaire. Nous concluons sur les éléments qui ont motivé notre recherche doctorale et qui justifient l'approche envisagée autour d'enjeux scientifiques importants.

La deuxième partie est consacrée au développement de la méthodologie choisie pour répondre aux objectifs dans le cadre d'une approche géomorphologique. Les deux chapitres de cette partie correspondent, d'une part à l'approche morphosédimentaire au sens strict c'est-à-dire aux éléments originaux de nos recherches, basée sur des données de terrain, et, d'autre part aux différents outils et méthodes auxquels on a fait appel pour produire et mettre en valeur ces mêmes données.

La troisième partie expose les résultats des recherches concernant la description et une première interprétation des dépôts et des systèmes de terrasses identifiés dans trois vallées de la partie orientale du lac. Chacun des chapitres correspond à une vallée particulière. La taille de ces chapitres varie en fonction de la quantité de données collectées d'une vallée à l'autre. La logique de présentation des vallées est liée à la complexité des modèles interprétatifs avec d'abord un modèle simple (la Bendimahi), un modèle très complexe (la Karasu), et un modèle intermédiaire (l'Engil) qui permet de valider des éléments des deux modèles précédents.

La quatrième partie est consacrée, dans un premier temps à l'interprétation et la synthèse chronostratigraphiques des résultats pour les trois vallées ainsi qu'à la mise en place d'une chronologie absolue pour les niveaux lacustres reconstitués. Dans un second temps, les résultats obtenus sont discutés à la lumière de la comparaison entre les autres chronologies paléoenvironnementales publiées dans la région et l'évolution du bassin versant du lac de Van pendant la période étudiée, l'objectif étant d'identifier ou de confirmer le(s) forçage(s) possible(s) à l'origine des variations du niveau du lac.

1^{ERE} PARTIE

PRESENTATION DU LAC DE

VAN, DE SON BASSIN

VERSANT ET

POSITIONNEMENT DE LA

RECHERCHE

INTRODUCTION À LA PREMIÈRE PARTIE

Le lac de Van est une référence paléoenvironnementale majeure. Depuis plusieurs décennies, il est au cœur d'enjeux scientifiques importants d'autant plus d'actualité que son « histoire » et son « évolution » s'inscrivent dans l'histoire de la région, l'Anatolie orientale ou plus largement le Moyen-Orient. Les chercheurs précédents se sont intéressés à son passé pour reconstituer son évolution environnementale et pour mieux comprendre son fonctionnement actuel. Ce lac intrigue, fascine, aussi bien dans ses profondeurs qu'à sa surface, car son passé reste méconnu et son comportement actuel est instable en termes de variations de son niveau d'eau. Le volcanisme et la tectonique participent intimement à l'évolution de sa cuvette lacustre et à celle de son bassin versant environnant. Les archives lacustres, situées sur le pourtour du lac et à l'aval des vallées des affluents, attirent l'œil du chercheur et du géographe en particulier. C'est autour de ces objets géomorphologiques que se catalysent les principales questions sur l'évolution passée du bassin lacustre, qui servent de point de départ à cette étude. Nous verrons comment nos recherches se positionnent dans le contexte scientifique plus large du lac de Van.

Le chapitre 1 sur l'état actuel du lac expose sa relation avec la géologie et le climat de son bassin. Un second chapitre présente une synthèse des recherches déjà menées, qui offrent de premiers éléments à la compréhension actuelle et passée du lac de Van. Cet état des connaissances soulèvent des enjeux scientifiques importants et laissent des questions en suspens auxquelles notre étude tentera de répondre.

CHAPITRE 1. PRESENTATION DU BASSIN LACUSTRE

I. Introduction

De par sa localisation géographique en Anatolie orientale, le lac de Van présente une grande originalité. L'exposé des caractères originaux du lac pose la question de l'origine de ce bassin lacustre exceptionnel, de son évolution hydrographique depuis la formation de la dépression, et des impacts des facteurs physiques sur l'hydrosystème, notamment sur la géochimie de ses eaux. Avant de se pencher sur les aspects hydro-climatiques, il convient de caractériser le bassin lacustre, qui est à la fois le support et le cadre des variations de niveau du lac. La tectonique, le volcanisme et le climat sont présentés car ils définissent le bassin lacustre actuel et conditionnent son histoire géologique récente.

On s'intéressera plus particulièrement aux secteurs des basses vallées qui expriment les dynamiques actuelles entre le lac et son bassin versant, et ont conservé les archives récentes et anciennes de la dynamique fluvio-lacustre. A la rencontre entre le continent et le lac, entre les apports détritiques et la dérive littorale, entre l'eau sodée du lac et l'eau douce des rivières, les basses vallées portent l'empreinte de l'évolution du niveau du lac par les archives sédimentaires et géomorphologiques qui y sont préservées.

II. Au cœur de l'Anatolie orientale, terre de contacts

Le lac de Van (43°E ; 38,5°N) est localisé en Anatolie orientale (Turquie, fig. 1-1), entité géographique naturelle qui s'étend entre les régions de Malatya et Elazığ à l'ouest, les régions de Muş et de Bitlis au sud, les régions de Hakkari et Van à l'est, et les régions de Kars et d'Erzurum au Nord (fig. 1-2).

Historiquement, le géographe Strabon³ (63 BC ?-24 AD) est l'un des premiers à avoir décrit et délimité l'Anatolie orientale. Il distingue notamment les plateaux (*oropedia*) des montagnes et oppose l'*oropedia* d'Anatolie orientale à celle d'Anatolie centrale (*oropedia lycaonia*). Les montagnes qu'il observe au Nord (*Paryadres*) et au Sud (*Taurus proper*) se rejoignent, formant les hauts plateaux est-anatoliens [Şengör *et al.*, 2008].

³ Anatolien et natif d'Amasya.

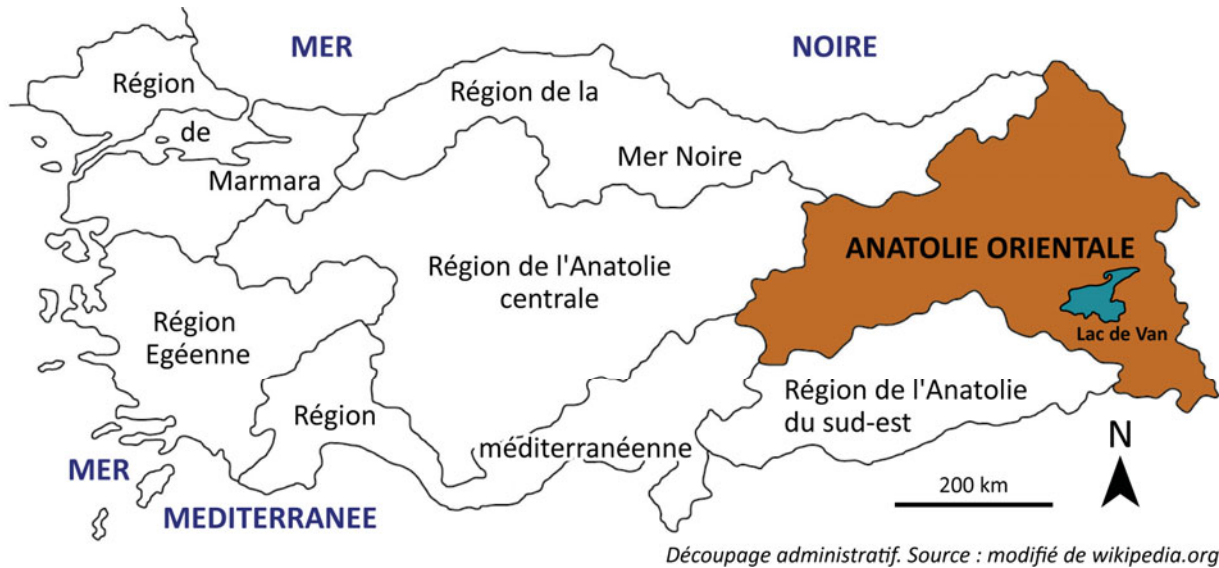


Figure 1-1. Les régions administratives de Turquie

Contrairement à la région de la Mer Noire (*Karadeniz*) ou de la Mer Méditerranée (*Akdeniz*), l'Anatolie orientale n'a pas de façade maritime, étant délimitée par des reliefs de forte altitude. Ces reliefs sont regroupés aussi sous le terme de « plateau irano-est anatolien » ou « turco-iranien ». Les hauts massifs montagneux rompent avec la monotonie des plateaux occidentaux de la péninsule anatolienne. Le haut plateau est-anatolien est délimité par les extrémités orientales des deux principales chaînes de montagnes de Turquie (fig. 1-2) : le Taurus au sud et la chaîne Pontique au Nord. L'Anatolie orientale est bordée, à l'ouest, par la vallée de l'Euphrate tandis qu'à l'est elle est délimitée par la rivière Araxe à la frontière avec l'Arménie et par l'extrémité occidentale de la chaîne du Zagros à la frontière avec l'Iran.

Le niveau du lac de Van est situé à 1648 m, alors que les sommets culminent à plus de 4000 m (Süphan Dağı au nord du lac à 4400 m ; l'Ağrı Dağı ou Ararat à 5165 m, fig. 1-2 et 1-3).

Trois grands cours d'eau prennent leur source dans cette région (fig. 1-2). Depuis l'Antiquité, ils ont facilité les déplacements des populations et permis l'essor de grandes civilisations. Au Nord, l'Euphrate (*Firat*), le plus long fleuve du Moyen-Orient (2780 km), naît de la rencontre des eaux des rivières Karasu et Murat (fig. 1-2). Après une large courbe vers l'ouest, l'Euphrate rejoint au sud le piémont syrien puis la « Mésopotamie ». Au sud-est du haut plateau anatolien se trouvent les sources du Tigre (*Dicle*, 1950 km) qui alimente avec l'Euphrate l'actuelle Irak depuis la chaîne du Taurus. Enfin à l'est coule l'Araxe (*Aras*, 1072 km), qui prend sa source au cœur de l'Anatolie orientale dans la région d'Erzurum, longe la frontière entre la Turquie et l'Arménie, avant de se jeter dans le fleuve Koura en Azerbaïdjan.

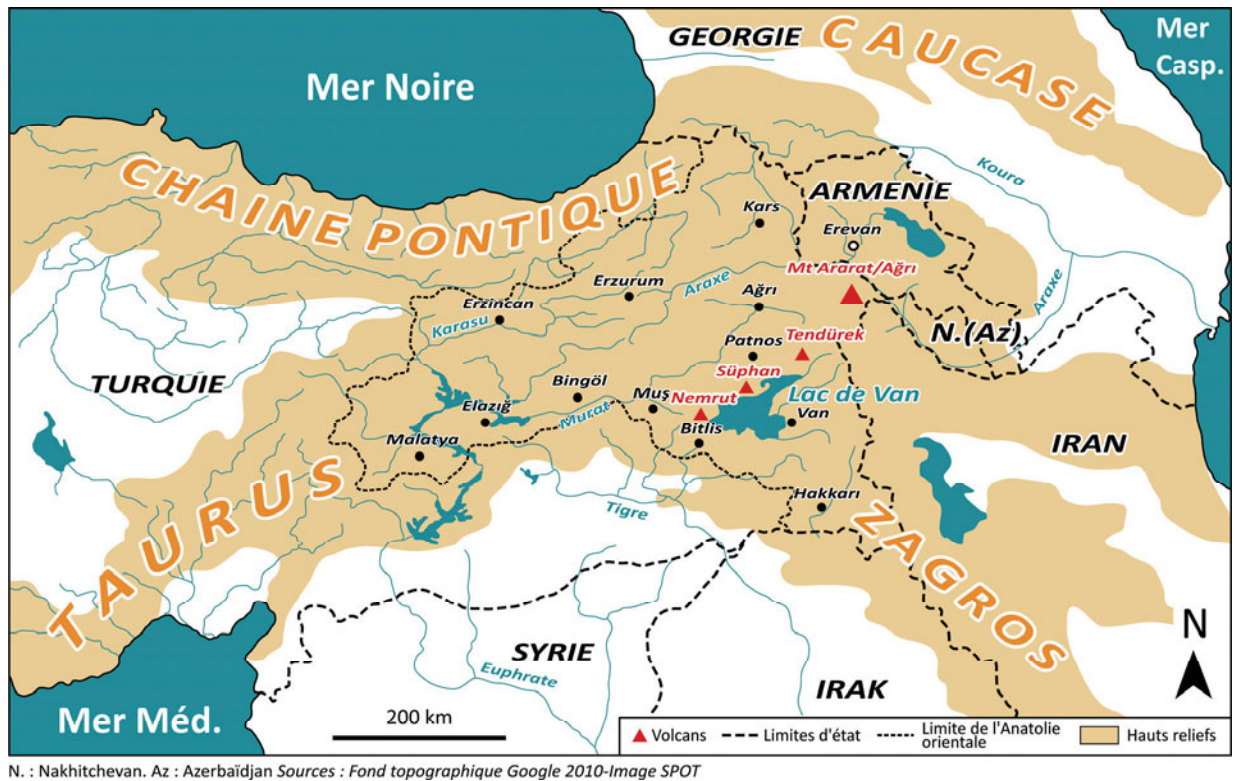


Figure 1-2. Présentation de l'Anatolie orientale

L'Anatolie orientale, avec la présence des hauts bassins de l'Euphrate et du Tigre, est un pays de hautes montagnes dans lesquelles s'ouvrent quelques grandes dépressions. Au Nord, le plateau de Erzurum-Kars est séparé de la plaine du Murat (branche amont de l'Euphrate ; fig. 1-2) par une chaîne orientée Est-Ouest dont les crêtes dépassent 3000 m. Au sud, la région du Murat est isolée de celle du lac de Van par plusieurs volcans. Plus au sud encore le lac est barré par la chaîne des Monts de Bitlis et du Taurus oriental, que ne traversent que quelques gorges profondes. Au nord du lac de Van, ce schéma général est parsemé de bassins de plus petite taille qui sont d'origine volcano-tectonique (Doğubeyazıt, Muş) ou tectonique (Erzincan, Erzurum, fig. 1-2).

III. Originalités du lac de Van

En plus d'être un lac de montagne, le lac de Van présente de grandes dimensions. Sa superficie est de 3586 km²⁴ et celle de son bassin versant (soustraite de la superficie du lac) est de 11799 km² (fig. 1-3 et 1-4). D'Ouest en Est, la largeur maximale du lac est de 80 km (avec un minimum de 12 km) ; du Nord au Sud, elle est de 54 km et elle atteint 128 km selon un axe Ouest-Sud-Ouest/Est-Nord-Est.

⁴ Superficies et volumes sont calculés à partir du Modèle Numérique de Terrain (MNT) d'une résolution de 90 m présenté dans la deuxième partie (fig. 4-4 et 4-5).

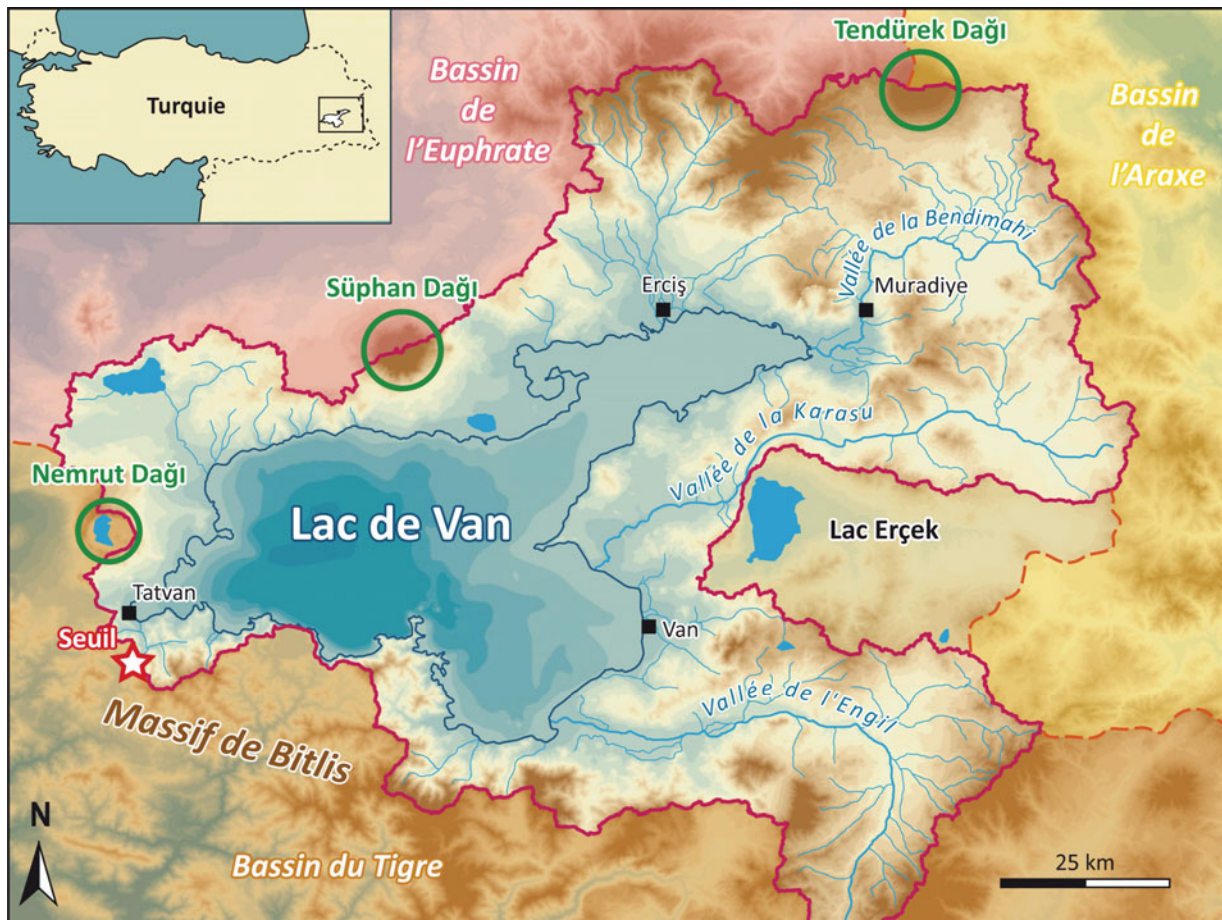


Figure 1-3. Présentation du bassin lacustre du lac de Van
Fond de carte : MNT SRTM 2004

La profondeur maximale du lac a été récemment évaluée à 460 m par Litt *et al.* [2009] dans le bassin occidental, dit « de Tatvan », ce qui place le lac de Van parmi les huit lacs les plus profonds du monde (fig. 1-4). Les relevés bathymétriques successifs montrent des profondeurs moyennes de 170 m [Degens et Kurtmann, 1978 ; Litt *et al.*, 2009], pour un volume de 614 km³. Son rapport superficie/volume⁵ est plutôt faible (ratio de 5,8) ce qui place le lac de Van au même rang que des lacs tel que le lac Supérieur aux Etats-Unis (ratio de 6,8). A titre de comparaison, le lac Ourmieh, un lac proche situé en Iran, présente une superficie de 5000 km², mais un volume de seulement 45 km³.

⁵ Indicateur des profondeurs moyennes et de sensibilité aux changements climatiques. Un fort rapport, tel celui du lac Victoria de 24,8 (cf. fig. 1-4 pour les données), correspond à des lacs de faible profondeur et vulnérables à un forçage climatique. A titre de comparaison le ratio superficie/volume du lac Baïkal est de seulement 1,3 (cf. fig. 1-4 pour les données).

Rang	Nom		Superficie km ²
1	Caspienne	Asie	371000
2	Michigan-Huron	Amérique du Nord	117702
3	Supérieur	Amérique du Nord	82414
4	Victoria	Afrique	69485
5	Tanganyika	Afrique	32893
6	Baïkal	Asie	31500
7	Grand lac de l'Ours	Amérique du Nord	31080
8	Malawi	Afrique	30044
9	Grand lac des esclaves	Amérique du Nord	28930
10	Erié	Amérique du Nord	25719
11	Winnipeg	Amérique du Nord	23553
12	Ontario	Amérique du Nord	19477
13	Balkhach	Asie	18428
14	Ladoga	Asie	18130
15	Aral	Asie	17160
16	Vostock	Antarctique	15690
17	Maracaibo	Amérique du Sud	13210
18	Tonlé Sap	Asie	13000
19	Lagoa dos Patos	Amérique du Sud	10140
20	Onega	Asie	9891
21	Bangwelo	Afrique	9840
22	Volta	Afrique	8502
23	Titicaca	Amérique du Sud	8135
24	Lac Nicaragua	Amérique du Nord	8001
25	Athabasca	Amérique du Nord	7920
26	Smallwood	Amérique du Nord	6527
27	Rennes	Amérique du Nord	6500
28	Kouibychév	Asie	6450
29	Turkana	Afrique	6405
30	Eyre	Océanie	6219
31	Issy Kul	Asie	6200
56	Van	Asie	3586

Rang	Nom		Volume km ³
1	Caspienne	Asie	78200
2	Baïkal	Asie	23600
3	Tanganyika	Afrique	18900
4	Supérieur	Amérique du Nord	12100
5	Michigan-Huron	Amérique du Nord	8458
6	Malawi	Afrique	8400
7	Vostock	Antarctique	5400
8	Victoria	Afrique	2750
9	Grand lac de l'Ours	Amérique du Nord	2236
10	Grand lac des esclaves	Amérique du Nord	2090
11	Issy Kul	Asie	1738
12	Bratsk	Asie	1693
13	Ontario	Amérique du Nord	1639
14	Ladoga	Asie	908
15	Titicaca	Amérique du Sud	893
16	Aral	Asie	650
17	Van	Asie	614

Rang	Nom		Profondeur maximum m
1	Baïkal	Asie	1637
2	Tanganyika	Afrique	1470
3	Caspienne	Asie	1025
4	Vostock	Antarctique	900
5	Malawi	Afrique	706
6	Issy Kul	Asie	668
7	Grand lac des esclaves	Amérique du Nord	614
8	Van	Asie	460

Figure 1-4. Classification des lacs mondiaux selon leur superficie, leur volume et leur profondeur

Source : van Der Leeden *et al.* [1990]

A l'échelle régionale, l'écart de volume entre les deux lacs « voisins » de Van et d'Ourmieh s'explique par des variations de profondeur qui témoignent de l'origine différente des cuvettes lacustres. Toutes deux positionnées en altitude (Van : 1648 m a.m.s.l.⁶ ; Ourmieh : 1250 m a.m.s.l.⁷) [Djamali *et al.*, 2008], elles ne possèdent aucun exutoire. L'endoréisme du lac de Van provoque l'accumulation de sels dans la masse d'eau occupant la cuvette lacustre sous l'effet cumulé de l'évaporation et du faible renouvellement des eaux du lac⁸. L'altitude du seuil actuel de déversement des eaux du lac (localisation fig. 1-3), d'abord établie à 1749 m à l'aide des données SRTM et d'un MNT, a été précisée sur le terrain grâce au DGPS⁹ à 1737 m. Ce seuil a été mesuré à l'apex d'un cône torrentiel. Son altitude est légèrement surévaluée, le seuil hydrographique se situe donc, en réalité, à 1735 m.

L'une des originalités du lac de Van réside aussi dans la composition chimique de ses eaux qui sont sodées, hyperalcalines et carbonatées [Degens et Kurtmann, 1978 ; Kadioğlu *et al.*, 1997], avec une concentration des sels sodiques (Na) qui atteint 336,86 meq/l (fig. 1-5). De ce

⁶ Cote choisie pour faire les calculs de volume et définie comme la référence actuelle pour le niveau du lac (2006).

⁷ Above mean sea level : Au-dessus du niveau moyen de la mer (www.dircam.air.defense.gouv.fr).

⁸ Dû à la pénétration limitée des eaux douces provenant du bassin dans le lac.

⁹ Differential Global Positioning System

fait, le pH des eaux hypercalcaires est très élevé (9,81). On note en particulier un phénomène remarquable d' « eaux blanches » lié à la précipitation d'aragonite au débouché des affluents en rive sud (fig. 1-6).

	Lac de Van meq/l	océan (surface) meq/l
Cl	153,71	548,3
Carbonates	111,03	0
Sulfates	48,8	56,44
Bicarbonates	35,92	2,35
Phosphates	0,016	0,009
Total anions	349,476	607,099
Li	0,216	0,014
Ca	0,5	20,44
Mg	7,8	107,14
Sr	0,016	0,3
Na	336,86	410,15
K	12,99	9,96
Total cations	358,82	548,004
Cations/anions	1,02	0,90
Ca/Mg	0,064	0,190
Salinité	21,7 ‰	19,81 ‰
pH	9,81	8,1

Figure 1-5. La composition chimique des eaux du lac de Van : comparaison avec l'océan
Source : Degens et Kurtmann [1978]

La composition chimique des eaux du lac ne varie que très peu avec la profondeur, homogénéité qui s'explique par la convection hivernale du lac. En effet, les mesures de températures dans le lac ont permis de déterminer des masses d'eau différentes en fonction de la profondeur et de la saison. En été, la température de l'eau est de 20-23°C en surface, de 15°C à 16,5 m de profondeur, de 3,1°C à 35 m et de 3,6°C au-delà de 120 mètres. Kempe *et al.* [1978] estiment que ce profil thermique détermine différentes couches d'eau avec respectivement l'épilimnion, entre la surface et 16,5 m, le métalimnion (ou mésolimnion), entre 16,5 m et 35 m et l'hypolimnion, sous 35 m de profondeur. Le lac présente une stratification thermique « faussement » directe étant donné l'inversion de température entre le métalimnion et l'hypolimnion plus chaud. En janvier, la température moyenne de surface est de 3,5°C. Ce refroidissement hivernal provoque une convection relative des eaux du lac par remontée des eaux profondes depuis l'hypolimnion légèrement plus chaud (température des eaux de fond constante sur l'année) et détermine une masse d'eau assez homogène sur l'ensemble du profil thermique. Cette caractéristique thermique est liée, entre autres, à l'activité géothermique issue du contexte volcano-tectonique du bassin lacustre (fig. 1-7, *cf. infra*).

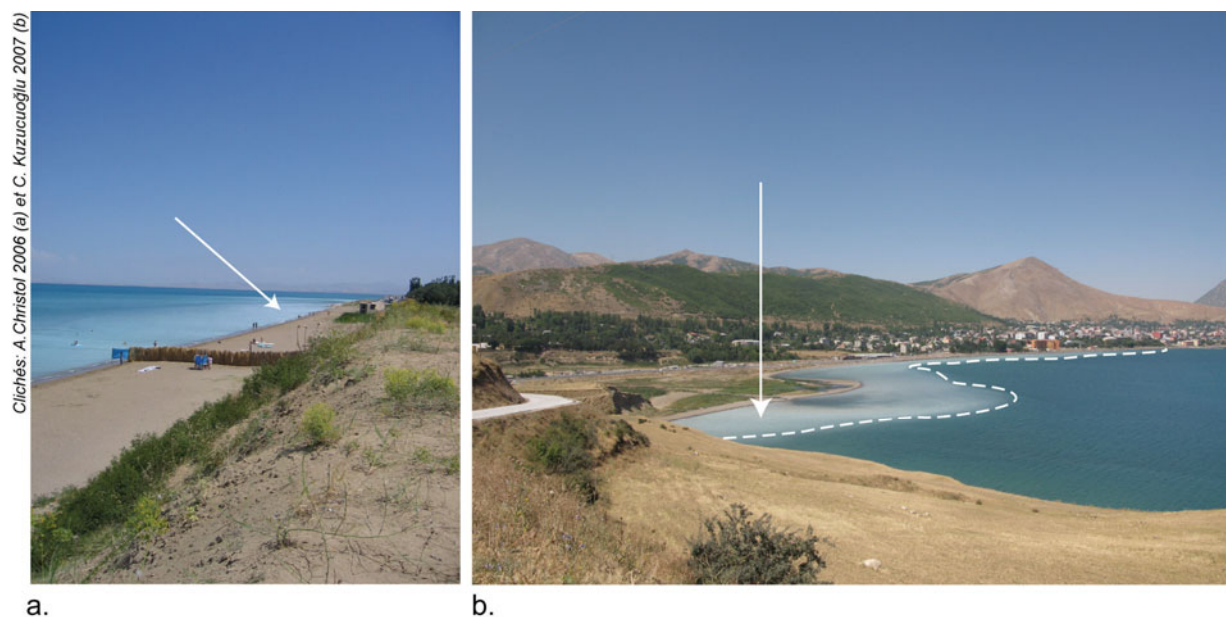
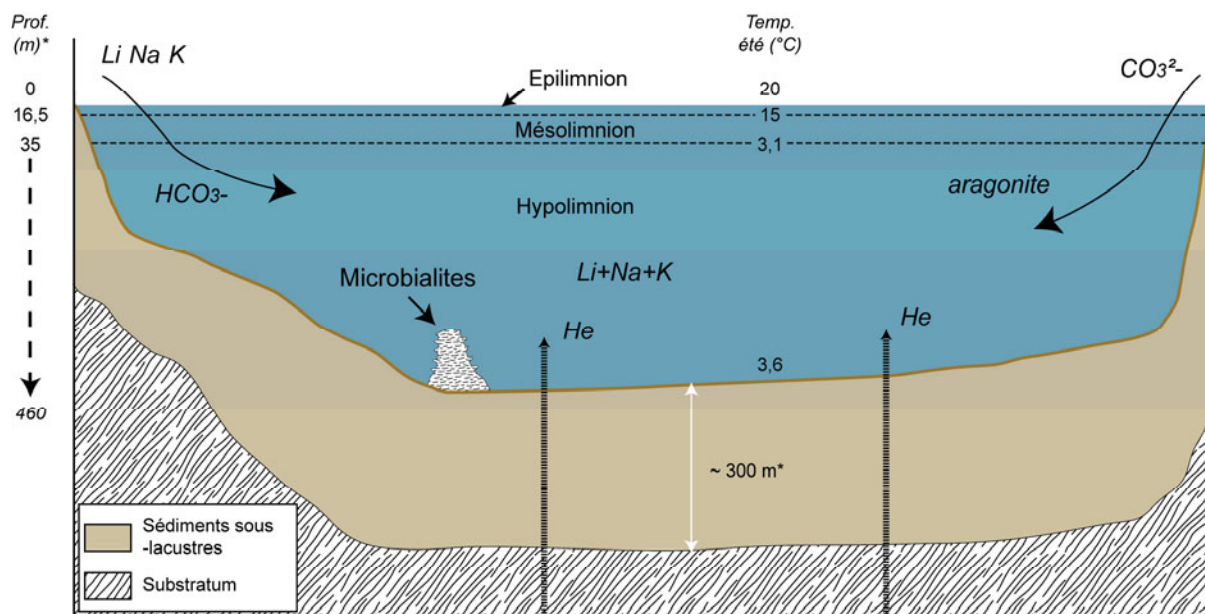


Figure 1-6. Le phénomène d'« eaux blanches »

a. Sortie du Grand travertin, nord de l'Engil b. Panaches dans la baie de Tatvan (sud-ouest)



* Le schéma théorique présenté ne respecte pas les échelles.

Figure 1-7. Schéma limnologique du lac de Van (Sources diverses)

IV. Les facteurs géologiques de l'évolution du bassin lacustre

IV.1. La composante tectonique

IV.1.a. La tectonique en Anatolie orientale : de la collision arabo-eurasienne à la tectonique active actuelle

L'origine des reliefs anatoliens est liée à la collision de la plaque arabe avec la plaque eurasiatique (fig. 1-8 et 1-9) à l'Eocène moyen [Yılmaz *et al.*, 1998] après la fermeture de l'océan Téthys. Il s'agit d'une collision relativement récente dont certains aspects sont encore mal connus, comme la dynamique de la croûte des différentes plaques lithosphériques concernées. La phase de subduction entre la plaque eurasiatique et la plaque arabe se traduit par des mouvements de convergence Sud-Nord à l'origine de l'orogénèse taurique et de la surrection des massifs montagneux situés au sud de l'Anatolie orientale. Celle-ci eut pour conséquence le soulèvement du plateau est-anatolien et des formations associées, phénomène se poursuivant encore aujourd'hui.

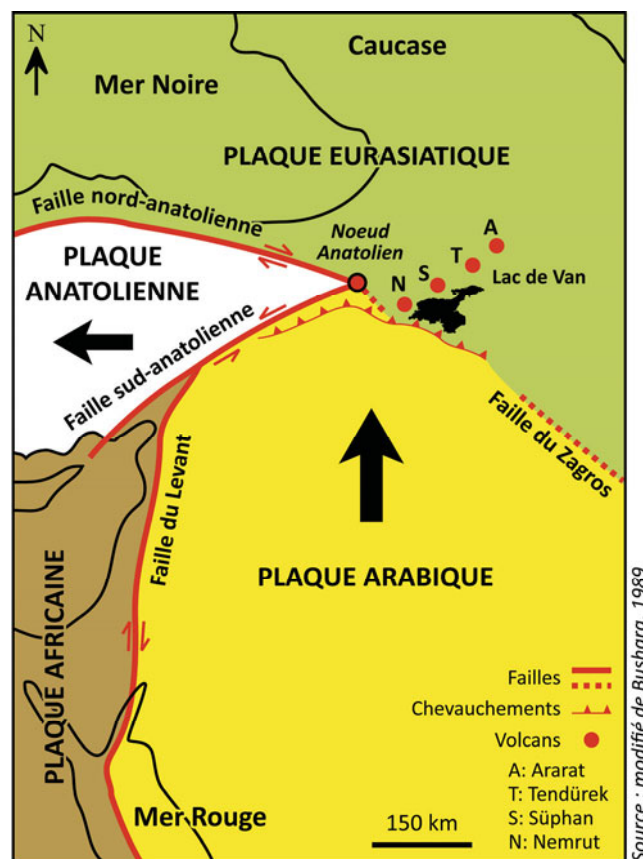


Figure 1-8. Le contexte tectonique de l'Anatolie orientale
Source : modifié de Bushara [1989]

Les conséquences de la collision se manifestent également par la formation de la plaque anatolienne (Miocène supérieur), expulsée vers l'Ouest par le jeu de deux grandes failles transformantes (failles nord et sud-anatoliennes) qui se rejoignent à l'endroit du « nœud anatolien » dans la région de Karliova [Yılmaz *et al.*, 1998] (fig. 1-8). Ce mouvement compense en grande partie la compression Nord-Sud et permet à la croûte de retrouver une épaisseur normale, évaluée à 50 km [Yılmaz *et al.*, 1998 ; Şengör *et al.*, 2008]. Cette zone de fortes tensions est située à une centaine de kilomètres à l'ouest du lac de Van.

La surrection du massif de Bitlis (rive sud du lac : fig. 1-9 et 1-10) s'inscrit dans cette configuration et cette évolution géologique. Elle est accompagnée de la mise en place du chevauchement de Bitlis (fig. 1-9 et 1-10) et, au Nord (côté lac de Van), de lignes de fractures et de failles est-ouest (fig. 1-10).

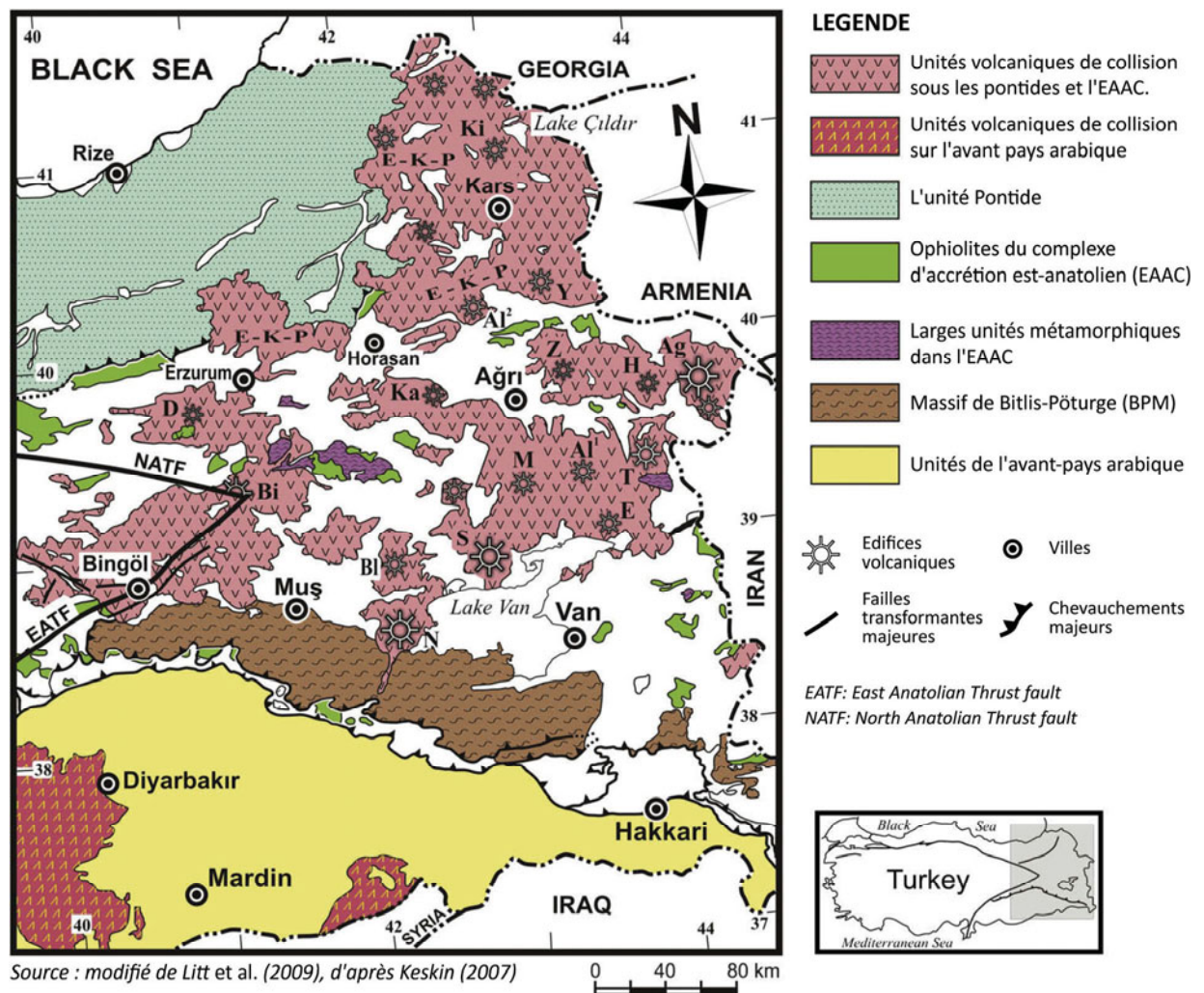


Figure 1-9. Les principaux éléments géologiques de l'Anatolie orientale
Sources : modifié de Litt *et al.* [2009]

IV.1.b. Le massif de Bitlis : la marque de la collision au bord du lac de Van

Le massif de Bitlis se compose essentiellement de roches métamorphiques paléozoïques localisées à « l'avant » de la zone de suture, à l'endroit de la rencontre des plaques (fig. 1-8). La géologie du bassin versant du lac de Van présente une forte composante métamorphique à laquelle s'ajoutent deux autres ensembles lithologiques [MTA¹⁰, 2002] (fig. 1-11) : des volcans au Nord et à l'Ouest et des formations du Crétacé et tertiaires (principalement ophiolites - formations du mélange¹¹-et calcaires) à l'Est et au Nord,

Ces montagnes, issues de mouvements verticaux de la plaque arabique, sont l'expression la plus septentrionale de la collision. Avec des altitudes autour de 3000 m, il s'agit des hauts reliefs tauriques les plus septentrionaux d'Anatolie orientale. Ce massif, qui a été comprimé lors de la collision, est bordé au Nord par d'importantes lignes de failles transformantes qui témoignent des tensions Est-Ouest accompagnant les mouvements de convergence Sud-Nord.

Ces mouvements de compressions et de tensions se sont poursuivis tout au long du Quaternaire, et sont à l'origine d'une néotectonique importante dans la région. L'activité tectonique actuelle dans le bassin du lac de Van est toujours forte (fig. 1-10).

IV.1.c. Des données lacunaires sur la tectonique locale

L'activité tectonique récente et actuelle du bassin lacustre se manifeste de différentes manières : subsidence du bassin lacustre, jeux de failles (tectonique cassante) et séismes [Pinar *et al.*, 2007] (fig. 1-10). De nombreux éléments montrent que la tectonique est encore active aujourd'hui. Kipfer *et al.* [1994] rappellent l'affaissement du bassin par subsidence mis en évidence par Degens et Kurtmann [1978]. Dans le bassin dit de « Tatvan » (correspondant à la partie occidentale du lac), l'affaissement est estimé à 2 mm par an. L'affaissement graduel de ce bassin mis en évidence par Degens et Kurtmann [1978] à partir de prélèvements géochimiques révélant un fort gradient géothermique s'expliquerait par l'effondrement de la chambre magmatique du Nemrut [Şengör *et al.*, 2008].

Utkucu [2006] dresse une cartographie sur les principaux éléments tectoniques dans la région du lac de Van, où sont positionnés les séismes de magnitude supérieure à 5.0 depuis 1860 et les séismes de magnitude comprise entre 4.0 et 5.0 depuis 1970. Le résultat illustre, outre l'activité du grand chevauchement Est-Ouest au sud du massif de Bitlis, une fracturation Est-Ouest dominante notamment dans la partie orientale du bassin versant du lac (vallée de l'Engil, Van, nord de Van). Ces déformations sont cohérentes avec le schéma régional (fig. 1-8 et 1-9).

¹⁰ Maden ve Teknik Arama enstitüsü

¹¹ Il s'agit de « formations chaotiques fortement tectonisées caractéristiques des régions orogéniques à fortes tensions tectoniques convergentes. Les mélanges ophiolitiques sont très épais et composés à la fois d'ophiolites et de formations sédimentaires » [Barrier et Francou, 1996].

Les parties occidentale et septentrionale du bassin ne montrent pas une organisation aussi cohérente. En effet, plusieurs linéaments tectoniques sont recouverts par des dépôts volcaniques récents. Bien qu'Utkucu [2006] envisage la relation entre l'activité sismique et les fluctuations récentes du niveau du lac, il ne traite pas la question de la déformation tectonique de dépôts lacustres anciens. De plus, ces données ne donnent pas d'informations quant à l'âge de l'activité des failles dans le bassin versant. Cette absence de datation de l'activité des failles est d'ailleurs l'une des lacunes principales dans la connaissance de la tectonique de la région du lac de Van.

Pourtant, le bassin lacustre est affecté par de nombreux séismes dont la forte magnitude (supérieure à 5.0) exprime la continuité de l'activité sismique en lien avec la tectonique cassante et le volcanisme depuis le Tertiaire. Des travaux spécifiques sur les déformations d'origine sismique des dépôts lacustres [Üner *et al.*, 2010] montrent d'ailleurs les modes d'expression de cette activité au cours du temps (déformations synsédimentaires des lits sablo-limoneux lacustres).

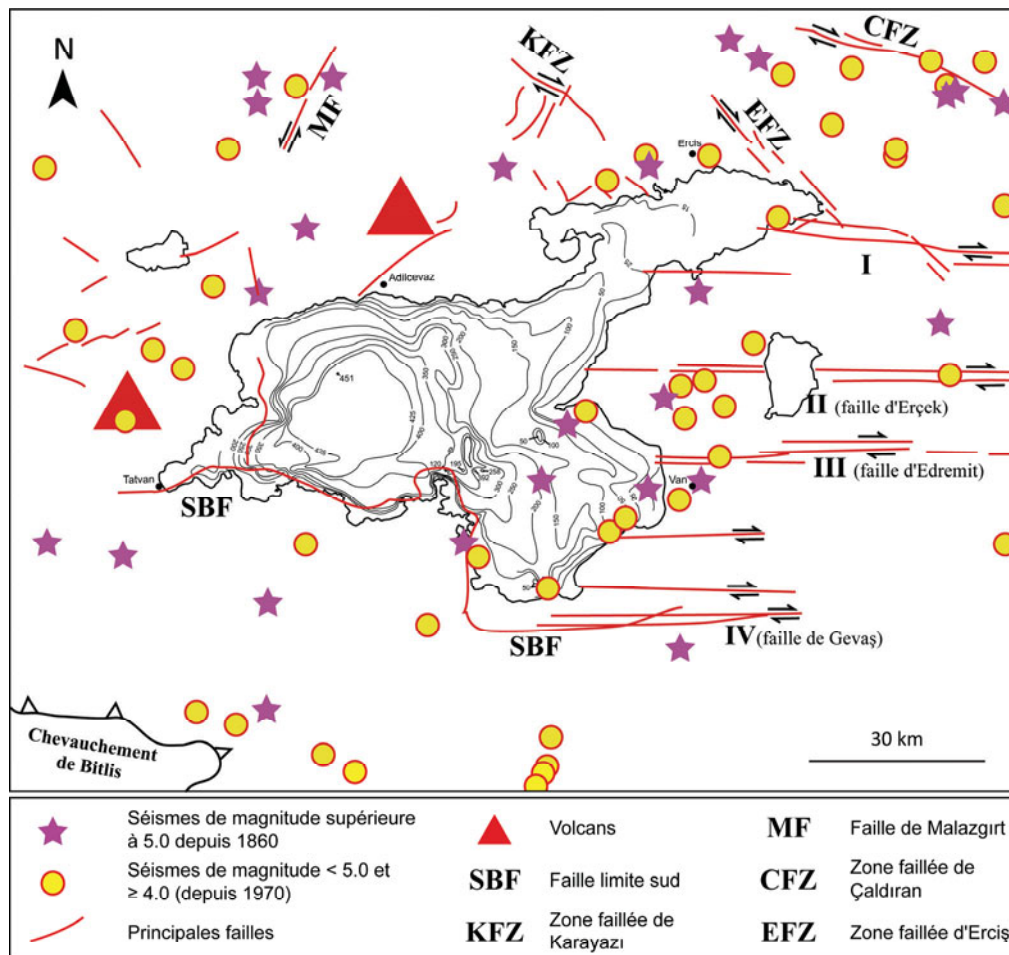


Figure 1-10. La tectonique dans le bassin lacustre du lac de Van
Source : modifié d'Utkucu [2006]

Ce contexte tectonique est à l'origine de tensions et de fractures au front et en arrière de la collision. A cet endroit, les reliefs plus déprimés de plateaux sont fracturés et affectés par une activité volcanique importante (*cf. infra*) comme c'est souvent le cas dans ce type de collision.

IV.2. La composante volcanique

IV.2.a. La place du volcanisme dans l'histoire géologique de l'Anatolie orientale

Les dépôts les plus anciens du mélange ophiolitique sont datés du Crétacé supérieur (début de la fermeture de la Téthys), les plus récents étant d'âge éocène. L'histoire géologique tertiaire de la région (post-collision) se caractérise ensuite par des formations caractéristiques de zones au contact d'orogènes en développement [Yilmaz *et al.*, 1998].

A partir du Miocène supérieur, les processus de sédimentation sont restreints à de jeunes bassins faillés qui se développent le long des grandes failles anatoliennes. Ces dépressions sont rapidement comblées par des formations détritiques grossières à fines, aux faciès fluviatiles et lacustres. C'est également au Miocène supérieur que débute l'activité volcanique dans la région, au moment où l'effet des compressions Sud-Nord sur la croûte est à son paroxysme [Yilmaz *et al.*, 1998].

Pendant la période Miocène supérieur - Pliocène, le plateau est-anatolien se couvre d'épaisses formations volcaniques [Yilmaz *et al.*, 1998]. Ces formations volcaniques sont une composante majeure de la géologie régionale (fig. 1-9). On observe un nombre considérable d'édifices volcaniques de tailles variées, répartis de façon relativement homogène entre le bassin versant du lac de Van au sud et les régions d'Ağrı, Erzurum et Kars au Nord. Parmi les édifices les plus considérables, on compte quatre volcans composites dont trois se trouvent dans ou à la limite du bassin versant du lac de Van (fig. 1-3 et 1-8). Du Sud au Nord, il s'agit : du Nemrut Dağı culminant à 3050 m, du Süphan Dağı à 4434 m, et du Tendürek Dağı à 3533 m (fig. 1-3). Le quatrième et le plus haut de ces volcans se situe à 200 km au nord et en dehors du bassin du lac de Van : l'Ağrı Dağı (ou Ararat) qui culmine à 5165 m.

Cette activité volcanique à proximité du lac de Van a été mise en relation avec l'amincissement de la croûte continentale [Şengör *et al.*, 2008] à l'arrière de la collision. Cette configuration pourrait s'expliquer par la présence d'un point chaud en Anatolie orientale qui fournirait la région en magma [Keskin, 2007].

IV.2.b. Impacts du volcanisme plio-quadernaire sur le lac et son bassin versant

A l'ouest et au nord du bassin lacustre, l'ensemble volcanique, composé de basaltes, andésites, rhyolites et pyroclastites plio-quadernaires, recouvre les sédiments tertiaires [Innocenti *et al.*, 1980 ; Şengör et Yilmaz, 1981] (fig. 1-11). Les volcans monogéniques (cônes,

maars, dômes), plus discrets, sont disséminés dans les secteurs proches des volcans et restent peu étudiés. La connaissance de l'activité volcanique quaternaire est fondamentale pour les recherches en cours, les produits éruptifs (tephras) étant utilisés comme repères stratigraphiques dans les séquences lacustres. Ils peuvent d'ailleurs être datés par la méthode Ar-Ar (cf. deuxième partie) [Mouralis *et al.*, 2010].

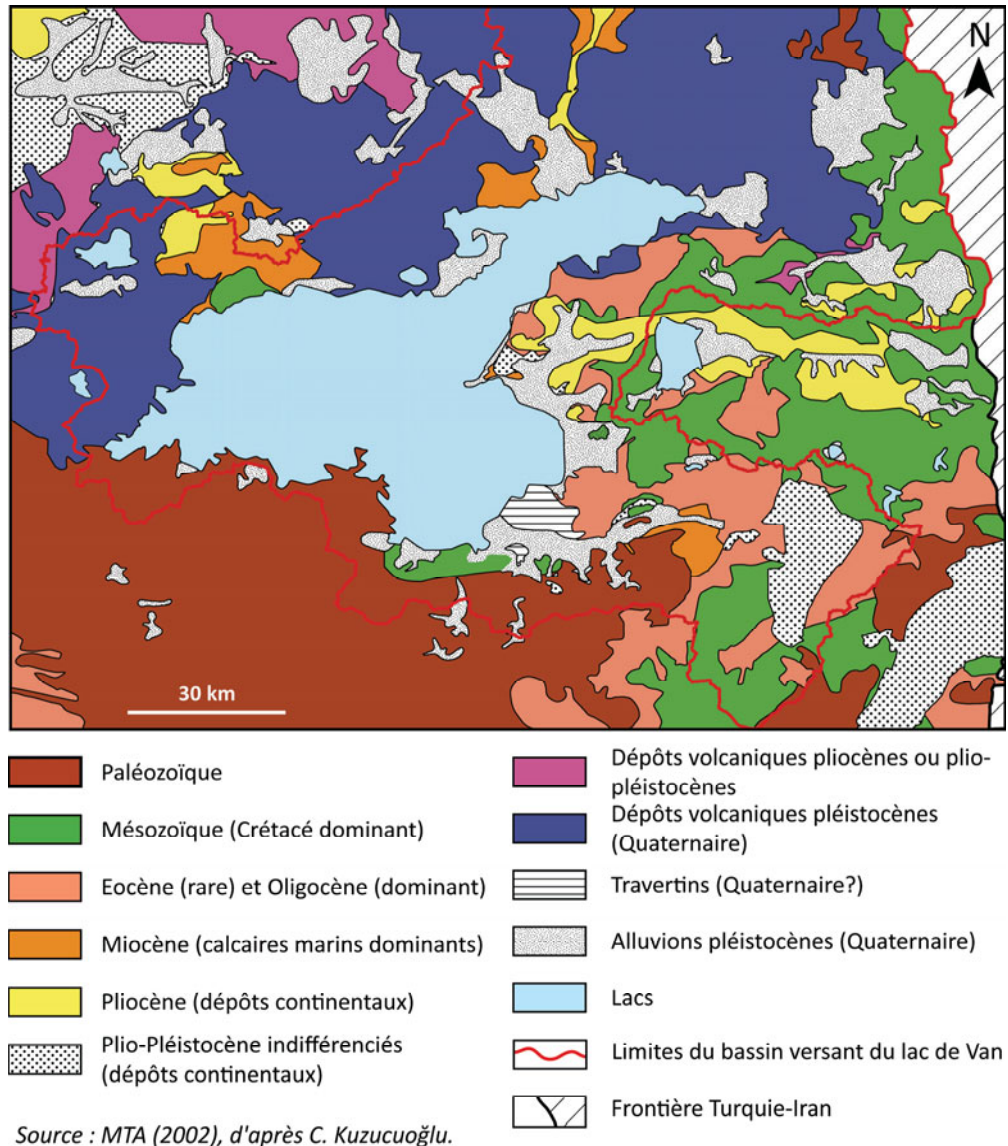


Figure 1-11. La mosaïque géologique du bassin versant du lac de Van
Source : MTA [2002]

IV.2.c. L'impact de l'activité volcanique sur la géochimie des eaux du lac de Van

La nature volcanique des terrains encaissants du lac et leur altération chimique par les agents météoriques participe à l'hyperalcalinité des eaux du lac de Van. Le volcanisme fournit non seulement des éléments chimiques alcalins, mais agit aussi par son activité géothermique

sur les substrats calcaires, favorisant la dissolution des carbonates. Le transport de ces carbonates s'effectue au lac *via* des sources karstiques et des sources thermales alimentant le lac directement ou par son plancher lacustre [Kurtmann et Başkan, 1978].

IV.2.d. Volcanisme et origine du lac de Van

Touchart [2000] place le lac de Van dans le type « structural » et l'associe à un fossé d'effondrement tectonique régional. Cependant cette explication est insuffisante car il est plus exact de le considérer comme un lac d'origine volcano-tectonique, voire volcanique. En effet, la composante volcanique pourrait avoir fortement participé à la formation de la dépression occupée par le lac [Kuzucuoğlu *et al.*, 2010]. Plus tard, l'activité des volcans proches du littoral actuel (Nemrut et Süphan) est intervenu dans la configuration topographique actuelle du bassin [Mouralis *et al.*, 2010 ; Akköprü, 2011]. Dans ce contexte de forte activité, toute émission de produits volcaniques a pu isoler des parties du bassin et donc entraîner des fluctuations du niveau du lac. Ainsi, l'activité volcanique a pu avoir un impact sur l'hydrographie du bassin, en barrant d'éventuel(s) exutoire(s) du lac et/ou des bassins versants affluents [Mouralis *et al.*, 2010 ; Akköprü, 2011].

V. Le contexte climatique du bassin du lac de Van

V.1. *Un climat régional soumis à de multiples influences*

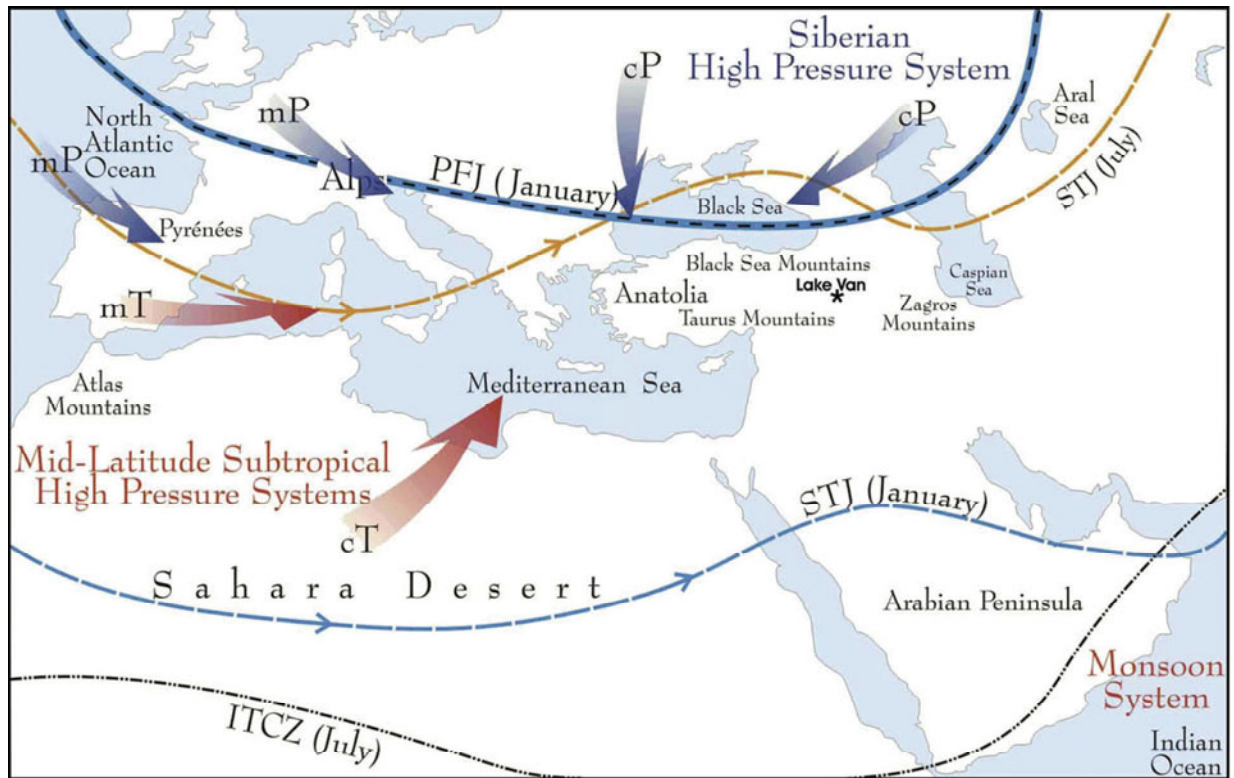
L'Anatolie se trouve à la rencontre de quatre grandes influences climatiques [Akcar et Schlüchter, 2005] (fig. 1-12) : les Anticyclones polaires, les Hautes Pressions subtropicales, la circulation nord-atlantique et les phénomènes de moussons.

a) Au Nord, les masses d'air continental polaire anticycloniques (cP) arrivent sur le littoral pontique en hiver. En janvier, le front polaire (PFJ) se localise dans la partie méridionale de la mer Noire. De par sa position en latitude, l'Anatolie se situe au contact du système anticyclonique polaire et de la zone de Hautes Pressions sibérienne marquée par le courant de front polaire (PFJ) qui se situe au niveau de la mer Noire en janvier. Les masses d'air continental apportent un air froid et sec, se chargeant progressivement en humidité au-dessus de la mer Noire. Devenues plus humides, l'instabilité des masses d'air entraîne de fortes précipitations sur la côte nord de la Turquie. Cette humidité, également importante l'été, reste localisée sur la seule chaîne pontique (Kaçkar).

b) Depuis les cellules de Hautes Pressions subtropicales, des masses d'air chaud marines et continentales provenant respectivement de l'Atlantique et du Sahara, atteignent la Méditerranée orientale et le Taurus. En juillet, lorsque la zone de convergence tropicale (ITCZ) a une position très septentrionale, le courant subtropical (STJ) remonte jusqu'à l'Anatolie, la mer Noire et le

Caucase. Ces masses d'air continental tropicales (cT) chaudes et sèches passent au-dessus de la mer Méditerranée où elles se chargent en humidité qui nourrit de fortes précipitations sur la côte sud montagneuse de la Turquie, principalement en automne.

c) L'influence de la circulation nord atlantique de moyenne et haute latitude apporte un air marin continentalisé au-dessus de l'Europe puis de l'Anatolie par les vents d'ouest.



PFJ : Polar Front Jet cP : Continental Polar Air Mass cT : Continental Tropical Air Mass
 ITCZ : Intertropical Convergence zone mP : Marine Polar Air Mass mT : Marine Tropical Air Mass
 STJ : Subtropical Jet

Source : Litt et al. (2009) ; d'après Akcar et Schlüchter (2005).

Figure 1-12. Le lac de Van à la rencontre de grandes influences climatiques

Source : Litt *et al.* [2009], d'après Akcar et Schlüchter [2005]

Sur la Méditerranée, la trajectoire Ouest-Est des masses d'air marin s'accompagne de trains de dépressions génératrices de précipitations. En effet, l'activité des dépressions cycloniques provenant de l'Atlantique nord est renforcée lorsqu'elles passent au-dessus de la mer Méditerranée. En revanche, cette activité diminue lorsque les dépressions océaniques se déplacent vers le Nord et traversent l'Europe continentale. Cependant, quelle que soit leur trajectoire, ces masses d'air se déchargent de leur humidité lorsqu'elles atteignent les contreforts périphériques de l'Anatolie.

A grande échelle, les dépressions provenant du centre et de la partie orientale du bassin méditerranéen, appelées Dépression de Chypre, sont des phénomènes à la fois hivernaux et printaniers qui arrivent en Anatolie mais dont les effets sont limités par la barrière du Taurus.

d) La mousson de l'Inde et dans une moindre mesure la mousson plus continentalisée de l'Afrique de l'Est influencent en partie le climat du Moyen-Orient par des apports d'humidité estivaux. Ces vents chargés d'humidité remontent de l'équateur et étendent la zone de convergence intertropicale vers le nord de l'Inde puis le sud du Moyen-Orient (péninsule arabique, fig. 1-12).

L'Anatolie orientale, située à l'extrémité est du schéma climatique anatolien, se trouve ainsi sous l'influence de plusieurs centres d'activités aérologiques. La combinaison d'une forte continentalité et des incursions maritimes confère un caractère hybride au climat anatolien lequel se traduit par de forts contrastes climatiques à l'intérieur même de la région où des hivers rigoureux et froids s'opposent à des étés arides et chauds.

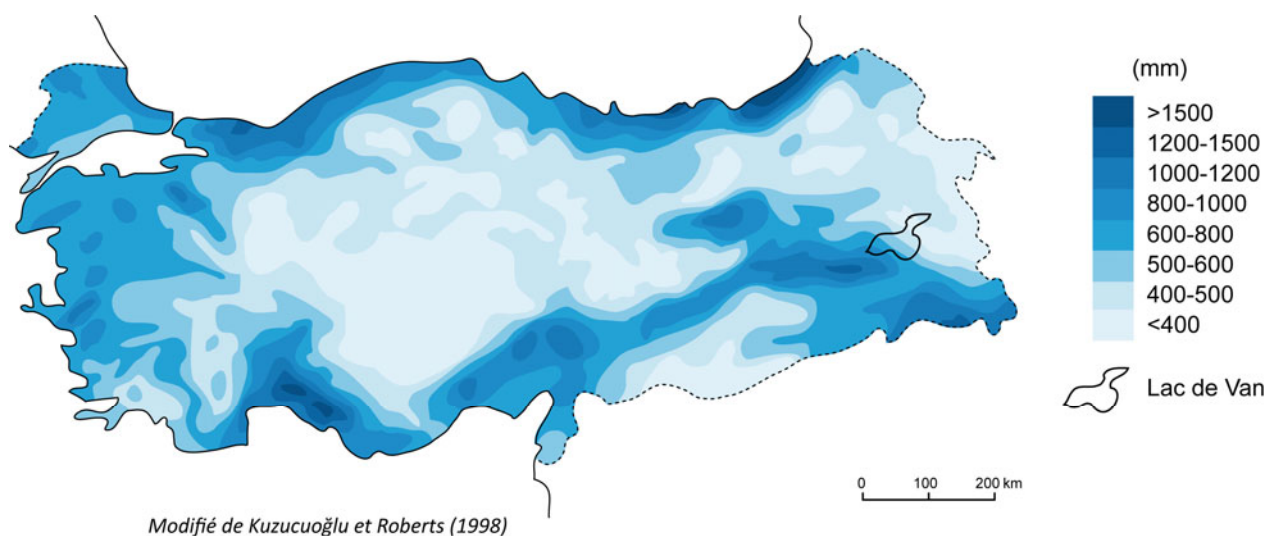


Figure 1-13. La pluviométrie en Anatolie

Source : Kuzucuoğlu et Roberts [1998]

Dans ce schéma anatolien, les chaînes périphériques et les hauts plateaux anatoliens contraignent la circulation et les caractères des masses d'air. Comme les masses d'air venant de la mer Noire ou de la mer Méditerranée déversent une grande partie de leur humidité sur les obstacles que sont la chaîne pontique et la chaîne taurique (fig. 1-13) [Kuzucuoğlu et Roberts, 1998], l'Anatolie orientale, en position d'abri, présente une pluviométrie moyenne relativement faible (fig. 1-13).

L'abri orographique est formé à l'ouest de la région par les massifs des Karasu Mecar Dağları (situés à l'ouest du Karasu, fig. 1-2). Au sud, le Taurus et son prolongement oriental du massif de Bitlis reçoit les précipitations qui peuvent atteindre des maxima supérieures à 1000 mm sur les hauts reliefs (fig. 1-13). Cependant, à l'intérieur de la région et à l'écart des hauts reliefs, des disparités pluviométriques existent avec des précipitations variant de 300 à 800 mm/ an (fig. 1-13).

V.2. Caractérisation du climat du bassin lacustre du lac de Van

V.2.a. Les données disponibles

Les données hydro-climatiques étudiées ici proviennent de l'Office National des Eaux (DSİ¹² [1998], fig. 1-14). La comparaison des données des stations situées sur le pourtour du lac révèle l'intérêt de considérer l'ensemble des stations disponibles du bassin versant, les données d'une seule station, celle de Van par exemple, n'étant pas représentatives à elles seules du climat.

stations	Précipitations	Températures	Humidité relative	Radiation solaire
VAN	1929/1996	1940/1995	1940/1995	1969/1995
MURADIYE	1954/1993	1969/1995	1969/1995	1991/1995
ERÇİŞ	1957/1993	1965/1995	1965/1995/....
AHLAT	1954/1988	1965/1995	1967/1995/....
TATVAN	1951/1991	1965/1995/....	1985/1995
REŞADIYE	1967/1988	1987/1994	1988/1994/....
GEVAŞ	1954/1992	5 années	7 années	5 années

Figure 1-14. Périodes météorologiques disponibles dans le rapport DSİ [1998]

Les données pour les précipitations (fig. 1-15, 1-16 et 1-17) sont disponibles pour sept stations (fig. 1-15) : Van, Muradiye, Erciş, Ahlat, Tatvan, Reşadiye et Gevaş. La durée de collecte des séries annuelles est très variable selon les stations. Pour plusieurs d'entre elles, l'absence de donnée pendant un an ou plusieurs mois ne permet pas de calculer la moyenne annuelle. A l'échelle du bassin versant, les stations sont suffisamment dispersées autour du lac pour prendre en compte d'éventuelles variations locales. Cependant, aucun relevé n'est disponible en zone montagneuse, où la part des précipitations neigeuses est pourtant très importante.

La série la plus complète dont nous disposons [DSİ, 1998] est celle de la station de Van et s'étend sur presque 70 ans (1929-1996) avec seulement trois années incomplètes. La plupart des six autres stations présentent des séries couvrant 30 à 40 années mais avec un nombre d'années incomplètes qui peut représenter jusqu'à un tiers des années pour la période concernée.

Ces stations ont également enregistré les données de températures. La série la plus longue (station de Van), s'étend sur 55 ans sans donnée manquante. Les six autres stations présentent des séries plus courtes, sur 30 ans (Erciş, Ahlat et Tatvan), et sur moins de 10 ans (Reşadiye et Gevaş). Les séries de températures sont globalement plus complètes que celles des précipitations (en moyenne, trois années sont incomplètes).

Les données d'humidité relative sont disponibles pour six stations (Tatvan excepté). Les séries sont relativement complètes : la série de Van porte sur 66 années avec seulement une année incomplète (1996, année également incomplète dans les autres stations). A Muradiye, Erciş et Ahlat les séries couvrent environ 30 années. A Reşadiye les données disponibles ne sont

¹² Devlet Su İşleri

pas exploitables car indéterminées (probablement 1990-1995 si l'on se fie aux années disponibles pour les autres stations¹³).

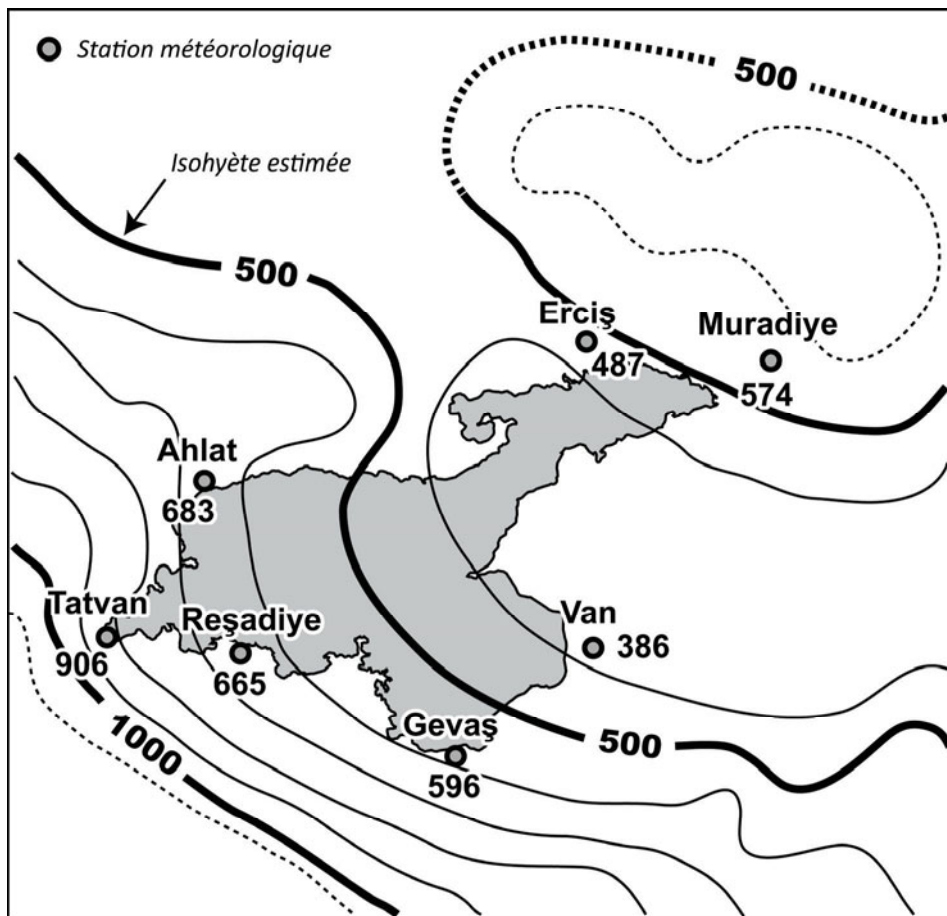


Figure 1-15. Pluviométrie estimée dans la région du lac de Van

Source : DSİ [1998]

V.2.b. Traitement et interprétation des données

A partir des données du rapport DSİ [1998] nous avons effectué des calculs statistiques simples : moyenne, écart-type et coefficient de variation, appliqués en fonction des données disponibles, pour chaque paramètre météorologique et pour chaque station au pas de temps mensuel, trimestriel et annuel. Le pas de temps trimestriel permet de mettre en évidence des variations saisonnières. Les années incomplètes ayant été retirées des séries, certaines stations (Reşadiye, Ahlat) présentent des séries trop courtes pour être pertinentes. Les résultats sont présentés (fig. 1-16, 1-17, 1-18A, B et C et 1-19) pour les précipitations, les températures, et l'humidité relative.

¹³ On constate que les relevés sont globalement réalisés pour les mêmes périodes notamment dans les petites stations. Par ailleurs, la guerre civile (1984-1999) explique en partie l'absence de données disponibles sur cette période pour la plupart des stations.

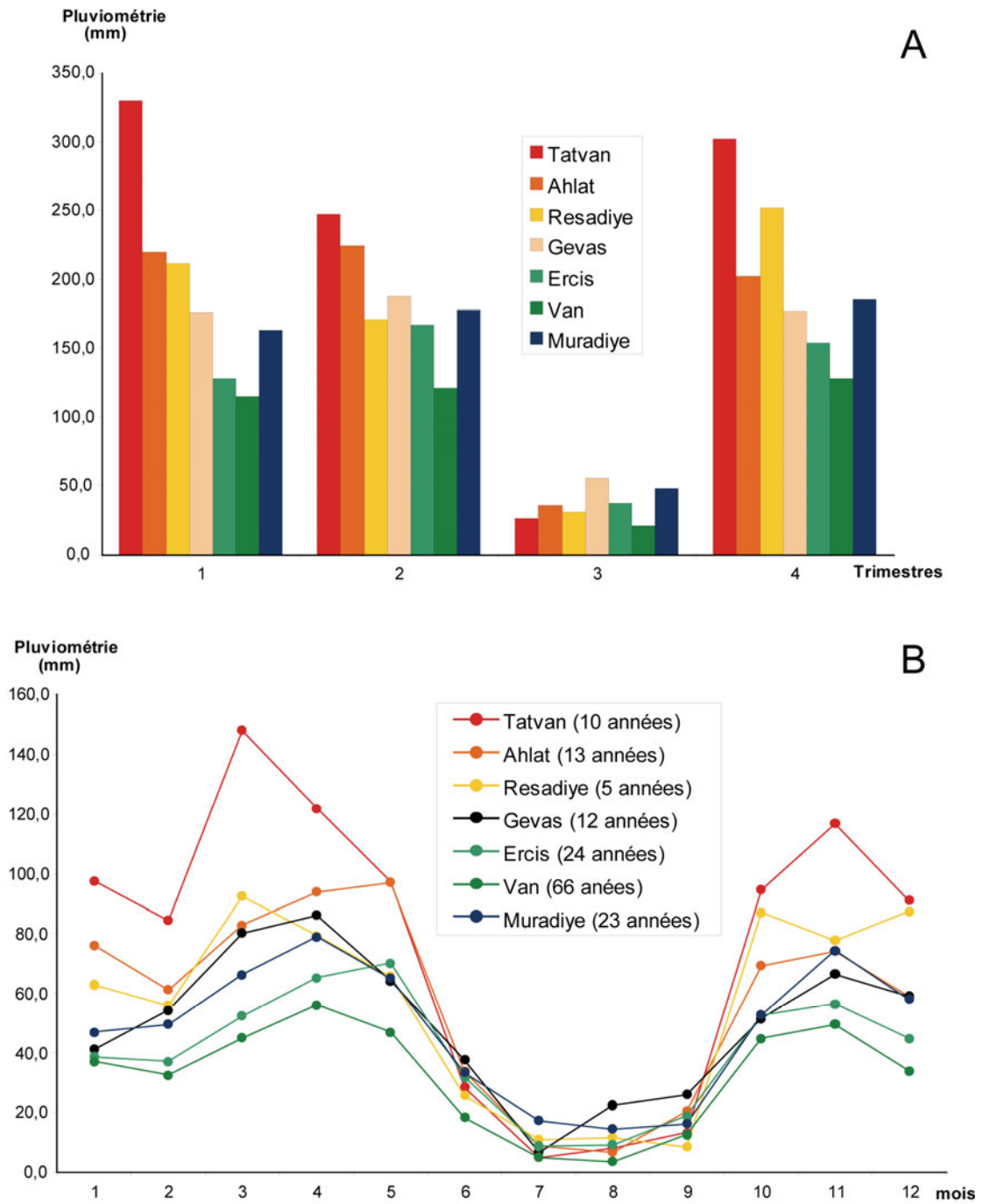


Figure 1-16. Les précipitations dans le bassin versant du lac de Van
A. Données au pas de temps trimestriel. B. Données au pas de temps mensuel - Source : DSİ [1998]

Les précipitations moyennes annuelles fournissent une valeur globale de 614,2 mm pour les sept stations avec un fort coefficient de variation (27%). Ce dernier paramètre exprime une variabilité interannuelle des précipitations (fig. 1-17). On notera une forte variabilité spatiale des précipitations, avec un gradient marqué entre les stations situées à l'est et à l'ouest du lac (fig. 1-16). Ainsi, la station de Van sur la rive orientale du lac reçoit beaucoup moins de

précipitations (386,3 mm/an) qu'une station comme Tatvan sur la rive occidentale (906,5 mm/an).

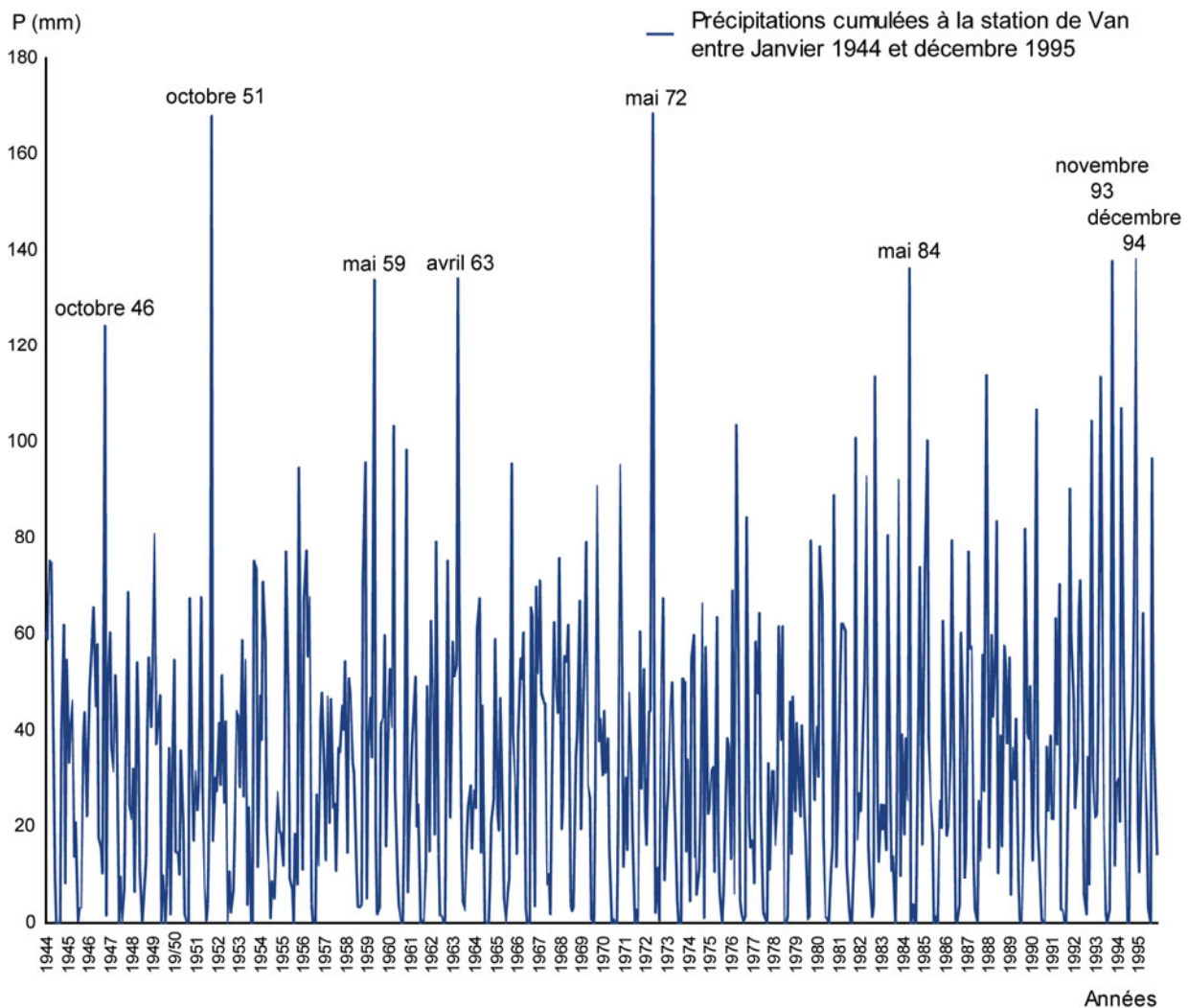


Figure 1-17. Variabilité des précipitations entre 1944 et 1995 à la station de Van - Source : DSÎ [1998]

La variabilité inter-mensuelle des précipitations apparaît plus forte que la variabilité interannuelle ou saisonnière avec des coefficients de variation supérieurs à 25% pour 11 mois sur 12 et à 30% pour 8 mois sur 12. La station de Van fournit un bon exemple (fig. 1-17) avec des mois et des années à forte pluviométrie correspondant à des épisodes orageux importants à la fin de l'été (octobre) ou printaniers (avril-mai).

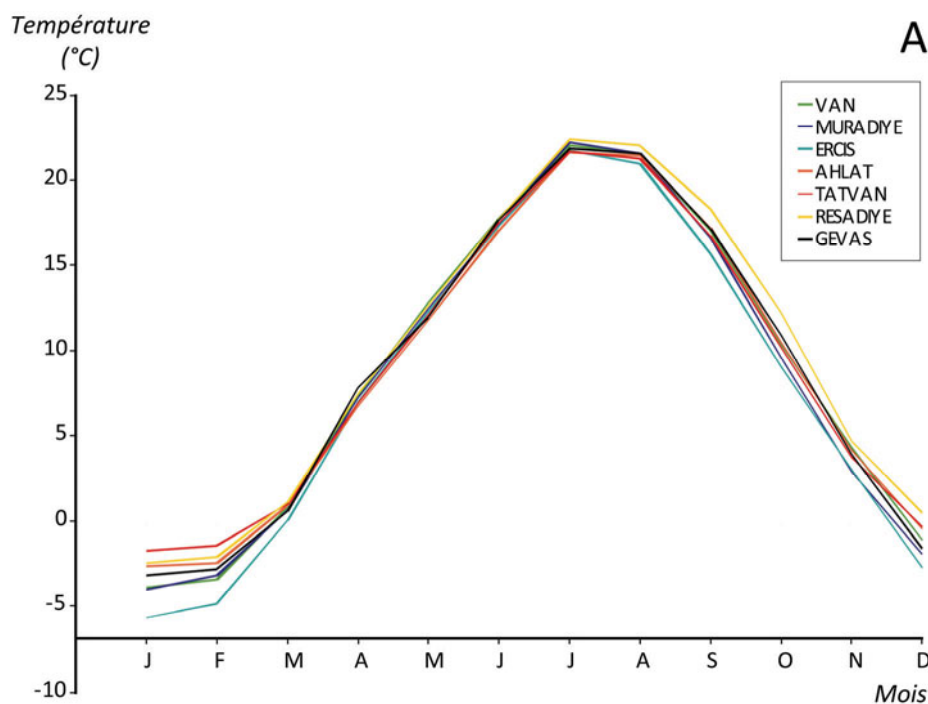
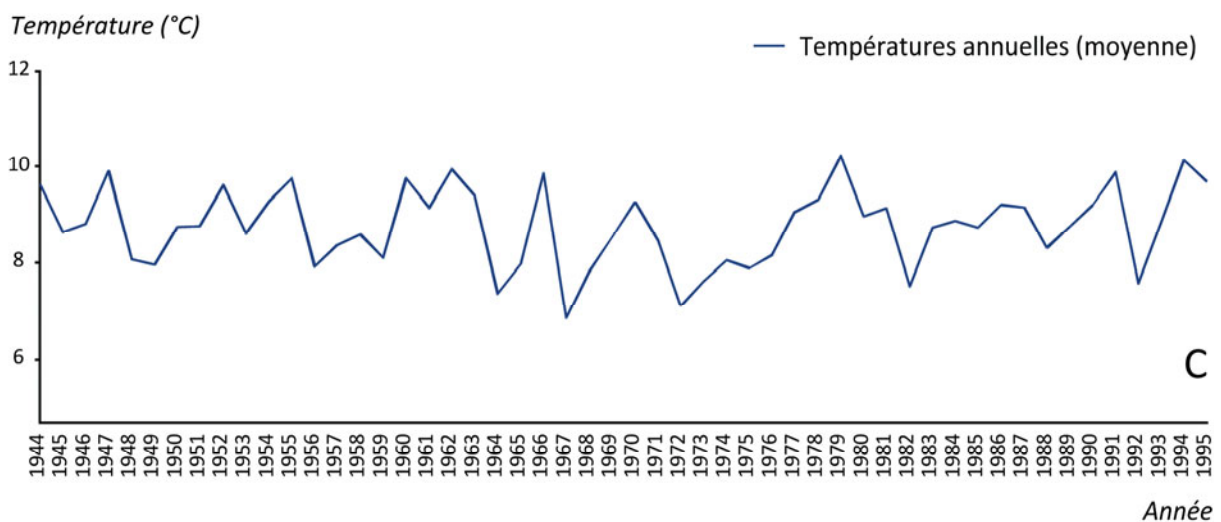
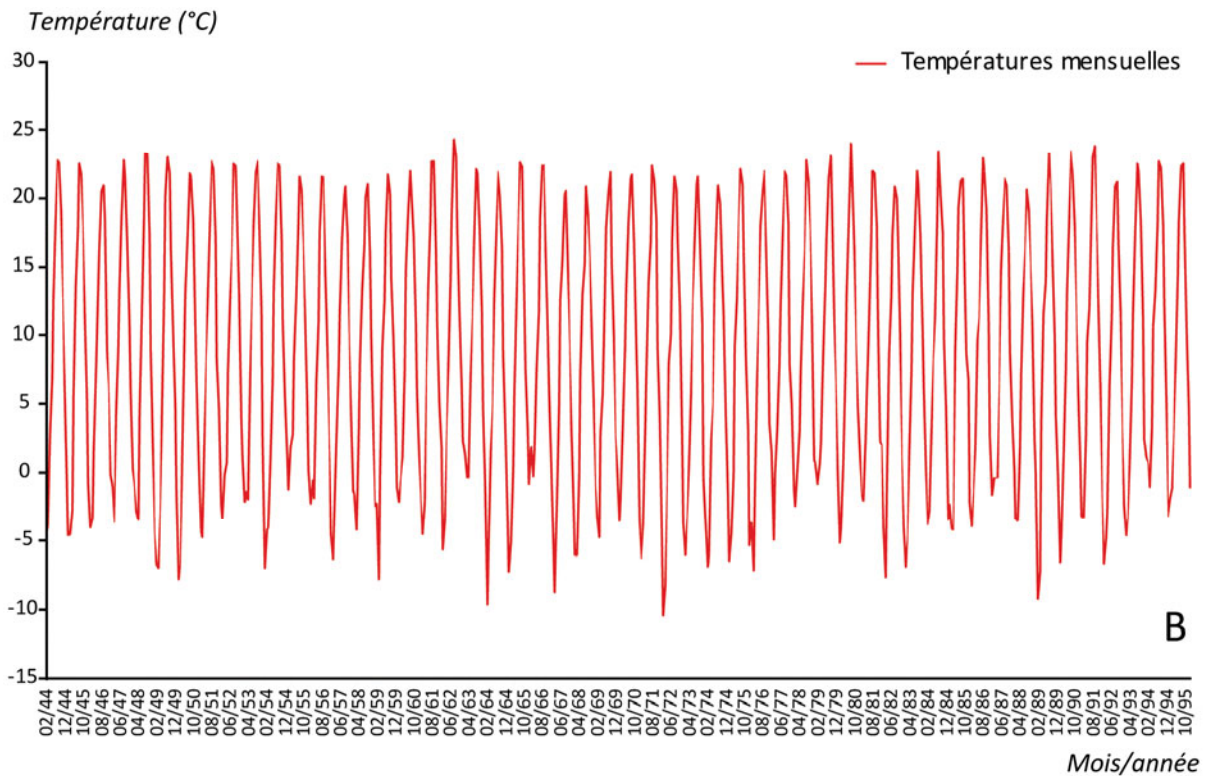


Figure 1-18.A. Les températures dans le bassin versant : données au pas de temps mensuel
Source : DSİ [1998]

Le caractère hybride du climat se confirme avec les données de températures où les maxima sont atteintes en juillet et les minima en janvier (fig. 1-18A). L'amplitude thermique annuelle est de 25,3°C.

Les saisons sont bien marquées (fig. 1-18A) avec une moyenne estivale de 20,1°C et une moyenne hivernale inférieure à 0°C (-1,9°C). Les 2^e et 3^e trimestres montrent de faibles coefficients de variation pour les températures interannuelles dans l'ensemble du bassin versant tandis que les trimestres d'hiver (1^{er} et 4^e) présentent un coefficient de variation plus élevé (19,86% pour le 4^e trimestre). Au lac de Van, les hivers sont rudes et s'accompagnent de forts contrastes de températures d'une année à l'autre.



Figures 1-18B. Températures moyennes mensuelles entre 1944 et 1995 à la station de Van

Figure 1-18C. Variabilité interannuelle des températures moyennes annuelles entre 1944 et 1995 à la station de Van - Source : DSİ [1998]

Les températures moyennes mensuelles confirment une caractéristique déjà observée pour les températures moyennes trimestrielles : il existe une plus forte variabilité pour les mois d'hiver que pour les mois d'été. Les écarts-types sont plus élevés. Les fortes amplitudes thermiques annuelles représentées sur la courbe de la variation de la température entre 1944 et 1995 (fig. 1-18B) masquent cependant une certaine variabilité interannuelle des températures qui apparaît si l'on utilise la moyenne annuelle (fig. 1-18C). Pour la période 1944-1995, les

années « chaudes » (autour de 10°C de moyenne) sont plus nombreuses, environ une dizaine, que les années « froides » (autour de 7°C) au nombre de deux.

L'humidité relative atteint son minimum à l'été moins de 50% (fig. 1-19) contre plus de 70% en hiver. Les résultats obtenus montrent une faible variabilité interannuelle et mensuelle notamment en hiver et au printemps. En revanche, L'humidité relative présente une forte variabilité d'une année à l'autre pour les mois été et d'automne notamment pour les deux mois de juin et d'octobre.

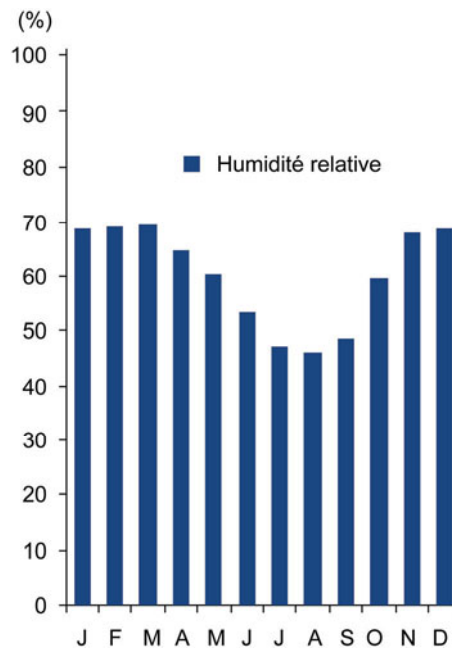


Figure 1-19. Variation mensuelle de l'humidité relative à la station de Van - Source : DSİ [1998]

Ces données compilées pour les sept stations situées en bordure du lac révèlent des spécificités liées au contexte climatique régional et montrent des variations locales liées essentiellement à la contrainte topographique. Cette dernière se caractérise par l'opposition lac-hauts reliefs. Les massifs forment des barrières pour les masses d'air alors que le lac est au contraire à la fois un « couloir » topographique et une zone dépressionnaire à cause de la forte évaporation au-dessus du lac. Le lac pourrait jouer un rôle d'accélérateur du déplacement des masses d'air avec la formation de vents au-dessus de sa surface. Les fortes précipitations aux stations de Tatvan et Reşadiye s'expliquent par la proximité du massif de Bitlis. Par ailleurs, les précipitations plus élevées au sud du lac montrent l'incidence de l'exposition des hauts versants face aux flux provenant majoritairement du Nord.

Le gradient pluviométrique local Nord-Sud est localement perturbé par les massifs volcaniques qui forment la limite nord et ouest du bassin versant (Süphan Dağı, Meydan Dağı et Tendürek Dağı). Les précipitations de la région du lac de Van proviennent, de fait, de masses

d'air d'origine occidentale (méditerranéenne) ou nord-occidentale (balkanique) ; après avoir traversé l'Anatolie, ces masses d'air se heurtent aux hauts-reliefs est-anatoliens. Dans le bassin versant du lac de Van, les masses d'air continentalisées d'Anatolie poussées par les vents dominants d'ouest et de nord-ouest se chargent en humidité au-dessus du lac du fait de la forte évaporation¹⁴ et échouent sur les obstacles des reliefs méridionaux et orientaux. La configuration topographique du bassin versant fait que les masses d'air sont déviées de façon préférentielle vers l'Ouest et le Sud *via* le « couloir » dépressionnaire du lac. La faiblesse des précipitations à Van s'expliquerait en partie par ce(s) phénomène(s). Plus généralement les stations de bord de lac comme Van reçoivent de l'air humide provenant du lac mais peu de précipitations car celui-ci ne se décharge que lorsqu'il est forcé à l'ascendance par les reliefs orientaux.

Il est à noter que le modèle actuel de la répartition de la pluviométrie dans le bassin versant a pu connaître des variations importantes par le passé notamment en termes de distribution spatiale, fonction de l'extension du lac et de la disposition des reliefs (activité volcanique, tectonique).

VI. Intérêt de l'étude des basses vallées pour comprendre la relation entre le lac et son bassin versant

VI.1. Présentation des vallées autour du lac de Van

VI.1.a. Des vallées contraintes par la géologie

Les principaux affluents du lac de Van sont à l'origine de vallées importantes : la Zilan au Nord, la Bendimahi au Nord-Est, la Karasu à l'Est et l'Engil au Sud-Est (fig. 1-3). Il existe des vallées plus petites au Sud (Kotum-Küçüksu et Güzelkonak, localisations fig. 1-20) ou à l'Est (l'Akköprü alimentant la plaine de Van, localisation fig. 1-20).

La distribution de ces vallées montre qu'elles se sont développées dans la partie est et nord-est du bassin versant du lac où celui-ci est plus étendu (fig. 1-3). Au sud, les hauts sommets du massif de Bitlis limitent l'extension du bassin versant du lac. L'activité volcanique quaternaire, très présente à l'ouest du bassin versant avec l'édification de grands volcans empêchant le développement de vallées importantes, a cependant épargné de larges vallées pré-quaternaires à l'est notamment celles de la Karasu et de l'Engil. Au Nord, les bassins versants des rivières Bendimahi et Zilan sont plus contraints par la composante volcanique. En effet, si le Tendürek et le Meydan (fig. 1-20) ont permis le maintien de réseaux hydrographiques parfois

¹⁴Des valeurs sont fournies pour l'évaporation par le rapport DSİ [1998] : les cumuls d'évaporation fournissent des minima de 437,9 mm et maxima de 1354,8 mm avec une variabilité relative - coefficient de variation de 19% - (données pour la période 1962-1995).

denses (cas de la plaine de Çaldıran¹⁵) entre leurs massifs et le lac, ce volcanisme pléistocène a néanmoins perturbé d'anciennes vallées affluentes en les recouvrant de dépôts et en obligeant les rivières à redessiner leurs vallées (encaissement de la Bendimahi dans des coulées basaltiques).

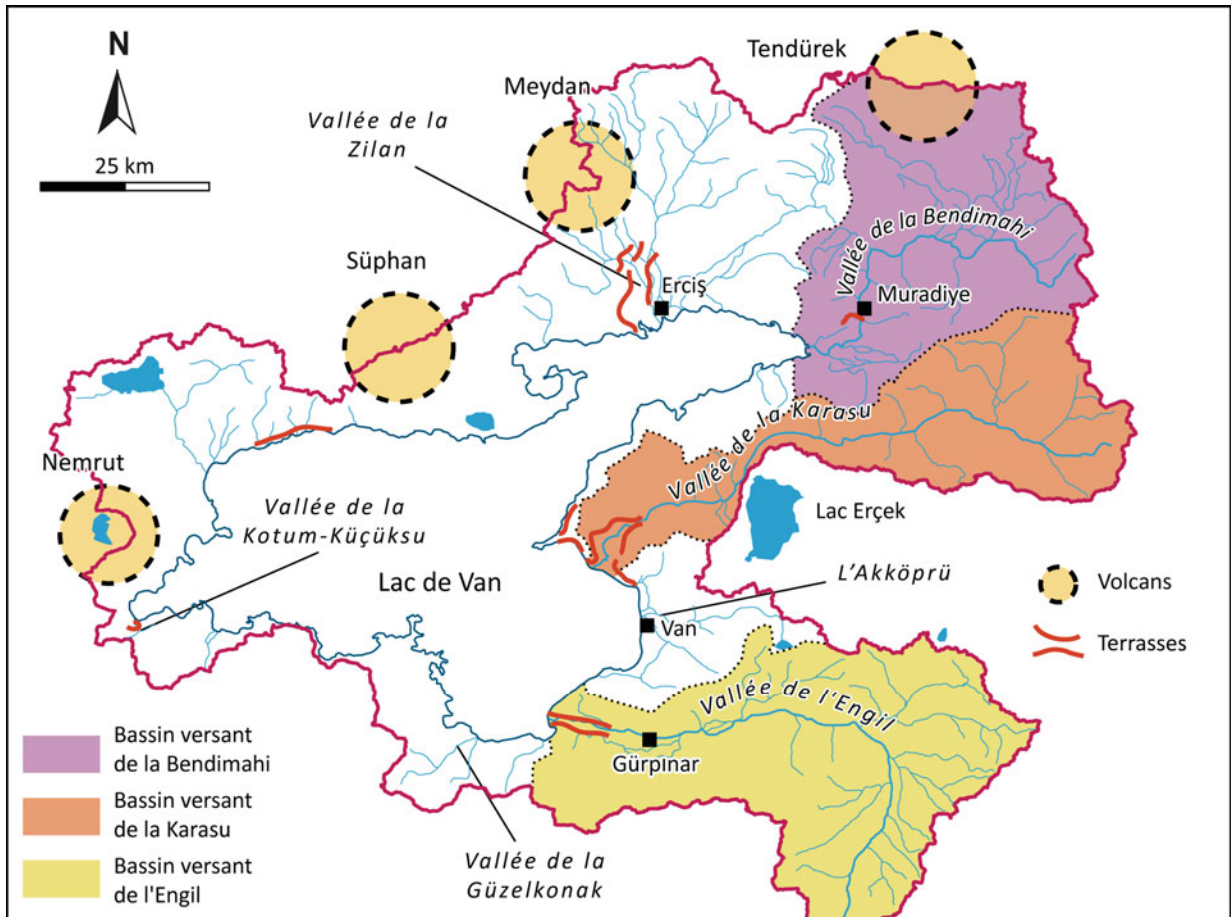


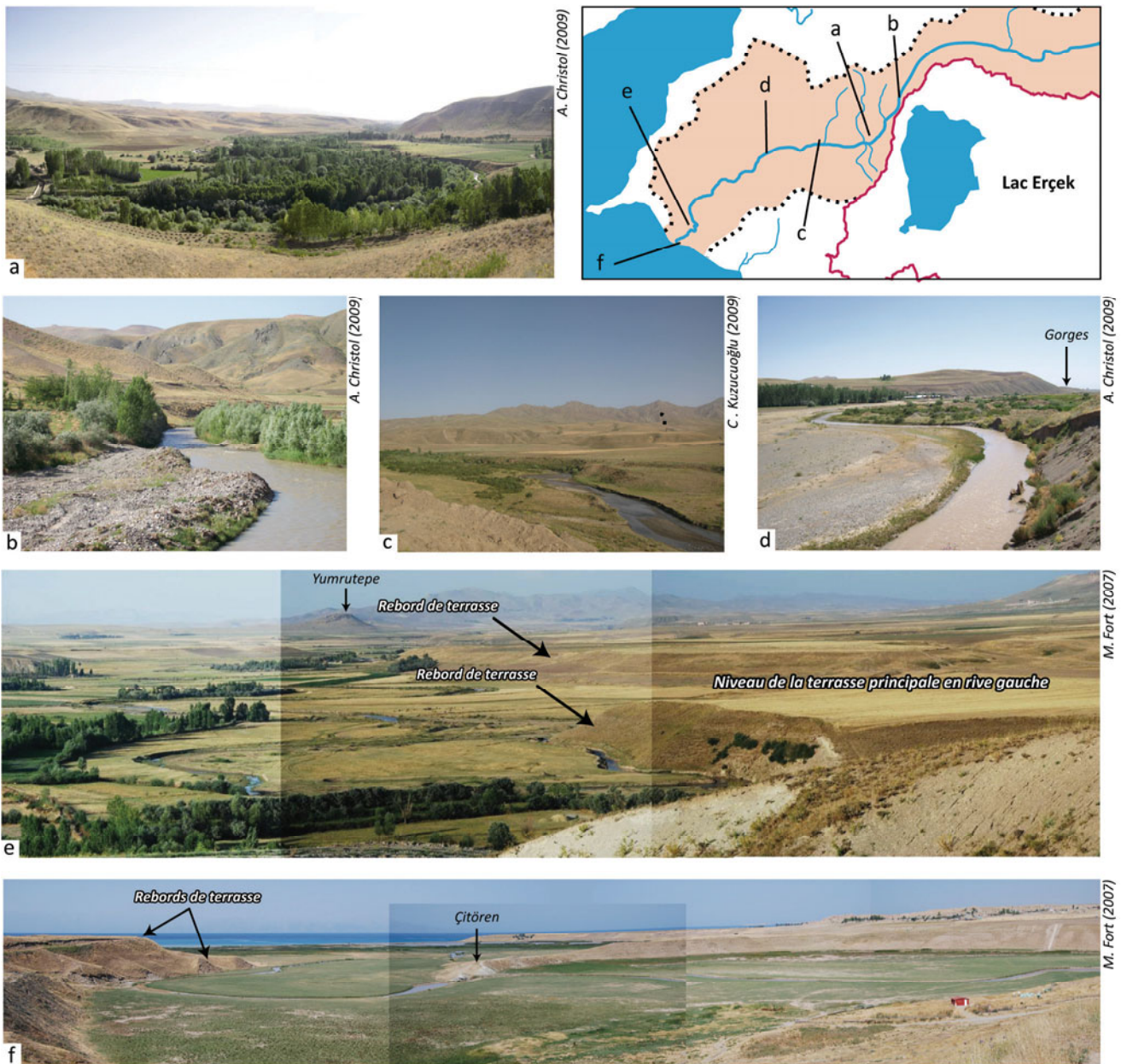
Figure 1-20. Cartographie des bassins versants étudiés et localisation des vallées citées dans le texte

VI.1.b. Les grandes vallées de la Karasu et de l'Engil

Les vallées de la Karasu, dont la superficie du bassin versant est de 1714 km², et de l'Engil dont la superficie du bassin versant est de 2514 km²¹⁶, sont développées dans les formations anciennes du Crétacé et du Tertiaire voire dans les roches précambriennes (sud de l'Engil). Elles sont parcourues par des rivières très longues au cours supérieurs à 120 km. La largeur de ces vallées est très variable et bien que leurs parties aval soient généralement plus larges, certaines parties à l'amont se présentent sous la forme de petits bassins remplis d'alluvions responsables de l'élargissement des fonds de vallée.

¹⁵ Plaine située à l'amont du bassin versant de la Bendimahi et dont le fonctionnement récent est quasi endoréique

¹⁶ Données issues du MNT



- a. Vue d'ensemble de la plaine alluviale à l'amont d'Adıgüzel. Notez la végétation arborée dans le fond de vallée et la nudité des versants aux pentes faibles (rive gauche).
- b. La Karasu à Koçköy : alluvions grossières au premier plan, végétation de lit majeur (bouleaux, arbustes) et hauts reliefs dans les mélanges ophiolitiques en arrière-plan.
- c. La Karasu à Kasımoğlu. En arrière-plan les crêtes des formations détritiques continentales et au second plan les formes plus douces de la plaine alluviale.
- d. La Karasu avant les Gorges (Gülsünler) : la mise en place d'un style à méandres.
- e. La vallée de la Karasu entre Topaktaş et Yumrutepe. Notez les larges méandres et la large plaine alluviale délimitée par un niveau de terrasse principal.
- f. L'embouchure de la Karasu vue de Zeve. L'ultime méandre de la rivière est surplombé, en rive gauche, par plusieurs niveaux de terrasse.

Cf. figure 6-1 pour la localisation des toponymes

Planche 1. La vallée de la Karasu

La vallée de la Karasu (fig. 1-20) s'est développée dans des massifs aux altitudes moyennes de 2500 m et les sommets qui alimentent la rivière à l'amont ne dépassent que rarement les 3000 m contrairement à la vallée de l'Engil. Les reliefs aux pentes plus faibles de la Karasu (pl. 1, photos a, b et c) développés dans les calcaires crétacés et les formations du mélange ophiolitique présentent des paysages très différents de ceux de la vallée de l'Engil (pl. 2, photo a). Dans son cours médian, la vallée devient plus étroite en contournant le lac Erçek. A cet endroit, l'extension du bassin versant de la Karasu est limitée aux dépens, semble-t-il, de celle du bassin versant du lac Erçek. Hormis quelques resserrements, la partie aval de la vallée de la Karasu s'ouvre progressivement sur une section d'une dizaine de kilomètres avant son embouchure. Nettement plus large à cet endroit (pl. 1, photo e), la vallée se caractérise par des topographies très peu marquées à l'exception d'imposants affleurements calcaires qui forment des « îlots » jusqu'au lac (Yumrutepe). Cette disposition structurale explique en partie que, localement, l'embouchure du lac soit plus étroite que le reste de la section aval de la vallée (pl. 1, photo f).

La vallée de l'Engil est beaucoup plus contrainte par les hauts reliefs paléozoïques, crétacés et tertiaires. Ces derniers situés à proximité du grand chevauchement de Bitlis forment des massifs élevés aux crêtes accentuées (fig. 1-3, pl. 2, photos a et b). Dans son cours amont, l'Engil s'écoule entre ces hauts massifs limitant le développement de son fond de vallée et lui donnant une allure « encaissée » (pl. 2, photo a). La vallée de l'Engil ne présente pas de bassins intermédiaires comparables à la vallée de la Karasu dans sa partie amont. En revanche, sa partie aval se caractérise par une succession de plaines alignées Est-Ouest avant son élargissement terminal. L'une des principales plaines est celle de Gürpınar (pl. 2, photo b). Sur les dix derniers kilomètres, la rivière s'écoule entre des formations de travertins quaternaires, essentiellement développées au Nord, avec des sommets à 2000 m (pl. 2, photo c). Son embouchure est remarquable avec un vaste delta se caractérisant par une vaste zone humide protégée par une flèche littorale, doublée localement (pl. 2, photos e et f).

VI.1.c. Les vallées de la Zilan et de la Bendimahi

Bien que situées dans des contextes géologiques similaires, les vallées de la Zilan et de la Bendimahi (superficie du bassin versant est de 1977 km²) offrent des profils très différents. La rivière Zilan prend sa source dans de hauts massifs volcaniques (Meydan). Vers l'aval, elle s'élargit très rapidement dans des proportions qu'aucune autre vallée ne connaît aussi loin de son embouchure. La rivière s'écoule dans une vaste plaine alluviale bordée par des morphologies à faibles pentes (pl. 3, photo c). Cette vallée présente une des embouchures les plus vastes du bassin versant du lac avec le développement d'un important delta à proximité de la ville d'Erciş (fig. 1-21).



- a. La haute vallée de l'Engil à Hoşap.
- b. La plaine de Gürpınar vue du col de Van. Les sources sont situées à droite de la photographie. En arrière-plan les massifs de marbres paléozoïques (prolongement du massif de Bitlis).
- c. La plaine alluviale de l'Engil à proximité de son embouchure. En arrière plan à droite notez le niveau de terrasse principal et le Grand travertin en fond.
- d. Le littoral à proximité du delta de l'Engil (Engil-plage).
- e. L'embouchure de l'Engil vu d'avion avec la flèche littorale protégeant le delta (à droite) et les chenaux de la rivière (à gauche).
- f. Le delta de l'Engil vu du site de Dilkaya. Notez le dédoublement de la flèche littorale protégeant une zone humide avec végétation humide. En arrière-plan, de part et d'autre de la vallée, le travertin (à gauche) en opposition avec les hauts reliefs du massif de Bitlis (à droite).

Planche 2. La vallée de l'Engil

En revanche, la Bendimahi possède un cours beaucoup plus long et plus tortueux. Tout comme la Karasu, elle prend sa source dans des massifs situés à l'est du bassin versant du lac. Au-delà des crêtes amont (>2500 m), la Bendimahi traverse des topographies plutôt faiblement marquées (fig. 1-3) quand il ne s'agit pas de vastes plaines (Çaldıran) au cœur de paysages volcaniques faiblement encaissés. D'abord Est-Ouest, le cours de la Bendimahi finit par dévier vers le Sud à l'endroit où la rivière s'encaisse dans des coulées basaltiques (pl. 4, photos a, b et c). Le lit de la rivière redevient plus plat à l'aval (pl. 4, photos e et f) lorsque la vallée s'élargit à nouveau sur une large plaine (pl. 4, photo h) dans laquelle se trouve l'embouchure de la rivière (pl. 4, photo i).



Planche 3. Les vallées de la Güzelkonak et de la Zilan

VI.1.d. Les vallées des bassins versants secondaires

Les autres vallées, s'écoulant dans des bassins versants de plus petite taille, présentent des aspects néanmoins intéressants. La Güzelkonak (pl. 3, photos a et b) prend sa source dans les contreforts du massif de Bitlis fortement marqué par les processus périglaciaires [Doğu, 2008]. Le bassin versant de la vallée de la Güzelkonak présente sur de courtes distances la transition entre une partie amont largement influencée par la proximité des hauts sommets et des dynamiques de versants et une partie aval beaucoup plus large où la rivière s'écoule dans des morphologies caractérisées par de faibles pentes correspondant à des terrasses (pl. 3, photos a et b). L'embouchure de la Güzelkonak présente une zone humide de transition avec le lac.

La rivière Akköprü (fig. 1-20) s'écoule essentiellement dans ce que nous appelons la « plaine de Van » dont la taille est surdimensionnée par rapport à la longueur de la rivière (~25 km). Si aujourd'hui l'Akköprü prend sa source derrière les reliefs calcaires bordant la plaine de Van, soit à quelques kilomètres à l'est du lac, la largeur de sa vallée et de son remplissage témoigne d'une évolution héritée d'un système fluvial beaucoup plus développé par le passé.

La vallée de la Kotum-Küçüksu a été étudiée dans le cadre du programme ANOVAN [Kuzucuoğlu *et al.*, 2010 ; Mouralis *et al.*, 2010 ; Akköprü, 2011]. Dans ce chapitre nous soulignerons le décalage entre la longueur limitée des drains de ce réseau hydrographique et l'aspect surdimensionné des vallées du secteur sud-ouest du lac. Par ailleurs, la Kotum - Küçüksu s'écoule Nord-Sud en direction du bassin du Tigre jusqu'au village de Küçüksu, situé à quelques kilomètres du seuil du bassin versant du lac, puis s'écoule à nouveau vers le lac et Tatvan laissant au Sud une large vallée dans laquelle coule un affluent mineur.

VI.2. Les basses vallées : l'interface bassin versant-lac

VI.2.a. Définition des basses vallées

Les parties aval des vallées des affluents du lac de Van présentent des caractéristiques spécifiques. Cette notion est relative aux grands systèmes fluviaux que sont la Zilan, la Bendimahi, la Karasu et l'Engil. La basse vallée correspond à l'espace situé entre l'embouchure et l'endroit où le profil longitudinal de la rivière connaît les premières ruptures de pente. La distance entre ces deux points est très variable selon les vallées. D'un point de vue morphologique, ces espaces montrent systématiquement un élargissement du fond de vallée où les rivières s'écoulent entre des topographies à pentes faibles.



Clichés : M. Fort (2007)

- a. A quelques kilomètres en aval des chutes de la Bendimahi, la rivière est largement encaissée dans les coulées basaltiques.
- b. Vers l'aval la rivière continue à être encaissée (plusieurs mètres) et son lit rocheux apparaît.
- c. A mesure que la rivière "sort" des coulées basaltiques son lit mineur s'élargit et les morphologies du fond de vallées sont plus planes et plus étendues.
- d. Vue de la vallée de la Bendimahi vers l'aval depuis un affleurement de tephra majeur. De part et d'autre du fond de vallée relativement plat et utilisé pour l'agriculture, les plateaux basaltiques bordent la vallée. Ici on aperçoit un resserrement correspondant à un seuil dans le profil de la rivière avant la ville de Muradiye.
- e. Une fois sortie des coulées basaltiques, la Bendimahi s'écoule dans un lit largement rocheux. Les basaltes ont été blanchis par la rivière ici en période d'étiage (été).
- f. Au même endroit que (e) une basse terrasse se dessine (on aperçoit le rebord) surplombant le lit de la rivière.
- g. Surface plane de la terrasse de (f) largement utilisée pour l'agriculture. Celle-ci est affectée par des ravissements issus des écoulements de l'irrigation.
- h. Vue de la vaste plaine aval de la Bendimahi. En arrière-plan à droite la ville de Muradiye. En arrière-plan à gauche la ville de Muradiye.
- i. L'embouchure de la Bendimahi qui se caractérise par une vaste zone humide marquant l'emplacement du delta de la rivière.

Planche 4. La vallée de la Bendimahi

Les basses vallées présentent un intérêt de par leur localisation à l'interface des milieux uniquement influencés par les dynamiques propres au bassin versant à l'amont et des milieux fortement influencés par le lac à l'aval. Du fait de leurs basses altitudes, ces basses vallées ont

gardé la trace de fluctuations du niveau lacustre et de la ligne de rivage correspondant à des altitudes plus hautes et à des extensions du lac plus importantes qu'aujourd'hui.

Dans ces basses vallées, la dynamique littorale actuelle et ses formes associées expriment la concurrence entre dynamiques lacustres et continentales (fig. 1-21). Ces basses vallées continentales sont connectées à des topographies sous-lacustres pouvant être considérées comme leur prolongement dans la mesure où ces dernières sont héritées de niveaux lacustres plus bas que l'actuel.

VI.2.b. Les formes sous-lacustres : les prolongements des basses vallées actuelles

Dans le lac de Van des morphologies sous-lacustres (deltas, cônes) comparables à celles d'autres grands lacs ou mers intérieures (mer Caspienne, lac Baïkal, lac Issykul etc.) témoignent de niveaux lacustres plus bas que le niveau actuel. La morphologie sous-lacustre est le résultat de contraintes liées à la topographie, à la nature de la dépression lacustre (type de soubassement, dynamique de formation de la cuvette), à la quantité et à la distribution spatio-temporelle des sédiments issus du bassin versant. Ainsi, la morphologie sous-lacustre a enregistré (et enregistre encore) des dynamiques de transport et de sédimentation, qui dépendent de la quantité des apports donc de la compétence et de la capacité des cours d'eau, mais aussi de la profondeur et de la distance au rivage.

Hormis quelques formes mineures à l'échelle de la cuvette lacustre, et/ou de nature sédimentologique singulière comme, par exemple, les microbialites¹⁷, la plupart des formes immergées sont construites dans les *bottomsets* offshore (sédimentation de type pélagique¹⁸).

L'épaisseur des sédiments tapissant le fond du lac dans la dépression occidentale (bassin de Tatvan) a été estimée à partir de profils de sismique-réflexion à plusieurs centaines de mètres [Degens et Kurtmann, 1978] et jusqu'à 300 m par Litt *et al.*, [2009]. A petite échelle, la bathymétrie montre de grands replats, talus et ruptures de pentes qui répondent à un schéma général d'incisions orientées selon un axe Est-Ouest [Degens et Kurtmann, 1978]. Cette topographie est composée de trois éléments principaux :

a) Des vallées immergées, à l'aval desquelles avaient progressé d'anciens deltas lacustres convergeant vers le bassin circulaire oriental [Degens et Kurtmann., 1978]. Ces deltas ou grands cônes submergés sont limités par des talus regardant vers la partie profonde du bassin [Degens et Kurtmann, 1978]. A plusieurs dizaines de kilomètres vers le bassin émergé, ils se raccordent

¹⁷ Il s'agit de corps organo-sédimentaires de cyanobactéries (micro-faunes benthiques) de structures internes thrombolitiques formées à des profondeurs supérieures à 100 m [Kempe *et al.*, 1991, fig. 1-7]. Les microbialites sont rares et ne se développent que dans quelques rares environnements marins ou lacustres - cf. le *Mono Lake*, lac d'origine volcanique situé en Californie [Zimmerman *et al.*, 2006] - où les conditions de pH, de salinité et de teneurs en Ca sont élevées.

¹⁸ Terme qui désigne une sédimentation marine de haute mer, caractérisée par des argiles très fines accédant au fond par des processus de suspension.

avec les embouchures des affluents actuels. Il s'agit donc de morphologies héritées de paléo-vallées de l'Engil ou de l'Akköprü fonctionnant lorsque le niveau lacustre était plus bas que l'actuel.

b) Le sous-bassin nord, où débouche la Bendimahi, correspond au Golfe d'Erciş¹⁹. De faible profondeur (100 m maximum), sa morphologie s'explique principalement par l'addition des apports sédimentaires des rivières Zilan et Bendimahi et de leurs équivalents passés. En effet, ces épandages représentent l'accumulation d'apports successifs des « paléo-tributaires » localisés aux mêmes endroits que les tributaires actuels. Ces dépôts sont associés à des chenaux actifs en conditions subaériennes, comme en témoignent les incisions dans les profils sismiques [Degens et Kurtmann 1978]. Ces formes immergées témoignent donc d'un contexte environnemental très différent de l'actuel, les embouchures actuelles étant, d'une certaine manière, les héritières de ces grands deltas. Les formes sous-lacustres ainsi que l'explication de leurs caractères morphosédimentaires peuvent servir d'analogues aux formes lacustres exondées aujourd'hui. En effet, il existe une forte relation entre ces formes d'accumulation et d'incision d'une part, et la variation du niveau de base des rivières (rivage lacustre) d'autre part. Par ailleurs, l'apex des deltas immergés aujourd'hui se trouve plus ou moins au niveau des basses vallées actuelles, sous le plancher alluvial, suggérant indirectement l'immersion de certaines parties basses des bassins versants actuels.

VI.2.c. Les morphologies littorales

On retrouve autour du lac de Van les deux grands types de littoraux [Guilcher, 1954 ; Paskoff, 2000], associés à des formes d'ablation (falaises) et des formes d'accumulation (plages, deltas, dunes etc.). Nous entendons ici par « littoral » une bande qui peut atteindre plusieurs centaines de mètres correspondant au rivage lacustre actuel et qui subit, comme en témoignent ses formes, l'empreinte de l'action du lac (fig. 1-21). A l'embouchure des vallées, le littoral s'élargit étant donné que la rencontre entre la dynamique lacustre et continentale se réalise sur de plus vastes espaces. En dehors de ces zones de contact, le littoral est formé d'une plage simple délimitée, vers le continent, par l'affleurement du substrat. Dans d'autres secteurs (embouchures, baies comblées etc.) des lagunes sont fermées par des cordons. Dans d'autres cas, le littoral présente des formes d'ablation (falaises).

¹⁹ Golfe développé entre l'embouchure de la Bendimahi et celle de la Zilan, séparé du bassin de Tatvan (profond) par un seuil bathymétrique à ~ -150 m et localisé à l'endroit où le lac est le plus étroit.

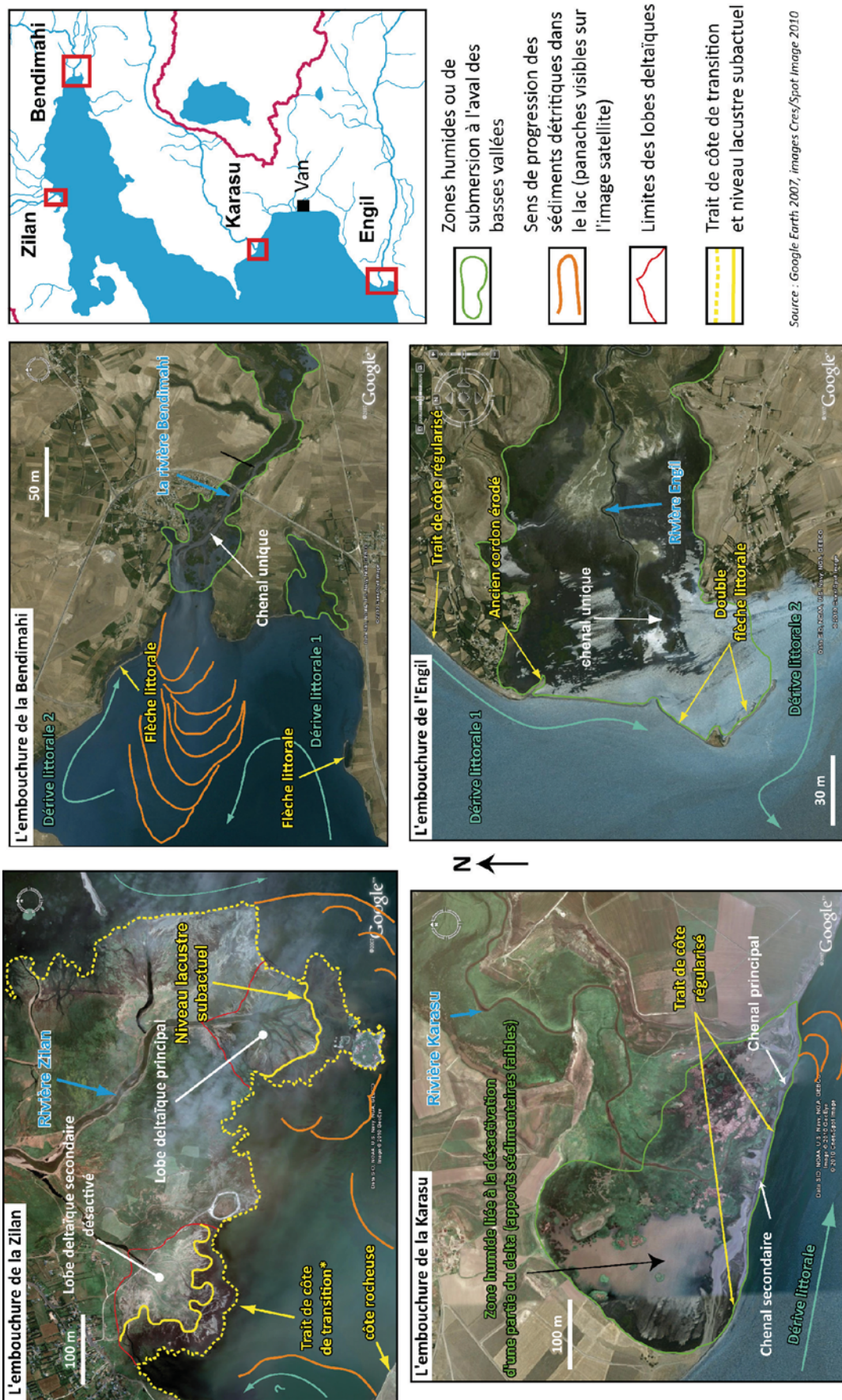


Figure 1-21. Les embouchures des quatre principaux affluents du lac de Van

Les littoraux du lac de Van correspondent à des côtes rocheuses, des littoraux d'interfluves et des embouchures fluviales.

a) Les côtes rocheuses à falaise sont peu représentées autour du lac. Il n'en existe que quelques exemples, à condition de prendre le terme de falaise dans sa définition la plus large. Elles sont localisées principalement le long du massif de Bitlis au sud-ouest, là où les versants métamorphiques et calcaires plongent directement dans le lac (pl. 5, photo a) ou, au Nord, entre la vallée de la Zilan et celle de la Bendimahi, érodées dans les versants volcaniques.

Le substrat qui forme le littoral correspond le plus souvent à des formations meubles d'origine lacustre ou fluvio-lacustre. Ces formations sont parfois érodées en falaise (exemple : nord de l'embouchure de l'Engil, pl. 5, photo d) très sensible à l'érosion lors de tempêtes ou de transgressions qui peuvent les faire reculer de plusieurs dizaines de mètres.

A Mollakasim (péninsule au nord de la vallée de la Karasu), le littoral est composé d'une grève à galets étroite surplombée par une falaise vive de quelques mètres de haut taillée dans les conglomérats carbonatés (sables et graviers cimentés, pl. 5, photo b).

b) Les littoraux qui se trouvent aux extrémités des interfluves portent la trace d'une érosion lacustre qui n'est pas le résultat de l'incision fluviale. Ils témoignent d'une régularisation du littoral en contexte de stabilisation ou de légère transgression du niveau d'eau. De fait, les falaises vives actuelles connaissent un recul à plusieurs endroits autour du lac. Cette dynamique plutôt transgressive s'exprime d'autant plus au niveau des basses vallées ou le phénomène de submersion par le lac est favorisé par la topographie (fig. 1-21).

c) Les sites d'embouchure, caractérisés par des pentes faibles, sont propices à l'accumulation de sédiments provenant du bassin versant et remaniés par le lac (dérive littorale). La tendance à la transgression est argumentée par la présence quasi systématique de zones humides (qui donnent l'impression d'avoir été inondées) dans les paysages correspondant à des marais littoraux (pl. 5, photo e) situés de part et d'autres des embouchures des rivières (Zilan, Bendimahi, Karasu, Engil etc.).

Les espaces littoraux aux débouchés des rivières présentent souvent des flèches et des cordons littoraux dont la dynamique reflète celle de la dérive littorale (fig. 1-21), dépendante des vents dominants (*cf. supra*), qui redistribue le stock sédimentaire apporté par les rivières. Les espaces situés derrière ces cordons sont à l'abri de l'action des vagues et alimentés en eaux douce et en sédiment par le bassin versant (pl. 5, photo f).



1. Côte rocheuse (substrat volcanique) à Incekaya.
2. Falaise dans des formations conglomératiques cimentées - Mollakasim (NE du lac).
3. Côte à falaise dans des argiles tertiaires (Nord Karasu).
4. Plage sableuse au pied d'accumulations sédimentaires lacustres incisées en falaise (Nord Engil).
5. Lagune fermée par un cordon littoral (galets) (en fond : ancien fond lacustre)-Nord-Est du lac.
6. Double flèche littorale sableuse (Delta de l'Engil).
7. Long cordon littoral fermant une lagune en avant d'une côte d'érosion façonnée dans le substrat et les dépôts lacustres (Nord Karasu).

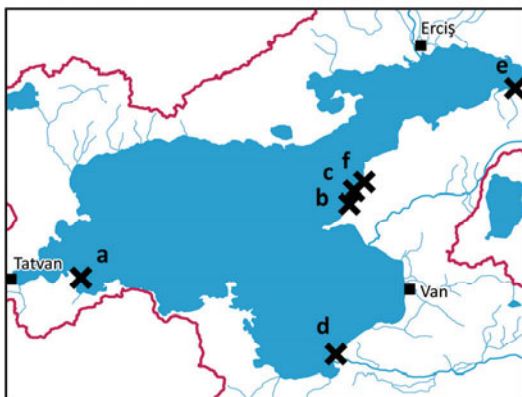


Planche 5. Les morphologies littorales autour du lac de Van

Les littoraux du lac de Van sont également propices au développement des deltas dont la dynamique répond à celle des apports fluviaux et à celle des variations du niveau du lac. Autour du lac de Van, on trouve des deltas fluviaux et des cônes deltaïques [Coella et Prior, 1990 ; Paskoff, 2000] -ou *fan delta*- qui correspondent à des protubérances côtières formées par des hydrosystèmes autres qu'une rivière²⁰. Les cônes deltaïques, plus restreints spatialement, sont alimentés par de petits drains et par le ruissellement le long des versants. Plus étendues, les embouchures fluviales ne montrent cependant pas toujours de dédoublement du bras principal de la rivière ce qui ne permet pas d'en faire des deltas fluviaux à proprement parlé. Dans le cas de véritables deltas fluviaux (Zilan, Karasu), la trace d'anciens lobes submergés (fig. 1-21) témoigne de la dynamique transgressive actuelle/subactuelle qui apparaît donc dominante par rapport à la dynamique de progradation.

VI.2.d. Un littoral actuel de submersion

Alors que l'action de la dérive littorale ne fait que retoucher certains détails du littoral lacustre actuel (notamment aux débouchés des rivières), la progradation des deltas fluviaux et fluvio-lacustres a généré des dépôts et des formes lors de périodes d'évolution précédentes. La tendance à la régularisation du littoral actuel tend à prouver que si les deltas continuent à être alimentés en sédiments aujourd'hui, ils le sont de façon moindre et insuffisante pour contrer la dynamique transgressive du lac. Aussi, au-delà d'une montée récente du niveau d'eau, la tendance actuelle de la dynamique littorale est à la submersion de formes et de sédiments en partie héritées d'une évolution passée.

VI.3. Quelles implications sur la reconstitution des anciens niveaux lacustres ?

Certaines des morphologies décrites dans ce chapitre sont directement associées à différents niveaux du lac. L'altitude d'un cordon littoral ou d'un ancien cordon indique l'altitude approximative d'un ancien niveau lacustre. Les falaises taillées dans les formations tendres fournissent le même type d'information. L'alternance de baisses et montées du niveau lacustre au cours du temps entraîne la succession de formes d'érosion dans d'anciennes formations lacustres et littorales, enfouies ensuite dans des formations lacustres plus récentes. Les basses vallées actuelles ont enregistré ces successions morphosédimentaires.

²⁰ On distingue : (i) le delta au sens « génétique » qui correspond à un prisme côtier de sédiments provenant d'un bassin construit par une rivière dans un lac ou une mer ; et (ii) le delta au sens morphologique qui correspond à un système d'apport terrigène dans ou contre une étendue d'eau [Coella et Prior, 1990].

VII. Conclusion du premier chapitre

Cette présentation du bassin lacustre fait ressortir l'originalité de notre objet d'étude. Elle souligne les facteurs principaux de son évolution ancienne et subactuelle et les secteurs privilégiés d'investigation pour l'étude des anciens niveaux lacustres et pour la mise en évidence de la relation niveau/volume du lac et les variations climatiques passées.

La variabilité du niveau du lac (actuelle et passée) dont témoignent les formes des basses vallées actuelles se doit d'être étudiée dans ces espaces propices à l'enregistrement de la succession des interactions entre les dynamiques lacustres et continentales. C'est dans les basses vallées que se trouvent les dépôts corrélatifs de l'évolution récente du lac et potentiellement les indices géomorphologiques de son histoire plus ancienne.

CHAPITRE 2. ETAT DES CONNAISSANCES SUR LES VARIATIONS ACTUELLES ET PASSEES DU NIVEAU DU LAC

I. Introduction

L'objectif de ce chapitre consiste à dresser un bilan des recherches antérieures sur le lac de Van afin de montrer et discuter les méthodes utilisées et les résultats obtenus concernant les variations du niveau du lac. Avant cela on exposera l'état des connaissances actuelles sur le niveau du lac et leur relation avec les données climatiques.

II. Les variations récentes de la cote du lac

II.1. Les variations saisonnières

Les fluctuations intra-annuelles du niveau du lac répondent aux éléments du bilan hydrologique et ont un lien direct avec les caractéristiques du climat local. En particulier, la fonte des neiges provoque un important apport saisonnier d'eau au lac de la fin du printemps à l'été (fig. 2-1). La cote du lac s'élève jusqu'au cœur de l'été, avant que le bilan hydrologique ne redevienne déficitaire du fait de l'intensité de l'évaporation couplée à la sécheresse estivale : parallèlement, le bassin versant ne fournit plus que des apports réduits, ce dernier étant peu alimenté par les pluies. En termes de variations du niveau d'eau, le lac de Van présente une année hydrologique d'octobre à septembre subdivisée en trois saisons (fig. 2-1) :

- Octobre-février (parfois mars) : la cote est relativement stable avec quelques faibles variations. En hiver, le système est à l'équilibre avec une évaporation modérée et un stockage des eaux précipitées sous forme de neige. Les températures mensuelles moyennes sont négatives (cf. ch. 1).

- Mars-juin (parfois juillet) : la fonte des neiges provoque un apport d'eau important du bassin versant *via* les rivières. Le système lacustre est excédentaire, la cote du lac augmente. Parallèlement, les températures augmentent et l'évaporation progresse.

- Juillet-octobre : Les précipitations sont très faibles voire quasi nulles et correspondent à la saison « sèche ». Les apports en eau du bassin versant ne sont plus suffisants pour maintenir un

bilan équilibré. Le bilan lacustre est déficitaire ce qui entraîne la baisse du niveau du lac. Le retour à l'équilibre se produit en septembre.

Les variations saisonnières du niveau du lac mettent en évidence un lien entre la cote et le climat local. Cependant le comportement annuel n'est pas suffisant pour comprendre le fonctionnement du système lacustre en termes de bilan hydrologique. En effet, l'examen de plusieurs années est nécessaire pour prendre en compte les temps de réponses du lac aux oscillations climatiques.

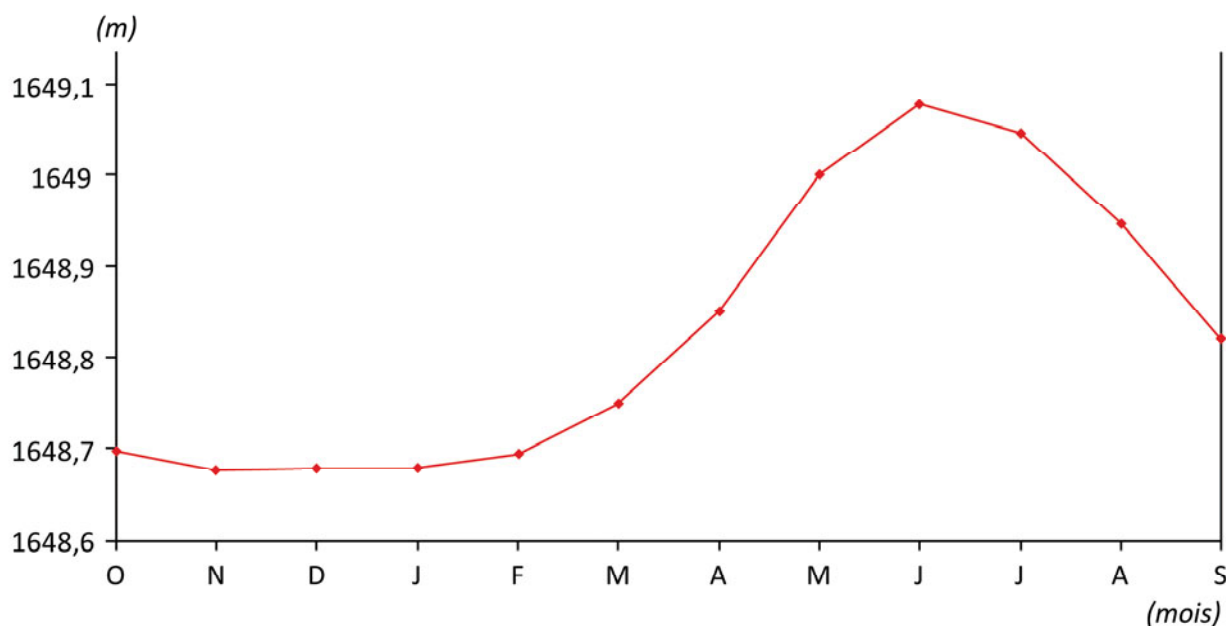


Figure 2-1. Les variations mensuelles de la cote du lac de Van. Source : DSÍ [1998]

II.2. Les variations interannuelles

Depuis 1944, date des premiers relevés réguliers de la cote d'eau, le niveau du lac de Van connaît des fluctuations notables (fig. 2-2 A et B). Par exemple, une hausse d'environ 2 m entre 1987 et 1997 [DSÍ, 1998] a provoqué des dommages aux installations côtières et aux activités humaines concentrées sur le littoral, au point que plusieurs scientifiques turcs se sont mobilisés sur ce problème (Symposium des 20-22 juin 1995 à Van). Après la baisse de niveau survenue à partir de 1997 (-1,5 m jusqu'en 2002), il semble que cet intérêt ait décru, et ce malgré le fait que les causes de ces oscillations n'aient pas été clairement identifiées.

D'après Degens et Kurtmann [1978], entre 1944-1974, la fluctuation interannuelle du niveau du lac représente 1,5% de sa masse d'eau totale, ce qui correspond à des oscillations annuelles d'une amplitude moyenne de 49,7 cm²¹.

²¹ Pour un volume équivalent compris entre 1,5 et 2 km³.

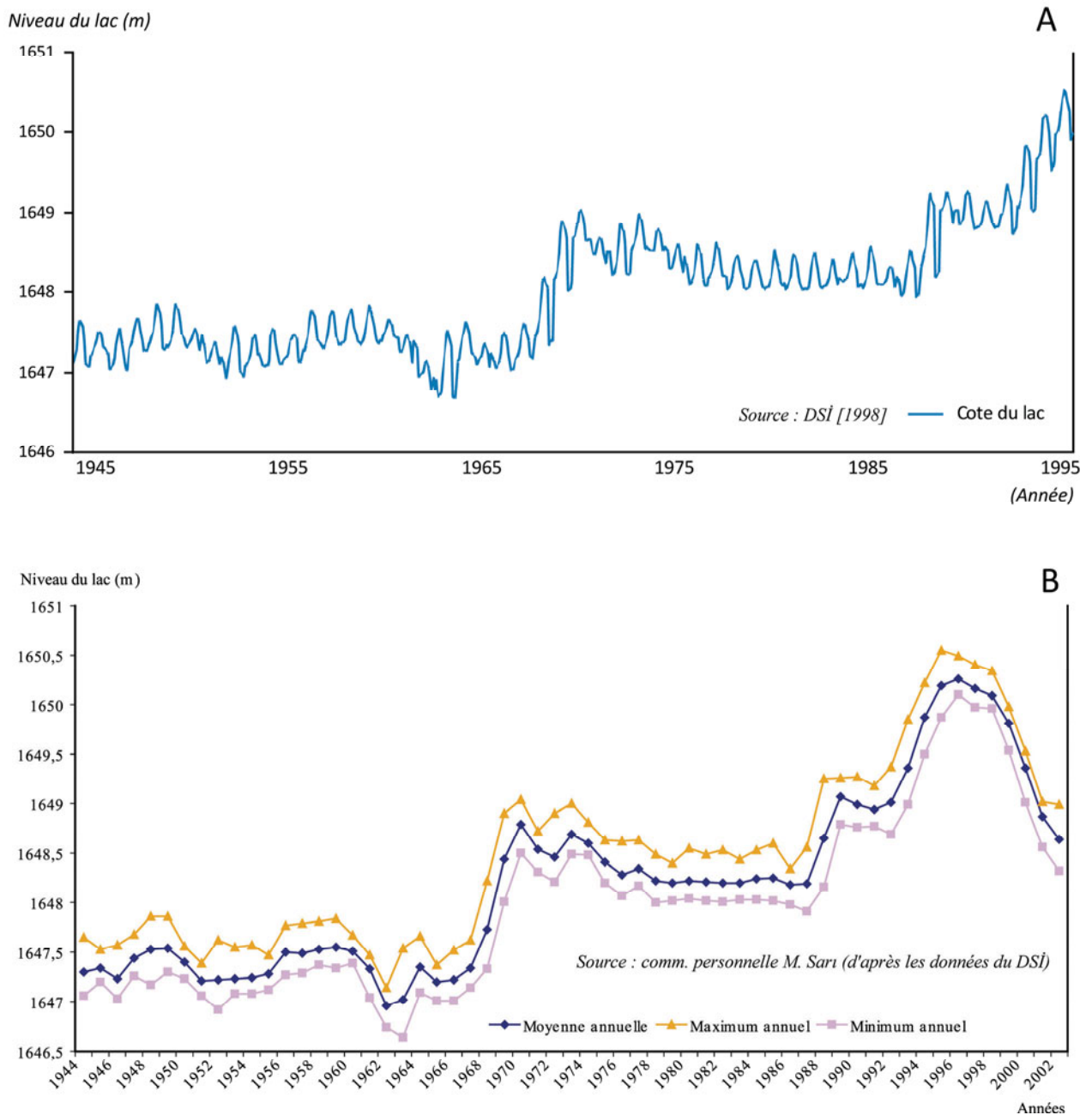


Figure 2-2. Les variations interannuelles de la cote du lac de Van entre 1944 et 2002
A. Cotes mensuelles. B. Cotes annuelles moyennes, minimum et maximum

Les données sur une période plus longue (1944-1994) montrent des amplitudes annuelles plus élevées avec une moyenne de 136,8 cm, soit une augmentation en amplitude par rapport à la période d'enregistrement de 1944-1974 de 275% [Şen *et al.*, 1997]. En effet, la courbe du niveau annuel moyen du lac, entre 1944-2002, montre une hausse cumulée de 3 m. Durant la période 1944-2002, on observe deux hausses importantes : entre 1963 et 1971, le niveau augmente d'environ 2,5 m, et entre 1987 et 1997 le niveau augmente de 2 m. Malgré l'absence de relevés climatologiques sur les parties montagneuses du bassin, Şen *et al.* [1997] concluent que ce

déséquilibre hydrique répond aux facteurs climatiques depuis les années 1970²². Qu'il s'agisse de la mesure, du rythme et de l'amplitude de ces variations, l'identification des causes et des processus reliant facteurs climatiques et volume du lac n'est pas encore réalisée car certaines données nécessaires (notamment la hauteur de chutes de neige et la durée du couvert neigeux) ne sont pas disponibles.

II.3. La relation entre variations de la cote du lac et climat actuel : les bilans hydrologiques

II.3.a. Le bilan hydrologique lacustre : éléments de définition

Les données hydro-climatiques (pluviométrie, évaporation, températures, débits des rivières, niveaux du lac, etc.) fournies par DSÍ [1998] permettent de calculer des bilans hydrologiques concernant la seconde moitié du XXe siècle.

Le calcul de bilans hydrologiques²³ permet d'intégrer le lac dans son bassin versant. Dans le cas d'un lac fermé en contexte semi-aride (cas du lac de Van), le bilan hydrologique est souvent considéré comme déficitaire ou stable (l'évaporation est la sortie principale)[Pourriot et Meybeck, 1995].

Le bilan hydrologique d'un lac peut être ramené à deux éléments hydrologiques principaux : les entrées (apports des tributaires, précipitations et sources immergées) et les sorties en eaux (évaporation, pertes souterraines et débit à l'exutoire pour un système ouvert). Des fluctuations en volume de ces entrées et sorties résulte le bilan hydrologique entre deux repères temporels donnés (le plus souvent sur une année). Le calcul du bilan hydrologique au pas de temps annuel facilite la mise en évidence et l'interprétation des variations interannuelles du niveau lacustre. Dans le cas d'un système lacustre fermé, si les entrées sont supérieures aux sorties, alors le volume retenu dans la cuvette lacustre augmente et la cote s'élève. L'augmentation du volume d'eau induit également l'accroissement des volumes sortants de par l'augmentation de la charge hydraulique sur le seuil de sortie ou sur les pertes sous-lacustres et par l'extension de la surface lacustre et donc de l'évaporation [Pourriot et Meybeck, 1995].

²² Pour la période 1944-1974, Degens et Kurtmann [1978] avaient conclu à un forçage des oscillations lacustres induit par l'activité solaire et notamment par le phénomène de tâches solaires.

²³ Nous avons choisi d'utiliser le terme de bilan hydrologique plutôt que de bilan hydrique. Précisons que ces deux termes sont proches et qu'« en tant que simples opérations comptables, (...) ils visent tous les deux à établir le budget entre les entrées et les sorties en eau d'une unité hydrologique définie pendant une période de temps donnée » [Cosandey, 1996]. Pourriot et Meybeck [1995] utilisent le terme de bilan hydrique dans une approche limnologique c'est-à-dire focalisée sur le système lacustre. Dans notre étude géographique nous privilégions le point de vue du bassin versant plutôt que celui du lac étant donné que nos recherches portent *in fine* sur l'évolution paléohydrologique et paléohydrographique du bassin lacustre.

La fluctuation du débit à l'exutoire ne concerne pas le lac de Van. En revanche, la question se pose pour les pertes et les apports souterrains du fait du contexte géologique calcaire (karstique). Cependant les rares données hydrogéologiques disponibles ne permettent pas de prendre en compte ces variables pour le calcul de bilans. Les bilans publiés prennent pour hypothèse que les pertes et apports souterrains sont négligeables devant les précipitations et l'évaporation et n'influencent pas le volume global du lac.

Pour le lac de Van le bilan hydrologique [Hecht, 1985, Pourriot et Meybeck, 1995] peut s'écrire comme suit :

$$\Delta V/\Delta t = AL(PL-EL) + (R) + (Es-Ss), \text{ avec :} \quad (\text{équation 1})$$

- ΔV : Variation du volume du lac
- Δt : Unité de temps
- AL : Surface du lac
- PL : Précipitations sur le lac
- EL : Evaporation du lac
- R : Ecoulements superficiels (ruissellement) depuis le bassin versant
- Es : Entrées d'eau souterraines dans le lac (infiltrations)
- Ss : Sorties (pertes) souterraines

Dans le bilan annuel, ces variables composent une équation qui s'écrit :

$$(\Delta V/\Delta t)_n = AL_{n-1}(PL_n-EL_n) + (R_n) + (Es_n-Ss_n) \quad (\text{équation 2})$$

avec n le numéro de l'année.

Si l'on considère les pertes et les infiltrations souterraines comme étant négligeables à Van [Degens et Kurtmann 1978], l'équation simplifiée du bilan hydrologique annuel peut s'écrire :

$$(\Delta V/\Delta t)_n = AL_{n-1}(PL_n-EL_n) + (R_n) \quad (\text{équation 3})$$

Ce bilan peut aussi être adapté pour intégrer les valeurs d'évapotranspiration. Le bassin versant sans le lac reçoit sa propre part de précipitations dont le volume équivalent se déversant dans le lac doit être amputé du volume d'eau évaporé lors du transfert des écoulements dans le bassin versant. En conséquence, les écoulements superficiels (R) se calculent par la différence des précipitations en volume sur le bassin versant (hors lac) et de l'évapotranspiration. Pour une année n , l'équation du bilan annuel s'écrit alors :

$$(\Delta V/\Delta t)_n = AL_{n-1}(PL_n-EL_n) + AB_n(PB_n-EtB_n), \text{ avec :} \quad (\text{équation 4})$$

- PB : Les précipitations sur le bassin versant hors lac

EtB : L'évapotranspiration sur le bassin versant hors lac

AB : La superficie du bassin versant hors celle du lac ($A_{totale} - AL$).

II.3.b. Les bilans hydrologiques du lac de Van dans la bibliographie

Degens et Kurtmann [1978] ont établi un premier bilan hydrologique du lac de Van fondé sur les précipitations et les débits des affluents. Partant du principe que le système est équilibré, c'est-à-dire que sur une période annuelle, le volume des sorties compense celui des entrées, l'évaporation y est déduite de ces deux éléments. Les auteurs obtiennent les résultats suivants : les entrées sont composées de $1,7 \text{ km}^3$ pour les précipitations et de $2,5 \text{ km}^3$ pour les apports des rivières : l'évaporation déduite nécessaire au maintien de la cote du lac à 1650 m est de $4,2 \text{ km}^3$. Ce bilan hydrologique global pour la période étudiée part du principe que l'hydrologie du bassin versant répond directement aux données climatiques et ne présente pas les variations interannuelles du volume lacustre.

Plus récent, le rapport DSÍ [1998] fournit un bilan plus précis en étudiant la relation entre les éléments climatiques du bilan annuel et la variation du volume d'eau déduit de la cote. Les bilans annuels présentés par ce rapport sont calculés selon l'équation suivante :

$$\Delta V_n = R_n + P_n - E_n + E_{s_n}/S_{s_n} \quad (\text{équation 5})$$

Les éléments évaporation et précipitations (E et P) sont calculés en volume à partir de données en mm et de la surface A du lac. La figure 2-3 [DSÍ, 1998] présente les résultats pour les années 1994, 1995 et 1996. Dans ces calculs, la part des échanges souterrains est établie de sorte que c'est elle, en valeur positive ou négative selon les années, qui permet d'équilibrer le bilan annuel. Quand le rapport E_s/S_s est positif, le volume des entrées d'eaux souterraines par infiltration est supérieur à celui des sorties. Le ΔV devient positif quand l'ensemble des entrées en eaux est supérieur aux sorties et le rôle du rapport E_s/S_s dans ce bilan est négligeable par rapport à E ou P même si les volumes concernés sont notables (fig. 2-3).

Au vu des résultats obtenus, il apparaît que pour les années considérées le rôle joué par les précipitations dans le bilan hydrologique n'est pas déterminant puisque les variations du volume lacustre sont mineures pendant que celles des précipitations (P) sont de bien plus forte amplitude (fig. 2-3) [DSÍ, 1998].

Les propositions de bilans hydrologiques fournies par Degens et Kurtmann [1978] et DSÍ posent quelques questions d'ordre méthodologique à propos, d'une part, du calcul et de la prise en compte de l'évaporation et, d'autre part, de l'estimation du volume du lac de Van²⁴.

²⁴ Les chiffres diffèrent de ceux que nous avons obtenus à partir du MNT reprenant des données SRTM et des données bathymétriques de 1978 [Degens et Kurtmann] (cf. ch. 1 et ch. 6 pour la méthodologie).

En effet, dans le cas du DSÍ [1998], la méthode utilisée pour estimer l'évaporation n'étant ni explicitée ni évoquée, les valeurs d'évaporation proposées ne sont pas vérifiables. Pourtant, il existe des équations qui permettent de déterminer l'évaporation d'un lac (comme celle d'*Haregreaves* par exemple, cf. [Xu et Singh, 2000 et Condom, 2002] tout comme il en existe pour l'évapotranspiration potentielle (celles de *Thornthwaite* ou de *Le Houerou*, Gramond, 2002). Ces équations supposent de disposer, non seulement de certaines variables hydro-climatiques (températures effectivement disponibles pour la région de Van), mais aussi de variables astronomiques telles que la radiation solaire incidente ou la durée d'ensoleillement. Les relevés locaux ne fournissent pas de données satisfaisantes pour l'ensoleillement (longueur des séries courtes, années manquantes et faible nombre de stations). Il s'avère donc impossible, en l'état actuel des données disponibles, de calculer des bilans hydrologiques précis ou plus précis que ceux déjà calculés.

Années	DH	V vol (km ³)	A (km ²)	A moy (km ²)	P (mm)	E (mm)	ΔV (km ³)	R (km ³)	P (km ³)	E (km ³)	Es/Ss (km ³)
1994		608,83	3624,04	3627,8	631,3	1189	0,98	1,69	2,29	4,31	1,31
1995	0,27	609,81	3631,6	3633,7	490	1052	0,55	2,39	1,78	3,82	0,2
1996	0,15	610,36	3635,8	3635,1	534	1124,4	-0,18	1,6	1,94	4,09	0,36

Figure 2-3. Les bilans hydrologiques issus du DSÍ [1998]

II.3.c. Du bilan hydrologique à la relation lac-climat

- Généralités relatives à la relation lac-climat

Les lacs sont des systèmes sensibles aux fluctuations climatiques. L'humidité explique l'existence et la pérennité d'un lac quand, à l'inverse, la prédominance de l'évaporation explique sa contraction voire sa disparition saisonnière ou définitive. Par exemple, l'extension du lac Tchad a été maximale lors des « pluviaux » holocènes (Holocène ancien), alors qu'aujourd'hui, l'aridification climatique exacerbée par des ponctions anthropiques a conduit à une contraction de 90 % de sa superficie depuis les années 1960 [Schuster *et al.*, 2005].

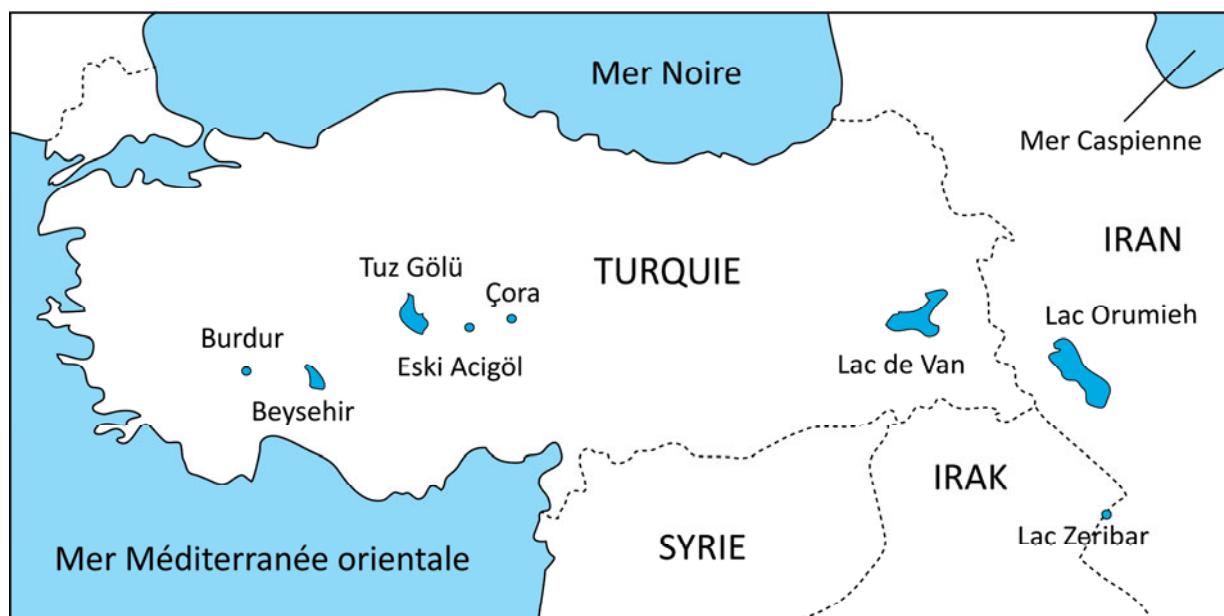
L'extension d'un lac résulte d'interactions entre plusieurs variables climatiques et hydrologiques. En effet, le climat influence directement le cycle de l'eau à l'échelle locale et régionale et contrôle le bilan hydrologique du lac [Hecht, 1985 ; Pourriot et Meybeck, 1995]. Certains lacs, en particulier les lacs saisonniers ou ceux alimentés préférentiellement lors d'une saison, sont directement conditionnés par le climat. Il s'agit des lacs de saisons humides en région semi-aride ou des petits lacs de fonte des glaces et des neiges en contexte montagnard.

L'intensité de la réponse du lac aux variations climatiques dépend des caractéristiques de la cuvette lacustre et de son bassin versant : (i) sa profondeur, (ii) la taille de son bassin versant et (iii) la densité du réseau hydrographique des affluents. Certains lacs dépendent essentiellement des précipitations directes en saison favorable ; d'autres sont alimentés par des cours d'eau qui

proviennent de territoires éloignés, dont les caractéristiques hydroclimatiques sont différentes de la région propre au lac. C'est le cas du lac Balkhash (Kazakhstan) situé sous un climat continental aride, mais dont les affluents proviennent de montagnes plus humides²⁵. D'autres lacs sont, par nature, moins directement liés au climat ; il s'agit de lacs profonds, moins sensibles à l'évaporation saisonnière. Seuls des changements climatiques majeurs peuvent générer des variations du volume de ce type de lac

Le cloisonnement d'un lac est également un facteur important influençant le comportement hydrologique d'un lac. Dans le cas d'un lac possédant un émissaire de surface, l'eau du lac est partiellement régénérée en surface²⁶, par les eaux courantes entrantes et sortantes. Les lacs de bassins endoréiques sont définis par un volume et un bilan hydrologique qui ne permettent pas au lac de déborder de la cuvette. C'est le cas du lac de Van, dont le bilan dépend des précipitations (*via* le ruissellement et les précipitations directes) et de l'évaporation. Cette dynamique, qui rend le lac dépendant des conditions climatiques locales, conduit à comparer le lac de Van avec des lacs de régions arides ou semi-arides ou des systèmes endoréiques comme les mers intérieures telles que la mer Morte et la mer d'Aral.

Par exemple, les phases régressives de la mer Morte ont été mises en relation avec le climat général et l'évolution des apports en eaux par les cours d'eau affluents [Landmann *et al.*, 2002 ; Klinger *et al.*, 2003 ; Begin *et al.*, 2004], ce second paramètre hydro-climatique pourrait jouer un rôle déterminant dans le bilan hydrologique du lac de Van.



Source: modifié de Kuzucuoğlu et Roberts 1998

Figure 2-4. Le lac de Van et les lacs régionaux

²⁵ L'Ili et le Karatal qui prennent leur source respectivement dans le Tian Shan et le Dzungarsk-Alatau. www.grid.unep.ch/activities/sustainable/balkhash/index.fr.php

²⁶ La stratification des eaux du lac permettant des mélanges à une profondeur d'eau plus ou moins importante.

Plusieurs lacs dont le contexte géographique et hydrologique est proche de celui du lac de Van ont fait l'objet d'études paléohydrologiques et d'interprétations paléoclimatiques : la mer Morte [Klinger *et al.*, 2003 ; Enzel *et al.*, 2003], le lac Ourmieh en Iran [Djamali *et al.*, 2008], les lacs tibétains [Gasse *et al.*, 1991 ; Owen *et al.*, 2006 ; Liu *et al.*, 2009], l'Altiplano [Abbot *et al.*, 1997 ; Condom, 2002] ; et, en Anatolie : le paléolac de Konya en Anatolie centrale [Kuzucuoğlu *et al.*, 1999 ; Fontugne *et al.*, 1999 ; Karabiyiçoğlu *et al.*, 1998], le Tuz Gölü [Kashima, 2002] (fig. 2-4). L'ensemble de ces études mettent en avant la relation entre les variations du niveau d'eau et le climat.

- *Le bilan hydrologique et la relation lac-climat pour le lac de Van*

Le bilan hydrologique est un outil pertinent qui traduit le fonctionnement complexe d'un hydrosystème lacustre, notamment les relations des variations du volume de la masse d'eau avec celles des éléments climatiques. Comme nous l'avons décrit précédemment, les données publiées et/ou les données météorologiques disponibles sont insuffisantes pour établir les équations de bilans complets. Malgré ces incertitudes, les travaux de Degens et Kurtmann [1978] et de DSI [1998] ainsi que nos propres analyses permettent de relever plusieurs éléments caractérisant le bilan du lac de Van ci après :

Premièrement nous pouvons affirmer que l'évaporation est prépondérante dans le fonctionnement hydro-climatique actuel du lac. Principal élément négatif du bilan, dans la mesure où les pertes souterraines sont considérées comme négligeables, l'évaporation équilibre le bilan et compense les entrées provenant des précipitations sur le lac et des écoulements du bassin versant. La comparaison des courbes de la variation du niveau du lac et de l'évaporation ainsi que les corrélations des deux séries²⁷ ne permettent cependant pas d'établir une relation directe entre ces deux paramètres (fig. 2-5). Malgré une certaine variabilité interannuelle, l'évaporation n'explique pas à elle seule les oscillations de l'ordre de 2 à 3 m que le lac a connu ces dernières décennies. L'addition de facteurs est peut être à l'origine de certaines variations importantes du niveau du lac : la figure 2-5 montre que pour la période 1966-1968, des années à fortes précipitations et à faible évaporation correspondent à une hausse assez marquée du niveau du lac sur la période (+1,5 m).

Les meilleurs coefficients de corrélations obtenus concernent les précipitations et le niveau du lac. Les précipitations sont en partie extrapolées par les débits des rivières mesurés à leur embouchure. L'évaporation présente une certaine constance d'une année à l'autre étant liée à des paramètres climatiques relativement stables comme la température ou l'ensoleillement. Par contre les précipitations présentent un coefficient de variation interannuelle important. Elles sont donc la variable qui, *a priori*, est susceptible de déséquilibrer le bilan moyen et de causer des fluctuations

²⁷ La donnée « évaporation » est issue du rapport DSI, ce qui signifie que des précautions sont à prendre du fait de l'absence d'information sur la méthode utilisée pour l'établir.

du volume lacustre. Nous formulons par conséquent l'hypothèse suivante : les entrées en eaux, précipitations et écoulements de surface combinés, sont à l'origine de la plupart des variations interannuelles du volume et donc de la cote lacustre

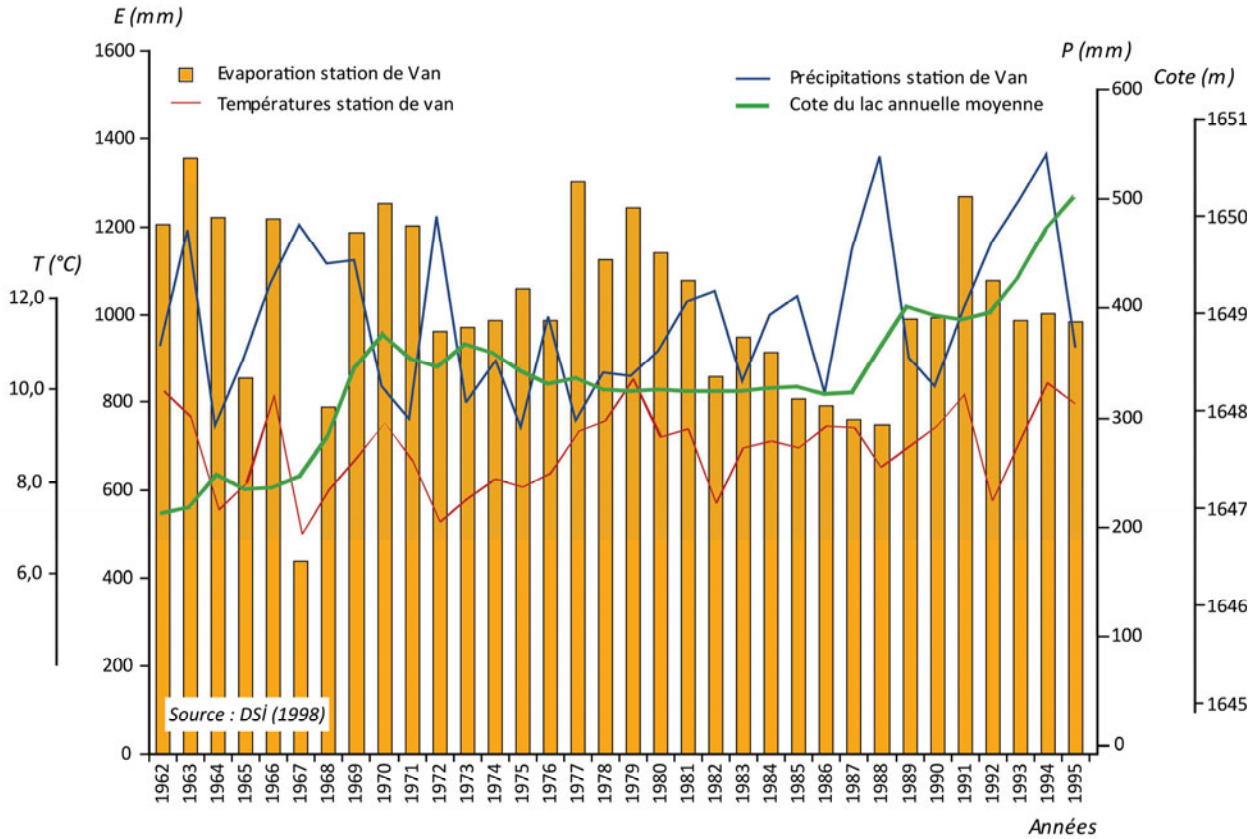


Figure. 2-5. Comparaison de l'évolution de la cote du lac, de l'évaporation, des précipitations et des températures entre 1962 et 1995. Source : DSİ [1998]

Il est à noter que l'évapotranspiration, dont l'action est maximale au printemps en raison du développement du couvert végétal, ne prélève qu'une faible partie de l'eau météorique. Pendant l'hiver notamment, la couverture neigeuse empêche l'évapotranspiration au sens strict, qui est quasi nulle. Cet élément étaye l'hypothèse précédente d'un rôle majeur des écoulements du bassin versant dans le bilan hydrologique. Par ailleurs, lors des mois d'hiver la durée de stockage des précipitations sous forme de neige est contrainte par la couverture nuageuse ce qui peut expliquer des temps de réponses du système lacustre plus ou moins longs.

II.4. Les enjeux actualistes sur le comportement du lac de Van

Une meilleure connaissance des modalités de fonctionnement du lac est nécessaire pour la prévision et la modélisation du risque lié à l'amplitude de la variation du niveau d'eau, mouvements qui pourraient avoir, en fonction de leur amplitude, de graves conséquences socio-

économiques (fig. 2-6). Ces vingt dernières années, le niveau du lac de Van a en effet présenté une forte variabilité, avec des oscillations relativement importantes sur des périodes très courtes. L'identification des causes de cette variabilité pour prévoir les fluctuations futures de la masse d'eau est au cœur d'enjeux sociaux cruciaux liés à l'urbanisation croissante sur le littoral notamment autour de l'agglomération de Van. Une simple comparaison l'extension de la ville entre la carte topographique de 1961 et l'image satellite de 2010 est explicite (fig. 2-7). Par ailleurs, l'activité sismique dans la région [Utkucu, 2006] renforce le risque d'inondation lors de ruptures de failles ou de possibles tsunamis.

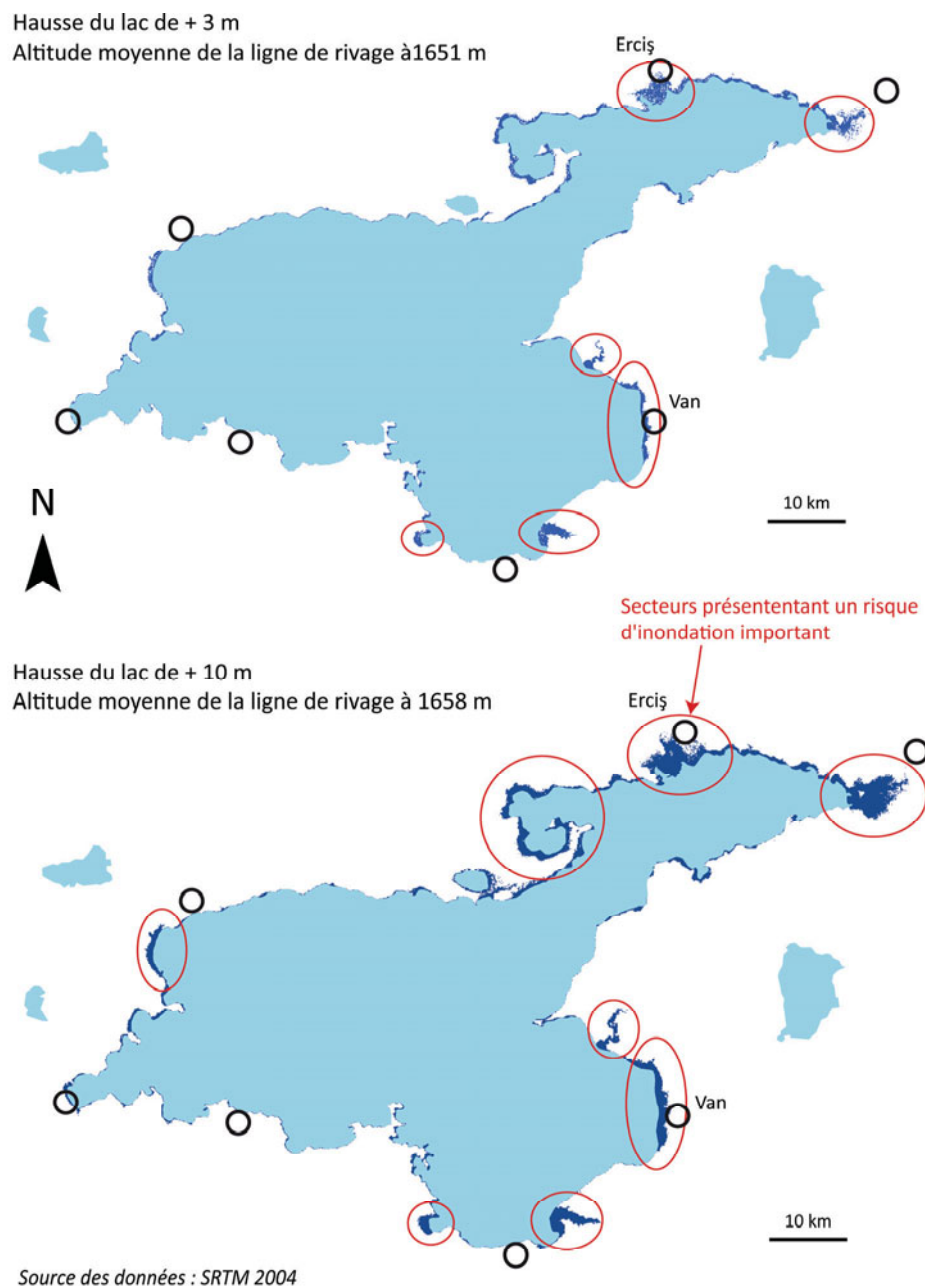


Figure 2-6 Carte des zones potentiellement inondables pour une montée de niveau du lac de 3 m et 10 m

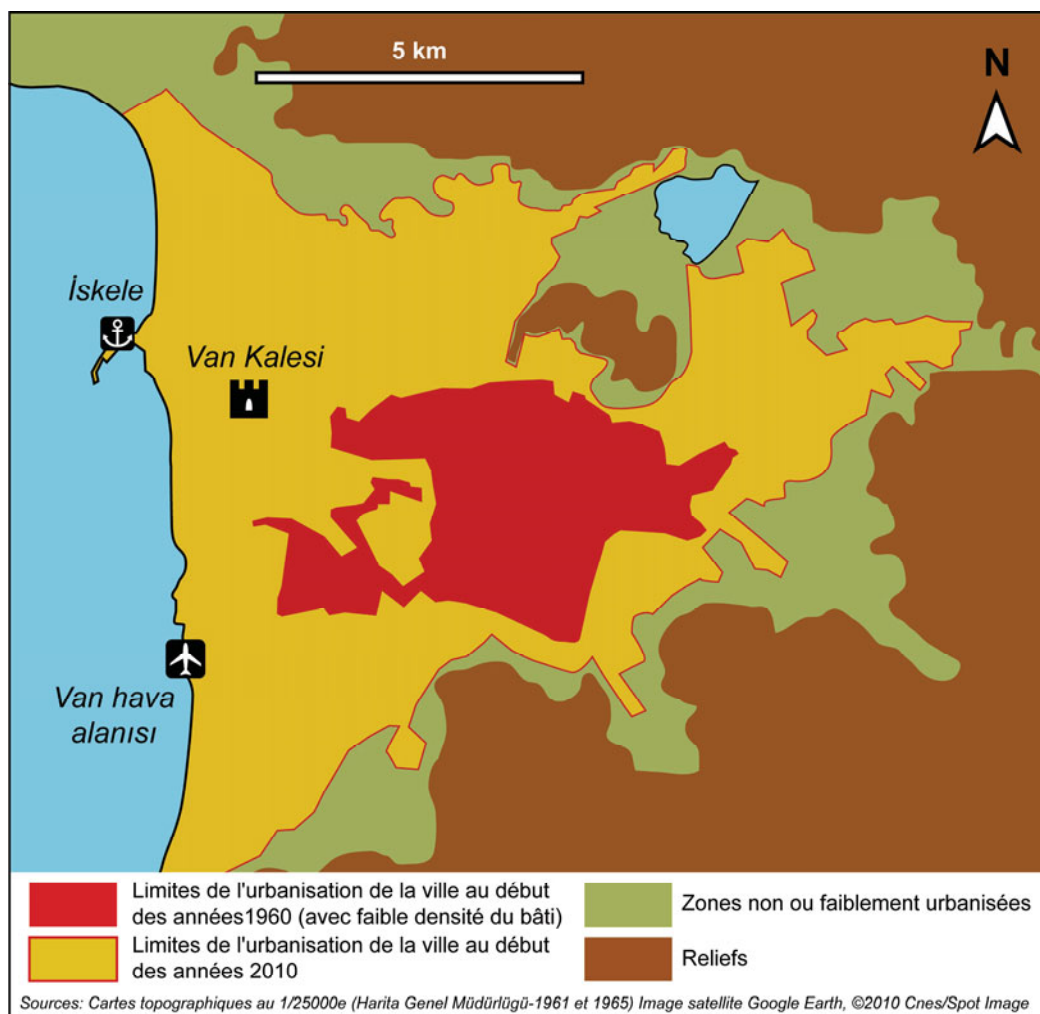


Figure 2-7. Extension de la ville de Van entre 1960 et 2010

Le comportement actuel du lac reste difficile à interpréter en termes de paramètres hydro-climatiques. Si le niveau du lac répond théoriquement aux fluctuations des termes du bilan hydrologique, dans la réalité il semble répondre à certains paramètres en particulier (précipitations-évaporation) sans qu'une relation claire puisse être mise en évidence pour les périodes récentes. S'interroger sur les variations actuelles du lac n'est pour nous qu'un point de départ. Nous avons montré l'instabilité du niveau lacustre pour la période actuelle qui nous permet d'envisager, par analogie, un comportement tout aussi instable des niveaux lacustres passés *a fortiori* lors de phases climatiques contrastées et très différentes du climat actuel. La reconstitution des variations de niveau lacustre et du climat passés est déjà bien avancée concernant les périodes les plus récentes (depuis la fin du Dernier Glaciaire). Il convient de faire un état des lieux de ce que l'on sait pour ces éléments depuis les premières études jusqu'à aujourd'hui.

III. Apports des études, depuis les années 1970, à la connaissance de l'histoire du lac de Van

III.1. Quel âge pour le lac de Van ?

Les auteurs ne s'accordent pas sur la date de la formation du lac. L'interprétation des données géochimiques associées à des chronologies volcaniques partielles ont en effet conduit à proposer des âges très variés :

Khoo *et al.* [1978] proposent une estimation de l'âge du lac basée sur la détermination du temps nécessaire pour obtenir dans les eaux du lac et de ses affluents les taux de concentration actuels en sodium et en chlorures. La teneur actuelle des eaux en sodium s'expliquerait par une concentration couvrant 40000 ans au minimum et celle de chlorures 60000 ans. En conséquence, Khoo *et al.* [1978] estiment que le lac s'est formé pendant le dernier glaciaire et lui attribuent un âge de 80000 ans.

Landmann *et al.* [1996a] estiment l'âge du lac à 100-200000 ans, en compilant des données environnementales et en estimant la période potentiellement enregistrée dans les sédiments sous-lacustres dont l'épaisseur est estimée grâce aux profils sismiques. Yilmaz *et al.* [1998] ont publié un travail de synthèse sur la pétrographie, la cartographie et la chronologie des édifices volcaniques subactifs dans la région et proposent un âge de 500000 ans pour la coulée ayant fermé la dépression occupée aujourd'hui par le lac. Mais cet âge ne repose sur aucune datation. Il s'agit là aussi d'une estimation.

En l'absence de travaux de terrain (stratigraphie, géomorphologie, paléogéographie, sédiments fossilisés) et de datations précises (K-Ar ou Ar-Ar etc.) permettant de déterminer les modalités de mise en place et l'âge des produits volcaniques assurant la fermeture du bassin, aucun des arguments disponibles dans la bibliographie scientifique n'apparaît suffisamment convaincant pour confirmer l'une ou l'autre de ces hypothèses exceptées les recherches menées dans le cadre du programme ANOVAN.

La question de l'âge du lac rejoint celle de la nature des forçages potentiels à l'origine des variations lacustres. Les recherches récentes ont permis de dater un barrage volcanique du lac à 119-112 ka [Mouralis *et al.*, 2010] (*cf.* quatrième partie).

III.2. Les premières études : des résultats fondamentaux dans la connaissance du lac de Van

III.2.a. La première monographie en géographie physique par Schweizer [1975]

Les plus anciennes études publiées sur le lac de Van remontent au XIX^e siècle, avec une première évocation lors d'un récit de voyage de Parrot (1834). Par la suite, les études menées dans la région sont réalisées exclusivement par des Allemands²⁸ : Abich (1856), Sieger (1894), Hauer (1957), Gessner (1957) et Irion (1973). Nous devons la première étude de géographie physique sur le lac de Van à G. Schweizer, qui a publié en 1975 « *Untersuchungen zur Physiogeographie von Ostanatolien und Nordwesteriran - Geomorphologische, klima und hydrogeographische Studien im Vansee und Rezaiyehsee*²⁹ ». Ce travail, qui concerne plusieurs champs de cette discipline (géomorphologie, climatologie et hydrographie), est le premier à présenter une étude exhaustive des terrasses du pourtour du lac. A partir de dix sites d'étude (dont sept en bord de lac), répartis sur l'ensemble du bassin versant (Tatvan, Reşadiye, Ahlat, Adilcevaz, Bendimahi, Zilan, Arpit etc.), l'auteur distingue quatre niveaux de terrasses à +12 m, +30 m, +55 m et +80 m au-dessus du niveau du lac contemporain (1646 m *a.m.s.l*) soit à 1658 m, 1676 m, 1701 m et 1726 m *a.m.s.l*. Selon les sites, les terrasses « d'accumulation » sont désignées soit comme « lacustres » soit comme « fluviatiles ». Cette étude met en avant la diversité de ces terrasses, et présente également leur composante volcanique (présence de ponces) et fluvio-glaciaire. Au sud du lac, dans le massif de Bitlis, Schweizer a étudié les morphologies glaciaires, et évoque les moraines et parois rocheuses associées à des cirques glaciaires et à des glaciers résiduels³⁰.

A partir de données de terrain, Schweizer [1975] propose une interprétation climatique de la succession de terrasses et formule une première chronologie d'anciens niveaux lacustres, sans pour autant disposer d'éléments de datation absolue. S'appuyant sur les dépôts glaciaires associés ou non aux terrasses, il attribue chacun des niveaux de terrasse à une phase froide du Pléistocène. Les niveaux à +80 m, +55 m, +30 m et +12 m, sont respectivement associées aux Glaciaires Riss, Würm I, Würm II et au Tardiglaciaire. Cette démonstration n'est corroborée par aucun argument chronostratigraphique précis. Cependant le travail pionnier et détaillé de Schweizer [1975] a permis, pour la première fois, d'interpréter les dépôts lacustres transgressifs comme autant d'archives de phases climatiques passées. Notons que Schweizer associe un ancien niveau

²⁸ Cités par Şengör *et al.* [2008].

²⁹ Traduction : Recherches en géographie physique sur l'Anatolie orientale et le nord-ouest de l'Iran - Etude géomorphologique, climatique et hydrogéographique sur le lac de Van et le lac de Rezaiyeh (lac Ourmieh).

³⁰ Les morphologies et formations glaciaires du sud du lac n'ont pas été accessibles lors de nos campagnes de terrain, pour des raisons d'insécurité.

positionné à 1736 m à la glaciation Riss (supérieure à 120000 ans), alors que la plupart des auteurs qui lui ont succédé considèrent que l'âge du lac de Van ne dépasse pas le dernier glaciaire.

L'apport de Schweizer reste très important pour la connaissance des terrasses car son approche géomorphologique à l'échelle du bassin versant sera, par la suite, négligée par des études concentrées sur la géologie et l'étude de sédiments lacustres aujourd'hui immergés.

III.2.b. L'étude géologique de référence : Degens et Kurtmann [1978]

Dans les années 1970 également, Degens et Kurtmann ont dirigé une étude géologique exhaustive publiée en 1978 par le MTA, « *The Geology of Lake Van* ». Cette monographie aborde des champs disciplinaires géologiques variés tels que la stratigraphie des unités géologiques, la limnologie, la géochimie, la volcanologie, la minéralogie, la tectonique, ainsi que des disciplines connexes comme l'hydrologie, la géomorphologie, les paléoenvironnements ou encore la climatologie. Plus de vingt-cinq scientifiques ont collaboré à ces recherches. Par ailleurs, ce travail fut l'occasion de lever la première carte bathymétrique du lac.

Parmi les résultats qui intéressent directement l'étude des variations de niveau lacustre on relève : (i) la description des ensembles géologiques et la localisation des secteurs à prédominance de formations superficielles, (ii) l'élaboration d'un modèle d'évolution du lac et une première courbe de variations depuis 12000 BC [Degens et Kurtmann, 1978 ; Kempe et Degens, 1979] (fig. 2-8), et (iii) des études sur l'hydrologie et l'hydrographie actuelles du lac [Kempe *et al.*, 1978].

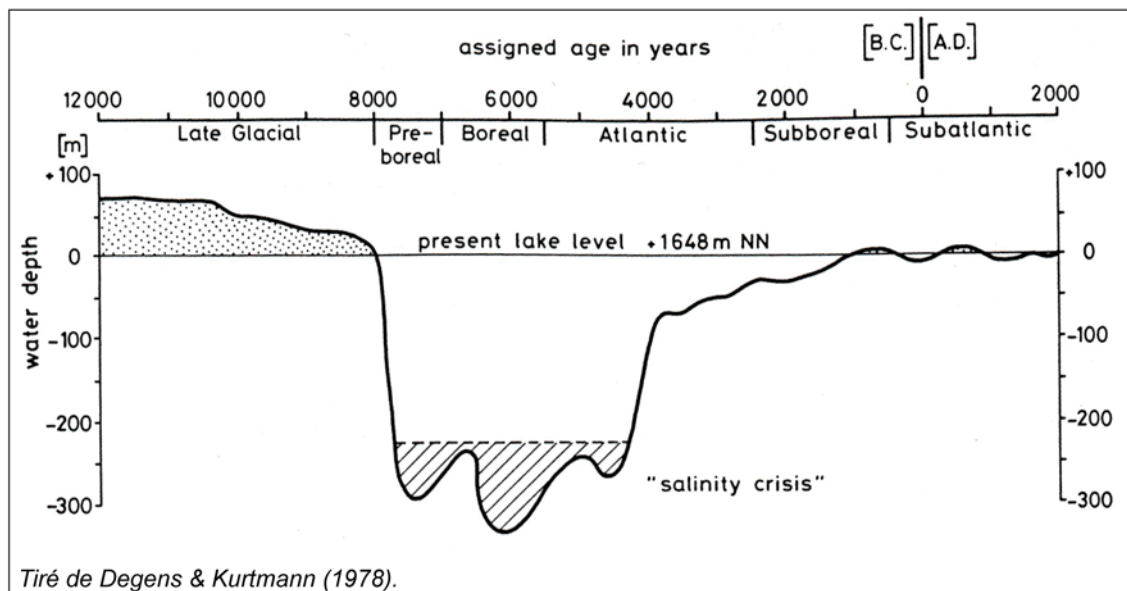


Figure 2-8. Courbe des variations du niveau du lac de Van par Degens et Kurtmann [1978]

Nous reprendrons plus loin les données géologiques du bassin versant qui ont été synthétisées pour la première fois dans cette étude [Kurtman et Başkan, 1978] et ultérieurement précisées [MTA, 2002]. En revanche, l'intérêt porté aux structures et aux sédiments sous-lacustres [Wong *et al.*, 1978 ; Kempe et Degens, 1979] fournissent des données fondamentales pour la compréhension de l'évolution de la cuvette lacustre. C'est dans l'étude de Degens et Kurtmann [1978] qu'est présentée pour la première fois une séquence varvée (enregistrement annuel) issue de sept carottages dont le plus profond a été effectué à 350 m de profondeur³¹. D'après le comptage des varves cette séquence couvre 10420 ans. Associées à des données géomorphologiques relevées notamment dans la vallée de la Güzelsu (Engil) par Valeton [1978] (fig. 2-9), les analyses des sédiments carottés en profondeur permettent aux auteurs de proposer une première courbe de l'évolution holocène du lac.

Ces résultats ont été contestés par Landmann *et al.* [1996a] qui critiquent la méthode du comptage des varves et remettent en cause la chronologie de la séquence. On retiendra néanmoins de ces travaux qu'une première phase de haut niveau lacustre (+80 m) a été associée à la terrasse à +80 m observée par Schweizer [1975]. Interprétée comme correspondant au dernier Glaciaire, elle aurait eu lieu il y a 20000 ans. A cette phase succède une régression drastique estimée à plus de 300 m d'amplitude en dessous du niveau du lac actuel. Cette régression aurait causé une « crise de salinité » marquée dans la composition minéralogique des sédiments. Cet assèchement relatif du lac se serait produit pendant l'Holocène ancien et aurait duré jusqu'à il y a environ 6000 ans. L'hypothèse évoquée par Degens et Kurtmann [1978] et Landmann *et al.* [1996a], et toujours citée par Kempe *et al.* [2002], qui parle de crise de salinité et d'un assèchement du lac à la fin du Pléniglaciaire, a été depuis abandonnée [Litt *et al.*, 2009]. Cette baisse drastique du niveau d'eau de plus de 300 m était d'ailleurs, par son ampleur, considérée par Degens et Kurtmann [1978] comme étant difficilement envisageable d'un point de vue hydro-climatique.

L'interprétation de la séquence varvée évoque une remontée progressive du niveau du lac jusqu'au niveau actuel (transgression dite « post-atlantique »).

L'étude de Degens et Kurtmann [1978] met en perspective ces résultats limnologiques avec des données paléoenvironnementales comme les données palynologiques [van Zeist et Woldring, 1978]. Celles-ci montrent notamment la prédominance des herbacées dans la première moitié de l'Holocène, avant que n'augmentent à partir de 6000 BP les pollens arborés. Les analyses isotopiques et géochimiques, tant des sédiments lacustres que des tephras intercalés dans la séquence varvée, viennent compléter ces données et donnent une première idée des interactions environnementales possibles dans le lac et le bassin versant.

³¹ Un peu moins de 9,5 m ont été carottés [Kempe et Degens, 1979].

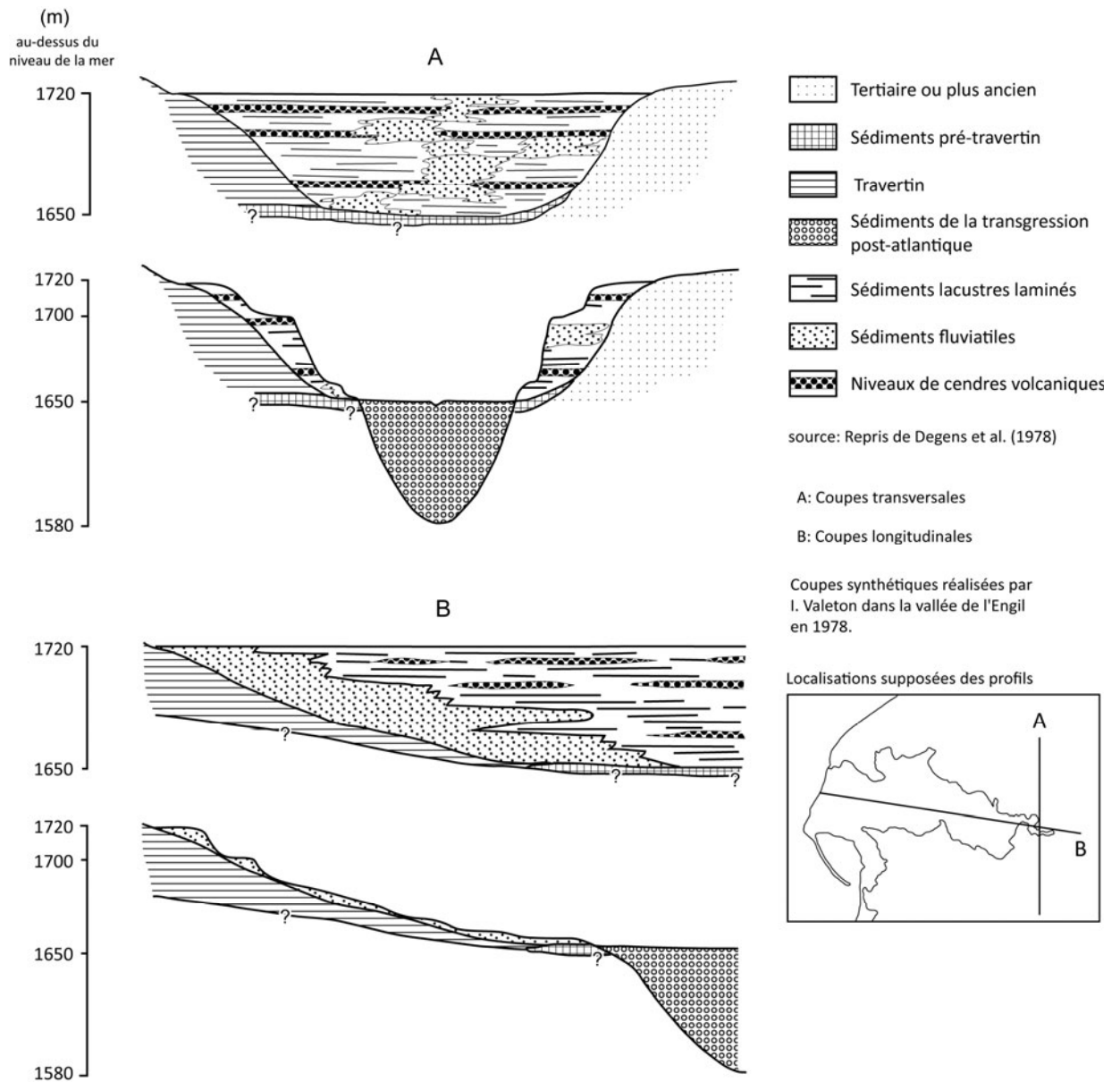


Figure 2-9. Coupes géomorphologiques de la vallée de la Güzelsu (Engil) par I. Valetton [1978]

Cependant, d'une part la chronologie publiée en 1978 s'est révélée entachée d'erreurs (notamment pendant l'Holocène récent) [Landmann *et al.*, 1996a], d'autre part, l'hypothèse d'un assèchement du lac [Kempe et Degens, 1979] a été fortement remise en cause par les résultats de carottages postérieurs.

III.3. La relation lac-climat depuis 15000 ans : un bilan critique des connaissances

III.3.a. Etat des connaissances sur les indicateurs des climats du passé dans les sédiments du lac de Van

Initiée à Van par Degens et Kurtmann [1978], la recherche d'indicateurs climatiques dans les séries sédimentaires lacustres immergés a été poursuivie dans les années 1990 et 2000. Les indicateurs analysés ont été : les isotopes, la palynologie et la minéralogie des sédiments varvés. Les résultats se sont révélés insuffisants pour établir une relation chronologique et fonctionnelle entre les enregistrements sédimentaires immergés et ceux émergés dans les terrasses.

- *Les campagnes de carottages*

Trois campagnes de carottages ont eu lieu. Les résultats de la première campagne menée en 1974 dans le bassin occidental dit de « Tatvan », ont été publiés par Degens et Kurtmann [1978]. La deuxième campagne s'est déroulée en 1990, suivie d'analyses publiées par Landmann *et al.* [1996a et 1996b], Lemcke et Sturm [1997] et de Wick *et al.* [2003]. Toujours localisé dans le bassin de Tatvan, le carottage le plus long (8,55 m) a été prélevé au large de Reşadiye à 420 m de profondeur. Enfin, la troisième série de carottages a été effectuée en 2004, principalement au nord du bassin de Tatvan [Heumann *et al.*, 2008 ; Litt *et al.*, 2009³²].

Ces carottages avaient pour but d'obtenir des séquences sédimentaires varvées continues à haute résolution afin de reconstituer l'évolution du lac et de sa cuvette dans leur contexte environnemental. Pour des raisons techniques relatives aux limites de la taille du carottier et de la structure le supportant, les différents carottages n'ont pu être effectués à des profondeurs supérieures à 10 m en dessous du plancher lacustre. Ces séquences sont toutes postérieures au Pléniglaciaire [Litt *et al.*, 2009].

- *Les isotopes*

Les résultats des analyses isotopiques réalisées sur les sédiments carottés au fond du lac de Van ont été interprétés en termes d'évolution paléoenvironnementale. Le rapport des isotopes 16 et 18 de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) a été mesuré à partir de la calcite et de l'aragonite autochtone [Lemcke et Sturm, 1997 ; Litt *et al.*, 2009] (fig. 2-10). Les fortes valeurs du ratio $\delta^{18}\text{O}$ obtenues sont caractéristiques des lacs fermés où l'évaporation est un facteur d'enrichissement isotopique. Lemcke et Sturm [1997] démontrent que le ratio $\delta^{18}\text{O}$ est fortement dépendant de l'humidité relative d'une part, et de la température d'autre part. La relation entre l'humidité relative et le ratio

³² Carottage d'une longueur de 9 m prélevé à 375 m.

$\delta^{18}\text{O}$ est inversement proportionnelle, les valeurs fortes du ratio $\delta^{18}\text{O}$ témoignant de conditions arides tandis que des valeurs faibles expriment une humidité relative plus importante. Lemcke et Sturm [1997] identifient plusieurs phases climatiques pendant les 14700 dernières années³³. Le maximum d'enrichissement isotopique a lieu à partir de 10950 jusqu'à 10460 ans BP (Dryas Récent). Ce maximum fait suite à une phase d'augmentation du ratio $\delta^{18}\text{O}$ débutée vers 12600 ans BP, mais interrompue par de courtes phases de diminution vers 11450 BP et 10950 BP. Le maximum de 10460 BP est suivi d'une forte baisse pendant 180 ans. Les valeurs continuent à décroître de façon régulière jusque vers 4190 BP. Un second maximum d'enrichissement isotopique est observé entre 4190 et 2000 BP. Les analyses isotopiques réalisées par Lemcke et Sturm [1997] expriment, d'un point de vue environnemental, les changements de l'humidité relative dans la région du lac de Van durant les 14700 dernières années.

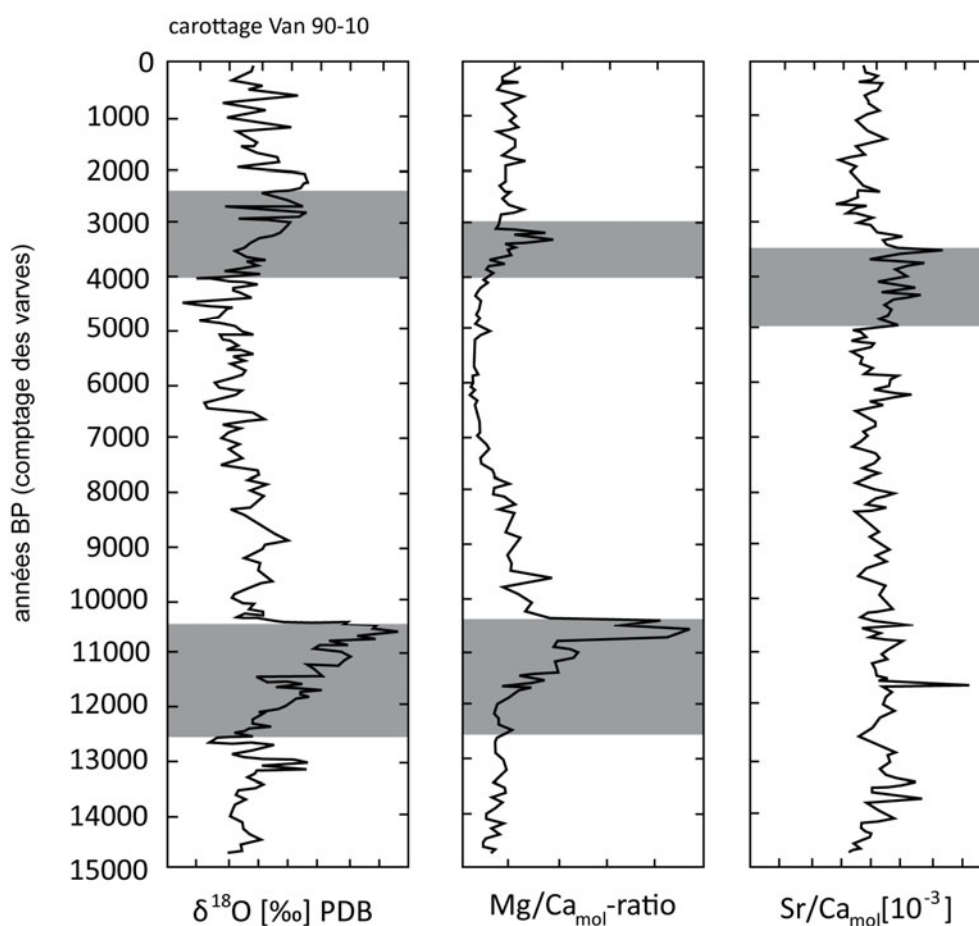


Figure. 2-10. Courbes isotopiques publiées par Lemcke et Sturm [1997]

Pour le démontrer, Lemcke et Sturm [1997] utilisent un modèle d'évaluation des différents facteurs à l'origine d'un enrichissement isotopique dans le système lacustre du lac de Van. Les variables prises en compte sont la température, l'humidité relative et les débits des rivières. Le

³³ Période couverte par le carottage n° K10 réalisé en 1990 et déterminée par le comptage des varves.

modèle permet également d'évaluer un niveau lacustre théorique en fonction de la température, de l'humidité et des valeurs du ratio $\delta^{18}\text{O}$. D'après les résultats de ce modèle, les valeurs élevées du ratio $\delta^{18}\text{O}$, notamment pour la période correspondant au Dryas Récent (10950-10460 BP), semblent liées à une diminution drastique de l'humidité relative tandis que les variations plus faibles de l'enregistrement isotopique antérieures et postérieures semblent plutôt liées à des changements de températures.

- La palynologie

Trois courbes palynologiques sont disponibles, obtenues à partir des séquences profondes carottées par van Zeist et Woldring [1978]³⁴, puis par Wick *et al.* [2003]³⁵ et enfin par Litt *et al.* [2009]³⁶. En outre, Bottema a publié en 1995 une étude palynologique réalisée dans les sédiments des marais de Soğütlü, proches du lac de Van. La séquence palynologique de van Zeist et Woldring [1978] a été ré-interprétée par Landmann *et al.* [1996a]. La chronologie des résultats de 1978 a été modifiée par ces dernier pour la rapprocher de celle obtenue par le comptage des varves de la carotte extraite en 1990. En effet, les techniques de datation par comptage des varves avaient été améliorées entre temps [Landmann *et al.*, 1996a]. La chronologie des séquences palynologiques obtenues par les différents auteurs ne correspondent pas. Ainsi celles de Landmann *et al.* [1996a] prennent en compte le Tardiglaciaire (fig. 2-11) alors que celles de van Zeist et Woldring [1978] s'arrêtent à l'Holocène.

Le contenu pollinique de la base de la séquence qui, d'après Wick *et al.* [2003], correspond au Tardiglaciaire, est similaire à celui obtenu au lac Zeribar (localisation fig. 2-4) pour la même période dans le Zagros oriental [Stevens *et al.*, 2001]. Il témoigne de conditions arides ou semi-arides lors de la transition Bölling/Alleröd (13600 BP) avec une domination des herbacées à 90% (dont 40% de chénopodiacées et 10% d'*Artemisia*) [Landmann *et al.*, 1996a ; Wick *et al.*, 2003]. Pendant la phase suivante (13600 - 10460 BP), les plantes steppiques (*Artemisia*, Chénopodiacées, *Ephedra*...) dominent, signalant des conditions arides. Au Dryas récent, la couverture végétale enregistre des conditions encore plus sèches (domination d'*Ephedra*). Le début de l'Holocène est signalé par la croissance rapide de l'humidité et des températures enregistrées dans la diminution des pourcentages de pollens indicateurs de conditions sèches et froides. L'apparition des graminées puis celle de certaines espèces arborées sont cohérentes avec une humidité enregistrée également par les valeurs faibles des isotopes de l'oxygène et du ratio Mg/Ca (fig. 2-10) [Lemcke et Sturm, 1997 ; Wick *et al.*, 2003]. La végétation herbacée remplace progressivement la végétation steppique du Dryas récent. A partir de 8200 BP, des conditions climatiques de plus en plus humides favorisent la croissance des arbres dans un paysage qui reste cependant dominé par les

³⁴ Carottage de 1974.

³⁵ Carottage de 1990.

³⁶ Carottage de 2004.

herbacées. Le maximum de pourcentage de pollens d'arbres est atteint vers 6250 BP, en retard par rapport, d'une part à l'apparition plus précoce des conditions climatiques favorables au développement de la forêt ouverte, et d'autre part aux autres régions anatoliennes. Ce décalage s'expliquerait par la continentalité et l'altitude du lac de Van.

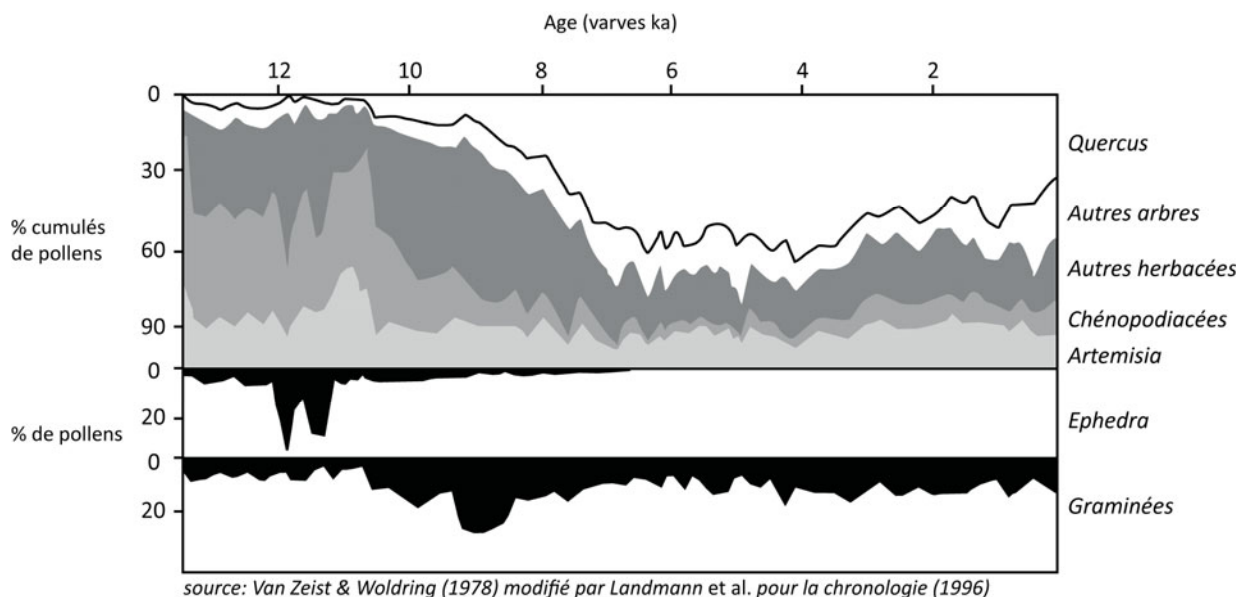


Figure 2-11. Diagramme pollinique publié par Landmann *et al.* [1996a]

A l'Holocène ancien, la végétation arborée en Anatolie se développe selon un gradient ouest-est [Bottema, 1995 ; Kuzucuoğlu et Roberts, 1998] : à l'ouest et au sud-ouest de l'Anatolie les pollens d'arbres augmentent vers 9000/8000 BP, en Anatolie centrale vers 8500 BP, et au sud de l'Anatolie vers 8000 BP [Bottema, 1995 ; Roberts et Wright, 1993 ; Kuzucuoğlu et Roberts, 1998].

D'après van Zeist et Woldring [1978], pendant la période 10460-6250 BP, l'expansion de la forêt tempérée (*Quercus*, *Pistacia*, *Acer*) est favorisée par la croissance de l'humidité surtout à partir de 8200 BP. Cette période marque l'expansion maximale de la forêt en Anatolie orientale pendant « l'Optimum climatique » holocène (8250 - 6250 BP), comme d'ailleurs dans toute l'Anatolie. Cependant, concernant la région de Van, Wick *et al.* [2003] placent cette phase d'expansion maximale beaucoup plus tard : entre 6250 et 3950 BP. D'après ces auteurs, un optimum climatique pendant le 5^e et non le 7^e millénaire BP est confirmé par les valeurs minimales des ratios Mg/Ca et $\delta^{18}\text{O}$ et des micro-charbons. Ces résultats appuient (i) la reconstitution d'une conquête forestière tardive en Anatolie orientale et (ii) une reconstitution climatique qui, du fait des conditions régionales et locales, isole l'Anatolie orientale du reste de l'Anatolie où la sécheresse s'étend à partir de 6250 BP.

Les phases les plus récentes (inférieures à 3950 BP) correspondent au déclin progressif de *Quercus* au profit de pollens d'herbacées comme les *Compositae* et *Plantago lanceolata*. Cette période présentée comme assez humide ne l'est en réalité qu'entre 2100 et 1700 BP avec le maintien

de la végétation arborée. En effet, de 3950 BP à 2100 BP, la tendance aride ainsi que l'impact d'une activité humaine croissante se traduisent par une décroissance de *Quercus* alors que les pollens de *Pinus* augmentent. Vers 2100 BP, *Quercus* croît à nouveau avant de décroître progressivement à partir de 1700 BP parallèlement à l'augmentation des pollens non arborés. Les 600 dernières années montrent l'augmentation de l'impact de l'activité anthropique sur la végétation. Les courbes isotopiques [Lemcke et Sturm, 1997] confirment cet assèchement, également observé en Iran pour le lac Zeribar [Stevens *et al.*, 2001] et en Cappadoce pour l'Eski Acıgöl [Roberts *et al.*, 2001].

- *Chronologie des dépôts lacustres d'après Degens et Kurtmann [1978], Landmann et al. [1996a], Kempe et al., [2002] et Litt et al. [2009].*

Après une première chronologie proposée par Degens et Kurtmann [1978], les études suivantes ont cherché à préciser les oscillations climatiques depuis le Tardiglaciaire à partir de l'estimation des variations du niveau lacustre basée sur l'interprétation des analyses des sédiments varvés carottés en 1974 et 1990. Ces travaux ont été étendus, pendant la fin des années 2000, au Pléniglaciaire [Heumann *et al.*, 2008, Litt *et al.* ; 2008 et 2009] (fig. 2-12 et 2-13). Les comparaisons chronologiques s'appuient aussi sur un résultat publié par Valetton [1978] qui a daté par radiocarbone un échantillon de matière organique prélevé dans un dépôt lacustre taillé en terrasse (Engil) à 1670 m. Ce résultat (24 ka BP³⁷) conduit Valetton [1978] à interpréter l'ensemble du système de terrasses comme l'enregistrement d'une transgression unique d'âge appartenant au dernier glaciaire. En 2002, Kempe *et al.* publient de nouvelles dates (*cf. infra*) dans une série lacustre laminée localisée dans le secteur aval de la vallée de l'Engil et dont le sommet est à +36 m au-dessus du niveau du lac actuel.

La chronologie présentée par Litt *et al.* [2009], à partir de carottages réalisés en 2004, confirme l'existence d'un haut niveau lacustre pléniglaciaire qui succède à un bas niveau du lac dont la position altitudinale est inconnue. Cette transgression, d'après Kempe *et al.* [2002]³⁸, débute à 21 ka cal. BP, atteint 1700 m et se maintient pendant 200 ans, avant une nouvelle transgression à 20,5 ka cal. BP d'une durée d'au moins 300 ans et d'altitude maximale supérieure à 1700 m (le plus haut niveau Glaciaire pour les auteurs). Après le Pléniglaciaire, le lac régresse progressivement, ses variations traduisant des phases climatiques contrastées au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène [Landmann *et al.*, 1996a et 1996b].

³⁷ 29-28 ka cal. BP

³⁸ Dépôts sous-tendant une terrasse à Güzelsu/Engil épais de 17 m environ et dont le sommet est à 1684 m et échantillonnés en 1989 et 1990 avec deux niveaux avec restes de plantes à 1674 et 1676 m.

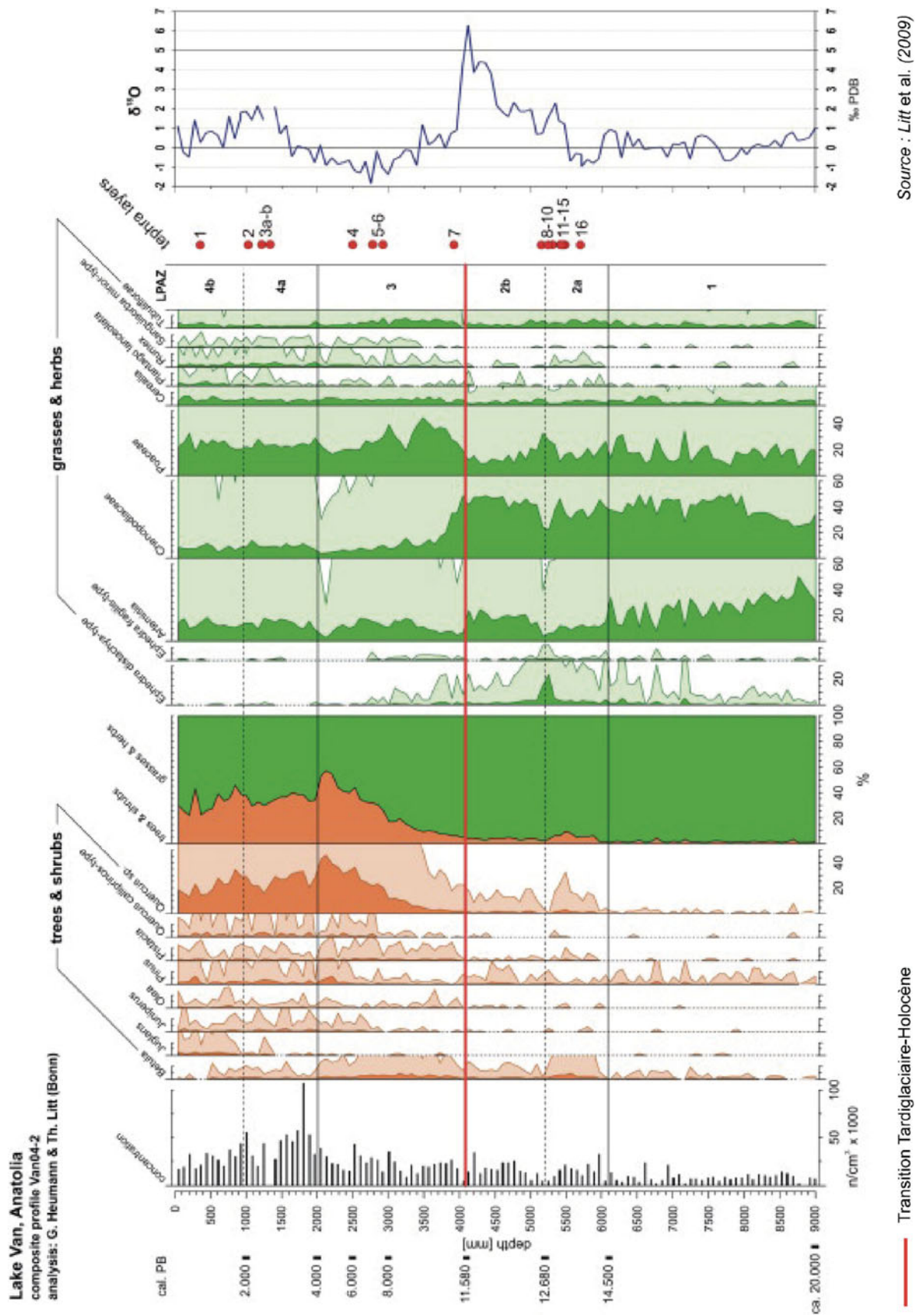


Figure 2-12. Diagrammes polliniques et courbe isotopique réalisés à partir de la séquence carottée (carottage Van04-2) et publiés par Litt *et al.* [2009]

III.3.b. Le lac de Van : un enregistreur paléoclimatique majeur pour le Moyen-Orient

Du fait de sa très haute résolution chronologique (varves), les séquences sédimentaires étudiées à partir des carottages profonds ont permis de produire une courbe paléoclimatique de référence pour l'ensemble du Proche et Moyen-Orient, qui complète les données obtenues dans les lacs de la région (Tuz Gölü, Konya, Eski Acıgöl, Burdur, Ourmieh, Zeribar, mer Morte). En Anatolie, seules les séquences d'Eski Acıgöl [Roberts *et al.*, 2001], de Gölhisar [Eastwood *et al.*, 2007] et de Çora [Kuzucuoğlu *et al.*, 2007] disposent d'une chronologie à haute résolution. Dans cet ensemble régional, le lac de Van occupe une position cruciale entre des enregistrements continentaux non lacustres comme les spéléothèmes de *Soreq Cave* [Bar-Matthews *et al.*, 1997] et les séries marines en Méditerranée orientale [Rossignol-Strick, 1993], mer Noire [Kaplin et Selivanov, 2004], Golfe persique [Uchupi *et al.*, 1999], mer Caspienne [Mamedov, 1997] et en mer Morte [Landmann *et al.*, 2002 ; Bartov *et al.*, 2002 ; Klinger *et al.*, 2003 ; Enzel *et al.*, 2003 ; Begin *et al.*, 2004].

En Anatolie centrale et orientale, les hauts niveaux de lacs datés du Pléniglaciaire [Kuzucuoğlu et Roberts, 1998] contrastent avec ceux d'autres lacs du Proche-Orient. L'humidité que ces maxima glaciaires semblent enregistrer pourrait davantage résulter de la diminution de l'évaporation que de l'augmentation des précipitations [Kuzucuoğlu et Roberts, 1998]. En Anatolie centrale comme dans le Zagros occidental, la mousson d'origine africaine [Rossignol-Strick, 1985] ou indienne [Sarkar *et al.*, 2000] pourrait également, dans une position plus septentrionale qu'aujourd'hui, avoir introduit des modifications du bilan pluviométrique.

Les études paléoclimatiques sur le Pléistocène supérieur au Moyen-Orient, sont insuffisantes en l'état pour bien comprendre l'évolution climatique enregistrée par les variations du bilan hydrologique du lac de Van qui ont conduit à des changements de niveau du lac de grande à très grande amplitude, depuis le dernier Glaciaire comme semblent en témoigner les terrasses exondées sur son pourtour [Schweizer, 1975 ; Valeton, 1978 ; Kempe *et al.*, 2002].

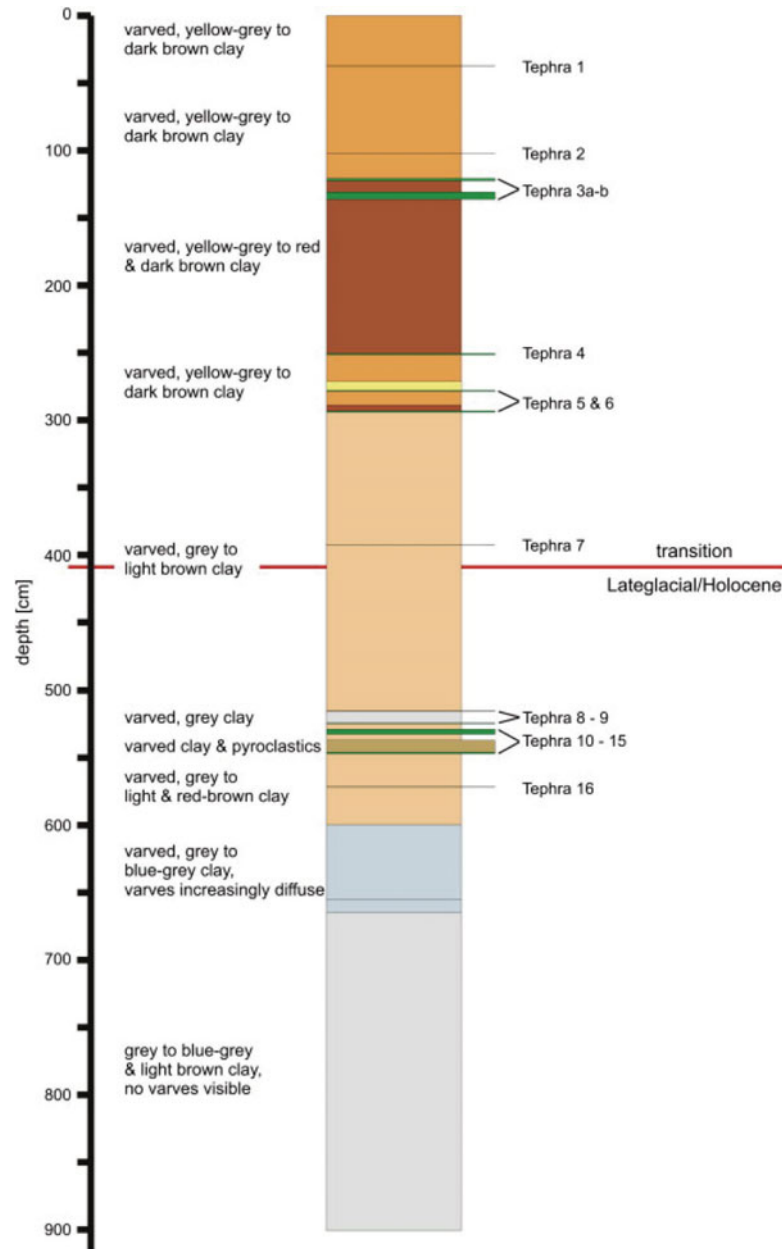


Figure 2-13. Séquence carottée au fond du lac de Van (carottage Van04-2) et publiée par Litt *et al.* [2009]

III.4. Les enjeux scientifiques d'une meilleure compréhension la relation lac-climat

Le contexte climatique est un facteur déterminant de l'évolution du bassin lacustre. En effet, le lac a connu d'importantes variations de son niveau comme le suggèrent certaines morphologies développées sur son pourtour et comme le montre la bibliographie. Les variations climatiques passées ont forcément infléchi le potentiel hydrique du bassin lacustre et ont donc modifié les caractères hydrologiques et hydrographiques du bassin versant.

La recherche de relations entre d'une part le niveau et le volume du lac, et d'autre part les variations climatiques, nécessite une chronologie détaillée, et la prise en compte, non seulement d'enregistrements sédimentaires ponctuels, mais aussi de la dynamique morphologique et de la paléogéographie du bassin versant comme cela a été fait, par exemple, pour le paléolac Lisan [Landmann *et al.*, 2002 ; Abu Ghazleh et Kempe, 2009]. Or, au lac de Van, cette dynamique a aussi été influencée par le volcanisme et la tectonique. Dans ces conditions, une approche pluridisciplinaire s'impose pour étudier le lac de Van car son intérêt est de coupler des indicateurs de nature variée.

Interpréter une baisse ou une hausse du niveau du lac de Van doit ainsi tenir compte non seulement du forçage climatique mais également des éventuels forçages volcaniques et tectoniques.

IV. Conclusion du second chapitre

Le niveau du lac de Van présente une forte instabilité et une variabilité aux différents pas de temps exposés ci-dessus, qu'il s'agisse des phases glaciaires/interglaciaires ou des variations actuelles. La relation entre cette variabilité et le contexte climatique n'est pas encore pleinement établie, même pour la période récente pour laquelle nous disposons pourtant de mesures de cote précises et de relevés climatiques, certes partiels. Si la réponse du fonctionnement hydrologique du lac au contexte climatique régional est plus évidente, les facteurs hydro-climatiques déterminants et leurs variations éventuelles dans le temps sont moins bien connus. Dans ce contexte, l'interprétation des oscillations anciennes de la cote du lac en termes de fluctuations climatiques est délicate. La mise en évidence des liens de cause-à-effet entre les climats passés et les niveaux anciens dont témoignent les terrasses (hauts niveaux) et les sédiments du fond du lac (bas niveaux) nécessite des méthodes rigoureuses, non seulement d'analyses et de chronologie, mais aussi de corrélations entre les archives sédimentaires disponibles. De fait, les archives lacustres dans les terrasses autour du lac sont restées jusqu'à aujourd'hui insuffisamment exploitées au regard de leur potentiel géomorphologique, paléogéographique, paléoclimatique et paléohydrologique

CONCLUSION DE LA PREMIÈRE PARTIE

Le lac de Van, au cœur des hauts chaînons montagneux de l'Anatolie orientale est aussi au cœur d'enjeux scientifiques importants et internationaux. Grâce à la qualité des enregistrements lacustres sédimentaires, il s'inscrit dans un réseau régional de sites paléoenvironnementaux à haute résolution. Récemment, Litt *et al.* [2009] ont interprété l'épaisseur de sédiments sous le plancher lacustre (supérieure à 300 m), comme susceptible de correspondre à une dynamique couvrant plusieurs cycles glaciaires et interglaciaires. Cependant les données aujourd'hui disponibles [Kempe et Degens, 1979 ; Landmann *et al.*, 1996a ; Kempe *et al.*, 2002 et Litt *et al.*, 2009] se concentrent encore sur la période post-Pléniglaciaire. En outre, les limites des études précédentes, tant chronologiques que méthodologiques, justifient l'intérêt de l'étude du bassin versant du lac, et des indicateurs d'archives morphosédimentaires encore mal connues : les terrasses exondées qui se trouvent dans les basses vallées des principaux hydrosystèmes fluviaux du bassin versant et qui sont sous-tendues par des sédiments lacustres, fluvio-lacustres et deltaïques.

2^{EME} PARTIE.

METHODOLOGIES POUR LA

RECONSTITUTION

D'ANCIENS NIVEAUX

LACUSTRES A PARTIR

D'INDICATEURS

MORPHOSEDIMENTAIRES

INTRODUCTION : PRESENTATION DE L'APPROCHE MORPHOSEDIMENTAIRE APPLIQUEE AUX TERRASSES

Les parties aval des vallées présentent un fort potentiel géomorphologique pour la reconstitution des anciens niveaux du lac de Van. L'observation et la description des formes fournissent des informations sur les interactions entre dynamiques littorales et fluviales actuelles. Les formes et les dépôts hérités peuvent être utilisés pour appréhender ces mêmes dynamiques au cours des périodes passées. Depuis leur élaboration, ces formes exondées ont pu subir des transformations sous l'effet des fluctuations altitudinales de la nappe lacustre c'est-à-dire du niveau de base. Par conséquent, celles-ci ne sont pas des enregistreurs « continus » des dynamiques environnementales passées. Cependant, les discontinuités stratigraphiques dans les dépôts qui sont associés à ces formes sont des informations paléogéographiques de premier ordre pour notre étude.

La recherche d'indicateurs d'anciens niveaux lacustres repose sur l'étude des dépôts sédimentaires à l'affleurement et des formes perchées que l'on retrouve aujourd'hui dans les bassins versants tributaires du lac de Van, notamment dans les basses vallées. Ces morphologies sont déconnectées de la dynamique fluvio-lacustre actuelle : en témoignent leurs hautes altitudes ainsi que leur distance au lac actuel. L'approche morphosédimentaire adoptée concerne à la fois l'étude des formations sédimentaires et celle des formes auxquelles ces dépôts sont associés.

Autour du lac, et dans les vallées en particulier, les dépôts fluvio-lacustres recouvrent le substrat pré-quatenaire sur de vastes espaces. Aussi ces dépôts sont-ils les premiers indicateurs visibles et facilement repérables de l'évolution géomorphologique du bassin versant en lien avec le lac.

Cette seconde partie est structurée en deux chapitres (3 et 4) exposant, respectivement, la méthodologie appliquée pour l'étude des indicateurs morphosédimentaires et les méthodologies propres aux outils de mesures et de reconstitutions spatio-temporelles.

La première étape de notre approche (fig. 3-1) consiste à identifier dans les dépôts les indices d'anciens niveaux lacustres et voir comment ils se sont succédé dans le temps de façon relative. Pour cela, la description des faciès sédimentaires couplée à l'analyse stratigraphique permet de déterminer les différents milieux de sédimentation ainsi que leurs relations chronologiques. Chaque milieu de sédimentation est caractérisé par un faciès donné, ce qui permet d'identifier différentes dynamiques sédimentaires, depuis celles des milieux lacustres profonds à celles des milieux littoraux et continentaux.

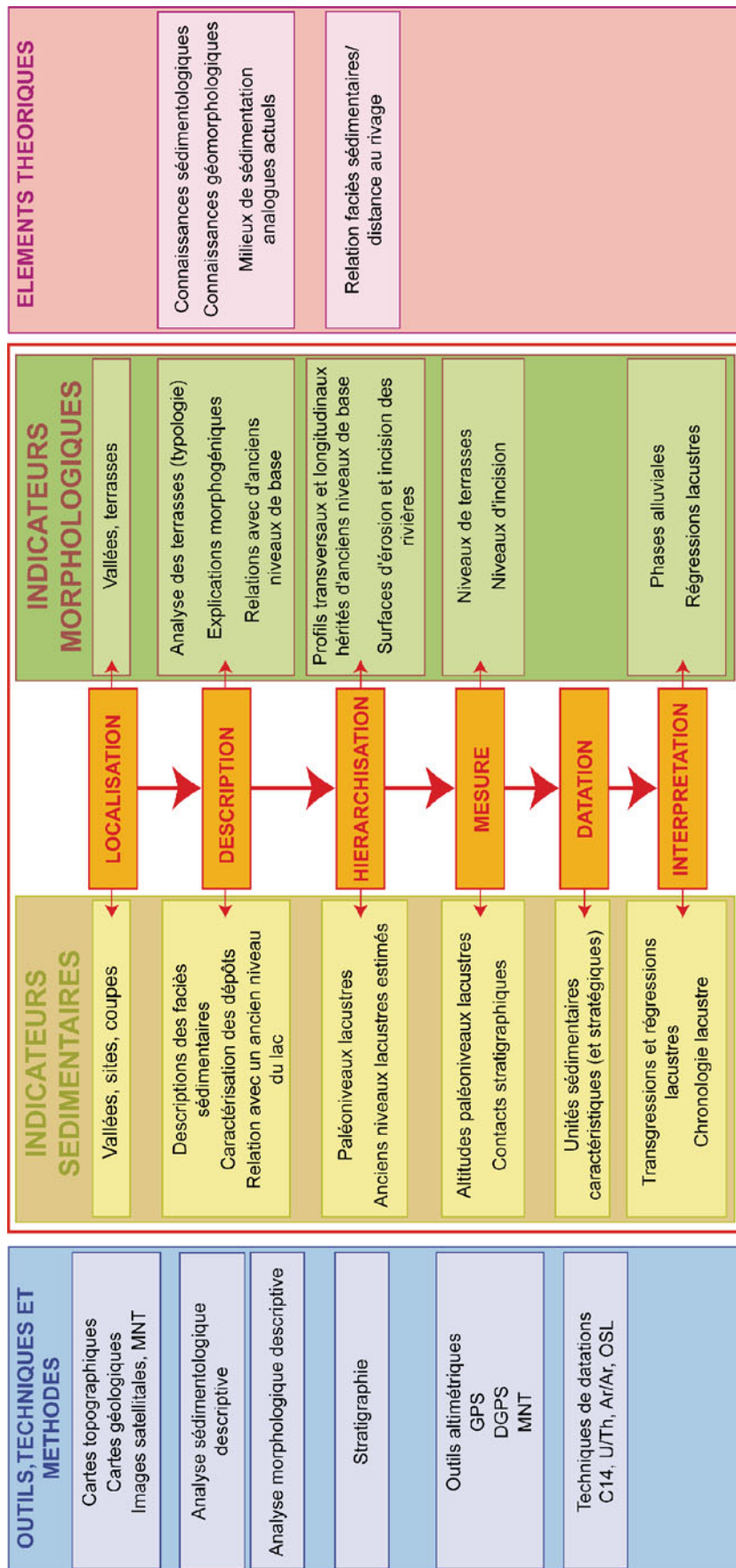


Figure 3-1. L'approche morphosédimentaire

Dans un premier temps, en plus des principes de l'analyse descriptive des faciès, nous présenterons un référentiel sédimentologique actuel de la relation faciès-milieu de sédimentation. Dans un second temps, nous verrons quels sont les principes de l'analyse stratigraphique des dépôts. Celle-ci repose essentiellement sur la mise en évidence du type de contacts entre les unités sédimentaires. Il s'agit de relever et d'interpréter des discontinuités à l'intérieur des séquences. Au long de ce chapitre 3, on rappellera : (i) les faciès des dépôts, (ii) les types de séquences sédimentaires ainsi que les types de contacts entre leurs différentes unités ; et (iii) les types d'altérations et de déformations que subissent les dépôts.

La seconde partie du chapitre 3, axée sur les indicateurs morphologiques, expose la méthodologie de l'analyse morphologique respectant trois étapes : (i) la localisation des secteurs abritant des formes héritées, (ii) la relation entre ces formes, et (iii) la mise en évidence de modèles d'organisation de ces mêmes formes. Cette approche en trois étapes sera appliquée *in fine* aux morphologies spécifiques que sont les terrasses.

C'est dans la relation « terrasse-dépôts associés » que se trouve la clé de la compréhension des dynamiques morphosédimentaires passées. Cette relation établie par la compilation de plusieurs indicateurs est fondamentale pour reconstituer d'anciens niveaux lacustres.

Nous présenterons ensuite les outils méthodologiques utilisés pour produire mesures, cartographies et datations nécessaires aux résultats de nos recherches.

Les résultats des relevés et mesures concernant les terrasses sont présentés dans la première partie du chapitre 4. Ils permettent une reconstitution tridimensionnelle grâce aux mesures altimétriques obtenues avec un GPS différentiel (DGPS). Couplées aux résultats de l'étude des dépôts associés, ces altitudes permettent d'établir des corrélations d'un niveau de terrasse à l'autre et entre différentes unités sédimentaires. Une fois les dépôts positionnés et l'altitude des terrasses mesurée, il s'agit de retracer la succession des différentes dynamiques dans l'espace et dans le temps. La reconstitution tridimensionnelle est alors proposée à l'échelle des basses vallées.

Cette approche spatiale multiscalair est complétée par un programme de datations des dépôts sédimentaires permettant une approche temporelle. Les méthodes de datations, objets de la seconde partie de ce chapitre 4, ont été choisies en fonction du type de dépôts ainsi que des âges attendus. Dans cette étude, nous avons utilisé la datation $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ pour dater des formations carbonatées en contact avec les dépôts lacustres, la datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ pour dater des retombées volcaniques recouvertes ou interstratifiées dans les dépôts lacustres et les datations OSL et ^{14}C pour dater des sédiments lacustres.

Les quatre axes de cette méthodologie sont résumés dans le schéma de la figure 3-1. L'approche morphosédimentaire se compose à la fois d'aspects théoriques, analytiques et techniques. Ce choix de présentation oblige à exposer ces différents éléments méthodologiques séparément mais il va de soi que l'analyse et la description des indicateurs morphosédimentaires se trouve combinée à l'utilisation des outils de mesures. L'utilisation des techniques de datation est, par exemple, intimement liée à l'analyse stratigraphique.

CHAPITRE 3. LES FACIES SEDIMENTAIRES ET LES TERRASSES COMME INDICATEURS DES FLUCTUATIONS DU NIVEAU LACUSTRE

I. Introduction

Les parties aval des vallées sont riches en archives sédimentaires fluvio-lacustres. C'est leur volume et leur présence sur de vastes espaces qui frappent, à première vue, le chercheur sur le terrain. Il s'agit de comprendre ensuite quelle est la nature de ces dépôts et comment ceux-ci s'organisent dans la vallée. Un regard plus attentif permet de révéler : (i) la prédominance des faciès lacustro-deltaïques dans les dépôts témoignant de la présence ancienne du lac dans des espaces aujourd'hui émergés, et (ii) la grande diversité des faciès sédimentaires rencontrés qui reflète en un même lieu la succession temporelle de milieux de sédimentation différents.

Ce chapitre 3 présente également l'analyse morphologique descriptive et les éléments théoriques pouvant s'appliquer aux terrasses que l'on rencontre autour du lac de Van et dans les vallées qui y débouchent. En effet, une fois le type de terrasse identifié, chaque terrasse livre des informations essentielles concernant les phases successives de la morphogenèse des basses vallées, rythmées ou non par la dynamique lacustre.

II. Les faciès sédimentaires

II.1. Typologie des dépôts à partir des faciès sédimentaires

II.1.a. Sédimentologie des faciès

La méthodologie proposée est apparentée à la sédimentologie de faciès et à ses principes, développée en géologie pour l'étude de l'allure et de la nature des roches et des dépôts sédimentaires [Campy et Macaire, 1989]. Appliquée aux dépôts sédimentaires observables dans les basses vallées, cette approche permet leur caractérisation en fonction de leurs faciès. Il s'agit d'identifier, en utilisant divers critères sédimentologiques, chacune des formations disponibles dans les affleurements. Plusieurs critères sont retenus pour l'étude d'un dépôt : granularité, structure d'ensemble, figures sédimentaires spécifiques et tout élément permettant d'en montrer la singularité (présence de fossiles par exemple). A partir de la sédimentologie des faciès, il est

possible de (i) différencier un dépôt d'autres dépôts dans une même coupe stratigraphique ou dans des coupes différentes, et de (ii) distinguer, dans une même coupe, des assemblages de faciès correspondant à une succession sédimentaire type. L'étude des faciès participe de la mise évidence d'unités sédimentaires différentes et sont donc un préalable à l'analyse stratigraphique (*cf. infra*).

Nous nous sommes intéressés surtout à l'allure générale des dépôts et à leur structure d'ensemble. Ces caractères se définissent principalement à partir de (i) l'aspect lité ou non lité (massif) du dépôt, et de (ii) l'inclinaison et de l'orientation des lits. Les faciès lités peuvent présenter soit des lits horizontaux telles les lamines lacustres, soit des lits inclinés tels des *foresets* deltaïques [Reading, 1996], soit des lits déformés de type sismite [Lignier, 2001 ; Ünner *et al.*, 2010]. Il s'agit de caractériser, si possible, les modalités et la durée du dépôt. Un dépôt lacustre lité, par exemple, présentant des lits de même épaisseur, témoigne d'une sédimentation continue et régulière sans apports par des phénomènes détritiques brutaux.

Il faut faire également la distinction entre l'allure d'ensemble d'un dépôt révélant les dynamiques de la sédimentation, et les éventuelles figures sédimentaires originales pouvant affecter ce dernier dans son intégralité ou partiellement. Il peut s'agir de (i) figures de déformations syn-sédimentaires ou post-sédimentaires (*cf. infra*), de (ii) figures d'évolution physico-chimiques liées à la présence de carbonates, de (iii) figures d'altération du dépôt ou du (iv) développement d'un sol dans la partie supérieure du dépôt.

A partir d'un faciès sédimentaire, il est donc possible de déterminer un milieu de sédimentation [Reading, 1996]. Pour compléter la caractérisation d'un dépôt, on s'intéresse également à sa texture et à sa granularité. La diversité des dépôts trouvés dans le bassin versant donne des faciès à granularité fine (argiles et limons) et grossière (sables, graviers et galets). La taille des grains est un élément important mais non univoque pour déterminer la position du dépôt dans le système sédimentaire : un dépôt grossier est proximal alors qu'un dépôt argileux témoigne d'une position souvent distale. Cependant, la granularité des dépôts dépend aussi des dynamiques de transport, notamment de l'énergie des courants, qu'ils soient côtiers (plus ou moins parallèles au rivage), fluviaux (plus ou moins perpendiculaire au rivage) ou très faibles dans des milieux lagunaires. La granularité peut venir « confirmer » l'analyse de l'allure du dépôt en termes de dynamiques sédimentaires.

La texture d'un dépôt n'est pas toujours homogène : selon la position verticale respective des grains fins ou des grains grossiers, on distinguera une sédimentation avec granoclassement inverse ou normal. Il s'agit également de dire si les grains d'un dépôt sont triés ou non. Des faciès à grains triés témoignent d'une logique de sédimentation liée à la répartition spatiale des flux dont l'énergie peut être variable dans un même milieu. Cet aspect concerne les milieux de chenaux fluviaux et les milieux littoraux. L'aspect des grains et leur orientation sont également à prendre en compte dans la détermination d'un faciès : dans un dépôt alluvial ou littoral, les grains sont roulés tandis que dans un dépôt de pente les grains présentent une angularité plus

importante. Deux dépôts dont la granularité est identique peuvent être différenciés par leur structure d'ensemble.

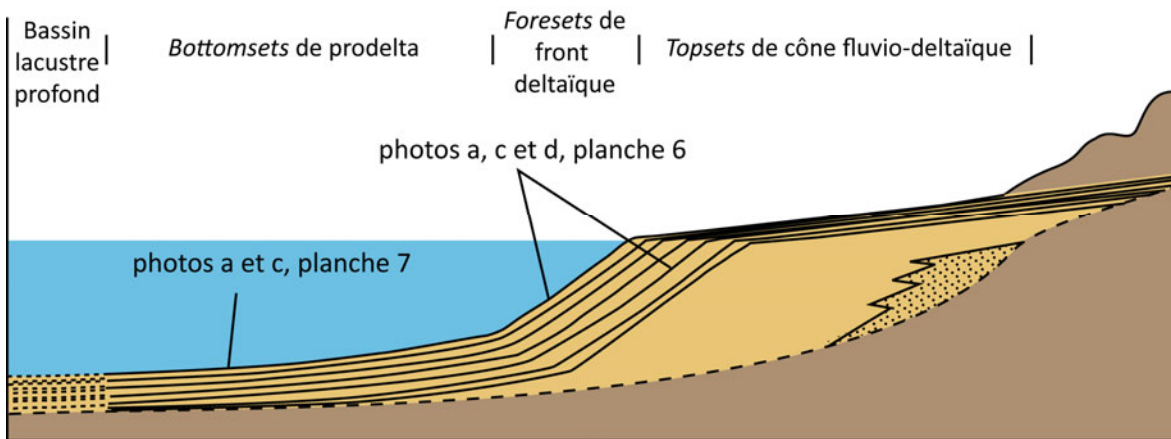
La présence dans le dépôt de matière organique, quoique rare étant donné la nature des eaux du lac (cf. ch.1), ou de fossiles participent aussi à sa caractérisation.

Enfin, la pétrographie d'ensemble de l'unité sédimentaire renseigne sur la provenance du sédiment et sur la distance de transport. La pétrographie des constituants traduit soit une origine locale et associée au substrat affleurant à proximité du dépôt, soit une origine beaucoup plus lointaine dans le bassin versant comme c'est le cas pour des formations volcaniques allogènes remaniées.

II.1.b. Faciès et milieux de sédimentation

Les dépôts étudiés correspondent à des accumulations dont les faciès sont liés à leur distance au lac. En effet, les caractères sédimentologiques qui définissent le milieu de dépôt varient selon la distance par rapport à la ligne de rivage et la profondeur d'eau [Reading, 1996] (fig. 3-2). Ainsi, trouve-t-on autour du lac de Van des sédiments correspondant aux différents milieux de sédimentation caractérisant les milieux d'interface entre un lac et son bassin versant depuis les dépôts de fond de lac jusqu'aux dépôts fluviaux. Les faciès et la granulométrie des dépôts dépendent essentiellement de (i) la hauteur d'eau lors de la sédimentation c'est-à-dire de la distance à l'action des vagues et de (ii) la position du lieu de sédimentation par rapport au rivage et aux apports du bassin versant. Bien qu'il ne soit pas toujours possible de connaître de façon précise le niveau d'eau pour un dépôt donné, la nature des milieux de sédimentation enregistrés par les faciès des dépôts permet d'estimer la position du dépôt dans le système sédimentaire et la hauteur d'eau au-dessus du dépôt lors de la sédimentation (fig. 3-3). Ces deux informations sont fondamentales pour (i) reconstituer altitudinalement des variations du niveau du lac, et (ii) positionner le dépôt dans une stratigraphie (chronologie relative) afin d'apprécier le rôle de la dynamique continentale sur les enregistrements (discontinuités).

A. Profil d'un cône deltaïque de type Gilbert au débouché d'une vallée fluviale



B. Profil d'un littoral avec une plage simple

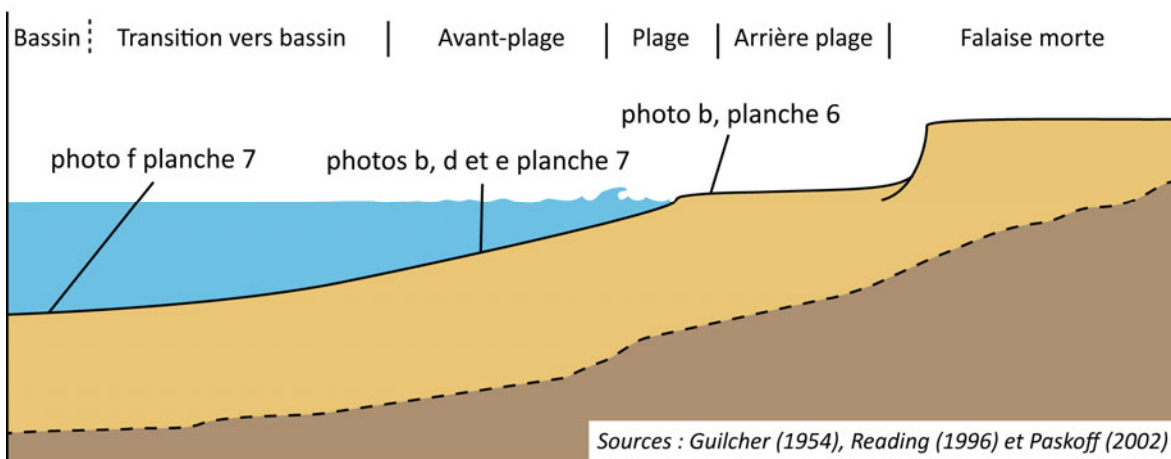


Figure 3-2. Les milieux de sédimentation : du milieu continental au milieu lacustre offshore.
Sources : Guilcher [1954], Reading [1996] et Paskoff [2000]

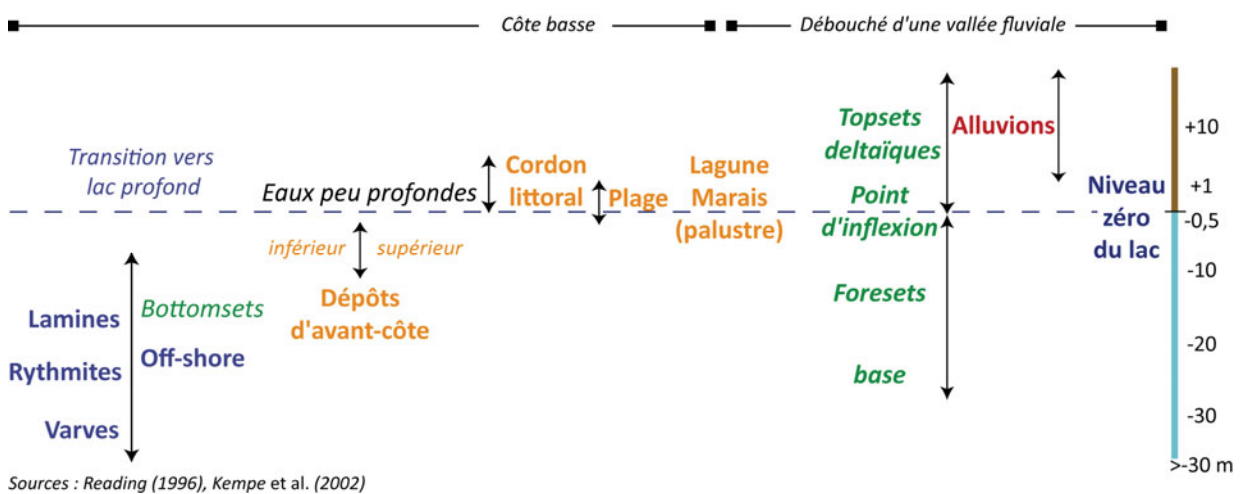


Figure 3-3. Correspondances entre faciès sédimentaires et position relative du dépôt par rapport au 0 m
Sources : Reading [1996] et Kempe *et al.* [2002]

II.1.c. Typologie des faciès

- Les faciès deltaïques

Les enregistrements sédimentaires deltaïques et littoraux (pl. 6) permettent une lecture précise du niveau d'eau. Les dépôts deltaïques sont situés à l'interface lac-bassin versant et sont l'expression de la conjonction des dynamiques littorales et alluviales (fig. 3-2 et 3-3). Pour un cône deltaïque de type Gilbert³⁹, on distingue trois faciès sédimentaires qui suivent les trois unités morphologiques d'un delta : les *topsets*, les *foresets* et les *bottomsets* [Nemeç et Steel, 1988 ; Reading, 1996]. Le point d'inflexion entre un lit de *topsets* et un lit de *foresets* donne la position du niveau du lac (fig. 3-3).

Les *topsets* sont nourris par les apports du bassin versant (alluvions des tributaires). Ce sont des dépôts subhorizontaux ou faiblement inclinés, à granularité grossière (sables, graviers), accumulés au débouché d'un chenal dans une plaine : ils correspondent au cône alluvial et traduisent la contribution directe du bassin versant au système deltaïque.

Les *foresets* deltaïques (pl. 6, photos a, c et c) sont des dépôts progradants sous-aquatiques : les lits sont inclinés et de granularité grossière (sables et graviers). Ils correspondent à la charge de fond du chenal fluvial, redistribuée à partir du front du delta vers le plancher lacustre. L'épaisseur des lits est variable car elle dépend de la quantité des apports sédimentaires ; celle-ci varie pour un même delta en fonction de la dynamique fluviale. La pente de ces dépôts peut atteindre les 27° pour des sables et 35° pour des graviers [Nemeç et Steels, 1988]. Les *foresets* sont les dépôts qui répondent le mieux aux variations du niveau d'eau (en montée comme en descente, cf. *infra*) et qui fournissent par conséquent une information altitudinale précise sur le paléorivage déterminée (point d'inflexion)

Les *bottomsets* sont les dépôts distaux caractéristiques de la zone prodeltaïque. Leur sédimentologie est un mélange entre dépôts grossiers arrivant au fond du lac par gravité (sables surtout) et les dépôts en suspension plus fins (limons et argiles). Dans cette partie marginale du delta (en toute rigueur, ce n'est plus le delta), la pente est considérablement affaiblie et les lits sont le plus souvent subhorizontaux. Le terme de *bottomsets* a été intégré au système deltaïque (zone distale) bien que cette structure soit surtout caractéristique des sédiments lacustres offshore⁴⁰. Il n'est pas possible, sans association avec d'autres faciès, de distinguer les faciès de *bottomsets* associés à des *foresets* (quand ceux-ci n'ont pas été préservés dans la séquence) de *bottomsets* d'autres systèmes sédimentaires.

³⁹ Ce type de cône est ici adapté aux conditions de pentes sous-lacustres fortes et à la proximité des versants dans les secteurs en marge des vastes embouchures.

⁴⁰ Du fait de leur ubiquité en termes de position dans le système lacustre (fonds profonds, pied de deltas), les *bottomsets* ne renseignent que partiellement sur l'épaisseur de la tranche d'eau. Par contre ils sont toujours liés à une dynamique de dépôt à faible énergie (pas ou peu de courants).

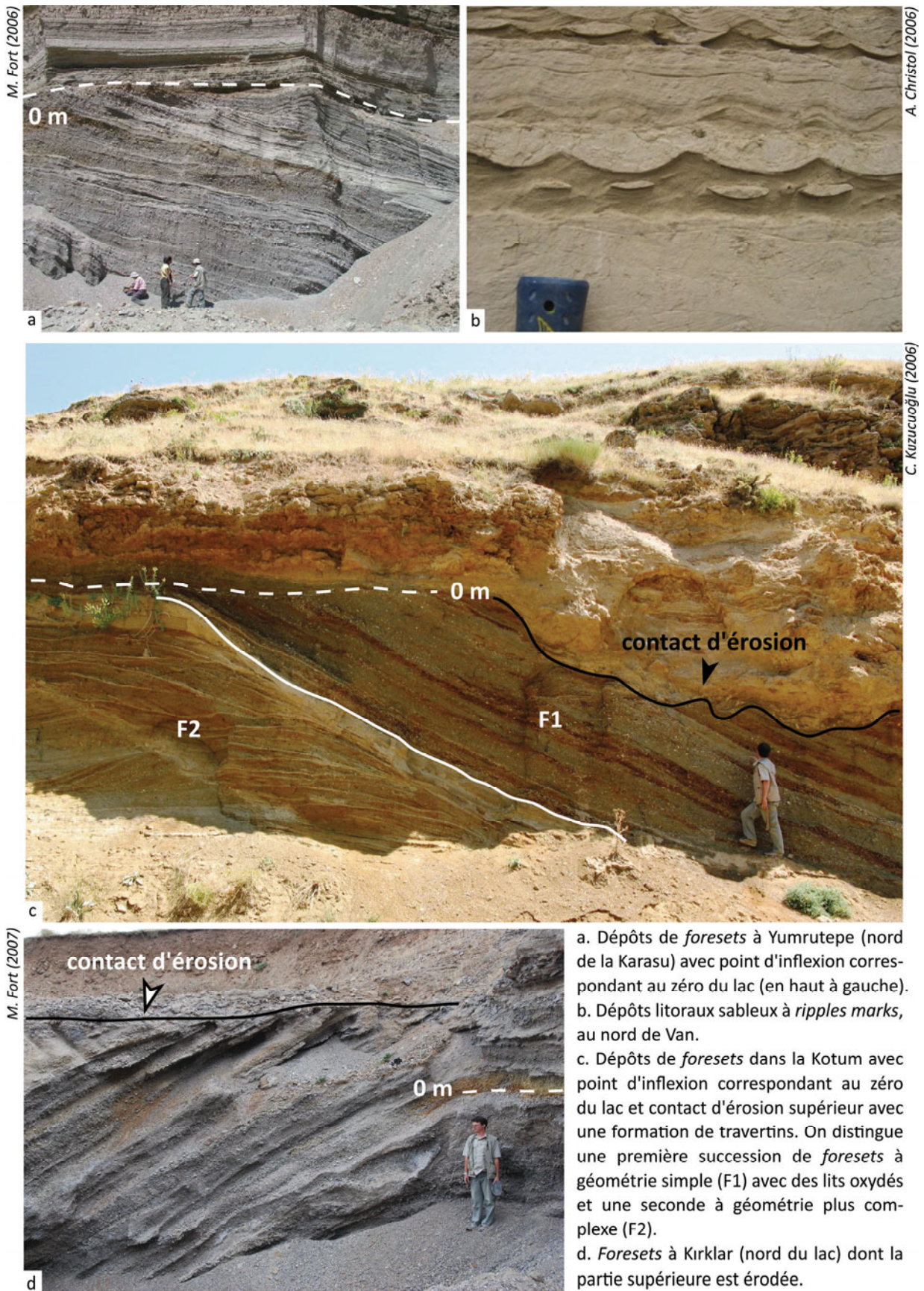


Planche 6. Les faciès deltaïques et littoraux

- Faciès littoraux

Les faciès des dépôts littoraux sont variés. Il peut s'agir de dépôts d'arrière-côte, d'avant-côte, de plage ou de cordon littoral. Les faciès littoraux sont le plus souvent sableux ou sablo-limoneux lorsqu'ils sont en position plus distale, et plus grossiers avec des galets et des graviers en position proximale. La distance à la source sédimentaire et la lithologie du sédiment jouent un rôle important sur la granularité de ces dépôts. La proximité du versant se signale par des faciès grossiers, avec des galets plus ou moins bien roulés sous l'action des vagues. La séquence d'une plage simple est triée, avec des galets en haut de plage, des graviers en partie médiane et des sables en bas de plage. Ce schéma permet, avec une relative précision, d'estimer la hauteur d'eau associée à ces séquences (<1 m) (fig. 3-3). La granularité des cordons littoraux est généralement moins hétérogène que celles des séquences de plage : un cordon peut se former en marge d'un front de cône deltaïque (graviers-sables-limons) ou fermer une lagune (limons fins). Les dépôts de cordons littoraux présentent une légère inclinaison vers le lac et sont comparables dans leur structure sédimentaire à des *foresets*. C'est aussi le cas des dépôts de plage progradante qui présentent une inclinaison des lits plus accentuée que les dépôts de plage classiques. Lorsque le plancher lacustre s'abaisse très progressivement, les dépôts littoraux sont souvent affectés par des *ripple marks*, empreintes de l'action des vagues sur le sédiment (pl. 6, photo b).

Chaque faciès du dépôt littoral indique la position du niveau supérieur du plan d'eau au moment de la sédimentation (fig. 3-3). Ainsi, l'altitude d'un dépôt de cordon littoral à galets est celle approximative de l'ancien rivage au moment de la formation du cordon. Les dépôts d'avant-côte indiquent une faible hauteur d'eau (souvent <1 m) et permettent aussi de positionner la ligne de rivage. Un dépôt de « *foresets* » de plage permet, comme pour les *foresets* deltaïques, de calculer la hauteur d'eau puisque la partie supérieure du dépôt est au ras de l'eau alors que la partie inférieure se raccorde aux dépôts d'avant-côte. Certains milieux littoraux comme les lagunes ou les marais lacustres sont sous la double influence de la dynamique lacustre et alluviale avec des faciès tout à fait caractéristiques. Souvent protégés, voire complètement fermés par un cordon (*cf.* ch. 1), leur sédimentation est liée au piégeage derrière le cordon des particules fluviales fines dans un milieu à faible énergie.

- Les faciès lacustres

Les faciès décrits ci-après sont ceux de sédiments lacustres déposés en condition d'immersion (pl. 7). La distinction entre certains dépôts de fond de lac et des dépôts de zones d'avant-côte repose sur des caractères tels que : (i) la disposition horizontale des lits, (ii) la granulométrie du dépôt, (iii) la part détritique des sédiments, (iv) les figures sédimentaires liées aux apports de rivières proches (figures de charge ou turbidites) et (v) l'action des vagues (*ripple marks*). Ces caractères renseignent sur la distance du dépôt lacustre à la côte lors de la

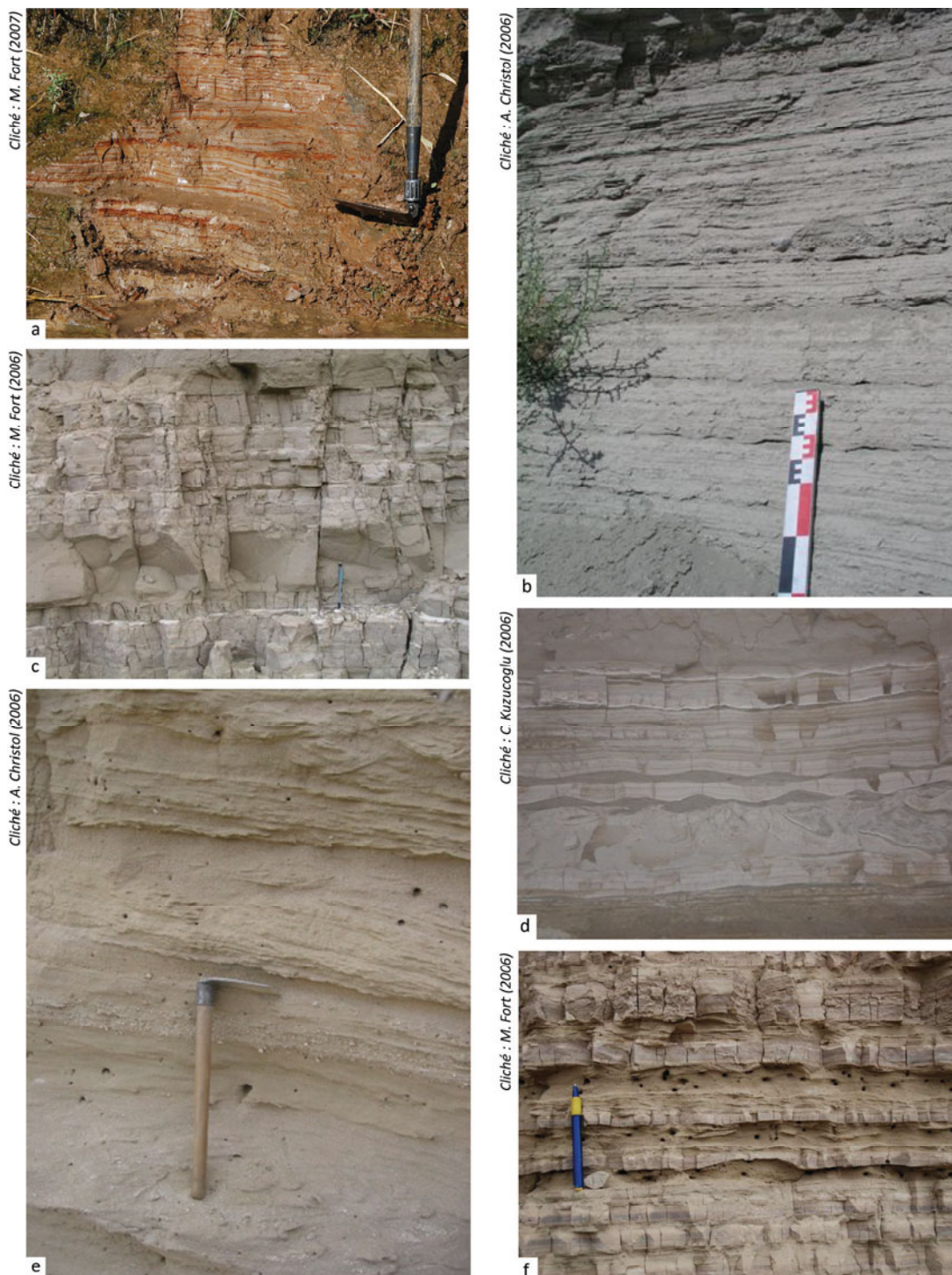
sédimentation. En outre, l'épaisseur des lits est plus mince en partie distale du système sédimentaire. Plus un dépôt lacustre est laminé, plus il correspond à un milieu de faible énergie et éloigné du rivage, c'est-à-dire des apports détritiques, des courants côtiers, de la houle et des vagues.

La présence, dans une coupe stratigraphique, de dépôts de lac offshore témoigne avec certitude d'une épaisseur de la tranche d'eau supérieure à 10 m au-dessus du fond du lac où le dépôt est en formation (fig. 3-3).

L'extrapolation de la hauteur d'eau et donc de l'altitude de l'ancien niveau du lac contemporain du dépôt reste une opération délicate et approximative. La position de la ligne de rivage est quant à elle impossible à déterminer à partir de ce type d'archive.

Parmi les faciès les plus caractéristiques de conditions de sédimentation lacustre se trouvent les séries laminées (argiles, limons fins) à structure parfaitement horizontale. La composition des lamines présentent des alternances sédimentologiques distinctes qui forment ce que les anglo-saxons appellent « rythmites⁴¹ » [Reading 1996 ; pl. 7, photo a]. Les conditions de sédimentation de ces dépôts sont très proches des conditions pélagiques marines (*cf.* p. 54). Les dépôts rythmés du lac de Van sont composés de sédiments d'origine détritique et chimique, sans matière organique [Degens et Kurtmann 1978]. Le terme de « dépôts de fond de lac » ne traduit pas toute la complexité des faciès rencontrés dans ces dépôts offshore. L'autre terme employé, *bottomsets*, pour désigner ces dépôts renvoie à leur position dans la cuvette lacustre. Pour les dépôts actuels du fond du bassin immergé comme les séries exhumées en coupes dans les terrasses des basses vallées, il est possible d'employer, pour ces dépôts rythmés, le terme de varves puisque Degens et Kurtmann [1978], Kempe et Degens [1979] et Kempe *et al.* [2002] ont montré que chaque lit correspond à une accumulation sédimentaire saisonnière [Reading, 1996]. Qu'il s'agisse de dépôts rythmés ou de varves, la sédimentation de ces dépôts requiert certaines conditions spécifiques comme (i) la variation périodique de la nature des sédiments, (ii) un taux de sédimentation important, (iii) une stratification saisonnière de la température de l'eau et (iv) la conservation favorable des sédiments. Le contexte du lac de Van est favorable à cette conservation (absence de perturbations biogéniques) tout comme sa profondeur (impact limité des courants de fond), sa morphologie sous-lacustre (fond relativement plat sur de vastes surfaces), sa stratification saisonnière [Kempe *et al.*, 1978] ainsi que son taux de sédimentation variable dans le temps. Par exemple, dans la séquence de la coupe de Güzelsu, le taux de sédimentation est de 0,9 cm/an en moyenne [Kempe *et al.*, 2002].

⁴¹ On préférera utiliser le terme français de « dépôt rythmé ».



- a. Dépôts laminés limono-argileux rythmés dans la vallée de la Zilan (hauteur photo = 1 m)
- b. Sédimentation de type *bottomsets* : faciès de limons laminés en lit fins perturbés par un apport détritique (centre droit de la photo et partie supérieure). Milieu peu profond (*ripple marks*). Yumrutepe (Karasu)
- c. Séquence laminée à limons assez massifs caractéristique d'un milieu lacustre. Les lits blancs évoquent une sédimentation en rythmites pour certaines parties de la séquence (limons). Milieu de profondeur d'eau relativement importante. (Köklüköy-Engil).
- d. Séquence de lits lacustres avec sédimentation perturbée par les vagues (*ripple marks*) et la tectonique synsédimentaire dans la partie basse du dépôt (sismites) - hauteur photo = 50 cm. Rive gauche de l'Engil, partie aval.
- e. Dépôts lacustres sableux fins de type avant-côte. L'inclinaison des lits est accentuée par la tectonique. Certains des niveaux sont fossilifères (mollusques). Beyüzümü (nord de Van)
- f. Alternance de lits limoneux laminés et de lits plus sableux dans une séquence de transition vers un lac plus profond, de type avant-côte inférieure avec variations fines du niveau d'eau. (Köklüköy-Engil).

Planche 7. Les faciès lacustres

La transition entre milieu offshore et milieu littoral (fig. 3-2 B) présente une large gamme de faciès sédimentaires. Ces faciès, plus contrastés et moins cohérents, témoignent d'une influence plus importante des apports détritiques. Relativement fins, souvent limoneux, parfois limono-sableux mais peu argileux [Degens et Kurtmann, 1978 ; Kempe *et al.*, 2002] ils présentent une structure en lits ou en bandes dont l'épaisseur n'est pas régulière car soumise aux variations des apports détritiques. La régularité de la disposition laminée suppose néanmoins que la topographique du plancher de dépôt ne soit pas trop forte. Ces dépôts présentent une faible inclinaison de leurs lits. Dans le cadre de cette étude, nous considérons les dépôts correspondant à l'avant-côte inférieure du lac de Van, malgré leur appartenance au milieu côtier au sens large, comme des dépôts proprement lacustres et ce pour deux raisons : (i) leur immersion est constante sur de très longues périodes ; (ii) ils correspondent à une hauteur d'eau pouvant être supérieure à 10 m.

A l'issue de cette présentation, il est à noter qu'aucun des sédiments de plancher lacustre décrits ne permet de dire avec précision quelle était la hauteur d'eau lors de la sédimentation. De plus, il arrive que les dépôts rythmés, comme les dépôts d'avant-côte, se déposent dans des lieux différents mais sous des profondeurs d'eau identiques. On en conclura donc que l'identification d'un faciès sédimentaire permet celle du milieu de sédimentation, mais que l'interprétation du dépôt en termes de niveau d'eau reste une affaire délicate dont la marge d'erreur s'accroît avec la profondeur. La plupart des faciès permettent malgré tout d'avoir une estimation de la hauteur d'eau d'une précision satisfaisante pour notre objectif (1 m près des côtes, 5 m à l'avant-côte, supérieure à 10-15 m pour des *bottomsets* plus ou moins limoneux ; fig. 3-3). D'après Kempe *et al.* [2002], pour un dépôt varvé argileux, la tranche d'eau sus-jacente doit être supérieure à 30 m (absence d'influence des vagues). Pour un dépôt laminé offshore non varvé, la tranche d'eau peut être inférieure à 30 mètres mais reste supérieure à 10 m. Pour un dépôt plus proximal, la hauteur d'eau est comprise entre une dizaine de mètres et moins d'un mètre. En dessous d'un mètre, la hauteur d'eau n'est pas pertinente car inférieure à la variation annuelle (~50 cm/an).

On constate que la hauteur d'eau lors de la sédimentation n'est qu'un des éléments parmi d'autres qui explique un faciès lacustre mais c'est celui qui nous intéresse en premier lieu.

- *Les faciès fluviatiles*

Alors que le milieu deltaïque est un milieu « de transition » entre milieu lacustre et milieu fluviatile, ce dernier présente des faciès distincts et évoquent des environnements différents. Ils indiquent une paléo-plaine alluviale construite en relation avec le niveau de base⁴² d'une paléo-rivière. Dans le contexte du lac de Van, la présence d'un dépôt fluviatile dans une séquence

⁴² Point le plus bas vers lequel la rivière s'écoule. Dans notre étude, le niveau de base de référence est le lac de Van.

prouve que la position du lac se trouvait, à un moment donné, plus en retrait et plus bas que le site étudié.

Les dépôts fluviatiles sont de faciès beaucoup plus grossiers (pl. 8) que les dépôts lacustres, étant donné l'énergie des courants beaucoup plus forte dans une rivière. En effet, les faciès fluviatiles reflètent et répondent à la compétence et à la capacité des rivières ainsi qu'à la configuration de leur lit. Par exemple, la granularité est liée au débit de la rivière et à la position du dépôt dans l'hydrosystème fluviale et/ou le chenal (un dépôt de charge de fond présente une granularité grossière avec galets et graviers, pl. 8, photo a). Une forte proportion d'éléments grossiers dans un dépôt indique une sédimentation en amont et/ou à la marge de l'hydrosystème (à proximité de versants). Un dépôt de limons fins correspond aux particules en suspension dans le chenal qui se déposent dans le lit de la rivière lors d'inondations. Dans un même lit la granularité peut inclure des galets et des graviers, des sables grossiers ou des particules fines ; mais ces éléments restent toujours bien triés dans leur classe granulométrique (pl 8, photo b). Les structures fluviatiles sont spécifiques avec des stratifications croisées (pl. 8, photo c), des petits chenaux, des structures progradantes dans les dépôts plus grossiers et l'absence de litage parfois soulignée de graviers pour les dépôts fins d'inondation.

La caractéristique principale des séquences fluviatiles est la forte variation latérale des faciès qui s'accroît dans une plaine alluviale de grande dimension. Les dépôts fluviatiles montrent des incisions et des emboîtements qui répondent aux divagations latérales du cours d'eau et/ou aux variations longitudinales du profil de la rivière.

La rivière ajuste son profil longitudinal en fonction d'un niveau de base. Lorsque le niveau de base baisse les processus d'incision s'intensifient, tandis que quand il s'élève les processus d'aggradation s'accroissent (*cf. infra*). De fait, l'accumulation continue des dépôts fluviatiles témoigne de la montée du niveau de base, et/ou de la constance de l'aggradation sédimentaire dans le fond de vallée. Toute variation positive du niveau d'eau du lac (à l'aval du système) accentuera la vitesse de la sédimentation en amont du rivage jusqu'à rétablissement d'un nouveau profil d'équilibre.



- a. Dépôt fluviatile grossier à galets roulés avec matrice sableuse grossière. Rivière à gros débit (lit en tresse ?). Présence de gros fossile (os de *bos*). Kotum.
- b. Séquence fluviatile sableuses avec lits progradants (limons, sables bruns/gris). Köprübaşı (Karasu).
- c. Séquence fluviatile avec sables, graviers et cailloutis de type chenal. Lits entrecroisés caractéristiques (partie médiane de la photo) et lits progradant dans le sens du courant (partie supérieure de la photo). Yumrutepe (Karasu).



Planche 8. Les faciès fluviatiles

II.2. Relations entre dépôts, niveaux lacustres et dynamiques sédimentaires

II.2.a. Du dépôt au niveau lacustre

Les reconstitutions menées à partir des dépôts s'accompagnent d'une terminologie précise dans laquelle nous avons choisi de distinguer le terme de « paléoniveau lacustre » de celui d' « ancien niveau lacustre ».

Nous entendons par paléoniveau lacustre une donnée provenant d'indicateur(s) précis permettant la mesure altitudinale d'un ancien niveau du lac. Un paléoniveau est donc défini : (i) par une altitude ; (ii) par des caractères morphosédimentaires spécifiques. Le terme de paléoniveau lacustre doit être utilisé avec précaution et ne peut l'être que si l'indice retrouvé pour le définir est suffisamment précis pour permettre une mesure altimétrique. Un « ancien niveau lacustre » n'a pas cette précision.

Il n'est pas toujours possible d'obtenir l'altitude précise d'un ancien niveau d'eau. En effet, la conjonction de certains indicateurs utilisés pour cette étude permet d'obtenir une altitude minimum ou maximum de l'ancien niveau d'eau, celle-ci est alors attribuée à un « ancien niveau du lac ».

Les indicateurs sédimentaires sont les plus à même de déterminer des paléoniveaux lacustres. Les séquences sédimentaires anciennes préservées de l'érosion contiennent, ou sont susceptibles de contenir, des unités sédimentaires dont les caractéristiques permettent d'établir l'altitude d'un ancien niveau d'eau. Parmi ces caractéristiques seul le point d'inflexion entre une séquence de « *foresets* » et des « *topsets* » permet la détermination d'un paléoniveau lacustre (pl. 6, p. 100).

La reconstitution d'anciens niveaux lacustres passe (i) soit par le repérage et l'identification d'indicateurs directs de paléoniveaux lacustres *stricto sensu*, (ii) soit par l'estimation de l'altitude et de la position de la cote du lac à partir de *proxies* (indices indirects) sédimentaires ou morphologiques. De façon complémentaire, les faciès sédimentaires rencontrés (deltaïques ou littoraux à cordon ou à falaise) renseignent sur la morphologie du littoral et sur la nature de la ligne de rivage associée.

La mesure d'un paléoniveau lacustre effectuée sur le terrain ne doit toutefois pas toujours être prise comme une preuve absolue de l'emplacement du rivage à cet endroit et à l'altitude mesurée. Des déformations peuvent en effet s'être produites (grands glissements de terrain, jeux et rejeux de faille) entre la mise en place du dépôt témoignant de l'ancien niveau d'eau et sa configuration actuelle (emplacement, altitude) (*cf. infra*).

Les variations du niveau du lac reconstituées à partir des milieux de sédimentation concernent à la fois des transgressions (longues séquences transgressives) et de plus petites oscillations (à l'intérieur d'une même séquence). Pour une même séquence, on dispose d'un niveau d'eau minimum et d'un niveau d'eau maximum estimés à partir des faciès sédimentaires situés à la base et au sommet de la séquence. Des paléoniveaux intermédiaires sont aussi identifiables. Les faciès ne permettent pas de définir les relations spatiales et chronologiques des unités sédimentaires, ce qui rend nécessaire le recours à l'analyse stratigraphique des dépôts.

II.2.b. Stratigraphie des dépôts

La stratigraphie permet déterminer des unités sédimentaires, dans une même coupe, avec la mise en évidence de contacts et la détermination des relations entre différents dépôts (géométrie, architecture). Dans les séquences sédimentaires, la géométrie des unités stratigraphiques différenciées et associées à des assemblages de faciès fournit des indications sur la logique de succession des milieux de sédimentation et des variations du niveau d'eau associées. Chaque séquence sédimentaire est définie par la succession verticale de dépôts témoignant d'une même tendance transgressive du niveau du lac (avec d'éventuelles baisses intermédiaires) et donc à un même cycle lacustre⁴³.

Les corrélations stratigraphiques réalisées entre différents sites permettent de déterminer de longues séquences continues ou discontinues à l'architecture parfois complexe.

- Les types de séquences

On peut distinguer deux types principaux de séquences : les séquences continues et les séquences discontinues. En contexte de sédimentation lacustre, l'accumulation des dépôts peut se faire en continu, sans hiatus (sans unité manquante) ni contact d'érosion. Cela traduit en général la permanence temporelle de la dynamique sédimentaire lacustre et de la présence continue du lac quelle que soit sa profondeur (milieux immergés). Cette continuité des séquences présente également des alternances de dynamiques sédimentaires plus nuancées (offshore-deltaïque) sans ruptures stratigraphiques. A l'inverse une séquence discontinue, érodée en contexte continental, présente des hiatus (niveaux d'érosion ou absence de dépôts). Cela se traduit dans le temps par la succession d'environnements sédimentaires contrastés et entrecoupés de phases d'incision (alternance dynamiques fluviale et lacustre). Dans les séquences à géométrie complexe, il arrive que dépôts lacustres et continentaux se succèdent sans réelle discontinuité ou phase d'érosion intermédiaire. Cela s'explique par la rapidité des processus de sédimentation. Par exemple, le passage d'un dépôt lacustre d'avant-côte à un dépôt littoral peut se faire sur un temps très court. Ce type de séquence exprime des variations rapides du niveau du lac. On notera, en revanche, qu'un dépôt alluvial ne peut reposer sur un dépôt lacustre sans phase d'érosion intermédiaire, même très courte alors que la succession contraire, dans une séquence continue, est possible et correspond à l'immersion d'une plaine alluviale par le lac.

⁴³ Un cycle lacustre est défini d'un point de vue hydrologique par une longue transgression suivie d'une longue régression lesquelles s'expriment dans la stratigraphie des dépôts de la vallée. Dans les séquences sédimentaires appartenant à un même cycle lacustre, des unités à faciès transgressifs en contact discontinu avec des unités supérieures témoignent d'oscillations intermédiaires du niveau lacustre.

- Altérations et déformations

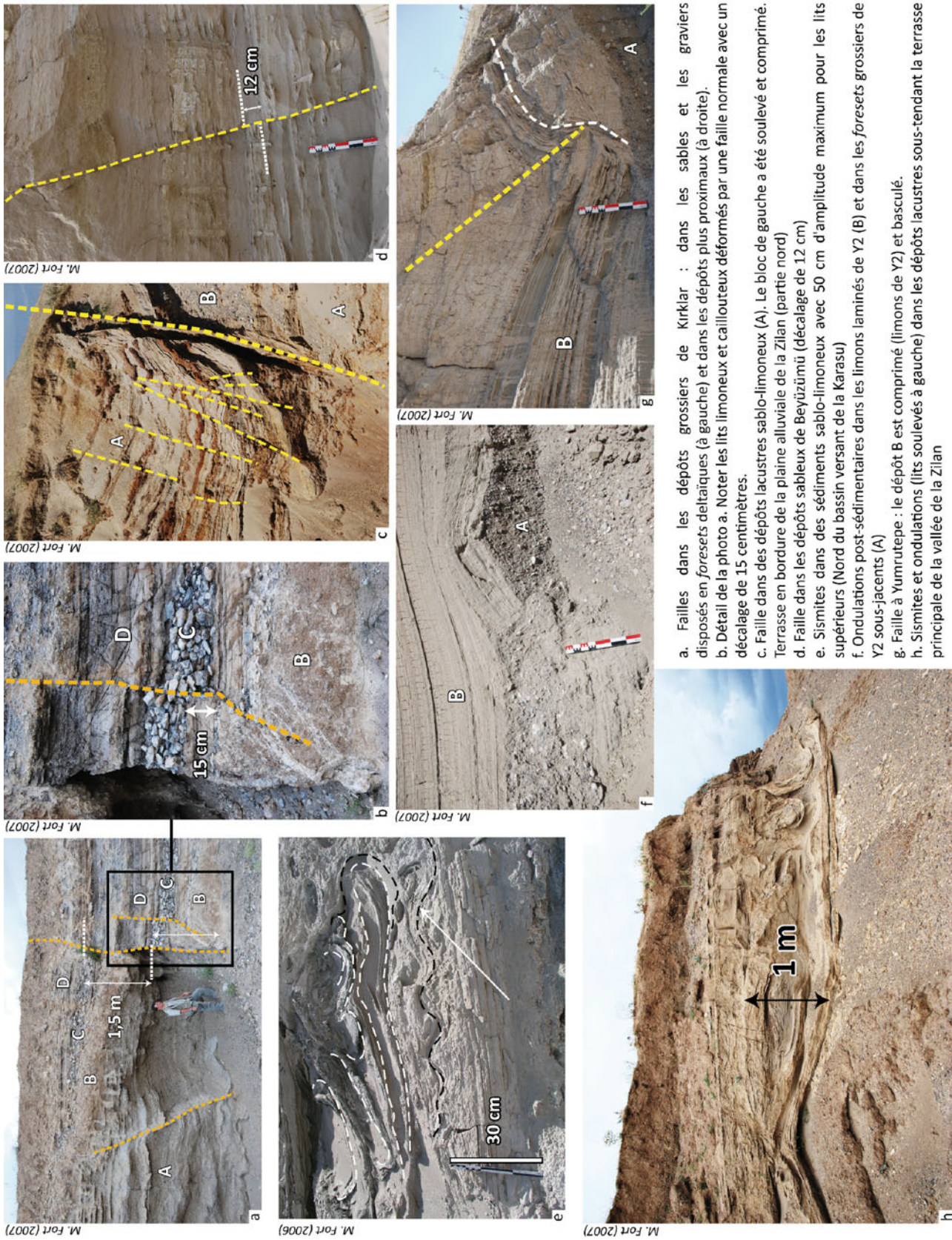
L'altération des sédiments est fonction des conditions environnementales qui ont succédé à la sédimentation du dépôt. Lors du retrait du lac, les sédiments qu'il a déposés sont mis à l'affleurement. En position subaérienne, la partie superficielle du dépôt sédimentaire subit l'action des agents météoriques. Un contexte favorable à l'activité biologique (biostasie) est à l'origine d'une altération du dépôt. Dans ce cas, le dépôt subit une pédogenèse sous l'effet du développement du couvert végétal. Cette altération entraîne le développement de sols plus ou moins épais et plus ou moins riches en matière organique. En situation de rhéxistase, les agents météoriques entraînent l'érosion partielle ou complète du dépôt. On parlera de paléosol (sol fossilisé) lorsqu'un sol développé sur un dépôt alluvial ou lacustre a été recouvert par un autre dépôt.

L'oxydation du fer ou bien l'accumulation d'oxydes dans des conditions réductrices, présence d'eau dans le sédiment, en surface et/ou en profondeur, altèrent le dépôt et lui donnent une couleur rougeâtre ou orangée. Aussi n'est-il pas rare, après ou au cours de la sédimentation, qu'une partie du dépôt soit oxydée et présente une telle couleur à affleurement tandis qu'une autre partie n'en présente pas. Par conséquent, ce type d'altération est un élément à invoquer avec précaution dans la différenciation de deux unités stratigraphiques.

Les déformations que l'on rencontre dans les dépôts fluvio-lacustres sont syn-sédimentaires ou post-sédimentaires.

Les déformations syn-sédimentaires sont théoriquement liées à des figures de charge et/ou à des séismes [Reading, 1996]. A Van, nombre de ces déformations sont d'origine sismique et tectonique et correspondent à des sismites (pl. 9, photos e et h) [Üner, 2010]. Ces dernières se sont formées de préférence à partir de dépôts sablo-limoneux saturés en eaux. Cette saturation a provoqué la liquéfaction du sédiment au moment de la secousse sismique, favorisant la déformation du dépôt [Lignier, 2001]. Du fait du contexte tectonique et volcano-tectonique de la région, les sédiments du lac de Van sont fort logiquement très affectés par ces déformations [Üner, 2010].

Les déformations post-sédimentaires sont dues à l'activité de failles (tectonique locale) ou de micro failles dans les sédiments. Selon l'intensité de ces phénomènes, ces déformations se caractérisent par des soulèvements verticaux de plusieurs mètres, pouvant affecter des affleurements entiers et engendrer des perturbations dans la stratigraphie des séquences avec des décalages importants entre les unités stratigraphiques. Lors de l'analyse stratigraphique des dépôts il est nécessaire de prendre en compte ces décalages altitudinaux pour l'établissement des corrélations entre séries sédimentaires et pour l'interprétation de certains anciens niveaux lacustres.



a. Failles dans les dépôts grossiers de Kirklar : dans les sables et les graviers disposés en foresets deltaïques (à gauche) et dans les dépôts plus proximaux (à droite).
 b. Détail de la photo a. Noter les lits limoneux et caillouteux déformés par une faille normale avec un décalage de 15 centimètres.
 c. Faille dans des dépôts lacustres sablo-limoneux (A). Le bloc de gauche a été soulevé et comprimé. Terrasse en bordure de la plaine alluviale de la Zilan (partie nord)
 d. Faille dans les dépôts sableux de Beyüzümü (décalage de 12 cm)
 e. Sismites dans des sédiments sablo-limoneux avec 50 cm d'amplitude maximum pour les lits supérieurs (Nord du bassin versant de la Karasu)
 f. Ondulations post-sédimentaires dans les limons laminés de Y2 (B) et dans les foresets grossiers de Y2 sous-jacents (A)
 g. Faille à Yumruktepe : le dépôt B est comprimé (limons de Y2) et basculé.
 h. Sismites et ondulations (lits soulevés à gauche) dans les dépôts lacustres sous-tendant la terrasse principale de la vallée de la Zilan

Planche 9. Les déformations sédimentaires

- Architecture des dépôts et dynamiques associées

La géométrie des dépôts permet de mettre en évidence la succession des dynamiques sédimentaires dominantes (continentale ou lacustre). Les dépôts d'interfaces littoraux ou deltaïques se prêtent bien à ce type d'interprétations. Du point de vue théorique, l'architecture des dépôts deltaïques est issue de la relation entre la sédimentation (fourniture sédimentaire du bassin versant) et l'accommodation, c'est-à-dire le volume disponible (qui renvoie à la morphologie de la cuvette) pour le dépôt du sédiment (fig. 3-4) [Homewood *et al.*, 2000].

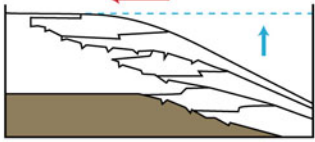
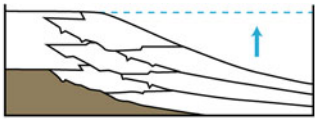
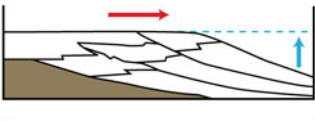
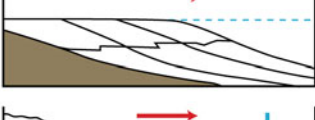
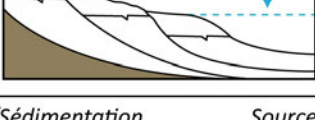
Lors de phases de progradation deltaïque⁴⁴, les apports sédimentaires provenant du bassin versant sont importants et le delta (ou le cône deltaïque) progresse avec l'accumulation de *foresets*. La progradation et sa structure associée expriment un retrait du lac : (i) « forcé » par les apports sédimentaires à condition que le niveau du lac soit stable ; (ii) lié à une régression « hydrologique » soulignant la faiblesse des apports sédimentaires (débits décroissants). À l'inverse, la dynamique d'aggradation se produit quand le volume d'eau lacustre croît en même temps que le volume sédimentaire. On parlera de rétrogradation quand la fourniture sédimentaire du bassin versant devient insuffisante pour permettre la conservation de l'équilibre aggradant en contexte de transgression. Cette dernière situation est vraisemblablement celle qui est à l'œuvre dans les interfaces actuelles.

L'architecture sédimentaire des dépôts deltaïques actuels et passés du lac de Van reflètent l'évolution combinée de la cuvette lacustre et de la dynamique sédimentaire du bassin versant. Dans le cas de deltas anciens, les structures que l'on retrouve dans les séquences peuvent être très complexes. En effet, pour un même espace (faible variation de la localisation de la ligne de rivage dans le temps), les dépôts enregistrent la succession des dynamiques accompagnant les oscillations de faible ou forte amplitude du niveau lacustre. La géométrie des dépôts se caractérise par « l'empilement » de structures de progradation, d'aggradation et de rétrogradation. Sur la zone de retraits/avancées deltaïques, les séquences présentent des unités à *foresets* déposés sur d'autres dépôts plus anciens associés ou non à la même dynamique progradante. Entre les deux corps sédimentaires, les discontinuités stratigraphiques témoignent de phases érosives intermédiaires (retraits du lac, émergence du delta).

Ainsi la lecture de la géométrie des dépôts deltaïques est riche d'indications sur le fonctionnement du lac et de son bassin versant. Cependant, la réalité du terrain ne permet pas toujours de lire la structure complète des dépôts (verticalement et horizontalement) faute d'affleurements suffisants. Du fait de la dispersion des éléments sédimentaires dont nous disposons sur le terrain, l'analyse stratigraphique et la reconstitution des dynamiques sédimentaires s'apparentent plus à un puzzle qu'à la lecture d'un parchemin que l'on déroule,

⁴⁴ D'après Homewood [2000], la progradation se produit quand le rapport A/S (accommodation/sédimentation) est compris entre 0 et 1.

d'où l'importance de se doter de mesures précises pour corréler les différentes unités sédimentaires (*cf. infra*)

Rapport A/S*	Architecture stratigraphique	Géomorphologie dynamique	Comportement du lac	Position de la ligne de rivage
$A/S > 1$		Rétrogradation	Transgression	Avancée vers le continent
$A/S = 1$		Aggradation	Transgression	Stabilisation
$0 < A/S < 1$		Progradation et aggradation	Transgression forcée	Recul vers le lac
$A/S = 0$		Progradation	Stabilisation Régression forcée	Recul vers le lac
$A/S < 1$		Progradation et érosion	Régression	Recul vers le lac

* Accommodation/Sédimentation

Sources : Modèle géomorphologique d'après Homewood (2000) et complété

Figure 3-4. Architecture des dépôts deltaïques. D'après Homewood *et al.* [2000]

Tous les dépôts sédimentaires ne sont pas des indicateurs de même qualité pour la reconstitution des anciens niveaux lacustres. Les éléments théoriques présentés suggèrent de s'intéresser en particulier aux séquences deltaïques qui, grâce au point d'inflexion entre *topsets* et *foresets*, sont les seules à pouvoir donner une altitude précise d'un niveau lacustre. Au cours de nos recherches, la diversité des faciès ne doit cependant être ni ignorée, ni sous-estimée. La connaissance du milieu de sédimentation, même si ce dernier ne fournit qu'une indication relative du niveau du lac, reste l'élément clé pour comprendre et reconstituer, dans le temps, les interactions sédimentaires entre le bassin versant et le lac.

A l'inverse, les morphologies des basses vallées dont la morphogénèse est postérieure à la présence du lac ou synchrone du retrait du lac ne peuvent pas renseigner sur l'épaisseur de la tranche d'eau. Cependant, leur morphogénèse est liée à l'incision des rivières contrôlée par les fluctuations du niveau de base.

III. Les terrasses : indicateurs morphologiques des fluctuations du niveau de base

III.1. L'analyse morphologique et son intérêt dans la reconstitution des anciens niveaux lacustres

III.1.a. Principes de l'analyse morphologique

Notre analyse géomorphologique porte sur des formes héritées, localisées pour la plupart dans les basses vallées.

Dans un premier temps, il s'agit de décrire des topographies relatives aux terrasses : plans inclinés, talus, liens avec le réseau hydrographique actuel, etc. Du point de vue méthodologique, cette analyse repose sur des levés de profils transversaux et longitudinaux tracés à partir de la carte topographique au 1/25000e (précisés par des relevés GPS, cf. ch. 4) et des observations de terrain.

Dans un second temps, nous nous sommes attachés à comprendre les liens morphologiques entre les différentes terrasses identifiées au sein d'une même vallée. Nous avons appliqué aux différents niveaux de terrasse une numérotation (Tx) conforme à la disposition des terrasses depuis l'amont vers l'aval. Lorsque des équivalences sont établies pour les deux versants de la vallée, on donne le même numéro aux deux terrasses d'altitude équivalente situées de part et d'autre de la vallée.

Un des objectifs de cette méthode est d'utiliser les symétries d'une rive à l'autre afin de valider un schéma d'ensemble de la disposition des terrasses. Il s'agit aussi de mettre en évidence, dans l'axe transversal de la vallée, d'éventuelles terrasses non appariées témoignant de l'évolution géomorphologique dissymétrique de la vallée.

A l'échelle d'une section de vallée, il s'agit de rechercher des ruptures topographiques longitudinales, entre les sites choisis pour l'analyse des dépôts, expliquant des évolutions géomorphologiques contrastées d'amont en aval.

III.1.b. Variations du niveau de base et formes héritées

La géomorphologie actuelle de la région (formes vives et formes héritées) a enregistré des changements morphogéniques successifs, résultant principalement des variations du niveau de base du réseau hydrographique régional c'est-à-dire le lac de Van.

Connaître les formes actives dans leur contexte dynamique n'est pas suffisant pour interpréter les morphologies et paysages actuels en termes de paléogéographie. Une fois désactivée, toute forme subit une évolution sous l'effet de nouveaux processus tels que l'érosion régressive, l'incision ou le nivellement (pl. 10). Les processus d'abrasion lacustre ou d'érosion

fluviale associés à des régressions lacustres succèdent à des processus de sédimentation engendrés par des transgressions lacustres.

Les variations successives du niveau de base régionale entraînent dans les vallées une succession d'ajustements morphologiques. Les phases d'extension lacustre sont favorables aux remplissages des vallées et à la construction de formes d'accumulation tandis que les phases de retraits provoquent, selon leur amplitude, soit le développement de surfaces de regradation⁴⁵ [Klein, 2001], marquant une évolution transitoire avant soit l'incision du réseau hydrographique sous la forme de terrasses dans le nouveau fond de vallée (les marges de la vallée conservent leurs surfaces de regradation). Les phases de stagnation ou d'équilibre sont marquées par le nivellement des surfaces de terrasses et la construction de formes d'interface littoral de type delta, marais, lagunes, flèches, cordons etc.

⁴⁵ D'érosion lors du retrait progressif du lac.

- a. Terrasse (T) en rive droite de la Karasu, érodée dans les formations lacustres (+substrat?), dominant la plaine alluviale PA (1690 m). Un second niveau topographique est visible en arrière-plan (pointillé).
- b. Rebords de terrasse en bordure de l'embouchure de la Karasu avec niveaux de terrasses supérieure (Ts) et inférieures (Ti).
- c. Plaine alluviale de l'Engil limitée par la terrasse principale (1685 m) et son rebord d'érosion dans les formations tendres lacustres.
- d. Chenal actuel de la rivière Engil, plaine alluviale (PA) et la terrasse principale (T) au second plan et le travertin en arrière-plan (trav.).
- e. Talus d'érosion de la grande terrasse (T) à l'aval de la rivière Zilan incisée par un vallon (V) en bordure de la plaine alluviale (PA).
- f. Basse terrasse (Bt) dans la plaine alluvio-deltaïque (PA) de la Bendimahi.
- g. Le système de terrasses de l'Engil : un niveau principal en arrière plan (Ts) qui se raccorde à la plaine alluviale (PA) par un jeu de talus et de terrasses inférieures. Celles-ci sont découpées localement en buttes résiduelles (B).
- h. Haute terrasse (T) au sud est du lac (Kotum) avec un talus bien marqué dans les formations lacustres tendres. On distingue l'autre partie (rive gauche) du système de terrasses en arrière-plan.
- i. Terrasses en marche d'escaliers (Ta, Tb) en rive gauche de la Kotum.

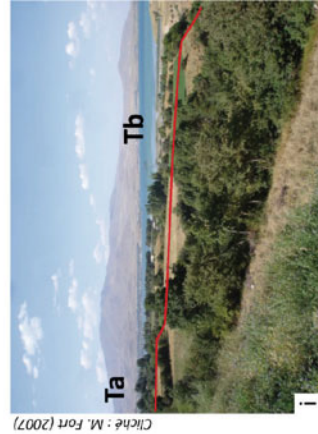
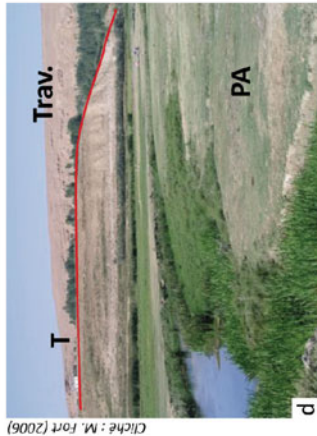
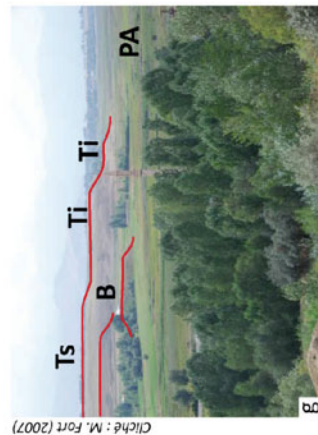
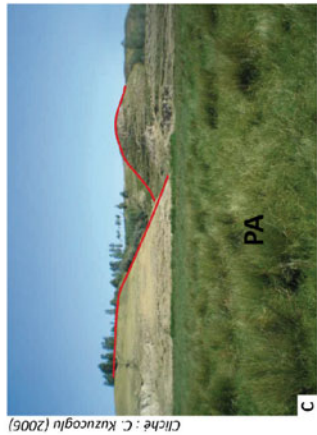
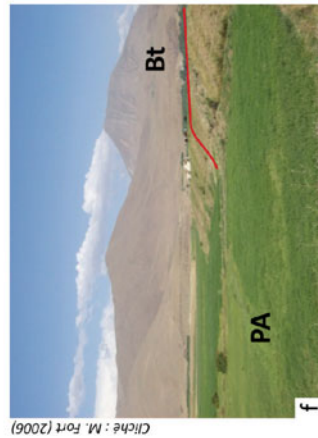
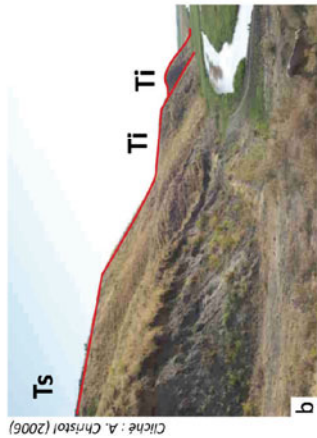
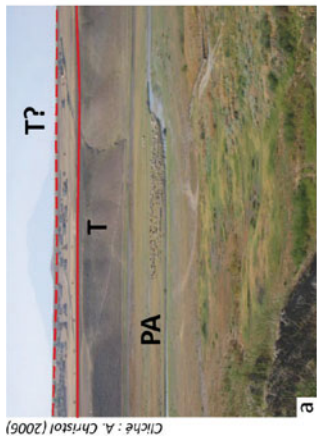


Planche 10. Les morphologies de terrasses

III.2. Les terrasses : définitions et descriptions

III.2.a. Description des morphologies propres à tous les types de terrasses

Dans le bassin versant du lac de Van, les basses vallées sont occupées par des terrasses dont l'élaboration résulte de variations du niveau du lac et des processus d'érosion et d'incision associés à ces variations.

Nous appelons *terrasse* la forme composée d'une surface horizontale ou subhorizontale qui en amont se distingue du versant auquel elle se rattache, et se termine en aval par un rebord à pente plus forte que sa surface. Les terrasses du bassin versant du lac de Van sont perchées au-dessus du lac ou des fonds de vallée car déconnectées de l'hydrographie et des processus d'incision fluviale ou d'accumulation fluvio-lacustre actuels. Ces terrasses se repèrent dans le paysage par leur talus plus ou moins escarpés et leurs vastes surfaces subhorizontales (pl. 10).

Une terrasse, peu complexe du point de vue morphologique, est sous-tendue par des dépôts dont les faciès sédimentaires sont le plus souvent composites et la géométrie parfois complexe (*cf. supra*); et donc impliquent une évolution morphosédimentaire antérieure à l'élaboration de la terrasse (*cf. infra*).

Les surfaces des terrasses faiblement inclinées vers le lac [Valeton, 1978] sont, à Van, soit d'anciennes plateformes lacustres émergées (ayant subi des processus de regradation), soit des formes taillées dans les sédiments lacustres et deltaïques accumulés dans les basses vallées sans que l'aspect tabulaire du dépôt ait été grandement modifié. Quelles soient peu ou fortement érodées, les terrasses du lac de Van sont essentiellement des terrasses d'érosion sous-tendues par des dépôts lacustres et/ou fluviaux. Toutes ces terrasses témoignent de niveaux de base plus hauts que l'actuel. Dans tous les cas l'incision à l'origine des terrasses est fluviale, causée par un abaissement du niveau de base.

Autour du lac de Van, le développement des terrasses s'inscrit dans un modèle théorique construction-émersion-incision. Ce modèle est la simplification d'une réalité qui peut se complexifier avec le temps, notamment quand s'ajoute l'impact de la tectonique. Les terrasses sont les meilleurs indicateurs morphologiques dont nous disposons aujourd'hui pour reconstituer les évolutions géomorphologiques associées aux variations du niveau du lac.

La position d'une terrasse dans la disposition du relief ne suffit pas à elle seule à l'identifier et *a fortiori* à en déterminer le type. L'analyse morphologique permet (i) de repérer le nombre de terrasses, (ii) de mettre en évidence la disposition des terrasses depuis l'amont jusqu'à l'aval (ici le trait de côte) de la section de vallée étudiée et (iii) d'identifier le type de relations établies entre elles (emboîtement, paliers dans une même régression, étage) et la géométrie des dépôts qui les sous-tendent. Les profils transversaux et longitudinaux de la vallée permettent d'étudier l'organisation des terrasses. La typologie des terrasses présentée montre

des modèles morphostratigraphiques (fig. 3-5) adaptés au contexte géomorphologique des vallées étudiées.

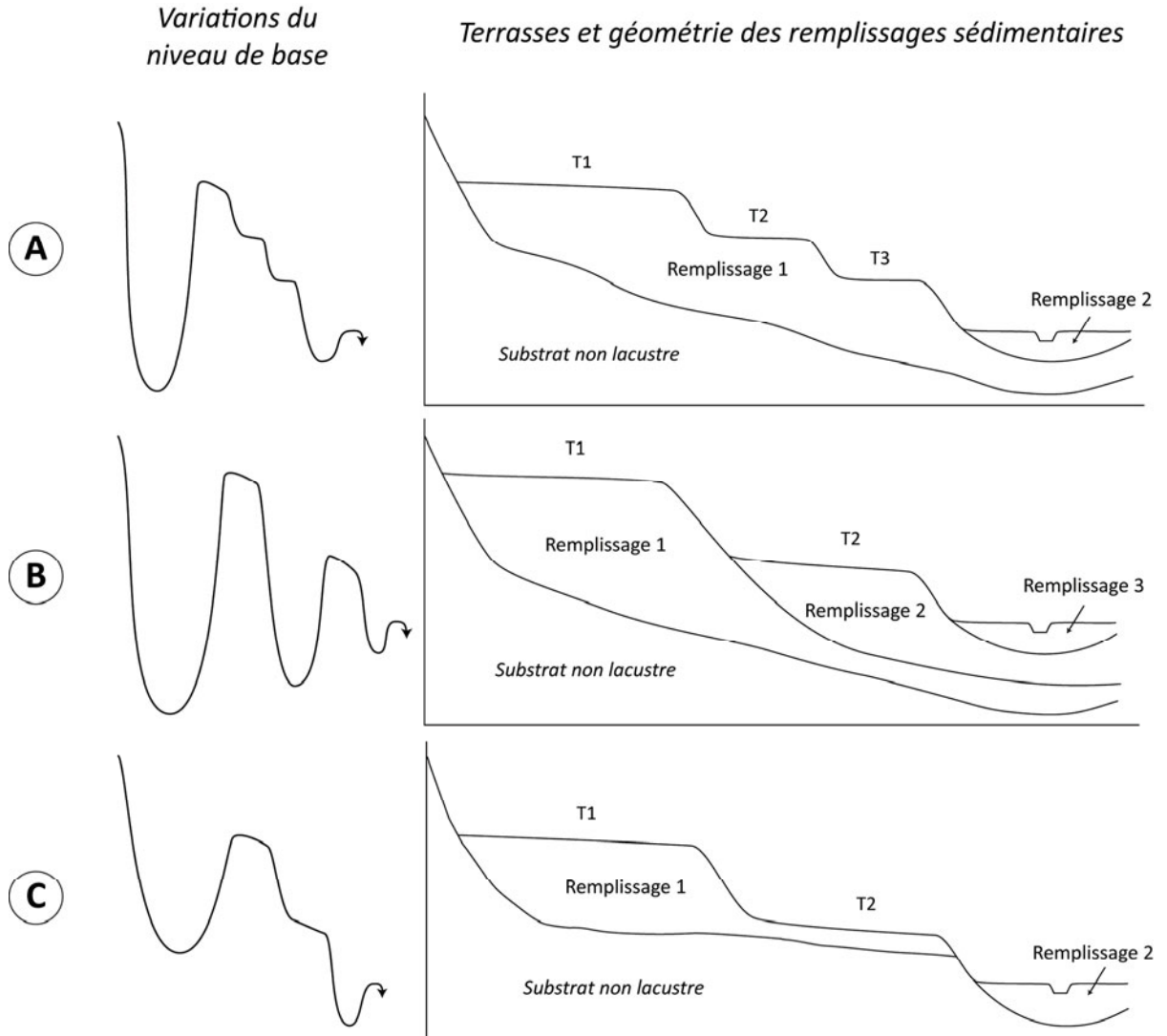


Figure 3-5. Typologie des terrasses autour du lac de Van
A. Etagement. B. Avec emboîtement. C. Etagement avec érosion du substrat

Les terrasses témoignent de processus d'émersion, d'érosion ou d'incision plus ou moins rapides et plus ou moins intenses à partir d'une accumulation sédimentaire ou d'un substrat rocheux. De bons exemples sont fournis par les terrasses d'érosion régressives du lac Lisan [Abu Ghazleh et Kempe, 2009]. La surface d'une terrasse d'érosion peut recouper plusieurs formations sédimentaires, d'où parfois l'aspect composite de ce type de terrasse en termes de formations affleurantes à sa surface. Les terrasses d'érosion peuvent être associées à différents

« substrats » : (i) anciennes formations lacustres ou fluvio-lacustres, (ii) formations quaternaires non lacustres ou non fluvio-lacustres, (iii) formations pré-quaternaires.

Il est possible de retenir plusieurs modèles concernant la géométrie spécifique des terrasses (fig. 3-5, A, B et C). Le modèle d'interprétation dépend des relations stratigraphiques, des variations du niveau de base, des changements de milieux de sédimentation et de l'impact de l'activité tectonique. Une même vallée peut contenir autant de combinaisons de ces géométries qu'il y a de terrasses. Dans les paysages actuels, les morphologies peuvent paraître identiques d'une terrasse à l'autre (surface plane, rebord d'érosion), alors que la géométrie des dépôts révèle le plus souvent des ruptures, des discordances et des discontinuités. Dans le contexte du bassin du lac de Van, nous retenons trois types de combinaisons morpho-sédimentaires théoriques : la disposition « en marches d'escalier » ou « étagement » lorsque, quel que soit le nombre de terrasses du système, une seule accumulation sédimentaire est incisée (fig. 3-5, A) ; l'emboîtement simple, lorsque le nombre de terrasses correspond au nombre de remplissages sédimentaires incisés (fig. 3-5, B) ; et l'étagement avec érosion du substrat non lacustre entre les deux terrasses (fig. 3-5, C). Des évolutions plus complexes avec des systèmes de terrasses qui combinent ces schémas existent cependant.

III.2.b. Types de terrasses et géométrie des accumulations associées : implications sur la reconstitution de l'évolution du niveau du lac

- *La disposition en « marches d'escalier » ou étagement*

La morphogenèse des terrasses étagées résulte de deux phases d'évolution principales dont les deux premières sont valables pour tous les types de terrasses et que nous ne définirons qu'une fois :

1 - L'accumulation des sédiments dans un contexte de niveau de base élevé (haut niveau lacustre).

Les paléotopographies antérieures à cette phase d'accumulation sont remblayées, recouvertes et fossilisées. L'accumulation sédimentaire peut se faire à des rythmes très différents selon les milieux et les dynamiques : l'épaisseur des dépôts est liée à la proximité de la source sédimentaire contrôlant la vitesse d'accumulation et au volume de l'espace d'accommodation. Tant que les processus et le rythme de sédimentation se maintiennent, l'accumulation se fait de façon continue jusqu'à ce que l'abaissement du niveau de base arrête puis inverse la tendance.

2 - Avec la baisse du niveau de base, en conditions d'exondation, les formations sédimentaires antérieures commencent à être érodées.

La vitesse avec laquelle le niveau de base s'abaisse commande l'aspect superficiel de la surface de la terrasse. Si le niveau du lac s'abaisse lentement, le plan de la terrasse sera une surface de regradation inclinée, jalonnée parfois par une série de cordons littoraux (galets) qui

matérialisent le retrait progressif des lignes de rivage en direction du centre du lac. Si le niveau du lac baisse brusquement, le plan de la terrasse sera une surface d'abandon correspondant à l'ancien plancher lacustre [Klein, 2001]. Puis, l'incision des dépôts sera l'œuvre soit de l'encaissement du cours d'eau, soit de l'action érosive du lac (falaise) contrôlée par la nouvelle position du niveau de base.

3 - Une régression lacustre se produit en plusieurs étapes «engendrant» autant de niveaux de base qui contrôlent autant de niveaux d'encaissement des cours d'eau. Ces différents paliers de régression correspondent aux rebords d'érosion limitant des terrasses d'érosion dites étagées sous la forme de talus bordiers (fig. 3-5, A). L'étagement des terrasses est un phénomène morphologique indépendant de la géométrie des dépôts qui sous-tendent ces formes et qui s'exprime de part et d'autre de la vallée pour un même niveau de terrasse (Tx).

- L'emboîtement

Les terrasses présentant un emboîtement sont sous-tendues par des accumulations dont la géométrie est très différente de celle de l'étagement. Ainsi, ce type de terrasse est associé à plusieurs accumulations sédimentaires séparées par des phases d'érosion/incision intermédiaires (fig. 3-5, B). Ce type de terrasse correspond au système de terrasses en *cut and fill* des anglo-saxons.

La première accumulation est exondée lors de l'abaissement du niveau du lac (étape 2, *cf. supra*). La profondeur de l'incision des dépôts, provoquée par cette baisse, dépend de la distance vis-à-vis de la ligne de rivage du lac. On parle d'emboîtement quand une seconde accumulation se produit après une phase d'incision. Cette nouvelle phase de remplissage de la vallée témoigne d'une seconde hausse du niveau de base (remontée du niveau du lac) à une altitude plus basse que celle atteinte lors de l'accumulation précédente (sous-tendant la première terrasse). Cette nouvelle accumulation peut venir recouvrir l'accumulation précédente expliquant une disposition des terrasses plus complexes (*cf. infra*). La discordance affectant les dépôts sous-jacents distingue deux séquences dont les faciès et l'âge peuvent être très différents.

Du point de vue morphologique, le passage du plan de la terrasse supérieure à celui de la terrasse inférieure prend l'aspect d'un rebord causé par l'incision de l'accumulation inférieure correspondant à la baisse du niveau de base intermédiaire ; la confusion est possible alors avec un étagement. Seule la prise en compte de la géométrie des remplissages incisés permet d'identifier l'emboîtement des terrasses.

- L'étagement avec incision du substrat

Ce troisième type se caractérise par une terrasse supérieure sous-tendue par une accumulation sédimentaire qui repose sur le substrat ancien (fig. 3-5 C). Celui-ci, à

l'affleurement dans le rebord de la terrasse, témoigne d'une incision profonde. Cette première terrasse peut dominer une seconde accumulation sédimentaire élaborée lors d'une remontée du niveau de base qui n'a cependant pas permis d'atteindre à nouveau le contact stratigraphique entre le substrat et les dépôts sédimentaires.

- Systèmes de terrasses complexes et variations du niveau du lac

Dans un bassin lacustre où le niveau d'eau a tendance à beaucoup fluctuer, le système en terrasses avec emboîtement est le plus à même d'exprimer ces variations car il traduit l'existence de plusieurs phases de transgressions lacustres séparées de phase(s) de régression. Cependant, les modèles théoriques ne suffisent pas à appréhender une réalité plus complexe. Tout d'abord, il est possible de trouver, dans une même vallée, les deux types de systèmes de terrasses combinés, avec des relations d'étagement et d'emboîtement entre les différentes terrasses et accumulations d'amont en aval et transversalement. L'hypothèse d'un second remplissage recouvrant le premier produit un schéma de terrasse simple (type étagement) impliquant cependant des accumulations sédimentaires discordantes. Plus la vallée connaît de phases de transgression-régression nombreuses et de faibles amplitudes, plus la géométrie des formations est complexe, sans pour autant produire un nombre plus important de terrasses.

Toutes les variations du niveau du lac ne sont pas enregistrées par les systèmes de terrasses d'érosion. Ceux-ci ne peuvent témoigner que de grandes phases de régression et d'érosion. L'érosion postérieure à une ou plusieurs transgressions se fait depuis un niveau de base maximum signalé par une haute terrasse d'érosion dont l'altitude ne correspond que très rarement à l'altitude d'un maximum lacustre plus élevé que la surface érodée.

La tectonique est un autre élément qui vient compliquer l'organisation et la compréhension des systèmes de terrasses. La tectonique cassante peut perturber l'interprétation des formes : un escarpement de faille, par exemple, peut se confondre avec un rebord d'érosion de terrasse. Les mouvements verticaux liés à la tectonique peuvent fausser l'interprétation altitudinale des différentes surfaces des terrasses et compromettre leur interprétation en termes d'anciens niveaux de base. La confrontation de l'analyse morphologique à l'analyse stratigraphique des dépôts sous-tendant ces terrasses permet, dans la plupart des cas, de résoudre ces difficultés.

IV. Conclusion du troisième chapitre

Dans les basses vallées, la description et l'analyse des faciès sédimentaires, des alluvions aux varves offshore, renseignent sur les milieux de sédimentation passés et fournissent une information plus ou moins précise sur l'ancien niveau d'eau. Les dépôts deltaïques présentent une plus grande précision grâce à leur assemblage de faciès *topsets-foresets* pour la reconstitution de paléoniveaux lacustres. Leur architecture témoigne également de l'alternance des dynamiques continentales et lacustres. L'étude stratigraphique de tous les dépôts permet de reconstituer la chronologie et l'extension spatiale des environnements passés et la mise en évidence de séquences sédimentaires transgressives correspondant à des cycles lacustres.

L'étude des morphologies se focalise sur les terrasses car elles présentent un intérêt certain pour l'étude des variations du niveau de base. Ces terrasses, similaires d'un point de vue topographique, sont en réalité plus diverses du point de vue géomorphologique. Leur disposition est riche en indications sur l'évolution géomorphologique d'une vallée. Éléments clé de la compréhension des fluctuations du niveau de base, ces formes nous renseignent indirectement sur les variations du niveau du lac.

Aussi, l'étude des dépôts et des terrasses nécessite-t-elle des mesures altimétriques précises afin de déterminer d'anciens niveaux lacustres et les systèmes morphostratigraphiques. Les terrasses demeurent des indicateurs indirects et moins précis des anciens niveaux lacustres que les dépôts sédimentaires. Cependant ce n'est qu'en associant l'étude des terrasses (régressions) avec celle des dépôts sédimentaires les sous-tendant (transgressions), que l'on peut lire la succession des dynamiques lacustres passées.

CHAPITRE 4. RECONSTITUTIONS SPATIO-TEMPORELLES A PARTIR DES DONNEES MORPHOSEDIMENTAIRES

I. Introduction

La description des indicateurs morphosédimentaires évoqués ci-dessus est nécessaire pour identifier et interpréter les processus à l'origine de, par exemple, l'érosion d'un toit d'accumulation sédimentaire, de l'altération d'une formation sédimentaire ou du dépôt d'argiles litées en milieu lacustre, etc. Cependant, la prise en compte de leurs interactions dans le temps et l'espace reste limitée et relative. Ces données deviennent définitivement pertinentes pour la reconstitution spatio-temporelle des variations du niveau du lac qu'une fois positionnées dans un système à trois dimensions, x , y et z . En effet, les indicateurs disponibles dans le bassin versant (altitude des terrasses, point d'inflexion des sédiments deltaïques) fournissent des informations de modalités spatiales diverses. Nous présentons dans le début de ce chapitre 4 la méthodologie choisie pour prendre en compte ces dimensions et notamment le paramètre altitudinal (z).

Les reconstitutions tridimensionnelles sont parfaitement adaptées à l'étude des terrasses et des matériaux qui les sous-tendent. Elles permettent de mesurer leur dimension et dynamique spatiales (variations longitudinales et latérales de faciès, recoupement par érosion de plusieurs séquences, relations géométriques) et temporelles (temps d'érosion ou d'incision, succession relative des séquences).

La dimension temporelle de notre approche est complétée par un volet chronologique exposé à la fin de ce chapitre et présentant les techniques de datations mobilisées dans le cadre du programme ANOVAN en collaboration avec différents laboratoires (L.S.C.E., LUX). L'élaboration d'une chronologie des anciens niveaux lacustres nécessite le recours à des méthodes de datation adaptées aux formations lacustres ou à celles possédant un lien stratigraphique avec celles-ci (tephras, travertins) disponibles dans les affleurements étudiés. En tenant compte des éléments de chronologie existant (*cf.* première partie), les méthodes ^{14}C , $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ et OSL ont été utilisées.

II. Reconstitutions tridimensionnelles et multiscalaires

II.1. Intérêt d'un positionnement dans un système à trois dimensions

II.1.a. Intérêt pour les morphologies de terrasses

Il est facile de comprendre l'intérêt de replacer les objets morphologiques étudiés dans un système où la mesure altitudinale est prise en compte. La distinction entre deux niveaux de terrasses se fait généralement à partir de leur altitude respective (avec la difficulté que représentent des terrasses non appariés); tout comme la corrélation de niveaux-repères stratigraphiques d'une coupe à l'autre. L'altitude précise des formes étudiées permet d'établir leur position relative sur un site donné, dans la vallée actuelle et dans le bassin versant; mais surtout elle facilite les reconstitutions paléogéographiques à partir des niveaux de terrasses.

II.1.b. Intérêt pour les données sédimentaires

La mesure altitudinale précise d'indicateurs sédimentaires, notamment ceux qui ont enregistré un paléoniveau lacustre, permet de cartographier les paléorivages du lac et l'extension spatiale du paléolac. Les mesures altimétriques permettent de corréler des unités sédimentaires dans une même vallée (amont-aval) et fournissent des arguments stratigraphiques forts pour corréler des séquences appartenant à des vallées différentes. La limite de ces mesures est la déformation verticale ayant pu potentiellement modifier l'altitude de certains dépôts.

II.2. Les documents disponibles pour l'approche multiscalaire

II.2.a. Les documents utilisés

- Les images satellitales, délimitation du cadre spatial de l'étude.

Lors des recherches préliminaires à l'étude des variations du niveau du lac de Van, une première approche par les images satellitales a pu être testée [Christol, 2005]. A partir d'images *Landsat* en composition colorée, les grandes unités de paysages autour du lac ont pu être repérées préalablement aux recherches sur le terrain. L'étude des données télédéteçtées a montré l'intérêt d'étudier les grandes vallées fluviales potentiellement riches en témoignages d'anciennes fluctuations du lac. Sur les images ont été observés clairement des secteurs dépourvus d'activité agricole importante, parfois sans eau, mais dont les morphologies diffèrent de celles beaucoup plus accidentées du substrat. Certains contacts topographiques ont été identifiés, notamment des rebords de terrasse dominant la plaine alluviale. Il était cependant

difficile de caractériser davantage ces morphologies et surtout de distinguer précisément différents niveaux de terrasse. Cette méthode a donc montré ses limites face aux formes planes limitées par de faibles ruptures de pente. Cette première approche a néanmoins servi à circonscrire la zone de recherche aux basses vallées.

- II. Les cartes topographiques

Les fonds cartographiques dont nous avons disposé sont des cartes topographiques aux échelles 1/100000^e et au 1/25000^e levées en 1957 et mises à jour en 1994 par le *Harita Genel Komutanlığı* (« Le Commandement Général des Cartes »). La combinaison des informations livrées à ces deux échelles a servi de base au travail de terrain fournissant, par ailleurs, d'autres éléments intéressants (indication des toponymes, des sources, des affleurements rocheux). Ces cartes autorisent la première approche topographique des formes du relief à partir de laquelle est ensuite organisée la stratégie d'analyse et d'étude du terrain. La géomorphologie fine des secteurs étudiés pour les analyses morphosédimentaires a été analysée principalement à l'aide de ces cartes : profils transversaux et longitudinaux des vallées, cartographie des formes et des formations, cartographie des sites étudiés, etc.

La carte originale, au 1/25000^e a été simplifiée et optimisée afin de ne conserver que les informations essentielles à notre étude : le relief (courbes de niveaux) et le réseau hydrographique principal. Ce travail fastidieux de dessin a également nécessité une simplification : les isohypses n'ont pas toutes été retracées. Seules les isohypses 50 m (1650, 1700, 1750 m, etc.) sont toutes représentées avec un linéaire épais. Pour les isohypses 10 m, on a fait le choix de ne représenter que celles inférieures à 1800 m (ou 1700 m pour la Bendimahi) avec un linéaire fin. C'est à partir de ce support qu'ont été réalisées les cartes de localisation pour les vallées étudiées ainsi que les croquis d'interprétation géomorphologique à différentes échelles (cf. troisième partie).

II.2.b. Travailler à différentes échelles spatiales

Notre étude se place à différentes échelles spatiales. Deux niveaux d'investigation ont été retenus, appréhendés à la fois sur le terrain et à partir des cartes.

Il s'agit tout d'abord de l'échelle du site : c'est elle qui permet l'observation et la mesure des morphologies sur le terrain. La donnée ponctuelle obtenue à cette échelle est rarement suffisante pour bien identifier et décrire le type de forme observée. Aussi est-il nécessaire de considérer la position du site étudiée dans la morphologie de la vallée depuis l'amont vers l'aval (profil longitudinal) et depuis l'interfluve jusqu'au talweg (profil transversal).

A l'échelle de la vallée, on s'intéresse particulièrement à l'évolution et à la disposition des morphologies d'amont en aval du secteur d'étude. En effet, la plupart des indicateurs

morphologiques repérés sont développés sur de grandes distances (surfaces d'érosion, plans inclinés etc.). C'est pourquoi il est indispensable de regrouper les données à un niveau d'échelle supérieur, celui de la basse vallée. Ces zones d'étude s'étendent depuis le lac jusqu'à une dizaine de kilomètres en amont de la vallée. Selon la vallée, les sections latérales sont plus ou moins larges, allant de quelques kilomètres (Engil, Bendimahi) à une dizaine de kilomètres (Karasu). Autant que possible, l'observation des formes de la vallée à l'échelle la plus petite a été faite à la faveur de points de vue ou de panoramas (cf. pl. 1, photos e et f, p.48 ; pl. 2, photos c et f, p.50 ; pl. 3, photos b et c, p. 51) montrant la configuration morphologique d'ensemble d'une section de vallée.

II.3. La prise en compte du paramètre altitudinal

II.3.a. Méthodologie pour la mesure altimétrique⁴⁶

- Présentation du DGPS

Le *Global Positioning System* (GPS) permet de se localiser sur la terre. L'utilisation de récepteurs bi-fréquence alliés à la technique de traitement différentiel (DGPS) assure une haute résolution (centimétrique) des mesures planimétriques et altitudinales.

Les méthodes employées ont répondu à deux exigences : (i) disposer d'une résolution de la mesure inférieure à 5 cm, et, (ii) obtenir des mesures dans un système d'altitude unique et cohérent. Le dispositif déployé est constitué d'une solution « *Real Time Kinematic* » (RTK) composée d'une station de base bi-fréquence Thalès SK 6502 (point fixe) et d'un mobil bi-fréquence Thalès SK 6502. Ces matériels sont installés simultanément, ce qui permet de travailler en mode différentiel, limitant donc les erreurs de mesure (évolution des conditions météorologiques, position des satellites).

La méthodologie est la suivante. Le DGPS est composé de trois éléments (fig. 4-1) : une station principale assure la cohérence altitudinale entre les sites ; des stations secondaires associées à un récepteur (troisième élément), permettent de travailler localement avec une précision centimétrique en temps réel (mode RTK). Les coordonnées de la station principale ont été définies depuis le toit-terrace du Sosyal Tesisleri de l'Université de Van sur lequel la station a été installée. Sur chaque site, nous avons défini une station de base secondaire. Enfin, les mesures ont été acquises par un récepteur GPS mobile en mode RTK relié à la station de base secondaire par une radio UHF. Plusieurs heures d'enregistrement des données GPS sont

⁴⁶ Cet aspect méthodologique a été mis en place en collaboration avec Daniel Brunstein (LGP UMR 8591) que ce soit pour l'utilisation du DGPS sur le terrain et le traitement de ses données que pour la mise en œuvre du MNT.

nécessaires pour la station principale dont la position est calculée en moyennant les solutions GPS enregistrées. Cette station devient la référence de l'ensemble des stations secondaires. La position des stations secondaires est calculée en mode différentiel en post-traitement après avoir enregistré simultanément les données GPS brutes à la station principale et sur le site de la station secondaire. Une fois celle-ci définie, les points de mesure sont collectés en temps réel.



Figure 4-1. Présentation du DGPS

L'éloignement des lignes de base (distance station primaire – stations secondaires >10 km) a nécessité de travailler en post-traitement. Toutes les altitudes issues des mesures DGPS et présentées dans ce travail sont déterminées en fonction d'une référence altitudinale choisie à l'échelle globale (Géoïde EGM96).

• Objectifs

L'objectif est de mesurer l'altitude d'indicateurs morphosédimentaires utiles à la reconstitution des anciens niveaux lacustres (exemple : sommet des *foresets*).

Le premier intérêt de ces mesures est de mettre en place une base de données relative permettant de comparer de site à site l'altitude des différentes formations en choisissant des indicateurs repères tant du point de vue morphologique (surfaces de terrasse) que sédimentaire (niveaux stratigraphiques). L'utilisation du DGPS permet de raccorder les coupes dans un système altitudinal cohérent et plus précis que les cartes topographiques disponibles.

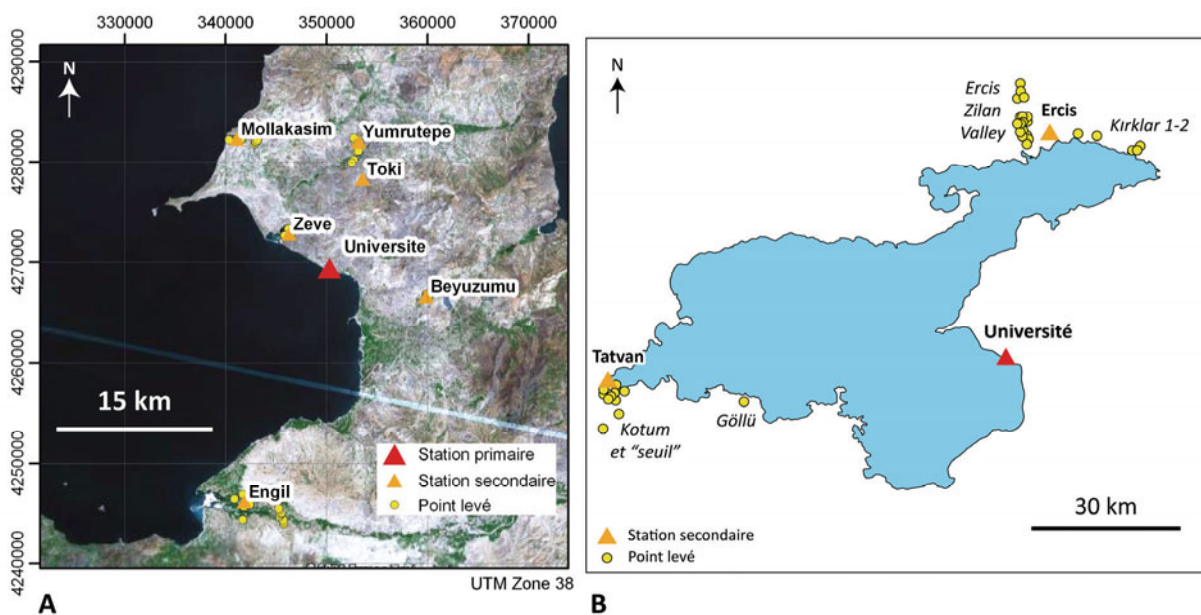


Figure 4-2. Les campagnes de relevés au DGPS

A. Relevés réalisés à l'été 2006. B. Relevés réalisés au cours de l'été 2007. C. Liste des stations primaire et secondaires et leurs positions pour la campagne de 2006

Les corrélations de niveau à niveau que ces mesures autorisent permettent : (i) de déterminer l'altitude des paléoniveaux du lac, (ii) de mesurer des niveaux d'incision et des surfaces d'érosion, et (iii) de mesurer l'amplitude d'éventuelles déformations tectoniques postérieures aux dépôts.

- Campagnes de relevés

Etant donné les contraintes de temps et de distances entre les sites préalablement sélectionnés pour l'étude des terrasses, une seconde sélection pour les coupes et les niveaux à mesurer a été opérée. Le choix de la localisation de chaque point levé s'est fait en fonction de la problématique générale et du contexte local de chacun des affleurements.

La première campagne de relevés DGPS au cours de l'été 2006 a permis de mesurer la majeure partie des affleurements étudiés pour notre recherche doctorale, notamment à l'est et au sud-est du lac, avec un total de 1 station primaire, 6 stations secondaires et 91 points levés (fig. 4-2 A, Annexe 1). Les secteurs concernés étaient celui de la vallée de l'Engil (station « Abricots »), de la vallée de la Karasu (station « Yumrutepe » et station « Toki ») et des sites isolés associés (station « Mollakasım » et station « Beyüzümü ») (fig. 4-2 C).

La deuxième campagne de relevés a été effectuée lors de l'été 2007 (fig. 4-2 B) et avait pour objectif de compléter les mesures en élargissant les investigations à l'ensemble du bassin versant. Au total les mesures concernent une station primaire (la même qu'en 2006), deux stations secondaires, 44 points levés et 7 points de contrôle. La grande distance à la station primaire, supérieure à 100 km à vol d'oiseau a été la contrainte principale réduisant le temps disponible pour les relevés. Les résultats présentés dans notre étude concernent les sites du « seuil » et de Kırklar (localisation fig. 4-2 B), seule référence altitudinale précise pour le secteur de la vallée de la Bendimahi. Lors de cette campagne le seuil théorique de déversement des eaux du bassin lacustre a pu être mesuré au DGPS (cf. ch. 1, p. 27).

Ultérieurement les données obtenues avec le GPS différentiel en Géoïde EGM 96 ont été comparées aux données topographiques des cartes et du MNT SRTM (cf. *infra*) à l'aide d'un SIG. La figure 4-3 souligne les écarts d'altitude selon la base topographique utilisée et le degré de précision de chacune d'entre elles. Du point de vue du référentiel de coordonnées, la carte topographique est comparable aux mesures DGPS mais sa précision en altitude est insuffisante (au 1/25000^e, une courbe de niveau tous les 10 m). Les différences entre DGPS et cartes topographiques sont dues en partie au faible nombre de courbes de niveau mais aussi à l'évolution de la topographie entre la période de relevés (1994) et aujourd'hui. Cette évolution est la plus marquée en bordure des rivières ou dans les sites à fort impact anthropique (carrière). Dans les sites épargnés par ce type d'évolution on obtient une différence satisfaisante de quelques mètres avec l'altitude DGPS qui est retenue dans tous les cas. La donnée en z du MNT SRTM (cf. *infra*) présente des écarts tout aussi conséquents pour une moyenne équivalente.

Noms stations	Est	Nord	EGM 96	Long	Lat	Carte topo	delta DGPS-topo	MNT SRTM	delta DGPS-MNT
STBEYUZ2	359855,962	4266598,652	1752,789	43°23'31.3237"E	38°32'12.3655"N	1732	20,789	1744	8,789
STENGILI	341864,776	4246168,023	1685,142	43°11'25.0887"E	38°20'58.9881"N	1660	25,142	1678	7,142
STMOLLAI	341090,826	4282287,83	1708,733	43°10'23.6793"E	38°40'29.7571"N	1711	-2,267	1707	1,733
STTOKI	353553,679	4278290,321	1751,109	43°19'02.2631"E	38°38'27.8618"N	1769	-17,891	1744	7,109
STUNIVERSITE	350304,468	4269430,912	1663,928	43°16'54.7707"E	38°33'38.6104"N	1646	17,928	1652	11,928
STYUMI	353209,193	4282005,363	1719,442	43°18'45.1924"E	38°40'28.1306"N	1705	14,442	1707	12,442
STZEVEI	346302,062	4272815,808	1686,336	43°14'06.7823"E	38°35'25.9160"N	1688	-1,664	1670	16,336
SEUIL (KU12)	265933,27	4257924,424	1736,567	42°19'05.4138"E	38°26'20.1627"N	1735	1	1749	-12,433
Moyennes pour l'ensemble des points				delta DGPS-topo		delta DGPS-MNT			
				2,7550306		2,540744898			

Figure 4-3. Comparaisons des données issues de plusieurs sources topographiques

- Mesures altimétriques appliquées aux indicateurs morphologiques

L'utilisation d'un DGPS est fondamentale pour la mesure d'indicateurs morphologiques étant donné leur extension. Les objets mesurés sont d'abord les surfaces planes des terrasses ou des plans inclinés. Seule une mesure altimétrique précise (même référencement) permet de dire si deux niveaux topographiques comparables appartiennent ou non au même niveau de terrasse. Ces mesures nous permettent de prendre en compte les pentes, même très faibles, et les ruptures marquées les affectant ne peuvent être ignorées. Quant aux très fortes pentes des rebords de terrasse, la mesure altimétrique au DGPS du point haut et du point bas nous donne l'envergure du relief en question.

- Mesures altimétriques appliquées aux indicateurs sédimentaires

Si pour mesurer les surfaces des terrasses on dispose d'une certaine « marge » où un GPS simple peut s'avérer suffisant, en revanche la mesure de l'altitude de contacts stratigraphiques et les corrélations d'un site à l'autre nécessitent la précision apportée par le DGPS. L'identification d'un paléoniveau lacustre à une altitude précise permet d'appréhender l'extension du lac à grande puis à petite échelle (cf. *infra*). Les mesures prises au sommet d'une coupe permettent également d'avoir une altitude repère pour dresser la stratigraphie précise des dépôts.

II.3.b. Elargissement de l'approche à l'échelle du bassin versant

- Principes

A partir de la donnée altitudinale d'un ancien niveau lacustre, il est possible de déterminer l'altitude d'un ancien lac et d'utiliser celle-ci pour reconstituer des variations de surface et de volume. Cette méthode, fondée sur les relations hypsométriques, permet d'élargir les résultats obtenus localement ou sur plusieurs sites conjointement à l'ensemble du bassin

versant. C'est une étape fondamentale dans la spatialisation de nos résultats car elle fournit des données tridimensionnelles et permet de reconstituer l'extension et le volum du paléolac. Des comparaisons tant en termes de volumes qu'en termes de relation surface du lac-surface du bassin versant sont alors envisageables entre un paléolac et le lac actuel. Pour mener à bien cette étape méthodologique on a recours à un MNT.

- Présentation du MNT

Données sources

Les données topographiques ont été récupérées sur le site internet du *Global Land Cover Facility* (<http://www.glcf.umiacs.umd.edu>). Il s'agit de données collectées par le *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) en 2004. La couverture de la zone élargie du lac de Van comprend 7 images. La résolution de ces images est de 3 arcs seconde c'est-à-dire 90 m soit un pixel de 90 par 90 m. La résolution altitudinale est de 1 m. Il est précisé que subsistent dans ces données des valeurs manquantes pour les secteurs continentaux et des valeurs négatives pour les zones immergées. La première étape de la mise en œuvre de notre MNT est de résoudre ce problème.

Gestion des données SRTM

Nous traitons les données SRTM dans un Système d'Information Géographique (SIG), le logiciel ARCGIS 8[®]. Les données sont utilisées en format raster. Les images sont géoréférencées dans le système de coordonnées Transverse – Mercator GCS-WGS-1984.

Mise en œuvre du MNT

Dans une première étape, les sept images du SRTM sont assemblées afin de pouvoir être gérées sous une même image au format raster. C'est à partir de cette image que l'on va procéder au filtrage des données afin de supprimer les valeurs manquantes ou négatives. L'image filtrée ne donne pour autant pas d'altitude cohérente pour la zone correspondant au lac. Après avoir délimité la zone équivalente à la surface du lac en intégrant le tracé de la ligne de rivage, on ne se concentre plus que sur une partie restreinte du MNT et on lui applique une altitude, ici 1648 m (altitude valable pour les périodes où ont été faits les relevés bathymétriques en 1978 et en 2002). C'est à partir de cette altitude que l'on va pouvoir obtenir la topographie sous-lacustre indisponible avec des données orbitales. La bathymétrie de référence est issue de Degens et Kurtmann [1978]. Les isobathes sont numérisées avant qu'une altitude (1648 - x m) ne leur soit appliquée. L'intégration de la bathymétrie du lac se fait dans la zone correspondant au lac (= 1648 m). Comme le montre la figure 4-4, on dispose alors d'une représentation topographique complète pour l'ensemble du bassin lacustre.

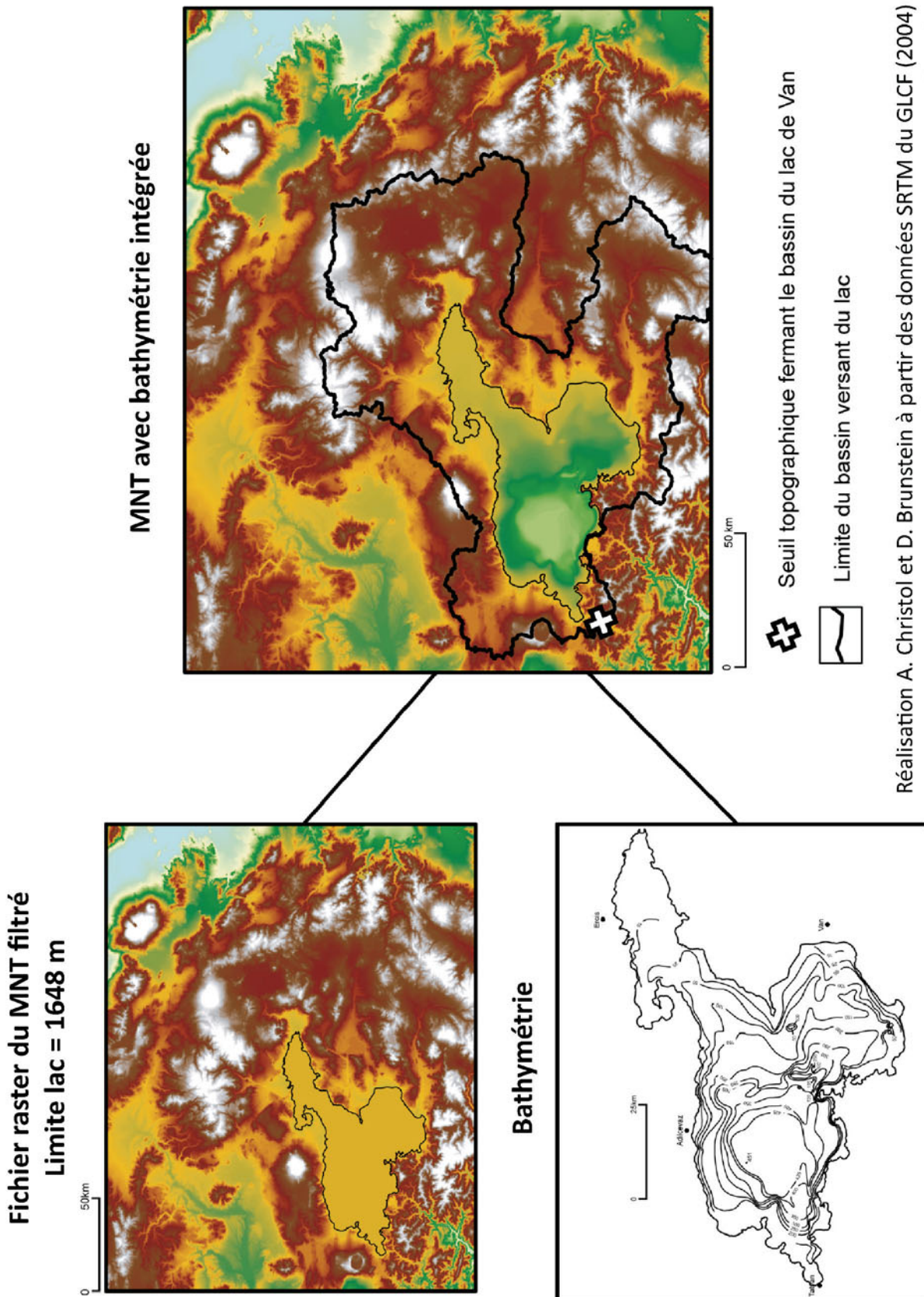


Figure 4-4. Présentation du MNT du bassin du lac de Van (SRTM 2004)

Relations hypsométriques et validation du MNT

Le MNT réalisé permet d'établir les relations hypsométriques entre le niveau du lac et la surface de l'étendue d'eau et entre le niveau du lac et le volume de la masse d'eau (fig. 4-5). La gestion du MNT sous SIG rend possible l'utilisation d'un programme simple de cubage du lac qui détermine les trois paramètres nécessaires : niveau du lac, surface du lac et volume du lac. La courbe montrant la relation entre le volume et la cote est assez régulière avec une accélération du volume à mesure que l'altitude augmente dans la partie émergée du bassin actuel (fig. 4-5 C). Cela signifie qu'à ces altitudes du niveau du lac toute montée des eaux va concerner un volume plus important, et se traduire par un impact sur les bilans hydrologiques. En ce qui concerne la seconde courbe (fig. 4-5 A), on remarque très nettement une rupture qui correspond à l'intervalle des altitudes 1647 m et 1648 m (fig. 4-5 B). Ces altitudes contiennent la plupart des espaces littoraux actuels, principalement des plaines littorales (côtes basses, deltas) très vastes et qui se prolongent par des basses plaines alluviales au niveau des grandes vallées pénétrant profondément dans le bassin versant. Cette topographie explique l'aspect de la courbe et signifie qu'à ces altitudes une montée ou une baisse des eaux peut rapidement inonder ou exonder des espaces très vastes aux conséquences géomorphologiques et humaines importantes. La simple analyse d'une relation hypsométrique renseigne sur les impacts potentiels des variations de niveau d'eau et sur la sensibilité de certains secteurs à ces variations.

La validation du MNT est possible par la comparaison des résultats obtenus pour les relations hypsométriques avec ceux déjà connus dans la littérature et obtenus avec d'autres méthodes (fig. 4-6). Les résultats pour les volumes et les surfaces obtenus avec le MNT sont sensiblement différentes de celles présentées par Kempe *et al.* [2002]. Ces écarts s'expliquent d'abord par le tracé des limites du bassin versant ainsi que de celles du lac qui influent directement sur les superficies. Les écarts de volumes sont liés à la précision de la bathymétrie. L'intégration de la bathymétrie au MNT entraîne une régularisation des profils d'une isohypse à l'autre ce qui n'est pas réaliste. Cependant, étant donné la taille du lac, les données obtenues restent suffisamment précises pour que les relations hypsométriques puissent être utilisées dans les reconstitutions paléogéographiques. Enfin la donnée de superficie du bassin versant (lac soustrait), dont l'écart est le plus conséquent, s'explique par l'addition des imprécisions tant pour les limites du lac que pour celles du bassin versant qui s'avèrent plus importantes.

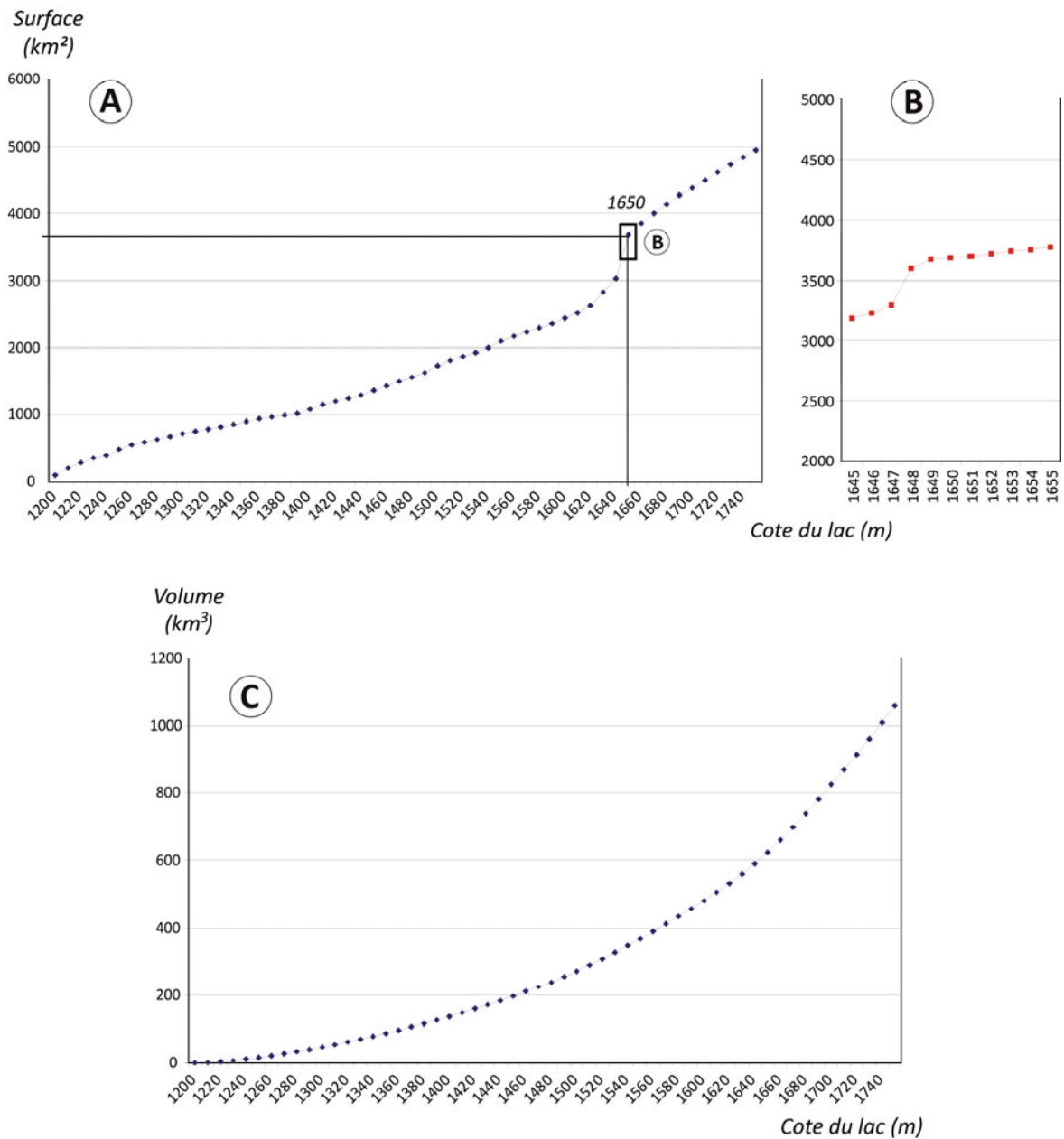


Figure 4-5. Les relations hypsométriques

A. Relation surface-cote. B. Focus sur les cotes correspondantes aux niveaux actuels
C. Relation volume-cote

	Données MNT	Données Kempe et al.
Altitude du lac	1648 m	1648 m
Superficie du lac	3686 km²	3522 km²
Volume du lac	614 km³	576 km³
Superficie du bassin versant	11800 km²	12522 km²

Figure 4-6. Comparaisons des données du MNT et de Kempe *et al.* [2002]

Spatialisation d'anciens niveaux lacustres

Le MNT permet la spatialisation des résultats obtenus pour les anciens niveaux lacustres à l'échelle du bassin versant. On demande au MNT de considérer comme étant le « paléolac » tous les pixels inférieurs à l'altitude voulue. Ainsi on obtient l'extension d'un paléolac sous forme de « tache » en fonction bien évidemment de la topographie actuelle. Ce type de manipulation a été utilisé pour la réalisation de la figure 2-6 (p. 71). Plus l'altitude correspond à une hausse importante plus l'extension spatiale du paléolac obtenue est pertinente étant donné la résolution du MNT. En effet, pour ce type de reconstitution il n'est pas nécessaire d'avoir une grande précision pour plusieurs raisons : (i) elles sont basées sur la topographie actuelle, (ii) elles servent surtout à indiquer les secteurs géomorphologiques les plus touchés par une hausse passée du lac.

Cet outil présente un fort potentiel en termes de représentation cartographique des fluctuations anciennes du niveau d'eau. Ces reconstitutions spatialisées fondées sur des mesures sur le terrain (mesures altimétriques) permettent aussi de calculer le volume nécessaire à une élévation du niveau du lac de +X m. Ce volume estimé est utilisé comme argument pour expliquer l'ancien niveau lacustre observé. Il faut être prudent quant aux reconstitutions sur le long terme étant donné que cette base de données topographique correspond à la version actuelle de la géographie du bassin versant qui a forcément évolué depuis des centaines ou des milliers d'années.

Dans une chronologie relative, la mise en évidence de modèle morphostratigraphique à partir de mesures altimétriques est très satisfaisante mais n'est pas suffisante pour élaborer une chronologie lacustre que l'on souhaite interpréter à la lumière de forçages climatiques.

Par conséquent, le dernier volet de notre méthodologie est axé sur la chronologie et tout particulièrement sur la mise en place d'une chronologie absolue à partir d'un programme de datations adapté.

III. Datations et chronologie

La méthodologie propre aux datations concerne d'abord les formations non lacustres datables (pl. 11) avec le ^{14}C , l' $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ et l' $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Nous présentons ensuite la méthodologie qui a été appliquée pour la datation OSL.

III.1. La datation ^{14}C

La méthode de datation ^{14}C est probablement la plus utilisée dans les études paléoenvironnementales car le carbone fossile est un élément présent dans la matière organique (bois, végétaux) et dans de nombreux biomarqueurs carbonatés (coquilles) que l'on trouve dans des dépôts sédimentaires. Cette méthode est limitée dans le temps (~30000 BP) et n'est pas toujours envisageable faute de matière organique dans les dépôts lacustres.

Les analyses radiocarbone (M. Fontugne) sont réalisées par comptage β (en utilisant une méthode employant des compteurs proportionnels de gaz CO_2) au L.S.C.E. (UMR 1572) et à l'aide de l'accélérateur du spectromètre de masse (AMS) à Saclay. Les échantillons sont préparés en suivant une procédure standard [Delibrias, 1985]. Les coquilles sont nettoyées mécaniquement des contaminations adhérentes. Le lessivage avec du HCl dilué est utilisé pour retirer les morceaux de matrice de coquilles susceptibles d'avoir été affectée par des réactions d'échanges [Vita-Finzi et Roberts, 1984]. Les niveaux riches en matière organique sont échantillonnés avec un soin particulier afin d'éviter les contaminations possibles par des racines et décarbonatés avec du HCl dilué (1N).

Dans ce travail, les datations sont présentées en âges ^{14}C conventionnels [Stuiver et Pollack, 1977] et en dates calibrées utilisant le programme Calib 3.0 [Stuiver et Reimer, 1993].

III.2. La datation $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$

La méthode de datation par $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ correspond plus largement aux méthodes des déséquilibres de l'uranium et du thorium [Lalou, 2002]. Ces méthodes sont élaborées à partir des radionucléides primitifs de l'uranium (235 et 238) et du thorium (230). Une des relations la plus utilisée est celle du rapport $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. Ces méthodes permettent de dater des formations carbonatées en domaine marin tels que les coraux ou en domaine continental tels que les concrétions de grotte et les travertins. Ce sont ces formations qui nous intéressent tout particulièrement. En effet, dans la partie sud du lac, de nombreux travertins recouvrent les formations géologiques plus anciennes. Les travertins présentent un réel intérêt chronostratigraphique tout comme certaines formations carbonatées singulières (stromatolithes). Ces formations voisines ont fait l'objet d'échantillonnage pour datation.

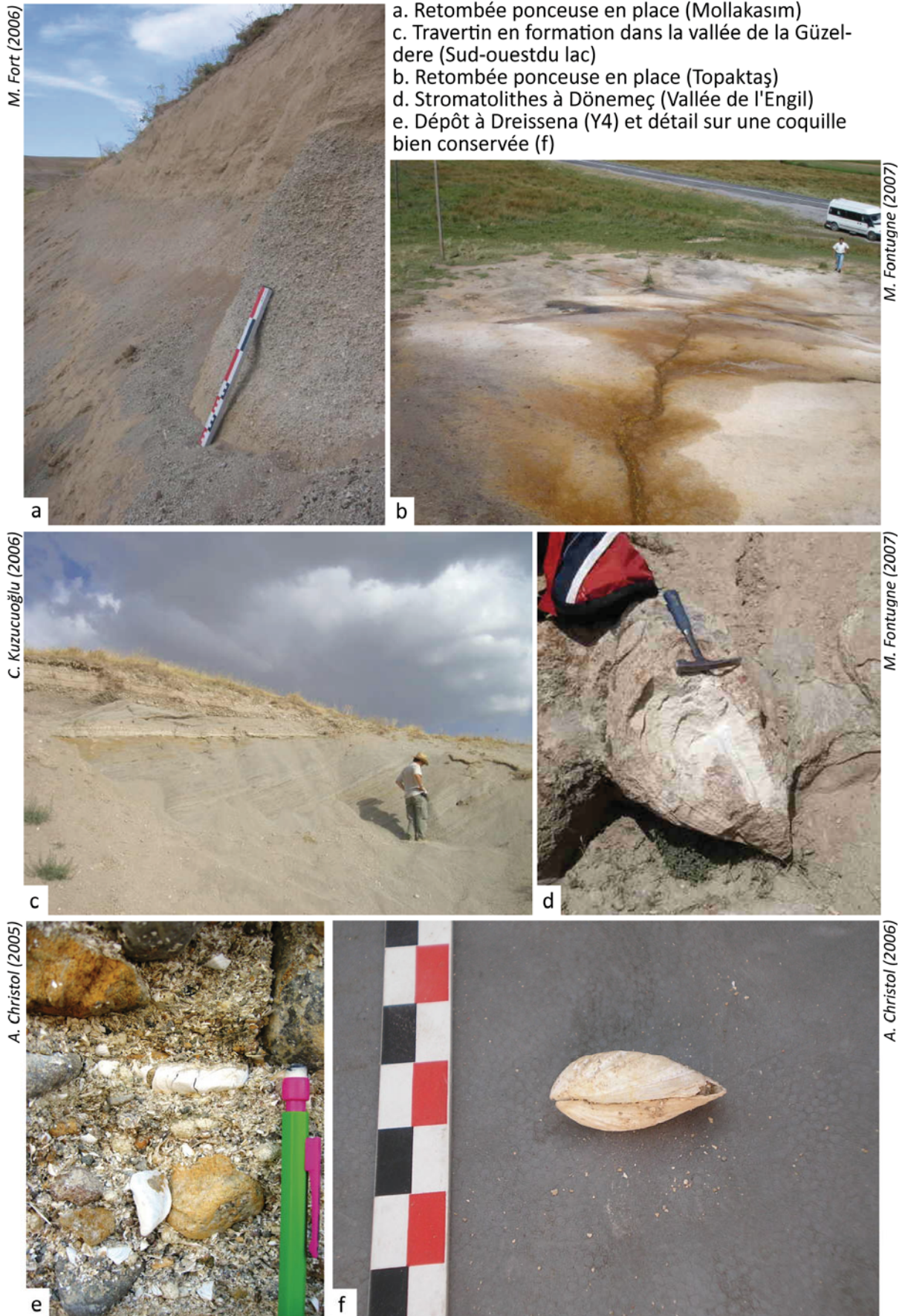


Planche 11. Les formations non lacustres datables

La méthode préconisée pour ce type de formation est celle du $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. La difficulté de cette méthode et la mauvaise connaissance des conditions physico-chimiques (contrairement au domaine marin) au moment du dépôt et des impuretés, notamment des argiles, présentent dans les formations.

Pour le programme ANOVAN, les datations sont réalisées au L.S.C.E. par J.-L. Reyss. Les échantillons sont analysés après une totale dissolution et l'addition d'une solution à traceur $^{232}\text{U}/^{228}\text{Th}$ en utilisant une méthode similaire à celle décrite par Ku [1976]. Le comptage alpha est effectué à l'aide de détecteurs d'état solide et les erreurs sont exprimées par une déviation standard basée sur des comptages statistiques. Les carbonates "impurs" (présence d'argiles) sont généralement considérés comme des espèces peu fiables pour la datation $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ [Ku et Liang, 1984] pour deux raisons principales : (i) la présence de ^{230}Th détritique dans les échantillons sales augmente le ratio $^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$ et vieillit l'échantillon, et (ii) l'ajout post-dépôt d'uranium issu des eaux souterraines donne des âges rajeunis. Les échantillons analysés sont datés à partir de trois grosses parties différentes et sur des aliquotes lessivées (HNO_3 , IN), et les âges sont corrigés pour une contribution détritique équivalente à un ratio $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ de 1.

III.3. La datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$

La méthode de datation radiogénique des rapports isotopiques $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ permet de dater, sans limite d'âge ou presque, des formations quaternaires d'origine volcanique telles que les coulées de lave et les pyroclastites qui peuvent être des retombées (ponces) ou des coulées (ignimbrites). Pour le programme ANOVAN, ces datations sont réalisées au L.S.C.E. par S. Scaillet.

La méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ permet de dater des formations volcaniques que sont les pyroclastites [Bardintzeff, 2002]. Elle a été utilisée au sud-ouest et à l'est du lac de Van. En effet, les *tephras* sont présents partout autour du lac de Van et sont d'excellents marqueurs stratigraphiques (tephrostratigraphie) [Bardintzeff, 2002]. Il s'agit principalement de retombées cendro-ponceuses interstratifiées dans les dépôts fluvio-lacustres [Degens et Kurtmann, 1978 ; Litt *et al.*, 2009]. D'autres *tephras* comme les ignimbrites [Bardintzeff, 2002] (secteur sud-ouest du bassin versant) sont très utiles à la compréhension des changements paléo-hydrographiques [Mouralis *et al.*, 2010] et ont également fait l'objet de datations. Des analyses chimiques permettent de caractériser les *tephras* tandis que leur datation permet la mise en œuvre d'une tephrochronologie [Mouralis, 2003 ; Mouralis *et al.*, 2007 ; Mouralis *et al.*, 2010]. Les *tephras* présentent d'importantes altérations (surfaces d'attaques plus importantes) et la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par datation de grains (feldspath) isolés est adaptée à cette contrainte. Le principe de cette méthode [Gillot et Lefevre, 2002] est qu'une partie du potassium contenu dans l'échantillon est transformé en argon par activation neutronique. L'isotope ^{39}K majoritaire dans

le potassium est transformé en un isotope artificiel ^{39}Ar . On dose, grâce à un spectromètre de masse, le potassium en dosant l'argon 39 produit par irradiation, et l'argon 40 radiogénique accumulé au cours du temps.

L'échantillonnage s'est effectué progressivement suivant l'orientation des recherches sur le terrain depuis l'été 2005 (Kotum, Beyüzümü, Topaktaş, Kırklar). Le prélèvement des *tephras* ne nécessite pas un protocole particulier. Les échantillons pour datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ont fait l'objet de deux séries envoyées en laboratoire au L.S.C.E. en 2006 et 2007.

Les feldspaths nécessaires à la datation sont sélectionnés à l'aide d'une loupe binoculaire et nettoyés dans une solution à 5% HF placée dans une cuve à ultrasons, puis soigneusement rincés. Les échantillons sont ensuite irradiés pendant 20' dans le réacteur Osiris (CEA-Saclay, France). Les grains sont ensuite placés dans les trous d'un porte échantillon et dégazés en deux étapes à l'aide d'un rayon laser (20W CO_2) : d'abord à basse température, puis à 20% de la puissance totale du rayon. Ils sont ensuite purifiés avant l'admission dans un spectromètre de masse GV 5400. L'analyse des résultats suit les procédures standards décrites en détails par Scaillet [1996].

III.4. La datation OSL

III.4.a. Présentation et intérêts par rapport aux autres méthodes

Notre but n'est pas de rappeler de façon exhaustive les nombreux avantages de la méthode de datation par l'OSL, on se reportera pour cela à la synthèse de Cordier [2010]. Il s'agit de présenter les intérêts que cette méthode peut apporter à l'étude des anciens niveaux du lac de Van, c'est-à-dire à une problématique géochronologique originale dans un contexte sédimentaire fluvio-lacustre.

Pouvoir dater des dépôts directement issus de la sédimentation et des dynamiques lacustres s'avère crucial dans notre travail de reconstitution des variations du niveau du lac de Van. Les méthodes présentées plus haut, comme toute méthode de datation, montrent certaines limites :

- le ^{14}C est confronté à la rareté de la matière organique dans les dépôts notamment à cause des eaux ultrabasiqes et hyperalcalines du lac, sans compter l'âge limite de la méthode (cela pose problème au delà de 30000 BP).

- l' $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ ne date pas des dépôts lacustres mais continentaux (travertins, stromatolithes) et leurs âges sont parfois discutables (rajeunissement/ vieillissement des âges).

- l' $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ est très utile pour les corrélations chronostratigraphiques entre les différents sites et pour post ou pré-dater un dépôt mais ne fournit pas d'éléments de datations directement issus des unités lacustres et ne sont pas envisageable pour les sites non concernés par la composante volcanique.

En l'absence de matière organique dans les dépôts les plus anciens et L'ESR s'étant révélé inefficace comme marqueur chronologique (quartz en trop faible quantité), il ne restait que l'OSL pour pouvoir dater directement les sédiments lacustres dans des séquences sans *tephra* interstratifié.

III.4.b. Les limites propres à la méthode et aux dépôts autour du lac de Van

On sait l'importance, pour un même dépôt ou une même séquence, de disposer d'éléments chronologiques issus de techniques diverses car toutes présentent des limites, et l'OSL est dans ce cas. Avant d'évoquer des aspects plus techniques concernant ces limites, il faut rappeler que les datations OSL sur dépôts lacustres sont rares et peu développées. En effet, dater ces sédiments confronte le dateur à des limites inhérentes au milieu lacustre lui-même qui s'ajoutent aux limites propres à la technique OSL. D'autres milieux sont plus favorables car ils présentent souvent un meilleur blanchiment du grain. L'OSL a été appliqué aussi bien à des dunes littorales [van Vliet-Lanöe *et al.*, 2000], des loess [Antoine *et al.*, 2003], les dépôts fluviatiles [Cordier, 2010], ou encore les sédiments archéologiques [Rasse *et al.*, 2004]. Cependant de nombreuses études portant sur des paléolacs avec des chronologies lacustres utilisent l'OSL [Armitage *et al.*, 2007 ; Qi Shun Fan *et al.*, 2010].

Les contraintes propres au milieu lacustre concernent la qualité du blanchiment (l'exposition du minéral à la lumière du jour) du grain et donc le T=0 (signal luminescence remis à 0 par la lumière du soleil au moment du dépôt du sédiment). Il faut tenir compte également de la morphologie du bassin du lac de Van, de très grande taille, et caractérisé par de grandes profondeurs. On sait qu'un grain peut connaître des remaniements avant son dépôt au fond de la cuvette lacustre et sa « nouvelle » irradiation naturelle. Un grain partiellement blanchi lors d'un remaniement donnera un âge rajeuni. Transporté auparavant par la rivière affluent du lac, le grain dans la cuvette du lac de Van n'est confronté qu'à très peu de remaniement excepté d'éventuels mouvements sous-lacustres gravitaires ou provoqués par des séismes [Üner *et al.*, 2010]. On considère alors que la remise à 0 de la luminescence naturelle débute au moment où le grain quitte l'environnement fluviatile et entre dans la cuvette lacustre. Entre ce moment et l'enfouissement du grain du temps peut s'écouler, mais les profondeurs moyennes supérieures à une centaine de mètres [Litt *et al.*, 2009], tout comme la géochimie des eaux du lac, réduisent l'exposition à la lumière du jour et l'impact de remaniements en profondeur donc le risque d'un deuxième blanchiment. On rappellera que l'âge OSL (en ka) mesuré en laboratoire correspond à la dose équivalente (en gray Gy) divisée par le débit de dose (Gy/ka). La dose équivalente est la quantité d'irradiation absorbée par le grain depuis la remise à 0 de sa luminescence, quant au débit de dose, calculé en fonction de la dose équivalente, c'est la quantité d'irradiation reçue pour une année.

Quand le lac se retire (régression), les terrasses et leurs dépôts associés sont exondés et conservés dans le bassin versant. Ce sont les grains des sédiments qui sous-tendent les terrasses et qui ne sont pas sensés avoir été éclairés qui vont être prélevés pour datation.

Les limites existent également quant à l'échelle de temps de l'application de L'OSL. Concernant les feldspaths, la limite se situe vers 350-400 ka, pour un débit de dose de 1 mGy/an [Valladas et Mercier, 2002]. Il faut noter, à l'inverse, que le *range* des quartz ne dépasse pas les 100 ou 150 ka. Des analyses en laboratoire sont nécessaires, avant même l'obtention d'un âge, pour déterminer si l'échantillon prélevé est datable par la stimulation des quartz ou celle des feldspaths. La teneur en eau du sédiment est un paramètre à prendre en compte car l'eau peut capter une partie des radiations émises par le sédiment. Une autre difficulté est le *fading* anomal lors de l'utilisation de l'OSL sur feldspaths. Ce phénomène se traduit par un déclin spontané de la luminescence au cours du temps. La dose sous-estimée par le *fading* nécessite une correction de la part du dateur à l'aide de modèle physique [Huntley et Lamothe, 2001].

III.4.c. Mise en place d'une méthodologie adaptée pour l'OSL

- Rappels sur la mesure de l'âge en laboratoire

L'OSL est une méthode de datation par luminescence permettant par excitation optique de remettre à zéro les signaux des minéraux en stimulant uniquement les éléments photosensibles, vidés lors du blanchiment. L'âge OSL correspond au temps écoulé depuis le dernier blanchiment. La simulation optique utilise des longueurs d'onde différentes selon les minéraux : les feldspaths sont sensibles à tout le spectre visible et aux infrarouges tandis que les quartz le sont aux ondes courtes. Pour déterminer la dose équivalente, la technique du grain unique est souvent privilégiée pour éviter les grains mal blanchis du sédiment. Pour les précisions techniques sur la mesure de l'âge OSL en laboratoire on se reportera aux publications précédentes [notamment Cordier, 2010].

Concernant les échantillons prélevés autour du lac de Van, la valeur moyenne choisie par M. Lamothe pour le *fading* mesurable est de 4%. Ce choix entraîne une marge d'erreur de 20% difficilement contournable. Dans le cas d'un *fading* plus élevé, l'âge pourrait être 20 à 30% supérieur. En revanche le souci posé par la teneur en eau a d'abord fait l'objet de l'utilisation d'une valeur moyenne de 12%. La sous-estimation de la teneur en eau peut avoir comme conséquence de vieillir l'échantillon. Pour palier cela, bien que les âges préliminaires présentés dans cette étude aient été réalisés avant avec une valeur moyenne (*cf.* quatrième partie), des mesures de teneur en eau ont été effectuées à l'endroit du prélèvement de chaque échantillon. Nous commenterons les âges obtenus à la lumière des ces mesures prises *a posteriori*.

- Intégration de l'OSL dans la chronostratigraphie des terrasses

Cette démarche de datation s'inscrit dans le travail beaucoup plus large de chronostratigraphie des dépôts sous-tendant les terrasses. Les unités sédimentaires qui apparaissent comme les plus « stratégiques » d'un point de vue stratigraphique ont été sélectionnées en priorité pour y réaliser des datations OSL. Le nombre d'unités choisies pour la datation, vu les contraintes de temps de nos recherches, se devait d'être optimisé. Par conséquent, les unités qui correspondent à un début ou à une fin de transgression et celles qui permettent de confirmer le modèle morphostratigraphique (unités à contacts discordant, unités caractéristique d'une séquence) ont été échantillonnées en priorité.

- Protocole d'échantillonnage

La sensibilité des minéraux à la lumière nécessite un protocole de prélèvement des sédiments très spécifique et adapté aux contraintes du terrain. Il faut être certain que le sédiment qui doit être daté n'ait pas vu la lumière et qu'on puisse, après traitements, y mesurer une paléodose.

Comme cela peut se faire [Valladas et Mercier, 2002], il a été décidé de prélever les échantillons principaux dans des tubes en acier de plusieurs millimètres d'épaisseur (fig. 4-7). Pour pénétrer au cœur du sédiment ces tubes en acier long de 30 cm sont enfoncés à l'aide d'une masse perpendiculairement à la surface de la coupe. Considérant que l'extrémité extérieure de l'échantillon est inutilisable mais que la quantité prélevée dans les tubes à l'abri de la lumière est suffisante, le tube est fermé hermétiquement à l'extérieur une fois l'autre extrémité enfoncée au cœur du sédiment. L'extraction du tube est réalisée avec le minimum de lumière possible, tout en sachant que l'extrémité intérieure du tube peut être aussi éventuellement exposée. Ces tubes sont ensuite envoyés en laboratoire. Lors de l'ouverture du tube en laboratoire, les deux extrémités de l'échantillon ayant été plus ou moins exposées à la lumière du jour ne sont pas conservées. Seule la partie centrale fait l'objet de traitements et d'analyses.

Autour de l'échantillon principal, quatre petits prélèvements complémentaires sont effectués sur le terrain (fig. 4-7) pour des analyses permettant de mieux caractériser le niveau échantillonné (*left* et *right*) et les niveaux inférieur (*low*) et supérieur (*high*). Un sixième échantillon est prélevé afin de mesurer la teneur en humidité du sédiment échantillonné



Figure 4-7. Protocole d'échantillonnage pour l'OSL

IV. Conclusion

L'utilisation des outils tels que le DGPS et le MNT permettent de se doter d'une base de données altimétrique tout à fait satisfaisante pour nos objectifs de recherche. On comprend que le travail de reconstitution d'anciens niveaux lacustres ne peut s'affranchir d'un volet technique qui enrichit et valide, en quelque sorte, l'approche morphosédimentaire. Ainsi il est possible de décrire avec précision les terrasses observées sur le terrain et de mieux maîtriser la stratigraphie des dépôts qui les sous-tendent.

Notre programme de datation s'avère relativement complet et se veut le plus adapté possible à l'âge et à la nature des formations rencontrées sur le terrain. Dans un premier temps, les dépôts « périphériques » aux séquences fluvio-lacustres et qui sont souvent à la base de ces séquences sont les plus faciles à dater et fournissent des premières datations « indirectes » pour les anciens niveaux lacustres. Au cours de l'avancée de nos recherches, on a cherché à compléter ces données chronologiques, obtenues plus ou moins rapidement, en tentant de dater directement les dépôts lacustres, d'où le recours à l'OSL. Cette technique de datation apparaît être la plus à même, vu le contexte sédimentaire, de fournir des âges aux archives sédimentaires qui sous-tendent les terrasses. Cependant, comme on l'a vu, elle comporte de nombreuses contraintes tant en laboratoire que sur le terrain.

CONCLUSION DE LA DEUXIEME PARTIE

L'approche morphosédimentaire présentée dans cette deuxième partie méthodologique apparaît adaptée à la problématique de nos recherches, d'une part, et aux dépôts et aux terrasses, d'autre part. Elle répond également à plusieurs de nos objectifs dans l'optique de reconstituer les fluctuations du niveau et du volume du lac. En premier, il s'agit de l'identification et de la caractérisation des terrasses et des dépôts qui leur sont associés car ceux-ci sont la matière dont nous disposons pour construire notre étude. Ensuite, en allant au-delà des descriptions sédimentologique et morphologique, notre méthodologie présente des aspects analytiques qui servent à la compréhension des relations entre (i) chacun des dépôts sédimentaires, (ii) les dépôts et les formes, et (iii) les terrasses (systèmes). Enfin, elle se dote d'outils qui permettent de produire des données originales sur les terrasses et les anciens niveaux lacustres et de mettre en valeur ces mêmes données *via* des documents cartographiques. L'utilisation du DGPS et du MNT permettent également d'éviter certains écueils dans le travail de reconstitution à commencer par celui de la distance entre les sites et les vallées étudiés grâce à des corrélations altimétriques fines. Nous avons également le souci de prendre en compte les différents niveaux d'échelles depuis l'échelle du travail sur le terrain (coupe) jusqu'à celle de l'interprétation à l'échelle du bassin versant ; ce que les outils mobilisés permettent de faire. Enfin la dimension temporelle de nos reconstitutions ne devait pas être négligée et devait être à la hauteur de la dimension spatiale. Les relevés stratigraphiques réalisés sur les dépôts couplés à des techniques de datations permettent de passer d'une chronostratigraphie relative à une chronologie absolue indispensable à la mise en place d'une chronologie des variations du niveau du lac. Ces recherches sont l'occasion de tester la méthode OSL sur des dépôts fluvio-lacustres et d'obtenir éventuellement des jalons chronologiques complémentaires.

Cette méthodologie est appliquée à trois vallées des affluents du lac de Van qui présentent toutes des morphologies en terrasses suffisamment développées révélant un fort potentiel pour une étude morphosédimentaire telle que décrite ci-dessus. L'application à ces trois vallées fait l'objet de la troisième partie de cette étude qui présente les résultats obtenus.

3^{EME} PARTIE.

RESULTATS DE L'ANALYSE DES FACIES SEDIMENTAIRES ET DE L'ETUDE DES TERRASSES DANS TROIS VALLEES

INTRODUCTION A LA TROISIEME PARTIE.

POURQUOI L'ETUDE DE CES TROIS VALLEES ?

Les vallées choisies pour l'étude des terrasses et des dépôts qui les sous-tendent se situent à l'est du lac (fig. 1-3 p. 26 et fig. 1-20 p. 47). Elles sont drainées par les affluents déjà évoqués dans la présentation des basses vallées actuelles. Ces vallées se développent du nord-est du bassin versant du lac pour la rivière Bendimahi, jusqu'au sud-est pour la rivière Engil. La localisation « médiane » de la troisième vallée, celle de la Karasu, complète cette distribution à l'échelle de la partie orientale du bassin versant du lac. Du point de vue hydrographique, les bassins versants de ces trois rivières ne forment pas une mosaïque complète du Nord au Sud. En effet, il reste la plaine de Van, traversée par la rivière Akköprü, ainsi que les petits bassins versants littoraux entre ceux de la Karasu et de la Bendimahi (fig. 1-3).

Les bassins versants associés à ces trois vallées sont vastes (*cf.* ch. 1). Avec la rivière Zilan (*cf.* première partie), ils comptent parmi les quatre plus grands tributaires qui alimentent le lac de Van. L'addition des superficies des trois bassins représente plus du tiers de la superficie totale du bassin versant du lac (fig. 1-3). A l'est du lac, les espaces entre le littoral et les hauts reliefs sont beaucoup plus étendus alors que dans les parties occidentale (volcans) et méridionale (massif de Bitlis) les montagnes « plongent » dans le lac. A l'est, cette configuration topographique d'ensemble s'exprime dans les paysages par de vastes espaces à faibles pentes et des altitudes relatives faibles par rapport au fond des vallées et au rivage actuel du lac qui contrastent avec les hauts-reliefs. Au-delà des altitudes, les topographies, qui diffèrent nettement d'un bassin versant à l'autre, traduisent des contextes litho-structuraux différents.

Le contexte géologique de cette partie orientale du bassin du lac de Van correspond à des formations Crétacé et Tertiaire, à la fois continentales, ophiolitiques et volcaniques (*cf.* ch. 1). Au Nord cependant, la composante volcanique plio-quadernaire du bassin de la Bendimahi est importante, avec des andésites et basaltes du Tendürek. Au sud, les affluents de rive gauche de l'Engil ajoutent à cette palette lithologique la composante métamorphique du massif de Bitlis. Ainsi chacun des bassins étudiés possède un contexte géologique singulier, qui influence les formes (largeur des vallées, orientation du réseau hydrographique) et les formations superficielles (lithologie, volumes et distribution spatiale des dépôts). De même, l'encaissement des vallées, les pentes des versants et les profils longitudinaux, plus ou moins propices à la conservation des dépôts, traduisent la diversité des substrats.

Par conséquent, la richesse en dépôts conservés et en affleurements propices à notre étude varie selon les vallées considérées. La quantité de données récoltées sur le terrain s'avère

beaucoup plus abondante pour la Karasu que pour l'Engil. Dans la Bendimahi, la largeur de la vallée, le volume des dépôts et le nombre des terrasses préservées sont beaucoup plus faibles. C'est pourquoi nous présenterons cette vallée en premier. En comparaison, la vallée de la Karasu présente un système morphosédimentaire beaucoup plus développé et complexe. Grâce aux coupes très nombreuses, nous avons pu y collecter des données abondantes et fondamentales pour la reconstitution des variations passées du niveau du lac. Enfin, l'Engil est, en termes de richesse morphosédimentaire, dans une situation intermédiaire. Afin de comparer deux systèmes très différents, nous présenterons d'abord la Bendimahi, puis la Karasu. L'étude de l'Engil sera présentée dans un troisième temps car son exemple permet de confirmer ou de discuter des éléments observés dans les deux vallées précédentes.

Pour chacune des vallées, les résultats de l'approche morphosédimentaire sont présentés en trois étapes :

1 - La première comporte : (i) la description des faciès des dépôts rencontrés ; (ii) l'interprétation de ces faciès en termes de milieux de sédimentation ; (iii) un premier bilan sur les dynamiques sédimentaires issues des dépôts et sur les anciens niveaux lacustres identifiés.

2 - La seconde est l'étude morphologique de la vallée dans laquelle nous présentons et expliquons les formes de terrasses observées à travers leurs relations avec les dépôts ainsi que leur genèse en lien avec d'anciens niveaux de base.

3 - La troisième est la synthèse morphostratigraphique fournissant pour chacune des vallées : (i) les grandes unités stratigraphiques associées aux principales phases d'évolution des milieux notées I, II, etc. ; (ii) la géométrie de ces unités à partir des différents types de contacts ; et (iii) les processus de formation des terrasses. Ce schéma d'évolution proposé combine à la fois les phases lacustres (transgression/régression) et les phases continentales (érosives et alluviales), ces deux dynamiques étant indissociables et intimement associées aux variations du niveau du lac.

CHAPITRE 5. LA VALLEE DE LA BENDIMAHİ

I. Introduction

La géologie du bassin versant de la Bendimahi est dominée par la composante volcanique. Dans sa partie amont, l'édification d'un volcan jeune, le Tendürek (*cf.* ch. 1), a produit d'abondantes coulées. Dans sa partie aval, des accumulations de lave (basaltes et andésites) plus anciennes (Quaternaire moyen : une date de 300 ka a été obtenue par H. Guillou-L.S.C.E.) forment un massif de plus de 2600 m d'altitude qui domine la vallée de 900 m (fig. 5-1). L'âge quaternaire de certaines de ces coulées est suggéré par la présence d'au moins deux coulées basaltiques dans le fond de la vallée actuelle.

Le cours de la rivière Bendimahi est de 100 km environ, orienté globalement Nord-Est-Sud-Ouest. A l'amont de la zone d'étude, la rivière Bendimahi présente une orientation Ouest-Est lors de son passage dans la plaine de Çaldıran (localisation fig. 5-1), dépression circulaire qui s'ouvre au sud du Tendürek. N'était-ce l'exutoire qu'alimente la Bendimahi vers l'aval, le réseau hydrographique alimentant cette plaine fonctionnerait de façon endoréique⁴⁷. Cette dépression est remplie de sédiments pléistocènes [MTA, 2002]. Le sommet de cette accumulation, très plan, correspond vraisemblablement au toit d'un remplissage lacustre. De cette plaine, la Bendimahi s'échappe en coulant en surface sur des coulées basaltiques qu'elle incise ensuite rapidement (pl. 3, p. 53). Dans le nord de la zone d'étude la Bendimahi est principalement orientée Nord-Sud et elle incise les coulées basaltiques (fig. 5-1 et 5-2) alors qu'à l'aval de la zone d'étude, la rivière traverse une large plaine fluvio-lacustre et son cours est orienté Est-Ouest.

Les coulées, au nord, ont contraint la rivière Bendimahi à ajuster son profil longitudinal dans des formations résistantes, entraînant la formation de seuils (fig. 5-3). Ainsi, à 40 km en aval de la plaine de Çaldıran et à 20 km de son débouché dans la plaine fluvio-lacustre de Muradiye, la Bendimahi franchit plusieurs ressauts en roches dures formant des chutes d'eau (fig. 5-3 et 5-1 pour la localisation).

⁴⁷ La lecture de la carte géologique [MTA, 2002] montre un réseau hydrographique concentrique avec des drains qui s'écoulent vers le centre de la plaine.

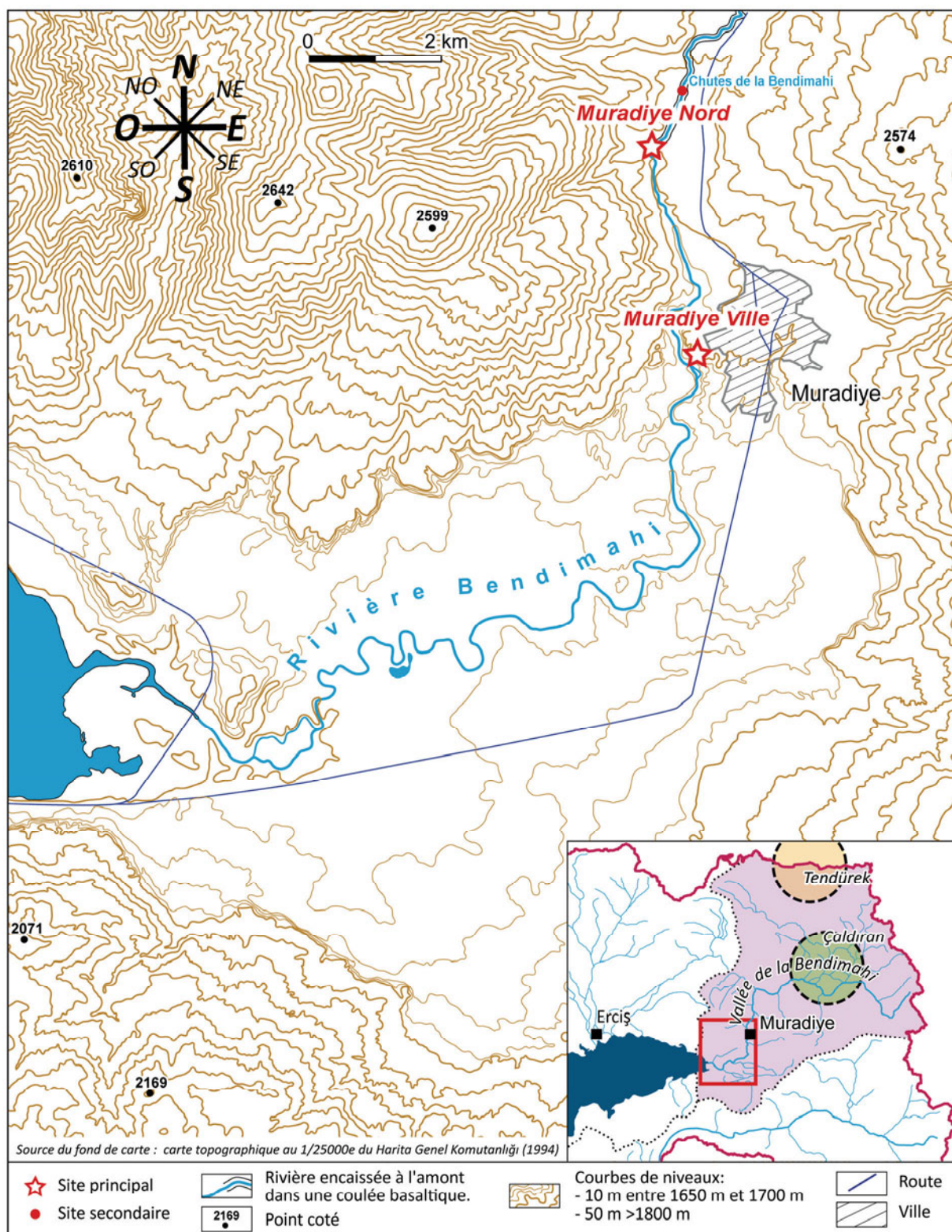


Figure 5-1. Présentation de la basse vallée de la Bendimahi et des sites étudiés



Figure 5-2. Schéma géomorphologique de la basse vallée de la Bendimahi

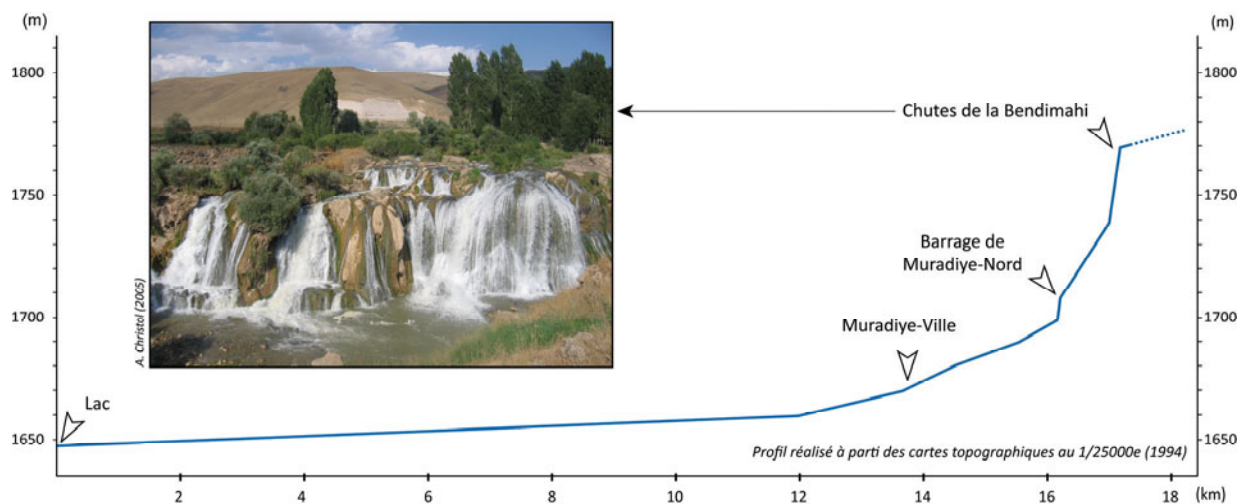


Figure 5-3. Le profil longitudinal de la Bendimahi

II. Les sites étudiés

Dans la vallée de la Bendimahi, les sites qui ont fait l'objet d'une étude morphosédimentaire détaillée sont en nombre limité (fig. 5-1). Cela s'explique, d'une part, par l'encaissement de la rivière dans les coulées restreignant l'amplitude de la vallée et, d'autre part, par la fermeture de la vallée à l'amont de Muradiye, à l'emplacement des chutes.

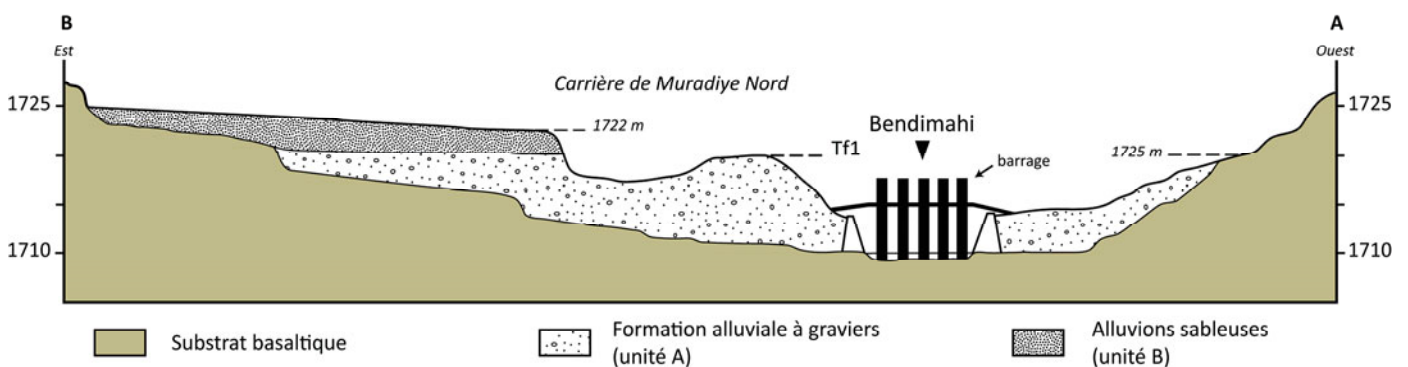
A l'endroit précis où est située la ville de Muradiye, une rupture est très visible dans le paysage morphologique. A l'ouest de la ville, une butte dépourvue de végétation, de 20 m de haut et dont le sommet est à 1700 m d'altitude, est formée d'épais dépôts lacustres exploités par des carrières, sans que le substrat géologique n'affleure. A l'aval de ce site dit de « Muradiye-ville », s'ouvre la plaine côtière de la Bendimahi, disproportionnée par rapport à la taille de la rivière actuelle. Aucun site qui aurait permis l'étude de ces remplissages sédimentaires n'a été identifié dans cette plaine. L'absence de coupes s'explique par l'absence de carrières mais aussi parce que les topographies sont insuffisamment différenciées. Cependant, en amont de la butte, entre la ville de Muradiye et les chutes de la Bendimahi, au débouché de la vallée quittant la coulée basaltique, le site de « Muradiye-nord » permet d'accéder à des séquences sédimentaires correspondant aux parties sommitales des remplissages. Les deux sites de Muradiye-nord en amont et de Muradiye-ville en aval ont fourni l'essentiel des séquences fluvio-lacustres étudiées dans ce secteur.

III. Les faciès sédimentaires

III.1. La séquence alluviale de Muradiye-nord

A l'amont de la ville de Muradiye, le site de Muradiye-nord permet l'étude d'affleurements et de dépôts alluviaux qui, plus en amont, s'inscrivent au pied des affleurements basaltiques surmontés localement d'une retombée plinienne ponceuse.

Au niveau du site, les versants basaltiques abrupts délimitent le fond de vallée, et les dépôts observés remplissent une large morphologie fluviale (fig. 5-2 et 5-4). Le lit de la Bendimahi y est encore rocheux avec des blocs de basaltes, alors que sur les rives la coulée basaltique est à peine visible. Elle disparaît sous le lit mineur quelques centaines de mètres à l'aval. La coupe relevée au niveau du site montre des unités à graviers et galets (fig. 5-4 et 5-5). Elle est située en rive gauche et son sommet est à 1722 m, la rivière actuelle coulant à 1710 m (+62 m au-dessus du niveau actuel du lac). La succession observable est épaisse de 2,5 m, une grande partie de la coupe étant masquée par un remblai (fig. 5-5). A la base, on trouve des niveaux oxydés à galets, sur au moins 20 cm (unité A). Au-dessus de cette unité, le dépôt devient plus sableux avec une stratification en ondulations de faible amplitude sur moins de 1,50 m (fig. 5-5). Ces sables sont bien triés et lités (unité B). Ces caractéristiques sédimentologiques évoquent un milieu de sédimentation fluviale de relativement faible énergie comme en témoignent les traces de racines. Bien que très différenciés des galets qu'ils recouvrent, ces sables présentent comme eux des traces d'oxydation, témoignant des conditions réductrices du milieu. Une troisième unité de 50 cm d'épaisseur montre des sables massifs non oxydés (unité C, fig. 5-5, photo A). Enfin, l'unité supérieure de la coupe correspond à des colluvions développées sur 30 cm (unité D).



Cf. figure 5-2 pour la localisation du profil.

Figure 5-4. Profil transversal du fond de vallée à Muradiye-nord

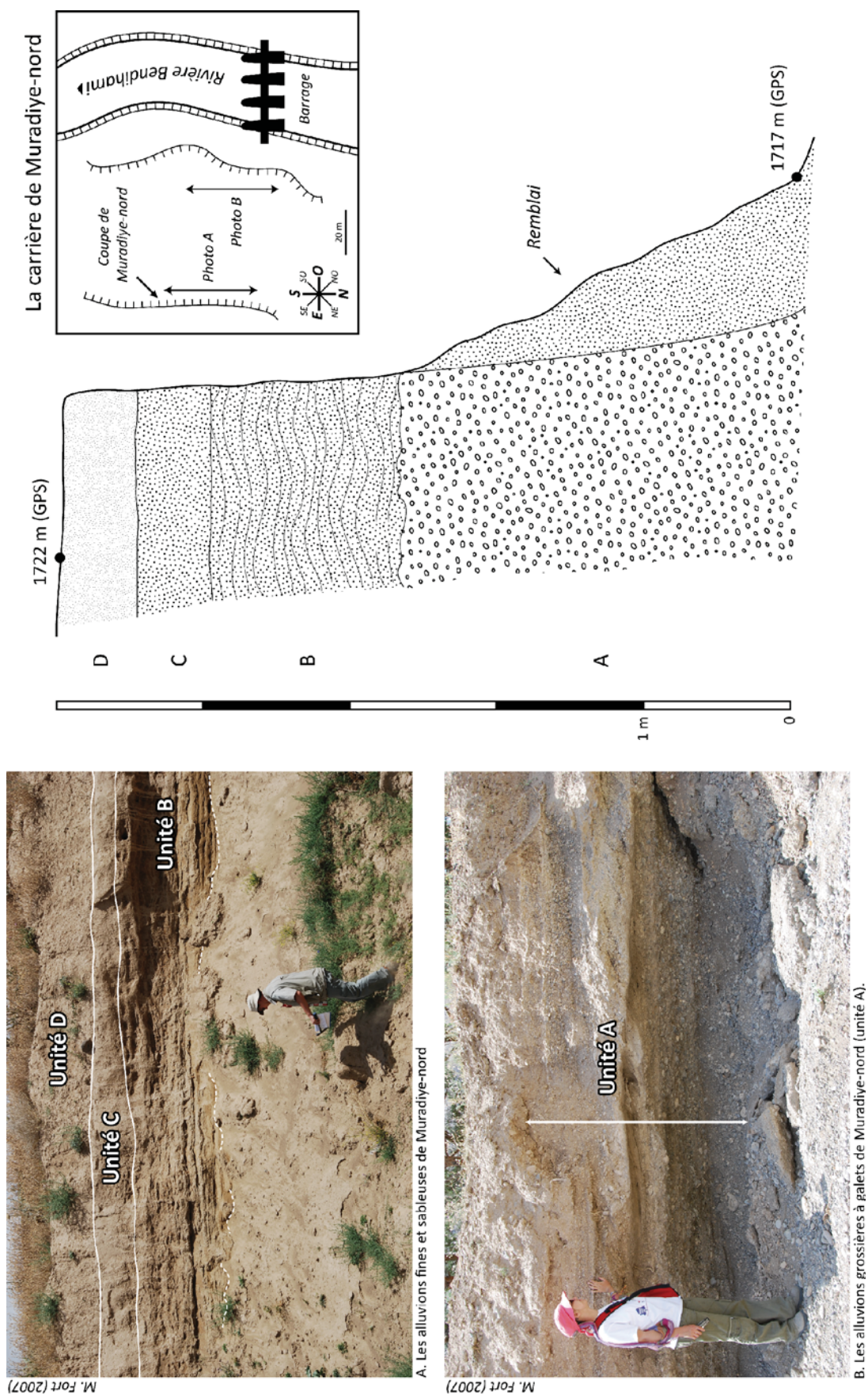


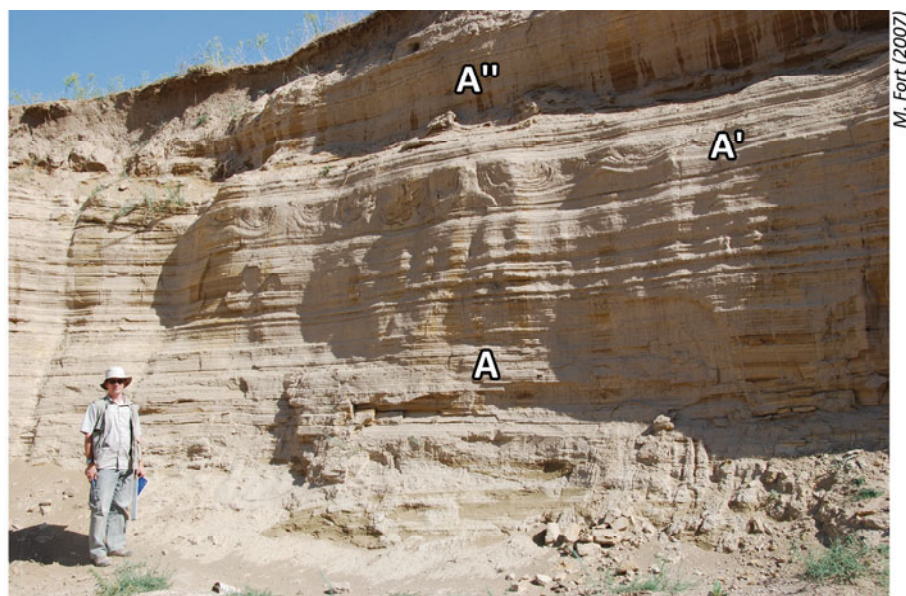
Figure 5-5. Les dépôts fluviaux de Muradiye-nord

Dans la partie occidentale de cette carrière de Muradiye-nord (fig. 5-5) on retrouve sur au moins 3 m d'épaisseur, entre 1717 et 1720 m, des dépôts à galets (fig. 5-5, photo B) que nous associons à la première unité A sous l'unité sableuse B. L'épaisseur de la formation alluviale à galets témoigne de l'existence, à un moment donné de l'histoire de la vallée, d'un chenal actif beaucoup plus large que le chenal actuel.

III.2. La séquence lacustre de Muradiye-Ville

En aval de « Muradiye-nord », la rivière quitte définitivement la coulée de basalte pour s'écouler dans des formations sableuses, exploitées en carrière à l'ouest de la ville de Muradiye. L'altitude du plancher de la carrière « Muradiye-ville » a été mesurée à 1702 m, soit +54 m au-dessus du niveau du lac actuel. Les niveaux sédimentaires supérieurs atteignent 1719 m, ce qui représente une succession sédimentaire continue d'au moins 17 m d'épaisseur. Les figures 5-6 et 5-7 présentent les deux principales coupes de cette carrière. A l'entrée de la carrière (Coupe 1), 4,5 m de sables beiges fins laminés correspondent à des *bottomsets* lacustres (unités A-A", fig. 5-6). Certains niveaux sont déformés, notamment à 2,7 m de la base de la coupe où le lit (A'), de 60 cm d'épaisseur, présente des sismites. D'autres déformations ont affecté ces *bottomsets*. Ainsi, des ondulations sont visibles dans les lits de la partie supérieure du dépôt (unité A", de 1,2 m d'épaisseur). Les 50 cm supérieurs de la coupe sont constitués d'une formation non litée (unité B) qui recouvre en les ravinant, les *bottomsets* sous-jacents. Cette formation comprend à la base des graviers et au sommet des limons interprétés comme des dépôts colluviaux (unité C).

Dans la coupe 2, située plus au sud dans la carrière (fig. 5-7), les lits sableux présentent une inclinaison vers le sud, c'est-à-dire vers le lac. La transition entre les *bottomsets* de l'unité A" et les dépôts supérieurs de la carrière (vers la coupe 2) a été observée dans la carrière à une altitude d'environ 1714 m, ce qui suggère une épaisseur totale des sables beige laminés d'au moins 12 m. Les *bottomsets* sont recouverts par une unité à *foresets* d'au moins 2 m d'épaisseur (unité A de la coupe 2), dont la base est cachée par des remblais. Le faciès de ces *foresets* est homogène ; ils sont uniquement composés de sables fins et moyens. L'inclinaison des lits varie : faiblement inclinés à la base (<20°), ils le sont davantage dans la moitié supérieure (>20°). Au-dessus de ces *foresets*, à un peu plus de 1717 m d'altitude, l'unité suivante, de 50 cm d'épaisseur, présente des lits épais horizontaux, de 15 cm qui correspondent à des *topsets* (unité B); la granularité est grossière à la base, s'affinant vers le haut. Cette succession *foresets-topsets* caractéristique d'un delta permet d'identifier deux paléoniveaux du lac (fig. 5-7 et 5-8) positionnés à 1717 m et 1718 m. L'accumulation se termine par un dépôt de limons massifs de plus d'un mètre d'épaisseur (unité C, fig. 5-7 ; unité B, fig. 5-8) sous le sol actuel. Ce dépôt limoneux est similaire au dépôt de la coupe 1 qui recouvre l'ensemble des formations deltaïques et lacustres.



Les *bottomsets* limono-sableux (unité A) de Muradiye-ville (coupe1). Remarquer les sismistes déformant les lits sablo-limoneux en milieu de coupe (unité A').

Coupe 1

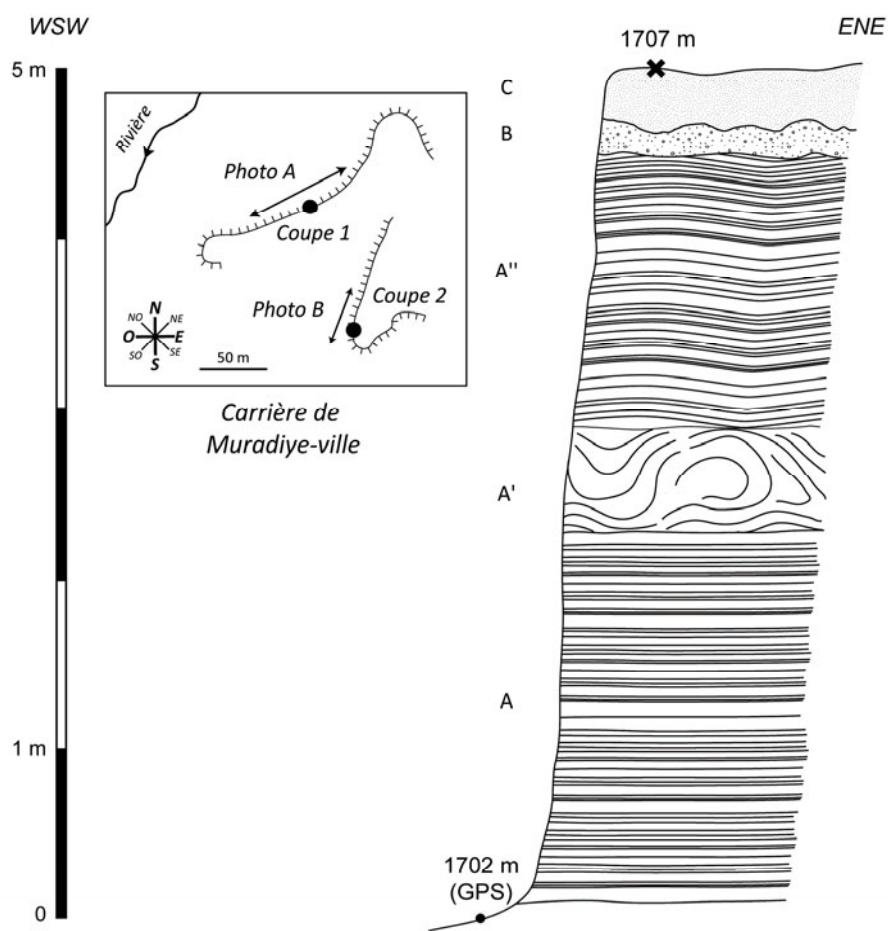


Figure 5-6. Les *bottomsets* de Muradiye-ville (coupe 1)

Le site de Muradiye-ville permet de reconstituer un ensemble d'environnements de dépôts où un delta sous-lacustre se raccorde à un milieu lacustre plus profond (*bottomsets* sableux de la coupe 1). Le delta, identifié dans les dépôts, présente une architecture sédimentaire complexe avec plusieurs corps deltaïques délimités par plusieurs niveaux d'érosion dans les parties supérieures des *foresets* (D1, D2 et D3, coupes 3, fig. 5-8). Cet ensemble deltaïque correspond à une construction sous-lacustre positionnée à l'aval d'une paléo-embouchure de la Bendimahi représentée par les dépôts majoritairement fluviaux de la coupe de Muradiye-nord.

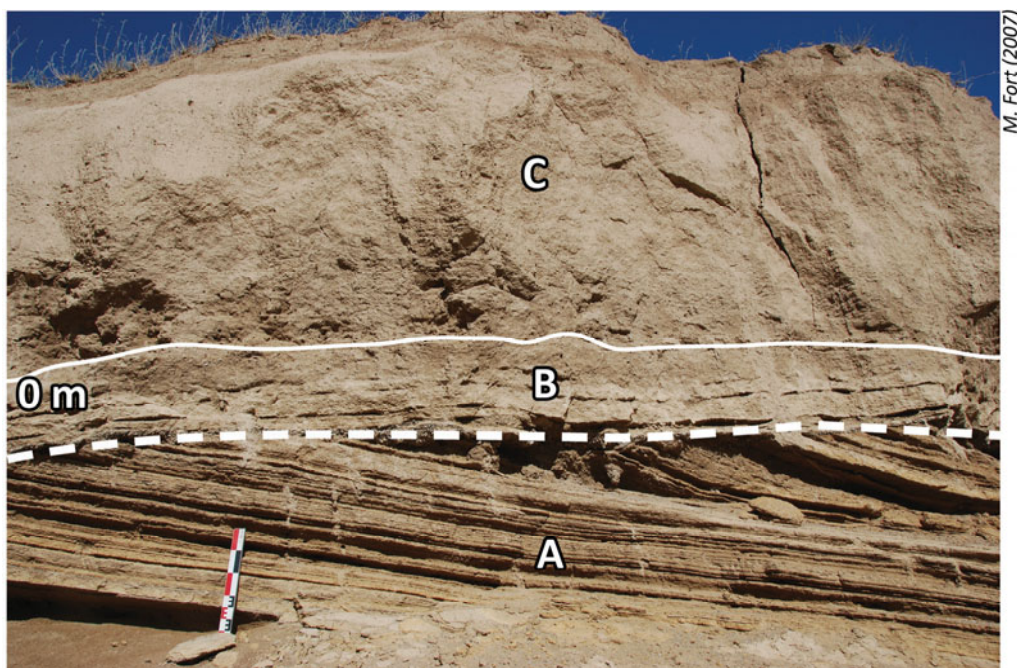
La correspondance d'altitudes semble indiquer la contemporanéité de dépôt des deux séquences, qui positionnent un paléorivage du lac vers 1717-1718 m.

III.3. Interprétations des faciès sédimentaires

Dans la vallée de la Bendimahi, le faible nombre de coupes est compensé par la position « stratégique » des deux sites qui ont livré des coupes situées au contact entre la vallée encaissée dans la coulée basaltique et la plaine fluvio-lacustre où sont représentés différents faciès sédimentaires. La bonne conservation des archives, notamment à Muradiye-ville, est déterminante pour la reconstitution des anciens milieux de sédimentation associés à des phases de transgression et des paléoniveaux du lac.

Au regard de la configuration spécifique de la vallée, il s'avère que les dépôts de Muradiye-nord sont les dépôts sableux les mieux conservés à l'amont de cette section de la vallée. Ces sables qui recouvrent à la fois les alluvions grossières et les basaltes sont associés, d'une part, aux alluvions grossières d'un point de vue stratigraphique faute de contact d'érosion et, d'autre part aux dépôts lacustres de Muradiye-ville. En effet, leur granulométrie, leur pétrographie ainsi que leurs altitudes sont compatibles. Ces faciès signifient le passage d'un environnement continental (aggradation alluviale) à Muradiye-nord à un environnement lacustre à Muradiye-ville.

A l'aval, près de Muradiye, les sables lacustres correspondent à la transition d'un milieu lacustre offshore (*bottomsets*) à un delta lacustre (*foresets*). Les relations stratigraphiques des enregistrements des milieux de sédimentation contemporains sont sans hiatus. Seul le contact avec les colluvions supérieures indique une phase érosive postérieure à la présence du lac. La séquence *foresets-topsets* de la coupe 3 de Muradiye-Ville met en évidence plusieurs deltas (D1, D2, D3, fig. 5-8) dont les points d'inflexions sont compris entre 1717 et 1718 m et qui se raccordent aux dépôts alluviaux de Muradiye-nord à 1721 m d'altitude. L'architecture des dépôts révèle plusieurs paléoniveaux lacustres dont le plus élevé (point d'inflexion de D1) est érodé et antérieur aux deux autres (points d'inflexion de D2 et D3).



M. Fort (2007)

Toit de la séquence de Muradiye-ville avec le contact entre les *foresets* de l'unité A et les *topsets* de l'unité B (coupe 2). L'unité sommitale sur la photo est l'unité C limoneuse massive peut-être en partie d'origine éolienne.

Coupe 2

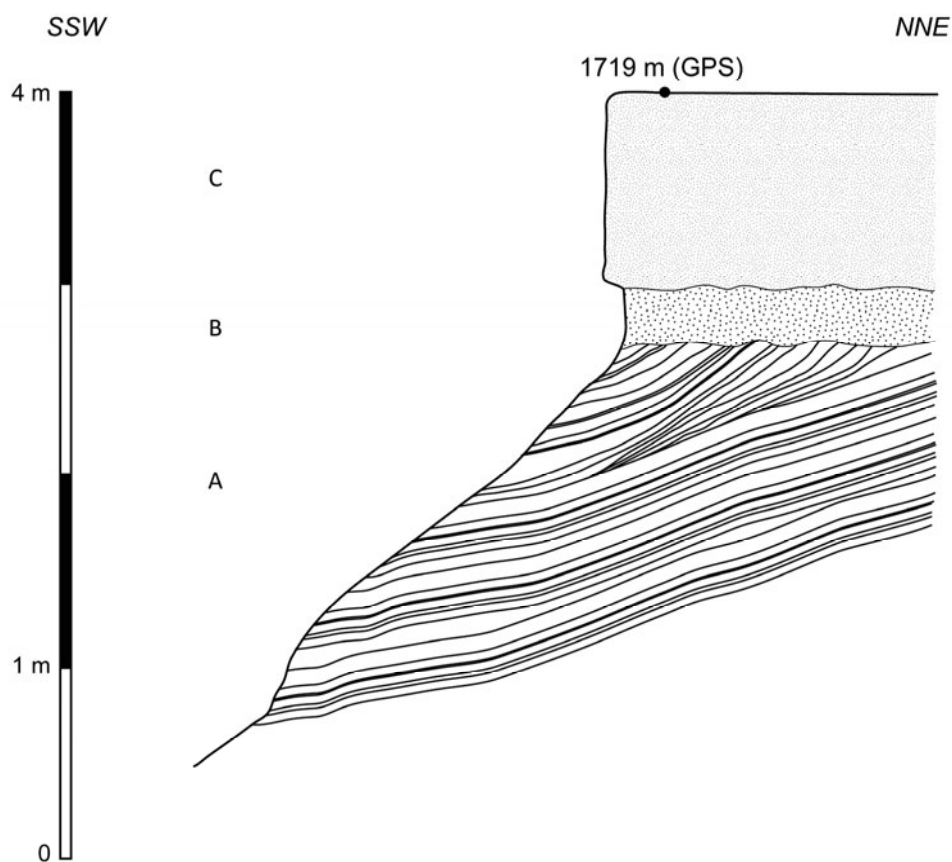


Figure 5-7. Les *foresets* et les *topsets* de Muradiye-ville (coupe 2)

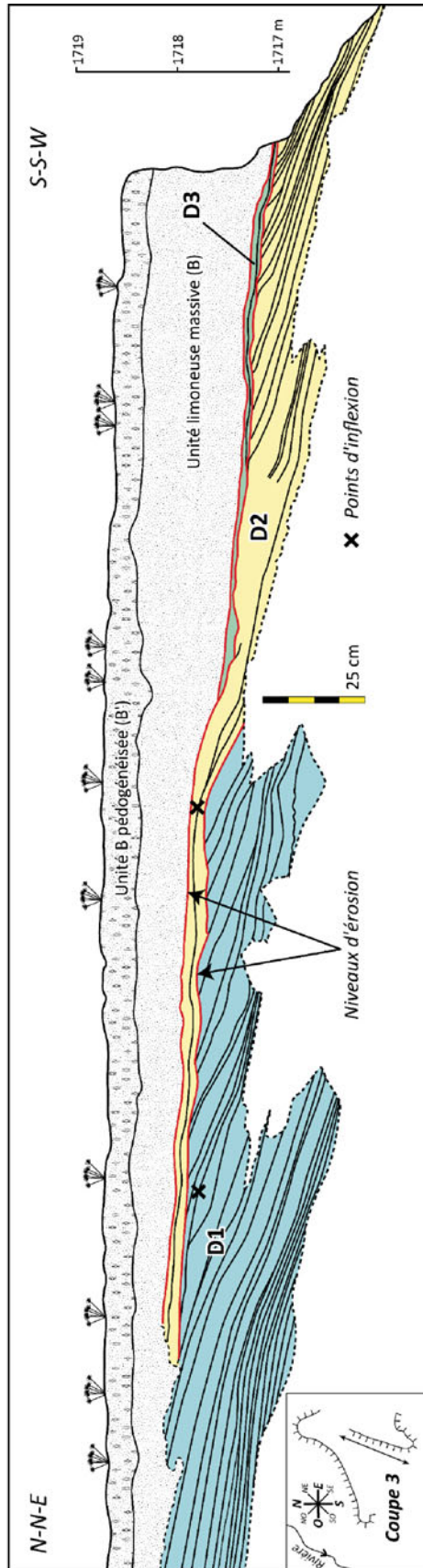


Figure 5-8. L'architecture des dépôts deltaïques à Muradiye-ville (coupe 3 : prolongement de la coupe 2)

A l'aval, près de Muradiye, le talus recoupant en terrasse les sables lacustres correspond à la transition d'un milieu lacustre offshore (*bottomsets*) à un delta lacustre (*foresets*). Ce talus n'est donc pas d'érosion. En effet, les relations stratigraphiques des enregistrements des milieux de sédimentation contemporains sont sans hiatus. Seul le contact avec les colluvions supérieures indique une phase érosive postérieure à la présence du lac. La séquence *foresets-topsets* de la coupe 2 de Muradiye-Ville permet de déterminer un paléoniveau lacustre à 1717 m (D3, fig. 5-8) auquel correspondent, à 1721 m d'altitude, les dépôts alluviaux de Muradiye-nord. En réalité l'architecture des dépôts révèle plusieurs paléoniveaux correspondant aux points d'inflexion de deux autres deltas (D1 et D2, fig. 5-8). Le plus élevé est à 1 m au-dessus du pont d'inflexion de D3 soit à 1718 m.

Les faciès sédimentaires indiquent donc la succession d'une phase alluviale grossière (repérée en aval des gorges basaltiques), suivie par une montée du niveau du lac (transgression) dont témoignent les alluvions de plus en plus fines à l'amont et les *bottomsets* à l'aval.

IV. Etude morphologique de la vallée et identification des niveaux de terrasses

Malgré les faibles distances entre les sites étudiés, ceux-ci fournissent des paysages morphologiques très contrastés. Les profils transversaux et longitudinaux permettent d'en présenter les différents éléments.

Dans le secteur amont, la vallée est entaillée dans des plateaux rocheux volcaniques qui se terminent par des rebords plus ou moins abrupts. Les formes observées dans la vallée correspondent à des surfaces sub-structurales dénudées ou recouvertes par des sols très minces. A l'aval, l'élargissement de la vallée a permis l'enregistrement de variations importantes du niveau de base. En effet, les sédiments accumulés en aval des gorges témoignent d'un fort ennoyage de la partie basse de la vallée (fig. 5-2). A l'amont, les traits morphologiques de la vallée, avec ses coulées épaisses, ont été produits à la fois par l'accumulation de plusieurs épanchements de laves volcaniques et par une érosion d'origine fluviale. Aucune topographie en amont de Muradiye-nord ne correspond à un nivellement d'origine lacustre (fig. 5-9).

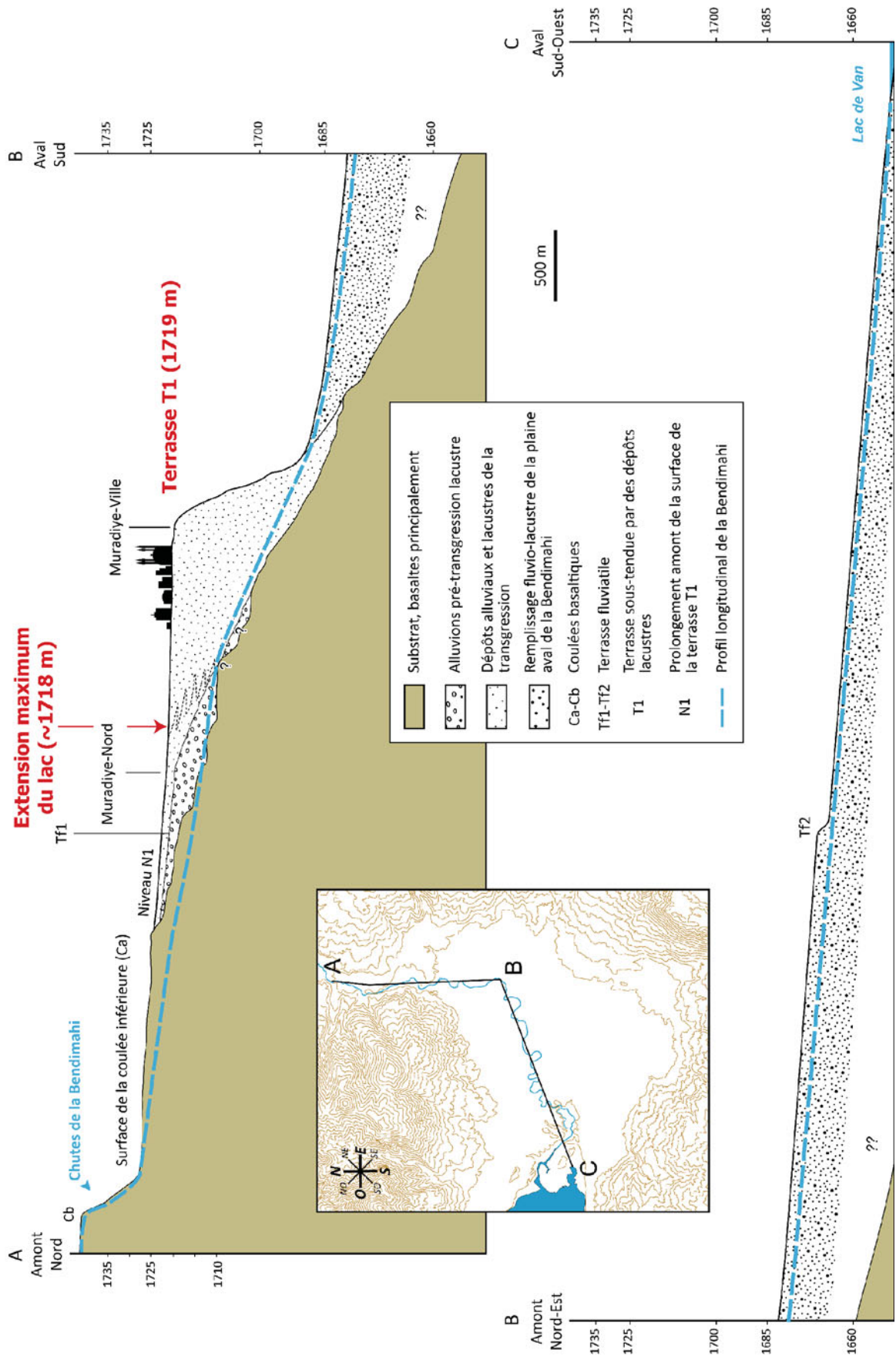


Figure 5-9. Profil morphologique synthétique de la basse vallée de la Bendimahi

A partir de la sortie des gorges (Muradiye-nord), les profils de la vallée évoluent. Les formes d'érosion s'inscrivent non seulement dans le substrat mais également dans des dépôts associés à une submersion lacustre antérieure à l'érosion ayant abouti aux formes actuelles. Sur le profil transversal de la vallée (fig. 5-4), le lit de la rivière est encaissé dans la coulée basaltique et les topographies planes du lit majeur correspondent à l'accumulation de sables dont l'épaisseur est relativement importante (>2 m). La morphologie de la vallée, bien qu'encore dépendante de la présence du substrat (encaissement de la rivière dans la coulée rocheuse), se caractérise par un fond de vallée relativement plat qui correspond à un premier niveau N1, incliné de 1725 à 1721 m (D'amont en aval) (fig. 5-9). A Muradiye-nord, la rive gauche de la rivière n'est plus entaillée dans les basaltes mais dans une formation fluviatile à galets qui forme un rebord de terrasse de 10 m de hauteur (bien visible au proche aval du barrage) dont le sommet est à 1720 m (fig. 5-2 et 5-9, Tf1). D'après les relations morphologiques entre le niveau N1 et la surface des coulées (Ca et Cb, fig. 5-9) à l'amont, l'incision des basaltes est antérieure à l'accumulation sédimentaire d'origine fluvio-lacustre qui la recouvre. L'affleurement basaltique actuel en rive droite et l'érosion des galets en rive gauche résultent donc d'une exhumation récente d'une morphologie fluviatile ancienne (Tf1), antérieure à la remontée du niveau du lac.

La question est de savoir si la surface de la terrasse T1 à l'aval (fig. 5-9) est connectée ou non à des surfaces d'érosion et si le plan incliné qui les connecte correspond à une surface polygénique. Dépourvues de couverture sédimentaire, la surface de la coulée inférieure Cb n'a peut-être jamais été recouverte d'alluvions sur ses parties latérales. Cela signifierait alors que le remplissage alluvial s'est effectué seulement dans la partie centrale de la vallée, là où la rivière a pu entailler la coulée de lave. Les processus d'érosion qu'elle a pu subir correspondent de toute façon à une dynamique ancienne et antérieure aux dépôts sableux de Muradiye-nord.

Les différentes morphologies décrites indiquent donc trois phases dans l'évolution de l'amont de la vallée. (i) La première phase correspond à la mise en place de coulées de lave dans une paléo-vallée vraisemblablement dessinée dans des formations volcaniques plus anciennes. Ces coulées ont été incisées de manière préférentielle par la paléo-Bendimahi dans leur partie centrale, et très peu érodées dans leurs parties latérales. (ii) La seconde phase se caractérise par des apports alluviaux importants, relativement grossiers (galets et graviers), localisés à l'aval des gorges, qui permettent de reconstituer un profil longitudinal plus incliné que l'actuel (fig. 5-9). Cette phase alluviale a été interrompue par une variation du niveau de base illustrée par la terrasse d'accumulation Tf1. (iii) La troisième phase est caractérisée par des apports alluviaux localement plus limités et plus fins que dans la phase alluviale précédente : le faciès témoigne d'un milieu de sédimentation fluviatile de plus faible énergie associé à un niveau de base beaucoup plus élevé. Cette phase est corrélative des dépôts sableux. Le profil longitudinal de ces dépôts est compatible avec l'altitude du haut niveau lacustre de Muradiye-ville. La différence d'altitude n'est que de +4 m seulement, soit une pente longitudinale très faible de 0,1%, similaire à celle que l'on observe aujourd'hui au contact entre les fonds de vallée et le lac.

Ce schéma en trois phases se confirme à l'aval, où les profils morphologiques transversaux montrent un fond de vallée plat dans ses parties latérales et des formations sableuses de plus en plus épaisses. Ce changement morphologique aval est très marqué au site de Muradiye-ville car, non seulement le substrat basaltique n'est plus visible, mais la terrasse T1 est également interrompue par un talus d'une vingtaine de mètres de hauteur dessiné dans les formations sableuses qui bordent la plaine au Nord (fig. 5-9). Conformément aux faciès sédimentaires observés à Muradiye-ville, les dépôts à l'affleurement le long de ce talus sont d'origine lacustre, ce qui prouve qu'à une période de l'évolution de la vallée le lac s'étendait beaucoup plus à l'amont qu'actuellement. A l'aval du système immergé (niveau du lac 1717 -1718 m), les sédiments sableux apportés par la rivière s'empilent sous forme de delta sous-lacustre. La granularité sableuse des dépôts tant à l'amont (fluviaux) qu'à l'aval (lacustres), étaye l'hypothèse qu'il s'agit du même système. La proximité d'un paléoniveau du lac (1717 m) explique les pentes très faibles des profils longitudinaux associés à ces sables.

Suite à ce haut niveau, les formations lacustres ont été érodées (Muradiye-ville) lors d'un retrait suivi d'une stabilisation du niveau du lac (fig. 5-10), à ~1680 m, responsable de l'évolution en falaise de la ligne de rivage. Cette falaise est à l'origine du talus actuel (fig. 5-2). Ce talus est en retrait sur plusieurs kilomètres par rapport au lit actuel de la rivière et atteint même les versants⁴⁸. Il fait face à la plaine fluvio-lacustre en regardant vers le sud. Dans l'hypothèse d'une stabilisation du niveau du lac, même dans un laps de temps relativement court, le talus actuel serait une falaise morte. Celle-ci aurait été vive jusqu'à ce que le lac se retire plus bas faisant migrer la ligne de rivage plus au sud (fig. 5-10). Des exemples actuels de falaise morte se retrouvent autour du lac de Van (embouchure de la vallée de l'Engil, falaise à +10 m) et s'expliquent par le sapement des formations lacustres (facilement érodables) par les vagues, qui entraîne le recul progressif de la falaise et l'avancée de la ligne de rivage tout en formant une plateforme d'abrasion (fig. 5-10). Celle-ci est devenue une surface de regradation lors de son émergence à mesure que le lac se retirait. Aujourd'hui, la plateforme d'abrasion associée à la falaise morte de la Bendimahi se trouve soit enfouie sous le remplissage de la plaine deltaïque, soit associée à une basse terrasse (Tf2). Après le retrait du lac, la rivière s'est encaissée pour s'adapter à la baisse cumulée du niveau de base qui a atteint au moins 1697 m, soit 20 m (envergure du talus actuel) plus bas que le maximum de la transgression.

La vallée de la Bendimahi illustre : (i) le rôle du lac dans la morphogenèse, par son action de construction (accumulations sableuses) et de destruction (érosion en falaises littorales, surface de regradation), et (ii) les rôles combinés du lac et de la rivière dans l'évolution géomorphologique de la vallée (incision des rivières contrôlées par le niveau de base).

A l'amont les morphologies ne sont pas liées à la présence du lac mais à l'action de la rivière (dépôts, incision), avec la mise en relief de surfaces dégagées dans le substrat, dominant

⁴⁸ Ce qui prouve que ce talus est d'érosion et qu'il ne s'agit pas du talus prodeltaïque sous-lacustre.

une ancienne terrasse d'accumulation fluviale formée d'alluvions grossières (Tf1). Le profil N1 connecte les morphologies volcaniques latérales de la vallée aux dépôts de Muradiye-ville pour y former la terrasse T1. Celle-ci est considérée comme une terrasse qui témoigne a) d'une accumulation sédimentaire liée à un haut niveau du lac, b) d'une incision postérieure liée à la baisse du niveau du lac et d'une érosion plus ou moins rapide des dépôts inférieurs (fig. 5-10).

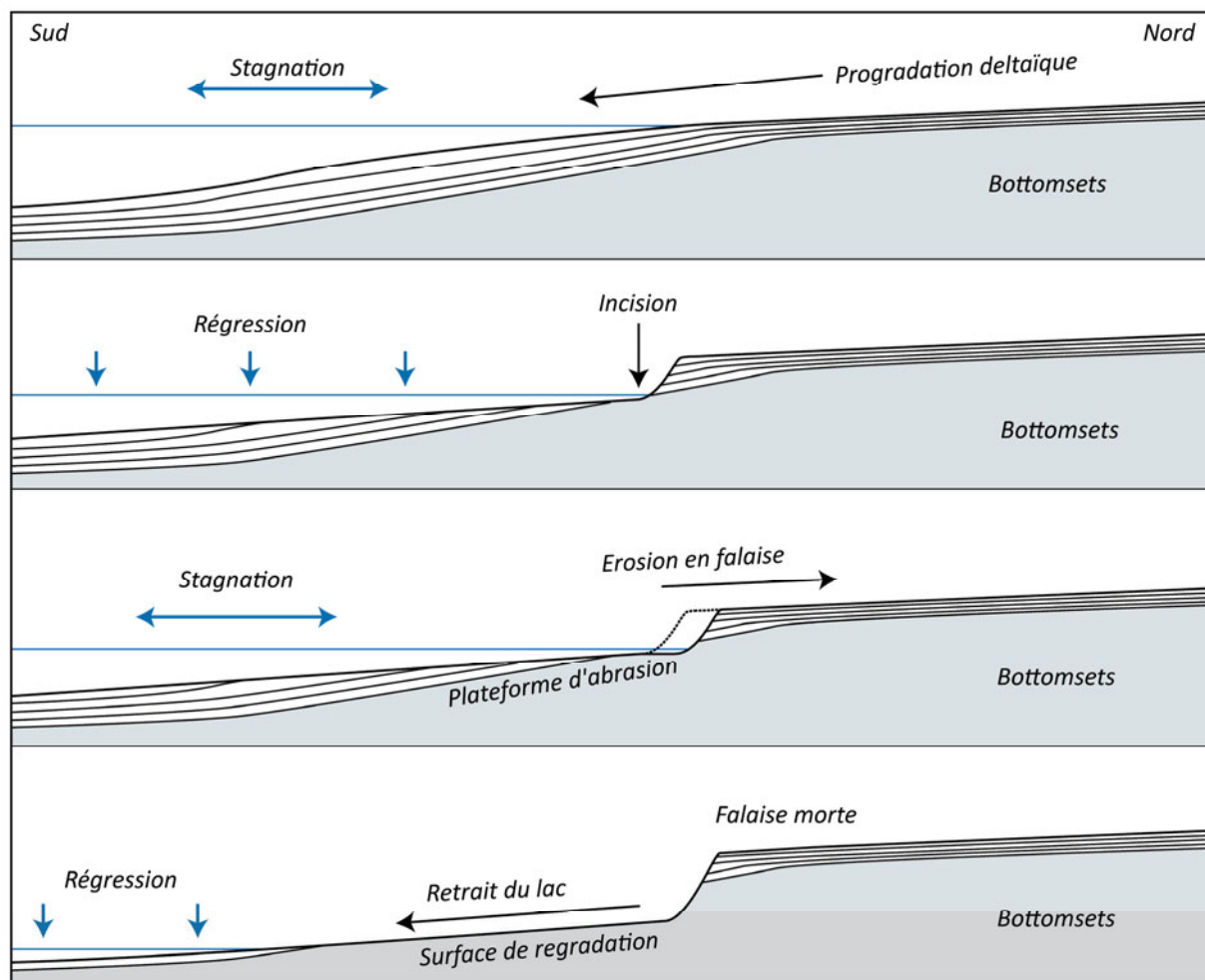


Figure 5-10. Interprétation morphodynamique du site de Muradiye-ville

Les observations menées dans la plaine deltaïque ont permis de repérer au moins une basse terrasse Tf2⁴⁹ (fig. 5-9), très difficile à identifier étant donné la faible hauteur du talus (quelques mètres) par rapport au niveau de la rivière actuelle. Cette morphologie est associée à une divagation et à un approfondissement du lit de la rivière. Elle limite néanmoins le lit mineur de la rivière en plusieurs endroits (pl. 10, photo f, p. 53).

⁴⁹ Il existe peut-être plusieurs autres terrasses légèrement plus hautes mais celle située en bordure de la rivière est la seule à avoir pu être identifiée.

A plus petite échelle, la construction de la vaste plaine de la Bendimahi doit être appréhendée sur le temps long. Les sédiments qui la comblent correspondent à plusieurs phases détritiques et au moins à une grande phase lacustre. Le remplissage sédimentaire est donc composite, constitué de dépôts lacustres et alluviaux d'âges différents.

V. Synthèse morphostratigraphique

Les données sur les faciès, combinées à la morphologie, permettent de dresser le schéma morphostratigraphique de l'évolution de la partie aval de la Bendimahi. La mise en évidence de dépôts alluviaux d'une part, et lacustres d'autre part, suggère un schéma assez simple entre un secteur amont « continental » et un secteur aval ayant connu la double influence d'un environnement lacustre et continental. Dans ce schéma, les sites étudiés apportent des données stratégiques qui, si elles ne permettent pas de retracer une histoire détaillée de l'ensemble de la vallée, fournissent des données suffisantes pour reconstituer de grandes phases géomorphologiques associées à un ancien niveau du lac. Malgré les données limitées dont nous disposons, il est possible de présenter un premier modèle d'évolution de la vallée qui se place chronologiquement entre la mise en place des coulées basaltiques du fond de la vallée amont jusqu'à l'incision de basses terrasses dans les dépôts fluvio-lacustres de la plaine aval.

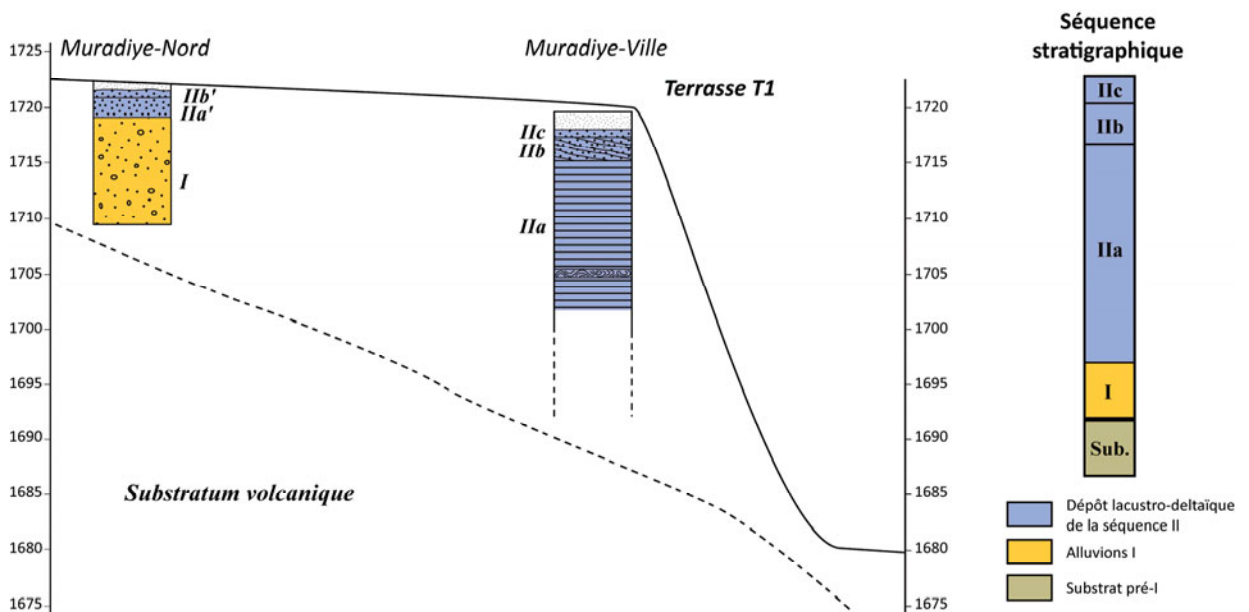


Figure 5-11. Schéma morphostratigraphique de synthèse pour la vallée de la Bendimahi

L'âge des coulées et des formations volcaniques dans la vallée de la Bendimahi n'est pas bien connu. Les basaltes forment l'essentiel du substrat et délimitent la vallée. Les formations étudiées dans la Bendimahi sont toutes plus récentes que ces coulées de basaltes. Ces dernières

ont été incisées par la rivière et sculptées par les processus d'érosion latéraux en relation avec les versants formant les surfaces Ca et Cb (fig. 5-9). Ces surfaces, visibles au proche amont du barrage, ne le sont plus à l'aval au site de Muradiye-nord où elles sont recouvertes par des formations plus récentes fluviales puis fluvio-lacustres (fig. 5-9).

Sur ces formations plus anciennes, la stratigraphie du site de Muradiye-nord montre des unités à graviers et galets recouvertes de sables alluviaux. L'unité fluviale basale (I) (fig. 5-11) est la plus ancienne formation superficielle retrouvée dans le secteur d'étude. Celle-ci se met en place lors d'une première phase d'importants apports détritiques par une paléo-Bendimahi pré-II. Ces dépôts ont recouvert largement le substrat basaltique, dans un contexte paléo-hydrologique différent de l'actuel. Les éléments exposés plus haut suggèrent que par le passé la compétence et la capacité de transport de la Bendimahi étaient beaucoup plus développées qu'actuellement. De plus, le lit de la Bendimahi devait être nettement plus large que l'actuel. Cependant, ces alluvions n'apparaissent pas à Muradiye-ville. L'inclinaison du profil de cette paléo-Bendimahi qui est associé à ces alluvions grossières expliquerait qu'ils n'affleurent que très localement. S'ils n'ont pas été complètement érodés, ces dépôts devraient se trouver sous ou en passage latéral avec la séquence lacustre de Muradiye-Ville (fig. 5-9). Ces alluvions grossières passent verticalement et vers le haut à des dépôts sableux.

Après cette phase alluviale grossière la géométrie des dépôts témoigne d'une montée importante du niveau du lac. Cette transgression est enregistrée par les dépôts de *bottomsets* lacustres (IIa, faciès A à A") de Muradiye-Ville témoignant d'un niveau d'eau lacustre d'au moins une dizaine de mètres au-dessus du cône. Par conséquent lors de la sédimentation des tout premiers *bottomsets* visibles (1702 m) le niveau du lac pouvait être légèrement plus haut que le paléoniveau lacustre identifié à 1717 m. Par ailleurs la granularité ainsi que la structure en lits épais des dépôts (non varvés) suggèrent un milieu offshore avec une hauteur d'eau inférieure à 30 m. L'unité IIa est associée aux alluvions sableuses (IIa'). Ceci étant, l'aspect régulier de la sédimentation montre que le milieu de sédimentation ne varie guère depuis la base du dépôt jusqu'au sommet des *bottomsets*. Les faciès de la coupe 1 de Muradiye-ville (fig. 5-6) prouvent également que la transgression du lac est continue jusqu'au terme du dépôt de l'unité IIa. La montée du lac atteint vraisemblablement son maximum à quelques mètres au-dessus de l'altitude des *bottomsets* supérieurs, c'est-à-dire 1715 m.

L'unité IIb, composée de *foresets*, permet de déterminer avec précision, à 1717 m, la position d'un paléoniveau lacustre. Lors de cette phase, un delta sableux se développe et prograde dans le lac. A peu de choses près, la ligne de rivage suivait le tracé du talus/terrasse actuel d'Est en Ouest. Le trait de côte s'est stabilisé à mesure que progressait le delta. La présence de ces *foresets*, tout comme des *topsets* supérieurs (IIc), souligne l'importance des apports issus du bassin versant. Ces apports ont été très importants avant (alluvions) et lors de la phase lacustre identifiée (deltas). Le delta de Muradiye-ville se raccorde aux alluvions sableuses de l'amont suivant la pente très faible que nous avons décrite. L'épaisseur des dépôts de

la séquence II (IIa-IIc) souligne le volume important de sédiments mobilisés par les écoulements depuis le bassin versant et déposés dans le lac. L'origine du rebord de la terrasse T1 tel que nous l'observons aujourd'hui est héritée d'un fonctionnement en falaise d'une vingtaine de mètres formée au détriment des dépôts du front deltaïques puis des dépôts lacustres. L'érosion de cette falaise est forcément due à une phase de régression du lac à un niveau inférieur au paléoniveau lacustre reconstitué puis à une stabilisation de ce niveau du lac à 1680 m environ.

Cette pause dans une dynamique de régression plus ample, à laquelle correspondrait cette érosion en falaise active, semble avoir été relativement rapide. Il est cependant difficile d'estimer l'ampleur du recul de cette falaise. La surface Tf2 pourrait être interprétée comme une paléosurface d'abrasion qui témoignerait d'un recul de plusieurs kilomètres. Le rebord vigoureux⁵⁰ de la Terrasse T1 témoigne cependant de l'intensité des processus d'érosion liés au lac. Il est probable que le lac se soit ensuite retiré assez loin obligeant la Bendimahi à ajuster son profil de façon drastique. Lors de la phase de recul du lac, la rivière s'est incisée dans des formations lacustres qui affleuraient progressivement, puis dans les formations alluviales antérieures et enfin (à nouveau) dans le substrat volcanique. Sa capacité à inciser la roche basaltique résistante souligne également l'intensité et l'amplitude de cette phase de régression.

Le remplissage de plaine de la Bendimahi pose de nombreuses questions. Le resserrement amont de la vallée a pu provoquer, à l'aval, des épanchements/accumulations alluviaux importants du fait que la rivière était libérée d'une certaine contrainte structurale. Lorsque l'on regarde la disposition des hauts reliefs à l'aval de la Bendimahi, ceux-ci sont assez éloignés du cours d'eau, notamment à l'est de la plaine (fig. 5-1 et 5-2). Cette configuration apparaît favorable à la mise en place d'un grand cône deltaïque, aujourd'hui enfoui sous le plancher de la plaine et dont l'apex serait au niveau de Muradiye. La bathymétrie actuelle et les mesures des *ismic reflexion* [Degens et Kurtman, 1978] montrent un grand *fan* sous-lacustre immergé au débouché de la rivière actuelle (cf. ch. 2). L'apex de ce cône se trouverait sous la plaine de la Bendimahi. Cette phase deltaïque ancienne étaye l'hypothèse de constructions deltaïques importantes associées à la régression du lac postérieures aux dépôts de Muradiye-ville. Le remplissage de la plaine de la Bendimahi pourrait avoir fossilisé une paléo-vallée et ses vastes paléo-deltas associés. Tout en ajustant son profil longitudinal par l'incision, la paléo-Bendimahi a dû évacuer des quantités importantes de sédiments, action qui s'est exprimé par la progradation de cônes deltaïques. Dans un contexte où la tendance du lac est à la régression, les dynamiques d'incision fluviales ont dû alterner avec des dynamiques de progradation deltaïques.

⁵⁰ Dont la pente est plus forte que le pendage des dépôts deltaïques de Muradiye-ville (D1, D2...), ce qui va dans le sens d'un talus d'érosion.

Les morphologies de basses terrasses que l'on observe aujourd'hui dans la plaine sont postérieures à ces différentes phases d'évolution, parachevant une ultime oscillation négative et récente du niveau de bas.

VI. Conclusion

Malgré le faible nombre de site, la vallée de la Bendimahi présente un schéma simple mais néanmoins intéressant sur l'évolution de cette partie nord-est du bassin versant du lac. Nos résultats concernant les faciès montrent que le niveau du lac est monté à une altitude d'au moins 1718 m et vraisemblablement autour de 1720 m (+72 m au-dessus du niveau actuel) ce qui a entraîné l'immersion de la basse vallée de la Bendimahi entre Muradiye-ville et la ligne de rivage actuelle. L'étude morphologique rend compte des modalités de l'évolution post-transgression et de l'impact de la régression sur les processus d'érosion lacustre et d'incision fluviale. Ces dernières expliquent la morphogénèse, lors de l'abaissement du niveau de base post-transgression, d'une terrasse principale T1 sous-tendue par des dépôts lacustro-deltaïques et de terrasses fluviales à l'amont (Tf1) et à l'aval (Tf2).

CHAPITRE 6. LA VALLEE DE LA KARASU

I. Introduction

L'embouchure de la rivière Karasu se situe à 10 km au nord de la ville de Van. La rivière possède un cours d'environ 140 km de long (fig. 1-3, p. 26). Elle prend sa source dans les massifs constituant la frontière avec l'Iran, et dont les versants orientaux bordent la vallée de l'Araxe. Son cours principal est orienté Est-Ouest dans la partie amont du bassin versant au nord du lac Erçek, puis Nord-Sud à l'est du même lac, Est-Ouest entre Koçköy et Gülsünler et enfin Nord-Est/Sud-Ouest jusqu'à l'embouchure (fig. 6-1). Le profil longitudinal montre plusieurs seuils (fig. 6-2) liés, localement, à la faible profondeur du substrat. La forme du bassin versant de la Karasu est originale, tout en longueur, et la vallée contourne par l'ouest le lac Erçek puis passe au nord de celui-ci. A l'endroit du contournement, l'extrémité nord-ouest du lac Erçek dessine un angle proche de 90° tout comme le tracé de la Karasu. Ce vaste bassin versant est délimité, localement, par des interfluves formés de hauts reliefs escarpés et de reliefs dans les formations de la suture (*cf.* ch. 1), notamment à l'ouest de la zone cartographiée (fig. 6-1). La limite du bassin versant passe, localement, par des lignes de partage des eaux de faible altitude relativement aux hauts reliefs. Ainsi dans sa partie occidentale la limite du bassin versant est à 1733 m (+85 m au-dessus du niveau de la plaine d'inondation actuelle), et à environ 1800 m au contact du bassin du lac Erçek. Ces espaces sont potentiellement plus sensibles à des submersions lacustres ou à des variations importantes du niveau de base régional.

Bien que faiblement peuplée, il s'agit probablement de la vallée la plus exploitée par l'activité anthropique. Les carrières ouvertes en bordure de la plaine alluviale ou dans la plaine alluviale elle-même sont nombreuses. A partir de Köprübaşı, l'activité s'intensifie au point de bouleverser complètement les paysages. L'ouverture de carrières fournit un nombre très important de coupes, en quantité bien plus importante que dans la Bendimahi par exemple. Par endroits, le drainage des terres, mal contrôlé, a également provoqué sur les pentes l'apparition de profonds ravins qui balafrent les formations superficielles tendres. La vallée de la Karasu accueille de nombreuses sources et des canaux qui apportent l'eau depuis les versants montagneux. La végétation arborée est absente des versants, car la plupart d'entre eux sont cultivés (blé, fourrage). Seul le fond de vallée, quand il a été préservé de l'activité des carriers, présente une végétation assez dense avec des bouleaux, des arbustes et des prairies (pl.1, p. 48).

Dans le bassin versant de la Karasu, les formations géologiques sont principalement des argiles vertes d'âge tertiaire, des ensembles ophiolitiques et des calcaires. Les calcaires y affleurent souvent en éperons rocheux comme à Topaktaş ou en collines comme à Yumrutepe (localisation sur la fig. 6-1), tandis que les ophiolites forment des modelés plus doux au sud du bassin (en rive gauche de la rivière). Dans toute la section étudiée de la vallée, le substrat n'affleure que très rarement au niveau de la rivière et n'apparaît qu'en limite du bassin versant, excepté localement (ouest de Yumrutepe). Cette observation témoigne de la relative épaisseur des formations superficielles, à la fois dans le fond et sur les marges de la vallée, ce qui suppose, quel que soit leur âge, des conditions favorables à leur accumulation puis à leur conservation.

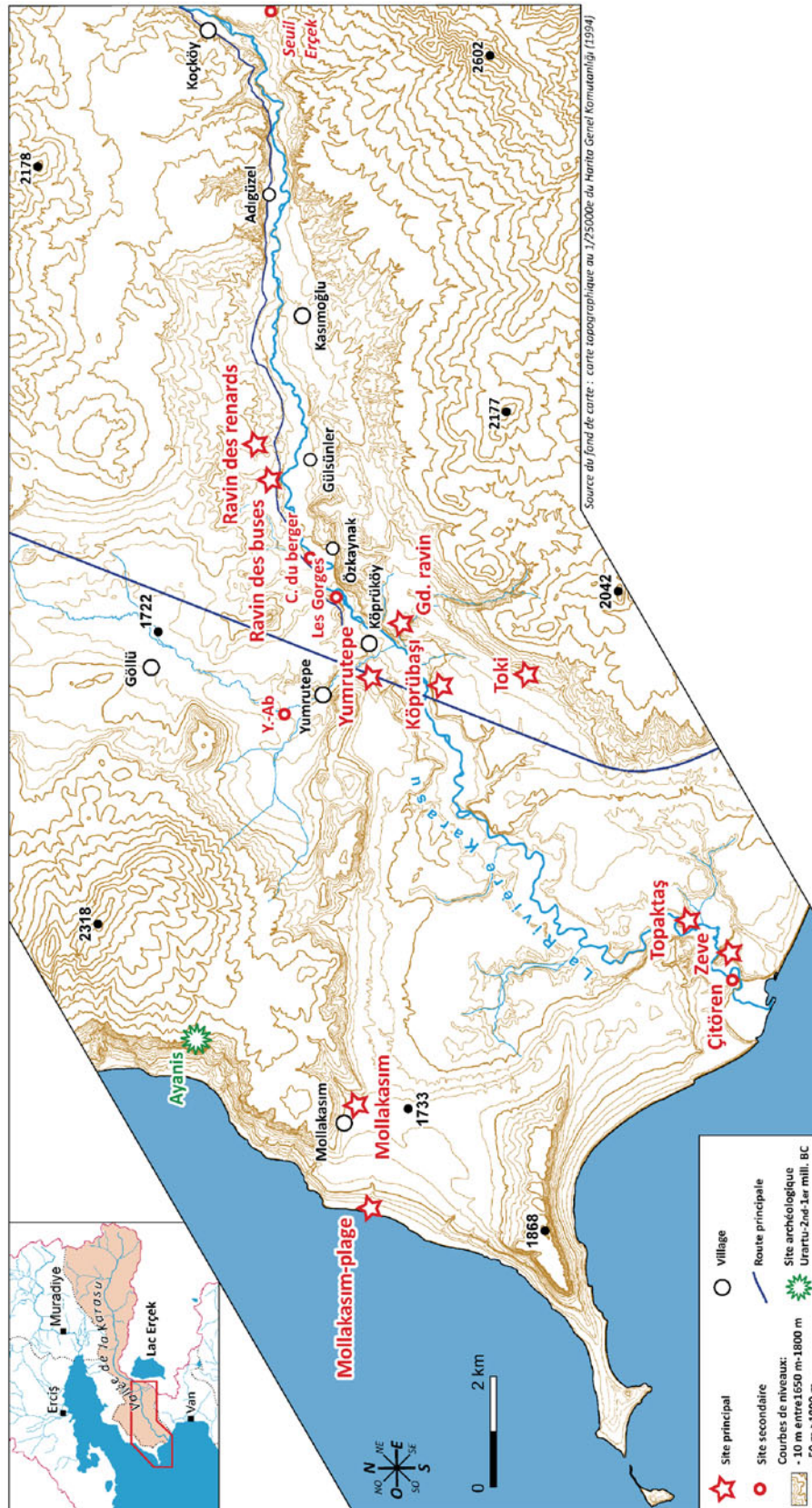


Figure 6-1. Présentation de la basse vallée de la Karasu et des sites étudiés

II. Les sites étudiés

La partie étudiée de la vallée de la Karasu correspond au secteur entre Koçköy et le lac de Van (fig. 6-1, 6-2 et 6-3), soit une section de vallée d'une trentaine de kilomètres de long. A mesure que l'on remonte la vallée, le nombre d'affleurements dans les formations superficielles diminue et ceux-ci sont de plus en plus isolés. Les prospections menées à l'amont de Kasımoğlu ont permis d'observer des dépôts à faciès principalement fluviatiles à des altitudes relatives élevées (1750 m) par rapport au lac actuel, mais à +10 m au-dessus de la rivière (fig. 6-3). A l'instar des autres vallées étudiées, nos sites de référence ont été mis en évidence grâce à la densité très importante de carrières, notamment à l'aval de Kasımoğlu. Pour la description des faciès des dépôts, les coupes sélectionnées les plus pertinentes sont celles du « Ravin des buses » en rive droite au nord du village de Gülsünler, du « Ravin des renards » également en rive droite et dans le même secteur, du « Grand ravin » en rive gauche face au village de Köprüköy, et surtout le site de Yumrutepe-Köprübaşı, le plus important de la vallée (fig. 6-1). A l'échelle de la section de vallée étudiée, ce dernier site fait la transition entre un secteur amont où la rivière s'écoule dans une vallée régulière, et un secteur aval où la vallée est plus large, hormis quelques resserrements (Topaktaş), jusqu'à l'embouchure. C'est dans cette partie aval que se trouve le dernier site étudié, Zeve-Topaktaş, formé d'un ensemble de coupes ouvertes dans des talus bordant la plaine alluviale.

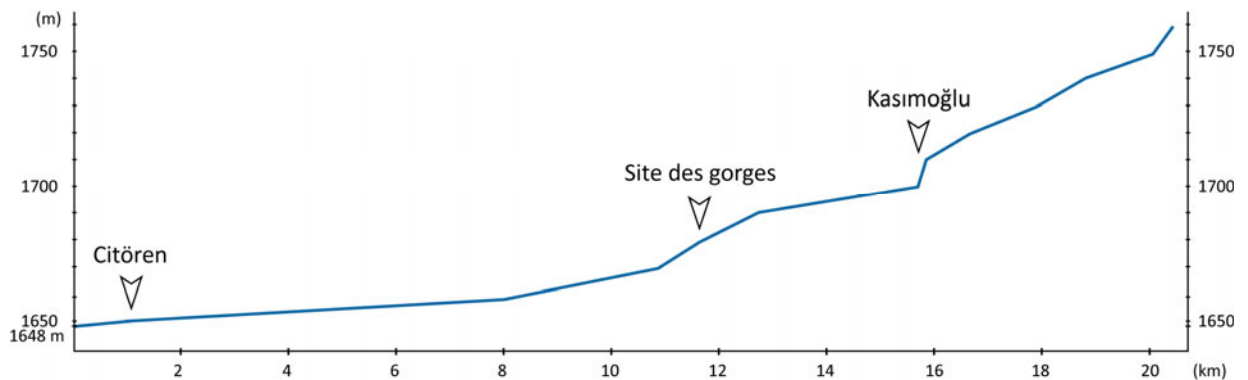


Figure 6-2. Le profil longitudinal de la Karasu

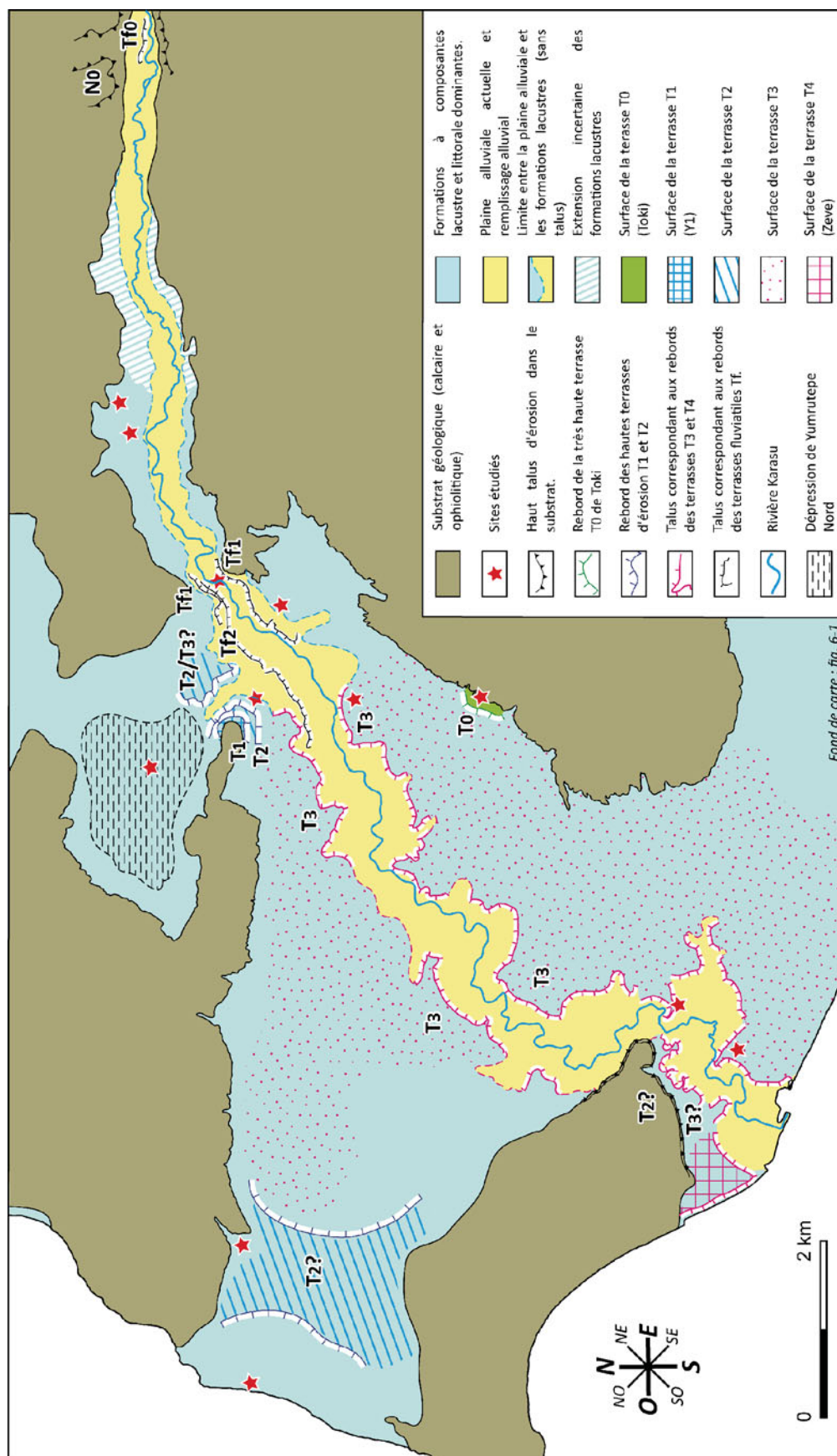


Figure 6-3. Schéma géomorphologique de la basse vallée de la Karasu

III. Les dépôts sédimentaires

III.1. Les formations de Yumrutepe-Köprübaşı

Ce vaste site se compose de plusieurs niveaux de carrières localisées à proximité du village de Yumrutepe (fig. 6-1 et 6-4) et en contrebas d'une colline (*tepe* en turc) calcaire qui domine à 1867 m), en rive droite, la vallée. Cinq carrières se succèdent depuis la rivière (1672 m) jusqu'aux flancs du *tepe*. A partir de la rivière et en remontant vers le *tepe* elles sont ici nommées : Y0, Y1, Y2, Y3 et Y4 (fig. 6-4). Le fond de la carrière Y0 est à quelques mètres au-dessus du lit de la rivière, celle de Y1 à +18 m, celle de Y2 à +22 m, celle de Y3 à +42 m et celle de Y4 à +57 m. On associe au site de Yumrutepe celui de Köprübaşı, situé plus à l'aval sur l'autre rive de la Karasu. Pour ce site, deux coupes ont été retenues (notées K1 et K2). La coupe K1, la plus basse, se développe dans les formations d'un haut talus et sa base est à 7-8 m au-dessus du niveau de la rivière. La coupe K2 est située en bordure de la route à ~1697 m pour sa base, soit +24 m au-dessus de la rivière.

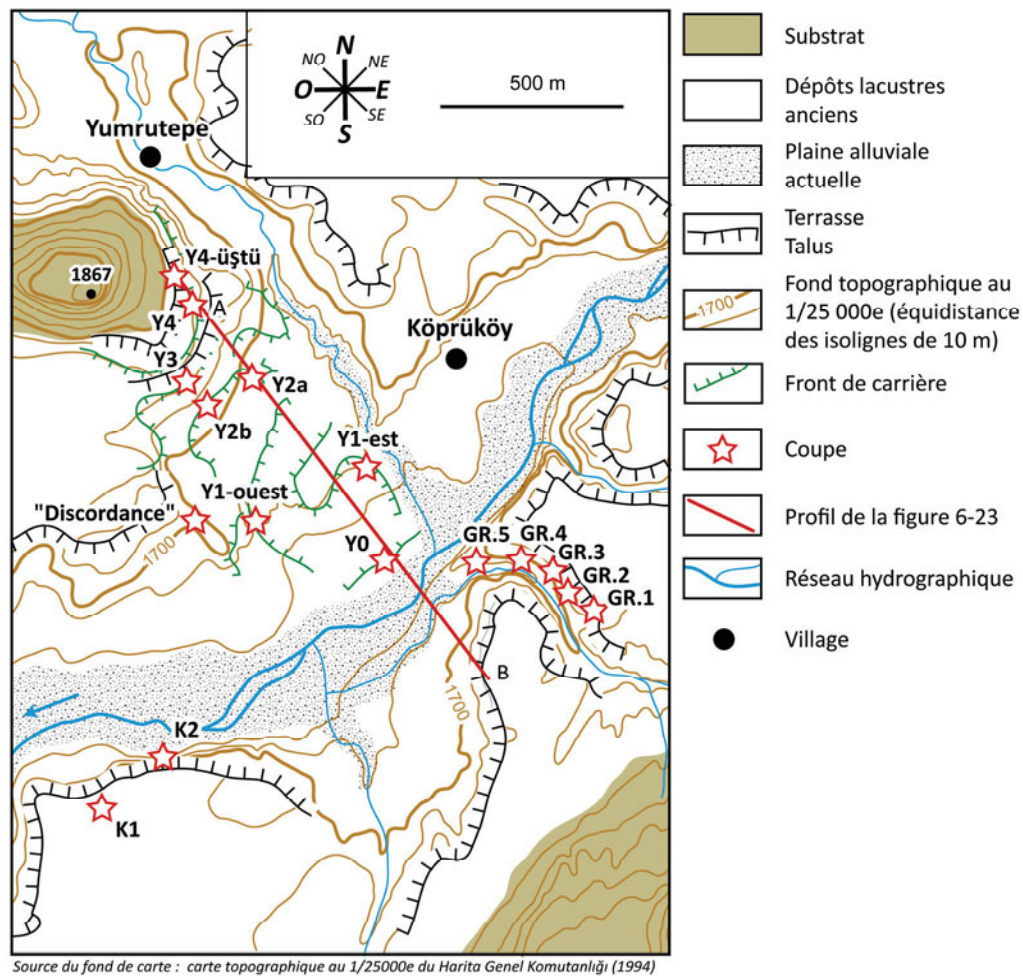


Figure 6-4. Localisation des coupes de Yumrutepe (Y), Köprübaşı (K) et du Grand ravin (GR)

III.1.a. Les alluvions de Y0 et Y1

Les dépôts observés à Y0 (fig. 6-5), reposent sur des formations argileuses⁵¹. Deux types de formations sont représentés à Y0 : à la base des dépôts à galets (A, fig. 6-5) associés à des graviers et lentilles sableuses (épaisseur maximum observée : 3 m) qui sont surmontés par des limons non triés (1,5 m) correspondant à un dépôt de plaine d'inondation (B). Ces limons sont pédogénisés dans leur partie supérieure (C). Cette succession de faciès est caractéristique d'une séquence fluviale.

Dans la carrière supérieure, Y1, les affleurements sont beaucoup plus développés. Le fond de la carrière à 1676 m est en partie inondé, confirmant l'existence d'un niveau imperméable sous les formations de Y1. Les dépôts de Y1 montrent des enregistrements en partie chenalisés (coupe Y1-ouest, fig. 6-5). La succession de Y1-ouest présente, à la base une première unité (A) de 40 cm d'épaisseur, à graviers et galets roulés et triés et présentant une orientation privilégiée. Il s'agit d'un faciès de charge de fond. Au-dessus, se trouve une unité sableuse jaune d'un mètre d'épaisseur, à structure lenticulaire (B). Suit une unité à galets roulés et graviers triés, à lits entrecroisés (C), de 1,8 m d'épaisseur. Au-dessus, l'unité supérieure (D) possède une granularité plus fine avec des limons sédimentés en conditions de très faible énergie et quelques passées de sables fins de type *crevasse splay*. Ce faciès est caractéristique d'un milieu de marge palustre en contexte fluviale. Par ailleurs, on observe un passage latéral de faciès depuis ces limons fins vers des limons de crue. Ces limons de crue (E) débordent également au-dessus de D sur 60 cm d'épaisseur. Enfin, la partie supérieure de la séquence présente d'abord un paléosol rouge de 20 cm (F), recouvert par une unité de sables fins avec de nombreux petits niveaux graveleux horizontaux (G) représentant des dépôts de débordement de crue. Le paléosol (F) et les limons fins (E) qu'il coiffe suggèrent qu'une certaine durée s'est écoulée entre les deux épisodes d'inondation fluviale. Un sol (sub)actuel H (50 cm) scelle la séquence de Y1. Lorsque l'on se déplace dans la carrière (Y1-est, fig. 6-5) en allant vers Y0, on se rend compte que les galets et les graviers (A et C) deviennent beaucoup plus présents et correspondent à l'essentiel des dépôts inférieurs de la séquence (soit plusieurs mètres d'épaisseur). Les limons palustres disparaissent, mais aux altitudes équivalentes, il est possible d'observer des passages latéraux de faciès entre des sables en lits entrecroisés et des dépôts fins de crue.

Les dépôts de Y1 correspondent à des milieux de sédimentation en contexte fluviale ou alluvial. Alors que le paléosol fossile (F) témoigne d'une évolution subaérienne indiquant une interruption de la sédimentation de Y1, le rapport stratigraphique entre les dépôts de Y2 (*cf. infra*) et ceux de Y1 a pu être identifié grâce à la coupe dite de la « Discordance » (fig. 6-4 et 6-5) dont le sommet est à 1699 m d'altitude. La partie inférieure de cette coupe présente des limons

⁵¹ On sait grâce aux carrières que les formations situées sous le plancher de la carrière (1676 m) sont argileuses. Les carrières ne sont pas intéressés par ce type de matériau, par conséquent, ils cessent de creuser quand ils atteignent les argiles ce qui explique l'altitude de la carrière et l'absence de cette formation dans les affleurements.

argileux fins laminés de milieu de sédimentation lacustre (A). Dans la partie supérieure, des faciès sablo-graveleux passent vers le haut à des sables fins et une unité argilo-limoneuse de dépôts de crue disposés en lentilles, dans lesquelles on retrouve de petits lits minces et horizontaux de sables fins. Le contact entre A et B est complètement érosif et brutal avec une incision précédant le dépôt de (B) affleurant sur environ 60 cm. D'après cette coupe où se reconnaissent en (A) les dépôts lacustres de Y2 (*cf. infra*), les unités fluviales (D à H) recouvrent en discordance érosive les dépôts de Y2 qui représentent une phase plus ancienne.

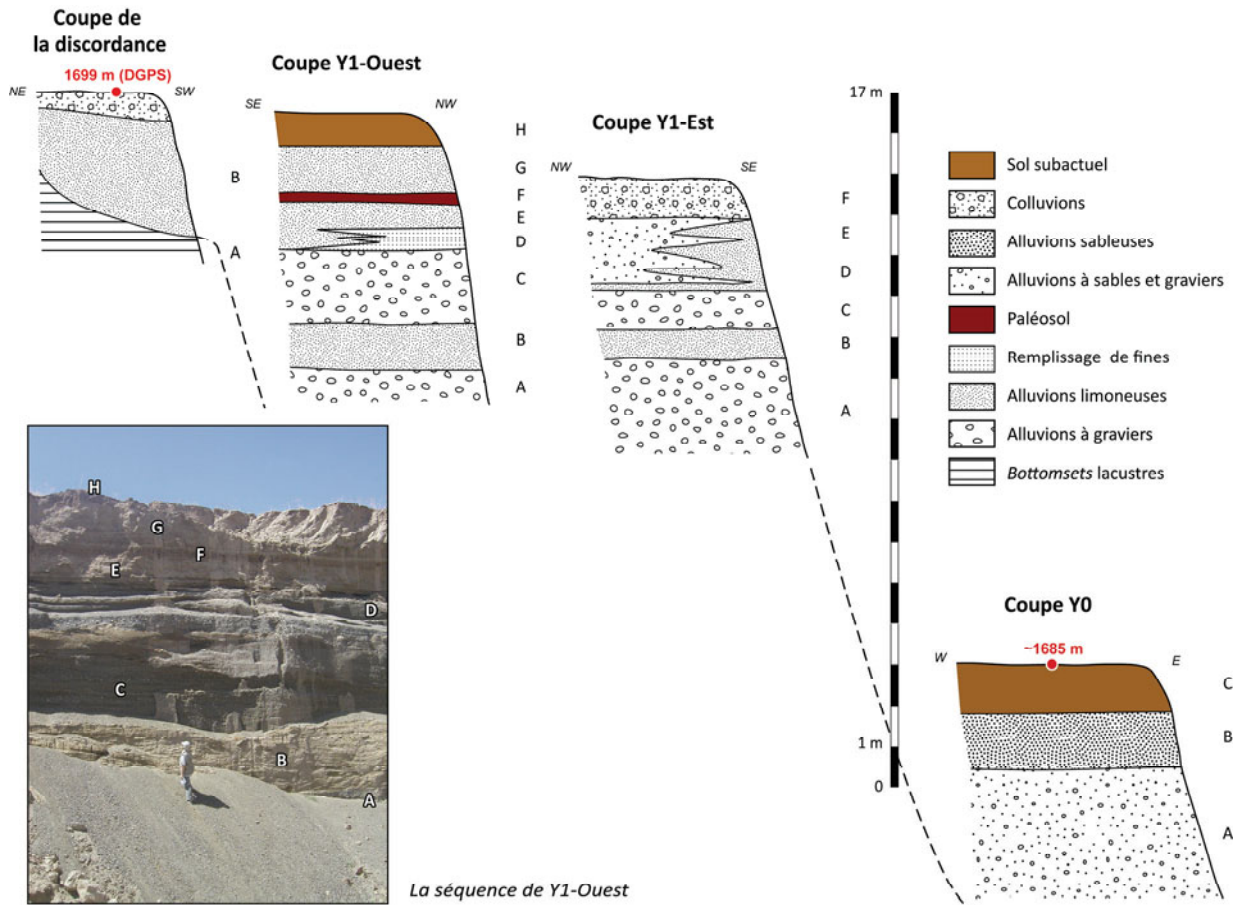


Figure 6-5. Les dépôts fluviaux de Y0, Y1 et de la Discordance

III.1.b. Les dépôts lacustres et deltaïques de Y2 et Y3

La carrière de Y2 a été ouverte en bordure de la route. Plusieurs coupes rendent visibles des formations de nature sédimentologique différente (fig. 6-6). La première coupe (Y2a) dont la base est à 1695 m montre des dépôts sur 5 m d'épaisseur (A) formés d'une alternance de lits horizontaux d'argiles rosâtres (5-15 cm) et de sédiments gris plus sableux à *ripple marks* (10-20 cm). Les sables sont très finement lités ; de légères déformations affectent les lits en sommet

de la coupe. Ce faciès évoque un milieu lacustre offshore à faible profondeur d'eau avec de fines variations du niveau d'eau.

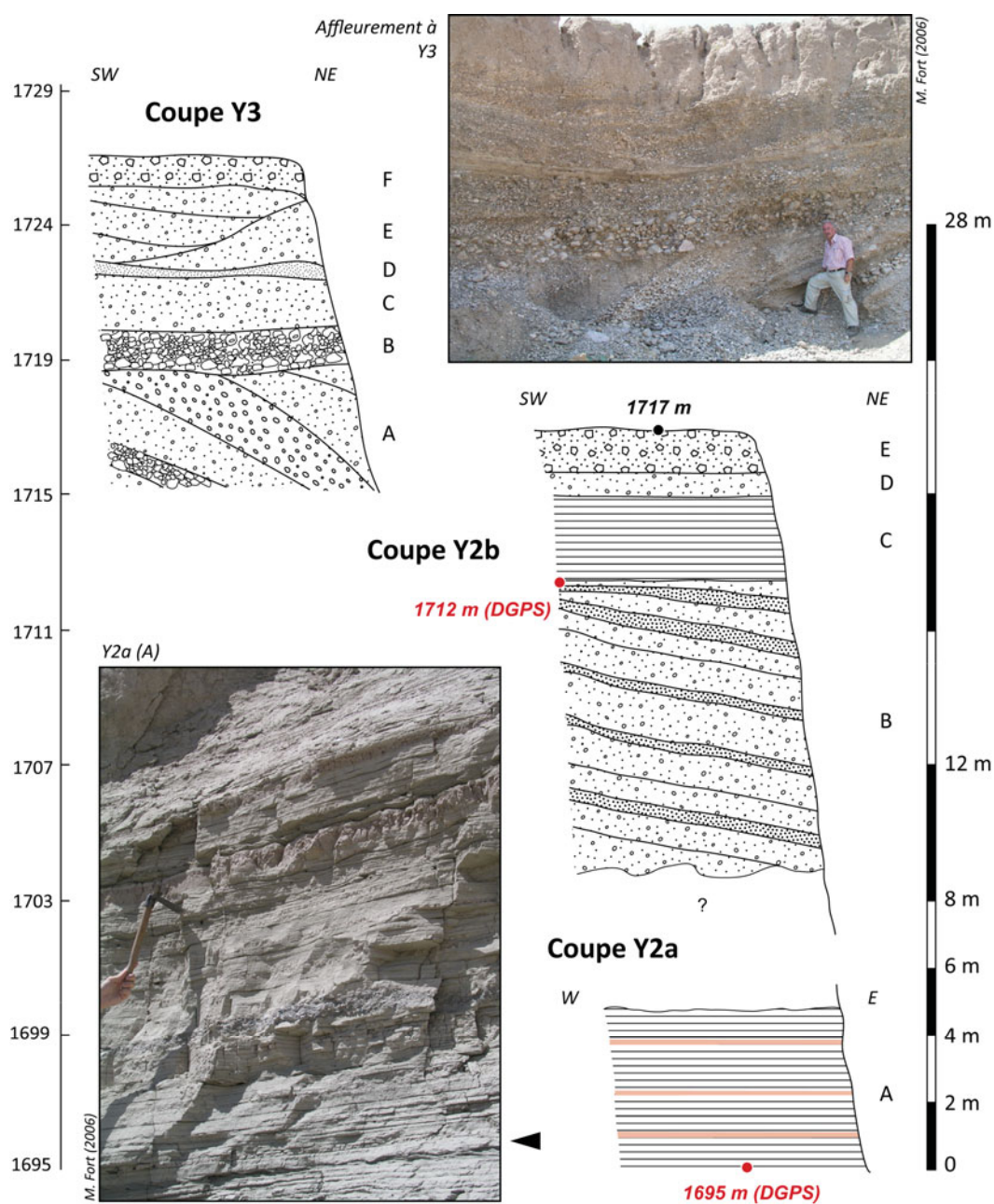


Figure 6-6. Les dépôts lacustro-deltaïques de Y2 et Y3

Au sud-ouest de cette première coupe se trouve un large affleurement de 15 m de hauteur (Y2b). Les dépôts inférieurs (B) qui composent l'essentiel de la succession présentent plus de 10 m d'épaisseur et sont inclinés vers le Nord-Est (fig. 6-6 et 6-7). Le pendage de ces dépôts est de 20° en moyenne. La coupe montre des alternances de lits épais de graviers et de sables grossiers triés dans une matrice sableuse avec des niveaux sablo-limoneux moins épais. Cette unité (B) correspond à des *foresets* deltaïques. Au-dessus, une unité à faciès laminés (C) d'une

épaisseur d'environ 2 m présente, à la base, une alternance de lits sableux et de lits limoneux ; le faciès est, sur toute l'épaisseur de C, grano-décroissant, jusqu'à ce que des limons fins terminent la séquence. Ce dépôt à lamines plus ou moins épaisses correspond à un milieu lacustre offshore (*bottomsets*). Il est surmonté par une unité de sables moyens et graviers (D) de 50 cm d'épaisseur correspondant à des alluvions, le tout étant scellé par des colluvions (60 cm d'épaisseur).

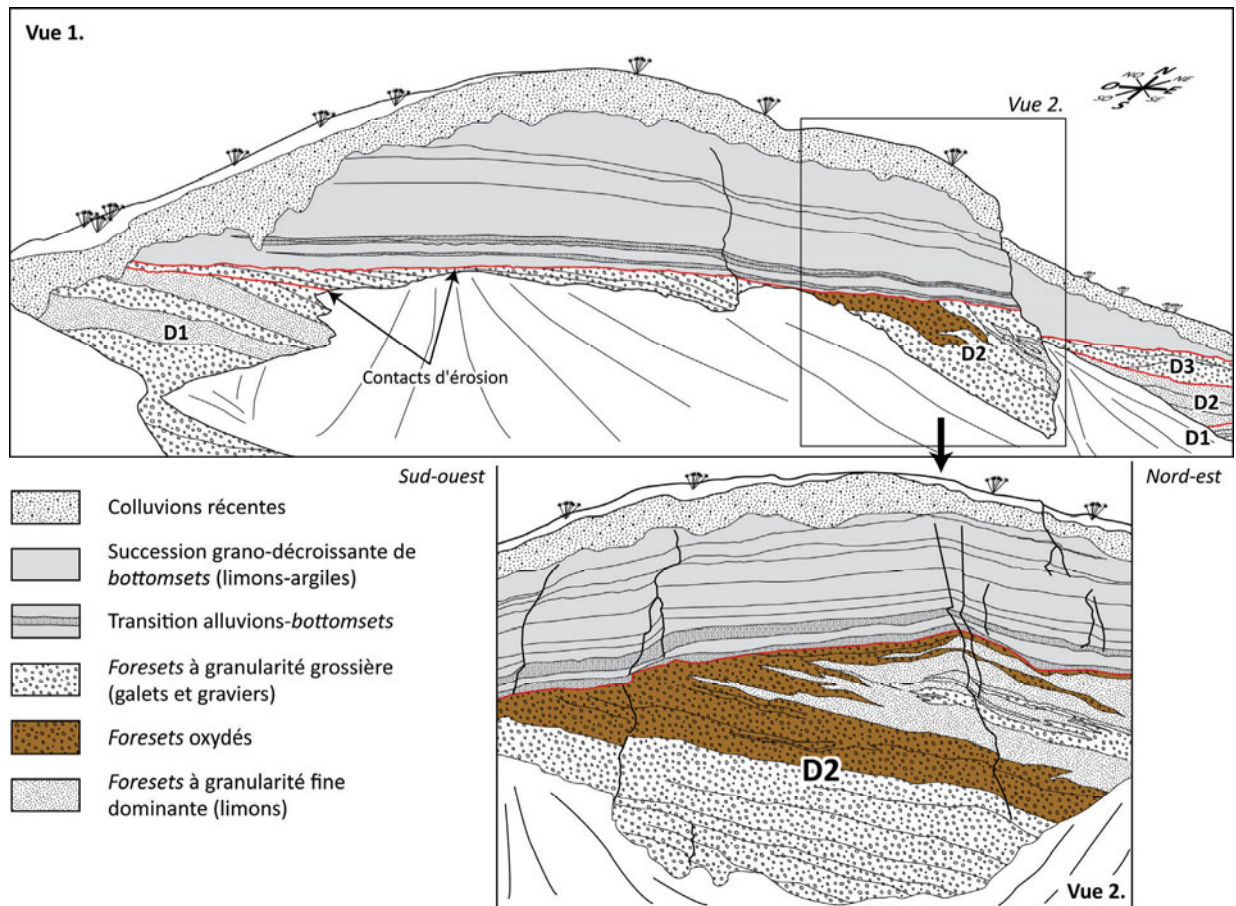


Figure 6-7. Les foresets deltaïques de Y2

L'affleurement de Y3 complète la succession de Y2 avec une base à 1715 m d'altitude. Dans la partie inférieure de Y3, on retrouve des sables et des graviers similaires à ceux disposés en *foresets* à Y2. Ils y sont développés sur 3,8 m (A) de hauteur. Ces dépôts sont recouverts par une unité proximale à galets et blocs (B), recouverte par une unité à granularité plus fine (sables et graviers de l'unité C). On retrouve, avec l'unité E, des lits inclinés dont la structure est entrecroisée plutôt que disposés en *foresets* réguliers. Epais de 3 m ces lits sont moins inclinés, sur 3 m, que ceux de Y2 ; pourtant, les faciès des lits supérieurs, rappellent ceux de (D) à Y2. La succession de Y3, comme celle de Y2, se termine par un dépôt d'origine colluviale (F).

La superposition et le décalage des *foresets* de Y2, voire des dépôts de Y3 (E), vers la vallée actuelle, suggère une dynamique d'aggradation deltaïque avec des apports sédimentaires continentaux limités, comparés à l'élargissement de la cuvette lacustre (accommodation dominante) en contexte de transgression. Par ailleurs, les *foresets* supérieurs de Y2 semblent se connecter à des dépôts proximaux de Y3 équivalents à des *topsets* (C-D). Les *foresets* inférieurs de Y2 sont vraisemblablement connectés aux dépôts inférieurs de Y3 dont on voit le point d'inflexion avec les *topsets* dans la partie proximale de l'unité A (fig. 6-6, coupe Y3). Certains lits de *foresets* à Y2 sont oxydés et révèlent des conditions réductrices lors du dépôt (fig. 6-7).

III.1.c. Les dépôts littoraux de Y4

Au-dessus des coupes de Y3 les affleurements sont cachés par les remblais des carrières et par ceux d'un canal d'irrigation (qui passe à 1735 m). Cependant ces dépôts ont été excavés lors de la construction du canal sur tout le flanc nord. L'ensemble de ces affleurements compose Y4 et révèle une grande variété de faciès (fig. 6-8).

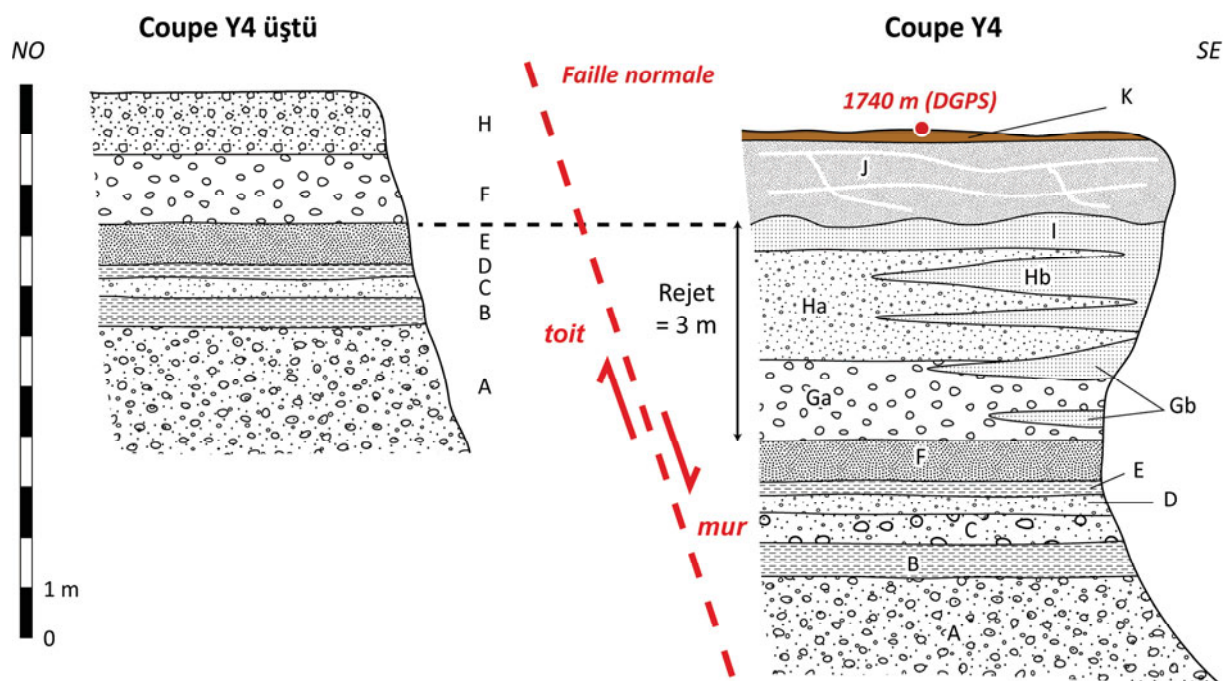
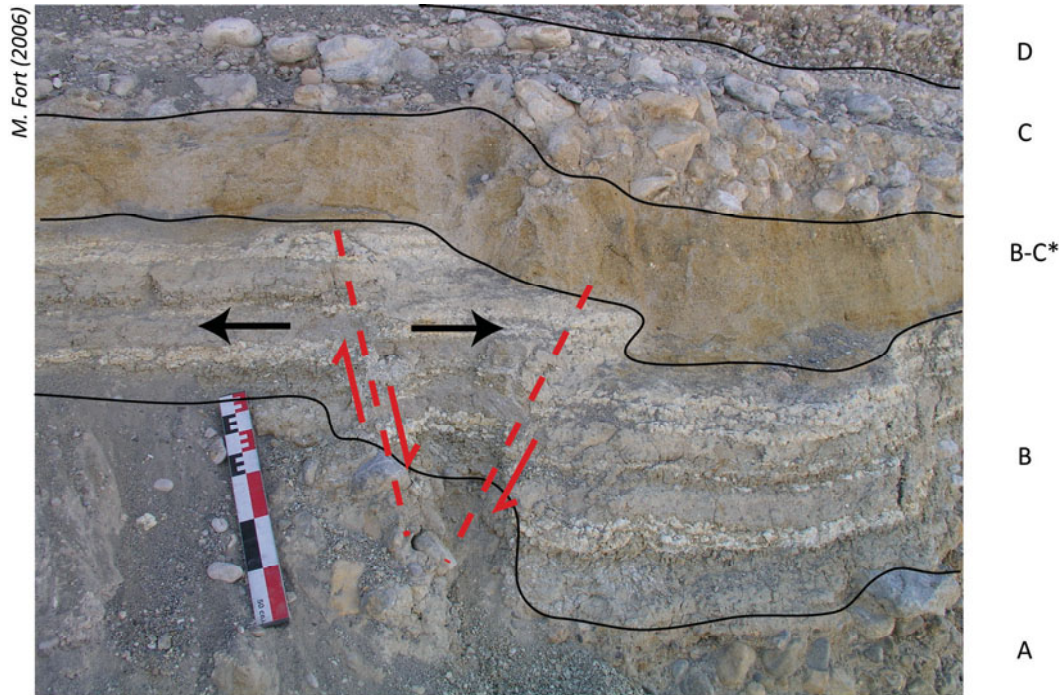


Figure 6-8. Les faciès littoraux des formations de Y4 et Y4 üstü



Extrait de la succession Y4 (nord de l'affleurement) - Figure de déformation post-sédimentaire avec petites failles normale et inverse en contexte de compression.

* Niveau sableux orangé entre B et C que l'on ne trouve que dans la partie nord de Y4.

Figure 6-9. Déformations post-sédimentaires dans les dépôts de Y4 üştü

Les dépôts composant Y4 montrent de nombreuses variations latérales de faciès qui s'expliquent par la proximité du versant. Ce site est donc intéressant pour reconstituer la paléogéographie des bordures du paléo-bassin lacustre. La séquence de Y4 (fig. 6-8) est représentative de l'ensemble du site. L'épaisseur des dépôts atteint presque 10 mètres pour des faciès principalement littoraux. A la base de la séquence, la première unité est une alternance de graviers, de sables et de galets dans une matrice fossilifère riche en coquilles de *Dreissena* (unité A, pl. 11 photo f, p. 137). La présence de ces fossiles suggère un milieu de sédimentation en eau douce ou saumâtre et calme [Kinzelbach, 1992] (coquilles peu brisées). Il s'agit vraisemblablement d'un milieu d'avant-côte supérieur et protégé, à proximité du versant, avec apport d'eau par ruissellement. Ce faciès est développé sur au moins 2 m, la base de l'unité n'étant pas visible. Au-dessus, on observe une alternance d'unités argileuses beiges de type lagunaire tendres (B) (c'est dans cette unité qu'ont été observées les déformations de la figure 6-8b) ou indurées (E), et d'unités grossières à galets et graviers associés tantôt à des blocs (unité C), tantôt à des sables (unité D). Les argiles indurées (E), sont surmontées d'une unité de sables fins orangés d'un mètre d'épaisseur (F). Au-dessus encore, une unité (G) supérieure montre des variations entre des faciès grossiers à galets roulés (Ga : de haut de plage), et des faciès sableux lités (Gb : de bas de plage). L'unité H, à faciès côtier, est composée de graviers et de sables (Ha) exposant la même variation latérale de faciès avec les sables lités (Hb). Des sables composent la dernière unité (I) de cette succession de faciès littoraux avec un milieu de

sédimentation distal sans variation latérale. La coupe Y4 se termine par un épais limon massif contenant des concrétions dues à des circulations carbonatées (J). Ce faciès appartient à un autre type de sédimentation, dont la dynamique n'est plus littorale mais continentale (colluvions).

Par ailleurs, des déformations post-sédimentaires prenant la forme de petites failles ont affecté l'unité Y4-B (fig. 6-9). Au nord-ouest de la carrière, à quelques mètres de Y4, à l'endroit du site de Y4 üstü (fig. 6-1, 6-4 et 6-8), des déformations de plus grande amplitude affectent les dépôts. A Y4 üstü, et dont la base est à 6 m au-dessus de celle de Y4, on retrouve la même succession d'unités et de faciès. Le suivi latéral entre les différents corps sédimentaires de Y4 à Y4 üstü est aisé. Il s'agit là d'une démonstration de l'existence d'une faille normale ayant affectée les dépôts supérieurs du site (unités A à F) avec un rejeu d'environ 3 m. Sur le toit de la faille, les dépôts supérieurs (H, I, J, K) décrits dans Y4 manquent, probablement érodés après le jeu de la faille (fig. 6-8).

III.1.d. Les coupes K1 et K2 de Köprübaşı

La coupe K1 permet d'observer sur presque 10 m de hauteur une large partie des dépôts formant le corps du talus incisé par la rivière en rive gauche (fig. 6-10). L'altitude de la base de la coupe est à 1680 m environ. La coupe est composée de deux unités dont les faciès sont clairement distincts. L'unité inférieure (A), épaisse de 6 m, correspond à une alternance de lits sableux fins jaunâtres et de lits sableux grossiers marron, avec quelques intercalations de passées graveleuses. L'ensemble est affecté de larges ondulations dans les lits sédimentaires. L'unité supérieure (B), en contact franc non-discordant avec la précédente, présente des faciès à limons beige et marron laminés correspondant à des *bottomsets*. Ceux-ci sont développés sur une épaisseur minimum de 2,5 m. Cette unité à faciès lacustres est érodée par des colluvions qui terminent la partie supérieure de K1.

La coupe de K2 se développe sur 5 mètres. A la base, on observe une unité de sédiments lacustres laminés beiges et marron qui rappellent ceux de l'unité B de K1. Vers le haut de la coupe, ces faciès limoneux à *bottomsets* alternent avec des lits sableux d'épaisseur comprise entre 0,5 et 1 m, et qui sont déformés par des sismites. La similitude des faciès de la partie supérieure de la coupe K1 (unité B) et de la partie inférieure de la coupe K2 (unité A) est importante. Cependant aucun élément ne permet de faire le lien entre ces deux coupes car le « hiatus » entre la base de la coupe K2 et le sommet de la coupe K1, de 5 m, est trop important.

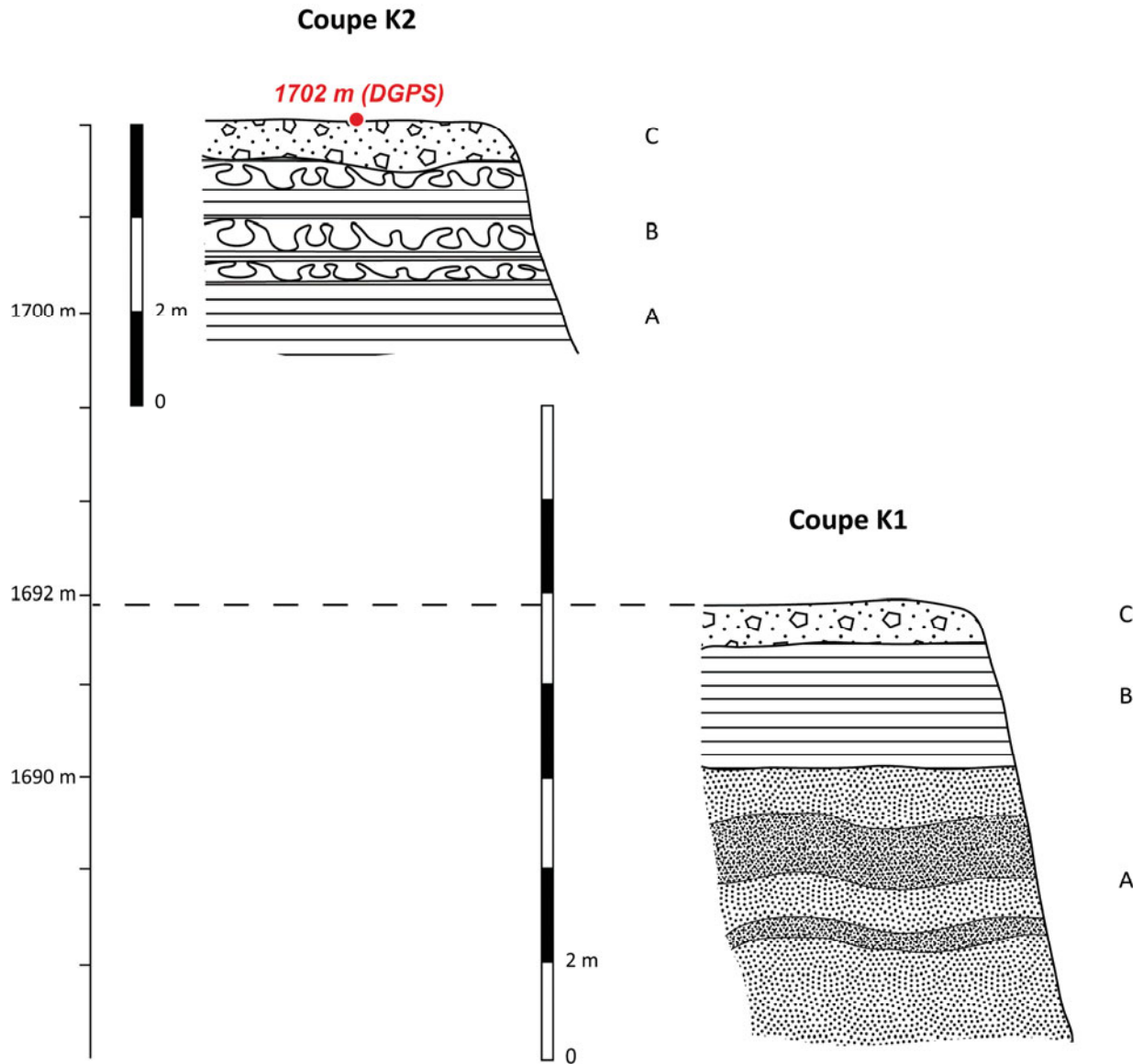


Figure 6-10. Les coupes de Köprübaşı (K1 et K2)

III.2. Le contexte sédimentaire à l'amont de Yumrutepe

Nous avons prospecté l'amont de la vallée jusqu'au secteur de Koçköy (fig. 6-1) où la rivière s'écoule à 1758 m. Les observations de terrain ont permis de repérer des formations de type fluviatile à galets, principalement conglomératiques et indurées reposant sur le substrat (calcaires). A l'aval de Koçköy le sommet de ces dépôts est à 1780 m. Une séquence alluviale de plus de 6 m d'épaisseur a également été trouvée en bordure de la rivière dont le sommet est à 1755 m d'altitude (rive droite, proche du village Adıgüzel). Ces formations alluviales témoignent à la fois de l'histoire complexe de la Karasu et de l'ancienneté de sa vallée ainsi que de l'emplacement du drain principal. D'autres dépôts témoignent plus largement de la paléogéographie de la vallée. En effet, un tephra déposé en environnement continental a été

identifié à Kızılbulak, face au village de Koçköy. Cependant aucune des formations observées n'évoque un environnement de dépôt lacustre. Les altitudes élevées de cette partie de la vallée expliquent l'absence d'archives lacustres. Les plus hautes repérées l'ont été à l'aval de Kasimoğlu, et surtout à partir du village de Gülsünler (fig. 6-1), coincés entre versants et fond de la vallée.

III.2.a. Le Ravin des buses: les faciès lacustres les plus à l'amont de la vallée

Au nord de Kasimoğlu des collines qui semblent érodées dans le substratum portent sur leurs flancs orientaux (tournés vers la Karasu) d'épaisses formations superficielles. Au lieu-dit « le Ravin des buses », un affleurement d'une hauteur de 5 m environ culmine à 1725 m. La formation de ce ravin est liée à l'installation de deux buses de drainage des eaux dont le débit d'eau collectée est concentré en un jet puissant sous lequel se trouve l'essentiel du dépôt. L'incision locale à la sortie de la conduite d'eau permet d'observer six mètres de dépôts argilo-limoneux lités (fig. 6-11).

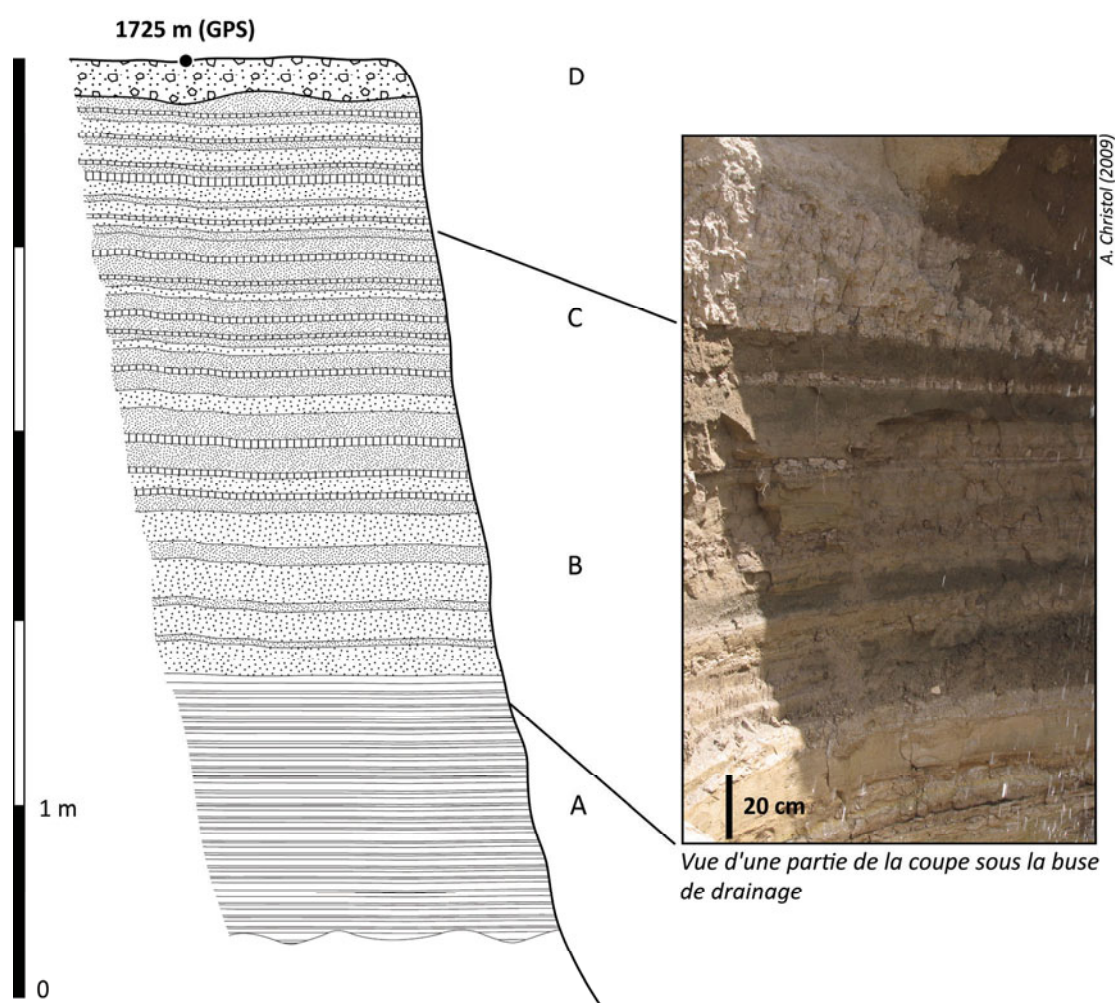


Figure 6-11. Les dépôts lacustres du Ravin des buses

Depuis la base de l'affleurement on trouve une première unité A, argileuse laminée, d'au moins 1,5 m d'épaisseur, avec une alternance de lits très fins, voire varvés à la base, marron, ocre et gris. L'unité A est recouverte par des sables fins et moyens entrecoupés de lits limoneux (unité B). La partie supérieure de la coupe, visible sous la cascade (fig. 6-11, photo) mais difficilement accessible, présente une alternance de lits argileux marron-ocre avec des lits limoneux beige et des lits sableux gris (unité C). L'enregistrement sur l'ensemble de la coupe peut se résumer à une unité inférieure argileuse (A) et une unité supérieure sablo-limoneuse (B+C). La structure et la nature des dépôts évoquent un milieu lacustre, de type offshore pour l'unité inférieure (varvée), et plus proximal pour la seconde, avec une hauteur d'eau plus faible. La succession se termine par des colluvions qui incisent les dépôts lacustres, dont l'épaisseur est inégale de part et d'autre du ravin. Près de la conduite d'eau, l'épaisseur de ces colluvions est d'un mètre alors qu'elle atteint plusieurs mètres de l'autre côté. Ces colluvions sont essentiellement limoneuses avec des petits graviers à la base.

III.2.b. Le Ravin des renards

Il est situé en haut du versant non loin du Ravin du des buses (fig. 6-1). Positionné à flanc de colline, ce ravin large et profond a été également provoqué par un collecteur d'eau. L'altitude du sommet du ravin a été mesurée à 1745 m (15 m plus haut que le sommet de la coupe du Ravin des buses) et la profondeur maximum du ravin est de 6 m environ. Cette coupe présente une succession de faciès continentaux variés (fig. 6-12). De bas en haut on trouve une unité argilo-limoneuse jaune et de structure massive d'au moins un mètre d'épaisseur (A). Ce dépôt est recouvert d'argiles brunes litées avec des traces d'oxydation et de racines sur 2 m d'épaisseur (B). Ces faciès évoquent un milieu de sédimentation d'eaux calmes de type marécage. L'unité supérieure est une nouvelle unité limoneuse et massive d'une épaisseur maximum de 1,5 m (C) au détriment de laquelle s'est développé un sol brun sur 1 m d'épaisseur (D). Le contact entre ce sol et les dépôts qui le recouvrent est un fin niveau de sol brûlé. La succession se poursuit avec une unité à faciès sablo-limoneux dans laquelle les lits de sables fins alternent avec des lits limoneux (E). Certains lits de ce dépôt sont déformés, formant de fines sismites. Le contact supérieur de cette unité est également un niveau organique brûlé. Vers le haut de la coupe on retrouve une unité limoneuse (F) d'épaisseur comparable à E sur laquelle s'est développé un second sol. La succession se termine par des colluvions (G).

Au sud-ouest du ravin, d'autres formations sont en discordance avec les quatre mètres inférieurs de la partie orientale de la coupe. L'état de l'affleurement ne permet pas de bien suivre le contact entre les unités limoneuses de l'autre partie de la coupe et ces autres dépôts. En effet, au-dessus d'un déblai affleure une retombée ponceuse (H) sur 50 cm (épaisseur minimum), recouverte par une unité à limons ocre d'une épaisseur maximum d'un mètre (I).

L'absence de structures sédimentaires spécifiquement lacustres dans les limons pose la question de leur origine. Les faciès évoquent un milieu continental (en partie palustre mais non lacustre offshore) assez différent de celui aujourd'hui en termes de paléotopographie et de paléogéographie. Les environnements de dépôt sont plus humides, avec un couvert végétal propice à la pédogénèse, et une certaine instabilité des milieux (alternance des faciès). Pendant cette période, un tephra est déposé en discordance stratigraphique avec les dépôts précédents (unités A à C) qui ont été auparavant érodés. La retombée ponceuse a-t-elle recouvert l'ensemble de l'accumulation (A-F) ou est-elle emboîtée dans cette accumulation ? Aucune pédogénèse n'a affecté les limons de l'unité I, ce qui tend à prouver que le tephra et l'unité à limons massifs (H et I) sont postérieurs aux dépôts inférieurs de l'accumulation (A à C) (fig. 6-12).

Ces formations sont-elles contemporaines des formations lacustres observées en contrebas du versant ? Dans cette hypothèse, elles seraient contemporaines des dépôts offshore du Ravin des buses ; elles marqueraient alors un paléo-versant proche du littoral dont l'altitude atteignait alors 1737-1745 m.

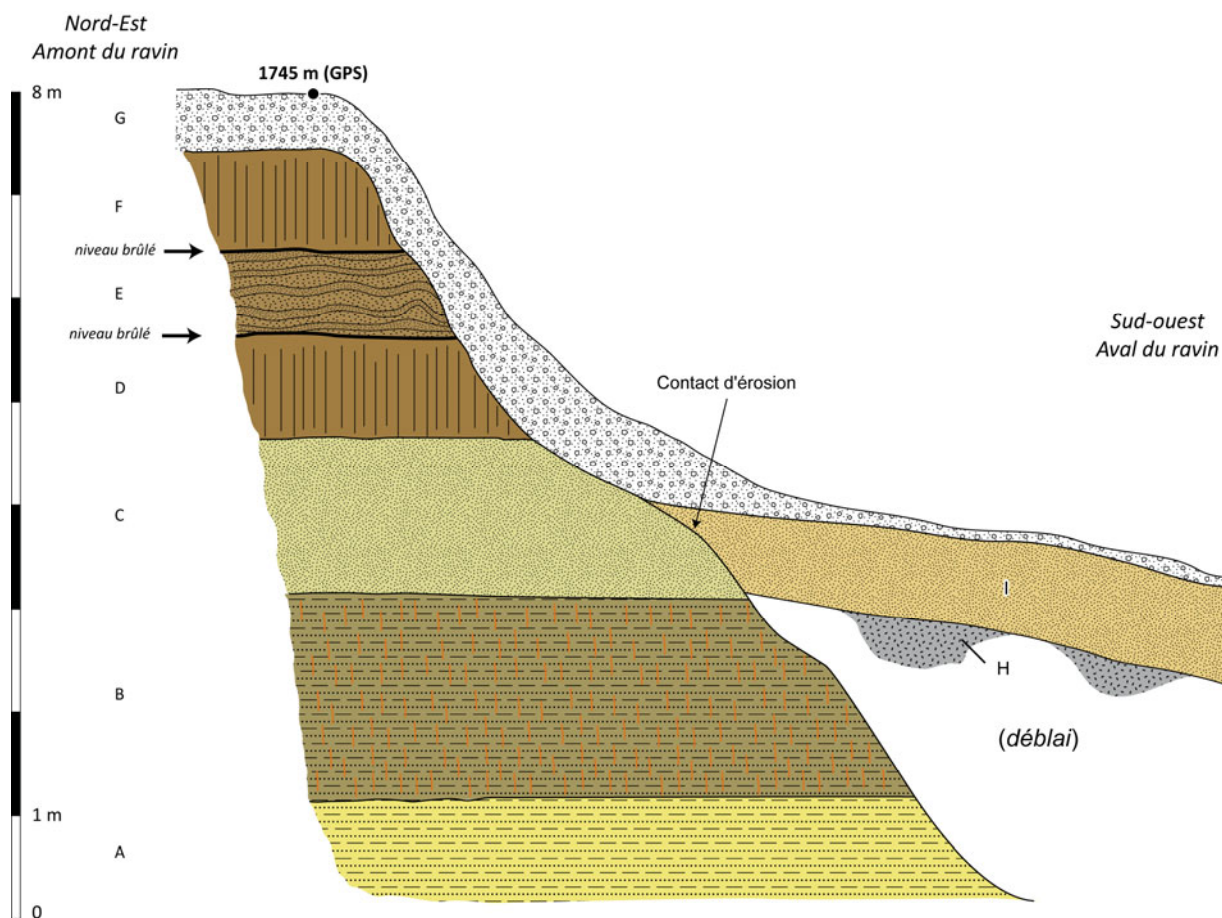


Figure 6-12 La coupe du Ravin des renards

III.2.c. Le Grand ravin

C'est le plus long de tous les ravins étudiés. Il incise les versants depuis une altitude d'au moins 1715 m jusqu'à la rivière Karasu qu'il rejoint au niveau du village de Köprüköy (fig. 6-1). L'incision permet de reconstituer la stratigraphie des formations continentales et lacustres forment ces versants sur plusieurs centaines de mètres. La profondeur du ravin et donc l'épaisseur des formations mises à l'affleurement est en moyenne de 10 m. A mesure que l'on suit le ravin vers l'aval, la présence des formations de pente, d'abord forte, s'amenuise et les dépôts fluvio-lacustres sont de plus en plus développés. Les faciès de ces dépôts varient verticalement et également d'amont en aval du ravin. Cette disposition permet d'accéder à certains contacts stratigraphiques entre les dépôts et de étudier les faciès (fig. 6-13a et 6-13b).

La première coupe (GR1, sommet à 1715 m, fig. 6-13a) montre, à la base, des argiles gris-bleu gorgées d'eau sur 80 cm d'épaisseur (A), recouvertes par une unité argilo-limoneuse marron et beige d'1,5 m d'épaisseur (B). La succession se poursuit avec 2 m de limons jaunes alternant avec des sables gris (C). Au-dessus d'un contact d'érosion irrégulier, l'unité (D) présente des faciès argileux de couleur jaunâtre, verdâtre et violacée sur 50 cm d'épaisseur. Le dépôt discordant qui recouvre ces argiles est constitué de limons gris beige avec des lits limoneux fins rosés (75 cm, E). La partie terminale de cette unité a été érodée avant que des colluvions de 1,3 m d'épaisseur ne recouvrent et ne terminent la séquence. Hormis les colluvions, tous les dépôts observés évoquent des milieux de sédimentation différents dans un environnement toujours lacustre.

En descendant le long du ravin il est parfois difficile de suivre la géométrie des différents dépôts. Dans la coupe GR2 (10 m en aval de GR1), les argiles gris-bleu basales dont l'altitude à l'amont est 1709 m restent visibles, notamment à 1702 m. Elles y sont recouvertes par des sédiments argilo-limoneux beiges (Ba), surmontés d'un niveau à graviers (50 cm, Bb) qui, tous deux, correspondent à (B) et (C) de GR1. Le reste de la séquence correspond à des argiles et limons déposés sur 5 m d'épaisseur (Bc). Les colluvions provenant du versant terminent à nouveau cette seconde coupe.

On perd ensuite les argiles gris-bleu avant de les retrouver à 1700 m environ, toujours à la base de l'affleurement (GR3). Jusqu'à ce point en effet, le cours d'eau ravinant s'écoule sur ce niveau imperméable qui est un bon niveau repère stratigraphique. Par endroit, les faciès deviennent plus sableux, telle l'unité (B) qui recouvre les limons et argiles marron dans la coupe GR3.

L'unité argilo-limoneuse est de plus en plus épaisse vers l'aval, elle atteint les 10 m et repose sur un dépôt à graviers. Dans la coupe GR4 dont le sommet atteint 1701 m, l'unité basale présente des faciès fluviatiles à stratification entrecroisée sur au moins 1 m d'épaisseur (A). Au-dessus, on retrouve les graviers associés à des lits épais (B) de sables (sans structure

apparente). L'unité supérieure C présente des faciès lacustres limoneux et lités, plus distaux que dans la coupe GR3 (B). Ils y affleurent sur 6 m environ.

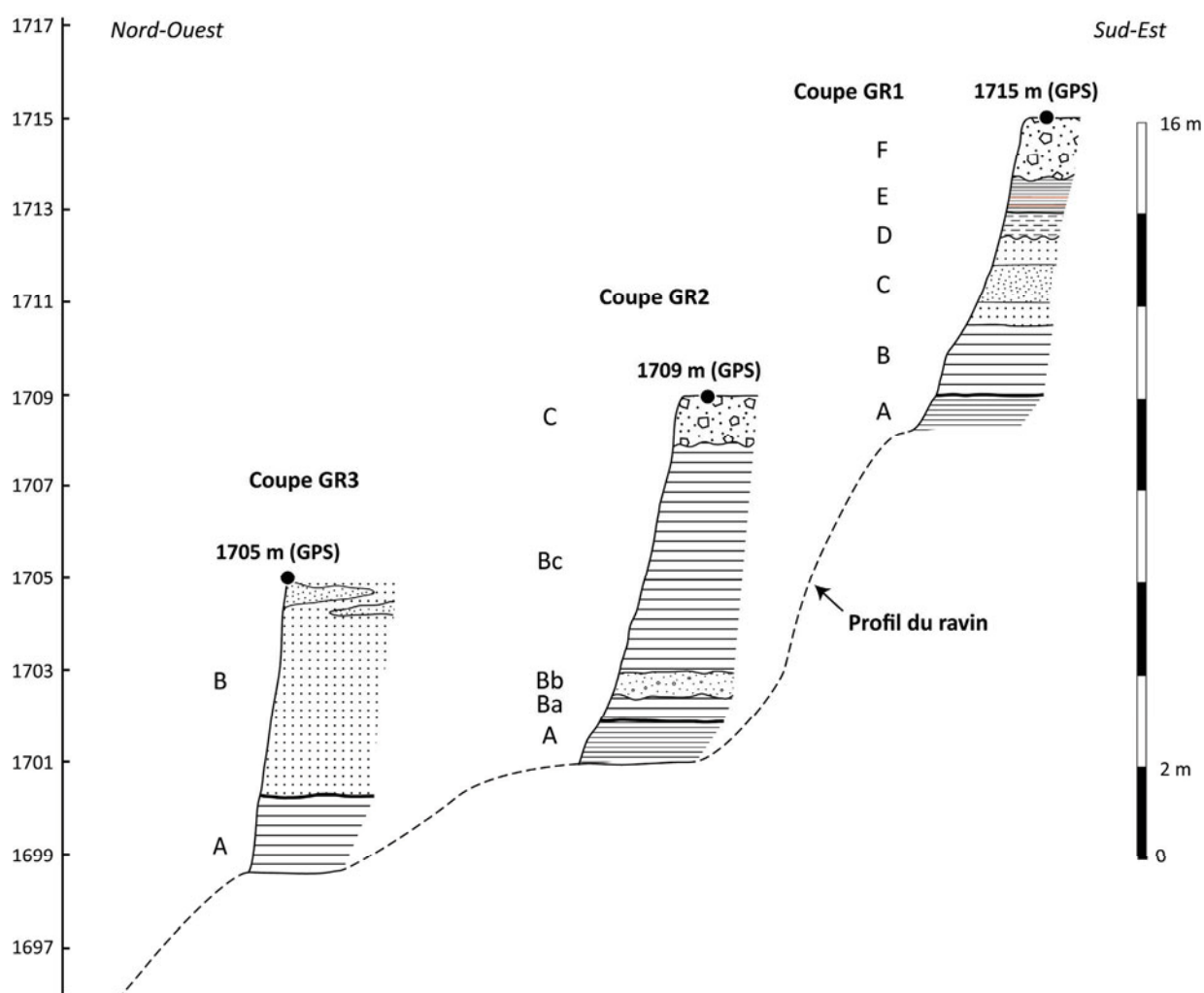


Figure 6-13a. L'amont du Grand ravin : les coupes de GR1, GR2 et GR3

L'influence des processus de versant s'accroît avec des colluvions grossières et hétérométriques de plus en plus épaisses au sommet de toutes les coupes. Par ailleurs, les différences d'altitude entre certaines unités sédimentaires, qui ne sont pas toujours évidentes à suivre le long du ravin et qui disparaissent de coupe à coupe sous les colluvions, s'expliquent par le fait que la morphologie du versant en rive droite semble fortement affectée par le basculement de blocs vers le talweg. Ces basculements ne sont probablement pas d'origine tectonique et sont peut-être dus à des glissements en blocs déstabilisés par le sapement du ravin.

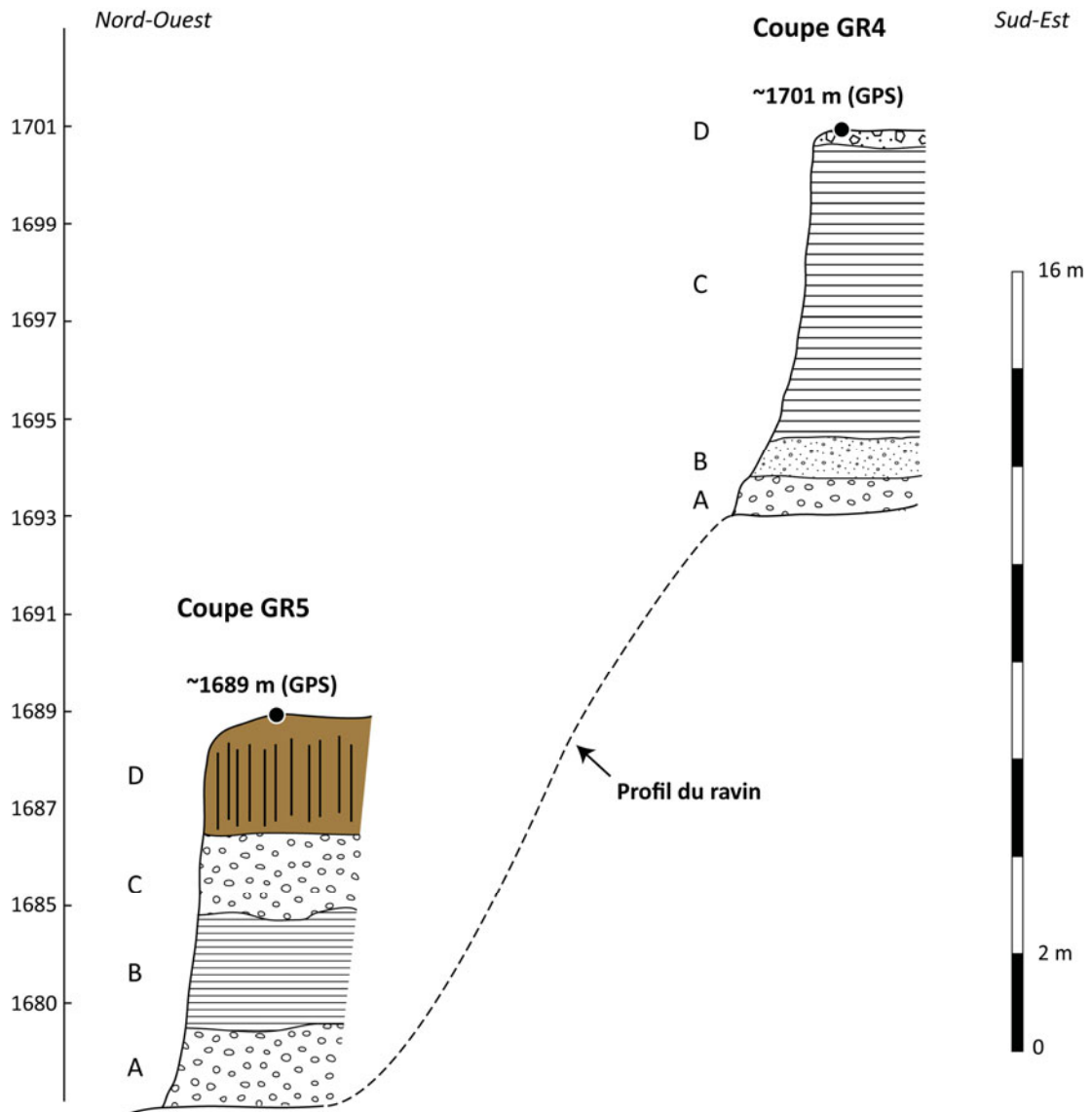


Figure 6-13b. L'amont du Grand ravin : les coupes de GR4 et GR5

A l'extrémité aval du ravin, une dernière coupe (GR5, sommet à 1689 m, rivière à 1672 m) fournit une succession qui présente une unité basale à graviers (A), recouverte par une unité limoneuse (B) et une seconde unité à graviers (C). Ces dépôts sont recouverts par une unité limoneuse sur laquelle se sont développés plusieurs niveaux de sols. Cette succession est équivalente (altitudes et faciès) à celle observée dans les carrières de Y0 et Y1.

III.2.d. Les autres affleurements des argiles laminées

Ces argiles qui présentent des faciès sensiblement différents d'un site à l'autre n'ont cependant rien à voir avec les argiles tertiaires. Celles-ci ont pu être observées à l'affleurement en surplomb de la plaine alluviale actuelle à l'endroit de Zeve-nord (*cf. infra*) et présentent des structures inclinées (tectonisées) et des figures circulaires superficielles.

Peu en amont des « gorges » fermant au Nord-Est la vallée à moins d'1 km à l'amont de Köprüküy, des argiles gris-bleu similaires à celles du Grand Ravin affleurent au niveau de la rivière les incisant à 1694 m (Coupe du berger, localisation fig. 6-1). Ces argiles sont recouvertes par des dépôts alluviaux. Leur faciès est tout à fait spécifique et voisin du faciès A du Ravin des buses, avec de très fines lamines gorgées d'eau. Au nord du village de Yumrutepe (site Y-ab, fig. 6-1), une dépression quasi fermée est drainée vers la Karasu (fig. 6-2). En surface, une zone humide signale le mauvais drainage de ce secteur, aujourd'hui partiellement asséché par un fossé de drainage positionné à la sortie de la dépression. La coupe offerte par les bords de ce fossé culmine à 1704 m. A la base de la coupe les argiles recherchées affleurent à 1698 m. Elles forment une couche imperméable à l'origine de la zone humide.

A Y0, les carriers ont remonté des argiles vert-noir sous le plancher de la carrière soit vers 1675 m d'altitude. Ces argiles forment les mares qui sont au niveau du plancher de la carrière de Y1, soit 1676 m. Ces argiles sont vraisemblablement le prolongement des dépôts retrouvés plus à l'amont.

III.2.e. La séquence de Toki

Le site de Toki, bien que situé sur les marges de la vallée (fig. 6-1), est de ces rares sites où l'on trouve des formations lacustres à de hautes altitudes. Ces dépôts lacustres y sont accolés à une falaise taillée dans des ophiolites. L'altitude de Toki est la plus élevée relevée dans ce secteur de la Karasu soit 1751 m. Cette altitude est à comparer avec celles de Y4 (1740 m), Y4 üştü (1745 m), du Ravin des buses (1725 m), du Ravin des renards (1745 m) et du Grand ravin (1715 m). Une coupe de plus de 3 m de hauteur a été ouverte lors de la construction d'un lotissement (fig. 6-14). A la base de Toki-a, une unité à granularité grossière non litée est composée principalement de galets relativement roulés mêlés à des blocs (A). Le faciès de cette première unité correspond à un remaniement, peut-être littoral, de colluvions provenant des formations du versant ophiolitique (pétrographie locale). L'unité suivante est sablo-limoneuse et massive (B). Elle évoque un milieu littoral et est recouverte par un dépôt sableux à structure progradante (C). A plusieurs reprises, à Toki, des niveaux à galets sont interstratifiés avec les dépôts sablo-limoneux (D dans la coupe Toki-a, partie orientale de la coupe Toki-b). Dans la partie supérieure de la séquence, les dépôts à faciès limono-sableux lités atteignent une épaisseur de 1,5 m (E). Cette unité E montre l'origine lacustre des dépôts de Toki, tels qu'on peut les suivre sur plus d'une dizaine de mètres (coupe Toki-b). La partie sommitale de la succession est formée de colluvions issues des versants raides proches.

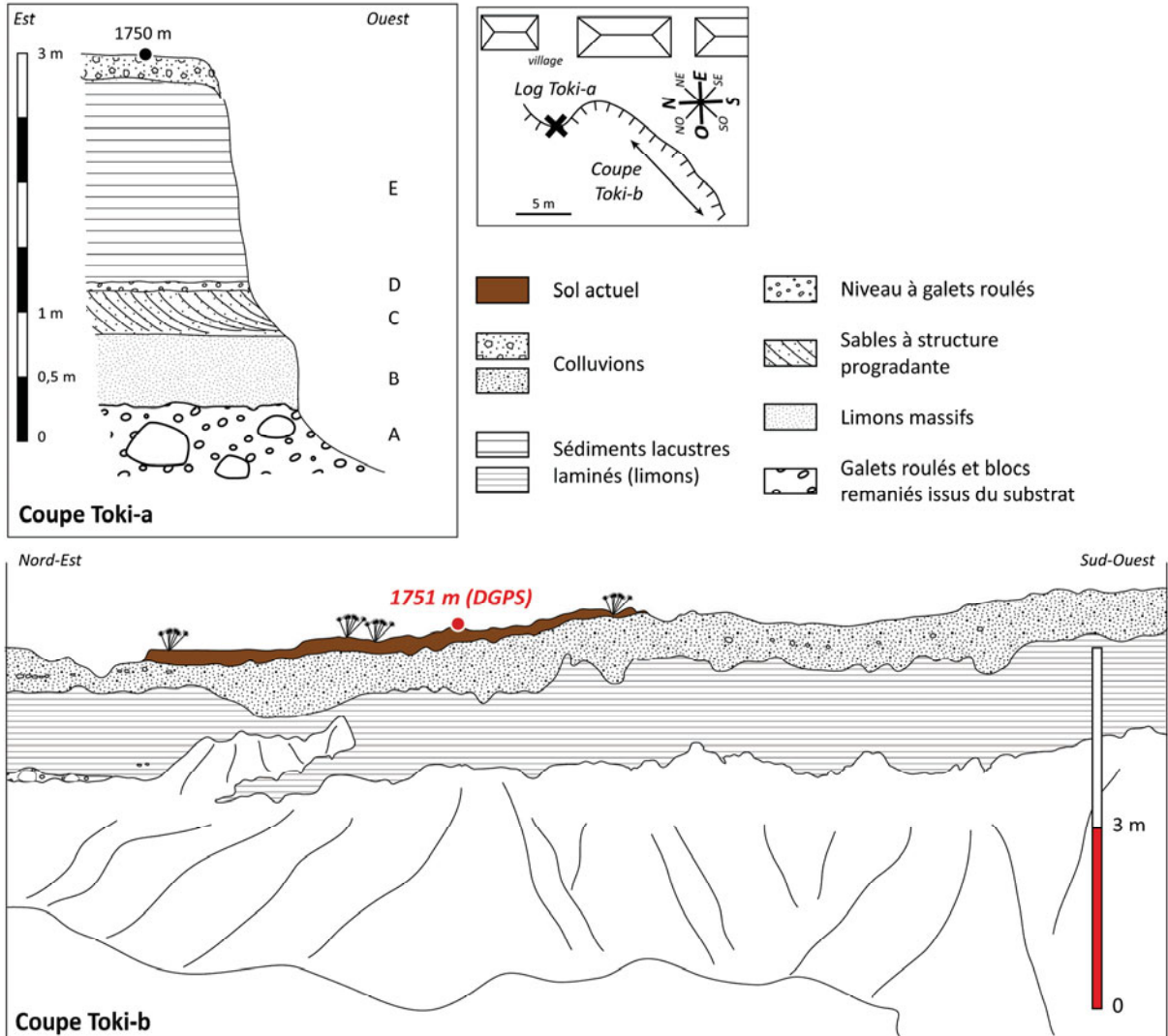
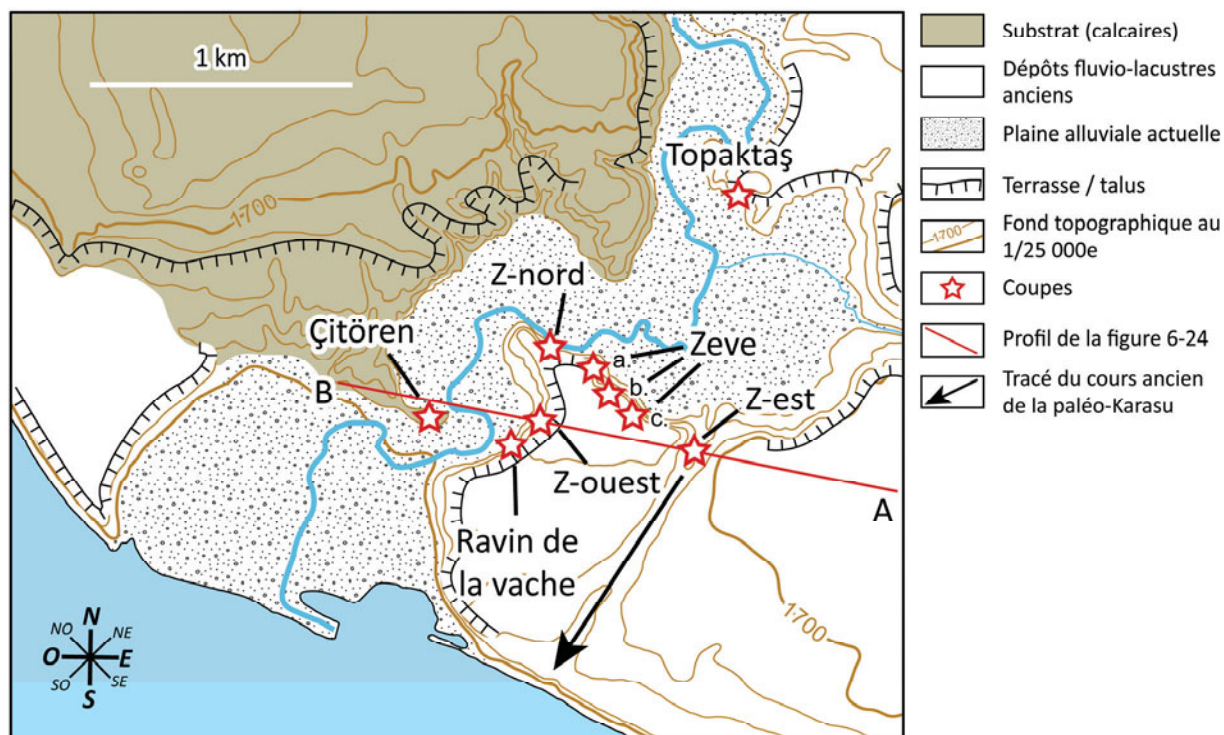


Figure 6-14 Les affleurements du site de Toki : coupe détaillée (Toki-a) et coupe d'ensemble (Toki-b)

Les sites situés à l'amont et en périphérie du site de Yumrutepe permettent de localiser l'extension maximale des dépôts lacustres dans la vallée de la Karasu. Des formations à composante lacustre s'étendent plus au nord du village de Yumrutepe dans une vaste dépression. Sur les versants relativement éloignés de la vallée actuelle, la composante continentale du site du Ravin des renards témoigne de l'évolution de milieux en bordure de bassin lacustre. La composante lacustre des dépôts sédimentaires, en revanche, s'étend jusqu'au proche amont de Gülsünler. Le Grand-Ravin, qui fait face et complète la séquence de Yumrutepe, confirme, par ses altitudes et ses faciès proches, les interprétations sédimentaires et stratigraphiques établies au même site.

III.3. Le contexte sédimentaire à l'aval de la vallée et les formations de Zeve-Topaktaş

Zeve-Topaktaş se trouve en rive gauche à l'extrême aval de la vallée, à l'endroit où la plaine alluviale, large, se prolonge en une embouchure vaste et plane (fig. 6-1, 6-3 et 6-15). Zeve⁵² se compose de plusieurs coupes ouvertes pour la plupart dans le talus principal qui borde la rivière tout le long de son cours aval (fig. 6-1 et 6-15).



Source du fond de carte : carte topographique au 1/25000e de Harita Genel Komutanlığı (1994)

Figure 6-15. Présentation du site de Zeve-Topaktaş avec localisation des coupes

D'amont en aval, on trouve d'abord la coupe Zeve-est (Z-est) ouverte dans les formations d'un vallon, les coupes Zeve-a (Za), Zeve-b (Zb) et Zeve-c (Zc), Zeve-nord (Z-nord) puis en passant (toujours en rive gauche) de l'autre côté d'un promontoire qui marque l'un des derniers resserrements de la vallée avant la zone basse de l'embouchure, la coupe Z-ouest, et la coupe du Ravin de la vache (fig. 6-15). En rive droite et en face du Ravin de la vache, le site de Çitören correspond à un affleurement du substratum relativement bas en bordure de plaine. Plus en amont, la coupe de Topaktaş correspond à un front de carrière, ouverte à des altitudes équivalentes de celles de Zeve (fig. 6-15).

⁵² Zeve est l'endroit où se trouve un monument commémoratif perché au-dessus d'un haut talus qui domine et délimite le fond de vallée.

III.3.a. La coupe Z-est

L'altitude du sommet de la coupe est 1680 m. La succession sédimentaire est visible sur 4,9 m (fig. 6-16a).

L'unité inférieure, dont la base n'est pas visible, est composée de sables accumulés sur au moins 2 m (A). Ces sables sont relativement grossiers et d'origine fluviatile : la stratification est entrecroisée, avec des lentilles plus fines d'argiles accumulées dans de mini chenaux abandonnés. Dans ces faciès fluviatiles, de petites ponces remaniées sont partout présentes. Au-dessus, l'unité (B) est formée de limons massifs de 30 cm d'épaisseur. La succession se poursuit avec une nouvelle unité sableuse, grise, de 20 cm d'épaisseur (C), puis à nouveau un faciès limoneux massif d'une épaisseur de 60 cm (D). La transition avec la partie haute de la coupe est marquée par un contact d'érosion dans les limons. L'unité E est un niveau argileux d'environ 30 cm d'épaisseur recouvert en continuité par une alternance de lits sableux gris (F et H) d'épaisseur similaire (30 cm) séparés par une couche argileuse (G). L'unité H est affectée par des *ripple marks*. Un ultime niveau argileux (I) marque la fin de cette alternance à granularité fine (argiles/sables) et litée. Le faciès de l'unité J correspond à des *bottomsets* argileux rougeâtres développés sur plus d'un mètre.

Cette succession correspond à la transition d'un milieu fluviatile vers un milieu lacustre offshore. Les faciès de transition sont tantôt associés à un milieu fluviatile tantôt à des milieux de plus faible énergie (argiles lagunaires beiges). Les faciès fluviatiles caractérisent la base de la coupe ; la structure des dépôts indique la présence d'un chenal principal de la rivière évoluant dans un contexte d'aggradation. Le contact érosif avec les dépôts supérieurs de la coupe est bien marqué. Son irrégularité témoigne d'une érosion des formations sous-jacentes, et par conséquent d'une phase d'interruption de la sédimentation. Les dépôts argileux peu épais et relativement massifs déposés au-dessus de ce contact d'érosion peuvent être interprétés comme des milieux lagunaires témoignant du retour de la dynamique alluviale en contexte alluvial. L'interstratification de dépôts de sables grossiers à stratification entrecroisée suggère un environnement d'embouchure mobile dans un fond de vallée progressivement envahi par les eaux du lac. La transgression s'est donc produite progressivement avec une alternance entre des phases lagunaires et des phases fluviatiles avant un épisode littoral identifiable dans les dépôts sableux à *ripple marks*. La fin de la séquence enregistre la continuation de la transgression puisque les dépôts sont de faciès offshore (argiles fines litées). En conclusion, les faciès de la coupe de Z-est permettent d'identifier un enregistrement de transgression lacustre envahissant la vallée.

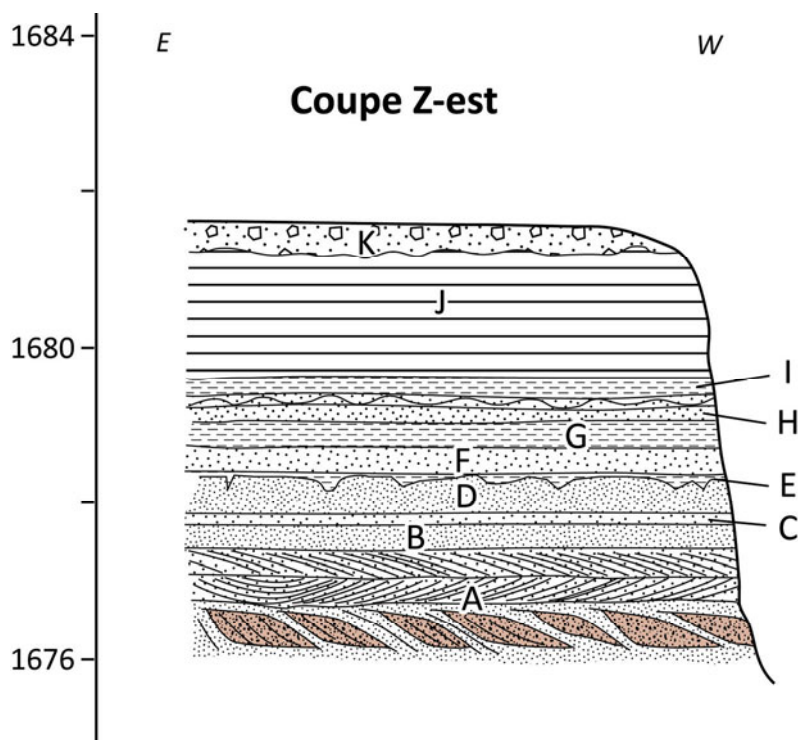


Figure 6-16a. La coupe de Zeve-est

III.3.b. Les coupes de Zeve a, b et c

Au sud de la coupe Z-est, la coupe Zc suivie de celle de Zb et enfin celle de Za s'ouvrent à flanc de talus en rive gauche, le long d'un vallon sec descendant vers le fond de la Karasu. Du point de vue des faciès sédimentaires, ces trois coupes se complètent et livrent des dépôts corrélatifs d'un même contexte environnemental fluvio-lacustre (fig. 6-16b et 17).

La coupe Zc correspond à 6 m de dépôts. Son sommet est à environ 1665 m d'altitude. L'une unité inférieure A, à faciès de limons laminés beiges (2,5 m), est recouverte par une unité argileuse B d'un mètre d'épaisseur, elle-même recouverte par un dépôt sableux (C). L'unité sommitale (D) est une colluvion pédogénéisée (sol actuel).

La séquence de Zb, très similaire à Zc, présente néanmoins une partie supérieure essentiellement sableuse. En effet, on n'y retrouve pas l'unité argileuse B de Zc. La coupe de Zb expose le contact entre une unité inférieure composée de limons lités (A), recouverts par des unités supérieures (B à F) à faciès sableux alluviaux qui développent un ensemble correspondant à l'unité C de Zc (2,5 m d'épaisseur). Les limons lacustres basaux, comme les dépôts sableux ou fluviaux supérieurs ont été déposés à la même altitude dans les deux coupes Zc et Zb.

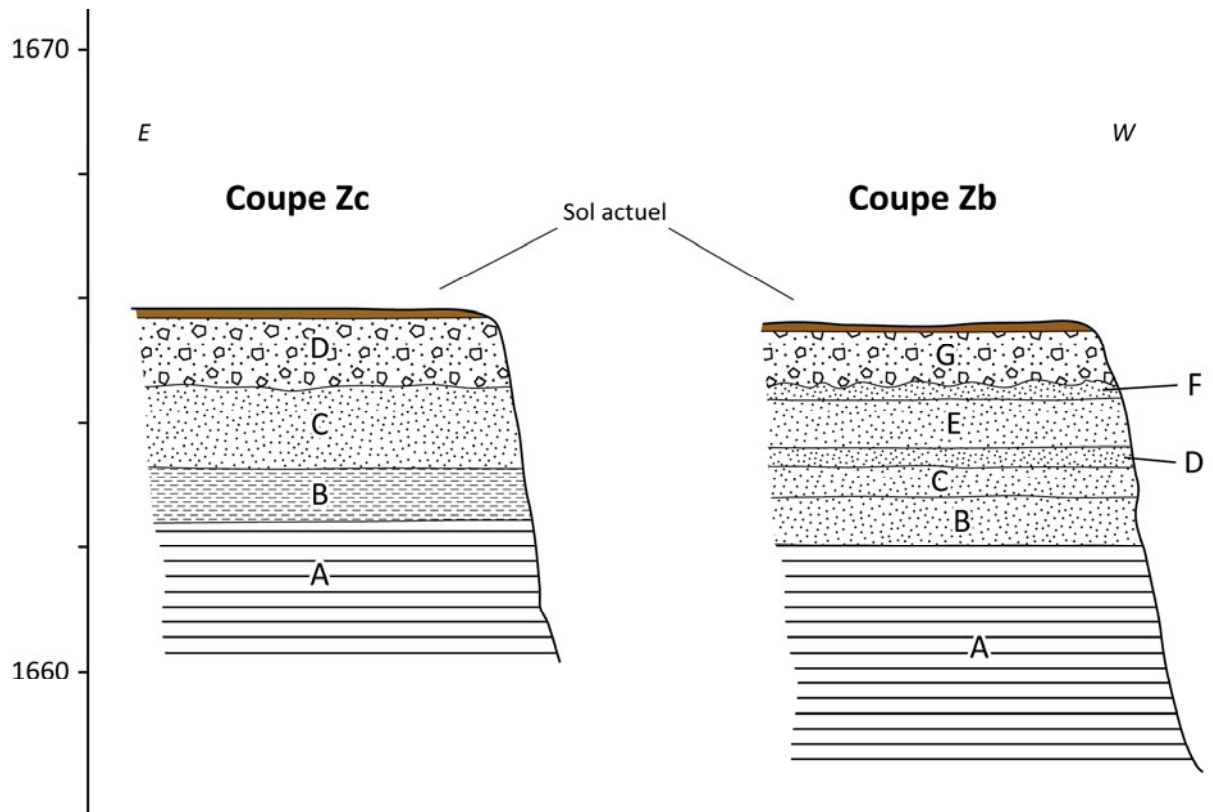


Figure 6-16b. Les coupes de Zeve-a et Zeve-b

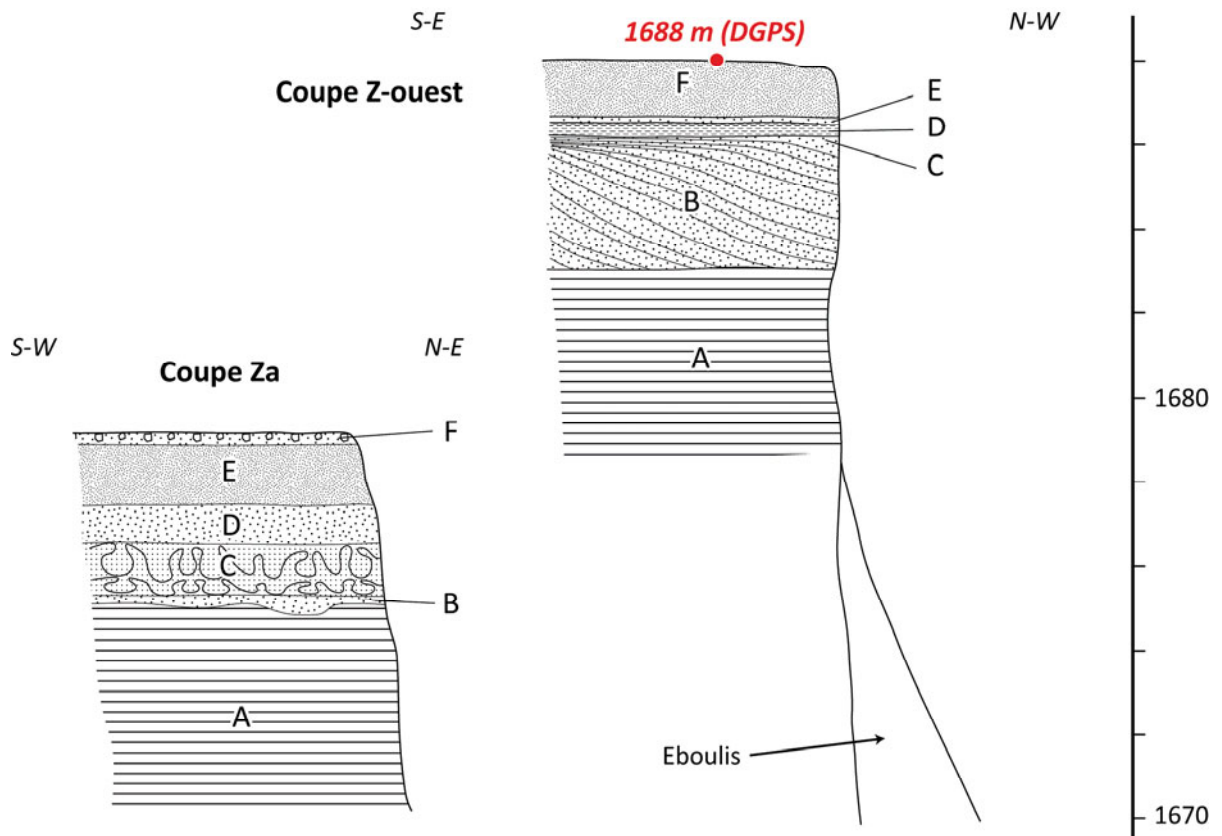


Figure 6-17. Les coupes de Za et Z-ouest

La coupe Za (fig. 6-17) est à une altitude plus élevée et son sommet correspond au sommet du talus de la terrasse soit environ 1678 m. L'épaisseur des dépôts y est beaucoup plus importante que dans les deux coupes précédentes (presque 10 m). Dans la partie inférieure de la séquence (unité A), on retrouve les mêmes limons lacustres de Zc (A) et Zb (A), mais ils y sont développés sur au moins 5 m. Le contact avec les unités supérieures sableuses (B et D) est irrégulier. L'unité B est constituée de sables moyens massifs. L'unité C, plus épaisse (1,5 m), montre des dépôts de sables plus fins lités ; ces lits sont déformés par des sismites. L'unité suivante (D) correspond au même faciès de sables massifs que l'unité B. La séquence se termine avec un épais dépôt (E) de limons fins et massifs qui sous-tend la plupart du temps le sommet du talus sur l'ensemble du site de Zeve.

La coupe Za est conforme à ce que l'on observe pour les coupes de Zb et Zc avec une première partie de séquence lacustre offshore (*bottomsets* limoneux) et une seconde discordante caractérisée par des dépôts sableux alluviaux interrompus par un épisode lacustre de faible profondeur d'eau de type avant-côte (unité C à Za).

Les trois séquences Za, Zb et Zc sont complémentaires et témoignent d'un environnement lacustre d'abord relativement profond, interrompu par une baisse de niveau d'eau d'environ 10 m, suivie d'une remontée modeste de la nappe d'eau.

III.3.c. La coupe de Z-ouest

La coupe Z-ouest est en quelque sorte le pendant de Za, Zb et Zc mais plus en aval du système (fig. 6-17). Les formations qui y affleurent sous-tendent une terrasse dont le talus présente une amplitude de 20 m. L'altitude du sommet de la coupe (rebord du talus de la terrasse) a été mesurée à 1688 m. Malheureusement, une grande partie de la coupe n'est pas visible à cause d'éboulis de limons fins et gris (fig. 6-17). Cependant, il se dégage une grande homogénéité de faciès dans les portions de coupes visibles tout comme dans la granularité des éboulis. Les dépôts inférieurs sont des lamines limoneuses grisâtres et beiges, à faciès de *bottomsets*, dont l'épaisseur est probablement plus grande que les cinq mètres affleurant (fig. 6-17). Les niveaux n'étant pas toujours bien visibles, il n'est pas impossible que des niveaux de sables fins limoneux (susceptibles d'avoir été perturbés par des sismites) y soient intercalés.

Les unités supérieures de la coupe contrastent avec cet important dépôt lacustre. On observe d'abord un dépôt argilo-limoneux à *foresets* (B) progradants sur 4 m d'épaisseur. Au-dessus, un niveau sableux très mince (C) est recouvert par un niveau argileux de faible épaisseur (D) qui évoque un milieu lagunaire, lui-même recouvert par un second niveau sableux (E). Comme pour la coupe de Za, une épaisse unité de limons fins (F) termine la succession.

III.3.d. La coupe Z-nord

La coupe Z-nord (fig. 6-18), donne accès au substrat⁵³ (A). Ce substrat est recouvert d'une première séquence sableuse massive, de granularité fine dans la partie inférieure (Ba), devenant grossière et sans stratification apparente dans la partie supérieure (Bb). Ces formations ne sont pas lacustres mais alluviales, du fait de leur faciès massif. Elles sont cependant assez différentes en termes de faciès et d'épaisseur des autres formations alluviales observées notamment à Za ou à Z-est. Au sommet de la coupe un dépôt à galets fluviaux de presque 2 m d'épaisseur témoigne d'une phase fluviale importante dans la vallée.

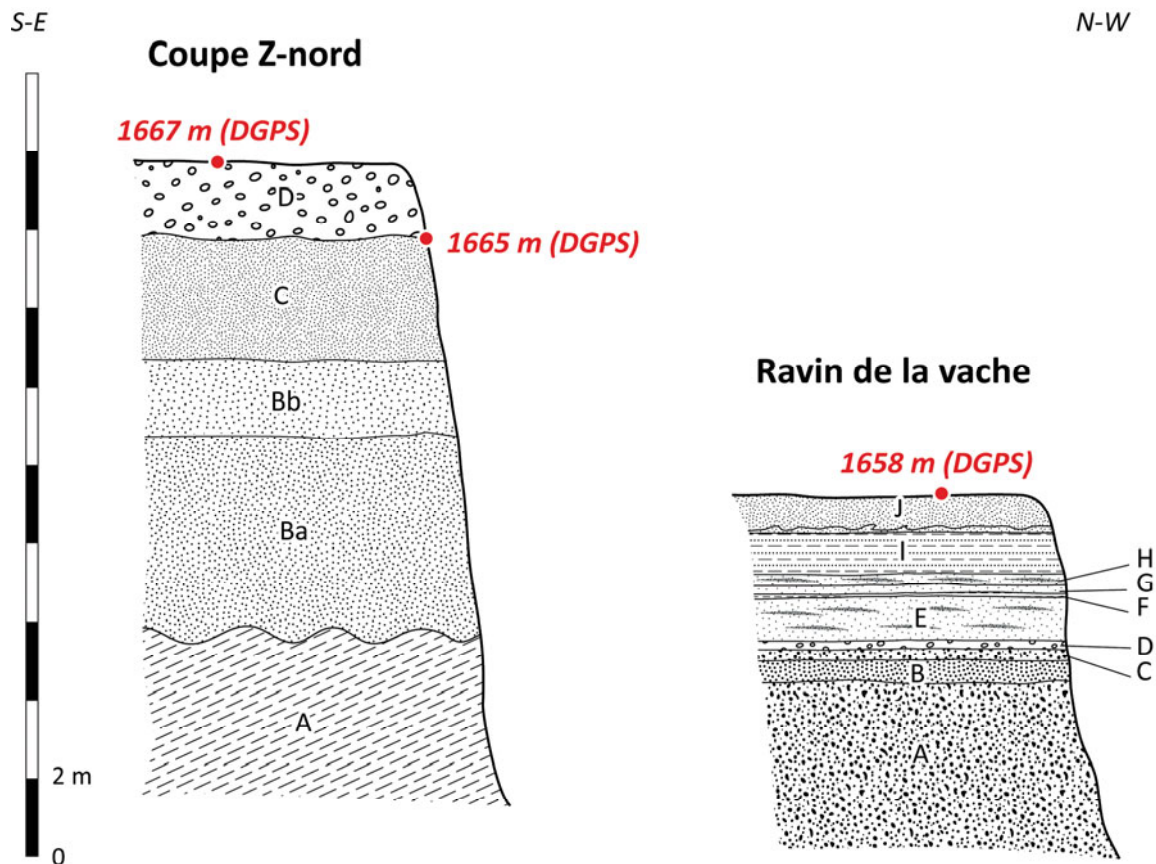


Figure 6-18. Les coupes de Z-nord et du Ravin de la vache

⁵³ La coupe de Z-nord présente un double intérêt: elle montre, d'une part, des faciès originaux que l'on ne retrouve pas ailleurs sur le site de Zeve, et elle permet de voir le contact entre le substrat local et les formations fluvio-lacustres. La première unité de la coupe de Z-nord correspond à des argiles dont les lits sont fortement inclinés et l'aspect de surface présente des figures circulaires. Ce premier faciès évoque le substratum pré-quaternaire. A Çitören, (fig. 6-15 pour la localisation) on observe des formations argileuses issues du substrat qui font face, en rive droite, à la coupe du Ravin de la vache. Le substratum affleure donc au-dessus du niveau de la plaine deltaïque. Il a été incisé avant le dépôt des sédiments de la plaine deltaïque.

III.3.e. La coupe du Ravin de la vache

Entre Z-ouest et le bord de la plaine, plusieurs buttes se dessinent. L'une d'entre elles dont le sommet est à 1658 m, permet de dresser la coupe du Ravin de la vache⁵⁴. La coupe (fig. 6-18) montre, à la base, une unité composée de ponces *in situ* (A) de 2,5 m d'épaisseur. Au-dessus d'un petit niveau fluviatile sableux (B), ces ponces sont remaniées, formant l'unité (C). Un niveau à sables grossiers (D) continue la succession ; il est recouvert par une unité sableuse à lentillesponceuses (E). Dans la suite de la coupe, des niveaux sableux (G et H) remaniant des petites ponces alternent avec des niveaux argileux (F et I). L'unité terminale (J) présente un faciès argilo-limoneux massifs. La base du dépôt a été déformée par de très fines sismites.

On ne retrouve nulle part dans les autres coupes le dépôt ponceux qui différencie la coupe du Ravin de la vache des autres coupes composant l'ensemble « Zeve » excepté à Zeve-est. Notre interprétation de la succession du Ravin de la vache est que l'unité A correspond à un tephra *in situ* et que les unités supérieures correspondent au remaniement partiel de ce tephra qui devait au départ mouler les topographies de dissection fluviale préexistantes.

III.3.f. La coupe de Topaktaş

La coupe de Topaktaş (fig. 6-19) présente deux caractéristiques majeures.

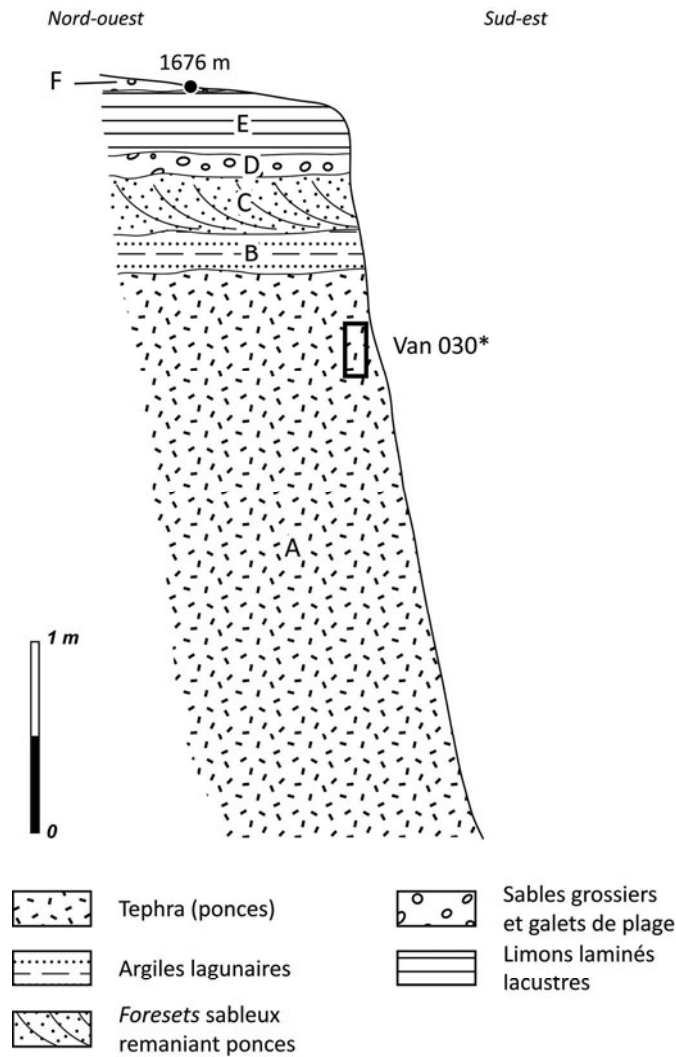
-Une retombée ponceuse d'une épaisseur de 6 m repose sur le substrat schisteux (pl. 11, photo c, p. 137). Cette retombée est la même, de par les caractères morphologiques des ponces, leur taille, leur composition minéralogique et les lithiques associés [Mouralis *et al.*, 2010], que celle formant l'unité A de la coupe du Ravin de la vache (fig. 6-18).

-Ici aussi, ce niveau à ponces est recouvert de dépôts lacustres. A la base, une unité argileuse structurée en lits fins (B), est surmontée par une unité sableuse à figures de progradation de 50 cm d'épaisseur (C). Au-dessus, une unité à petits galets et graviers (D) est recouverte d'une unité à limons lités (E) également recouverte de galets et graviers formant une unité similaire à D.

Ainsi, les dépôts fossilisant le tephra à Topaktaş témoignent d'une alternance de milieux littoraux lacustres à faible énergie (B et E) et de milieux plus proximaux (D et F) et littoraux progradants (C).

Le site de Topaktaş, vue l'épaisseur de son tephra, la qualité de conservation de ce dernier, et son association à la composante fluvio-lacustre, est un élément déterminant dans la reconstitution paléogéographique de l'aval de la vallée et dans la chronologie de l'évolution de la vallée par son potentiel téphrochronologique.

⁵⁴ Au moins une autre butte (plus à l'aval) expose une coupe dont les dépôts alluviaux rappellent ceux de Z-est.



*Echantillon pour datation Ar/Ar, cf. quatrième partie

Figure 6-19. La coupe de Topaktaş : un tephra en contact avec des dépôts littoraux

III.4. Le site de Mollakasım

Le site de Mollakasım n'appartient pas au bassin versant de la Karasu. Cependant, les formations qu'on y observe représentent le milieu littoral de ce qui est sédimenté à l'Est et au Sud-Est. L'interfluve entre les formations de Mollakasım et de la Karasu, relativement bas (1733 m, altitude à peu près équivalente au seuil actuel de déversement des eaux du lac). De fait, l'évolution géomorphologique de ce site et celle de la vallée sont liées. Le site de Mollakasım est relativement vaste car il comprend d'une part des affleurements situés à l'entrée du village de Mollakasım à 1680 m (fig. 6-20 B et C) et des dépôts situés entre le village et le lac, qui affleurent en paliers sur le versant dominant le lac. Le littoral est en effet ici formé d'une falaise taillée dans le substrat (des dépôts conglomératiques à ciment calcaire, pl. 6, photo b, p. 58) et ses formations de couverture. A 40 m au-dessus du niveau du lac, une coupe a permis de dresser la séquence des dépôts de Mollakasım-plage (fig. 6-20 A).

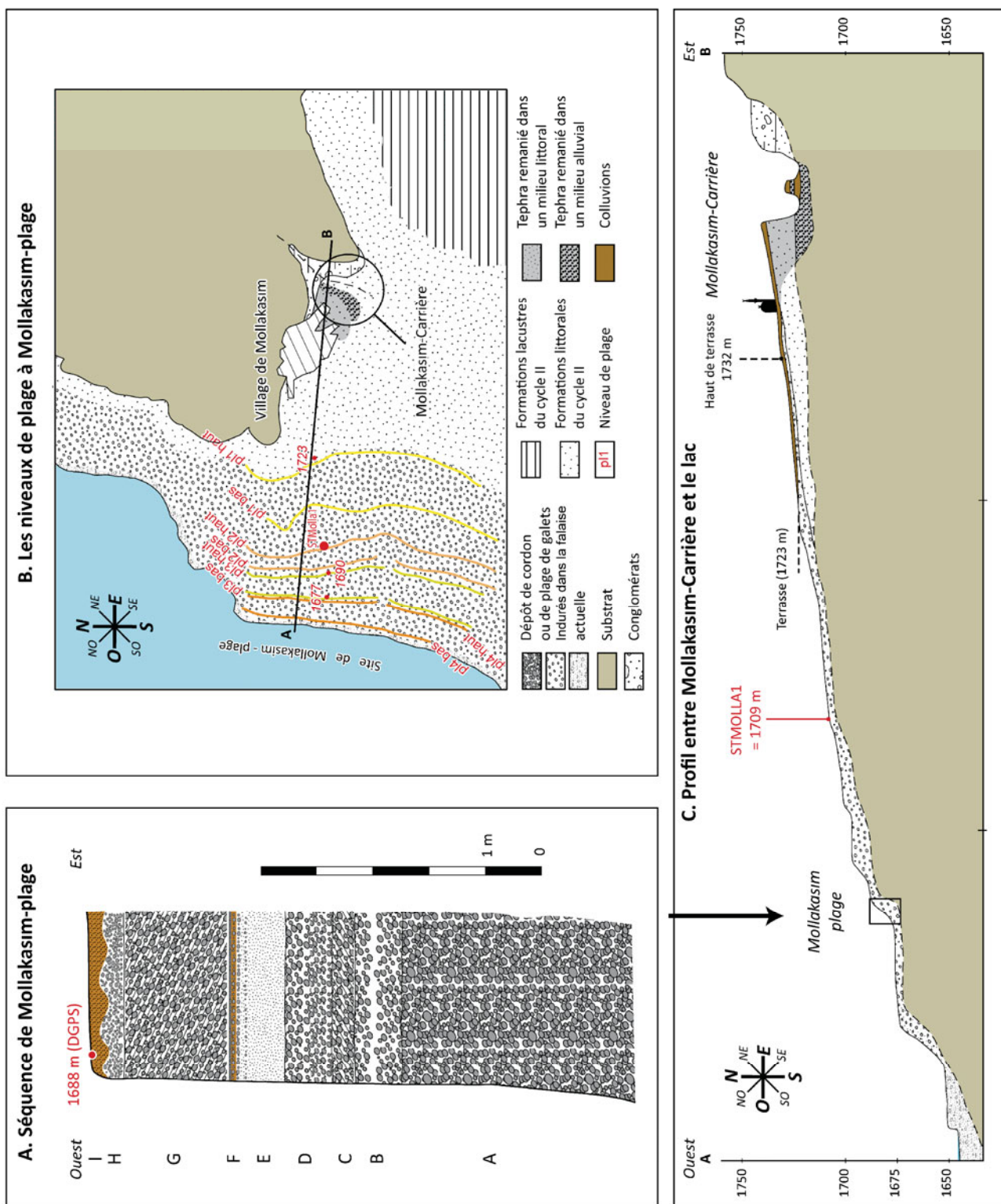


Figure 6-20. Présentation du site de Mollakasim : entre versants et lac, en marge de la vallée de la Karasu

Le site de Mollakasım-village est une grande carrière ouverte à proximité d'un vallon à l'entrée du village (cf. profil, fig. 6-20 C). Les affleurements de part et d'autre du vallon révèlent une séquence principalement volcanique avec une retombée poncée très épaisse (une dizaine de mètres) et faiblement remaniée car elle très homogène du point de vue pétrographique et géochimique (accumulation par tri densimétrique ?). L'altitude du sommet de cette séquence volcanique est à 1738 m. Une seconde coupe fait face à ce tephra. Elle expose des formations conglomératiques composées de graviers et de galets dans un ciment calcaire qui rappellent le substrat de Mollakasım-plage. Sous ces conglomérats qui affleurent sur 5 m et dont la base est à 1735 m, on distingue une unité de sables fins et moyens avec coquilles de mollusques (gastéropodes) vraisemblablement littoraux (l'ensemble est plaqué contre le substrat). Le contact entre le conglomérat et un substrat calcaire a été localisé plus haut sur le versant, à 1745 m d'altitude. Ceci signifie que le conglomérat est emboîté dans le calcaire, fossilisant une sorte d'encoche pouvant représenter la base d'une falaise.

Entre Mollakasım et Mollakasım-plage, le plan incliné qui s'abaisse vers la mer est couvert de galets qui affleurent à même le sol (fig. 6-20 C). Ces galets, localement plus abondants et alignés en bande parallèle au littoral actuel, représentent vraisemblablement différents cordons de plages élaborés dans un contexte de régression lacustre. A Mollakasım-plage, des formations à galets affleurant en coupe atteignent un ensemble de 8 m (fig. 6-20 A).

La partie inférieure de la coupe, les unités A et B, contiennent essentiellement des galets très jointifs et *openwork*. Ces faciès sont caractéristiques de cordons littoraux. Dans l'unité C, les lits de galets sont inclinés vers le lac actuel (faciès C progradant), alors qu'ils sont inclinés vers le versant dans l'unité G. L'unité E, plus sableuse et massive, est recouverte par des niveaux fins de galets à matrice sableuse (F). Dans la partie supérieure de la coupe, les faciès redeviennent plus grossiers avec deux unités à galets (G et H) dont seule l'unité G présente une inclinaison privilégiée des galets vers le bassin versant. La coupe se termine par une mince colluvion. Sur l'ensemble du site, il semble que ce sont les galets de l'unité 8 qui affleurent en surface là où la colluvion ne la recouvre plus.

Mollakasım est un site qui s'avère important pour mieux comprendre les relations entre le volcanisme et les dynamiques côtières. Par ailleurs la séquence littorale identifiée suggère la superposition d'accumulations de cordons littoraux ou de rivages à des altitudes supérieures au lac actuel. Par conséquent, ceci témoigne d'anciens niveaux lacustres, plus élevés (à une altitude comparable aux dépôts de Y3 et Y4) et des positions de la ligne de rivage plus ou moins stables ayant permis le développement de falaises dans les dépôts littoraux pendant les régressions [Abu Ghazleh et Kempe, 2009].

III.5. Une première interprétation sur l'origine des dépôts à l'échelle de la vallée

L'étude des dépôts de la vallée de la Karasu permet de mettre en évidence plusieurs points :

(i). la prédominance de faciès lacustres, depuis l'amont (Ravin des buses, le Grand ravin, Yumrutepe-Köprübaşı) jusqu'à l'aval (Zeve), autant dans la vallée que sur les marges du bassin versant (Toki, Y4, Mollakasım-village). Les dépôts lacustres offshore situés le plus en amont de la vallée se trouvent au Ravin des buses à 1725 m tandis que les formations littorales associées ou non à des falaises sont localisées à Toki (1750 m), Mollakasım-village (1745 m), Y4 (1740 m). Le Ravin des renards, situé à des altitudes similaires (1740-1745 m), offre plutôt des dépôts continentaux à la marge d'un environnement lacustre.

L'affleurement à divers endroits des argiles bleu-gris finement laminée d'origine lacustre souligne cette omniprésence de la composante lacustre dans les dépôts.

(ii). Les séquences sont majoritairement composées d'alternances fluvio-lacustres entre des sédiments fluviaux (faciès grossiers à stratification oblique, structure en lentilles, etc.) associés à des sédiments lacustres limoneux laminés ou de sables fins, à lits horizontaux lacustres. Ces séquences témoignent non seulement de l'extension passée du lac dans des secteurs actuellement émergés mais également de l'alternance des dynamiques lacustres et des dynamiques continentales. Ces dernières caractérisent des systèmes fluviaux différents de l'actuel de par leur localisation dans la vallée ou encore leur dimension. Les dépôts fluviaux observés sont le plus souvent intercalés dans les dépôts lacustres.

(iii). Les retombées volcaniques⁵⁵ sont très présentes dans le bassin versant de la Karasu. Soit elles y tapissent le substrat (Topaktaş), soit elles sont remaniées lors des transgressions (ou d'incursion de chenaux fluviaux) par des dynamiques de versants, en secteurs instables, qui les introduisent dans les sédiments lacustres. Dans tous les cas, on les retrouve soit interstratifiés dans les dépôts transgressifs (Ravin de la vache), soit concentrés sous forme de lentilles dans les dépôts fluviaux (Zeve-est). Dans les secteurs très en amont et donc plus continentaux, les retombées recouvrent des sédiments lacustres à 1740 m au Ravin des renards (soit à 13 km de l'embouchure actuelle), et le substratum à 1770 m à Topaktaş (soit à 20 km de l'embouchure actuelle).

⁵⁵ Dans la vallée de la Karasu, il s'agit de l'expression d'un volcanisme explosif et non plus d'un volcanisme effusif, comme dans la vallée de la Bendimahi.

IV. Etude morphologique de la vallée

IV.1. Contexte morphologique entre Koçköy et Köprüköy

Dans la partie amont se trouvent les plus hautes surfaces subhorizontales observées dans la vallée. En effet, à Koçköy, un haut talus de 1800 m borde la plaine alluviale actuelle en rive droite (fig. 6-1 et 6-2, p. 172 et 174). Le sommet de ce talus, couvert de formations alluviales conglomératiques⁵⁶, atteint 1785 m au-dessus de la Karasu coulant à 1758 m à Koçköy (+110 m au-dessus du niveau du lac actuel). Le niveau N0 (1785 m) (fig. 6-2) est associé à un ancien niveau de base de la rivière Karasu. A profil longitudinal équivalent à l'actuel, l'ancien niveau lacustre associé à cette paléo-Karasu serait de 1675 m, soit 30 m seulement plus haut que l'actuel.

Au niveau du village d'Adıgüzel, le sommet du talus est mieux marqué dans la topographie et son altitude dépasse 1800 m, soit 65 m au-dessus de la vallée (fig. 6-1 et 6-2). Dans cette section de la vallée, on retrouve le prolongement du niveau N0 et les formations qui le sous-tendent, qui sont d'anciennes alluvions non indurées. Toujours à proximité d'Adıgüzel et en contrebas, la rivière s'incise dans des autres formations alluviales plus récentes, formant une terrasse intermédiaire Tf0 (fig. 6-21) entre le versant nivelé et la rivière. Le sommet de Tf0 est à 1741 m, soit +6 m au-dessus de la rivière actuelle (1735 m).

A l'aval d'Adıgüzel, les formes s'adoucissent, et les rebords bien marqués observés à l'amont disparaissent pour laisser place à des plans faiblement inclinés se terminant par des rebords peu marqués. Ce changement dans la topographie coïncide avec la localisation des premiers dépôts lacustres au Ravin des renards et dans au Ravin des buses. Cette partie du cours de la rivière est en réalité positionnée entre deux resserrlements de versants associés à deux ressauts du profil longitudinal (fig. 6-2) : celui de Kasımoğlu et celui d'Özkaynak (site des gorges, localisation fig. 6-1). Entre ces deux ressauts, qui correspondent à des encaissements dans le substratum, la Karasu a construit une large plaine alluviale dans un contexte de pente faible, qui a permis une large accumulation de formations alluviales à l'amont du seuil aval.

A partir de Gülsünler les formations repérables dans la vallée (plaine alluviale et versants) ne sont plus uniquement alluviales. Le remplissage est partiellement constitué de dépôts lacustres. Cette portion de la vallée a donc été envahie et immergée par les eaux du lac par le passé. Les accumulations de dépôts laminés à des altitudes élevées (1721-1722 m pour des lamines argileuses et 1724 m pour des lamines limono-sableuses au Ravin des buses) tout comme la présence des argiles bleues à la base de toutes les séquences de *bottomsets* limoneux observables à des hautes (1709 m au Grand ravin) ou basses (1677 m à Y0 et plus en amont)

⁵⁶ Ces formations sont considérées comme appartenant au substrat « pré-lacustre » indifférencié, cf. fig. 6-2

altitudes indiquent un niveau maximum du lac à une altitude supérieure à 1740 m, qui pourrait correspondre aux dépôts littoraux observés à Y4 et au Ravin des renards.

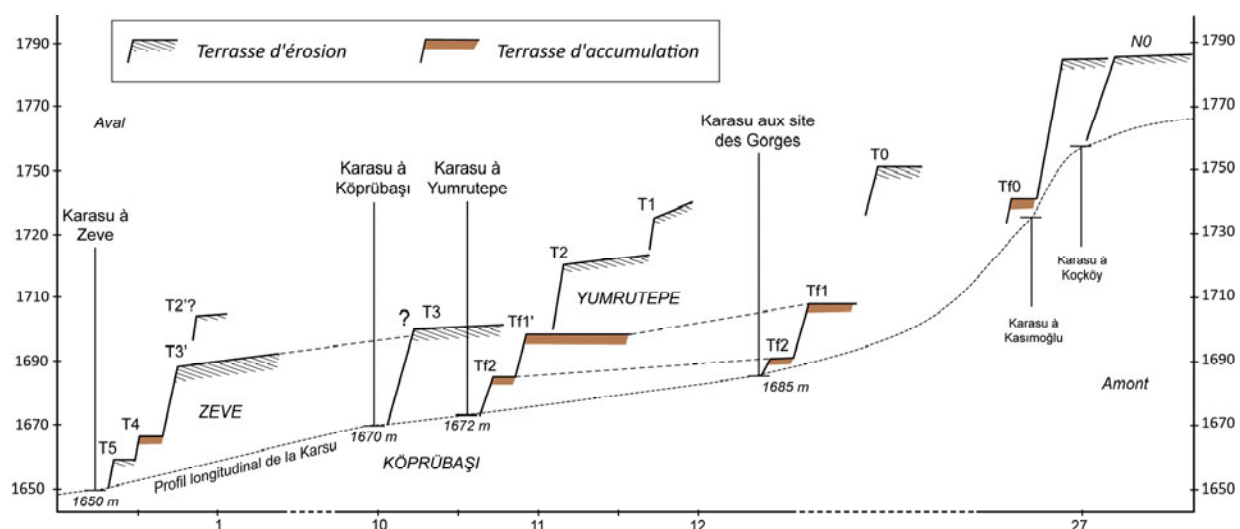


Figure 6-21. Le système de terrasses de la basse vallée de la Karasu

Le niveau de terrasse supérieur à l'amont des Gorges, suffisamment marqué pour être repérable sur la carte topographique, peut être considéré comme une haute terrasse érodée dans des alluvions anciennes perchées. Dans ce cas le niveau supérieur de la topographie à proximité du site des Gorges est associé à une ancienne terrasse d'érosion de la Karasu, notée T0, antérieure aux terrasses des Gorges (fig. 6-21).

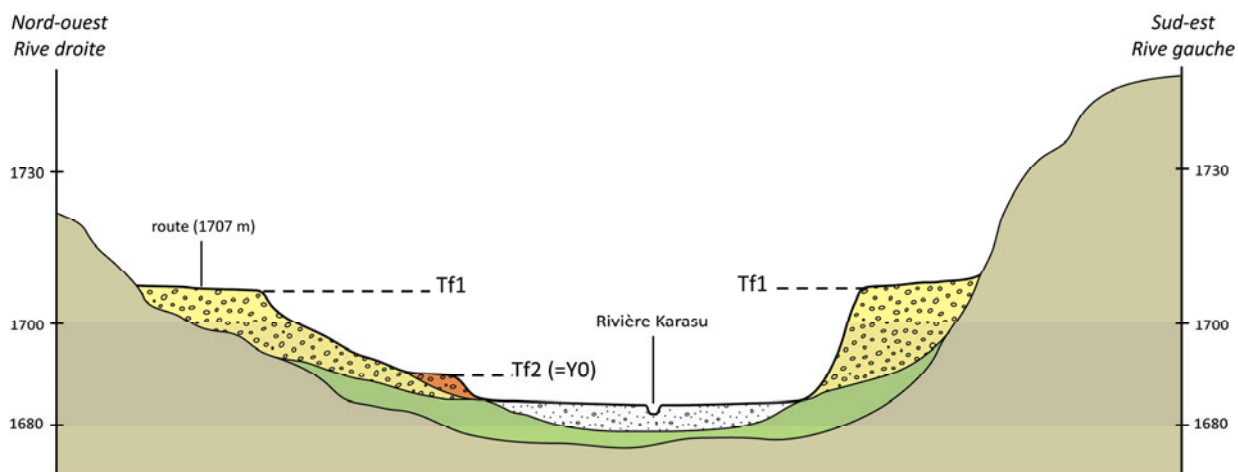


Figure 6-22. Profil transversal de la vallée de la Karasu au site des Gorges
(voir légende sous la figure 6-24, p. 209)

Un profil topographique transversal des gorges de la Karasu, immédiatement en amont de Yumrutepe met en évidence deux niveaux de terrasses, associés à des dépôts exclusivement alluviaux (fig. 6-21 et 6-22). Ces deux terrasses, notées Tf1 et Tf2 sont respectivement à une altitude de 1707 m et 1690 m soit à +22 m et +5 m au-dessus de la Karasu. En rive gauche, la terrasse Tf2 a été érodée par les migrations du chenal principal après la phase d'incision qui sépare les accumulations de Tf2 et Tf1. L'épaisseur des dépôts de la plaine alluviale n'est pas connue. Cependant, on sait, par les carrières, que l'incision a atteint plusieurs mètres sous les carrières de Yumrutepe.

IV.2. Les hautes terrasses de Yumrutepe-Köprübaşı

Au site de Yumrutepe (rive droite de la Karasu), au moins trois niveaux de terrasses ont été repérés (fig. 6-21 et 6-23). Le niveau supérieur T1 se raccorde au versant calcaire par une surface d'érosion inclinée de 1745 à 1740 m qui recoupe des dépôts de nature distincte. Cette surface est peu étendue ; faillée à Y4 üstü et se termine à 1740 m à l'aval par un talus de plusieurs mètres d'amplitude difficilement mesurable à cause des nombreuses carrières qui y ont été ouvertes. Plus bas, se développe un second niveau T2, nettement plus étendu et incliné de 1725 à 1720 m, qui se termine par un rebord d'érosion taillé dans des dépôts lacustres et fluvio-lacustres. Ce talus suggère une importante phase d'incision dans l'évolution géomorphologique de la vallée.

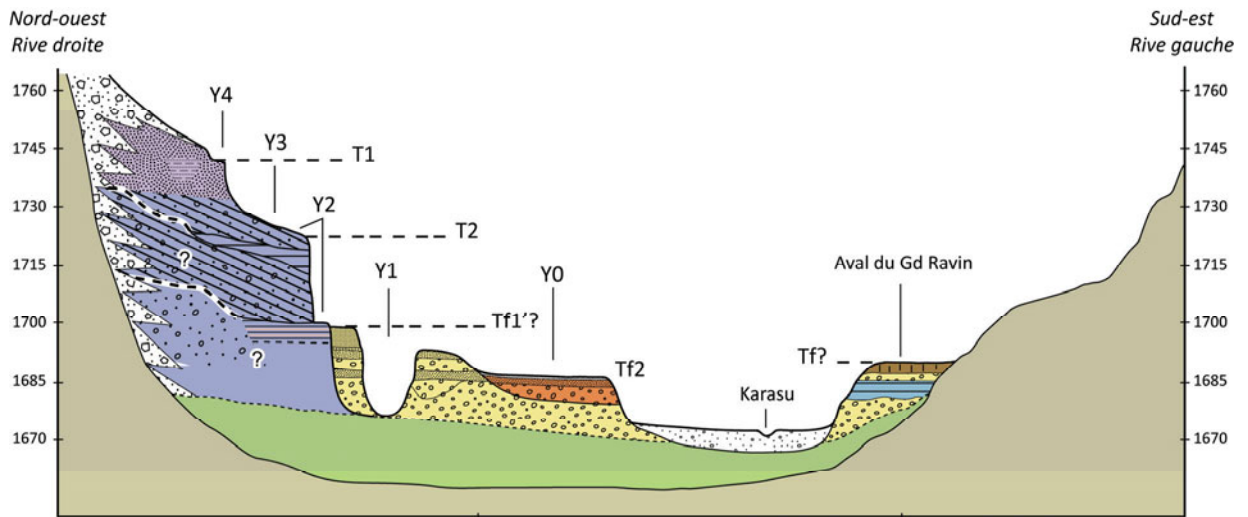


Figure 6-23. Profil transversal de la vallée de la Karasu à Yumrutepe
(voir légende sous la figure 6-24, p. 209)

A Y1 apparaît un troisième niveau (Tf1') à 1699 m (fig. 6-23). Tf1' est sous-tendue par les séries alluviales de Y1. Tf1' n'est donc pas une terrasse d'érosion car elle témoigne de la formation d'une plaine d'inondation importante, dont le remplissage commence par une

importante charge de fond et dont la fin est marquée par la mise en place de limons de débordement. Il n'y a pas d'équivalent en rive gauche. En effet, au Grand ravin, le sommet des dépôts est plus bas (1689 m).

Ces différentes terrasses sont toutes bordées par des talus relativement bien marqués mais de hauteur variable. Ces terrasses sont façonnées, selon les cas, dans les formations lacustres, littorales et alluviales. Ainsi, depuis les parties hautes de ce secteur de la vallée, la plus haute terrasse (T1 à +92 m) est taillée dans les dépôts littoraux de Y4. Plus bas, une seconde terrasse (T2 à +72 m) correspond l'accumulation des dépôts progradants de cône deltaïque observés à Y3 et Y2. Plus bas, la surface Tf1' correspond au toit de la plaine alluviale Y1 emboîtée dans les formations lacustres et fluvio-lacustres de Y2 et Y3. A Köprübaşı, le niveau sous-tendu par les formations lacustres des coupes K1 et K2 est un niveau de terrasse culminant à 1702 m soit une altitude proche de Tf1 et Tf1'. Cependant, ces dernières correspondent au toit d'une accumulation à peine retouchée par l'érosion alors qu'à Köprübaşı il s'agit d'un niveau d'érosion plan noté ici T3 (fig. 6-21).

Dans le fond de la vallée, en rive droite, une terrasse alluviale noté Tf2 est emboîtée dans Tf1. Sa surface culmine à +15 m (1687 m) au-dessus de la rivière.

A l'aval de Köprübaşı, en revanche, les hautes terrasses deviennent toujours plus vastes (fig. 6-3) et sont raccordées à des versants de faible amplitude en rive droite, vers Mollakasım, contrairement à la rive gauche, au-dessus de Toki où les versants sont beaucoup plus raides. Ces terrasses ont une pente longitudinale très faible d'amont en aval. Malgré des formes mineures (buttes intermédiaires), le schéma morphologique dans l'axe transversal de la vallée, à l'aval de Köprübaşı, demeure simple avec les hauts talus de T3 bordant de façon quasi continue la large plaine alluviale actuelle. A Toki, la surface de la terrasse principale (T3) n'est pas directement raccordée au versant mais un haut talus (fig. 6-3) se découpe dans la séquence lacustro-littorale (fig. 6-14). Cette forme correspond à une haute terrasse (=T0 ?) à une altitude plus élevée que T1 (1751 m ; fig. 6-21). Les altitudes très élevées du site par rapport au seuil de référence (cf. ch. 2) suggèrent une possible déformation verticale liée à la tectonique.

IV.3. Les terrasses de Zeve

Dans le secteur en l'aval de Yumrutepe et jusqu'au site de Zeve, la configuration des terrasses évolue pour faire place à un système caractérisé par un niveau principal très étendu de part et d'autre du fond de vallée (fig. 6-3 et 6-21). Cette surface de la terrasse principale T3' (1685 m), issue de T3 en amont, s'est développée par regradation des formations lacustres décrites à Zeve. Elle est bordée par un talus de 40 m de hauteur. La différence d'altitude entre la terrasse T3 de Köprübaşı et T3' de Zeve (+14 m sur 8 km soit une pente de 0,175 %) s'explique par le fait que l'on change de système. En effet, si à Köprübaşı, le rôle de la Karasu est

déterminant, il n'en est plus de même vers l'aval. La proximité du lac et la baisse progressive de son niveau d'eau ont permis le façonnement d'une plate forme d'abrasion lacustre. La terrasse T3' est donc polygénique.

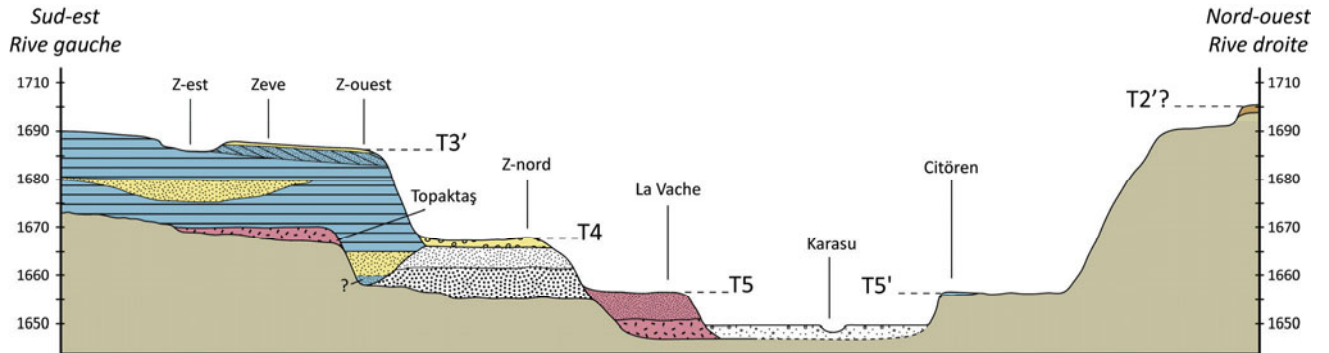
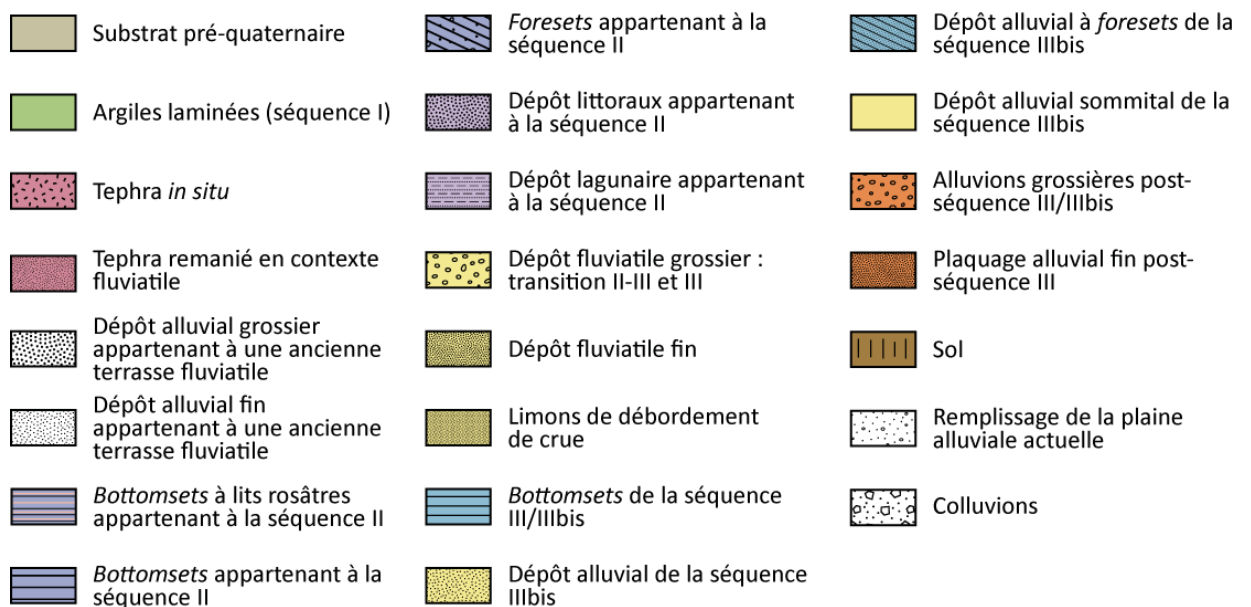


Figure 6-24. Profil transversal de la vallée de la Karasu à Zeve



Légende des figures 6-20, 6-21 et 6-22

En revanche, comme le montre le profil transversal (fig. 6-24), le talus vigoureux marqué dans l'axe transversal de la vallée est l'œuvre de l'incision de la rivière après l'accumulation lacustre. La terrasse T3' à Zeve recoupe en effet des accumulations sédimentaires tronquées. En rive gauche, elle domine les paysages (sites de Zeve), tandis qu'en rive droite, où l'empreinte du substrat est beaucoup plus importante (fig. 6-24), un niveau topographique supérieur (T2'?) est nettement visible dans les paysages (pl. 10, photo a, *en arrière plan*, p. 115). Il est limité par un rebord peu marqué, principalement développé dans le substrat. Il domine de 10 m la terrasse T3' largement plus étendue. En rive gauche à Zeve, deux basses terrasses (T4 et T5,

respectivement positionnées à 1670 m et 1659 m) recourent les séries lacustres qui soutiennent la terrasse T3. Leur talus tranche également le substrat (fig. 6-24). Une incision identique se retrouve en rive droite à Çitören où une très basse terrasse d'érosion notée T5' (+5 m au-dessus de la rivière qui coule à 1655 m) tronque le substrat (calcaires argileux tertiaires) recouvert à son extrémité d'une très faible épaisseur de dépôts lacustres (<2 m) (fig. 6-22).

IV.4. L'intérêt morphologique de Mollakasım

Au nord-ouest de la vallée de la Karasu, plusieurs témoins de niveaux passés du lac sont conservés (fig. 6-20). Quatre niveaux de cordons et de falaises associées à des dépôts de plage grossiers ont été mesurés au DGPS : un niveau de falaise à 1723 m, un premier cordon à 1709 m, un second à 1699 m, un second niveau de falaise à 1688 m et un troisième à 1673 m. Cette topographie « en escalier » suggère des stades d'arrêt lors d'une longue régression lacustre, vraisemblablement lors du retrait du lac depuis un niveau maximum à 1725 m (altitude du haut du versant à Mollakasım).

V. Synthèse morphostratigraphique de la vallée

V.1. La séquence I

Les dépôts lacustres les plus anciens préservés dans la vallée sont représentés par les argiles colorées, saturées et finement laminées (varves) qui affleurent⁵⁷ au nord de Yumrutepe (Y-Ab), à la coupe du berger où elles sont incisées par la rivière, en haut du Grand ravin (fig. 6-25, Ia et Ia') et à la base de la séquence du Ravin des buses (Ia''). Ces dépôts offshore atteignent une altitude maximum de 1710 m au Grand Ravin (fig. 6-25) et environ 1725 m au Ravin des buses où la séquence argileuse est prolongée par des dépôts plus limono-sableux (fig. 6-25).

Il s'agit d'une première séquence stratigraphique associée à une première transgression lacustre dont les dépôts profonds sont bien identifiables grâce à leur faciès caractéristique d'argiles bleu-gris varvées. Ces dépôts sont toujours : soit en couverture du substrat, soit recouverts par des séries plus récentes et plus grossières (limons et sables). Nous proposons d'associer ces dépôts anciens à la séquence continentale du Ravin des renards (1737-1745 m) qui témoigne d'une interface lac-bassin versant compatible altitudinalement avec notamment la séquence du Ravin des buses.

⁵⁷ Et qui doivent affleurer sous le plancher de la carrière de Y1 (fig. 6-23).

V.2. La séquence II

La séquence stratigraphique (II) repose en discordance sur la séquence I mais sans que des dépôts alluviaux aient enregistré la transition I-II (fig. 6-23, 6-25 et 26). Elles ont pu être étudiées en détails à Y2 et dans le Grand ravin. Cette seconde séquence stratigraphique débute avec l'unité IIa qui correspond au faciès A de Y2a et au faciès A de GR3. Au Grand ravin, on ne distingue pas d'unité alluviale intercalée entre les argiles bleues et les limons marron de l'unité II pourtant en contact discontinu.

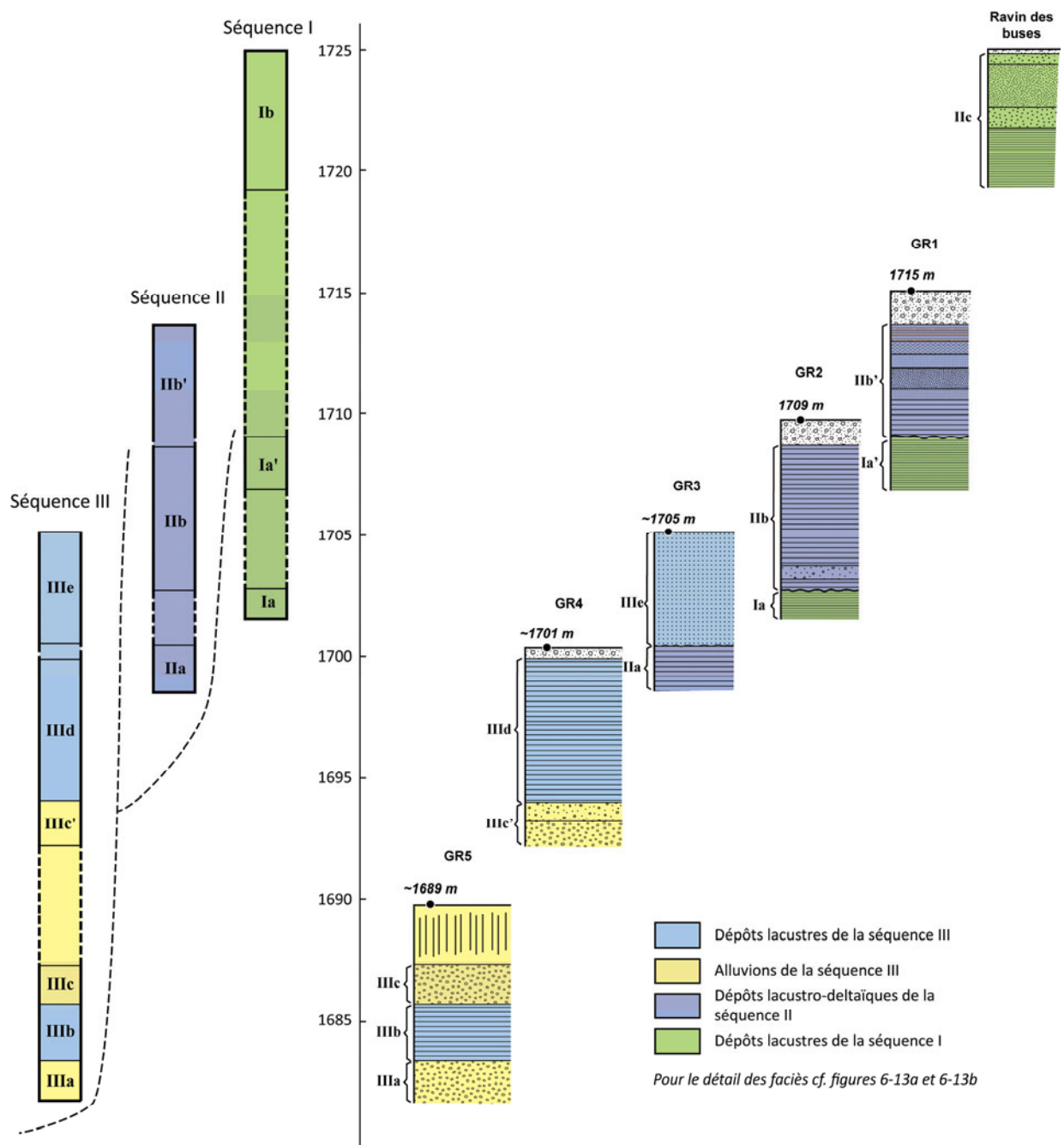


Figure 6-25. Synthèse stratigraphique pour le Grand ravin et le ravin des buses

Malgré les lacunes de la séquence II, à Yumrutepe comme au Grand ravin (fig. 6-25 et 6-26), celle-ci se poursuit avec l'unité Iib composée des limons de GR2 en rive gauche) et des *foresets* de Y2 et Y3 en rive droite. Dans notre schéma d'interprétation, la partie proximale et deltaïque du système sédimentaire de la séquence II à Yumrutepe correspond à la partie plus distale (*bottomsets* limoneux) enregistrée au Grand ravin. On notera l'importance du volume sédimentaire du delta de Yumrutepe qui enregistre une très forte intensité des apports sédimentaires depuis le bassin versant. Ce système à forte sédimentation est contemporain d'un niveau lacustre à 1712 m, et donc d'un agrandissement (par immersion) du volume de la cuvette lacustre. Le contexte global d'élévation du niveau lacustre s'accompagne donc, à ce moment d'un accroissement des apports continentaux. En effet, ce delta est constitué de plusieurs unités à *foresets* qui ne sont pas contrôlés par le même niveau lacustre (fig. 6-6). L'évolution du niveau du lac, sur l'ensemble des dépôts, n'est en réalité pas linéaire, car d'un milieu lacustre (IIa), on passe (avec interruption de presque 5 m) à un milieu de front deltaïque (Iib) puis à nouveau à des *bottomsets* de milieu offshore (Iic).

Par ailleurs, les points d'inflexion des différents *foresets* observés donnent directement, et avec précision, des paléoniveaux du lac à 1712 m (Y2, fig. 6-6) et 1719 m (Y3, fig. 6-6).

Au Grand ravin, nous avons choisi de noter Iib' l'unité stratigraphique qui suit Iib avec les dépôts de GR1 dont les faciès à la base sont similaires à ceux de GR2 (Iib). Au-dessus, les faciès C, D et E sont différents mais ne montrent que de fines variations des milieux de sédimentation qui demeurent lacustres. Cette numérotation est, de plus, conforme aux corrélations altimétriques (faciès B à GR1 est à 2 m au-dessus de Bc à GR2). Au Grand ravin, la séquence II s'arrête avec Iib'. A Yumrutepe, par contre, celle-ci se poursuit. A Y2, le faciès B à *bottomsets* correspond à Iic. L'unité grossière Iid, ne se trouve également qu'à Y2 (faciès D) et Y3 (faciès B à E). La séquence II s'interrompt à Y3 à 1723 m. Ce que nous observons, côté Yumrutepe, où la séquence se poursuit jusqu'à des altitudes plus élevées qu'en rive gauche (+20 m), c'est une dynamique deltaïque ou grossière dans un contexte où la ligne de rivage est à la fois de plus en plus proche du versant calcaire et toujours plus élevée. En effet, avec l'unité Iie (Y4) qui surmonte Y3 vers 1730 m, le milieu est devenu littoral (figure 6-8 et 6-26). Dans la partie amont de la Karasu, la séquence lacustre II s'achève à 1740 m d'altitude en rive droite et à 1715 m en rive gauche.

Entre Y3 et Y4 s'effectue la transition entre les unités lacustro-deltaïques et des unités littorales qui permettent de fixer l'altitude maximum de la ligne de rivage à 1740 m d'altitude.

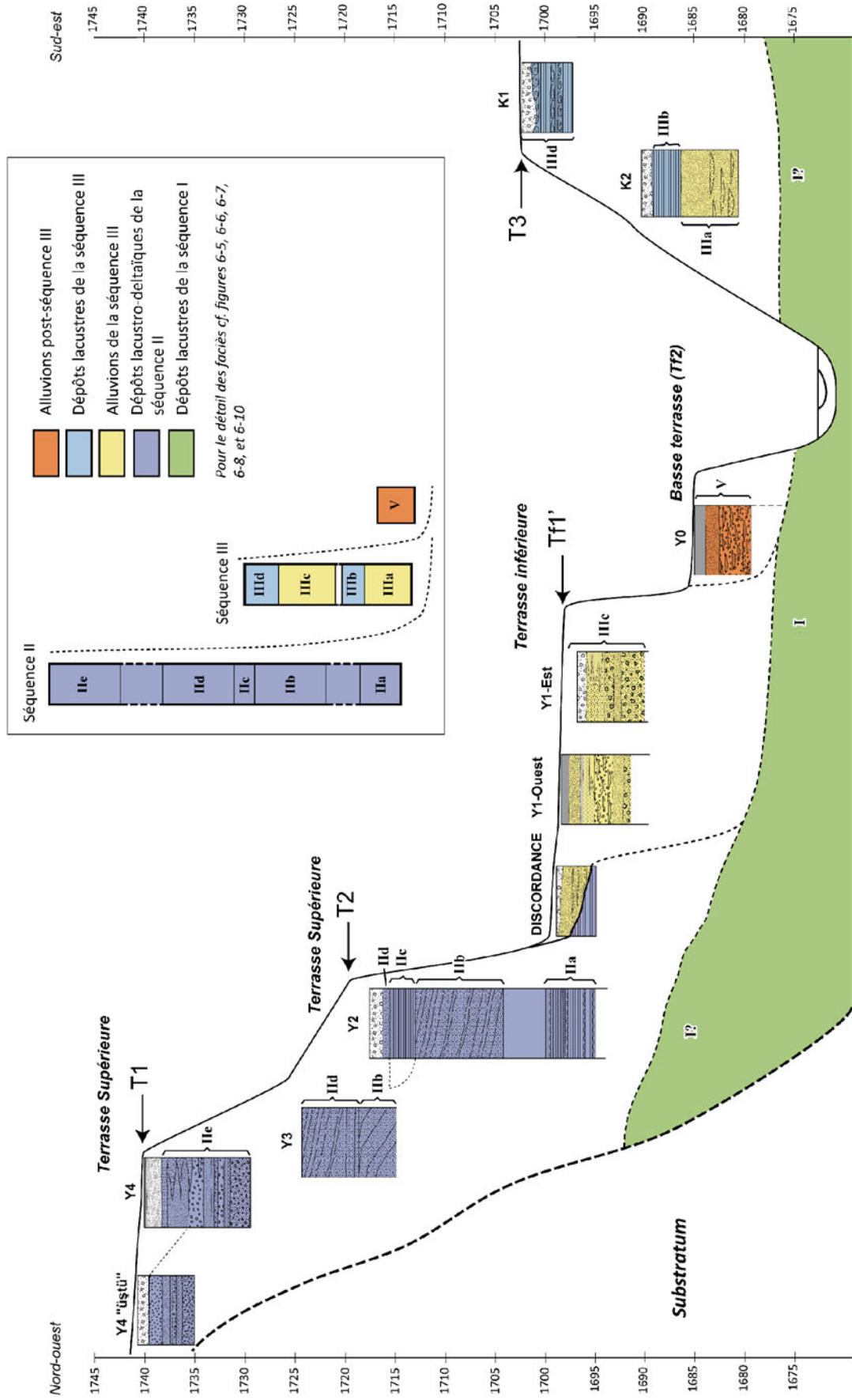


Figure 6-26. Synthèse morphostratigraphique des sites de Yumrutepe et de Köprübaşı

Ces différentes unités enregistrent très clairement une seconde transgression lacustre débutant avec IIa et atteint son niveau maximum avec les dépôts littoraux de l'unité IIe. Cette seconde transgression se distingue de la première (I) par une discontinuité stratigraphique (érosion d'origine continentale) et une forte opposition de faciès. L'incision des argiles observable de part et d'autre de la rivière témoigne d'une régression de forte amplitude entre ces deux transgressions signalée par une paléotopographie d'incision très marquée⁵⁸. Cette relation est tout aussi franche entre la seconde et la troisième séquence stratigraphique mise en évidence dans les autres dépôts de la vallée (du Grand ravin à Zeve).

En effet, les dépôts inférieurs de Yumrutepe (Y1) notés IIIc dans notre schéma d'ensemble sont emboîtés dans les dépôts limoneux correspondant à IIa (coupe de la Discordance, fig. 6-5).

V.3. La séquence III à l'amont

En amont, la séquence III débute à Köprübaşı et est enregistrée dans les dépôts à l'aval du Grand ravin. Les unités de cette séquence regroupent des faciès lacustres alternant avec des faciès alluviaux. Elles témoignent d'une nouvelle transgression mais également d'alternances régressions/transgressions secondaires qu'exprime la succession verticale des unités lacustres et alluviales (fig. 6-25 et 6-26). La transgression se produit au-dessus d'unités alluviales (IIIa) dans les deux sites qui forment la base de la séquence III. L'unité IIIa à Köprübaşı correspond au faciès A de la coupe K1, tandis que l'unité IIIa au Grand ravin correspond au faciès A de la coupe GR5. L'unité suivante IIIb est, en revanche, lacustre avec les faciès limoneux (B) de la coupe K1 et ceux de GR5 (B).

La coupe GR5 exprime bien l'alternance d'unités alluviales et d'unités lacustres, avec l'empreinte de la dynamique fluviale traduite par le faciès C. Cette unité à faciès C correspond à l'unité IIIc en rive gauche de la vallée. A Y1, cette unité IIIc présente un faciès alluvial. Les corrélations altimétriques montrent cependant un décalage entre cette unité IIIc dans les deux coupes de part et d'autre de la vallée : IIIc débute à 1686 m dans le Grand ravin et à 1690 m à Y1.

L'unité IIIId associe les dépôts sableux à sismites de Köprübaşı (faciès A et B de la coupe K2) et les dépôts limoneux de la coupe GR4. La formation de larges sismites de l'unité IIIId à Köprübaşı est caractéristique de l'amont de la séquence III. Dans cette même séquence, les dépôts apparaissent plus sableux que dans la séquence II et, *a fortiori*, que dans la séquence I très argileuse.

En rive gauche, la coupe GR3 expose le contact entre les séquences II et III. Les faciès sont plus proximaux pour III (B) qu'à l'aval du ravin (faciès C à GR4) (fig. 6-25). L'absence d'alluvions entre les dépôts des cycles II et III suggère que l'unité B de GR3 est associée à une

⁵⁸ Ces aspects sont discutés dans la quatrième partie.

extension maximum du lac (d'où les faciès plus proximaux), lors d'une phase de remontée du niveau lacustre rapide, qui aurait recouvert sans transition fluviale les dépôts de la transgression précédente (*cf.* quatrième partie).

La séquence III enregistre plusieurs épisodes transgressifs (élément qui le différencie des autres séquences) qui semblent avoir été relativement rapides dans la partie amont de la vallée actuelle. Elles ont immergé une large partie de la vallée incisée après la régression de la première grande transgression (séquence I). La dernière transgression enregistrée à l'amont de la vallée (III_d et III_e), très rapide, s'est traduit par une montée du niveau du lac jusqu'à une altitude élevée (>1705-1706 m), où le niveau du lac n'est pas resté stable longtemps. Ce dernier point est suggéré par le fait qu'il ne reste de traces de ce très haut niveau que dans le Grand ravin où elles ont été préservées à l'écart de l'approfondissement de la paléo-vallée. En effet, on constate que les unités lacustres de haut de séquence III ne se sont pas déposées à Yumrutepe ou ne sont préservées que partiellement à Köprübaşı.

V.4. La séquence III_{bis} ou IV à l'aval

A Zeve, la série sédimentaire transgressive (III_{bis} ou IV⁵⁹) compose l'essentiel des dépôts de la terrasse principale (fig. 6-27). L'accumulation formant cette unité atteint, à Z-ouest, une vingtaine de mètres au total.

Le site de Zeve se caractérise par l'affleurement de formations fluviales anciennes (A1, A2 et A3, fig. 6-27) antérieures à la séquence lacustre IV. Ces alluvions sont vraisemblablement à associer à une grande régression I-II. Le substrat affleure à Z-nord (Sub, fig. 6-27) où il a été à nouveau incisé lors d'un bas niveau postérieur à IV. Les dépôts lacustres IV du Ravin de la Vache reposent sur un tephra (T) qu'ils remanient en partie (noté IV_a). En amont de Zeve, ce tephra affleure *in situ* à Topaktaş à une altitude plus élevée (sommet à 1675 m contre 1654 m au Ravin de la vache, fig. 6-27). A cet endroit, il recouvre une paléo-topographie façonnée en butte ou terrasse dans les alluvions anciennes, et est recouvert par les dépôts lacustres de la séquence IV (unité IV_a ou IV_b de Zeve, fig. 6-27).

Dans les coupes de Z_c et Z_b, la séquence se poursuit avec une unité lacustre continue (IV_b), érodée par des dépôts alluviaux formant l'unité IV_c.

Les coupes situées à l'est de Zeve témoignent d'une forte alternance dans la stratigraphie des dépôts. En effet, après IV_c, la sédimentation lacustre reprend à Z_a avec l'unité IV_d, ce qui est compatible avec les corrélations altimétriques entre les coupes : l'altitude de l'unité IV_d (1669-

⁵⁹Par souci de simplification, la numérotation des unités stratigraphiques à Zeve est notée IV sur les figures au lieu de III_{bis} pour plus de facilité. Cette numérotation serait pourtant plus cohérente car cette séquence est associée, en termes de cycle lacustre, à la séquence III de Yumrutepe-Köprübaşı et du Grand ravin. On rappellera la grande distance entre les sites étudiés et la difficulté à corréler les séquences d'amont en aval.

1674 m) à Za est supérieure de presque 5 m aux altitudes des sommets de l'unité IVb (~1661 m) à Zb et Zc (fig. 6-27).

Cette géométrie répond à une montée du niveau d'eau par à-coups, sans que la profondeur du lac ne soit jamais importante. Puis, le lac se retire, pas forcément très loin, ce qui provoque un épisode alluvial dans la séquence lacustre dans les sites émergés en amont (Za, Zb, Zc). Les coupes de Zeve, qui sont toutes situées en rive gauche de la vallée actuelle, sont situées dans un secteur favorable à la conservation des dépôts car à l'écart de l'approfondissement récent de la vallée. Cet élément est intéressant du point de vue paléogéographique car les séquences sédimentaires elles-mêmes, qu'elles soient lacustres ou fluviales, témoignent d'une position plus orientale du lit de la rivière dans lequel la transgression progressait. Ainsi, au moment où se dépose IVc, le chenal fluvial se situait plus à l'est qu'aujourd'hui, dans une plaine alluviale vraisemblablement plus large que l'actuelle. Ce paléo-cours de la rivière est souligné par la topographie marquée par une dépression longiforme correspondant à la trace d'un ancien bras (principal? secondaire?) de la rivière (fig. 6-15), empreinte ultime de la position orientale de la rivière avant que celle-ci n'incise et n'occupe une position plus occidentale.

Au dépôt de Zd, la séquence IV se poursuit à Zeve avec une nouvelle phase alluviale dont le début est marqué par de fines variations des milieux : d'abord alluviaux (unité IVe), ils deviennent lacustres (IVf- coupe Za) pendant le dépôt de Zf dont le faciès est sableux, l'influence d'un bassin versant proche indique un contexte où la profondeur du lac est faible. Pendant cette phase, l'instabilité du niveau du lac est responsable de l'apparition renouvelée d'un contexte alluvial (IVg) qui signifie un nouveau retrait du lac. Pendant le dépôt de IVg, de forts apports proviennent du bassin et la faible accommodation ne permet pas le développement d'une large séquence lacustre. Cette instabilité continue avec une nouvelle transgression pendant laquelle se développe l'unité lacustre IVh à Z-est et à Z-ouest. Ces deux dernières coupes, moins érodées que les autres, donnent accès aux parties supérieures de la séquence IV. Ici, la séquence IV continue avec une unité deltaïque (IVi), dont les *foresets* marquent un paléoniveau à 1687 m (+39 m au-dessus du niveau du lac actuel), niveau maximum enregistré dans les accumulations de Zeve.

L'unité alluviale IVj au sommet de la coupe de Z-ouest marque le début de la régression post-séquence IV (poste transgression III), avec un retour de la dynamique alluviale avant que ne se produise l'incision par la rivière de l'ensemble des dépôts de la séquence IV. C'est cette incision post-séquence IV qui a lieu à l'ouest du site de Zeve, et a ultérieurement conduit à l'ouverture de la plaine alluviale actuelle.

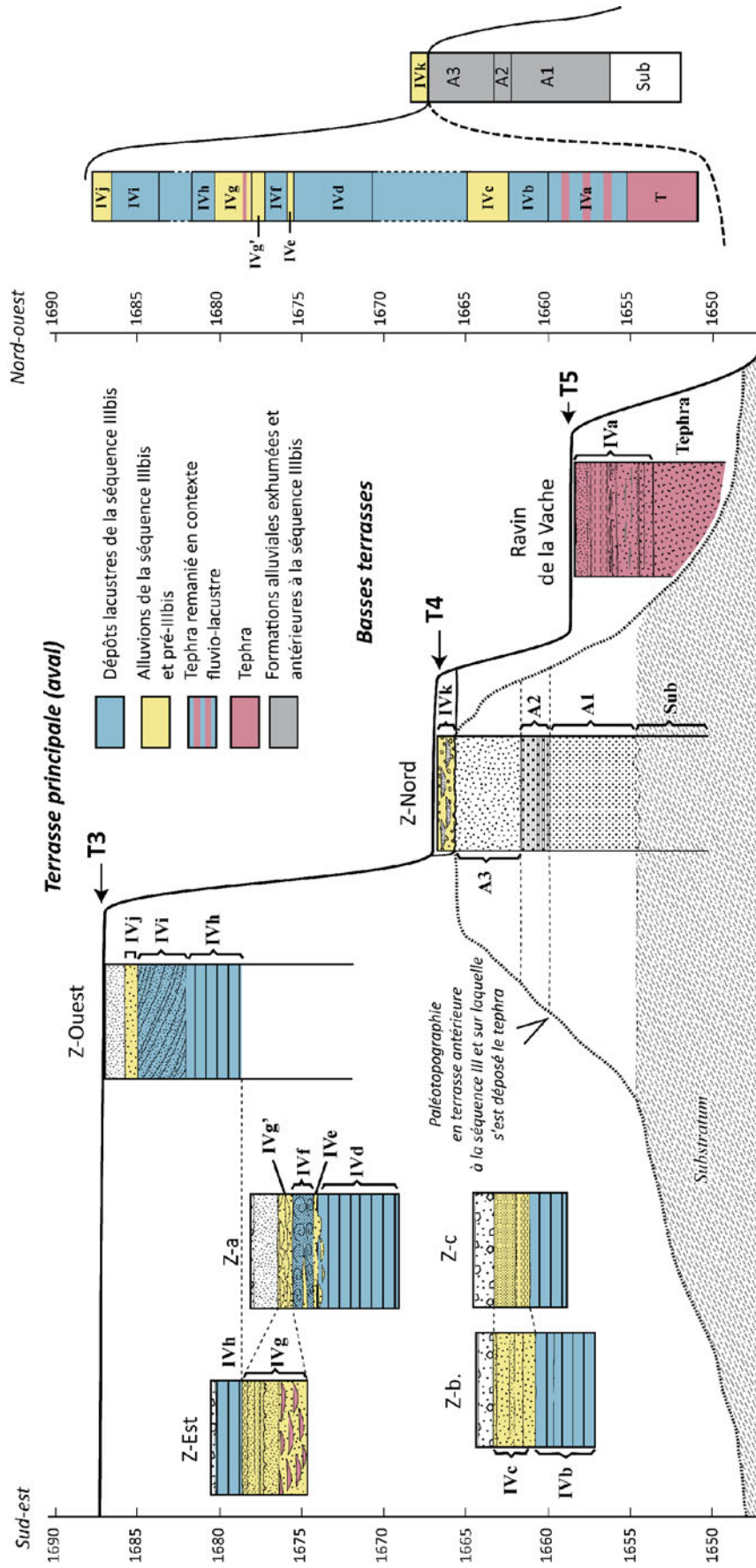


Figure 6-27. Synthèse morphostratigraphique du site de Zeve

On trouve à Z-nord un plaquage alluvial de galets dont la base est à 1665 m, noté (IVk) (fig. 6-24 et 6-27). Ce dépôt ravinant des formations alluviales beaucoup plus anciennes (pré-transgression III) est beaucoup plus récent que les autres dépôts fluvio-lacustres de Zeve. En effet, il témoigne d'une accumulation fluviale limitée lors d'une phase de stagnation courte du niveau de base dans un contexte d'abaissement général (post-maximum de la transgression III) qui explique les terrasses de Zeve.

V.5. *Corrélations entre la séquence III et la séquence IIIbis-IV*

Dans notre schéma d'interprétation générale, ces deux séquences appartiennent au même cycle lacustre III. Or, comme on le voit grâce à la figure 6-28, il existe un net décalage altitudinal entre les séquences identifiées à l'amont et à l'aval du secteur d'étude. Ces deux séquences n'ont, par ailleurs, pas les mêmes épaisseurs et leurs unités stratigraphiques ne sont pas disposées exactement de la même façon. Tout à fait normalement, la dilatation plus importante de la séquence IV s'explique par sa localisation aval où elle correspond à une immersion plus longue. En effet, lorsque le lac pénètre d'abord dans la partie aval de la paléo-vallée post-cycle II, il dépose les premiers dépôts (IVa) alors que 10 km plus à l'intérieur du bassin versant la vallée n'est pas encore immergée. Du fait de la faible pente du paléo-profil de la rivière, lors de la transgression du cycle III, à niveau transgressif du lac égal, la progression du lac dans le bassin fait que les mêmes dépôts s'accumulent à des altitudes équivalentes partout dans la vallée immergée (cuvette lacustre). C'est pourquoi, quand les sédiments de IVd (sommet <1675 m) sont déposés, le lac n'a pas atteint encore Köprübaşı (base à ~1682 m). Le lac finit progressivement par atteindre le secteur amont.

On constate sur la figure 6-28 qu'il existe, à l'endroit où les séquences se recoupent, un décalage entre les unités lacustres et les unités alluviales. Il est tout à fait logique, si l'on considère le système sédimentaire dans son ensemble, d'avoir à l'amont une unité alluviale quand se développent, à 10 km à l'aval, des *bottomsets*. C'est ainsi que l'unité IIIa peut être associée à IVh (fig. 6-28). Par conséquent, l'unité IIIb témoigne d'une extension très poussée du lac, avant une phase régressive marquée par IIIc mais durant laquelle le lac continue à déposer IVi. L'altitude de la ligne de rivage de ce paléo-lac est supérieure à 1685 m (maximum de la transgression) et le lac occupe alors toute la zone comprise entre Zeve et Yumrutepe (*cf.* quatrième partie).

Les unités IIIe et IIIe (fig. 6-28) posent une autre question : si le lac qui les a déposées a pénétré aussi loin (Grand ravin soit au proche amont de Yumrutepe, à 10 km de Zeve) et aussi haut dans le bassin (>1705 m), où sont les dépôts aval associés à cette ultime épisode transgressif ? La réponse pourrait être dans la rapidité des événements et l'intensité de l'érosion récente : cette phase de transgression a été en effet rapide (*cf. supra*) et les processus d'érosion postérieurs ont effacé les traces de celle-ci plus à l'aval. Déjà, à Köprübaşı (« aval » du système-

amont), l'épaisseur d'III_d est moindre car les dépôts supérieurs ont été érodés. Cet aspect de l'évolution de la vallée vient rappeler que les niveaux de terrasses identifiés marquent l'érosion de séquences et non pas le toit d'accumulations.

V.6. L'élaboration des terrasses dans la Karasu

La régression qui a suivi la transgression de Yumrutepe-Grand Ravin (transgression II) est à l'origine de l'élaboration des terrasses étagées T1 et T2 (fig. 6-21). Celle qui a suivi la transgression de Köprübaşı-Zeve (transgression III) a permis la morphogenèse de la terrasse T3/T3', dont la relation avec T2 est un emboîtement. T3 est la principale terrasse identifiée de par son étendue (fig. 6-3 et 6-21). La même phase de régression (post-transgression III) est à l'origine, mais dans un second temps, de T4 et T5 (fig. 6-3 et 6-21). La pente faible de T3/T3' est liée au recul progressif du lac qui érode, par regradation, les sédiments qu'il a déposés. Au terme de cette longue phase de retrait, le lac a atteint un niveau plus bas que l'actuel ; les processus d'érosion se sont alors accentués dans la vallée, particulièrement sous forme d'une incision rythmée de phases rapides et plus lentes dont les terrasses T4 et T5 témoignent. T4 est une terrasse fluviale, puisque sa surface est nappée de l'unité IV_k alluviale grossière. Cette terrasse correspond type de terrasse C (fig. 3-5, p. 117) car elle est elle est incisée dans les formations d'une ancienne terrasse alluviale conservées localement (A1-A3, fig. 6-27) et dans le substrat pré-quadernaire (sub, fig. 6-27). T5, sous-tendu par un tephra en place et remanié par la dynamique fluvio-lacustre, est l'ultime niveau de régression conservé très localement. La disposition des formes et des formations à cet endroit de la vallée de la Karasu suggère les indications paléogéographiques suivantes :

(i) Une paléotopographie alluviale ancienne très délabrée (buttes) développée dans une paléo-vallée antérieure à la séquence III, voire à la séquence II.

(ii) Un tephra -provenant du Süphan Dağı, [Christol *et al.*, 2010]- est venu combler les dépressions topographiques.

(iii) Le lac a submergé ces formes et ces formations.

(iv). Après la transgression, le retrait du lac a entraîné un abaissement du niveau de base par paliers responsable des niveaux de terrasses T3, T4 et T5. L'ajustement du profil longitudinal de la paléo-Karasu en fonction d'un niveau de base très bas, plus bas que l'actuel, a causé une incision profonde qui a atteint le substrat pré-quadernaire.

Par ailleurs, c'est à la suite de la régression du cycle II que se sont mis en place les différents niveaux de plage de Mollakasım (fig. 6-20) au fur et à mesure que le lac se retirait. Cet un élément qui étaye la thèse d'un retrait du lac qui ne s'est pas fait de façon continue. A l'instar d'un plaquage alluvial tel IV_k qui marque l'arrêt du recul du lac (indirectement), des phases

d'aggradation littorale lors de niveaux lacustres intermédiaires (dans la même régression) ont donné des cordons littoraux disposés en gradins à Mollakasım-plage.

Les terrasses fluviales Tf1/Tf1' à Yumrutepe-Köprübaşı et au site des Gorges sont l'expression de variations majeures du niveau de base à l'amont. Ces terrasses, contrairement à Tf2, sont vraisemblablement associées à des paliers de régression du cycle III, comme un écho aux terrasses d'érosion situées à l'aval.

A Y0 comme à l'endroit des gorges, les dépôts alluviaux de la terrasse Tf2 sont emboîtés dans les dépôts fluviaux de Y1. Cette terrasse Tf2 exprime vraisemblablement une variation négative récente du niveau de base : soit à la toute fin de la régression post-transgression III soit une oscillation plus récente encore.

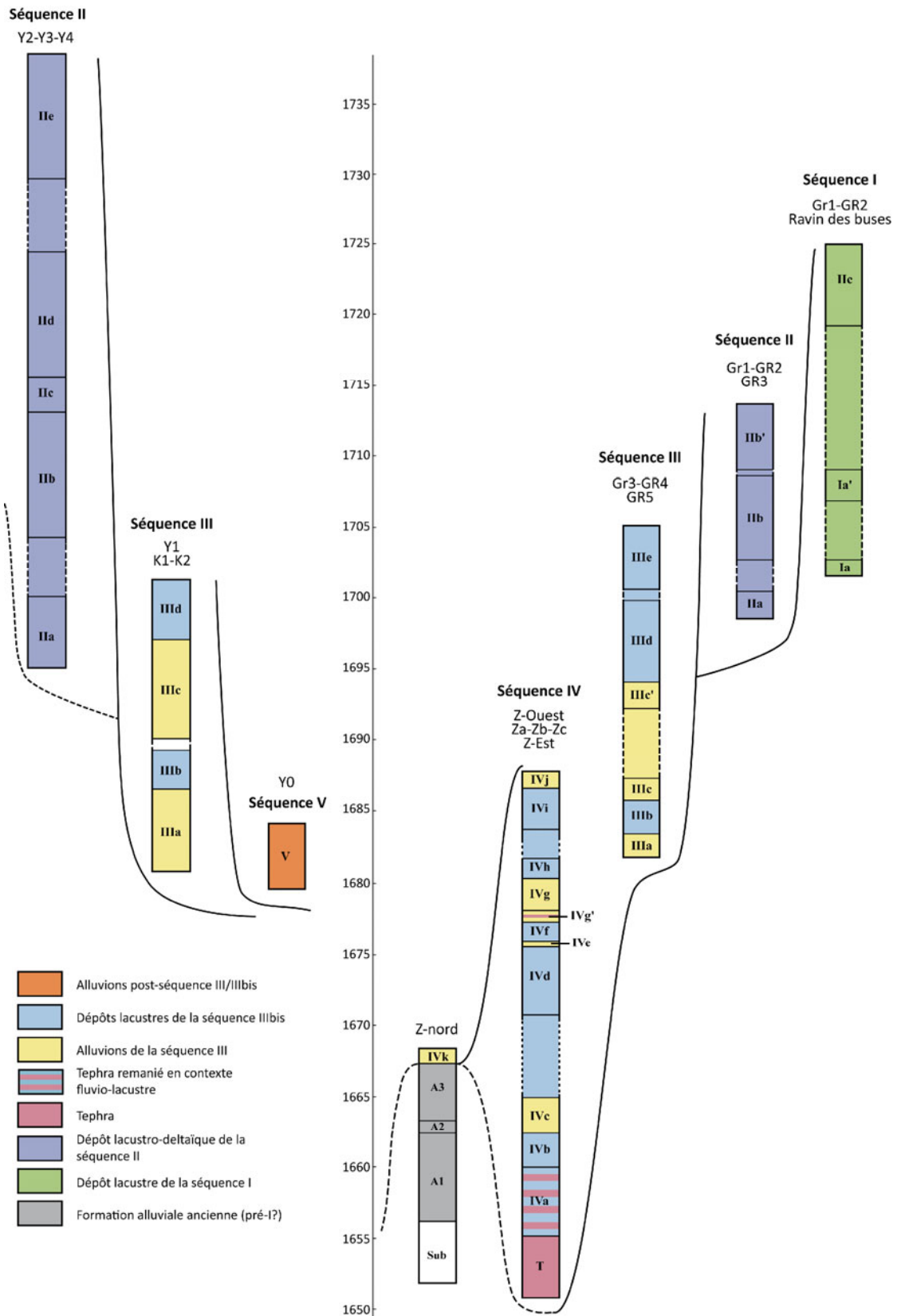


Figure 6-28. Synthèse stratigraphique pour la vallée de la Karasu

VI. Conclusion

La vallée de la Karasu se révèle être la vallée « clé » qui permet d'obtenir une vision la plus large possible des dépôts fluvio-lacustres dans le bassin versant du lac de Van. Il s'agit du meilleur cadre pour la reconstitution des variations du niveau du lac.

Son étude complète et enrichit considérablement le schéma simplement esquissé par l'étude de la basse vallée de la Bendimahi. Des questions restent cependant en suspens. Il apparaît clairement qu'au moins trois grandes transgressions lacustres se distinguent à travers trois séquences stratigraphiques (I, II et III) dont les faciès, géométrie de leurs dépôts et les indicateurs stratigraphiques (discordance) vont dans ce sens. Cependant, les indicateurs ne permettent pas de fixer avec précision des maxima lacustres et il est encore plus délicat de déterminer l'amplitude des régressions entre deux transgressions.

Le système de terrasse que nous avons décrit est relativement cohérent et les corrélations altimétriques ne soulèvent que quelques questionnements concernant certains niveaux (T2' à Zeve ou T0 à Toki) susceptibles d'avoir été déformés par des mouvements tectoniques (*cf.* quatrième partie).

L'agencement des dépôts sédimentaires dans la vallée de la Karasu sont les seuls indicateurs directs et pertinents pour reconstituer les fluctuations passées du niveau du lac de Van. Outre des paléoniveaux lacustres fixés à 1713 et 1719 m, des anciens niveaux lacustres estimés dépassent l'altitude du seuil topographique actuel du lac (1736 m). Les séquences sédimentaires exposent également des variations fines des milieux de sédimentation se traduisant par l'alternance de dépôts lacustres et fluviaux témoignant de l'instabilité du niveau du lac notamment lors de la transgression III.

Cette grande instabilité du niveau lacustre avec des variations de forte amplitude que montrent les faciès des dépôts et les niveaux terrasses, prouve que l'évolution géomorphologique de la vallée de la Karasu a été rythmée par plusieurs phases de transgressions se traduisant par le comblement des basses vallées émergées actuellement, ces phases sont séparées par d'importantes régressions dont témoignent les formes d'incision, de nivellement et de regradation.

CHAPITRE 7. LA VALLEE DE L'ENGIL

I. Introduction

La vallée de la rivière Engil se situe sur la rive sud-orientale du lac, à 20 km au sud de la ville de Van. L'Engil prend sa source dans le prolongement oriental du massif de Bitlis, à la jonction avec l'extrémité occidentale du Zagros (fig. 1-3, p. 26). Les hauts reliefs du Koçkiran Dağı et des Saribulak Dağları culminent à plus de 3300 m au sud et marquent la limite entre les bassins du lac de Van, du Tigre et de l'Araxe. Au nord du bassin versant de l'Engil, les formations continentales et ophiolitiques culminent à 2628 m, marquant la limite avec le bassin versant du lac Erçek. A l'aval de la vallée les principaux reliefs sont composés d'un ensemble de travertins quaternaires dont les sommets dépassent les 2000 m ; ils séparent le bassin de l'Engil de celui de la plaine de Van.

Du point de vue hydrographique, la rivière Engil a un cours relativement long (120 km), de directions Sud-Nord dans le premier tiers amont jusqu'au niveau de la ville d'Hoşap, puis Est-Ouest. Par ailleurs, L'Engil est alimentée par de nombreux affluents jusqu'à la plaine de Gürpınar (à 13 km du lac, pl. 2, photo b, p. 50). Du point de vue hydro-morphologique, la section de la rivière allant de la source de l'Engil jusqu'à la plaine de Gürpınar se distingue de la section aval comprise entre cette plaine et le lac. Le profil longitudinal (fig. 7-1) de cette section de la vallée est relativement régulier et convexe jusqu'à Köklüköy où la rivière passe un premier seuil ; à partir de Dönemeç, le profil devient concave, et sa pente s'adoucit très nettement dans les derniers kilomètres du cours (fig. 7-1 et 7-2).

L'environnement karstique est très marqué entre Gürpınar et le lac : un certain nombre de sources (« pınar » signifie « source ») dont celle de Gürpınar qui alimente, entres autres, la ville de Van, sont nourries par les réservoirs karstiques développés dans les calcaires du Miocène inférieur qui sont en contact anormal sur les marbres paléozoïques affleurant en rive gauche. Vers l'aval, des travertins localisés de part et d'autre de la vallée sont également liés à cet environnement karstique. D'âge quaternaire (*cf.* ch. 1), ils témoignent d'une activité karstique ancienne dans ce secteur. A l'aval de Gürpınar, le bassin versant se resserre (fig. 7-1) en liaison avec la présence de ces travertins qui notamment limitent le développement d'affluents en surface. L'Engil est le drain principal qui reçoit probablement des apports souterrains importants.

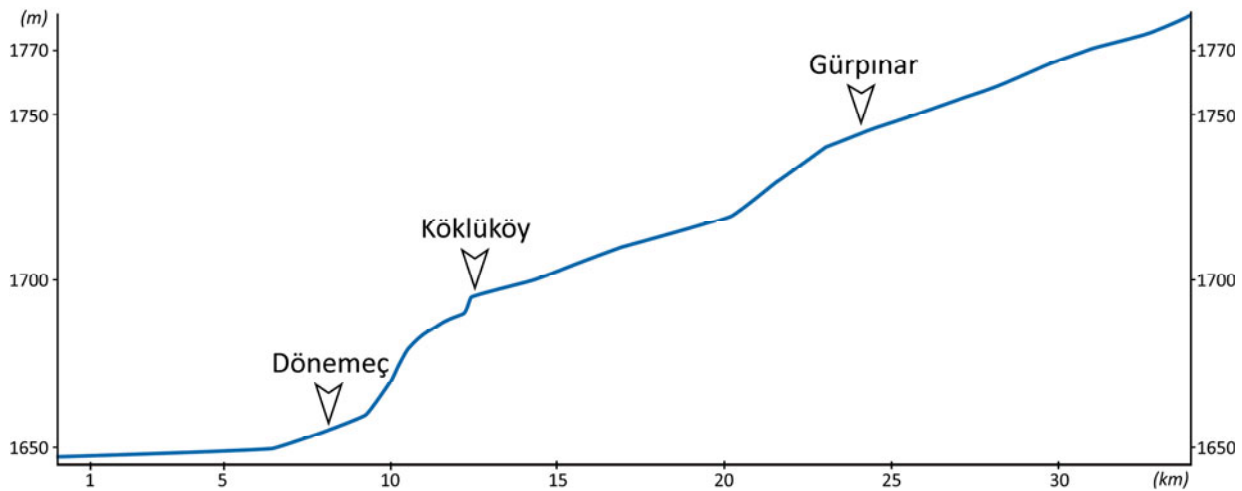


Figure 7-1. Le profil longitudinal de la rivière Engil

La morphologie de la vallée est également très contrastée entre la section amont et la section aval. La carte topographique (fig. 7-2) montre très nettement un élargissement du fond de vallée depuis le secteur de Çavuştepe (site Urartu à l'amont de Gürpınar) se prolongeant vers l'aval, après un premier resserrement, par la plaine de Gürpınar, large de plusieurs kilomètres dans laquelle l'Engil décrit quelques méandres. Au-delà, à partir du village de Köklüköy, le fond de la vallée devient plus régulier mais reste néanmoins assez large alors que le tracé de la rivière devient plus rectiligne. La vallée s'ouvre dans la direction du lac jusqu'à la vaste embouchure fluvio-lacustre. C'est dans cette partie la plus à l'aval (à l'ouest de Köklüköy) que le fond de vallée est délimité essentiellement par des travertins, celui d'Edremit au nord, le plus élevé, et celui d'Atalan (nom donné pour localisation fig. 7-2), au sud, plus discret et affleurant sous forme de glacis d'érosion.

Le tracé de la rivière et la disposition des reliefs, qui pourrait suivre les failles locales (cf. ch. 1), suggèrent un fort contrôle structural de la morphologie de la vallée. Le chapelet de plaines et de petits bassins qui caractérise une large section de l'Engil témoigne d'une évolution géologique ancienne liée, non pas au volcanisme comme dans la Bendimahi, mais principalement à la tectonique (ou néotectonique, cf. ch. 1). Dans la section comprise entre Köklüköy et le lac, par exemple, l'allure quasi rectiligne du fond la vallée au contact du travertin (fig. 7-2) suggère fortement l'existence de failles en bordure de la vallée. Dans la vallée de l'Engil, la tectonique est donc naturellement un élément à prendre en compte dans l'étude des indicateurs morphosédimentaires.

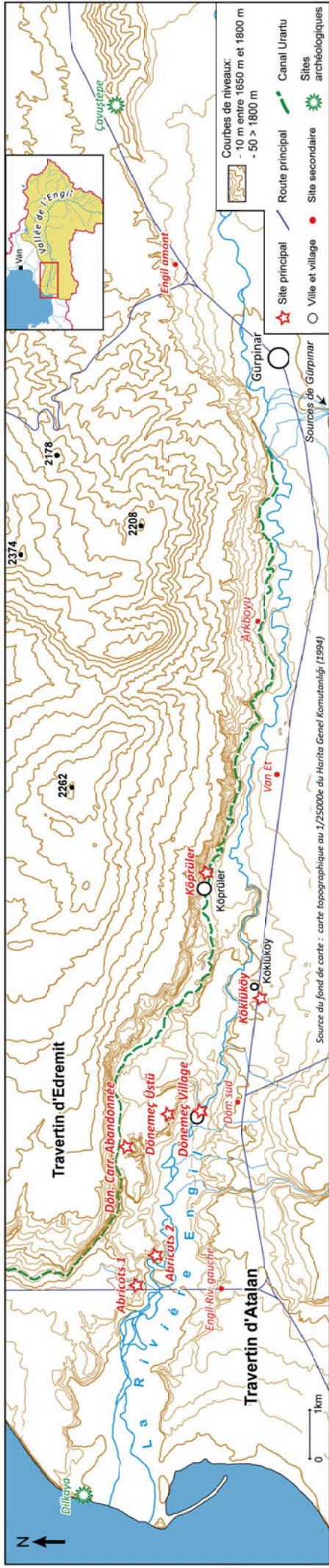


Figure 7-2. Présentation de la basse vallée de l'Engil et des sites étudiés

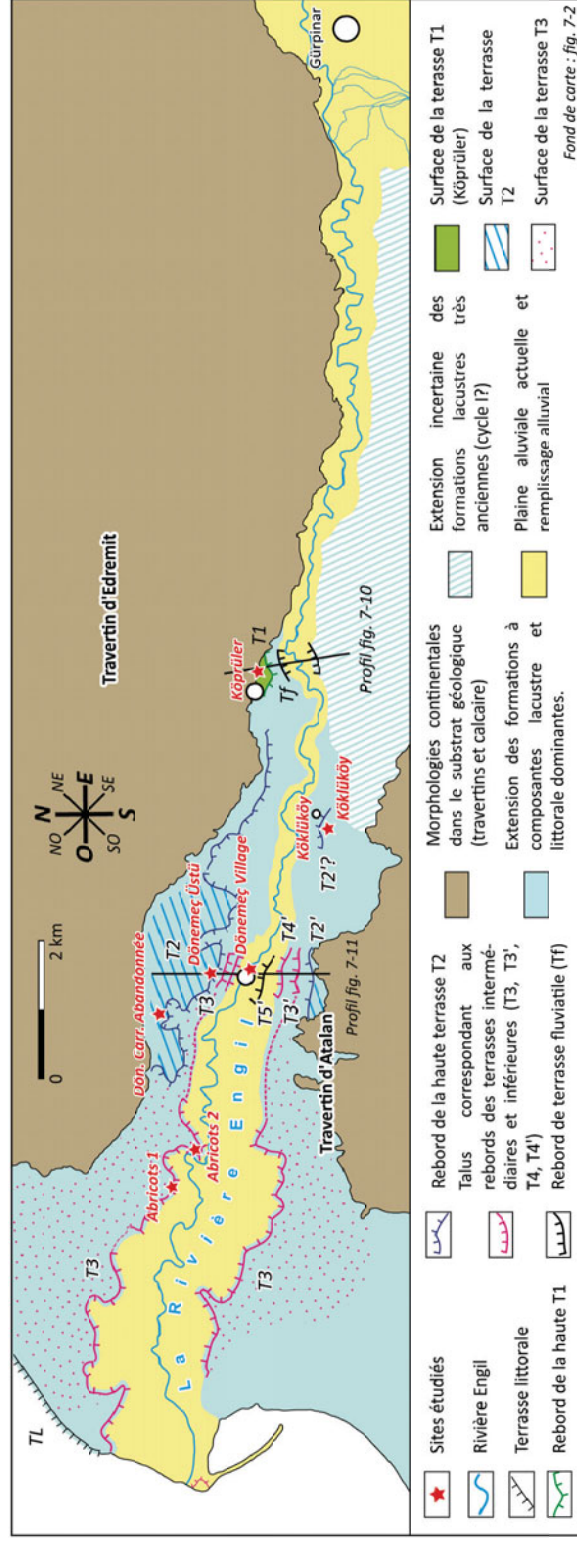


Figure 7-3. Schéma géomorphologique de la basse vallée de l'Engil

II. Les sites étudiés

Les prospections menées d'amont en aval ont permis de repérer des sites présentant des affleurements intéressants pour la reconstitution des anciens niveaux du lac. Cependant, l'extraction de graviers ou de sables y est encore quasi absente. Les rares carrières sont ouvertes dans le travertin exploité pour la construction (aval de la vallée en rive gauche). Le creusement de canaux d'irrigation ou de routes, l'évolution naturelle des formes du paysage et l'action de la rivière sont à l'origine des affleurements étudiés (à la fois dans le substrat et les formations fluvio-lacustres).

Depuis l'amont, plusieurs sites ont fourni des dépôts et des morphologies intéressantes : Köprüler, Köklüköy, Dönemeç, les Abricots et celui d'Engil-plage. Tous ne présentent pas des indicateurs morphosédimentaires de même qualité. Dans tous les cas, leur altitude et/ou leur position justifient leur sélection. Chacun des sites retenus apporte des éléments pour l'analyse morphostratigraphique à l'échelle de l'aval de la vallée.

Les sites étudiés dans l'Engil sont localisés entre le littoral et une douzaine de kilomètres en remontant la vallée (fig. 7-2 et 7-3). Cette répartition permet de prendre en compte l'ensemble du schéma morphosédimentaire de la basse vallée depuis Gürpınar.

III. Les dépôts sédimentaires

III.1. Les dépôts sédimentaires à l'amont (sites de Köprüler-Köklüköy-Dönemeç)

III.1.a. Köprüler : Le dépôt lacustre le plus élevé

A partir et en aval de ce site, la vallée s'élargit (fig. 7-2 et 7-3), et à un kilomètre et demi plus à l'aval de ce site, les premiers dépôts lacustres de l'Engil ont été observés. En effet, à l'entrée du village de Köprüler une coupe montre à la base des limons rougeâtres non laminés de 30 cm d'épaisseur avec des petits cailloux (unité A, fig. 7-4) sur lesquels reposent des limons beiges et des argiles marron/beiges laminées sur un mètre et demi d'épaisseur (unité B). La partie supérieure de la coupe, voire l'ensemble de la coupe, a été basculée⁶⁰. La séquence observée ici correspond à un dépôt lacustre relativement profond (laminé) reposant sur une formation alluviale ou colluvio-alluviale (à proximité du versant) pédogénésée. Le sommet de la coupe est à 1743 m.

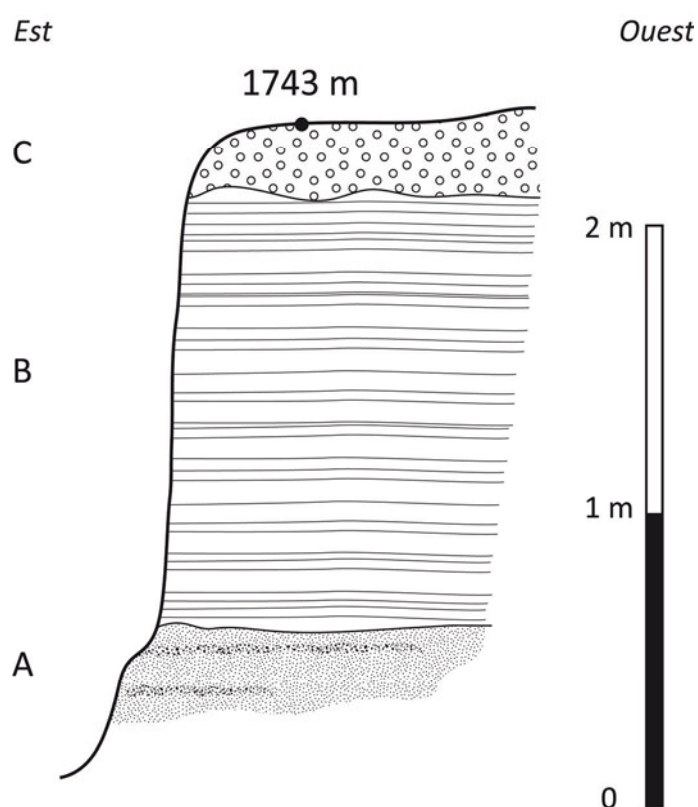


Figure 7-4. Le dépôt de *bottomsets* de Köprüler

⁶⁰ Ce basculement est, d'après un habitant, probablement récent.

III.1.b. Köklüköy : une séquence lacustre en rive gauche

La coupe de Köklüköy (localisation, fig. 7-2), située en rive gauche au bord de la route, montre des faciès essentiellement limoneux et laminés. La base de la coupe est à 1705 m et l'épaisseur maximum des dépôts est de 4 m (fig. 7-5). Cette coupe est plus développée que celle de Köprüler : la partie inférieure lacustre (3 m environ) est recouverte de dépôts postérieurs d'origine alluviale. De bas en haut on trouve : (i) des faciès limono-argileux beiges-jaunes sur plus de deux mètres d'épaisseur (unité A) alternant, au milieu du dépôt, avec des lits sableux marqués par des *ripple marks* très fins (unité A'). Un niveau à *ripple marks* peut notamment être suivi sur l'ensemble de la coupe qui s'étend sur plus de 10 m d'Est en Ouest. Ces faciès et ces structures sédimentaires témoignent d'une très faible hauteur d'eau au moment du dépôt. On note également dans cette première unité des lits argileux blancs et fins pris dans la sédimentation lacustre mais dont l'aspect rappelle plus des cendres ou des tephras qu'un dépôt lacustre *stricto sensu*.

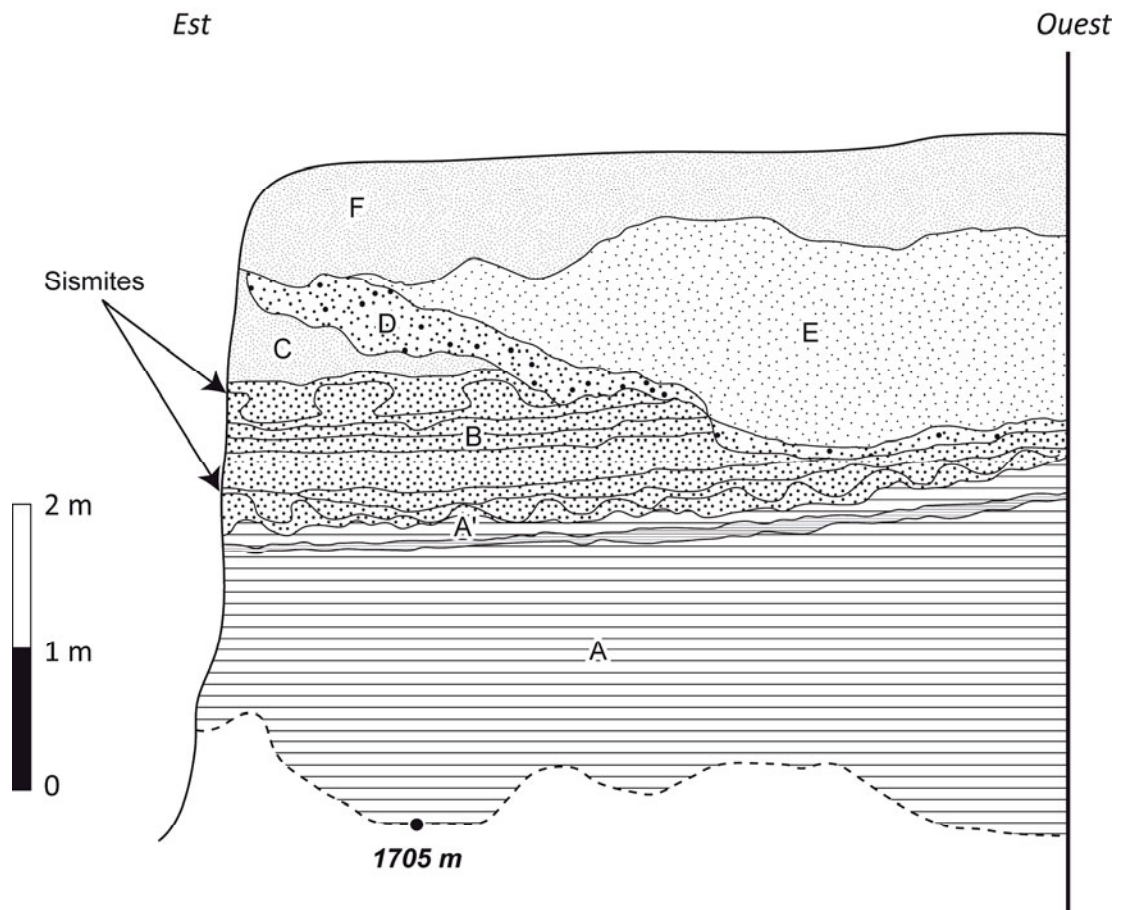


Figure 7-5. La coupe de Köklüköy

Au-dessus des limons, les faciès deviennent plus sableux (unité B) sur plus d'un mètre et la stratification en lamines ou en lits plus épais est perturbée par des sismites (fig. 7-5).

L'amplitude de ces sismites atteint 50 cm pour les plus importantes. Au sommet de la coupe on observe deux contacts de nature différente entre les dépôts limono-sableux (A-B) et les faciès alluviaux (D et E). A l'est de la coupe, le contact entre l'unité sableuse à sismites et les limons massifs supérieurs, d'origine colluviale (C), est relativement continu, tandis qu'à l'ouest l'unité inférieure est incisée par des dépôts à faciès limoneux (E) avec à leur base des lits de graviers (D). Ces unités alluviales (D et E) sont érodées par d'autres dépôts limoneux massifs (F) qui recouvrent l'ensemble de la coupe.

III.1.c. Dönemeç : les séquences lacustres et alluviales

Si les coupes de Köprüler et de Köklüköy, relativement proches, montrent des dépôts à faciès lacustres en rive droite et en rive gauche, ils sont néanmoins insuffisants pour établir un transect nord-sud des dépôts en section transversale de la vallée. A l'inverse, le site de Dönemeç (localisation, fig. 7-2) offre de nombreux affleurements, et renseigne de façon relativement détaillée sur la nature des dépôts qui ont rempli ce secteur de la vallée dans le passé (à 4 km du lac) depuis la rivière vers les points hauts.

Du sud (rive gauche) au nord (rive droite) la coupe la plus haute en rive gauche affleure sous la route à l'entrée du village. Y affleurent des limons lacustres laminés beiges, tels qu'on les a observés aussi à la base de la coupe de Köklüköy. L'altitude du sommet de cette coupe est à 1700 m et l'épaisseur du dépôt est de 1,5 m. En descendant le versant vers la rivière, les dépôts sont incisés ou façonnés en plusieurs talus, qui dessinent une suite de replats en « escalier » (fig. 7-3). Au niveau du lit de la rivière au pont de Dönemeç, le chenal donne accès à une coupe qui expose, à la base, un dépôt gravelo-sableux peu trié et induré (1 m visible), recouvert par une formation carbonatée très indurée, formée de stromatolithes (pl. 11, photo d, p. 137). Les stromatolithes sont des formations carbonatées biogéniques qui croissent en bordure d'eau peu profonde [Reading, 1996] ; ils se développent aussi bien en milieu fluviatile qu'en milieu lacustre. Le sommet du banc dur formé par ces stromatolithes est à une altitude de 1667 m.

En remontant vers les flancs du travertin d'Edremit, qui forment la limite nord (rive droite) de la vallée, on remarque d'abord des dépôts limoneux lacustres mais en affleurements très limités en bas de versant. Il faut monter au-dessus du village pour retrouver des coupes importantes dans le site de Dönemeç üstü. La première grande coupe, noté DÜ (ouest et est), qui correspond à une carrière de sables est la plus proche du village (fig. 7-6). La seconde est en fait un ensemble d'affleurements résiduels d'une « Carrière abandonnée » (CA). Située au pied du travertin qui la domine, elle en est séparée par un canal d'âge Urartu qui court tout le long du bord nord de la vallée (fig. 7-2).

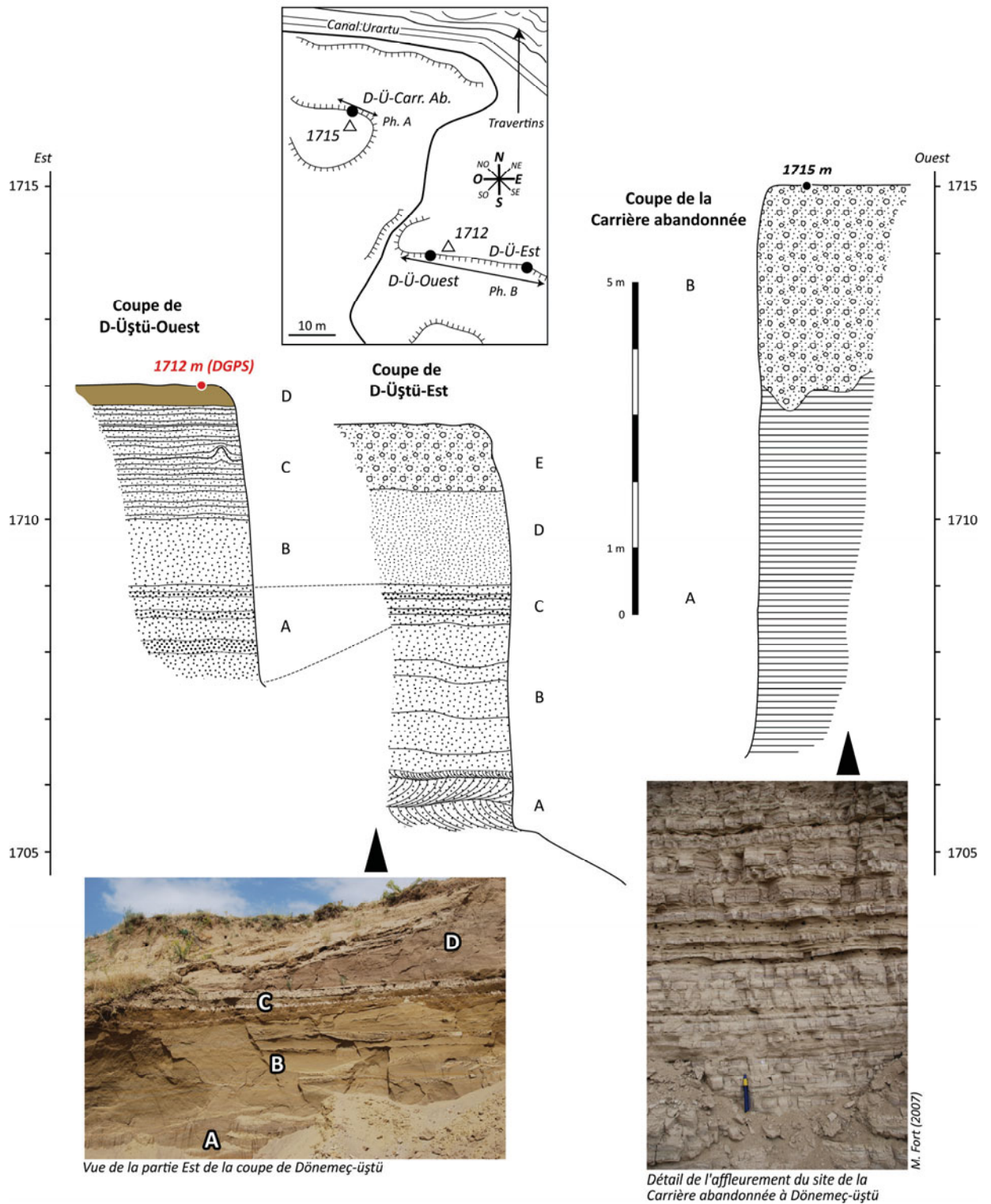


Figure 7-6. Les coupes de Dönemeç üştü

La coupe de Dönemeç Üştü donne une séquence limono-sableuse tout à fait intéressante par ses faciès et son ampleur. En effet, l'épaisseur cumulée des dépôts est de 8 m. La coupe présente deux parties : ouest et est (fig. 7-6). A l'ouest, le déblai de la coupe cache une grande partie de la succession et la partie supérieure visible est de 4 mètres environ. Le sommet de la coupe est à 1712 m. Au sommet du déblai, les faciès sont limoneux, beiges, avec des lits

horizontaux marqués entrecoupés de lits sableux jaunes décimétriques. L'épaisseur visible de cette unité A est de 1,5 m. Un épais lit de sable jaune de 1 m d'épaisseur la recouvre (unité B). Les faciès au-dessus redeviennent limoneux et fins avec des limons inférieurs jaunes sur 90 cm et des limons supérieurs beige clair sur 80 cm (unité C). Les niveaux limoneux jaunes, un peu plus grossiers, sont déformés par des figures de *sismites*. Ces déformations bien spécifiques sont très nettement visibles au niveau du contact entre les limons jaunes et les limons fins beiges (fig. 7-6, coupe ouest). On notera la répétition de cette figure sédimentaire singulière, dans les niveaux plus grossiers et plus plastiques. En effet, ces déformations d'origine sismique ne peuvent intervenir et être conservées que dans des dépôts sableux voire sablo-limoneux. Mis à part ces détails, cette partie supérieure de la coupe montre une alternance entre des sables et des limons. Le dépôt sommital (unité D) est un limon massif brun de 50 cm d'épaisseur, qui a été préservé dans la partie orientale de la coupe.

L'affleurement oriental est plus épais avec 6 mètres de dépôts. Son sommet est légèrement plus bas en altitude que celui de la coupe ouest (fig. 7-6, coupe est). A la base affleure très nettement un large dépôt sableux de 3 m d'épaisseur. Ces sables forment des lits épais de couleur jaune, ocre et gris. Dans sa partie inférieure, ce dépôt sableux est structuré, par des lits obliques alternant avec des lits horizontaux entrecroisés avec une granularité décroissante depuis la base (unité A). La partie supérieure de ce dépôt est constituée d'une alternance de lits épais et fins (unité B). Dans l'unité (C) suivante, des lits sableux bruns massifs alternent avec des lits limoneux fins beiges, sur 60 cm d'épaisseur. Les lits sableux sont décimétriques ; les lits limoneux les plus épais mesurent 15 cm. Au-dessus de C, l'unité D est formée, d'abord d'un dépôt limoneux brun massif (unité D) ne montrant pas de stratification particulière et qui correspond à un remplissage alluvial ou alluvio-colluvial, et ensuite d'un limon colluvial pédogénésisé d'1 m d'épaisseur environ (unité E).

La coupe de Dönemeç üştü est donc une séquence à faciès limono-sableux fluvial à la base et lacustre ensuite. Dans les unités lacustres, des variations fines du niveau d'eau indiquent une position plus proximale (lit sableux). La tendance enregistrée sur l'ensemble des deux coupes est à la montée progressive du niveau d'eau ; la séquence se termine justement par des faciès de milieu de sédimentation lacustre (laminés réguliers) à faible profondeur d'eau (absence d'argiles lacustres et alternance avec des lits plus grossiers).

La coupe de la Carrière abandonnée offre des faciès beaucoup plus homogènes (fig. 7-6). La hauteur de la coupe étudiée est de 8,5 m soit l'un des affleurements les plus importants de cette carrière. L'altitude de son sommet est 1715 m. Les 5,5 m de dépôts inférieurs montrent des faciès limoneux beiges laminés (unité A). Les lits ont une épaisseur moyenne de 5 cm et montrent une alternance entre des lamines à limons fins et à limons plus grossiers. Les lits les plus fins sont plus indurés et plus compacts tandis que les lits à granularité moins fine sont moins compacts. Cette coupe expose donc des faciès de *bottomsets* lacustres en partie rythmés voire de varves (*cf.* ch. 3). Les faciès des 3 m de dépôts supérieurs correspondent à des limons massifs colluviaux (unité B).

III.2. Les dépôts sédimentaires à l'aval

III.2.a. La séquence lacustre à sismites des Abricots

A 4 km en aval des deux sites précédents, en rive droite, le site des « Abricots » est un des principaux sites de la partie aval de l'Engil. Il comprend deux ensembles de coupes surplombant et limitant la vallée : (i) à l'amont et en bordure de la plaine alluviale, le site « Abricots 2 », et (ii) à l'aval, le site « Abricots 1 », situé entre la route de Van et un petit vallon (fig. 7-7). Abricots 1 a été en partie étudiée par Kempe *et al.* [2002] (*cf.* ch. 2 et quatrième partie). Les deux affleurements sont situés au pied du travertin d'Edremit qui les limite au nord.

Le site Abricots 2 se présente sous la forme de deux petites buttes et d'un grand talus au bord d'un vallon de l'autre côté duquel se trouve la coupe d'Abricots 1 (fig. 7-7). A la base de la succession, une unité sableuse de 1,9 m d'épaisseur présente une stratification entrecroisée (unité A). Riche en concrétions de sel (lacustre?), cette unité est recouverte par 1 m d'argiles beiges à niveaux rougeâtres (unité B). L'unité supérieure (C), composée principalement de galets roulés, correspond à des alluvions conglomératiques, semblables dans leur faciès à celles que l'on trouve à Dönemeç-Village sous les stromatolithes. A cet endroit, l'épaisseur du conglomérat est de 3,6 m. Ces premières unités forment le substrat des dépôts limoneux lacustres formant la terrasse principale (T3, *cf. infra*) qui surplombe la vallée. Sur les alluvions indurées, on ne trouve pas de stromatolithes comme à Dönemeç mais des limons fins beiges laminés d'une dizaine de mètres d'épaisseur (unité D). Les affleurements inférieurs du talus sont difficilement descriptibles faute de coupes bien dégagées. La limite supérieure de ce dépôt est cependant nettement visible au milieu du talus. Ce dépôt, à la granularité croissante est recouvert à mi-talus par les formations accessibles dans la coupe d'Abricots 1.

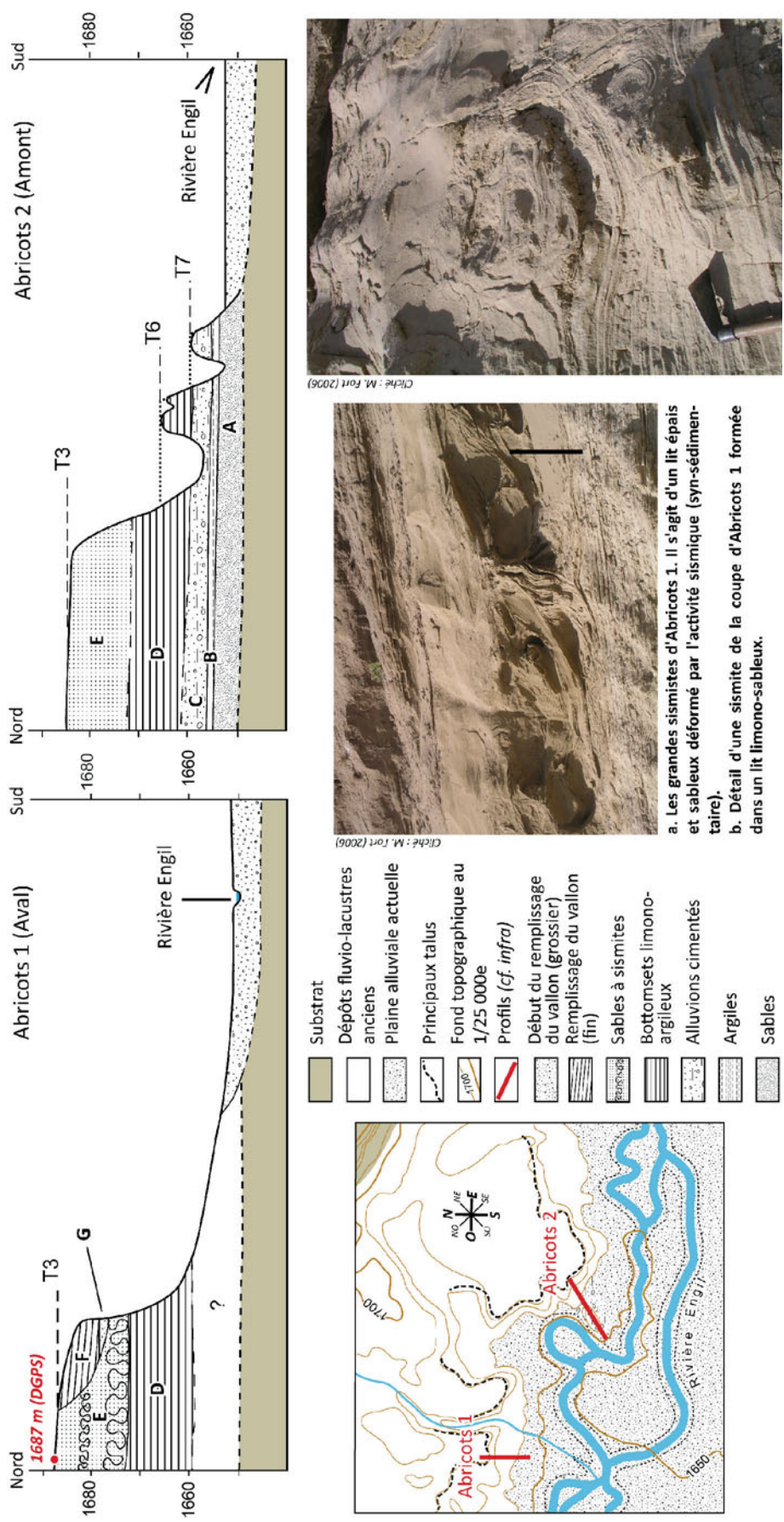


Figure 7-7. Les dépôts lacustres du site des Abricots

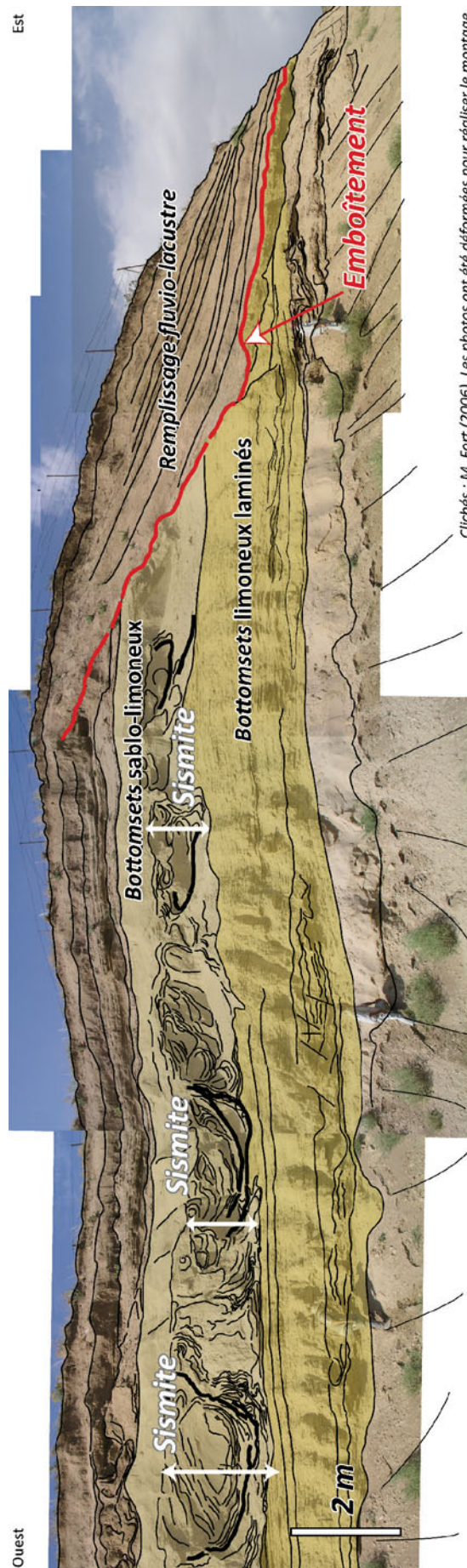


Figure 7-8. La partie orientale de la coupe d'Abricots 1

La coupe Abricots 1 permet donc de compléter la succession débutée avec le site Abricots 2. L'altitude du sommet de la coupe est à 1685 m d'altitude. L'épaisseur des dépôts atteint quasiment 25 m ; l'altitude de la base de la coupe est de 1660 m environ. La partie inférieure du dépôt présente des faciès tout à fait caractéristiques : il s'agit de limons fins gris-beige avec des lamines régulières et fines. Dépourvu de limons grossiers ou de lits sableux, ce faciès évoque les dépôts lacustres varvés formés au fond du lac. Ces limons gris sont visibles sur dix mètres de hauteur ; la partie basse est cachée par un déblai qui laisse supposer que l'épaisseur du dépôt est d'au moins 11 m. Au-dessus de cette unité D, une grande partie de la coupe est cachée par un remblai mais son contact avec l'unité supérieure a pu être identifié et mesuré à 1671,6 m. Ce n'est pas un contact d'érosion, les deux unités sont continues. L'unité supérieure (E) présente d'abord des faciès de limons fins beige en lits épais (75 cm), alternant avec des lits plus sableux notamment à la base de ce dépôt. Les limons, d'abord massifs, deviennent progressivement plus laminés (lamines de 15 cm d'épaisseur maximum), tandis que certains lits plus limono-sableux sont déformés par d'amples ondulations orientées Est-Ouest. En effet, la première unité qui surmonte ces limons laminés est nettement plus sableuse (le matériel à l'affleurement n'offre aucune consistance) et est affectée par de belles figures de déformations d'origine sismique (fig. 7-7 et 7-8). Ces sismites atteignent des amplitudes supérieures au mètre. Ce sont les plus beaux exemples que l'on puisse observer dans la vallée de l'Engil. Par ailleurs, la coupe Abricots 1, présente plusieurs niveaux de sismites. Sous et sur le niveau déformé par les plus grandes sismites, deux autres niveaux montrent des sismites d'une amplitude de 50 cm. Dans l'unité sableuse à sismites (E), de fins lits sableux et lités sont intercalés entre les sismites. Au sommet de la coupe, les « limons sommitaux » déjà décrits à plusieurs reprises dans d'autres coupes à l'amont complètent la séquence. Leur épaisseur, de 1 m environ, est du même ordre que dans les autres sites.

Les parties latérales des affleurements de la coupe Abricots 1 révèlent des formes d'incision postérieures à la séquence principale, et antérieures à un remplissage emboîté de faciès différents (unités F et G). La limite basale de l'incision dans l'unité sableuse à sismites est à 1676 m soit 4,5 m au-dessus de la base de cette unité. Le remplissage de 8 m d'épaisseur de ce paléo-chenal présente deux faciès : à la base, des sables grossiers avec une légère stratification entrecroisée et, au-dessus, des sables lités. Ces sables sont inclinés vers le centre du vallon actuel ; d'abord fort, le pendage diminue jusqu'au front de la coupe où leur inclinaison devient quasi-nulle. Ces dépôts correspondent à des *foresets* sableux développés en milieu lacustre à faible hauteur d'eau. En revanche, les sables grossiers de la base du remplissage du chenal se sont déposés dans un contexte alluvial de type continental. L'incision qui affecte le toit de l'unité à sismites est visible à la fois à l'est de la coupe en bordure du vallon (fig. 7-8), et à l'ouest vers la route. Dans ce dernier secteur, le remplissage est moins important (3 m) et les sables fins apparaissent plus massifs.

Le site « Abricots » fournit donc une très longue séquence depuis les formations du substrat jusqu'à des formations alluviales emboîtées dans les séries lacustres.

De l'autre côté de l'Engil, en rive gauche (« Engil rive gauche », fig. 7-2), des dépôts en position topographique similaire à ceux de la partie supérieure des Abricots (fig. 7-7) affleurent en bord de la route. On y retrouve des unités à sismites (au moins deux niveaux épais) développées dans des lits sablo-limoneux beige-gris. Les faciès présentent des lamines très fines alternant avec des lits plus sableux à *ripple marks*. L'autre information de cette coupe est la déformation des dépôts par de petites failles syn-sédimentaires (pl. 12, photo c, p.). Celles-ci n'affectent pas l'ensemble de la série lacustre mais confirment l'existence d'un événement tectonique intense pendant un haut niveau lacustre (>1690 m), événement également responsable de l'apparition de sismites dans les niveaux sédimentaires sensibles à ses secousses.

III.2.b. La séquence sablo-limoneuse d'Engil-plage

L'inventaire des faciès dans les archives sédimentaires conservées dans le fond et les flancs de la vallée de l'Engil, a été complété, au nord du delta de la rivière, par une coupe dans des dépôts tendres située à 3 km de l'embouchure (fig. 7-9a). A proximité du lac, la coupe d'« Engil-plage » est une falaise dont le sommet est à 1658 m. Elle offre 5,5 m de dépôts à faciès sablo-limoneux (fig. 7-9b). A la base, les dépôts sont sableux et massifs sur 1,7 m (A). En milieu de coupe, une unité limoneuse avec des lits fins (B). Celle-ci voit l'épaisseur croître jusqu'à l'unité C composée de limons massifs. Les racines de la végétation actuelle empêchent de voir d'éventuels litages dans la partie supérieure de la coupe. Il ne semble pas pour autant que l'on retrouve au sommet le dépôt de limons clairs qui termine les successions des autres coupes des vallées de l'Engil ou de la Bendimahi. Cette absence de colluvions est liée soit à la position de la coupe, plus éloignée des versants, soit à son altitude relativement basse (+10 m au-dessus du niveau actuel du lac) qui l'aura exposé à des phases d'érosion potentiellement plus nombreuses, surtout quand cette érosion est d'origine lacustre.

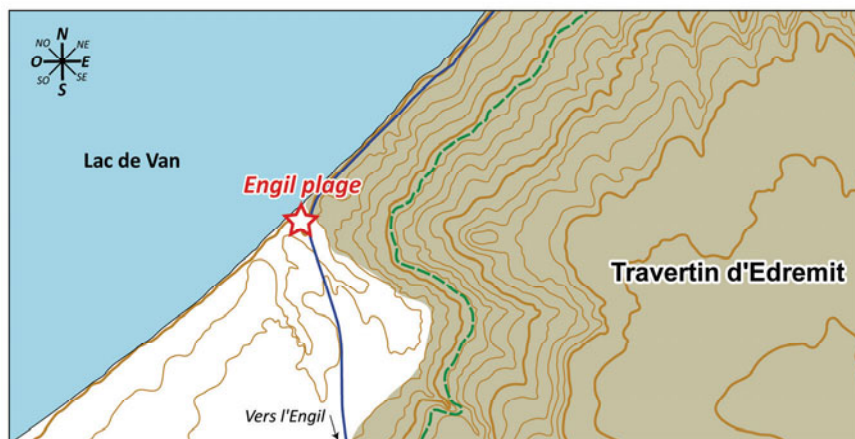


Figure 7-9a. Localisation de la coupe d'Engil-plage

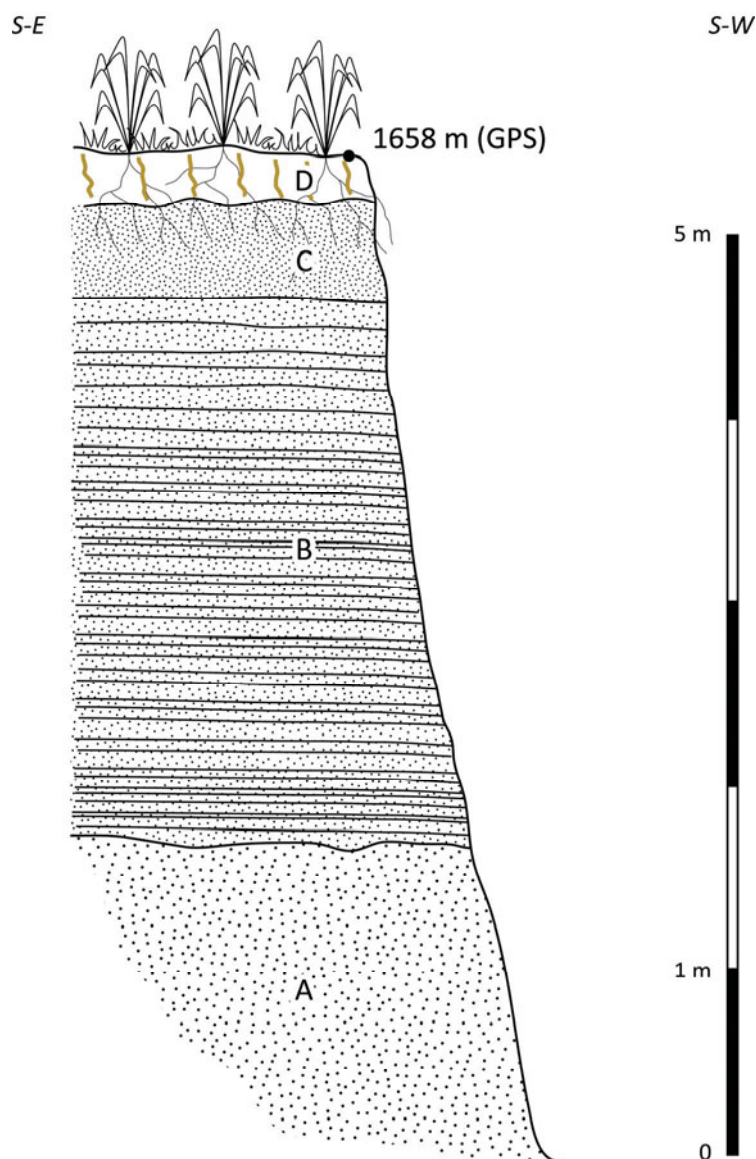


Figure 7-9b. La coupe d'Engil-plateau

III.3. Premières interprétations à partir des faciès sédimentaires

La caractéristique majeure des dépôts étudiés dans la vallée de l'Engil est leur grande diversité. Allant du faciès fluvatile grossier au faciès lacustre argileux laminé, ces dépôts montrent un large éventail de faciès allant des milieux fluvatiles aux milieux offshore (*cf.* ch. 3). La position des dépôts étudiés en coupes s'intègre dans une logique de répartition commandée par des paléogéographies reconstituables depuis Gürpınar jusqu'au lac. Au site de Dönemeç, par exemple, les grandes coupes de la rive droite fournissent un large éventail de faciès sédimentaires qui se retrouvent de part et d'autre de la vallée. Les enregistrements de la partie haute de la séquence montrent cependant qu'à altitudes équivalentes (1715 m à la Carrière abandonnée et 1712 m à Dönemeç üstü) les environnements sédimentaires ont été très différents : lacustre offshore, d'une part, et fluvio-lacustre, d'autre part. Ces faciès supposent

donc au moins deux environnements bien distincts. Plus bas dans la vallée et en secteur plus proche du lac actuel, au site des Abricots, les dépôts lacustres recouvrant le substrat présentent une forte discontinuité à leur sommet, comme en témoignent l'incision et l'emboîtement des dépôts alluviaux puis lacustres en haut de la succession. Cette succession témoigne de fluctuations du niveau du lac importantes lors de phase d'immersion de cette partie aval de la vallée.

IV. Etude morphologique de la vallée et identification des terrasses

IV.1. Le contexte morphologique entre la plaine de Gürpınar et Köprüler

Les prospections menées autour de Gürpınar n'ont fourni aucun indicateur morphologique direct d'un ancien haut niveau lacustre. En amont de Gürpınar, les altitudes sont trop élevées (>1750 m, ch. 2) et les topographies ne présentent ni replats ni terrasses (fig. 7-3). Cependant, la plaine de Gürpınar, elle-même large et particulièrement plane (fig. 7-2 et 7-3), indique qu'elle correspond à un remplissage sédimentaire important, de type soit lacustre, soit palustre, soit fluvio-lacustre.

Au niveau du village d'Arkboyu, la vallée est nettement plus étroite, prise entre le travertin d'Edremit en rive droite et des formations non identifiées en rive gauche dont les altitudes maximales atteignent 1730 m. La présence de travertins à l'affleurement en rive gauche indique que l'Engil s'est partiellement encaissée dans ces formations. Cet encaissement pourrait être contrôlé par une faille longeant le Grand travertin et ce, dans l'hypothèse que la vallée s'est formée dans un fossé tectonique. Un kilomètre après la sortie du village d'Arkboyu, en rive droite, un replat se développe à l'extrémité d'un cône de déjection et se termine par un talus regardant vers le sud. Le sommet de ce talus est à 1747 m d'altitude. Très localement, les formations du talus sont visibles et montrent des faciès argilo-limoneux indurés et non laminés avec des passées/lits rougeâtres d'argiles cuites. Ces dépôts contiennent également des lits à galets et graviers roulés. Il s'agit des premiers dépôts alluviaux « perchés » surplombant la plaine alluviale actuelle (qui est à 1715 m).

Au niveau de « Van Et » (fig. 7-2), le contact entre les travertins et ces mêmes alluvions déposées dessus a pu être mesuré à 1733 m. A cet endroit, la formation alluviale est un mélange de petits galets roulés et de graviers. Un contact similaire a été repéré en rive gauche, avec des formations tendres à faciès alluvial recouvrant les travertins. Cet endroit est l'une des rares carrières où affleurent des alluvions anciennes de l'Engil ; leur conservation s'explique vraisemblablement par le fait que leur épaisseur sur les travertins y est très importante.

IV.2. Les hautes terrasses de Köprüler

C'est à proximité de Köprüler, quand commence à se développer un système de terrasse complexe, que nous avons identifié les plus hauts dépôts lacustres conservés dans la vallée de l'Engil.

Dans l'Engil de vastes surfaces sont visibles aussi bien en rive droite qu'en rive gauche de la vallée, limitées par les versants formés par le travertin au nord et le massif de Sarıbulak Dağları au sud. Dominant la plaine actuelle de 25 m, ces surfaces présentent une topographie de glacis, notamment au pied du Travertin d'Edremit en rive droite, et se terminent en aval par des talus d'hauteur décamétrique.

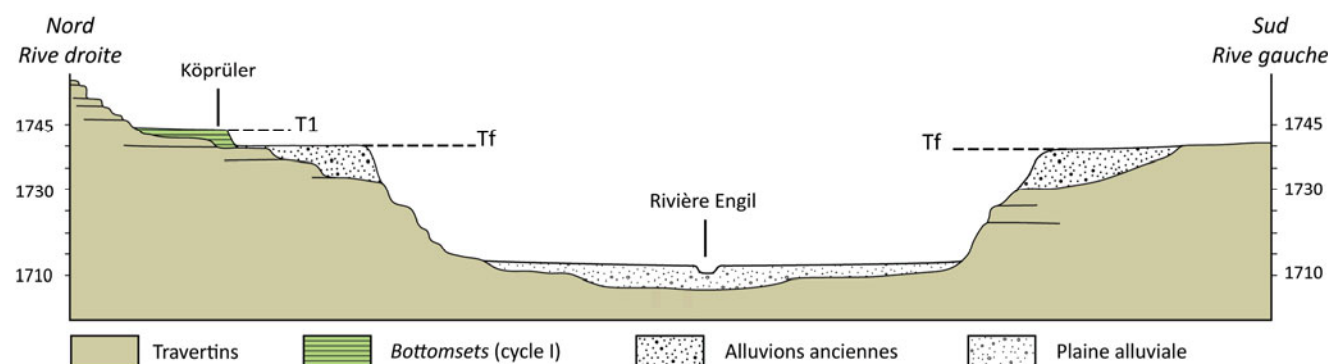


Figure 7-10. Profil transversal de la vallée de l'Engil à Köprüler

A Köprüler la plus haute terrasse dans les dépôts lacustres décrits correspond à un premier niveau à 1745 m (noté T1- fig. 7-10). En dessous une terrasse fluviatile (Tf) a été identifiée à 1743 m pour le sommet avec la base des dépôts fluviatiles à 1733 m (fig. 7-10). Cette altitude correspond au contact entre les travertins et les alluvions. A cet endroit de la vallée, le système de terrasses est relativement simple et asymétrique avec une terrasse incisée dans des dépôts lacustres (pas d'équivalent repéré en rive gauche) et un niveau de terrasse fluviatile présent de part et d'autre de la plaine alluviale. Vers l'aval de la vallée (Köklüköy puis Dönemeç), alors que la contrainte du substrat diminue (les travertins n'affleurent plus dans le fond de vallée), le système de terrasses devient plus complexe avec plusieurs niveaux de terrasses incisées ou emboîtées dans des formations sédimentaires de part et d'autre de la vallée.

IV.3. Les terrasses de Dönemeç

Au village de Dönemeç la rivière s'écoule à 1656 m, soit 8 m au-dessus du niveau du lac actuel, dans un lit relativement étroit. Le profil transversal de cette partie de la vallée permet de mettre en évidence plusieurs niveaux de terrasses (fig. 7-11 et 7-12). Ceux-ci sont tous en relation avec un talus terminal de quelques mètres voire dizaines de mètres de hauteur. Les

coupes reconstituées à partir des affleurements des dépôts qu'elles recourent prouvent qu'il s'agit de terrasses d'érosion incisées dans des séries sédimentaires continues. A Dönemeç, le niveau supérieur (T2) est une vaste terrasse à 1712 m en rive droite et 1699 m en rive gauche (T2') ; elle tronque les matériaux de nature différente identifiés à la Carrière abandonnée et à Dönemeç üstü. Ce niveau s'appuie sur le travertin en rive droite et se termine par un talus décimétrique moins marqué en rive gauche. Le second niveau (T3), intermédiaire à 1686 m en rive droite et 1690 m en rive gauche, (T3') est d'extension spatiale plus réduite. Délimité par un talus de quelques mètres sur les deux rives de la rivière, il tronque des dépôts lacustres. Un troisième niveau (T4) se distingue à 1675 m en rive droite avec son équivalent en rive gauche à 1677 m (T4').

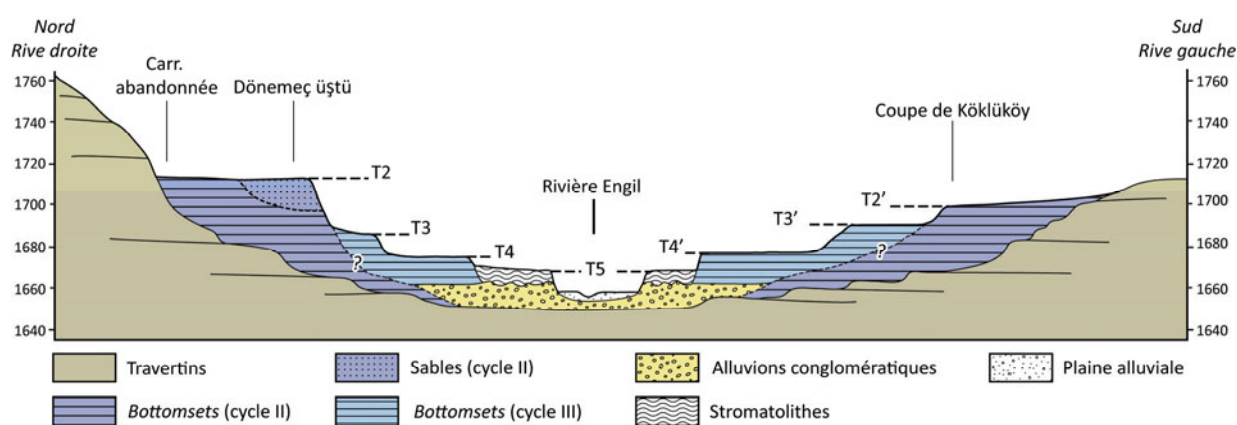


Figure 7-11. Profil transversal de la vallée de l'Engil à Dönemeç

Toutes ces terrasses (T2 à T4) recourent des dépôts lacustres meubles et leurs talus témoignent de phases d'incision de la rivière Engil en liaison avec un abaissement du niveau de base régional (lac). Entre rives droite et gauche elles ne sont pas appariées (*cf.* différences altitudinales) ce qui peut s'expliquer par le méandrage (érosion plus ou moins forte des rives) et la divagation de la rivière lors de l'approfondissement de la vallée et de la construction des plaines alluviales. Dans le fond de la vallée, un quatrième niveau de terrasse correspond à l'exhumation de formations stromatolithiques et conglomératiques qui émergent sous le remplissage lacustre. L'altitude du sommet de cette « terrasse » exhumée par la rivière, a été mesurée à 1667 m (T5) et à 1668 m (T5') en rive gauche.

IV.4. Les terrasses entre les Abricots et le lac

La transition avec les sites plus en aval (2 km pour Les Abricots et 4 km pour le littoral) se caractérise par la disparition des niveaux topographiques intermédiaires et par la présence d'un niveau de terrasse principal noté T3. Aux Abricots, son altitude est de 1685 m, tandis qu'il se raccorde vers l'amont à un niveau équivalent à celui de T3/T3' (fig. 7-12). Le talus de 25 m de

hauteur aux Abricots et au site équivalent en rive gauche est le rebord de cette terrasse T3 « aval ». Les cartes topographiques montrent un ressaut important entre T2 (1712 m) à Dönemeç et T3 (1688 m) aux Abricots. Dans ce même site, la rivière s'écoule à une altitude de 1649 m, soit 7 mètres plus bas qu'à Dönemeç 2 km en amont (pente du profil de la rivière = 0,35%). Jusqu'au lac, le lit majeur de la rivière est dominé par le prolongement du niveau T3. L'altitude de ce niveau topographique diminue progressivement (pente de 1,25%) jusqu'à la falaise littorale correspondant à « Engil-plage » qui s'élève à 1660 m (soit 12 m au-dessus du niveau du lac). Cette falaise tranche une surface légèrement inclinée vers le lac : cette surface correspond à une terrasse littorale (notée TL, fig. 7-12) dans la mesure où le façonnement de sa surface (nivellement) et de son talus (falaise) sont liés à l'action passée et présente du lac. L'aval de l'Engil est l'un des rares secteurs du bassin oriental du lac de Van où une falaise littorale dégagée dans les sédiments lacustres peut être reliée topographiquement au système de terrasses de la vallée.

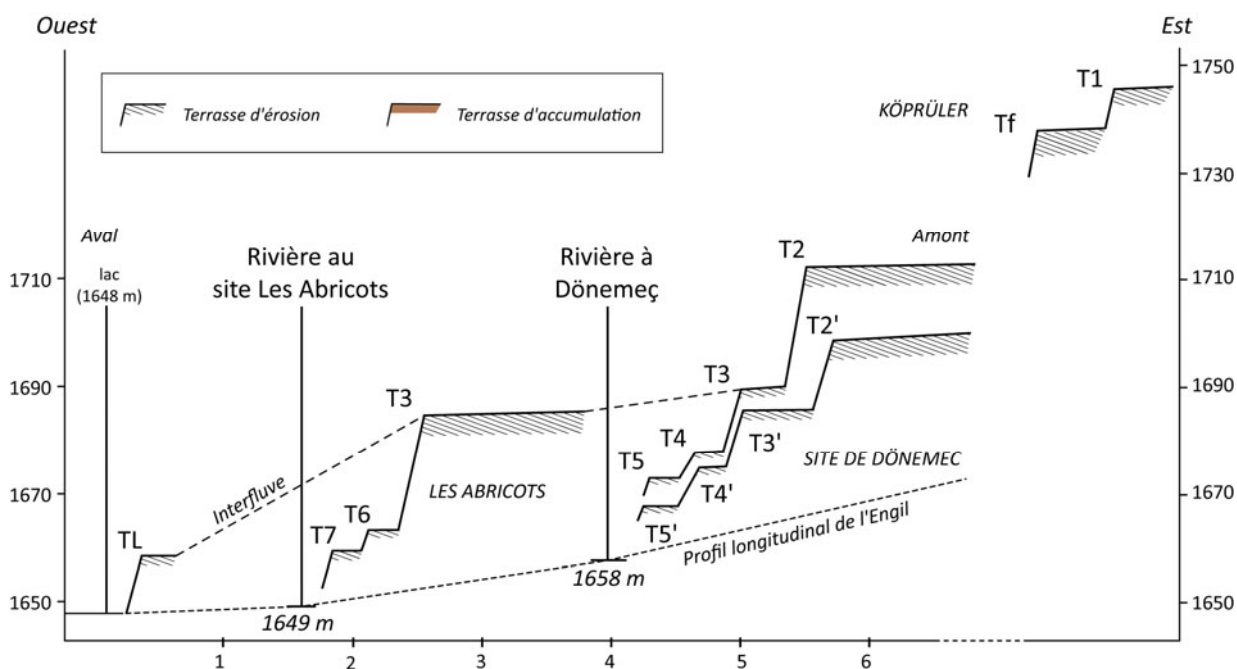


Figure 7-12. Le système de terrasses de la vallée de l'Engil

Complétant le système de terrasses de l'Engil, le site d'Abricots 2 permet d'observer deux terrasses d'érosion à la fois dans des formations lacustres et dans des formations associées au substrat ou à des alluvions anciennes. Leurs sommets se trouvent avec respectivement à ~1664 m (T6) et à 1659 m (T7 ; fig. 7-12).

L'analyse morphologique de la vallée de l'Engil montre donc un nombre important de terrasses (fig. 7-12) élaborées lors de pauses dans un contexte général d'incision de l'Engil dans sa vallée. L'ajustement du profil longitudinal de la rivière répond à l'abaissement par paliers successifs du niveau de base du bassin du lac de Van lors de phases de régression postérieurement aux niveaux de base qui prévalaient lors des dépôts lacustres qui archivent les

phases de phases de transgressions. Cet ajustement explique la différence d'altitude des niveaux terrasses à la fois dans le profil longitudinal, comme T3 (aval)-T3/T3' (amont), mais également dans le profil transversal. Les différents niveaux de terrasses sont en effet autant de paliers et de phases dans l'incision de la rivière, et tous sont postérieurs à des montées du lac attestées par les dépôts de *bottomsets* de Köprüler, de la Carrière abandonnée ou bien des Abricots.

V. Synthèse morphostratigraphique

Dans la section de vallée étudiée, les travertins forment l'essentiel du substrat. Ils y arment les versants qui dominent les remplissages de la vallée. Les vastes surfaces taillées dans ces remplissages correspondent à des terrasses d'érosion tant à l'amont (secteur de Köprüler) qu'à l'aval (Dönemeç, Les Abricots), qui recoupent à la fois des formations de travertins, des alluvions et des remplissages lacustres.

L'étude des faciès des dépôts à Köprüler, mais surtout à Dönemeç et aux Abricots, a mis en évidence des séries transgressives incomplètes (fig. 7-13). Elles reposent sur différents substrats : (i) une ancienne formation alluviale à Köprüler ou aux Abricots (conglomérats) et i) vraisemblablement les travertins à Dönemeç üştü (carrière abandonnée).

La formation de Köprüler correspond à une première unité lacustre et à une première séquence I (fig. 7-13) étant donné son altitude beaucoup plus élevée que les autres dépôts étudiés. Il s'agit cependant du seul dépôt associé à cette première transgression durant laquelle le niveau du lac est monté à une altitude d'au moins 1751 m [Kuzucuoğlu *et al.*, 2010] (*cf.* quatrième partie).

Il est fort probable que cette première grande phase transgressive du lac ait pénétré dans la vallée jusqu'au niveau d'Arkboyu. L'absence de morphologies de terrasses à l'amont souligne le fait que cette immersion a pu être, d'une part relativement rapide et, d'autre part, qu'il s'agit là du niveau de départ pour l'incision de la rivière qui a ajusté son profil longitudinal au travers des sédiments déposés à l'aval de Gürpınar.

Les unités lacustres conservées à Dönemeç (fig. 7-6) enregistrent une nouvelle séquence lacustre II qui témoigne d'une seconde transgression lacustre ayant immergé une large partie de la section de vallée étudiée jusqu'à atteindre une altitude supérieure à 1725 m. La stratigraphie à Dönemeç débute avec l'unité IIa correspondant à l'unité A de la Carrière abandonnée (fig. 7-13). La séquence transgressive de cette coupe est érodée et interrompue. Les dépôts du haut de la séquence sont des *bottomsets* qui supposent un niveau du lac relativement haut au-dessus de 1715 m. D'après notre schéma d'interprétation la mise en parallèle des coupes de Köklüköy et de la Carrière abandonnée montre un décalage dans le type de faciès c'est-à-dire deux environnements lacustres distincts pourtant à la même altitude. Cet élément étaye l'hypothèse d'un soulèvement du haut de la séquence de la Carrière abandonnée de trois mètres le long de la faille bordant le Travertin d'Edremit (fig. 7-13). Par conséquent, la séquence se poursuit avec les dépôts supérieurs de Köklüköy (IIb) qui sont incisés par des dépôts plus sableux (IIc). Nous proposons d'associer cet emboîtement plus largement aux dépôts sableux de Dönemeç üştü (faciès A, B, C, à DÜ-ouest et B, C, D à DÜ-est).

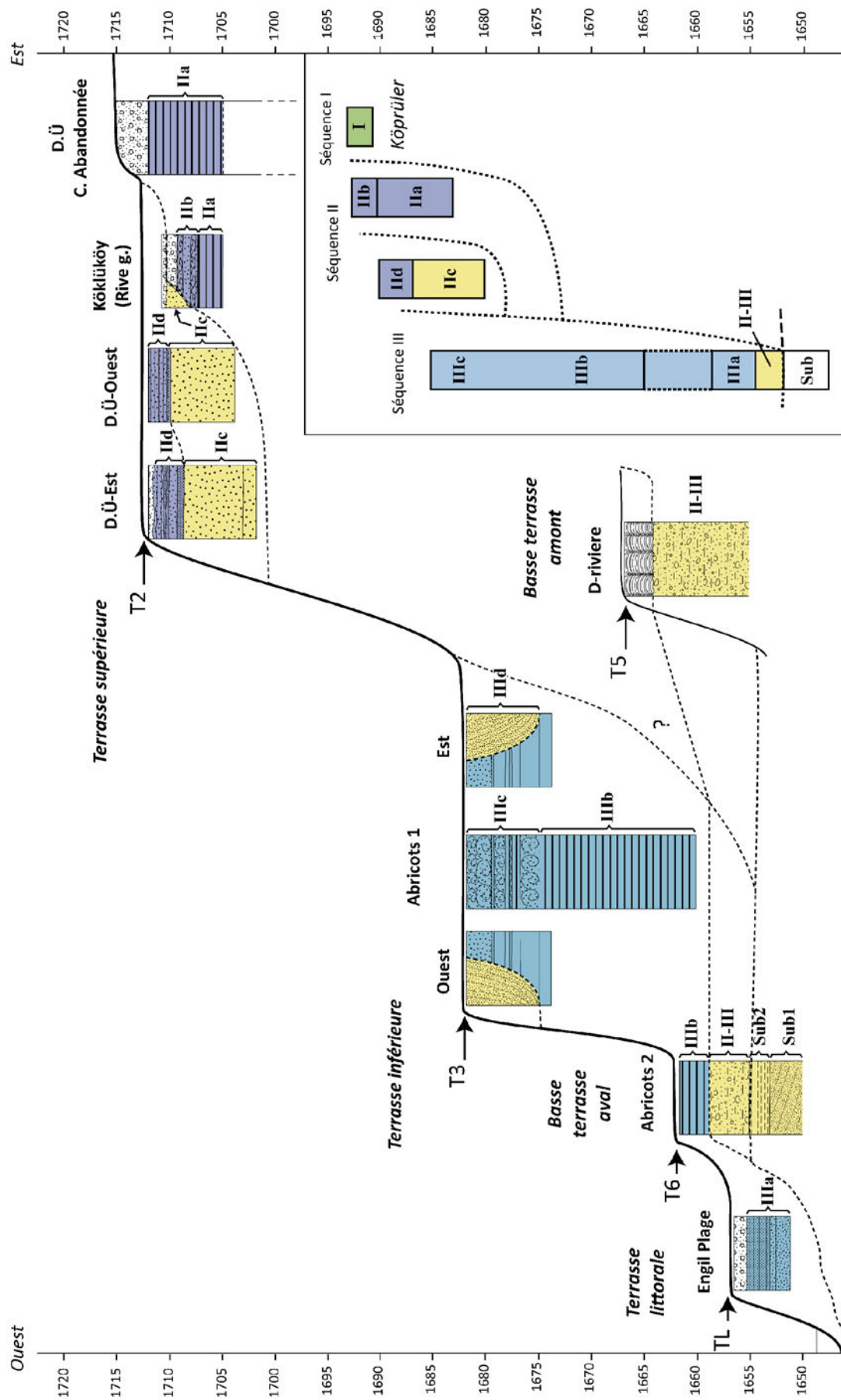


Figure 7-13. Synthèse morphostratigraphique de la vallée de l'Engil

En effet, seul un emboîtement peut expliquer la proximité d'unités à faciès très différenciés et à une même altitude (fig. 7-6). L'unité A de la coupe de DÜ-est témoigne d'une dynamique alluviale contemporaine de l'incision. Suit un retrait du lac à un niveau plus bas que IIa et IIb (<1700 m) mais relativement haut pour autant, lui-même suivi d'une nouvelle transgression marquée par les unités lacustres correspondant à IIc (faciès C à DÜ-ouest ou D à DÜ-est). L'unité IIc témoigne d'une petite régression intermédiaire tandis que l'unité IIc marque la fin de la séquence II.

La séquence des Abricots (III) correspond à une transgression différente de celle de Dönemeç (fig. 7-13). En effet, les unités sablo-limoneuses IIIa de la terrasse littorale TL forment la base de la séquence transgressive III vraisemblablement emboîtée dans la série II. La succession se poursuit : au-dessus de IIIa, l'unité IIIb d'Abricots 2 est la base de la longue série d'Abricots 1 qui présente au moins deux grandes unités. L'unité inférieure continue, sans érosion ni lacune, l'unité IIIb tandis que l'unité supérieure est sableuse, déformée par des sismites (IIIc). Le remplissage limoneux (IIId) d'un chenal incisé dans la partie haute de cette succession témoigne d'une oscillation du niveau d'eau, qui précède la longue régression de ce cycle II (abaissement du lac déclenchant l'incision de chenaux puis remontée du niveau du lac provoquant leur colmatage). Cette variation du niveau de base est de plus faible amplitude que celle à l'origine de l'emboîtement de Dönemeç üştü.

La régression lente qui a suivi cette troisième transgression (III) a provoqué l'abrasion de la terrasse T3 par des processus de regradation. Une phase d'abaissement de la nappe d'eau a ensuite conduit à l'entaille des formations du substrat avec un palier à 1660 m (Abricots 2), suivi d'une reprise de l'incision jusqu'à une altitude non déterminée inférieure à celle du rivage actuel.

Concernant les basses terrasses, on en distingue deux types selon les faciès sédimentaires qui les sous-tendent : celles incisées dans les dépôts fluviaux (Tf, T5) qui sont des alluvions déposées lors de l'inter-cycle II-III et qui sont indurées pour T5 ; et celles recoupant des dépôts « lacustres » (T1, T2, T3) témoignant d'une présence antérieure d'un lac. Ces terrasses sont soit étagées (les plus basses : T6 et T7) soit les dépôts qui les sous-tendent sont emboîtés ce qui semble être le cas de T2 et T3 (fig. 7-13). Cet emboîtement est dû à l'incision générée par la régression entre la première et la seconde transgression. T2 est, par ailleurs, polygénique car sa surface tronque deux successions lacustres distinctes (Carrière abandonnée et Dönemeç üştü).

CONCLUSION DE LA TROISIEME PARTIE

L'étude de ces trois vallées et les données présentées dans cette troisième partie apportent de nombreux éléments relatifs aux variations de niveau du lac de Van. Les résultats obtenus se complètent d'une vallée à l'autre. La richesse des séquences en indicateurs morphosédimentaires rend possible des reconstitutions paléogéographiques qui tiennent compte de la variation de niveau du lac.

Malgré des contextes géologiques et géomorphologiques différents, les données récoltées permettent d'élaborer les schémas d'interprétation morphosédimentaires pour chacune des vallées.

La Bendimahi offre un modèle d'interprétation morphosédimentaire simple tant du point de vue de la géométrie de ses dépôts que de ses terrasses. En effet, nous avons montré la cohérence des faciès sédimentaires et de la distribution d'amont en aval, qui prouve que les formations de la vallée ont enregistré un seul et même cycle lacustre. Ce cycle est associé à un haut paléoniveau lacustre à 1717 m (+69 m au-dessus du niveau du lac actuel). Par ailleurs, nous avons identifié un seul niveau de terrasse d'érosion, taillé dans les sédiments fluvio-lacustres à 1720 m.

Le schéma d'Engil se place, en quelque sorte, comme un intermédiaire entre celui de la Bendimahi et ce lui de la Karasu. Son modèle d'évolution vient compléter celui de la première vallée en introduisant une seconde transgression, voire même une troisième. Nous y avons déterminé trois phases de hauts niveaux lacustres : $>+95$ m, $>+64$ m et $>+37$ m⁶¹. Son système de terrasse présente un niveau d'érosion à 1712 m (+64 m) placé entre une haute terrasse à 1743 m (+95 m) et une terrasse à 1685 m (+37 m). C'est la seule vallée où nous avons pu faire le lien entre le système de terrasses de vallée et une terrasse incisée dans des sédiments lacustres positionnée sur le littoral à +10 m.

La Karasu, extrêmement riche en coupes et en indicateurs paléolacustres comparativement aux deux autres vallées, nous a permis d'élaborer un modèle qui confirme tout à la fois : (i) le haut niveau lacustre de la Bendimahi avec des paléoniveaux à 1712 et 1718 m, (ii) l'existence de trois transgressions avec une incision profonde des dépôts entre la première et la seconde et entre la seconde et la troisième, (iii) un système de terrasses d'érosion taillées dans les séquences lacustres. Cet ensemble est proche de celui de l'Engil avec de hautes terrasses à l'amont : un premier haut niveau à 1740 m (+92 m) et un second à 1720 m (+72 m). Le niveau principal plafonne à 1700-1688 m (+52 et +40 m).

⁶¹ Altitudes relatives au-dessus du niveau du lac actuel (1648 m).

Les données traitées, bien qu'elles nous permettent de réaliser des corrélations et des interprétations à l'échelle des vallées. Elles n'en présentent pas moins certaines lacunes. La difficulté principale à laquelle nous sommes confrontés dans l'étude de séquences continentales est la discontinuité des enregistrements⁶². La conservation différentielle des indicateurs selon les vallées renforce l'impact de cette discontinuité. Plus nous disposons de données, et plus la pertinence du modèle s'affine. La compilation réalisée sur trois vallées, déjà très satisfaisante, reste pourtant insuffisante. Pour améliorer notre modèle morphosédimentaire d'interprétation des fluctuations du niveau du lac, il faudra prendre en compte d'autres parties du bassin (vallées de la Zilan et de la Kotum, *cf.* quatrième partie).

L'impact de la contrainte de discontinuité est renforcé par celui de la tectonique. En étudiant les dépôts, nous avons démontré qu'elle a été active à plusieurs reprises. De ce fait et dans l'état actuel de nos connaissances, il reste difficile de dire si un niveau de terrasse T dans une vallée est exactement contemporain, mais soulevé, à celui d'une autre vallée. Aussi la prise en compte du système dans son ensemble est-elle fondamentale. Le type de faciès ne permettant pas des corrélations sûres d'un site à l'autre, certaines corrélations stratigraphiques demeurent discutables, tant qu'une chronostratigraphie d'ensemble, relative dans un premier temps puis basée sur des dates absolues, n'est pas mise en œuvre.

⁶² Qu'elle soit à proprement parler stratigraphique (discordance/niveaux d'érosion) ou liée à la distance (absence de données intermédiaires entre deux sites) la conservation des dépôts (absence de données).

4^{EME} PARTIE

SYNTHESE DES RESULTATS,

CHRONOLOGIES ET

DISCUSSION

INTRODUCTION A LA QUATRIEME PARTIE

Les résultats obtenus pour l'approche géomorphologique dans les trois vallées montrent des modèles d'interprétation contrastés avec néanmoins de nombreuses similitudes. Celles-ci sont les clés qui doivent nous permettre d'élaborer un modèle d'évolution morphosédimentaire général intégrant l'ensemble des données récoltées. Cette quatrième partie, qui a pour objectif de discuter ces résultats, débute avec une synthèse de ces mêmes résultats (chapitre 8).

Les faciès sédimentaires sont parfois très similaires d'un site à l'autre, mais leur interprétation en termes de milieux de sédimentation n'est pas toujours discriminante pour déterminer un même niveau lacustre passé. C'est le cas également des terrasses identifiées, quel que soit leur type. Les unités deltaïques demeurent ainsi les seuls éléments tangibles pour une détermination précise d'un paléoniveau lacustre. Pour enrichir notre synthèse des trois vallées, nous proposons de l'élargir en y incluant les résultats disponibles grâce à d'autres sites autour du lac qui ont également fait l'objet de relevés morphostratigraphiques dans le cadre du programme ANOVAN. Ces données complètent le schéma général, permettant également de déterminer les grands cycles lacustres enregistrés dans les archives morphosédimentaires.

Le chapitre 9 est axé autour de la chronologie des cycles et anciens niveaux lacustres. Une chronologie qui est relative, dans un premier temps, avec la reconstitution des variations du niveau du lac. Nous insisterons sur la manière dont les indicateurs étudiés permettent, avec plus ou moins de précision, de mettre en œuvre ce type de chronologie lacustre. La présentation de la chronologie des variations de niveau du lac nous oblige également à discuter le rôle de la tectonique dans la géométrie des dépôts à l'échelle du bassin versant. Nous présentons ensuite les résultats des datations afin de dresser une chronologie plus « absolue », par cycle tout d'abord, puis sur l'ensemble de la période couverte par ces cycles.

Le chapitre 10, dernier chapitre de cette étude, porte sur les causes possibles des grandes variations du niveau du lac mises en évidence dans le chapitre précédent. Nous avons choisi d'examiner les différents facteurs de fluctuations de la masse d'eau lacustre pour les différents cycles identifiés. Ces cycles lacustres conduisent à des interrogations, particulièrement sur l'impact de variations climatiques ayant potentiellement provoqué des variations du niveau du lac. Nous nous interrogerons sur la pertinence d'un tel forçage climatique pour chacun des cycles et notamment sur les plus anciens, ainsi que sur l'impact paléohydrographique et géomorphologique de telles transgressions et régressions lacustres. Enfin, la comparaison de nos résultats aux autres chronologies lacustres ou paléoenvironnementales régionales [Bar-Matthews *et al.*, 1997 ; Kuzucuoğlu *et al.*, 1999 ; Hazan *et al.*, 2005 ; Robinson *et al.*, 2006 ; Jones *et al.*, 2007] permettra de mieux cerner ce qui confirme ou infirme l'origine climatique des variations de niveau et d'extension du lac de Van au cours du Pléistocène supérieur.

CHAPITRE 8. SYNTHÈSE DES RESULTATS A L'ECHELLE DU BASSIN VERSANT : CORRELATIONS, CHRONOSTRATIGRAPHIE RELATIVE ET CYCLES LACUSTRES

I. Introduction

Malgré leur diversité, les faciès et stratigraphies des dépôts autorisent des corrélations dans chacune des vallées et d'une vallée à l'autre. Les rapprochements opérés dans la géométrie de ces dépôts permettent d'identifier plusieurs séquences sédimentaires dont les assemblages de faciès, les unités et les positions stratigraphiques sont bien différenciés. Ces séquences nous permettent de construire une chronostratigraphie relative d'ensemble respectant un modèle d'interprétation commun aux trois vallées.

Les systèmes de terrasses autour du lac de Van se révèlent plus complexes que les modèles théoriques avec des combinaisons des différents types de terrasse. Couplées à ces relations morphostratigraphiques, leurs positions et leurs altitudes nous permettent de distinguer : (i) des hautes terrasses situées principalement à l'amont des systèmes étudiés, (ii) des terrasses intermédiaires répondant à des processus d'érosion de grande ampleur, et (iii) des « basses » terrasses. Même si leurs caractères morphogéniques peuvent être nuancés, toutes ces terrasses témoignent d'une baisse (voire d'une stagnation) du niveau de base en contexte de régression lacustre.

Pour les sites étudiés, trois séquences sédimentaires transgressives ont été identifiées. La composante lacustre est largement dominante dans les faciès associés à ces séquences. Nous proposons d'affiner la relation entre ces séquences et les cycles du lac de Van, en faisant la synthèse des résultats pour les trois vallées et en élargissant ceux-ci à l'ensemble des sites connus autour du lac, en tenant compte des indications paléogéographiques issues des terrasses mais également de nos connaissances du bassin lacustre (seuil, remplissages des fonds de vallée).

II. Synthèse chronostratigraphique pour les trois vallées

II.1. Une séquence à faciès offshore signalant un cycle lacustre ancien (I)

II.1.a. Une bonne conservation de ces dépôts spécifiques dans la vallée de la Karasu

A la base des dépôts sédimentaires fluvio-lacustres observés dans la vallée de la Karasu, on a pu caractériser ces formations lacustres singulières (*cf.* chap. 6) composées d'argiles laminées de couleur variable bleu-gris au Grand ravin, bleu-gris et marron à l'amont des « gorges », marron au nord du village de Yumrutepe (Y-ab, fig. 6-1, p. 173), noires et vertes sous les carrières de Y0 et Y1. L'altitude des bases visibles de ces affleurements est à 1698 m au nord de Yumrutepe, à 1709 et 1703 m dans le Grand ravin. Elles sont érodées à 1704 et 1710 m dans le Grand ravin et à 1680 et 1677 m respectivement à Y0 et Y1. Dans notre chronostratigraphie relative, ces argiles finement laminées sont associées à une séquence I, qui correspond à une première transgression lacustre.

Dans la vallée de la Karasu, les traces d'une transgression lacustre ancienne se retrouvent aussi au Ravin des buses où des *bottomsets* argileux (faciès A, fig. 6-11, p. 184) affleurent à 1720-1721 m (fig. 8-1). La séquence I se poursuit donc avec les argiles rythmées, et les dépôts limono-sableux associés (unités B et C) qui caractérisent les unités supérieures de la coupe du Ravin des buses.

Ces dépôts affleurent ainsi, au total, de 1677 à 1721 m (soit sur 50 m d'épaisseur au total) et n'ont pas d'équivalents du point de vue de la combinaison altitude-position-faciès dans les vallées de la Bendimahi et de l'Engil.

Ces formations argileuses et ces dépôts limono-sableux à l'amont des vallées de la Karasu correspondent à des enregistrements distaux d'un système sédimentaire lacustre dont la partie proximale et les dépôts littoraux associés se trouvent à Toki à 1749 m et le pendant « continental » au Ravin des renards à 1737-1745 m (fig. 8-1). Associé à ces dépôts littoraux conservés en marge de la vallée, l'ensemble de ces formations, très érodées (paléotopographie d'érosion différenciée) depuis leur dépôt, correspond à une première transgression, celle du premier cycle de notre chronologie que nous notons cycle I.

II.1.b. Un seul dépôt associé à la séquence I dans la vallée de l'Engil

Dans la vallée de l'Engil, les dépôts de Köprüler à 1741 m d'altitude, également positionnés à l'amont du système morphostratigraphique de la vallée et déconnectés des dépôts plus à l'aval (Dönemeç) sont très probablement associés à cette transgression ancienne. Il s'agit de faciès offshore de limons laminés, différents des argiles rythmées du bas de la séquence I à l'amont de la vallée de la Karasu mais proches des faciès de l'unité C du Ravin des buses. Les

bottomsets limoneux de Köprüler forment les dépôts lacustres aujourd'hui les plus à l'amont de l'Engil et les plus élevés des trois vallées étudiées. Ils témoignent d'un haut niveau lacustre supérieur à 1741 m. Dans la vallée de la Karasu, les faciès de Toki indiquent que ce haut niveau lacustre a pu atteindre 1749 m.

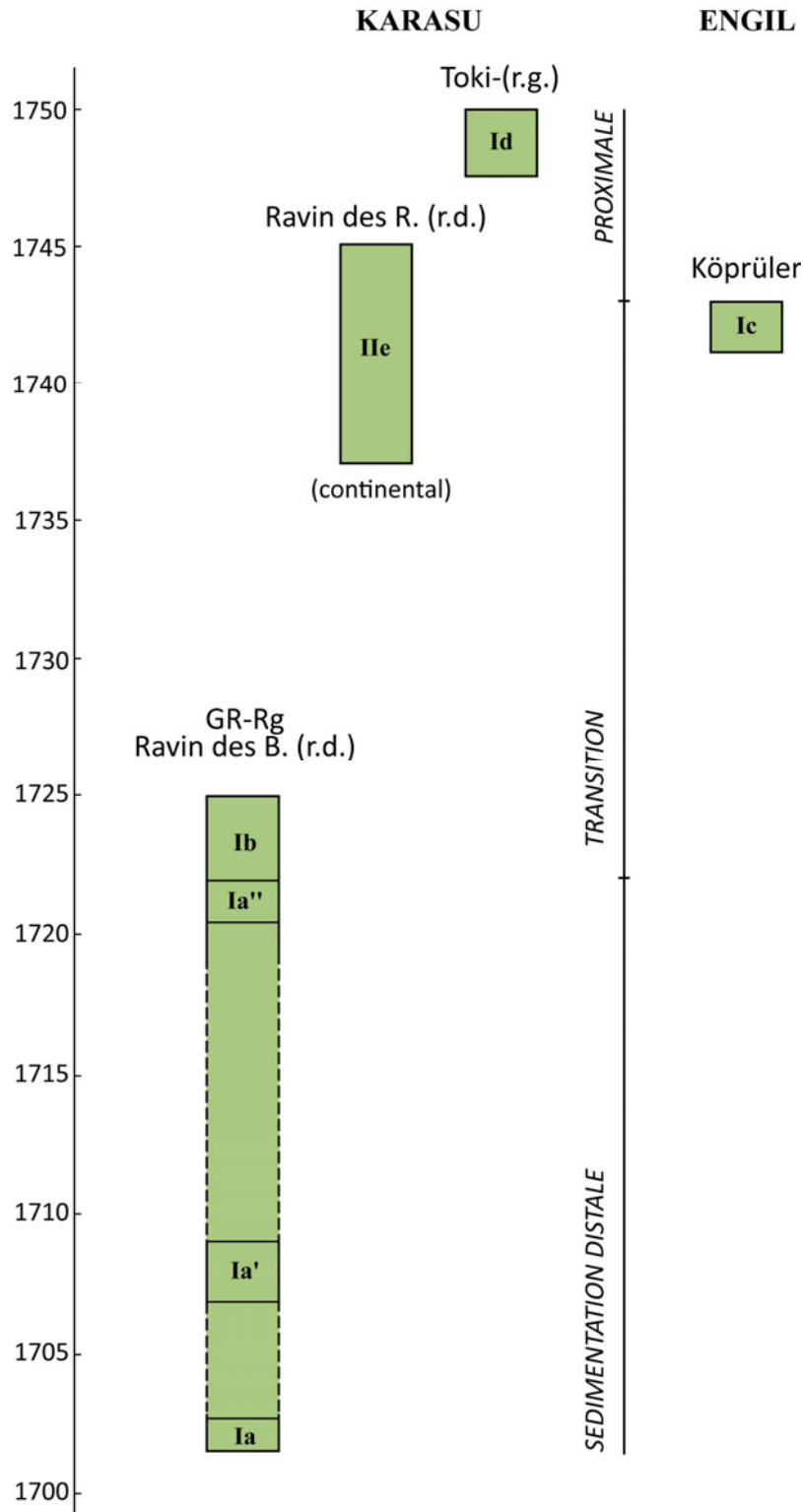


Figure 8-1. Synthèse de la séquence I

II.1.c. La séquence I absente des archives de la vallée de la Bendimahi

Cette séquence ancienne n'a pas été observée dans la Bendimahi (fig. 8-1), où elle ne semble pas avoir été conservée. On l'a vu, le contexte morphostructural de cette vallée n'est pas propice à la conservation des dépôts et *a fortiori* des dépôts anciens. En outre, pour déposer les argiles rythmées observées dans la vallée de la Karasu cela suppose une cuvette lacustre suffisamment large pour s'affranchir de l'influence détritique des versants bordant le lac. Les versants volcaniques pentus que nous avons décrits, situés actuellement de part et d'autre du fond de vallée, bordaient le lac lors du haut niveau atteint par la transgression I. Les dépôts de cette transgression, s'ils sont conservés dans la Bendimahi, doivent se trouver en profondeur, sous les dépôts plus récents qui les auront fossilisés. En effet, nous n'avons pas observé d'accumulations sédimentaires en deçà de 1702 m, pendant que l'affleurement le plus profond des argiles dans les autres vallées est à 1698 m. A l'amont du secteur étudié dans la vallée de la Bendimahi, l'érosion des formations anciennes de la séquence I a, en outre, affecté des accumulations moins épaisses que dans les deux autres vallées, du fait de la faible profondeur du toit des coulées volcaniques sous-jacentes.

II.1.d. Implications paléogéographiques des altitudes des dépôts de la séquence I

Les altitudes très élevées de Toki (1749 m) et de Köprüler (1741 m) dépassent de respectivement +12 m et +4 m l'altitude du seuil hydrographique actuel (1737 m) du bassin lacustre du lac de Van. Rappelons que ce seuil a été mesuré à l'apex d'un cône torrentiel et que le seuil fossilisé doit donc être fixé à une altitude légèrement plus basse, soit environ 1735 m. Par conséquent, dans la même configuration hydrographique qu'aujourd'hui, un haut niveau lacustre de 1749 m n'est pas envisageable puisqu'un déversement hors du bassin aurait eu lieu à 1735 m. Par ailleurs, une telle transgression suppose un remplissage en eau considérable de la cuvette lacustre, soit plus d'une fois et demie le volume actuel (*cf.* ch. 9). Seules la tectonique et/ou la mise en place d'un seuil plus élevé que le seuil actuel peuvent s'accommoder un tel scénario. La paléogéographie du bassin doit donc être discutée à la lumière de ce que nous savons désormais de l'évolution géomorphologique de la région du seuil [Mouralis *et al.*, 2010 ; Kuzucuoğlu *et al.*, 2010 ; Akköprü, 2011]. Cette discussion est présentée dans le chapitre 10.

II.2. Une longue séquence lacustro-deltaïque signalant un second cycle lacustre (II)

Les indicateurs morphosédimentaires nous ont permis d'identifier une seconde transgression lacustre enregistrée par une succession d'unités lacustro-deltaïques formant la séquence II. Les unités de cette séquence sont situées dans les parties amont⁶³ des vallées de la Karasu et de l'Engil ainsi que dans la Bendimahi.

II.2.a. La séquence II dans la vallée de la Karasu

Les dépôts associés à cette phase lacustro-deltaïque sont présents à Yumrutepe, au Grand ravin, à Dönemeç üstü et à Muradiye-ville (fig. 8-2).

Au Grand ravin, les dépôts de cette séquence lacustro-deltaïque reposent sur un contact d'érosion affectant les argiles bleues du cycle I : ils sont donc plus récents. Le long du Grand ravin, cette discontinuité entre les argiles de base et les dépôts postérieurs de *bottomsets* limoneux a été observée à 1709 et 1702 m. Les altitudes de la base (visible) des dépôts de cette phase décroissent de façon régulière de 1709 à 1697 m, jusqu'à une rupture de pente localisée sur la marge de la vallée de la Karasu. On ne trouve aucune unité alluviale le long du contact avec la première transgression lacustre (I). Cette absence d'alluvions au niveau du contact discordant entre deux séquences à faciès offshore (I et II) donne l'impression d'une phase d'incision profonde mais en même temps relativement rapide précédant le cycle II.

Le faciès des argiles rythmées de la transgression I indique qu'on se trouve dans une partie de la cuvette lacustre loin du rivage (absence de delta⁶⁴) et que le débouché ancien de la paléo-Karasu contemporain de la transgression I se trouvait donc ailleurs que dans sa vallée actuelle. Cette disposition expliquerait l'absence de dépôts alluviaux précédant la transgression II localement (Grand ravin). Lors de la phase de régression du cycle I, le paléo-cours de la Karasu s'est incisé en marge du site du Grand ravin, la rivière ne déposant d'alluvions que plus en aval en fonction de l'ajustement de son profil longitudinal à un niveau de base beaucoup plus bas que le niveau d'érosion des argiles du cycle I (≥ 1698 m). L'amplitude de cette phase d'incision suppose un temps long, que la multiplication des épisodes volcaniques a occupé [Mouralis *et al.*, 2010 ; Kuzucuoğlu *et al.*, 2010]. Le rythme et l'ampleur des grandes oscillations du lac, telles celles qui définissent nos cycles, sont impossibles à déterminer à partir de la seule stratigraphie. Dans notre modèle d'interprétation la séquence II appartient clairement à un cycle II.

⁶³ Pour les secteurs étudiés.

⁶⁴ Quelle qu'ait été la quantité des apports sédimentaires de la paléo-Karasu, celle-ci a forcément construit un cône sous-lacustre à son embouchure.

Au Grand ravin, cette phase lacustro-deltaïque a été identifiée dans les séquences des coupes GR1 et GR2, qui montrent des faciès similaires à ceux de Yumrutepe. A Muradiye-ville, la partie distale de la séquence II avec ses *bottomsets* développés jusqu'à une altitude de 1715 m correspond à celle de Y2 et du Grand ravin (GR2) avec des faciès similaires. La séquence lacustro-deltaïque de la Bendimahi, comprise entre 1702 et 1717 m, par ses altitudes et ses faciès, correspond donc à la séquence de Y2-Y3 (IIa-IIc). La partie deltaïque de la séquence de Muradiye-ville dont le sommet est à 1718 m, est à des altitudes équivalentes à celle de Yumrutepe (Y2/Y3). De plus, les séquences deltaïques de Yumrutepe et de Muradiye-ville témoignent de paléoniveaux proches : 1717 et 1718 m (Muradiye-ville) et 1712 m (Y2) et 1719 m (Y3) (*cf.* ch. 9). Dans la Bendimahi, les alluvions sableuses de Muradiye-nord sont associées aux *topsets* du delta et sont à 1722 m d'altitude, altitude qui indique la plus forte valeur (en dehors des dépôts littoraux de Y4 à 1739 m) du niveau lacustre lors de la transgression II.

II.2.b. La séquence II dans la vallée de l'Engil

Dans la vallée de l'Engil, les séquences ne sont pas complètes contrairement à celle de Yumrutepe. Les dépôts les plus élevés de Dönemeç (DÜ-CA., IIa), dont le sommet est à 1712 m, présentent des faciès proximaux comparables avec ceux des dépôts de la vallée de la Karasu bien qu'ils apparaissent légèrement trop élevés par rapport au paléoniveau identifié à Yumrutepe (1712 m). Par conséquent, nous formulons l'hypothèse que, dans l'Engil, les dépôts supérieurs de la séquence II (théoriquement compris entre 1715 et 1735 m) ont été érodés jusqu'à 1712 m. Ces altitudes sont donc cohérentes avec celles de Muradiye-ville et de Yumrutepe.

Les dépôts de Dönemeç üstü témoignent d'une oscillation transgressive intermédiaire du niveau du lac, que l'on ne retrouve pas dans les autres vallées, en tout cas pas dans cette configuration (emboîtement avec les dépôts de DÜ-CA). Cependant, bien que toute l'architecture interne des corps sédimentaires à Yumrutepe ne soit pas accessible, nous avons souligné que la séquence deltaïque complexe correspond à la succession de plusieurs phases de progression deltaïque, exprimée par l'alternance *bottomsets-foresets*. Cette alternance témoigne d'oscillations de la masse d'eau lacustre dans un contexte de transgression (avant le maximum de la transgression) et non de régression comme cela semble être le cas à Dönemeç üstü. Cette interprétation de la géométrie des dépôts de Dönemeç üstü en une tendance à la dynamique régressive est argumentée par la présence de dépôts alluviaux sableux (retrait du lac à une altitude inférieure à 1700 m) à la base de la séquence (IIc).

Les dépôts de l'Engil, aux faciès essentiellement lacustres, et ceux de la Karasu plus diversifiés, montrent ainsi que cette séquence lacustro-deltaïque II a enregistré une transgression par à-coups, suivie d'une régression également par à-coups (séries de courtes régressions et transgressions intermédiaires). La régression du cycle II n'a donc été ni régulière ni permanente. La transgression II s'est aussi produite avec une montée du lac par à-coups tels

qu'en témoignent les paléoniveaux à 1712 et 1719 m et qui s'exprime par l'alternance entre unités lacustres et deltaïques. Bien qu'on observe des paléoniveaux similaires dans la Bendimahi (1717 et 1718 m), les à-coups de la transgression II n'apparaissent pas dans les dépôts de Muradiye-ville.

II.2.c. Les altitudes maximales de la séquence II

Le maximum atteint par le lac à la fin de la transgression II est supérieur à 1712 m dans l'Engil, à 1717 m dans la Bendimahi et à 1739 m dans la Karasu. A la suite du maximum atteint par le lac lors de cette transgression II, on note que lors de la phase de régression une remontée du lac se produit jusqu'à un peu plus de 1712 m, niveau du lac à partir duquel le lac se retire à des altitudes beaucoup plus basses que précédemment.

Ainsi, une longue séquence lacustro-deltaïque (II), bien distincte de la séquence I, est-elle identifiable dans les trois vallées étudiées avec des faciès, des amplitudes de dépôt et des qualités de conservation très variables. On notera que la composante deltaïque n'est pas visible dans l'Engil où les dépôts ont néanmoins enregistré un épisode régression-transgression intermédiaire lors de la phase du cycle II où la tendance générale du niveau du lac est à la descente.

Concernant l'altitude maximum atteinte par la transgression II, l'altitude de Y4 qui l'enregistre paraît trop élevée par rapport (i) aux altitudes des dépôts de la séquence II dans l'Engil (>1715 m) et la Bendimahi (>1717 m), et (ii) à l'altitude du seuil. Nous avons relevé plus haut la présence de failles post-dépôt dans les formations littorales de ce site ; ce système de faille(s) normale(s) (extension) a provoqué, dans les dépôts, une cassure d'un rejeu de 3 m (*cf.* p. 183). Alors que rien n'indique qu'un soulèvement à plus petite échelle n'ait pas dépassé cette amplitude, une déformation de 3 m pour des dépôts aujourd'hui à 1739 m suffit à obtenir une altitude très proche de celle du seuil actuel (1735 m). Le maximum atteint par cette seconde grande transgression ne dépasse donc jamais 1735 m dans les enregistrements sédimentaires des vallées ; il est donc « conforme » à une configuration paléohydrographique « récente » proche de celle que le bassin connaît actuellement (*cf.* ch. 10). Il se pourrait alors que le seuil de 1735 m dans la Küçüksu-Güzeldere ait donc été déjà formé et que le lac, atteignant cette cote, se soit alors déversé dans le bassin du Tigre, ce qui, *de facto*, empêche toute hausse du niveau d'eau supplémentaire [Mouralis *et al.*, 2010 ; Kuzucuoğlu *et al.*, 2010 ; Akköprü, 2011].

II.3. Une séquence fluvio-lacustre complexe signalant un troisième cycle lacustre (III)

Notre chronostratigraphie met en évidence une troisième séquence, associée à un cycle III, particulièrement bien conservée dans les deux vallées les plus larges : la Karasu et l'Engil (fig. 8-3).

II.3.a. Une séquence très développée dans la vallée de la Karasu

Dans la basse vallée de la Karasu, où la plupart des morphologies sont construites dans des dépôts de cette séquence III, la géométrie des dépôts s'avère complexe et difficile à établir. Les données morphosédimentaires que nous avons compilées sont concentrées en amont de la basse vallée actuelle (Yumrutepe et Köprübaşı), et en aval à proximité du lac actuel (Zeve). Du fait de la distance importante et du faible nombre d'affleurements entre ces deux sites, les connexions que nous établissons reposent sur des unités stratigraphiques dont les altitudes sont difficilement corrélables (*cf.* ch. 6). Dans la basse vallée de l'Engil, les séquences de Dönemeç et des Abricots sont, en l'absence de coupes entre ces deux sites, également difficilement corrélables.

En amont de la basse vallée de la Karasu, la coupe de la Discordance à Yumrutepe a permis de mettre en évidence l'emboîtement, dans la séquence II, d'une séquence alluviale IIIa très développée (Y1) et attribuée à un troisième cycle. Il s'agit là d'un des deux seuls exemples, avec le Grand ravin (*cf. infra*), de relation stratigraphique claire entre les séquences sédimentaires du cycle II et III.

Les dépôts qui marquent le début de cette séquence ont été observés dans le Grand ravin et à Köprübaşı (K2). Le Grand ravin a enregistré l'évolution géomorphologique de la vallée durant le cycle III (fig. 8-5). On y observe tout d'abord un emboîtement (altitudes similaires pour des unités à faciès différenciés et contact érosif) entre les dépôts laminés argilo-limoneux de la transgression II (IIa, GR3) et les dépôts plus sableux et limoneux de la transgression III qui les recouvrent par un contact d'érosion (IIIe, GR3). A GR5, l'unité alluviale IIIa recouverte par une unité lacustre IIIb marque donc le début de ce cycle III à 1683 m. Comme à Y1 cette unité alluviale indique un recul important du lac lors de la régression qui termine le cycle II. Une position basse du niveau du lac post-cycle II aura entraîné l'aggradation sédimentaire dans la paléo-Karasu au débouché actuel du Grand ravin. A Köprübaşı, les dépôts alluviaux à la base de la séquence (1680 m, soit +3 m seulement en dessous de la base de l'affleurement de IIIa à GR5) correspondent également à cette phase d'aggradation de la rivière qui aura accompagné le début de la transgression un peu plus à l'aval. Le dépôt lacustre de K1 (IIIb-1686 m) qui recouvre ces alluvions marque l'intrusion du lac dans ce secteur amont pendant la transgression III (fig. 8-4, 2). La coupe GR5 montre que des *bottomsets* (IIIb) sont interrompus par une unité alluviale qui signale une interruption de la transgression au début de la séquence III.

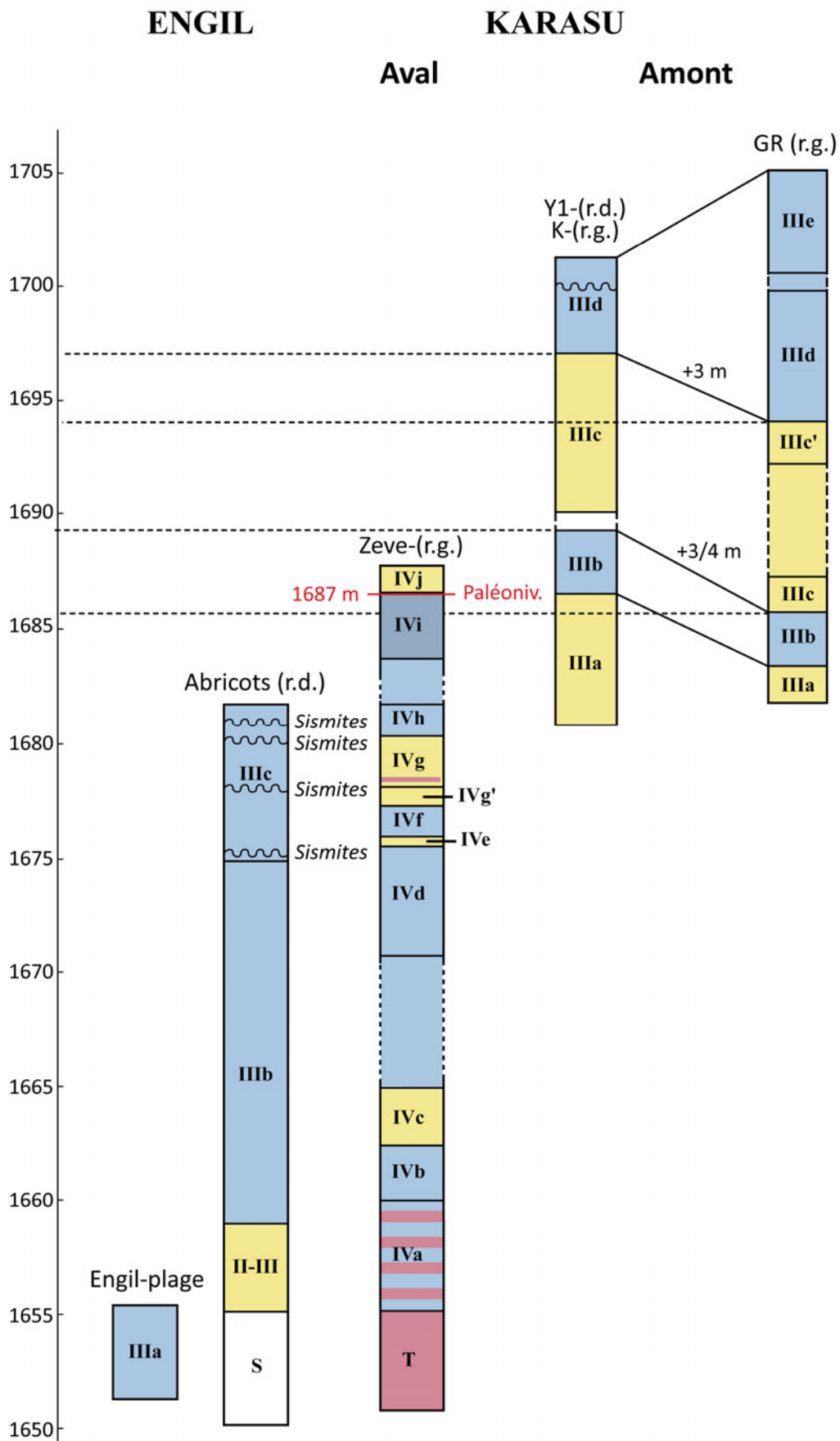


Figure 8-3. Synthèse de la séquence III

La suite de la séquence III est présente dans la coupe GR4 où l'unité de base alluviale (IIIc') se corrèle avec l'unité IIIc de GR5. Cette géométrie est confirmée par la présence, sur l'autre rive, du début du remplissage alluvial de Y1 à une altitude équivalente (1686 m). Les dépôts de Y1 (IIIc), équivalents en succession continue des unités IIIc et IIIc' du Grand ravin, sont alors le témoignage de la continuité de la remontée du niveau du lac depuis une position plus en aval, obligeant la rivière à l'aggradation. L'amplitude de la régression intermédiaire est difficilement mesurable. Nous ne pouvons que noter un niveau d'incision à 1686 m (+14 m au-dessus de la rivière actuelle) qui indique un niveau de base relativement bas. Pour une pente de profil longitudinal équivalente à l'actuelle on obtient un niveau de base à 1662 m (fig. 8-4, 3). Le décalage entre les unités alluviales de GR4 et GR5 témoigne d'une paléo-topographie irrégulière incisée dans les dépôts antérieurs appartenant à II voire I.

L'unité IIIId à GR4 témoigne du retour de la sédimentation lacustre en scellant les dépôts alluviaux précédents (IIIc-IIIc'). Cette séquence transgressive se poursuit, jusqu'à 1705 m (fig. 8-4, 5) avec les dépôts de *bottomsets* faiblement laminés et relativement grossiers de l'amont du Grand ravin (GR3), plus laminés vers l'aval (GR4 et GR5). On y observe, pour la même transgression, une transition entre une sédimentation plus distale (IIIb-IIIId) et une sédimentation plus proximale de la cuvette lacustre (IIIe). La partie proximale (sableuse), marquant une hauteur d'eau plus faible, est nettement érodée (GR3) supposant un niveau maximum du lac ≥ 1705 m (fig. 8-4, 5). Au moment où se déposent les *bottomsets* sablo-limoneux de la coupe GR4 (IIIb) du Grand ravin se déposent ceux de Köprübaşı (IIIb).

Au début de cette troisième transgression, l'inondation dans les secteurs élevés a sûrement été rapide, le temps cependant que se déposent les *bottomsets* du Grand ravin et de K1. En effet, ce second épisode transgressif (fig. 8-4, 5) est également déduite des dépôts de *bottomsets* à sismites de K1 (IIIId à 1700 m). Selon notre chronostratigraphie, cette unité de K1 est postérieure aux dépôts alluviaux de Y1 ce qui signifie que l'unité IIIId a été préservée de l'action de l'incision fluviale associée à la plaine alluviale actuelle. Le promontoire de Köprübaşı se serait retrouvé à l'écart du lit de la rivière, qui devait être localisé plus à l'ouest qu'aujourd'hui. Le second épisode transgressif du cycle III a été rapide, et a atteint un niveau maximum associé à l'unité IIIe au Grand ravin (1705 m). Ensuite le lac s'est retiré, là encore rapidement et sur de très longues distances jusqu'au paléoniveau de Zeve à 1687 m (*cf. infra*) laissant à l'émersion le plancher de sa cuvette et les dépôts de la série III accumulés (fig. 8-4, 6).

D'après notre schéma (fig. 8-3), les dépôts situés à l'aval de la vallée (jusqu'à Zeve) sont corrélés à ceux de l'Engil, ce qui les fait appartenir au même cycle sédimentaire (III). Dans la Karasu, ils ont été déposés au fond du lac et à l'aval du système sédimentaire quand l'amont fonctionnait en environnement fluviale. Ils seraient donc corrélatifs de la phase de régression intermédiaire repérée à GR4-GR5 et Y1 (fig. 8-4, 3), pendant laquelle le niveau du lac est descendu à 1693 m.

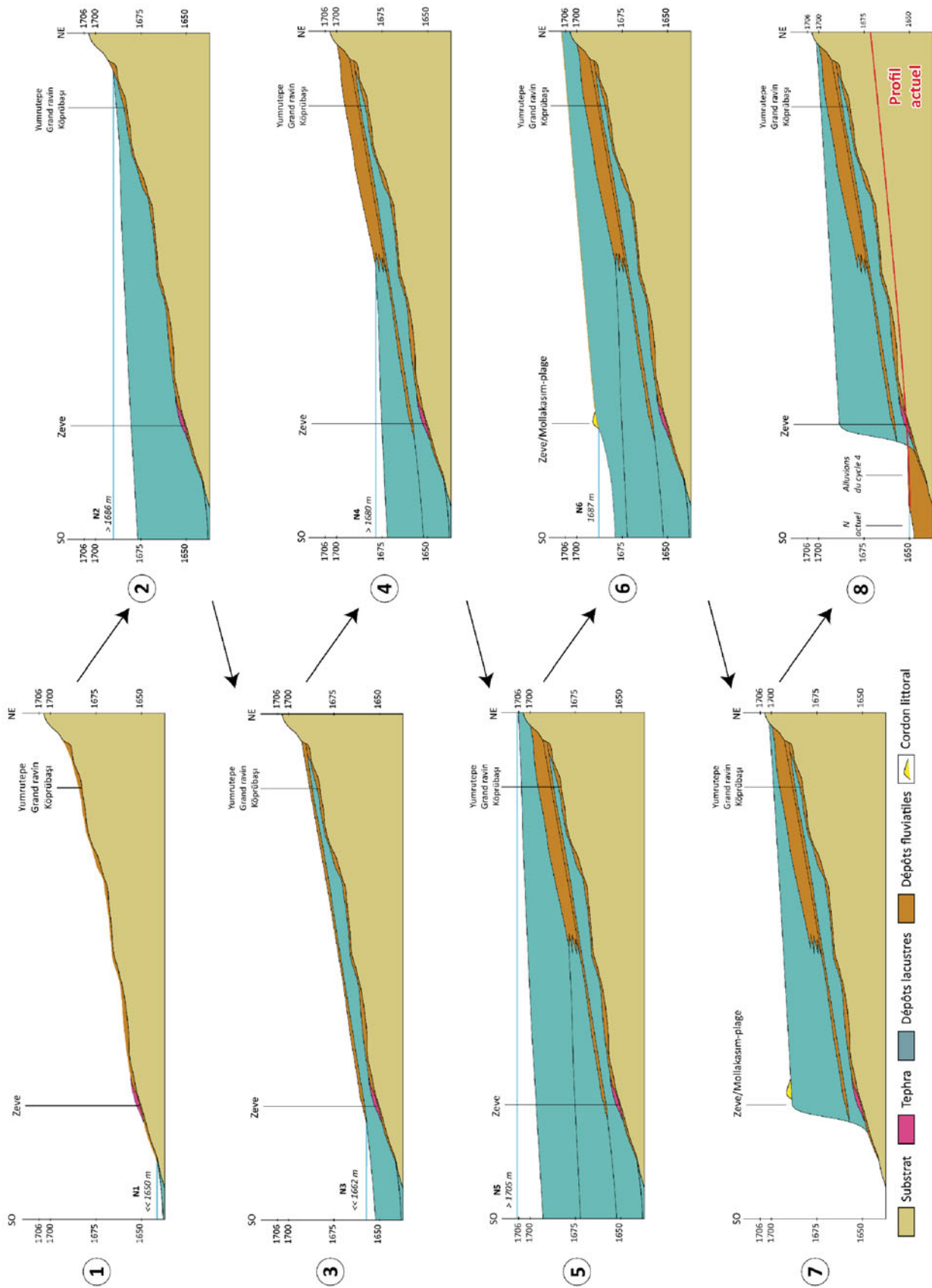


Figure 8-4. Reconstitution paléogéographique (profil en long) de l'évolution de la vallée de la Karasu durant le cycle III

Ce qui caractérise le cycle III, c'est l'alternance dans les séquences des faciès alluviaux et lacustres (fig. 8-3). Dans un schéma amont-aval, cet aspect se comprend facilement : quand il y a remontée du lac à l'aval, la paléo-rivière exhausse son lit en amont. Cependant, on constate que cette alternance existe également dans les dépôts des sites proches des embouchures actuelles. Au site de Zeve, les séquences observées oscillent entre unités alluviales et unités lacustres. En effet les unités alluviales (Za, Zb, Zc et Z-ouest) y sont intercalées dans des séquences lacustres, ce qui signifie que la transgression du cycle III n'a pas été régulière. Les dépôts lacustres supérieurs de Zeve-ouest à 1685 m correspondent aux derniers sédiments déposés par le lac à la fin de la transgression III.

II.3.b. La séquence III dans la vallée de l'Engil

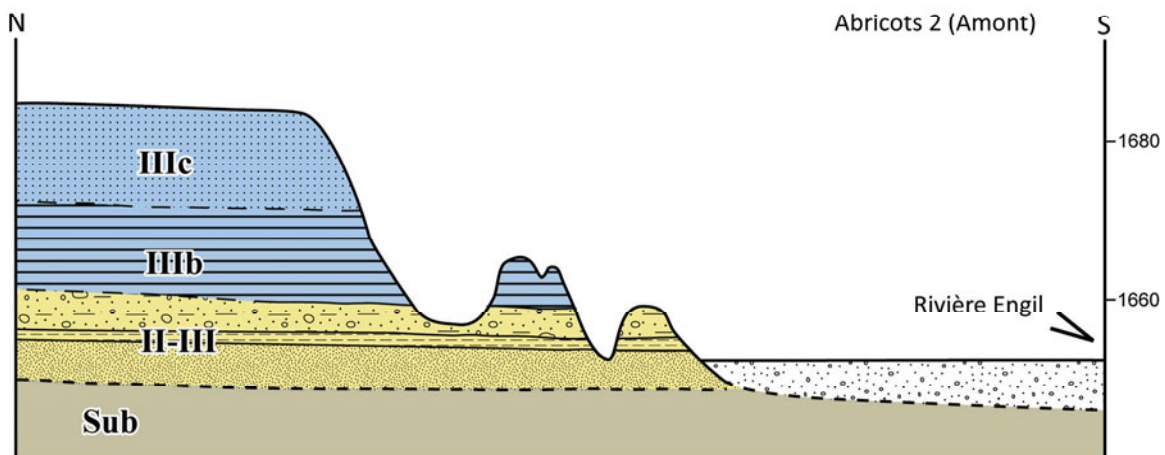
Dans cette vallée, des sites sont susceptibles de contenir le contact entre la séquence II et la séquence III bien que celui-ci n'ait pas pu être observé dans les séquences. Les altitudes (entre 1705 et 1712 m pour II et entre 1660 et 1685 m pour III), la géométrie des séquences et les faciès tendent à montrer qu'il s'agit de deux transgressions distinctes et suggèrent un emboîtement séparé par une phase d'érosion comme à Yumrutepe (*cf. infra*). Ce modèle d'interprétation dépend de l'interprétation que l'on fait de la succession observée dans la coupe des Abricots (fig. 8-5).

Dans la vallée de l'Engil, les *bottomsets* à la base de la coupe des Abricots, dont le sommet est à 1685 m, correspondent par leur position stratigraphique et leurs altitudes, à ceux de Zeve. Leurs faciès sablo-limoneux, notamment pour les dépôts supérieurs, concordent avec les faciès plus proximaux de la partie supérieure de Z-ouest.

Dans la Bendimahi, cette séquence fluvio-lacustre ne semble pas avoir été conservée. Etrangement, on n'y retrouve aucun dépôt lacustre ou fluvio-lacustre à des altitudes comprises entre 1657 m (base Zb) et 1705 m (IIIe au Grand ravin) qui puissent correspondre au cycle III. La continuité de la séquence de Muradiye-ville ne permet pas d'envisager une quelconque superposition de deux cycles sédimentaires distincts. Aucune discordance ou emboîtement dans les séquences n'a été mise en évidence. Les dépôts associés au cycle III sont donc sûrement fossilisés sous le remplissage de la large plaine aval. Plusieurs hypothèses expliqueraient le fait que l'on ne puisse pas avoir accès aux dépôts de la transgression III :

- la régression du cycle III (ultérieure aux dépôts) a entraîné l'érosion totale de ces dépôts.
- ces dépôts sont enfouis à l'endroit de la plaine sous une couverture sédimentaire déposée par une transgression ultérieure (IV). Seule la subsidence de cette large plaine, accentuée par le poids des sédiments lacustres, pourrait expliquer cet enfouissement et la position inversée de ces dépôts par rapport aux dépôts plus anciens.

Interprétation à partir des affleurements disponibles (limités)



Interprétation proposée avec l'hypothèse d'un emboîtement des séquences

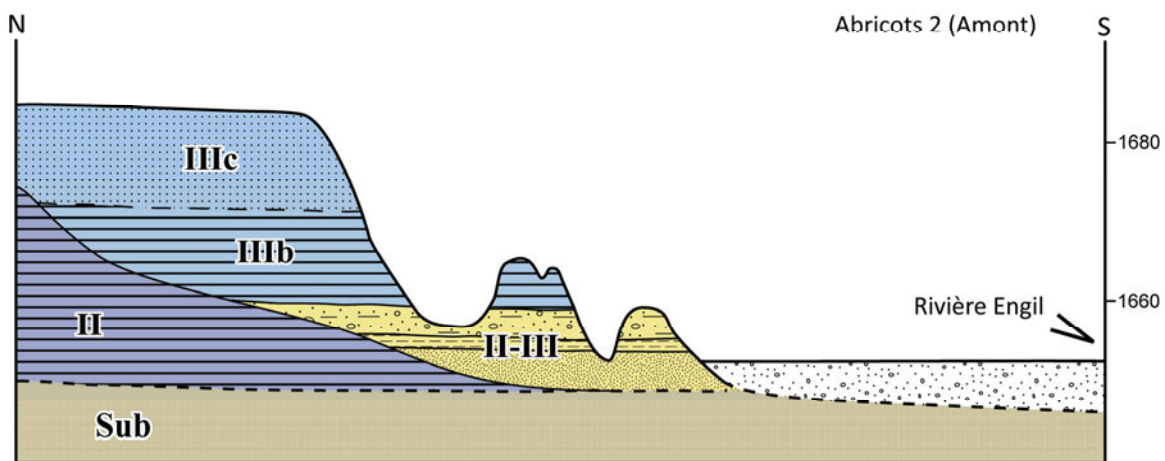


Figure 8-5. Modèles stratigraphiques possibles pour le site des Abricots

II.3.c. Et dans la Bendimahi ?

Des dépôts correspondant à la séquence III ont été observés au Nord-Ouest de l'embouchure de la Bendimahi, au site de Kırklar (localisation, fig. 4-2, p. 128). Ce site, qui a fait l'objet de mesures altimétriques au DGPS⁶⁵, est important car il expose à proximité de l'embouchure de la Bendimahi (mais en dehors de son bassin versant) des dépôts lacustro-deltaïques corrélés à la séquence III. Les dépôts de Kırklar, entre 1670 et 1700 m correspondent notamment à un cône deltaïque déformé et faillé (*cf.* ch. 9) dont la séquence est recouverte par des dépôts volcaniques (tufs) à 1690 m. Les altitudes compatibles complètent notre modèle de séquences pour cette partie du bassin versant du lac et viennent renforcer l'hypothèse d'une

⁶⁵ Cf. annexe

subsidence de la plaine terminale de la Bendimahi qui n'aurait pas affecté les dépôts Kırklar. Deux niveaux brûlés sous des tephres y ont été datés par radiocarbone (*cf.* ch. 9).

III. Synthèse et corrélations pour les terrasses

L'étude des trois vallées a permis de mettre en évidence des systèmes de terrasses présentant dont les niveaux présentent altitudes différentes d'une vallée à l'autre, d'amont en aval d'une vallée et d'une rive à l'autre de la rivière. Ces systèmes diffèrent également par les types de terrasses témoignant de processus de formation distincts. Il est possible néanmoins d'établir des corrélations altitudinales permettant de regrouper les différents niveaux de terrasse entre (i) des hautes terrasses, (ii) des terrasses intermédiaires et (iii) des basses terrasses (fig. 8-6).

III.1. Les hautes terrasses

A l'amont des systèmes de terrasses de la Karasu, de l'Engil et de la Bendimahi, les hautes terrasses présentent des surfaces positionnées entre 1743 et 1715 m (fig. 8-6). Il s'agit de terrasses d'érosion dont les surfaces sont plus ou moins inclinées. Ces hautes terrasses sont toutes sous-tendues par des sédiments lacustres ou fluvio-lacustres. Les plus hautes culminent à 1743 m (T1) dans l'Engil et 1740 m (T1) dans la Karasu. A Yumrutepe, elles sont beaucoup plus inclinées que les autres. Cette inclinaison peut s'expliquer par des processus de regradation plus marqués lors du retrait du lac, voire par une déformation tectonique (soulèvement/basculement) postérieure à l'incision de la terrasse. La morphogenèse par des processus de regradation explique la terrasse T2 (1725-1720 m) qui est la deuxième plus haute terrasse observée dans les trois vallées. La pente plus forte de ces terrasses avec respectivement 6 et 3% pour T1 et T2, s'explique également, par la présence de dépôts de pente plus récents.

Dans la Bendimahi, la terrasse T1 est à 1720 m, altitude intermédiaire entre T1 dans la Karasu et T1 dans l'Engil (Dönemeç). Sa surface y est beaucoup moins inclinée (0,1%) que celle de T1 et T2 à Yumrutepe ; les processus de nivellement qui ont suivi le retrait du lac semblent donc y avoir été peu actifs. En revanche, la morphogenèse de son rebord répond à des processus d'érosion en falaise (*cf.* ch. 7). Dans la vallée de l'Engil, la terrasse sous-tendue par des dépôts lacustres la plus haute est la terrasse T2 de Dönemeç à 1715 m (fig. 8-6).

La relation entre T1 et T2 a été étudiée à Yumrutepe, où elles sont étagées, taillées dans la même accumulation sédimentaire, celle du cycle II. On constate que la réalité est plus complexe que le schéma théorique présenté dans le chapitre 3, notamment du point de vue de la nature des formations nivelées par ces deux terrasses étagées. En effet, si T1 est incisée dans les dépôts littoraux supérieurs de l'accumulation II, en revanche T2 est incisée dans des dépôts profonds et vraisemblablement une partie des dépôts deltaïques.

Ailleurs, la relation entre ces hautes terrasses et les terrasses dites « intermédiaires », révèle une évolution encore plus complexe. A Dönemeç, où pourtant les terrasses non appariées T2 et T2' montrent une relation d'étagement au-dessus des terrasses T3 et T3' inférieures, l'emboîtement des dépôts sous-tendant T2 témoigne d'aspects « polygéniques ».

L'interprétation « régressive » de ces hautes terrasses T1 et T2 implique que chacune d'entre elles marque un palier dans la régression qui a suivi le maximum lacustre du cycle II. Ces hautes terrasses témoignent donc de la longue durée de la phase de retrait du lac, ainsi que d'interruptions longues de ce retrait (phases de stagnation du niveau du lac).

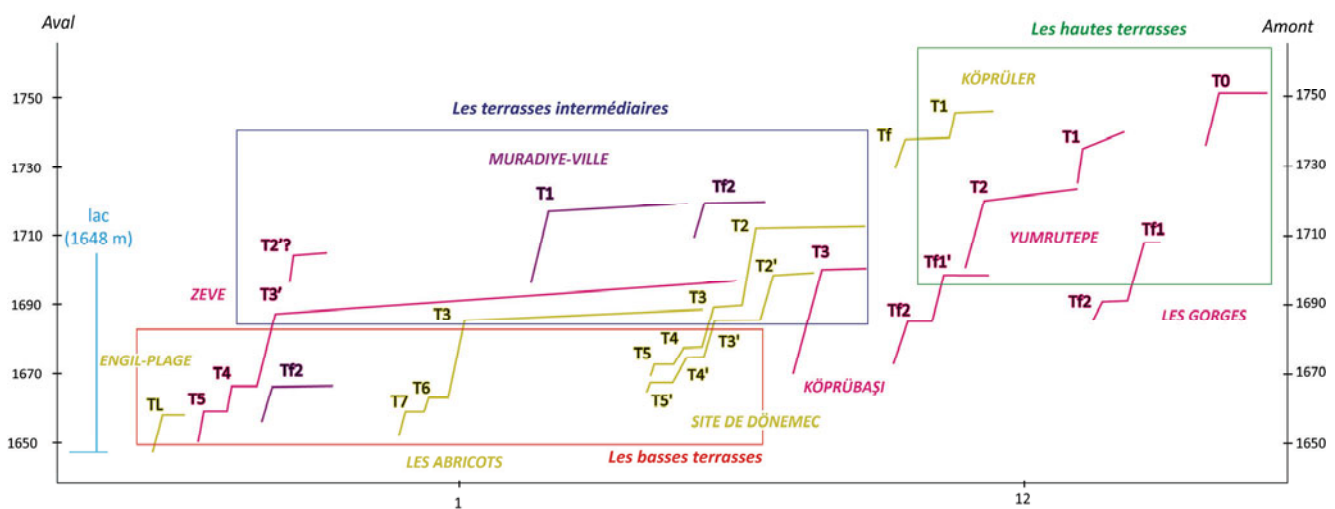


Figure 8-6. Synthèse des niveaux de terrasse pour les trois vallées

III.2. L'emboîtement des terrasses intermédiaires dans les hautes terrasses

En général, la surface des terrasses intermédiaires est développée sur de vastes espaces ; elles forment donc les principales formes observées dans les topographies. Dans la Karasu, on distingue la terrasse T3 à 1702 m à Köprübaşı et son équivalent à Zeve à 1688 m (fig. 8-6 et 6-3 p. 176). Cette dernière terrasse correspond à la terrasse T3 à 1685 m d'altitude au site des Abricots dans la vallée de l'Engil. L'élaboration de ces terrasses (intermédiaires en termes d'altitude) correspond aux épisodes de régression du lac qui terminent le cycle III. Dans le modèle morphostratigraphique que nous proposons, elles sont (pour T3 Karasu et T3 Engil) emboîtées dans les terrasses supérieures. Il n'a pas toujours été facile de mettre en évidence la discordance stratigraphique (qui témoigne de cet emboîtement) dans les dépôts sous-tendant ces terrasses. Elle a été identifiée à Yumrutepe et au Grand ravin entre les accumulations du cycle II et celle du cycle III. En revanche elle n'a pas pu l'être clairement dans l'Engil où les dépôts de Dönemeç et ceux des Abricots sont géographiquement déconnectés et où le contact n'a donc pas pu être observé (fig. 8-5).

III.3. Des terrasses intermédiaires emboîtées et étagées

Les terrasses T3 (1686 m) et T3' (1690 m) à Dönemeç semblent emboîtées dans les terrasses T2 (1715 m) et T2' (1699 m) (fig. 8-6). La relation entre les dépôts lacustres sous-tendant les T3 et T3' et les terrasses « inférieures » T4 et T4' correspond à un étagement. Bien que proches des terrasses T3 (comme aux Abricots) par leurs altitudes, les terrasses T3 et T3' de Dönemeç s'inscrivent dans un système plus complexe qu'aux Abricots où la rivière ajuste son profil amont. Ces gradins qui regardent vers la vallée et non vers le lac témoignent d'une dynamique fluviatile commandée par la baisse du niveau du lac. Ces terrasses confirment (*cf. supra*) que la régression terminant le cycle III s'est faite par à-coups. La dynamique de formation de ces terrasses T3 et T3' à Dönemeç indique un raccordement au même niveau de base que pendant l'élaboration de T3 aux Abricots. La figure 7-9 montre la très faible pente de la surface de cette terrasse suggérant une morphogenèse par retrait continu du lac. Le système de terrasse en léger décalage altitudinal de part et d'autre de la vallée de l'Engil témoigne de l'encaissement d'un lit à méandres, incisant une plus large vallée dans les sédiments tendres du cycle III, encaissement suffisamment rapide et continu pour qu'aucun plaquage alluvial n'ait enregistré de dynamique de transport fluviatile dans la vallée pendant la régression.

III.4. Les basses terrasses étagées et érodées dans le substrat

De basses terrasses, présentes à l'aval de la Karasu et aux Abricots, témoignent des très bas niveaux de régression atteints par le lac après le maximum lacustre du cycle III. Ces terrasses érodent des formations fossilisées sous les séquences lacustres et fluvio-lacustres. A Zeve-nord, la terrasse T4 à 1670 m s'inscrit dans des argiles tertiaires basculées et dans des formations alluviales anciennes exhumées encore partiellement recouvertes par les dépôts transgressifs du cycle III. Au Ravin de la vache, près de l'embouchure de la Karasu (1661 m), la terrasse T5 est incisée à la fois dans les unités lacustres proximales remaniant des ponces et dans la retombée ponceuse en place sous-jacente.

Dans la vallée de l'Engil, les basses terrasses T4 (1675 m) et T4' (1677 m) à Dönemeç (fig. 8-6), s'inscrivent dans les dépôts lacustres de la base de la séquence du cycle II (ou I ?) mais elles ont été formées pendant la régression du cycle II. Au même lieu, les terrasses T5 (1667 m) et T5' (1668 m) sont emboîtées dans les terrasses supérieures ; elles sont incisées dans des formations de stromatolithes développées sur des alluvions grossières conglomératiques de l'intercycle II-III, ensemble qui sous-tend le talus du lit majeur actuel de la rivière Engil. Aux Abricots, les terrasses T6 et T7 incisent à la fois les formations du cycle III (T6) et du substrat non-lacustres (alluvions conglomératiques différentes de ceux de Dönemeç). Ces basses terrasses témoignent d'un niveau de base très bas, très probablement inférieur au niveau actuel.

IV. Elargissement de la synthèse à l'ensemble du bassin versant du lac

IV.1. Les dépôts sédimentaires des autres sites connus

Dans les vallées de la Zilan et de la Kotum-Küçüksu, on retrouve des séquences similaires à celles des autres vallées étudiées.

IV.1.a. Le cycle I dans la vallée de la Zilan

Située au nord du bassin lacustre, la vallée de la Zilan offre en coupe des affleurements de dépôts argileux rythmés dans des configurations comparables à celles observées dans les vallées de la Karasu et de l'Engil. Aux sites de Çatakdiibi (partie médiane de la basse vallée de la Zilan, en rive gauche, à 20 km d'Erciş – cf. fig. 1-3) et de Gözütok, des dépôts argileux aux lits brun et ocre (pl. 7, photo a) semblables à des varves et gorgés d'eau rappellent les argiles rythmées des sites amont de la vallée de la Karasu. Ces formations correspondent à une phase transgressive ayant atteint des niveaux que les transgressions suivantes n'ont plus atteints. On les retrouve à la base des affleurements (talus de la terrasse principale –cf. *infra*- à Çatakdiibi) et à l'amont de la vallée, à 1696 m à Gözütok, en bordure de rivière soit dans une position semblable aux argiles bleues à la coupe du berger (Karasu). A l'aval, ils forment l'assise de tous les dépôts fluvio-lacustres ultérieurs. Vu leurs caractères sédimentologiques et leur position morphostratigraphique et altitudinale très similaires à ceux du cycle I dans la Karasu, ils sont interprétés comme des dépôts correspondant à la transgression I [Kuzucuoğlu *et al.*, 2010].

Au nord-est d'Erciş, des *bottomsets* limono-sableux laminés ont été repérés et mesurés à 1752 m d'altitude. Leur altitude indique qu'ils ne peuvent appartenir qu'au cycle I ; leur faciès plus proximaux évoquant les *bottomsets* de Köprüler et du Ravin des buses.

IV.1.b. Des séquences lacustro-deltaïques post-cycle I dans les vallées de la Kotum et de la Zilan

Des séquences montrent des successions de *bottomsets* et de *foresets* dont les faciès sont similaires à ceux de Yumrutepe, de Zeve, des Abricots ou de Muradiye-ville. Cependant, dans la vallée de la Zilan, aux environs de Çatakdiibi, ces dépôts sont situés à des altitudes comprises entre 1675-1690 m, ce qui en fait plutôt des dépôts transgressifs du cycle III. Les dépôts du cycle II n'ont pas pu être clairement identifiés, sauf en affleurement à la base de ces dépôts dans un schéma d'interprétation proche de celui des Abricots (fig. 8-5).

Dans la vallée de la Kotum, des unités lacustro-deltaïques, situées à des altitudes entre 1695 m et 1725 m (Çöp, à 5 km au sud de Tatvan, cf. fig. 1-3), correspondent à la séquence transgressive du cycle II [Kuzucuoğlu *et al.*, 2010 ; Akköprü 2011].

On constate que chaque vallée a ses caractères morphologiques propres, et de ce fait n'enregistre pas les mêmes cycles ni ne présente la même chronostratigraphie. Cependant, il faut noter que tous les contacts discordants ou discontinuités qui signalent un changement de séquence sédimentaire n'ont pas tous pu être mis en évidence. Dans la vallée de la Kotum, l'aspect resserré de la vallée dans un contexte pyroclastique contraignant (ignimbrites épaisses, cf. ch. 10) n'a permis que très localement la conservation des dépôts lacustres les plus récents [Akköprü, 2011].

IV.2. Les systèmes de terrasses dans les autres vallées

IV.2.a. Les hautes terrasses dans les vallées de la Zilan et de la Kotum

La vallée de la Zilan est la seule, par la taille de son bassin versant notamment, à avoir pu conserver, à son amont, des dépôts très anciens perchés dans lesquels s'est développée une terrasse à 1755 m (+108 m) dans les hauteurs du site de Gözütok [Kuzucuoğlu *et al.*, 2010]. Cette terrasse est comparable à celle de Toki (T0-1751 m) ou à celle de Y4 (T1-1745 m).

Il existe également des niveaux inférieurs mais encore très élevés qui sont, eux, comparables à la terrasse T2. En effet, dans les vallées de la Zilan et Kotum, un haut niveau de terrasse a pu être mesuré à 1725 m (+77 m). Un second niveau autour de 1720 m (+72 m) est, lui, comparable à la terrasse T1 de la Bendimahi.

IV.2.b. Les terrasses intermédiaires dans les vallées de la Zilan et de la Kotum

Les niveaux de terrasses intermédiaires identifiées dans ces deux vallées donnent des niveaux à 1711 m (+63 m), 1708-1706 m (+60 et +58 m). Ces terrasses sont respectivement comparables à T2 dans l'Engil et à l'amont de T3 dans la Karasu [Kuzucuoğlu *et al.*, 2010].

A l'aval de la Zilan, se dessine un vaste plan incliné dont les altitudes d'amont en aval sont comprises entre 1696 m et 1693 m (+48 m et +45 m). Ces altitudes sont proches de celles de la terrasse T3 entre Köprübaşı et Zeve dans la vallée de la Karasu. Comme à Köprübaşı, cette terrasse d'érosion recoupe les dépôts de la séquence lacustro-deltaïque qui reposent sur les varves du cycle ancien (I).

A la sortie de la vallée de la Kotum, on retrouve une haute terrasse à 1705 m (pl. 10, photo h, p. 115) sous-tendue par les dépôts lacustro-deltaïques [Mouralis *et al.*, 2010 ; Kuzucuoğlu *et al.*, 2010 ; Akköprü, 2011]. Dans la vallée de la Kotum, des terrasses, en rive droite, plus basses que la haute terrasse de la rive gauche, montrent un étagement (pl. 10, photo i, p. 115).

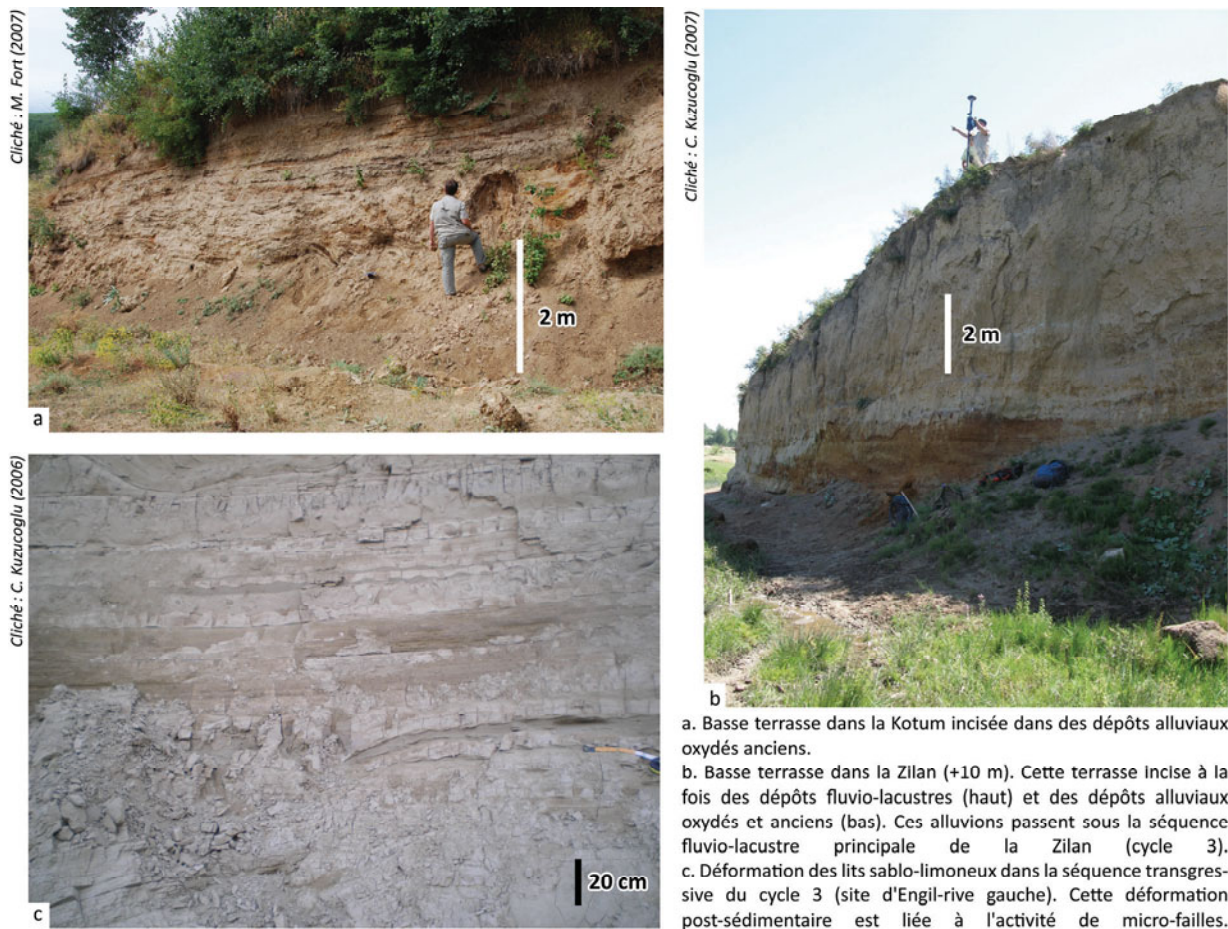


Planche 12. Les autres sites autour du lac : basses terrasses et déformation sédimentaire

IV.2.c. Les basses terrasses

Les basses terrasses sont plus rares que dans les vallées de la Karasu et de l'Engil où les systèmes, très développés, ont été incisés en plusieurs phases lors de la régression de grande amplitude qui termine le cycle III.

En bordure du lit majeur de la Zilan, affleurant sous les dépôts transgressifs du cycle III, une basse terrasse à 1660 m (+12 m) est formée de dépôts alluviaux oxydés (pl. 12, b) qui contiennent un paléosol fossile. Il s'agit d'une ancienne terrasse alluviale exhumée, semblable à celle appelée « T4 » à Zeve. Des dépôts alluviaux anciens similaires, oxydés et découpés en terrasse lors de la régression post-cycle III, se retrouvent aussi dans la vallée de la Kotum (rives gauche et droite) à une altitude équivalente (~ +10 m ; cf. pl. 12, a).

V. Les cycles lacustres mis en évidence pour le lac de Van

V.1. Le cycle I

Notre chronologie relative (fig. 8-7) débute avec un premier cycle qui correspond aux formations lacustres conservées les plus anciennes qui sont aussi les plus hautes car jamais un niveau postérieur n'a atteint ni dépassé le maximum de ce premier cycle. La transgression de ce premier cycle, d'un point de vue sédimentaire, est enregistrée principalement par des dépôts lacustres offshore rythmés voire varvés qui lui sont caractéristiques (argiles) ; structure très finement laminée ; couleurs « bariolées » ; argiles gorgées d'eau ruisselante sur les coupes. Ces dépôts sont avant tout caractérisés par une forte quantité d'eau et par leur aspect très finement laminé. La transgression du cycle I a atteint un niveau maximum d'au moins 1751-1752 m (+103-104 m) auquel correspondent les dépôts de Toki et de la Zilan. Si la transgression du cycle I est relativement bien enregistrée dans les archives sédimentaires, sa régression n'apparaît dans aucun enregistrement sédimentaire ni dans les morphologies de surface observées. Les paléotopographies fossilisés sous les dépôts plus récents montrent que l'incision de la régression qui sépare les cycles I et II a été très profonde. Par conséquent, le niveau lacustre correspondant au maximum de la régression I-II a été très bas, à une altitude « minimum » qu'il est difficile d'estimer. La faible représentation des dépôts de ce cycle est liée à l'âge et à la faible conservation des dépôts à cause : a) de la profonde et longue incision qui a entraîné le déblaiement des dépôts et b) lorsque le contexte morphologique en lien avec la structure ne s'y prête pas comme dans la Bendimahi (coulées de lave) voire dans l'Engil⁶⁶ (bassin tectonisé). Dans la Karasu, la morphologie plus « ouverte » de la partie aval de la vallée a permis une meilleure conservation des dépôts du cycle I et il semble qu'elle ait été renforcée localement dans la dépression au nord de Yumrutepe vraisemblablement fermée par un seuil structural (fig. 6-3, p. 176).

V.2. Le cycle II

Dans les trois vallées, le second cycle lacustre se caractérise principalement par une longue séquence lacustro-deltaïque qui a rempli les secteurs aval actuels, séquence relativement complète du point de vue des milieux de sédimentation. L'amplitude en coupes des séquences associées au cycle II suppose une très bonne conservation des dépôts. Les affleurements les plus bas sont à des altitudes similaires dans les trois vallées étudiées. Les paléoniveaux identifiés au sommet des accumulations deltaïques, qui caractérisent les séquences du cycle II dans la Karasu et la Bendimahi, ne correspondent pas à des niveaux maxima. Seuls les dépôts littoraux de Y4 enregistrent un niveau lacustre maximum, aujourd'hui placé à 1739 m d'altitude (*cf. infra*). Mais cette altitude ne semble pas être l'originale puisque ces dépôts sont faillés.

⁶⁶ Dans cette vallée beaucoup plus vaste, les dépôts correspondant au cycle I n'ont peut-être pas été trouvés.

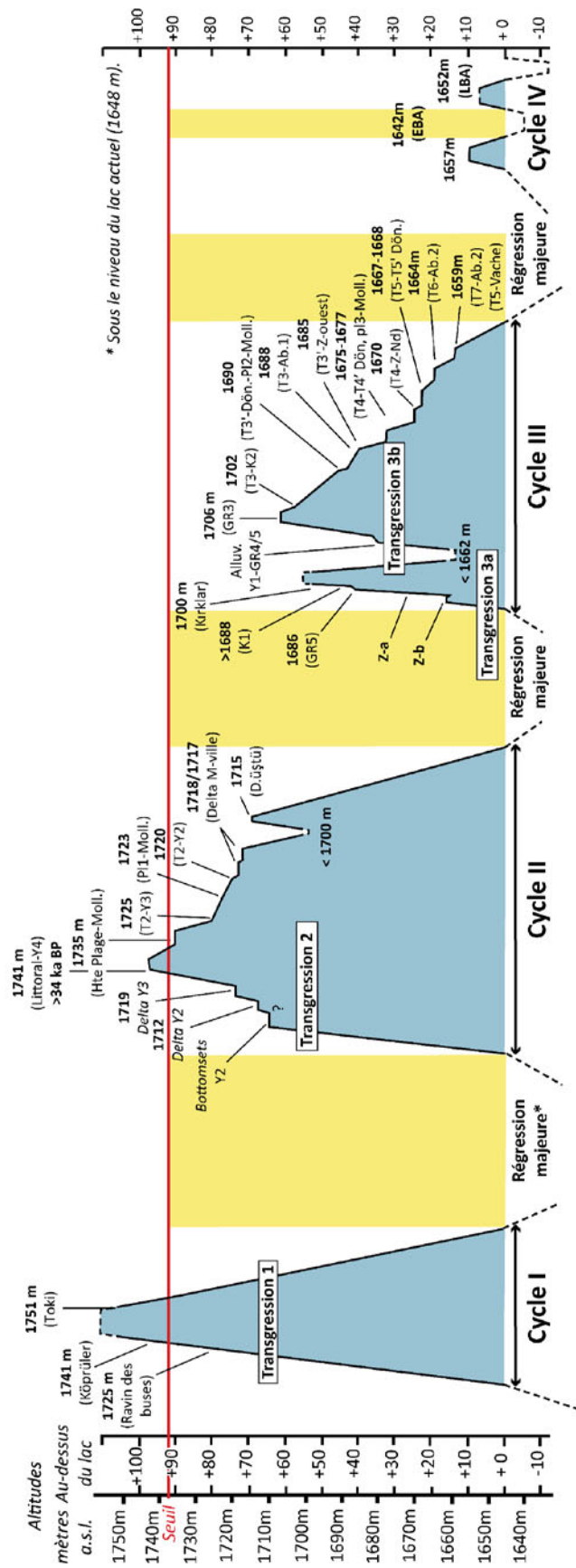


Figure 8-7. Les cycles du lac de Van (chronologie relative)

La régression du cycle II se caractérise par une longue descente du niveau du lac qui s'effectue par paliers entre lesquels se produit un épisode transgressif à 1715 m. Les paliers sont mis en évidence grâce à des terrasses à la fois étagées et emboîtées : T1, T2 dans la Karasu, T1, T2 et T2' dans l'Engil, T1 à Muradiye-ville et les deux plus hauts niveaux de plage à Mollakasım (1723 m et 1709 m) qui correspondent aux surfaces de T1 et T2 partout ailleurs. L'altitude minimum du niveau du lac à la suite de la régression du cycle II (dont les altitudes sont inférieures à l'altitude de la base des dépôts du cycle suivant (III) ou de formations intermédiaires) a été égale ou inférieure à 1650 m à l'aval de la Karasu (tephra raviné à la base de la coupe du Ravin de la vache) et à 1652 m à l'aval de l'Engil (dépôts lacustres biseautés à Engil-plage). La profondeur de l'incision des dépôts du cycle II, qui a été commandée par le niveau de base assez bas durant l'intercycle II-III a été importante ; elle s'exprime en effet dans les séquences par une forte discordance d'érosion entre les dépôts des cycles II et III. La régression du cycle II a été plus longue que la phase de transgression qui a précédé. Cette durée est cohérente avec la forte incision des dépôts et le retrait progressif par paliers du lac (fig. 8-7).

V.3. Le cycle III

Le troisième cycle lacustre débute par une remontée du niveau du lac qui recouvre les formes et les dépôts liés au cycle précédent (II) (fig. 8-7). Les séquences sédimentaires de ce cycle comprennent, comme aux Abricots et à Zeve, à la fois les dépôts essentiellement laminés, offshore, et des dépôts fluviaux. La transgression atteint d'abord un niveau ≥ 1686 m ; lui succède une régression, très rapide, intermédiaire. Le maximum lacustre du cycle III est atteint par la deuxième hausse du niveau, visible dans le Grand ravin, où la hausse de niveau du lac, encore une fois très rapide, atteint au moins 1705 m. C'est pendant ce pic transgressif qu'a été déposé l'essentiel des dépôts fluvio-lacustres que l'on trouve dans la vallée de la Karasu depuis Köprübaşı jusqu'à Z-ouest.

La phase de régression qui termine le cycle laisse à l'abandon de vastes surfaces qui, émergées, forment le plan sommital de la terrasse T3 correspondant à une surface de regradation. On peut suivre facilement dans le paysage cette terrasse depuis Köprübaşı jusqu'à Zeve. Le retrait rapide du lac explique la préservation de la morphologie de fond de lac et des dépôts dans les fonds de vallée de l'époque et la présence de dépôts de cordons littoraux tels ceux de Mollakasım (1699 et 1673 m). La rivière s'encaissant rapidement, aucun dépôt alluvial ne marque cette phase d'incision. Comme les précédentes, la régression du cycle III semble s'être effectuée par paliers une fois l'altitude 1687 m atteinte (paléoniveau « régressif » identifié à Z-ouest). A Mollakasım les morphologies signalent un palier à 1699 m dont l'altitude est cohérente avec l'altitude de T3 à l'amont (1702 m). Le retrait rapide du lac a conduit par surimposition dans les dépôts lacustres (jusqu'au substrat) à un encaissement des rivières principales soit dans

leurs lits antérieurs au cycle III ; soit ailleurs que le long d'un nouveau tracé ; c'est le cas à Zeve ou un ancien chenal a été identifié (fig. 6-14).

En outre, tout comme la régression du cycle II, la régression du cycle III connaît au moins un ressaut transgressif intermédiaire, avec une régression intermédiaire dont l'altitude est de 1676 m (base visible dans la stratigraphie des dépôts d'Abricots 1). Les impacts morphologiques de cette régression ont été identiques dans l'Engil comme dans la Karasu avec un minimum ≤ 1685 m, après un retrait continu du lac de 20 m. Puis, la régression du lac se poursuit comme en témoignent les morphologies d'érosion (basses terrasses) dans les fonds de vallée actuels (Karasu et Engil). La profondeur atteinte par la paléo-Karasu est alors nettement inférieure au niveau d'eau actuel puisque les rivières se sont incisées dans le substrat tertiaire non-lacustre.

V.4. *Le cycle IV*

Les dépôts et les morphologies associés à un quatrième cycle (IV) incluent les remplissages alluviaux des fonds de vallée actuels. Ils témoignent d'une remontée du niveau du lac après le minimum atteint à l'intercycle III-IV. Du fait de cette remontée, l'aggradation des rivières a conduit au remplissage de la plaine alluviale actuelle (fig. 8-4, 8). La nature du remplissage des basses vallées n'est pas connue ; elle est vraisemblablement fluvio-lacustre, car le lac semble avoir connu des variations de volume entre la fin du cycle III et aujourd'hui. En effet, certains sites archéologiques proches du littoral au débouché de rivières actuelles⁶⁷ témoignent de telles fluctuations du niveau du lac au moins entre 1642 m-1652 m et 1657 m [Kuzucuoglu *et al.*, 2010]. Actuellement la dynamique alluviale comme le développement de falaises lacustres indique une tendance à la remontée du niveau du lac (*cf.* ch. 2).

VI. Conclusion

L'approche morphosédimentaire appliquée aux trois vallées étudiées a permis de mettre en évidence trois cycles lacustres : (i) le cycle I dont seul le faciès lacustre de *bottomsets* semblables à des varves a été conservé ; (ii) le cycle II caractérisé par des faciès lacustro-deltaïques correspondant aux basses vallées immergées par un niveau à 1735 m ; (iii) le cycle III à faciès fluvio-lacustres ; et (iv) le cycle IV correspondant aux remplissages des vallées actuelles. Le cycle I a surtout été identifié dans la vallée de la Karasu mais aussi dans la vallée de la Zilan. Le cycle II a été identifié dans les trois vallées : il s'agit d'une importante transgression lacustre très bien conservée, y compris dans la Kotum et la Zilan. Sur notre terrain d'étude, le cycle III est présent uniquement dans les vallées de la Karasu et de l'Engil où la configuration des basses vallées (plus ouvertes) a été propice à la conservation des dépôts. Ceux-ci occupent aujourd'hui

⁶⁷ Mais également d'autres sites dans la vallée de la Zilan et de la Bendimahi, que nous citons plus bas.

de vastes espaces depuis les fonds de vallées jusqu'aux interfluves dans la partie aval des deux vallées concernées. Enfin le cycle IV est issu essentiellement de l'analyse morphologique des fonds de vallée actuels et de quelques données sur des sites ponctuels. Leurs profils transversaux « à fond plat » et l'affleurement des formations du substrat montrent une forte incision précédant le remplissage à l'origine de la plaine alluviale actuelle.

CHAPITRE 9. CHRONOLOGIE LACUSTRE : RECONSTITUTION DES VARIATIONS DU NIVEAU D'EAU ET DATATIONS ABSOLUES.

I. Introduction

La synthèse est faite ici des résultats obtenus pour les fluctuations passées du niveau du lac à partir de l'interprétation des différents indicateurs morphosédimentaires qui permettent de déterminer, de façon plus ou moins précise, des oscillations de la nappe d'eau lacustre. Il s'agit également de poser la question de l'impact de la néotectonique sur les formations fluvio-lacustres et donc de la pertinence de l'altitude des anciens niveaux lacustres identifiés.

La chronostratigraphie relative (ch. 8) réalisée grâce aux données morphosédimentaires détermine un modèle d'interprétation mettant en évidence trois cycles lacustres (transgression+régression) ce qui suppose d'importantes variations du volume d'eau. Ce résultat contredit les modèles d'évolution publiés précédemment qui ne comportent qu'un seul cycle transgression-régression (*cf.* ch. 2). Cependant, ces éléments stratigraphiques, quoique bien corrélés, doivent être confortés par un ensemble de datations confirmant le modèle de trois cycles. En effet, les sites complexes tels ceux de l'amont de la Karasu souffrent de la rareté des indicateurs de discordances stratigraphiques. Nous avons logiquement cherché à doter notre étude d'un programme de datations absolues le plus complet possible. Celui-ci se compose, d'une part, de datations réalisées sur des formations non-lacustres (sols, tephres, etc.) qui se sont révélées tout à fait pertinentes et, d'autre part, de l'utilisation de la technique OSL afin d'essayer de dater directement les dépôts lacustres fins.

II. Des indicateurs morphosédimentaires à la reconstitution des oscillations du niveau du lac-typologie

II.1. Les paléoniveaux lacustres du cycle II

Les seuls paléoniveaux et paléorivages lacustres repérés et mesurés au DGPS correspondent aux points d'inflexion entre les *topsets* et les *foresets* dans les séquences deltaïques étudiées. De fait, seules les séquences appartenant au cycle II (*cf.* ch. 8) fournissent des paléoniveaux lacustres *stricto sensu* (fig. 8-7).

	Niveau du lac (en m)	Description	Superficie (en km ²)	Volume (en km ³)
	1648	<i>Niveau 0 actuel</i>	3593	614
CYCLE I	1750	Falaise de Toki	4953	1059
CYCLE II	1712	Paléoniveau de Y2	4517	879
	1719	Paléoniveau de Y3	4601	911
	1740	Littoral de Y4	4838	1010
	1718	Paléoniveau de Muradiye-ville	4590	906
	1717	Paléoniveau de Muradiye-ville	4578	901
	1735	Palier de régression (Y4)	4785	986
	1725	Palier de régression (Y3)	4672	938
	1720	Palier de régression (Y2)	4613	915
	1715	Ressaut transgressif (Dönemeç üstü)	4554	892
	CYCLE III	>1705	Sommet accumulation III (Gd Ravin)	>4430
1687		Paléoniveau de Zeve-ouest	4232	769
1685		Palier de régression (Abricots 1)	42405	761

Figure 9-1. Les volumes et surfaces correspondant aux principaux niveaux lacustres identifiés

L'un des paléoniveaux lacustres les plus hauts a été mesuré à 1712 m dans la séquence de Y2, à l'amont de la Karasu. Deux autres ont été mesurés à 1717 et à 1718 m dans la Bendimahi à Muradiye-ville. Un quatrième paléoniveau a été également mesuré à Yumrutepe (Y2), à 1719 m. Ces paléoniveaux lacustres témoignent pour certains (Yumrutepe) de la progression du lac lors de la transgression du cycle II, et pour les autres (Muradiye-ville) d'une phase dans la régression de ce même cycle. De fait, ils suggèrent, pendant le cycle II, une transgression et une régression progressives, voire plutôt lentes, avec la construction de plusieurs deltas sous-lacustres progradant. Les petits *foresets* de la coupe de Zeve-ouest marquent un autre paléoniveau, à 1687 m dans une séquence moins développée, qui termine la transgression du cycle III.

Ces paléoniveaux et paléorivages lacustres ne correspondent, dans aucun des cas, à des maxima de transgressions. En contexte de transgression, ces deltas sont associés à une phase de rétrogradation ou d'aggradation (fig. 3-4 p. 112) témoignant, respectivement, soit d'une progression de la ligne de rivage vers le continent soit de sa stabilisation. En contexte de régression ces deltas sont associés à des phases de recul de la ligne de rivage. Dans le cas des deltas de Muradiye-ville la dynamique lacustre évoque plutôt une stabilisation du niveau voire, au départ, une régression forcée (fig. 3-4, p. 112). En effet, l'incision verticale des dépôts tant

deltaïques que lacustres offshore est postérieure à l'arrêt de la progradation du delta (fig. 5-10, p. 166).

II.2. Les hauts niveaux lacustres estimés

En écho aux schémas théoriques évoqués en début d'étude et à la lumière de nos résultats nous avons retenu quatre types de faciès qui non seulement témoignent de la présence d'un lac peu profond mais aussi permettent d'estimer l'épaisseur de la tranche d'eau au-dessus du dépôt au moment de la sédimentation : (i) des faciès littoraux donnant une altitude de la paléocote à 1 m près ; (ii) des faciès d'avant-côte non rythmés ou faiblement laminés avec intercalations de lits plus grossiers et plus détritiques donnant une tranche d'eau entre 1 m et une dizaine de mètres ; (iii) des faciès offshore à *bottomsets* lités et faiblement marqués par des apports détritiques, donnant une tranche d'eau entre 10 et 30 m et (iv) des faciès offshore rythmés et fortement laminés donnant une nappe d'eau d'une épaisseur supérieure à 30 m.

II.2.a. ...à partir des unités littorales

- *du cycle I*

Il s'agit de la séquence de Toki (sommet à 1751 m) appartenant à un rivage légèrement supérieur à 1748 m. En effet, le faciès sableux et littoral de l'unité de Toki indique une très faible tranche d'eau.

- *du cycle II*

A Y4, les unités littorales témoignent d'un niveau d'eau à 1738-39 m (maximum de la transgression, faillé) tandis qu'à Dönemeç üstü les altitudes des dépôts littoraux sableux supérieurs supposent un niveau lacustre légèrement supérieur à 1715 m.

II.2.b. ...à partir d'anciens cordons littoraux

- *des cycles II et III*

Ces indicateurs morphosédimentaires témoignent d'un niveau atteint par le lac lors d'une phase de retrait. Au site de Mollakasım, on observe très nettement d'anciens cordons littoraux associés à d'anciennes plages, parfois plaqués contre des morphologies de falaise. A chaque cordon de galets correspond un littoral lacustre. Aussi peut-on aisément distinguer depuis le haut de la falaise quatre cordons de rivages successifs du lac respectivement à 1722, 1708, 1698 et 1673 m, traduisant une régression.

II.2.c. ...à partir d'unités d'avant côte

- du cycle III

Ces unités à faciès d'avant-côte s'élèvent jusqu'à ~1685 m aux Abricots (et à des altitudes équivalentes dans la Zilan) et donnent un niveau maximum estimé à 1695 m.

II.2.d. ...à partir d'unités offshore à lits épais

Ce sont les unités les plus représentées. Elles sont formées de limons beige ou marron parfois disposés en des lits plus sableux, et d'unités à lits sableux plus ou moins épais. Plus que sa granularité, l'aspect laminé du sédiment est l'élément à prendre en compte pour estimer la tranche d'eau. Ce critère est parfois à nuancer étant donné l'irrégularité des lits dans la plupart des faciès observés.

- du cycle I

Ces unités se trouvent au Ravin des buses entre 1721 et 1725 m et donnent des niveaux du lac estimés entre 1731 et 1751 m et entre 1735 et 1755 m. Apparemment trop élevés, ces anciens niveaux estimés n'en demeurent pas moins cohérents avec le maximum lacustre mesuré ailleurs à partir des dépôts de plage (Toki) et de *bottomsets* (Zilan).

- du cycle II

Dans la Karasu, les limons lacustres de Y2 les plus élevés atteignent 1717 m. Ils supposent une altitude du niveau du lac contemporain compris entre 1727 et 1747 m. La cote théorique maximum de 1747 m n'a pas dû être atteinte car elle est supérieure à celle de la formation du littoral (Y4) dont on sait qu'il a été déformé (failles).

A Muradiye-ville les unités offshore particulièrement bien laminées les plus élevées sont à 1709 m ce qui donnerait une altitude théorique maximum pour le paléolac associé jusqu'à +30 m, soit environ 1739 m. Or, on sait que le niveau d'eau maximum du cycle II n'a pas dû dépasser 1735 m, ce qui néanmoins se trouve dans le haut de l'intervalle estimé.

Au Grand ravin, les unités limoneuses qui affleurent jusqu'à 1713 m supposent un niveau d'eau théorique maximum de 1743 m. Une fois de plus, cette estimation est exagérée ; mais l'intervalle est conforme avec le maximum lacustre du cycle II déterminée près de Y4.

- du cycle III

Au Grand ravin, les unités sablo-limoneuses de la séquence III indiquent un niveau du lac compris entre 1716 et 1736 m. L'altitude de 1736 m est certainement trop élevée. En effet, les dépôts les plus élevés y sont très peu laminés. On comprend bien qu'il est difficile de fixer un niveau lacustre maximum pour le cycle III à partir des dépôts situés en amont. En revanche il est possible de mieux contraindre l'altitude maximum atteinte par le cycle III avec les données sédimentaires compilées à l'aval.

A Zeve, en effet, les *bottomsets* les plus hauts ont été identifiés à 1684 m, soit en théorie un niveau maximum compris entre 1694 et 1714 m. L'altitude maximum estimée est compatible avec celle suggérée par les dépôts de l'amont ; un chiffre moyen de 1704 m explique de surcroît la différence d'altitude entre les toits des accumulations amont et aval, qui dessinent une paléotopographie sous-lacustre lors du maximum de la transgression. Cette paléotopographie, immergée lors du maximum, a progressivement émergé à mesure que la régression s'effectuait. Le différentiel de 20 m qui existe aujourd'hui entre les dépôts du cycle III du Grand ravin et Zeve témoigne d'une pente sous-lacustre relativement faible, de l'ordre de 2%, compatible avec les faciès identifiés. La préservation de cette surface, où sont conservés les dépôts peu profonds de la séquence III, montre que le lac s'est retiré progressivement et probablement de façon assez rapide sans incision importante. Les *bottomsets* de Zeve se sont donc déposés en même temps que ceux du Grand ravin et de Köprübaşı, enregistrant le niveau maximum atteint par la transgression III ≥ 1705 m.

II.2.e. ...à partir des unités offshore varvées

- du cycle I

L'estimation de la tranche d'eau à partir de ces unités s'avère plus hasardeuse que pour les unités précédentes. Cependant l'aspect rythmé et régulièrement laminé des faciès concernés suppose des tranches d'eau au moins supérieures à 30 m, voire 50 m d'épaisseur. Kempe *et al.* [2002] estiment que les dépôts argileux laminés de la partie inférieure de l'affleurement d'Abricots 1 supposent, par exemple, une tranche d'eau de 30 à 50 m. Or, partout où elles ont été localisées, ces argiles, érodées, qui témoignent de façon significative d'un haut niveau d'eau maximum, se trouvent aujourd'hui à 1703, 1709 et 1720 m, suggérant des niveaux lacustres maxima théoriques atteignant 1750-1770 m. Cette tranche est confirmée dans le bassin versant de la Zilan par des dépôts argilo-limoneux affleurant à 1752 m [Kuzucuoğlu *et al.*, 2010]. Ces altitudes permettent de reconstituer une très ancienne transgression ayant inondé la quasi totalité des vallées inférieures de la Karasu et de l'Engil. Ce résultat est étayé par notre hypothèse quant à la parenté chronologique entre ces argiles et la séquence littorale de Toki (1751 m).

II.2.f. ...à partir d'anciens niveaux de base associés aux niveaux de terrasses

- *des cycles II et III*

Les terrasses fournissent des indications d'anciens niveaux de base lacustres, car elles en sont l'expression continentale dans les vallées. Il s'agit là cependant des indicateurs les moins directs et les moins précis d'anciens niveaux lacustres. Hormis les larges terrasses, telle T3 dans la vallée de la Karasu dont la surface est l'empreinte même d'une longue phase stable suivie d'une baisse rapide du niveau du lac, les basses terrasses renseignent surtout sur l'incision des rivières, contrôlée par l'abaissement du niveau du lac. Les altitudes et les surfaces des basses terrasses expriment l'ajustement du profil de la rivière en fonction du niveau d'un paléolac. Dans l'Engil, la basse terrasse T5 (1665 m), éventuellement associée à T6 (1658 m) à l'aval, donne, pour un profil de rivière avec une pente relativement faible, c'est-à-dire proche du profil actuel, un niveau 0 du lac contemporain à une altitude légèrement supérieure au niveau du lac actuel soit ~1657 m.

III. Impacts de la tectonique à l'échelle locale et à l'échelle du bassin versant du lac

Quelques éléments associés à la tectonique nuancent notre modèle général. Il s'agit principalement de niveaux ou d'unités sédimentaires dont la corrélation stratigraphique indique la forte probabilité, sur la base des variations d'altitudes, de déformations tectoniques post-dépositionnelles.

Le site de Beyüzümü est celui dont les déformations tectoniques récentes affectant les dépôts fluvio-lacustres quaternaires présentent la plus forte amplitude et la plus forte complexité. Situé au nord-est de la ville de Van (fig. 9-2) et à des altitudes comprises entre 1730 m et 1790 m, il présente des unités à *foresets* deltaïques orientées vers le lac actuel. Ces formations sont affectées par des failles « normales » de plus de 10 m d'amplitude (entre 1784 et 1773 m, fig. 9-2) qui délimitent des blocs soulevés/affaissés en escaliers. De telles déformations posent la question du caractère local ou non de ces déformations. En effet, il semble qu'une large portion du bassin versant, où se trouve Beyüzümü, comprise entre la plaine de Van et le lac Erçek, ait été le théâtre de soulèvements récents importants expliquant *pro parte* la disposition originale des bassins versant de la Karasu, de l'Akköprü (plaine de Van) et du lac Erçek (*cf.* chapitre 10). Ce secteur du bassin versant du lac de Van est suffisamment vaste pour que les soulèvements qui l'ont affecté aient eu un impact sur les évolutions géomorphologiques et paléohydrographiques à l'échelle du bassin lacustre.

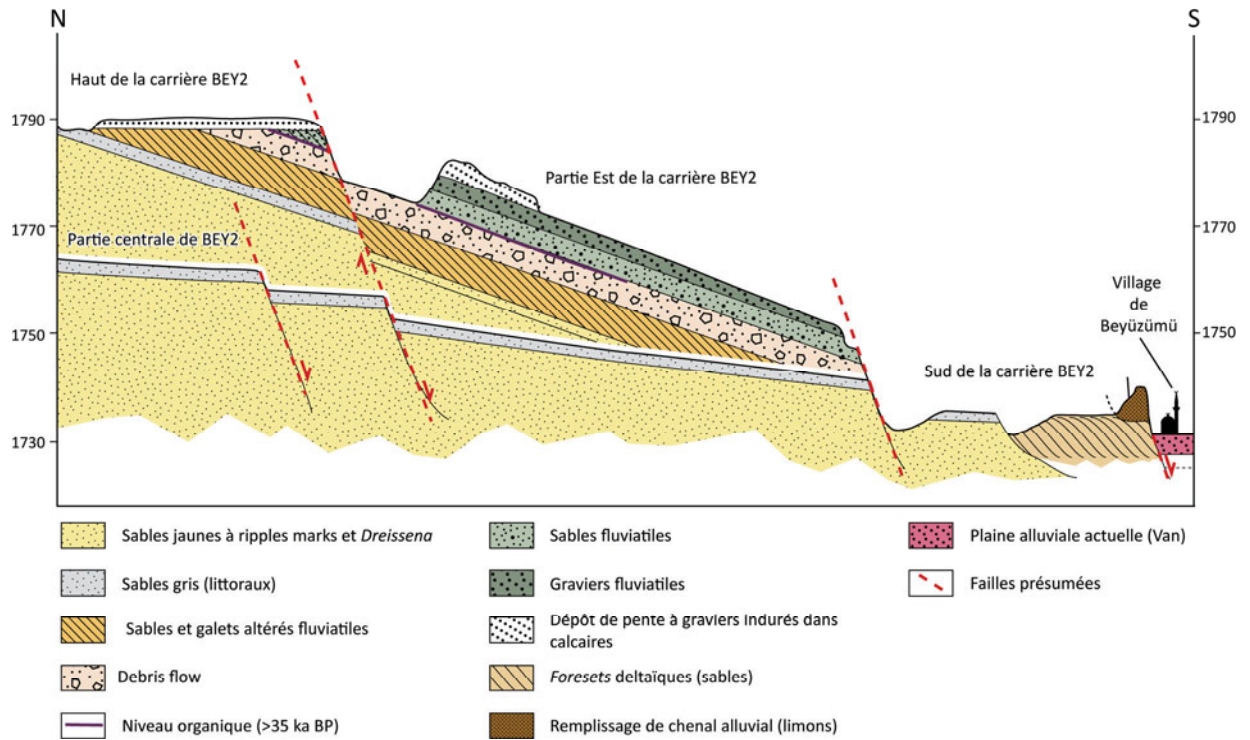


Figure 9-2. L'impact de la néotectonique sur les formations de Beyüzümü (nord-est de Van)

Plusieurs coupes analysées précédemment ont présenté des couches déformées par des sismites à plusieurs reprises et lors de cycles différents : cycle II (Muradiye-ville), cycle III (Köprübaşı, Abricots). Elles sont, le long des coupes et des carrières, beaucoup plus nombreuses encore que celles que nous avons choisi de présenter (pl. 9, p. 110). Cependant, rares sont les séquences dans nos trois vallées à montrer des rejets de faille. La seule ainsi affectée qui est avérée (pour les coupes présentées) est celle de Y4 üştü (fig. 6-9, p. 182), où l'amplitude du rejet est de 3 m. Les dépôts supérieurs de Yumrutepe sont donc déformés par un soulèvement associé à une faille normale comme dessinée sur la figure 6-9. Le site de Kırklar propose également des formations appartenant à un cône deltaïque faillé dans lesquelles il est possible de mesurer des rejets (pl. 9).

Que faut-il retenir de ces données ? Dans les vallées étudiées, peu de dépôts posent problème de par leur altitude. Tous sont interprétables en termes de variation du niveau lacustre. Par conséquent, l'impact de la tectonique est faible sur les dépôts conservés dans les terrasses lacustres. Certaines parties du bassin lacustre (voire le bassin lacustre lui-même) ont cependant enregistré une forte activité tectonique récente, comme à Beyüzümü et dans un secteur plus large. En l'absence d'autres traces de mouvements morphogènes, nous considérons que les mesures altitudinales réalisées, sur les dépôts et terrasses ayant enregistré des variations relatives du niveau du lac sont fiables. Quoiqu'il en soit, rares sont les indicateurs « absolus » du niveau 0 du lac ; la marge d'estimation prise en compte pour évaluer les paléoniveaux introduit suffisamment d'incertitude pour qu'un éventuel impact tectonique y soit également inclus.

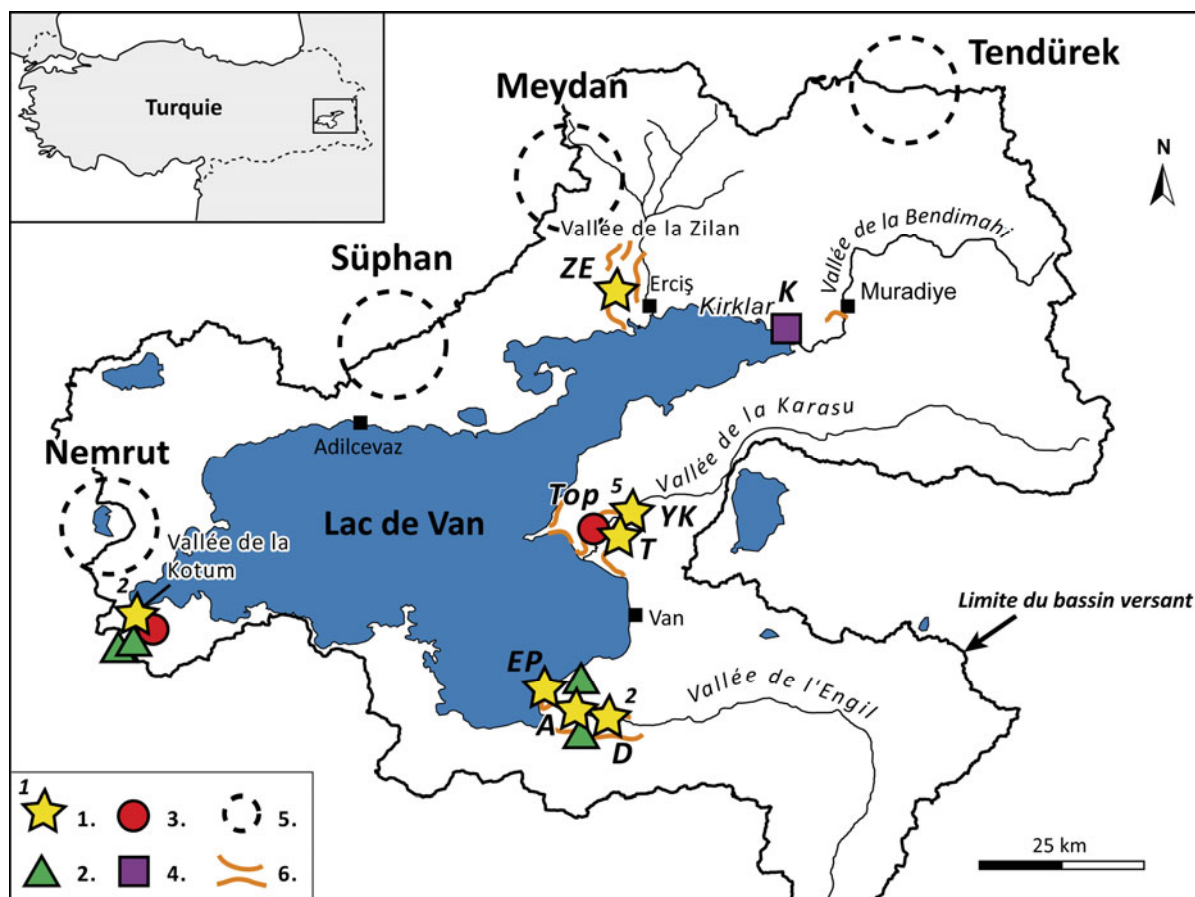
IV. Chronologie

IV.1. Les jalons d'une chronologie absolue

La géologie du bassin versant du lac de Van est une véritable mosaïque avec des formations lithologiques très variées (*cf.* chapitre 1). Pour ne citer que les formations en lien avec des reconstitutions paléogéographiques pléistocènes et potentiellement datables, on trouve : (i) des dépôts carbonatés et (ii) des dépôts volcaniques. Les premiers sont des travertins et des stromatolithes, localisés dans la vallée de l'Engil, dont ils forment le soubassement (travertins) ou sont emboîtés dans la séquence lacustre (stromatolithes à Dönemeç) (fig. 7-11, p. 240). Les travertins sont de taille variable, allant du très grand ensemble (400 m d'épaisseur entre la vallée de l'Engil et la plaine littorale de Van à l'est du lac) à des ensembles plus discrets de quelques mètres d'épaisseur (sud-est et sud-ouest du lac). Les dépôts volcaniques récents sont caractérisés par (i) des retombées ponceuses localisées tout autour du lac et dans les différentes vallées étudiées mais dont les sources sont situées à l'ouest du lac (Nemrut Dağı et Süphan Dağı), et (ii) des coulées ignimbritiques localisées au sud-ouest du lac autour de la ville de Tatvan (fig. 1-3, p. 26). Les lieux d'échantillonnage sont localisés sur la figure 9-3.

Les deux types de formations pré-citées se trouvent en relation stratigraphique intime avec les dépôts lacustres ; elles sont souvent intégrées au corps des terrasses elles-mêmes, interstratifiées dans les séquences sédimentaires. Dans la vallée de la Kotum, un travertin se trouve à la base d'une séquence lacustre épaisse ; des retombées (ponceuses pour la plupart) et deux ignimbrites sont également antérieures aux formations lacustres qui les recouvrent [Mouralis *et al.*, 2010 ; Akköprü, 2011]. Dans les vallées où les systèmes de terrasses sont de grande envergure (Karasu et Engil), des retombées ponceuses sont également interstratifiées dans les dépôts fluvio-lacustres.

Dans ce contexte, plusieurs méthodes géochronologiques ont été envisagées et réalisées au L.S.C.E. UMR 1572- [Kuzucuoğlu *et al.*, 2008 et 2010]. Nous présentons les résultats (fig. 9-4) pour (i) le ^{14}C (M. Fontugne) qui a été utilisé pour dater des dépôts organiques (paléosols, couches brûlées-Kırklar) et des coquilles de mollusques (Yumrutepe, Beyüzümü) ; (ii) $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (S. Scaillet, fig. 9-5) qui a été utilisé pour dater deux retombées ponceuses (Coupe de la Çöp dans la vallée de la Kotum, Akköprü [2011] ; Topaktaş dans la vallée de la Karasu) ; et (iii) la méthode $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ (J.-L. Reyss) utilisée pour dater les travertins (vallée de la Kotum) et les stromatolithes (vallée de l'Engil).


Figure 9-3. Localisation des prélèvements pour les datations

 1. OSL, 2. U/th, 3. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, 4. ^{14}C , 5. Volcans, 6. Rebords de terrasses

^{14}C							
Année Ech.	N° Gif/Artemis	Site	Description	Matériel daté	Âges conventionnels	Delta ^{13}C	Âges calibrés
2005	GIF 12320	Kırklar	niveau noir sous tephra (supérieur)	Matière organique	20780 ± 650		24900 ± 800
2005	GIF 12138	Kırklar	niveau noir sous tephra (inférieur)	Matière organique	21375 ± 425	-26,78	25700 ± 600
2005	GIF 12139	Yumrutepe (Y4)	Coquilles dans dépôt de plage	CaCO_3 (coquilles)	> 34 000		
U/Th							
Année Ech.	N° Echantillon	Site	Description	Matériel daté	Age		
2006	VAN 06 33a	Kotum (aval)	Travertin niveau supérieur	CaCO_3 (travertins)	$102,2 (+ 3,8 ; -3,7)$ ka		
2006	VAN 06 33b	Kotum (aval)	Travertin-base	CaCO_3 (travertins)	$102,1 (+ 8,1 ; -7,5)$ ka		
Ar/Ar							
Année Ech.	N° Echantillon	Site	Description	Matériel daté	Age		
2006	VAN 021	Kotum (aval)	Retombée plinienne	feldspaths	$115,8 \pm 3,7$ ka (2σ)		
2006	VAN 030	Topaktaş	Retombée plinienne	feldspaths	$31,4$ ka (2σ)		

Figure 9-4. Les jalons de chronologie absolue obtenus à partir des formations non lacustres (datations réalisées au LSCE UMR 1572)

IV.2. Ages des cycles lacustres

IV.2.a. Le cycle I antérieur à 110 ka

Ce cycle est pré-daté par l'âge du cycle II, lui-même postérieur à 110-100 ka (*cf. infra*), il s'avère que ce cycle I est plus vieux que cet âge. En l'absence d'autres éléments chronologiques et quelle que soit l'origine de la transgression, les apports importants en eaux suggèrent une période de réchauffement avec fonte des glaces des montagnes environnantes, ce qui peut correspondre soit au dernier Interglaciaire (125-115 ka), soit à un interglaciaire/interstade précédent (fig. 9-6).

IV.2.b. Le cycle II : entre 110 ka et 35 ka

Les coquilles de *Dreissena* provenant des dépôts littoraux du maximum atteint par la transgression du cycle II à Yumrutepe (Y4 : 1740 m) ont livré des âges ^{14}C >31 et 34 ka BP en limite de validité de la méthode [Kuzucuoğlu *et al.*, 2008]. Dans la vallée de Kotum, au sud-ouest du lac, un travertin antérieur à la transgression du cycle II a été daté par U/Th 102,2 ka [Kuzucuoğlu *et al.*, 2008] (fig. 9-4). D'autre part, une retombée ponceuse fossilisée par la séquence transgressive au-dessus du travertin (site de la Çöp) a été datée par $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de $115,8 \pm 3,7$ ka [Mouralis *et al.*, 2010]. Cet âge est concordant avec les périodes d'activités du Nemrut Dağı [Çubukçu, 2008].

Ces deux dates indiquent que la transgression lacustre du cycle II s'est produite pendant la dernière période glaciaire sans qu'il soit possible d'être plus précis (fig. 9-6). Cet âge précise les estimations de Degens et Kurtmann, [1978], Landmann *et al.* [1996a] et Kempe *et al.* [2002] qui ont considéré que les dépôts de terrasses autour du lac de Van avaient un âge couvrant le dernier Glaciaire.

IV.2.c. Le cycle III : entre 35-30 ka et 15 ka cal. BP

A Topaktaş (secteur immédiatement en amont du site de Zeve), une retombée ponceuse de 4 m d'épaisseur a été datée par $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de 31,4 ka (fig. 9-4 et 9-5) [Christol *et al.*, 2010]. Cette retombée est recouverte par la séquence transgressive du cycle III (unités III) (aux coupes de Topaktaş et du Ravin de la vache). Elle pré-date donc la troisième grande transgression, qui atteint son niveau maximum peu après $21,4 \pm 0,4$ ka BP (26 ka cal. BP). Cet âge est donné au site de Kırklar (localisation fig. 9-3), où un niveau organique (1700 m) positionné vers le haut de la séquence transgressive du cycle III a été daté par ^{14}C de $20\,780 \pm 650$ ka BP et $21\,375 \pm 425$ ka BP (fig. 9-4). Calibrées, ces dates deviennent 24 et 26 ka cal. BP. La transgression du Cycle III

a donc débuté vers 35 ka BP, recouvrant le tephra de Topaktaş pour atteindre son maximum vers 26 ka cal. BP (fig. 9-6).

Dans la vallée de l'Engil, au site Abricots 1, Kempe *et al.* [2002] ont daté une deuxième phase transgressive (unité III, transgression IIIb) avec une mise en place des niveaux transgressifs inférieurs à partir de 23 ka cal. BP (19,5 ka BP non calibré), le maximum de la terrasse à cet endroit (>1688 m : +40 m) étant atteint vers 22,5 ka cal. BP (19 ka BP non calibré). Or, peu avant 23 ka cal. BP, le niveau du lac était à 1666 m [Kempe *et al.*, 2002]. L'ensemble de ces résultats permet de reconstituer une transgression en deux phases, avant puis pendant le DMG. Ils illustrent également la rapidité de chacune de ces hausses du niveau du lac (de 20 à 25 m au moins en mille ans).

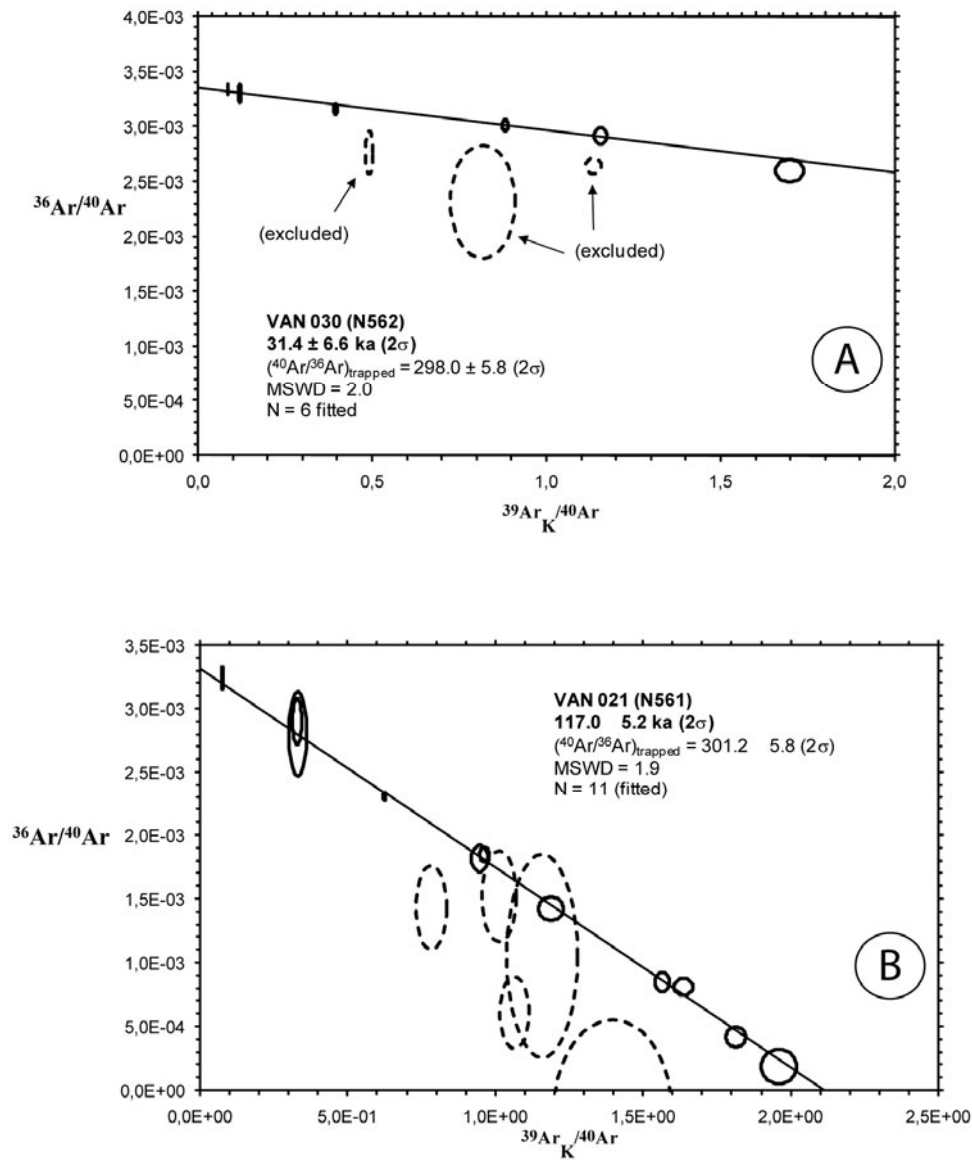
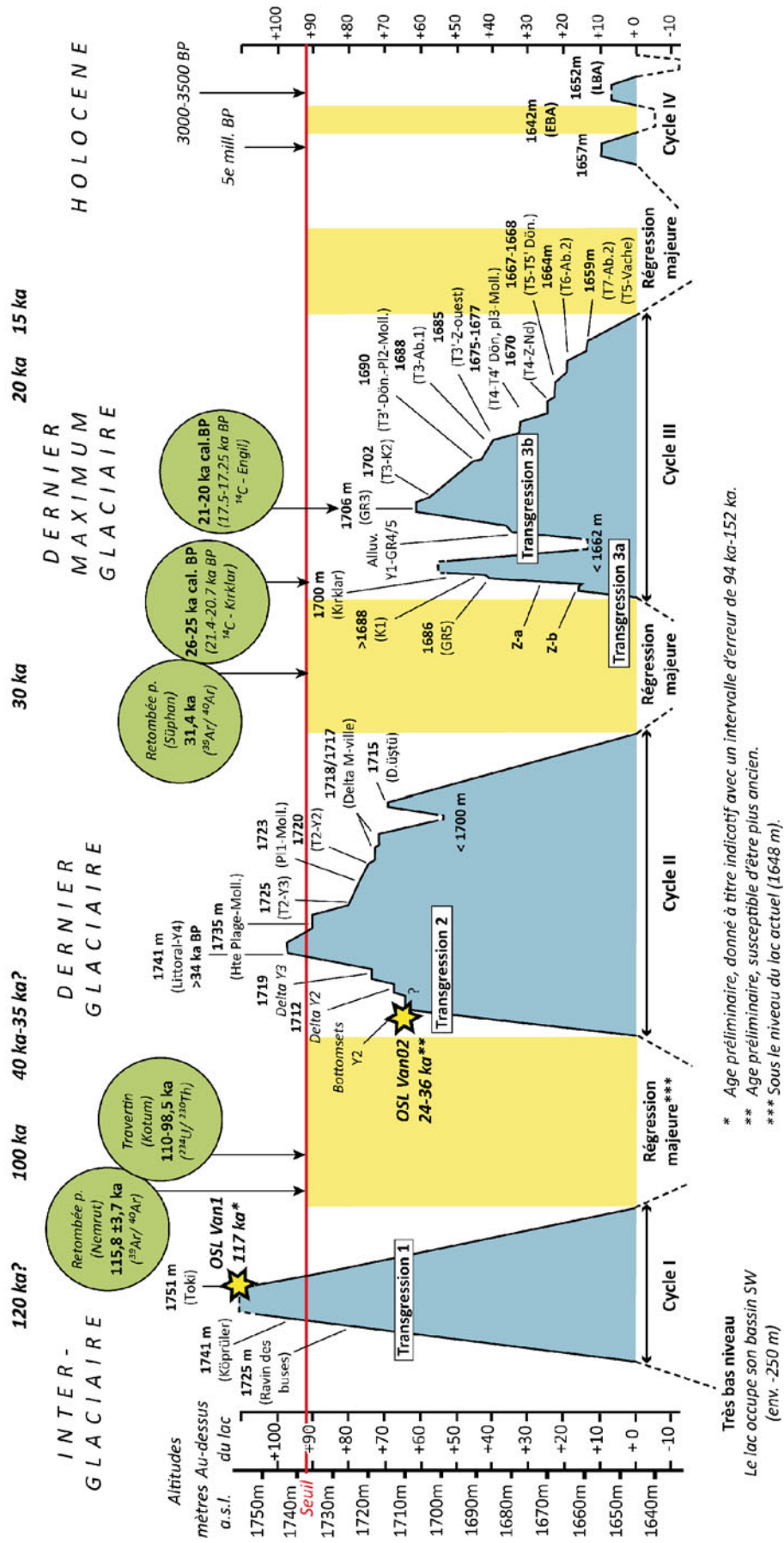


Figure 9-5. Graphes des deux datations obtenues à partir de la technique $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (S. Scaillet L.S.C.E., 2010). A. La date obtenue à Topaktaş. B. La date obtenue à la Çöp



* Age préliminaire, donné à titre indicatif avec un intervalle d'erreur de 94 ka-152 ka.

** Age préliminaire, susceptible d'être plus ancien.

*** Sous le niveau du lac actuel (1648 m).

Figure 9-6. Chronologie lacustre : anciens niveaux et jalons de chronologie absolue

IV.2.d. Le cycle IV < 15 ka cal. BP

Il est possible de raccorder notre chronologie à celle basée sur les carottes sous-lacustres varvées. Celle-ci enregistre, à 9 m de profondeur, une phase de contraction du lac antérieure à 14570 ± 234 ans [Landmann *et al.*, 1996a], âge du début de la transgression d'un cycle débutant au Tardiglaciaire. Ce nouveau cycle transgressif se produit par pulsions, dépassant parfois de quelques mètres le niveau du lac actuel. En effet, l'archéologie (*cf.* ch. 10) fournit quelques éléments de datations. Ces dépôts témoigneraient d'anciens niveaux lacustres supérieur ou inférieur de quelques mètres au niveau actuel. A l'âge de Bronze Ancien, par exemple, le niveau du lac se situait vers 1657 m, alors qu'au cours de l'Age de Bronze final il aurait été de quelques mètres inférieur à l'actuel avec une paléo-cote à 1652 m [Kuzucuoğlu *et al.*, 2010].

IV.3. *Résultats OSL préliminaires*

IV.3.a. Les sites échantillonnés

Au cours de l'été 2007, une campagne d'échantillonnage a été menée en concertation avec des spécialistes de l'OSL à Montréal (M. Lamothe, laboratoire LUX) et à Istanbul (G. Kiyak) quant au type de dépôt à échantillonner et au protocole d'échantillonnage à mettre en place. Cette campagne menée dans le cadre du programme ANOVAN [Kuzucuoğlu *et al.*, 2008] a consisté en une vingtaine de prélèvements dans les vallées des principaux affluents du lac : la rivière Kotum, la rivière Zilan, la rivière Bendimahi, la rivière Engil et la rivière Karasu.

Dans la vallée de la Karasu (fig. 9-3 pour la localisation des sites), les prélèvements ont concerné les formations littorales de Toki (ech. Van1, T) et fluvio-lacustres de Yumrutepe-Köprübaşı (ech. Van2, Van3, Van4, Van5, Van6 et Van7, YK, fig. 9-7) site majeur pour l'étude des terrasses car la stratigraphie des cycles II et III y est bien connue et les enjeux morphostratigraphiques y sont importants. Dans la vallée de l'Engil, les échantillons sont répartis entre un secteur amont à Dönemeç (ech. Van15 et Van16, D, fig 9-8) et un secteur aval (Les Abricots, ech. Van17, A, fig. 9-8) et littoral d'Engil-plage (Van14, EP, fig. 9-8). Les faciès des formations concernées sont tous lacustres, de type *bottomsets* plus ou moins fins. Les échantillons pris à l'amont de la vallée de la Zilan (Van13 et Van20, ZE) sont importants car ils sont considérés comme appartenant à la transgression la plus ancienne (cycle I) voire à la transition entre le cycle I et II. Van13 correspond à la formation argileuse laminée et gorgée d'eau (I) que l'on retrouve à l'amont du site de Yumrutepe/Köprübaşı sous les dépôts du cycle II. Enfin, dans la Kotum, la première unité échantillonnée est une formation de *bottomsets* sur ignimbrites (Van18) et la seconde appartient à un dépôt deltaïque (Van19).

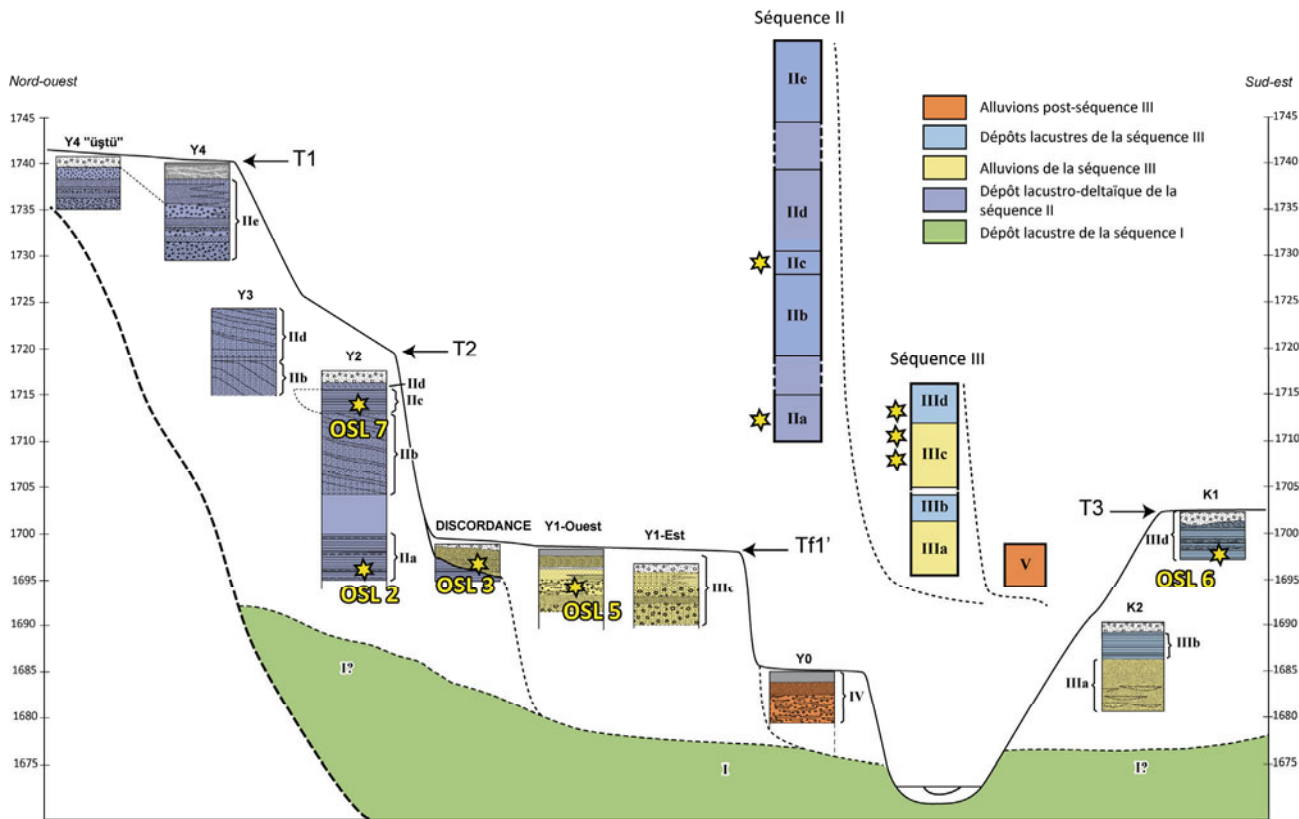


Figure 9-7. Localisation des échantillons OSL à l'amont de la Karasu (Yumrutepe-Köprübaşı)

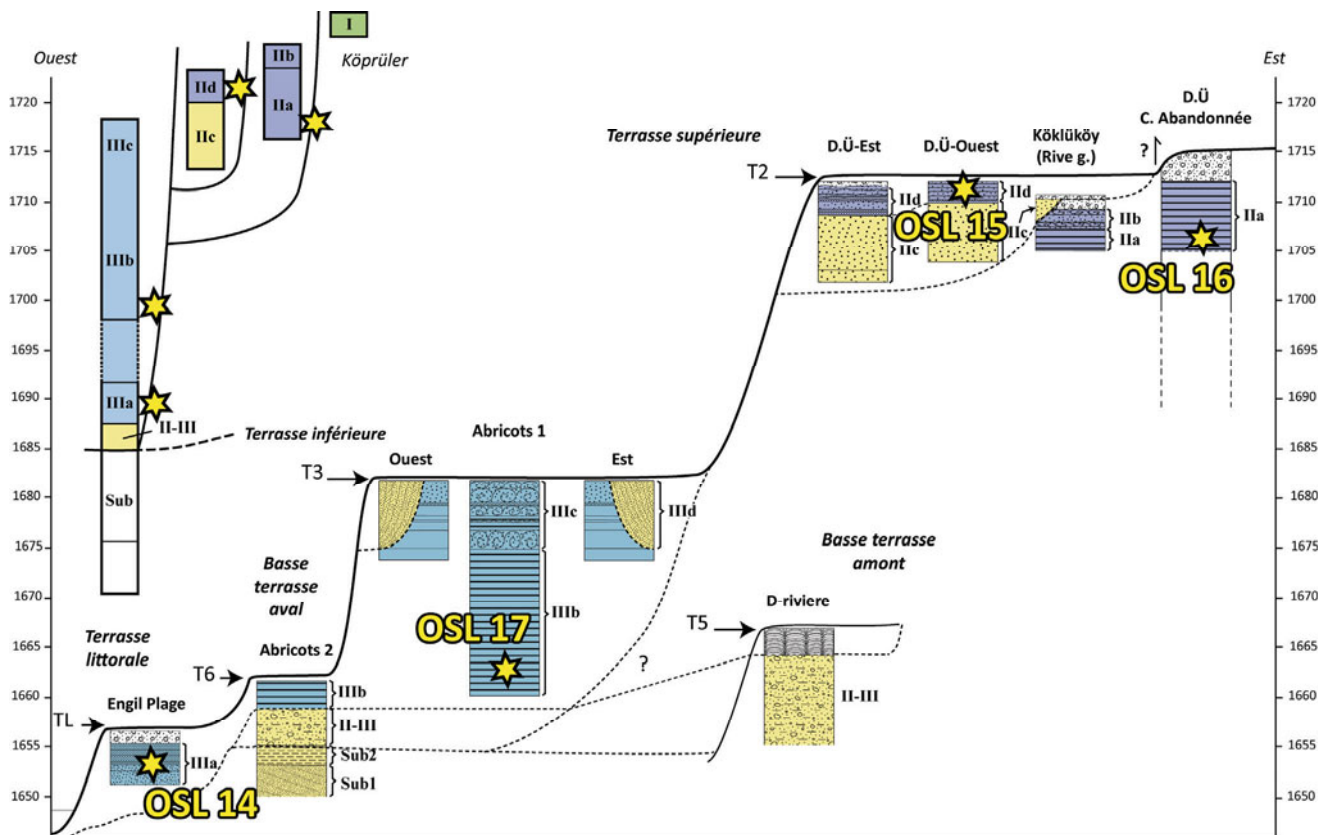


Figure 9-8. Localisation des échantillons OSL dans la vallée de l'Engil

IV.3.b. Résultats préliminaires

Un premier groupe d'échantillons (Van1 et Van13) est susceptible d'avoir un âge élevé et supérieur à 110 ka ; c'est celui que l'on associe au cycle I (Toki et Çatakdi). Un second groupe, associé au cycle II (Van2, Van7, Van 14, Van15, Van16, Van19) est sensé se situer entre 110 ka et 30 ka. Un troisième groupe, correspondant au cycle III, à la fois alluvial (Van3, Van5) et lacustre (Van6, Van17, Van18), se placerait entre 35 ka et 20 ka-15 cal. ka.

Les résultats préliminaires sont globalement logiques d'un point de vue de la chronologie relative (fig. 9-9). Si on ne prend pas en compte les marges d'erreur, les résultats préliminaires sont trop jeunes car seuls trois échantillons donnent des dates supérieures à 20 ka ; toutes les autres dates sont comprises entre 10 et 20 ka. Les marges d'erreur fournies par M. Lamothe révèlent, notamment pour un fading supérieur à 4% des âges plus anciens avec cette fois 8 âges supérieurs à 20 ka dont 3 supérieurs à 30 ka (fig. 9-9).

Les âges préliminaires, si l'on tient compte des marges d'erreur hautes, correspondent en partie aux âges des transgressions initialement envisagés. Certaines dates posent de réels problèmes, comme celles des argiles de la Zilan qui appartiennent au cycle I (Van13 : 11ka-18 ka) et des *bottomsets* de Y3 appartenant au cycle II (Van7 : 9 ka-14 ka) beaucoup trop jeunes. D'autres âges respectent la chronostratigraphie relative et sont cohérents dans une chronologie absolue, que ce soit les *foresets* de la Çöp qui appartiennent au cycle II (Van19 : 20 ka-32 ka) et les *bottomsets* à la base de Y2 du cycle II (Van02 : 24 ka-32 ka) qui figurent parmi les âges les plus anciens ou encore les alluvions du cycle III (Van05 : 16 ka-26 ka) antérieurs aux alluvions supérieures de la coupe de la Discordance (Van03 : 11 ka-18 ka). Les deux échantillons à faciès fluvial, Van03 et Van05, situés à chaque extrémité de la séquence de Y1, donnent des âges qui respectent assez bien la stratigraphie initiale (fig. 9-7 et 9-9). Van16 et Van15 qui, correspondent respectivement aux dépôts emboîtés de respectivement Dönemeç Carrière abandonnée et Dönemeç üstü, appartiennent au même cycle II et donnent des âges similaires avec l'intervalle 14 ka-22 ka. Cet intervalle apparaît trop jeune mais les âges sont cohérents avec la chronostratigraphie relative. L'âge relativement élevé de Van14 viendrait confirmer que la séquence d'Engil-plage se trouve à la base des autres séquences, celle du cycle III (voire celle du cycle II ?).

IV.3.c. Age préliminaire du cycle I

Il est intéressant de constater que, outre le fait que ces âges respectent la chronologie relative énoncée, ces essais de datation par l'OSL sont relativement satisfaisants pour la chronologie absolue avec notamment l'âge ancien de Toki (Van1 : 94 ka-152 ka) qui daterait le cycle I. Celui-ci confirme, d'une part, l'existence de ce cycle très ancien avec un résultat cohérent avec les âges fournis par les autres jalons chronologiques (>110 ka). Le taux d'humidité est proche du taux estimé en laboratoire (15,6%, fig. 9-9), ce qui limite le risque de

rajeunissement de l'âge. D'après ce résultat, la probabilité que le dépôt de Toki soit plus ancien que 110 ka est forte, donc de la fin du SIM 5e⁶⁸. Il reste à confirmer le lien entre ces dépôts et les argiles de la Zilan et de la Karasu (cycle I) ; que suggère notre chronostratigraphie relative. Avec l'âge éventuel de Van1 il ne s'agit plus de se contenter de dater la transition cycle I/II (dates ³⁹Ar/⁴⁰Ar et ²³⁴U/²³⁰Th) mais bien la transgression du cycle I. Ce cycle I pourrait être associé au début du dernier Interglaciaire.

N° échantillon	Altitude (m)	Vallée-site	Marge d'erreur fading <4%	Age préliminaire*	Marge d'erreur fading >4%	Cohérence avec chronologie relative	Description de l'unité sédimentaire	Teneur en eau %**
Van01	1748	Karasu-Toki	94 ka	117 ka	152 ka	oui	Dépôt littoral	15,6
Van02	1695	Karasu-Yumutepe	24 ka	28 ka	36 ka	oui	Bottomsets limono-argileux	16,9
Van03	1701	Karasu-Yumutepe	11 ka	14 ka	18 ka	oui	Limons alluviaux	1,6
Van05	1694	Karasu-Yumutepe	16 ka	20 ka	26 ka	oui	sables et limons alluviaux	15,6
Van06	1698	Karasu-Koprubasi	14 ka	18 ka	23 ka	non	Bottomsets limono-argileux	16,9
Van07	1713	Karasu-Yumutepe	9 ka	11 ka	14 ka	non	Bottomsets limono-argileux	14,5
Van13	1665	Zilan-Erciş	11 ka	14 ka	18 ka	non	Argiles compactes	29,3
Van14	1657	Engil-Plage	16 ka	20 ka	26 ka	oui	Bottomsets limoneux	15
Van15	1708	Engil-Dönemeç üstü	14 ka	17 ka	22 ka	non	Bottomsets sableux	0,6
Van16	1708	Engil-Dönemeç Carr.	14 ka	17 ka	22 ka	non	Bottomsets limono-argileux	3,2
Van17	1660	Engil-Abricots	9 ka	11 ka	14 ka	oui	Bottomsets argileux	8,8
Van18	1669	Kotum	13 ka	16 ka	21 ka	oui	Bottomsets limono-argileux	28,7
Van19	1705	Kotum-Çöp	20 ka	25 ka	32 ka	oui	Foresets limono-argileux	18,9

* Age sans marge d'erreur pour un fading fixé à 4%.

** Calculée en laboratoire après livraison des résultats préliminaires. Les ages préliminaires ont été calculés pour une teneur en eau de 12%. Une teneur sous-estimée peut avoir pour conséquence de vieillir l'âge.

Figure 9-9. Tableau des résultats préliminaires pour les âges OSL. Datations réalisées au LUX

⁶⁸ Stade Isotopique Marin 5e. Il correspond au dernier Interglaciaire.

V. Conclusion : Une chronologie des fluctuations du niveau du lac depuis plus de 100000 ans

Grâce à notre chronostratigraphie, aux paléoniveaux et aux niveaux lacustres estimés ainsi qu'aux jalons de chronologie absolue dont nous disposons désormais, il nous est possible de reconstituer les grandes fluctuations du niveau du lac de Van depuis ~117 ka.

La figure 9-6 fait la synthèse exhaustive de toutes les données compilées dans cette étude. Nous avons choisi de ne pas respecter la temporalité des phases d'intercycle, soit des niveaux atteints par le lac situés en dessous du niveau du lac actuel. En effet, les niveaux minima du lac étant incertains, nous les représentons sur l'axe horizontal proportionnellement aux rythmes (durées) supposés des intercycles. En revanche nous avons essayé autant que possible de faire apparaître les amplitudes relatives des phases de transgressions et de régressions pour chacun des cycles (niveaux supérieurs au niveau actuel). Le lac de Van se révèle être très réactif aux variations climatiques et environnementales et ses transgressions sont globalement assez courtes. La transgression I est représentée par une montée rapide tout comme la transgression IIIb vraisemblablement rapide et dans une autre mesure IIIa. En revanche la transgression II semble avoir été plus longue et s'être effectuée par à-coups. Les amplitudes des régressions sont mieux connues et nous avons distingué, quitte à exagérer, les périodes de retrait rapide du lac avec abandon des dépôts, comme la première phase de la régression du cycle III, de ceux plus hésitants avec les différents paliers de retrait lacustre pour la régression du cycle II.

En plus de ces éléments relatifs, nous proposons un schéma qui respecte également les jalons de chronologie absolue avec des cycles qui, bien qu'ayant des limites incertaines, apparaissent plus longs que d'autres. C'est pourquoi le cycle I caractérisé par une transgression relativement rapide et surtout par une régression profonde et très rapide est représenté comme plus court que le cycle II. Ou, pour comparer deux cycles mieux datés, un cycle II qui apparaît long avec notre intervalle <110 ka-35 ka, qui, au vu du comportement très réactif du lac, a dû être beaucoup plus court en réalité, voire aussi court que le cycle III (25 ka-15 cal. ka BP) ce qui explique qu'il soit calé entre environ 40 ka et 30 ka (*cf.* ch. 10). La durée du cycle IV est mieux calée par la datation des carottes varvées couvrant les 15000 dernières années. Cette période pourrait avoir été aussi longue que la durée de ce que nous appelons un cycle, tel le cycle III ; elle pourrait même avoir été plus longue que le cycle II ou le cycle I.

De façon générale, en l'état de nos recherches, notre chronologie lacustre respecte un modèle de cycles lacustres avec des transgressions rapides (quelques centaines, voire milliers d'années) dont les maxima lacustres sont très élevés et ne se maintiennent que difficilement. Les oscillations durant ces hauts niveaux sont nombreuses et importantes comme en témoignent les régressions et transgressions intermédiaires (cycles II et III). Les régressions majeures, bien que rapides dans la première phase de retrait du lac qui suit le maximum lacustre, sont progressives

et les niveaux atteints sont inférieurs au niveau du lac actuel, ce qui suggère des phases longues de « bas » niveaux c'est-à-dire <1648 m (entre les cycles II et III et entre les cycles III et IV).

CHAPITRE 10. DISCUSSION SUR L'ORIGINE DES VARIATIONS DU NIVEAU LACUSTRE

I. Introduction

Après avoir établi une chronologie lacustre bornée par des datations absolues, nous proposons d'exposer ci-après les implications paléohypsométriques et paléogéographiques des anciens niveaux identifiées. A partir de ces données paléolacustres (volumes et surfaces) et des connaissances de l'évolution du bassin versant du lac, on tentera de déterminer les contextes paléohydrographiques plausibles pour chacun des sites étudiés. En effet, de ces contextes dépendent les interprétations quant aux origines des grandes transgressions identifiées. Nous verrons quel(s) rôle(s) les forçages climatiques et volcaniques peuvent avoir eu(s) sur les fluctuations de la masse d'eau lacustre au cours du temps pour chacun des cycles lacustres. Enfin, après avoir évoqué plusieurs scénarii, nous confronterons nos résultats à ce que nous connaissons d'autres sites paléoclimatiques régionaux.

II. Données paléo-lacustres

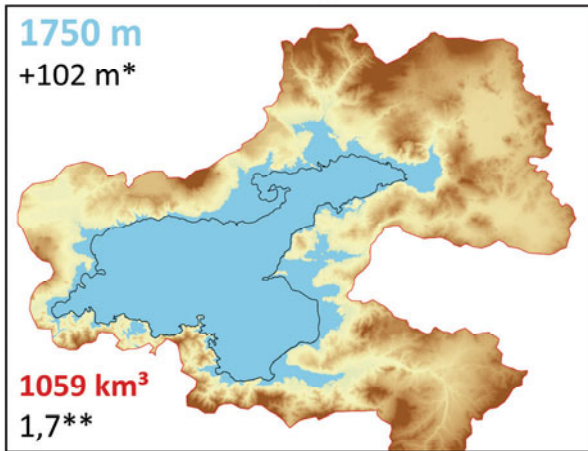
II.1. Cycles et paléovolumes lacustres

II.1.a. Les cycles I et II : des volumes d'eau considérables

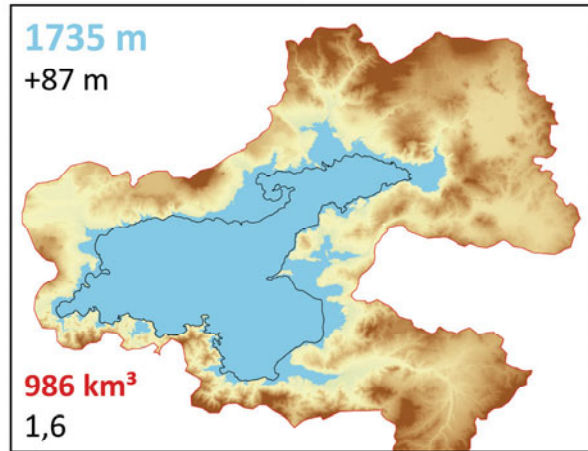
Les hauts niveaux lacustres atteints lors des cycles I et II correspondent à des volumes d'eau considérables. Grâce au MNT que nous avons construit (fig. 4-4, p. 132) il est possible d'estimer les paléovolumes correspondant aux maxima des transgressions (ou à des paléoniveaux) et de les comparer au volume actuel (614 km³) (fig. 9-1 et 10-1).

Au plus fort de la transgression du cycle I, le lac a atteint des altitudes équivalentes voire supérieures à 1750 m (fig. 9-6, 10-1). Une telle cote signifie un volume d'eau de 1059 km³, soit 1,7 fois le volume actuel (fig. 9-1 et 10-1). Cette cote atteinte et son volume correspondant soulèvent des questions concernant la configuration contemporaine du bassin versant et/ou des conditions paléoenvironnementales et paléoclimatiques qui doivent avoir été très différentes des conditions actuelles.

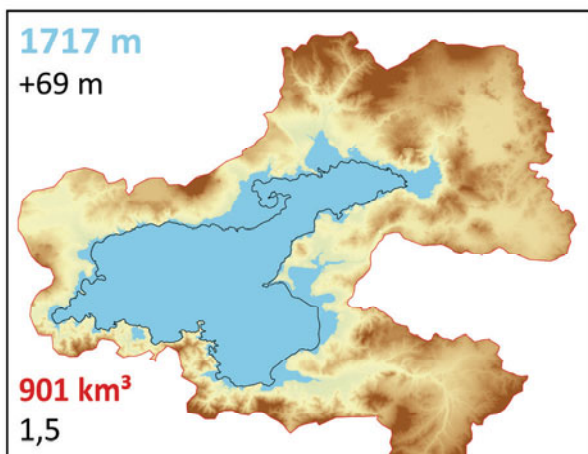
A. Haut niveau lacustre du cycle I



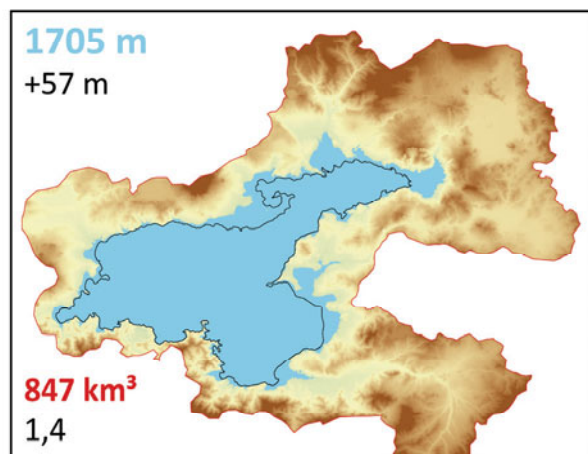
B. Maximum lacustre du cycle II



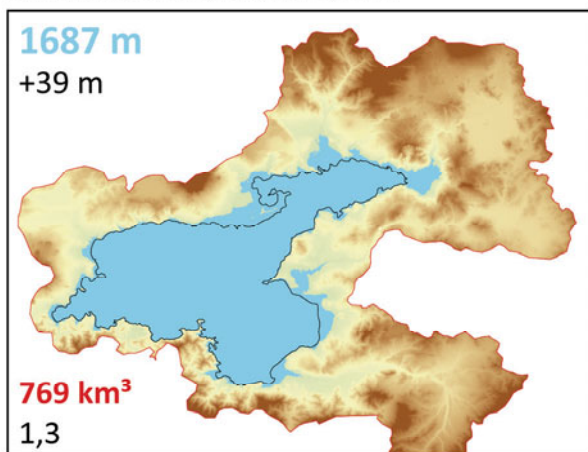
C. Paléoniveau post-transgression du cycle II



D. Maximum lacustre du cycle III (transgression IIIb)



E. Paléoniveau régressif du cycle III



F. Palier de régression du cycle III

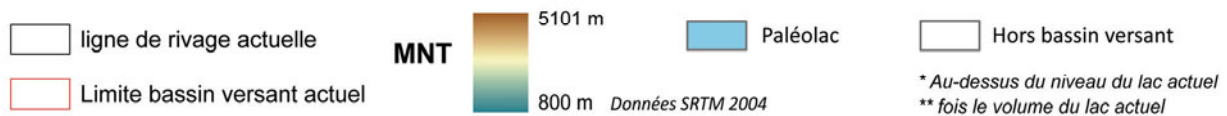
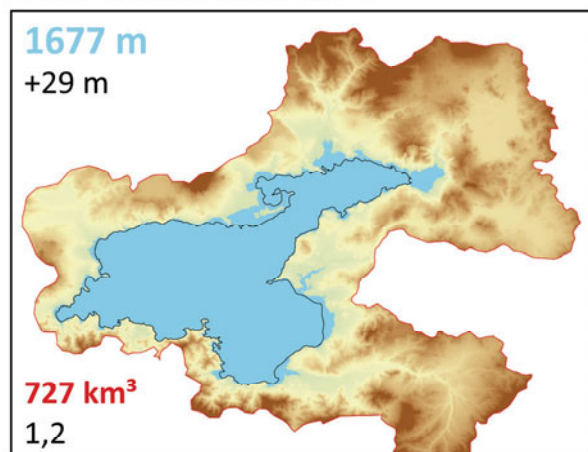


Figure 10-1. Extensions des paléolacs de Van à l'échelle du bassin lacustre (sur la base de la topographie actuelle-M NT SRTM 2004)

La transgression du cycle II n'a pas répondu à une augmentation de volume d'eau aussi importante que lors du cycle I. Le niveau maximum, à 1735 m, suppose tout de même un volume d'eau de 986 km³, soit plus d'1,5 fois le volume actuel (fig. 10-1). Le niveau maximum atteint correspondant à l'altitude du seuil actuel dans la vallée de la Kotum/Küçüksu (1735-37 m), ce volume semble s'inscrire dans un bassin lacustre présentant la même configuration hydrographique que le bassin actuel.

II.1.b. Les volumes d'eau associés aux maxima des cycles III et IV

Le niveau maximum atteint par le cycle III, ≥ 1705 m, correspond à un volume ≥ 847 km³. Ce volume est égal à 1,4 fois le volume actuel (fig. 10-1). Un paléoniveau stable pendant la régression et mesuré à Zeve-ouest à 1687 m, correspond à un paléovolume de 769 km³ (fig. 10-1). Cette donnée est intéressante car elle permet de se rendre compte de l'ampleur du déséquilibre du bilan hydrique ayant conduit à l'abandon par le lac de la quasi totalité de la basse vallée de la Karasu entre Köprübaşı et Zeve.

Quant au cycle IV, le niveau lacustre maximum ayant été assez proche de l'actuel, le volume correspondant présente peu de différences par rapport à l'actuel.

II.2. Anciennes extensions lacustres : significations et conséquences paléogéographiques

Les volumes correspondant aux transgressions anciennes, qui enregistrent des quantités considérables d'eau déversées et accumulées dans la cuvette lacustre, amènent à s'interroger sur le contexte paléohydrologique de ces montées du lac. Par ailleurs, les variations d'extension du lac lors de ces transgressions ont également eu un impact sur la géographie du bassin, notamment dans ce qui est aujourd'hui les basses vallées.

En effet, excepté quelques traces d'accumulation de dépôts ponces résultant d'une phase d'activité volcanique (Topaktaş) lors d'un bas niveau du lac, l'évolution morphologique des basses vallées a été fortement marquée par l'alternance entre dynamiques continentale (incision fluviale) et dynamique lacustre (aggradation sédimentaire).

Nos reconstitutions des variations ont été réalisées à partir du MNT (données SRTM) pour l'ensemble du bassin versant du lac (fig. 10-1) et à partir du fond topographique numérisé au 1/25000^e pour chaque vallée (fig. 10-2, 10-3 et 10-4).

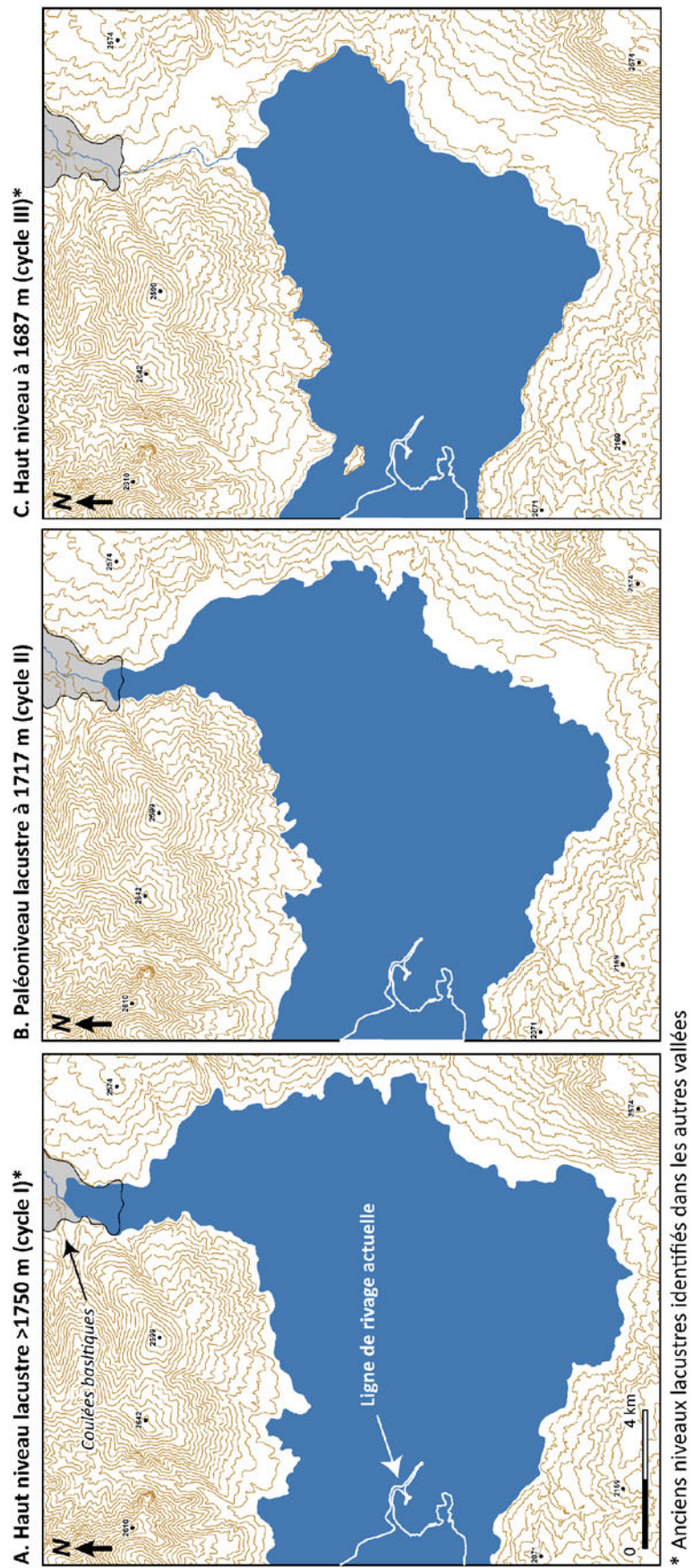


Figure 10-2. Reconstitutions d'extension du paléolac de Van dans la basse vallée de la Bendimahi

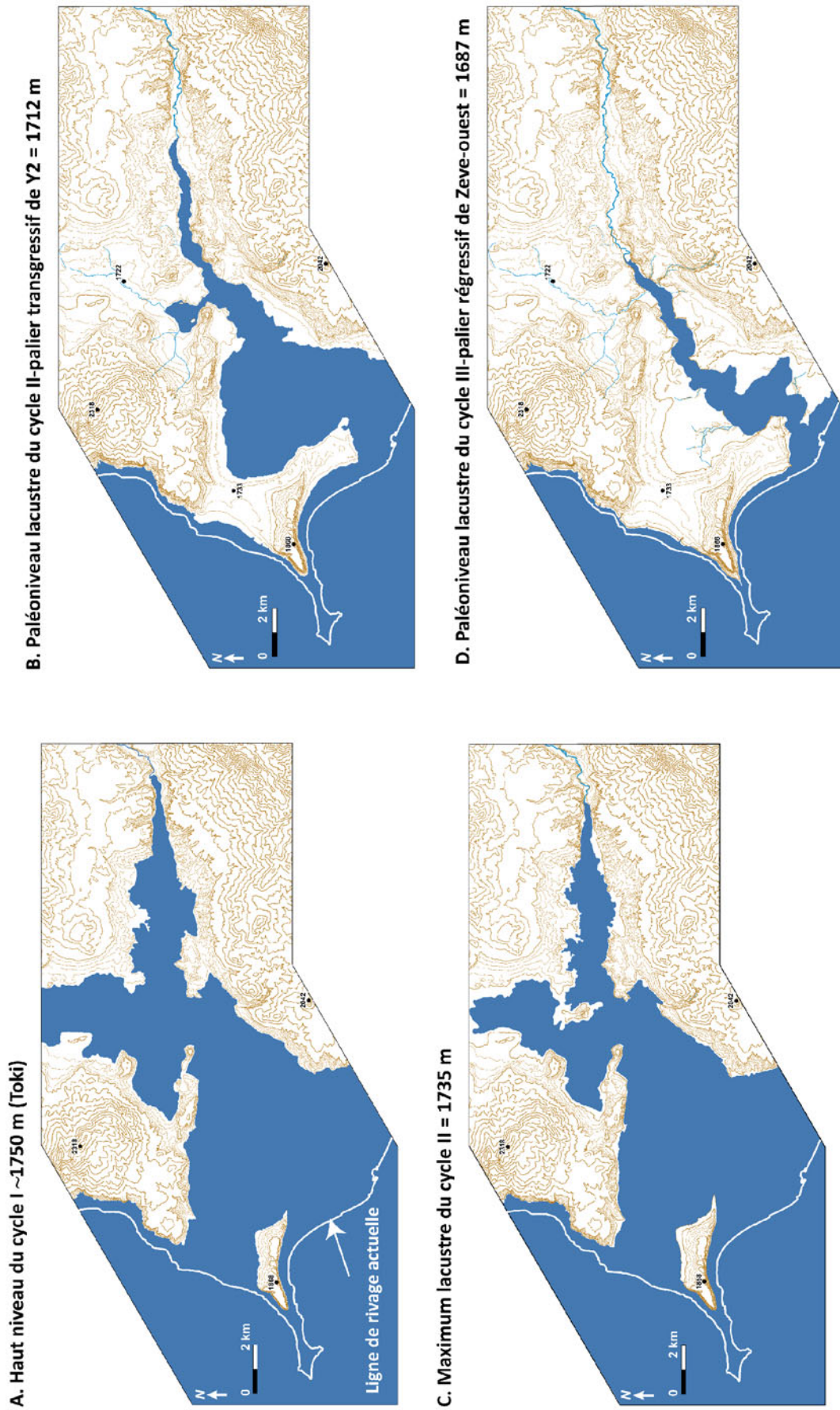
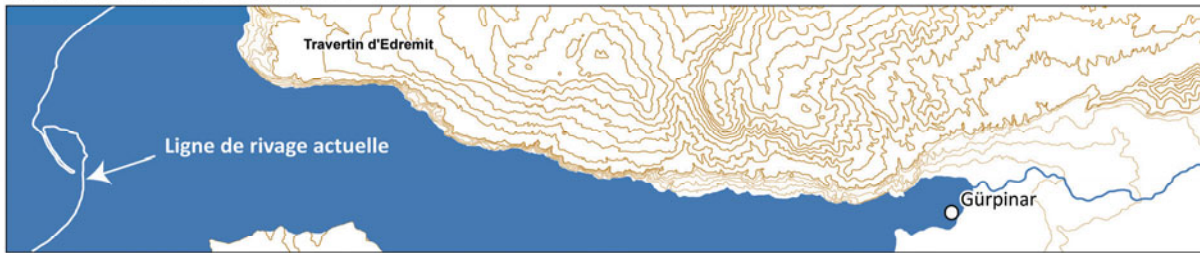
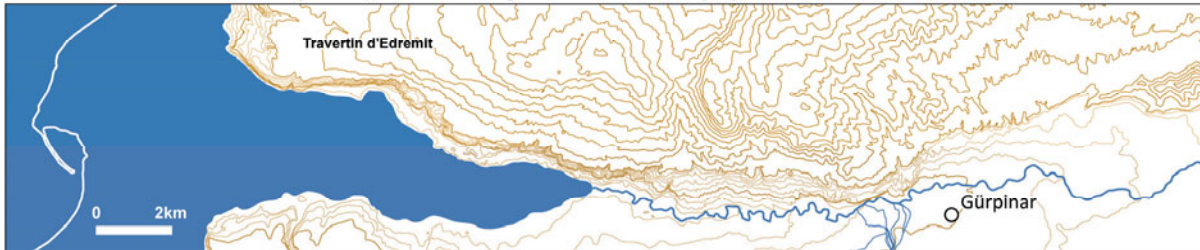
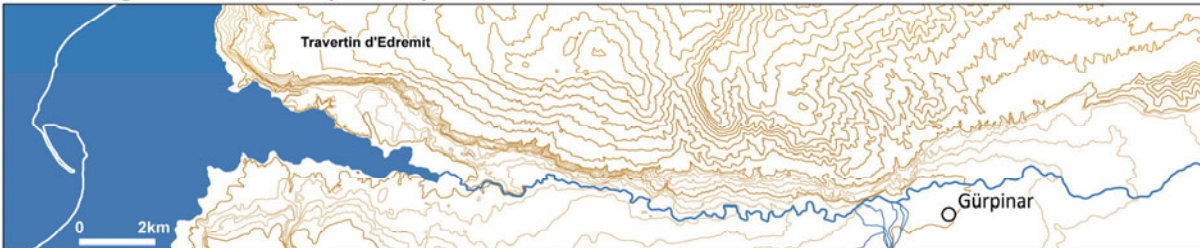


Figure 10-3. Reconstitutions d'extension du paléolac de Van dans la basse vallée de la Karasu

A. Haut niveau lacustre du cycle I > 1750 m***B. Maximum lacustre du cycle II = 1735 m****C. Haut niveau lacustre du cycle II (ressaut transgressif de Dönemeç üstü) = 1715 m****D. Palier régressif des Abricots pour le cycle III = 1685 m**

* Ancien niveau lacustre identifié dans d'autres vallées

Figure 10-4. Reconstitutions d'extension du paléolac de Van dans la basse vallée de l'Engil

Notre premier constat est que, lors du cycle I, le lac a entièrement submergé les secteurs que nous avons étudiés sur le terrain. Il est alors impressionnant de se représenter un tel paysage où le lac occupe un territoire qui s'étend nettement au delà de Yumrutepe, atteignant presque le secteur du seuil du lac Erçek (fig. 10-3), borde la plaine de Gürpınar (fig. 10-4) et vraisemblablement recouvre l'aval des coulées basaltiques dans la Bendimahi. On se rend compte que ces vastes espaces ont pu, comme nous l'avons constaté sur le terrain, correspondre au dépôt de sédiments offshore rythmés voire varvés. Les particules fines en suspension ont nourri les lits fins des argiles en respectant possiblement une alternance saisonnière. Cependant, même dans une telle hypothèse où des taux de sédimentation à haute résolution (1 lit = année/saison), seraient rapportés à l'épaisseur cumulée des dépôts reconstituée à partir des seuls affleurements repérés (dont on ne voit jamais la base) qui atteint environ une trentaine

de mètres, renforce l'idée d'une transgression assez rapide. Si l'on considère le taux de sédimentation évalué à 0,9 cm/an par Kempe *et al.* [2002] pour des dépôts de varves limoneux, trente mètres de varves équivalent à une durée théorique de 2700 ans. En outre, nous savons que la sédimentation lors de cette transgression n'a pas été régulière puisqu'elle est entrecoupée de lits plus grossiers (Ravin des buses).

Même de courte durée, cette transgression a marqué de son empreinte les morphologies des vallées, puisque les sédiments lacustres qui lui correspondent ont colmaté les fonds de vallées, baies dominées par quelques collines isolées (« presqu'île » de Yumrutepe, fig. 10-3) et des versants raides, quand la lithologie s'y prêtait : volcaniques dans la Bendimahi ; travertins dans l'Engil. Ces versants plongeant dans le lac offraient des paysages littoraux proches de ceux que l'on connaît aujourd'hui au sud du lac en bordure du massif de Bitlis (pl. 5, photo a, p. 58). Les produits détritiques des bassins versants ne semblent pas avoir alimenté de grands cônes au débouché des rivières, dans les baies correspondant aux paléovallées alors immergées (du moins n'en avons-nous pas retrouvé trace). Cependant, la sédimentation de *bottomsets* (offshore) sablo-limoneux près des rivages et surtout argileux (parfois varvés) dans ce qui est aujourd'hui l'amont des basses vallées montre que les apports fins ont été abondants.

Quel qu'ait été ensuite le rythme de retrait du lac, la vitesse et/ou l'ampleur de la baisse de niveau du lac ont initié : (i) une très forte incision des rivières, et (ii) l'érosion de la plupart des dépôts formant la partie du remplissage sédimentaire correspondant au niveau maximum antérieur. L'incision du réseau hydrographique a suivi le rythme d'abaissement du lac. L'ajustement des profils longitudinaux a provoqué la remobilisation d'une très grande quantité de sédiment, qui s'est retrouvée dans le fond de la cuvette lacustre, considérablement réduite en surface.

Dans la cuvette lacustre, la capacité d'accommodation a été inférieure aux apports sédimentaires, renforçant la tendance à la rétraction des lignes de rivage par progradation des apports fluviaux (fig. 3-4, p. 112).

L'origine de la régression du cycle I est à mettre en relation avec le déséquilibre du bilan hydrologique face aux changements paléohydrographiques dans le bassin versant (*cf. infra*).

Avec la transgression du cycle II, le lac occupe à nouveau de vastes espaces mais plus restreints que lors du maximum précédent. Au débouché des sections en gorges, les rivières alimentent des deltas sous-lacustres en grande partie préservés aujourd'hui. Dans la vallée de la Bendimahi (fig. 10-2), le lac se positionne au pied des coulées volcaniques barrant la vallée, submergeant la plaine au sud de Muradiye. Dans la vallée de la Karasu, les reconstitutions montrent la présence d'une île (affleurement du substrat au nord de Zeve). Le secteur sensible compris entre cette île et Mollakasım, encore émergé lors du paléoniveau à 1712 m, est finalement inondé lors du maximum lacustre à 1735 m.

La transgression du cycle III submerge à nouveau l'essentiel des basses vallées actuelles ; et dans la Bendimahi c'est toute la large plaine aval qui est immergée. Les sédiments lacustres déposés dans ces secteurs ont été d'autant plus rapidement évacués lors de la régression qu'ils avaient été déposés dans l'axe « ancien » et naturel de la vallée repris quasiment à l'identique (excepté à Zeve) par la rivière se réinstallant dans une basse vallée émergente. Cependant, les versants ont enregistré une incision par paliers, avec les rivières adoptant des styles fluviaux à méandres développés dans les dépôts lacustres du cycle III. La situation est légèrement différente dans la basse vallée de la Bendimahi où la rivière a rencontré les mêmes difficultés à trouver son nouveau cours que les autres vallées (post-cycle III) dans une plaine surdimensionnée, peut-être liée à sa subsidence.

III. Le forçage climatique comme explication aux variations du niveau du lac ?

III.1. Une origine envisageable pour les cycles III et IV

Les transgressions du cycle III et IV semblent répondre à un forçage d'origine climatique. En effet, aucune trace d'activité volcanique contemporaine du démarrage des transgressions n'a été relevée au niveau de paléoseuils potentiels, même si les dépôts supérieurs du cycle III enregistrent une forte activité sismique ou volcano-sismique.

Le début de la première phase transgressive du cycle III, daté vers 27-26 ka cal. BP se produit après une éruption attribuée au Süphan Dağı et datée de 31,4 ka à Topaktaş [Christol *et al.*, 2010]. Le lac atteint une altitude supérieure à 1686 m vers 26-25 ka cal. BP (date obtenue au site de Kirklar). Cette période correspond à une période de forte humidité relative (Soreq Cave) et de hauts niveaux lacustres en Méditerranée orientale et au Proche orient (Lac Lisan). De même en Anatolie centrale (Plaine de Konya), on constate une augmentation de l'humidité autour de 28-25 ka cal. BP [Roberts et Wright, 1993 ; Bar-Matthews *et al.*, 1997 ; Kuzucuoğlu et Roberts, 1998 ; Machlus *et al.*, 2000 ; Bartov *et al.*, 2002 ; Landmann *et al.*, 2002 ; Jones *et al.*, 2007].

La régression intermédiaire du cycle III autour de 24-22 ka cal. BP s'inscrit dans ce contexte climatique humide de l'ensemble de la Méditerranée orientale qui dure de 35/30 ka à 17 ka cal. BP. Dans ce contexte, cette régression intermédiaire est chronologiquement parallèle à une oscillation du lac Lisan vers 24-23 ka cal. BP [Landmann *et al.*, 2002 ; Bartov *et al.*, 2002].

Le second épisode transgressif du cycle III a été daté de 22-20 ka cal. BP par Kempe *et al.* [2002] au site Les Abricots. On peut le mettre en parallèle avec d'autres enregistrements au Proche-Orient [Machlus *et al.*, 2000 ; Bartov *et al.*, 2002 ; Landmann *et al.*, 2002] et en Anatolie

centrale où les lacs atteignent leur niveau maximum entre 26 et 19 ka cal. BP [Kuzucuoğlu et Roberts, 1998 ; Fontugne *et al.*, 1999 ; Kuzucuoğlu *et al.*, 1999 ; Jones *et al.*, 2007]. Cette période correspond pourtant à une phase climatique globale aride. L'apparition et le maintien de ces systèmes lacustres en Méditerranée orientale peuvent s'expliquer par la faiblesse de l'évaporation [Roberts et Wright, 1993]. Cette interprétation est étayée par les résultats des analyses isotopiques des spéléothèmes de Soreq Cave [Bar-Matthews *et al.*, 1997].

A la fin du cycle III, vers 20 ka cal. BP, le niveau du lac diminue. Débute alors la dernière grande régression avant les niveaux subactuels. Cette régression est comparable à celles d'autres masses lacustres proche-orientales, notamment celle du lac Lisan (*cf.* courbes fig. 10-5). Le niveau de celui-ci baisse vers 23 ka cal. BP, avec un premier palier à 21 ka cal. BP, puis un second, très bas, entre 19 et 15 ka cal. BP [Bartov *et al.*, 2002], le maximum lacustre étant vraisemblablement atteint vers 17,5 ka cal. BP [Landmann *et al.*, 2002]. Pendant cette même période, une diminution de l'humidité est également enregistrée en Anatolie centrale : Cappadoce vers 19 ka cal. BP [Jones *et al.*, 2007] et la plaine de Konya à partir de 20,5 ka cal. BP [Fontugne *et al.*, 1999].

La courbe du lac de Van que nous proposons montre que le maximum atteint lors de la transgression IIIb ne se maintient pas. L'importante régression qui suit se traduit par la très forte incision des dépôts lacustres et alluviaux plus anciens, et par celle du substrat géologique, éléments qui suggèrent que le lac a atteint un niveau sans doute très inférieur à 1648 m. Ce bas niveau du lac de Van semble correspondre à celui identifié par Landmann *et al.* [1996a] à la base de la séquence varvée de 14570 ± 234 ans : ces auteurs ont même conclu un assèchement du lac. Cette hypothèse a été jugée excessive suite aux résultats obtenus à partir des carottages profonds réalisés en 2004 [Heumann *et al.*, 2008 ; Litt *et al.*, 2009]. Cependant, bien que l'assèchement de la cuvette, notamment dans sa partie la plus profonde (ouest) soit très peu crédible, une large partie du golfe d'Erciş (profondeur actuelle inférieure à 150 m) a pu être exondée. Cette forte régression datée de 20-15 ka cal. BP, répond à une aridification du climat post-DMG, qui sévit dans la région de la Méditerranée orientale.

A partir de 15 ka cal BP, les informations dont nous disposons sont très peu nombreuses et il semble que les enregistrements sédimentaires de l'évolution lacustre au Tardiglaciaire (15-12 ka cal. BP) et à l'Holocène soient essentiellement immergés aujourd'hui. D'après la séquence sous-lacustre [Landmann *et al.*, 1996a ; Litt *et al.*, 2009], le niveau du lac remonte. Au Levant Sud, le lac Lisan remonte également, jusqu'à 11 ka cal. BP [Neev et Emery, 1995]. Cette transgression Tardiglaciaire s'inscrit dans un contexte de réchauffement global (fig. 10-5), qui a dû entraîner, dans le bassin versant du lac de Van, la fonte des glaciers développés dans les massifs montagneux voisins, notamment le massif de Bitlis très arrosé aujourd'hui [Doğu, 2008 ; Kuzucuoğlu *et al.*, 2010].

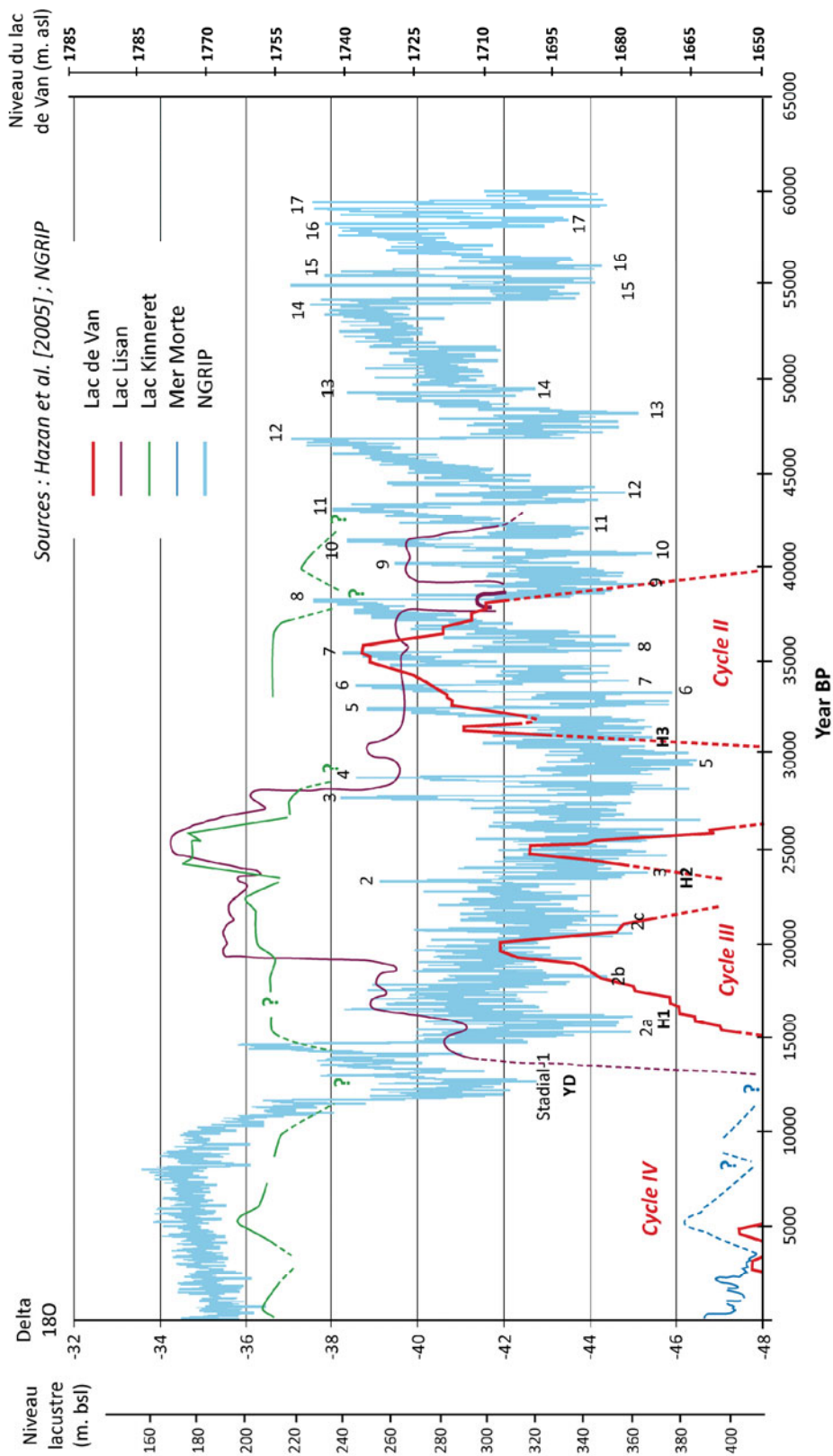


Figure 10-5. Comparaison des variations du niveau du lac de Van avec d'autres courbes de référence régionales et une courbe globale pour la fin du Pléistocène supérieur
Sources : Hazan *et al.* [2005] et NGRIP

Au cours de nos recherches, nous n'avons retrouvé que quelques traces de variations holocènes du niveau du lac de Van, d'ordre plurimétrique seulement. Ainsi, parmi les sites archéologiques connectés à des paléo-rivages, l'un est légèrement plus bas (Age Bronze final = 3500-3000 ka cal. BP), l'autre environ 5 m plus haut que l'actuel (Age du Bronze ancien = 5^e millénaire cal. BP) [Kuzucuoğlu *et al.*, 2010].

III.2. Une origine discutable pour le cycle II

La transgression du cycle II, postérieure à 110-100 ka et antérieure à 31,4 ka, a atteint la cote maximale de 1735 m (seuil actuel du lac à +87 m). Rares sont les courbes de référence, dans la région, couvrant des périodes antérieures à 25 ka cal. BP [Kuzucuoğlu *et al.*, 2010]. En Méditerranée orientale, trois enregistrements paléoclimatiques sont disponibles [Robinson *et al.*, 2006] :

- L'analyse des spéléothèmes de Soreq Cave montre une période humide entre 128 et 120 ka correspondant au dernier Interglaciaire. Le dernier Glaciaire y est enregistré comme une longue période de faibles précipitations avec quelques interruptions plus humides datées de 80-75 ka, 48-46 ka et 36-33 ka [Bar-Matthews *et al.*, 1997] ;

- Le lac Lisan, à partir de 56 ka cal., montre également une tendance générale à l'aridité (diminution des précipitations) qui conduit à la disparition du lac entre 47 et 44 ka [Machlus *et al.*, 2000]. A partir de 35 ka, le niveau du lac Lisan remonte à nouveau.

- Dans la plaine de Konya (Anatolie Centrale), où le dernier Interglaciaire est caractérisé par des conditions climatiques humides et tempérées, l'ensemble du dernier Glaciaire est sec avec trois épisodes d'aridité extrême à 110-100 ka, 68-66 ka et 35-32 ka [Kuzucuoğlu *et al.*, 1999]. La période d'humidité qui précède le DMG commence donc, dans la région, à partir de 35-32 ka.

Dans ce contexte incertain, il est possible de placer la transgression du cycle II lors de l'un des épisodes humides identifiés à Soreq entre 35-32 et 30 ka, période où les trois séquences de référence convergent pour montrer une hausse de l'humidité. La rapidité de la transgression mise en évidence dans les coupes étudiées conforte l'image d'un signal brutal et ample. Il est difficile d'expliquer cette transgression par le seul contexte climatique, du fait principalement de la convergence d'altitude entre le niveau maximum atteint par la transgression II et le seuil topographique du lac formé par un barrage ignimbrétique ayant déversé le réseau hydrographique. Cependant, même en envisageant des « ajustements » de la cuvette lacustre avec de nouvelles distributions morphologiques nées de l'activité volcanique, cela n'explique pas une augmentation de volume équivalente au volume du lac actuel (si l'on considère un niveau de régression très bas entre le cycle I et le cycle II). Le cycle II se termine avant l'émission du tephra du Süphan daté de 31,4 ka cal.

La régression du cycle II atteint un niveau inférieur (mais pas forcément beaucoup plus bas) au niveau actuel. Elle s'effectue par à-coups qui, avec les processus d'incision des rivières qui les accompagnent, aboutit à l'élaboration des niveaux de terrasses clairement identifiés (cf. ch. 8). Cette régression pourrait correspondre à plusieurs phases d'aridité croissante mises en évidence au Proche-Orient notamment [Bar-Matthews *et al.*, 1997; Machlus *et al.*, 2000], dans la plaine de Konya entre 70-60 ka et 33-30 ka [Kuzucuoğlu *et al.*, 1999] et du lac Lisan entre 44 ka et 40 ka [Machlus *et al.*, 2000]. Ces dates expliquent que notre chronologie lacustre place la régression majeure du cycle II autour de 40-30 ka. Malgré de nombreuses incertitudes, les données paléoclimatiques régionales tendent à montrer que : (i) le début de transgression du cycle II est postérieure à 70 ka ; (ii) le cycle II s'est produit plutôt autour de 40-30 ka, hypothèse étayée par la réaction rapide du lac aux fluctuations tant climatiques que environnementales.

III.3. Le cycle I ne répond pas à un forçage climatique

D'après le modèle proposé dans notre étude, le cycle I est non seulement le cycle le plus ancien mais également le cycle dont le maximum lacustre est le plus élevé. Le niveau atteint 1751 m (voire 1755 m pour les dépôts de la Zilan)[Kuzucuoğlu *et al.*, 2010] est supérieur au seuil actuel du bassin (1735 m) et conforme au niveau maximum théorique estimé (1770 m). Si le maximum du cycle I s'est trouvé entre 1755 et 1770 m cela signifie que le niveau du lac était à cette époque contrôlé par un seuil plus haut et/ou différent du seuil actuel. Ce cycle I est antérieur à 110 ka. Pour le moment, la seule date dont nous disposons est 117 ka avec la possibilité qu'elle soit plus vieille (marge haute 152 ka). Cet âge place la transgression qui suit le rivage de Toki (1747 m) à la fin du SIM 5e. Ce niveau du lac est à mettre en relation, non seulement avec les conditions paléoclimatiques de la fin de l'Interglaciaire (forte humidité, dans un contexte de températures favorisant à la fois l'abondance des précipitations et la fonte des neiges et glaciers), mais aussi avec l'impossibilité apparente qu'une transgression ancienne ait dépassé l'altitude du seuil (actuel) de déversement du lac de Van dans le bassin du Tigre (actuel). Concernant ce dernier point, les éléments paléohydrographiques déterminés par l'activité volcanique et/ou tectonique sont nombreux dans le secteur de Tatvan (fig. 10-6 et 10-7a) au sud-ouest du lac [Mouralis *et al.*, 2010 ; Akköprü, 2011], où la reconstitution des morphologies met en évidence d'importants changements dans l'hydrographie (seuils, fig. 10-6 et 10-7b) antérieure au cycle I [Mouralis *et al.*, 2010 ; Kuzucuoğlu *et al.*, 2010 ; Akköprü, 2011].

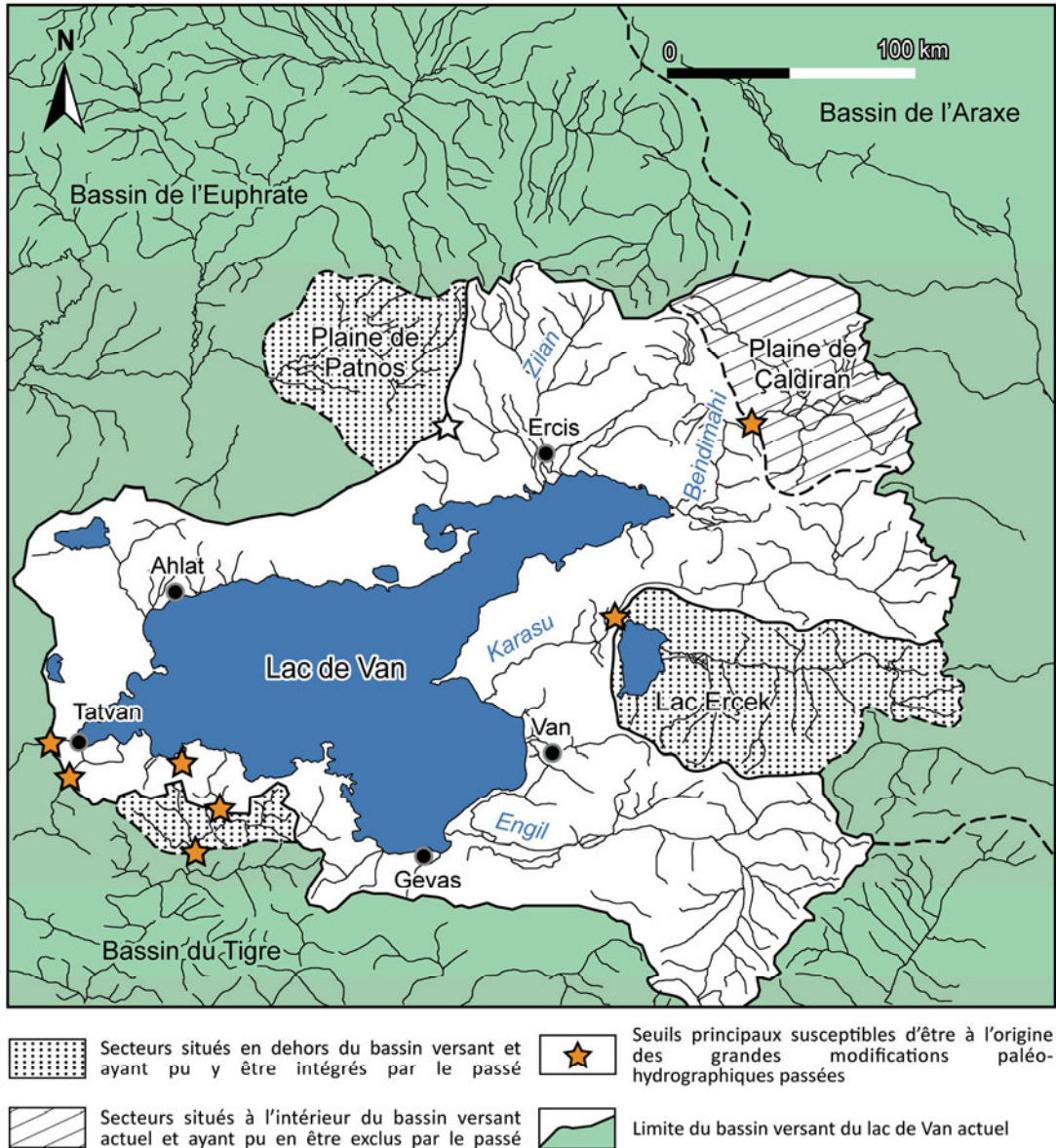


Figure 10-6. Une paléohydrographie du bassin versant du lac de Van [Kuzucuoğlu *et al.*, 2010]

IV. L'impact du volcanisme sur la paléohydrographie

IV.1. Réflexions sur les changements paléohydrographiques

La paléohydrographie du bassin versant du lac de Van a subi des changements importants antérieurement à la transgression I (fig. 10-6 et 10-7b). Ils ont été en lien avec soit l'activité volcanique, soit l'action conjuguée (ou non) de la tectonique et du volcanisme. Ainsi on distingue le secteur occidental et sud-occidental fortement marqué et perturbé par l'activité volcanique, et les secteurs situés à l'est et au nord-est du bassin, où l'on dispose d'éléments permettant de penser que des captures de réseau hydrographiques se sont produites et ont pu conduire à des soustractions ou à des intégrations de bassins versants secondaires dans le bassin

versant du lac de Van (fig. 10-6). Par exemple, il est certain, morphologiquement, que le lac Erçek (fig. 1-3, p. 26) et son bassin versant, autrefois intégrés au lac de Van, en ont été isolés, probablement sous l'effet de la tectonique. Ce lac, aujourd'hui endoréique et qui est géochimiquement comparable au lac de Van, n'est en effet séparé de la vallée de la Karasu que par un seuil relativement bas, à une altitude de 1825 m, à un endroit où la rivière s'écoule à 1755 m tandis que l'altitude du lac Erçek actuel est de 1803 m (fig. 6-1 p. 173) données issues des cartes topographiques). La perte de cette partie du bassin versant a dû avoir une conséquence négative sur le bilan hydrologique du lac. A l'inverse, le déversement vraisemblable (à une période inconnue) d'un paléolac occupant la plaine de Çaldıran (fig. 10-6) a dû alors apporter une contribution positive au bilan hydrologique du lac de Van.

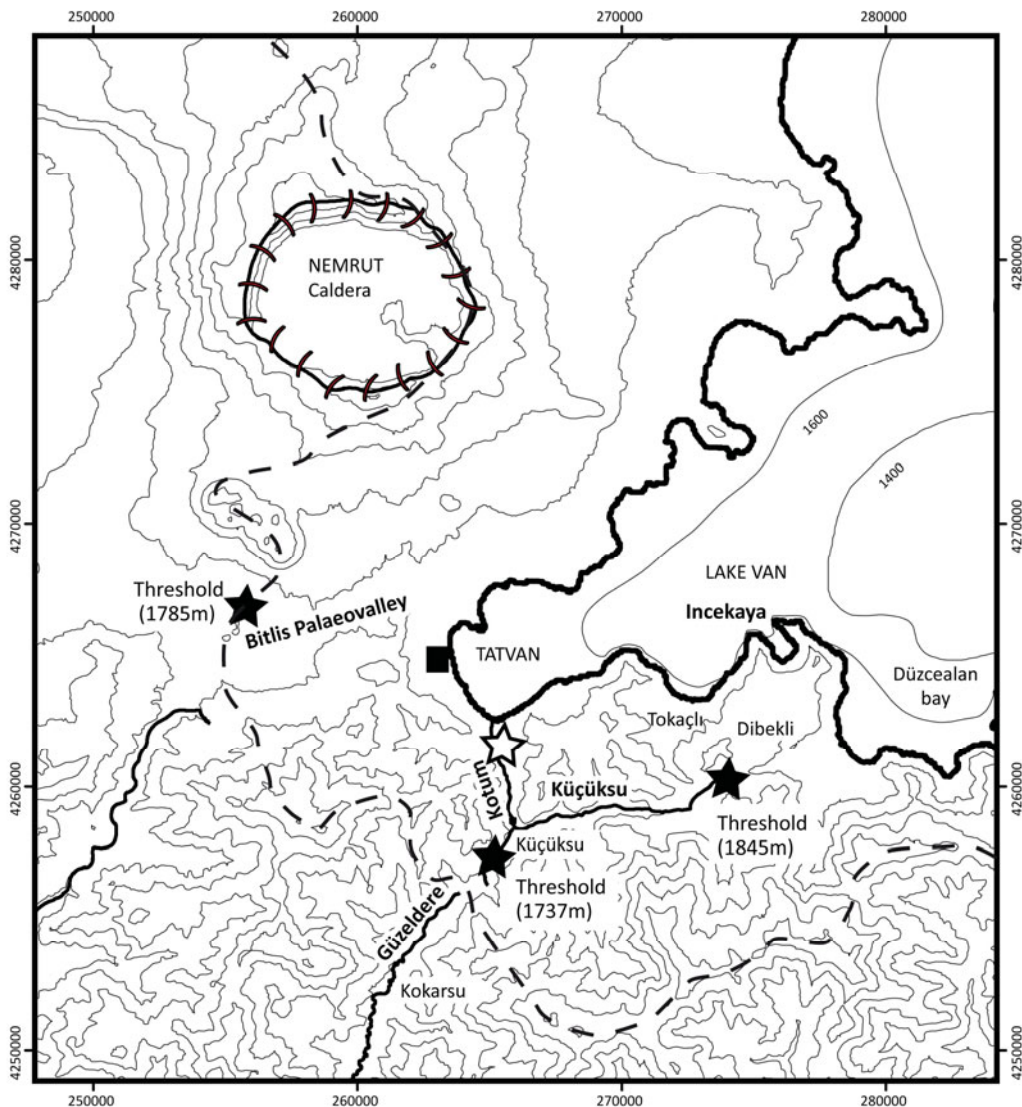


Figure 10-7a. Configuration morphologique de la partie sud-ouest du lac de Van et les différents seuils formés dans les vallées par des dépôts volcaniques. Source : Mouralis *et al.* [2010]

IV.2. Les données paléogéographiques pour la partie sud-ouest du bassin lacustre

La partie sud-ouest du bassin lacustre est drainée aujourd'hui par trois vallées au nord et au sud de Tatvan (fig. 10-7a) : la vallée de Bitlis au pied du Nemrut Dađı, la vallée de la Küçüksu-Kotum la vallée où le seuil actuel a été mesuré (Güzeldere) [Akköprü, 2011]. L'évolution géomorphologique récente de ces vallées a été essentiellement contrôlée par l'impact des éruptions du volcan Nemrut Dađı tout proche. En particulier, des coulées ignimbritiques parfois très épaisses se sont produites, la dernière d'entre elles remplissant la Küçüksu qu'elle a isolé de la Güzeldere tout en formant le seuil du lac actuel (fig. 10-7a et 10-7b). La plus ancienne de ces coulées, qui correspond vraisemblablement à l'effondrement de la caldeira sommitale du Nemrut Dađı [Çubukçu, 2008 ; Mouralis *et al.*, 2010], a comblé à la fois la paléo-vallée de Bitlis et la vallée de la Küçüksu (fig. 10-7b) [Mouralis *et al.*, 2010]. Dans la vallée de la Kotum, l'ignimbrite, plus jeune, est recouverte par les dépôts lacustro-deltaïques du cycle II (fig. 10-7b). Cette ignimbrite s'intercale entre le travertin daté à 110 ka et le cycle II ; elle semble également plus jeune que d'autres dépôts lacustres antérieurs au travertin daté (cycle I) (*cf.* ch. 9).

Les topographies fossilisées sous les différents dépôts volcaniques (ignimbrites, retombées ponceuses) du secteur suggèrent qu'il a pu exister plusieurs seuils anciens dans d'autres vallées. Ainsi, la coulée la plus ancienne (âge relatif) a formé deux seuils : un au nord de Tatvan (vallée de Bitlis) à 1785 m ; l'autre à 1845 m au sud-ouest de Dibekli (fig. 10-7b). Les résultats des recherches menées dans le cadre du programme ANOVAN ont conclu que dans les vallées de Tokaçlı-Küçüksu (fig. 10-7a et 10-7b) et dans la paléo-vallée de Bitlis l'exutoire des eaux d'un paléolac de Van devait se trouver sous la coulée ancienne.

IV.3. Un scénario crédible concernant le cycle I

Le barrage de cet ancien émissaire lacustre par la coulée du Nemrut Dađı pourrait être à l'origine d'un très haut niveau lacustre à ~1758 m (seuil au pied du Nemrut, fig. 10-7a). La fermeture du bassin pourrait avoir favorisé la montée des eaux dans la dépression, le nouveau seuil correspondant au niveau maximum de la transgression du cycle I à 1750 m (<1770 m). La transgression du cycle I pourrait donc être associée et de ce fait plus ou moins contemporaine de l'effondrement de la caldeira du Nemrut Dađı. Notons que le lac existait avant le cycle I et qu'il possédait un émissaire. A cette époque, le lac était alors moins étendu qu'aujourd'hui, vraisemblablement confiné au bassin profond du sud-ouest, comme le suggère la bathymétrie. Il n'en demeure pas moins que le bilan hydrologique d'alors a permis d'accumuler un volume d'eau plus d'une fois et demie supérieur à celui du lac actuel ; apports et prélèvements devaient correspondre à des conditions climatiques très différentes d'aujourd'hui.

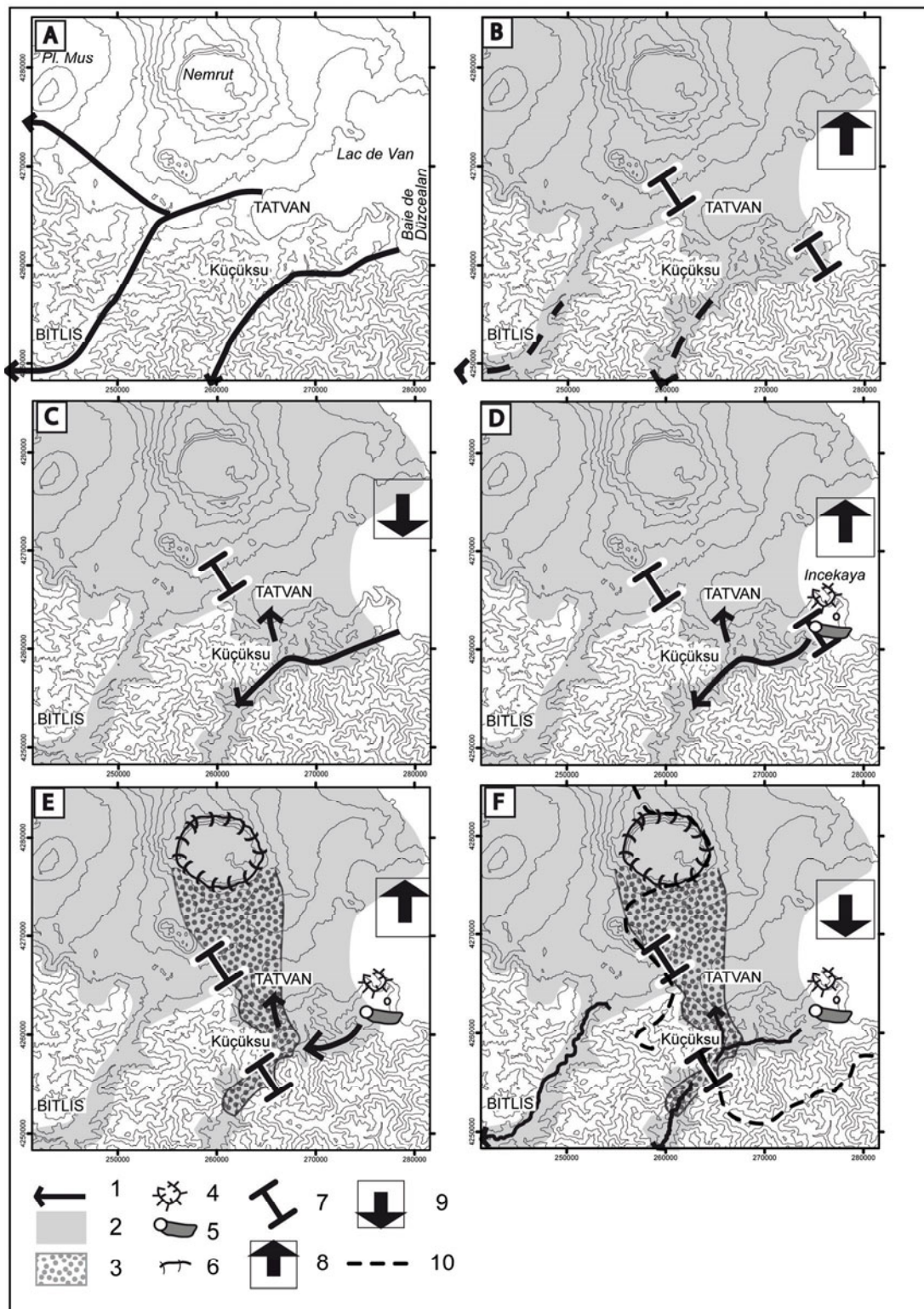


Figure 10-7b. Evolution des paléogéographies et de la paléohydrographie, déterminées par les émissions successives de pyroclastites du Nemrut dans le secteur de Tatvan

Source : Mouralis *et al.* [2010]

1. Drainage et paléo-drainage
2. PYR-01, ignimbrite du Nemrut
3. PYR-05, ignimbrite de Kotum
4. Cône de tuff (Incekaya)
5. Cône de scories et coulée de lave associée
6. Caldera du Nemrut
7. Barrages d'origine volcanique
8. Transgression lacustre
9. Régression lacustre
10. Limite actuelle du bassin versant

Dans la vallée de la Küçüküsu, l'érosion de la partie non indurée de la coulée la plus ancienne a vraisemblablement été très rapide [Kuzucuoğlu *et al.*, 2010], résultant de la formation possible d'un émissaire s'approfondissant rapidement et pouvant expliquer la régression du cycle I. Ce premier cycle, phases de transgression et régression, serait donc avant tout contrôlé par des changements dans la paléohydrographie, en lien avec l'émission et l'érosion de coulées volcaniques.

Plus tard, l'émission de l'ignimbrite de Kotum (la dernière) est à l'origine de la formation d'un nouveau seuil (toujours actuel) à 1735 m, qui a contrôlé le maximum de la transgression du cycle II. Cette ignimbrite est néanmoins recouverte, dans la vallée de la Kotum, par les dépôts lacustres du cycle II. Le profil de la topographie fossilisée par la coulée semble indiquer que la Kotum n'était alors pas connectée à la vallée de la Küçüküsu comme aujourd'hui (fig. 7-10b). L'ignimbrite aurait donc, lors d'un événement extrêmement violent, remonté les pentes jusqu'à briser l'ensellement de partage des eaux. C'est, avec le retrait du lac depuis son maximum du cycle II, que se met en place la configuration hydrographique actuelle (fig. 10-7b).

V. Conclusion

La discussion sur l'origine des grandes oscillations du niveau du lac de Van depuis environ cent mille ans montre que les conditions et contraintes des quatre cycles identifiés sont différentes. Les phases transgressives des deux cycles les plus anciens ont été contemporaines d'événements volcaniques majeurs alors que les deux transgressions des cycles plus récents correspondent à des changements climatiques globaux. Intermédiaire, la transgression du cycle II enregistre à la fois un changement paléohydrographique, et un changement climatique. Ensuite, tous les changements, régressions comme transgressions sont l'expression d'ajustements du volume lacustre aux fluctuations climatiques. Les cycles III et IV s'inscrivent ainsi dans le contexte climatique du Dernier Maximum Glaciaire et du Tardiglaciaire, les variations du niveau du lac de Van s'accordant avec les autres séquences paléoclimatiques régionales.

CONCLUSION DE LA QUATRIEME PARTIE

La synthèse des résultats morphosédimentaires a permis de reconstituer l'évolution du lac et de son bassin versant dans les secteurs étudiés. En élargissant nos résultats à ceux obtenus dans le cadre du programme ANOVAN nous avons été en mesure de reconstituer la paléohydrologie du lac et la paléogéographie de son bassin versant depuis plus de 100000 ans. La courbe des variations du niveau du lac de Van obtenue montre quatre grands cycles lacustres correspondant à quatre grandes transgressions d'amplitudes variées. Celles-ci se mettent vraisemblablement en place (i) lors du SIM 5e pour la première, (ii) au début ou en plein Dernier Glaciaire pour la seconde, (iii) au Pléniglaciaire pour la troisième et (iv) à la fin du Tardiglaciaire pour la quatrième. Ces résultats paléohydrologiques nous ont permis de mettre en évidence les causes des variations du niveau du lac de Van. Sa masse d'eau apparaît très réactive aux changements environnementaux mais n'a pas toujours répondu à un forçage climatique. La transgression du cycle I a pour élément déclencheur un barrage pyroclastique qui a fermé l'émissaire du lac. Nos résultats montrent que les transgressions suivantes répondent, en revanche, à des ajustements hydrologiques lors de conditions paléoclimatiques favorables (plus humides). Notre hypothèse est que les transgressions du cycle II et du cycle III marquent des épisodes plus humides au cours du Dernier Glaciaire ce qui vient confirmer ce que montrent les autres courbes régionales notamment celle du lac Lisan témoignant également de hauts niveaux au Péniglaciaire [Hazan *et al.*, 2005]. A l'inverse, les régressions importantes dont les bas niveaux demeurent difficiles à estimer, correspondraient à des périodes plus arides et plus favorables à l'évaporation. La figure 10-5 suggèrent, en l'état de notre chronologie absolue, une relation éventuelle entre ces régressions et les événements Heinrich : H3 pour la régression du cycle II, H2 pour la régression intermédiaire du cycle III et H1 pour la régression du cycle IV... Quoiqu'il en soit, nos interprétations des variations du niveau du lac de Van, parce que ses volumes considérables ne peuvent s'expliquer que par le maintien d'un contexte hydro-climatique propice à des bilans hydrologiques du lac excédentaires, viennent confirmer sa qualité indéniable d'enregistreur climatique depuis le début du Dernier Glaciaire jusqu'à l'Holocène.

CONCLUSION GENERALE

La réalisation de cette thèse nous a permis de répondre aux objectifs fixés qui étaient de reconstituer les variations du niveau du lac de Van à partir d'archives sédimentaires et morphologiques contenues dans le bassin versant. Nous avons étudié trois vallées majeures du bassin versant du lac de Van ce qui représente au total 60 km de linéaire, une quarantaine de coupes, et environ 200 m de mètres d'épaisseur cumulée de sédiments à l'affleurement. Les résultats obtenus ont répondu à nos attentes concernant (i) la nature des variations (amplitudes, maxima altitudinaux, extensions, paléovolumes), (ii) l'âge des anciens niveaux, (iii) les causes des variations.

1. Résumé des avancées scientifiques

Nos recherches ont permis de mettre en avant la grande instabilité du niveau du lac de Van depuis le dernier Interglaciaire, période n'ayant jamais été investie jusqu'alors. Nos résultats permettent de nuancer le forçage climatique des variations du niveau du lac de Van en s'appuyant sur les causes de la transgression la plus ancienne. Le potentiel paléoclimatique du lac de Van à l'échelle régional est confirmé mais notre étude montre que le climat n'est pas le seul élément expliquant l'évolution du lac de Van.

L'instabilité de la cote du lac mise en évidence pour la période actuelle, point de départ de notre étude, se confirme pour l'évolution passée du lac de Van et ce dans des proportions remarquables. Le lac de Van a connu d'importantes variations de son niveau d'eau depuis la fin du dernier Glaciaire mais il ne s'agit là que de la fin d'une longue période très instable marquée par des transgressions de grande amplitude dépassant de plus de 100 m le niveau actuel.

Nos résultats justifient pleinement le choix d'une approche géomorphologique appliquée aux secteurs situés dans les vallées, entre le lac et les versants montagneux. Les séquences continentales étudiées apparaissent fortement érodées par les dynamiques fluviales. Cependant, elles demeurent riches en informations sur l'évolution du bassin versant par l'abondance des dépôts, la spécificité de leurs faciès deltaïques et leur disposition dans des systèmes de terrasse. La période couverte par ces archives fluvio-lacustres s'est révélée être beaucoup plus longue que celle couverte, en l'état actuel des recherches, par les sédiments sous-lacustres [Litt *et al.*, 2009].

D'un point de vue spatio-temporel ces données vont nettement plus loin que celles récoltées par le passé [Schweizer, 1975 ; Valetton, 1978 ; Kempe *et al.*, 2002].

En effet, la relation intime entretenue entre les dépôts lacustres, les retombées volcaniques et les formations carbonatées a permis de dresser une première chronostratigraphie des dépôts

du bassin versant à petite échelle et une première chronologie lacustre depuis le dernier Interglaciaire [Christol *et al.*, 2010 ; Kuzucuoğlu *et al.*, 2010].

L'étude associée des dépôts lacustres et des formations volcaniques a également permis de mieux comprendre l'impact de l'activité volcanique sur la paléohydrographie du bassin versant du lac, ce qui prouve que la transgression du lac de Van d'avant le dernier Glaciaire ne répond pas à uniquement à un forçage climatique [Kuzucuoğlu *et al.*, 2010, Mouralis *et al.*, 2010, Akköprü, 2011].

2. Principaux résultats

2.1. Apport de l'étude des dépôts du bassin versant

Les faciès sédimentaires des dépôts étudiés témoignent de la transgression du lac dans des environnements actuellement exondés et à des altitudes très élevées : ≥ 103 m, ≥ 87 m, > 57 m et > 52 m au-dessus du niveau actuel du lac. La géométrie des séquences sédimentaires montrant des emboîtements et des discordances permet d'identifier trois cycles lacustres antérieurs ou contemporains du Pléniglaciaire et délimités par des phases d'incision profonde et par des périodes d'aggradation fluviale.

2.2. Apports de l'étude géomorphologique des terrasses

Nos analyses morphologiques permettent d'interpréter les terrasses des vallées comme les réponses indirectes des systèmes morphogéniques aux régressions du niveau lacustre. Nos observations confirment également l'existence d'une régression post-glaciaire majeure responsable de l'incision d'anciennes formations alluviales et du substrat à l'aval des vallées étudiées [Christol *et al.*, 2010]. A cette grande régression a succédé une transgression responsable du colmatage des fonds de vallée que nous associons à la transgression Tardiglaciaire-Holocène mise en évidence par Landmann *et al.* [1996a].

2.3. Trois grands cycles lacustres couvrant plus de 100 000 ans

- Le premier cycle mis en évidence est vraisemblablement antérieur à 117 ka (SIM 5e), âge fourni par une datation OSL. Les dépôts de sa transgression sont difficilement accessibles. Ce cycle I correspond à un déséquilibre majeur du système lacustre lié au barrage de son paléo-émissaire par un épandage pyroclastique lors d'une éruption du volcan Nemrut Dağı [Mouralis *et al.*, 2010 ; Akköprü, 2011].

- Le second cycle intervient au cœur de la dernière période Glaciaire. Nous proposons de dater sa transgression à 40-35 ka. Cette transgression est à l'origine de la mise en place des dépôts se trouvant à l'amont des basses vallées au contact du substrat ou des formations du cycle I. A la fin de la transgression du cycle II, le lac a atteint 1735 m soit l'altitude du seuil de

déversement des eaux du lac actuel déjà en place à cette période. La montée du niveau du lac lors du cycle II s'expliquerait par un forçage climatique.

- Le troisième cycle a été daté du Pléniglaciaire. Il se compose de deux phases transgressives (maxima à 1700 et 1706 m) séparées par une régression intermédiaire. Ce cycle répond à des causes climatiques. Il est responsable du comblement des basses vallées ; le façonnement de terrasses étagées dans les dépôts montre que la régression s'est effectuée par à-coups, traduisant l'ajustement progressif du bilan hydrologique du lac à de nouvelles conditions climatiques.

- Nous avons également remarqué que les hauts niveaux lacustres ne semblent pas s'être maintenus sur de longues périodes. L'analyse des dynamiques sédimentaires des dépôts et l'interprétation des systèmes de terrasse suggèrent des cycles transgression-régression aux rythmes d'évolution relativement rapides.

2.4. Un enregistreur paléoclimatique indéniable pour le dernier Glaciaire au Moyen-Orient

La conclusion de nos recherches sur les variations du niveau du lac est que le lac de Van a connu de très importantes fluctuations de son volume (plus d'1,7 fois le volume actuel pour le cycle I) qui, d'un point de vue hydrologique, ne s'expliquent que par des apports en eaux du bassin versant considérables. Durant le dernier Interglaciaire la conjonction de facteurs climatiques favorables à des écoulements abondants du bassin versant (humidité, fonte des glaces) et des événements volcaniques brutaux (éruptions), est à l'origine du très haut niveau atteint par le lac de Van. Ainsi, il est important de différencier l'élément « déclencheur » (barrage) de la transgression lacustre des conditions favorables au maintien d'un fort volume d'eau. Les transgressions passées du lac de Van se sont toutes produites dans un contexte climatique favorable à un bilan hydrologique excédentaire. Par conséquent, les transgressions des cycles II et III témoignent de phases plus humides en Anatolie orientale durant le dernier Glaciaire.

L'évolution paléohydrographique pléistocène du bassin versant du lac de Van ne peut pas être comprise sans prendre en compte l'activité volcanique aux alentours et d'autres modifications (ajout/soustraction des apports hydrologiques par capture de bassins versants proches). Cependant, les variations du lac de Van au Pléistocène supérieur répondent en partie ou essentiellement, selon les périodes, à des changements hydro-climatiques majeurs.

3. Perspectives de recherche

3.1. Poursuivre le programme de datations

Les datations OSL actuelles ne sont pas entièrement satisfaisantes. Des corrections doivent être apportées pour les âges déjà obtenus. Cette amélioration passe par une connaissance encore plus précise du milieu de sédimentation de l'échantillon. L'amélioration de la

chronostratigraphie OSL doit se faire en tenant compte de ces aspects mais également en réalisant d'autres prélèvements. Ceux-ci concernent les unités sédimentaires importantes susceptibles de signaler le passage de la séquence I à la séquence II (par exemple). Cette phase est déjà amorcée et plusieurs échantillons sont actuellement en laboratoire. Des datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sont également en cours pour améliorer la tephrochronologie et affiner nos connaissances de l'évolution du bassin lacustre en lien avec le volcanisme [Mouralis *et al.*, 2010].

3.2. Explorer les dépressions périphériques du lac

La connaissance des terrains étudiés et la mise en place d'une chronostratigraphie nous permet d'envisager avec encore plus d'intérêt certains secteurs mal connus du bassin versant susceptibles d'avoir « piégé » les dépôts d'anciens hauts niveaux lacustres. Il s'agit de dépressions dont les origines et l'âge sont très variés (fonctionnement karstique, paléotopographie tertiaire). Certaines sont d'ores et déjà bien connus [Akköprü, 2011]. L'approche envisagée, déjà testée, consiste à réaliser des carottages sous le plancher de ces dépressions.

Concernant les cycles anciens, deux types de secteurs sont envisagés : les plaines dans le cours amont des vallées et les dépressions à la marge des vallées actuelles.

- L'exploration de la vallée de la Karasu a permis de repérer un site qui pourrait avoir enregistré de façon relativement complète les cycles lacustres les plus anciens. Il s'agit de la dépression située au nord de Yumrutepe dont les affleurements actuels ont permis d'y identifier les dépôts argileux rythmés du cycle I. Un carottage de cette plaine aujourd'hui mal drainée pourrait fournir plus d'informations sur le cycle I. Cette dépression aurait agi comme un piège du fait de l'existence d'un seuil structural dans la paléotopographie tertiaire (calcaire) à 1700 m environ. Les hauts niveaux atteints lors des cycles I et II connus désormais ont largement dépassé ce seuil qui a dû empêcher lors des régressions le retrait de l'ensemble des eaux formant des paléolacs temporaires. Ce sont ces paléolacs qui ont pu enregistrer dans leur sédimentation des indications paléoenvironnementales clés.

- La plaine de Gürpınar dans la vallée de l'Engil fait l'objet d'un intérêt particulier, parce qu'elle est située à limite du plus haut niveau atteint par le lac et que sa morphologie même pourrait avoir été façonnée par le paléolac du cycle I. En effet, le fonctionnement karstique de cette plaine semble avoir été connecté au niveau de base du bassin versant par le passé. Un haut niveau lacustre lors du cycle I a pu alimenter en eau cette plaine karstique sans que celle-ci soit connectée au lac en surface.

- Le polje de Göllü, désormais bien connu grâce à la thèse d'Ebru Akköprü, s'est révélé être un bon enregistreur des fluctuations environnementales durant le Tardiglaciaire et l'Holocène. Il semblerait que la séquence carottée (7 m) corresponde à la séquence sous-lacustre carottée en 2004 par Litt *et al.* [2009] [Akköprü, 2011]. De même la réalisation de carottages

sous le plancher des fonds de vallée actuels est susceptible de fournir des informations sur le 4^e cycle évoqué et la transgression post-glaciaire.

3.3. Développer l'approche géoarchéologique

L'archéologie de la région du lac de Van est très riche depuis le Néolithique jusqu'aux périodes historiques (Adilcevaz, Çavuştepe, Dilkaya, Ayanis... cf. cartes p. 173, 222 et 289) et s'inscrit dans une région susceptible de fournir des données sur le Paléolithique car bien avant l'essor des cultures néolithiques l'Anatolie orientale a été un passage lors du déplacement des hominidés d'Afrique vers le Caucase tout proche où l'on a découvert *Homo Georgicus* âgé de 1,8 millions d'années [Gabunia *et al.*, 2000]. Au-delà de l'intérêt indiscutable que présente une approche géoarchéologique dans le bassin versant du lac de Van, une perspective envisagée est celle de pouvoir faire le lien entre des occupations humaines et les variations passées du lac de Van. On le sait, des sites néolithiques, de l'Age du Bronze ancien et récent [Kuzucuoğlu *et al.*, 2010], mais aussi Ourartou [Kuzucuoğlu *et al.*, 2008], ou plus récents encore, peuvent donner des indications sur l'emplacement et le niveau du lac pour une période donnée.

3.4. Vers une modélisation du lac

A partir de nos connaissances acquises dans ce travail de thèse il est possible d'envisager une réflexion sur l'évolution globale du lac et de son bassin versant passée, actuelle et future (risque d'inondation). Nos résultats doivent permettre aux chercheurs qui s'intéressent à la compréhension du comportement du lac, notamment ceux qui travaillent à partir des modélisations [Turunçoğlu et Nüzhet-Dalfes, 2007 et 2008] de mieux appréhender le système lacustre maintenant que l'on connaît sa grande instabilité sur le temps long, l'évolution paléogéographique de son bassin et les seuils dont il dépend. Une modélisation hydrologique basée sur des calculs statistiques de bilans passés par analogie avec les bilans actuels (à condition de disposer de données climatiques sur le bassin versant actuel suffisamment fiables) pourrait permettre de valider, comme cela a été fait dans d'autres systèmes lacustres [Condom, 2002], notre modèle paléohydrologique et paléoclimatique.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abbot M. B., Binford M. W., Brenner M. et Kelts K. R., 1997 – A 3500 ¹⁴C yr high-resolution record of water level changes in lake Titicaca, Bolivia/Peru. *Quaternary Research*, 47, 169-180.
- Abu Ghazleh et Kempe S., 2009 – Geomorphology of lake Lisan terraces along the eastern coast of the Dead Sea, Jordan. *Geomorphology*, 108, 246-263.
- Akcar N. et Schlüchter C., 2005 – Paleoglaciations in Anatolia: a schematic review and first results. *Eiszeitalter und Gegenwart. Quaternary Science Journal*, 55, 102-121.
- Akköprü E., 2011 – *Etudes géomorphologiques dans la partie sud-ouest du lac de Van (Tatvan-Göllü), Turquie (Van Gölü'nün güneybatı kısmında jeomorfolojik araştırmalar (Tatvan-Göllü))*. Thèse de doctorat en co-tutelle Université Paris 1/Université d'Istanbul, 184 p. pour la version française (Univ. Paris 1), 209 p. pour la version turque (Univ. Istanbul).
- Antoine P., Bahain J.-J., Debenham N., Frechen M., Gauthier A., Hatté C., Limondin-Lozouet N., Locht J.-L., Raymond et P. Rousseau D.D, 2003 – Nouvelles données sur le Pléistocène du Nord du Bassin parisien : les séquences loessiques de Villiers-Adam (Val d'Oise, France). *Quaternaire*, 14, 219-235.
- Armitage S.J., Drake N.A., Stokes S., El-Hawat A., Salem M.J., White K., Turner P. et McLaren S.J., 2007 – Multiple phases of North African humidity recorded in lacustrine sediments from the Fazzan Basin, Libyan Sahara. *Quaternary Geochronology*, 2, 181-186.
- Bar-Matthews M., Ayalon A. et Kaufman A., 1997 – Late Quaternary paleoclimate in the Eastern Mediterranean region from stable isotope analysis of spelethems at Soreq Cave, Israel. *Quaternary Research*, 47, 155-168.
- Bardintzeff J.-M., 2002 - Tephrochronologie et tephrostratigraphie. In : Miskovsky J.-C (dir.) – *Géologie de la préhistoire : méthodes, techniques, applications*. Association pour l'étude de l'environnement géologique de la préhistoire, Paris.
- Barrier P. et Francou C., 1996 – *Téthys : à la recherche d'un océan perdu*. Editions TECHNIP, 135 p.
- Bartov Y., Stein M., Enzel Y., Agnon A. et Reches Z., 2002 – Lake levels and sequence stratigraphy of Lake Lisan, the late pleistocene of the Dead Sea. *Quaternary Research*, 57, 9-21.
- Begin Z. B., Stein M., Katz A., Machlus M., Rosenfeld M., Buchbinder B. et Bartov Y., 2004 – Southward migration of rain tracks during the last glacial, reveal by salinity gradient in lake Lisan (Dead sea rift). *Quaternary Science Reviews*, 23, 1627-1636.
- Bottema S., 1995 – Holocene vegetation of the Van area: Palynological and chronological evidence from Sögütlü. *Vegetation History and Archeobotany*, 4.

- Bradbury JP, et Dean WE, (eds.), 1993 - Elk Lake, Minnesota: Evidence for rapid climate change in the north-central United States. *Geological Society of America, Special Paper 276*, 336 p.
- Bushara M.N., 1989 – Significance of linearment features and volcanism in the tectonic development of the Van area (eastern Turkey). *Journal of geodynamics*, 11.
- Christol A., 2005 – *Mise en évidence et problématique des variations de niveaux du lac de Van pendant le Pléistocène et l’Holocène*. Mémoire de DEA, Université Paris 7, 71 p. (inédit)
- Christol A., Kuzucuoğlu C., Fort M., Mouralis D., Doğu A.-F., Akköprü E., Brunstein D., Fontugne F., Karabiyiköğlü M., Scaillet S. et Zorer H., 2010 – Indicateurs morphosédimentaires des variations de niveau lacustre dans les terrasses du lac de Van (Turquie). *Quaternaire*, 21, 4, 443-458.
- Campy M. et Macaire J.J., 1989 - *Géologie des formations superficielle ; géodynamique, faciès, utilisation*. Paris. 448 p.
- Coella A. et Prior D.B. (eds.), 1990 – *Coarse-grained deltas*. Special publication n°10 of the International Association of Sedimentology. Boston, Blackwell Scientific publications.
- Condom T., 2002 – *Dynamiques d’extension lacustre et glaciaire associées aux modifications du climat dans les Andes Centrales*. Thèse de doctorat des sciences de la terre, Paris 6.
- Cordier S., 2010 – Optically stimulated luminescence dating: procedures and applications to geomorphological research in France. *Géomorphologie*, 1, 21-40.
- Çubukçu E., 2008 - *Evolution pétrologique du strato-volcan Nemrut Dağı (Turquie) : magmatisme hypercalin en domaine de collision*. Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal (Clermont-Ferrand II), non publiée, 221 p.
- Degens E.T. et Kurtmann F. (eds.), 1978 – *Geology of Lake Van*, MTA Press, Ankara, 158 p.
- Delibrias G., 1985 – Le carbone 14. In *Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels: applications*, Roth E., Poty B. (eds). Coll. CEA, Masson, Paris : 421-458.
- Djamali M., de Beaulieu J.-L., Shah-hosseini M., Andrieu-Ponel V., Ponel P., Amini A., Akhane H., Leroy S. A.G., Stevens L., Lahijani H. et Brewer S., 2008 – A late Pleistocene long pollen record from Lake Urmia, NW Iran. *Quaternary Research*, 69, 413-420.
- Doğu A.-F., 2008 - İhtiyarşahap Dağları, Van ’in Buzulları. *Yeşil Atlas* 11, 90-95
- DSİ, 1998 - *Van gölü ve çevresindeki suların izotopik ve kimyasal içeriklerinin belirlenmesi ve su degeninin incelenmesi* – T.C. Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı, Ankara.
- Eastwood W.J., Leng M.L., Roberts N. et Davis B., 2007 – Holocene climate change in the eastern Mediterranean region : a comparison of stable isotope and pollen data from a lake record in southwest Turkey. *Journal of Quaternary Science*, 22(4), 327-341.

- Enzel Y., Bookman R., Sharon D., Gvirtzman H., Dayan U., Ziv B. et Stein M., 2003 – Late Holocene climate of the Near East deduced from Dead Sea level variations and modern regional winter fall. *Quaternary Research*, 60, 263-273.
- Fontugne M., Kuzucuoğlu C., Karabiyiçoğlu M., Hatté C. et Pastre J-F., 1999 – From Pleniglacial to Holocene. A ^{14}C chronostratigraphy of environmental changes in the Konya Plain, Turkey. *Quaternary Science Reviews*, 18, (4-5), 573-592.
- Fort M., Burbank D.W., et Freytet P., 1989 - Lacustrine sedimentation in a semiarid alpine setting: an example from Ladakh. Northwestern Himalaya. *Quaternary Research*, 31, 332–350.
- Gasse F., Arnold M., Fontes J.-C., Fort M., Gibert E., Huc A., Li Bingyan, Li Yuanfang, Liu Qing, Mélières F., Van Campo E., Wang Fubao et Zhang Qingson, 1991 – A 13000 yr climate record from western Tibet. *Nature*, 353, 742-745.
- Gabunia L., Vekau A., Lordkipanidze D., Swisher C.C., Ferring R., Justus A. et Nioradze M., 2000 – Earliest Pleistocene hominid cranial remains from Dmanisi, Republic of Georgia: taxonomy, geological setting and age. *Science*, 288, 1019-1025.
- Gillot P.Y. et Lefevre J.C., 2002 – La datation potassium-argon : extension du champ de la méthode au Pléistocène et à l'Holocène: comparaison des techniques d'analyses K-Ar et Ar-Ar. In : Miskovsky J-C (dir.), *Géologie de la préhistoire : méthodes, techniques, applications*. Association pour l'étude de l'environnement géologique de la préhistoire, Paris.
- Gramond D., 2002 – *Dynamiques de l'occupation du sol et variations des usages de l'eau en Anatolie centrale (Turquie) au cours du XXe siècle. Recherches méthodologiques basées sur l'analyse diachronique des données satellites et statistiques*, Thèse de doctorat, Université Paris 4-Sorbonne, 359 p (non publiée).
- Guilcher A., 1954 – *Morphologie littorale et sous-marine*. Presses Universitaires de France, Paris, 215p.
- Hazan N., Stein M., Agnon A., Marco S., Nadel D., Negendank J. F. W., Schwab M.J. et Neev D., 2005 – The late Quaternary limnological history of lake Kinneret (Sea of Galilee), Israel. *Quaternary Research*, 63, 60-77.
- Hecht A. (ed.), 1985 – *Paleoclimate analysis and modelling*. Wiley, New York.
- Heumann G., Litt T., Krastel S., Sturm M. et Örçen S., 2008 – Palynological investigations based on lacustrine sediments from Lake Van, Turkey (new ICDP site). *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 10, EGU - 08632, Vienna.
- Homewood P.W., Mauriaud P. et Lafont F., 2000 – Best practices in Sequence Stratigraphy for explorationists and reservoir engineers. [Vade-mecum de Stratigraphie séquentielle pour géologues, géophysiciens et ingénieurs réservoir]. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, Mémoire 25, 81 p.
- Huntley D.J. et Lamothe M., 2001 – Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurements

- and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Sciences* 38, 1039-1106.
- Innocenti F., Mazzuoli, Pasquare G., Serri G., Villari L., 1980 – Geology of the volcanic area of Lake Van (Turkey). *Geologische Rundschau*, 69 (1), 292-323.
- Johnson T.C. et Odada E. (eds.), 1996 - *The Limnology, Climatology and Paleoclimatology of the East African Lakes*. Gordon and Breach.
- Jones M. D., Robert N. Et Jeng M. L., 2007 – Quantifying climatic change through the last glacial–interglacial transition based on lake isotope palaeohydrology from central Turkey. *Quaternary Research*, 67, (3), 463-473.
- Kadioğlu M., Şen Z. et Batur E., 1997 – The greatest soda-water lake in the world and how it is influenced by climatic change. *Ann. Geophysicae*, 15,1489-1497.
- Kaplin P.A. et Selivanov A.O., 2004 – Lateglacial and Holocene sea level changes in semi-enclosed seas of North Eurasia: examples from the contrasting Black and White Seas, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 209, (1-4), 19-36.
- Kashima K., 2002 – Environmental and climatic changes during the last 20 000 years at lake Tuz, central Turkey. *Catena*,48, 3-20.
- Kempe S. et Degens E.T., 1978 – Lake Van record: the last 10,420 years. In: Degens E.T. et Kurtmann (eds.), *Geology of Lake Van*, MTA Press, Ankara, 158 p.
- Kempe S. et Degens. E.T., 1979 – Varves in the Black Sea and in Lake Van (Turkey). In: Schluechter C. (Ed.), *Moraines and Varves Origin, Genesis, Classification*, Rotterdam.
- Kempe S., Kazmierczak J., Landmann G., Konuk T., Reimer A. et Lipp A., 1991 – Largest known microbialites discovered in Lake Van, Turkey. *Nature*, 349, 605-608.
- Kempe S., Landmann G. et Müller G., 2002 – A floating varve chronology from the last glacial maximum terrace of Lake Van/Turkey. *Zeitschrift Geomorphologie N.F.*, Suppl. Bd. 126, 97-114.
- Keskin M., 2007 – Eastern Anatolia : a hotspot in a collision zone without a mantle plume. *Geological Society of America Special paper*, 430, 693-722.
- Khoo F., Degens E.T., et Lambert A., 1978 – Geochemistry of Lake Van sediments. In: *Geology of Lake Van*, Degens et Kurtmann (eds.), MTA Press, 158 p., Ankara.
- Kinzelbach R., 1992 – The main features of the Phylogeny and Dispersal the Zebra Mussel *Dreissena polymorpha*. In: Neumann/Jenner (Eds.), *The Zebra Mussel Dreissena polymorpha, Limnologie aktuelle*, 4.
- Kipfer R., Aeschbach-Hertig W., Baur H., Hofer M., Imboden D.M. et Signer P., 1994 – Injection of

- mantle type helium into Lake Van (Turkey): the clue for quantifying deep water renewal. *Earth and Planetary Science Letters*, 125, 357-370.
- Klein C., 2001 - *De la méso-géomorphologie à la micro-géomorphologie et à la méga-géomorphologie*, éditions Ophrys, Gap, 111 p.
- 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*, 162, 119-139.
- Ku T.L., 1976 – The uranium-series methods of age determination. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 4, 347-379.
- Ku T. L. et Liang Z.C., 1984 – The dating of impure carbonates with decay-series isotopes. *Nuclear Instruments and methods in Physics Research*, 223, 563-571.
- Kurtmann F. et Başkan E., 1978 – Mineral and thermal waters in the vicinity of Lake Van. In *Geology of Lake Van*, MTA Press 169, Ankara.
- Kuzucuoğlu C. et Roberts N., 1998 – Evolution de l'environnement en Anatolie de 20000 à 6000 BP. *Paléorient*, 23, (2), 7-24.
- Kuzucuoğlu C., Bertaux J., Black S., Denèfle M., Fontugne M., Karabıyıköğlü M., Kashima K., Limondin-Lozouet N., Mouralis D. et Orth P., 1999 – Reconstruction of climatic changes during the Late Pleistocene, based on sediment records from the Konya Basin (Central Anatolia, Turkey). *Geology Journal, Special Issue on Turkish Geology*, 34, 175-198.
- Kuzucuoğlu C., Emery-Barbier A., Mouralis D., Fontugne M., Orth P., Kunesch S., Gauthier A. et Andrieu A., 2007 - *Evolution de l'environnement en Anatolie Méditerranéenne et Centrale pendant le Pléistocène Supérieur et l'Holocène: les sites de Kirkgöz et Çora*. Rapport intermédiaire et final du Programme Eclipse II 2005-2006.
- Kuzucuoğlu C., Mouralis D., Christol A., Akköprü E., Doğu A.-F., Fort M., Brunstein D., Fontugne M., Guillou H., Scaillet S., Zorer H., Reyss J.-L., Lamothe M., Kiyak N., Gauthier A. et Guichard F., 2008 – The « ANOVAN » Project: Palaeoenvironments, palaeogeography, volcanic events and human societies in the Van lake basin – eastern Turkey – during Upper Pleistocene and Holocene. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 10, EGU (Vienna) 1607-7962/gra/EGU2008-A-12378.
- Kuzucuoğlu C., Christol A., Mouralis D., Doğu A-F., Fort M., Brunstein D., Scaillet S., Karabıyıköğlü M., Akköprü E., Guillou H., Reyss J.-L. et Zorer, H. 2010 – Upper Pleistocene terraces of Van lake (eastern Anatolia, Turkey) and their relationships to climate forcing, recent tectonic impacts and volcanic activity during Upper Pleistocene.. *Journal of Quaternary Sciences*, 25-7, 1124-1137.
- Landmann G., Reimer A., Lemcke G. et Kempe S., 1996a – Dating late glacial abrupt climate changes in the 14570 years long continuous varve record of lake Van, Turkey. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 122, 107-118.

- Landmann G, Reimer A, Kempe S., 1996b – Climatically induced lake level changes at lake Van, Turkey, during the Pleistocene/Holocene transition. *Global Biogeochemical Cycles*, 10, 797-808.
- Landmann G., Abu Qudaira G.M., Shawabkeh K., Wrede V. et Kempe S., 2002 – Geochemistry of the Lisan and Damya Formation in Jordan, and implications for palaeoclimate. *Quaternary International*, 89, 45-57.
- Le Turdu C., Tiercelin J.-J., Gibert E., Travi Y., Lezzar K.-E., Richert J.-P., Massault M., Gasse F., Bonnefille R., Decobert M., Gensous B., Jeudy V., Tamrat E., Umer Mohammed M., Martens M., Atnafu B., Chernet T., Williamson D. et Taieb M., 1999 - The Zaway–Shala lake basin system, Main Ethiopian Rift: Influence of volcanism, tectonics, and climatic forcing on basin formation and sedimentation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 150, 135–177.
- van der Leeden F., Troise F.L. et Todd D.K., 1990 – *The water encyclopedia*, Geraghty & Miller ground-water series, 2nd ed. Lewis, Chelsea. 808 p.
- Lemcke G. et Sturm M., 1997 – Delta ¹⁸O and trace element measurements as proxy for the reconstruction of climate changes at Lake Van (Turkey). Preliminary results. In *Third millennium BC climate change and Old World Collapse*, Dalfes H.N., Kukla G., Weiss H. (Eds.), NATO ASI Series I, 653-678.
- Lignier V., 2001 – *Les sédiments lacustres et l'enregistrement de la paléosismicité - Etude comparative de différents cas dans le Quaternaire des Alpes Nord-Occidentales et du Tien-Shan Kyrghyze*. Thèse de doctorat, Université de Savoie.
- Litt T., Krastel S., Sturm M., Kipfer R., Örcen S., Heumann G., Franz S.O., Ülgen U.B. et Niessen F., 2009 – « PALEOVAN », International Continental Scientific Drilling Program (ICDP) : site survey results and perspectives. *Quaternary Science Reviews*, 28, 1555-1567.
- Liu J., Siyuan W., Shumei Y., Daqing Y. et Lu Z., 2009 – Climate warming and growth of high-elevation inland lakes on the Tibetan Plateau. *Global and Planetary Change*, 67, 3-4, 209-217.
- Malchus M., Enzel Y., Goldstein S. L., S. Marco et M. Stein, 2000 – Reconstructing low levels of lake Lisan by correlating fan-delta and lacustrine deposits. *Quaternary International*, 73/74, 137-144.
- Mamedov A. V., 1997 – The late Pleistocene-Holocene history of the Caspian Sea. *Quaternary International*, 41/42, 161-166.
- Mouralis D., 2003 – *Les complexes volcaniques quaternaires de Cappadoce (Göllüdağ et Acıgöl –Turquie) : évolutions morphodynamiques et implications environnementales*, Thèse de doctorat, Université Paris 12, 303 p.
- Mouralis D., Guillou H., Scaillet S., Kuzucuoğlu C., Christol A., Akköprü E., Fontugne M., Doğu A.F., Zorer H. et Karabiyikoğlu M., 2007 – Les tephres interstratifiés dans les terrasses lacustres du lac de Van (Turquie) : marqueurs chronostratigraphiques et identification des volcans-sources (Nemrut, Süphan, etc.). Résultats préliminaires. *Colloque CNRS ECLIPSE II*, Paris.

- Mouralis D., Kuzucuoğlu C., Akköprü E., Doğu A.-F., Scaillet S., Christol A., Zorer H., Brunstein D., Fort M. et Guillou H., 2010 – Les pyroclastites du sud-ouest du lac de Van (Anatolie orientale, Turquie) : implications dans la paléo-hydrographie régionale. *Quaternaire*, 21, (4), 425-442.
- MTA, 2002 – 1/500 000 Türkiye ölçekli jeoloji haritası-Van. Işıker A.-K. (dir.) - Maden Teknik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Nemec W., Steel R.J. (eds.), 1988 – *Fan deltas: Sedimentology and tectonic settings*. Blackie, London, 444 p.
- Owen L.A., Finkel R.C., Haizhou M. et Barnard P.L., 2006 – Late Quaternary landscape evolution in the Kunlun Mountains and Qaidam Basin, Northern Tibet: A framework for examining the links between glaciation, lake level changes and alluvial fan formation. *Quaternary International*, 154-155, 73-86.
- Paskoff R., 2000 – *Les littoraux – Impacts des aménagements sur leur évolution*. Armand Colin, Paris, 260 p.
- Pinar A., Honkura Y., Kuge K., Matsushima M., Sezgin N., Yilmazer M. et Ogutcu Z., 2007 – The November 15, 2000 Lake Van Earthquake (Mw=5.6) in Eastern Turkey : seismotectonic implications for Arabia-Eurasia collision zone. *Geophysical Research Abstracts*, 9, 0 Vol.1525, 2007. 1607-7962/gra/EGU 2007-A-01525.
- Pourriot P. et Meybeck M. (dir.), 1995 – *Limnologie générale*. Masson Paris, 956 p.
- Qi Shun F., Zhong Ping L, Hao L., Yong Juan S. et Xiang Jun L, 2010 – OSL chronology for lacustrine sediments recording high stands of Gahai Lake in Qaidam Basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau. *Quaternary Geochronology*, 5, 223-227.
- Rasse M., Soriano S., Tribolo C., Stokes S. et Huysecom E., 2004 – La séquence pléistocène supérieur d'Ounjougou (Pays dogon, Mali, Afrique de l'Ouest): Evolution morphologique, enregistrements sédimentaires et changements culturels. *Quaternaire*, 15, 329-341.
- Reading H.G. (ed.), 1996 – *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy*. 3rd edition Blackwell Science Ltd., 704 p.
- Roberts N. et Wright H.E., 1993 – Vegetational, lake-level, and climatic history of the Near East and Southwest Asia. In : *Global climates since the last glacial maximum*, Wright H.E., Kutzbach J.E., Webb T.III, Ruddiman W.F., Street-Perrott F.A. et Bartlein P.J. (eds.) Minneapolis; University of Minnesota Press, 194-220.
- Roberts N., Reed J., Leng M.J., Kuzucuoğlu C., Fontugne M., Bertaux J., Woldring H., Bottema S., Black S., Hunt E. et Karabiyiçoğlu M. 2001 – The tempo of Holocene climatic change in the eastern Mediterranean region, new high-resolution crater lake sediment data from central Turkey. *The Holocene*, 11, (6), 721-736.
- Robinson S.A., Black S., Sellwood B.W. et Valdes P.J., 2006 – A review of palaeoclimates and

- palaeoenvironments in the Levant and Eastern Mediterranean from 25,000 to 5000 years BP: setting the environmental background for the evolution of human civilisation. *Quaternary Science Reviews*, 25, 1517–1541.
- Rossignol-Strick M., 1985 – Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African monsoon to variation of insolation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoclimatology*, 49, 3-4, 237-263.
- Rossignol-Strick M., 1993 – Late Quaternary climate in the Eastern Mediterranean Region. *Paléorient*, 19, (1), 135-152.
- Sarkar A., Ramesh R., Somayajulu B.L.K., Agnihotri R., Jull A.J.T. et Burr G.S., 2000 – High resolution Holocene monsoon record from the eastern Arabian Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 177, 219-228.
- Scaillet S., 1996 - Excess ^{40}Ar transport scale and mechanism in high-pressure phengites: A case study from an eclogitized metabasite of the Dora-Maira nappe, western Alps. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 6, 1075-1090
- Schuster M, Roquin C., Düringer P., Brunet M., Caugy M., Fontugne M., Taisso Mackaye H., Vignaud P. et Ghienne J-F., 2005 – Highlighting Holocene Lake Mega-Chad palaeoshorelines from space. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1821–1827.
- Şengör A. M. C. et Yılmaz Y., 1981 – Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, (3-4), 181-241.
- Şengör A. M. C., Özeren M. S., Keskin M., Sakiç M., Özbakir A. D. et Kayan I., 2008 – Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications of post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogen. *Earth Science Reviews*, 90, (1-2), 1-48.
- Şen Z., Kadioğlu M. et Batur E., 1997 – Cluster regression model and level fluctuations features of Van Lake. *Turkey. Ann. Geophysicae*, 17, pp. 273-279.
- Schweizer G., 1975. *Untersuchungen zur Physiogeographie von Ostanatolien und Nordwestiran, geomorphologische, klima- und hydrogeographische Studien im Vansee- und Rezaieyehsee-Gebiet.* Tübinger Geogr. Studien, 60, Geogr. Inst. Univ. Tübingen, 145 p.
- Shukla U.K., Kotlia B.S. et Mathur P.D., 2002. Sedimentation pattern in a Trans Himalayan Quaternary lake at Lamayuru (Ladakh), India. *Sedimentary Geology* 148, 405–425.
- Stevens L.R., Wright H.E. et Ito E., 2001 – Changes in seasonality of climate during the Lateglacial and Holocene at Lake Zeribar, Iran. *The Holocene*, 11, 747-756.
- Stuiver M. et Pollack H., 1977 – Discussion reporting of ^{14}C data. *Radiocarbon*, 19, 355-363.
- Stuiver M. et Reimer P., 1993 – Extended ^{14}C data base and revised Calib 3.0 ^{14}C age calibration

- programme. *Radiocarbon*, 35, 215-230
- Touchart L., 2000 – *Géographie des lacs. Origine et morphologie*. Edition L'Harmattan, Paris.
- Turunçoğlu U. U. et Nüzhet Dalfes H., 2007 – A three-dimensional circulation of Lake Van. *Geophysical Research Abstracts*, Vol.9, 07568. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-07568.
- Turunçoğlu U. U. et Nüzhet Dalfes H., 2008 – Modeling historical lake level fluctuations for Lake Van (Turkey). *Geophysical Research Abstracts*, Vol.10, 07314. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2008-A-07314.
- Uchupi E., Swift S. A. et Ross D. A., 1999 – Late Quaternary stratigraphy, Paleoclimate and neotectonism of the Persian (Arabian) Gulf region. *Marine Geology*, 160, 1-23.
- Utkucu M., 2006 – Implications for the water level change triggered moderate ($M \geq 4.0$) earthquakes in Lake Van basin, Eastern Turkey. *Journal of Seismology*, 10, 105-117.
- Üner S., Yeşilova C., Yakupoğlu T. et Üner T., 2010 – Pekişmemiş sedimanlarda depremlerle oluşan deformasyon yapıları (sismitler): Van Gölü Havzası, Doğu Anadolu - Earthquake induced soft sediment deformation structures (seismites): Van Gölü Basin, Eastern Anatolia). *Journal of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University*, 31, (1), 53-66.
- Valero Garces B. L., Laird K. R., Fritz S. L., Kelts K., Ito E. et Grimm E. C., 1997 - Holocene climate in the Northern Great Plains inferred from sediment stratigraphy, stable isotopes, carbonate geochemistry, diatoms, and pollens at Moon Lake, North Dakota. *Quaternary Research*, 48, 349-359.
- Valeton I., 1978 – A morphological and petrological study of the terraces around Lake Van, Turkey. In: *Geology of Lake Van*, Degens E.T. et Kurtmann F. (eds.), MTA Press 169, Ankara, 64-80.
- Van gölü'nün su seviyesinin yükselmesi nedenleri, etkileri ve çözüm yolları sempozyumu*, (20-22 juin 1995), Ed. Doç. DR. Niyasi Türkelli. Van Valiliği, Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü.
- Vita-Finzi C. et Roberts N. 1984 – Selective leaching of shells for ^{14}C dating. *Radiocarbon*, 26, 54-58.
- van Vliet-Lanöe B., Laurent M., Bahain M., Balescu S., Falguères C., Field M., Hallégouët B. et Keen D.H., 2000 - Middle Pleistocene raised beach anomalies in the English Channel: regional and global stratigraphic implications. *Journal of Geodynamics*, 29, 15-41.
- Wick A., Lemcke G. et Sturm M., 2003 – Evidence of Late-glacial and Holocene climate change and human impact in eastern Anatolia: high resolution pollen, charcoal, isotopic and geochemical records from the laminates sediments of Lake Van. *The Holocene* 13, 5, 665-675.
- Wirmann D. et Mourguiart P., 1995 – Late Quaternary spatiotemporal limnological variations in the Altiplano of Bolivia and Peru. *Quaternary Research*, 43, 344-354.

Xu C.-Y. et Singh V.P., 2000 – Evaluation and generalisation of radiation based equations for calculating evaporation. *Hydrological Processes*, 14, 339-349.

Yılmaz Y., Güner Y., et Şaroğlu F., 1998 – Geology of the quaternary volcanic centres of the east Anatolia. *Journal of volcanology and geothermal research*, 85, 173-210.

van Zeist W. et Woldring H., 1978 – A postglacial pollen diagram from Lake Van in the East Anatolia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 26, 249-27.

Zimmerman S.R.H., Hemming S.R., Kent D.V. et Searle S.Y., 2006 – Revised chronology for late Pleistocene Mono Lake sediments based on paleointensity correlation to the global reference curve. *Earth and Planetary Science Letters*, 252, 94-106.

Références webographiques

Cosandey C., 1996 – <http://webworld.unesco.org/water/ihp/db/glossary/glu/FRDIC/DICBILAN.HTM>

<http://www.dircam.air.defense.gouv.fr>

<http://www.glcg.umiacs.umd.edu> (GLCF)

<http://www.grid.unep.ch/activities/sustainable/balkhash/index.fr.php>

<http://www.icdp-online.org> (ICDP)

TABLE DES ILLUSTRATIONS

CHAPITRE 1. Présentation du bassin lacustre

Figure 1-1. Les régions administratives de Turquie	24
Figure 1-2. Présentation de l'Anatolie orientale.....	25
Figure 1-3. Présentation du bassin lacustre du lac de Van - Fond de carte : MNT SRTM 2004	26
Figure 1-4. Classification des lacs mondiaux selon leur superficie, leur volume et leur profondeur Source : van Der Leeden <i>et al.</i> [1990]	27
Figure 1-5. La composition chimique des eaux du lac de Van : comparaison avec l'océan - Source : Degens et Kurtmann [1978]	28
Figure 1-6. Le phénomène d'« eaux blanches » - a. Sortie du Grand travertin, nord de l'Engil b. Panaches dans la baie de Tatvan (sud-ouest).....	29
Figure 1-7. Schéma limnologique du lac de Van (Sources diverses)	29
Figure 1-8. Le contexte tectonique de l'Anatolie orientale - Source : modifié de Bushara [1989]	30
Figure 1-9. Les principaux éléments géologiques de l'Anatolie orientale - Sources : modifié de Litt <i>et al.</i> [2009]	31
Figure 1-10. La tectonique dans le bassin lacustre du lac de Van - Source : modifié d'Utkucu [2006].	33
Figure 1-11. La mosaïque géologique du bassin versant du lac de Van - Source : MTA [2002].....	35
Figure 1-12. Le lac de Van à la rencontre de grandes influences climatiques - Source : Litt <i>et al.</i> [2009], d'après Akcar et Schlüchter [2005]	37
Figure 1-13. La pluviométrie en Anatolie - Source : Kuzucuoğlu et Roberts [1998].....	38
Figure 1-14. Périodes météorologiques disponibles dans le rapport DSİ [1998].....	39
Figure 1-15. Pluviométrie estimée dans la région du lac de Van - Source : DSİ [1998].....	40
Figure 1-16. Les précipitations dans le bassin versant du lac de Van.....	41
A. Données au pas de temps trimestriel. B. Données au pas de temps mensuel - Source : DSİ [1998]	41
Figure 1-17. Variabilité des précipitations entre 1944 et 1995 à la station de Van - Source : DSİ [1998]	42
Figure 1-18.A. Les températures dans le bassin versant : données au pas de temps mensuel.....	43
Figures 1-18B. Températures moyennes mensuelles entre 1944 et 1995 à la station de Van.....	44
Figure 1-18C. Variabilité interannuelle des températures moyennes annuelles entre 1944 et 1995 à la station de Van. Source : DSİ [1998]	44
Figure 1-19. Variation mensuelle de l'humidité relative à la station de Van - Source : DSİ [1998]	45
Figure 1-20. Cartographie des bassins versants étudiés et localisation des vallées citées dans le texte.	47
Planche 1. La vallée de la Karasu.....	48
Planche 2. La vallée de l'Engil.....	50
Planche 3. Les vallées de la Güzelkonak et de la Zilan	51
Planche 4. La vallée de la Bendimahi.....	53
Figure 1-21. Les embouchures des quatre principaux affluents du lac de Van.....	56
Planche 5. Les morphologies littorales autour du lac de Van	58

CHAPITRE 2. Etat des connaissances sur les variations actuelles et passées du niveau du lac

Figure 2-1. Les variations mensuelles de la cote du lac de Van. Source : DSİ [1998]	62
Figure 2-2. Les variations interannuelles de la cote du lac de Van entre 1944 et 2002 - A. Cotes mensuelles. B. Cotes annuelles moyennes, minimum et maximum.....	63
Figure 2-3. Les bilans hydrologiques issus du DSİ [1998].....	67
Figure 2-4. Le lac de Van et les lacs régionaux.....	68
Figure. 2-5. Comparaison de l'évolution de la cote du lac, de l'évaporation, des précipitations et des températures entre 1962 et 1995. Source : DSİ [1998].....	70
Figure 2-6 Carte des zones potentiellement inondables pour une montée de niveau du lac de 3 m et 10 m.....	71
Figure 2-7. Extension de la ville de Van entre 1960 et 2010.....	72
Figure 2-8. Courbe des variations du niveau du lac de Van par Degens et Kurtmann [1978]	75
Figure 2-9. Coupes géomorphologiques de la vallée de la Güzelsu (Engil) par I. Valeton [1978]	77
Figure. 2-10. Courbes isotopiques publiées par Lemcke et Sturm [1997].....	79
Figure 2-11. Diagramme pollinique publié par Landmann <i>et al.</i> [1996a].....	81
Figure 2-12. Diagrammes polliniques et courbe isotopique réalisés à partir de la séquence carottée (carottage Van04-2) et publiés par Litt <i>et al.</i> [2009].....	83
Figure 2-13. Séquence carottée au fond du lac de Van (carottage Van04-2) et publiée par Litt <i>et al.</i> [2009].....	85

CHAPITRE 3. Les faciès sédimentaires et les terrasses comme indicateurs des fluctuations du niveau lacustre

Figure 3-1. L'approche morphosédimentaire	92
Figure 3-2. Les milieux de sédimentation : du milieu continental au milieu lacustre offshore. Sources : Guilcher [1954], Reading [1996] et Paskoff [2000].....	98
Figure 3-3. Correspondances entre faciès sédimentaires et position relative du dépôt par rapport au 0 m.....	98
Planche 6. Les faciès deltaïques et littoraux	100
Planche 7. Les faciès lacustres.....	103
Planche 8. Les faciès fluviales	106
Planche 9. Les déformations sédimentaires	110
Figure 3-4. Architecture des dépôts deltaïques. D'après Homewood <i>et al.</i> [2000]	112
Planche 10. Les morphologies de terrasses	115
Figure 3-5. Typologie des terrasses autour du lac de Van. A. Etagement. B. Avec emboîtement. C. Etagement avec érosion du substrat	117

CHAPITRE 4. Reconstitutions spatio-temporelles à partir des données morphosédimentaires

Figure 4-1. Présentation du DGPS	127
Figure 4-2. Les campagnes de relevés au DGPS - A. Relevés réalisés à l'été 2006. B. Relevés réalisés au cours de l'été 2007. C. Liste des stations primaires et secondaires et leurs positions pour la campagne de 2006.....	128
Figure 4-3. Comparaisons des données issues de plusieurs sources topographiques.....	130
Figure 4-4. Présentation du MNT du bassin du lac de Van (SRTM 2004).....	132
Figure 4-5. Les relations hypsométriques - A. Relation surface-cote. B. Focus sur les cotes correspondantes aux niveaux actuels - C. Relation volume-cote	134

Figure 4-6. Comparaisons des données du MNT et de Kempe <i>et al.</i> [2002]	134
Planche 11. Les formations non lacustres datables	137
Figure 4-7. Protocole d'échantillonnage pour l'OSL.....	143
CHAPITRE 5. La vallée de la Bendimahi	
Figure 5-1. Présentation de la basse vallée de la Bendimahi et des sites étudiés.....	152
Figure 5-2. Schéma géomorphologique de la basse vallée de la Bendimahi.....	153
Figure 5-4. Profil transversal du fond de vallée à Muradiye-nord	155
Figure 5-5. Les dépôts fluviatiles de Muradiye-nord	156
Figure 5-6. Les <i>bottomsets</i> de Muradiye-ville (coupe 1).....	158
Figure 5-7. Les <i>foresets</i> et les <i>topsets</i> de Muradiye-ville (coupe 2)	160
Figure 5-8. L'architecture des dépôts deltaïques à Muradiye-ville - (coupe 3 : prolongement de la coupe 2)	161
Figure 5-9. Profil morphologique synthétique de la basse vallée de la Bendimahi	163
Figure 5-10. Interprétation morphodynamique du site de Muradiye-ville	166
Figure 5-11. Schéma morphostratigraphique de synthèse pour la vallée de la Bendimahi	167
CHAPITRE 6. La vallée de la Karasu	
Figure 6-1. Présentation de la basse vallée de la Karasu et des sites étudiés	173
Figure 6-2. Le profil longitudinal de la Karasu.....	175
Figure 6-3. Schéma géomorphologique de la basse vallée de la Karasu	176
Figure 6-4. Localisation des coupes de Yumrutepe (Y), Köprübaşı (K) et du Grand ravin (GR)	177
Figure 6-5. Les dépôts fluviatiles de Y0, Y1 et de la Discordance	179
Figure 6-7. Les <i>foresets</i> deltaïques de Y2.....	181
Figure 6-8. Les faciès littoraux des formations de Y4 et Y4 üstü.....	182
Figure 6-9. Déformations post-sédimentaires dans les dépôts de Y4 üstü	183
Figure 6-10. Les coupes de Köprübaşı (K1 et K2).....	185
Figure 6-11. Les dépôts lacustres du Ravin des buses.....	186
Figure 6-12 La coupe du Ravin des renards.....	188
Figure 6-13a. L'amont du Grand ravin : les coupes de GR1, GR2 et GR3	190
Figure 6-13b. L'amont du Grand ravin : les coupes de GR4 et GR5.....	191
Figure 6-14 Les affleurements du site de Toki : coupe détaillée (Toki-a) et coupe d'ensemble (Toki-b).....	193
Figure 6-15. Présentation du site de Zeve-Topaktaş avec localisation des coupes.....	194
Figure 6-16a. La coupe de Zeve-est.....	196
Figure 6-16b. Les coupes de Zeve-a et Zeve-b.....	197
Figure 6-17. Les coupes de Za et Z-ouest.....	197
Figure 6-18. Les coupes de Z-nord et du Ravin de la vache	199
Figure 6-19. La coupe de Topaktaş : un tephra en contact avec des dépôts littoraux.....	201
Figure 6-20. Présentation du site de Mollakasım : entre versants et lac, en marge de la vallée de la Karasu	202
Figure 6-21. Le système de terrasses de la basse vallée de la Karasu	206
Figure 6-22. Profil transversal de la vallée de la Karasu au site des Gorges.....	206
Figure 6-23. Profil transversal de la vallée de la Karasu à Yumrutepe.....	207
Figure 6-24. Profil transversal de la vallée de la Karasu à Zeve.....	209
Figure 6-25. Synthèse stratigraphique pour le Grand ravin et le ravin des buses	211
Figure 6-26. Synthèse morphostratigraphique des sites de Yumrutepe et de Köprübaşı.....	213

Figure 6-27. Synthèse morphostratigraphique du site de Zeve	217
Figure 6-28. Synthèse stratigraphique pour la vallée de la Karasu	221

CHAPITRE 7. la vallée de l'engil

Figure 7-1. Le profil longitudinal de la rivière Engil.....	226
Figure 7-2. Présentation de la basse vallée de l'Engil et des sites étudiés.....	227
Figure 7-3. Schéma géomorphologique de la basse vallée de l'Engil	227
Figure 7-4. Le dépôt de <i>bottomsets</i> de Köprüler	230
Figure 7-5. La coupe de Köklüköy.....	231
Figure 7-6. Les coupes de Dönemeç üstü	233
Figure 7-7. Les dépôts lacustres du site des Abricots	236
Figure 7-8. La partie orientale de la coupe d'Abricots 1	237
Figure 7-9a. Localisation de la coupe d'Engil-plage	239
Figure 7-9b. La coupe d'Engil-plage.....	240
Figure 7-10. Profil transversal de la vallée de l'Engil à Köprüler.....	242
Figure 7-11. Profil transversal de la vallée de l'Engil à Dönemeç	243
Figure 7-12. Le système de terrasses de la vallée de l'Engil	244
Figure 7-13. Synthèse morphostratigraphique de la vallée de l'Engil	246

CHAPITRE 8. Synthèse des résultats à l'échelle du bassin versant : corrélations, chronostratigraphie relative et cycles lacustres

Figure 8-1. Synthèse de la séquence I.....	257
Figure 8-2. Synthèse de la séquence II	260
Figure 8-3. Synthèse de la séquence III.....	264
Figure 8-4. Reconstitution paléogéographique(profil en long) de l'évolution de la vallée de la Karasu durant le cycle III.....	266
Figure 8-5. Modèles stratigraphiques possibles pour le site des Abricots	268
Figure 8-6. Synthèse des niveaux de terrasse pour les trois vallées.....	270
Planche 12. Les autres sites autour du lac : basses terrasses et déformation sédimentaire.....	274
Figure 8-7. Les cycles du lac de Van (chronologie relative)	276

CHAPITRE 9. Chronologie lacustre : reconstitution des variations du niveau d'eau et datations absolues

Figure 9-1. Les volumes et surfaces correspondant aux principaux niveaux lacustres identifiés	282
Figure 9-2. L'impact de la néotectonique sur les formations de Beyüzümü (nord-est de Van).....	287
Figure 9-3. Localisation des prélèvements pour les datations.	289
Figure 9-4. Les jalons de chronologie absolue obtenus à partir des formations non lacustres (datations réalisées au LSCE UMR 1572)	289
Figure 9-5. Graphes des deux datations obtenues à partir de la technique $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (S. Scaillet L.S.C.E., 2010). A. La date obtenue à Topaktaş. B. La date obtenue à la Çöp	291
Figure 9-6. Chronologie lacustre : anciens niveaux et jalons de chronologie absolue.....	294
Figure 9-7. Localisation des échantillons OSL à l'amont de la vallée	294
Figure 9-8. Localisation des échantillons OSL dans la vallée de l'Engil.....	294
Figure 9-9. Tableau des résultats préliminaires pour les âges OSL. Datations réalisées au LUX.....	296

CHAPITRE 10. Discussion sur l'origine des variations du niveau lacustre

Figure 10-1. Extensions des paléolacs de Van à l'échelle du bassin lacustre (sur la base de la topographie actuelle-M NT SRTM 2004)	300
Figure 10-2. Reconstitutions d'extension du paléolac de Van dans la basse vallée de la Bendimahi..	302
Figure 10-3. Reconstitutions d'extension du paléolac de Van dans la basse vallée de la Karasu.....	303
Figure 10-4. Reconstitutions d'extension du paléolac de Van dans la basse vallée de l'Engil	304
Figure 10-5. Comparaison des variations du niveau du lac de Van avec d'autres courbes de référence régionales et une courbe globale pour la fin du Pléistocène supérieur - Sources : Hazan <i>et al.</i> [2005] et NGRIP	308
Figure 10-6. Une paléohydrographie du bassin versant du lac de Van [Kuzucuoğlu <i>et al.</i> , 2010]	311
Figure 10-7a. Configuration morphologique de la partie sud-ouest du lac de Van et les différents seuils formés dans les vallées par des dépôts volcaniques. Source : Mouralis <i>et al.</i> [2010]	312
Figure 10-7b. Evolution des paléogéographies et de la paléohydrographie, déterminées par les émissions successives de pyroclastites du Nemrut dans le secteur de Tatvan - Source : Mouralis <i>et al.</i> [2010]	314

ANNEXE : LISTE DES POINTS DGPS

Points DGPS levés lors de la campagne 2006						
Nom	Site	Description	Type	Height	Long	Lat
STBEYU22	Beyüzümü		Station	1752,789	43°23'31.3237"E	38°32'12.3655"N
STENGL1	Abricots		Station	1685,142	43°11'25.0887"E	38°20'58.9881"N
STMOLLA1	Mollakasim		Station	1708,733	43°10'23.6793"E	38°40'29.7571"N
STTOKI	Toki		Station	1751,109	43°19'02.2631"E	38°38'27.8618"N
STUNIV			Station	1663,928	43°16'54.7707"E	38°33'38.6104"N
STYUM1	Yumrutepe		Station	1719,442	43°18'45.1924"E	38°40'28.1306"N
STZEVE1	Zeve	Nom et/ou description	Station	1686,336	43°14'06.7823"E	38°35'25.9160"N
DGPS Van0601	Yumrutepe	Haut surface T1	Point Levé	1745,493	43°18'30.1413"E	38°40'23.3037"N
DGPS Van0602	Yumrutepe	Haut surface T2	Point Levé	1725,943	43°18'36.4686"E	38°40'20.1713"N
DGPS Van0603	Yumrutepe	Sommet affleurement Y4	Point Levé	1740,355	43°18'24.2079"E	38°40'40.2253"N
DGPS Van0604	Yumrutepe	Sommet <i>Foresets</i> Y2	Point Levé	1712,983	43°18'41.0354"E	38°40'23.5712"N
DGPS Van0605	Yumrutepe	Base Y2	Point Levé	1694,969	43°18'46.9164"E	38°40'24.7655"N
DGPS Van0606	Yumrutepe	Alluvions sur dépôts lac. (Di	Point Levé	1699,031	43°18'38.5392"E	38°39'55.0858"N
DGPS Van0607	Yumrutepe	Surface T3 (Discordance)	Point Levé	1699,278	43°18'38.4885"E	38°39'55.2950"N
DGPS Van0608	Yumrutepe	Base Y1	Point Levé	1676,685	43°18'44.2588"E	38°39'58.4866"N
DGPS Van0609	Yumrutepe	Alti rivière Karasu	Point Levé	1672,732	43°18'25.3418"E	38°39'28.4306"N
DGPS Van0610	Köprübaşı	Surface T3	Point Levé	1702,348	43°18'17.5676"E	38°39'19.3977"N
DGPS Van0611	Köprübaşı	Limite dépôts lacustres/collu	Point Levé	1701,966	43°18'17.5446"E	38°39'19.3810"N
DGPS Van0612	Zeve	Surface T3 (Zeve-ouest)	Point Levé	1688,466	43°14'14.8529"E	38°35'28.9250"N
DGPS Van0613	Zeve	Surface T4	Point Levé	1670,358	43°14'01.8316"E	38°35'40.8378"N
DGPS Van0614	Zeve	Surface T4b	Point Levé	1667,062	43°14'01.0880"E	38°35'41.9017"N
DGPS Van0615	Zeve	plaquage alluvial T4	Point Levé	1665,457	43°14'06.0914"E	38°35'38.3433"N
DGPS Van0616	Zeve	Alluvions sous T4	Point Levé	1662,564	43°14'04.2565"E	38°35'39.6675"N
DGPS Van0617	Zeve	Alluvions 2 sous T4	Point Levé	1654,131	43°14'04.7727"E	38°35'39.9661"N
DGPS Van0618	Zeve	Alluvions 3 sous T4	Point Levé	1657,169	43°14'02.7793"E	38°35'41.3264"N
DGPS Van0619	Zeve	Lit majeur de la Karasu	Point Levé	1648,042	43°14'03.4701"E	38°35'41.4151"N
DGPS Van0620	Zeve	Alti rivière Karasu	Point Levé	1647,486	43°14'03.4674"E	38°35'41.6911"N
DGPS Van0621	Zeve	Surface T5 butte1	Point Levé	1659,557	43°13'46.4549"E	38°35'20.2283"N
DGPS Van0622	Zeve	Surface T5 butte2	Point Levé	1661,156	43°13'49.1076"E	38°35'20.3532"N
DGPS Van0623	Beyüzümü	Sommet affleurements	Point Levé	1790,897	43°23'35.8110"E	38°32'18.4036"N
DGPS Van0624	Beyüzümü	Base conglomérats	Point Levé	1789,15	43°23'37.0077"E	38°32'17.7279"N
DGPS Van0625	Beyüzümü	discordance est	Point Levé	1787,371	43°23'35.9994"E	38°32'17.5733"N
DGPS Van0626	Beyüzümü	discordance ouest2	Point Levé	1788,472	43°23'32.0421"E	38°32'20.0570"N
DGPS Van0627	Beyüzümü	discordance est2	Point Levé	1788,257	43°23'36.5757"E	38°32'17.5041"N
DGPS Van0628	Beyüzümü	mini tourbe1	Point Levé	1783,969	43°23'37.2485"E	38°32'16.8017"N
DGPS Van0629	Beyüzümü	mini tourbe2	Point Levé	1773,119	43°23'37.0023"E	38°32'15.0141"N
DGPS Van0630	Beyüzümü	base unite7	Point Levé	1779,919	43°23'33.6191"E	38°32'17.2710"N
DGPS Van0631	Beyüzümü	base unite7a	Point Levé	1759,914	43°23'34.4215"E	38°32'14.1778"N
DGPS Van0632	Beyüzümü	base unite7b	Point Levé	1754,734	43°23'34.7570"E	38°32'12.6141"N
DGPS Van0633	Beyüzümü	mini tourbe3	Point Levé	1762,79	43°23'37.7586"E	38°32'13.6544"N
DGPS Van0634	Beyüzümü	base unite7c	Point Levé	1738,714	43°23'33.4795"E	38°32'10.7633"N
DGPS Van0635	Beyüzümü	base unite7d	Point Levé	1732,85	43°23'36.0127"E	38°32'08.5107"N
DGPS Van0636	Beyüzümü	sommet route	Point Levé	1740,616	43°23'30.5582"E	38°32'09.2704"N
DGPS Van0637	Beyüzümü	Sommet <i>foresets</i>	Point Levé	1733,863	43°23'32.0558"E	38°32'08.8586"N
DGPS Van0638	Beyüzümü	base bey	Point Levé	1735,858	43°23'42.2467"E	38°32'11.4358"N
DGPS Van0639	Beyüzümü	sommet tourb	Point Levé	1752,821	43°23'40.7942"E	38°32'11.9436"N
DGPS Van0640	Abricots	Surface T3 (Abricots)	Point Levé	1685,005	43°11'17.6799"E	38°21'22.3005"N
DGPS Van0641	Abricots	Base coupe A1	Point Levé	1660,622	43°11'23.7253"E	38°20'57.3264"N
DGPS Van0642	Abricots	base sismite	Point Levé	1671,641	43°11'24.1223"E	38°20'58.7780"N
DGPS Van0643	Abricots	Incision W1	Point Levé	1675,964	43°11'23.6397"E	38°20'59.0151"N
DGPS Van0644	Abricots	Incision e1	Point Levé	1676,512	43°11'26.0504"E	38°20'58.6588"N
DGPS Van0645	Abricots	Sommet crgt3b	Point Levé	1682,452	43°11'20.7598"E	38°20'02.0280"N
DGPS Van0646	Abricots	Sommet t3b	Point Levé	1687,3	43°11'19.9203"E	38°20'01.0778"N
DGPS Van0647	Abricots	Niveau plaine	Point Levé	1650,846	43°11'22.8118"E	38°20'43.1960"N
DGPS Van0648	Abricots	Niveau Engil	Point Levé	1649,728	43°11'22.4007"E	38°20'42.5794"N
DGPS Van0649	Abricots	Sommet t4	Point Levé	1658,755	43°11'47.1734"E	38°20'46.2373"N
DGPS Van0650	Abricots	Base congl	Point Levé	1655,423	43°11'46.9036"E	38°20'46.8182"N
DGPS Van0651	Abricots	Limite plaine	Point Levé	1651,504	43°11'46.7146"E	38°20'46.9312"N
DGPS Van0652	Abricots	Sommet congléérats1	Point Levé	1659,051	43°11'48.8328"E	38°20'47.1842"N
DGPS Van0653	Abricots	Argiles et sables	Point Levé	1653,466	43°11'47.2270"E	38°20'47.7285"N
DGPS Van0654	Abricots	Sommet conglomérats2	Point Levé	1658,839	43°11'47.6969"E	38°20'49.8199"N
DGPS Van0655	Abricots	Surface tell1	Point Levé	1660,633	43°10'46.7916"E	38°21'09.5549"N
DGPS Van0656	Abricots	Som tell2	Point Levé	1657,112	43°10'44.8637"E	38°21'08.8746"N
DGPS Van0657	Abricots	Limite plaine	Point Levé	1649,446	43°10'44.6409"E	38°21'07.3127"N

DGPS Van0658	Dönemeç	Surface T3	Point Levé	1699,427	43°14'06.9128"E	38°19'48.9719"N
DGPS Van0659	Dönemeç	Dön som t4	Point Levé	1690,323	43°14'07.3143"E	38°19'54.8479"N
DGPS Van0660	Dönemeç	Dön som t5	Point Levé	1677,121	43°14'03.9607"E	38°20'02.7119"N
DGPS Van0661	Dönemeç	don t5b	Point Levé	1668,401	43°13'49.0588"E	38°20'13.4769"N
DGPS Van0662	Dönemeç	Stromato top	Point Levé	1667,556	43°13'51.4357"E	38°20'18.9406"N
DGPS Van0663	Dönemeç	Stromat bas	Point Levé	1662,063	43°13'49.3704"E	38°20'19.4466"N
DGPS Van0664	Dönemeç	Don riv	Point Levé	1656,829	43°13'49.7889"E	38°20'18.3231"N
DGPS Van0665	Dönemeç	Stroma top2	Point Levé	1673,005	43°13'55.0309"E	38°20'24.1360"N
DGPS Van0666	Dönemeç	Don t5rd	Point Levé	1675,09	43°13'55.3151"E	38°20'24.4925"N
DGPS Van0667	Dönemeç	Don t4rd	Point Levé	1686,45	43°13'47.1517"E	38°20'32.9958"N
DGPS Van0668	Dönemeç	Don som t3b	Point Levé	1712,271	43°13'45.4829"E	38°20'38.8676"N
DGPS Van0669	Mollakasim	Som t2	Point Levé	1723,385	43°10'49.0986"E	38°40'31.9011"N
DGPS Van0670	Mollakasim	Plag1	Point Levé	1722,539	43°10'47.6010"E	38°40'34.6669"N
DGPS Van0671	Mollakasim	Plag1 bas	Point Levé	1714,094	43°10'41.6388"E	38°40'31.5516"N
DGPS Van0672	Mollakasim	Plag2 haut	Point Levé	1707,894	43°10'25.4200"E	38°40'29.0930"N
DGPS Van0673	Mollakasim	Plage2 bas	Point Levé	1702,663	43°10'19.2740"E	38°40'28.5474"N
DGPS Van0674	Mollakasim	Plage2 bas2	Point Levé	1701,147	43°10'15.9495"E	38°40'27.3966"N
DGPS Van0675	Mollakasim	Plage2 bas3	Point Levé	1698,681	43°10'14.3099"E	38°40'27.0281"N
DGPS Van0676	Mollakasim	Plage3 haut	Point Levé	1698,922	43°10'11.3765"E	38°40'26.7089"N
DGPS Van0677	Mollakasim	Sommet coupe p3	Point Levé	1689,137	43°10'07.2627"E	38°40'26.4299"N
DGPS Van0678	Mollakasim	Somet coup tep	Point Levé	1688,482	43°10'06.9779"E	38°40'27.3877"N
DGPS Van0679	Mollakasim	Plage3 bas	Point Levé	1676,671	43°10'04.2608"E	38°40'26.0211"N
DGPS Van0680	Mollakasim	Plage4 haut	Point Levé	1673,26	43°10'00.3337"E	38°40'26.1939"N
DGPS Van0681	Mollakasim	Plage4 bas	Point Levé	1654,206	43°09'54.3766"E	38°40'27.8228"N
DGPS Van0682	Mollakasim	Toit conglo	Point Levé	1651,734	43°09'52.6497"E	38°40'26.5842"N
DGPS Van0683	Mollakasim	Falaise haut	Point Levé	1650,884	43°09'51.9782"E	38°40'26.5882"N
DGPS Van0684	Mollakasim	Niv lac	Point Levé	1646,54	43°09'51.6167"E	38°40'26.6939"N
DGPS Van0685	Mollakasim	Sommet t2b	Point Levé	1731,833	43°11'37.7134"E	38°40'15.4797"N
DGPS Van0686	Mollakasim	Sommet ponce r	Point Levé	1735,675	43°11'41.3165"E	38°40'20.8960"N
DGPS Van0687	Mollakasim	Sommet ponce rl	Point Levé	1738,16	43°11'43.9291"E	38°40'24.4583"N
DGPS Van0688	Mollakasim	Sommet rp	Point Levé	1729,952	43°11'43.8668"E	38°40'21.0147"N
DGPS Van0689	Mollakasim	Sommet r2	Point Levé	1735,95	43°11'42.4933"E	38°40'22.8331"N
DGPS Van0690	Mollakasim	Substrat	Point Levé	1745,564	43°11'50.1609"E	38°40'26.9985"N
DGPS Van0691	Mollakasim	Base conglo	Point Levé	1734,761	43°11'48.6099"E	38°40'26.8586"N

Points DGPS levés lors de la campagne 2007

DGPS Van0701	Ercis/Kirklar		Point Levé	1724,992	43° 18' 41.97911"E	39° 05' 45.24678"N
DGPS Van0702	Ercis/Kirklar		Point Levé	1693,229	43° 38' 37.68442"E	38° 57' 22.59180"N
DGPS Van0703	Ercis/Kirklar		Point Levé	1683,388	43° 38' 46.49945"E	38° 57' 25.13955"N
DGPS Van0704	Ercis/Kirklar		Point Levé	1680,434	43° 28' 34.34427"E	39° 00' 19.53545"N
DGPS Van0705	Ercis/Kirklar		Point Levé	1667,417	43° 28' 01.50854"E	39° 00' 25.31694"N
DGPS Van0706	Ercis/Kirklar		Point Levé	1675,823	43° 20' 22.02929"E	39° 00' 56.51015"N
DGPS Van0707	Ercis/Kirklar		Point Levé	1653,185	43° 18' 57.98229"E	39° 00' 25.41871"N
DGPS Van0708	Ercis/Kirklar		Point Levé	1678,181	43° 18' 41.87008"E	39° 00' 45.23376"N
DGPS Van0709	Ercis/Kirklar		Point Levé	1659,548	43° 18' 51.37332"E	39° 01' 26.98377"N
DGPS Van0710	Ercis/Kirklar		Point Levé	1666,925	43° 18' 51.22771"E	39° 01' 26.47664"N
DGPS Van0711	Ercis/Kirklar		Point Levé	1665,783	43° 18' 48.08784"E	39° 01' 30.71828"N
DGPS Van0712	Ercis/Kirklar		Point Levé	1684,94	43° 18' 09.03800"E	39° 02' 26.26532"N
DGPS Van0713	Ercis/Kirklar		Point Levé	1694,989	43° 18' 04.76874"E	39° 02' 21.30377"N
DGPS Van0714	Ercis/Kirklar		Point Levé	1698,42	43° 18' 24.54598"E	39° 02' 00.72497"N
DGPS Van0715	Ercis/Kirklar		Point Levé	1667,539	43° 18' 28.05345"E	39° 02' 36.96180"N
DGPS Van0716	Ercis/Kirklar		Point Levé	1684,007	43° 18' 26.72356"E	39° 02' 40.15543"N
DGPS Van0717	Ercis/Kirklar		Point Levé	1695,996	43° 18' 27.78177"E	39° 02' 42.94375"N
DGPS Van0718	Ercis/Kirklar		Point Levé	1723,573	43° 18' 42.00500"E	39° 05' 45.14678"N
DGPS Van0719	Ercis/Kirklar		Point Levé	1684,498	43° 38' 38.08490"E	38° 57' 24.11651"N
DGPS Van0720	Ercis/Kirklar		Point Levé	1696,11	43° 18' 24.68100"E	39° 04' 15.86259"N
DGPS Van0721	Ercis/Kirklar		Point Levé	1723,602	43° 18' 42.00822"E	39° 05' 45.14003"N
DGPS Van0722	Ercis/Kirklar		Point Levé	1759,351	43° 18' 25.81487"E	39° 05' 56.42727"N
DGPS Van0723	Ercis/Kirklar		Point Levé	1706,406	43° 18' 15.24315"E	39° 04' 15.48081"N
DGPS Van0730	Sud-ouest	Apex cône seuil	Point Levé	1737,67	42° 17' 43.80750"E	38° 25' 15.79196"N
DGPS Van0731	Sud-ouest	Seuil actuel du BV	Point Levé	1736,567	42° 19' 05.41382"E	38° 26' 20.16269"N

TABLE DES MATIERES

Résumé	7
<i>Abstract</i>	8
Sommaire	9
Note sur l'écriture et la prononciation des mots turcs	11
Introduction générale	13
1^{ère} Partie Présentation du lac de Van, de son bassin versant et positionnement de la recherche	19
Introduction à la première partie	21
Chapitre 1. Présentation du bassin lacustre	23
<i>I. Introduction</i>	23
<i>II. Au cœur de l'Anatolie orientale, terre de contacts</i>	23
<i>III. Originalités du lac de Van</i>	25
<i>IV. Les facteurs géologiques de l'évolution du bassin lacustre</i>	30
IV.1. La composante tectonique	30
IV.1.a. <i>La tectonique en Anatolie orientale : de la collision arabo-eurasiatique à la tectonique active actuelle</i>	30
IV.1.b. <i>Le massif de Bitlis : la marque de la collision au bord du lac de Van</i>	32
IV.1.c. <i>Des données lacunaires sur la tectonique locale</i>	32
IV.2. La composante volcanique	34
IV.2.a. <i>La place du volcanisme dans l'histoire géologique de l'Anatolie orientale</i>	34
IV.2.b. <i>Impacts du volcanisme plio-quadernaire sur le lac et son bassin versant</i>	34
IV.2.c. <i>L'impact de l'activité volcanique sur la géochimie des eaux du lac de Van</i>	35
IV.2.d. <i>Volcanisme et origine du lac de Van</i>	36
V. Le contexte climatique du bassin du lac de Van	36
V.1. Un climat régional soumis à de multiples influences	36
V.2. Caractérisation du climat du bassin lacustre du lac de Van	39
V.2.a. <i>Les données disponibles</i>	39
V.2.b. <i>Traitement et interprétation des données</i>	40
VI. Intérêt de l'étude des basses vallées pour comprendre la relation entre le lac et son bassin versant	46
VI.1. Présentation des vallées autour du lac de Van	46
VI.1.a. <i>Des vallées contraintes par la géologie</i>	46
VI.1.b. <i>Les grandes vallées de la Karasu et de l'Engil</i>	47
VI.1.c. <i>Les vallées de la Zilan et de la Bendimahi</i>	49
VI.1.d. <i>Les vallées des bassins versants secondaires</i>	52
VI.2. Les basses vallées : l'interface bassin versant-lac	52
VI.2.a. <i>Définition des basses vallées</i>	52
VI.2.b. <i>Les formes sous-lacustres : les prolongements des basses vallées actuelles</i>	54
VI.2.c. <i>Les morphologies littorales</i>	55

VI.2.d. <i>Un littoral actuel de submersion</i> _____	59
VI.3. Quelles implications sur la reconstitution des anciens niveaux lacustres ? _____	59
VII. <i>Conclusion du premier chapitre</i> _____	60
Chapitre 2. Etat des connaissances sur les variations actuelles et passées du niveau du lac _____	61
I. <i>Introduction</i> _____	61
II. <i>Les variations récentes de la cote du lac</i> _____	61
II.1. Les variations saisonnières _____	61
II.2. Les variations interannuelles _____	62
II.3. La relation entre variations de la cote du lac et climat actuel : les bilans hydrologiques _____	64
II.3.a. <i>Le bilan hydrologique lacustre : éléments de définition</i> _____	64
II.3.b. <i>Les bilans hydrologiques du lac de Van dans la bibliographie</i> _____	66
II.3.c. <i>Du bilan hydrologique à la relation lac-climat</i> _____	67
• Généralités relatives à la relation lac-climat _____	67
• Le bilan hydrologique et la relation lac-climat pour le lac de Van _____	69
II.4. Les enjeux actualistes sur le comportement du lac de Van _____	70
III. <i>Apports des études, depuis les années 1970, à la connaissance de l'histoire du lac de Van</i> _____	73
III.1. Quel âge pour le lac de Van ? _____	73
III.2. Les premières études : des résultats fondamentaux dans la connaissance du lac de Van _____	74
III.2.a. <i>La première monographie en géographie physique par Schweizer [1975]</i> _____	74
III.2.b. <i>L'étude géologique de référence : Degens et Kurtmann [1978]</i> _____	75
III.3. La relation lac-climat depuis 15000 ans : un bilan critique des connaissances _____	78
III.3.a. <i>Etat des connaissances sur les indicateurs des climats du passé dans les sédiments du lac de Van</i> _____	78
• Les campagnes de carottages _____	78
• Les isotopes _____	78
• La palynologie _____	80
• Chronologie des dépôts lacustres d'après Degens et Kurtmann [1978], Landmann <i>et al.</i> [1996a], Kempe <i>et al.</i> , [2002] et Litt <i>et al.</i> [2009]. _____	82
III.3.b. <i>Le lac de Van : un enregistreur paléoclimatique majeur pour le Moyen-Orient</i> _____	84
III.4. Les enjeux scientifiques d'une meilleure compréhension la relation lac-climat _____	85
IV. <i>Conclusion du second chapitre</i> _____	86
Conclusion de la première partie _____	87
2^{ème} Partie. Méthodologies pour la reconstitution d'anciens niveaux lacustres a partir d'indicateurs morphosédimentaires _____	89
Introduction : Présentation de l'approche morphosédimentaire appliquée aux terrasses _____	91
Chapitre 3. Les facies sédimentaires et les terrasses comme indicateurs des fluctuations du niveau lacustre _____	95
I. <i>Introduction</i> _____	95
II. <i>Les faciès sédimentaires</i> _____	95
II.1. Typologie des dépôts à partir des faciès sédimentaires _____	95

II.1.a. Sédimentologie des faciès	95
II.1.b. Faciès et milieux de sédimentation	97
II.1.c. Typologie des faciès	99
• Les faciès deltaïques	99
• Faciès littoraux	101
• Les faciès lacustres	101
• Les faciès fluviales	104
II.2. Relations entre dépôts, niveaux lacustres et dynamiques sédimentaires	106
II.2.a. Du dépôt au niveau lacustre	106
II.2.b. Stratigraphie des dépôts	108
• Les types de séquences	108
• Altérations et déformations	109
• Architecture des dépôts et dynamiques associées	111
III. Les terrasses : indicateurs morphologiques des fluctuations du niveau de base	113
III.1. L'analyse morphologique et son intérêt dans la reconstitution des niveaux lacustres	113
III.1.a. Principes de l'analyse morphologique	113
III.1.b. Variations du niveau de base et formes héritées	113
III.2. Les terrasses : définitions et descriptions	116
III.2.a. Description des morphologies propres à tous les types de terrasses	116
III.2.b. Types de terrasses et géométrie des accumulations associées : implications sur la reconstitution de l'évolution du niveau du lac	118
• La disposition en « marches d'escalier » ou étagement	118
• L'emboîtement	119
• L'étagement avec incision du substrat	119
• Systèmes de terrasses complexes et variations du niveau du lac	120
IV. Conclusion du troisième chapitre	121
Chapitre 4. Reconstitutions spatio-temporelles à partir des données morphosédimentaires	123
I. Introduction	123
II. Reconstitutions tridimensionnelles et multiscalaires	124
II.1. Intérêt d'un positionnement dans un système à trois dimensions	124
II.1.a. Intérêt pour les morphologies de terrasses	124
II.1.b. Intérêt pour les données sédimentaires	124
II.2. Les documents disponibles pour l'approche multiscalaire	124
II.2.a. Les documents utilisés	124
• Les images satellitaires, délimitation du cadre spatial de l'étude.	124
• UTM. Les cartes topographiques	125
II.2.b. Travailler à différentes échelles spatiales	125
II.3. La prise en compte du paramètre altitudinal	126
II.3.a. Méthodologie pour la mesure altimétrique	126
• Présentation du DGPS	126
• Objectifs	128
• Campagnes de relevés	129
• Mesures altimétriques appliquées aux indicateurs morphologiques	130
• Mesures altimétriques appliquées aux indicateurs sédimentaires	130
II.3.b. Elargissement de l'approche à l'échelle du bassin versant	130

• Principes _____	130
• Présentation du MNT _____	131
III. Datations et chronologie _____	136
III.1. La datation ^{14}C _____	136
III.2. La datation $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ _____	136
III.3. La datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ _____	138
III.4. La datation OSL _____	139
III.4.a. Présentation et intérêts par rapport aux autres méthodes _____	139
III.4.b. Les limites propres à la méthode et aux dépôts autour du lac de Van _____	140
III.4.c. Mise en place d'une méthodologie adaptée pour l'OSL _____	141
• Rappels sur la mesure de l'âge en laboratoire _____	141
• Intégration de l'OSL dans la chronostratigraphie des terrasses _____	142
• Protocole d'échantillonnage _____	142
IV. Conclusion _____	144
Conclusion de la deuxième partie _____	145
3^{ème} Partie. Résultats de l'analyse des faciès sédimentaires et de l'étude des terrasses dans trois vallées _____	147
Introduction à la troisième partie. Pourquoi l'étude de ces trois vallées ? _____	149
Chapitre 5. La vallée de la Bendimahi _____	151
I. Introduction _____	151
II. Les sites étudiés _____	154
III. Les faciès sédimentaires _____	155
III.1. La séquence alluviale de Muradiye-nord _____	155
III.2. La séquence lacustre de Muradiye-Ville _____	157
III.3. Interprétations des faciès sédimentaires _____	159
IV. Etude morphologique de la vallée et identification des niveaux de terrasses _____	162
V. Synthèse morphostratigraphique _____	167
VI. Conclusion _____	170
Chapitre 6. La vallée de la Karasu _____	171
I. Introduction _____	171
II. Les sites étudiés _____	175
III. Les dépôts sédimentaires _____	177
III.1. Les formations de Yumrutepe-Köprübaşı _____	177
III.1.a. Les alluvions de Y0 et Y1 _____	178
III.1.b. Les dépôts lacustres et deltaïques de Y2 et Y3 _____	179
III.1.c. Les dépôts littoraux de Y4 _____	182
III.1.d. Les coupes K1 et K2 de Köprübaşı _____	184
III.2. Le contexte sédimentaire à l'amont de Yumrutepe _____	185
III.2.a. Le Ravin des buses: les faciès lacustres les plus à l'amont de la vallée _____	186

III.2.b. Le Ravin des renards _____	187
III.2.c. Le Grand ravin _____	189
III.2.d. Les autres affleurements des argiles laminées _____	191
III.2.e. La séquence de Toki _____	192
III.3. Le contexte sédimentaire à l'aval de la vallée et les formations de Zeve-Topaktaş _____	194
III.3.a. La coupe Z-est _____	195
III.3.b. Les coupes de Zeve a, b et c _____	196
III.3.c. La coupe de Z-ouest _____	198
III.3.d. La coupe Z-nord _____	199
III.3.e. La coupe du Ravin de la vache _____	200
III.3.f. La coupe de Topaktaş _____	200
III.4. Le site de Mollakasım _____	201
III.5. Une première interprétation sur l'origine des dépôts à l'échelle de la vallée _____	204
IV. Etude morphologique de la vallée _____	205
IV.1. Contexte morphologique entre Koçköy et Köprüküy _____	205
IV.2. Les hautes terrasses de Yumrutepe-Köprübaşı _____	207
IV.3. Les terrasses de Zeve _____	208
IV.4. L'intérêt morphologique de Mollakasım _____	210
V. Synthèse morphostratigraphique de la vallée _____	210
V.1. La séquence I _____	210
V.2. La séquence II _____	211
V.3. La séquence III à l'amont _____	214
V.4. La séquence IIIbis ou IV à l'aval _____	215
V.5. Corrélations entre la séquence III et la séquence IIIbis-IV _____	218
V.6. L'élaboration des terrasses dans la Karasu _____	219
VI. Conclusion _____	223
Chapitre 7. la vallée de l'engil _____	225
I. Introduction _____	225
II. Les sites étudiés _____	229
III. Les dépôts sédimentaires _____	230
III.1. Les dépôts sédimentaires à l'amont (sites de Köprüler-Köklüköy-Dönemeç) _____	230
III.1.a. Köprüler : Le dépôt lacustre le plus élevé _____	230
III.1.b. Köklüköy : une séquence lacustre en rive gauche _____	231
III.1.c. Dönemeç : les séquences lacustres et alluviales _____	232
III.2. Les dépôts sédimentaires à l'aval _____	235
III.2.a. La séquence lacustre à sismites des Abricots _____	235
III.2.b. La séquence sablo-limoneuse d'Engil-plage _____	239
III.3. Premières interprétations à partir des faciès sédimentaires _____	240
IV. Etude morphologique de la vallée et identification des terrasses _____	241
IV.1. Le contexte morphologique entre la plaine de Gürpınar et Köprüler _____	241
IV.2. Les hautes terrasses de Köprüler _____	242
IV.3. Les terrasses de Dönemeç _____	242
IV.4. Les terrasses entre les Abricots et le lac _____	243
V. Synthèse morphostratigraphique _____	245

Conclusion de la troisième partie	249
--	------------

4^{ÈME} PARTIE - SYNTHÈSE DES RESULTATS, CHRONOLOGIES ET DISCUSSION	251
--	------------

Introduction à la quatrième partie	253
---	------------

Chapitre 8. Synthèse des résultats à l'échelle du bassin versant : corrélations, chronostratigraphie relative et cycles lacustres	255
--	------------


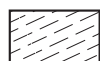
<i>I. Introduction</i>	255
<i>II. Synthèse chronostratigraphique pour les trois vallées</i>	256
II.1. Une séquence à faciès offshore signalant un cycle lacustre ancien (I)	256
II.1.a. Une bonne conservation de ces dépôts spécifiques dans la vallée de la Karasu	256
II.1.b. Un seul dépôt associé à la séquence I dans la vallée de l'Engil	256
II.1.c. La séquence I absente des archives de la vallée de la Bendimahi	258
II.1.d. Implications paléogéographiques des altitudes des dépôts de la séquence I	258
II.2. Une longue séquence lacustro-deltaïque signalant un second cycle lacustre (II)	259
II.2.a. La séquence II dans la vallée de la Karasu	259
II.2.b. La séquence II dans la vallée de l'Engil	261
II.2.c. Les altitudes maximales de la séquence II	262
II.3. Une séquence fluvio-lacustre complexe signalant un troisième cycle lacustre (III)	263
II.3.a. Une séquence très développée dans la vallée de la Karasu	263
II.3.b. La séquence III dans la vallée de l'Engil	267
II.3.c. Et dans la Bendimahi ?	268
<i>III. Synthèse et corrélations pour les terrasses</i>	269
III.1. Les hautes terrasses	269
III.2. L'emboîtement des terrasses intermédiaires dans les hautes terrasses	270
III.3. Des terrasses intermédiaires emboîtées et étagées	271
III.4. Les basses terrasses étagées et érodées dans le substrat	271
<i>IV. Elargissement de la synthèse à l'ensemble du bassin versant du lac</i>	272
IV.1. Les dépôts sédimentaires des autres sites connus	272
IV.1.a. Le cycle I dans la vallée de la Zilan	272
IV.1.b. Des séquences lacustro-deltaïques post-cycle I dans les vallées de la Kotum et de la Zilan	272
IV.2. Les systèmes de terrasses dans les autres vallées	273
IV.2.a. Les hautes terrasses dans les vallées de la Zilan et de la Kotum	273
IV.2.b. Les terrasses intermédiaires dans les vallées de la Zilan et de la Kotum	273
IV.2.c. Les basses terrasses	274
<i>V. Les cycles lacustres mis en évidence pour le lac de Van</i>	275
V.1. Le cycle I	275
V.2. Le cycle II	275
V.3. Le cycle III	277
V.4. Le cycle IV	278
<i>VI. Conclusion</i>	278

Chapitre 9 - Chronologie lacustre : reconstitution des variations du niveau d'eau et datations absolues.	281
I. Introduction	281
II. Des indicateurs morphosédimentaires à la reconstitution des oscillations du niveau du lac-typologie	281
II.1. Les paléoniveaux lacustres du cycle II	281
II.2. Les hauts niveaux lacustres estimés	283
II.2.a. ...à partir des unités littorales	283
• du cycle I	283
• du cycle II	283
II.2.b. ...à partir d'anciens cordons littoraux	283
• des cycles II et III	283
II.2.c. ...à partir d'unités d'avant côte	284
• du cycle III	284
II.2.d. ...à partir d'unités offshore à lits épais	284
• du cycle I	284
• du cycle II	284
• du cycle III	285
II.2.e. ...à partir des unités offshore varvées	285
• du cycle I	285
II.2.f. ...à partir d'anciens niveaux de base associés aux niveaux de terrasses	286
• des cycles II et III	286
III. Impacts de la tectonique à l'échelle locale et à l'échelle du bassin versant du lac	286
IV. Chronologie	288
IV.1. Les jalons d'une chronologie absolue	288
IV.2. Ages des cycles lacustres	290
IV.2.a. Le cycle I antérieur à 110 ka	290
IV.2.b. Le cycle II : entre 110 ka et 35 ka	290
IV.2.c. Le cycle III : entre 35-30 ka et 15 ka cal. BP	290
IV.2.d. Le cycle IV < 15 ka cal. BP	293
IV.3. Résultats OSL préliminaires	293
IV.3.a. Les sites échantillonnés	293
IV.3.b. Résultats préliminaires	295
IV.3.c. Age préliminaire du cycle I	295
V. Conclusion : Une chronologie des fluctuations du niveau du lac depuis plus de 100000 ans	297
Chapitre 10. Discussion sur l'origine des variations du niveau lacustre	299
I. Introduction	299
II. Données paléo-lacustres	299
II.1. Cycles et paléovolumes lacustres	299
II.1.a. Les cycles I et II : des volumes d'eau considérables	299
II.1.b. Les volumes d'eau associés aux maxima des cycles III et IV	301
II.2. Anciennes extensions lacustres : significations et conséquences paléogéographiques	301
III. Le forçage climatique comme explication aux variations du niveau du lac ?	306
III.1. Une origine envisageable pour les cycles III et IV	306



III.2. Une origine discutable pour le cycle II _____	309
III.3. Le cycle I ne répond pas à un forçage climatique _____	310
IV. <i>L'impact du volcanisme sur la paléohydrographie</i> _____	311
IV.1. Réflexions sur les changements paléohydrographiques _____	311
IV.2. Les données paléogéographiques pour la partie sud-ouest du bassin lacustre _____	313
IV.3. Un scénario crédible concernant le cycle I _____	313
V. <i>Conclusion</i> _____	315
Conclusion de la quatrième partie _____	317
Conclusion générale _____	319
References bibliographiques _____	325
Table des illustrations _____	335
Annexe : liste des points DGPS _____	341
Table des matières _____	343

Légende présentant les différents faciès rencontrés dans la plupart des coupes levées*



SUBSTRAT DIVERS

-  Divers (Calcaires, Ophiolites)
-  Argiles tertiaires basculées


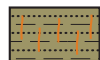
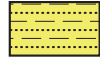


FORMATIONS CARBONATEES

-  Travertins
-  Stromatolites

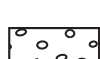




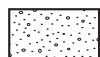
FORMATIONS VOLCANIQUES

-  Retombée poncée en place
-  Retombée poncée remaniée



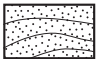
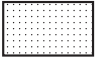
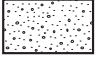





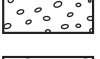
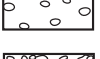


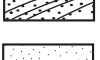
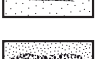
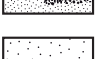

FACIES CONTINENTAUX

-  Argiles
-  Argiles brunes litées avec traces d'oxydation et de racines
-  Faciès argilo-limoneux jaune massif
-  Alternance lits limoneux, lits sableux fins et déformés
-  Limons massifs

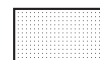
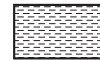
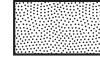



SOLS ET COLLUVIONS

-  Colluvions avec remaniement de galets (pétrographie du substrat)
-  Sol
-  Colluvions hétérométriques
-  Limons ocre en subsurface
-  Limons massifs en subsurface
-  Colluvions grossières (cailloutis)

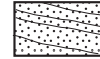


FORMATIONS FLUVIATILES ET ALLUVIALES

-  Limons (plaine d'inondation)
-  Sables fins sans structure
-  Sables fins avec lits ondulés
-  Sables fins de type *crevasse play*
-  Sables fin et moyens
-  Sables moyens et grossiers sans structure
-  Sables moyens et grossiers à structure entrecroisée
-  Alternance sables grossiers et sables moyen-fin
-  Gravieres et sables
-  Gravieres
-  Petits galets et gravieres
-  Galets
-  Cailloux et petits blocs type *debris flow*
-  Sables fins/moyens avec ponces remaniées roses
-  Sableuses fins/moyens à structure oblique
-  Sables fin remaniant de fines ponces grises
-  Limons avec passées à cailloutis (Köprüler)
-  Limons de colmatage de chenal (Köklüköy)




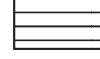

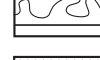
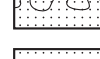


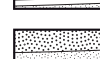
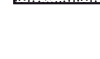
FACIES LITTORAUX

-  Sables fins/moyens
-  Argiles de type lagunaire
-  Sables fins orangés
-  Sables littoraux progradants
-  Galets, sables et graviers avec matrice fossilifère
-  Galets roulés

FACIES DELTAIQUES

-  *Foresets* sableux
-  *Foresets* avec alternance de lits graveleux et galets
-  *Foresets* de limons fins

FACIES LACUSTRES OFFSHORES

-  *Bottomsets* argileux laminés/varvés
-  *Bottomsets* argilo-limoneux laminés (ocre, marron, gris)
-  *Bottomsets* limoneux laminés fins (beige)
-  *Bottomsets* limoneux ou limono-argileux laminés (marron-beige)
-  *Bottomsets* limoneux gris à passées argileuses rosâtres
-  *Bottomsets* limoneux à sismites
-  *Bottomsets* limono-sableux à sismites
-  *Bottomsets* Limono-sableux faiblement lités
-  *Bottomsets* sablo-limoneux avec passées argileuses (Ravin des buses)
-  Sables lacustres lités fins et moyens avec lits limoneux
-  Dépôt d'avant-côte sablo-limoneux

* Dans les schémas de synthèse morphostratigraphiques les faciès ont été simplifiés pour plus de lisibilité

Résumé

Le lac de Van (1648 m) est une référence paléoclimatique et paléoenvironnementale pour le Moyen-Orient. D'après les études précédentes fondées sur l'interprétation des séquences sous-lacustres, son histoire récente (depuis 20000 ans) apparaît intimement liée aux changements climatiques post-Glaciaire. Notre thèse propose une reconstitution des anciens niveaux du lac depuis la fin du Pléistocène supérieur (>100000 ans). L'approche géomorphologique a été privilégiée, incluant des relevés sédimentologiques, stratigraphiques et altimétriques de terrain ; couplée avec des datations, elle a permis d'interpréter des archives sédimentaires et morphologiques préservées dans trois vallées (Bendimahi, Karasu et Engil) situées dans la partie orientale du bassin versant.

Nos résultats montrent que le lac de Van a connu des variations de sa masse d'eau de fortes amplitudes, avec trois grandes transgressions suivies de régressions majeures. Le plus haut niveau lacustre (≥ 1750 m, soit plus de 100 m au-dessus du niveau du lac actuel) semble appartenir à la fin de l'Interglaciaire précédent, âge confirmé par une datation OSL (>117 ka) et post-daté par une retombée ponceuse et un travertin. Cette transgression (cycle I) ne répond pas à un forçage climatique mais à des bouleversements paléohydrographiques liés à l'activité volcanique au sud-ouest du lac. Entre cette transgression et le Dernier Maximum Glaciaire, le lac de Van connaît deux grandes transgressions (cycles II et III) entrecoupées d'une régression majeure qui a entraîné l'incision des sédiments lacustres et l'élaboration de terrasses d'érosion. Ces transgressions répondent à un forçage climatique. La transgression du cycle II (âge estimé 40-30 ka), a atteint l'altitude maximale possible liée au seuil à 1735 m. Le cycle III se compose d'une double transgression datée du DMG (26-25 ka cal. BP et 21-20 ka cal. BP) dont le premier pic a été ≥ 1700 m et le second ≥ 1706 m. Après le cycle III, un bas niveau de régression (15ka, <1648 m) précède la transgression du cycle IV qui a atteint des niveaux proches du niveau d'eau actuel.

Mots clés : niveaux lacustres, terrasse, faciès sédimentaires, chronostratigraphie, paléoclimat, paléohydrologie, lac de Van.

Abstract

The Lake Van (1648 m) is a palaeoclimatic and palaeoenvironmental reference for the Middle East. According to previous studies, its evolution since the last 20000 years appears close-related to post-Glacial climatic changes. Our PhD thesis aimed at reconstructing the ancient lake levels during more than 100 000 years, a period corresponding to the end of the Upper Pleistocene. We adopted a geomorphological approach including sedimentary facies and stratigraphic analysis, altimetric measurements on field, dating, allowed to interpret sedimentary and morphological records still preserved in the three studied valleys (rivers Bendimahi, Karasu and Engil) in the eastern part of the lake basin.

Our results show that the Lake Van has known high amplitude variations of its volume, with three transgressions, each one followed by important regressions. The highest lake level recorded (≥ 1750 m, i.e. more than 100 m above the present lake level) seems to belong to the end of the previous Interglacial, as suggested by an OSL dating (>117 ka) and post-dated by a plinian fall and a travertine (110 ka). This transgression does not respond to climate forcing, but to palaeohydrographical changes related to volcanic activity in the south-west part of the lake. Between this old transgression and the Late Glacial Maximum, the Lake Van experienced two other large transgressions (cycles II and III) separated by a marked regression. This latter induced an incision of the former lacustrine sediments and the development of erosional terraces. These transgressions (cycles II and III) respond to climate forcing. The cycle II (estimated age of 40-30 ka) reached the maximum elevation controlled by the 1735 m topographical threshold. The cycle III is subdivided into two transgressions belonging to the LGM (26-25 ky cal BP and 21-20 ky cal. BP) with a first peak at ≥ 1700 m and a second at ≥ 1706 m. After the cycle III, a low level regression (15 ka, <1648 m) was followed by the cycle IV transgression which has reached levels close to the present lake level.

Key words: lake levels, terrace, sedimentary facies, chronostratigraphy, palaeoclimate, palaeohydrology, Lake Van.