

Continuités, instabilités et ruptures morphogéniques en Provence depuis la dernière glaciation.Travertinisation, détritisme et incisions sur le piémont sud du Grand Luberon (Vaucluse, France). Relations avec les changements climatiques et l'anthropisation.

Vincent Ollivier

▶ **To cite this version:**

Vincent Ollivier. Continuités, instabilités et ruptures morphogéniques en Provence depuis la dernière glaciation.Travertinisation, détritisme et incisions sur le piémont sud du Grand Luberon (Vaucluse, France). Relations avec les changements climatiques et l'anthropisation.. Planète et Univers [physics]. Université de Provence - Aix-Marseille I, 2006. Français. ⟨NNT : ⟩. ⟨tel-00360109⟩

HAL Id: tel-00360109

https://theses.hal.science/tel-00360109v1

Submitted on 10 Feb 2009

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.



HAL Authorization

UNIVERSITE DE PROVENCE AIX-MARSEILLE I
U.F.R des Sciences Géographiques et de l'Aménagement

N°

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE AIX-MARSEILLE I

Formation doctorale: Géographie physique, humaine et aménagement

Présentée et soutenue publiquement
Par

Vincent OLLIVIER

le 05 décembre 2006

Continuités, instabilités et ruptures morphogéniques en Provence depuis la dernière glaciation.

Travertinisation, détritisme et incisions sur le piémont sud du Grand Luberon (Vaucluse, France). Relations avec les changements climatiques et l'anthropisation.

Directeur de thèse

Jean-Louis GUENDON

co-direction Brigitte TALON

JURY

M. Paul AMBERT

M. Fernando DIAZ DEL OLMO

M. Jacques Elie BROCHIER

M. Robert CHENORKIAN

Economies **S**ociétés et **E**nvironnements **P**réhistoriques, UMR 6636, Maison Méditerranéenne des Sciences de l'Homme, BP 647, 5 rue du Château de l'Horloge, 13094 Aix en Provence Cedex 2, France.

Institut **M**éditerranéen d'**E**cologie et de **P**aléoécologie, UMR 6116, Bâtiment Villemin, Domaine du Petit Arbois, Avenue Philibert, BP 80 CEREGE, 13545 Aix en Provence Cedex 04, France.

UNIVERSITE DE PROVENCE AIX-MARSEILLE I
U.F.R des Sciences Géographiques et de l'Aménagement

N°

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE AIX-MARSEILLE I

Formation doctorale: Géographie physique, humaine et aménagement

Présentée et soutenue publiquement
Par

Vincent OLLIVIER

le 05 décembre 2006

Continuités, instabilités et ruptures morphogéniques en Provence depuis la dernière glaciation.

Travertinisation, détritisme et incisions sur le piémont sud du Grand Luberon (Vaucluse, France). Relations avec les changements climatiques et l'anthropisation.

Directeur de thèse

Jean-Louis GUENDON

co-direction Brigitte TALON

JURY

M. Paul AMBERT

M. Fernando DIAZ DEL OLMO

M. Jacques Elie BROCHIER

M. Robert CHENORKIAN

Economies **S**ociétés et **E**nvironnements **P**réhistoriques, UMR 6636, Maison Méditerranéenne des Sciences de l'Homme, BP 647, 5 rue du Château de l'Horloge, 13094 Aix en Provence Cedex 2, France.

Institut **M**éditerranéen d'**E**cologie et de **P**aléoécologie, UMR 6116, Bâtiment Villemin, Domaine du Petit Arbois, Avenue Philibert, BP 80 CEREGE, 13545 Aix en Provence Cedex 04, France.

« Un soir que je m'étais arrêté au nord de la Durance, tu m'es apparu. Je te voyais au loin comme une muraille grisâtre et çà et là bleutée. Parfois, tes masses me paraissaient se modeler sur les formes d'un corps allongé au-delà du fleuve, parfois, tu prenais le poli d'une pensée humaine... Tu proposais au mouvement de mon esprit des itinéraires moraux apparemment faciles, mais tu offrais aussi, avec une insistance grandissante, l'obsession de l'autre versant et l'attrait des quartiers invisibles. »

Henri Bosco, Lubéron, « le feu », n°1, 15 janvier 1936

A Sonia et Bahia...

AVANT-PROPOS

Il n'est jamais évident de mener à terme une thèse, quel qu'en soit le sujet.
Cela suppose avant tout une passion sans limite pour sa propre discipline, une curiosité sans faille pour les autres domaines souvent très complémentaires, et un entêtement certain pour atteindre ou enfin approcher les objectifs que l'on s'était fixés... et en découvrir d'autres !

Mais tout cela ne serait rien sans le soutien dont vous m'avez fait preuve et ce, à tous moments et en de nombreux endroits du globe...

La liste est longue, mais tous m'avez apporté, quelque part, dans un instant précis, une aide indispensable. Le fait scientifique n'est-il pas le résultat d'un labeur collectif ?

C'est à André MULLER (Ingénieur de recherche S.R.A. P.A.C.A. et E.S.E.P., Aix en Pce) et Jean Louis GUENDON (Ingénieur de recherche C.N.R.S., géologie, géomorphologie, sédimentologie, E.S.E.P., Aix en Pce) qu'il appartient d'inaugurer cette fameuse liste, tous deux ont fait preuve de patience, de présence, de conseils souvent essentiels et de beaucoup d'amitié.

André MULLER, Directeur du programme de recherche « 10 000 d'histoire sur le piémont méridional du Grand Luberon », a su mobiliser les financements et aides techniques, et se positionne comme le principal responsable du nombre important de datations ^{14}C, de données archéologiques, et de campagnes de prospections prospères. Souvent présent à mes côtés sur le terrain, concrétisant et alimentant toujours mes idées, passionné et toujours à l'écoute, un grand merci ne sera jamais suffisant pour exprimer ma gratitude.

Jean-Louis GUENDON, rencontré au cours de mon D.E.A. par l'heureux intermédiaire de Cécile Miramont, est le pilier central de cette thèse. En excellent « travertinologue », il m'a tout d'abord transmis une partie de ses connaissances et de ses données sur ces précieuses formations carbonatées, puis il a ensuite accepté de diriger cette thèse en étant très présent tout en motivant mon autonomie, en me donnant confiance en mon travail, en amorçant quelques pistes fructueuses, et pour finir en m'intégrant souvent à ses recherches (Oligocène du nord Luberon, Corse, etc...) pour mon plus grand plaisir. Merci paraît là aussi largement insuffisant.

Brigitte TALON (Maître de conférence, macro-restes et anthracologie, I.M.E.P., Aix en Pce), pour avoir co-dirigé cette thèse et participé au jury, pour sa sympathie à mon égard, et bien entendu pour l'excellent travail réalisé en anthracologie dans le Luberon.

Paul AMBERT (directeur de recherche C.N.R.S. UMR 8555, Toulouse) pour de fructueuses discussions (qui je l'espère se renouvelleront souvent) et d'important conseils et bien entendu pour avoir accepté de juger ce travail d'être rapporteur et de faire parti du jury.

M Fernando DIAZ DEL OLMO (Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional, Université de Séville, Espagne) pour avoir accepté d'être rapporteur, de faire parti du jury et de corriger ce travail.

Jacques Elie BROCHIER (Chargé de recherche C.N.R.S., E.S.E.P., Maison Méditérranéenne des Sciences de l'Homme, Aix en Pce) pour ces nombreux conseils concernant les analyses physico chimiques, pour les pointages GPS sur le terrain, pour sa disponibilité et toutes les petites discussions très enrichissantes dans de nombreuses circonstances (Corse, Luberon, ESEP) et sur de nombreux sujets.

M. Robert CHENORKIAN, pour s'intéresser à mes recherches et avoir accepté de corriger et de participer au jury de cette thèse malgré un emploi du temps dont j'imagine la densité et la complexité.

Frédéric MAGNIN (chargé de recherche, malacologie, I.M.E.P., Aix en Pce) et Sophie MARTIN (Docteur en archéologie et malacologie I.N.R.A.P. et I.M.E.P., Aix en Pce), pour leur disponibilité, leur gentillesse et leur travail remarquable.

Pierre FRAPA, (chargé de mission, Docteur en entomologie,), Christine BALME (Chargée de mission, géologue, responsable de la réserve géologique du parc naturel régional du Luberon) et Hervé MAGNIN (chargé de mission parc naturel régional du Luberon) qui sont pour beaucoup dans la concrétisation de cette Thèse. Il m'ont en effet largement encouragé à persévérer et m'ont donné les moyens financiers au travers du parc naturel régional du Luberon et notamment par la commande d'études géomorphologiques, la réalisation de sorties de terrain pour les universités du temps disponible et enfin la publication de l'avancée de mes recherches locales dans l'incontournable «Courrier scientifique du Parc ». Un grand Merci est la moindre des choses.

Je ne saurais oublier Jean GREGOIRE (Directeur du parc naturel régional du Luberon) et Jean Louis JOSEPH (Président du parc naturel régional du Luberon, vice président du conseil régional et maire de la Bastidonne) qui tous deux se sont intéressés à mes recherches et ont pris les décisions nécessaires à leur concrétisation.

André D'ANNA (Directeur de recherche C.N.R.S., néolithicien, E.S.E.P., Maison Méditérranéenne des Sciences de l'Homme, Aix en Pce), pour sa disponibilité, son écoute et ses nombreuses aides diverses et variées. Pour m'avoir fait découvrir la Corse en dehors de cette Thèse et penser régulièrement à m'intégrer aux travaux du laboratoire.

Michel DUBAR, pour les discussions fructueuses et pour m'avoir fait découvrir les travertins de Ségriès et du Serre de Montdenier. Pour être venu dans le Luberon soutenir et commenter mes recherches. En espérant multiplier ces enrichissantes rencontres.

George CLAUZON, pour les échanges passionnant concernant l'évolution géodynamique du Luberon, pour son amitié et les futurs débats et analyses en perspective qui me seront largement profitables…

Dominique CARRU (Archéologue départemental, Vaucluse) pour avoir soutenu mes demandes de bourses départementales et de datations radiocarbones.

Adam Ahmed ALI (Docteur, macro-restes et anthracologie, C.B.A.E Montpellier), mon partenaire scientifique (!) et ami, grand passionné et travailleur, doté d'une incroyable volonté, il m'a aidé à appréhender d'un peu plus prés les épisodes de paléo-incendies par le biais de son expérience canadienne et, bien évidemment, de l'anthracologie.

Ludovic SLIMAK (Docteur, paléolithicien, Maison Méditérranéenne des Sciences de l'Homme, Aix en Pce) pour son aide dans ce travail, pour son amitié et sa personnalité, pour m'avoir mis le pied à l'étrier vers les recherches Arméniennes de la mission Caucase.

Gaëlle DELAUNAY (doctorante, néolithicienne, E.S.E.P., Maison Méditérranéenne des Sciences de l'Homme, Aix en Pce) pour son amitié et le travail fourni dans cette thèse.

Cécile MIRAMONT (Maître de Conférence, UFR de Géographie, Université de Provence) pour m'avoir soutenu tout au long de mon cursus universitaire, fait rencontrer André Muller et le Luberon et aussi et surtout pour son amitié.

Olivier SIVAN (Docteur en Géomorphologie, I.N.R.A.P. Aix en Pce et C.E.P.A.M. Valbonne) pour son amitié et les longues soirées passer à discuter en boucle de choses plus ou moins incertaines…

Stéphane RENAULT (Docteur, néolithicien, E.S.E.P., Maison Méditérranéenne des Sciences de l'Homme, Aix en Pce) pour les projets réalisés ensemble, pour sa gentillesse et sa disponibilité.

Christophe JORDA (Géomorphologue, I.N.R.A.P. Montpellier) pour son amitié et de nombreuses discussions passées et futures !

Paul ROIRON (Maître de Conférence, paléobotaniste, C.B.A.E. Montpellier) pour son amitié et ces nombreux soutiens en Arménie et ailleurs…

Christine CHATAIGNER (Ingénieur de Recherche C.N.R.S., Archéorient, Maison de l'Orient Méditerranéen, Lyon), pour son amitié et pour octroyer une place importante à la géomorphologie dans sa fabuleuse et difficile « Mission Caucase ».

Les arméniens (Instituts de géologie et d'archéologie de Erevan, fondation Gfoeller) archéologues, géologues, paléobotanistes, géomagnétitiens, photographes ou chauffeurs (Boris, Samuel, Yvan, Dimitri, Alik, Roman, Artash, Vartui, Irene...) pour l'excellent travail qu'ils réalisent « là bas » dans des conditions souvent très difficiles, mais toujours dans la bonne humeur !

Christophe GILABERT (doctorant, néolithicien, E.S.E.P., Maison Méditérranéenne des Sciences de l'Homme, Aix en Pce) Jérémie LIAGRE (E.S.E.P., Maison Méditérranéenne des Sciences de l'Homme, Aix en Pce) et Cyrille MONTOYA (Docteur, E.S.E.P., Maison Méditérranéenne des Sciences de l'Homme, Aix en Pce), pour leur joie et humour communicatif et bien évidemment la qualité du travail réalisé à leur coté.

Jean VAUDOUR (Professeur émérite, U.F.R. de géographie, Université de Provence) pour l'ensemble de son travail fondateur sur les travertins et les quelques discussions que nous avons pu échanger.

Maurice JORDA (Maître de Conférence, UFR de Géographie, Université de Provence), qui par la qualité de son enseignement a su renforcer mon envie de pratiquer la géomorphologie.

Le cadastre d'Aix en Provence (Direction Générale des Impôts) et surtout Christian JACQUELINE, « géomêtre-employeur » et ami, qui a toujours ménagé mon emploi du temps à ses cotés pour me permettre « d'avancer ma thèse », Jean-François et Christine BOUISSE ainsi que leurs trois filles, sans oublier Monique, Claudie et Laurent.

Mes parents qui m'ont toujours soutenu dans mes choix et aidé à les concrétiser par leurs conseils ou petites aides diverses et variées. Le reste de ma famille et mes amis (Gabriel et Julie, Franck et Christelle, Guillaume et Céline, Guillaume et Laura, Agnès et Pascal, Gilles et Valérie etc...) qui font partie de mon univers.

Enfin et surtout ma femme Sonia et ma fille Bahia, surmontant toutes les épreuves, sacrifiant beaucoup de leur temps et m'englobant d'un amour sans limite qui a su balayer tout les petites choses plus ou moins négatives qui peuvent parfois émailler cet immense plaisir intellectuel, parfois égoïste, que peut procurer la réalisation d'un doctorat dans le domaine qui vous passionne. Mille Mercis.

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

- Un massif calcaire bien défini…

Localisé dans le sud-est de la France, à l'interphase entre basse Provence et Alpes du sud (figure n°1, A et B), le Luberon est un espace géographique privilégié à bien des égards offrant par son altitude, son climat et sa flore, un subtil mélange de caractères alpins et méditerranéens. Cette moyenne montagne calcaire de direction est-ouest se déploie sur environ 70 kilomètres entre Volx et Cavaillon et borde la partie nord du cours inférieur de la Durance. La rivière de l'Aiguebrun entaille profondément le massif selon un axe nord-sud en séparant un petit Luberon peu élevé (culminant à 727 mètres) prenant des allures de plateau, d'un grand Luberon aux altitudes plus généreuses (jusqu'à 1125 mètres au Mourre Nègre) et au relief mamelonné. Ce dernier est flanqué, sur son versant méridional, d'un piémont bien développé (12 kilomètres) séparé de la Durance par un ensemble de collines qui forment la limite sud du pays d'Aigues. C'est sur ce vaste plan incliné et sur les versants qui le bordent, que va se concentrer notre étude. La terminaison orientale du massif, à l'aspect plus collinaire, porte le nom de Luberon de Manosque.

- A la frontière entre les recherches géomorphologiques sud-alpines et provençales…

Des Alpes du sud à la basse Provence se succèdent depuis de nombreuses années des études sur l'évolution de la morphogenèse de la fin du Pléistocène et du Postglaciaire. Ces travaux, souvent fondateurs, rapprochaient les données morphostratigraphiques et archéologiques (JORDA, 1983, 1985, 1986, 1987, 1992, 1993, GAUTIER, 1992, JORDA & ROSIQUE, 1994 ; ROSIQUE, 1996, BALLANDRAS, 1997, MIRAMONT, 1998, SIVAN, 2002, JORDA & PROVANSAL, 1989 ; PROVANSAL, 1992, 1995a, 1995b ; PROVANSAL & MORHANGE, 1994, BRUNETON, 1999, BRUNETON *et al.*, 2000, 2001 et 2002 ; BALLAIS & CRAMBES, 1992) aux résultats des études palynologiques régionales (BEAULIEU, 1977 ; BEAULIEU *et al.*, 1983 ; WEGMULLER, 1977 ; BOREL *et al.*, 1984, DIGERFELDT *et al.*, 1997).

La partie orientale, le nord et le centre de la Provence sont également concernés, peut être de façon moins abondante, par des études sur les interrelations entre milieux naturels, changements climatiques et occupations humaines notamment par les travaux de DUBAR (2001,), DUBAR & ANTHONY (1995), DUBAR *et al.* (1993, 2004) ; THIEBAULT (1997) ; NICOL-PICHARD (1987) ; NICOL-PICHARD & DUBAR (1998) ; BROCHIER (1977, 1984, 2002) ; TRIAT-LAVAL (1978) ; VERNET (1980) ; VERNET *et al.* (1987).

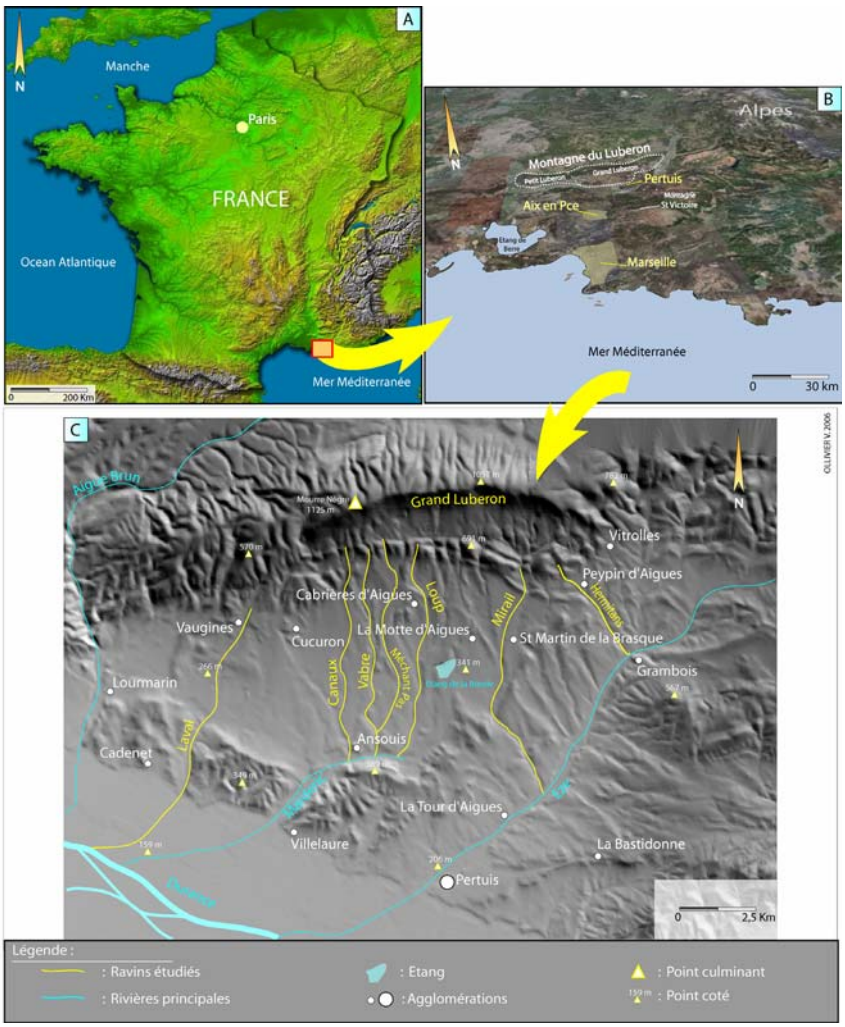


Figure n°1, schéma global de localisation de notre zone d'étude : le piémont méridional du Grand Luberon (sources - A : Nasa, 2003 ; B : Digital Globe 2005, C : MNT 2D réalisé sous MAP INFO Professional 7.5, à partir des points IGN du CRIG PACA, OLLIVIER, 2006)

- Longtemps resté peu étudié dans ce domaine...

Notre étude était désireuse de s'insérer dans un espace au carrefour de ces différentes recherches, dans le but de bénéficier des nombreux apports scientifiques, mais aussi de pouvoir les alimenter à son tour à partir d'un territoire encore peu exploité. C'est un Programme Commun de Recherche intitulé « *10 000 ans de présence humaine sur le piémont méridional du Grand Luberon* » et dirigé par André Muller (Service Régional de l'Archéologie PACA) qui a tout d'abord orienté vers le Luberon l'axe de nos analyses. Bien qu'il s'agissait avant tout d'un programme de prospections archéologiques, M André Muller était fortement volontaire, intéressé et suffisamment passionné pour ouvrir ce travail sur une recherche pluridisciplinaire où se mêlaient archéologie, géomorphologie et paléoécologie. La réalisation conjointe des prospections et de mon Diplôme d'Etude Approfondie dans la première partie de ce programme (OLLIVIER, 2001a) a permis la découverte de potentialités remarquables dans les trois domaines concernés.

- Et pourtant si riche en héritages quaternaires…

Les résultats de ce DEA avaient mis en évidence la variété et la complexité des formes et formations quaternaires du Luberon, aspects qui démontraient une étroite relation sur une large période (du Pléistocène supérieur à l'Holocène) entre héritages détritiques et formations travertineuses. Couplé avec des analyses archéologiques (MULLER *et al.*, 2000, 2001), malacologiques (MARTIN, 2004) et anthracologiques (BEAUVAIS & CAZORLA, 2002), un premier schéma d'évolution morphogénique postglaciaire était déposé. Celui-ci laissait évoquer de possibles corrélations et synchronisations avec le modèle sud alpin.

La présence conjointe de puissantes formations travertineuses et détritiques sur le piémont méridional du Grand Luberon nous avait ensuite conduit à vouloir élargir le cadre de ce travail en couvrant également l'espace compris entre Luberon et Sainte Victoire, riche en travertins (GUENDON *et al.*, 2003, MAGNIN, 1991, etc…) en séquences détritiques, en sites archéologiques (D'ANNA *et al.*, 1986, MOCCI *et al.*, 2004 etc….) et bien entendu en données paléoécologiques (MAGNIN, 1991, NICOLE PICHARD, 1987, ALI *et al.*, 2003, etc…), afin de comparer l'évolution des différents systèmes.

Au fur et à mesure de nos prospections et des premiers travaux entrepris dans le sud Luberon (OLLIVIER, 2001b, MULLER *et al.*, 2000, 2001, 2003, OLLIVIER *et al.*, 2003), notre regard c'est affiné. Les remarquables ressources géomorphologiques, archéologiques et paléoenvironnementales du piémont sud de ce massif ont fini par se révéler exceptionnelles par leur abondance et par leur résolution. Ce qui nous a naturellement conduit, au vu de la complexité de la tache à entreprendre, à recentrer l'essentiel de notre recherche sur ce domaine géographique.

- Sur son piémont sud.

De surcroît, en 2002 le Parc Naturel Régional du Luberon et sa réserve Géologique nous avaient proposé de nous confier une étude sur ces différentes potentialités dans le but d'instaurer des sites privilégiés de recherche scientifique en géosciences, archéologie et paléoécologie. Intitulée « *Géomorphologie, Archéologie et interdisciplinarité dans le Grand Luberon ; Prospections et inventaire dans le cadre des sites ateliers du parc naturel régional du Luberon* » (OLLIVIER, 2002a), celle-ci couvrait du nord au sud l'intégralité du massif du Grand Luberon. La réalisation dans le cadre de ce travail d'une cartographie géomorphologique et archéologique et la définition de sites ateliers au fort potentiel de recherche pluridisciplinaire, a pu mettre en relief la supériorité dans ce domaine du versant sud du Grand Luberon et de son piémont par rapport aux unités situées au nord (OLLIVIER, 2002b).
En définitive, c'était donc bien sur le piémont méridional du Grand Luberon que devait se dérouler cette thèse.

I) Problématique et mode opératoire préliminaire

Fort de ce potentiel de recherche et des études alpines et provençales proches, qui constituent des sources à partir desquelles il est possible de discuter et d'appréhender l'ampleur des phénomènes, notre objectif est de **mettre en évidence les rythmes et les modalités de la morphogenèse dans le Luberon, et plus généralement en Provence, en relation avec les variations climatiques et l'anthropisation depuis la dernière glaciation.** L'accent sera placé sur les différents états et tournants de cette morphodynamique et plus particulièrement sur un encadrement chronologique, le plus précis possible, des renversements de tendances entre périodes de remblaiements et phases d'incisions.

- Des travertins

La présence de séquences carbonatées au débouché des exsurgences karstiques et en aval des formations détritiques, est une information de premier ordre qui augmente considérablement la résolution chronostratigraphique, morphosédimentaire et paléoenvironnementale de cette analyse. **Notre deuxième objectif est d'obtenir une meilleure compréhension de la morphodynamique des systèmes travertineux, de son expression et de son évolution au sein de la morphogenèse postglaciaire sous l'influence des oscillations climatiques et de l'anthropisation.** En effet, les formations travertineuses sont des systèmes sensibles et complexes qui réagissent aux moindres modifications de leur biotope par des interruptions de l'accumulation carbonatée ou des changements de faciès. Alors que les formations détritiques démontrent classiquement deux étapes de l'évolution morphogénique globale (détritisme, parfois comme vecteur d'instabilités de courtes ou de longues durées, incisions indiquant des ruptures majeures dans les modalités de la sédimentation et des changements dans l'activité des organismes hydrologiques), les séquences travertineuses affichent trois phases déterminantes dans l'évolution de la morphogenèse : carbonatation (stabilité), détritisme (instabilité) et incisions (ruptures). Dans les deux cas l'apparition de phases de pédogenèses est une autre variante synonyme de stabilité. Mais celles-ci demeurent encore trop rares et insuffisamment développées ou conservées au sein des formations, à l'échelle des périodes concernées, pour pouvoir être réellement exploitées de façon systématique. Ce sont également des dépôts riches en données paléoécologiques (conservation des macrorestes végétaux et charbons dans les faciès crayeux, fossilisation des espèces ligneuses environnantes par concrétionnement) de même que des milieux attractifs depuis au moins le mésolithique (VAUDOUR, 1994) qui conservent de ce fait des vestiges archéologiques et des niveaux d'occupation humaine.

- Des remblaiements alluviaux

L'étude des remblaiements détritiques nous dévoile un instantané des évènements morphodynamiques les plus importants. Les archives, aussi bien sédimentaires qu'archéologiques et paléoécologiques, contenues dans ses formations sont des éléments dont l'analyse donne de précieuses indications paléoenvironnementales. Les milieux contemporains de ces dépôts (végétation, climat, occupations humaines) sont ainsi définis et délivrent des clés sur les modalités de leur développement, de l'interruption de l'accumulation (amorces de pédogenèses) à l'avènement d'une nouvelle phase d'incision. L'utilisation des formations détritiques est également envisagée comme un complément essentiel des données issues des séquences travertineuses. Ces dépôts, qui peuvent se développer dans des périodes (phases glaciaires) ou des secteurs (en amont des sources karstiques notamment) où la carbonatation ne peut s'exprimer, augmentent la résolution spatio-temporelle de notre étude. L'évolution séquentielle de l'intégralité des formations observées est ainsi prise en compte dans le but de cerner la synchronisation ou non des variations de tendances mises en évidence dans les systèmes travertineux et dans les ensembles détritiques.

- Des incisions

Les incisions, parce qu'elles sont insaisissables, immatérielles (on ne date pas une incision mais la fin d'une phase de remblaiement ou le début d'une autre), sont des phénomènes difficiles à appréhender qui ponctuent les différentes périodes de remblaiement tout en générant des lacunes dans les dépôts antérieurs. Elles sont également l'expression d'une rupture, d'un changement dans la dynamique morphogénique. Leur encadrement chronologique de façon précise est une priorité afin de saisir les rythmes de la sédimentation et de caractériser l'origine des fréquents renversements de tendances dans la morphogenèse postglaciaire.

- Un système morphologique complet d'amont en aval

Ces différentes formations et processus morphogéniques sont étudiés au sein d'un système morphologique complet qui s'étend des crêtes du massif du Grand Luberon au lit majeur de la Durance. Cette unité géomorphologique, parcourue par de nombreux cours d'eau d'origine variée (exsurgences karstiques et bassins torrentiels), porte le nom de pays d'Aigues. Dans ce contexte, l'analyse de l'évolution postglaciaire des organismes hydrologiques s'effectue des sources et bassins de réception, ancrés sur les versants, aux exutoires et confluences concernant les plaines. Du fait de la complexité de son évolution (qui nécessiterait une étude à part entière) et malgré une influence probable sur les systèmes hydrologiques affluents au cours du temps, le système durancien ne sera pas abordé en profondeur dans ce travail. De plus, la présence d'un ensemble de collines ceinturant le piémont sur une ligne Lourmarin / la Tour d'Aigues / Peypin d'Aigues, semble constituer un obstacle structural suffisant pour faire du pays d'Aigues un ensemble morphologique relativement indépendant (Figure n°1C).

Une dizaine d'organismes alluviaux de rang 3 à 5 concernent notre secteur d'étude (Figure n°1C). Ils prennent le plus souvent naissance sur les versants sud de la montagne et confluent parfois vers les rivières principales de l'Aiguebrun, du Laval, du Marderic et de l'Eze, qui sont les seules à entailler les collines entre Lourmarin et Pertuis en rejoignant la Durance. Tous les vallons et versants du Grand Luberon ont été systématiquement prospectés entre 2002 et aujourd'hui. Outre les versants du massif et les espaces collinaires, **les systèmes retenus pour une analyse détaillée** sont principalement les ravins du **Loup** (Cabrières d'Aigues), du **Mirail** (Peypin d'Aigues) et des **Hermitans** (Peypin d'Aigues) qui regroupent des formations détritiques et des séquences travertineuses sur leur linéaire amont-aval. Les autres vallons du **Laval** (Cadenet), des **Canaux** (Cucuron), du **Vabre** (Cucuron) et du **Méchant Pas** (Cabrières d'Aigues), moins riches en héritages sédimentaires, viennent parfois renforcer notre étude.

L'important développement des formations détritiques et des ensembles travertineux sur un piémont bien délimité, permet d'envisager l'étude de **l'évolution des différents contextes géomorphologiques et sédimentaires postglaciaires et de leurs relations amont-aval**. Les accumulations carbonatées ont un caractère sensible et réagissent plus rapidement ou différemment, par rapport aux formations alluviales détritiques, aux sollicitations environnementales. Le détritisme et les périodes d'érosions en amont influent sur le développement des séquences travertineuses en aval. Les influences d'origine climatique ou anthropique n'auront pas nécessairement les mêmes répercussions dans les différents types de dépôts. Ces interactions entre l'évolution des séquences travertineuses et des formations détritiques, en relation avec les phases d'incisions et les fluctuations paléoenvironnementales, constituent un des fils directeurs de notre travail.

- Des datations ^{14}C ciblées sur les variations de tendances

Les fluctuations morphosédimentaires marquées dans les séquences travertineuses s'établissent selon une certaine cyclicité qui permet de saisir précisément dans le temps les rythmes, les vitesses et les expressions de la sédimentation carbonatée postglaciaire. Dans ce but, les **datations ^{14}C** ont donc été majoritairement **ciblées sur les interphases entre chaque changement morphosédimentaire repéré au sein des séquences stratigraphiques**. Cette méthodologie est également appliquée aux strictes formations détritiques.

- Un micro-référentiel actuel et des analyses physico-chimiques sur les formations travertineuses actuelles et passées

- La réalisation d'un micro-référentiel actuel des processus dynamiques de travertinisation à partir de stations d'observations localisées dans les vallons du Mirail et des Hermitans (Peypin d'Aigues) s'est avérée une nécessité. Ce type de démarche vise à appréhender au mieux les différents milieux de sédimentation et de concrétionnement des systèmes travertineux de type alluvio-palustre rencontrés dans notre étude. Les résultats obtenus permettent de déchiffrer en grande partie les différents faciès observés (craies, détritisme, travertins construits), les dynamiques de dépôt, l'activité hydrologique et l'ambiance climatique qui peuvent leur être associés dans les séquences travertineuses héritées. Toutefois, ce référentiel ne peut s'appliquer rigoureusement, en dehors des contextes hydrodynamiques envisagés, aux séquences tardiglaciaires dont nous ne pouvons disposer des mêmes ambiances climatiques comparatives dans l'actuel.

-Des calcimétries sont réalisées sur les différents types de faciès actuels, dont des échantillons sont prélevés par carrotages dans les zones distales ou proximales du chenal principal, afin de valider ou non le rapport hausse de l'hydrodynamisme / augmentation des taux de CaCo3.

-Ces observations dans l'actuel pourront aussi faciliter la dissociation entre les changements qui relèvent du fonctionnement propre des systèmes de ceux qui sont liés à des forçages externes globaux où liés aux occupations humaines.

- Des analyses sédimentologiques semi-quantitatives, concernant les différents types de concrétions et la part de détritisme allochtone, sont pratiquées sur les séquences héritées afin de caractériser les modalités de la travertinisation dans le Luberon et l'impact sur ces systèmes des différents facteurs responsables de l'évolution.

-Des calcimétries sont aussi effectuées sur plusieurs formations travertineuses dans le but de confirmer ou d'infirmer l'augmentation des taux de carbonatation envisagée au fur et à mesure de l'amélioration climatique entre le Tardiglaciaire et l'Holocène.

- De la pluridisciplinarité

Les études paléoécologiques (malacologie et anthracologie) et archéologiques renforcent la précision du schéma proposé en développant les notions d'évolution et d'impact des paramètres bio-climatiques et des modes d'occupation humaine dans la morphogenèse provençale des 50 000 dernières années.

- Des complémentarités

La pluralité et la variété des formes et formations quaternaires qui occupent le piémont sud du Grand Luberon induisent une notion de **complémentarité entre les différents systèmes**. Ainsi, les informations lacunaires dans un vallon peuvent être complétées par les données obtenues dans d'autres ravins. De cette manière, la chronologie et les contextes paléoenvironnementaux et archéologiques des évènements morphosédimentaires se révèlent le plus continu possible.

- Un large cadre temporel, des efforts de corrélations chronologiques

Les résultats obtenus couvrent une longue période qui s'étend du Pléistocène supérieur à l'époque historique (figure n°2). Du point de vue de la classification chronologique (dictée par les datations ^{14}C obtenues) des unités géomorphologiques et de leur contenu paléontologique, les notions les plus récentes sont utilisées. Notre discours reste principalement centré sur l'intervalle dernier pléniglaciaire-Postglaciaire car il s'agit de la seule période dont la chronologie des évènements peut être certifiée par des datations absolues (limites du ^{14}C).

- Dans la partie concernant les données brutes, les datations sont exprimées en age BP non calibré (avec des indications sur les ages calibrés BP et BC), pour les synthèses et interprétations les dates seront préférentiellement utilisées en cal. BP / cal. BC afin de faciliter les comparaisons avec les tendances globales définies actuellement dans les autres travaux.

- L'utilisation des termes de dernier Pléniglaciaire moyen et supérieur remplacent ceux de Wurm II et III qui concernent principalement la zone alpine.

- La notion de Dernier Maximum Glaciaire (DMG) est utilisée pour la dernière période de maximum de froid centrée autours de 20 000 cal. BP

- Le découpage en Stades Isotopiques (3, 2 et 1) issue des carottages océaniques est également souvent employé car il constitue un calage chronologique au caractère universel.

- La notion de Postglaciaire selon BOREL *et al.* (1984) qui regroupe le Tardiglaciaire et l'Holocène est privilégiée car souvent employée dans les recherches récentes. Les termes de Tardiglaciaire et Holocène sont toutefois régulièrement utilisés indépendamment dans de nombreux cas spécifiques plus détaillés.

- Les chapitres synthétiques et interprétatifs se servent des concepts actuels au niveau des oscillations climatiques comme par exemple les travaux du STAGE 3 PROJECT (TJEERD VAN ANDEL, 2002) pour le dernier Pléniglaciaire, du groupe INTIMATE (BJORCK et al., 1998) pour le Tardiglaciaire et ceux de MAYEWSKI *et al*. (2004) pour les fluctuations holocènes.

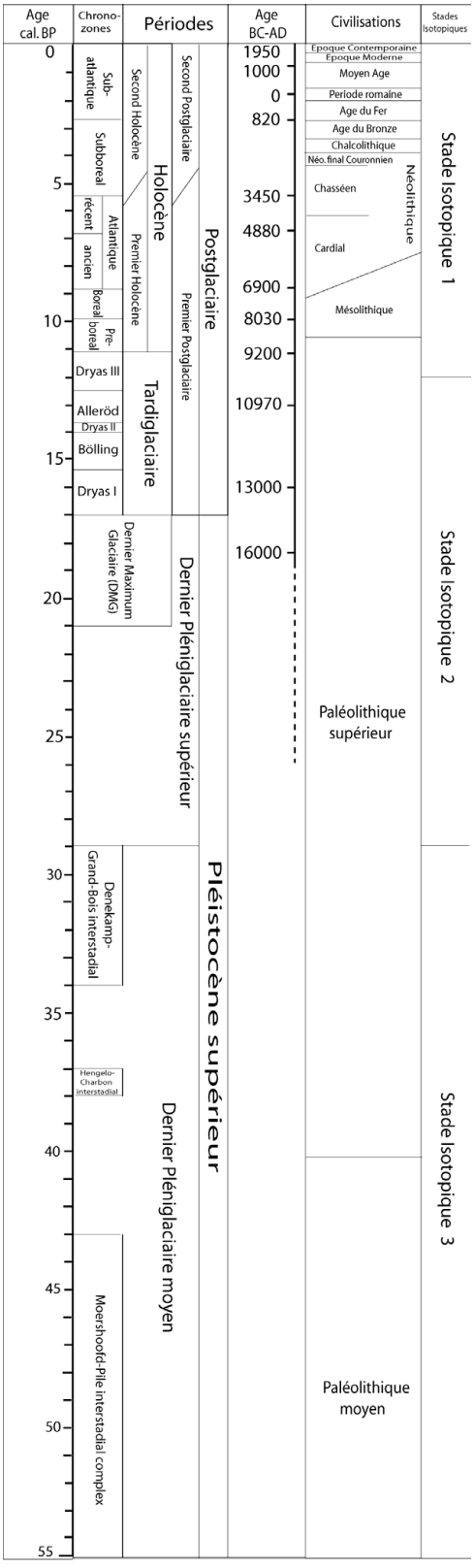


Figure n°2, Cadre chronologique de l'étude (d'après STAGE 3 PROJECT, TJEERD VAN ANDEL, 2002 ; BJORCK *et al.*, 1998 ; SCHOENEICH, 2003 ; GUITER *et al.*, 2003, DE BEAULIEU, 1982 ; DIGERFELDT *et al.*, 1997 ; MAGNY, 1995 et 1997)

II) Environnements méthodologiques et collaborations scientifiques

54 datations ^{14}C originales (dont une en attente de résultat) ont été obtenues dans ce travail. Les charbons et macro-restes végétaux datés ont été traités dans les laboratoires suivants :

- **Poznan Radiocarbon Laboratory**, Foundation of the A. Mickiewicz University, Poznan, Pologne, responsable: M Tomasz GOSLAR.
- **Centre de Datation par le Radiocarbone**, Université Claude Bernard - Lyon 1, France, responsable : Christine OBERLIN.
- **Accelerator Mass Spectrometry Laboratory**, Tucson, University of Arizona, Etats Unis, Director: A. J. Timothy JULL.
- **Laboratoire de Géologie du Quaternaire**, Marseille, Luminy, France, pour deux datations réalisées en 1990 par BRUNDU & CRAUCHET (1990).

- Plus d'une trentaine de coupes stratigraphiques naturelles et de sondages ont été précisément étudiés.

Les **analyses sédimentologiques semi-quantitatives** (concernant une cinquantaine de niveaux) et les **calcimétries** (environ 160) ont été réalisées dans le laboratoire d'analyses sédimentologiques de la Maison Méditerranéenne des Sciences de l'Homme dans l'enceinte de l'ESEP. Ces différentes études ont bénéficié des conseils de Jacques-Elie BROCHIER (Chargé de recherche CNRS, Université de Provence U1 et ESEP, UMR 6636 du CNRS)

Au niveau archéologique, les résultats des prospections du Programme de Recherche « *10 000 ans de présence humaine sur le piémont méridional du Grand Luberon* » dirigé par André Muller (Ingénieur de recherche, Service Régional de l'Archéologie PACA, Université de Provence U1 et ESEP, UMR 6636 du CNRS) de même que le sondage archéologique du site du Mirail réalisé par Gaëlle Delaunay (Doctorante, Université de Provence U1 et ESEP, UMR 6636 du CNRS) en 2003, ont été utilisés. Ont également été intégrées les recherches géoarchéologiques concernant les périodes antiques et historiques au sujet de la découverte et de l'emplacement du bas relief des Nautes, célèbre monument du sud Vaucluse (MULLER, OLLIVIER, FAVET, sous presse).

Les données paléoécologiques

-Les analyses malacologiques ont été effectuées par Frédéric MAGNIN (Chargé de recherche CNRS, Institut Méditerranéen d'Ecologie et de Paléoécologie, UMR 6116 du CNRS) et Sophie MARTIN (Docteur, Institut National de Recherche Archéologique Préventive et IMEP UMR 6116 du CNRS) sur les sols rouges des glacis du Pléistocène supérieur et les formations travertineuses postglaciaires du Mirail (soit une soixantaine de niveaux).

- Les analyses anthracologiques proviennent du travail de master 1 réalisé par BEAUVAIS & CAZORLA (2002) sur la coupe du Verger (MIR 5) dans le Mirail ; de la détermination par TALON Brigitte (Maître de Conférence Université Paul Cézanne et IMEP UMR 6116 du CNRS) d'une quinzaine de charbons datés (Pléistocène supérieur, Tardiglaciaire et Holocène *L.S.*) et des déterminations par ALI Adam (Post-Doctorant Centre de Bioarchéologie et d'Ecologie de Montpellier / Chaire industrielle CRSNG-UQAT-UQAM en aménagement forestier durable et Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue) des charbons des coupes du dernier Pléniglaciaire de Terre Rouge et du Mirail, soit un total d'environ 200 charbons analysés.

De nombreuses données n'ont pas pu être intégrées à cette thèse mais seront utilisées pour les suites prévues à notre travail telles que :

- les **12 sondages archéologiques** (1,5 mètres de profondeur en moyenne) réalisés à Cucuron au lieu dit « Prés de Ferrage » qui concernent les périodes récentes du XIX^{ème} et XX^{ème} siècles (réalisés et levés en 2000 par André MULLER et Cécile MIRAMONT, Maître de Conférence Université de Provence U1 et IMEP, UMR 6116 du CNRS) ;

- les **37 kilomètres de tranchées** (de 1 à 6 mètres de profondeur) concernant la pose de conduites forcées entre Cucuron et Peypin d'Aigues par le canal de Provence depuis 2004 et dont nous disposons, par un suivie quotidien de l'avancée des travaux (André MULLER et moi-même), plus de **250 relevés stratigraphiques géoréférencés** concernant les périodes romaines et historiques.

III) Financements, soutiens logistiques et scientifiques :

Cette thèse a pu bénéficier de nombreux soutiens financiers qui ont permis la réalisation d'une importante quantité d'analyses et notamment de plus d'une cinquantaine de datations ^{14}C inédites sur un territoire qui n'avait encore jamais été étudié dans ce domaine. D'autres programmes ou interventions plus ou moins liés à ce travail m'ont aussi permis de développer certaines idées et capacités analytiques. Enfin, plusieurs organismes scientifiques ou non m'ont donnés les moyens d'effectuer mon travail dans les meilleures conditions matérielles personnelles possibles.

PROGRAMME COMMUN DE RECHERCHE « 10 000 ans de présence humaine sur le piémont méridional du Grand Luberon », dirigé par André MULLER et cofinancé par :

- Le Ministère de la Culture, représenté par le Directeur Régional des Affaires Culturelles de la Région P.A.C.A. Monsieur J. BOUE et le Conservateur Régional de l'Archéologie Monsieur X. DELESTRE.
- Le Conseil Général du Vaucluse présidé par Monsieur C. HAUT.
- Le Parc Naturel Régional du Luberon représenté par le Directeur Monsieur J. GREGOIRE et le Président Monsieur J-L. JOSEPH.

Programme qui a aussi bénéficié de l'aide apportée par la plupart des communes de la vallée d'Aigues. **LE PARC NATUREL REGIONAL DU LUBERON** qui par l'intermédiaire des études commandées par la **RESERVE GEOLOGIQUE DU PARC NATUREL REGIONAL DU LUBERON** dirigée par Madame C. BALME et les nombreux soutiens de Messieurs P. FRAPA et H. MAGNIN (chargés d'études PNRL) J. GREGOIRE et J-L JOSEPH (respectivement Directeur et Président du Parc du Luberon) qui m'ont permis, par la signatures de plusieurs conventions d'études et à défaut d'obtention d'une allocation de recherche, d'avoir un financement personnel suffisant pendant trois années consécutives pour mener cette thèse à son terme.

LE CONSEIL GENERAL DU VAUCLUSE, représenté par son président Monsieur C. HAUT ainsi que le **SERVICE DEPARTEMENTAL D'ARCHEOLOGIE DU VAUCLUSE** par l'intermédiaire de Monsieur D. CARRU, qui m'ont octroyé à plusieurs reprises la bourse départementale d'études de troisième cycle et financé plusieurs datations radiocarbones.

Mes deux laboratoires d'accueil **ECONOMIES SOCIETES ET ENVIRONNEMENTS PREHISTORIQUES** (Université de Provence et UMR 6636 du CNRS) et **L'INSTITUT MEDITERRANEEN D'ECOLOGIE ET DE PALEOECOLOGIE** (Université Paul Cézanne et UMR 6116 du CNRS) pour leur soutient logistique et les compétences scientifiques des chercheurs et universitaires qui ont collaborés à différents niveaux dans ce travail.

L'UFR DES SCIENCES GEOGRAPHIQUES ET DE L'AMENAGEMENT DU TERRITOIRE (UNIVERSITE DE PROVENCE U1) auquel j'appartiens.

La **MAISON de L'ORIENT et de la MEDITERRANEE** UNIVERSITE LUMIERE LYON 2 (Principalement l'UMR 5133, ARCHEORIENT dirigée par P. LOMBARD, Chargé de Recherche CNRS) et sa **MISSION CAUCASE** (Direction Générale des Relations Culturelles Scientifiques et Techniques du ministère des Affaires étrangères et Centre National de la Recherche Scientifique) dirigée par C. CHATAIGNER (Ingénieur de Recherche CNRS) ainsi que le **Programme ECLIPSE 2 (2005-2007)** *« Environnements quaternaires du Petit Caucase : forçage du volcanisme, des glaciations et de l'Homme* » ont aussi fournis de sérieux apports scientifiques en me permettant d'étudier (entre autre) les travertins d'Arménie dont quelques idées et exemples ont inspirés ce travail. (sont également associés : *L'Institut de Botanique de l'Académie des Sciences ; le Département de Géomorphologie et cartographie de la Faculté de Géographie et l'Institut d'Archéologie de Yerevan, Arménie).*

Le **CENTRE DE BIOARCHEOLOGIE ET D'ECOLOGIE DE MONTPELLIER** (Université de Montpellier, Ecole Pratique des Hautes Etudes, UMR 5059 du CNRS) dirigé par C. CARCAILLET où mon intégration au sein de programmes de recherche concernant les macrorestes végétaux dans les formations travertineuses alpines d'altitude (P. ROIRON, Maître de Conférence, et A.A. ALI, Post-Doctorant CBAE / Chaire industrielle CRSNG-UQAT-UQAM en aménagement forestier durable et Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue) m'a là aussi permis d'enrichir certains concepts sur l'évolution postglaciaire des travertins du sud de la France.

IV) Conclusion

Cette thèse souligne l'importance et la pertinence de la démarche géomorphologique dans l'établissement de schémas d'évolution du paysage en fonction de l'influence de la variable climatique et des occupations humaines sur le milieu naturel depuis la dernière glaciation. L'association de multiples compétences renforce le caractère pluridisciplinaire de l'étude et précise la complexité des modalités de la morphogenèse sur plus de 50 000 ans. La réaction des systèmes géomorphologiques provençaux aux fluctuations climatiques déjà déterminées par la paléoécologie *L.S.* et les données isotopiques au niveau global, de même qu'aux interactions plurimillénaires entre l'homme et son environnement pourra nous l'espérons trouver ici quelques éléments de réponse.

La démonstration de ce travail se déroulera donc de la façon suivante :

- Dans une première partie les méthodes employées seront développées et le cadre d'étude défini plus précisément selon ses caractéristiques géographiques, géologiques, géomorphologiques et archéologiques. Les problèmes stratigraphiques et géomorphologiques seront explicités et les premières clés de compréhension de la dynamique et du fonctionnement séquentiel des systèmes travertineux seront dévoilées par l'intermédiaire d'un référentiel actuel et de quelques coupes stratigraphiques issues des formations héritées.

- La deuxième partie sera consacrée à l'analyse systémique des héritages du Quaternaire récent dans le Luberon. Les principaux vallons regroupant l'essentiel des données seront tout d'abord définis et les coupes stratigraphiques témoins localisées. L'étude détaillée des formations sédimentaires et des découvertes archéologiques sera ensuite exposée selon un déroulement chronologique débutant au dernier Pléniglaciaire et s'achevant à la période historique. Un bilan de ces données chronostratigraphiques et de leur répartition latérale et longitudinale sur le piémont sera réalisé, fixant ainsi les premières bases de notre future interprétation.

- La troisième et dernière partie débutera par les apports de notre étude sur la connaissance des systèmes travertineux en général et sur les nouvelles approches analytiques qui s'en dégagent. Ensuite, la trame des fluctuations paléoclimatiques concernant la période chronologique couverte par notre travail sera brièvement définie afin de mieux saisir l'expression des changements morphogéniques qui en découlent. Les données multi-proxy seront synthétisées et nos interprétations argumentées et mises en relation avec chacun des paramètres responsables de l'évolution. Pour finir, le modèle d'évolution morphogénique que nous proposons sera confronté à ceux obtenus dans les Alpes du sud et la basse Provence ainsi qu'aux données paléoenvironnementales provenant des Alpes de Haute Provence et, pour une ouverture extra-régionale, du Jura.

PREMIERE PARTIE

Méthodes employées, localisation et définition de la zone étudiée, référentiel actuel : les premières étapes de l'analyse

Chapitre I : Outils et méthodes utilisés

Dans la reconstitution des différentes étapes de la morphogenèse du Luberon en relation avec les changements climatiques et les occupations humaines depuis la dernière glaciation plusieurs méthodes fondées au préalable sur une démarche géomorphologique ont été employées. Celles-ci visent à mettre en relation plusieurs descripteurs environnementaux dans un souci d'interdisciplinarité. Aux prospections et relevés de coupes naturelles qui constituent le point de départ de toute analyse concernant l'évolution morphogénique des milieux s'ajoutent des sondages stratigraphiques et archéologiques, précisant l'histoire naturelle et humaine du milieu, des analyses sédimentologiques et physico-chimiques, détaillant les dynamiques sédimentaires, des études paléoécologiques, descripteurs précis des ambiances bioclimatiques passées à différentes échelles et enfin des datations ^{14}C qui permettent de différencier les rythmes complexes qui régissent l'ensemble de ces paramètres.

I) D'importantes prospections géomorphologiques et archéologiques

Sur le plan de la géomorphologie le secteur du Grand Luberon, qui appartient au territoire du parc naturel régional du Luberon depuis 1977, est assez mal connu. Cette discipline n'avait fait l'objet, jusqu'à très récemment, que d'études ponctuelles et dispersées (BONIFAY, 1961, LUMINET, RAMADE, 1970, BRUNDU & CRAUCHET, 1990, OLLIVIER V., 2001). Au cours de l'année 2001, une première série de prospections (terrain et photographies aériennes, photo n°1) a permis de constituer les bases d'une cartographie du quaternaire luberonnais. Couvrant une superficie d'environ 13 km^2 sur le piémont méridional du Grand Luberon, le secteur prospecté (s'étendant des crêtes du Grand Luberon au nord, au village de St Martin de la Brasque au sud, et de la commune de Peypin d'Aigues à l'est au village de Cabrières d'Aigues à l'ouest) s'est rapidement révélé très riche en formations superficielles pléistocènes et postglaciaires. Au terme de cette étude, un premier schéma encore incomplet concernant l'évolution de la morphogenèse locale au cours des 15 000 dernières années a pu être établi (OLLIVIER V., 2001).



Photo n°1, survol du piémont méridional du grand Luberon durant la campagne de 2001, secteur de Fontjoyeuse, Belle Etoile et dépression du Mirail (cliché OLLIVIER, 2001).

Depuis, l'intégralité des ravins a été prospectée d'aval en amont, du piémont sud au piémont nord, jusque sur les versants et les crêtes du grand Luberon. Cette approche systématique s'est révélée nécessaire pour sélectionner les secteurs au potentiel le plus remarquable et y concentrer nos analyses. Inscrites dans le cadre du programme de recherche pluridisciplinaire (« *10 000 ans de présence humaine sur le piémont méridional du Grand Luberon* » dirigé par André MULLER) ces prospections ont été menées dans un double objectif archéologique et géomorphologique préparant ainsi une bonne intégration des données environnementales et humaines dans nos reconstitutions des mutations paysagères. *In fine* cet intense travail de terrain à abouti à la réalisation d'une cartographie géomorphologique complète couvrant le piémont sud et une partie du piémont nord du Grand Luberon, élément inédit et indispensable à notre travail interprétatif.

II) Des sondages archéologiques et stratigraphiques

Beaucoup de **sites archéologiques** jalonnent le piémont sud du Luberon, territoire médio-provençal attirant les populations humaines depuis des millénaires. **La présence de séquences travertineuses se développant dès le début du Postglaciaire renforce ce caractère d'attractivité** (VAUDOUR, 1994) qui s'exprime déjà depuis au moins le Néolithique final dans ces milieux humides en bordure de Durance. En parcourant les fonds de vallons, de nombreux niveaux d'occupations sont visibles dans les coupes stratigraphiques. Il s'agit surtout de marques d'occupations néolithiques et médiévales tandis que les autres périodes plus anciennes ou intermédiaires ont du être effacées ou plus profondément enfouies sous les effets d'une morphogenèse holocène mouvementée.

Plusieurs **sondages archéologiques** ont été réalisés dans le cadre conjoint de cette Thèse et du programme de recherche « *10 000 ans de présence humaine sur le piémont méridional du Grand Luberon* ». Le premier est celui d'une **périphérie d'habitat antique** au niveau de la carrière de Vaugines toujours en cours d'analyse, le second concerne un **site du Néolithique final** localisé au sommet du **remplissage travertineux postglaciaire du vallon Mirail** (Peypin d'Aigues) et dont un des niveaux d'occupation apparaît en stratigraphie dans la coupe MIR-5 que nous allons étudier. Ce dernier sondage, réalisé en 2003 (DELAUNAY *et al.*, 2004) sera intégré à notre travail dans une optique comparative entre **évolution des systèmes travertineux holocènes** et **impact des sociétés néolithiques** du Luberon sur ces milieux carbonatés.

Lors des analyses chronostratigraphiques de terrain, un souci particulier a été apporté à l'échantillonnage en vue de datations ^{14}C (*cf. infra*) de même qu'aux relevés des différentes unités sédimentaires. Afin de pouvoir établir nettement une définition des successions sédimento-stratigraphiques au sein d'une chronologie évènementielle la plus précise possible, de nombreux **sondages** (manuels, tarière ou tractopelle) ont été réalisés pour atteindre la **base des coupes naturelles** (parfois jusqu'au substratum) ou mettre à jour d'éventuelles **transitions latérales de faciès**. Ainsi, certaines formations ont pu être datées de la semelle du remblaiement jusqu'à son *terminus* et un grand nombre de ruptures séquentielles a pu être chronologiquement encadré.

Dans la réalisation d'un micro-référentiel actuel sur la morphodynamique des systèmes travertineux du Luberon, plusieurs **carottages** ont également été effectués (cf. *infra*).

III) De nombreuses datations ^{14}C ciblées

Les datations absolues sont un des éléments déterminant de toute étude sur la morphogenèse. Dans ce travail plus **d'une cinquantaine de datations ^{14}C AMS ont été réalisées** pour déchiffrer avec la meilleure résolution possible la trame précise des évènements et leur rythmicité. Dans un premier temps, une longue période est nécessaire afin d'identifier les différentes formations du secteur étudié et leur hiérarchisation. Une chronologie relative où sont déterminés des évènements (ruptures de tendance morphogénique) de premier ordre (les incisions majeures mises en évidence par l'emboîtement ou étagement des formations) est établie. Puis, au sein de cette première étude, des évènements de second ordre sont déterminés (incisions mineures de fluctuations intraformationnelles) dans le cadre d'une analyse séquentielle fine. Les **datations ^{14}C sont ensuite disposées de façon à encadrer chaque rupture** (figure n°3) afin de préciser la chronologie des évènements de premier ordre, qui scellent les tendances majeures de la morphogenèse, et définir finement les oscillations intermédiaires qui témoignent de sa variabilité. L'ensemble des résultats obtenus nous permet d'obtenir un schéma morphogénique assez précis dont les variations peuvent être raccordées aux changements climatiques et aux impacts anthropiques également régis selon des dynamiques à échelles variables.

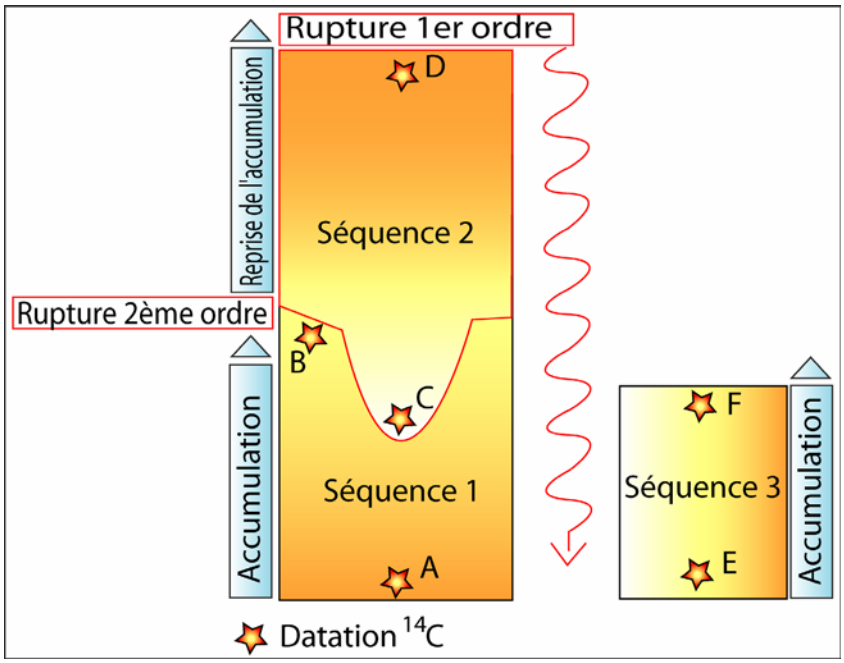


Figure n°3, méthodologie appliquée pour l'encadrement par dates ^{14}C des ruptures (ou incisions) de premier et de second ordre dans les séquences stratigraphiques (A et B : encadrement chronologique de la séquence n°1 ; C et D : encadrement chronologique de la séquence n°2 ; B et C : encadrement chronologique de la rupture de second ordre ; D et E : encadrement chronologique de la rupture de premier ordre ; E et F : encadrement chronologique de la séquence n°3)

IV) Des analyses sédimentologiques et physico-chimiques

Deux principaux types d'analyses ont été effectués dans ce domaine : des **calcimétries** et des **analyses semi-quantitatives**. Elles concernent toutes des échantillons issus des séquences travertineuses postglaciaires du ravin du Mirail et du vallon du Loup. L'origine de leur réalisation soutient un **double objectif** :

- Pour les **calcimétries**, il s'agira de mettre en évidence une **variabilité de la carbonatation des systèmes travertineux** en fonction des **régimes paléohydrologiques** et **paléoclimatiques** rencontrés sur le **piémont sud du Grand Luberon** du **Tardiglaciaire** au **Néolithique**. La réalisation d'un **micro-référentiel** actuel sur les **dynamiques morphosédimentaires** de base des **milieux travertineux** auquel s'adjoignent quelques calcimétries (effectuées sur des carottages localisés selon une zonation centré sur l'axe du chenal principal) nous permettra d'envisager une **variation dynamique spatiale** des processus **de carbonatation**, dont nous tenterons d'appliquer les concepts aux formations héritées pour les périodes comparables (c'est-à-dire principalement holocènes).

Les résultats obtenus dans cette première étape nous donneront quelques éléments de comparaisons pour déterminer plus précisément au cours du temps la relation envisagée entre hausse de l'hydrodynamisme changements de faciès travertineux et variations des taux de carbonates.

Dans cette optique des calcimétries seront effectuées sur **l'intégralité des niveaux** (détritiques ou plus carbonatés) des **séquences héritées sélectionnées**. Par la suite nous essayerons de traduire de possibles augmentations (ou changements) de ces valeurs en $CaCO_3$ en fonction de la hausse des températures (ou de leurs oscillations) généralement enregistrée dans les données paléoclimatiques ou suivant les fluctuations morphogéniques qu'elles engendrent entre le Tardiglaciaire et l'Holocène. L'influence probable des actions anthropiques sur la morphogenèse de ces systèmes (apports détritiques, drainages, etc…) à partir du Néolithique pourra également être envisagée à la lumière des réflexions qui découleront de ce type d'études.

- Les analyses semi quantitatives agiront comme un **contrôle de ces premiers résultats** expérimentaux par **observation**s (à la loupe binoculaire) niveau par niveau et après tamisages, des **principaux pôles sédimentaires identifiés** (détritiques et morphotypes des concrétionnements travertineux). Cette deuxième démarche nous permettra entre autre de vérifier la validité des mesures calcimétriques en s'assurant de ne pas mesurer des variations de la part du détritisme (issus du bassin versant d'origine calcaire) mais bien des **fluctuations de la production carbonatée authigène**. Dans ce sens et comme ultime précision, une quantification de la part de matière insoluble (généralement des quartz en provenance des différents niveaux géologiques du massif) de chaque unité sédimentaire sera effectuée par dissolution des faciès carbonatés travertineux (crayeux ou construits) et pesage des résidus non solubles d'origine minérale (sont exclus les charbons et autres artéfacts « perturbant » tels les fragments de bois fossiles, les tessons de céramiques etc…).

V) Des analyses malacologiques et anthracologiques

La malacologie (Frédéric MAGNIN & Sophie MARTIN) :

Généralement abondants et biens conservés dans tous les sédiments qui n'ont pas été décarbonatés, les mollusques continentaux sont très utiles pour reconstituer les paléoclimats et les paléoenvironnements postglaciaires (EVANS, 1972, PUISSEGUR, 1976). Les gastéropodes terrestres, en particulier, sont très sensibles à la structure de leur habitat : caractéristiques de la surface du sol, structure verticale et horizontale des formations végétales. Ils constituent de remarquables descripteurs de l'environnement, non seulement au niveau stationnel, mais également au niveau du paysage local et régional (MAGNIN, 1991, MAGNIN *et al*. 1995). Le Luberon a fait l'objet de plusieurs travaux de recherche sur l'écologie des mollusques terrestres actuels en relation avec le climat (LABAUNE & MAGNIN, 2001), ou avec le pâturage et d'autres modes de gestion du paysage. On dispose donc pour cette région d'un remarquable référentiel actuel pouvant permettre des reconstitutions très fines des paléoenvironnements postglaciaires. Plusieurs études malacologiques de sites archéologiques sur le territoire du parc naturel régional du Luberon (MARTIN, 1999) ont déjà été effectuées. Dans ce travail ce sont les **dynamiques des biotopes des systèmes travertineux postglaciaires** et des **fonds de vallons du Pléistocène supérieur** du Luberon qui ont pu être appréhendées et restituées dans un contexte géomorphologique et morphogénique dépendant à la fois des fluctuations climatiques et de l'intervention des sociétés humaines sur leur milieu.

L'anthracologie (Brigitte TALON, Adam ALI, Raphaèle BEAUVAIS & Lolita CAZORLA) :

L'anthracologie est l'étude des charbons de bois recueillis soit en milieu archéologique, soit dans des sédimentations naturelles. La structure anatomique du bois est globalement conservée lors de la combustion ce qui permet une identification de l'essence (espèce ou genre). L'interprétation des résultats permet de déterminer les caractéristiques du milieu naturel ou les différentes utilisations du bois et de l'environnement (brûlis, etc.…) par l'homme. Au même titre que pour les assemblages malacologiques, les charbons sont nombreux dans les dépôts postglaciaires du Luberon. Parfois remaniés (transportés par un écoulement plus ou moins régulier) ou en niveaux d'incendies (« sols rougies » et troncs carbonisés témoins de paléo-feux), on les retrouve plus rarement sous la forme de souches carbonisées (le plus souvent associées aux niveaux incendiés) ou dans des niveaux d'origine anthropique. L'anatomie de nombreux macrorestes végétaux (fragments de bois ou troncs subfossiles) inclus dans des niveaux fins déposés en contextes humides (environnements alluviaux de faible énergie, complexes travertino-palustres crayeux etc…), généralement représentés dans certaines formations tardiglaciaires du Luberon a aussi pu être déterminé selon des méthodes identiques à celle employées dans les analyses anthracologiques. Nombre de **charbons envoyés pour datation ^{14}C ont également été déterminés** afin d'obtenir une image précise (mais très ponctuelle) des milieux datés mais aussi d'estimer les possibles effets de vieillissement des résultats radiochronologiques par certaines espèces végétales à longue durée de vie (comme par exemple les chênes, les oliviers etc…). A l'image des analyses malacologiques, les échantillons de charbons ou de bois subfossiles déterminés dans cette étude couvrent, de façon discontinue en fonction des possibilités d'échantillonnages, une longue période chronologique comprenant une petite partie du **stade isotopique 3** (dernier pléniglaciaire moyen à supérieur), le **Tardiglaciaire et la quasi-totalité de l'Holocène**.

Chapitre II : Présentation générale du cadre d'étude

Les différentes méthodologies exposées sont utilisées dans un environnement luberonnais complexe, aux multiples composantes paysagères (climatiques, hydrologiques, géologiques, géomorphologiques etc…) qui portent les empreintes d'une situation géographique intermédiaire entre mer méditerranée et montagnes internes. Cette moyenne montagne du Grand Luberon évolue également au coeur d'un espace provençal chargé d'histoire dont les nombreux indices d'occupations humaines plurimillénaires sur son piémont sud sont le témoignage.

I) Paysages des pays du Luberon

Espace de transition entre domaine provençal *l.s.* et milieux montagnards alpins, le Grand Luberon constitue la terminaison méridionale du département du Vaucluse dont la frontière le séparant de celui des Bouches du Rhône est matérialisée par la rivière de la Durance. Nous sommes donc ici en basse Durance qui débute en aval de la cluse de Mirabeau où la rivière épouse le tracé est-ouest des structures provençales et irrigue en partie le terroir agricole du piémont du Luberon, dont nous allons dessiner quelques traits majeurs de l'histoire environnementale et humaine pluri-millénaires dans ce travail.

D'orientation générale est-ouest, la chaîne du Luberon est divisée en deux ensembles principaux séparés par la vallée de l'Aiguebrun (appelée improprement Combe de Lourmarin, il s'agit en fait d'une profonde cluse) qui sont le Petit Luberon, qui se prolonge jusqu'aux portes de Cavaillon à l'ouest, et le Grand Luberon dont la terminaison orientale porte souvent le nom de Luberon de Manosque (GOGUEL, 1932). Des crêtes passant par le Mourre Nègre (point culminant du grand Luberon à 1125 m) jusqu'au flanc sud du Petit Luberon, un même contexte lithologique se perpétue où dominent les calcaires crétacés de l'Hauterivien, calcaires marneux en niveaux réguliers où s'intègrent souvent des bancs calcaires très résistants qui forment l'ossature des paysages. Quelquefois, des passages franchement marneux viennent contrarier cette apparente uniformité. Par contre, une puissante assise urgonienne forme le flanc nord de la crête du Petit Luberon (calcaires à silex et bioclastiques, calcaires à rudistes, Barrémien inférieur et supérieur) qui culmine à 727 m d'altitude. L'Urgonien, qui réapparaît plus au sud dans les falaises de Roque Malière, favorise vraisemblablement l'aspect tabulaire du sommet de ce relief plus modeste.

Plusieurs unités paysagères environnent le massif du Luberon. Nous retiendrons les deux unités les plus proximales que sont **les plateaux et monts de Vaucluse** dans l'arrière pays ainsi que **les coteaux et bassins agricoles** qui ourlent notre montagne au niveau du pays d'Aigues méridional et du bassin d'Apt plus nordique.

Les plateaux et monts de Vaucluse peuvent être distingués en deux sous unités. Une première représentée par les monts de Vaucluse qui culminent à 1256 m au signal de St Pierre et sont constitués de hautes collines qui s'étendent des contreforts du mont Ventoux au bassin d'Apt et qui bordent le sud et l'est de la plaine de Carpentras. Coupés par les gorges de la Nesque, ces monts aux sommets souvent tabulaires sont formés comme le Ventoux qui les domine, par les calcaires blancs en plaquettes et les calcaires à silex du Crétacé inférieur. Une seconde concernant le plateau de St Christol plus à l'est à l'altitude moyenne autour de 900 m, constitué de calcaires blancs et grenus en plaquettes, et dont la morphologie de plateau est plus prononcée.

Au pied de la montagne vauclusienne, de **basses collines** souvent boisées, enserrant de **petits bassins agricoles**, constituent un type de paysage particulier que l'on retrouve du Tricastin aux **coteaux de basse Durance** en passant par les reliefs du massif d'Apt. Les assises calcaires n'y apparaissent qu'épisodiquement, noyées sous les faciès détritiques (sableux, gréseux et molassiques) du Crétacé et du Miocène. Sont à rattacher à ces faciès les sables, grès et marnes du bassin de Cucuron et surtout les sables rouges ou jaunes bigarrés alumino-siliceux, ocreux, de la région de Roussillon ou encore les sables blancs de Rustrel.

II) Réseau hydrographique, hydrologie et phénomènes karstiques : généralités

Les différentes composantes évoquées forment un véritable espace de transition au paysage mosaïque entre Alpes et méditerranée au milieu duquel serpentent **deux principaux organismes** ceinturant le Luberon issus de deux bassins versants hydrologiques distincts : la rivière du **Coulon-Calavon** qui passe par Apt au niveau du piémont nord du Grand Luberon et **la Durance** qui la collecte au sud-ouest (au niveau de Cavaillon) après avoir récupéré les eaux du dense réseau hydrographique qui assure péniblement le drainage du piémont sud du Grand Luberon au niveau du Pays d'Aigues.

Les affluents du Coulon-Calavon (SYLVESTRE, 1977) provenant du Grand Luberon (en rive gauche) sont peu nombreux. Il s'agit de la rivière de l'Encrême, du ruisseau des Frances, du Rimayon, de Roscalière, de Mauragne, du réal de Ménerbes et de la Riaille de Bonnieux. Comme le Coulon dans sa basse et moyenne vallée en aval de Céreste ou la basse Durance en aval du seuil de Mirabeau, **beaucoup d'entres eux sont subséquents** (parallèles à l'orientation du relief) tels :

L'Encrême, qui prend sa source à Estridans et son affluent principal l'Aiguebelle adoptent cette disposition sauf à leur confluence où ils deviennent conséquents (perpendiculaires à l'orientation générale des reliefs, gorge de l'Encrême à l'aval de Céreste, petite cluse de Bourgarin).
Le ruisseau des Frances qui se situe dans le prolongement de l'Aiguebelle dont il est séparé par les collines de Pessanguinel.

Le réal de Ménerbes dans son cours amont à l'est de la colline de la peyrière.

D'autres affluents sont conséquents et recoupent perpendiculairement les courbes de niveau : le ruisseau de la Roscalière, du Rimayon, de Mauragne, la Riaille de Bonnieux, qui prennent naissance au pied du plateau des Claparèdes et le réal de Ménerbes dans sa partie aval.

Les affluents de la rive droite de la Durance sont tous issus du Grand Luberon car, contrairement au petit Luberon, le massif est ici séparé de la Durance par une zone de piémont étendue portant le nom de pays d'Aigues, où se déroulent l'essentiel de nos travaux (figure n°4). Les plus importants sont l'Eze et l'Aiguebrun qui ont un lit bien développé contrastant avec la petitesse de ceux du Marderic et du Laval principaux cours d'eau drainant le piémont sud. Leur direction d'écoulement est généralement NE-SW en dehors des cours moyens et supérieurs de l'Aiguebrun subséquents au relief du Grand Luberon (SYLVESTRE, 1977). Un important réseau secondaire provenant des pentes du versant sud du Grand Luberon se connecte à ces organismes principaux en entaillant en cluse les reliefs de son haut et de son bas piémont.

L'Aiguebrun dont la majeure partie du cours se développe sur la partie nord du massif prend sa source aux Fondons sur le plateau des Claparèdes qu'il creuse profondément en donnant de puissantes falaises (Les Seguins, Les Deymes) et en étant subséquent. Au niveau de « La Tour », il pénètre dans la partie axiale du Luberon qu'il recoupe en cluse (« combe de Lourmarin ») jusqu'au Paradou devenant ainsi conséquent. A son exutoire dans la plaine il traverse les collines de bordure et se connecte en aval à la Durance vers le « Jas de Puyvert ».

L'Eze prend naissance au nord-est de la Bastide des Jourdans et conflue avec la Durance à l'Ouest de Pertuis après avoir traversé une série de petits reliefs boisés. En chemin, plusieurs torrents issus du Grand Luberon au niveau de Vitrolles (ruisseau de St Pancrace) et de Cabrières (torrents du Riou, de Grand Combe, etc…) confluent avec elle.

Le Laval, dont l'origine remonte au pied du Rocher de Curet (au nord de Vaugines) draine dans sa partie amont le vallon de Roque-Rousse où sourdent de nombreuses sources dont la plus importante est celle de la Corrège, avant de rejoindre le canal de Cadenet.

Le Marderic reçoit au niveau d'Ansouis le ruisseau de l'Ermitage qui naît au Nord de Cucuron entre deux mamelons appartenant à une ligne de petits reliefs (collines de l'Ermitage) de même que les torrents du vabre et du Renard (Loup) qui prennent naissance sous la crête du Grand Luberon.

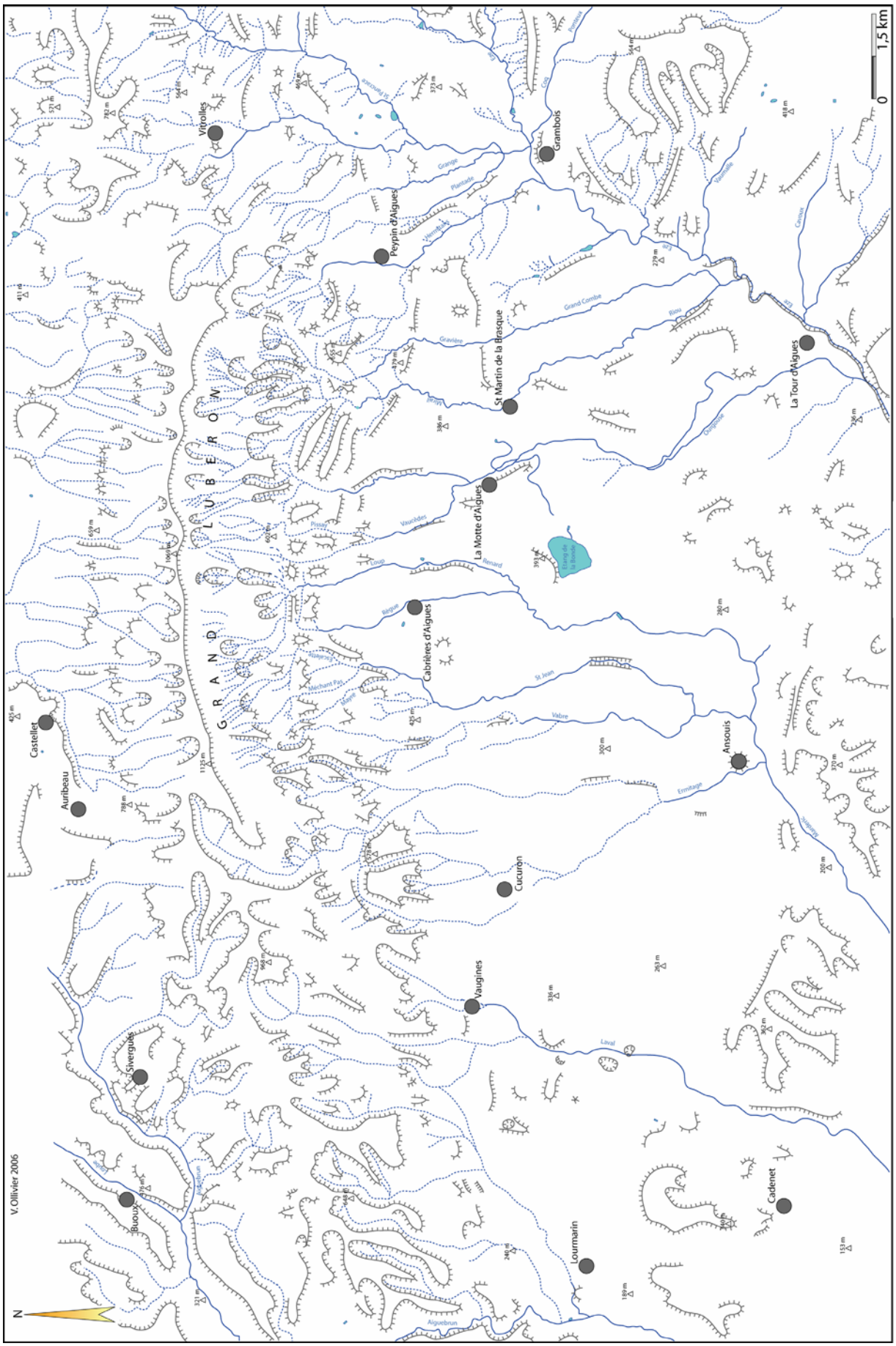


Figure n°4, système hydrographique du Grand Luberon

Avant tout pays calcaire, l'hydrologie karstique de l'espace luberonnais et de ses environs est caractérisée par deux éléments majeurs :

- Au Nord du Grand Luberon, **le système Vaucluse** dont l'exutoire principal, la Fontaine de-Vaucluse, est par l'importance de son débit, une des premières sources du monde. C'est un système aquifère très étendu, constitué par des terrains d'âge crétacé, qui affleurent au N.E. dans les plateaux de Vaucluse, le Mont-Ventoux, la Montagne de Lure (dans le département voisin des Alpes-de-Haute-Provence), ainsi qu'au sud, dans le flanc nord hydrogéologique du Luberon. Ces terrains calcaires fissurés sont le siège de la karstification qui permet aux eaux infiltrées de s'accumuler en profondeur pour rejaillir à Fontaine-de-Vaucluse. Au total, le bassin d'alimentation de Fontaine-de-Vaucluse a été évalué à 1230 km² et s'étend au-delà du champ de fractures de Banon (04). La source elle-même se situe au pied d'une falaise de 350 m de haut. La gamme de débits varie de 4 m3/s (1967) à plus de 150 m3/s et le débit moyen de la fontaine est de 24 m3/s.

Le système sud-Luberon qui nous concerne plus directement est localisé au versant sud hydrogéologique du massif karstique du Luberon, le versant nord participant à l'alimentation de l'aquifère de la Fontaine-de- Vaucluse (SYLVESTRE, 1977); cependant, par le jeu de failles méridiennes et sub-méridiennes, une partie du versant nord topographique peut être drainée vers le sud. Ce système aquifère est représenté par les calcaires crétacés fracturés et karstifiés; il se matérialise par une ligne de sources pérennes et temporaires que l'on suit de Robion, à l'ouest, à Peypin-d'Aigues, à l'est ; ces exutoires sourdent au contact des calcaires crétacés et de la couverture tertiaire qui joue le rôle d'écran imperméable ; leur débit peut varie de 0 à 300 l/s. Parmi les sources pérennes les plus importantes, citons celles des Borrys, du Mirail et des Hermitans. A l'aval de ces deux dernières des accumulations travertineuses postglaciaires se sont développées (dont nous allons étudier la dynamique et l'évolution) et des incrustations carbonatées se produisent encore sans toutefois atteindre les volumes passés. A ce système du sud-Luberon, il faut adjoindre également la source karstique du Grand Couturas (débit moyen 20 l/s environ) située au sud de Vaugines, sur un affleurement de calcaires crétacés qui se rattache, d'un point de vue structural et hydrogéologique, au Luberon (SYLVESTRE, 1977).

Dans le détail, pour le Luberon *l.s.* les **terrains calcaires du Crétacé moyen** et même ceux plus **marneux du Crétacé inférieur** présentent une relative importante **aptitude à la karstification** avec une densité karstique assez élevée (0,26, SYLVESTRE, 1977). Par comparaison la densité karstique dans le Jura est de 0,17 (COLIN, 1966) et celle de la région de Montpellier de 1,25 (PALOC, 1966). Quelques **dolines** sont signalées sur les affleurements urgoniens de la partie orientale du Petit Luberon (ROUSSET, 1968). La majeure partie des **grottes**, de dimension réduite, se situe également dans l'Urgonien.

L'ensemble des **avens** connus se situe dans la masse des calcaires de l'Hauterivien (sauf deux dans l'Urgonien du Petit Luberon, ROUIRE & MARIE, 1960) le plus important étant représenté par celui du Mourre Nègre (point culminant du Grand Luberon) qui possède une verticale d'un seul jet de 100 m (MARTY, 1972). Au niveau des **résurgences**, les pertes de l'Aiguebrun (GOUVERNET *et al.*, 1972) se manifestent au travers des affleurements urgoniens et hauteriviens de la cluse de Lourmarin. Enfin, **les exsurgences** sont parmi les indices karstiques les plus nombreux et expliquent la valeur élevée de la densité karstique (SYLVESTRE, 1977). Elles sont dues au compartimentage du massif par les failles de direction Ouest-est plus ou moins parallèles à l'axe de l'anticlinal et de direction SO-NE à l'exemple du décrochement de Vitrolles (voir figure n°10).

III) Végétation et climat du Grand Luberon et de ses environs

Plusieurs types de climats concernent les paysages dont nous avons évoqués les aspects précédemment (METEOFRANCE, archives 1971-2000 ; Inventaire Forestier National, 2001) :

- Un méditerranéen franc sur les coteaux et bassins agricoles de basse Provence et du piémont méridional du Luberon. Les précipitations annuelles moyennes varient de 600 mm à 800 mm du sud au nord, réparties en moyenne sur 70 à 100 jours par an, avec un profil APHE ou AHPE ; les températures moyennes vont de 4°C à 6°C pour le mois de janvier, le plus froid, et de 22°C à 24°C pour le mois de juillet, le plus chaud. Le gel se produit de 30 à 70 jours par an, de septembre à mai.

- **Un type à modalités méditerranéenne** (sécheresse estivale par exemple), mais présentant un **aspect montagnard** (hiver froid et relativement humide) sur les plateaux et mont de Vaucluse. Les précipitations annuelles moyennes varient de 900 mm à 1100 mm, réparties sur 60 à 80 jours par an avec un profil identique au premier (APHE ou AHPE). Les températures moyennes sont de 4°C à 5°C pour le mois de janvier, le plus froid, et de 20°C à 22°C pour le mois de juillet, le plus chaud.

Enfin, plus au nord de notre secteur d'étude mais à titre informatif :

- Un type montagnard sur le massif du Ventoux, dont le sommet émerge même dans un subalpin très localisé. Les précipitations moyennes annuelles varient de 800 mm à 900 mm réparties sur 120 jours. Les précipitations neigeuses se produisent une dizaine de jours par an et beaucoup plus sur le versant nord où le manteau neigeux tenace peut atteindre deux mètres surtout en février. Les températures moyennes sont de -3°C pour le mois de janvier, le plus froid, et de 12°C pour le mois de juillet, le plus chaud. Il gèle environ 170 jours toute l'année mais principalement de septembre à juin.

Le secteur du Luberon, proche du couloir rhodanien, peut être exposé, malgré la relative protection des reliefs, à un régime de vent fort et notamment au Mistral qui souffle de secteur nord à nord-ouest pendant 150 à 200 jours par an dont 120 avec violence (plus de 16 m/s). Au sommet du mont Ventoux par exemple la vitesse de 28 m/s est dépassée 121 jours par an et un maximum de 89 m/s a été enregistré par vent de sud le 15 février 1967.

La moyenne d'insolation annuelle sur la période 1961-1990 est supérieure à 2800 heures entre Aix en Provence, les Alpilles et le Luberon.

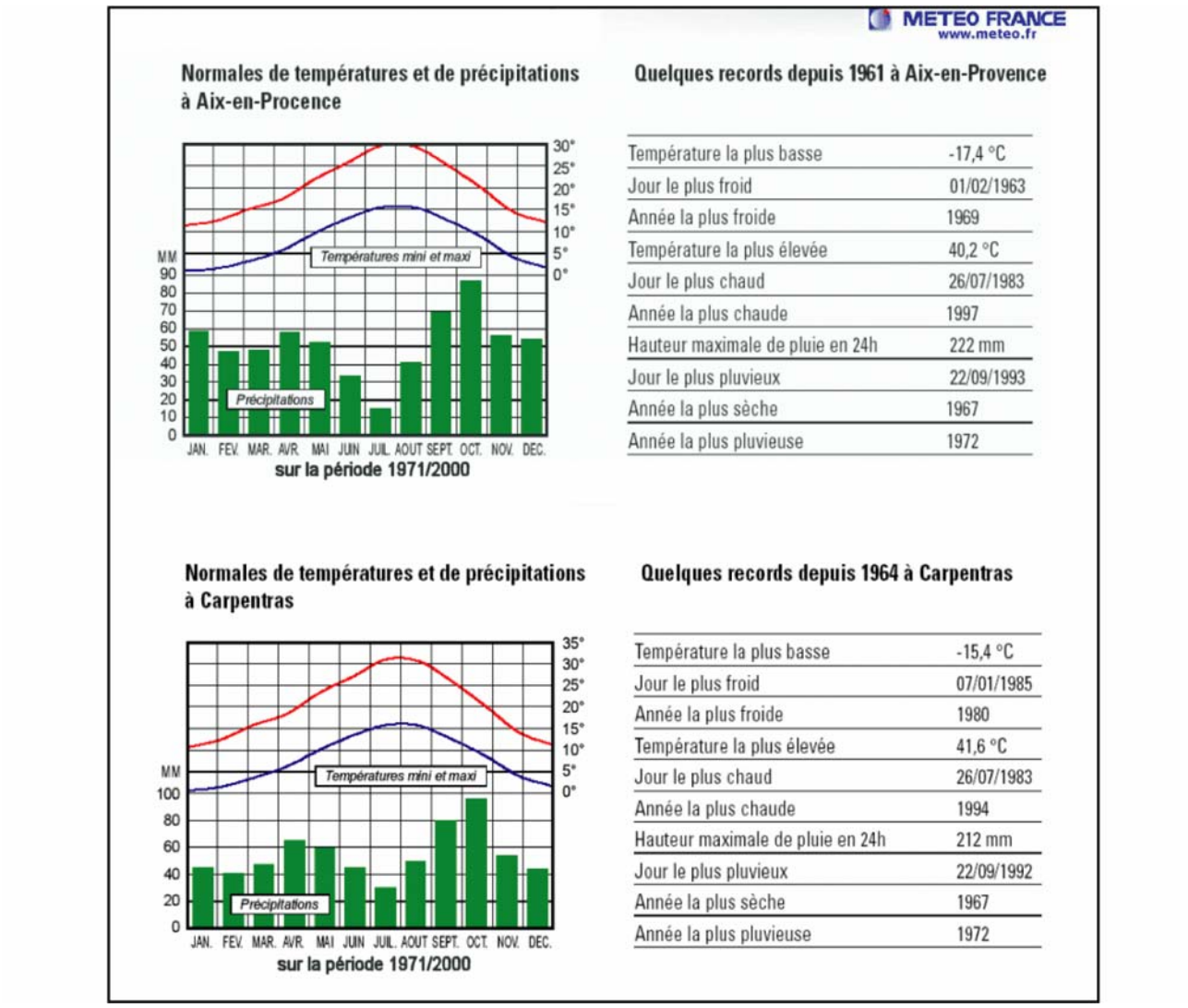


Figure n°5, diagrammes ombrothermiques de Carpentras (Vaucluse) et d'Aix en Provence (Bouches du Rhône) sur la période 1971-2000 (METEOFRANCE, www.meteo.fr).

Nous présentons ici (figure n°5) quelques données météorologiques et climatiques (normales de températures et de précipitations sur l'intervalle 1971-2000) des villes de Carpentras et d'Aix en Provence dont les stations de relevés météorologiques encadrent du N-NW au S-SE le secteur du Grand Luberon (stations météofrance les plus proches).

Plus spécifiquement, dans le massif du Grand Luberon une **bipartition climatique** peut être effectuée entre ses **versants nord et sud.** Celle-ci se **traduit** principalement par **la végétation**.

Au Nord, la montagne affiche un contexte climatique plutôt de type méditerranéen à tendance montagnarde. Le versant est couvert en grande partie par une chênaie pubescente (*Quercus pubescens*) qui nécessite des terrains plus riches et plus ombragés que le chêne vert (*Quercus ilex*, plus commun au sud). On note aussi la présence d'arbustes tels l'amélanchier (Amelanchier *ovalis*), le buis (*buxus sempervirens*), le genet, le genévrier commun etc. Outre les arbustes on observe la présence de pins sylvestres (*Pinus sylvestris*) dont l'ombre qu'il procure favorise le développement d'autres arbres tels l'érable de Montpellier (*Acer monspessulanum*), l'érable champêtre (*Acer minor*), l'alisier blanc etc. Enfin la présence du hêtre illustre le caractère plus montagnard du versant nord par opposition au versant sud.

Zone charnière séparant le versant sud du versant nord, **les crêtes** du grand Luberon ont une altitude qui oscille entre 600 et 1100 mètres (étage supraméditerranéen à oroméditerranéen, OZENDA, 1994). Espace battu par des vents violents, les crêtes sont constituées de pelouses herbacées jouant un rôle de pare-feu entre les deux versants. La flore des crêtes du Luberon est constituée entre autre d'iris nain, de genêt, de cèdres de l'Atlas, de pins noirs d'Autriche (*Pinus nigra*) etc.

Le **versant sud,** beaucoup plus sec et ensoleillé que le versant nord, regroupe les caractères climatiques spécifiques du type méditerranéen. Cela se traduit d'un point de vue de la végétation par la présence de garrigues et d'espaces forestiers peu exigeants. On note donc la présence de chênes verts (*Quercus ilex*), de pins d'Alep (*Pinus halepensis*), du thym, du romarin, du buis (*Buxus sempervirens*), des genévriers (de phénicie et oxycèdres), du chêne Kermès (Q*uercus coccifera*), du ciste cotonneux, de l'aphyllante de Montpellier etc.

IV) Histoire Géologique et géomorphologie du Grand Luberon

Le Luberon fait partie du bassin sédimentaire du sud-est. Tout comme pour le bassin aquitain et le bassin parisien, l'élaboration du bassin sédimentaire du sud-est daté du Crétacé. Cet ensemble est le plus important des bassins sédimentaires français et de loin le plus rempli de sédiments (12000 mètres jusqu'au socle dans le Diois). Il diffère du bassin aquitain et du bassin parisien par la déformation plicative qui l'affecte et par la présence de grandes failles, majoritairement d'orientation Nord-est/Sud-ouest : Faille de Nîmes, faille d'Alès et principalement pour l'histoire géologique du Luberon, la faille de la Durance. Ces failles sont d'age récent (fin du Tertiaire) mais représentent le rejeu d'accidents plus anciens datant de la fin du Primaire.

IV.1) Un massif au cœur de l'évolution géologique et tectonique de la Provence occidentale.

Après son ouverture par l'est entre les plaques africaines et européennes (il y a 200 millions d'années), la Téthys, dont la position centrale occupait approximativement l'emplacement de l'actuelle mer Méditerranée et de l'actuelle mer Noire, se referme suite à l'ouverture de l'Atlantique sud entre Afrique et Amérique (il y a 120 millions d'années). La plaque africaine inverse son mouvement, remonte vers le Nord-Est et écrase l'océan alpin. Cet événement marque le début d'une longue période d'orogenèse et de transgressions marines aboutissant à la mise en place du paysage si caractéristique de la Provence occidentale actuelle. Il y a 100 millions d'années, à la fin du Crétacé inférieur, une succession de plis à grands rayons de courbure marquant la « phase autrichienne » engendre l'émersion d'un domaine continental entre les Maures et le Massif central appelé le « bombement durancien ». Au cours du Maastrichtien (72-65 millions d'années), la Provence subit un premier épisode de raccourcissement aboutissant à la formation de reliefs. Ces reliefs vont être rapidement érodés et vont produire des sédiments brèchiques bégudo-rognaciens (72-65 millions d'années) qui vont se déposer dans des cuvettes synclinales occupées par des bassins laguno-lacustres (exemple connu du bassin de l'Arc). Les structures chevauchantes et les décrochements sont ensuite actifs lors de deux épisodes marqués à l'Eocène supérieur (40-34 millions d'années) et au Miocène moyen (il y a 10 millions d'années environ) portant successivement le nom de phase pyrénéo-provençale et de phase alpine. C'est au cours du dernier cycle compressif appelé « phase alpine » qu'il faut attribuer la genèse du relief actuel du grand Luberon (plissement intense, basculement et chevauchement vers le sud). La pérennité de l'activité tectonique et la poursuite de la dynamique compressive confèrent à la Provence occidentale (qui appartient au vaste domaine collisionel situé entre les plaques Afrique -Nubie et Eurasie) une activité sismique actuelle modérée (magnitudes estimées entre 5 et 6,5 pour les séismes les plus forts, LAMBERT *et al.*, 1996) qui s'est exprimée au cours du Pléistocène moyen et supérieur (découverte récente de déformations en faille inverse avec ruptures de surface cosismiques dans des dépôts colluviaux würmiens du versant nord du mont Ventoux, DUTOUR *et al.*, 2002) ou beaucoup plus récemment en 1909 prés de Lambesc (Bouches du Rhône) dans la chaîne de la Trévaresse (figure n°6, CHARDON & BELLIER, 2003).

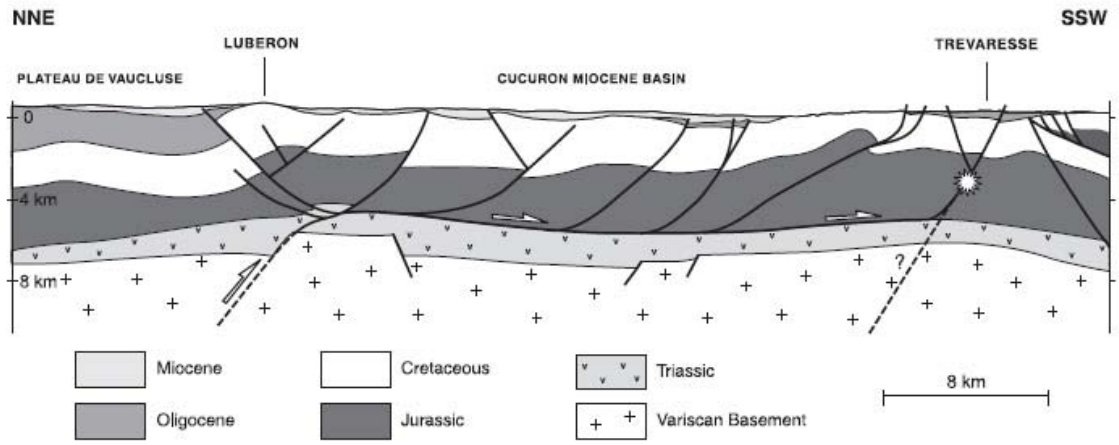


Figure n°6, Coupe du panneau ouest provençal, structuration du Plateau de Vaucluse à la Trévaresse et signalisation de l'hypocentre du séisme de 1909 (CHARDON & BELLIER, 2003).

IV.2) La mise en place du Luberon[1].

La première structuration anticlinale du Luberon résulte du plissement pyrénéo-provençal puis, au début du Miocène, sous l'action d'une érosion prolongée le relief se trouve entièrement aplani ensuite, au Miocène moyen l'anticlinal se plisse à nouveau formant une île érodée au fur et à mesure de son élaboration. Le premier aplanissement se trouve recoupé par une nouvelle troncature constituant une « surface à facettes » (figure n°7). Au Miocène supérieur (-10 Ma) la phase majeure de surrection se met en place (dépôts continentaux de la bordure sud succédant à la série marine déposant la molasse de Cucuron et les marnes de Cabrières-d'Aigues), l'émersion étant représentée par le dépôt d'une couche de calcaire blanche d'origine pédologique (calcrète).

[1] Dès le XIX^{ème} siècle, les géologues, dans des travaux qui étaient déjà d'une remarquable justesse d'observation et d'interprétation, se sont intéressés au Luberon et sa région. Les précurseurs sont entre autre, Scipion Gras (1862) et Wilfrid Killian. A leur époque de nombreux phénomènes bien connus de la géologie moderne (comme les chevauchements) sont encore ignorés…

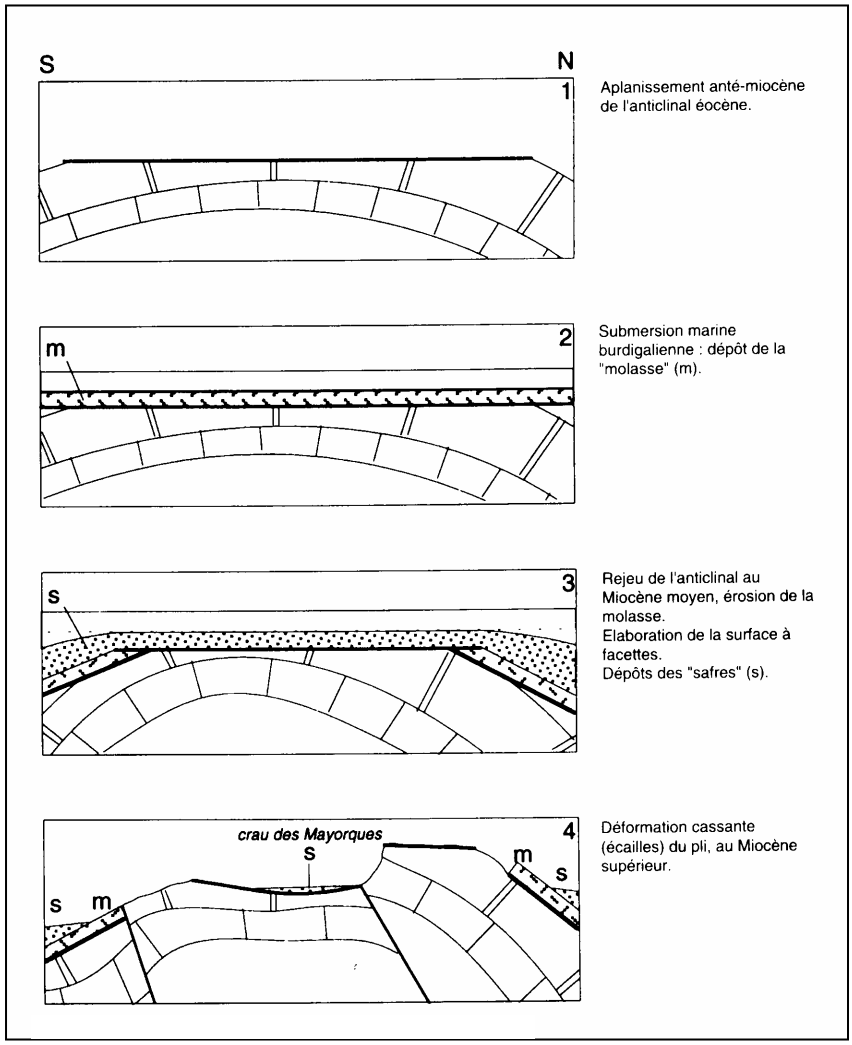


Figure n°7, Structuration de la surface à facettes du Luberon (CLAUZON in BALME *et al.*, 1998).

Latéralement au contact du chaînon on observe un tablier d'éboulis consolidés issus du démantèlement de l'anticlinal (brèches de Cucuron), des limons roses (qui ont livrés une faune célèbre de grand mammifères dite du mont Luberon, GAUDRY, 1873) puis des faciès palustres et lacustres au cœur du bassin héritages d'un lac peu profond dans lequel venait se jeter la Durance. Celui ci fut colmaté par une épaisse série de galets issus de la sédimentation durancienne et constituant le premier cailloutis de « Valensole » (figure n°8). Cette série s'achève par la surface d'abandon messinienne correspondant à l'arrêt de la sédimentation sur le piémont consécutivement à la crise de salinité messinienne, il y a 5,8 Ma (, déclenchée par une baisse du niveau de la méditerranée et engendrant l'encaissement du réseau hydrographique (gorges du Régalon, Durance, Rhône au niveau local, mais également l'ensemble des fleuves connectés à la mer méditerranée *l.s.*). Deux discontinuités à la base (calcrète) et au sommet (surface d'abandon) encadrent la séquence continentale miocène et permettent de cerner la chronologie et les modalités de la genèse du Luberon. En effet, la calcrète s'est déposée en position sub-horizontale avant la structuration anticlinale (absence d'apports sédimentaires issus du pli crétacé). Or elle se trouve systématiquement affectée par la déformation (figure n°8A). A l'inverse, sur le plateau des Gardis (figure n°8B), au nord de Cadenet, le cailloutis de Valensole conserve sa position horizontale d'origine.

La même chose se produit dans le synclinal de Cucuron où les niveaux terminaux de la « brèche de Cucuron » conservent leur pendage sédimentaire. Ces constatations révèlent une déformation post-déposition de la calcrète mais cependant déjà achevée au moment où la surface sommitale est devenue surface d'abandon lors de la crise de salinité messinienne. La datation des calcrètes à -8,5 Ma par un niveau à rongeurs (gisement paléontologique de Pertuis) les surmontant (AGUILAR & CLAUZON, 1982) et celle de la surface d'abandon nécessairement corrélée avec le déclenchement de la crise de salinité messinienne à -5,8 Ma (GAUTIER *et al.*, 1994) indiquent une mise en place du Grand Luberon en trois millions d'années (CLAUZON, 1996).

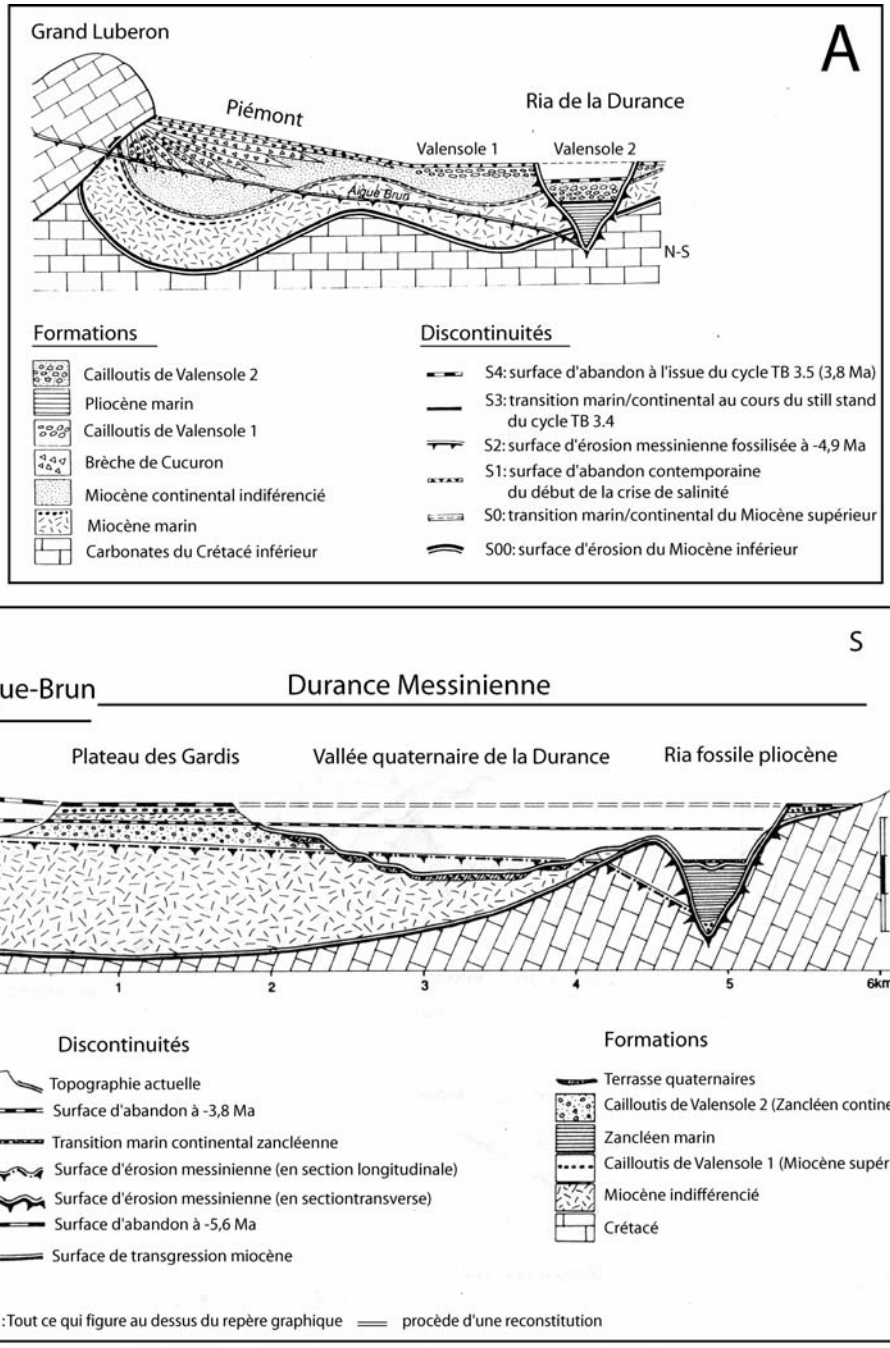


Figure n°8, A : chronostratigraphie de l'évolution du Grand Luberon au Miocène supérieur et au Pliocène (CLAUZON, 1996) ; B : chronostratigraphie de l'évolution de la Durance au Miocène supérieur et au Pliocène au niveau du plateau des Gardis à Cadenet (CLAUZON, 1992).

IV.3) Géologie et organisation morphostructurale actuelles

Actuellement le Grand Luberon, aux aspects de mont jurassien, culmine à 1125 mètres au Mourre Nègre. C'est un anticlinal à enveloppe calcaire crétacée déjeté vers le sud et affecté à la base par une faille inverse chevauchante (figures n°9, n°10 et n°11). Le cœur du pli, constitué majoritairement de roches marneuses et marno-calcaires, est aujourd'hui évidé en combe de flanc par l'érosion des bassins de réception et des principaux organismes alluviaux qui drainent le piémont sud et rejoignent la Durance (figures n°9, n°10 et n°11).

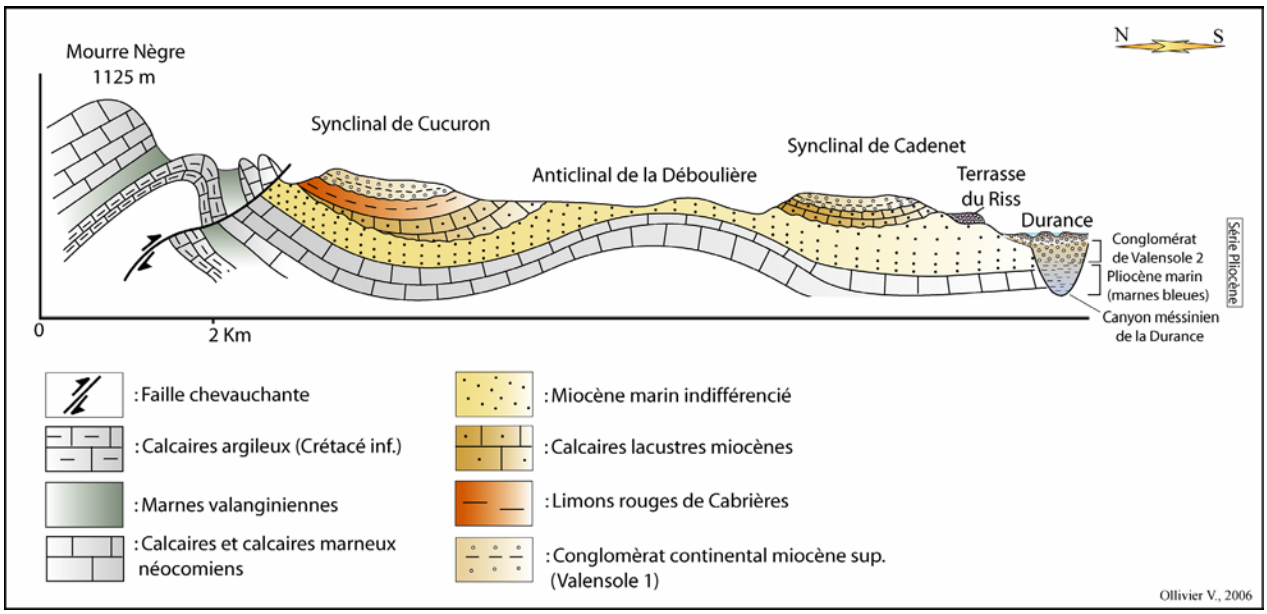


Figure n°9, coupe géologique N-S du Grand Luberon, du point culminant du Mourre Nègre à la Durance (d'après JORDA, non publié et CLAUZON, 1984, CLAUZON & RUBINO, 1992)

Dans le détail, **le piémont méridional** (figures n°10 et n°11) est constitué de roches miocènes (sables marins, faciès gréseux, calcaires détritiques etc…) et oligocènes (argiles, calcaires lacustres et conglomérats continentaux). Cette variété de lithofaciès s'exprime clairement dans les paysages et les modelés par le jeu de l'érosion différentielle (gorges, cuvettes et dépressions hydromorphes, crêts, reculées, badlands etc…). **Le piémont nord** (figures n°10 et n°11) quand à lui est principalement constitué dans sa partie nord-ouest de molasse calcaire et sablo-marneuse du Burdigalien (Miocène inférieur) dont l'érosion en gorge est particulièrement remarquable au niveau de l'Aiguebrun (terminaison de la cluse de Lourmarin, Buoux, Sivergues etc…), alors que le nord-est est particulièrement dominé par les calcaires, marno calcaires, et marnes de l'Oligocène (localement recouverts par les niveaux miocènes aux environs de Caseneuve, Viens et dans le secteur de Céreste, Monjustin et Reillanne) qui offrent souvent un paysage de reliefs tabulaires (cuestas de Viens, Céreste et Reillanne) ou l'érosion différentielle favorise par endroit l'élaboration d'un réseau hydrographique suspendu (rivières de l'Aiguebelle et de l'Encrême au niveau de Céreste).

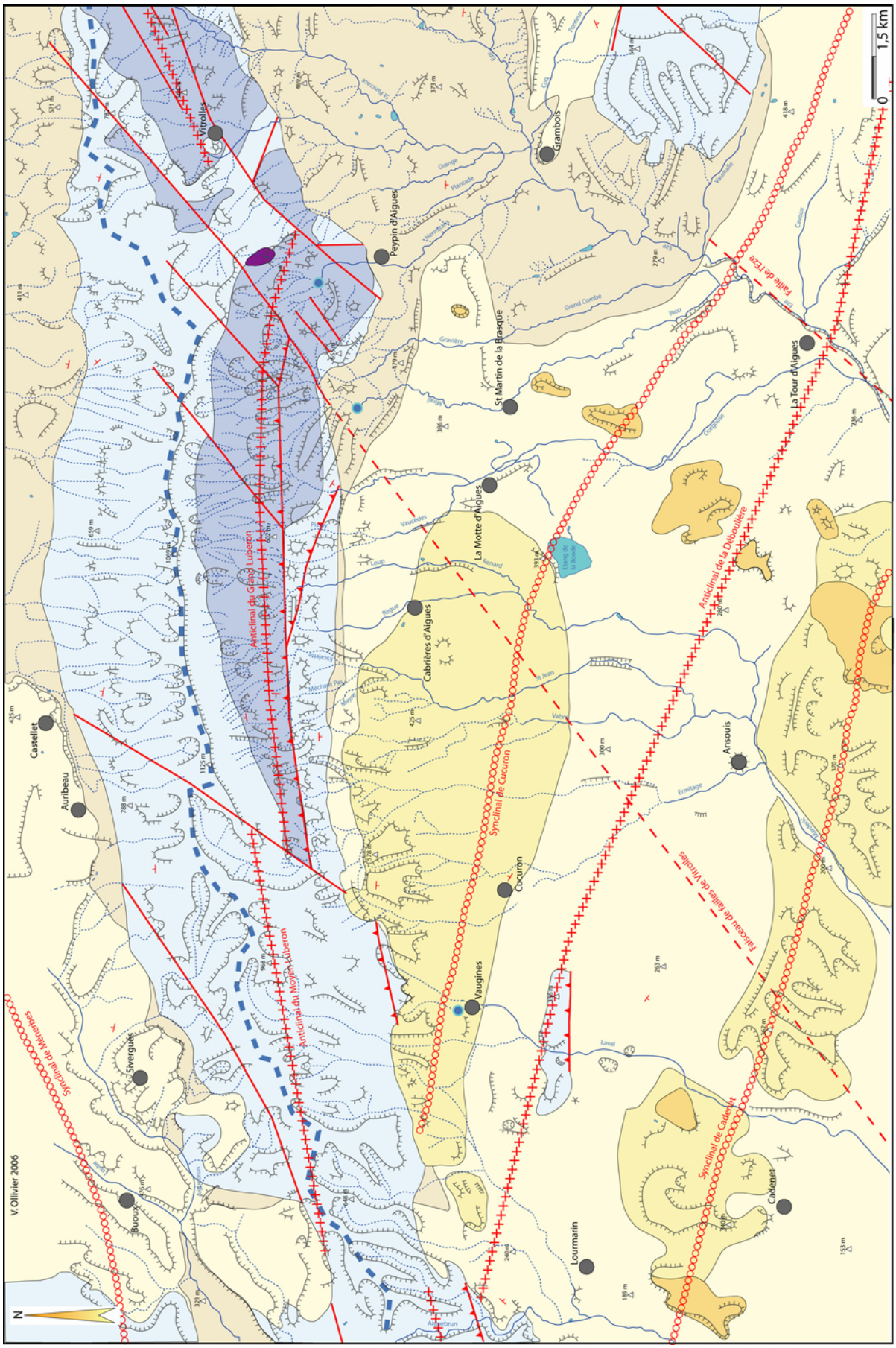


Figure n°10, carte géologique du Grand Luberon (prospections de terrain, OLLIVIER, 2002 et ce travail, fond géologique d'après BALME *et al*., 1998).

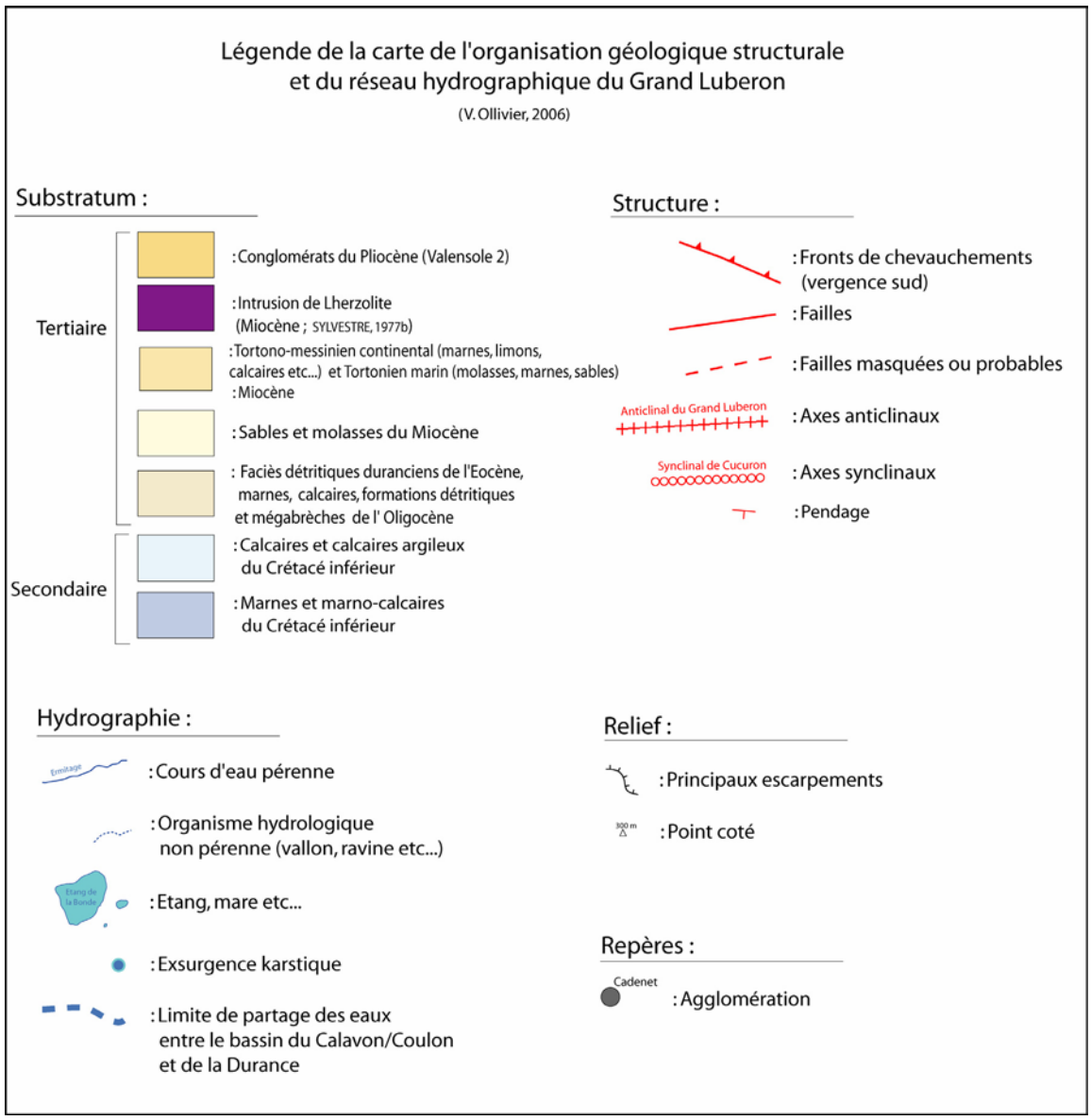


Figure n°11, légende de la carte géologique du Grand Luberon (prospections de terrain, OLLIVIER, 2002 et ce travail, fond géologique d'après BALME *et al.*, 1998).

D'un point de vue morphostructural plusieurs unités sont à distinguer du nord au sud, des crêtes du Grand Luberon aux bords de Durance (figures n°9, n°10 et n°11).

- **Le pli anticlinal du Grand Luberon** qui est scindé en deux parties par une faille NE-SW et épouse majoritairement la combe de flanc marneuse. Il est également sub-parallèle au front de chevauchement qui se dédouble au droit de Cabrières d'Aigues entre une série de collines qui jouxtent son axe. Ce pli anticlinal, sous l'action combinée et successive de poussées latérales importantes (phases de compression) et de phases de distension (formation de bassin d'effondrement à l'Oligocène) prend différentes formes allant du pli droit puis déjeté au pli faillé et chevauchant si bien que seules certaines parties conservent aujourd'hui leur structure anticlinale originelle (SYLVESTRE, 1977).

-Le synclinal de Cucuron (Tortonien), qui occupe la partie médiane du piémont et dont l'axe suit une direction Vaugines - nord de la Tour d'Aigues en passant à proximité de l'Etang de la Bonde. Celui-ci est chevauché par l'Hauterivien du flanc sud topographique du Grand Luberon (ancien flanc nord de l'anticlinal). Son extrémité occidentale est marquée par une série de collines en inversion de relief par rapport à la structure.

-Le bombement crétacé de la Déboulière (anticlinal de la Déboulière) isolé au milieu des sables helvétiens qui forment au sud de Vaugines la colline des Garrigues.

Les petits reliefs synclinaux perchés (synclinal de Cadenet, Tortonien**)** qui dominent le pays d'Aigues et la vallée de la Durance.

Ces différents ensembles sont recoupés par le faisceau de failles de Vitrolles qui rejoint la Durance et par plusieurs autres failles méridiennes qui entaillent le Grand Luberon.

IV.4) Les formes et formations quaternaires

Les formations quaternaires sont très abondantes dans l'ensemble du massif du Grand Luberon (figures n°12 et n°13) mais elles sont largement prédominantes sur son piémont sud. Elles couvrent une longue période chronologique qui s'étend du Pléistocène moyen à supérieur à l'intégralité du Postglaciaire.

Les héritages pléistocènes (figures n°12 et n°13) prédominants sont représentés par des glacis d'accumulation et de vastes cônes torrentiels coalescents qui régularisent une grande partie du piémont sud (de Lourmarin à Peypin d'Aigues) et dans une moindre mesure, du piémont nord (principalement de Castellet à Céreste). D'importants éboulis périglaciaires à matériel calcaire drapent l'essentiel des versants du Grand Luberon avec, pour son côté sud, une prédilection particulière pour les pentes bordant les vallons de Cucuron à Lourmarin. La plupart de ces formes d'accumulation, et notamment les glacis du piémont sud, ont un âge relatif ou absolu (d'après nos datations) situé dans le stade isotopique 3 (Würm) et semblent, au cours de leur élaboration, avoir gommé les formations antérieures. Toutefois, d'autres héritages détritiques plus anciens peuvent se retrouver sous une forme très relictuelle à l'état de lambeaux caillouteux torrentiels, souvent cimentés en brèches et assez bien conservés à l'amont et aux débouchés des talwegs des différents piémonts. Au niveau des formations anciennes composant le piémont, il ne faut pas oublier le lambeau de terrasse alluviale risienne (stade isotopique 6) de la Durance, qui domine en rive droite le lit majeur de la rivière de Pertuis à Lauris, (puissances relatives d'une dizaine de mètres) ni celui du Marderic qui s'engouffre dans le passage du torrent jusqu'à l'aval d'Ansouis. Plus généralement attribuées au pléistocène supérieur, il est fréquent de rencontrer au niveau des gorges, combes et cluses les plus encaissées, des baumes ou « abris sous roche », formes d'érosion témoignant de la vigueur des processus périglaciaires en action durant cette période.

Les dépôts postglaciaires (figures n°12 et n°13) sont représentés soit par quelques tabliers d'éboulis superposés sur ceux du dernier pléniglaciaire sur les versants et dans les vallons, soit par de nombreuses terrasses alluviales emboîtées ou étagées dans les formations de glacis du Pléistocène moyen et supérieur. Les nappes remanient le plus souvent les gélifracts des accumulations pléistocènes situées en amont mais les faciès rencontrés peuvent toutefois être relativement variés (nappes fines à tendance sablo-limoneuse, décharges détritiques grossières, esquisses de sols, etc…). Certains vallons trouveront à leur terminaison, ou de façon latérale dans l'axe de petits organismes secondaires, quelques cônes de déjection de puissance variable (les plus important étant ceux des principaux organismes collecteurs du piémont, le Laval, le Marderic et l'Eze, qui rejoignent la Durance). Mais l'aspect le plus remarquable consiste en la présence d'imposantes séquences travertineuses holocènes (10 à 15 mètres de puissance) dès la partie orientale médiane du piémont sud. Les zones concernées par ce type de sédimentation sont des dépressions/cuvettes situées aux débouchés de petites cluses dont les organismes alluviaux sont alimentés par un système d'exsurgences karstiques inopérant (vallon du Loup et du Règue) ou actif (Ravins du Mirail et des Hermitans).

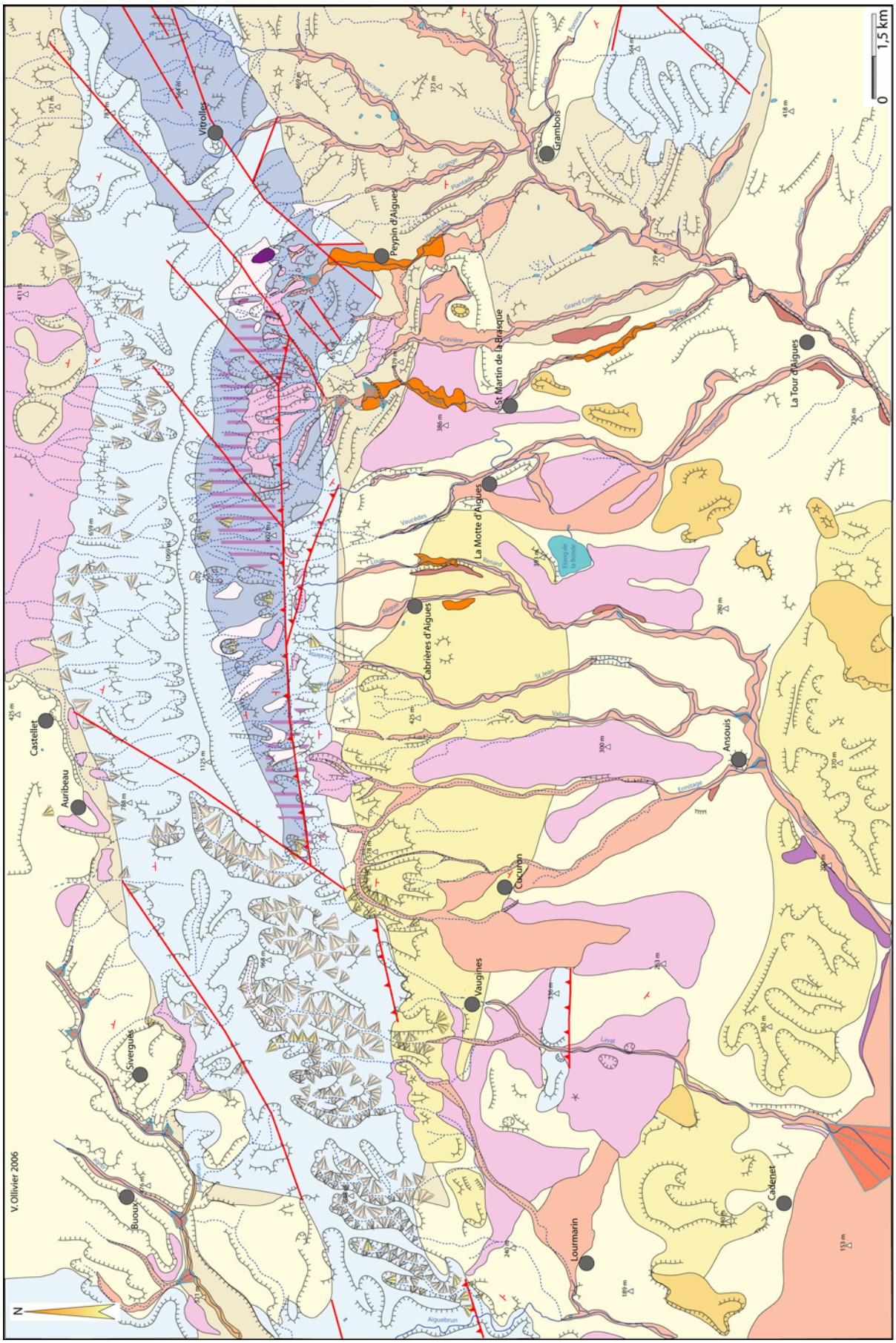


Figure n°12, carte géomorphologique du Grand Luberon (prospections de terrain, OLLIVIER, 2002 et ce travail, fond géologique d'après BALME *et al*., 1998).



Figure n°13, légende de la carte géomorphologique du Grand Luberon (prospections de terrain, OLLIVIER, 2002 et ce travail, fond géologique d'après BALME *et al.*, 1998).

IV.5) Le piémont sud du Grand Luberon : un « piège structural » favorable au stockage sédimentaire des héritages quaternaires

Les disparités dans le nombre et l'importance des formations quaternaires entre le sud et le nord du Grand Luberon sont à rattacher à l'organisation morphostructurale particulière de son piémont méridional (figure n°14). Tout d'abord, celui-ci connaît un développement important en occupant l'espace intermédiaire entre la montagne et la rivière de la Durance (12 km au droit du point culminant le Mourre Nègre) ce qui en fait une zone d'atterrissement privilégiée marquée par la faiblesse des pentes. Ensuite, deux systèmes de reliefs méridiens ralentissent singulièrement le transit des sédiments vers l'aval en direction de la Durance en offrant une zone de stockage en doubles paliers qui rompent la régularité de la déclivité qui réside entre le haut piémont en glacis d'érosion et le niveau de base durancien. La première série de collines résulte de la présence du front de chevauchement. La seconde, qui ceinture efficacement le massif en le séparant de l'influence de la Durance, provient de la puissante incision en cluse des niveaux supérieurs miocènes constituant les synclinaux de Cadenet et de Cucuron (en inversion de relief) ainsi que l'anticlinal de la Déboulière, par les organismes principaux drainant le piémont.

Seuls les puissantes formations pléistocènes sont en partie piégées et conservées au niveau du premier palier. La deuxième zone de stockage quand à elle récolte l'ensemble des sédiments en transit vers la partie basse du piémont (figure n°14). Cette constatation relève probablement de la différence entre la pente vigoureuse du versant, sujette au ravinement, et la douce inclinaison de la basse plaine.

Cette organisation particulière favorise une certaine autonomie de l'évolution de la dynamique morphogénique du piémont par rapport à celle de la Durance et le développement de puissantes formations quaternaires, aux séquences de longue durée riches en données chronostratigraphiques et paléoenvironnementales.

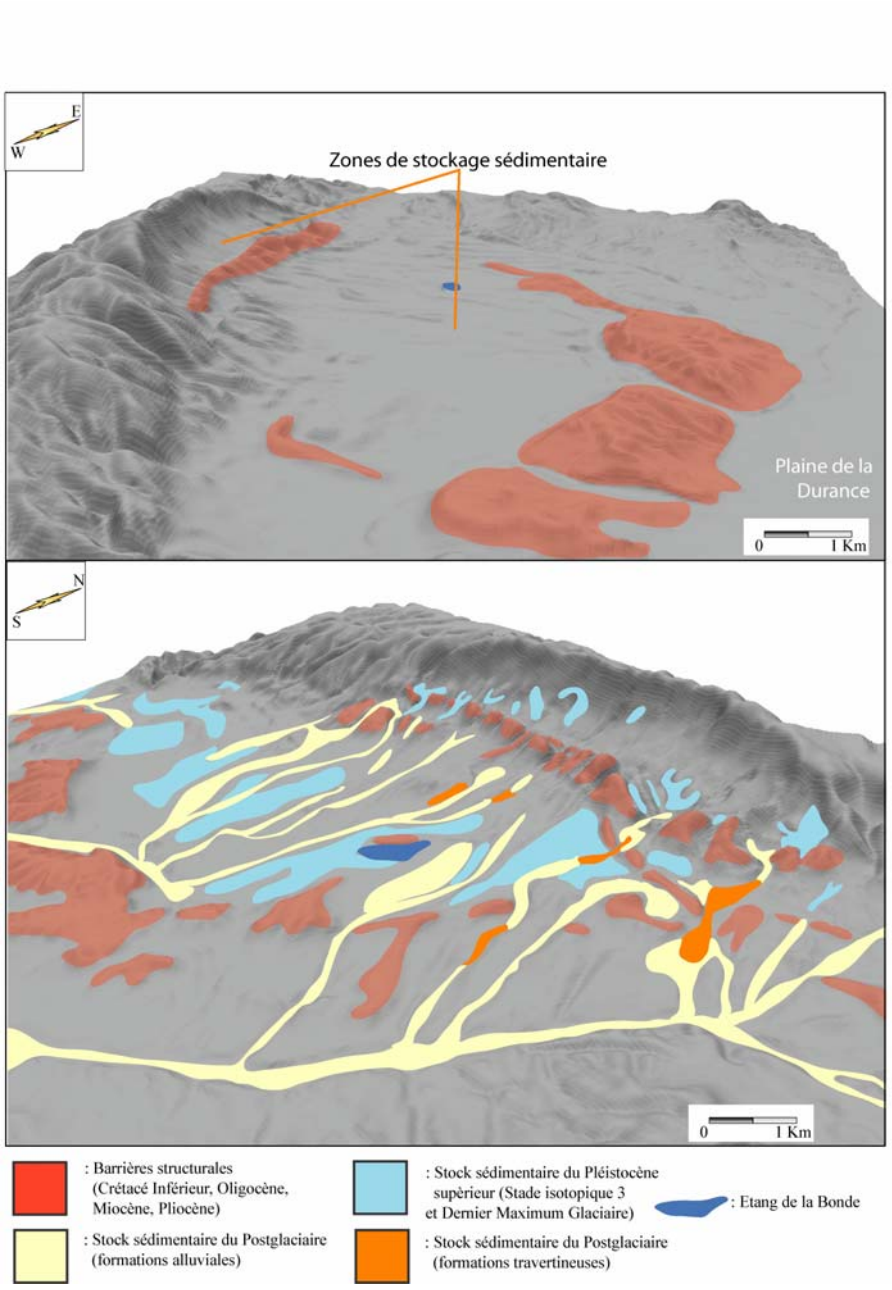


Figure n°14, phénomène structural de piégeage des sédiments sur le piémont sud du Grand Luberon

V) Bilan

Le **Grand Luberon**, est une **moyenne montagne calcaire d'orientation est-ouest** à la **transition** entre **Alpes du sud et Basse Provence**. Il connaît une **évolution géologique qui reflète la complexité de la géodynamique provençale.** Le **contexte morphostructural** du massif et de son piémont est **favorable au développement et à la conservation des formations quaternaires dont l'évolution morphogénique peut être en partie dissociée de celle de la Durance.** Les dépôts pléistocènes sont nombreux et sont majoriatirement représentés par des glacis d'accumulation et des tabliers d'éboulis cryoclastiques qui couvrent une part importante du territoire du versant au bas piémont. Les dépôts postglaciaires comblent les vallons sous la forme de remblaiements alluviaux ou de manière plus ponctuelle de **formations travertineuses**.

Chapitre III : Une occupation humaine plurimillénaire sur le piémont sud du Grand Luberon

I) Répartition des sites archéologiques sur le piémont méridional du Grand Luberon

André MULLER, Vincent OLLIVIER.

On trouvera sur la figure n°15 et le tableau n°1 les premiers résultats provisoires des travaux concernant les occupations humaines sur le piémont méridional du Grand Luberon. Le bilan présenté porte sur une douzaine de communes. Nos prospections ont permis la découverte de 376 nouveaux sites, ce nombre s'ajoute aux 259 sites déjà connus par la Carte archéologique (TALLAH *et al.*, 2004), Ainsi, le nombre total de gisements sur ces mêmes communes a été porté à 635 sites (toutes périodes confondues).

Communes	Dracar*	Géomorphologie	Préhistoire	Protohistoire	Gallo-Romain	Moyen-Age	Moderne	Contemporain	Total
Peypin d'Aigues	9	6	10	3	13	7	23	1	63
La Bastidonne	17	1	5	2	15	7	9	3	42
St Martin	18	2	13	0	18	6	3	0	42
La Motte d'Aigues	24	2	17	2	33	9	14	6	83
La Tour d'Aigues	59	1	41	0	21	25	10	9	107
Ansouis	30	0	28	0	18	10	21	3	80
Sannes	28	0	17	1	23	6	2	0	49
Vaugines	39	1	17	2	40	25	20	0	85
Cabrières d'Aigues	35	1	16	3	35	13	16	0	84
TOTAL	259	14	164	13	216	88	118	22	635
%		2,20%	25,83%	2,05%	34,02%	13,86%	18,58%	3,46%	100%

Tableau n°1, répartition chronologique des sites archéologiques par commune sur le piémont sud du Grand Luberon.

La répartition topographique des sites découverts permet à titre d'hypothèses d'avancer quelques remarques en ce qui concerne l'occupation humaine de ce terroir considéré dans la durée (entre le IV^{e} millénaire av. J.C. et le XVIII^{e} siècle ap. J.C).

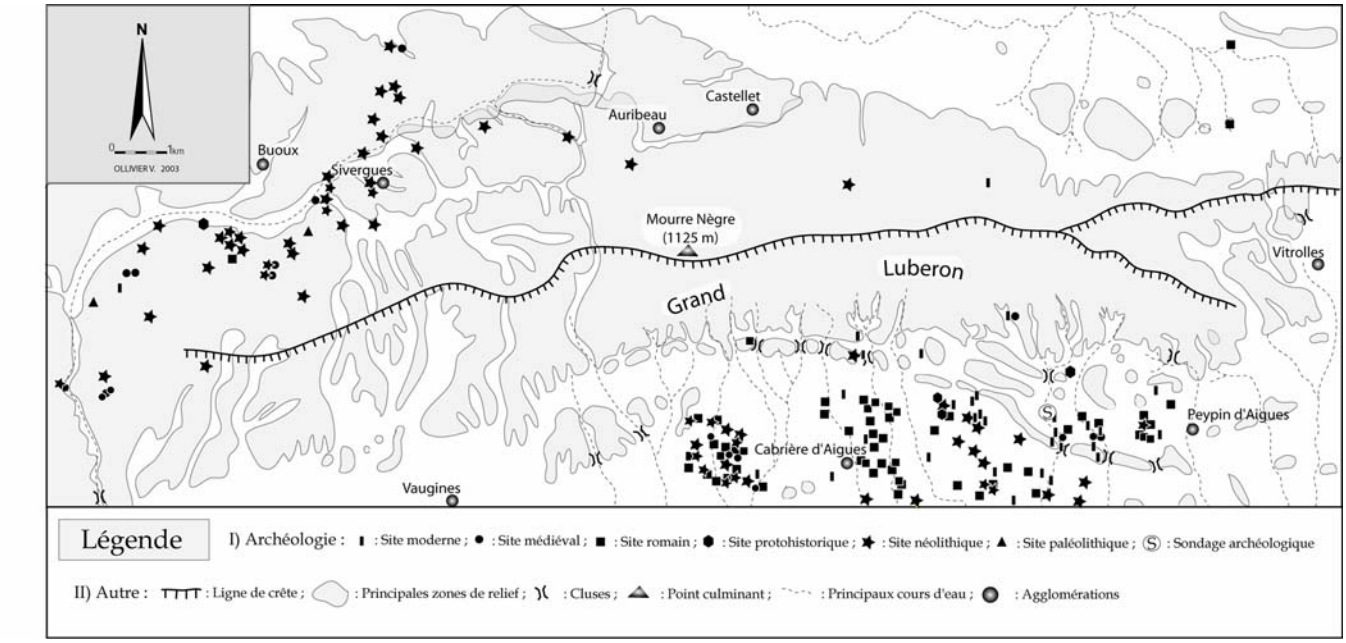


Figure n°15, répartition de quelques sites archéologiques dans le massif du Grand Luberon

<u>Une première série de remarques s'impose :</u>

Les sites de la préhistoire ancienne ***Paléolithique***, ***Mésolithique*** et probablement ***Néolithique ancien*** sont absents. Le seul objet attesté de cette période pour l'instant est une pointe moustérienne découverte à Cadenet en 1976 dans la basse vallée du torrent de Laval. Cet objet isolé était pris dans des alluvions Pleistocènes.
L'absence de site de plein air directement accessible pour ces périodes pourrait s'expliquer par l'évolution de la morphogenèse de la première phase du Postglaciaire :

D'une part, dans les secteurs situés à aval, la dynamique sédimentaire, l'accumulation de matériaux arrachés aux versants et les forts taux de sédimentation entre le Bølling et le Néolithique final (Ravin du Mirail et Ravin du Loup) ont vraisemblablement provoqué l'enfouissement de ces vestiges. D'autre part, parce que dans les grands versants du Sud-Luberon, les processus de ravinement et d'ablation peuvent soit avoir détruits les vestiges sur place, soit les avoirs dispersés vers l'aval.

Les sites **protohistoriques** sont très faiblement représentés (2 %) dans les résultats actuellement disponibles. Le parcours systématique des lignes de crêtes n'a pas permis de découvrir de site de hauteur ceinturé ou non. Ce fait nous interroge surtout si nous excluons, grâce à la rigueur des méthodes employées, une erreur de diagnostic ou une lacune dans les zones prospectées.

En 1990, BRUNDU & CRAUCHET (1990) ont montré que les niveaux de la fin de l'Age du fer étaient enterrés dans diverses coupes du Ravin du Vabre (Cucuron, figure n°16). Il est donc probable que les vestiges des sites protohistoriques, comme ceux de la Préhistoire ancienne, sont en partie ou totalement enfouis, ce qui expliquerait leur très faible représentativité dans notre tableau. Cependant il n'en demeure pas moins que l'absence de sites situés sur les légers reliefs émergeants des basses terres n'a jusqu'à présent pas trouvé d'explications satisfaisantes.

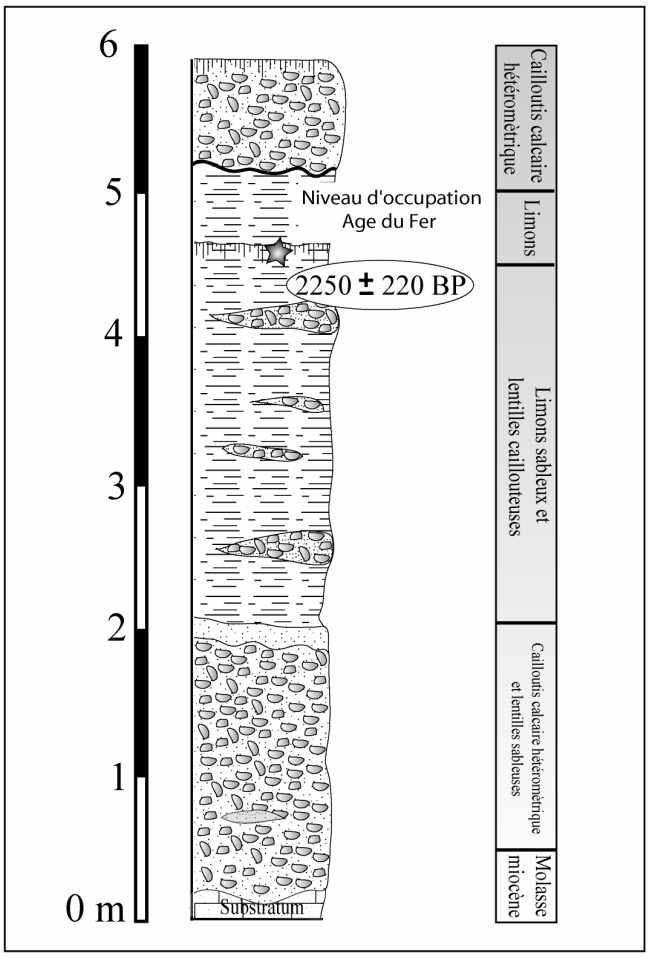


Figure n°16, coupe du torrent du Vabre (Cucuron) niveau d'occupation de l'Age du Fer (BRUNDU & CRAUCHET, 1990)

Enfin, la découverte en 2001 du site des Hermitans nord (Peypin-d'Aigues, MULLER *et al.*, 2001), doit attirer notre attention sur la présence potentielle d'habitats situés à mi-pente du versant sud du Grand Luberon. En effet les restes de ce site néolithique final sur cet étroit lambeau de glacis (moins de 30 m^2) suspendu à une vingtaine de mètres au-dessus de deux ravins a pour l'instant été épargné par l'érosion. Sa conservation n'est due qu'à un concours de circonstances exceptionnelles. En dehors de l'aspect anecdotique de cette découverte, il est une question à laquelle nous aimerions pouvoir répondre : quelle est sa représentativité par rapport à la totalité des sites préhistoriques et à celle des implantations humaines de diverses époques localisées dans ce secteur ?

Les autres catégories de sites sont eux répartis de manière plus traditionnelle pour la Provence :

Les sites de la **préhistoire récente** représentent 25,8 % des découvertes et se situent par leur nombre juste derrière les sites antiques. Leur répartition est très diversifiée, mais la majorité d'entre eux a été découverte sur les glacis du stade isotopique 3. Souvent isolés sur de grandes surface, couvrant parfois plusieurs hectares comme à Ansouis, plusieurs d'entre eux sont recouverts ou ont été mélangés par les labours avec des sites antiques et plus rarement modernes. D'une façon générale, ces sites sont en mauvais état. L'absence presque totale de céramique semble suggérer une mise au jour ancienne : il y a un siècle ou peut-être plus. Leurs préférences topographiques sont diversifiées et il est possible de distinguer trois types d'implantations :

1) Les vastes étendues de cailloutis mis en place au stade isotopique 3 où ils voisinent avec les sites antiques.
2) Les implantations dans des zones palustres (Plaine du Grand Coutouras à Vaugines) ou en bordure d'anciens étangs (Étang de la Bonde à La Motte-d'Aigues ou du Quartier de l'Étang à Peypin-d'Aigues).
3) D'autres sites sont installés sur les versants dominants des vallées ou des vallons. Le plus souvent ils sont à mi-pente sur les reliefs périphériques qui entourent (surtout au sud-est et au sud-ouest) le Pays d'Aigues. Par suite de la topographie, ils sont exposés au nord-nord-est, et situés sur les communes de Cadenet, Vaugines, Ansouis, Saint-Martin-de-la-Brasque, La Tour-d'Aigues et La Bastide-des-Jourdans.

D'autres sites, en nombre moins important, sont situés sur des hauteurs dans la situation traditionnelle des *oppida*, sommets, bords de falaise, etc., comme les sites des Lauzières et de Castel Sarazin à Lourmarin.

Les sites **antiques** (34 %) sont toujours majoritaires par rapport à ceux des autres périodes, sauf dans un cas à La Tour-d'Aigues (41 sites néolithiques pour 21 sites antiques), mais la prospection de cette commune est inachevée.

Ces sites sont remarquables par leurs situations topographiques et parfois par leurs étendues (classement effectué par ordre d'importance numérique) :

- Les vastes zones d'épandages de cailloutis mis en place au dernier Pléniglaciaire sur lesquelles cohabitent sites néolithiques et antiques sont très nombreuses sur tout le Sud Luberon .

- Aux pieds des grands versants sud et en amont de la zone collinaire du piémont, où sont aujourd'hui installés les villages actuels (La Motte-d'Aigues, Cabrières-d'Aigues, Cucuron ou Vaugines).

- Enfin quelques sites installés au pied du versant sud du Luberon témoignent de rares constructions disséminées dans les zones basses accessibles par des drailles millénaires ou par le lit des torrents

- Les bassins régulièrement envahis par les eaux ont été aussi occupés : les abords de l'Étang de La Bonde, La Motte-d'Aigues ou le quartier de l'Étang à Peypin-d'Aigues. La même situation a été observée aussi à Vaugines, elle paraît étonnante, sauf si des conditions climatiques ou un réseau hydrographique actif et efficace assurait à cette époque le drainage de ces terrains.

Les sites **médiévaux** montrent une implantation plus diversifiée avec généralement une absence dans les plaines et une présence systématique sur des éminences en bordure ou à vue des vieux axes de pénétration (anciens itinéraires préhistoriques ou protohistoriques ou voies romaines secondaires ?) qui desservent encore le sud Luberon de nos jours (route départementale n°27 par exemple). On observe cependant que de nombreux sites, notamment les mottes féodales, sont situés en marge de ces axes. Elles paraissent souvent excentrées, situées parfois même en plein massif du Luberon, (Peypin-d'Aigues). Seuls, les établissements religieux (prieurés ou anciens prieurés, chapelles rurales, ermitages..) sont installés à proximité de cet ancien réseau de communication : La Bastidonne (site de Saint-Julien), Cabrières-d'Aigues (site de Saint-Laurent), Ansouis (site de Saint-Maurin), Cucuron (Le Castellas et L'Ermitage) et Vaugines (Malconseil). Le nombre peu important de sites ruraux isolés, fermes ou exploitations, est aussi surprenant. Seule la commune de La Tour-d'Aigues a fourni pour l'instant un site de ce type.

L'implantation des sites « modernes » est plus difficile à cerner dans la mesure où les prospections sont incomplètes car elles ne prennent en compte que les villages fortifiés, les châteaux, les églises, les chapelles rurales, les oratoires et calvaires, les installations industrielles ou artisanales, les bastides et les fontaines.

Cette description permet de préciser un certain nombre de réflexions quant à la répartition et à la dispersion topographique des divers sites enregistrés au cours de nos travaux.

Les dépôts du Pléistocène moyen et supérieur avec leurs glacis démantelés qui constituent la plus grande partie du piémont sud :

Dans ces zones planes, relativement stables d'un point de vue érosif, il est possible d'observer des sites de diverses époques plus ou moins détruits. Ils ne sont parfois conservés que par les structures en creux comme par exemple à Vaugines (La Carrière de la Grande Garrigue) où des fonds de fosses néolithiques, des restes d'infrastructures agraires antiques et les fondations d'un bâtiment antique ont été découvertes.

Les niveaux auxquels ces diverses structures sont situées par rapport à la couverture végétale actuelle sont identiques et les labours mettent parfois au jour un savant mélange très perturbé de vestiges archéologiques, (préhistoire et antiquité), qui ne renseignent guère sur la nature exacte de ces vestiges ou sur leur état de conservation.

Les éléments caillouteux qui constituent ces glacis (série de cônes emboîtés du Pléistocène, cailloutis à angles vifs résultants de la gélifraction) sont encore remaniés aujourd'hui par des processus d'érosion torrentielle. À chaque orage violent des volumes importants de matériaux sont abandonnés par les crues à la surface de ces glacis et dans les lits majeurs et/ou leurs abords (cf. orage du 9 septembre 1907 à Cucuron par exemple).

Ainsi, certaines constructions bâties depuis deux ou trois siècles retrouvent aujourd'hui leurs seuils de portes ensevelis entre 0,60 m à 0,80 m sous le niveau du sol actuel (quartier des Vaucèdes à Cucuron).

Les zones de dépressions (étangs, anciens étangs colmatés) et les zones palustres pérennes, ou intermittentes :

Ces zones ont été très fréquentées dans le sud Luberon, elles se présentent sous plusieurs formes :

- Les systèmes travertineux des Hermitans et du Mirail, situées toutes les deux sur la commune de Peypin-d'Aigues où de nombreux indices d'occupation (Néolithique final et moyen Age) sont identifiés à la surface des formations où en stratigraphie soulignant le caractère attractif de ces milieux depuis des millénaires (cf. *infra*).

- D'autres exemples sont représentés par les anciens étangs colmatés par les apports érosifs ou asséchés par des travaux de drainage. Dans ce dernier cas, le parcellaire nous renseigne sur les méthodes d'assèchement et de mise en culture : parcelles en formes de secteurs ayant toutes des surfaces équivalentes et disposées autour du centre de l'étang asséché, fossés rayonnants, etc. (Domaine de l'Étang à Peypin-d'Aigues).

- Des zones où, pour des raisons structurales, les écoulements d'eau sont à l'amont retenus très souvent par les affleurements de mollasse ou de calcaire. Le drainage de ses terres se fait mal, malgré les gorges et les diverses incisions torrentielles qui descendent du Luberon, il provoque en conséquence un relèvement important de la nappe phréatique qui se traduit par la multiplication des sources et des « mines » et, dans de nombreux cas, par une présence permanente de l'eau qui sourd du sol même en plein été. Ces zones palustres sont présentes sur toute la longueur du piémont sud du Luberon de Lauris à La Bastide-des-Jourdans. Elles sont actuellement en cours d'abandon par l'agriculture moderne : le manque d'entretien des réseaux de fossés de drainages, complexes et fragiles, qui maintenaient artificiellement les sols exondés ayant été ruiné, il est aujourd'hui devenu inopérant.

Enfin la reconquête de la végétation dans les lits majeurs, la plupart des torrents ou des rivières, sur le piémont ou sur les versants, a profondément modifié les paysages depuis un siècle. Ces phénomènes sont bien visibles par comparaison avec les paysages actuels dans la photographie prise en 1903 par Marc Deydier dans le lit de l'Èze au pied du Château de La Tour-d'Aigues (photo n°2).



Photo n°2, La Tour d'Aigues entre 1903 et 1905, ripisylve peu abondante par opposition à aujourd'hui. Les besoins des animaux en pâtures et ceux des hommes en bois d'œuvre et de chauffage pendant des générations ont maintenu une végétation clairsemée sur les berges et dans le lit de l'Eze (photo Deydier M.).

II) Occupations humaines et environnements travertineux : des relations privilégiées

Les nombreux indices d'occupation humaine au niveau des systèmes travertineux du sud Luberon nous invitent à reconsidérer ces sites à la lumière des relations étroites entre ces milieux humides et le développement des communautés dès la préhistoire à leurs abords.

Témoins essentiels de la transformation des géosystèmes naturels en géosystèmes anthropisés au cours du Postglaciaire (VAUDOUR, 1986a), les édifices travertineux contiennent de nombreux indices ou vestiges d'occupations humaines *in situ* ou dans leur environnement proche. Deux cas peuvent être distingués : celui des formations travertineuses fossiles et celui des systèmes travertineux actifs. Cette distinction est arbitraire car les deux cas peuvent coexister, les formations fossiles étant très souvent proches de systèmes encore actifs.

Parmi les formations travertineuses fossiles (aux époques des occupations concernées), les systèmes en balcon et en cascades présentent des caractères morphologiques qui en font des sites privilégiés : replats suspendus favorables à l'établissement de sites perchés et fortifiés, cavités naturelles recherchées comme lieux d'habitats en grottes, bergeries ou maisons et villages troglodytes. Les cas d'occupations préhistoriques semblent peu connus compte tenu des nombreuses, durables et importantes occupations plus «récentes» qui ont pu diluer l'information ou détériorer les vestiges antérieurs. Nous pouvons cependant évoquer l'habitat magdalénien du site de l'Estabel à Cabrières dans l'Hérault (AMBERT, 1979-1981 ; 1993-1998), ou encore les multiples occupations du site de Ségriès (travertins du Pléistocène inférieur) qui s'échelonnent du Moustérien à l'époque contemporaine (DUBAR & CLAPPIER, 1989) et de l'abris du Rouet (Carry-Le-Rouet) en ce qui concerne le Tardigravettien (Brochier, communication orale et BROCHIER & LIVACHE, 2003).

L'abondance, la pérennité et la qualité des eaux sont sans doute les facteurs essentiels qui font des systèmes travertineux actifs, qu'ils soient alluviaux, de sources, cascadants ou palustres, des sites attractifs fréquentés et occupés de tous temps par les populations humaines. Sans exhaustivité, les travertins de Vendres (AMBERT, 1982 et 1991) ou de Millau, la Rouquette (AMBERT, 1993-1998), sont de bons exemples pour le Paléolithique inférieur et moyen, tout comme Pont de Joux en Provence (racloir double moustérien, Paléolithique moyen, D'ANNA *et al.*, 1988).

Avec les périodes plus récentes du Néolithique les occupations de plein air en milieux travertineux deviennent plus marquées et les interactions sur la sédimentation et l'environnement sont alors plus sensibles. Les cas sont multiples et quasi généralisés de la Provence au Languedoc au moins dès le Néolithique moyen (D'ANNA & COURTIN, 1986). A titre d'exemples nous pouvons citer les formations de : St Antonin où l'avant dernier ensemble sédimentaire daté à 4840 ±80 BP intègre du mobilier archéologique provenant de gisements périphériques attribués au Chasséen/Néolithique final, (GUENDON J.-L. *et al.*, 2003) ; Vauvenargues (gisement Néolithique final/Chalcolithique en place vers 3040 BC, CHEYLAN & D'ANNA, 1979, D'ANNA & COURTIN, 1986) ; du Mirail et des Hermitans (niveaux d'occupations du Néolithique final entre 4737 ±47 BP et 3396 ±30 BP, OLLIVIER et *al.*, 2004) ou de la Resclauze à Gabian (AMBERT & DELGIOVINE, 1979, AMBERT, 1988, BROCHIER, 1988).

Bien que souvent bref (BROCHIER, 1988 et 2002), l'impact des modes d'occupation humaine au Néolithique semble avoir une influence sur le bilan accumulation/érosion dans le développement des séquences travertineuses. Dans ce cas précis, une conjonction de facteurs en rétroaction positive, tel que variabilité climatique intra-holocène + poids des occupations humaines ou sensibilité acquise des milieux travertineux + poids des occupations humaines, semble nécessaire pour que les effets de ces « anthropisations » soient plus nettement marqués (cas du Mirail, OLLIVIER *et al.*, 2006a, de St Antonin, GUENDON *et al.*, 2003).

III) Bilan

D'une manière générale, **les sites de la préhistoire ancienne** sont assez peu nombreux et fournissent peu de matériel. Cependant, dans l'état actuel de la recherche pour le secteur nord du Grand Luberon, le nombre de sites préhistoriques semble être plus important que pour les autres périodes (ce constat est probablement à relier avec un manque important de prospections). Du **Néolithique ancien au Néolithique récent** les sites découverts sont en nette augmentation sur le piémont méridional. A partir du Néolithique final, les populations remontent jusqu'à mi-versant et établissent des habitats de hauteur ceinturés (Dans la combe des Cavaliers à Lourmarin, à la Sereine prés de Cabrières d'Aigues, etc…). Dans la partie sud du grand Luberon, l'essentiel des sites du **Néolithique final** se concentre toutefois sur les glacis et dans les vallons en habitats de plein air en connections étroites avec les **milieux travertino-palustres** (comme dans le ravin du Mirail prés de la Motte d'Aigues). Très **peu de sites protohistoriques** sont connus sur le versant sud. Leur très faible nombre pose la question de leur enfouissement possible lors d'évènements morphogéniques particuliers. Au nord, ils apparaissent en assez grand nombre sous la forme d'*oppida* (Buoux, Sivergues, Saignon).

A l'époque gallo-romaine, le Luberon est largement occupé et exploité. En début de période les populations occupent les versants (à mi-pente et en amont des cluses) et la vallée où l'on trouve de nombreuses villas et exploitations vinicoles (Vaugines, Sannes, Cabrières d'Aigues, etc…) souvent positionnées entre deux lanières de torrent. Dans tout le sud du grand Luberon, on ne trouve pas de *vicus* (village) actuellement connus, il s'agit uniquement d'un tissu rural où les exploitations étaient à proximité des villas. La production était destinée à l'autoconsommation et l'on exportait du vin et de l'huile (exemple du bas relief des Nautes, découvert à Cabrières d'Aigues attestant de l'exploitation des vignes et du transport du vin par voie fluviale ; fabriques d'amphores à Cucuron, etc…). En fin de période, les romains abandonnent les versants pour se concentrer de manière exclusive dans les plaines. Le bon état de conservation générale des sols permet d'envisager l'étude de traces agraires fossiles (vignobles antiques, carrière de Cucuron).

Au Moyen-Age (IV^{ème} après J.C jusqu'au XIII^{ème} / XIV^{ème} siècle), les habitats sont sur les plaines et les collines (nécropoles, mottes féodales, etc.). Les embryons d'agglomérations rurales finissent par donner des villages (qui ne reprennent pas toujours les emplacements des villas et pagus romains).

A l'époque moderne, le développement des zones urbaines se calque sur le bilan médiéval. Les communautés villageoises du sud Luberon ont souvent tenté d'établir leur territoire sur un secteur allant des versants jusqu'à la plaine afin de multiplier la diversité des ressources et d'enrichir leur terroir. Les communautés dont le développement a échoué sont celles qui n'ont pas réussi à réunir cette diversité (cas de Cabrières d'Aigues de Sannes et de Vaugines).

Chapitre IV) Modalités générales de la travertinisation, milieux et faciès

En dehors du cas particulier représenté par la rivière de l'Aiguebrun, principalement dans la section comprise entre la terminaison de la « combe de Bonnieux » et le petit village de Sivergues, où l'on connaît une travertinisation active génératrice de petits édifices (vasques et cascades métriques), le piémont sud est l'unique secteur où il est possible d'observer d'importantes formations travertineuses actuelles et héritées dans le massif du Grand Luberon. Type de sédimentation complexe répondant à des conditions climatiques et environnementales particulières, le processus de travertinisation fournit des informations capitales dans le cadre de reconstitutions paléoenvironnementales et des interactions homme / milieu. Largement exploités dans notre étude il convient de préciser les grandes lignes de leur élaboration. La particularité des séquences carbonatées du Luberon, principalement crayeuses, nous a conduit à réaliser un micro-référentiel actuel afin de mieux appréhender l'étude des formations héritées.

I) la dissolution

Le versant sud du Grand Luberon malgré une assez bonne diversité lithologique liée à son histoire géologique (molasses, marnes etc.…) est marqué tout comme la plupart des massifs provençaux, par la prédominance des calcaires crétacés (dans notre cas) et jurassiques en général. Ce type de lithologie confère au substrat une aptitude toute particulière à la dissolution. Les processus de travertinisation étant intimement liés à la dissolution des karsts (calcaires ou la proportion de matériaux insolubles est inférieure à 20%) il parait important de savoir comment s'organise cette dissolution au sein des édifices calcaires du Grand Luberon (tableau n°2).

La dissolution engendre la mise en disponibilité des deux composantes principales des roches soumises à l'érosion karstique :

- La matière soluble sous forme de solutions carbonatées évacuées par les eaux d'infiltration et dans une moindre mesure par les eaux de ruissellement. Les carbonates pourront précipiter soit dans le domaine karstique souterrain, soit à l'extérieur sous forme d'accumulations carbonatées au niveau des résurgences ou dans le lit des cours d'eau (tufs calcaires ou travertins).

- Le résidu insoluble, souvent présent en faible pourcentage dans la roche, qui peut être évacué en suspension par les eaux de ruissellement et d'infiltration. Il peut aussi s'accumuler sur le lieu de la dissolution ou dans son environnement proche.

Type et zone de dissolution	Part dans la dissolution totale	Remarques
Superficielle (sol et contact sol-calcaire)	**60%**	La présence d'un sol double quasiment sa valeur
Moyenne	**37%**	Prépare l'action superficielle en élargissant les fissures et joints de stratification et en contribuant à la désagrégation des bancs calcaires
Profonde	**5%**	Dissolution quasiment insignifiante

Tableau n°2, les zones de dissolution et leur part dans la dissolution totale en domaine karstique (d'après CAMPY & MACAIRE, 1989)

Les mécanismes de la dissolution :

Le CO_2 dissous provoque la libération d'ions H^+ par l'intermédiaire de l'acide carbonique. L'eau ionisée intervient comme solvant (libération de Ca^{2+} et Co_3^{2-} à partir du solide) et comme réactif (transformation de Co_3^{2-} en Hco_3^-). Le carbonate de calcium est solubilisé en bicarbonate Ca $(Co_3\ H)_2$ qui migre dans l'eau d'infiltration. Cette dissolution est essentiellement favorisée par une augmentation de la pression partielle de Co_2 et par une diminution de la température, le Co_2 étant plus soluble à froid qu'à chaud.

Les régions méditerranéennes ont en général un taux de dissolution assez réduit (médiocrité des précipitations et de la part prise par l'évapotranspiration dans le cycle de l'eau) sauf en contexte méditerranéen montagnard ou celui ci est assez régulier et important (CAMPY & MACAIRE, 1989).

Il existe donc trois paramètres actifs liés au climat :

- La température ambiante induisant celle des eaux circulant dans les karsts
- L'importance des précipitations
- Les taux de gaz carbonique dissous

II) La travertinisation : brefs principes de base

Les travertins sont des carbonates externes construits d'origines physicochimiques et/ou biochimiques qui nécessitent en général un couvert végétal suffisamment dense à l'amont et des écoulements relativement abondant et réguliers au sein d'un climat « tempéré ». Ils sont directement liés à l'environnement karstique et leur édification se déroule en trois étapes :

- **Prélèvement du calcium** sous forme de bicarbonate par dissolution de la roche mère par les eaux météoriques (également rôle important de la densification du couvert végétal dans l'augmentation du CO_2 et la dissolution du substratum calcaire par les acides humiques).

- **Transport de cet élément en solution** sur une distance variable.

- **Précipitation de carbonate de calcium** plus ou moins pur, par modification de certaines caractéristiques physico-chimiques ou biologiques (action des cyanobactéries) de l'eau, induite par des variations d'ordre géochimique, géomorphologique ou climatique du milieu (CAMPY & MACAIRE, 1989).

Ils peuvent également résulter d'une activité hydrothermale (circulations d'eaux chaudes profondes d'origines volcaniques ou géothermiques et riches en minéraux) mais ce cas de figure ne concerne pas notre étude.

Les séquences travertineuses du Luberon ne sont donc pas d'origine hydrothermale (ou thermogène, le terme de météogène sera employé pour les formations « d'eaux fraiches » d'origine karstique). Elles se développent à l'aval immédiat d'exsurgences karstiques dont l'homothermie des eaux (SYLVESTRE, 1977a) est toutefois à signaler (15°C en moyenne annuelle). Nous pouvons cependant évoquer le positionnement de ces exsurgences (notamment des Hermitans et du Mirail) dans une zone parcourue par des failles N40° (direction des failles sismiques de la moyenne Durance) de même que la présence proche d'un pointement de lherzolite miocène (SYLVESTRE, 1977b) en amont de la source des Hermitans (Peypin d'Aigues). Dans ce contexte, auquel on peut ajouter les cavités de Pont de Mirabeau constituées par « hypo ou hydrothermalisme » (AUDRA *et al.*, 2003), nous pourrions penser à une origine karstique « complexe » favorisant la travertinisation. Le « thermalisme » des eaux d'Aix en Provence (ROUSSET, 1972) sur une faille un peu similaire à celle de la moyenne Durance ou celui encore actif de Gréoux pourrait venir renforcer cette idée. Il est de plus curieux de constater que les travertins connus de ce secteur durancien semblent se localiser préférentiellement autour de ces mêmes accidents de la moyenne Durance (St Paul les Durance, Joucques, Meyrargues et bien entendu le secteur oriental du Grand Luberon).

III) Typologie géomorphologique basique des formations travertineuses météogènes

Il existe trois types principaux en relation avec la morphologie du cours d'eau (CASANOVA J.,1981, figure n 17) :

- Les complexes de résurgence, aux dimensions modestes et aux couches grossièrement stratifiées au pendage conforme à la pente topographique.

- Les complexes de barrages, en amont de la rivière suite à une rupture de pente brusque engendrant une cascade (siège d'une précipitation intense de Co_3Ca par l'intermédiaire des mousses et algues encroûtantes présentes) et une retenue en amont (dans laquelle les encroûtements carbonatés se forment au niveau des zones riches en colonies algaires et en végétaux hydrophiles). La croissance du complexe s'effectue par progradation vers l'aval du barrage et par accrétion horizontale sous le contrôle bathymétrique du seuil de la retenue.

- Les complexes de plaine alluviale, en interdépendance avec les dépôts alluviaux détritiques qu'ils compactent ou dans lesquels ils s'interstratifient.

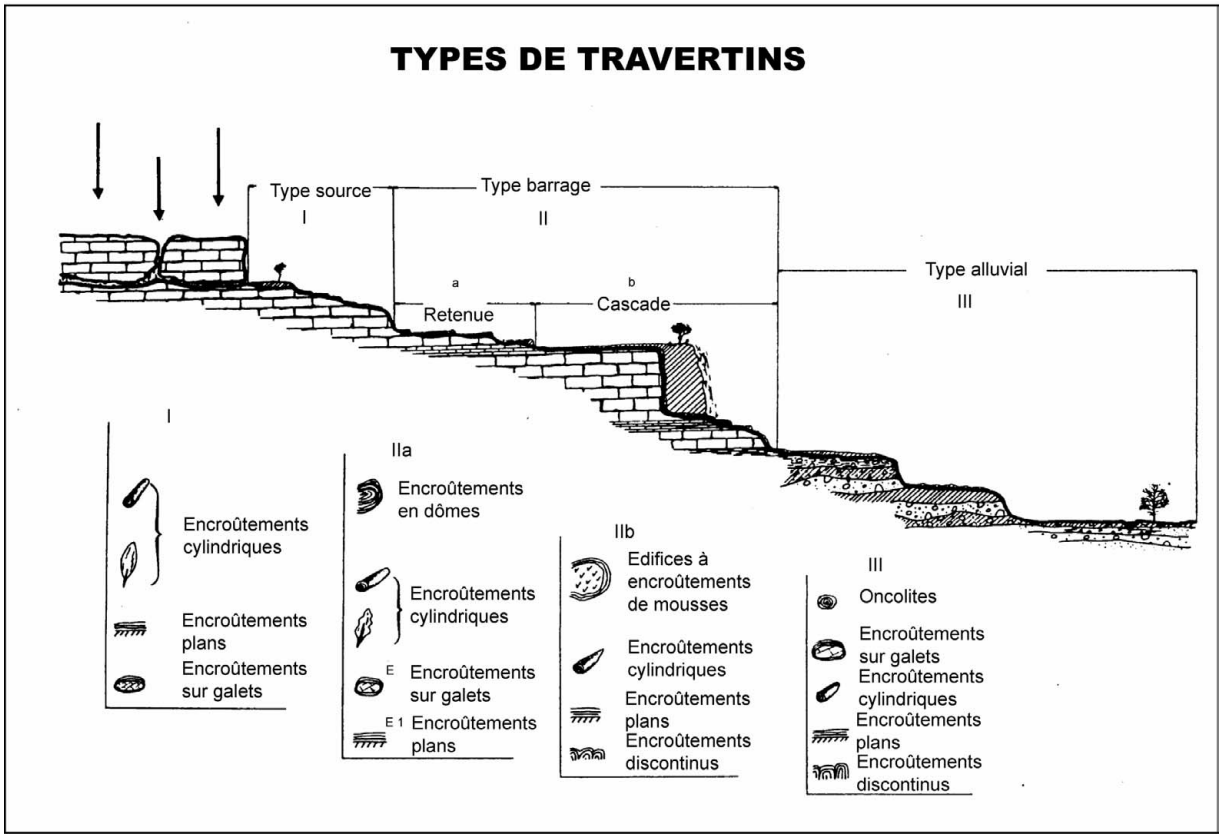


Figure n°17, typologie morphologique basique des formations travertineuses (d'après CASANOVA, 1981).

Les formations travertineuses actuelles et héritées rencontrées sur le piémont sud du Grand Luberon correspondent à ce dernier type. Elles y ajoutent toutefois une certaine composante palustre sur les marges du chenal principal.

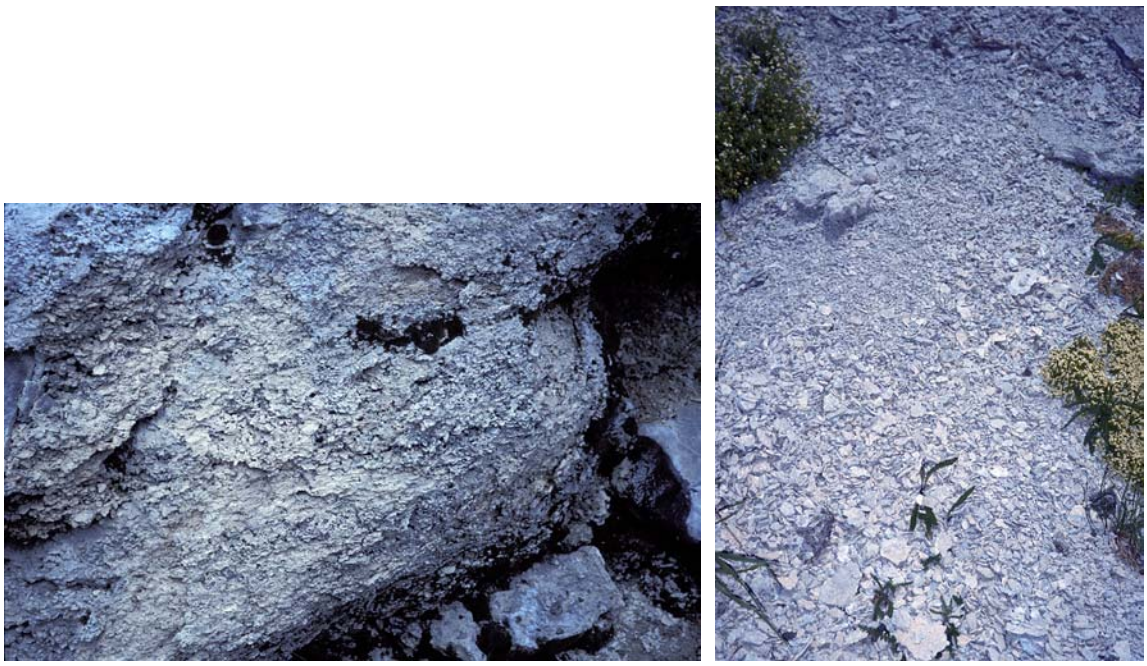
IV) Généralités sur les différents faciès et les milieux qui leurs sont associés

Les différents contextes environnementaux dans lesquels se développent les formations travertineuses, de même que l'impact des fluctuations morphosédimentaires et paléohydrologiques, génèrent une variété de faciès significative des conditions de dépôts.

Plusieurs types de faciès sédimentaires peuvent être distingués :

- Les travertins construits, qui résultent de l'accumulation de tapis algo-bactériens calcigènes. Bien indurés, avec des faciès stromatolithiques rubanés ou laminaires lorsqu'ils sont les plus purs (travertins *stricto sensu,* VAUDOUR, 1986b), ils peuvent être plus tendres, poreux ou vacuolaires. Ils sont assimilés dans ces derniers cas à des tufs calcaires (VAUDOUR, 1986b). Fossilisant fréquemment de nombreux végétaux (feuilles, aiguilles, cônes, troncs, mousses, brindilles, etc…) leur morphologie (bancs, banquettes, vasques, ressauts, cascades, dômes, etc…) est fortement dépendante du support sur lequel ils se développent. Ces faciès sont associés à des milieux de fort hydrodynamisme (ruisseaux, torrents, chutes d'eau, ruissellements sur versants). Ils se localisent préférentiellement au niveau des ruptures de pente ou d'embâcles (rochers, branches, etc…) qui accentuent, par leur brassage, le dégazage des eaux et accélèrent la sursaturation des solutions responsables de la précipitation des carbonates (LU, 2000). Les édifices construits peuvent aboutir dans certains cas à la formation de barrages à l'amont desquels se développent des zones palustres ou des étendues lacustres.

Une place à part doit être réservée aux **faciès gélifractés** (photo n°3 et n°4), spécifiques des formations d'altitude. Ce sont à l'origine des travertins construits laminés, micro-fracturés au fur et à mesure de leur élaboration par le jeu de l'alternance gel/dégel (FORT, 1981, MLAKAR *et al.*, 1999). Les concrétionnements fragmentés peuvent subir un transport (gravitaire ou lié au ruissellement) sur une courte distance, et font l'objet d'une cimentation calcitique synsédimentaire dont résultent les faciès micro-bréchiques. L'analyse comparative de formations actuelles en milieu montagnard indique qu'ils se développent préférentiellement dans des zones de faible ruissellement dépourvues de couverture forestière protectrice (qui amoindrie les effets de l'onde de gel), ce qui qualifie ces faciès comme caractéristiques des milieux ouverts d'altitude. Ils ne concernent pas les formations rencontrées dans le Grand Luberon.



Photos n°3 et n°4, exemple de faciès travertineux construits gélifractés (clichés, GUENDON J-L., 2005)

- Les craies calcaires, qui sont des faciès meubles généralement blanchâtres ou grisâtres liés à la précipitation de fines particules carbonatées (GEURTS, 1976), sont parfois litées en alternance avec de fins niveaux charbonneux, des incrustations oncolithiques (autour d'un noyau concentrique), en tubes (encroûtement de débris végétaux), choux-fleurs ou plaques en fonction de l'énergie des écoulements et du type de milieu concerné (alluvial, palustre ou lacustre). Ces dépôts sont symptomatiques de contextes environnementaux de faible hydrodynamisme, localisés dans des vallées larges et étalées, en amont de barrages travertineux ou latéralement au chenal principal d'écoulement dans le cas des systèmes carbonatés fluviatiles.

Aux faciès travertineux *sensu stricto*, qui représentent des milieux relativement stables favorables à leur accumulation, sont associés des faciès mixtes ou intégralement terrigènes qui appartiennent toutefois à la séquence travertineuse type. Il est possible de distinguer :

- Les ensembles travertino-détritiques qui sont constitués soit d'éléments détritiques allochtones (argiles, limons, cailloutis) mêlés à des concrétionnements autochtones (laminés, à mousses, crayeux, oncolithiques), soit d'éléments clastiques essentiellement travertineux (sables travertineux). Ces derniers proviennent de l'érosion et du remaniement de formations carbonatées en développement. Tous ces dépôts dénotent de milieux fragilisés ou particulièrement sensibles.

- Les faciès purement détritiques, constitués de sédiments argileux, limoneux, sableux ou caillouteux (éléments du substrat parfois mêlés, en proportion largement inférieure aux ensembles travertino-détritiques, à des blocs ou fragments de travertins) traduisent des érosions importantes sur les versants et révèlent des épisodes de crises morpho-sédimentaires, de déséquilibres, d'instabilités.

V) Micro-référentiel actuel préliminaire concernant la travertinisation dans les milieux alluvio-palustres du Luberon.

Ce micro-référentiel à l'aspect purement expérimental est basé sur de nombreuses observations *in situ* sur la durée de ce travail (trois années au minimum) et sur trois carottages localisés à des distances plus ou moins importantes du chenal principal dans les domaines alluvio-palustres travertineux caractéristiques des vallons étudiés. L'objectif étant de mieux connaître la dynamique de ces milieux de sédimentation que l'on retrouvera dans les séquences travertineuses postglaciaires étudiées.

Cette démarche s'est effectuée en deux étapes :

1) Une observation des faciès sur le terrain dans tous les vallons travertineux étudiés.
2) Des carottages dans différentes zones des fonds de vallons travertineux afin d'analyser l'évolution temporelle et spatiale des accumulations carbonatées.

V.1) Les observations :

- Dans les vallons du Luberon où la travertinisation alluviale est encore active, les faciès travertineux crayeux sont localisés sur les marges du talweg et représentent des zones aux caractéristiques palustres à tranche d'eau limitée et de faible hydrodynamisme où se développent parfois des characées (photo n°5). Ils peuvent également se former dans l'axe des chenaux au niveau des très faibles pentes. Le développement de roselière peut aussi favoriser la puissance et la rapidité des accumulations crayeuses en ralentissant le transit des particules carbonatées (ou détritiques fines) en suspension (piège à sédiments).



Photo n°5, zone de bordure de chenal où se développent les faciès travertineux crayeux (cliché OLLIVIER, 2005)

- Les faciès construits sont principalement localisés dans le chenal et se développent à la faveur d'un hydrodynamisme relativement important qui réuni les conditions optimales de la carbonatation construite (brassage des eaux, dégazage du CO2 notamment, photo n°6).



Photo n°6, milieu de formation optimal de la travertinisation construite

- A la suite de ces observations, les principaux morphotypes de concrétions connus (Oncolites, choux-fleurs, tubes, plaques) ont pu être classés selon l'hydrodynamisme et le type de milieu auquels ils appartiennent (tableau n°3).

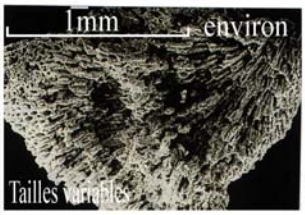
Type de concrétion	Caractéristiques	Hydrodynamisme	Milieu	Concrétions et matériel associé
 Oncolites	Les oncolites caractérisent des zones de faible profondeur et de fort hydrodynamisme. Les oncolites sont composés de laminations concentriques dues au dévelloppement saisonnier de colonies d'algues qui se fixent sur un noyau. C'est la mobilité de ce noyau, due à l'agitation de l'eau, qui conduit à la formation de couches de carbonates concentriques.	Fort	Fluviatile	Galets encroutés, coquilles brisées, vasques / barrages travertineux, stromatolithes etc.
 Choux-fleurs	Les concrétions de type choux-fleurs ont souvent une origine algaire. L'hydrodynamisme plus faible de leur milieu de dépôt et l'absence d'exondation périodique empêchent la formation de lamines concentriques contrairement aux oncolites.	Moyen	Fluviatile	Galets encroutés, coquilles brisées, vasques / barrages travertineux, stromatolithes etc.
 Tubes	L'activité photosynthétique des Characées entraîne la formation d'un concrétionnement carbonaté de forme tubulaire qui épouse et fossilise les thalles et les verticilles de ces algues vertes. Ces concrétions de type tube sont souvent associées à des oogones, qui ont une forme ovoïde et qui sont les fructifications des Characées. Un encroutement autour de tiges de roseaux ou d'autres végétaux (ex: concrétions racinaires) peut souvent donner ce type de concrétion.	Fort Moyen Faible	Alluvio-Palustre (marges des talwegs) Fluviatile (sous une forme détritique) Palustre et lacustre	Croûtes zonaires, lamines, oolithes, pisalithes, radicelles, coprolithes, Characées, croûtes algaires, concrétions racinaires-tiges stromatolithes etc.
 Plaque	La photosynthèse qui se développe au niveau des feuilles des plantes aquatiques provoque la précipitation de carbonates et la formation d'un concrétionnement pelliculaire de type plaque.	Faible	Lacustre palustre	Biohermes / biostromes possibles croûtes zonaires, lamines : diatomées cocolithes, pisalithes, tubes (suivant le type de végétation).
	Encroutement pellicullaire sur végétaux en rapport au ruissellement (rigoles etc.).	Faible à moyen (variable)	Fluviatile de faible intensité	

Tableau n°3, Rappel des principaux types de concrétions carbonatées en rapport avec leur hydrodynamisme de genèse et les milieux généraux qui leurs sont associés (observations de terrain OLLIVIER V., 2003-2005 et d'après LANG J-L., 1981 et MAGNY M., 1995, modifiés).

- Au cours de l'été 2003 et en plein débit d'étiage, un important développement de la carbonatation construite a pu être observé dans le vallon du Mirail (Peypin d'Aigues, photo n°7) consécutivement à la hausse exceptionnelle des températures (sur la durée : de mai à août sans interruption ; sur l'intensité : températures dépassant fréquemment les 39°C-40°C, données METEOFRANCE). Aucun concrétionnement de ce type n'avait jusqu'alors été observé dans le vallon, il n'existait que quelques rares encroûtements pelliculaires sur galets.




Photos n°7 et n°8, site identique dans le vallon du Mirail en juillet 2003 (stromatholites) et juillet 2004 (pas de concrétionnements), clichés, OLLIVIER, 2003-2004.

A la fin de l'été, la mise en place de seuils en amont par la société du canal de Provence a permis de perpétuer voir d'amplifier les incrustations (motivation des processus physicochimiques et biochimiques responsables de la travertinisation). Les édifices stromatholitiques ont effectués une croissance verticale de plus de 20 cm et dans le même temps ont transgressés en direction des berges (photo n°7). Dès l'automne, la dynamique d'incision actuelle, le retour à la normale des températures (ralentissement de l'activité algale qui conditionne dans une grande part les incrustations) et les orages d'automne ont par la suite démantelés les constructions. Depuis l'été 2003 et malgré la présence des seuils, aucune accumulation carbonatée de ce type n'a pu à nouveau être observée, même en période estivale (photo n°8).

Le rôle des températures dans l'accélération du développement des édifices stromatholitiques, soutenue par l'intervention des aménagements de seuils paraît déterminant. La nécessité d'écoulements abondant n'est pas démontrée (débit d'étiage) en revanche, leur régularité semble être un élément essentiel.

V.2) Les carottages

Le site sélectionné pour effectuer les carottages de ce micro-référentiel se trouve à proximité du village de Peypin d'Aigues dans le vallon des Hermitans. Sur la largeur du chenal, trois zones (A, B, C) ont été distinguées de la rive gauche à la rive droite de l'organisme (figure n°18) :

A) Zone alluvio-palustre à mise en eau fréquente.
B) Chenal principal à écoulement pérenne.
C) Bras mort, zone distale et à la mise en eau exceptionnelle.

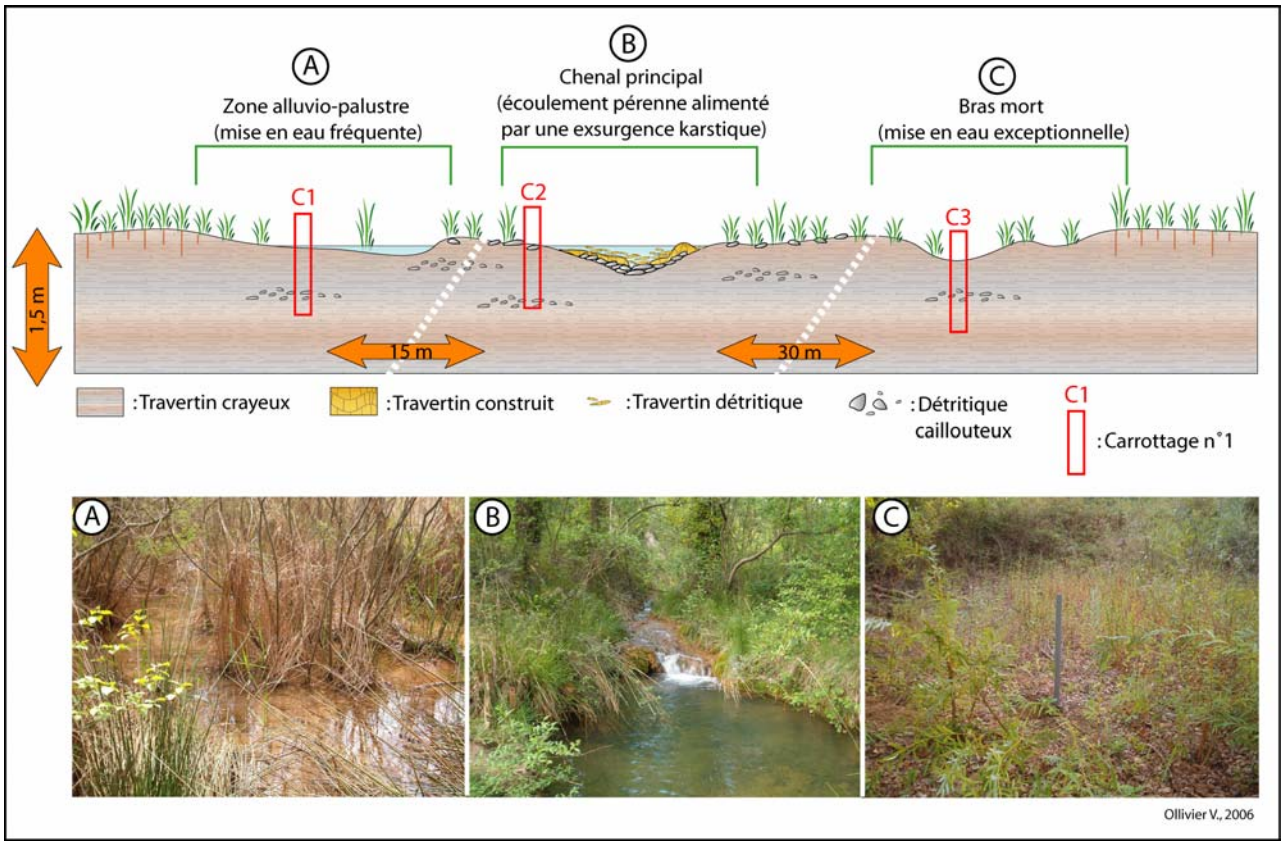


Figure n°18, localisation des carottages et localisation des milieux d'accumulation travertineuse.

Les carottages ont été réalisés à l'aide de tubes PVC (les craies engorgées ou humides étant relativement meubles) dans chacune de ces zones avec une profondeur maximale atteinte de 75 cm. Notre objectif était :

a) de localiser et de distinguer en stratigraphie les milieux de carbonatation et leur faciès pour avoir une première représentation de la dynamique actuelle dans ces systèmes crayeux particuliers (dont on retrouvera l'organisation dans les coupes stratigraphiques héritées).

b) De mesurer les taux de CaCO3 des faciès travertino-crayeux actuels et de les comparer à ceux des séquences postglaciaires.

c) De mesurer la relation entre hausse de la carbonatation (crayeuse ou construite) et augmentation de l'hydrodynamisme.

Le carottage C1 (zone A) :

Dans le carottage C1 (figure n°18 et n°19) il est possible de constater une baisse de l'hydrodynamisme (granoclassement positif des cailloutis de débordement traduisant une régulation progressive des transports alluviaux et le ralentissement des vitesses de sédimentation) et l'installation d'un environnement à la composante palustre où se décomposent les accumulations végétales de ripisylve (niveaux 1 à 6, séquence I à III). Les taux de carbonates suivent cette évolution à la baisse (I à III) et n'augmentent uniquement que lors d'un bref regain de l'activité hydrodynamique (II).

Ce carottage est représentatif des milieux de bordures de talweg ennoyés de façon quasi permanente et dont les conditions hydrodynamiques sont en général faibles et dépendent de l'éloignement ou du rapprochement du chenal lors de sa migration latérale (l'augmentation des teneurs en carbonates dans les faciès caillouteux indique une certaine continuité des écoulements qui ne témoignent vraisemblablement pas d'épisodes de crues).

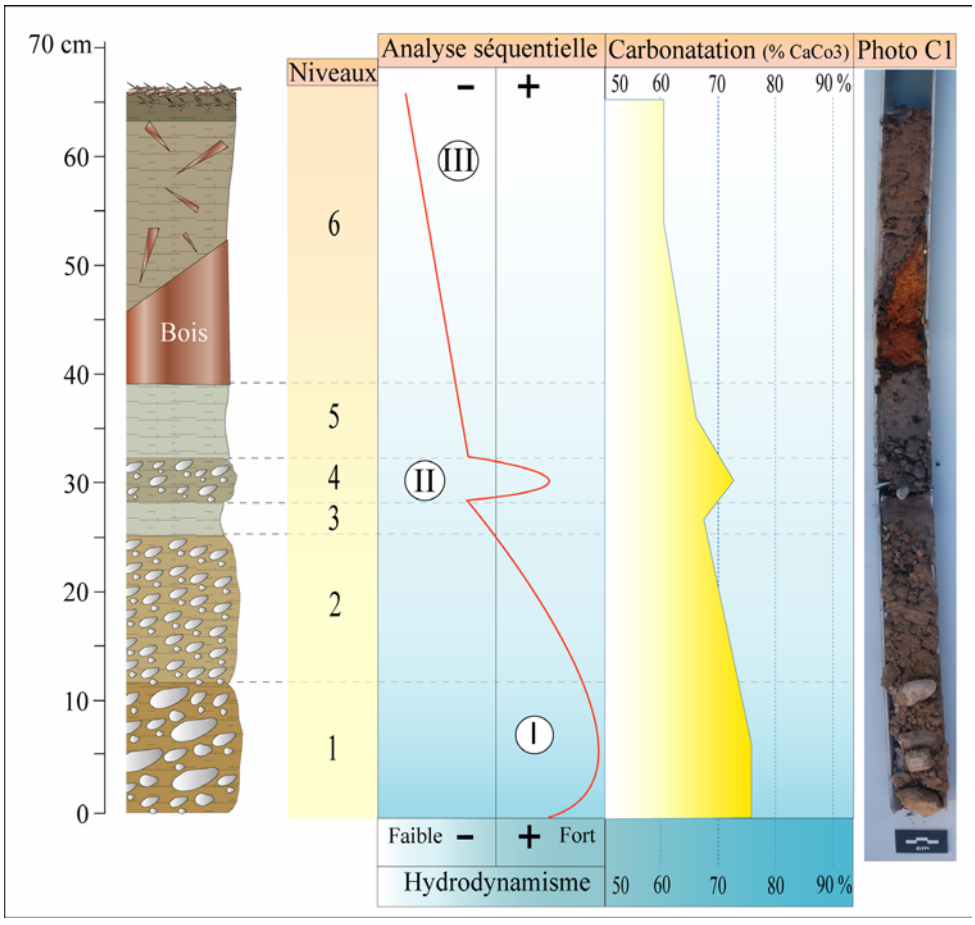


Figure n°19, le carottage C1 du vallon des Hermitans.

Description du carottage C1 dans les accumulations travertineuses actuelles du ravin des Hermitans (détermination des couleurs par le code des couleurs des sols, Cailleux, 1981) :

1) Cailloutis hétérométrique émoussé de 0,1 à 5 cm de grand axe emballé dans une matrice sableuse à débris de concrétions (tubes et oncolites). Couleur : olive pâle 5 Y 6/3.
2) Cailloutis hétérométrique émoussé de 0,1 à 1 cm de grand axe emballé dans une matrice sableuse. Couleur : olive pâle 5 Y 6/3.
3) Craies travertineuses, sables et argiles (gris foncé 2,5 Y 4/0).
4) Cailloutis hétérométrique sub-émoussé de 0,05 à 2 cm de grand axe emballé dans une matrice sableuse. Couleur : gris foncé 2,5 Y 4/0.
5) Craies travertineuses, sables et argiles (gris foncé 2,5 Y 4/0).
6) niveau argilo-sableux à macro-débris de bois. Couleur : brun foncé 7,5 YR 4/2.

Le carottage C2 (zone B) :

Le carottage C2 (figure n°18 et n°20) montre les variations typiques de milieux proches du chenal principal où se mêlent les débris végétaux de la ripisylve (phragmites notamment) et les concrétionnements détritiques (qui résultent de la circulation des écoulements au travers des roselières, I à II). La troisième séquence témoigne d'une radicalisation des conditions hydrodynamiques. Les travertins construits et les incrustations apparaissent (migration du chenal, transgression des édifices construits ?), les taux de carbonates augmentent (liés aux faciès construits sursaturés en $CaCo_3$) directement influencés par des écoulements plus réguliers et plus rapides.

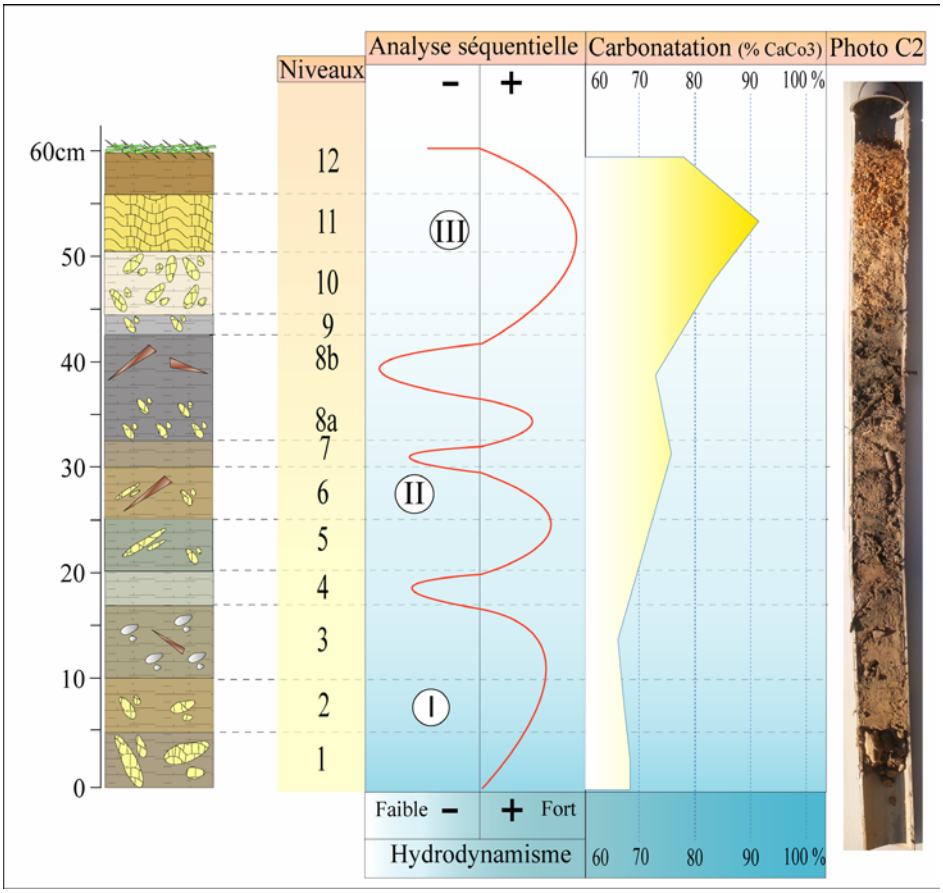


Figure n°20, le carottage C2 du vallon des Hermitans.

Description du carottage C2 dans les accumulations travertineuses actuelles du ravin des Hermitans (détermination des couleurs par le code des couleurs des sols, Cailleux, 1981) :

1) Travertin construit détritique sub-en place (tubes, oncolites etc…) couleur : 5 Y 6/1.

2) Niveau crayo-sableux à travertin détritique (tubes, oncolites, etc…), couleur olive pâle 5 Y 6/3.

3) Craies sableuses à cailloutis épars (calcaires émoussés de 1 cm de grand axe) et macrorestes végétaux (fragments de bois), couleur : gris 5 Y 5/1.

4) Craies travertineuses argileuses (olive 5 Y 5/3).

5) Craies sableuses à tubes construits et petits oncolites remaniés (gris 5 Y 5/1).

6) Craies sableuses à tubes construits et petits oncolites remaniés (gris 5 Y 5/1). Débris végétaux non encroûtés.

7) Craies sableuses olives 5 Y 5/3.

8a) Petites concrétions dans un ensemble crayo-sableux à forte concentration de macrorestes végétaux. Gris foncé 5 Y 5/3.

8b) Niveau crayo-sableux à fragments de bois. Gris foncé 5 Y 5/3.

9) Craies travertineuses à concrétions éparses (gris 5 Y 5/1).

10) Concrétions variées à oncolites et tubes sub-en place dans une matrice crayeuse peu abondante. Blanc 5 Y 8/2.

11) Concrétions très abondantes (tubes, oncolites sub-en place) parfois oxydées, brun jaune 10 YR 5/8.

12) Niveau de surface à concrétions et characées encroûtées en position de vie, quelques marques d'évolution pédologique mineure. Brun 10 YR 5/4.

Le carottage C3 (zone C) :

Le carottage C3 (figure n°18 et n°21) témoigne d'une évolution sédimentaire très fluctuante. Les conditions d'éloignement de la bande active et la mise en eau très aléatoire du site (voir exceptionnelle) justifient les variations des teneurs en carbonate et la multiplication des unités sédimentaires qui sont en phase avec les épisodes de débordement plus ou moins prolongés (saisonnalité ?). Les marques d'évolution pédologique (esquisse de sols hydromorphes) indiquent les périodes d'exondation (de durée variable indiquée par la plus ou moins grande maturité de l'altération pédologique). La dernière phase (III) est la mise en place d'une « litière » marquant un abandon durable du site par les eaux. D'une manière générale les valeurs en $CaCo_3$ mesurées sont inférieures aux carottages précédents et soulignent le caractère authigène de la production carbonatée (qui n'augmente que lors de la mise en eau).

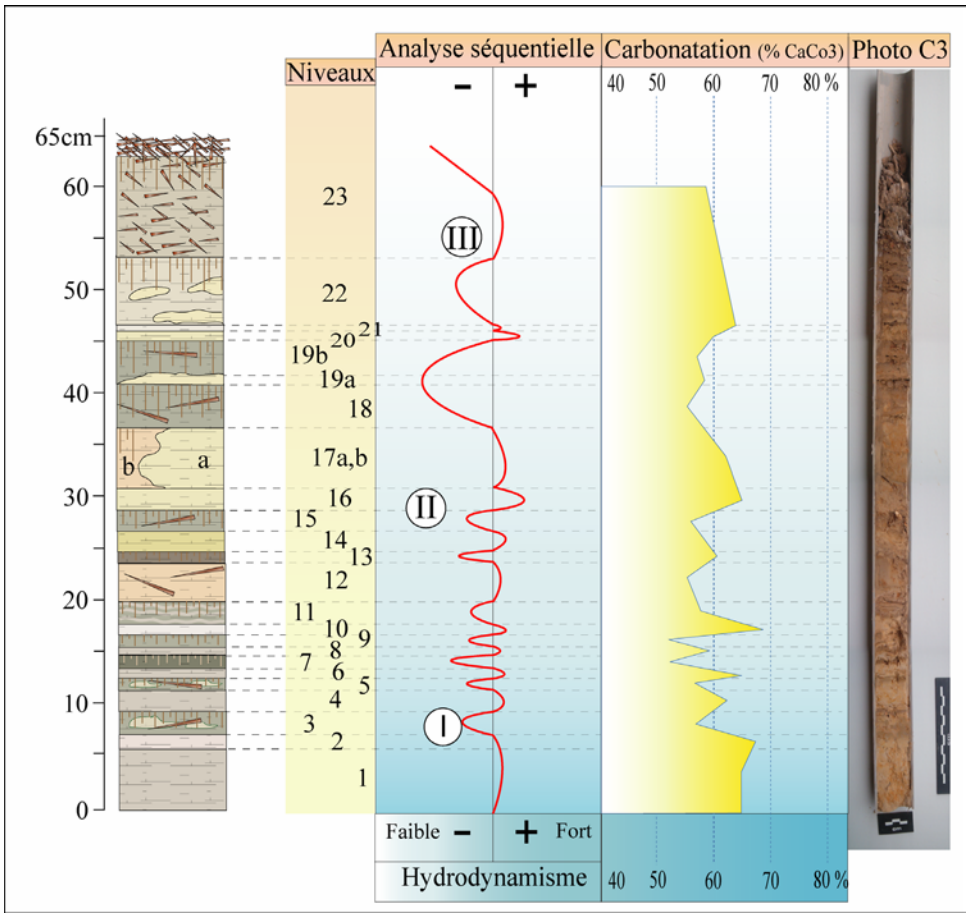


Figure n°21, le carottage C3 du vallon des Hermitans.

Description du carottage C3 dans les accumulations travertineuses actuelles du ravin des Hermitans (détermination des couleurs par le code des couleurs des sols, Cailleux, 1981) :

1) Ensemble sablo-crayeux à auréoles d'oxydation, brun très pâle 10 YR 8/3.

2) Niveau crayeux légèrement oxydé, blanc 5 YR 8/1.

3) Niveau argilo-crayeux à petites ondulations sableuses et macrorestes végétaux (brindilles). Couleur du niveau : brun pâle 10 YR 6/3 ; des litages ondulés sableux : jaune pâle 2,5 Y 8/3.

4) Ensemble sablo-crayeux à auréoles d'oxydation, brun très pâle 10 YR 8/3.

5) Niveau argilo-crayeux à petites ondulations sableuses et macrorestes végétaux (brindilles). Couleur du niveau : brun pâle 10 YR 6/3 ; des litages ondulés sableux : jaune pâle 2,5 Y 8/3.

6) Ensemble sablo-crayeux à auréoles d'oxydation, brun très pâle 10 YR 8/3.

7) fin niveau organique (brun 7,5 YR 5/2).

8) Ensemble sablo-crayeux à auréoles d'oxydation, brun très pâle 10 YR 8/3.

9) Niveau argilo-crayeux à petites ondulations sableuses et macrorestes végétaux (brindilles). Couleur du niveau : brun pâle 10 YR 6/3 ; des litages ondulés sableux : jaune pâle 2,5 Y 8/3.

10) Craies travertineuses blanches (5 YR 8/1).

11) Niveau argilo-crayeux à petites ondulations sableuses et macrorestes végétaux (brindilles). Couleur du niveau : brun pâle 10 YR 6/3 ; des litages ondulés sableux : jaune pâle 2,5 Y 8/3.

12) Craies travertineuses gris rose (7,5 YR 6/2) à auréoles d'oxydation et macrorestes végétaux.

13) Craies brunes légèrement pédogénéisées (7,5 YR 5/2).

14) Craies travertineuses jaune pâle (2,5 YR 8/3).

15) Niveau argilo-crayeux à petites ondulations sableuses et macrorestes végétaux (brindilles). Couleur du niveau : brun pâle 10 YR 6/3 ; des litages ondulés sableux : jaune pâle 2,5 Y 8/3.

16) Sables jaune pâle 2,5 Y 8/3.

17a) Sables jaune pâle 2,5 Y 8/3 (lentille).

17b) Craies travertineuse (gris rose 7,5 YR 6/2).

18) Niveau argilo-crayeux à petites ondulations sableuses et macrorestes végétaux (brindilles). Couleur du niveau : brun pâle 10 YR 6/3 ; des litages ondulés sableux : jaune pâle 2,5 Y 8/3.

19a) Lentille sableuse jaune pâle 2,5 Y 8/3.

19b) Niveau argilo-crayeux à petites ondulations sableuses et macrorestes végétaux (brindilles), quelques marques de début de pédogenèse. Couleur du niveau : brun pâle 10 YR 6/3 ; des litages ondulés sableux : jaune pâle 2,5 Y 8/3.

20) Sables jaune pâle 2,5 Y 8/3.

21) Craies travertineuses gris rose (7,5 YR 6/2).

22) Craies travertineuses gris rose (7,5 YR 6/2) à marques de début de pédogenèse et lentilles éparses argilo-sableuses jaune pâle 2,5 YR 8/3.

23) Abondant dépôt de débris végétaux dans une matrice crayeuse gris clair 5 Y 7/1.

Bilan :

La constitution de ce micro-référentiel actuel nous a permis d'effectuer quelques constatations :

- Dans les domaines alluviaux-palustres, les **faciès crayeux** sont en général des **accumulations carbonatées de bordures** de talwegs dont la mise en eau peut être permanente ou intermittente (il se constituera alors un début de pédogenèse hydromorphe). Ils peuvent également se développer dans certains talwegs à pentes très faibles. Dans les deux cas la présence de roselière peut accentuer les accumulations crayeuses en ralentissant le transit et en piégeant les sédiments.

- Les **faciès construits sont localisés de préférence dans les chenaux** et dans les secteurs où les écoulements s'accélèrent au niveau de petites chutes ou ressauts confirmant ainsi le rôle de l'hydrodynamisme dans leur élaboration.

- Les concrétionnements suivent également cette distribution avec des **encroûtements tubulaires** dans les zones où les **circulations sont plus « calmes »** (marges palustres où se développent les roselières, vasques ou amont de petites retenues etc…) et des **oncolites *s.l.*** dans les secteurs d'écoulement permanent de **bon hydrodynamisme** (chenaux).

- Les **taux de carbonates mesurés** suivent les **fluctuations hydrodynamiques** du cours d'eau et sont en moyenne plus important dans les zones proches du chenal (carottage C2) car ils dépendent du degré de concrétionnement. La **présence ponctuelle de détritisme** (décharges caillouteuses liées à des crues) **ne semble pas inhiber la carbonatation**. Enfin, les **teneurs en $CaCO_3$ mesurées correspondent à celles obtenues dans des contextes apparemment équivalents au sein des séquences héritées** (aux alentours de 60 à 70% pour les craies).

- Les **conditions météorologique et climatiques** jouent un **rôle important** et principalement les **températures extérieures** (été 2003). La **« sècheresse » estivale** associée à un **débit d'étiage des organismes** (faible tranche d'eau) n'est **pas incompatible avec l'élaboration d'édifices construits** de type stromatholitique qui recouvrent alors latéralement le plancher alluvial (Mirail). Le **rôle de l'hydrodynamisme** et de la **régularité des écoulements** semble **prépondérant.**

- **Les aménagements** (seuils) du cours d'eau qui accentuent les irrégularités de la pente et favorisent le brassage des eaux et le dégazage du CO2 sont des **facteurs qui motivent la travertinisation construite** et **renforcent le rôle joué par l'hydrodynamisme** initial de la rivière.

VI) Des changements de faciès cycliques dans les séquences travertineuses postglaciaires du Luberon.

Les recherches sur la dynamique actuelle des systèmes travertineux du Luberon et l'observation de coupes locales et extra régionales nous ont amené à constater une cyclicité dans l'organisation des faciès carbonatés au sein de la séquence travertineuse postglaciaire (figure n°22, OLLIVIER *et al.*, 2006a et c).

Nous avons vu, dans les ensembles travertineux crayeux des milieux alluvio-palustres du Luberon, que le chenal était le siège de la travertinisation construite et les marges celui de la travertinisation crayeuse. Mais au cours de l'évolution morphogénique des systèmes carbonatés de ce type au Postglaciaire, certaines périodes humides étaient plutôt favorables à une travertinisation crayeuse à faibles taux de concrétionnements (tels que nous l'avons perçu sur les marges actuelles des ensembles rencontrés du ravin des Hermitans) dans des vallons engorgés (faible déclivité linéaire) à écoulements plus ou moins diffus et de faible hydrodynamisme. Ce n'est qu'à la faveur d'une modification de la tendance morphogénique (passage d'une phase de remblaiement à un épisode d'incision) liée à des variations climatiques et/ou probablement à des interventions humaines (modes de mise en valeur des paysages) sur ces environnements que les faciès construits semblent intervenir.

La rupture marquée par l'incision engendre une concentration et une accélération des eaux (inclinaison plus forte de la pente et hausse de l'hydrodynamisme) qui favorise, comme nous l'avons dit, le brassage des eaux, le dégazage du CO2 et l'ensemble des processus physicochimiques et biochimiques qui engendrent les incrustations carbonatées. Le détritisme (cailloutis et parfois artéfacts archéologiques) qui accompagne souvent cette étape ne semble pas inhibiteur de la carbonatation car il est souvent encroûté au fur et à mesure de son dépôt (comme nous le verrons dans les coupes stratigraphiques étudiées).

Lorsque l'accumulation travertineuse l'emporte sur « l'érosion » du chenal liée à l'incision (pendant un temps plus ou moins long), l'édifice construit poursuit sa croissance verticale et a tendance ensuite à transgresser sur les marges du talweg. Cet exhaussement du chenal principal amoindri à terme la vigueur du profil longitudinal local du cours d'eau et l'hydrodynamisme. Dans ce contexte et avec une potentialité de carbonatation identique des eaux, les faciès crayeux se développent à nouveau.

Ce type d'enchaînement de séquences sédimentaires carbonatées se poursuit ensuite au rythme des fluctuations paléohydrologiques et morphogéniques. Il convient de noter que ce type d'évolution morphosédimentaire ne peu s'élaborer qu'au cours d'une augmentation d'assez longue durée de l'hydrodynamisme dans une tendance à l'incision. Les débordements liés à des crues, qui sont de courtes périodes d'augmentation de l'hydrodynamisme et qui n'aboutissent pas à un renversement de tendance morphogénique n'engendrent que le dépôt de nappes caillouteuses qui se mêlent aux faciès crayeux sans en interrompre le développement. Il en va de même pour les migrations latérales du chenal sans incision.

Souvent, et notamment vers la fin de l'Holocène où les formations travertineuses interrompent leur développement et sont démantelées (VAUDOUR, 1994), l'instauration d'une tendance longue à l'incision linéaire des talwegs évacue les accumulations (généralement centrées sur le chenal) qui témoignent de cette évolution cyclique des faciès et l'on ne peut observer que les séquences de bordures dont l'information est incomplète (figure n°22). Les interprétations sur la morphogenèse et les paléoenvironnements postglaciaires de ces milieux peuvent s'en retrouver faussées.

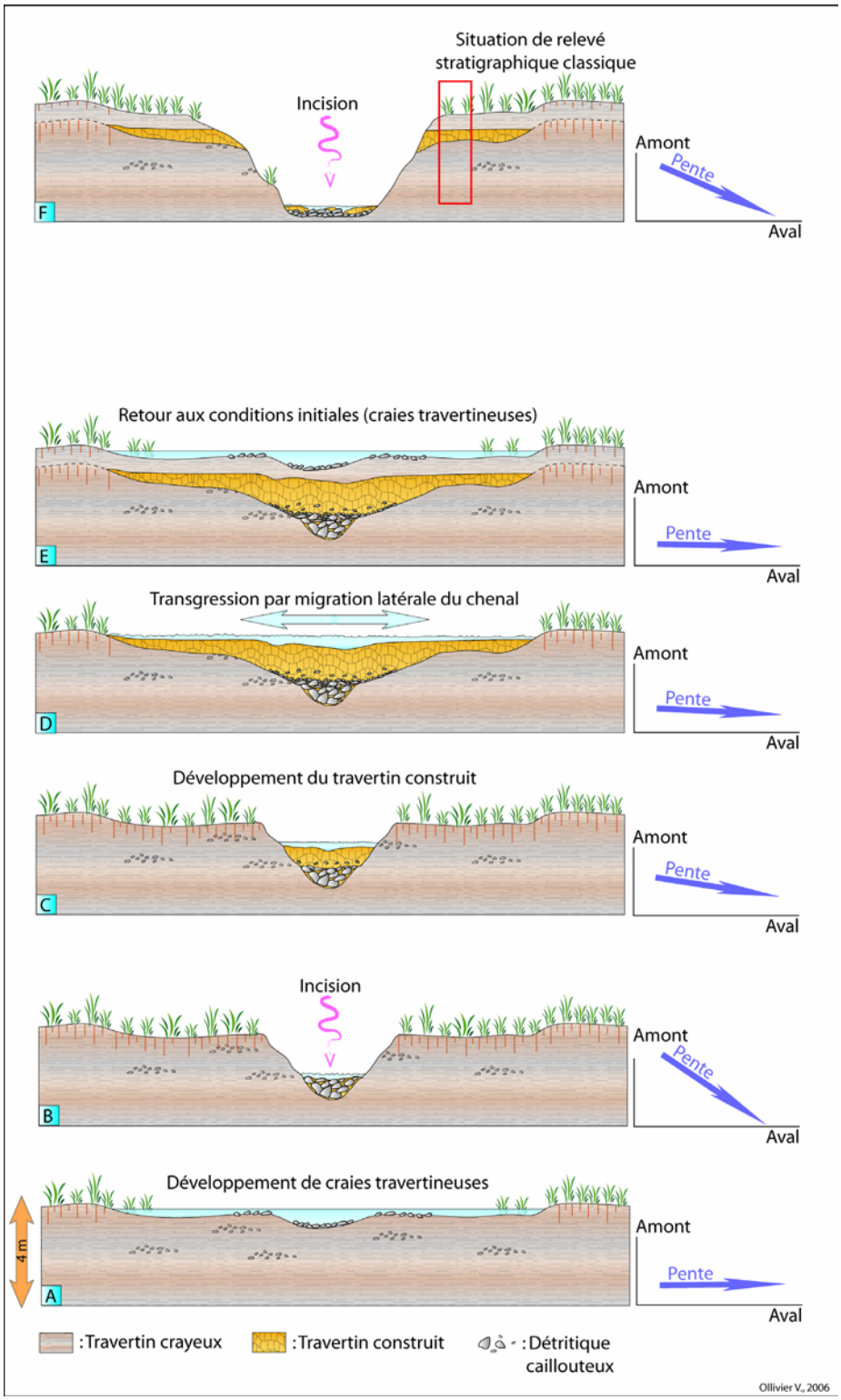


Figure n°22, évolution cyclique de la séquence travertineuse.

VII) Bilan

La **compréhension des mécanismes de la travertinisation** au sens large, la **réalisation d'un microréférentiel actuel** (préliminaire) et les constatations effectuées au sujet de **l'évolution séquentielle des formations travertineuses** sont de puissants outils qui nous permettent **d'optimiser la lecture des coupes stratigraphiques** dont nous disposons. Nous pouvons ainsi **mieux interpréter** la **dynamique des systèmes carbonatés** au sein d'une morphogenèse postglaciaire à forte variabilité, où se mêlent fluctuations climatiques et impacts anthropiques sur les environnements, à l'image des coupes stratigraphiques que nous découvrirons dans la deuxième partie et notamment de la coupe MIR-5 dont nous présentons quelques propositions dérivées de ces premiers résultats conceptuels (figure n°23, page suivante).

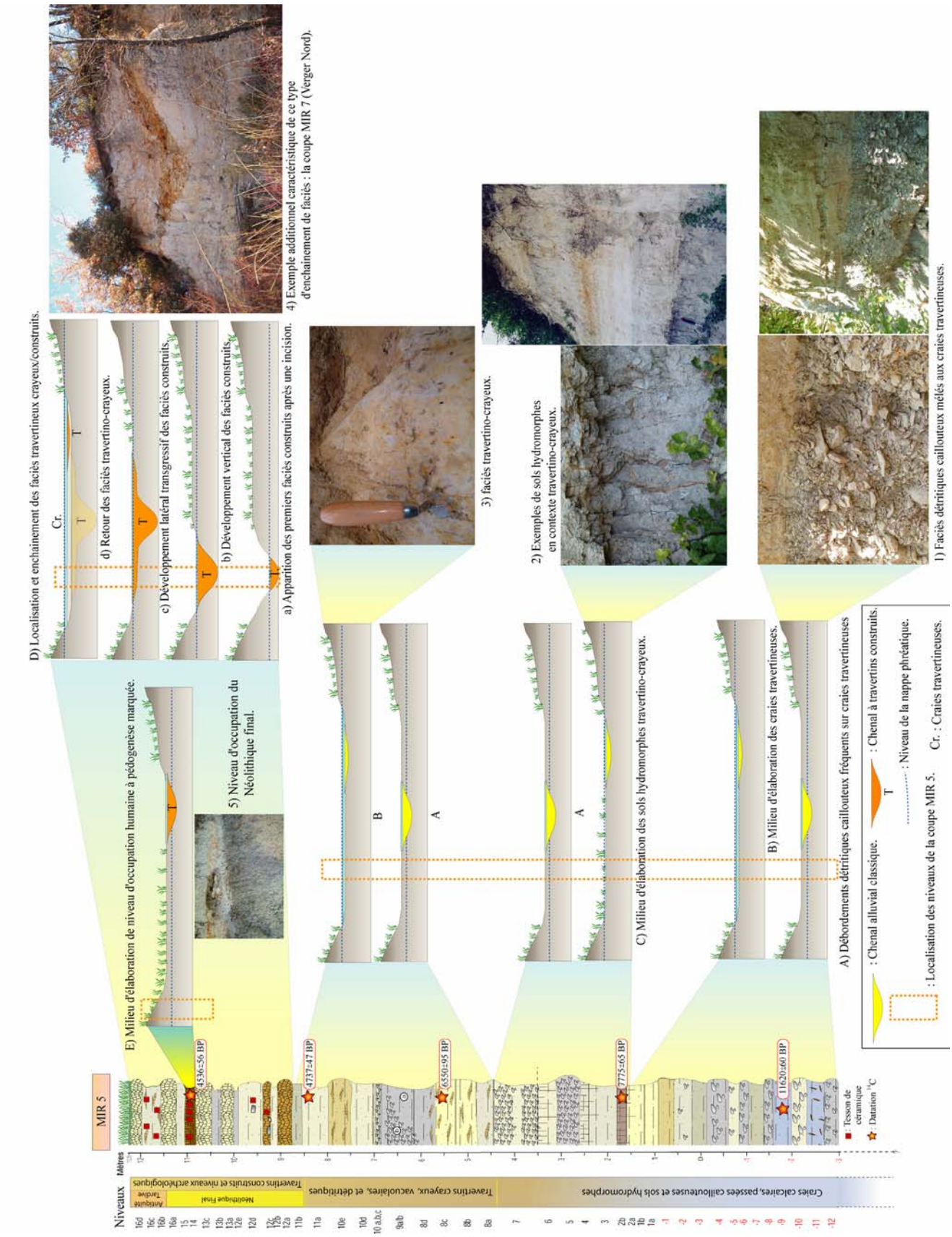


Figure n°23, localisation des niveaux par rapport au chenal principal, coupe MIR-5.

DEUXIEME PARTIE

Analyse systémique des héritages quaternaires du sud Luberon

Chapitre I : Les sites étudiés dans leur environnement géomorphologique

Le piémont méridional du Grand Luberon concentre d'importantes formes et formations quaternaires héritées dont nous avons pu appréhender la distribution et l'organisation globale dans la première partie de ce travail. Les vallons retenus pour une étude détaillée de la morphogenèse ont été sélectionnés à la suite d'importantes prospections géomorphologiques et archéologiques. Le choix des organismes et des coupes stratigraphiques analysés (figure n°24) dépend tout d'abord des potentialités et de l'intérêt qu'ils présentent mais également de la cohérence de leur répartition, la plus homogène possible, sur le piémont. Cette démarche permet une bonne diffusion spatiale des analyses et rend possible l'établissement de comparaisons amont-aval des données récoltées par ravins.

Les différentes formations sur le plan morphologique et chronostratigraphique sont clairement identifiées et hiérarchisées. La complémentarité des données d'un vallon à un autre est effective du fait de cette distribution selon un quadrillage précis. De plus, cette large répartition et diversité des formations et coupes stratigraphiques sélectionnées, permet l'intégration de données archéologiques appartenant à des milieux variés (sources, fonds de vallons, formations travertineuses, marécages, glacis, versants etc…). Ceci élargie notre vision des impacts probables des occupations humaines sur la morphogenèse et fournit des informations sur les modes d'occupation et leur répartition dans le cadre d'études archéologiques. L'analyse géomorphologique devient relativement complète et une bonne représentation des rythmes et de l'évolution de la morphogenèse locale en relation avec les variations des paramètres climatiques et anthropiques depuis la dernière glaciation peut être obtenue.

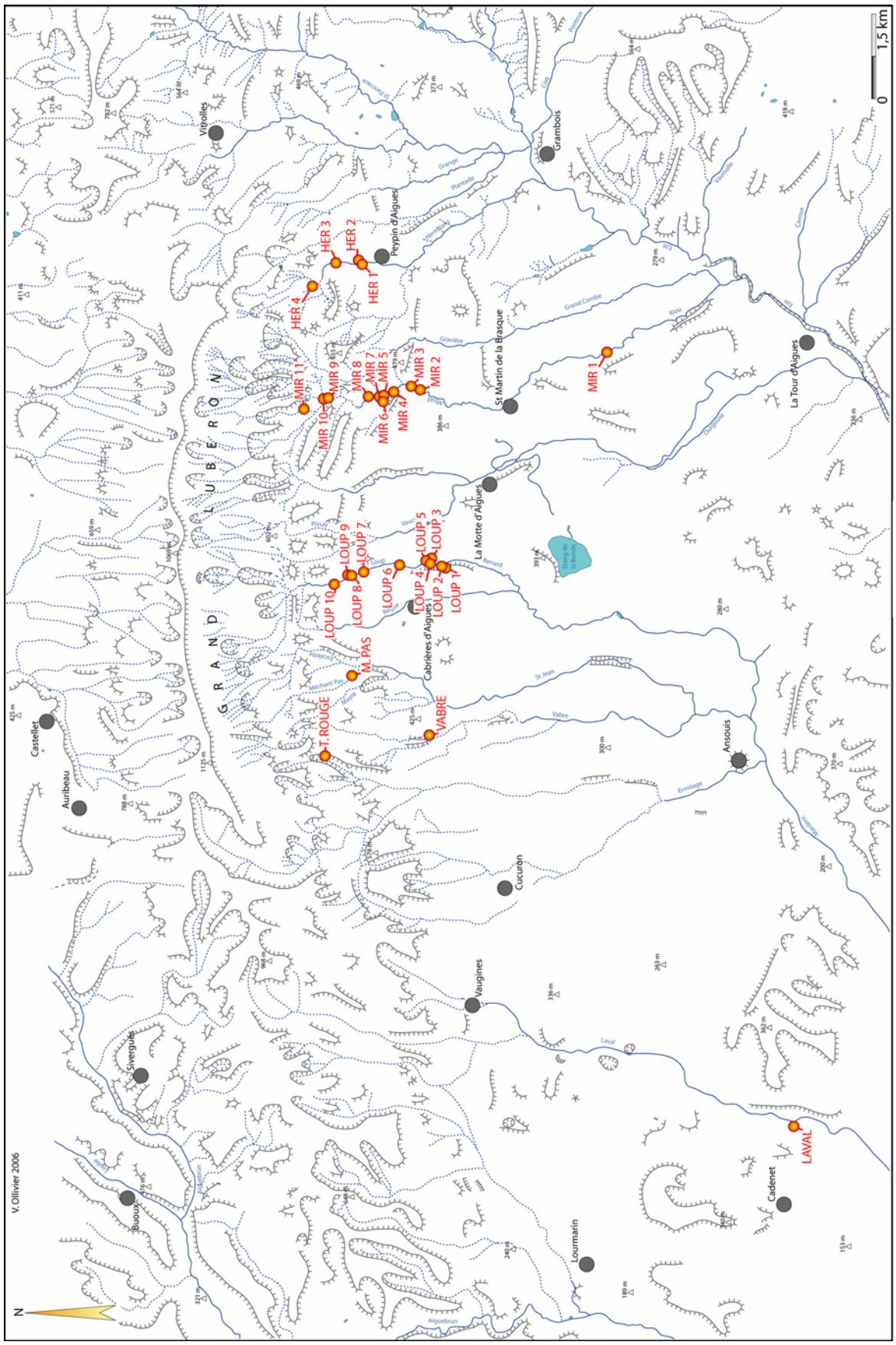


Figure n°24, répartition des coupes stratigraphiques étudiées sur le piémont méridional du Grand Luberon

I) Présentation des trois ravins de référence

Plusieurs ravins concernent notre étude et comptent de nombreuses coupes stratigraphiques datées contenant régulièrement des vestiges archéologiques. Trois principaux systèmes ont été retenus pour leur représentativité et la richesse de leurs données (formations détritiques et séquences travertineuses notamment) : les torrents du **Loup** (Cabrières d'Aigues), du **Mirail** et des **Hermitans** (Peypin d'Aigues). Les vallons du Laval (Cadenet), du Vabre, du Méchant Pas et des Canaux -Terre Rouge (Cucuron) complèteront ultérieurement notre analyse en intégrant respectivement des vestiges archéologiques exceptionnels (Laval), des séquences stratigraphiques datées lors d'études préliminaires antérieures (Vabre et Méchant Pas, BRUNDU & CRAUCHET, 1990) et une partie amont où résident des héritages morphostratigraphiques localement remarquables (Canaux-Terre Rouge).

Dans ce premier chapitre, les trois principaux vallons étudiés et leurs remplissages sédimentaires quaternaires sont présentés dans leur contexte géologique et géomorphologique. Les coupes stratigraphiques utilisées sont également localisées sur le linéaire de chacun des organismes alluviaux auxquels elles appartiennent. Des indications chronologiques et de faciès sédimentaires sur les formations représentées sont fournies mais les datations absolues et les descriptifs précis des coupes stratigraphiques analysées seront uniquement délivrés à partir du deuxième chapitre.

I.1) Le ravin du Loup

Situé sur la bordure orientale du petit village de Cabrières d'Aigues, le ravin du Loup (figure n°25 et n°26) est encadré par le ravin du Règue (qui traverse le village) à l'ouest et le ravin des Vaucèdes à l'est. Le secteur nous concernant plus particulièrement débute en amont du versant (où les crêtes culminent à 1069 mètres d'altitude) qui accueille le bassin de réception du torrent, et s'achève en aval au niveau de l'étang artificiel de la Bonde, logé dans l'axe du synclinal de Cucuron. La série géologique traversée par le vallon (figure n°25) débute d'amont en aval par les calcaires et calcaires argileux du Crétacé inférieur qui constituent l'enveloppe de l'anticlinal du Grand Luberon et par les marnes et marno-calcaires, (également du crétacé inférieur), qui composent le cœur de la combe de flanc. Viennent ensuite les marnes, calcaires, formations détritiques et mégabrèches de l'Oligocène suivies par les sables et molasses du miocène de l'extrémité nord du synclinal de Cucuron. Enfin, dans la partie amont du vallon le dédoublement de la faille chevauchante s'exprime entre une série de petites collines (dont la hauteur avoisine les 600 mètres) formant la retombée sud de l'anticlinal. Ces reliefs longeant la combe marneuse, sont entaillées en cluse par les torrents du Loup du Règue et des Vaucèdes et constituent un premier seuil entre le versant sud du Grand Luberon et son piémont. Dans le vallon du Loup, l'écoulement est non pérenne et spasmodique, répondant uniquement aux épisodes de précipitations de longue durée et/ou de forte intensité.

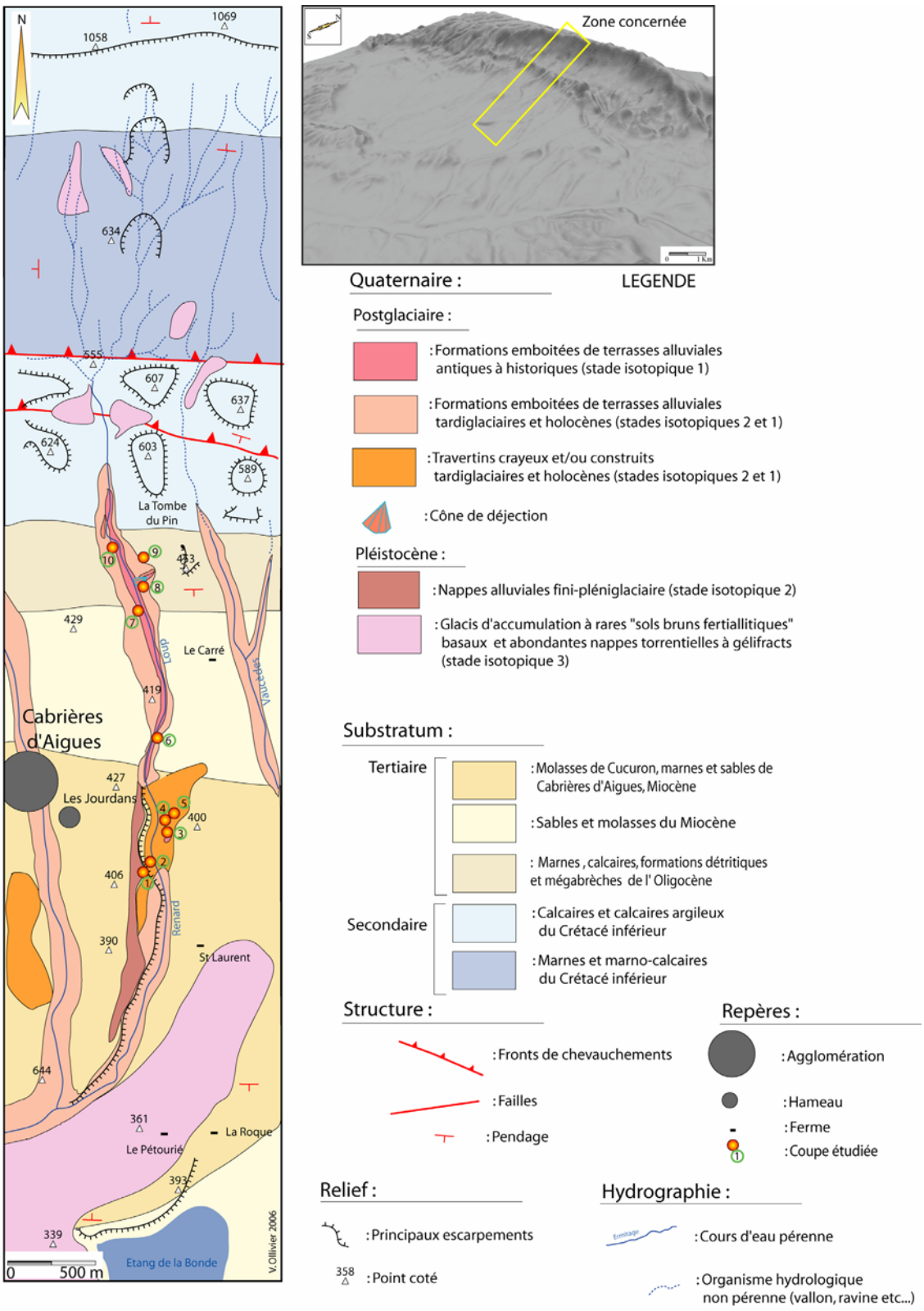
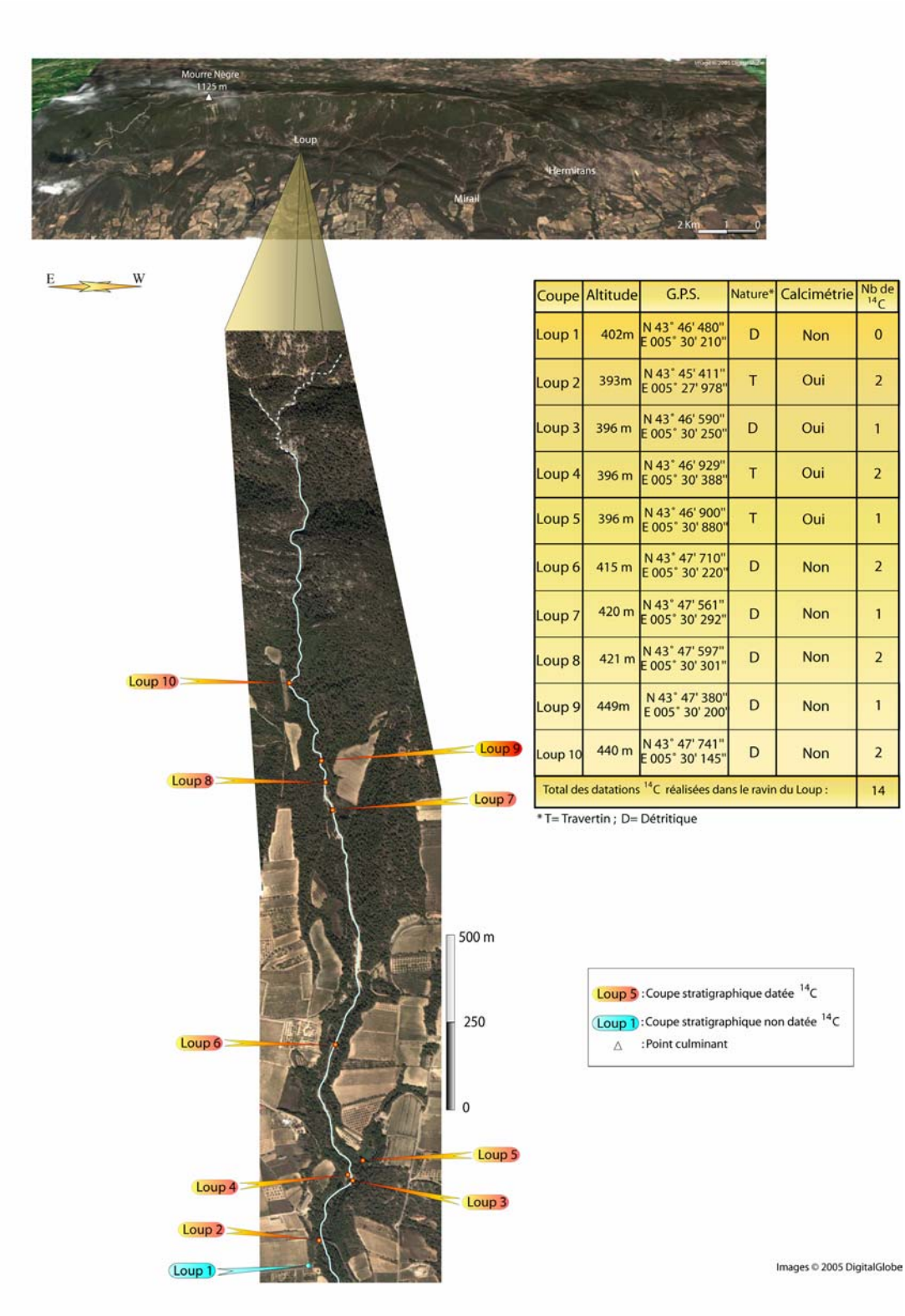


Figure n°25, cartographie géomorphologique du ravin du Loup.

Plusieurs formations quaternaires d'ages variés concernent le ravin du Loup (figure n°25). Bien réparties et relativement puissantes, elles ont toutefois tendance à s'amenuiser sur l'amont. Une dizaine de coupes stratigraphiques étudiées jalonnent le cours du ravin sur une distance d'environ 1,8 kilomètres (entre 393m et 449m d'altitude, figure n°25 et n°26) en couvrant l'essentiel de ces dépôts.



Coupe	Altitude	G.P.S.	Nature*	Calcimétrie	Nb de ^{14}C
Loup 1	402m	N 43° 46' 480" E 005° 30' 210"	D	Non	0
Loup 2	393m	N 43° 45' 411" E 005° 27' 978"	T	Oui	2
Loup 3	396 m	N 43° 46' 590" E 005° 30' 250"	D	Oui	1
Loup 4	396 m	N 43° 46' 929" E 005° 30' 388"	T	Oui	2
Loup 5	396 m	N 43° 46' 900" E 005° 30' 880"	T	Oui	1
Loup 6	415 m	N 43° 47' 710" E 005° 30' 220"	D	Non	2
Loup 7	420 m	N 43° 47' 561" E 005° 30' 292"	D	Non	1
Loup 8	421 m	N 43° 47' 597" E 005° 30' 301"	D	Non	2
Loup 9	449m	N 43° 47' 380" E 005° 30' 200"	D	Non	1
Loup 10	440 m	N 43° 47' 741" E 005° 30' 145"	D	Non	2
Total des datations ^{14}C réalisées dans le ravin du Loup :					14

* T= Travertin ; D= Détritique

Figure n°26, localisation des coupes stratigraphiques étudiées et analyses réalisées dans le ravin du Loup (photos aériennes et satellites DigitalGlobe, 2005).

Sur le versant, quelques lambeaux de **glacis d'accumulation du Pléistocènes supérieur** subsistent, probablement érodés à la suite de l'ouverture des bassins torrentiels. Ils se composent fréquemment d'un abondant cailloutis sub-anguleux à sub-émoussé de 5 à 30 centimètres de grand axe, emballé dans une matrice sablo-limoneuse beige-rouge. Ce matériel caillouteux, déposé en nappes alluviales discontinues et dont les éléments les plus petits prennent souvent une forme oblongue et aplatie, provient du démantèlement des calcaires environnant lors des intenses épisodes de gélifraction qui ont affectés les phases les plus froides. D'autres accumulations relictuelles attribuées au Pléistocène supérieur ont été piégées dans les vallons latéraux qui jouxtent les systèmes collinaires au niveau du front de chevauchement. Mais l'essentiel des dépôts de cette période se concentre sur l'aval, en contrebas du petit revers de la cuesta bordant l'étang de la Bonde. En parcourant l'aval et la partie médiane du vallon du Loup, on s'aperçoit très rapidement de l'absence de formations pléistocènes dans les talwegs. Celles-ci restent cantonnées sur les escarpements de bordures du ravin, après avoir été maintes fois évacuées du chenal par les multiples incisions qui ont succédées à cette période.

Les formations postglaciaires occupent le fond du vallon et sont de multiples origines. Généralement de forte puissance (de 10 à 15 m en moyenne) elles sont constituées de **dépôts détritiques** entre l'amont et la partie médiane du ravin et de **séquences travertineuses** crayeuses sur l'aval.

Les dépôts postglaciaires détritiques s'organisent en plusieurs terrasses emboîtées, régulièrement recoupées par les méandrations récentes du système hydrologique. Comme dans une grande partie du piémont sud, deux surfaces d'abandon (correspondant à l'arrêt puis au déplacement de la zone de sédimentation) et trois surfaces d'érosions (indiquant une reprise de l'incision ou des érosions) les affectent. Celles-ci soulignent la rythmicité complexe de la morphodynamique postglaciaire locale. A la base des séquences, les dépôts sont limono-caillouteux et comportent de nombreuses traces de paléo-incendies (souches carbonisées *in situ*). Ensuite, (photo n°9) ils reprennent plus abondamment le stock détritique pléistocène en y incorporant des sables beiges-jaunes issus du substratum molassique miocène omniprésent. Des niveaux charbonneux ou d'occupations humaines caractérisent le sommet de certaines formations. Des nappes de l'Antiquité tardive (d'après le mobilier archéologique), essentiellement présentes de l'amont à la partie médiane du vallon, sont constituées d'un petit cailloutis sub-anguleux à sub-émoussé (2 à 10 cm de grand axe) quasiment en open work (sans matrice) remaniant parfois des artéfacts archéologiques (tessons de céramique fine, morceaux de cuivre et de plomb) et se déposent en contact ravinant sur les dépôts localisés au cœur du chenal principal actuel (photo n°10). Enfin, une basse terrasse moderne de faible puissance (1m), composée d'un abondant cailloutis dans une matrice sableuse, se retrouve parfois sur le linéaire du ravin. En amont, elle est étagée au pied des accumulations postglaciaires *L. S.* et repose directement sur le substrat miocène. En aval, elle s'efface lentement du paysage en se confondant avec le niveau de base actuel. Un récent sondage aval a toutefois démontré que l'épaisseur des alluvions de cet ensemble, reposant en contact ravinant sur les nappes plus anciennes en profondeur, dépasse les 3m.



Photos n°9 et n°10, ravin du Loup, formation postglaciaire et nappe de l'Antiquité tardive en contact ravinant sur les niveaux plus anciens (clichés, OLLIVIER, 2006).

Les séquences travertineuses crayeuses (photo n°11 et n°12) ont une dizaine de mètres de puissance et s'étendent sur environ 27 hectares au sein d'une petite dépression vraisemblablement occupée par une ancienne branche latérale du vallon (située en rive droite et d'orientation nord-est/sud-ouest). Les faciès crayeux sont relativement détritiques, et sont ponctués de nombreuses passées caillouteuses qui sont l'expression de la divagation du chenal dans un contexte majoritairement palustre. A la base de la séquence, de nombreux macrorestes végétaux sont présents (troncs subfossiles, lentilles tourbeuses etc…) et quelques sols hydromorphes se développent localement avec plus ou moins de succès. Les craies travertineuses adoptent des faciès variés aux teintes plus ou moins grisées à blanches et au détritisme fin (sables miocènes) plus ou moins prononcé. Aucun niveau travertineux construit ne s'est développé dans ces formations. La position exacte de l'exsurgence qui alimentait la cuvette palustre où se développaient les séquences crayeuses n'a pas été retrouvée. Cependant, compte tenu de l'organisation et de la répartition spatiale de la formation, celle-ci devait se trouver à proximité de la ferme du Carré, à l'extrémité du paléovallon latéral occupé par le remplissage travertino-crayeux (figure n°25).



Photos n°11 et n°12, ravin du Loup, séquences travertineuses crayeuses et détail sur les faciès crayeux (clichés, OLLIVIER, 2006)

D'autres séquences travertineuses crayeuses ont été dernièrement découvertes dans le même secteur, au niveau du cimetière de Cabrières d'Aigues, en bordure du vallon du Règue (figure n°25 carte géomorpho et photos n°13 et n°14). La position topographique (même altitude), la relation géométrique avec le vallon, les faciès (exclusivement crayeux) et la puissance (environ 10m) de cette formation laissent penser à un age relatif identique ou proche de celui du système étudié dans le ravin du Loup.



Photo n°13, Cabrières d'Aigues, toit de la formation travertineuse crayeuse du cimetière (cliché, OLLIVIER, 2006).



Photo n°14, Cabrières d'Aigues, coupe dans les travertins crayeux au niveau du cimetière (cliché OLLIVIER, 2006)

Au niveau archéologique, les principaux vestiges retrouvés en stratigraphie dans le ravin du Loup concernent les formations détritiques les plus récentes. Les séquences travertineuses n'ont délivrées aucun mobilier archéologique. En amont du vallon, un ou plusieurs niveaux d'occupation humaine sont visibles en sommet de coupe stratigraphique. Ils ont livrés quelques céramiques mal conservées datées du Néolithique Final. Plus en aval, des tessons de céramiques, des fragments de tuiles, de plomb ou de cuivre et des conduites (photo n°15), également positionnés dans la partie supérieure des coupes, sont attribués à l'Antiquité Tardive et au Moyen Age. Dans la basse terrasse on trouvera des morceaux de céramiques ou des structures mal déterminées (murs de soutènement ?) datant de l'époque moderne.

Une mention toute particulière doit être faite au sujet de la découverte du bas relief des Nautes (photo n°16) par M. Toussain Guérin en 1886. Ce célèbre vestige antique du sud Luberon, issu d'un mausolée « *unique en son genre en Gaule Narbonnaise* » (DEYDIER, 1912) et appartenant à un armateur fluvial, a vraisemblablement été découvert dans la partie amont du vallon du Loup. Nous proposons dans ce travail une localisation du site du mausolée (encore indéterminé jusqu'à aujourd'hui) et une discussion sur les conditions de son enfouissement et de sa découverte tardive par l'intermédiaire d'une étude géomorphologique et du dépouillement d'archives inédites (MULLER, 2005). Nous utiliserons d'ailleurs ce fameux héritage antique et son histoire moderne pour reconstituer la trame de l'évolution morphogénique récente du Luberon.





Photo n°15 et n°16, ravin du Loup, conduite antique (cliché OLLIVIER, 2006) et bas relief des nautes (cliché Musée Calvet d'Avignon).

I.2) Le ravin du Mirail

Encadré par le ravin des Gouirands à l'ouest et par le ravin de la Gravière au sud est, le vallon du Mirail se divise en deux branches amont correspondant au ravin du Bramadou d'orientation nord-sud et au vallon des Trois Collets de direction nord-est, sud-ouest (figure n°27). La partie aval porte le nom de torrent du Riou. La série géologique traversée par le ravin est quasiment identique à celle du vallon du Loup avec toutefois une dominante des affleurements marno-calcaires du crétacé inférieur (correspondant à la combe de flanc) sur l'amont du bassin. Elle débute donc par les calcaires et marno-calcaires du Crétacé inférieur puis par les faciès détritiques marneux et calcaires en plaquettes de l'Oligocène et se poursuit par les molasses et sables marins miocènes du synclinal de Cucuron. Les conglomérats pliocènes (Valensole 2) forment de petites buttes d'orientation nord-est, sud-ouest qui dominent la partie basse de la vallée. Au nord, deux failles rejoignent le front de chevauchement qui épouse le cœur de la combe marneuse et suit de manière parallèle l'axe de l'anticlinal du Grand Luberon.

L'alimentation en eau du vallon est double et s'effectue en amont par l'intermédiaire d'un bassin versant « classique » auquel se greffe, à environ 3 Km vers l'aval et en rive gauche du cours, l'exsurgence karstique du Mirail (figure n°27) qui garantie un écoulement permanent. Cette source connaît un débit moyen de 61 l/s, un débit de crue de 328 l/s et un débit d'étiage d'environ 15 l/s (SYLVESTRE, 1977a). La température de l'eau est peu variable et se situe entre 15.5°C et 16.2°C (SYLVESTRE, 1977a). En amont, dans le lit du ravin de Bramadou (au lieu dit Collet de Miraillon) une petite émergence temporaire de faible débit (1l/s) portant le nom de Miraillon, correspond à un griffon haut de la source du Mirail. L'origine karstique des eaux favorise encore actuellement la formation occasionnelle de travertins dans le lit du Mirail, mais l'essentiel de l'accumulation travertineuse se retrouve, nous le verrons, sous la forme de séquences postglaciaires.

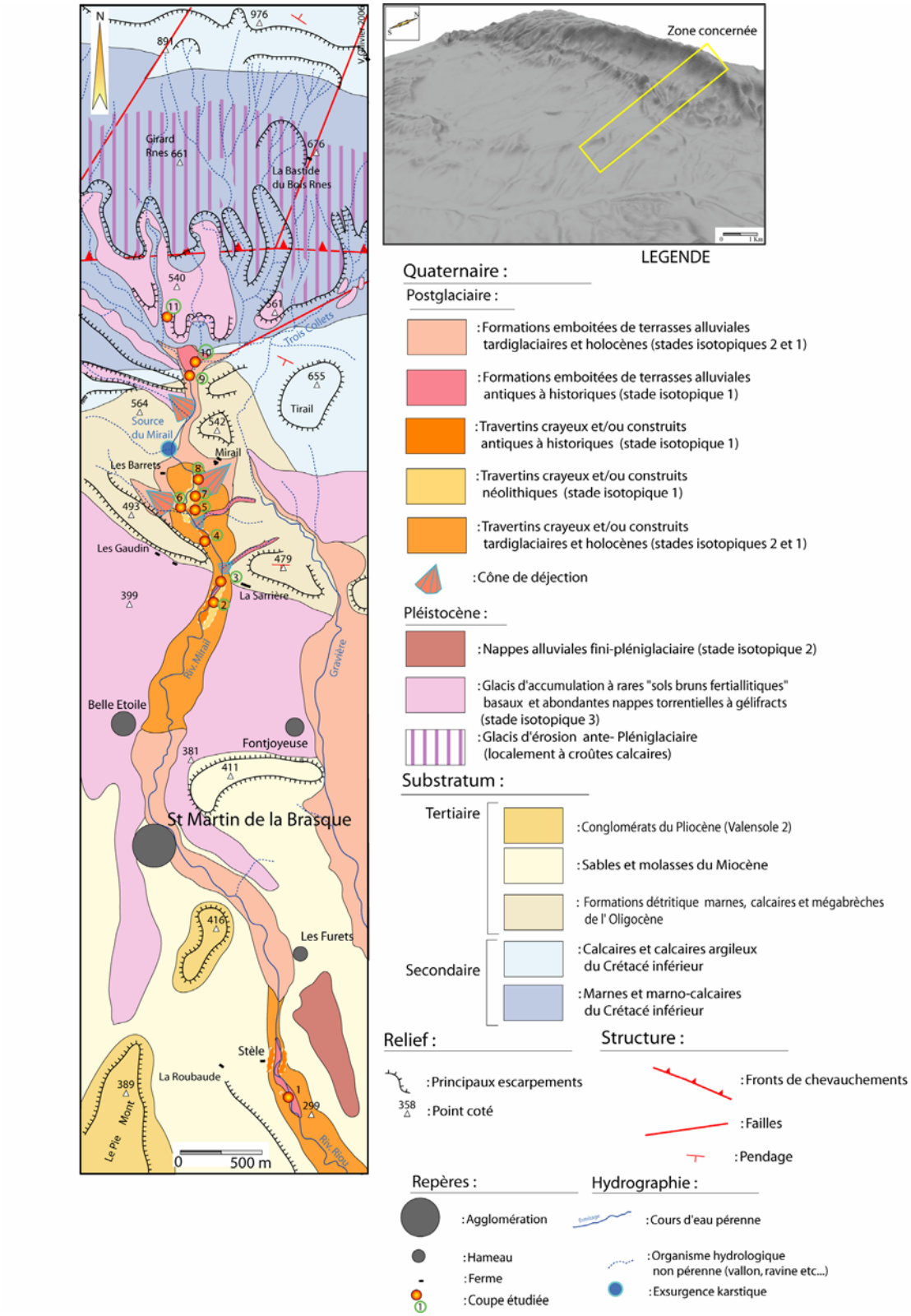
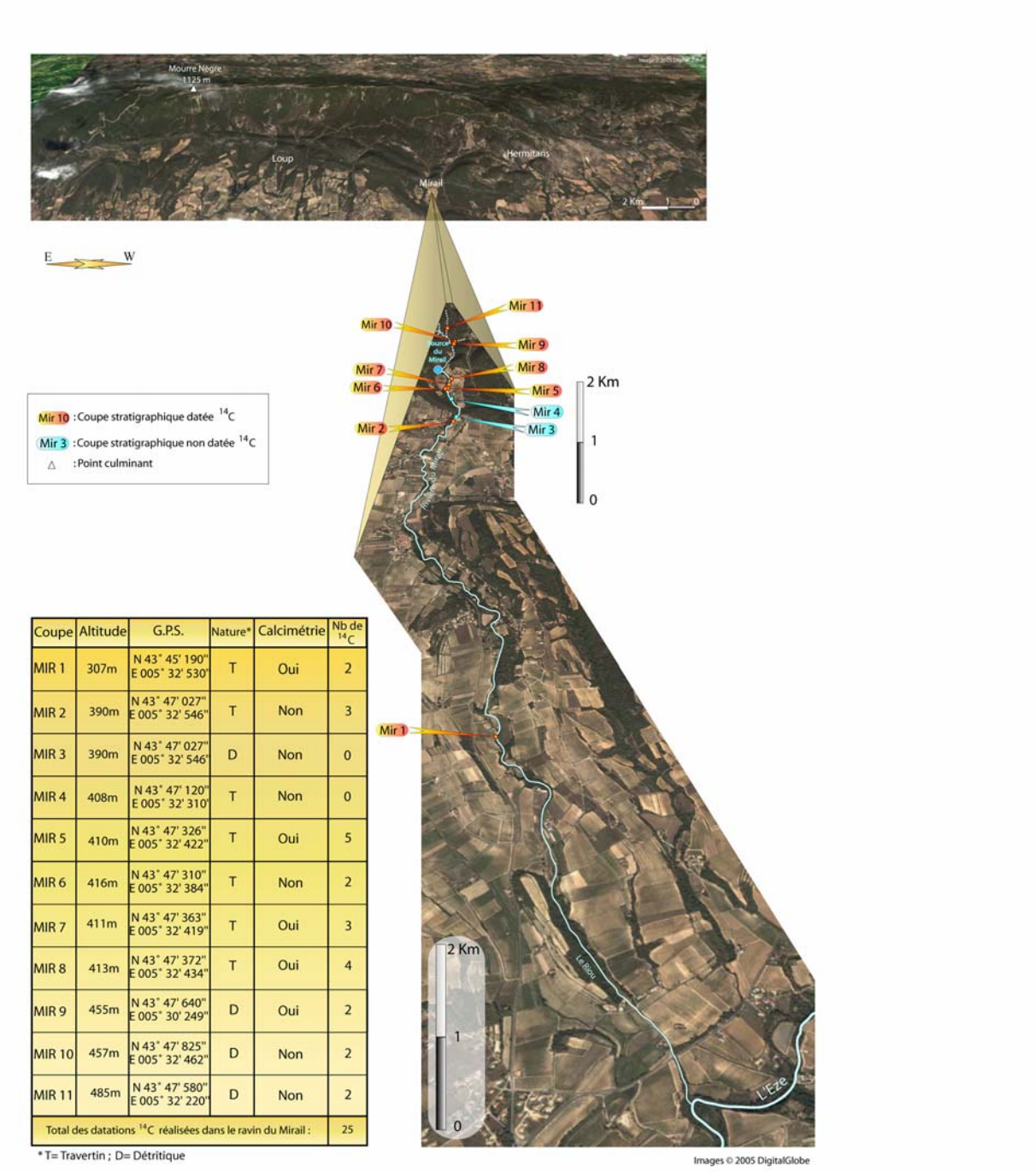


Figure n°27, cartographie géomorphologique du ravin du Mirail.

Les formations quaternaires sont très abondantes et bien diversifiées sur l'ensemble du vallon. Couvrant le Pléistocène supérieur et le Postglaciaire elles sont relativement puissantes (30m pour les glacis pléistocènes et en moyenne 12m pour les dépôts postglaciaires) et délivrent de belles coupes naturelles. Onze d'entres elles ont été étudiées dans ce travail sur un linéaire d'environ 5 Km (figures n°27 et n°28).



Coupe	Altitude	G.P.S.	Nature*	Calcimétrie	Nb de ^{14}C
MIR 1	307m	N 43° 45' 190" E 005° 32' 530"	T	Oui	2
MIR 2	390m	N 43° 47' 027" E 005° 32' 546"	T	Non	3
MIR 3	390m	N 43° 47' 027" E 005° 32' 546"	D	Non	0
MIR 4	408m	N 43° 47' 120" E 005° 32' 310"	T	Non	0
MIR 5	410m	N 43° 47' 326" E 005° 32' 422"	T	Oui	5
MIR 6	416m	N 43° 47' 310" E 005° 32' 384"	T	Non	2
MIR 7	411m	N 43° 47' 363" E 005° 32' 419"	T	Oui	3
MIR 8	413m	N 43° 47' 372" E 005° 32' 434"	T	Oui	4
MIR 9	455m	N 43° 47' 640" E 005° 30' 249"	D	Oui	2
MIR 10	457m	N 43° 47' 825" E 005° 32' 462"	D	Non	2
MIR 11	485m	N 43° 47' 580" E 005° 32' 220"	D	Non	2
Total des datations ^{14}C réalisées dans le ravin du Mirail :					25

* T= Travertin ; D= Détritique

Figure n°28, localisation des coupes stratigraphiques étudiées et analyses réalisées dans le ravin du Mirail (photos aériennes et satellites DigitalGlobe, 2005).

Les glacis d'accumulation du Pléistocène supérieur se développent en contrebas d'anciennes surfaces d'érosion (figure n°27) localement couvertes par des croûtes calcaires (Bastide du bois notamment). Bien que majoritairement composés de nappes caillouteuses torrentielles (gélifracts remaniés, emballés dans une matrice sablo-limoneuse beige-rouge) ils comportent à la base plusieurs horizons de sols rouges contenant charbons et malacofaunes. En amont, ces formations moulent des paléotopographies en vallons et recouvrent la plupart des petits reliefs n'excédant pas 560 mètres d'altitude.

En aval, elles se confondent avec les surfaces actuelles cultivées en vignobles et seuls les cailloutis sub-émoussés et aplatis, la couleur caractéristique des sables et limons, et une morphologie de surface légèrement bombée permettent de les distinguer. Des nappes alluviales peu puissantes (à cailloutis émoussés à sub-émoussés dans une matrice sablo-limoneuse beige-jaune), vraisemblablement attribuées à la fin du dernier pléniglaciaire, reposent en contact ravinant sur les escarpements molassiques avals, en rive droite de la rivière du Mirail-Riou (lieu dit de la Stèle).

A l'instar du vallon du Loup, **la sédimentation postglaciaire est bipartite** avec en amont, des **formations alluviales détritiques** et en aval de l'exsurgence karstique du Mirail, des **séquences travertineuses.**

Les dépôts alluviaux détritiques postglaciaires (figure n°27) sont étagés en amont (où ils reposent sur le substratum) et parfois emboîtés en aval par rapport aux formations pléistocènes. Deux à trois niveaux de terrasses, qui sont en réalité le plus souvent des surfaces d'érosion, sont à distinguer. Certaines séquences sont composées de termes caillouteux (cailloutis sub-anguleux à sub-émoussés emballés dans une matrice beige clair) remaniés du stock sédimentaire pléistocène et de lentilles limono-sableuses grises à macro-restes végétaux. D'autres sont constituées de niveaux plus fins sablo-limoneux à petits cailloutis épars. Quelques esquisses de sols charbonneux sont présentes dans les niveaux les plus récents (néolithiques et antiques).

Les séquences travertineuses postglaciaires sont divisées en deux formations localisées en aval de l'exsurgence karstique du Mirail (figure n°27). La première débute à environ 200 m de la source et s'étend environ sur une superficie de 41,6 hectares avant de s'interrompre progressivement au niveau du petit hameau de Belle Etoile. La seconde se situe à 4.25 km de l'exsurgence (au lieu dit de la Stèle), sur la partie du vallon qui prend le nom de rivière du Riou et occupe une surface approximative de 30 hectares. A proximité de la source, la formation travertineuse postglaciaire du Mirail *sensu stricto* (photo n°17) occupe une petite dépression (408 m d'altitude) quasiment fermée d'un point de vue structural par un affleurement collinaire (493 m à 479 m d'altitude) de calcaires oligocènes qui constitue le début de l'anticlinal du Grand Luberon. Le vallon entaille en cluse ces modestes reliefs qui, par leur position méridienne, ont favorisés le piégeage des sédiments et le développement d'un environnement palustre où se sont accumulés les travertins.

Cette formation amont est composée de faciès variés (photo n°18 et n°19). La première partie des séquences est principalement composée de craies calcaires à oncolites et de limons/sables travertineux plus ou moins détritiques (débris d'encroûtements tubulaires, petits cailloutis épars etc…) ponctuées par des passées caillouteuses (matériel calcaire sub-anguleux et hétérométrique) et des esquisses de sols argileux foncés et hydromorphes. La seconde moitié des dépôts est marquée par de petites incisions dans les craies, comblées par des nappes détritiques grossières (remaniant parfois du mobilier archéologique du Néolithique final) et des faciès travertineux construits à tubes, mousses, stromatholites et lamines plus ou moins marquées et riches en calcite.

En aval, la séquence travertineuse du Mirail-Riou se développe sur le linéaire du cours d'eau en contrebas de cultures de vignobles en terrasse. Les accumulations s'apparentent fortement à celles du vallon du Loup. Ce sont des craies travertineuses beiges-jaunes à blanches qui se développent sur des niveaux sablo-limoneux vert olive au fort caractère d'hydromorphie (photo n°20 et n°21). Quelques niveaux caillouteux interviennent dès la moitié de la stratigraphie.



Photo n°17, n°18 et n°19, ravin du Mirail, vue globale sur le remplissage travertineux amont postglaciaire et séquences crayeuses avec sols hydromorphes à la base et niveaux construits dans la partie supérieure (clichés, OLLIVIER, 2006).



Photos n°20 et n°21, Vallon du Mirail-Riou, formations travertino-crayeuses avals reposant sur des niveaux sablo-limoneux hydromorphes vert olive (clichés, OLLIVIER, 2006).

D'un point de vue archéologique, des niveaux d'occupations humaines du Néolithique final interstratifiés dans les séquences travertineuses, ont permis la réalisation d'une fouille (DELAUNAY *et al.*, 2004 ; OLLIVIER *et al.*, 2003, DELAUNAY *et al.*, 2006) dont nous développerons le détail dans le quatrième chapitre. La plupart du temps, les vestiges néolithiques mis en évidence sont liés à des sites de surface ou sont remaniés dans les niveaux supérieurs des séquences sédimentaires tout comme ceux de l'Antiquité tardive et du Moyen Age. De nombreux fours à chaux antiques à historiques jalonnent le sommet des formations détritiques amont et ont été en grande partie démantelés par les phases successives d'incisions récentes.

I.3) Le ravin des Hermitans

A l'extrémité orientale de notre secteur d'étude, le ravin des Hermitans traverse l'agglomération de Peypin d'Aigues et se situe à l'ouest des vallons de la Plantade et de la Grange. La série géologique traversée par la rivière (figure n°29) est la même que pour les ravins précédents avec une large prédominance des affleurements marno-calcaires crétacés de la combe (qui trouve pratiquement ici sa terminaison). La partie amont est concernée par de nombreuses failles (décrochement de Vitrolles) qui fracturent les niveaux géologiques crétacés. Un dyke de lherzolite (SYLVESTRE, 1977b) traversant ces mêmes niveaux rappelle l'activité volcanique miocène régionale (comme à Rogne avec le « volcan » miocène de Beaulieu).

De façon identique au Mirail, l'alimentation en eau du vallon est double. Aux eaux récoltées par le bassin hydrologique s'ajoutent celles d'une exsurgence dont les griffons principaux se situent au nord de la ferme des Hermitans. Le débit moyen de la source est de 29 l/s, celui d'étiage de 6 l/s et la température des eaux varie de 13°C à 15.5°C (SYLVESTRE, 1977a). Au sud ouest de cette même ferme et dans le prolongement du décrochement de Vitrolles, une autre zone d'émergence pérenne, mais diffuse et au faible débit (1 l/s), affecte les marnes et argiles rouges oligocènes de la couverture tertiaire. Cette source additionnelle localisée au lieu dit « Font chaude » ne rejoint pas le cours principal de la rivière. Dans ce contexte, une travertinisation actuelle, présentant des faciès crayeux sur les marges du chenal et stromatholitique au milieu, tire partie des alimentations d'origine karstique pour s'exprimer dans le vallon des Hermitans. Mais, comme dans le cas du Mirail, ce sont les formations carbonatées héritées du Postglaciaire qui dominent ici le paysage.

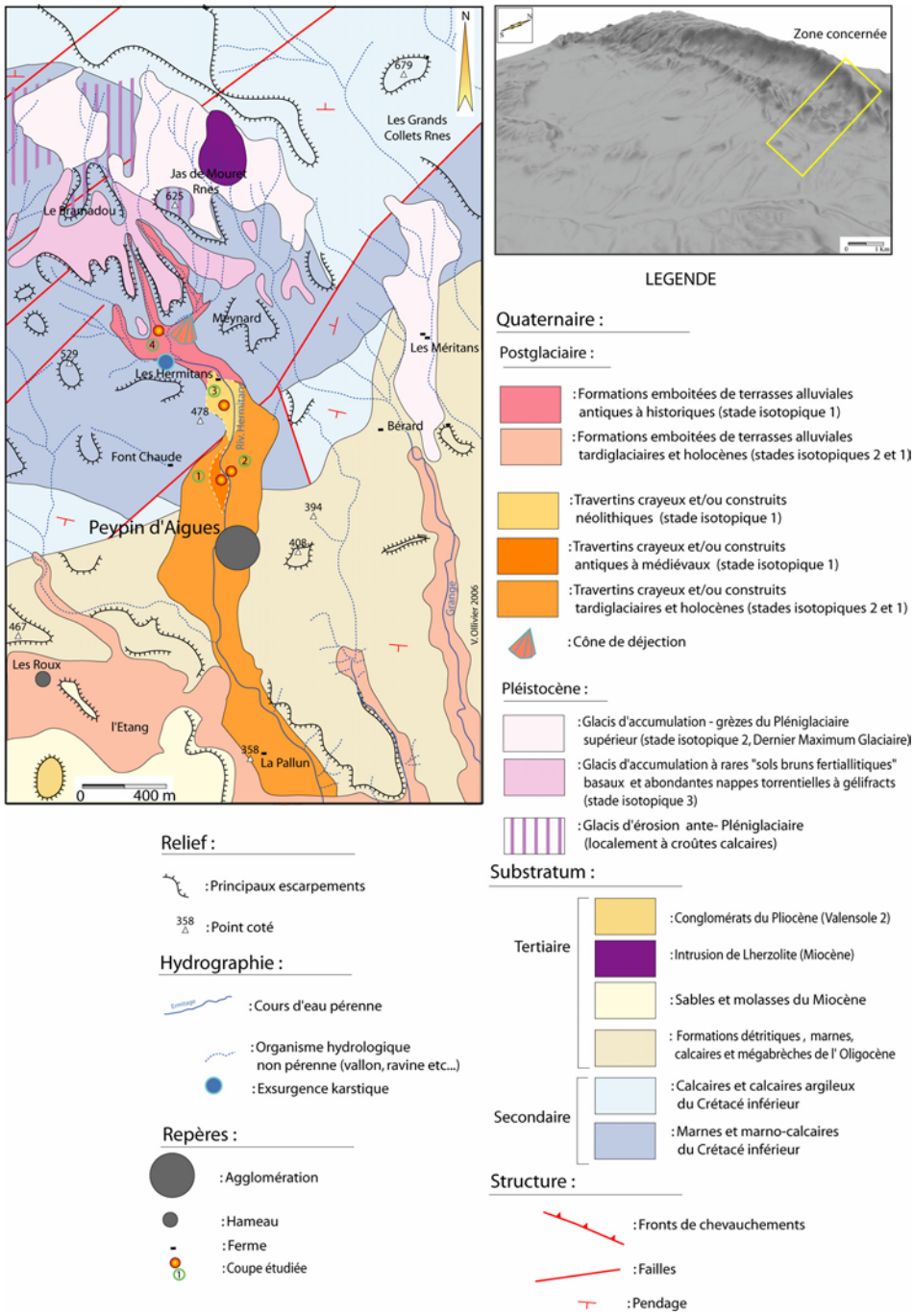
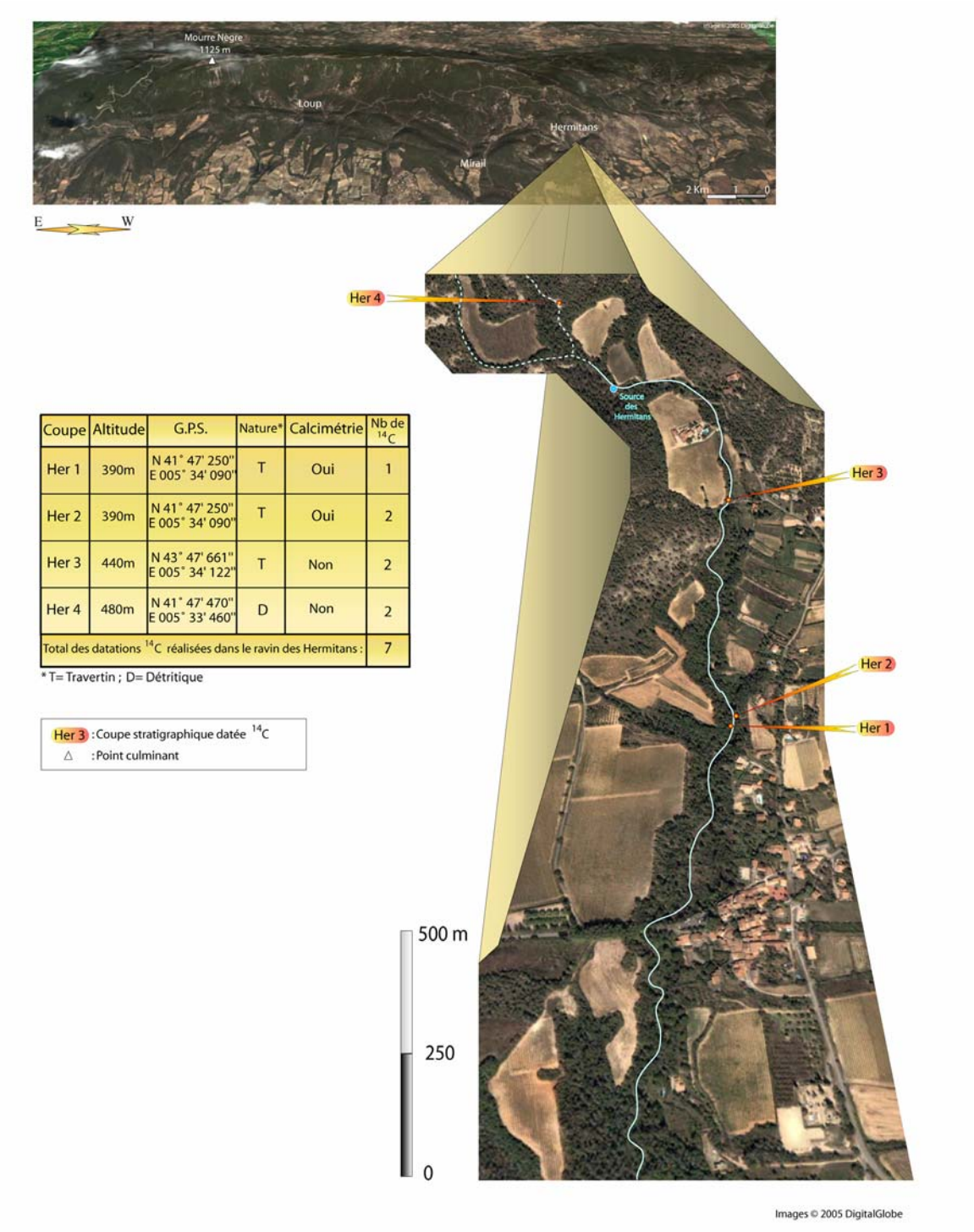


Figure n°29, cartographie géomorphologique du ravin des Hermitans.

Quatre coupes stratigraphiques sont étudiées sur un linéaire d'environ 1 Km dans les dépôts du Quaternaire récent de ce vallon (figure n°29 et n°30). Comme dans le cas des ravins du Loup et du Mirail, ces formations superficielles sont diversifiées et leur chronologie couvre le Pléistocène supérieur et le Postglaciaire.



Coupe	Altitude	G.P.S.	Nature*	Calcimétrie	Nb de ^{14}C
Her 1	390m	N 41° 47' 250" E 005° 34' 090"	T	Oui	1
Her 2	390m	N 41° 47' 250" E 005° 34' 090"	T	Oui	2
Her 3	440m	N 43° 47' 661" E 005° 34' 122"	T	Non	2
Her 4	480m	N 41° 47' 470" E 005° 33' 460"	D	Non	2
Total des datations ^{14}C réalisées dans le ravin des Hermitans :					7

*T= Travertin ; D= Détritique

Her 3 : Coupe stratigraphique datée ^{14}C
△ : Point culminant

Figure n°30, localisation des coupes stratigraphiques étudiées et analyses réalisées dans le ravin des Hermitans (photos aériennes et satellites DigitalGlobe, 2005).

En amont, des glacis d'accumulation du Pléistocène supérieur aux faciès identiques à ceux du Loup et du Mirail, couvrent les replats sommitaux de petits reliefs aux alentours de 540 m d'altitude. Ils sont étagés en contrebas d'anciennes surfaces d'érosions qui sont la prolongation de celles évoquées au niveau de la Bastide du Bois. Sur les versants, d'autres glacis d'accumulation moins puissants et aux faciès différents sont visibles. Parfois organisés à la manière de grèzes plus ou moins litées, ils sont composés de cailloutis aplatis, de faible diamètre (de 1 à 5 cm de grand axe) et à angles relativement vifs (gélifracts), emballés dans une matrice sableuse beige clair.

Ces formations, dont nous détaillerons la position géométrique et les spécificités dans le chapitre suivant, appartiennent probablement au Dernier Maximum Glaciaire.

Comme dans les vallons précédents, **les remplissages postglaciaires ont une double origine : détritique ou carbonatée**. D'une manière générale, sauf dans le cas des formations localisées latéralement au ravin, les dépôts détritiques se situent en amont de l'exsurgence des Hermitans et les séquences travertineuses une centaine de mètres à son aval.

Les remblaiements détritiques d'amont (photo n°22) occupent le fonds du vallon et son étagés par rapport aux formations pléistocènes. Concernant majoritairement l'Antiquité tardive et la période médiévale, les nappes alluviales reposent directement sur le substratum marneux crétacé et adoptent des faciès sablo-limoneux entrecoupés de passées caillouteuses. Des horizons de sols peu développés ou des niveaux d'occupations humaines à fragments de céramiques sub-en place sont parfois interstratifiés dans les formations. En aval, dans le secteur de l'Etang en rive droite de la rivière des Hermitans (figure n°29), une petite dépression présente des dépôts alluvio-palustres qui correspondent à une ancienne zone humide bordée de sites du Néolithique final.



Photo n°22, dépôts postglaciaires remaniant des gélifracts calcaires dans une matrice marneuse, au dernier plan et en sommet de colline on remarque un lambeau de glacis pléistocène du stade isotopique 3 (cliché Ollivier V., 2002)

Les séquences travertineuses postglaciaires du ravin des Hermitans (photo n°23 et n°24) s'étendent de la ferme des Hermitans à celle de la Pallun sur une superficie d'environ 45 hectares. Les formations sont assez similaires à celles rencontrées dans le Mirail. La base des accumulations est principalement crayeuse, souvent entrecoupée de passées caillouteuses, tandis que leur partie supérieure est constituée d'édifices construits stromatolithiques à empreintes végétales (tubulaires ou foliaires).

Parfois, des niveaux d'occupation contenant du matériel archéologique du Néolithique final sont interstratifiés dans les formations.

Les processus de travertinisation actuels du ravin des Hermitans sont les plus actifs des vallons du sud Luberon. Ils présentent de nombreux encroûtements sur berges, sur galets ou autour de tiges de roseaux et de branches, mais la forme de concrétionnement la plus remarquable réside dans la présence de cascades hautes de plusieurs mètres (4 à 5 m, photo n°23) et de petits systèmes de retenues et de vasques (à structure rubanée ou laminaire).





Photo n°23 et n°24, cascade et petite retenue dans un contexte actif de travertinisation et séquence travertineuse crayeuse héritée (clichés Ollivier V.,2002)

Au niveau archéologique, outre les indices d'occupations mis en évidence dans les coupes stratigraphiques, il a été découvert en amont un site du néolithique final (nommé Hermitans nord) inscrit dans un étroit lambeau de glacis du pléistocène supérieur (moins de 30 m^2, photo n°25). Il comprend des traces de foyers ainsi qu'une petite meule en grès. Cette découverte attire notre attention sur la présence potentielle d'habitats situés à mi-pente du versant sud du Grand Luberon. Ce site, dont la conservation n'est due qu'à un concours de circonstances exceptionnelles, est suspendu à une vingtaine de mètres au-dessus de deux ravins et a pour l'instant été épargné par l'érosion.



Photo n°25, site néolithique final (avec meule en grès) sur glacis du Pléistocène supérieur (cliché Ollivier V., 2002)

I.4) Conclusion

Les ravins du **Loup, du Mirail et des Hermitans** présentent des **caractéristiques lithologiques identiques** dans des **contextes géologiques, géomorphologiques et topographiques** relativement **proches**. Ils montrent des **formations quaternaires** variées et **complémentaires** sur le plan des **dynamiques morphosédimentaires** et de la **chronologie.** Ils comprennent chacun des **glacis du pléistocène moyen et supérieur**, des **formations alluviales détritiques** et des **séquences travertineuses postglaciaires** au débouché des sources karstiques. L'ensemble de ces dépôts est **riche en matériel paléoécologique** (malacofaunes et charbons) dont l'analyse couplée avec la géomorphologie est incrémentée par plusieurs **vestiges archéologiques** en coupes ou de surface, dont certains ont donné lieu à **des fouilles ou des sondages** (site du Verger dans le Mirail) voir a des recherches croisant archives historiques et études de terrain (site du mausolée du bas relief des Nautes dans le vallon du Loup). **L'analyse détaillée de ces trois vallons complémentaires vient renforcer les données acquises par l'étude globale du massif**, jalonné de coupes stratigraphiques bien réparties sur le piémont dont nous allons découvrir la richesse dans le chapitre suivant.

Chapitre II : Les coupes stratigraphiques du dernier pléniglaciaire (stade isotopique 3 à stade isotopique 2)

Les trois vallons de référence ont démontrés leur richesse intrinsèque en formations superficielles. L'organisation des dépôts au sein des ravins sélectionnés est un modèle qui se répète au niveau général dans tout le massif du Grand Luberon. Seules les séquences travertineuses font exception car on ne les retrouve pas systématiquement sur tout le piémont. Elles ont dictées le choix des vallons car ce sont des systèmes sensibles qui délivrent, de part leurs dynamiques spécifiques, leur riche contenu paléoécologique et le caractère attractif qu'ils revêtent pour les sociétés préhistoriques, des données morphosédimentaires, paléoenvironnnementales et archéologiques de haute résolution. Les coupes stratigraphiques que nous allons présenter sont donc issues de ces différents ravins. Elles ont valeur de représentativité globale de la morphodynamique du piémont dont la chronologie des héritages sédimentaires disponibles débute dès le Pléistocène moyen à supérieur. C'est donc par cette période que nous allons engager la description des coupes étudiées[2], fil rouge de notre démonstration.

Remarques : Nous débutons notre analyse chronostratigraphique par la présentation d'une forme d'érosion particulière, jalon d'age incertain, en contrebas de laquelle s'organisent dans une hierarchisation bien définie, l'ensemble des formations étudiées. Enfin, à la base des glacis d'accumulation analysés, des niveaux rouges, visiblement marqués par une pédogenèse, ont été déterminés comme « sols rouges » ou « horizons de sols rouges » pour des raisons pratiques. Leur terminologie devra être précisée ultèrieurement par de réelles études pédologiques approfondies.

I) D'anciennes surfaces d'érosion à l'age incertain

Tout d'abord, et nous l'avons vu au travers de la carte géomorphologique globale du massif et évoqué dans le descriptif sommaire des vallons de référence, les glacis d'accumulation pléistocènes sont étagés en contrebas d'une ou plusieurs surfaces d'érosion couvrant une bonne partie de la combe marneuse crétacée. Ces surfaces sont particulièrement notables sur les amonts des lieux dits de Terre Rouge (Cucuron) du Mirail (Bastide du Bois, Peypin d'Aigues) où elles agissent comme des niveaux repères en contrebas desquels s'organisent, de façon étagée ou emboîtée, les dépôts du Pléistocène récent et du Postglaciaire *lato sensu* (figure n°31). D'une étonnante régularité, ces surfaces s'expriment sur une altitude moyenne de 660 mètres et se suivent très bien de l'extrémité orientale du massif (Peypin d'Aigues) jusqu'au niveau du vallon de la Fayette (Cucuron), quelque peu après Terre Rouge.

---

[2] **Note :** pour certaines coupes étudiées, la couleur des sédiments est donnée à titre indicatif pour les sols ou les faciès repères (détermination selon le code des couleurs des sols, CAILLEUX, 1981). Des calcimétries (pour donner les valeurs moyennes en CaCo3 de certains faciès détritiques), déterminations anthracologiques de charbons datés et des tests de susceptibilité magnétique (pour un « sol rouge » pléniglaciaire) ont également été réalisés.

Seule une zone ravinée en amont du vallon du Loup, liée à l'ouverture des bassins de réception et à des érosions synchrones aux phases d'incisions des vallons, masque à cet endroit la continuité des surfaces d'érosion.

D'un point de vue chronologique la première et seule certitude que l'on puisse avoir est celle d'un age antérieur au stade isotopique 3. Les datations radiocarbones obtenues à la base des glacis d'accumulation (sur les premiers niveaux succédant directement au substratum) ne remontent pas en effet au-delà de 50 000 BP. Ces glacis sont étagés une centaine de mètre en contrebas et remplissent des vallons incontestablement plus récents que les surfaces d'érosion qu'ils entaillent profondément (figure n°31). Un age rissien (stade isotopique 6) pourrait être proposé si l'on s'appuie sur la présence locale de véritables brèches et croûtes calcaires consolidant la couverture de ces surfaces (à la Bastide du Bois par exemple, photos n°26 et n°27) et s'il est prouvé que ces enrichissements en calcaires en sont la marque (GABERT, 1964). Il faut également que leur développement suive de peu l'élaboration du niveau d'érosion pour être un argument de datation recevable. Une autre hypothèse pourrait directement attribuer au Pliocène ces glacis d'érosion si l'on considère la continuité topographique et morphologique qui réside entre ceux-ci et le petit relief de la Tourrache (Peypin d'Aigues), coiffé du conglomérat de Valensole 2 (CLAUZON, communication orale). Cependant, à aucun moment des éléments de ce conglomérat n'ont été observés sur la vaste étendue couverte par ces surfaces d'érosion. Enfin un age villafranchien, sur la base des variations climatiques (associées au soulèvement régional d'ensemble) connues pour cette période (SUC, 1980 et 1982 ; CRAVATTE & SUC, 1981) et favorables à la réalisation de glacis d'érosion, a déjà été proposé par CLAUZON (1984) dans une étude sur l'évolution géodynamique du Luberon. Cependant, nos datations ^{14}C des glacis d'accumulation pléistocènes sont de nouvelles informations sur lesquelles nous pouvons nous appuyer pour relancer le débat. En l'absence de réponses plus certaines, la question de leur chronologie précise reste donc posée.



Photos n°26 et n°27, vallon du Mirail amont, croûtes calcaires de la Bastide du Bois (clichés, OLLIVIER, 2006).

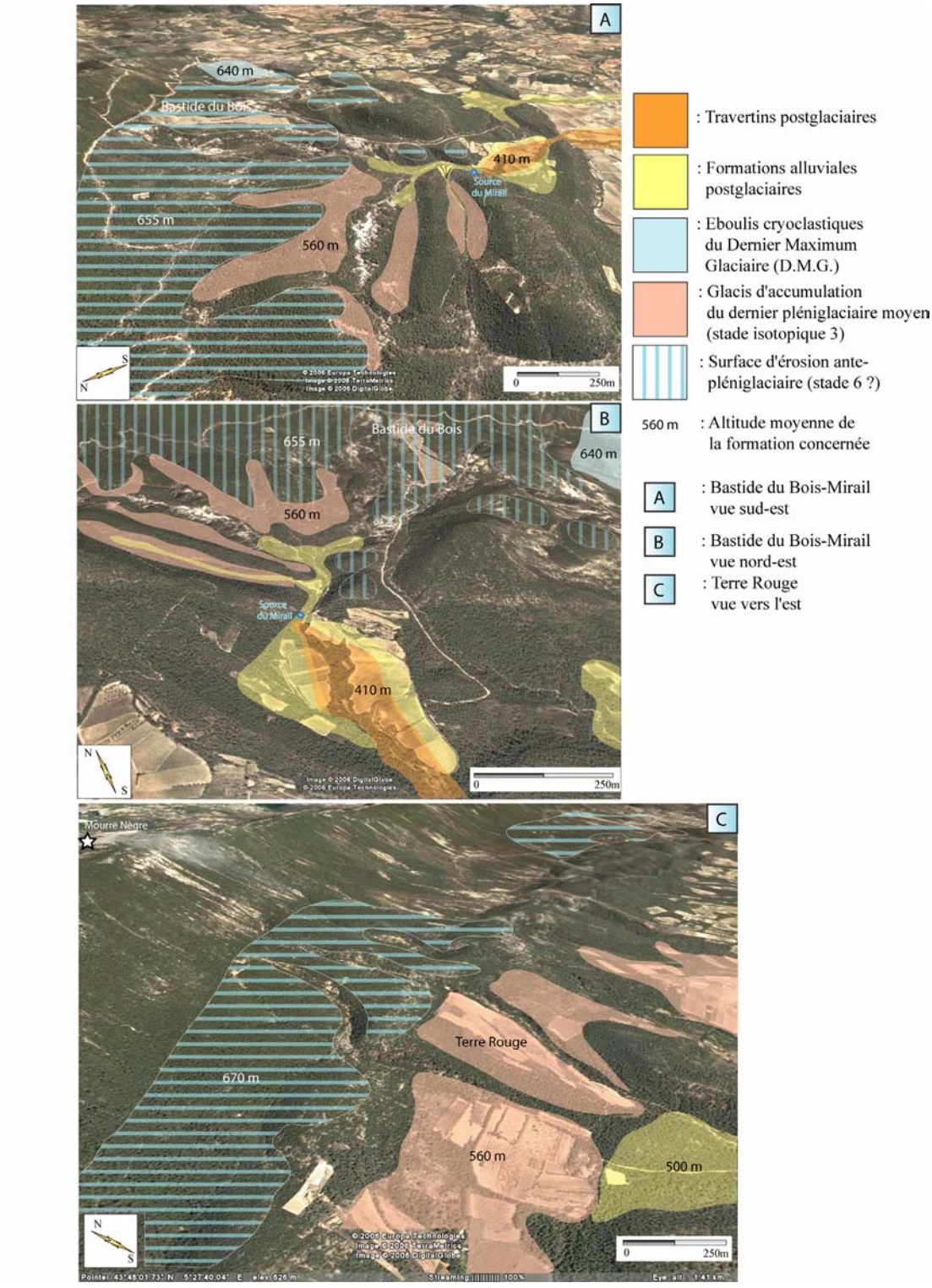


Figure n°31, relations entre les surfaces d'érosion et les formations du dernier pléniglaciaire et du postglaciaire (montage photo, OLLIVIER, 2006, clichés, DIGITALGLOBE, 2005)

II) Le Pléniglaciaire du Stade Isotopique 3

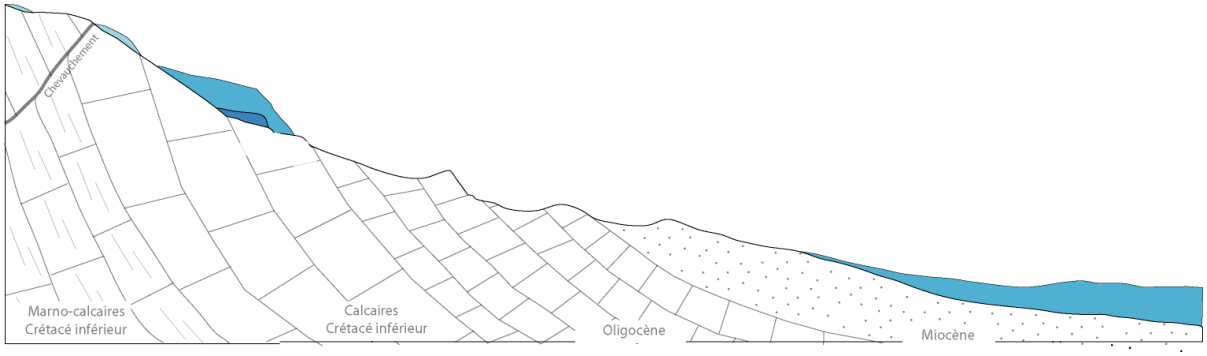


Figure n°32, position des dépôts du dernier pléniglaciaire (stade isotopique 3) sur le linéaire des vallons du piémont sud du Grand Luberon, niveaux bleus.

En amont, les dépôts attribués au dernier pléniglaciaire (figure n°32) recouvrent les pentes et les interfluves des petits reliefs collinaires dans lesquels les talwegs sont enfoncés. Les dates ^{14}C obtenues sur les coupes étudiées nous indiquent que ces formations appartiennent au stade isotopique 3. Les contrastes de cette période froide ponctuée de petits intervalles de types interglaciaires (Moershoofd-pile, Hengelo-Charbon et Denekamp-Grand Bois) se retrouvent particulièrement dans l'expression de la sédimentation qui alterne entre des horizons de « sols rouges » et de puissantes accumulations torrentielles composées de gélifracts. Les deux coupes stratigraphiques que nous allons présenter, localisées dans les parties amont des vallons de Terre Rouge (séquence de Terre Rouge, amont du torrent des Canaux) et du Mirail (séquence MIR 11), illustrent particulièrement bien cette morphogenèse tourmentée. En aval, la continuité de ces glacis (organisés à la manière de cônes de déjection coalescents) constitue les surfaces caillouteuses actuelles cultivées. Seules quelques carrières (gravière de Cucuron-Vaugines, photo n°28) permettent réellement d'appréhender leur puissance (de 25 à 30 mètre au minimum) quasi continue sur tout le piémont, dans l'alignement de l'axe des vallons qui ont été comblés par ces nappes torrentielles du dernier pléniglaciaire.



Photo n°28, Carrière de Cucuron-Vaugines creusée dans les glacis du dernier pléniglaciaire (cliché, OLLIVIER, 2006)

II.1) La coupe dans le glacis d'accumulation de Terre Rouge (amont du torrent des Canaux, Cucuron)

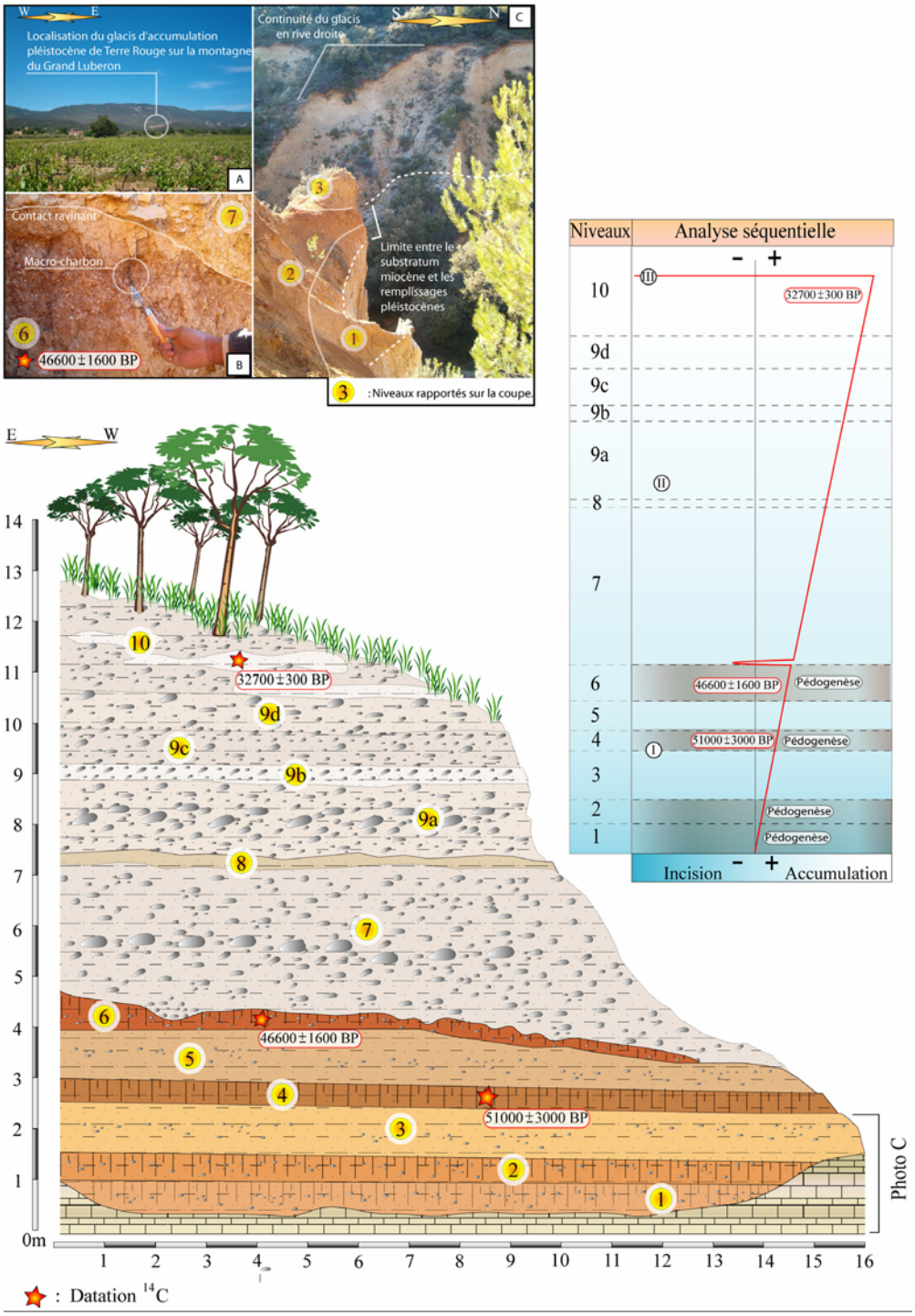


Figure n°33, la coupe dans le glacis d'accumulation du dernier pléniglaciaire de Terre Rouge (Cucuron)

Positonnement GPS : N 43°47'580'' – E 005°28'070''

Description de la coupe de Terre Rouge (Cucuron) :

Cette coupe stratigraphique (figure n°33), localisée en rive gauche du torrent des Canaux (amont) et dont la puissance relative dépasse les quinze mètres, est la plus ancienne datée sur le piémont méridional du Grand Luberon. Elle correspond à la marge latérale, par rapport au paléotalweg principal, d'un imposant glacis d'accumulation (25-30m) qui remblayait alors un paléovallon positionné une dizaine de mètres en contre haut du ravin actuel. Cette position marginale par rapport à l'axe d'écoulement lors de la phase de dépôt a probablement permis le développement de plusieurs niveaux de « sols rouges » (berges ?) entre 51000 ± 3000 BP et 46600 ± 1600 BP. La partie proche de l'axe d'écoulement, aux caractéristiques sédimentologiques plus radicalement alluviales, a presque entièrement été gommée lors des phases d'incisions ou d'érosions ultérieures (dans la première partie de la stratigraphie). Enfin avant 32000 ± 300 BP, un puissant cailloutis torrentiel composé de gélifracts remaniés recouvre en contact ravinant les niveaux de sols.

Les différents niveaux de la coupe de Terre Rouge (détermination des couleurs par le code des couleurs des sols, Cailleux, 1981) :

1) Esquisse de sol rouge (rose, 7.5 YR 8/4) à tendance limono-sableuse. Quelques éléments du substratum (ici constitué de molasse miocène) sont présents sous la forme de petits cailloutis sub-anguleux à anguleux de 1 à 3 cm de grand axe. Quelques phénomènes d'altérations et de carbonatation secondaire (agrégats) sont à signaler.
2) Niveau quasiment identique à pédogenèse plus marquée (rose, 7.5 YR 7/4) et cailloutis épars sub-anguleux à sub- émoussé.
3) Ensemble limono-sableux rose (7.5 YR 8/4) à cailloutis épars (sub-anguleux à sub-émoussé et de 1 à 5 cm de grand axe).
4) « Sol rouge » (brun clair, 7.5 YR 6/4) assez développé à tendance argilo-limoneuse contenant d'importants et nombreux charbons de ***pinus* type *sylvestris*** (date obtenue : 51000 ± 3000 BP).
5) Niveau rose (7.5 YR 8/4) assez sableux à cailloutis épars (sub-anguleux à sub-émoussé de 1 à 3 cm de grand axe) et phénomènes de carbonatation secondaire.
6) « Sol rouge » (jaune rouge, 5 YR 6/6) à tendance argilo-limoneuse. Quelques cailloutis épars (sub-anguleux et de 1 à 3 cm de grand axe) et de nombreux charbons de ***pinus* type *sylvestris*** (date obtenue : 46600 ± 1600 BP) sont à remarquer.
7) Nappe caillouteuse en contact ravinant sur le « sol rouge » du niveau 6, composée d'un cailloutis calcaire (matériel lithologique d'amont) sub-anguleux à anguleux, de 5 à 40 cm de grand axe, emballé dans une matrice sableuse (blanche, 10 YR 9/2) fortement carbonatée.
8) Ensemble limono-sableux blanc (5 Y 8/1).
9 a, b, c, d) Alternance de niveaux à gélifracts (cailloutis calcaire) sub-anguleux de 5 à 40 cm de grand axe emballés dans une matrice sableuse blanche (5 Y 8/1) fortement carbonatée.
10) Niveau caillouteux (cailloutis calcaire sub-anguleux de 1 à 10 cm de grand axe) à lentilles limono-sableuses blanches (5 Y 8/1) très carbonatées et macro-charbons (branche carbonisée provenant de ***pinus* type *sylvestris*** datée à 32000 ± 300 BP).

Différentes phases majeures de dépôt sont à distinguer, probablement à relier avec le passage de condition climatiques de type interstadiaire à un ou des contextes de maximum de froid aux conditions climatiques périglaciaires où la cryoclastie s'exprime largement en fournissant en abondance un matériel gélifracté (cailloutis calcaire sub-anguleux à anguleux). L'expression morphodynamique représenté par cette coupe stratigraphique passe d'un pôle sédimentaire de basse énergie (représenté par les niveaux de « sols rouges ») à un pôle de plus haute énergie (cailloutis) emboîté dans le précédent, en relation avec un changement radical des conditions climatiques.

Tableau d'analyse séquentielle :

I) Conditions édaphiques relativement stables, climat de type interstadiaire, développement de la pédogenèse, constitution de sols rouges. **II)** Contact érosif ravinant, installation d'un pôle sédimentaire de plus haute énergie (renforcement des caractéristiques alluviales et forte accumulation de gélifracts remaniés) vraisemblablement inféodé à un changement des conditions climatiques. **III)** Mise en place d'une incision majeure se développant probablement à la fin du dernier maximum glaciaire (D.M.G.).

Une coupe additionnelle en rive droite du vallon de Terre Rouge :

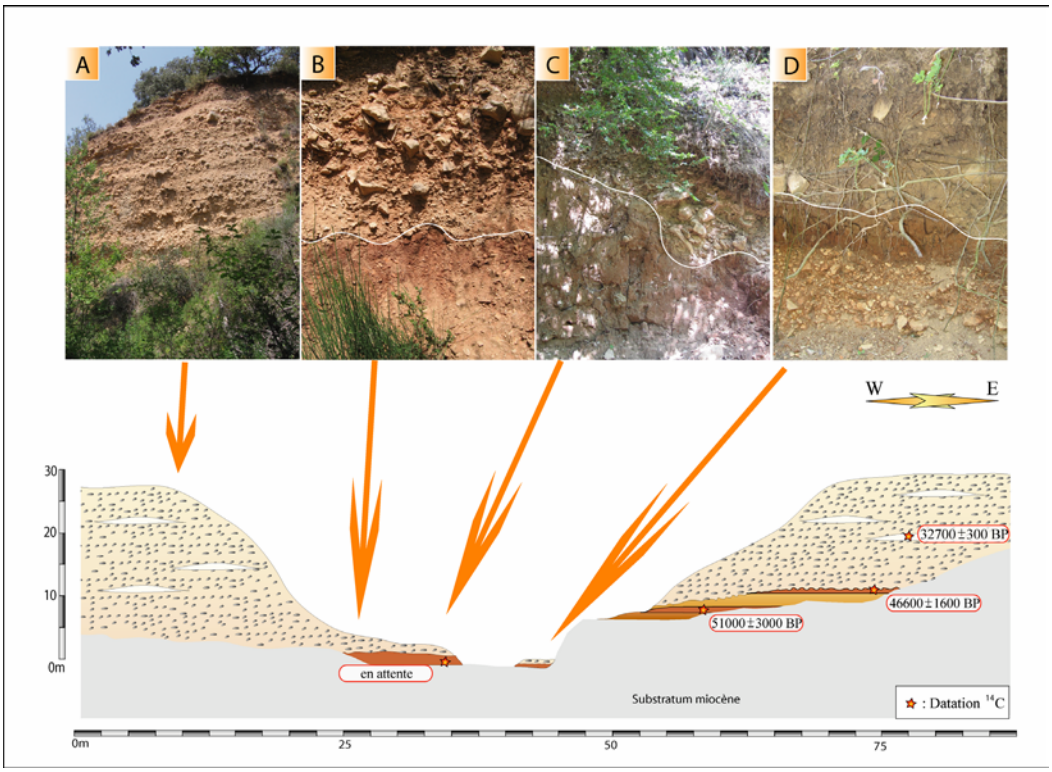


Figure n°34, Terre Rouge, nouveau sol rouge à la base du glacis en rive droite du vallon en aval de la coupe de Terre Rouge n°1 (à droite).

Une centaine de mètre en aval de la coupe de Terre Rouge, une autre section découverte récemment ouvre de nouvelles perspectives d'analyse sur la dynamique morphogénique du stade isotopique 3. Un « sol rouge » (ou horizon lithochrome, à préciser dans de prochaines analyses) relativement bien développé (brun, 7.5 YR 5/2) et recouvert de puissantes nappes caillouteuses en contact ravinant réside également à la base du glacis à cet endroit (figure n°34, photos A, B, C, D). La position de ce sol par rapport au talweg actuel retient notre attention.

Dans la coupe amont, les niveaux pédogénéisés se retrouvent environ 10m en contre haut du chenal actuel, ici le « sol » repose directement sur le substrat du fond de vallon. La relation géométrique entre ces différents horizons de sols rouges est rompue (figure n°34). Dans les deux cas leur partie supérieure est tronquée par l'avènement de nappes caillouteuses. S'agit-il de l'expression d'une phase d'incision postérieure à 46600 ± 1600 BP ou 32700 ± 300 BP à laquelle succède une nouvelle période de pédogenèse ?
Une étude plus approfondie et les résultats d'une datation en cours sur ce niveau basal de « sol » (riche en charbon) pourront apporter une réponse mieux définie à ces questions.

II.2) MIR 11, une coupe stratigraphique dans le glacis d'accumulation de la partie amont du Mirail

Description de la coupe MIR 11 du ravin du Mirail (figure n°35) :

Cette coupe naturelle est positionnée en rive gauche du cours amont du vallon du Mirail ou plus exactement dans une branche latérale gauche du ravin. Elle repose sur le substratum marno–calcaire et correspond à une bordure de paléotalweg dont une partie seulement de la sédimentation du chenal est préservée. La séquence montre successivement de la base au sommet des niveaux sablo-limoneux à traces de rubéfaction (liserés charbonneux) et nombreux charbons dont des éléments de « sol rouge » ont probablement été remaniés et érodés du niveau pédogénéisé suivant (cf inversion des datations ?). Des horizons de sol rouge bien développé succèdent ensuite et son recouvert en contact légèrement ravinant par un puissant cailloutis de plus d'une vingtaine de mètres de puissance. Cette succession stratigraphique démontre au préalable le développement d'une pédogenèse dans un contexte climatique interstadiaire (cf analyses malacologiques), une incision probable ou des phases d'érosion puis, une accumulation détritique torrentielle dans un contexte de type périglaciaire alimentant les remblaiements en gélifracts.

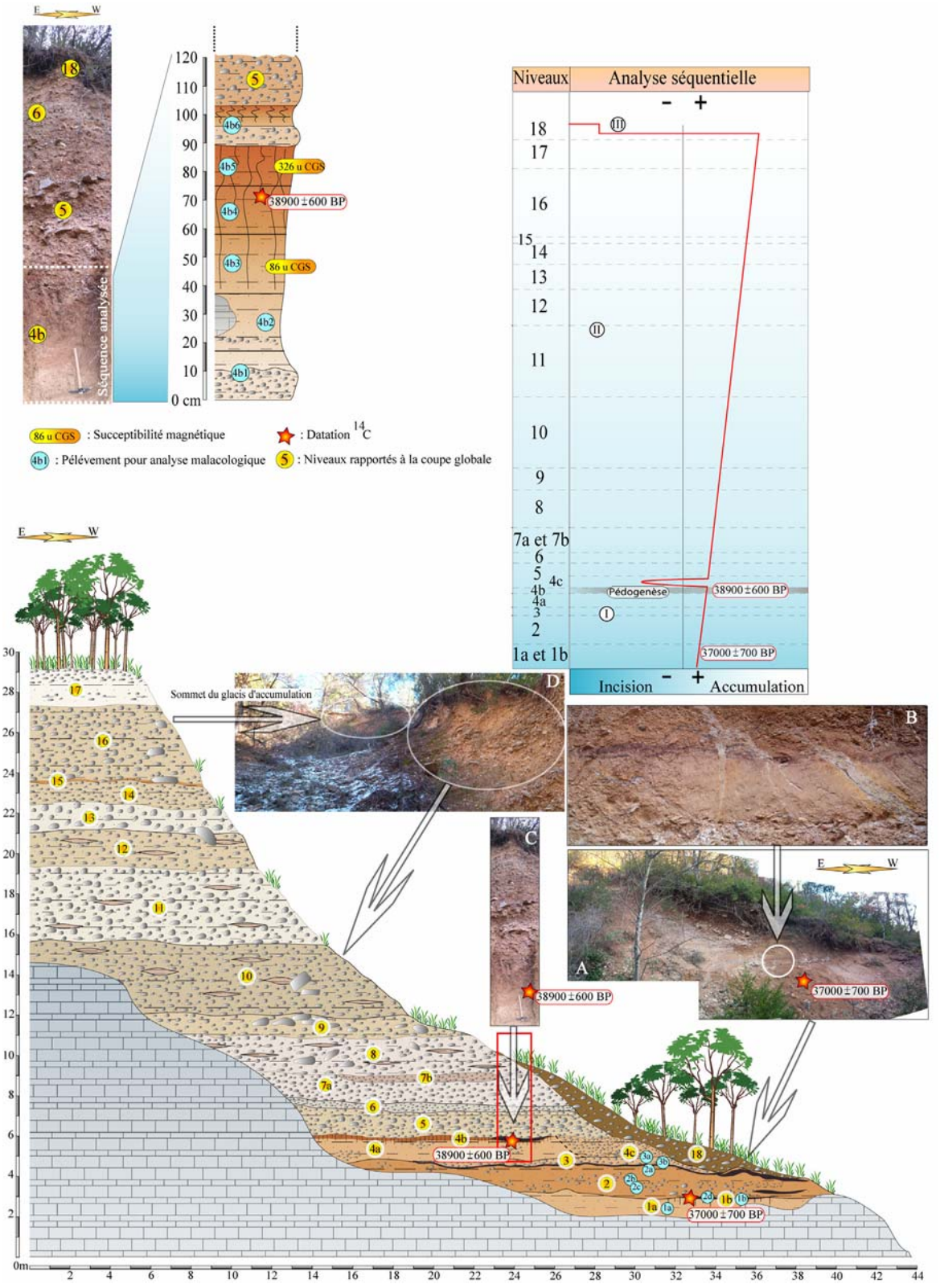


Figure n°35, vallon du Mirail, la coupe MIR 11.

Positonnement GPS : N 43°47'580'' – E 005°32'220''

Les différents niveaux de la coupe MIR-11 du ravin du Mirail (détermination des couleurs par le code des couleurs des sols, Cailleux, 1981) :

1a) Niveau sablo-limoneux brun très pâle (10 YR 7/4, à charbons diffus).

1b) Niveau limono-sableux brun très pâle (10 YR 7/4) à charbons épars et traces de rubefaction. Une date à 37000 ± 700 BP a été obtenue sur charbon de ***pinus*** **type *sylvestris***.

2) Niveau limono-sableux jaune rouille (7.5 YR 7/8) à charbons diffus et lentilles caillouteuses aux éléments calcaires hétérométriques émoussés à sub-émoussés de 0,5 à 30 cm de grand axe (figure n°35, photos A et B).

3) Ensemble à cailloutis hétérométriques émoussés de 0,3 à 10 cm de grand axe. L'interphase avec le niveau supérieur présente un liseré charbonneux (figure n°35, photos A et B), parfois rubéfié à charbons abondants (rose 5 YR 7/4).

4a) Niveau sablo-limoneux rose (5 YR 8/4) à charbons diffus de taille importante et lentilles caillouteuses dont les éléments font entre 0,3 et 5 cm.

4b) Horizons de « sol rouge » (cf description additionnelle) brun vif (7.5 YR 5/8) daté à 38900 ± 600 BP sur charbon de ***Quercus*** **type *pubescens*** (figure n°35, photo C).

4c) Niveau sablo-limoneux rose (5 YR 8/4) à charbons diffus de taille importante et lentilles caillouteuses dont les éléments font entre 0,3 et 5 cm. En sommet de niveau un ensemble limoneux rubéfié contenant quelques charbons peut être observé.

5) Alternance de blocs calcaires volumineux sub-anguleux à sub-émoussés jusqu'à 20 cm de grand axe et de cailloutis au granoclassement positif de 0.5 à 5 cm de diamètre sub-émoussés et emballés dans une matrice sableuse brun très pâle (10 YR 8/3).

6) niveau caillouteux plus fin dont les éléments ne dépassent pas les 4 cm de grand axe et sont quasiment open work.

Niveaux 7 à 16) Niveaux caillouteux à lentilles sablo-limoneuses (figure n°35, photo D). Quelques altérations, carbonatations et cimentations inteviennent dans un ensemble relativement homogène blanc (10 YR 9/2).

17) Ensemble limono-sableux jaune (2.5 Y 9/6) très altéré et carbonaté surmonté d'un petit cailloutis et de blocs calcaires épars.

18) Nappe alluviale récente à cailloutis calcaire sub-émoussé et hétérométrique emballé dans une matrice sablo-limoneuse brune (brun pâle, 10 YR 6/3).

Détail des niveaux concernant les horizons de sol rouge de la coupe MIR-11 du ravin du Mirail (figure n°35), [détermination des couleurs par le code des couleurs des sols, Cailleux, 1981] :

4b1) Nappe alluviale à petit cailloutis émoussé de 0,5 à2 cm de grand axe, sables et argiles (brun très pâle, 10 YR 8/3).

4b2) Niveau correspondant probablement à un horizon pédologique C (?) à argiles et sables roses (7.5 YR 7/4). Un bloc marno-calcaire du substrat est présent.

4b3) Horizon C (?) à argiles bruns très pâles (10 YR 7/4), sables, agrégats et nodules de carbonatation (0,5 cm de diamètre maximum) et charbons. Test de susceptibilité magnétique : 86 u CGS.

4b4) Probable horizon B (?) à argiles brunes (7.5 YR 5/2) au débit polyhèdrique. Quelques rares agrégats et nodules de carbonatation (0,3 cm de diamètre maximum) sont présents. Un charbon de ***Quercus* type *pubescens*** a été daté à 38900 ± 600 BP dans ce niveau.

4b5) Probable horizon B (?) à argiles (brun vif, 7.5 YR 5/6) et sables grossiers. Test de susceptibilité magnétique : 326 u CGS.

4b6) Probable horizon C (?) d'un niveau de sol supérieur érodé, composé d'argiles roses (7.5 YR 7/4), sables et passée caillouteuse basale aux éléments hétérométriques (3 cm de grand axe) et relativement anguleux.

Ces vestiges d'horizons de sol(s) rouge(s) fortement dégradés témoignent de condition climatiques de type interglaciaire au sein du stade isotopique 3 (période couverte par les datations obtenues). Contexte bio-climatique corroboré par les analyses malacologiques (réalisées par MAGNIN F., Annexes 1) qui démontrent que dans son ensemble, la malacofaune recueillie indique des milieux forestiers ouverts et un climat tempéré, probablement au moins aussi chaud que l'actuel. *Pomatias elegans* est une espèce relativement thermophile, qui craint les hivers rigoureux, et qui ne se trouve pas, actuellement, à des altitudes supérieures à 1100 m. On la trouve ici dans tous les prélèvements. *Rumina decollata* est une espèce strictement méditerranéenne, plus thermophile que la précédente, et qui ne vit plus aujourd'hui sur le site. Elle a été trouvée dans 6 des 14 prélèvements analysés. D'autres espèces méditerranéennes plus ou moins thermophiles sont présentes dans différents échantillons. La corrosion affectant les malacofaunes des différents niveaux témoigne d'une évolution pédologique certaine, d'amplitude moyenne.

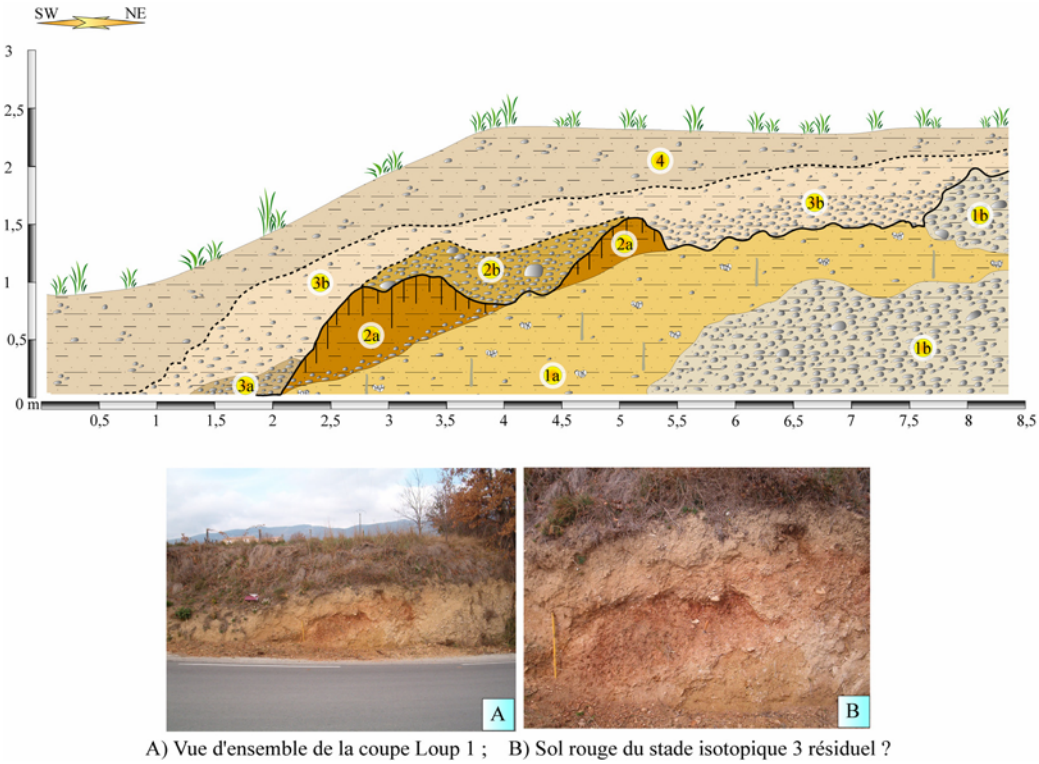
Les tests de susceptibilité magnétique réalisés par DUBAR montrent des résultats significatifs (4b5 : 326 uCGS ; 4b3 : 86 u CGS) qui entrent dans les mêmes valeurs que celles obtenues pour des « sols rouges » de ce type en domaine durancien (DUBAR, communication orale) pour le niveau 4b5. Des analyses approfondies devront être effectuées pour définir ce qui relève de l'altération pédologique et/ou d'un hypothétique incendie. [Rappelons dans notre cas que la mesure de la susceptibilité magnétique sert à la caractérisation des propriétés magnétiques d'un sédiment permettant l'identification des minéraux le constituant. Elle autorise par exemple la définition du degré d'altération d'un sol selon la réactivité à cette analyse des minéraux qu'il contient. Plus la valeur obtenue est forte plus le degrés d'altération est important et la pédogenèse effective].

Tableau d'analyse séquentielle de la coupe MIR 11 du ravin du Mirail (figure n°35) :

I) Accumulation alluviale et développement d'une pédogenèse dans un contexte climatique de type interstadiaire ; **II)** Incision modeste/recoupement du chenal principal et accumulation caillouteuse au sein de conditions climatiques de type périglaciaire ; **III)** Incision majeure probablement de la fin du Dernier Maximum Glaciaire, petite accumulation emboîtée récente et dernière incision atteignant le substratum.

III) La coupe Loup 1 du ravin du Loup : une étape de transition dernier pléniglaciaire/Postglaciaire ?

Positonnement GPS : N 43°46'480'' – E 005°30'21''



A) Vue d'ensemble de la coupe Loup 1 ; B) Sol rouge du stade isotopique 3 résiduel ?

Figure n°36, vallon du Loup, coupe Loup 1

Les différents niveaux de la coupe Loup-1 du vallon du Loup (détermination des couleurs par le code des couleurs des sols, Cailleux, 1981) :

1a) Niveau sablo-limoneux jaune (5 Y 9/8) à nodules de carbonates (et poupées carbonatées), altérations marquées et auréoles d'oxydation diffuses, quelques cailloutis hétérométriques (jusqu'à 2 cm de grand axe) sub-anguleux.

1b) Lentille caillouteuse à cailloutis hétérométriques et sub-anguleux dans une matrice sableuse blanche (5Y 8/1).

2a) Horizon C (?) de « sol rouge » (brun jaune, 10 YR 5/8) raviné et au débit polyédrique. Fin niveau de cailloutis à la base (10 cm de grand axe) dans une matrice sablo-limoneuse jaune rouge (7,5 YR 6/8).

2b) Chenal remaniant et érodant le sol.

3a) Petit chenal caillouteux à éléments hétérométriques émoussés et plus ou moins lités emballés dans une matrice sablo-limoneuse (brun très pale, 10 YR 8/3).

3b) Ensemble limono-sableux (blanc, 10 YR 9/2) à cailloutis hétérométriques émoussés (jusqu'à 3 cm de grand axe) et phénomènes de carbonatation.

4) Nappe limono-sableuse (olive pale, 5 Y 6/3) et caillouteuse récente (ravinements récents ?).

Description de la coupe Loup 1 du vallon du Loup :

Cette coupe est située sur un escarpement de molasse miocène qui surplombe le vallon du Loup en rive droite. Elle présente une esquisse relictuelle de « sol rouge » quasiment du même type que pour les coupes de Terre Rouge et du Mirail (MIR-11) qui repose en contact ravinant sur un niveau limono-sableux hydromorphe et relativement carbonaté (concrétionnements en poupées de calcaires). Cette configuration (figure n°36) laisse penser au développement d'un « sol » en bordure de talweg d'un paléovallon (berge), recoupé ensuite à maintes reprises par de petites érosions ou incisions. Les nappes caillouteuses qui ravinent ce « sol rouge » (niveaux 2b à 3b) arborent des faciès à l'allure plus récente mais qui gardent toutefois des origines vraisemblablement de type périglaciaires. La position morphologique de cet ensemble, une dizaine de mètres en contre-haut immédiat de formations travertineuses datées du tardiglaciaires (d'après les datations ^{14}C réalisées, cf. *infra*) remplissant le vallon du Loup, lui attribuerait favorablement un age situé dans la fin du dernier pléniglaciaire (stade isotopique 2). La cinématique suivante pourrait être proposée : **1)** après le développement de glacis d'accumulations aux sols rouges basaux pendant le stade isotopique 3, l'avènement de conditions climatiques plus froides et plus sèches lors du Dernier Maximum Glaciaire (début du stade isotopique 2) favorise le retranchement des dépôts à proximité des versants par un ralentissement du transit longitudinal (d'où l'abondance de formations de versants à gélifracts et aux allures « récentes », photo n°29 et répartition des formations sur la carte géomorphologique globale, figure n°12). **2)** à l'approche du Postglaciaire, les températures augmentent, l'humidité s'accroît, le transit longitudinal des sédiments reprend et des nappes caillouteuses plus ou moins torrentielles ravinent (par endroits sur l'aval) les accumulations de glacis antérieures et leurs sols. **3)** cette morphodynamique s'accélère ensuite, une incision majeure se produit, les dépôts tardiglaciaires remplissent les vallons et se retrouvent étagés en contrebas de ces accumulations de l'extrême fin du dernier pléniglaciaire.

Dans plusieurs vallons du piémont nous pouvons retrouver des nappes caillouteuses ravinantes du même type et présentant la même configuration morphologique (auxquelles nous pouvons attribuer avec plus ou moins de certitude un age relatif fini-pléniglaciaire supérieur) en surplomb des vallons et de leurs remblaiements postglaciaires (torrent du Mirail-Riou aval, vallon de l'Ourgouse près de la Tour d'Aigues, rivière de l'Ermitage à proximité d'Ansouis par exemple, voir la carte géomorphologique globale, figure n°12 et la photo n°30).



Photo n°29, coupe dans les formations de versants supposées du Dernier Maximum Glaciaire (stade isotopique 2) au nord-ouest de la Tuilière (Cucuron, Cliché Ollivier V., 2002)

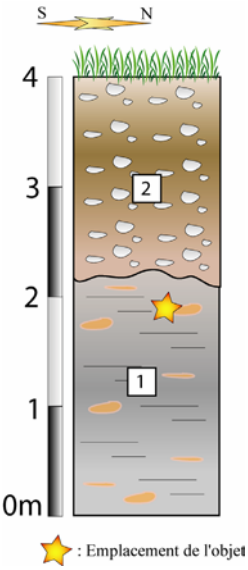


Photo n°30, (cliché, OLLIVIER, 2006) rivière de l'Ermitage (Ansouis), nappe caillouteuse ravinante de la transition fin du Dernier Maximum Glaciaire (stade isotopique 2) / Postglaciaire (stades isotopiques 2 et 1) ?

IV) Le vallon du Laval (Cadenet) et la découverte d'un objet archéologique du stade isotopique 3

En rive droite du torrent du Laval (Cadenet) 200 m en amont de la petite chapelle de Notre Dame des Anges, une petite coupe de 4 mètres de puissance (figure n°37) en bordure de route et sur le second niveau de terrasse du vallon, montre un épais niveau au faciès sablo-limoneux hydromorphe (rappelant un environnement palustre-alluvial ou une plaine d'inondation fréquemment mise en eau) recouvert en contact ravinant par une nappe caillouteuse récente, vraisemblablement historique. Au sommet de l'ensemble hydromorphe, a été découvert en 1976 une pointe moustérienne en silex (figure n°37 et n°38)**.** Le diagnostic techno-typologique de cette pièce, jusqu'à présent conservée dans le musée de Cucuron, vient d'être réalisé récemment de même que le levé de la coupe stratigraphique dont nous avons retrouvé la localisation exacte.

Par l'intermédiaire de cet unique objet archéologique daté du Moustérien sur le piémont sud du Luberon, nous obtenons l'age (très) relatif de la formation dans laquelle il a été enfoui (antérieur à 35000 BP, cf. *infra*). Les faciès sablo-limoneux (ne contenant aucun gélifract remanié) et le caractère humide du niveau l'ayant conservé donne l'idée d'un contexte climatique peut être moins froids que celui d'un stricte pléniglaciaire. Il faudra peut être rechercher un age correspondant à un interglaciaire ou à une pulsation tempérée intra-période glaciaire. Des éléments de datation plus probant et des analyses paléoécologiques pourront vraisemblablement répondre à cette question.



Positionnement GPS : N 43° 44' 000'' ; E 005° 23' 220''

2) Nappe caillouteuse ravinante. Cailloutis hétérométrique roulé de 2 à 10 cm de grand axe, emballé dans une matrice sablo-limoneuse brune.

1) Ensemble sablo-limoneux hydromorphe gris clair à gris foncé à auréoles d'oxydation.

Figure n°37, Cadenet, coupe du Laval.

Diagnostic techno-typologique d'un objet de silex découvert à Laval, commune de Cadenet

Ludovic Slimak

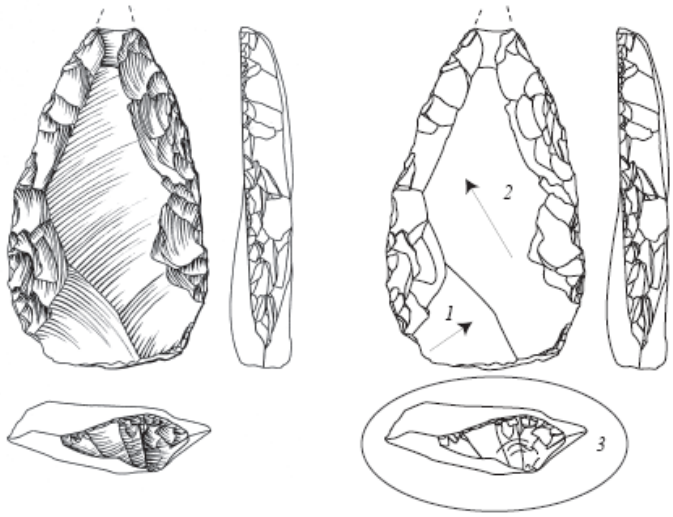


Figure n°38, pointe moustérienne du torrent du Laval à Cadenet (échelle 1/3).

Il s'agit d'une unique pièce façonnée dans un silex allochtone d'origine géologique encore indéterminée. La pièce présente un léger voile blanc, lié à un processus de patine de la roche, commun pour une industrie de surface. Cette patine superficielle a deux intérêts :

- elle atteste que l'objet est ancien ; une copie résultant d'un travail expérimental sub-actuel est immédiatement exclue. On relèvera parallèlement que la maîtrise de la taille est telle que si l'objet était une copie, il serait le produit d'un travail d'expert ;

- la patine montre que l'objet n'est que très localement ébréché, attestant d'un faible transport post-dépositionnel et du moindre impact de processus taphonomiques. Il est donc possible de confirmer que l'objet est ancien et vraisemblablement *in situ* lors de sa découverte en novembre 1976 par Gaëtan Congès au lieu dit « Laval » à Cadenet.

La pièce est une pointe moustérienne (figure n°38) réalisée sur un support Levallois montrant une parfaite gestion de ce concept de débitage (*cf.* représentation graphique de l'objet). Le talon du support est facetté, son angle d'éclatement (rencontre entre le talon et la face inférieure) avoisine les 90°, tous critères signant une connaissance parfaite des règles du débitage des roches dures. La pointe de l'objet est manquante, vraisemblablement fracturée à la suite d'une percussion axiale violente. Cette fracturation a pu intervenir dans l'abandon de l'objet.

Bien que cette pièce soit un objet unique, ces critères techniques et typologiques permettent d'attester, sans que le doute ne soit ici permis, que cet objet est un outil du Paléolithique moyen, Moustérien. Sans pouvoir la localiser précisément dans la chronologie, l'age de cette pièce est donc antérieur à 35 000 ans BP, période la plus récente du Paléolithique moyen attestée en France méditerranéenne (Slimak 2004).

V) Conclusion

Les **glacis d'accumulation pléistocènes** du piémont sud du Grand Luberon sont **datés du stade isotopique 3** et sont **étagés en contrebas d'anciennes surfaces d'érosion**. Ils sont localisés sur l'amont et sur l'aval des vallons. A leur base on trouve des **sols rouges** vraisemblablement interstadiaires surmontés ensuite par contact ravinant par un puissant cailloutis dont les éléments sont des gélifracts remaniés. Entre différents épisodes de pédogenèse, **une phase d'incision postérieure à 46600 ± 1600 BP** (et/ou à 32700 ± 300 BP) a probablement été mise en évidence. Une **pointe moustérienne en silex** a été découverte dans des niveaux alluviaux du Laval à Cadenet et constitue l'unique artéfact archéologique de cette période sur le piémont méridional du Luberon. Les dépôts supposés du **Dernier Maximum glaciaire** (début du stade isotopique 2) sont plutôt des **formations de versants** et se trouvent retranchés prés des reliefs (par un ralentissement des processus de transit longitudinal des sédiments, inféodé à des conditions climatiques probablement plus froides et plus sèches que lors du stade isotopique 3). Des **nappes alluviales caillouteuses, ravinantes sur les glacis du stade 3** et surplombant les dépôts tardiglaciaires, traduisent peut être l'arrivée de conditions climatiques plus tempérées et humides du début du Postglaciaire par un **retour du transit longitudinal amont-aval** des sédiments suivi d'une **incision majeure**.

Chapitre III : Les coupes stratigraphiques du Tardiglaciaire (stade isotopique 2)

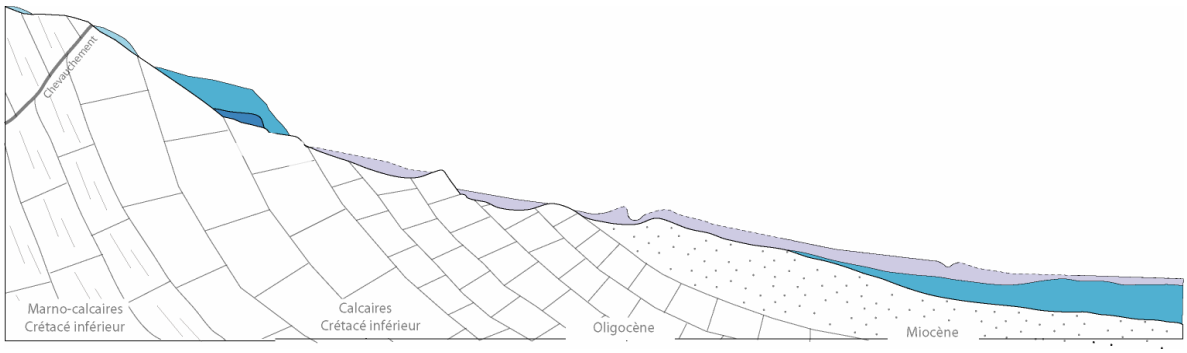


Figure n°39, position des dépôts tardiglaciaires (stade isotopique 2) sur le linéaire des vallons du piémont sud du Grand Luberon, niveau mauve.

Les dépôts tardiglaciaires se retrouvent sur la quasi-totalité du linéaire du piémont. Ils constituent des formations de fond de vallons qui reprennent, après une incision majeure postérieure au Dernier Maximum Glaciaire, les talwegs empruntés par les nappes torrentielles qui constituent les glacis du Pléistocène supérieur. En amont et dans la partie médiane des ravins, ils sont directement en contact avec le substratum et étagés en contrebas des glacis d'accumulation du stade isotopique 3. En aval, ils sont emboîtés dans ces mêmes formations (figure n°39). Comme nous l'avons vu dans le descriptif des différents vallons de référence, leur origine est double. En amont, il s'agit de remblaiements détritiques aux faciès dépendant de leur relation géomorphologique avec les héritages pléistocènes. En aval, ce sont des séquences travertineuses crayeuses localisées au débouché d'exsurgences karstiques.

I) Les ensembles détritiques

En amont des vallons où ils sont à proximité des séquences détritiques du dernier pléniglaciaire, les faciès sont très caillouteux et comprennent parfois des macrorestes végétaux inscrits dans de rares lentilles limono-sableuses. Dans les ravins où les héritages pléistocènes sont peu nombreux en amont, les dépôts tardiglaciaires sont plutôt constitués de sédiments fins. Les faciès limono-sableux sont les plus représentatifs de la sédimentation tardiglaciaire sur le piémont, ils composent la majeure partie des formations détritiques de cette période. Dans les séquences, on observe fréquemment des niveaux d'incendies comprenant de nombreux charbons, des troncs carbonisés de ***pinus* type *sylvestris*** (photo n°31) et des liserés charbonneux rubéfiés. La plupart de ces niveaux brûlés sont centrés sur la période 11600 / 11700 BP. Parfois, des macrorestes végétaux (***salix***) peuvent être découverts dans des lentilles limono-sableuses inscrites dans des formations caillouteuses.

Du fait de leur situation de formations inaugurant des vallons fraîchement entaillés entre la fin du Dernier Maximum Glaciaire et le début de période et compte tenu de la fréquence des variations morphogéniques postglaciaires, les dépôts sont souvent tronqués au sommet par des emboîtements latéraux holocènes (coupe MIR-9 par exemple) ou des nappes caillouteuses de l'Antiquité tardive (coupe Loup-8 et transect Loup-9 par exemple) [d'après le mobilier archéologique].



Photo n°31, souche carbonisée tardiglaciaire, ravin du Loup
(cliché Ollivier V. 2001)

I.1) La coupe MIR-9 du ravin du Mirail

Positionnement GPS : N 43° 47' 640'' - E 005° 30' 249''.

Cette coupe stratigraphique (figure n°40, photo D) est située en rive gauche du vallon du Mirail (à environ 400 mètres en aval de la coupe MIR-11 dans le glacis pléistocène supérieur). La première partie du dépôt est concernée par un ensemble caillouteux d'origine alluviale (gélifracts remaniés issus du démantèlement des formations pléistocènes d'amont) à lentilles sablo-limoneuses (figure n°40, photo B et C) renfermant des macrorestes végétaux (***salix***) provenant de milieux de ripisylve (figure n°40, photo A). Ensuite, une seconde formation caillouteuse, probablement holocène, vient s'emboîter dans la précédente. Au sommet de la coupe stratigraphique on trouve des vestiges (dont l'age précis reste à déterminer) de fours à chaux (Ca O) qui comprennent encore leur chargement.

Les différents niveaux de la coupe MIR-9 du ravin du Mirail :

1) niveau caillouteux (hétérométrique, sub-anguleux et de 3 à 10 cm de grand axe) à matrice sablo-graveleuse à sablo-limoneuses jaune orangée (oxydations). Des lentilles limono-sableuses grises (calcimétrie : 66,41% de Caco3) renferment des macrorestes végétaux de ***salix.***

2) Passées caillouteuses à chenaux. Les éléments caillouteux sont hétérométriques (de 1 à 15 cm de grand axe) et sub-anguleux à sub-émoussés emballés dans une matrice sableuse blanche peu abondante.

3, 4, 5, 6) Passées caillouteuses à chenaux. Les éléments caillouteux sont hétérométriques (de 1 à 30 cm de grand axe suivant les niveaux) et sub-anguleux à sub-émoussés emballés dans une matrice sableuse blanche à jaune clair peu abondante.

7) Ensemble sablo-limoneux beige clair à cailloutis épars hétérométriques (de 2 à 3 cm de grand axe) et sub-émoussés. Quelques charbons sont visibles (date ^{14}C à 5910 ± 40 BP).

8) Four à chaux.

9) Nappe récente emboîtée latéralement et composée d'un cailloutis hétérométrique sub-émoussé emballé dans une matrice limono-sableuse brune.

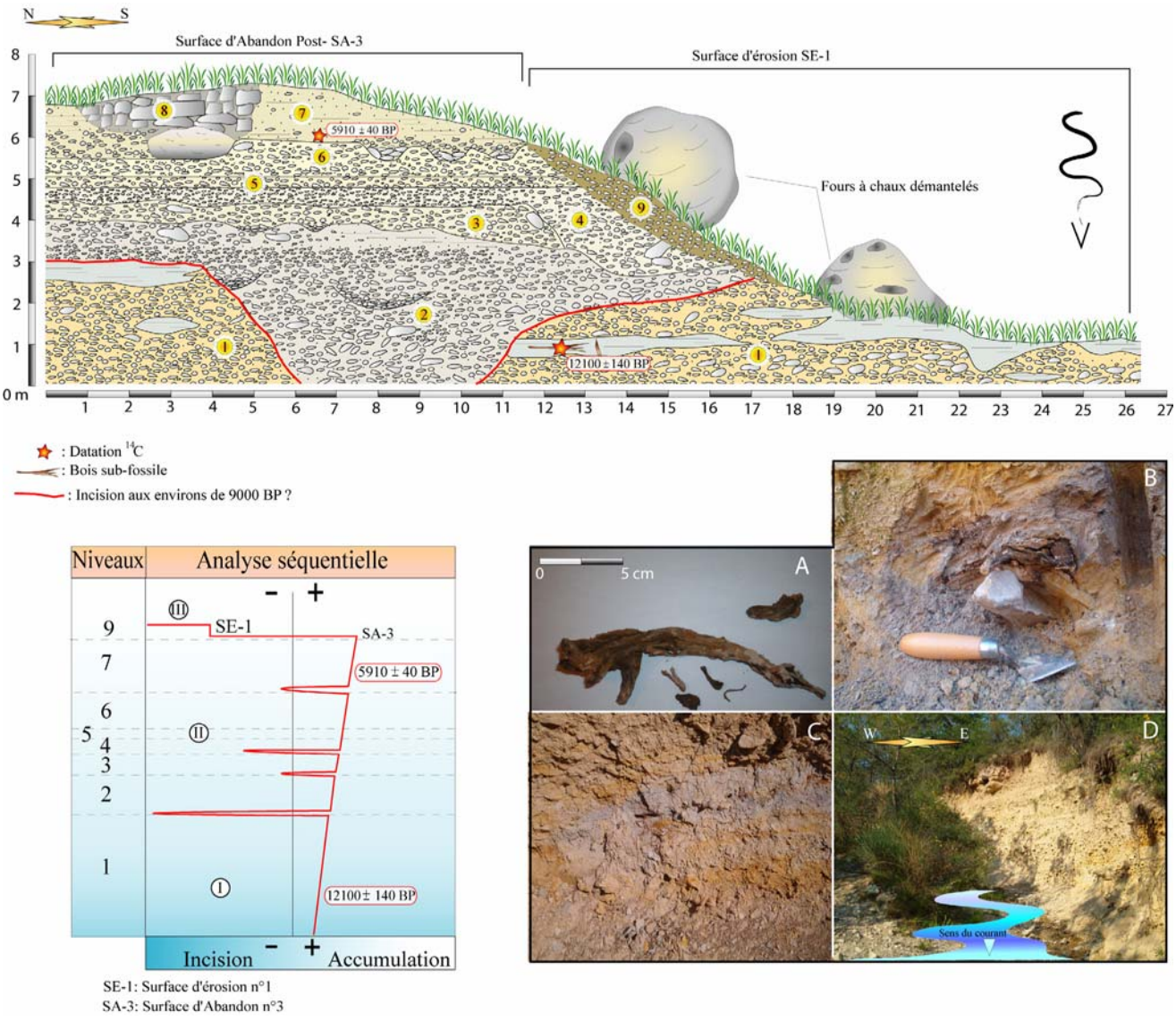


Figure n°40, ravin du Mirail, coupe MIR-9.

Tableau d'analyse séquentielle de la coupe MIR-9 du ravin du Mirail :

I) Dépôt de nappes caillouteuses tardiglaciaires ; **II)** incision et emboîtement de la formation vraisemblablement holocène et fluctuations dans les rythmes de l'accumulations (chenaux) ; **III)** Incision terminale en deux paliers manifestés par une ou plusieurs surfaces d'érosion/abandon.

I. 2) La coupe Loup-7 et le transect Loup-8

Description de la coupe Loup 7 du vallon du Loup :

Positionnée en rive droite du vallon, cette coupe est représentative des faciès tardiglaciaires limono-sableux fins (beige rose à passées caillouteuses éparses, et marques d'incendies) rencontrés sur le piémont. D'un point de vue morphosédimentaire, une des successions stratigraphiques que l'on peut observer dans le massif est visible ici. Il s'agit, dans l'axe des chenaux, de l'emboîtement et du contact ravinant des nappes de l'Antiquité tardive sur le sommet des formations. Cet enchaînement crée un important hiatus chronologique qui disparaît lorsqu'on se décale en bordure des vallons où l'on retrouve effectivement la suite, sur le plan chronostratigraphique, de l'accumulation (voir transect Loup-9, figure n°41).

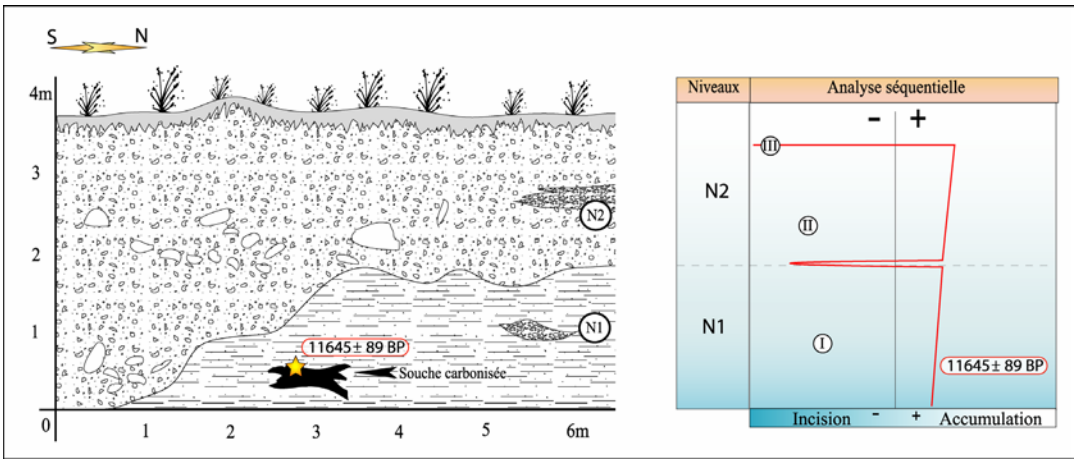


Figure n°41, ravin du Loup, coupe Loup-7.

Positionnement GPS : N 43°47'597'' - E 005°30'301''

Les différents niveaux de la coupe Loup-8 du vallon du Loup :

N1 : Ensemble sablo-limoneux beige rose à très rares lentilles de cailloutis fins, présence d'une imposante souche carbonisée (***pinus* type *sylvestris***) sur place (gangue de sédiments cuite autour).

N2 : Nappe caillouteuse ravinante de façon plus importante par endroit à matrice sablo-graveleuse beige blanche et cailloutis hétérométrique (de 5 à 10 cm de grand axe) sub-anguleux. Quelques gros blocs (20 cm à 30 cm de grand axe) diffus sont à signaler.

Tableau d'analyse séquentielle de la coupe Loup-7 du vallon du Loup :

I) Accumulation de sédiments fins et incendies au Tardiglaciaire ; **II)** Petite incision/contact ravinant et décharges détritiques de l'Antiquité tardive ; **III)** Incision donnant la coupe naturelle.

Description du transect Loup 8 du vallon du Loup (figure n°42) :

Dans ce transect latéral par rapport au vallon du Loup, on retrouve les niveaux tardiglaciaires fins caractéristiques (limono-sableux beige rose à passées caillouteuses éparses, et marques d'incendies). Les nappes antiques à historiques entaillent et s'emboîtent dans les dépôts tardiglaciaires au niveau de l'axe du chenal. Latéralement, les accumulations tardiglaciaires continuent, les faciès changent et sont plus caillouteux et les dépôts du premier holocène se superposent dans la continuité. Le terminus de l'accumulation est constitué par une surface d'abandon postérieure à 8910 ± 50 BP (la deuxième du piémont, postérieure à celle constituée par la surface des glacis du pléniglaciaire supérieur). Dans les nappes caillouteuses de l'Antiquité tardive sont incorporés quelques tessons de céramique (pâte fine rouge) et des fragments de cuivre qui donnent des indications chronologiques relatives et permettent de situer ces dépôts par rapport à ceux datés du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène. Plusieurs surfaces d'érosion ont été façonnées par l'incision récente linéaire des talwegs postérieurement à l'Antiquité tardive.

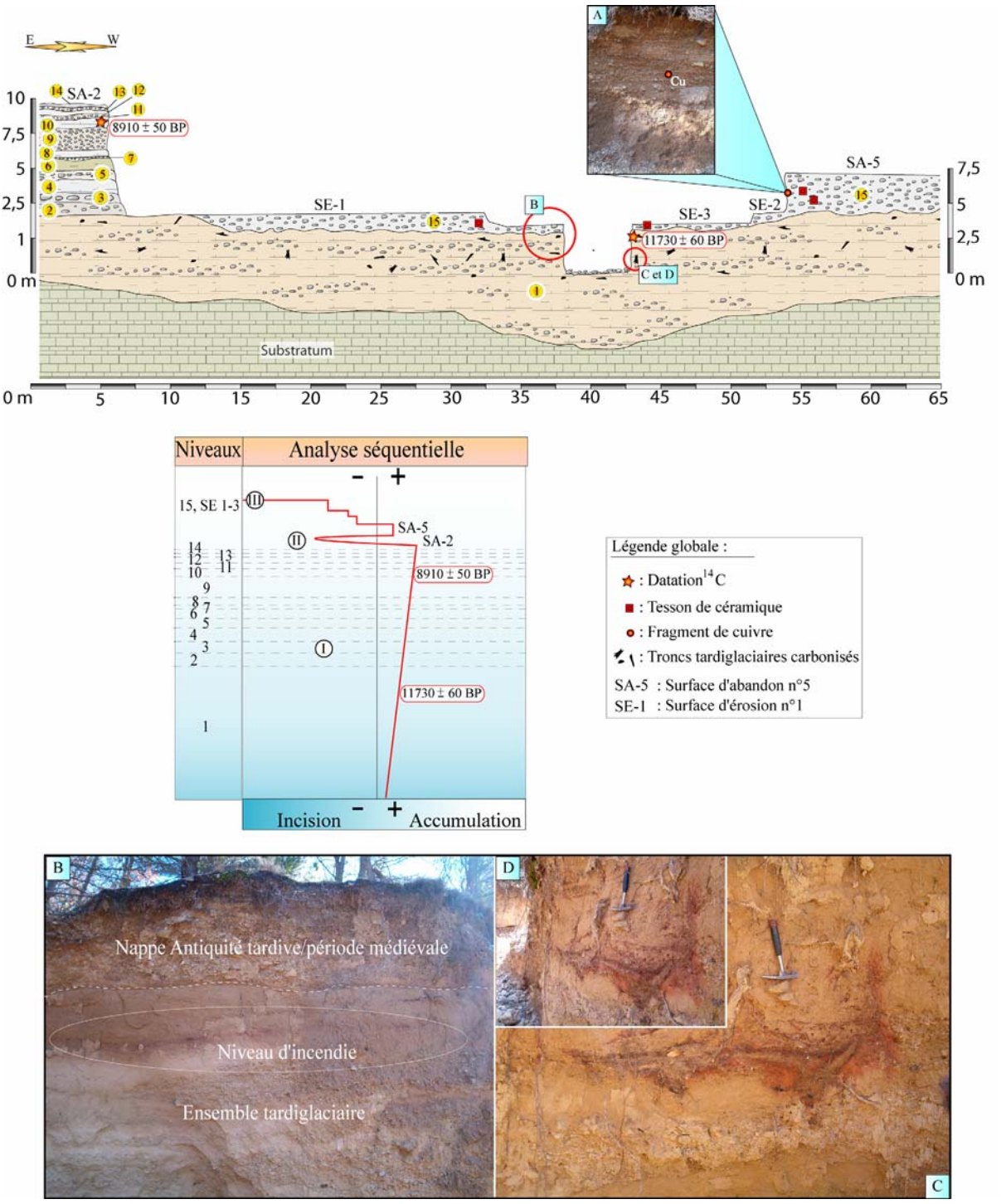


Figure n°42, ravin du Loup, transect Loup-8.

Positionnement GPS : N 43°47'380'' - E 005°30'200''

Les différents niveaux du transect Loup-8 (détermination des couleurs par le code des couleurs des sols, Cailleux, 1981) :

1) Niveau sablo-limoneux (brun très pâle, 10 YR 8/4) à lentilles caillouteuses (cailloutis calcaire hétérométrique de 0,5 à 10 cm de grand axe, sub-émoussés à émoussés). La partie sablo-limoneuse renferme de nombreux charbons pouvant atteindre 10 cm de grand axe, ainsi que de multiples souches carbonisées sub-en place (gangue limoneuse rubéfiée) dont une (***pinus* type *sylvestris***) est datée à 11730 ± 60 BP.

2) Nappe sableuse (blanc, 10 YR 9/2) à cailloutis calcaire hétérométrique sub-émoussé à sub-anguleux de 0,5 à 10 cm de grand axe.

3) Ensemble sableux à sablo-limoneux (blanc, 5 YR 8/1) à cailloutis calcaire hétérométrique sub-émoussé à sub-anguleux de 0,5 à 20 cm de grand axe.

4) Niveau limoneux à limono-sableux (blanc, 2,5 Y 9/0).

5) Nappe sableuse (blanc, 10 YR 9/2) à cailloutis calcaire hétérométrique sub-émoussé à sub-anguleux de 0,5 à 5 cm de grand axe.

6) Niveau limoneux à limono-sableux (blanc, 2,5 Y 9/0).

7) Fin niveau caillouteux open work à cailloutis calcaire hétérométrique sub-émoussé à sub-anguleux de 0,5 à 3 cm de grand axe.

8) Ensemble sableux à sablo-limoneux (blanc, 5 YR 8/1) à cailloutis calcaire hétérométrique sub-émoussé de 0,5 à 40 cm de grand axe.

9) Niveau limoneux à limono-sableux (blanc, 2,5 Y 9/0).

10, 11, 12, 13, 14) Niveaux sableux (brun très pâle, 10 YR 8/3) composés d'un cailloutis calcaire sub-émoussé de 2 à 40 cm de grand axe et ponctués de lentillles limono-sableuses (blanc, 10 YR 9/2) à micro-charbons (date ^{14}C à 8910 ± 50 BP dans le niveau 10).

15) Nappe caillouteuse ravinante à cailloutis calcaire hétérométrique sub-émoussé à sub-anguleux de 1 à 5 cm de grand axe quasiment en open work (très faible matrice sableuse blanche, 10 YR 9/2).

Tableau d'analyse séquentielle du transect Loup-8 :

I) Accumulation de sédiments fins et incendies au Tardiglaciaire, nappes sablo-limoneuses et caillouteuses en continuité jusqu'au début de l'Holocène puis abandon ; **II)** Incision et emboîtement en contact ravinant des décharges détritiques de l'Antiquité tardive puis abandon ; **III)** Incision récente en 3 paliers ou surfaces d'érosion.

II) Les ensembles travertineux

Localisées dans la partie aval des vallons au débouché des exsurgences karstiques, les formations travertineuses tardiglaciaires sont essentiellement crayeuses. Relativement détritiques au départ, les faciès deviennent de plus en plus carbonatés et piègent, à l'instar des dépôts détritiques, des macrorestes végétaux (dont un tronc en position de vie de ***pinus* type *sylvestris***) et des charbons dans certains niveaux. Les séquences ne comportent pas de travertins construits et témoignent plutôt d'environnements palustres où peuvent se développer quelques sols hydromorphes. Seules des nappes caillouteuses liées à des migrations latérales du chenal principal viennent ponctuer ces accumulations travertino-crayeuses.

II.1) Les coupes Loup-2 et Loup 4 et 5 du vallon du Loup

Description des coupes Loup 2 et Loup 4 et 5 du vallon du Loup(figure n°43 et n°44):

Les coupes Loup-2 et Loup 4 et 5 du ravin du Loup font partie de la même formation travertineuse dont l'accumulation se déroule de 12900 ± 60 BP à 10210 ± 50 BP. La stratigraphie de la coupe Loup-2 concerne les marges du dispositif en rive droite du vallon (avec des apports colluviaux mélangés au détritisme alluvial) tandis que les sections Loup-4 et 5 sont positionnés au cœur du dispositif, au sein de la petite dépression où se sont développés ces dépôts travertineux crayeux de contextes alluvio-palustres. La coupe Loup 4 se trouve au milieu d'un sondage dont nous disposons de façon fortuite. Il a été réalisé par le propriétaire de la ferme du Carré située en rive gauche, dans le but de créer un second bassin de rétention des eaux pluviales à des fins d'irrigation (un premier bassin se trouve déjà en amont). Ce sondage a permis d'atteindre profondément (-3m) les niveaux situés à la base du remplissage travertineux et de faire de corrélations chronostratigraphiques entre les différentes coupes, peu éloignées, du secteur. La mise au jour d'un tronc sub-fossile de ***Pinus* type S*ylvestris*** (daté en ^{14}C à 12900 ± 60 BP) à la base de la séquence est aussi tributaire de la réalisation de ce sondage. Une nappe alluviale récente, emboîtée dans les niveaux tardiglaciaires et datée par ^{14}C à 325 ± 30 BP (sur charbon de ***Buxus***) a également pu être observée et nous donnes de précieuses indications sur l'encadrement chronologique de la phase d'incision récente qui a façonnée ces coupes naturelles. Nous développerons ce dernier point dans la suite de notre travail.

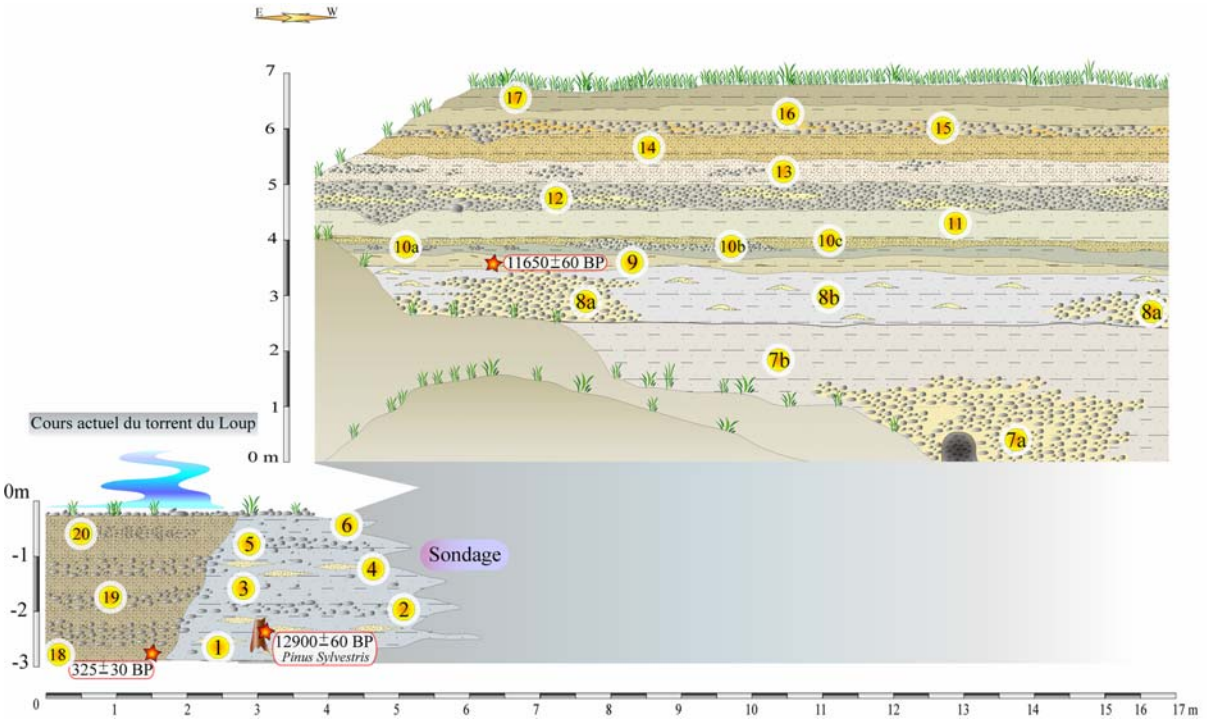


Figure n°43, vallon du Loup, la coupe Loup-5 et le sondage Loup-4.

Description de la coupe Loup 5 et du sondage Loup 4 du vallon du Loup :

Positionnement GPS : N 43°46'900''- E 005°30'880'' et N 43°46'929''- E 005°30'388''

1) Ensemble crayeux limono à argilo-sableux gris à lentilles plus sableuses jaunes. Tronc sub en place de ***Pinus*** type ***Sylvestris*** daté à 12900 ± 60 BP.

2, 3, 4, 5, 6) Ensemble crayeux limono -sableux gris à lentilles plus sableuses jaunes et passées caillouteuses à cailloutis hétérométrique sub-émoussé de 1 à 5cm de grand axe.

7a, 7b) Craies travertineuses grises à blanches, légèrement sableuses et lentilles de cailloutis hétérométrique sub-émoussé de 1 à 5cm de grand axe emballés dans une matrice sablo-limoneuse jaune orangée oxydée.

8a, 8b) Craies travertineuses grises, légèrement sableuses, lentilles sableuses et de cailloutis hétérométrique sub-émoussé de 1 à 5cm de grand axe emballés dans une matrice sablo-limoneuse jaune orangée oxydée.

9) Niveau crayeux beige à vert olive plus carbonaté à liserés charboneux et charbons diffus (date ^{14}C à 11650 ± 60 BP). Quelques concrétionnements en tubes épars.

10a) Niveau crayeux beige à vert olive et lentilles de cailloutis hétérométrique sub-émoussé de 1 à 2 cm de grand axe.

10b, 10c) Niveau sablo-limoneux jaune beige à lentilles de cailloutis hétérométrique sub-émoussé de 1 à 2 cm de grand axe.

11) Niveau crayeux beige blanc, légèrement sableux.

12) Passée sableuses en contact ravinant comprenant des cailloutis hétérométrique sub-émoussé de 1 à 5cm de grand axe emballés dans une matrice sableuse jaune orangée oxydée.

13) Niveau sablo-crayeux à lentilles caillouteuses éparses (cailloutis hétérométrique sub-émoussé de 1 à 2 cm de grand axe.

14)) Niveau sablo-limoneux à crayeux jaune beige.

15) Passée sableuses en contact ravinant comprenant des cailloutis hétérométrique sub-émoussé de 1 à 5cm de grand axe emballés dans une matrice sableuse jaune orangée oxydée.

16) Niveau limoneux à sablo-limoneux beige clair très pulvérulent (présence de carbonates).

17) Niveau sablo-limoneux beige.

18, 19, 20) Ensemble limono-sableux brun clair et charbonneux à la base, en alternance avec des passées caillouteuses composé de cailloutis hétérométrique sub-émoussé de 1 à 5cm de grand axe emballés dans une matrice sablo-limoneuse beige brune. Date ^{14}C à la base sur charbon de ***Buxus*** à 325 ± 30 BP.

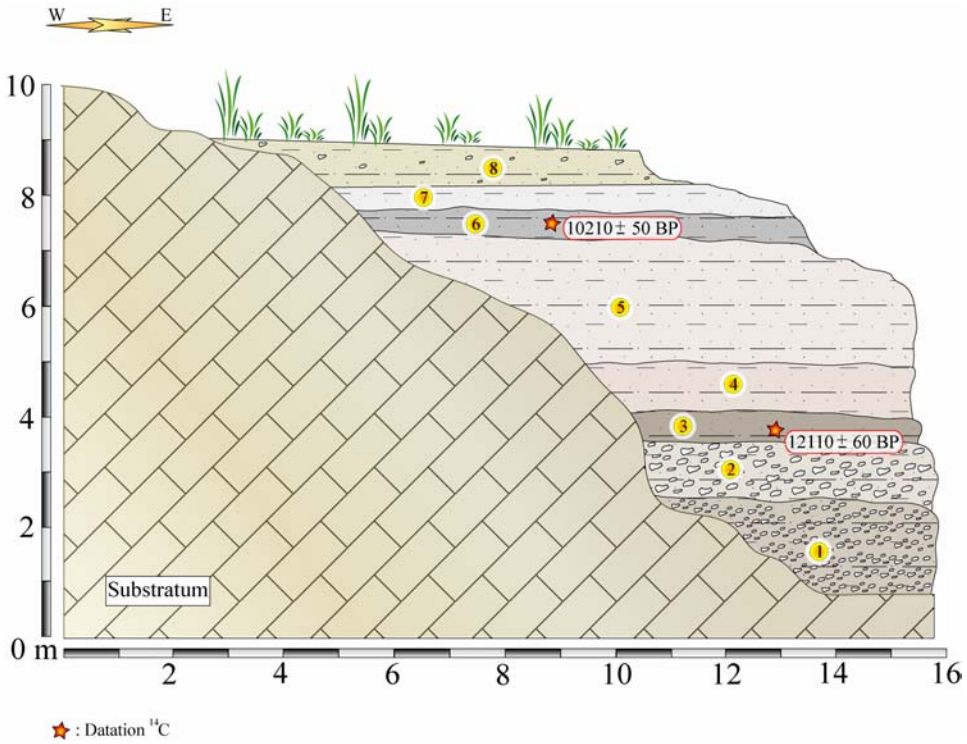


Figure n°44, vallon du Loup, la coupe Loup-2.

Les différents niveaux de la coupe Loup-2 du vallon du Loup :

Positionnement GPS : N 43°45'411''- E 005°27'978''

1) Niveau sableux à sablo-limoneux gris vert, à marques d'oxydations et petits cailloutis hétérométriques anguleux à sub-anguleux (colluvions) de 1 cm de grand axe.

2) Ensemble limono-sableux gris vert oxydé à cailloutis roulés (galets miocènes issus du substratum proche) à sub-anguleux épars de 1 à 3 cm de grand axe.

3) Craies travertineuses sableuses grises à charbons et cailloutis sub-anguleux de 1 à 3 cm de grand axe épars(date ^{14}C à 12110 ± 60 BP, sur charbon de ***Rosa* sp.**).

4) Craies travertineuses assez détritiques grises beiges.

5) Craies travertineuses assez détritiques (beige clair).

6) Craies travertineuses grises à charbons (date ^{14}C à 10210 ± 50 BP)

7) Craies travertineuses blanches ravinantes sur le niveau inférieur.

8) Craies travertineuses vert olive assez détritiques et oxydées incorporant des galets miocènes issus du substratum (escarpement proche).

II.2) La coupe MIR-1 du vallon du Mirail-Riou

Description de la coupe MIR-1 du vallon du Mirail-Riou (figure n°45) :

Localisée en rive droite du torrent du Riou (qui est en fait la prolongation aval du ravin du Mirail) cette coupe représente la partie tardiglaciaire la plus ancienne rencontrée dans le système travertineux du Mirail. Il s'agit là, tout comme dans le cas complémentaire de la coupe Loup-4 (sondage), des prémices de la carbonatation travertineuse dans le Luberon. La partie supérieure de la coupe est concernée par l'emboîtement d'une séquence médiévale, majoritairement détritique et légèrement carbonatée. Comme nous le verrons, ce type d'emboîtement récent est fréquent dans les formations du Grand Luberon.

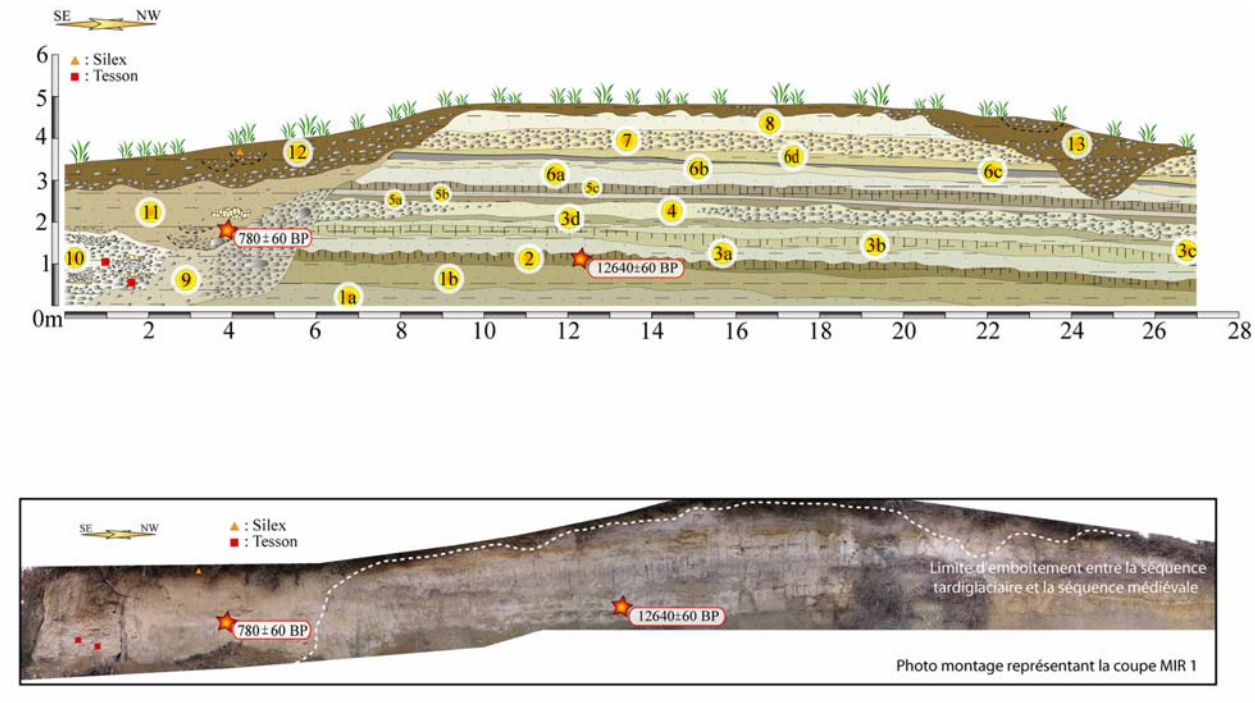


Figure n°45, la coupe MIR-1 du vallon du Mirail-Riou.

Positionnement GPS : N 43° 45' 190'' ; E 005° 32' 530''

Les différents niveaux de la coupe MIR 1 du ravin du Mirail-Riou :

1a) Niveau sablo-limoneux vert olive à auréoles d'oxydation et petits nodules de carbonatation secondaire.

1b) Niveau sablo-limoneux gris-vert à tendance argileuse. Quelques auréoles d'oxydation, de petits nodules de carbonatation secondaire et des radicelles oxydées sont à remarquer. La partie supérieure manifeste l'amorce d'une pédogenèse de type hydromorphe.

2) Niveau sablo-limoneux vert foncé à tendance argileuse et pédogenèse plus marquée que pour le niveau 1b. On note de nombreux charbons. Une date ^{14}C à 12640 ± 60 BP à été obtenue sur ce niveau.

3a) Niveau travertino-crayeux beige-blanc en contact ravinant sur le niveau 2. Petits charbons épars et traces de radicelles sont à noter.

3b) Niveau travertino-crayeux beige-vert à charbons et début de pédogenèse hydromorphe.

3c) Niveau travertino-crayeux beige-vert à charbons et auréoles d'oxydation.

3d) Niveau travertino-crayeux grid-vert à charbons, auréoles d'oxydation et début de pédogenèse hydromorphe.

4) Craies travertineuses beige clair à passées caillouteuses latérales (cailloutis calcaire hétérométrique émoussé à sub-émoussé de 1 à 3 cm de grand axe) et radicelles.

5a) Niveau travertino-crayeux gris foncé.

5b) Niveau travertino-crayeux gris clair.

5c) Niveau travertino-crayeux gris foncé à développement de sol hydromorphe, radicelles oxydées et au débit polyédrique.

6a) Travertin crayeux blanc-beige.

6b) Travertin crayeux blanc-beige à texture plus fine que pour le niveau 6a.

6c) Travertin crayeux blanc-beige à tendance détritique et oxydation diffuse.

7) Cailloutis calcaire hétérométrique émoussé à sub-émoussé de 1 à 10 cm de grand axe emballé dans une matrice sablo-graveleuse. La base du niveau manifeste des traces d'oxydation sur environ 20 cm d'épaisseur.

8) Craies travertineuses blanches assez pulvérulentes.

9) Niveau caillouteux (emboîté après incision dans la formation précédente) essentiellement composé d'un cailloutis calcaire hétérométrique sub-émoussé de 0.5 à 5 cm de grand axe emballé dans une matrice crayeuse grise foncée. On note un granoclassement latéral décroissant vers la gauche de la coupe.

10) Chenal à cailloutis hétérométriques jusqu'à 15 cm de grand axe, roulés à émoussés et emballés dans une matrice sablo-graveleuse grisâtre. Plusieurs petits chenaux et lentilles crayeuses sont visibles sur la gauche du niveau, de même que des lamines travertineuses construites enrobant des galets, des passées à tubes détritiques travertineux, des lentilles sablo-graveleuses oxydées, plusieurs tessons roulés et de nombreux charbons.

11) Niveau brun clair sablo-graveleux à limoneux, comprenant de fins litages de petits cailloutis calcaires émoussés de 1 cm de grand axe, des passées à tubes détritiques travertineux, des lentilles sablo-graveleuses oxydées à gros charbons et petits encroûtements travertineux, ainsi que des dépôts de manganèse dans les parties caillouteuses. Date ^{14}C obtenue : 780 ± 60 BP.

12) Niveau sablo-limoneux brun ravinant à lentilles caillouteuses éparses, un silex isolé et remanié a été retrouvé au sommet.

13) Cailloutis hétérométrique sub-émoussé à émoussé de 10 cm de grand axe, charbons et tessons modernes (de même que boîtes de conserves etc…).

III) Conclusion

Les différentes coupes stratigraphiques tardiglaciaires exposées nous ont fournies certaines clés pour appréhender la dynamique morphogénique de cette période. De ce corpus de données il faudra retenir la nature des faciès et de certaines accumulations ainsi que les relations géométriques particulières qu'elles entretiennent avec les formations qui les succèdent. Tout d'abord, c'est la présence massive de **séquences travertineuses dès 12900 BP (15500 cal. BP)** qui marque nos esprits. Effectivement, il est rare voir inédit de rencontrer des formations travertineuses aussi anciennes dans le Postglaciaire du sud de la France. Ces accumulations, parfois marquées par une part non négligeable de détritisme, sont essentiellement crayeuses. Ensuite, nous retiendront le **caractère particulièrement fin de la sédimentation tardiglaciaire,** dont les termes caillouteux qui les ponctuent sont probablement, comme pour les séquences travertineuses crayeuses, liés à la proximité du chenal d'écoulement par rapport aux coupes stratigraphiques visibles. Néanmoins, en début de période ils traduisent des **divagations et des migrations latérales des chenaux** et par la suite, ils signent des **décharges détritiques subites** liées à des évènements rapides. Toutefois, celles-ci ne représentent qu'un temps relativement court et ne constituent pas la règle des modalités de la sédimentation, au contraire des faciès plus fins. Nous avons pu également observer que la proximité des héritages caillouteux du dernier pléniglaciaire jouait également un rôle déterminant dans cette question. En définitive, ce sont dans les dépôts détritiques du début de l'Holocène que ces ensemble caillouteux prendront plus d'importance. De **nombreuses traces d'incendies** et **d'abondants macrorestes végétaux** très bien conservés dans les niveaux à sédimentation fine caractérisent également le Tardiglaciaire du Luberon. Pour terminer, la nécessité de bien appréhender la position de la coupe stratigraphique étudiée par rapport à la dynamique du dispositif sédimentaire du vallon trouve ici toute sa démonstration. En effet, **de nombreuses séquences beaucoup plus récentes (comme les nappes de l'Antiquité tardive) viennent s'emboîter dans les accumulations tardiglaciaires** uniquement au niveau du chenal principal actuel (et à la suite de multiples incisions) provoquant un important hiatus. Latéralement, les coupes démontrent au contraire une **apparente continuité de la sédimentation à partir du Tardiglaciaire et au moins jusqu'au début de l'Holocène vers 10000 - 9000 BP**. Sans une intégration spatiale, latérale et non uniquement longitudinale de la coupe et compte tenu de l'aspect de certains faciès qui sont souvent proches (notamment pour les plus grossier souvent issus du stock sédimentaire pléistocène d'amont) la lecture chronostratigraphique peut être faussée. Cette remarque a d'autant plus d'intérêt que les emboîtements des formations les unes par rapport aux autres, parfois avec d'importants écarts chronologiques, sont fréquents dans le Luberon.

Chapitre IV : Les coupes stratigraphiques holocènes (stade isotopique 1)

Nous avons vu que les formations tardiglaciaires étaient riches en expressions sédimentaires et en vestiges paléoécologiques nous renseignant sur les réponses des milieux au climat de cette période. Les séquences travertineuses se développent, les régimes hydrologiques et la sédimentation sont particuliers (sédiments fins, décharges détritiques, migration des chenaux etc…) et les marques d'incendies nombreuses de même que les macrorestes végétaux. Les remblaiements holocènes, de part leur organisation et la variété des formations et des faciès ne sont pas moins intéressants. Ils enregistrent de nombreuses oscillations climatiques dont les effets semblent associés *in fine* à la hausse progressive des occupations humaines dans le massif. Les coupes stratigraphiques présentées sont organisées entre un premier holocène où se développent les travertins crayeux et les formations détritiques et un second holocène où de nombreux changements interviennent dans les deux types de formations et au cours duquel les vestiges archéologiques en stratigraphie se multiplient.

I) Dans les formations du premier holocène

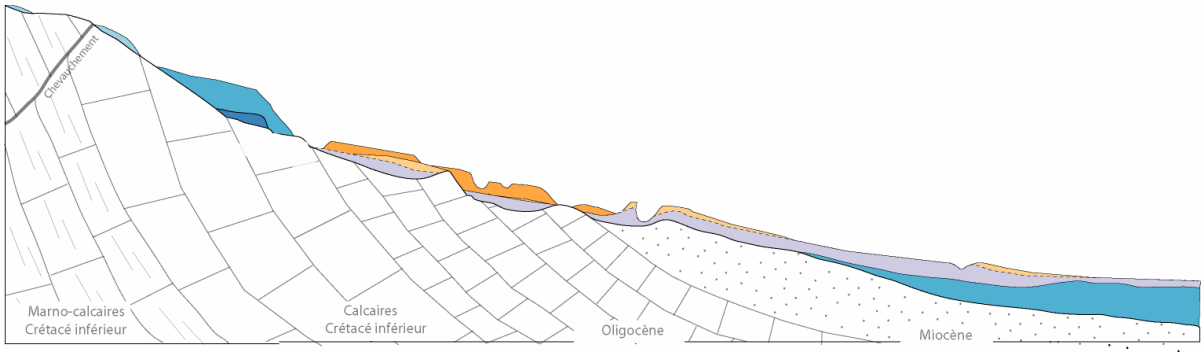


Figure n°46, position des dépôts du premier holocène (stade isotopique 1) sur le linéaire des vallons du piémont sud du Grand Luberon, niveaux jaunes et orange.

Les dépôts de la première partie de l'Holocène (Préboréal-Atlantique) se localisent majoritairement dans la partie médiane et amont des vallons (figure n°46). Au départ, ils s'organisent dans la continuité des séquences tardiglaciaires jusqu'aux environs de 8900 BP puis, rapidement, une seconde phase de sédimentation vient s'emboîter à la suite d'une incision. Cette évolution complexe manifestée par de nombreux emboîtements de séquences et dont le principe se perpétue tout au long de l'Holocène, peut être en partie résumée par les coupes Loup-10 et MIR-5 qui traduisent une morphodynamique entre contexte détritique amont et milieu travertineux aval dès l'interphase tardiglaciaire-holocene.

I.1) Les coupes Loup-10 du vallon du Loup et MIR-5 du ravin du Mirail : une synthèse de la transition Tardiglaciaire-Holocène et de l'Holocène *L.S.* dans les formations détritiques et dans les séquences travertineuses.

Ces deux coupes, positionnées en amont d'un vallon (Loup-10) et en aval d'une exsurgence karstique (MIR-5) ont la particularité de représenter, suite à leur exceptionnelle préservation liée à leur position légèrement latérale par rapport à la zone d'activité des chenaux postglaciaires, une longue période chronologique qui couvre une partie du tardiglaciaire et s'interrompe dans la seconde moitié de l'Holocène. Il est possible par leur intermédiaire de faire des comparaisons sur les différents faciès et dynamiques morphosédimentaires qui reflètent les variations des conditions morphogéniques postglaciaires du Luberon dans deux types de formations distinctes : détritiques et travertineuses.

I.1.1) La coupe Loup-10 : le reflet de l'évolution postglaciaire des formations détritiques .

Commentaire de la coupe Loup-10 du vallon du Loup :

Localisée en rive droite en amont du vallon du Loup, la coupe Loup 10 (figure n°47) montre une évolution morphogénique qui s'exprime du Tardiglaciaire à l'Holocène. C'est en partie en ce sens qu'elle peut être considérée comme un témoin essentiel de la morphogenèse postglaciaire du piémont sud du luberon. A la base, on retrouve le pole sédimentaire fin représentatif du tardiglaciaire local dont le premier niveau est daté sur charbon de ***Salix*** à 12100 ± 60 BP (comme dans le cas de la coupe MIR-9 où l'on retrouve ***Salix*** daté à 12100 ± 140 BP dans une lentille de sédiment fin, également en début de coupe stratigraphique). Ensuite, les décharges détritiques se multiplient en alternance avec des faciès limono-sableux vraisemblablement pendant une grande partie du premier holocène ((niveaux 1b à 6, figure n°47), comme évoqué précédemment (dans le cas de la coupe Loup-9). Une incision intervient (plus modeste ici qu'en aval de la plupart des ravins) antérieurement à 5840 ± 40 BP et vraisemblablement aux alentours de 9000-8000 BP en référence notamment à la coupe du Méchant Pas dont la partie supérieure est datée à 8360 ± 150 BP (d'autres coupes datées soutiennent cette hypothèse comme par exemple les coupes Loup-9 et Loup-2). Les niveaux qui se déposent ensuite (niveaux 7 et 8, figure n°47) sont constitués de faciès caillouteux et limono-sableux charbonneux et se sont développés aux alentours de 5840 ± 40 BP (date ^{14}C sur charbon de ***Quercus*** sclérophylle).

Une troisième et dernière séquence (niveaux 9, 10, 11, figure n°47) vient s'emboîter à la suite d'une autre incision dans les niveaux sous jacents. Elle se compose au départ de dépôts caillouteux puis d'un ou plusieurs niveaux d'occupations néolithiques (plus ou moins marqués par un début de pédogenèse) à tessons de céramiques mal identifiés (Néolithique indéterminé). Une nappe sableuse grise, stérile en vestiges archéologiques, recouvre l'ensemble. Elle est suivie d'une importante incision à la suite de laquelle des nappes caillouteuses de l'Antiquité Tardive (quelques très rares tessons de céramiques remaniés) se déposent. *In fine,* une ultime phase d'incision en paliers (surfaces d'érosion 1 à 3) rejoint le substratum miocène. Une petite accumulation formant terrasse et qui se suit bien sur le linéaire de nombres de ravins pourrait correspondre au Petit Age Glaciaire.

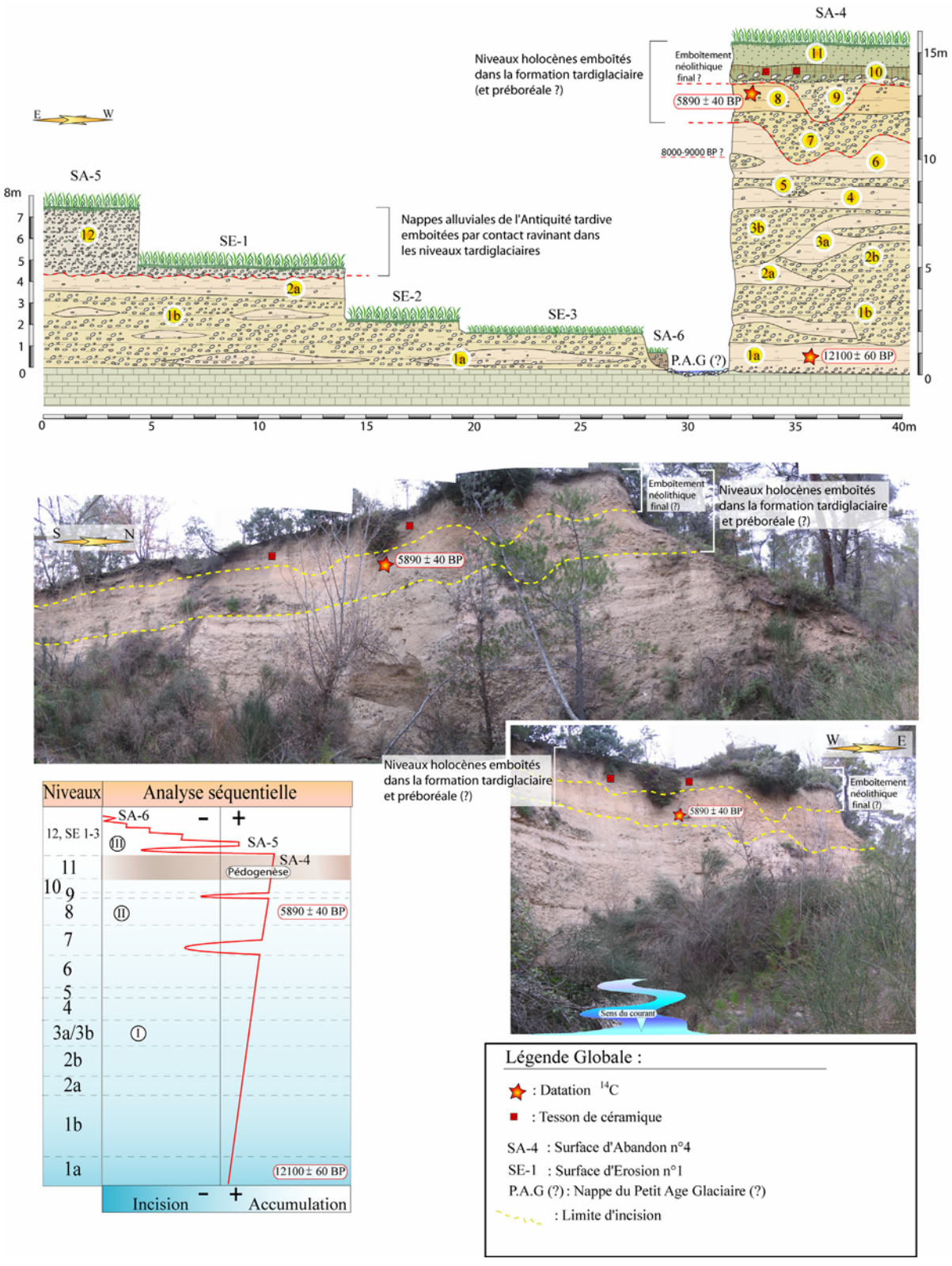


Figure n°47, la coupe Loup-10 du ravin du Loup.

Les différents niveaux de la coupe Loup-10 du ravin du Loup (détermination des couleurs par le code des couleurs des sols, Cailleux, 1981) :

Positionnement GPS : N 43° 47’ 74’’ - E 005° 30’ 145’’

1a) Niveau sablo-limoneux (brun très pâle, 10 YR 8/4) à lentilles caillouteuses (cailloutis calcaire hétérométrique de 0,5 à 10 cm de grand axe, sub-émoussés à émoussés). Un charbon de ***Salix*** est daté à 12100 ± 60 BP, des tests de calcimétrie donnent 49, 81% de $CaCO_3$.

1b) Ensemble à cailloutis calcaire hétérométrique sub-émoussé à sub-anguleux de 0,5 à 10 cm de grand axe emballé dans une matrice sableuse à sablo-limoneuse (brun très pâle, 10 YR 8/4).

2a) Nappe sableuse à sablo-limoneuse (brun très pâle, 10 YR 8/4) à cailloutis calcaire hétérométrique diffus, sub-émoussé à sub-anguleux de 0,5 à 5 cm de grand axe.

2b) Ensemble à cailloutis calcaire hétérométrique sub-émoussé à sub-anguleux de 0,5 à 10 cm de grand axe emballé dans une matrice sableuse à sablo-limoneuse (brun très pâle, 10 YR 8/4).

3a) Niveau sableux à sablo-limoneux (brun très pâle, 10 YR 8/4) à cailloutis calcaire hétérométrique diffus, sub-émoussé à sub-anguleux de 0,5 à 3 cm de grand axe.

3b) Ensemble à cailloutis calcaire hétérométrique sub-émoussé à sub-anguleux de 0,5 à 20 cm de grand axe emballé dans une matrice sableuse à sablo-limoneuse (brun très pâle, 10 YR 8/4).

4) Nappe sableuse à sablo-limoneuse (brun très pâle, 10 YR 8/4) à cailloutis calcaire hétérométrique diffus, sub-émoussé à sub-anguleux de 0,5 à 5 cm de grand axe.

5) Ensemble à cailloutis calcaire hétérométrique sub-émoussé à sub-anguleux de 0,5 à 10 cm de grand axe emballé dans une matrice sableuse à sablo-limoneuse (brun très pâle, 10 YR 8/4).

6) Niveau sablo-limoneux (brun très pâle, 10 YR 8/4) à lentilles caillouteuses (cailloutis calcaire hétérométrique de 1 à 20 cm de grand axe, sub-émoussés à émoussés)

7) Ensemble à cailloutis calcaire hétérométrique sub-émoussé à sub-anguleux de 0,5 à 10 cm de grand axe emballé dans une matrice sableuse à sablo-limoneuse (jaune pâle, 2,5 Y 9/4).

8) Nappe limono-sableuse (jaune pâle, 2,5 Y 9/4) à petites lentilles caillouteuses diffuses (calcaires hétérométriques, sub-émoussé à sub-anguleux de 0,5 à 5 cm de grand axe).

9) Ensemble à cailloutis calcaire hétérométrique sub-émoussé à sub-anguleux de 0,5 à 10 cm de grand axe emballé dans une matrice sableuse à sablo-limoneuse (blanc, 5 YR 8/1).

10) Niveaux d’occupations sablo-limoneux (olive pâle, 5Y 6/3) à charbons, cailloutis à la base (sub-émoussé et de 5 à 30 cm de grand axe) et tessons de céramiques néolithiques indéterminés.

11) Nappe sableuse (gris clair, 5 Y 7/1).

12) Nappe caillouteuse ravinante à cailloutis calcaire hétérométrique sub-émoussé à sub-anguleux de 1 à 5 cm de grand axe quasiment en open work (très faible matrice sableuse blanche, 10 YR 9/2).

Tableau d'analyse séquentielle de la coupe Loup-10 :

I) Remblaiement postglaciaire fin ponctué de décharges détritiques grossières ; **II)** Incisions et développement de nappes détritiques holocènes surmontées d’un niveau d’occupation néolithique plus ou moins marqué par une pédogenèse ; **III)** Incision importante, nappes détritiques caillouteuses antiques, incision récente en paliers.

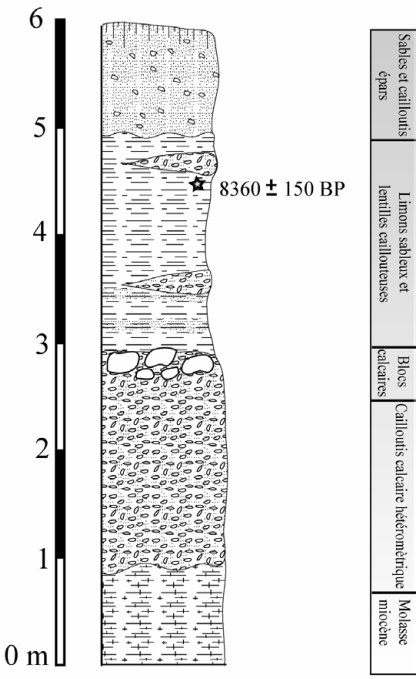


Figure n°48, Cucuron, la coupe du vallon du Méchant Pas (d'après BRUNDU & CRAUCHET, 1990, modifié).

Commentaire de la coupe du vallon du Méchant Pas :

Cette coupe levée par BRUNDU & CRAUCHET en 1990 (figure n°48), montre une succession de faciès détritiques similaires et inscrits dans la même période chronologique que pour le transect Loup 9 avec un niveau supérieur daté aux alentours de 8500 BP. De la même manière une nappe détritique sableuse et caillouteuse, probablement de l'Antiquité Tardive, surmonte en contact ravinant la séquence.

I.1.2) La coupe MIR-5 : un exemple de l'évolution postglaciaire des formations travertineuses .

Commentaire de la coupe MIR-5 du vallon du Mirail :

Localisée en aval de l'exsurgence karstique du Mirail, cette puissante séquence (figure n°49) traduit de façon globale la réponse des environnements travertineux aux variations morphogéniques locales, dont nous avons pu appréhender les effets au niveau des formations détritiques. Un récent sondage nous a permis de rejoindre les niveaux tardiglaciaires encore enfouis à cet endroit. En premier lieu nous retrouvons les faciès travertineux crayeux caractéristiques de ces formations au Tardiglaciaire (ici datés sur charbon à 11620 ± 60 BP). Les dépôts crayeux s'organisent en alternance avec des passées caillouteuses tout comme dans les séquences travertineuses et détritiques observées pour cette période.

Ensuite, la sédimentation travertineuse crayeuse semble ralentie (ou peut être interrompue par une incision ?) au vu de la faible épaisseur du dépôt entre 11620 ± 60 BP et 7775 ± 65 BP. Puis, les accumulations crayeuses reprennent, ponctuées par des esquisses de sols hydromorphes (traduisant vraisemblablement des faciès de bordure de chenal) et des décharges détritiques grossières (migrations latérales de chenaux, débordements rapides etc…) locales recouvertes alternativement, comme dans la coupe Loup-10, par un abondant sédiment fin (sablo-limoneux dans les séquences détritiques, crayeux dans les ensembles travertineux). Les taux de sédimentation carbonatée crayeuse sont alors maximaux. Lorsque des incisions et des niveaux d'occupations concernent le sommet des formations détritiques, les séquences travertineuses montrent des changements radicaux de faciès (avec l'apparition de niveaux construits) et également des niveaux d'occupations et des vestiges remaniés néolithiques. Enfin, en sommet de coupe stratigraphique et reposant sur un niveau de travertins construits, une nappe travertino-détritique (cailloutis et blocs de travertins) à tessons de céramique de l'Antiquité tardive se dépose. Plusieurs surfaces d'érosion marquent ensuite l'encaissement du talweg par une importante incision en paliers, postérieure à l'Antiquité tardive.

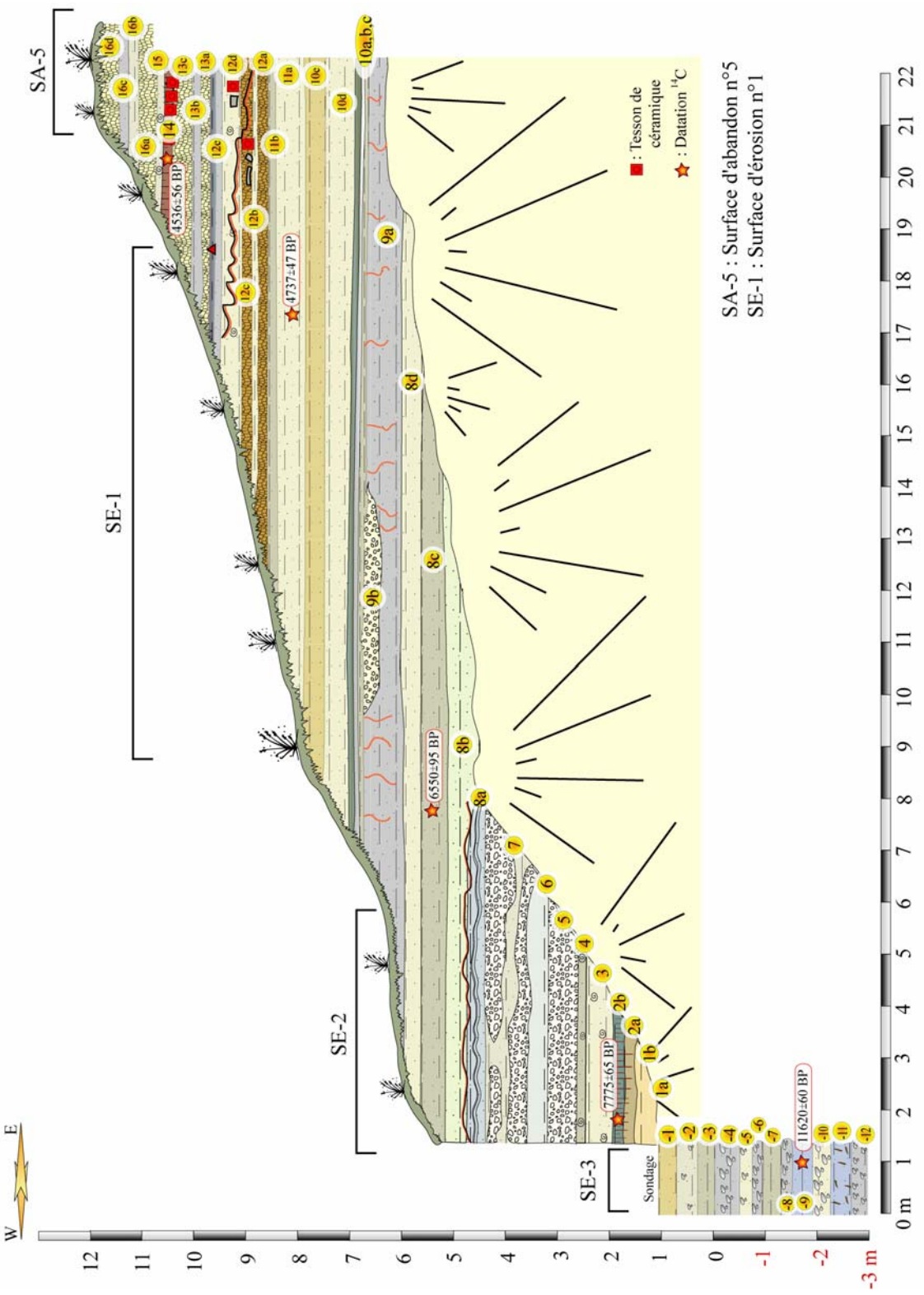


Figure n°49, la coupe MIR-5 du vallon du Mirail.

Les différents niveaux de la coupe MIR-5 du vallon du Mirail (détermination des couleurs par le code des couleurs des sols, Cailleux, 1981) :

Positionnement GPS : N 43° 47’ 326’’ - E 005° 32’ 422’’

Sondage :

-12) Craies sablo-limoneuses à cailloutis sub-émoussé épars de 1 cm de grand axe (couleur : 2,5 Y 6/0, gris).

-11) Niveau crayeux à macrorestes végétaux abondants (couleur : 5 Y 5/1, gris).

-10) Niveaux crayeux à limoneux à cailloutis sub-émoussé épars de 1 à 5 cm de grand axe (couleur : 5 Y 6/3, olive pâle).

-9) Niveaux crayeux à limoneux à charbons (datation ^{14}C à 11620 ± 60 BP, couleur : 5 Y 5/1, gris).

-8) Craies travertineuses sablo-limoneuses à cailloutis sub-émoussé épars de 1 à 3 cm de grand axe (couleur : 2,5 Y 6/0, gris).

-7) Craies travertineuses sablo-limoneuses à auréoles d’oxydation (couleur : 7,5 Y 8/0, gris clair).

-6) Craies travertineuses sablo-limoneuses à auréoles d’oxydation à cailloutis sub-émoussé épars de 1 à 3 cm de grand axe (couleur : 2,5 Y 6/0, gris).

-5) Niveaux crayeux à limoneux à cailloutis sub-émoussé épars de 1 cm de grand axe et fins litages sableux (couleur : 5 Y 6/3, olive pâle).

-4) Niveaux crayeux à limoneux à cailloutis sub-émoussé épars de 1 à 3 cm de grand axe (couleur : 5 Y 6/3, olive pâle).

-3) Niveau crayeux à nodules carbonatés (concrétions remaniées émoussées ?) et fins litages de sables travertineux (couleur : 5 Y 5/1, gris).

-2) Niveaux crayeux à limoneux à petit cailloutis sub-émoussé épars de 0,5 cm de grand axe (couleur : 5 Y 6/3, olive pâle).

-1) Niveaux crayeux à limoneux (couleur : 2,5 Y 8/4, jaune pâle).

0) ----------Surface----------

1a) Niveau crayeux, présence de quelques macro-restes végétaux (assez rares) et de quelques traces de bioturbation. (couleur :5 Y 8/4, jaune pâle).

1b) Niveau crayeux semblable au niveau 1a mais avec de plus nombreuses traces de bioturbation (couleur : 2,5 Y 8/4, jaune pâle).

2a) Niveau crayeux avec de légères traces de racines verticales (couleur : 2,5 Y 9/4, jaune pâle).

2b) Niveau crayeux avec un changement brutal de couleur par rapport aux niveaux précédents. Il s’agit d’un niveau marqué par un début de pédogenèse hydromorphe où des filons d’oxydation sont visibles le long de traces de radicelles verticales à sub-horizontales. Il faut noter la présence de malacofaunes éparses dans tout le niveau ainsi que des charbons en limite supérieure (datation ^{14}C à 7775 ± 65 BP, couleur : 5 Y 5/1, gris).

3) Le passage entre ce niveau et le niveau précédent est assez brutal. Il est constitué de sables fins travertineux et de limons lités et intègre des traces de racines sub-verticales sans marques visibles de pédogenèse. On note la présence de malacofaunes et de charbons diffus de taille moyenne. (couleur : 7,5 Y 8/0, gris clair).

4) Niveau crayeux à passée médiane de sables fins travertineux. L'ensemble est assez bioturbé sans évolution pédologique majeure, il faut souligner la présence de malacofaunes, de nombreux charbons importants et diffus et de petits nodules de carbonates (couleur : 7,5 Y 8/0, gris clair).

5) Niveau à cailloutis calcaires anguleux à sub-émoussés (4 à 8cm de grand axe) de forme relativement aplatie (sans doute des gélifracts remaniés des nappes plus anciennes) dans une matrice sablo-graveleuse carbonatée. (couleur : 5 YR 8/1, blanc).

6) Niveau crayeux avec traces sub-verticales de radicelles et auréoles d'oxydation (quelques fois longitudinales). On note la présence de charbons diffus (de taille importante). Quelques traces de bioturbations sont visibles, le niveau semble légèrement présenter un début de pédogenèse (couleur : 5 Y 7/1, gris clair).

7) Niveau sablo-limoneux crayeux à racines oxydées, traces auréolaires d'oxydation et charbons diffus dans lequel s'interposent d'importantes lentilles de cailloutis calcaires hétérométriques émoussées à sub-émoussées. L'ensemble du niveau est surmonté d'une phase plus carbonatée d'une dizaine de centimètres (couleur : 2,5 Y 7/4, jaune pâle).

8a) Niveau sablo-limoneux crayeux à litage charbonneux dans un ensemble légèrement construit (travertins détritiques). Une trace curviligne oxydée signale un battement de nappe surmonté d'un litage de limons et de carbonates plus grossiers. (couleur : 2,5 Y 7/2, gris clair).

8b) Niveau crayeux lité avec des passées carbonatées plus grossières (travertins détritiques) et des niveaux de charbons très fins. L'ensemble du niveau est moyennement oxydé (couleur : 2,5 Y 7/4, jaune pâle).

8c) Niveau à litage charbonneux et biodétritique (fragments de racines) important dans un ensemble sablo-limoneux crayeux à passée plus carbonatée (travertins détritiques) éparses (datation ^{14}C à 6550 ± 95 BP, couleur : 2,5 Y 7/2, gris clair).

8d) Niveau dans l'ensemble assez crayeux à la base plus carbonatée (travertins détritiques), comprenant de nombreux charbons et des traces de racines oxydées sub-verticales en partie sommitale (éventuelle trace longitudinale oxydée de battement de nappe dans cette partie), couleur : 5 Y 7/1, gris clair.

9a/9b) Niveau crayeux à sablo-limoneux crayeux à lentille de cailloutis calcaires sub-anguleux reprenant la partie crayeuse pour matrice. On note la présence de petits nodules de carbonates (ou débris de malacofaunes ?) et de quelques lentilles plus carbonatées de façon éparse dans les limons. (couleur : 2,5 Y 6/0, gris).

10a) Niveau limono-sableux crayeux (couleur : 5 Y 6/1, gris).

10b) Niveau de cailloutis calcaires sub-émoussés en lentille dans une matrice crayeuse (couleur : 5 Y 6/3, olive pâle).

10c) Niveau crayeux avec alternance de fins niveaux foncés et clairs (couleur générale : 5 Y 5/3, olive).

10d) Alternance de niveaux sablo-limoneux crayeux avec des niveaux plus oxydés. On remarque la présence de charbons diffus principalement dans la partie basale et dans la partie médiane du niveau. (couleur : 5 Y 6/3, olive pâle).

10e) Passage progressif à un niveau crayeux très oxydé avec des fragments de travertins construits épars (couleur :10 YR 5/4, brun jaune).

11a) Niveau crayeux à traces auréolaires d'oxydation autour d'empreintes racinaires. (datation ^{14}C à 4737 ± 47 BP, couleur : 5 Y 5/4, olive).

11b) Niveau crayeux à sablo-limoneux crayeux plus foncé (5 Y 5/3, olive).

12a) Niveau construit assez tendre à concrétions majoritairement tubulaires très oxydées, contenant de nombreux charbons de taille variable (couleur : 7,5 YR 5/6, brun vif).

12b) Niveau crayeux à traces d'oxydation. Dans la partie sommitale on note la présence d'un tesson de céramique (Néolithique final). Il s'agit du premier niveau à traces d'anthropisation depuis la base de la coupe (couleur : 2,5 Y 6/4, jaune clair).

12c) Ensemble construit et oxydé de manière diffuse. Quelques blocs de calcaires assez plats composent la partie basale (origine naturelle de l'agencement ?). (Couleur : 7,5 YR 6/6, jaune rouge, épaisseur du niveau : 20cm environ).

12d) Niveau crayeux (de 45cm d'épaisseur) lité à lentilles plus construites et diffuses, trace médiane oxydée de battement de nappe et présence apparente de malacofaunes. Un tesson (Néolithique final) est présent au milieu du dépôt ainsi qu'un petit blocs calcaire cubique isolé (couleur : 2,5 Y 7/2, gris clair).

12e) Passage progressif à un niveau plus limoneux dans lequel se trouve un tesson du Néolithique final et de nombreux charbons de taille importante (couleur : 5 Y 5/4, olive).

13a) Niveau construit à gros blocs construits (poreux et encroûtements tubulaires de débris végétaux) et non oxydés dans une matrice sablo-limoneuse (couleur : 10 YR 6/3, brun pâle).

13b) Niveau crayeux à charbons grossiers (couleur : 5 Y 5/3, olive).

13c) Niveau crayeux à début d'oxydation croissante vers la partie sommitale (couleur : 7,5 YR 5/6,brun vif).

14) Niveau sablo-limoneux ayant évolué vers une esquisse de sol. Il s'agit d'un niveau d'occupation néolithique aux nombreux tessons de céramique, silex et charbons grossiers (datation ^{14}C : 4536 ± 56 BP, couleur : 10 YR 5/1, gris brun).

15) Passage brutal à un niveau de sables travertineux lités à oxydation ferrique moyenne (traces de battements de nappes), présence visible de malacofaunes (couleur : 2,5 Y 7/4, jaune pâle).

16a) Niveau crayeux à blocs construits (15 à 20cm de grand axe) diffus et charbons grossiers (couleur : 10 YR 6/1, gris).

16b) Niveau crayeux à oxydation ferrique diffuse et lentilles plus construites. On note la présence de charbons moyens à grossiers (couleur : 10 Y 6/3, brun pâle).

16c) Niveau crayeux de 20cm d'épaisseur à débris de concrétionnements tubulaires grossiers (couleur : 10 YR 6/1).

16d) Niveau sommital crayeux à sableux à gros blocs construits (il s'agit principalement de concrétionnements en tubes biens consolidés) de 30 cm de grand axe en moyenne cailloutis et tessons de céramique de l'Antiquité tardive (couleur :10 Y 6/3, brun pâle).

I.2) Bilan

L'évolution des deux types de **séquences, travertineuses et détritiques**, est en **plusieurs points similaire**. **Les faciès fins et les nappes caillouteuses** se retrouvent dans les deux séquences selon leurs spécificités (craies travertineuses ou limons-sables) et les sommets de coupes sont marqués par **des débuts de pédogenèse** et des **niveaux d'occupations** humaines datés du **Néolithique**. En revanche, lorsque les **coupes détritiques** sont marquées par une ou plusieurs **petites incisions,** ce sont **des niveaux construits** qui sont observés dans les **séquences travertineuses**. Nous verrons qu'il s'agit là d'une expression particulière des accumulations carbonatées à ces perturbations et ruptures marquées par les incisions.

II) Dans les formations du second holocène

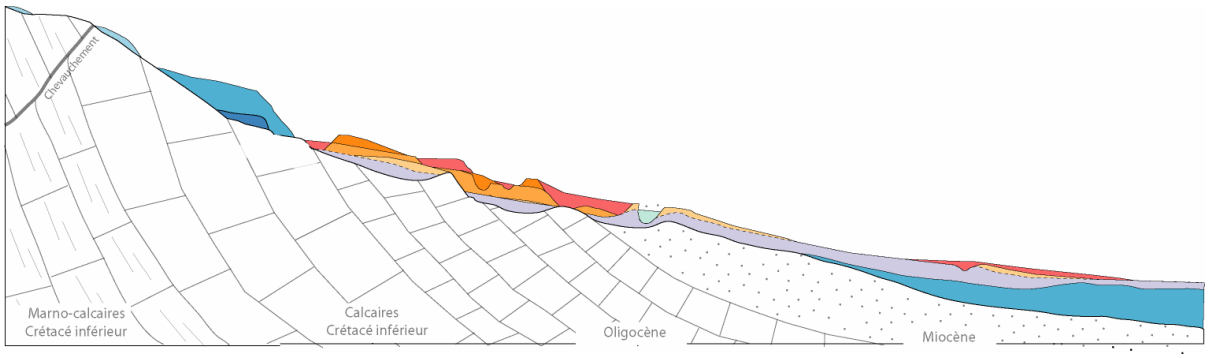


Figure n°50, position des dépôts du second holocène (stade isotopique 1) sur le linéaire des vallons du piémont sud du Grand Luberon, niveaux oranges foncés et rouges .

Les formations du second holocène sont emboîtées dans les précédentes et se retrouvent sur tout le linéaire des vallons du piémont (figure n°50). Riches d'enseignements, elles traduisent l'importante fréquence des variations morphogéniques de cette période au cours de laquelle l'impact des populations humaines sur le milieu est recrudescent. De nombreuses incisions et érosions, des changements de faciès sédimentaires et des niveaux d'occupation humaine caractérisent les coupes stratigraphiques. Les modalités du fonctionnement des systèmes hydrologiques varient et de multiples formations viennent s'emboîter latéralement aux principaux axes des cours d'eau postglaciaires.

II.1) La coupe MIR-7 : un modèle d'évolution cyclique de la séquence carbonatée holocène.

Commentaire de la coupe MIR-7 du vallon du Mirail :

Localisée à environ 100 mètres en amont de la coupe MIR-5, en rive gauche de la rivière du Mirail, cette coupe stratigraphique est révélatrice de la dynamique morphosédimentaire qui affecte les ensembles travertineux du Luberon dans la seconde moitié de l'Holocène (figure n°51). Elle montre l'évolution verticale de la carbonatation dans un chenal recoupant une séquence travertineuse alluvio-palustre. Pendant la première moitié de l'Holocène, une accumulation carbonatée crayeuse se développe vers 6830 ± 40 BP entrecoupée de décharges détritiques grossières. Nous savons que les faciès crayeux perdurent au-delà de 6800 BP par analogie avec la coupe MIR-5 qui fait partie de la même formation travertineuse occupant la dépression du Mirail et qui présente pour partie une succession identique de faciès. Antérieurement à 3995 ± 35 BP, un renversement de tendance se produit et une incision entaille les niveaux crayeux sous-jacents. Un détritique grossier l'accompagne. Les blocs et cailloutis sont mêlés à un abondant matériel archéologique (Néolithique final) et encroûtés au fur et à mesure de leur accumulation. Ensuite, un travertin construit se développe et transgresse sur les marges du talweg. Enfin, postérieurement à 3790 ± 35 BP, les faciès crayeux réapparaissent. Cette coupe représente la référence du modèle d'évolution cyclique de la séquence carbonatée présenté en première partie de ce travail, où les craies se développent en environnement stable de faible énergie que les incisions viennent perturber en augmentant l'hydrodynamisme et en favorisant la travertinisation construite.

Cette évolution cyclique explique les variations de faciès (entre craies et niveaux construits) enregistrées à la même période (néolithique) dans la partie supérieure de la coupe MIR-5 qui, du fait de sa position latérale par rapport à l'axe du chenal holocène, ne montre que les faciès construits transgressifs de bordures et non les incisions préalables. Elle constitue également le lien avec les incisions observées en fin de stratigraphie dans les formations détritiques (Loup-10) qui se traduisent par des niveaux de travertins construits dans les systèmes carbonatés.

Trois principaux points supplémentaires sont ici mis en exergue : **1)** la non inhibitition de la carbonatation construite par le détritisme ; **2)** la brutalité de la rupture et la rapidité de la phase de rééquilibrage du système traduite par l'accumulation de faciès construits ; **3)** la présence conjointe et importante d'indices d'occupations humaines lors de ces phases de changements.

En contexte alluvio-palustre, la relation entre ruptures morphogéniques, variations paléohydrologiques et changements de faciès travertineux est une constante que l'on retrouve dans de nombreuses coupes stratigraphiques à des périodes variées (comme nous le verrons par la suite).

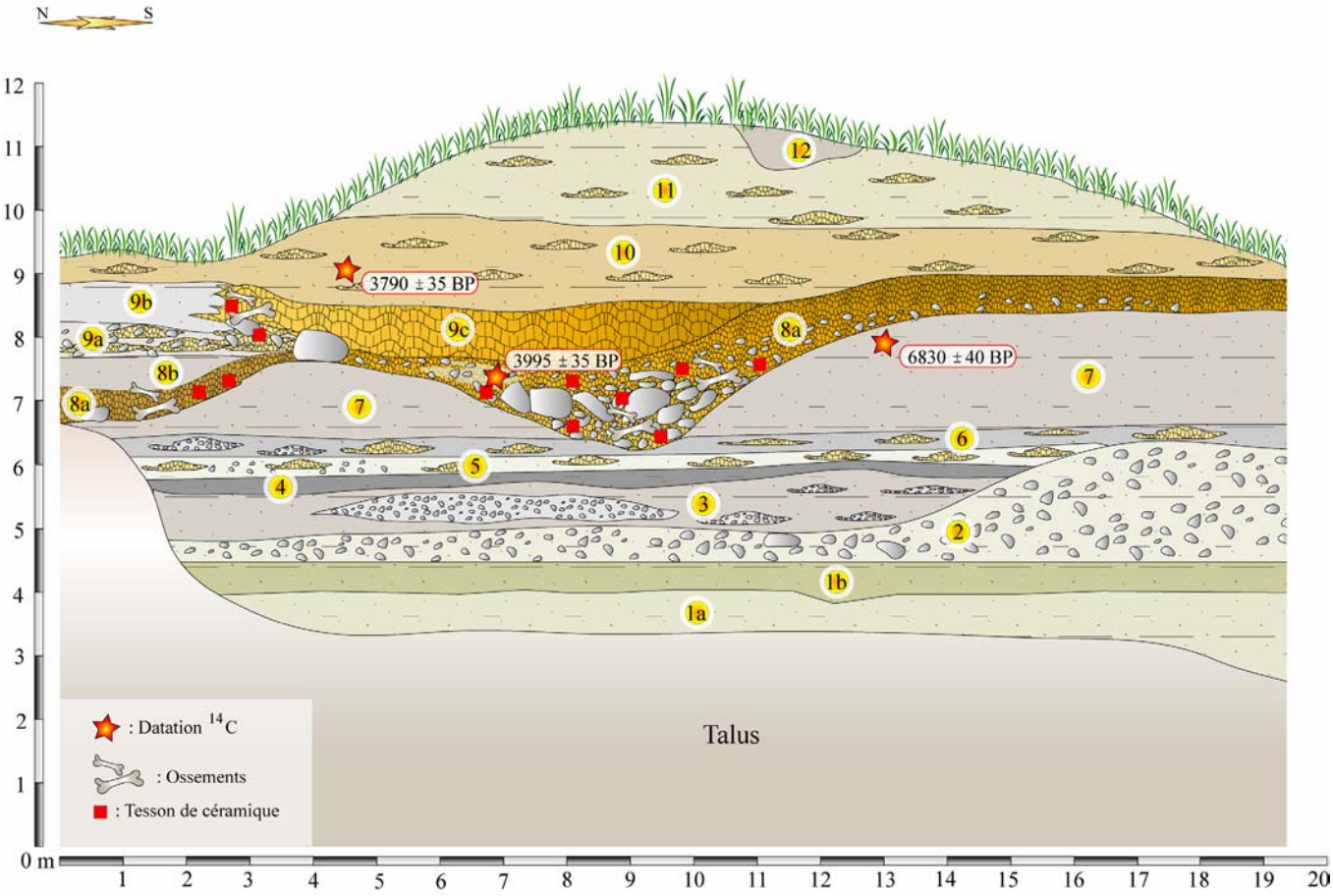


Figure n°51, la coupe MIR-7 du vallon du Mirail.

Positionnement GPS : N 43° 47’ 363’’ - E 005° 32’ 419’’

<u>Les différents niveaux de la coupe MIR-7 du vallon du Mirail :</u>

1a) Craies travertineuses grises à liserés charbonneux lités.

1b) Travertins crayeux à traces auréolaires et lamellaires d'oxydation et charbons diffus.

2) Niveau à cailloutis calcaires (hétérométriques, de 1 à 20 cm de grand axe, sub- anguleux à sub-émoussés), dans une matrice blanche à gris clair sablo-limoneuse. On observe un granoclassement positif des cailloutis dans la partie la droite de la coupe.

3) Ensemble travertino-crayeux gris beige, parfois sablo-limoneux à nombreuses lentilles caillouteuses (cailloutis hétérométrique sub-anguleux de 0,5 à 3cm de grand axe).

4) Niveau crayeux gris foncé à fort degré d'hydromorphie. Tendance argileuse à la base et petits concrétionnements travertineux vers le sommet du niveau.

5) Travertin crayeux blanchâtre à lentilles construites.

6) Craies travertineuses grises à tendance argileuse et lentilles carbonatées construites.

7) Craies travertineuses gris clair.

8a) Unité ravinante à blocs hétérométriques (de 3 à 40 cm de grand axe) sub-émoussés à sub-anguleux, ossements de bovidés variés (découverte d'une corne de boeuf) et nombreux tessons de céramique (Néolithique Final) encroûtés. L'ensemble est immédiatement surmonté d'un travertin stromatholitique laminé complexe à variations de faciès allant du travertin à mousses aux concrétionnements de type tubulaire- roselière. Quelques lentilles crayeuses gises représentant vraisemblablement des blocs de craie travertineuse remaniés sur de très courtes distances (effondrement de berges ?) sont à noter.

8b) Craies gris clair à tendance sableuse, tessons de céramique (Néolithique Final) et nombreux macro-charbons.

9a) Travertins détritiques (tubes remaniés notamment) emballés dans une matrice crayeuse gris clair. Quelques lentilles sableuses sont observées.

9b) Craies grises à tendance sableuse, tessons de céramique (Néolithique Final), et fragments d'os (parfois brulés).

9c) Travertin construit de type stromatholitique et parfois à mousses. La plupart des encroûtements tubulaires sont assez volumineux et sont le produit d'incrustations autour de branches et brindilles d'espèces ligneuses indeterminées.

10) Niveau crayeux beige-rose à carbonatation légèrement construite (assez tendre et poreuse) et lentilles diffuses de petits cailloutis calcaires homométriques (0,5 cm de grand axe en moyenne) sub-émoussés.

11) Travertin crayeux gris-vert olive à lentilles carbonatées construites diffuses.

12) Ensemble archéologique indéterminé de type « fosse » comblée par un matériel gris foncé dont les contours semblent légèrement rougis (four à chaux ?).

II.2) Les coupes HER-3 et MIR-4 : des niveaux d'occupations néolithiques, des ruptures, des travertins construits.

Comme dans les exemples précédents, des niveaux d'occupation des incisions et des changements de faciès dans les séquences travertineuses concernent les coupes HER-3 et MIR-4 qui correspondent au sommet des remplissages travertineux dans leurs vallons respectifs. Des similitudes avec la trame évolutive observée dans la partie supérieure de la séquence MIR-5 peuvent être mises en relief.

Commentaire de la coupe HER-3 du vallon des Hermitans (figure n°52) :

Localisée au débouché de l'exsurgence karstique des Hermitans, en amont du vallon du même nom, la coupe HER-3 est un exemple de complémentarité dans les données que nous disposons. Nous retrouvons effectivement les mêmes dispositifs dans un système différent de ceux du Loup ou du Mirail. Les faciès travertineux construits se développent dans la même période que dans les exemples déjà évoqués et sont recouverts par deux niveaux d'occupation aux dates ^{14}C proches (4340 ± 40 BP ici, 4536 ± 56 BP pour le niveau 14 de la coupe MIR-5).

Le travertin construit de la coupe HER-3 recouvre ensuite vers 3396 ± 30 BP[3] des nappes détritiques qui interviennent à la suite d'une petite incision/érosion dont les éléments sont encroûtés lors du dépôt et remanient du mobilier archéologique du Néolithique final à l'instar de la coupe MIR-7 du Mirail. Les faciès crayeux succèdent également ici au travertin construit.

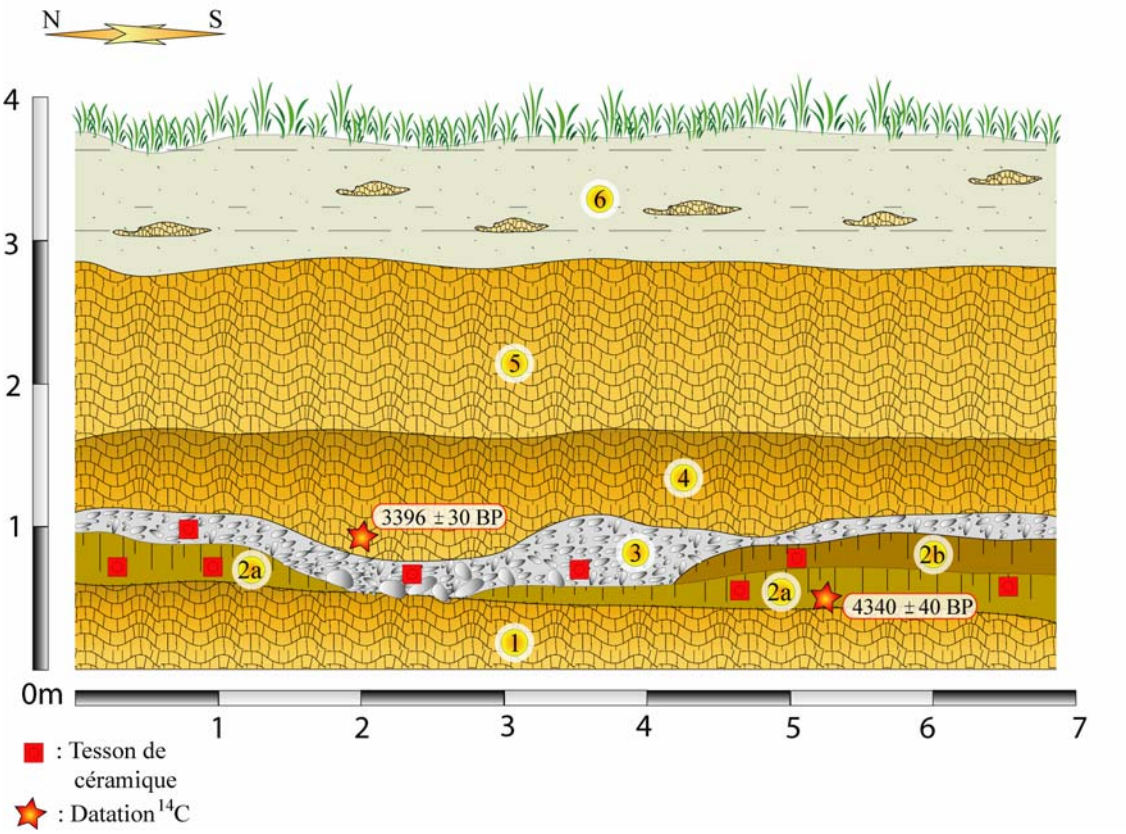


Figure n°52, la coupe HER-3 du vallon des Hermitans.

Positionnement GPS : N 43° 47' 661'' ; E 005° 34' 122''

[3] Un millénaire après les niveaux d'occupations sous jacent, ce qui témoigne vraisemblablement de la forte mobilité latérale des talwegs durant cette période. Les populations néolithiques s'installent à proximité des cours d'eaux travertineux, des « sols » (niveaux d'occupations) se développent sur les berges puis sont à nouveau « ennoyés » et recouverts par un travertin construit (migration latérale du cours d'eau et incision ?).

Les différents niveaux de la coupe HER-3 du vallon des Hermitans :

1) Travertins construit de type stromatholitique, parfois poreux à encroûtements tubulaires.

2a) Niveau d'occupation sablo-limoneux à début de pédogenèse, charbons et tessons de céramiques néolithiques remaniés (date ^{14}C à 4340 ± 40 BP).

2b) Second niveau d'occupation à pédogenèse plus marquée et rares tessons de céramique néolithiques.

3) Nappe caillouteuse ravinante à cailloutis calcaires hétérométriques sub-émoussés de 1 à 15 cm de grand axe emballés dans une matrice sableuse carbonatée. Quelques encroûtements sur galets et tessons de céramique roulés remaniés.

4) Travertins construit de type stromatholitique, bien induré à encroûtements tubulaires (date ^{14}C à 3396 ± 30 BP).

5) Travertins construit de type stromatholitique, parfois poreux à encroûtements tubulaires.

6) Niveau sablo-crayeux à lentilles légèrements construites (tubes et manchons carbonatés, oncolites etc…).

Commentaire de la coupe MIR-4 du vallon du Mirail :

Localisée en rive droite à l'aval de la coupe MIR-5, cette coupe stratigraphique (figure n°53) est un exemple additionnel de l'évolution cyclique de la séquence carbonatée. En premier lieu des faciès crayeux se développent puis une incision intervient en déposant un détritique grossier simultanément incrusté lors de l'accumulation de la carbonatation construite. Après une série d'incisions récentes, le paléotalweg relictuel se retrouve actuellement en surplomb de vallon. L'aggradation de l'édifice construit se poursuit latéralement avant que celui-ci ne soit recouvert par de nouveaux faciès crayeux. Des tessons de céramique du Néolithique final ont été découvert en sommet de coupe stratigraphique, dans les niveaux construits et crayeux n°14 et 15. Evoquant à nouveau la concomitance entre ces épisodes morphogéniques perturbés et la présence proche d'occupations humaines[4].

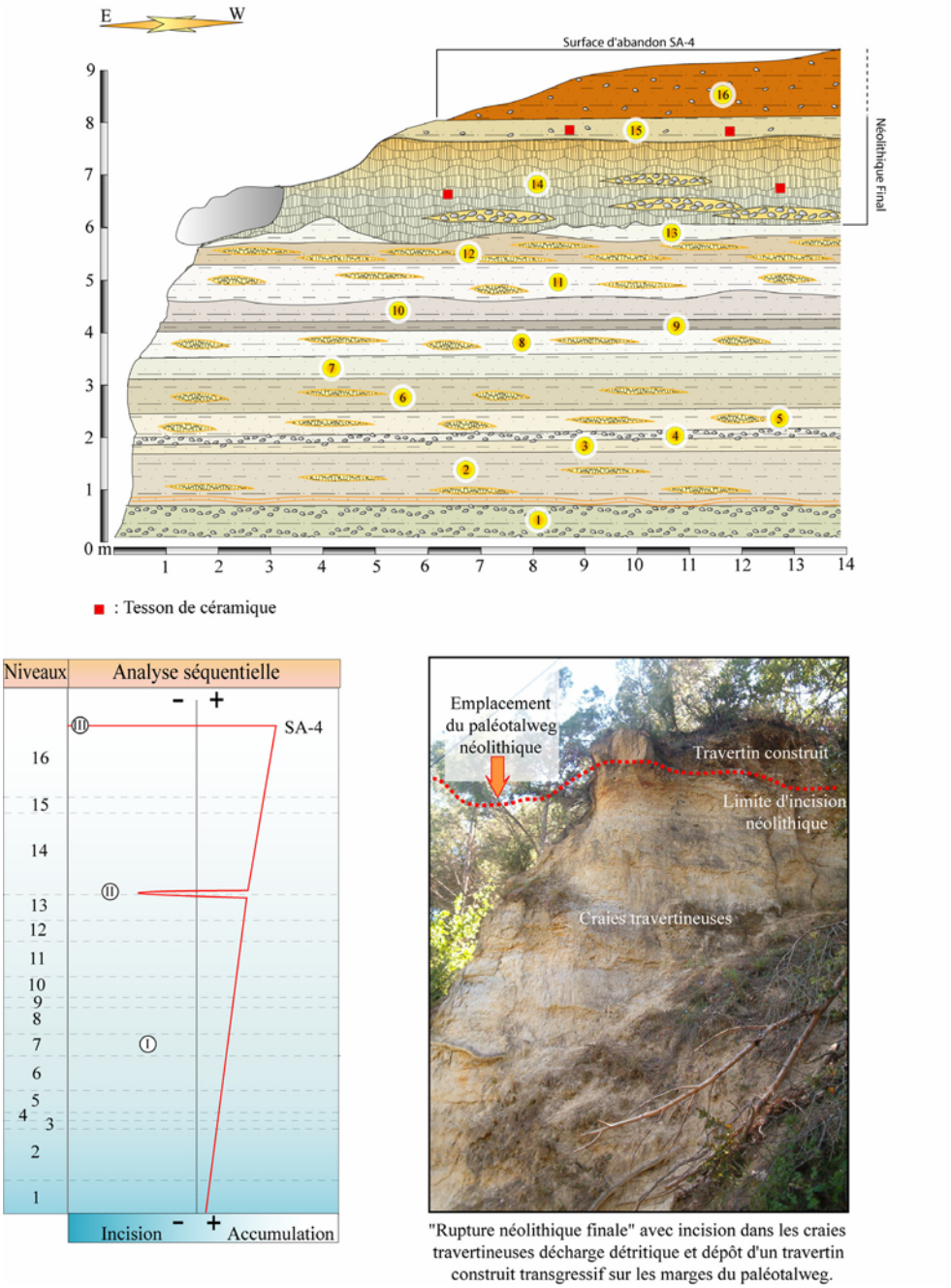


Figure n°53, la coupe MIR-4 du vallon du Mirail.

Positionnement GPS : N 43° 47’ 120’’ ; E 005° 32’ 310’’

[4] Un charbon (***Pinus halepensis***) a été prélevé à des fins de datation dans le niveau 15.

Les différents niveaux de la coupe MIR-4 du vallon du Mirail :

1) Ensemble sablo-crayeux gris vert à passées caillouteuses hétérométriques de 2 cm de grand axe à cailloutis sub-anguleux à sub-émoussé oxydés.
2) Craies blanches à grises incorporant des lentilles carbonatées plus construites litées. A la base du niveau on remarque une ligne oxydée de battement de nappe.
3) Craies travertineuses blanches.
4) Niveau caillouteux à cailloutis hétérométriques sub-émoussés à sub-anguleux de 10 cm de grand axe, emballés dans une matrice sablo-crayeuse grise à blanche.
5) Craies grises à lentilles caillouteuses (hétérométriques sub-émoussés à sub-anguleux de 5 cm de grand axe).
6) Craies grises beiges à litages carbonatés construits tendres plus ou moins oxydé.
7) Craies travertineuses grises.
8) Craies blanches à litages carbonatés construits tendres plus ou moins oxydé.
9) Craies grises (gris foncé) de type amorce de pédogenèse hydromorphe à litages plus construits et charbonneux.
10) Craies blanches à lentilles construites oxydées.
11) Ensemble très carbonaté presque construit, très tendre et poreux. Organisation litée et auréoles d'oxydations à la base du niveau.
12) Travertin construit très tendre et parfois pulvérulent de couleur beige oxydée.
13) Craies travertineuses blanches.
14) Travertin construit induré et beige/orange (oxydations) à lentilles éparse de travertin détritique (tubes et oncolites) et blocs calcaires de 10 à 80 cm de grand axe. Ce niveau est fortement ravinan sur le précédent et incorpore des tessons de céramiques du Néolithique final sub-en place.
15) Niveau sablo-crayeux très détritique à tessons de céramiques du Néolithique final sub-en place.
16) Colluvions issus du substratum oligocène (sables rouges, galets de quartz etc…).

Tableau d'analyse séquentielle :

I) Développement du travertin crayeux dans un contexte alluvio-palustre en proximité du chenal d'écoulement (lentilles construites) ; **II)** Incision, dépôt d'un détritique grossier à blocs volumineux, construction travertineuse transgressive sur les marges du talweg, retour de l'accumulation crayeuse et colluvionnement tardif après arrêt du fonctionnement du système ; **III)** Incision.

II.3) MIR-6, MIR-2, MIR-8 : des séquences travertineuses perturbées qui perdurent jusqu'à la période médiévale.

Dès l'Age des Métaux et jusqu'au Moyen Age, les fluctuations morphogéniques se multiplient et se traduisent par une répétition haute fréquence du cycle sédimentaire carbonaté dont nous avons décrit le déroulement. Les coupes stratigraphiques MIR-6 (figure n°54) et MIR-2 (figure n°55) représentent à nouveau de façon nette cette succession morphodynamique et morphosédimentaire entre craies, incision, détritisme, travertinisation construite et retour de la sédimentation carbonatée fine. Le caractère transgressif de la phase construite sur les marges est notamment bien visible sur la coupe MIR-2. Mais c'est sans conteste la coupe MIR-8 qui met le mieux en relief cette augmentation dans la fréquence des petites incisions et érosions de même que leur impact sur l'accumulation carbonatée au cours de la période médiévale. Ces différents ensembles soulignent également une certaine continuité de la travertinisation au-delà du néolithique et de la période antique, révisant quelque peu la chronologie habituelle d'interruption de leur développement (habituellement fixé entre le Néolithique final et la *Pax romana*, VAUDOUR, 1994).

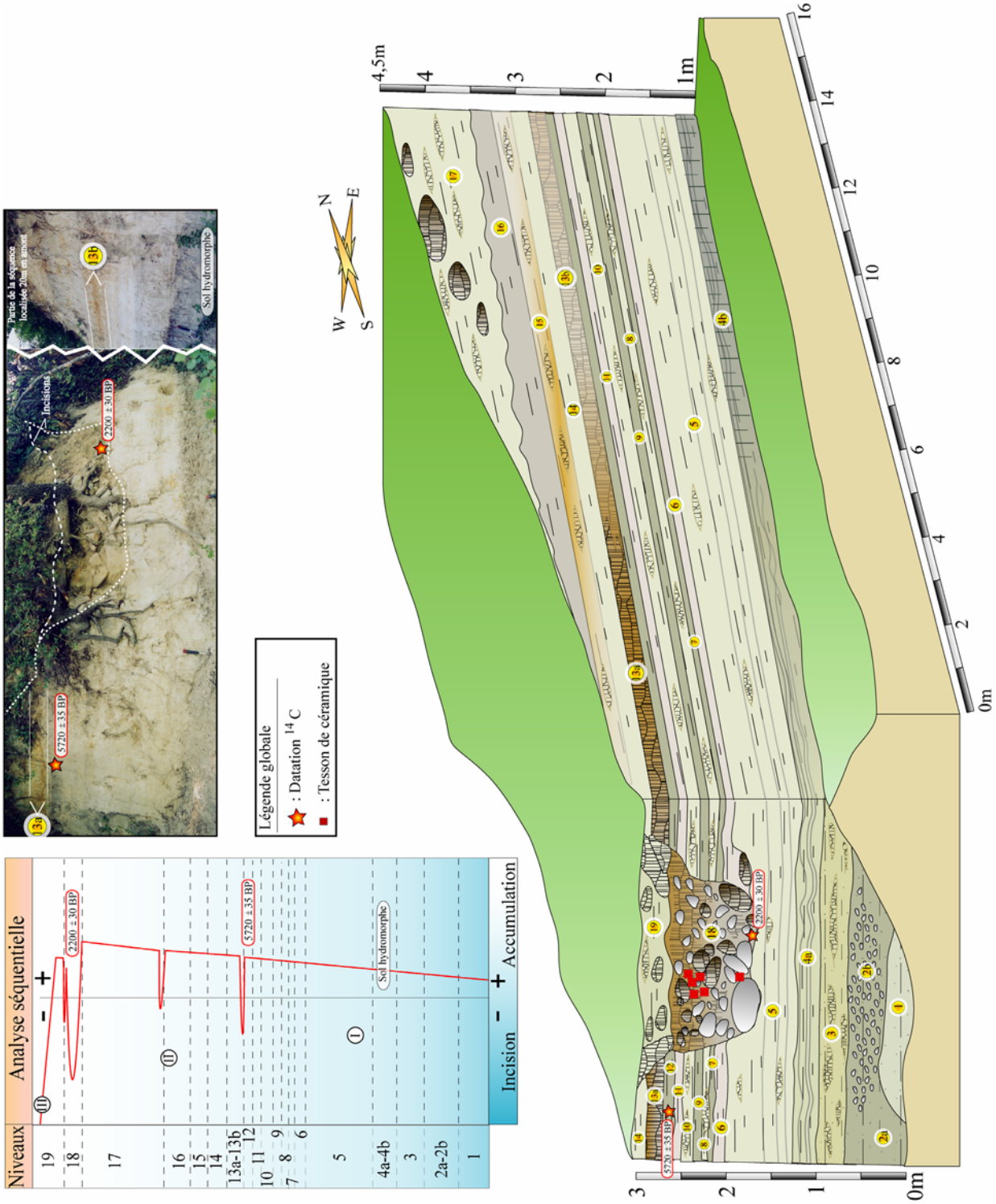


Figure n°54, la coupe MIR-6 du vallon du Mirail, en rive droite et en face de la coupe MIR-5

Positionnement GPS : N 43° 47’ 310’’ ; E 005° 32’ 384’’

Commentaire de la coupe MIR-6 du vallon du Mirail :

Elle est localisée en rive droite de la rivière, en face de la coupe MIR5. Plusieurs niveaux concordent entre les deux rives. La séquence représentée par MIR6 correspond aux niveaux 7 à 12 de MIR5. Les variations latérales (rive gauche-rive droite) et longitudinales (amont-aval) de faciès sont fréquentes dans ce type de milieux et de formations alluvio-palustres carbonatées. Ces variations sont intimement liées à la mosaïque d'environnements des systèmes travertineux (axe du chenal principal où se développent préférentiellement les incrustations, marges palustres crayeuses ou à sols hydromorphes, berges exhaussées à pédogenèse plus prononcée etc...). Une incision se produit postérieurement à 5720 ± 35 BP et peu avant 2200 ± 30 BP, rapidement comblée par un détritique grossier (encroûté au fur et à mesure de son dépôt) remaniant des blocs de travertins construits et du mobilier archéologique de la transition Néolithique/Age des métaux. A la suite se développe, comme cela est régulièrement le cas dans ce type de contexte, un travertin construit transgressif sur les marges recouvert *in fine* par des faciès crayeux. Un dernier niveau travertino-détritique (niveau 19) vient se déposer en contact ravinant sur cet ensemble. Puis, une incision majeure intervient.

Les différents niveaux de la coupe MIR-6 du vallon du Mirail :

1) Niveau travertino-crayeux gris blanc.
2a) Craies travertineuses de couleur gris foncé, traces de radicelles et de bioturbation visibles.
2b) Continuité latérale du niveau correspondant à un épandage caillouteux hétérométrique (cailloutis de 3 à 5 cm de grand axe, sub-émoussé à sub-anguleux).
3) Craies travertineuses beiges à lentilles construites relativements oxydées.
4a) Craies travertineuses beiges à grises en alternace avec de fins liserés charbonneux.
4b) Variation latérale du niveau 4a, sol hydromorphe gris foncé au débit polyhèdrique, malacofaunes et charbons abondants.
5) Craies travertineuses blanches à beige clair, petits litages construits (tendres) plus ou moins oxydés, présence éparse de petits nodules argileux gris.
6) Niveau travertino-crayeux beige-blanc.
7) Craies travertineuses grise.
8) Craies travertineuses beiges clair à lentilles carbonatées construites.
9) Niveau crayeux travertineux gris clair à gris foncé.
10) Craies travertineuses beiges clair à lentilles carbonatées construites.
11) Craies travertineuses beiges clair à lentilles carbonatées construites.
12) Craies grises évoluant vers un sol hydromorphe peu développé, fins liserés charbonneux, niveau daté à 5720 ±35 BP.
13a) Travertin construit (principalement des concrétionnements tubulaires autochtones) particulièrement oxydé.
13b) Continuité latérale du niveau 3a, travertin construit à concrétionnements tubulaires, peu d'oxydation, phénomène principalement dû à la présence d'une matrice crayeuse beige clair.
14) Craies travertineuses beiges clair, ensemble légèrement sableux.

15) Niveau travertino-crayeux beige clair à lentilles construites et auréoles d'oxydation.

16) Craies travertineuses grises, amorce d'évolution vers un sol hydromorphe.

17) Craies travertineuses blanches, poudreuses, à lentilles concrétionnées et blocs stromatholitiques laminés. Niveau en contact ravinant sur le précédent.

18) Ensemble emboîté dans les niveaux crayeux. Présence de blocs calcaires hétérométriques sub-émoussé parfois très volumineux (de 5 à 50 cm de grand axe), de blocs de travertins construits bien indurés (faciès stromatholitique), de tessons de céramique, de molettes, de charbons. Quelques ensembles crayeux sub-en-place alimentent une matrice sablo-limoneuse. Niveau daté à 2200 ±30 BP.

19) Deuxième emboîtement composé d'une matrice limono-sableuse et de blocs de travertins construits sub-en-place ou remaniés.

Tableau d'analyse séquentielle de la coupe MIR-6 du vallon du Mirail :

I) Stabilité des conditions édaphiques, début de développement de sols hydromorphes ; **II)** Apparition des premières perturbations du milieu, ruptures-incisions de plus en plus fréquentes ; **III)** Incision linéaire.

Commentaire de la coupe MIR-2 du vallon du Mirail (figure n°55) :

Localisée au niveau de la Ferme de la Sarrière, dans le fond du vallon du Mirail cette coupe présente dans sa partie supérieure une évolution post-Nèolithique de la séquence carbonatée. Elle débute par des faciès détritiques sableux et caillouteux dont un premier niveau est daté par ^{14}C sur charbon à 7400 ± 50 BP. Des faciès crayeux apparaissent ensuite progressivement associés à de rares tessons à la chronologie indéterminée. A l'image de nombres de séquences de ce type dans le Luberon, une seconde formation beaucoup plus récente vient s'emboîter sur les niveaux correspondants à la première partie de l'Holocène, générant ainsi un hiatus chronologique important entre la base et le sommet du dépôt. Cette seconde formation s'initie par un niveau aux caractéristiques de sol hydromorphe charbonneux et est daté sur charbon à 1880 ± 30 BP. Celui-ci est rapidement tronqué par une incision du chenal et il ne reste que les faciès crayeux de bordures observés en coupe. Suite à cet encaissement du lit et à l'augmentation des caractéristiques hydrodynamiques qui en découle, un puissant travertin construit aux faciès stromatholitique et à encroûtements de roselières se développe et transgresse latéralement sur les berges. Cette accrétion verticale est relativement rapide et se développe entre 1880 ± 30 BP et 1775 ± 30 BP où elle s'achève par le retour des niveaux crayeux. En arrière de l'édifice construit formant barrage, des nappes crayeuses et travertino-détritiques où s'accumulent des débris végétaux (feuilles incrustées) se déposent. Enfin, postérieurement au IV^{ème} siècle après Jésus-Christ, une incision en paliers (illustrée par les surfaces d'érosion sommitales) se développe.

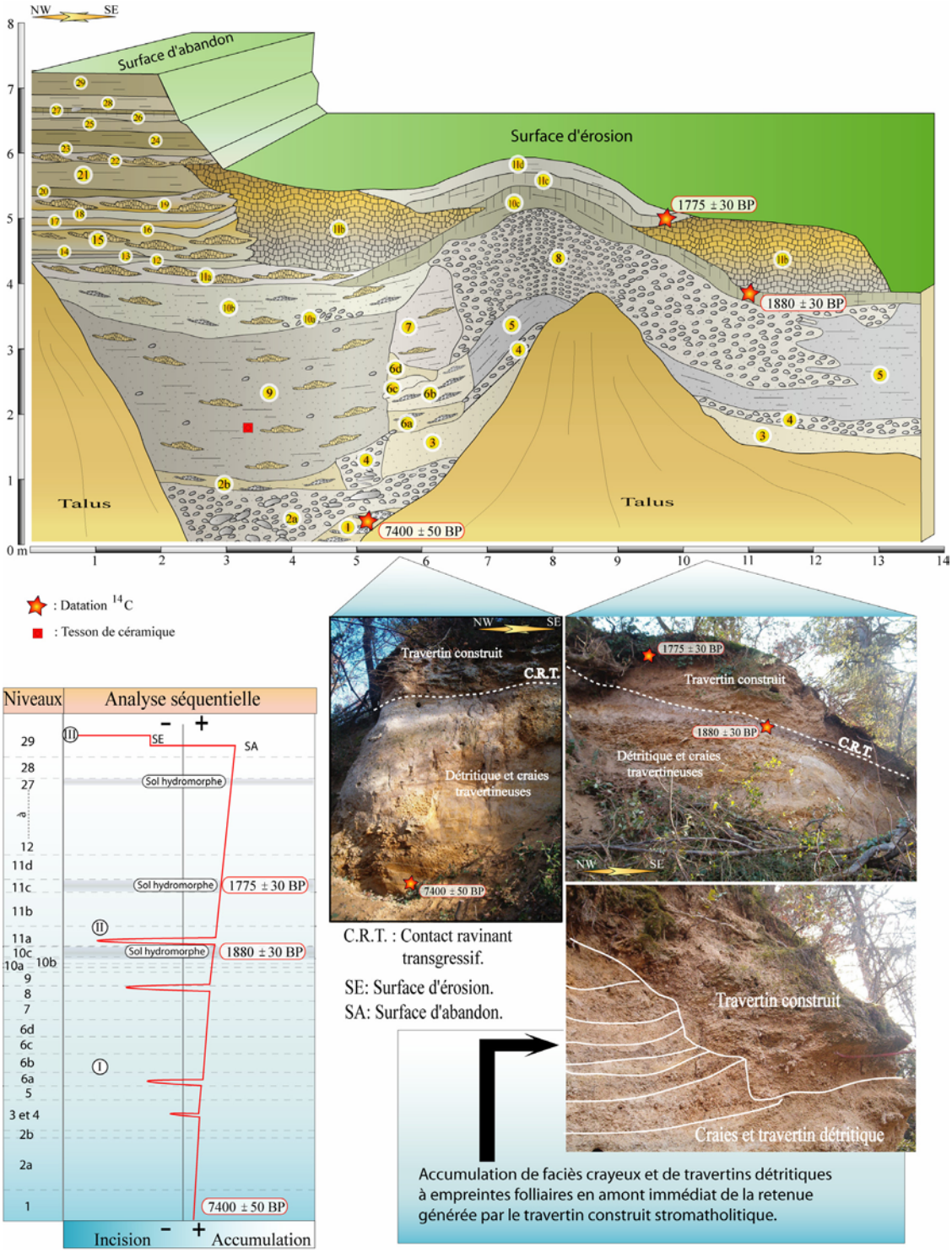


Figure n°55, la coupe MIR-2 du vallon du Mirail, au niveau de la ferme de la Sarrière.

Positionnement GPS : N 43° 47’ 027’’ ; E 005° 32’ 546’’

Les différents niveaux de la coupe MIR-2 du vallon du Mirail :

1) Sables fins oxydés beiges à lentilles de cailloutis hétérométriques lités de 0,5 à 1 cm de grand axe (Datation ^{14}C à 7400 ± 50 BP).

2a) Cailloutis et blocs de 1 à 30 cm de grand axe émoussés à roulés dans une matrice sableuse peu abondante.

2b) Sables gris roses très fins à tendance limoneuse et lentilles de petits cailloutis roulés de 0,5 cm à 2 cm de grand axe.

3) Sables beiges très fins à tendance limoneuse.

4) Cailloutis émoussés à roulés de 3 à 4 cm de grand axe, oxydations.

5) Sables gris à tendance crayeuse et contenant des charbons et des marques de radicelles oxydées en sommet de niveau.

6a) Sables fins gris clairs oxydés à lentilles de sables plus grossiers.

6b) Niveau quasiment identique aux sables plus fins.

6c, 6d) Sables beiges gris à tendance limoneuse.

7) Craies calcaires travertineuses grises à fines lentilles de travertins plus construits.

8) Nappe caillouteuse à éléments hétérométriques émoussés de 2 à 15 cm de grand axe emballés dans une matrice sableuse grise et oxydée.

9) Niveau crayeux à lentilles construites (agglomérats de concrétions tubulaires) et cailloutis sub-émoussé épars. Quelques tessons de céramique indéterminés (dans l'origine et la chronologie).

10a, 10b) Craies à lentilles construites et lentilles de cailloutis sub-émoussé hétérométriques de 3 cm de grand axe.

10c) Esquisse de sol hydromorphe gris foncé et crayeux à charbons diffus. Datation ^{14}C à 1880 ± 30 BP.

11a) Craies grises à litages plus construits.

11b) travertin construit à concrétionnements tubulaires (tiges de « roseaux ») à la base, lamines et tubes fins vers le sommet.

11c) Esquisse de sol hydromorphe gris clair et crayeux à charbons diffus (datation ^{14}C à 1775 ± 30 BP).

11d) Niveau crayeux à limoneux gris.

12) Craies grises.

13) Craies travertineuses à empreintes folliaires feuilletées incrustées.

14) Niveau crayeux beige blanc.

15) Travertin détritique assez induré à lentilles crayeuses beiges.

16, 17, 18) Craies beiges à grises.

19) Travertin détritique à quelques tubes grossiers et feuilles encroûtées fragmentées.

20) Sables fins et limons bruns à charbons diffus.

21) Sables fins et limons bruns clairs à charbons diffus.

22) Niveau sablo-limoneux brun à brun clair oxydé à blocs diffus de travertins de 20 cm de grand axe.

23, 24, 25, 26) Sables fins et limons bruns clairs et gris à charbons diffus.

27) Sables fins et limons beiges à bruns avec quelques traces de bioturbations dans ce qui ressemble à une esquisse de sol hydromorphe.

28, 29) Sables fins et limons bruns clairs et gris oxydés.

Tableau d'analyse séquentielle de la coupe MIR-6 du vallon du Mirail :

I) Sédimentation détritique puis accumulation carbonatée entrecoupées de petites incisions/érosions et emboîtement d'une séquence plus récente ; **II)** Incision et développement d'un travertin construit transgressif sur les marges du talweg ; **III)**, Incision en paliers postérieure au IV^{ème} siècle après Jésus-Christ.

Commentaire de la coupe MIR-8 du vallon du Mirail (figure n°56) :

Localisée en rive gauche à une centaine de mètres de l'exsurgence karstique du Mirail, cette coupe est le témoin des nombreuses fluctuations morphosédimentaires qui ont affectées la sédimentation travertineuse dans le sud Luberon principalement sur la période comprise entre le II^{ème} et XI^{ème} siècle après Jésus-Christ. La première partie de stratigraphie concerne spécifiquement les faciès travertino-crayeux en domaine alluvio/palustre se développant au cours de l'Atlantique (aux alentours de 6490 ± 40 BP). La seconde moitié de la coupe, emboîtée dans la précédente, est beaucoup plus récente (période médiévale) et représente majoritairement le pôle alluvial de la formation avec, comme expressions sédimentaires caractéristiques, des faciès travertineux construits et un renforcement du détritisme caillouteux. Les petites fluctuations morphogéniques sont déjà nombreuses vers 1795 ± 30 BP et se manifestent par des incisions et des érosions. Les nappes détritiques contiennent de nombreux tessons de céramique remaniés et des travertins détritiques (blocs et tubes remaniés). Un niveau d'occupation / sol hydromorphe charbonneux est daté à 1210 ± 30 BP. Plusieurs incisions modestes interviennent ensuite à la suite desquelles de petites séquences carbonatées cycliques se succèdent autour de 1080 ± 30 BP. **Le développement des formations travertineuses dans le sud Luberon, bien que perturbé, se poursuit donc au moins jusqu'à l'an mil**. Enfin, les derniers niveaux marquent une recrudescence du détritisme, une forte diminution de l'accumulation carbonatée et l'avènement d'une **incision majeure post-médiévale**.

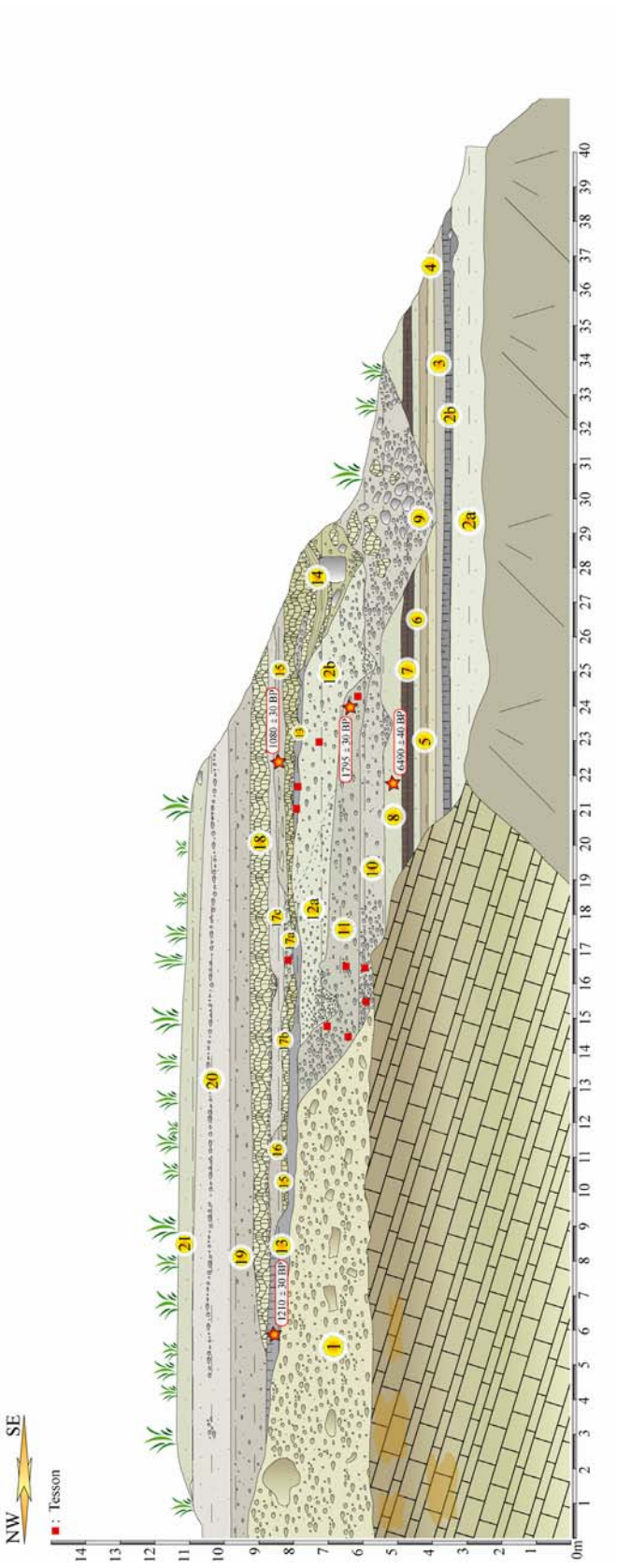


Figure n°56, coupe MIR-8 du vallon du Mirail.

Positionnement GPS : N 43° 47’ 372’’ ; E 005° 32’ 434’’

Les différents niveaux de la coupe MIR-8 du vallon du Mirail :

1) Partie d'un cône alluvial probablement tardiglaciaire (d'après les faciès sédimentaires et les altérations, oxydations ferriques et carbonatations secondaires qui tranchent avec l'aspect des faciès datés sur cette même coupe) constituée de blocs et cailloutis sub-émoussés de 1 à 80 cm de grand axe emballés dans une matrice sableuse jaune clair.

2a) Craies travertineuses beige clair à marques d'oxydations et charbons diffus.

2b) Craies travertineuses grises à beiges à passées caillouteuses (cailloutis calcaire émoussé et hétérométriques de 0,5 à 3 cm de grand axe).

3) Craies travertineuses grises à beige clair, plus ou moins oxydées et à charbons diffus.

4) Craies travertineuses gris clair à charbons diffus grossiers.

5) Travertin crayeux gris foncé à charbons diffus.

6) Craies travertineuses gris clair oxydées à carbonatation un peu plus construite incorporant des agrégats et nodules épars ainsi que quelques charbons.

7) Esquisse de sol hydromorphe gris-brun foncé à malacofaunes fractionnées, charbons et agrégats carbonatés diffus.

8) Craies blanches de nature assez pulvérulente, on note la présence de charbons et de quelques rares oxydations. Datation ^{14}C à 6490 ± 40 BP.

9) Paléochenal emboîté à gros blocs hétérométriques (de 5 à 60 cm de grand axe) sub-anguleux à sub-émoussés. Des blocs de travertins construits et quelques incrustations carbonatées synchrones du dépôt sont observés.

10) Craies travertineuses gris clair à tendance sableuse, oxydations auréolaires et petit cailloutis hétérométrique (de 3 à 10 cm de grand axe) sub-émoussé.

11) Craies travertineuses gris clair à charbons et petit cailloutis hétérométrique (de 3 à 8 cm de grand axe) sub-émoussé. Datation ^{14}C à 1795 ± 30 BP.

12a) Ensemble détritique à cailloutis calcaire hétérométrique (de 0,5 à 3 cm de grand axe) sub-anguleux à anguleux emballé dans une matrice sablo-crayeuse grise à gris clair et charbons diffus.

12b) Craies travertineuses gris clair à cailloutis hétérométrique (de 0,5 à 15 cm de grand axe) sub-émoussé et charbons épars.

13) Esquisse de sol hydromorphe gris foncé et crayeux à charbons diffus. Datation ^{14}C à 1210 ± 30 BP.

14a) Remplissage travertino-crayeux (vert olive) de vasque inscrite dans l'axe d'un petit paléotalweg. La sédimentation crayeuse curviligne (en berceau) incorpore des fragments de travertin construit de type plaques ou micro-empreintes foliaires. Des blocs de gros volume (60 cm de grand axe) issus du substratum oligocène (calcaires en plaques) constituent la base du paléochenal.

14b) Travertin construit poreux, vacuolaire et à tubes (encroûtements de roselière et de petites branches et radicelles), latéralement transgressif sur le niveau 13.

15) Craies travertineuses gris beige à tendance sableuse et petites concrétions tubulaires et oncolitiques évoluant latéralement vers un travertins construit tendre et poreux. Datation ^{14}C à 1080 ± 30 BP.

16) Craies travertineuses grises à charbons et oxydations auréolaires diffuses.

17a) Lentille caillouteuse à cailloutis calcaire hétérométrique (de 3 à 15 cm de grand axe) émoussé à sub-émoussé à encroûtements carbonatés pelliculaires. On note la présence de charbons et de quelques tessons de céramique.

17b) Travertin construit tendre poreux et oxydé (orange pâle) et craies travertineuses gris beige.

17c) Craies travertineuses grises à charbons, travertin construit tubulaire détritique et nodules/agrégats carbonatés.

18) Travertin construit vacuolaire à faciès tubulaires.

19) Limon travertino-crayeux et passées travertineuses construites détritiques abondamment remaniées (souvent émoussées) aux faciès variés (tubes, plaques etc…).

20) Limon travertino-crayeux beige à gris vert et charbons diffus.

21) Limons sableux beiges à charbons et malacofaunes visibles.

II.4) Une organisation singulière des formations détritiques jusqu'à la période historique : les coupes HER-4, MIR-10, Loup-3 et Loup-6.

Les formations détritiques de l'age des métaux à la période historique soulignent également le caractère fluctuant de la morphogenèse de la seconde moitié de l'Holocène. Les faciès rencontrés dans les séquences sont très variables et alternent successivement entre des décharges caillouteuses, des accumulations fines et des niveaux d'occupation en cours de pédogenèse. Leur évolution est proche de celle des formations travertineuses où des petites incisions/érosions de haute fréquence se succèdent. De nombreux niveaux d'occupation/sols plus ou moins développés se retrouvent d'ailleurs de façon synchrone dans les différents types de séquences, travertineuses ou détritiques : 1210 ± 30 BP dans la séquence travertineuse MIR-8, 1175 ± 30 BP et 1145 ± 30 BP dans les formations détritiques HER-4 et Loup-3.

Il faut noter que les séquences détritiques se déposent dans des paléotalwegs latéraux localisés aussi bien sur les amonts que sur les avals. Ils sont souvent creusés, peu de temps avant le dépôts des premières nappes détritiques à partir de 2000 BP (ou 2200 BP si l'on compare avec la coupe MIR-6 qui présente également une incision concentrée, plus modeste, en milieu travertineux), dans les formations tardiglaciaires et du premier holocène ou parfois directement dans le substratum lorsqu'il s'agit de roches relativement tendres (marno-calcaires crétacés ou molasse sableuse miocène). Ces vallons étroits et surcreusés latéralement aux axes des ravins holocènes *L.S.*, traduisent un changement radical dans le fonctionnement paléohydrologique des organismes alluviaux du piémont.

Commentaire de la coupe HER-4 du vallon des Hermitans (figure n°57) :

Cette coupe située en amont de l'exsurgence karstique du ravin des Hermitans représente un paléovallon incisant directement le substratum marneux crétacé. La sédimentation y débute à 2015 ± 30 BP (date obtenue sur charbon de ***Pinus halepensis***) par des termes limono-argileux et se poursuit par des faciès alternant entre passées limono-argileuses ou limono-sableuses et nappes caillouteuses. Des marques de feux (liserés charbonneux) peut être d'origine anthropique précèdent un niveau d'occupation/esquisse de sol (à tessons de céramiques) daté à 1175 ± 30 BP (date également obtenue sur charbon de ***Pinus halepensis***) qui rappelle de nombreux ensembles de ce type, de contextes chronologiques identiques, dans les vallons étudiés. Une décharge caillouteuse se dépose ensuite par contact ravinant en incisant quelque peu ce niveau « anthropisé ». A terme une incision en palier identifiée dans de nombreux vallons (surfaces d'érosion) entaille le dispositif et rejoint le substrat.

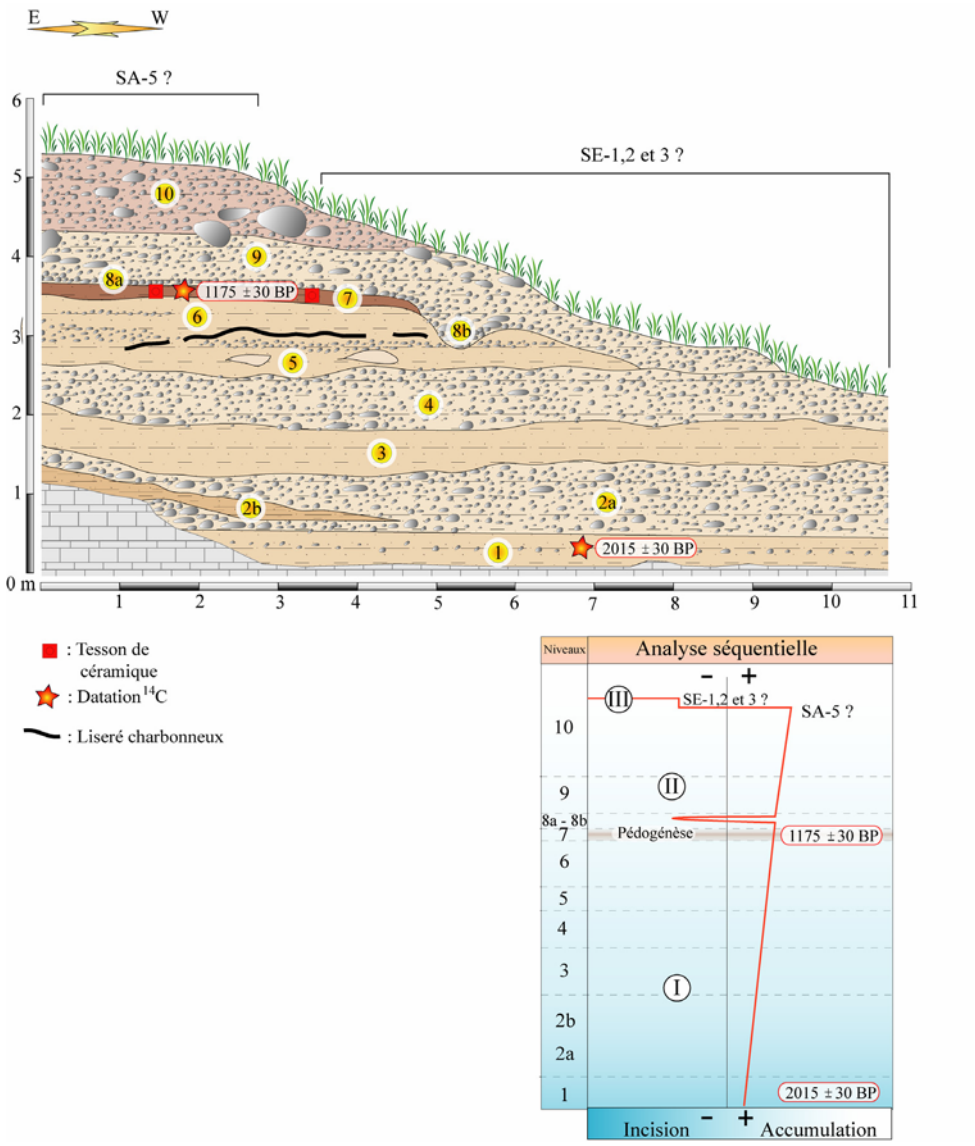


Figure n°57, la coupe HER-4 du vallon des Hermitans.

Positionnement GPS : N 43° 47’ 470’’ ; E 005° 33’ 460’’

<u>Les différents niveaux de la coupe HER-4 du vallon des Hermitans :</u>

1) Niveau limono-argileux brun clair à charbons de grande taille (date ^{14}C à 2015 ± 30 BP sur charbon de ***<u>Pinus halepensis</u>***).

2a) Ensemble caillouteux hétérométrique aux éléments sub-émoussés faisant 10 cm de grand axe emballés dans une matrice limono-sableuse beige.

2b) Lentille limono-sableuse beige foncé à petits cailloutis sub-anguleux de 2 cm de grand axe.

3) Niveau limono-argileux brun clair à charbons de grande taille (des tests de calcimétrie donnent 49, 81% de $CaCO_3$).

4) Ensemble caillouteux hétérométrique aux éléments sub-émoussés faisant 10 cm de grand axe emballés dans une matrice limono-sableuse beige.

5) Niveau limono-argileux brun clair à charbons et lentilles limoneuses beige clair.

6) Lentille limono-sableuse beige foncé à petits niveaux de cailloutis sub-anguleux de 3 cm de grand axe, charbons et liserés charbonneux transversaux.

7) Niveau d'occupation et esquisse de sol beige foncé à quelques cailloutis anguleux (colluvions) à sub-anguleux de 1 cm de grand axe, fragments de tessons de céramique et nombreux charbons (date ^{14}C à 1175 ± 30 BP sur charbon de ***Pinus halepensis***).

8a) Cailloutis hétérométrique de 0,5 cm de grand axe emballé dans une matrice sableuse beige.

8b) Petit chenal à cailloutis sub-émoussés de 3 cm de grand axe dans une matrice sableuse beige.

9) Ensemble caillouteux hétérométrique aux éléments sub-émoussés faisant 4 à 20 cm de grand axe emballés dans une matrice limono-sableuse beige.

10) Ensemble caillouteux hétérométrique aux éléments sub-émoussés faisant 5 à 10 cm de grand axe (quelques blocs de 40 cm de diamètre) emballés dans une matrice limono-sableuse beige foncé.

Tableau d'analyse séquentielle de la coupe HER-4 du vallon des Hermitans :

I) Remblaiement détritique marques de feux et niveau d'occupation ; **II)** Incision/ravinement dépôt détritique caillouteux ; **III)**, Incision en paliers.

Commentaire de la coupe MIR-10 du vallon du Mirail (figure n°58) :

Localisée en amont du ravin du Mirail, cette coupe présente un paléovallon inscrit dans une formation détritique de la fin du premier holocène (les séquences détritiques de ce type sont rares dans le Luberon, il s'agit surtout de formation travertineuses pour cette période). Son remplissage montre deux niveaux d'esquisses de sols très charbonneuses interstratifiées au sein de nappes caillouteuses de faciès identique à la coupe HER-4. L'organisation de cette formation souligne la fréquence des emboîtements latéraux pour la période postérieure à 2000 BP.

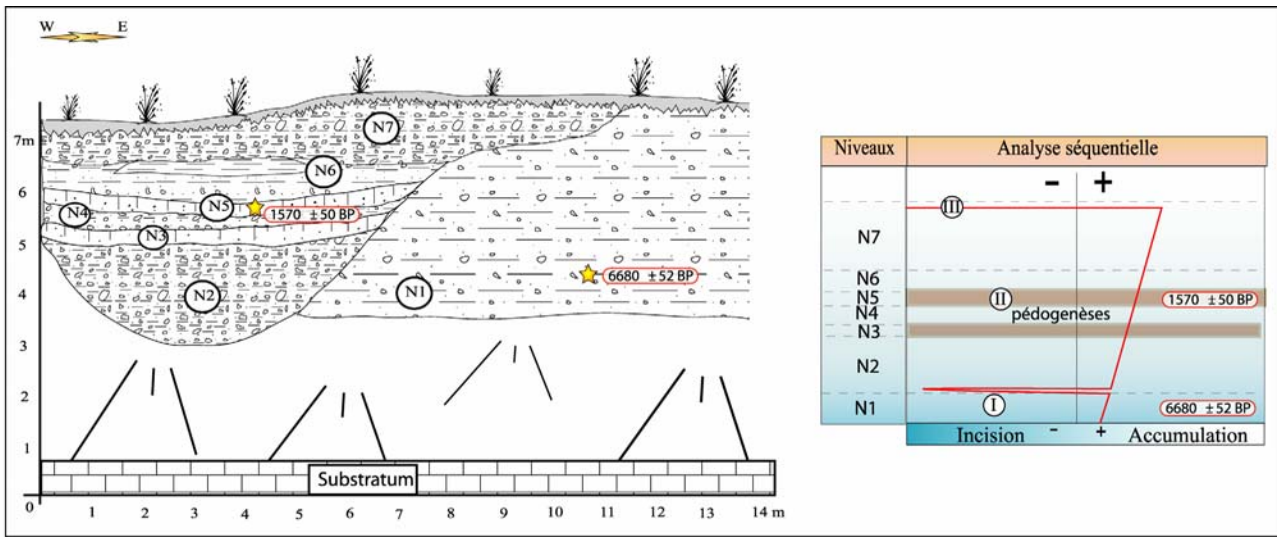


Figure n°58, la coupe MIR-10 du ravin du Mirail

Positionnement GPS : N 43° 47' 825'' ; E 005° 32' 462''

Les différents niveaux de la coupe MIR-10 du vallon du Mirail :

N1) Dépôt sablo-limoneux à cailloutis calcaires sub-anguleux et hétérométriques, présence de micro-charbons à la base (daté à 6680 ± 52 BP).
N2) Unité ravinante à cailloutis calcaires hétérométriques anguleux à sub-anguleux dans une matrice limono-sableuse.
N3) Esquisse de sol à charbons moyens diffus.
N4) Niveau sablo-limoneux à cailloutis calcaires hétérométriques sub-anguleux légèrement lités.
N5) Nouvelle esquisse de sol (Pédogenèse apparemment plus développée que dans le niveau N3) à charbons grossiers (datés à 1570 ± 50 BP) et lités en partie médiane.
N6) Niveau plutôt sableux à cailloutis calcaires hétérométriques sub-anguleux et lentille limoneuse au sommet.
N7) Niveau sablo-limoneux à cailloutis calcaires hétérométriques et sub-émoussés.

Tableau d'analyse séquentielle de la coupe MIR-10 du vallon du Mirail :

I) Dépôt du premier holocène et creusement d'un paléovallon antérieurement à 1570 ± 50 BP ; **II)** Accumulation détritique et esquisses de sols ; **III)**, Incision majeure selon un axe différent.

Commentaire de la coupe Loup-3 du vallon du Loup :

Cette coupe représente également un paléovallon latéral du second holocène. Il s'inscrit dans les couches tendres de molasses sableuses miocènes. Le pole alluvial dominant composant les dépôts est souvent mixte, couplé avec des apports latéraux colluviaux (Formation située à proximité d'un petit escarpement). La base est concernée par un aménagement antique de conduite d'eau. Cette influence de la présence proximale des populations se manifeste par de nombreux fragments de tuiles dans les nappes alluviales. Mais l'intérêt principal de cette coupe stratigraphique réside dans sa position dominante au droit du sondage Loup-4 (retenue artificielle pour l'irrigation, à proximité de la ferme du Carré cf. *supra*) qui montre une nappe alluviale détritique datée à 325 ± 30 BP emboîtée dans les dépôts tardiglaciaires travertino-crayeux (datés à la base à 12900 ± 60 BP). La géométrie de ces deux ensembles (figure n°59) nous indique clairement l'encadrement chronologique de l'incision récente avec un niveau perché (niveau 9, coupe Loup-3) daté à 1145 ± 30 BP qui nous révèle le niveau de « base » (il s'agit d'un niveau d'occupation) au X^{ème} siècle après Jésus-Christ et surtout, par l'intermédiaire de la date à 325 ± 30 BP de la nappe alluviale du sondage Loup-4, qui nous signale la position du cours d'eau 12 mètres en contrebas aux alentours du XVII^{ème} siècle. Cette dernière datation capitale nous permettra de resserrer l'intervalle chronologique de cette fameuse incision linéaire « finale » des talwegs au cours de ce travail.

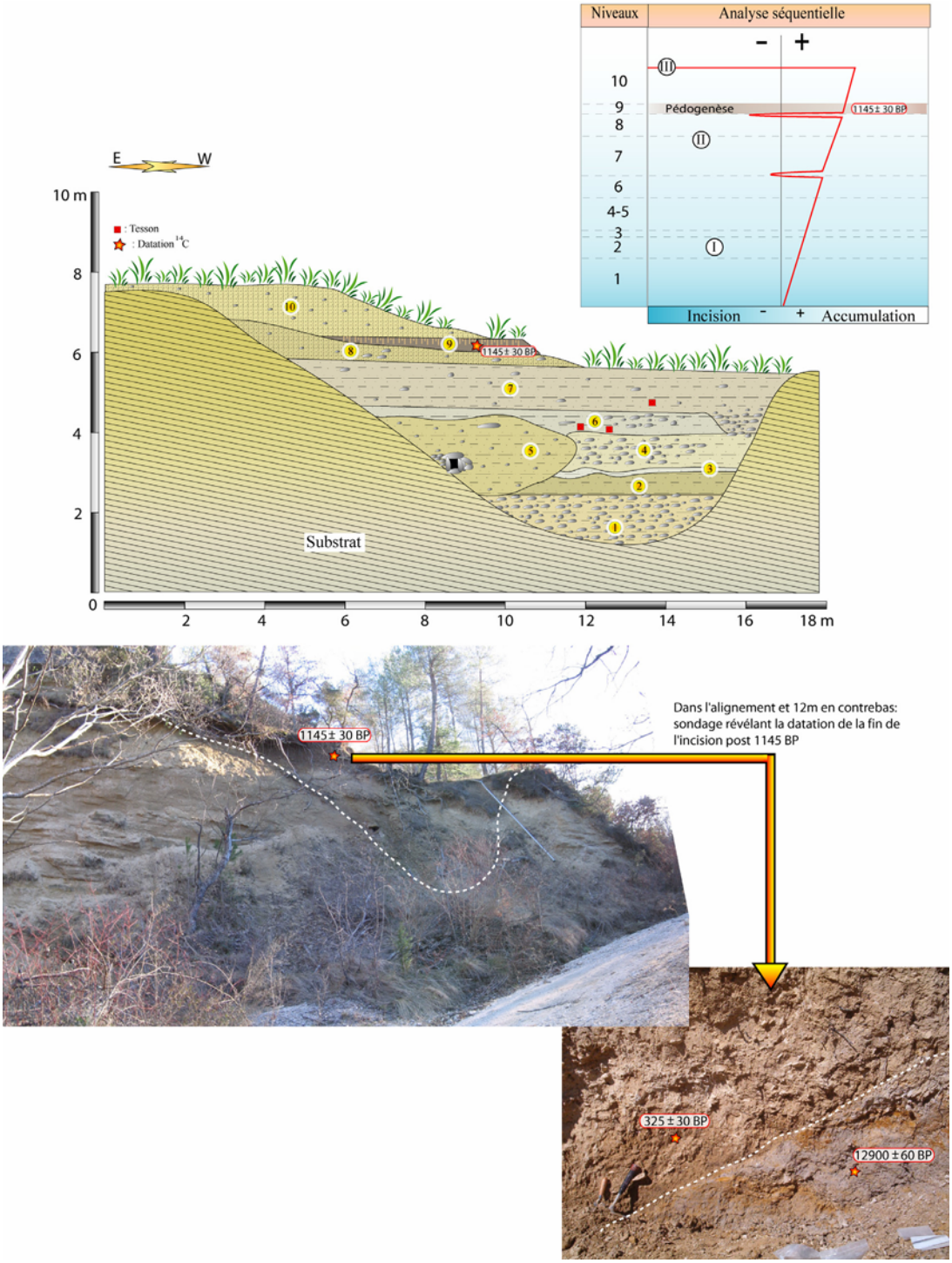


Figure n°59, la coupe Loup-3 du vallon du Loup et relation géométrique avec le sondage Loup-4 (en bas à droite).

Positionnement GPS : N 43° 46’ 590’’ ; E 005° 30’ 250’’

Tableau d'analyse séquentielle de la coupe loup-3 du vallon du Loup :

I) Nappes alluviale et aménagements antiques au sein du paléovallon ; **II)** ravinements (principalement du niveau 8), dépôts et niveau d'occupation ; **III)**, Incision majeure postérieure à 1145 ± 30 BP et antérieure à 325 ± 30 BP.

Les différents niveaux de la coupe Loup-3 du vallon du Loup :

1) Ensemble caillouteux hétérométrique à cailloutis calcaire sub-émoussé de 1 à 10 cm de grand axe emballé dans une matrice sableuse jaune pale.
2) Succession de niveaux sableux à sablo-limoneux beige vert.
3) Succession de petits niveaux sablo-limoneux beige-vert à limoneux très carbonatés blanc-beige (des tests de calcimétrie donnent 48, 30% de $CaCO_3$).
4) Ensemble sableux beige-vert à cailloutis calcaires sub-émoussé de 1 à 15 cm de grand axe.
5) Conduite antique dans un remblai composé de sables jaunes oxydés, de cailloutis et blocs calcaires anguleux à sub-anguleux de 0,5 à 20cm de grand axe, fragments de tuiles et charbons épars. Cet ensemble est emboîté dans les niveaux 2 à 4.
6) Nappe alluviale sableuse à sablo-limoneuse à petits cailloutis sub-émoussés de 0,5 à 5cm de grand axe et fragments de tuiles émoussés.
7) Nappe alluviale à petits litages limoneux à petits cailloutis sub-émoussés de 0,5 à 5cm de grand axe et fragments de tuiles émoussés.
8) Colluvions et alluvions (cailloutis calcaires sub-anguleux à sub-émoussés de 1 à 15 cm de grand axe), dans une matrice de sables jaunes.
9) Niveau d'occupation, esquisse de sol au débit polyédrique en transition latérale avec des colluvions (cailloutis et blocs calcaires anguleux à sub-anguleux de 0,5 à 20cm de grand axe), charbons et date ^{14}C à 1145 ± 30 BP.
10) Niveau sableux beige-jaune à petites colluvions (calcaires anguleux à sub-anguleux de 0,5 à 2 cm de grand axe).

Commentaire de la coupe Loup-6 du vallon du Loup :

Cette coupe additionnelle dont les dépôts se développent dans un paléotalweg (à l'image des nombreuses coupes du second holocène présentées précédemment) montre trois pôles sédimentaires distincts : un premier constitué de nappes caillouteuses coiffé par une lentille abondement charbonneuse (datée à 1830 ± 30 BP sur charbon de ***Quercus*** sclérophylle) probablement à relier avec des occupations humaines proches (datation identique au niveau « anthropique » daté à 1880 ± 30 BP de la coupe MIR-2 en contexte travertineux), un second composé de sédiments fins entrecoupés de chenaux au matériel caillouteux et un troisième affichant les mêmes éléments fins ponctués de niveaux d'occupations dont un sommital daté à 755 ± 30 BP (sur charbon de ***Ligustrum vulgare*** [troène]).

Mais l'attrait majeur de cette coupe demeure la datation du niveau 16 (figure n°60) à 755 ± 30 BP en dernière partie de coupe stratigraphique et recouvert par une dernière nappe alluviale limono-sableuse. Cette analyse ^{14}C permet de resserrer une dernière fois l'intervalle chronologique de l'incision récente qui s'exprime donc entre 755 ± 30 BP et 325 ± 30 BP (nappe alluviale du sondage Loup-4), soit entre le XIII^{ème} et le XVII^{ème} siècle après Jésus-Christ. Cette constatation d'une interruption de la sédimentation postérieure au XIII^{ème} après Jésus-Christ est corroborée par la datation à 780 ± 30 BP du milieu du paléotalweg emboîté dans la formation travertineuse tardiglaciaire de la coupe MIR-1 (cf. *infra*).

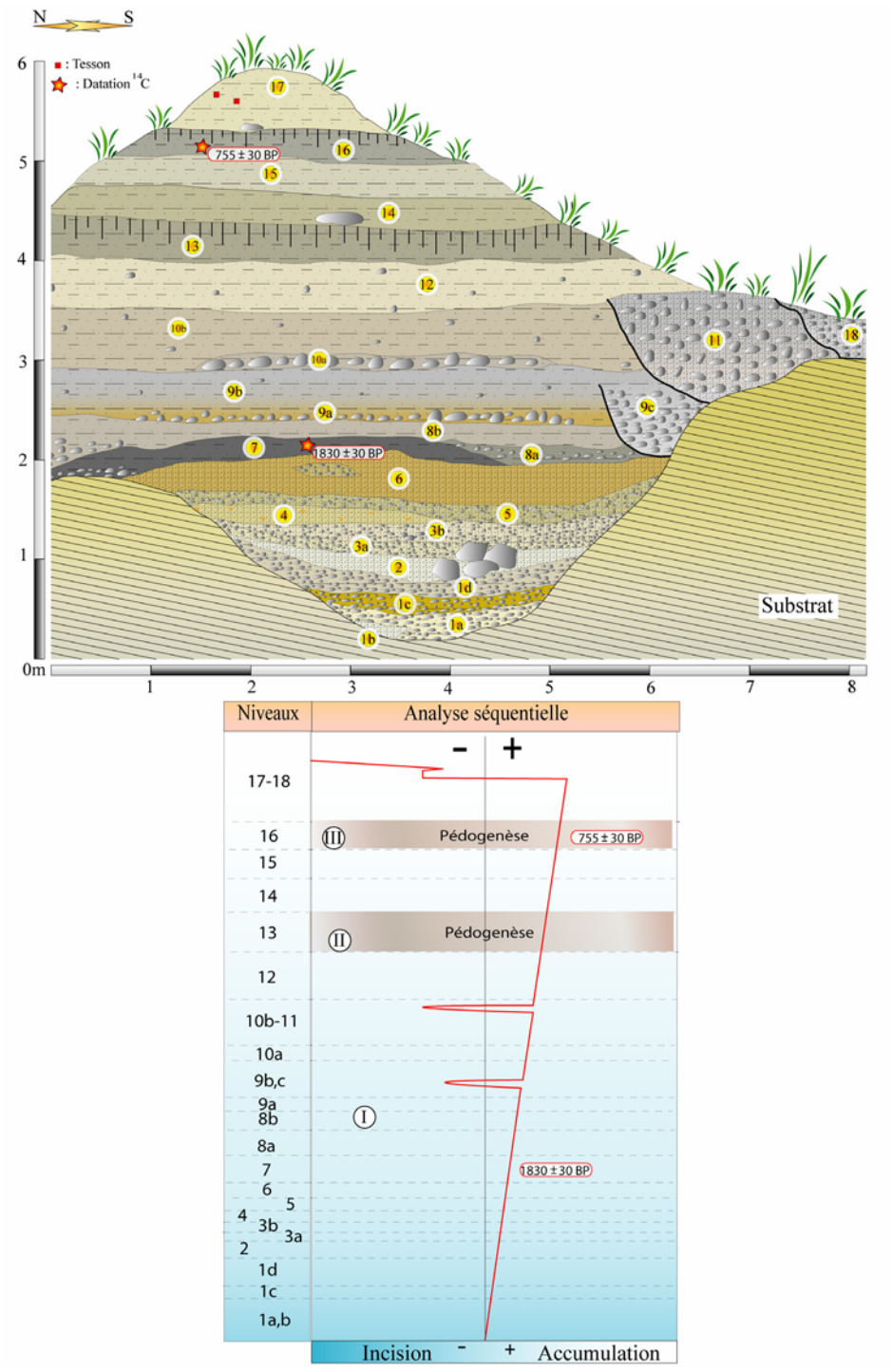


Figure n°60, la coupe Loup-6 du vallon du Loup

Positionnement GPS : N 43° 47' 100'' ; E 005° 30' 920''

Les différents niveaux de la coupe Loup-6 du vallon du Loup :

1a) Cailloutis sub-émoussé hétérométrique de 3 cm de grand axe emballé dans une matrice sableuse peu abondante.

1b) Niveau sableux jaune pale à lentilles limoneuse à rares charbons.

1c) Cailloutis sub-émoussé hétérométrique de 4 cm de grand axe emballé dans une matrice sableuse peu abondante grise oxydée.

1d) Cailloutis sub-émoussé hétérométrique de 6 cm de grand axe emballé dans une matrice sableuse peu abondante grise.

2) Ensemble sableux blanc à gris clair à blocs sub-émoussés de 30 cm de grand axe.

3a) Ensemble sableux blanc à gris clair à blocs et cailloutis sub-émoussés de 3 à 30 cm de grand axe.

3b) Ensemble sableux blanc à gris clair à cailloutis sub-émoussés de 5 cm de grand axe.

4) Niveau sableux gris clair à auréoles d'oxydation.

5) Cailloutis sub-anguleux hétérométrique de 6 cm de grand axe emballé dans une matrice sableuse grise.

6) Niveau sableux beige rose plus ou moins oxydé à rares lentilles de cailloutis hétérométriques sub-anguleux de 1 à 2 cm de grand axe.

7) Niveau très charbonneux (90% du sédiment) à tessons de céramiques et boulettes d'argile cuites (date ^{14}C sur charbon de ***Quercus*** sclérophylle à 1830 ± 30 BP).

8a) Sables limoneux gris assez hydromorphes à cailloutis hétérométriques sub-émoussés de 2 à 4 cm de grand axe.

8b) Sables limoneux gris à cailloutis hétérométriques sub-émoussés de 2 à 7 cm de grand axe.

9a, 9b) Ensemble limono-sableux gris oxydé et à cailloutis sub-émoussé de 4 à 12 cm de grand axe.

9c) Petit chenal caillouteux à cailloutis sub-émoussés de 4 à 15 cm de grand axe emballés dans une matrice sablo-graveleuse grise.

10a, 10b) Ensemble limono-sableux gris à cailloutis sub-émoussé de 4 à 20 cm de grand axe (en partie basale).

11) Chenal caillouteux à cailloutis sub-émoussés de 5 à 20 cm de grand axe emballés dans une matrice sablo-graveleuse grise.

12) Ensemble limono-sableux blanc à cailloutis sub-émoussé diffus de 4 à 5 cm de grand axe (des tests de calcimétrie donnent 46, 03% de $CaCO_3$).

13) Niveau d'occupation limono-sableux gris foncé à début de pédogenèse et nombreux charbons.

14) Ensemble limono-sableux vert olive à bloc calcaire de 40 cm de grand axe (transport non naturel).

15) Ensemble limono-sableux vert olive.

16) Niveau d'occupation limono-sableux gris foncé à début de pédogenèse et nombreux charbons (date ^{14}C sur charbon de ***Ligustrum vulgare*** [troène] à 755 ± 30 BP).

17) Ensemble limono-sableux beige à tessons de céramiques remaniés.

Tableau d'analyse séquentielle de la coupe Loup-6 du vallon du Loup :

I) Nappes alluviales détritiques, marques d'anthropisation (charbons), chenaux; **II)** Accumulation détritique fines, niveaux d'occupations et esquisses de sols ; **III)**, Incision majeure postérieure à 755 ± 30 BP selon un autre axe.

La basse terrasse attribuée au Petit Age Glaciaire : la coupe MIR-3 du vallon du Mirail.

Enfin, pour information nous présentons les faciès rencontrés dans la petite terrasse alluviale (la coupe est ici localisée dans la partie aval du vallon du Mirail, figure n°61) que nous attribuons au Petit Age Glaciaire et dont nous avons évoqué la présence dans cette partie descriptive. Elle est ici dans sa représentation la plus puissante (comparativement à l'amont), constitue vraisemblablement la prolongation aval de la nappe daté du XVII^{ème} siècle dans le vallon du Loup et incorpore des éléments historiques qui ne formulent aucun doute sur son attribution chronologique relativement récente.

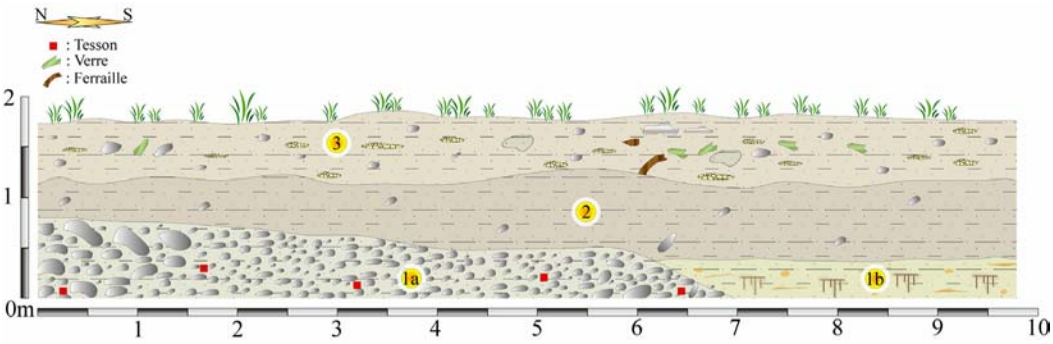


Figure n°61, la coupe MIR-3 du vallon du Mirail

Positionnement GPS : N 43° 47' 027'' ; E 005° 32' 546''

1a) Ensemble caillouteux hétérométrique au cortège pétrographique typique du bassin versant (calcaires, sables, conglomérats, marno-calcaires etc…). Le cailloutis (hétérométrique, sub-émoussé et de 3 à 5cm de grand axe) est emballé dans une matrice limono-sableuse à quartz épars et sables molassiques. Quelques tessons de céramique historiques ou modernes épars sont à signaler.

1b) Niveau sablo-limoneux à tendance crayeuse, tessons de céramique et charbons épars. Quelques ensembles bioturbés, esquisses de sols, auréoles d'oxydation, et liserés oxydés signalant des battements de nappe sont visibles.

2) Niveau crayeux à limono-sableux gris clair à charbons diffus et cailloutis épars (sub-émoussé et de 3 à 5 cm de grand axe) moins varié que pour l'ensemble 1a.

3) Ensemble sablo-limoneux moderne ravinant et remaniant des « blocs de niveaux crayeux ». Quelques lentilles de concrétionnements tubulaires remaniés sont à noter de même que tessons de verres et morceaux de ferrailles (grilles, arceaux etc…) qui ne délivrent aucune incertitude sur l'imputation chronologique de cette dernière partie de coupe stratigraphique !.

III) Conclusion

Les formations holocènes sont emboîtées dans les dépôts du Tardiglaciaire. Par la suite, tout au long de l'Holocène, **les emboîtements entre séquences sont systématiques et de plus en plus fréquents**. Il y a **peu de séquences détritiques du premier holocène conservées dans les vallons**. Pour cette période **ce sont surtout les accumulations travertineuses qui dominent**. Des similitudes dans l'organisation des dépôts et des faciès entre formations détritiques et séquences travertineuses se retrouvent. Pour la **première partie de l'Holocène**, des **faciès fin entrecoupés de décharges détritiques grossières** sont à observer. Ce sont des sables et limons pour les formations détritiques et des craies travertineuses dans les séquences carbonatées. Des **niveaux d'occupations** et des esquisses de sols concernent dès le **Néolithique final** les **accumulations travertineuses** et les **séquences détritiques.** Le même constat peut s'établir pour les autres périodes à partir de l'age des métaux. Globalement, **les incisions qui affectent les diverses formations sont plus importantes au début de l'Holocène**. **Par contre, des incisions de plus faible ampleur mais de plus haute fréquence caractérisent le second holocène.** Ces « **ruptures morphogéniques** » engendrent des **changements de faciès dans les formations travertineuses** (apparition des faciès construits). L'observation en coupe de ces variations faciologiques impulsées par les incisions permet d'appréhender une certaine **cyclicité dans l'organisation de la sédimentation des pôles carbonatés holocènes.** Au cours des **périodes protohistoriques** et surtout **antiques et médiévales** (voir historiques dans certains cas), la **sédimentation détritique** se développe au sein de **paléovallons fraîchement incisés latéralement aux talwegs holocènes** *lato sensu*. Dans les **séquences travertineuses**, ces **emboîtements ne sont pas systématiquement latéraux** et sont plutôt représentés par des **fluctuations dans le mode de carbonatation** (crayeux-construit au cours d'un cycle) associées à de petites incisions et érosions mêlées à du détritisme. La variété des modes d'incisions (longitudinales ou « latérales »), les nombreux faciès observables (détritiques fins ou grossiers, esquisses de sols hydromorphes, niveaux d'occupations charbonneux, travertins crayeux ou construits etc…) et l'organisation multiple des formations les unes par rapport aux autres souligne **le caractère fluctuant des régimes climatiques holocènes** dont **l'impact est vraisemblablement associé**, en milieu/fin de période, **aux pressions recrudescentes des sociétés humaines sur leur environnement.**

IV) Les sites archéologiques holocènes : La fouille du site néolithique final du Verger (sommet de la coupe MIR-5) dans le vallon du Mirail ; le bas relief des nautes et la découverte présumée de son monument romain dans le ravin du Loup.

Nous l'avons vu dans la première partie de cette thèse, pour l'instant aucun site archéologique antérieur au Néolithique n'a été découvert sur le piémont méridional du Grand Luberon. Toutefois, afin de donner un aperçu des sites étudiés concernant les périodes les plus représentatives de ce que l'on peut trouver en vestiges d'occupations anciennes dans le sud Luberon (c'est-à-dire le Néolithique et la période antique), nous présentons la fouille néolithique réalisée par Gaëlle Delaunay dans le vallon du Mirail et un petit voyage entre période récente et antiquité avec l'historique de la découverte du monument antique emblématique du sud Luberon : le bas relief des nautes de Cabrières d'Aigues, qui figure comme un témoignage unique du transport du vin et de l'huile sur la Durance au cours de l'Antiquité. L'analyse du site néolithique du Verger dans le Mirail nous donnera une image des types d'occupations et de mobilier archéologiques concernant le piémont sud du Grand Luberon et souvent entraperçus dans nos coupes stratigraphiques. L'historique et la recherche du site exact du mausolée romain d'où provient le bas relief de Cabrières, associés à nos études géomorphologiques, nous fournira quelques détails supplémentaires sur l'histoire des pays du Luberon et de sa morphogenèse récente.

IV.1) Le site néolithique final du Verger (coupe MIR-5): Une occupation en contexte travertineux.

Cette présentation est adaptée d'un article en cours de parution en collaboration avec DELAUNAY G., MÜLLER A., *MARTIN S., GUENDON J.L., BLAISE E., BOURNE S., GILABERT C., PELLISIER. (ESEP, UMR 6636 et *IMEP, UMR 6116).

Un sondage a été réalisé en 2003, au sein de l'ensemble travertineux du Mirail, sur le site archéologique du Verger (DELAUNAY *et al.* 2004, OLLIVIER *et al.* 2003) en partie supérieure de la coupe MIR-5 (photo n°32). Cette opération avait pour objectif de préciser la localisation, le contexte paléoenvironnemental et la chronologie des différents niveaux archéologiques (présentés alors comme « Néolithique indéterminé ») repérés sur la coupe naturelle MIR-5 en bordure du torrent.



Photo n°32, vue vers l'ouest du sondage du Verger réalisé fin 2003. En bas à droite, on peut apercevoir, sur la coupe naturelle, les niveaux supérieurs de la séquence travertineuse MIR-5 (Photo G. Delaunay).

Le contexte archéologique et chrono-culturel : état de la question

Le Luberon est ouvert à l'ouest sur le Languedoc, à l'est et au nord sur les reliefs bas-alpins et au sud sur la Basse Provence. Bordé par la Durance et ses affluents, routes privilégiées pour la circulation de biens, d'idées et de personnes, cette moyenne montagne est un secteur propice à la diffusion des différents courants culturels de la fin du Néolithique. Dans son ensemble, le Luberon appartient à la zone septentrionale de l'extension du Couronnien, groupe culturel du Néolithique final reconnu en Provence depuis les Alpilles à l'ouest jusqu'à la région de Saint-Tropez à l'est (ESCALON de FONTON 1956, 1968 ; COURTIN 1974, D'ANNA 1995 ; LEMERCIER 2002 ; LEMERCIER 2004). Citons l'occupation des Lauzières à Lourmarin, de la Brémonde à Buoux, des Fabrys à Bonnieux, des Martins à Roussillon etc… (figure n°62). Ainsi, pendant la première moitié du III^{e} millénaire, la céramique semble fortement marquée par cette culture.

Cependant, de nombreux indices évoquent des influences occidentales que l'on peut interpréter soit comme des phénomènes de contacts et d'échanges avec les groupes du Ferrière ou du Fontbouisse en Languedoc (GUTHERZ 1975; GUTHERZ et JALLOT 1995, 1999); soit comme l'influence ou la présence d'un groupe culturel local particulier ayant intégré des aspects typologiques de ces faciès languedociens (Fraischamp, Rhône-Ouvèze), groupes principalement reconnus en marge du Luberon, sensiblement vers le Nord-Ouest (SAUZADE *et al.* 1990; MULLER et D'ANNA 1986; LEMERCIER et CAULIEZ 2004).

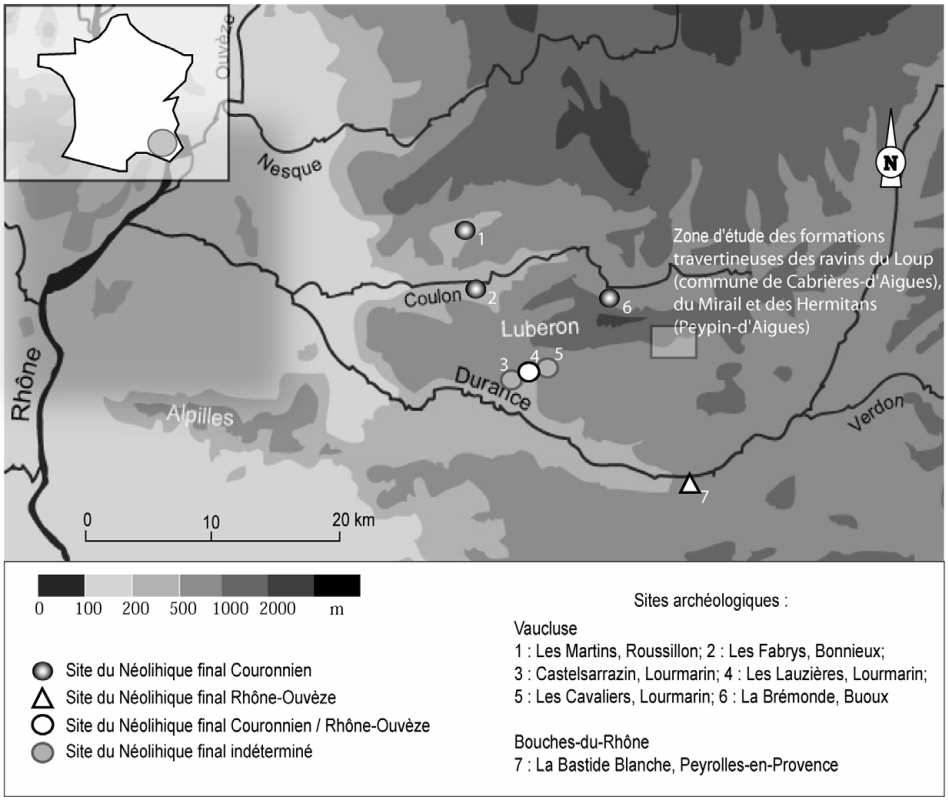


Figure n°62, localisation des sites du Néolithique final dans le Luberon et ses marges (DELAUNAY *et al.*, 2006)

Les données archéologiques précises concernant la fin de la Préhistoire sur le versant Sud du Grand Luberon restent limitées. L'habitat perché des Lauzières, fouillé de 1977 à 1982 par J. COURTIN, A. D'ANNA et R. COUTEL, situé à l'extrémité sud-ouest du Grand Luberon, est la seule fouille conséquente d'une occupation néolithique final dans l'aire concernée (D'ANNA *et al.* 1989). Les Cavaliers (ou «les Ramades») et CastelSarrazin, à Lourmarin, situés respectivement à l'est et à l'ouest des Lauzières sont aussi à attribuer en partie à la fin du Néolithique. Le premier a fait l'objet d'un sondage par R. COUTEL en 1972 et le second d'un ramassage de surface au début du siècle dernier (MARIGNAN 1905; COTTE 1924). La plupart des autres occupations connues sont des observations de surface (OLLIVIER *et al.* 2003). Il s'agit, par exemple, des sites de l'Eolienne et de la Vigne d'Imbert, situés dans le bassin du Mirail, à proximité du Verger. Les études géomorphologiques, par le croisement des données issues des différentes coupes naturelles du Mirail, s'expriment en faveur d'une forte occupation de ce secteur tout au long de l'intervalle Néolithique moyen/final.

La fouille :

La zone de fouille est localisée en rive gauche du Torrent du Mirail en partie supérieure de la formation travertineuse. La zone de décapage a été implantée en bordure des cultures, limitée au nord et à l'ouest par le ravin. Deux sondages orientés est-sud-est/ouest-nord-est ont été implantés, parallèles à la coupe MIR-5 servant de repère stratigraphique. L'opération de sondage a permis d'observer trois niveaux archéologiques (figure n°63).

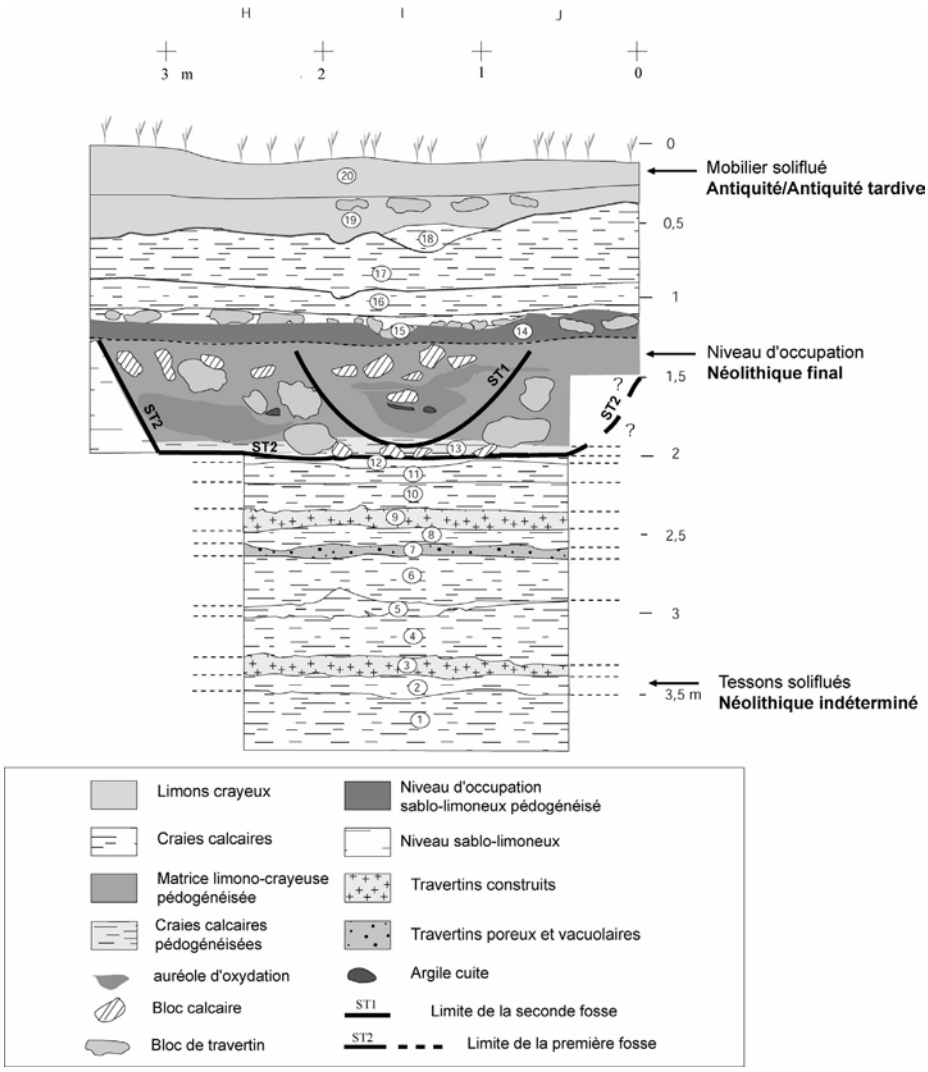


Figure n°63, coupe stratigraphique du Verger (Peypin d'Aigues, Vaucluse), sondage 2003. Relevé A. Müller et V. Ollivier. DAO G. Delaunay.

Le plus récent (niveau 20), conservé seulement sur quelques mètres carrés, correspond à une nappe alluviale contenant un mobilier daté de l'Antiquité tardive, vraisemblablement issu d'un site localisé en amont. Le deuxième (US 14, ST1 et ST2), séparé du plus récent par environ un mètre de limons stériles a été aperçu sur 12 m². Il est daté par le mobilier du Néolithique final. Une datation ^{14}C sur charbon, précédemment réalisée sur la coupe naturelle qui borde la rivière, a délivré une date à 4536 ± 56 BP soit 3372-3082 cal BC (code laboratoire : AA42670).

Enfin le dernier (niveau 2), observé en coupe à 3,50 mètres de profondeur, a fourni peu de vestiges, probablement transportés par le torrent, ne permettant pas de fixer une chronologie fiable. Une chronologie relative peut toutefois être apportée par la datation d'un niveau plus ancien, 4737 ± 47 BP soit 3638 à 3498 cal BC (code laboratoire : AA42671), permettant de situer le niveau 2 dans la tranche Néolithique moyen/final.

L'ensemble des unités stratigraphiques 14, ST1et ST2 est celui qui concentre notre intérêt. L'US 14, la plus récente, correspond au niveau préhistorique déjà déterminé à partir de la coupe. Le sédiment très compact correspond, sur 20-30 cm d'épaisseur, à un dépôt limono-sableux ayant évolué vers une esquisse de sol. Il a été mis en évidence un épandage diffus apparemment lié à la proximité d'un habitat (céramique : 1991 individus, faune : 484 éléments, poinçon en os : 1 exemplaire, lithique taillé : 254 pièces, parure : 5 objets, fragments d'argiles cuites, torchis, malacofaune terrestre et charbons).
A la base de ce niveau, deux structures emboîtées (ST1 et ST2) contenant peu de mobilier ont été identifiées et interprétées comme des fosses.
La fosse ST1 est localisée dans les carrés I1 et J1. Des blocs calcaires épars sont contenus dans une matrice limono-crayeuse marquant un début de pédogenèse. Elle a livré de la céramique (69) de la faune (37), des charbons et des malacofaunes.
La fosse ST2 est localisée au niveau des carrés H, I, J. Nous ne connaissons pas avec certitude sa limite à l'est. Son remplissage sédimentaire est constitué d'une matrice limono-crayeuse associée à plusieurs blocs calcaires et blocs de travertins provenant probablement des niveaux bordant la fosse. La base de ST2 correspond à une matrice calcaire plus ou moins pédogénéisée. L'ensemble a livré des vestiges céramiques (135), fauniques (107), lithiques (2) et des charbons.
L'US 14 et les 2 fosses semblent relever d'un même ensemble chrono-culturel, au regard du mobilier. La forte fragmentation des vestiges, l'absence de structures d'habitation nous incite à définir ce secteur comme une zone périphérique de l'habitat, correspondant à un secteur de rejet. Comme le suggèrent les concentrations de mobilier observées en prospection plus en amont, l'habitat pourrait être localisé dans la zone actuellement en culture.

Le mobilier archéologique :

L'ensemble du mobilier est très fragmenté, ce qui a limité nos interprétations. Il en ressort néanmoins un certain nombre d'informations :

Les seuls indices liés à l'habitat sont des nodules de terre cuite (jusqu'à 5 x 4 cm) qui pourraient correspondre à un matériau de construction de type torchis, présentant dans certains cas des empreintes de tiges végétales très réduites.

Sur un total de 2195 tessons après remontage, 163 individus soit 7,5% de la série céramique peuvent être considérés comme des éléments diagnostiques, nous livrant une information sur la typologie du récipient de type lèvre, carène, élément de préhension, décor…etc (figure n°64).

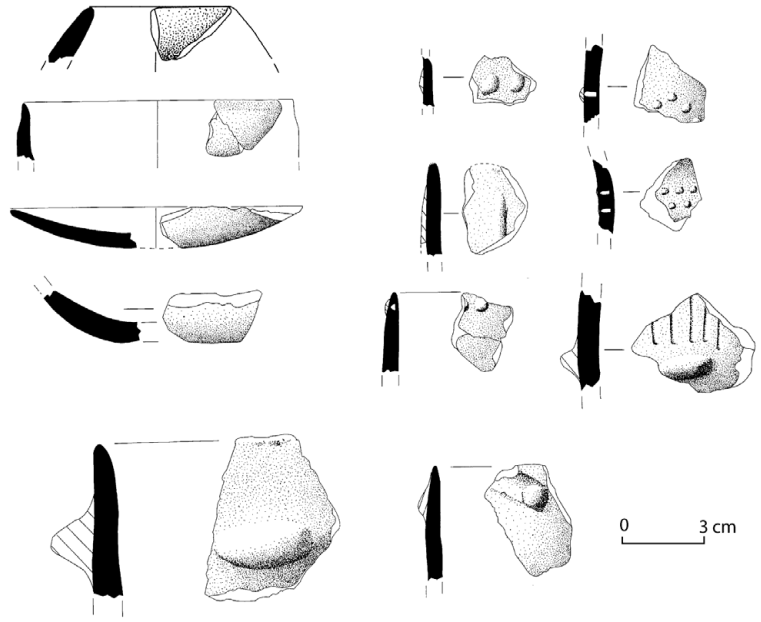


Figure n°64, Céramique du Verger, Le Mirail (Peypin d'Aigues, Vaucluse). Dessin : G. Delaunay.

La couleur des surfaces est le plus souvent brune très foncée à noire, rouge à brun rouge et beige. Le dégraissant est constitué de calcite pilée dans la plupart des cas. La surface du récipient, toujours lissée est, pour quelques individus, polie. L'épaisseur des récipients varie de 0,2 cm à 1 cm au niveau de la lèvre, de 0,3 cm à 1,6 cm au niveau de la panse et de 0,5 à 1,5 cm pour les fonds. Plusieurs tessons témoignent d'un montage au colombin et la présence d'un tenon d'insertion a pu être observée sur un mamelon allongé et une prise plate.

L'interprétation du corpus céramique reste limitée par la très forte fragmentation. Seuls des tessons diagnostiques nous renseignent sur la morphologie du récipient auquel ils appartiennent. Ce corpus est composé de formes simples dérivées de la sphère ou du cylindre. Ce sont majoritairement des récipients à ouverture évasée et forme subhémisphérique qui ont pu être identifiés. Nous ne connaissons pas la morphologie complète des récipients à ouverture rétrécie mais ils sont également représentés

Les fonds reconnus sont essentiellement aplanis, mais la présence de fonds ronds, plus difficilement identifiables est très probable. Un fond plat appartient à la fosse ST2. Les lèvres sont arrondies dans plus de la moitié des cas (55 %) et plates dans une proportion de 22 %.

Les poteries sont agrémentées parfois d'un mamelon, d'un bouton ou d'une prise plate. Seuls un mamelon horizontal et un autre oblique ont pu être situés sur le récipient : ils sont positionnés en partie supérieure de la panse.

Une perforation transversale sous-cutanée a pu être mise en évidence sur un élément plastique indéterminé.

Les décors, incomplets, représentent 6 % du total des éléments diagnostiques. Il s'agit d'une série de petits pastillages appliqués (6 individus) ou repoussés (un individu), d'un cordon court vertical et d'un décor de cinq cannelures verticales disposées au-dessus ou au-dessous de la préhension.

Pastillages et cordons courts sont reconnus dans la tradition couronnienne. Le nombre d'individus présentant un pastillage paraît cependant en nombre important, proportionnellement à la surface fouillée, en comparaison avec le site des Lauzières (Lourmarin, Vaucluse), par exemple (données inédites, G. DELAUNAY). Il concerne 0,2 % des individus diagnostiques au Lauzières contre 4 % au Mirail. Les probables occupations successives aux Lauzières peuvent néanmoins accentuer cet écart. Comme l'a remarqué A. D'ANNA au sujet du Collet-Redon à la Couronne (Martigues, Bouches-du-Rhône), ce type de décoration pourrait refléter une phase particulière dans l'occupation du site (D'ANNA 1995a).

Les pastilles se développent surtout en ligne simple ou double, horizontale, ou oblique sur un individu. Dans un cas, elles forment un motif de chevron. Ce motif de pastillage particulier est présent sur d'autres sites du Néolithique final, couronniens ou Rhône-Ouvèze : les Fabrys à Bonnieux (BRETAGNE et D'ANNA 1988) ; Ponteau-gare à Martigues et la Bastide-Blanche à Peyrolles (LEMERCIER *et al.* 2004). Ces sites possèdent également dans leur répertoire décoratif des pastillages en ligne simple ou double et des cordons courts, verticaux ou obliques.

Le décor de cannelures verticales évoque un répertoire plus fréquent à l'ouest du Rhône, à mettre éventuellement en relation avec les pastillages, biens représentés dans les faciès céramiques languedociens. Ces types d'éléments présentent des affinités avec le groupe de Ferrières - notamment le faciès central - ce qui correspond à la datation ^{14}C obtenue pour cet horizon, mais également au Fontbouisse et au groupe culturel provençal Rhône-Ouvèze.

L'industrie lithique taillée compte 254 pièces, pour la plupart issues d'un débitage sur place à partir de la matière première locale (silex issu de conglomérats, galets alluviaux, silex calcédonieux). Le silex oligocène de la vallée du Largues (détermination : S. RENAULT, ESEP – UMR 6636) distante d'une quinzaine de kilomètres, représente plus d'un tiers de la série. Les lames, vraisemblablement importées, côtoient un débitage d'éclats effectué *in situ* à partir de cette matière première bas-alpine. L'outillage global comprend cinq fragments de lames retouchées, ainsi qu'un ensemble plus fruste : un grattoir, un perçoir, un denticulé, plusieurs coches sur éclat, une pièce à retouche bifaciale et deux pièces esquillées.

Parmi 628 restes fauniques, 186 ont pu être déterminés. Il s'agit uniquement de bœuf et de caprinés (dont 1 mouton dans la structure 2). Cette série semble correspondre à des déchets de consommation (les membres sont les mieux représentés, présence d'éléments brûlés, d'une trace de découpe et de traces de carnivore).
Concernant l'outillage en matière dure animale, nous avons pu identifier un fragment de poinçon sur diaphyse (indéterminé).

Cinq éléments attribués à la parure ont été découverts (figure n°65) une perle annulaire en test de coquillage, une pendeloque courbe en griffe en stéatite à perforation biconique égale, un fragment de lamellibranche (parure ?) et deux pendeloques en quartz hyalin, encochées, de section triangulaire. Cet ensemble correspond bien à un horizon Néolithique final-Chalcolithique et trouve certaines comparaisons avec le site couronnien éponyme du Collet-Redon (Martigues).

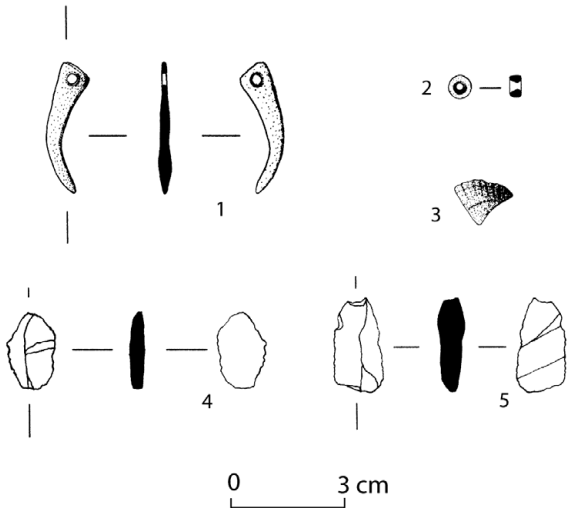


Figure n°65, Eléments de parure, Le Verger, (Peypin d'Aigues, Vaucluse). 1 : pendeloque courbe en griffe en stéatite, 2 : perle annulaire en test de coquillage, 3 : fragment de coquille marine (lamellibranche), 4 et 5 : pendeloques encochées en quartz hyalin. Dessin M. Pellissier.

<u>Attribution chrono-culturelle générale :</u>

La plus grande partie de la céramique, d'un point de vue technologique, et morpho-typologique dans la mesure des données disponibles, ressemble à ce que l'on connaît du Couronnien. L'étude de l'industrie lithique et de la parure a permis des comparaisons avec le site éponyme du Collet-Redon à Martigues (Bouches du Rhône).

Cependant, l'association de pastillages et de cannelures rappelle les faciès languedociens du Ferrières et du Fontbouisse.

Ces types de décors se retrouvent fréquemment sur les sites de la fin du Néolithique du Luberon et ses marges, à travers le groupe culturel Rhône-Ouvèze qui empreinte certains motifs du Fontbouisse en les simplifiant (LEMERCIER et CAULIEZ 2004). Des comparaisons entre les décors de la céramique du Verger et le site de la Bastide-Blanche à Peyrolles, occupation Rhône-Ouvèze, ont notamment pu être faites.

Néanmoins, une relation (influence ?), avec le groupe de Ferrières pourrait être privilégiée, d'une part en se référant aux décors, notamment le décor de cannelures associé à la préhension, et à l'absence de morphologies carénées dans tout mobilier découvert en 2003, d'autre part au regard de la datation obtenue sur la coupe stratigraphique MIR-5.

La série céramique offre donc des arguments pouvant la rapprocher d'« une phase ancienne du Couronnien contemporaine du Ferrières », mais également des comparaisons avec le groupe Rhône-Ouvèze plus récent.

Conclusion :

Le **sondage archéologique du Verger/MIR-5** a permis de mettre en évidence **deux niveaux du Néolithique**. Le plus récent correspondant à la **périphérie d'un habitat du Néolithique final** située dans un **milieu ouvert de prairie sèche** (d'après les analyses malacologique, voir partie III). Le plus ancien (Néolithique moyen ou final) correspond aux vestiges soliflués d'une occupation proche, et témoigne de la présence ancienne d'un milieu alluvio-palustre.

Le **mobilier mis au jour dans le niveau du Néolithique final correspond à ce que l'on connaît dans la région du Couronnien et du Rhône-Ouvèze.** Ces deux groupes culturels présentent des affinités et probables parentés ou filiations qu'il faut aujourd'hui appréhender plus précisément, et les recherches en cours visent à une certaine redéfinition de ces cultures.

Les problématiques concernant cette occupation sont donc de préciser son phasage dans la chronologie du Néolithique final. Ceci ne pourra se faire que par de nouveaux indices matériels permettant une comparaison plus approfondie avec d'autres sites du Néolithique final couronnien ou non. Il s'agit aussi de vérifier la présence éventuelle de structures d'habitat. Lorsque les conditions pouvant permettre d'accéder au site principal distant d'une vingtaine de mètres seront réalisées (après arrachage des vignes en fin de culture), il sera alors d'un grand intérêt de réaliser au moment opportun une fouille conséquente à cet emplacement.

IV.2) La découverte du Bas Relief des Nautes (Cabrières d'Aigues, Vaucluse), analyse géomorphologique, archéologique et historique

Cette présentation est adaptée d'un article en cours de parution en collaboration avec Messieurs André MULLER, (Conservateur du Musée Marc Deydier; ESEP UMR 6636, MMSH Aix en Provence) et Claude FAVET (Maire de Cabrières-d'Aigues, Docteur es sciences).



Photo n°33 , le bas relief des nautes découvert en 1886 dans le ravin du Loup (cliché, musée Calvet d'Avignon)



Marc DEYDIER (1845-1920) : Né à Modène (Vaucluse) en 1845, Marc DEYDIER est issu d'une famille de petits fermiers ou métayers. Notaire à Cucuron dès 1869, il se passionna tout au long de son existence pour l'histoire l'archéologie et la géologie de notre région. Ses recherches sur la préhistoire du Luberon, des Monts de Vaucluse et du Bassin du Largues font encore référence. Il collectionna de nombreuses archives afin de rédiger une histoire de Cucuron qu'il ne pu mener à son terme. Initié à la photographie par Bernard du Roure, il fut à l'origine de nombreux clichés qui immortalisent son époque. Dès 1903, il fit partie des initiateurs et fondateurs de la société Préhistorique de France avec Albert Moirenc, Ivan Pranishnikoff, le Docteur Paul Raymond et Anfos Martin. Marc Deydier s'est éteint à Cucuron en avril 1920, à l'âge de 76 ans.

Parmi les travaux scientifiques réalisés par Marc Deydier (1845 et 1920), les recherches et l'achat du bas-relief des nautes (photo n° 33) de Cabrières d'Aigues (Vaucluse) en 1892 ont fait partie des grandes affaires de sa vie. Dans cette contribution, nous livrons les remarques que divers documents : les archives des fonds Deydier (Musée de Cucuron), les observations de terrains et les souvenirs familiaux de Claude Favet (maire de Cabrières d'Aigues et propriétaire des parcelles proches du site présumé du Mausolée), ont permis de mettre en avant pour tenter de préciser la localisation et l'historique de la découverte du bas relief des nautes faite en 1886 par Toussaint Guérin à Cabrières-d'Aigues (Vaucluse).

A l'occasion de la rédaction d'un ouvrage récent, (MULLER, 2005) nous avons classées et inventoriées les photographies et les notes manuscrites rédigées par Marc Deydier. Ainsi divers documents souvent inédits liés à cet évènement ont pu être découverts. Les "pierres" de "mon monument romain" comme il le désignait ont été découvertes fin 1886 à une date non précisée, mais leur achat ne sera finalisé que le 20 janvier 1892, six ans après.

Nous disposons donc de données nouvelles pour tenter de résoudre cette “énigme” qui depuis un siècle a fait rêver les archéologues, les historiens, les amateurs d’antiquités et les gens du pays qui au détour d’une visite de la galerie lapidaire du Musée Calvet à Avignon découvraient cette célèbre pièce étonnante retraçant la vie quotidienne d’un passé à jamais révolu.

La découverte :

Des divers documents consultés (publication de 1912 de M. DEYDIER et archives manuscrites) il apparaît que Marc Deydier n’est pas l’inventeur du site ni des vestiges, le document de Toussaint Guérin du 15 juin 1891 précise de manière claire les conditions de la découverte de “la pierre” qu’il a vendue à Marc Deydier et surtout sa volonté d’effectuer lui-même les fouilles pour essayer de trouver d’autres vestiges. La réponse de Marc Deydier (16 juin 1891) confirme, avec quelques déceptions le choix de Toussaint Guérin, même si avec quelques réticences, il fait remarquer que la fouille est une chose délicate “ *je vous engage à fouiller sérieusement et minutieusement*”. Par ailleurs il s’engage à aller visiter le site qu’il n’a pas encore vu pour “*vous aidez de quelques conseils qui ne sont jamais mauvais pour celui qui n’a pas l’habitude de ce genre de recherches*”.

Dans le même courrier il est question de M. Cazals, une vieille connaissance de Marc Deydier, probablement l’intermédiaire qui les a mis en relation et lui a signalé la découverte de Toussaint Guérin. (M. Cazals est un collectionneur de fossiles en relation avec le notaire de Cucuron), son nom est cité à plusieurs reprises dans les courriers relatifs à la géologie, il doit être l’inventeur ou le ramasseur des sites à fossiles des marnes de Cabrières et il connaissait assez les goûts de Marc Deydier pour lui signaler la découverte du bas-relief.

Dans une note de registre datée du 20 Janvier 1892, Marc Deydier indique les circonstances et les conditions de l’achat des “pierres” de Toussaint Guérin :

> **Achat de Toussaint Guérin de Cabrières d’Aigues de pierres sculptées antiques, probablement romaines (bateau contenant 2 tonneaux tiré par des hommes etc...) prix 50, 00 fr. avec convention que je ferais des fouilles dans sa terre, sous conditions verbales. Donné en plus 3, 50 fr. à la fille et au valet de M. Cazal qui m’ont apporté ces pierres.**
>
> **Registre 509,01 : 20 janvier 1892**

Marc Deydier n’a donc pas participé directement à la découverte ni aux fouilles faites par la suite: Par courrier il s’engage à aller voir le site (en 1891) qu’il n’a pas encore vu. Pour avoir de plus amples renseignements il faut se référer à la publication de 1912 où il donne des précisions sur la situation et sur les recherches qu’il y a menées (DEYDIER, 1912).

C'est dans cette partie qu'il localise avec précision sur le cadastre de 1850 la parcelle (B. 528) aujourd'hui divisée et morcelée et délivre des indications topographiques sur le site et de son chemin d'accès qui se situaient comme il le décrit : "sur la rive gauche du Torrent du Loup à 7 ou 8m en contre haut du lit (en 1891) du torrent du Loup".

En 2000, nos observations sur le terrain ont permis de localiser les différents éléments décrits par Deydier. Même si depuis un siècle le paysage s'est modifié on distingue nettement l'ancien tracé du gué de la voie qui permettait de circuler en pied du Luberon depuis plusieurs centaines d'années et probablement plusieurs millénaires car elle desservait pendant le Haut Moyen Age les divers castellas de Cabrières-d'Aigues, Roubian, etc… .
A l'époque romaine elle desservait également, aux alentours immédiats du site, les villas gallo-romaines de Saint-Jean (Cabrières-d'Aigues), de la Ginestière, (la Motte-d'Aigues) et celle des Gouirands (la Motte-d'Aigues).

Ces observations montrent si il était nécessaire l'importance économique de cet axe routier durant l'antiquité dès les premiers temps de l'occupation romaine. De nombreuses installations agricoles gallo-romaines (découvertes lors de prospections) montrent la présence de lieux d'habitations, de petites nécropoles rurales, de hangars ou de locaux artisanaux (caves, pressoirs avec parfois des ateliers de fabrication d'amphores) et dans un cas où l'observation a été favorable les traces conservées de plantations fossiles de vignobles (Vaugines, la Grande Garrigue) qui laissent supposer qu'un modèle d'exploitation de moyenne et de grande surface avait prévalu dans l'aménagement rural du pied du Luberon entre la fin du premier siècle avant J. C. et le III° ap J.C. Les seuls exemples de villas dont les fouilles sont incomplètes (la villa du Vielhy à Cucuron et la villa de la Tuilière à Villelaure), donnent une idée de l'ampleur des constructions qui servaient de siège à l'exploitation de ces terroirs. Leurs décorations (marbres, mosaïques, peintures murales, sculptures et aménagement divers) ne laissent aucun doute sur les moyens, les goûts, la richesse et les affinités culturelles de leurs propriétaires.

En 2005 nous avons repris les prospections dans ce secteur. Elles ont permis de compléter les observations faites en 2000 par deux anomalies qui n'avaient pas attiré notre attention à ce moment là (nous étions alors dans l'impossibilité de situer la parcelle B.528 et donc de localiser même approximativement le lieu de découverte des blocs) :

- La parcelle B 528 porte dans sa partie sud-est de part et d'autre du chemin qui franchissait à gué le torrent du Loup, en deux points des traces d'excavations anciennes avec des emprunts de sédiments sur des surfaces relativement importantes respectivement : 15 à 20 m2 au nord et une dizaine de m2 au sud. Ces deux "emprunts" entaillent profondément (sur environ 2,50m à 3,50m de hauteur) les talus correspondant aux terrasses qui à la fin du XIX° siècle devait limiter les berges du lit majeur du torrent du Loup avant que l'incision finale créée un nouveau lit plus étroit et plus profond.

- La remarque de Deydier précise "*le point où se trouve ces pierres*" quand il le situe "à 7m ou 8m en contre haut" (du lit du torrent du Loup en 1886) "*dans un endroit où l'eau n'apparaît que lors des averses et des longues pluies ...*". Il s'agit d'un vallon affluent au ravin du loup venant des abords du dôme situé face à la Ginestière (le dôme de la tombe du Pin).
Les informations fournies par Claude Favet qui les tient de ses grands-parents et les données climatiques des chroniques des journaux et des rapports des administrations en charge de ces territoires éclairent la compréhension du site :

- A la suite de la série d'inondations à répétions qui ont marqué la fin du XIX° siècle en Provence (celles de 1863, 1873, 1877, 1882, 1886, 1889, 1890, 1892, 1902, 1904, 1909, 1911, 1913, et 1914...) les versants, les berges et les routes et les ponts des torrents descendant de la "montagne" ont été en grande partie emportés un peu dans toutes les communes du sud Luberon. Pour le seul village de Cabrières-d'Aigues les intempéries de 1886, avec deux épisodes de tempête, avaient isolé le village pendant plusieurs jours et nécessité des travaux de reconstructions des ponts et voiries qui en 1914 n'étaient toujours pas achevés. Il faut dire que l'année 1896 avait été très mouvementée en basse Provence et que la Durance avait enregistré au cours de l'épisode de novembre 1896 sa crue millénaire avec un débit de 6700m3 et une hauteur d'eau de prés de 7m au Pont de Mirabeau. Des précipitations importantes et surtout très violentes sur des terres détrempées par des épisodes pluvieux à répétitions ont du provoquer sur les pentes du dôme de la Tombe du Pin de violents écoulements qui ont érodés et emportés les sédiments qui recouvraient depuis l'antiquité tardive les blocs du mausolée. Il est donc probable que c'est au cours de ces divers évènements hydrométéorologiques exceptionnels qu'un ravinement latéral des surfaces cultivées, localisées à proximité des torrents, s'est développé dans un contexte d'incision linéaire des talwegs déjà amorcé à cette époque sur le piémont méridional du Grand Luberon, depuis plusieurs siècles (figure n°66).

Proposition de cinématique :

Du dôme de la Tombe du Pin le lit d'un ancien petit torrent affluent du ravin du Loup a fonctionné postérieurement au Boréal en devenant un affluent du vallon du Loup. La coupe stratigraphique établie à partir des observations de la rive droite, de la rive gauche et de la "carrière" de même que les recherches en cours sur tout le sud Luberon, permettent de préciser le déroulement des évènements qui précèdent et suivent la mise en place des "pierres" de Marc Deydier.

Localement, la terrasse alluviale concernant le site supposé de la découverte du bas relief des Nautes correspond à une période de remblaiement du vallon débutant au moins au Tardiglaciaire vers 11730 ±60 BP / 11649 ±89 BP (sur charbons de ***Pinus*** type ***Sylvestris***), s'exprimant jusqu'au Préboréal aux alentours de 8910 ±50 BP (figure n°66) et dont le terme constitue la première surface d'abandon du torrent identifiée dans cette zone (S-A n°1, figure n°66).

D'autres datations réalisées sur le linéaire du ravin du Loup démontrent que les différents remblaiements continuent de se développer selon différentes modalités en relation avec les fluctuations climatiques et les occupations humaines au cours de l'Holocène comme nous le démontre le niveau d'occupation néolithique (daté par ^{14}C sur charbon de ***Cistus sp.*** à 3925 ± 35 BP) à quelques mètres du lieu de découverte du bas relief (figure n°66).

De nombreux indices dans plusieurs ravins du sud Luberon (mobilier archéologique découvert en stratigraphie et datations ^{14}C) démontrent qu'au cours de l'Antiquité Tardive une phase d'érosion puis de dépôt (ensemble 9a, figure n°66) par contact ravinant sur les formations sous jacentes (dans notre cas il s'agira des nappes tardiglaciaires) intervient. Cette dynamique morphogénique engendre la formation d'un cône détritique latéral (ensembles 9b et la partie non néolithique de 9c) de direction est-ouest (descendant approximativement de la tombe du Pin) qui se calque sur le niveau de base de l'époque (dont l'abandon est matérialisé par la surface n°2, S-A n°2, figure n°66), positionné alors 2 à 3 mètres en contre haut du talweg actuel. C'est probablement au cours de cet épisode que le bas relief se trouve désolidarisé du Mausolée (localisé quelques mètres plus haut d'après nos dernières hypothèses de terrain), déplacé puis, enfoui. Postérieurement à la période comprise entre le IX^{ème} et le X^{ème} siècle après Jésus Christ, une importante phase d'incision linéaire des talwegs semble se mettre en place. Légèrement en aval du site supposé du bas relief, plusieurs relevés de coupes stratigraphiques aujourd'hui bien datées indiquent que cette dynamique s'est déroulée en deux ou trois étapes avant de s'instaurer de façon définitive aux alentours du XV^{ème} - XVI^{ème} siècle période correspondant sans équivoque au Petit Age Glaciaire.

Au XIX^{ème} siècle, plusieurs évènement hydrométéorologiques (cf. *supra*) d'ampleur régionale référencés dans les archives, ont probablement accentués le ravinement latéral (à proximité des cours d'eau déjà profondément encaissés dans les fonds de vallons) mettant à jour le Bas Relief.

Lors de la « fouille » organisée par Toussaint Guérin, motivée par les nouvelles conditions d'affleurement du Bas Relief, les recherches se sont concentrées sur la zone concernant les remplissages du cône détritique dont la genèse remonte à l'Antiquité Tardive. Une fois la scène de hallage extraite du matériel détritique, les « travaux » se sont vraisemblablement poursuivis jusqu'aux nappes alluviales constituant la terrasse préboréale du torrent du Loup, où selon toute logique, compte tenu de l'age des dépôts, aucune découverte archéologique correspondant au mausolée n'est apparue…

Depuis cette époque, aucune fouille ne s'est déroulée dans ce secteur jusqu'à ce que les analyses géomorphologiques, les prospections et le dépouillement des archives historiques ne reprennent.

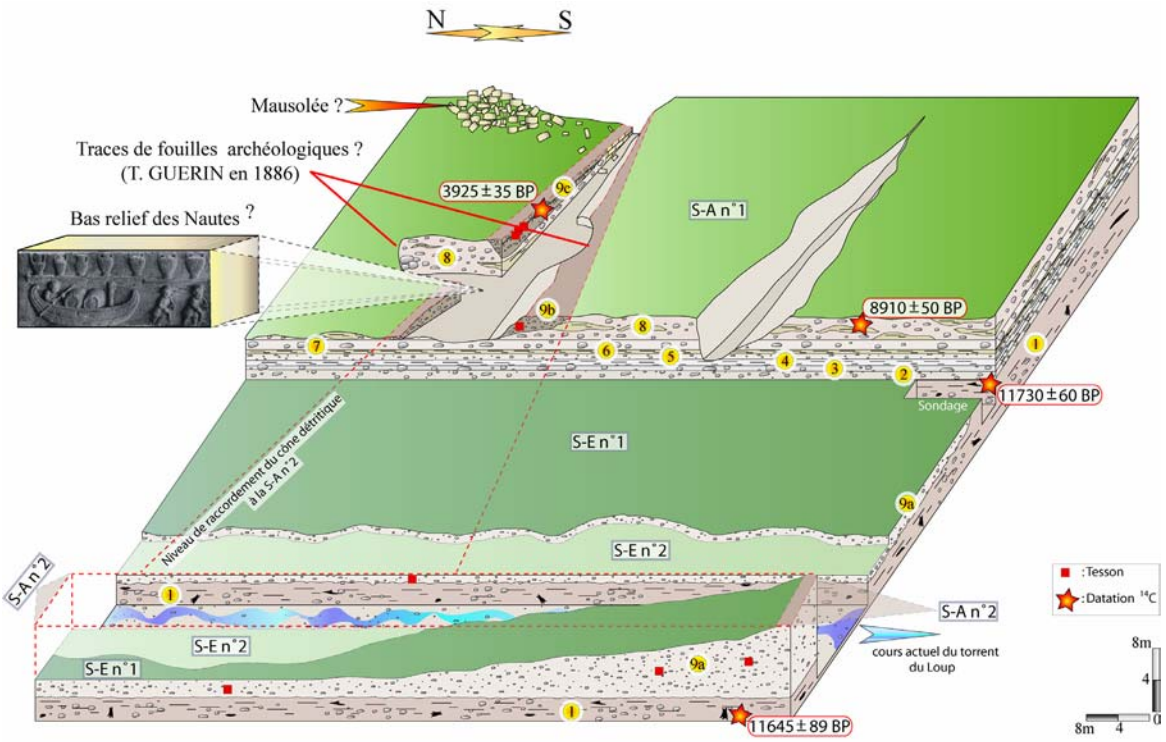


Figure n°66, ravin du Loup, bloc diagramme représentant la situation du bas relief et du mausolée intégrée aux relevés stratigraphique *in situ* des coupes Loup-7, Loup-8 et Loup-9 de la thèse.

Description des unités sédimentaires du bloc diagramme concernant l'évolution morphogénique du site supposé du Mausolée et de son Bas Relief :

1) Niveau sablo-limoneux (brun très pâle, 10 YR 8/4) à lentilles caillouteuses (cailloutis calcaire hétérométrique de 0,5 à 10 cm de grand axe, sub-émoussés à émoussés). La partie sablo-limoneuse renferme de nombreux charbons pouvant atteindre 10 cm de grand axe, ainsi que de multiples souches carbonisées sub-en place (gangue limoneuse rubéfiée).

2) Nappe sableuse (blanc, 10 YR 9/2) à cailloutis calcaire hétérométrique sub-émoussé à sub-anguleux de 0,5 à 10 cm de grand axe.

3) Ensemble sableux à sablo-limoneux (blanc, 5 YR 8/1) à cailloutis calcaire hétérométrique sub-émoussé à sub-anguleux de 0,5 à 20 cm de grand axe.

4) Niveau limoneux à limono-sableux (blanc, 2,5 Y 9/0).

5) Nappe sableuse (blanc, 10 YR 9/2) à cailloutis calcaire hétérométrique sub-émoussé à sub-anguleux de 0,5 à 5 cm de grand axe.

6) Niveau limoneux à limono-sableux (blanc, 2,5 Y 9/0).

7) Ensemble sableux à sablo-limoneux (blanc, 5 YR 8/1) à cailloutis calcaire hétérométrique sub-émoussé de 0,5 à 40 cm de grand axe.

8) Niveau sableux (brun très pâle, 10 YR 8/3) composé d'un cailloutis calcaire sub-émoussé de 2 à 40 cm de grand axe et ponctué de lentillles limono-sableuses (blanc, 10 YR 9/2) à micro-charbons.

9a) Nappe alluviale détritique caillouteuse (petit cailloutis calcaire sub-émoussé à sub-anguleux de 0,5 à 5 cm de grand axe) à matrice sableuse (blanc, 5 YR 8/1) contenant quelques tessons de céramique émoussés à roulés et quelques très rares morceaux de plomb (usage et origine non déterminés).

9b) Ensemble détritique colluvio-alluvial (cône détritique d'un petit organisme temporaire de rang 1, majoritairement alimenté par le ruissellement concentré à diffus des eaux lors d'épisodes pluvio-orageux) à cailloutis calcaire hétérométrique (3 à 20 cm de grand axe) sub-anguleux à anguleux emballé dans une matrice sablo-limoneuse olive (5 Y 5/3). Quelques fragments de tessons de céramique et quelques charbons diffus sont à signaler.

9c) Niveau d'occupation et esquisse de sol (brun pâle, 10 YR 6/3). Des charbons (dont un de ***Cistus sp.*** daté par ^{14}C à 3925 ± 35 BP) et tessons de céramique ont été récoltés dans la partie sommitale.

S-A n°1 : Première surface d'abandon du cours d'eau.

S-A n°2 : Seconde surface d'abandon.

S-E n°1 : Première surface d'érosion du cours d'eau.

S-E n°2 : Seconde surface d'érosion.

La localisation du Mausolée et la découverte d'une carrière antique ?

Au cours de nos prospections sur le dôme de la Tombe du Pin à la périphérie de la parcelle B. 528 nous avons sur un replat situé entre 8 et 12m de distance horizontale et 3 à 5m de dénivelé des zones d'extractions de matériaux observé un amas de blocs de carrière brut, sans traces de chaux d'un volume de plusieurs m^3 (4 à 10 ou plus ?) qui recouvre le versant en direction du sud du torrent, descendant de la Tombe du Pin (figure n°66) Cet éboulis contient des blocs de molasse coquillière jaunâtre à grains fins consolidé par de la calcite en tout point semblable aux matériaux dans lequel ont été réalisés les blocs sculptés de la scène de hallage (traces de coquilles pilées, concentration de calcite etc...). Nous proposons à titre d'hypothèse de situer à cet emplacement l'origine des blocs du bas relief.

Nous avons, à la suite de ces observations, poursuivi nos prospections sur tout le secteur. Ces recherches nous ont permis d'affiner nos observations car il a pu être distingué à plusieurs reprises des niches d'arrachement de blocs de molasse sans qu'on ne puisse parler véritablement de carrières au sens où on l'entend généralement (absence de fronts de taille, gradins etc...). Ces travaux semblent avoir eu pour but d'accéder directement aux niveaux de mollasse redressés (molasse calcaire et sablo-marneuse du Burdigalien, Miocène) de diverses épaisseurs qui émergent du sol par bancs tout au long du Grand Luberon et qui sont particulièrement facile d'accès à cet endroit. Ces matériaux de qualité honorable qui évitaient par leur proximité de longs et coûteux transports se retrouvent dans la plupart des constructions antiques et médiévales du piémont sud. Sur le versant est du dôme de la Tombe du Pin, en bordure du torrent des Vaucèdes, les bancs rocheux encore plus massifs mais beaucoup plus fracturés ne semblent pas avoir pu fournir de blocs de grande taille comme celui utilisé pour la scène de halage.. Une exploitation pour une production limitée de blocs moins volumineux (épaisseur des bancs) aurait été semble-t-il plus judicieuse et de meilleure qualité plus prés de la parcelle B. 528 presque à la verticale de la "fouille" de Toussaint Guérin.

Conclusion :

Les diverses **traces d'extraction** observés aux abords du lieu de la découverte en 1886 des blocs sculptés suggèrent **la présence d'une carrière / atelier de taille**. L'emplacement même de cette carrière / atelier de taille en bordure du chemin antique qui desservait les villas situées au pied des premiers versants pourrait elle être une part de la justification de cette voie avec l'exploitation forestière du massif qu'elle desservait comme la situation du site des Courbons Est (Cabrières-d'Aigues) semble l'indiquer.

La situation topographique du mausolée de Cabrière-d'Aigues s'inscrit dans la logique retenue par les gallo-romains pour installer ces constructions ostentatoires qui comme dans le cas du Mausolée de Cucuron se situaient avait une localisation privilégiée en bordure d'une voie importante qui desservait la plupart des grands domaines agricoles depuis Puyvert (Vaucluse) jusqu'à Peypin-d'Aigues (Vaucluse) et la Bastide des Jourdans (Vaucluse). En dehors de l'utilité et de leur fonctionnalité, de tels monuments avaient surtout pour but d'afficher le prestige et l'importance des familles qu'ils représentaient. Les grandes inscriptions, les dédicaces somptuaires diverses contribuaient ainsi à leur renommée, mais encore il fallait qu'ils soient visibles, situés sur une position stratégique, dominant la plaine de leur hauteur et devenir un des éléments du paysage jusqu'à en devenir un repaire topographique symbole de la limite du domaine ou proche de la villa dont ils étaient l'émanation.

Enfin, il faut garder à l'esprit la mentalité des chercheurs des débuts de la géologie, de la Préhistoire et de l'Archéologie dans les difficultés que nous rencontrons pour tenter de localiser exactement l'emplacement du mausolée de Cabrières-d'Aigues. Marc Deydier était notaire (depuis 1876) et à cette date géologue depuis déjà de nombreuses années (probablement depuis 1868), il nous paraît impossible que le flou apparent de la localisation soit involontaire. Quelques faits semblent soutenir cet argument : il avait acheté "les droits de fouiller" à Toussaint Guérin en 1892 comme s'était la coutume en géologie et en archéologie à l'époque et lors de la publication (DEYDIER, 1912) qui révélait cette importante sculpture il devait craindre, outre la notoriété, la curiosité probable d'éventuels concurrents. Il a tenté de protéger au dernier moment comme il l'a écrit au dos d'un de ses tirages photographiques *"mon monument romain"*.

V) Bilan synthétique des données chronologiques postglaciaires et organisation globale des formations sur le piémont méridional du Grand Luberon.

Nous présentons ici brièvement trois figures concernant la répartition chronologique des données ^{14}C postglaciaires obtenues et l'organisation latérale et longitudinale des formations étudiées sur le linéaire du piémont. Ces représentations synthétiques donnent quelques clés pour aborder plus précisément, dans la suite de ce travail, les modalités et les rythmes de 50 000 ans de morphogenèse dans le sud Luberon.

V.1) Synthèse des datations ^{14}C postglaciaires.

Les datations ^{14}C (AMS) de la figure n°67 correspondent à ce que nous avons pu observer en stratigraphie tout au long de l'étude systémique des formations postglaciaires du versant sud du Luberon. Nous les représentons en **calibré BP** car c'est ce que nous utiliserons pour nos interprétations, par soucis d'**uniformité et de facilité de comparaisons avec les données paléoécologiques ou les travaux récents** sur la morphogenèse postglaciaire. Les datations plus anciennes concernant le stade isotopique 3, plus discontinues, seront présentées dans un tableau synthétique global incluant toutes les datations obtenues en relation avec les différents faciès sédimentaires concernés.

Chaque datation est présentée (figure n°67) avec son écart type (traits verticaux noirs bornés) et sa plus forte probabilité (point rouge). Ce mode de représentation a été choisi afin d'identifier le plus clairement possible les dates similaires, les continuités ou les discontinuités dans les séries, la grandeur ou la faiblesse de la déviation standard (la longueur du trait est proportionnelle à l'importance de l'écart type). Des couleurs sont attribuées à chaque datation ^{14}C (AMS) selon le ravin d'où elles proviennent (vert pour le ravin du Loup, orange pour le vallon du Mirail, mauve pour celui des Hermitans, jaune pour les autres sites isolés) afin d'appréhender une éventuelle répartition chronologique spécifique des formations dans certains vallons.

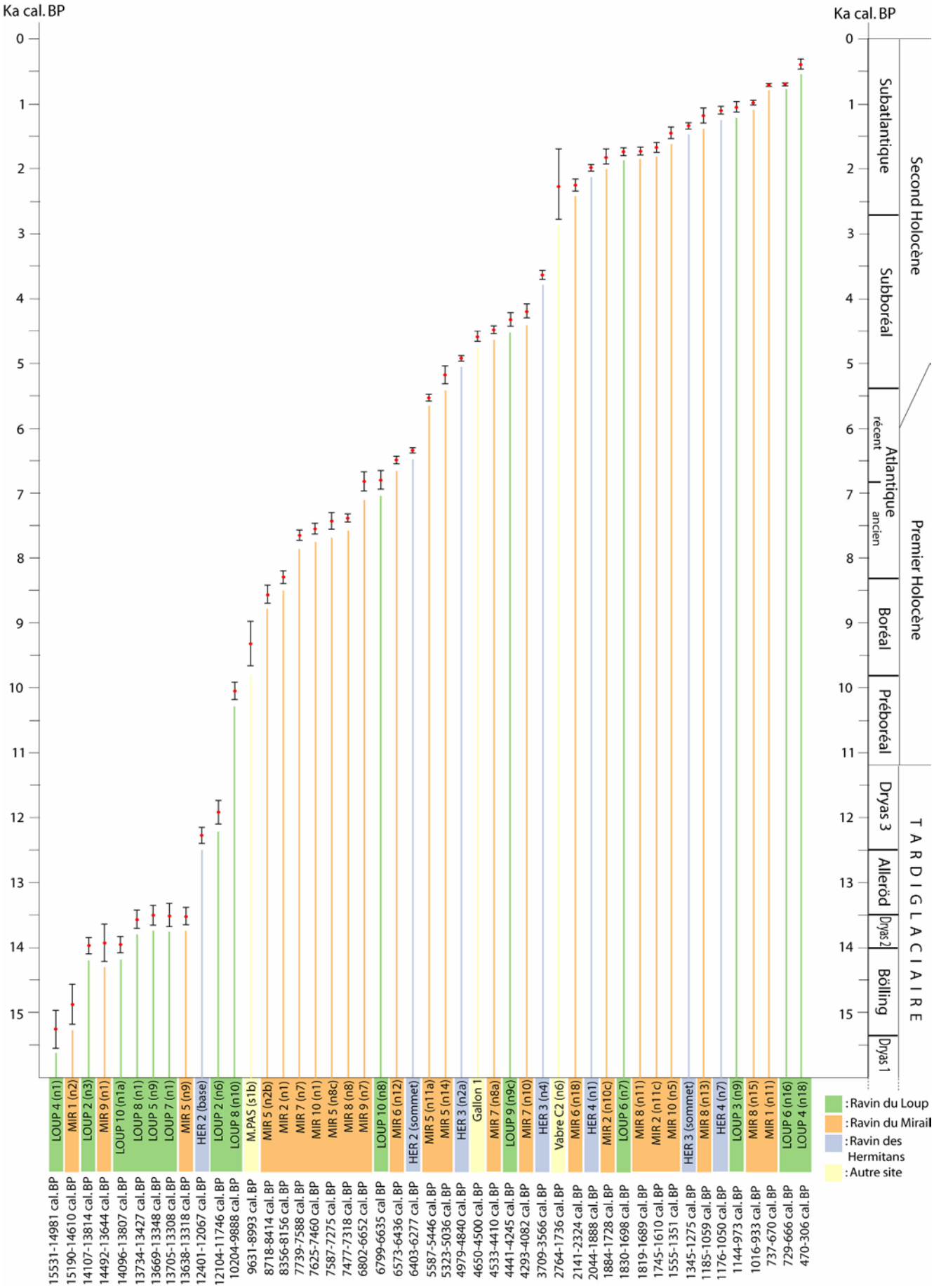


Figure n°67, synthèse des datations ^{14}C postglaciaires réalisées sur le piémont sud du Grand Luberon

Globalement, l'ensemble des datations ^{14}C (AMS) réalisées est relativement continu. Seuls quelques hiatus marquent cette longue série chronologique au niveau de l'Allerød, de la transition fin du Dryas récent- début du Préboréal, de l'Atlantique récent et de la fin du Subboréal. Nous verrons dans la prochaine partie de ce travail que la plupart de ces lacunes ont une signification morphogénique précise (incision ou ralentissement/interruption de la sédimentation) et qu'elles ne peuvent pas simplement être attribuées à la variabilité des modes d'échantillonnages. De plus, nous l'avons vu, un effort particulier dans le choix des niveaux à dater a été réalisé afin de cerner au plus près les diverses ruptures morphogéniques observées ou pressenties. Enfin, une répartition particulière des périodes chronologiques représentées par vallon peut être relevée. Les formations tardiglaciaires semblent plus présentes dans le vallon du Loup tandis que celles du premier holocène concernent plus spécifiquement le ravin du Mirail. Ces disparités doivent certainement trouver leur réponse dans les caractéristiques géomorphologiques propres aux diverses organismes. Ces spécificités influent sur l'expression plus ou moins marquée des incisions récentes en amont ou en aval de certains vallons et conditionnent inexorablement l'existence ou la localisation des affleurements et par là même leur accessibilité et les possibilités d'échantillonnages. Enfin, jusqu'à la période historique les dates ^{14}C (AMS) obtenues sont assez bien réparties dans l'ensemble des vallons.

V.2) L'organisation des dépôts quaternaires sur le piémont.

A partie de l'ensemble des coupes étudiées et de la géométrie des différents dispositifs observés il est possible d'appréhender assez précisément l'organisation globale des différentes séquences d'un point de vue spatio-temporel. Deux figures synthétiques sont ici présentées, la première représente la disposition des différentes nappes ou séquences par rapport à l'axe du talweg actuel (figure n°68), la seconde illustre leur répartition longitudinale sur le piémont (figure n°69). A la lecture de ces différents schémas, plusieurs phases d'accumulations rythmées par des périodes d'incisions peuvent être individualisées. Nous détaillerons plus précisément la chronologie et les modalités de ces épisodes morphogéniques dans la prochaine partie de notre travail.

V.2.1) Organisation latérale par rapport au talweg actuel

L'organisation latérale des formations par rapport à l'axe du talweg actuel (figure n°68) est établie par rapport aux observations de terrains et aux relevés chronostratigraphiques datés par ^{14}C AMS[5]. Ces différentes analyses indiquent une organisation morphologique complexe des différentes unités morphogéniques. D'une façon synthétique nous pouvons remarquer que :

- Les formations de glacis d'accumulation du stade isotopique 3 se positionnent le plus fréquemment sur les flancs et les interfluves des escarpements qui bordent les vallons (ils moulent en fait l'ancienne paléotopographie des ravins).
- Les dépôts tardiglaciaires sont étagés en contrebas de ces formations héritées du dernier pléniglaciaire à la suite d'une puissante incision.
- Entre le Tardiglaciaire et l'Holocène, il n'y a pas réellement de discontinuité mais peut être un ralentissement de la sédimentation, du moins d'après les observations réalisées au niveau des pôles travertino-crayeux qui représentent assez bien cette période dans nos vallons.
- Les différentes séquences holocènes se succèdent ensuite en s'organisant dans une dynamique d'emboîtements plus ou moins concentrés des formations dont la fréquence augmente au cours de la seconde partie de l'Holocène.
- Une incision récente par paliers se développe dans les dépôts les plus récents en rejoignant le plus souvent les nappes tardiglaciaires, suivie par l'élaboration d'une petite terrasse à son tour entaillée par une dernière phase d'encaissement des cours d'eau visiblement toujours effective actuellement.

Ces différentes observations permettent de constater une importante mobilité latérale des écoulements depuis le dernier pléniglaciaire dans les vallons du Luberon. Cette variabilité spatiale relève des contextes géomorphologiques (topographiques et lithologiques) mais également des fluctuations paléoclimatiques, ce dont nous discuterons de façon plus précise ultérieurement.

[5] Sur les figures n°68 et n°69, les différentes phases définies intègrent les écarts types les plus larges d'une étape à l'autre pour les datations cal. BP afin de couvrir au mieux les probabilités de limites de transitions envisagées sur le plan chronologique.

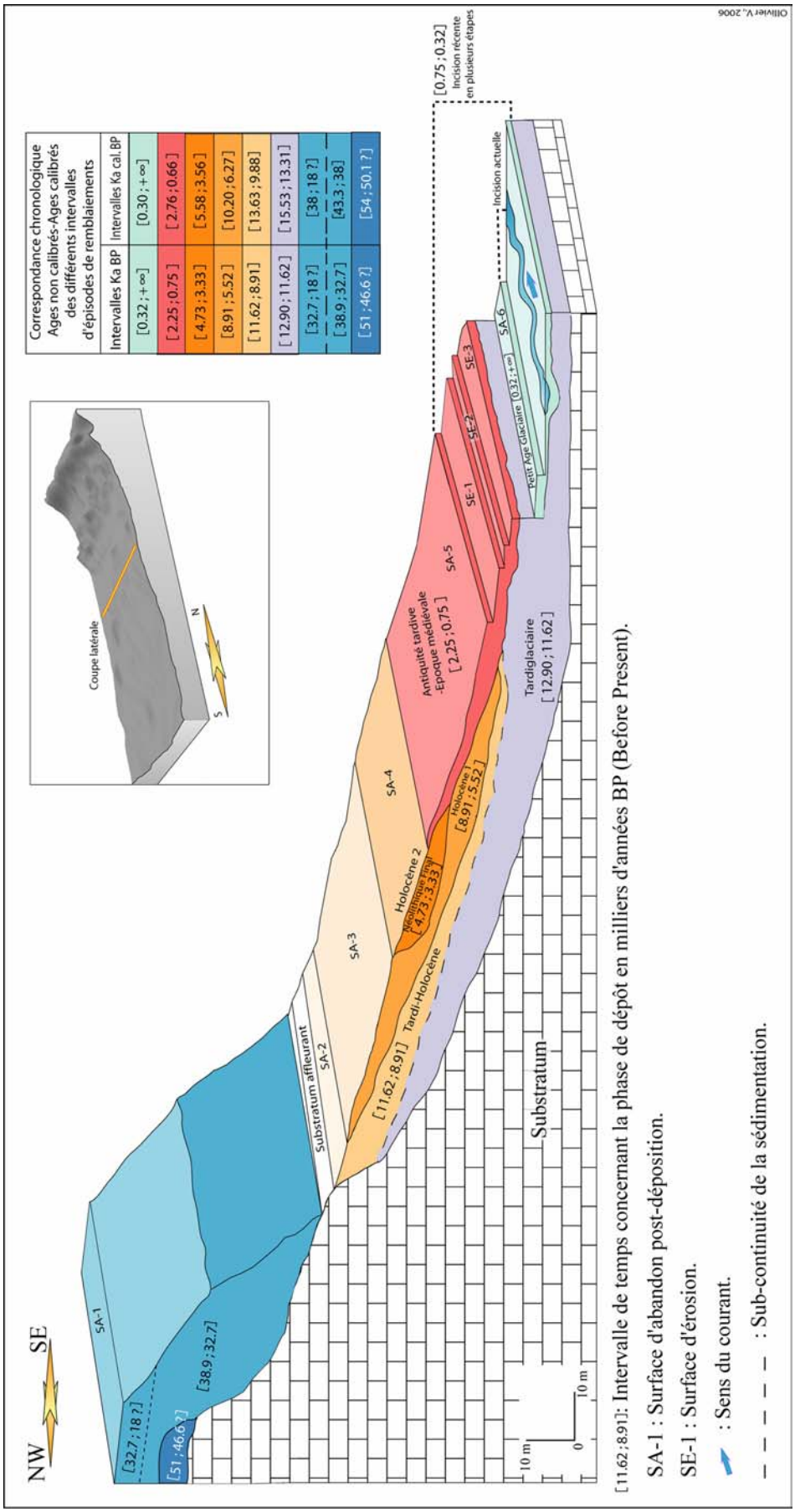


Figure n°68, organisation latérale des formations par rapport à l'axe des talwegs sur le piémont du Grand Luberon.

V.2.2) L'organisation longitudinale des dépôts quaternaires sur le piémont.

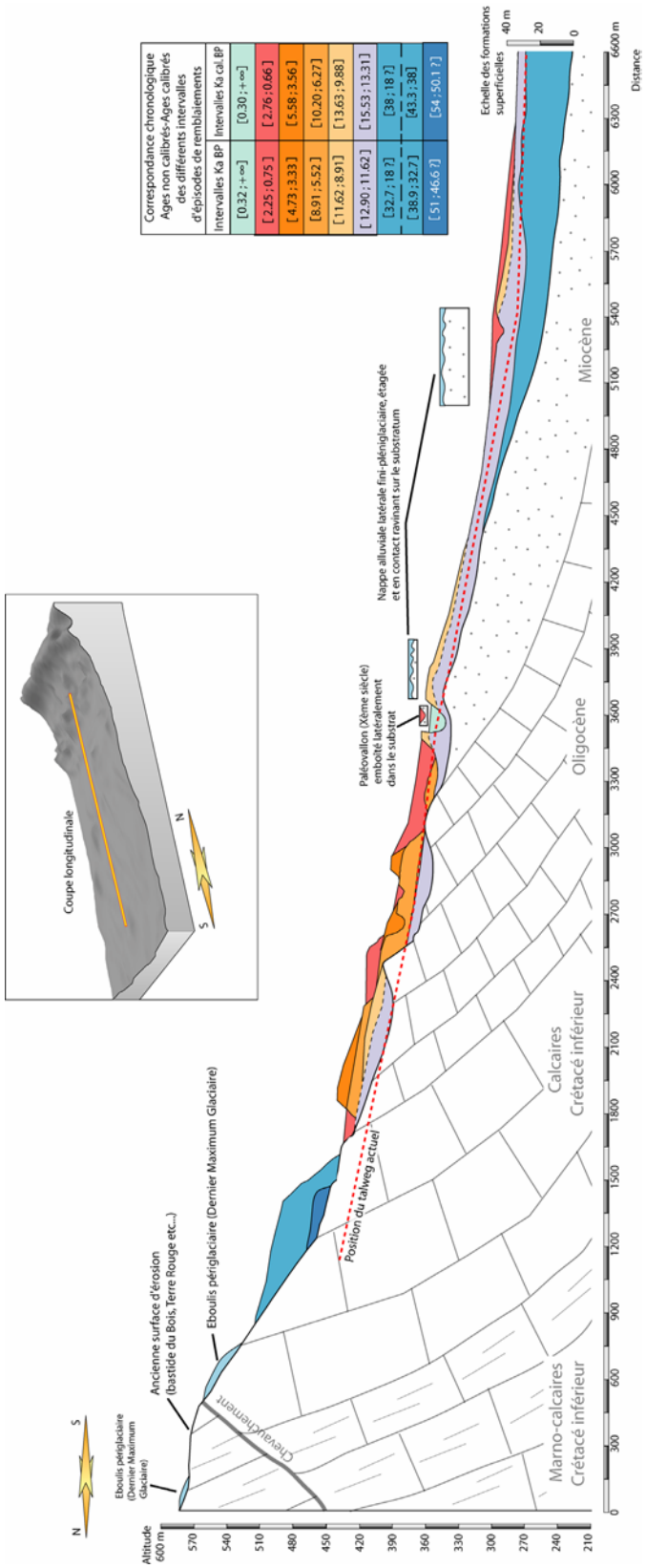


Figure n°69, L'organisation longitudinale des dépôts quaternaires sur le piémont.

La synthèse (également d'après observations de terrain et datations des séquences) de l'organisation longitudinale des différentes formations sur le piémont (figure n°69) indique que :

- Les glacis d'accumulations du dernier pléniglaciaire ont recouvert d'amont en aval l'intégralité de la zone étudiée du piémont et sont étagés en contrebas d'anciennes surfaces d'érosion localisées au niveau de la combe marneuse du Grand Luberon.

- Les formations de versant du Dernier Maximum Glaciaire concernent l'amont des vallons et restent retranchées au niveau des versants.

- Les nappes alluviales torrentielles de la fin du dernier pléniglaciaire sont étagées par rapport aux dispositifs sédimentaires postglaciaires (elles sont soit emboîtées dans les glacis du stade 3 en amont, soit déposées en contact ravinant sur le substratum des escarpements qui jouxtent les vallons en aval, cf. *infra*).

- Les dépôts tardiglaciaires sont étagés en amont et emboîtés en aval par rapport aux accumulations de glacis pléistocènes.

- Les séquences du début de l'holocène, emboîtées dans celles du tardiglaciaire, se localisent plutôt dans les parties médianes des vallons. Du Néolithique à la période médiévale, les accumulations qui sont organisées au sein de paléovallons latéraux qui entaillent les formations sous-jacentes sont plutôt situées au niveau des ruptures de pentes. Le développement de paléotalwegs latéraux dans des secteurs où les déclivités s'accélèrent ou ralentissent témoigne peut être d'une tentative de réorganisation du profil des organismes influencée par les conditions lithostructurales et impulsée par l'impact des variations paléoclimatiques et/ou des modes d'occupation humaine.

Enfin, comme nous l'avons dit dans les parties descriptives, l'impact des variations morphogéniques sur un linéaire amont-aval entre formations détritiques et séquences travertineuses peut être appréhendé. Pour rappel, au **Tardiglaciaire la sédimentation est plutôt fine** et ponctué de décharges caillouteuses dans les dépôts détritiques d'amont, crayeuse et à lentilles caillouteuses dans les formations travertineuses en aval. **A l'Holocène les dépôts détritiques sont plutôt grossiers** et marqués par des **incisions et des niveaux d'occupation**. En revanche, **les séquences carbonatées** montrent des **incisions**, du **détritisme grossier** et des **niveaux anthropisés** mais il faut ajouter la présence de **faciès construits qui soulignent le caractère dynamique et fluctuant de la morphogenèse**.

TROISIEME PARTIE

Apports et implications de 50 000 ans de fluctuations morphosédimentaires en Luberon

Introduction

Les nombreuses coupes décrites dans la deuxième partie de cette thèse nous ont dévoilées un système sédimentaire complexe sur une longue période chronologique. Les formations et les faciès rencontrés s'organisent globalement selon la trame paléoclimatique et la recrudescence des occupations humaines se fait très nettement ressentir dès le Néolithique par la multiplication des vestiges archéologiques et des perturbations dans la morphogenèse.

L'ensemble de ses témoignages du passé, d'une richesse exceptionnelle, nous permet de bâtir un modèle d'évolution morphogénique dont les rythmes, les tendances et les modalités s'appuient sur une analyse géomorphologique et chronostratigraphique.

Les séquences travertineuses, du fait de leur réactivité par rapport aux variations extérieures, renforcent le détail de ce modèle dont la chronologie est argumentée par de nombreuses datations ^{14}C, des sites et du mobilier archéologique. Les paléoenvironnements sont envisagés au travers des études paléoécologiques (malacologie et anthracologie) et raccordés à l'activité morphodynamique locale.

L'ensemble de nos données, une fois synthétisées et interprétées, sera confronté aux schémas morphogéniques mis en évidence en Provence, dans les Alpes ou dans d'autres régions, dont les expressions et le déroulement peuvent différer notablement ou rejoindre celui proposé pour le Luberon.

Chapitre I : Travertinisation détritisme et incisions ; des apports significatifs du modèle luberonnais dans l'analyse des systèmes travertineux du sud de la France et de leur environnement.

Du Languedoc aux Alpes, le Sud de la France est un espace géographique où les formations travertineuses abondent (figure n°70). Variété des situations liée à la diversité des contextes paysagés, implication d'un large cadre chronologique (du Miocène à l'Holocène récent), relations privilégiées avec les occupations humaines, sensibilité aux multiples facteurs locaux de forte variabilité (évènements météorologiques, incendies, etc…) ou aux changements plus généraux (fluctuations climatiques globales, impact évolutif des sociétés humaines), sont les atouts majeurs des travertins du pourtour méditerranéen.

Dès le début des années 80, les travertins de Languedoc et de Provence ont suscités un grand intérêt de la part des géologues, géographes, préhistoriens et paléoenvironnementalistes. De véritables actions de recherche pluridisciplinaires, motivées par la richesse intrinsèque de ces formations, se sont développées alors sous l'initiative de Jean NICOD (*formations carbonatées externes tufs et travertins* -Collectif 1981), Jean VAUDOUR (A.T.P. P.I.R.E.N. : *Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le midi de la France*, -VAUDOUR 1988), Jean Louis VERNET et Jean VAUDOUR (A.T.P. P.I.R.E.N. *Milieux et anthropisation à l'Holocène en Méditerranée occidentale à partir des sites karstiques*, VERNET & VAUDOUR, 1988-1990) ou encore Paul AMBERT (G.D.R. 1058 : *Travertins et dépressions fermées de piémont : paléoenvironnements et anthropisation des paysages du midi méditerranéen,* AMBERT, 1997). Les résultats de cette thèse s'inscrivent naturellement dans la continuité du travail réalisé par ces différentes actions scientifiques.

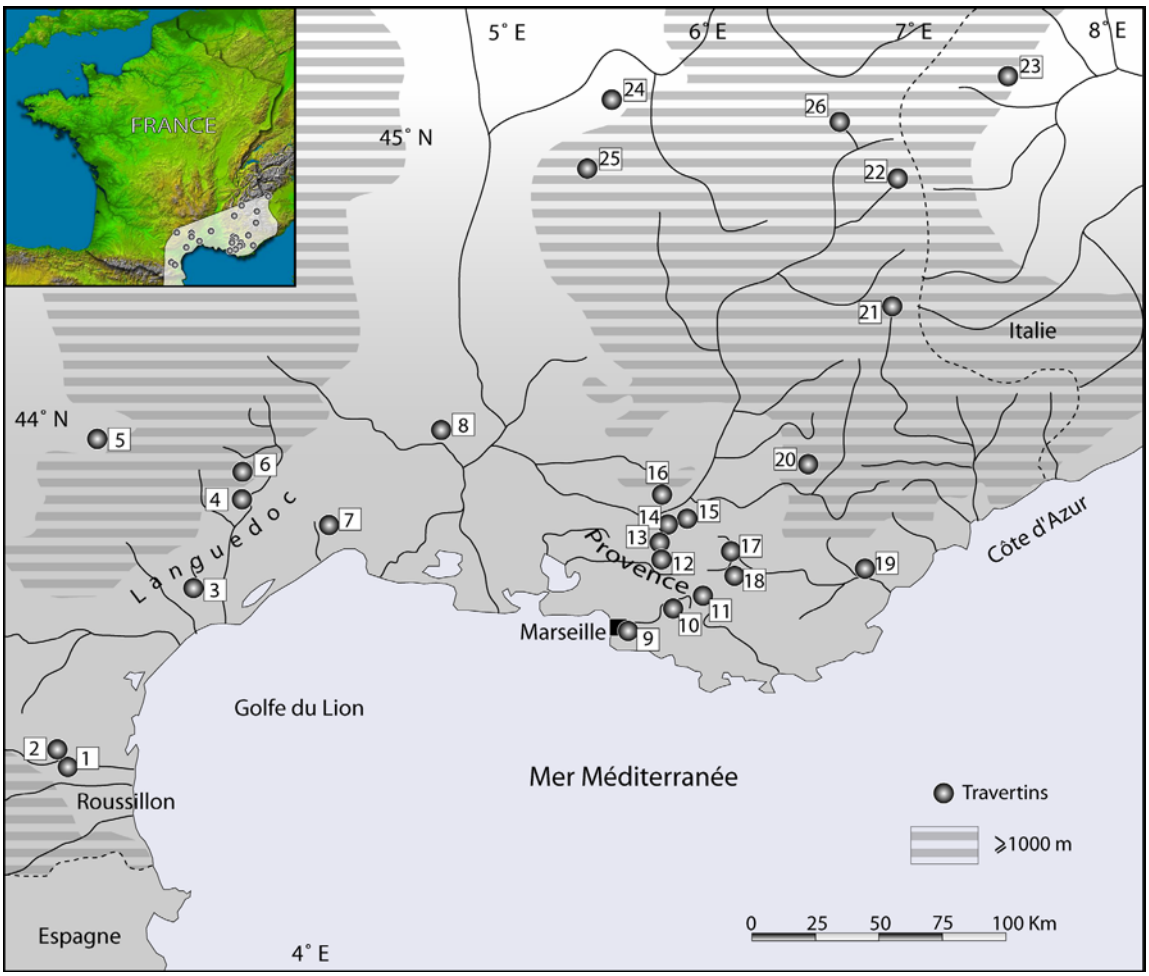


Figure n°70, Localisation de quelques formations travertineuses postglaciaires du sud de la France. 1) Maury ; 2) Caramany ; 3) La Resclauze (Gabian) ; 4) St Guilhem-le-Désert ; 5) Millau ; 6) Vallée de la Vis ; 7) Le Lez ; 8) Vallée de l'Alzon ; 9) Marseille (vallée de l'Huveaune) ; 10) Pont de Joux ; 11) St Baume ; 12) St Antonin ; 13) Vauvenargues ; 14) Meyrargues ; 15) Jouques ; 16) Luberon ; 17) Le Jonquier (Fontbrégoua) ; 18) Argens (Seillons) ; 19) Argens (La Motte) ; 20) Serre de Montdenier ; 21) St Etienne de Tinée ; 22) Queyras ; 23) Val de Susa (Italie) ; 24) Choranche (Vercors) ; 25) Omblèze (Vercors) ; 26) Col du Lautaret.

I) Les différents apports issus des séquences travertineuses du piémont méridional du Grand Luberon

Les travertins occupent une place toute particulière au sein de notre modèle d'évolution morphogénique. De nouveau apports originaux sur la dynamique morphosédimentaire des systèmes travertineux et leur chronologie proviennent du Luberon et délivrent des clés pour une meilleure connaissance de ce type de milieu en domaine méditerranéen. Plusieurs séquences déjà bien connues entre Alpes et basse Provence (figure n°70) pourraient être revisitées à la lumière des résultats récemment obtenus.

I.1) La chronologie postglaciaire des formations travertineuses du sud Luberon : des accumulations carbonatées précoces, un « déclin » rapide et tardif.

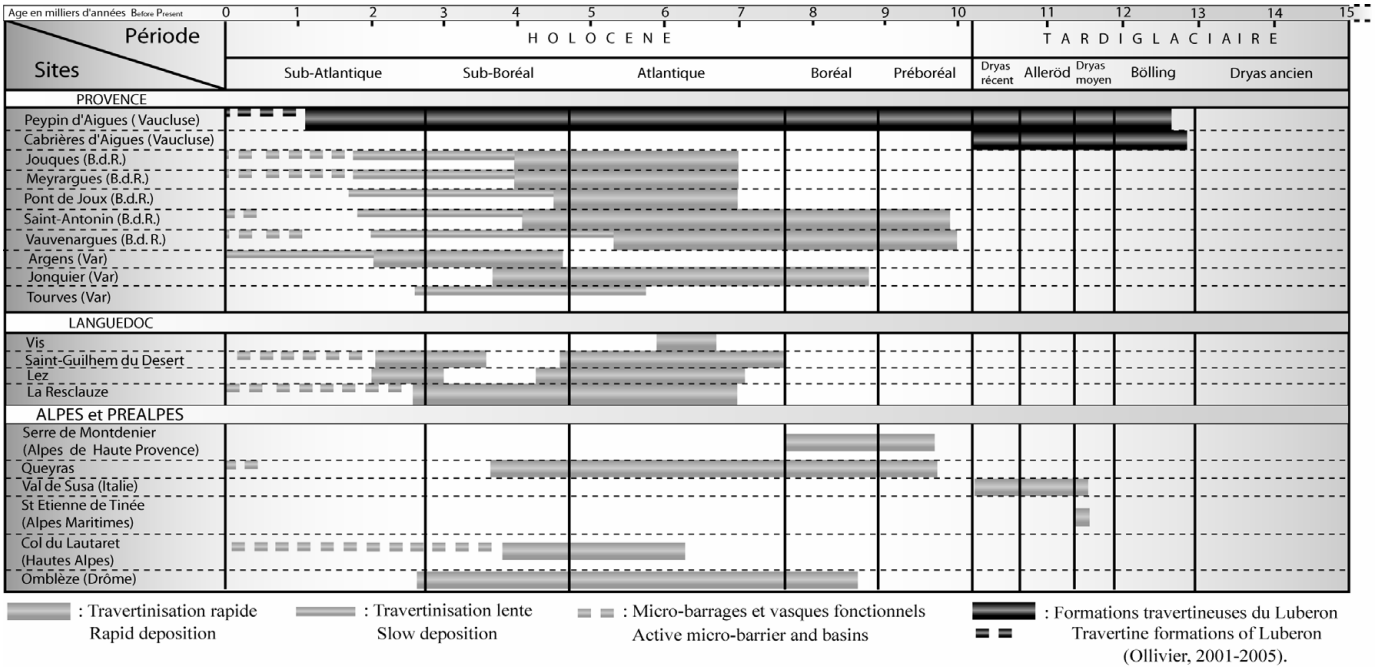


Figure n°71, Synthèse chronologique des principales formations travertineuses postglaciaires du sud de la France (d'après VAUDOUR, 1986, modifié).

Malgré la diversité des dates postglaciaires (du Préboréal à la fin de l'Atlantique) préalablement obtenues (VAUDOUR, 1986, et figure n°71), le démarrage de la travertinisation dans le sud de la France était considéré comme inféodé à l'optimum bioclimatique atlantique (aux alentours de 7500 BP). De nombreuses formations avaient effectivement délivré des datations centrées sur cette période (cas de Jouques, St Paul les Durance, Meyrargues, Pont de Joux, Serre de Montdenier-bassin en Provence, de la Vis, du Lez, de St Guilhem-le-Désert et de la Resclauze en Languedoc) définie alors comme chronozone de prédilection du développement optimal des édifices carbonatés (VAUDOUR, 1994). Au fur et à mesure de l'avancée des recherches, de nouvelles datations ^{14}C et U/Th ont fréquemment démontré l'existence d'accumulations carbonatées plus précoces débutant dès le Préboréal ou à la transition Préboréal-Boréal (figure n°71), aussi bien en domaine méditerranéen à méso-méditerranéen (St Antonin, Vauvenargues, La Tave, GUENDON *et al.*, 2003, CHEYLAN & D'ANNA, 1979, MAGNIN, 1997), que dans les contextes environnementaux plus sensibles de l'étage supra-méditerranéen (Serre de Montdenier-amont, Omblèze, ROIRON *et al.*,2006, DIAZ DEL OLMO *et al.*, 1997) à alpin d'altitude (Les Tioures, Queyras, ALI *et al.*, 2004).

Sur le piémont méridional du Grand Luberon, l'accumulation des travertins fonctionne dès le Tardiglaciaire (figure n°71). Les séquences témoins sont celles des ravins du Loup (Loup-4 et Loup-5) et du Mirail (MIR-1 et MIR-5) qui indiquent que le (re)démarrage de l'accumulation des séquences carbonatées peut s'effectuer dans un environnement bioclimatique interstadiaire de transition aux températures encore fraîches. Dans les différentes formations les faciès sont exclusivement crayeux et souvent mêlés à du détritisme. Ce développement postglaciaire très précoce est effectif dès 12900 ± 60 BP (15531-14981 cal. BP) dans le vallon du Loup et vers 12640 ± 60 BP (15190-14610) au Mirail et se conforte vers 11650 ± 60 BP (13669-13348 cal. BP, Loup-5) et 11620 ± 60 BP (13638-13318 cal. BP, MIR-5) dans les différents vallons. Les faciès crayeux et la présence de troncs subfossiles (*Pinus* type *Sylvestris*) en position de vie et en excellent état de conservation, témoignent de conditions climatiques humides et d'une sédimentation rapide mais de faible hydrodynamisme (enfouissement des troncs *in situ* et sans dégâts apparents).

Dans le ravin des Hermitans, la carbonatation est légèrement plus tardive. Fortement mélangée à des faciès détritiques limoneux, elle s'amorce difficilement vers 10390 ± 50 BP (12401-12067 cal. BP, coupe HER-2, figure n°72) pendant le refroidissement du Dryas Récent et s'amplifie par la suite. La présence de séquences travertineuses datées du début du Tardiglaciaire (Bølling-GS2a, Greenland stadial 2a, INTIMATE groupe, BJORCK *et al.*, 1998, WALKER *et al.*, 1999; LOWE *et al.*, 2001) dans plusieurs vallons différents confirme un développement quasi-synchrone de la carbonatation et dénote, même si les températures sont encore fraîches, de l'engagement du réchauffement postglaciaire. Ces nouveaux résultats constituent une originalité dans le cadre de l'étude des systèmes et des paléoenvironnements travertineux postglaciaires du sud de la France.

Bien qu'il s'agisse d'un fait encore relativement rare, d'autres formations plus lointaines démontrent aussi un démarrage tardiglaciaire de l'accumulation de travertins (figure n°71) notamment au niveau de St Etienne de Tinée (datation ^{14}C à 11460 ± 50 BP, BIGOT-CORMIER *et al.*, 2005), de San Dominico (commune d'Oulx, val de Susa, Italie) sur le versant est du Mont Genèvre (U/Th sur bloc de travertin soliflué à 11506 ± 66 BP, MARTINEZ, 2005) et dans la même vallée, de la formation de La Selle datée en U/Th à 10145 ± 225 BP (ALI *et al*., 2006). La partie basale des tufs de Caerwys (nord du Pays de Galles, Grande-Bretagne, GARNETT *et al.*, 2006), montre également des dépôts carbonatés tardiglaciaires datés à 11725 ± 120 BP (13321-13805 cal. BP),. Mais ces divers exemples ne font pas oublier que les séquences du Luberon restent les plus anciennes et que pour la plupart d'entre eux l'initialisation de leur développement s'effectue lorsque les séquences que nous présentons sont déjà en plein essor depuis plusieurs milliers d'années (celles du Loup et du Mirail débutent au moins de 1000 à 4000 ans plus tôt selon les écarts observés entre les datations U/Th données et les ^{14}C après calibration).

L'ensemble de ces résultats souligne la complexité des liens établis entre le développement des systèmes travertineux et l'ambiance climatique et biologique qui leur sont associé. Même si ces formations restent statistiquement, tant du point de vue de leur volume que de leur répartition, plus nombreuses et mieux développées en milieux tempérés, divers travaux ont signalé la présence de travertins dans des domaines montagnards d'altitude, au climat froid et rigoureux. On peut citer par exemple : le Queyras (ALI *et al.*, 2004), le col du Lautaret (MLAKAR, 1999), ou dans des contrées plus lointaines, l'Afghanistan (LANG & LUCAS, 1970) l'Himalaya (FREYTET & FORT, 1980, FORT, 1981) ou encore l'Argentine (VALERO-GARCES *et al*., 2001). Le chimisme des eaux lié au degré d'évolution du karst apparaît aussi comme un élément déterminant dans le cadre du développement de ces formations (MAGNIN *et al.*, 1991). Il convient donc de distinguer le potentiel de travertinisation des eaux (généralement peu variable au cours de l'Holocène) de celui de la capacité d'accumulation des systèmes carbonatés, variable fortement dépendante des fluctuations paléohydrologiques et du rapport : intensité du dépôt du $CaCO_3$ / intensité de l'érosion (BAKALOWICZ, 1988).

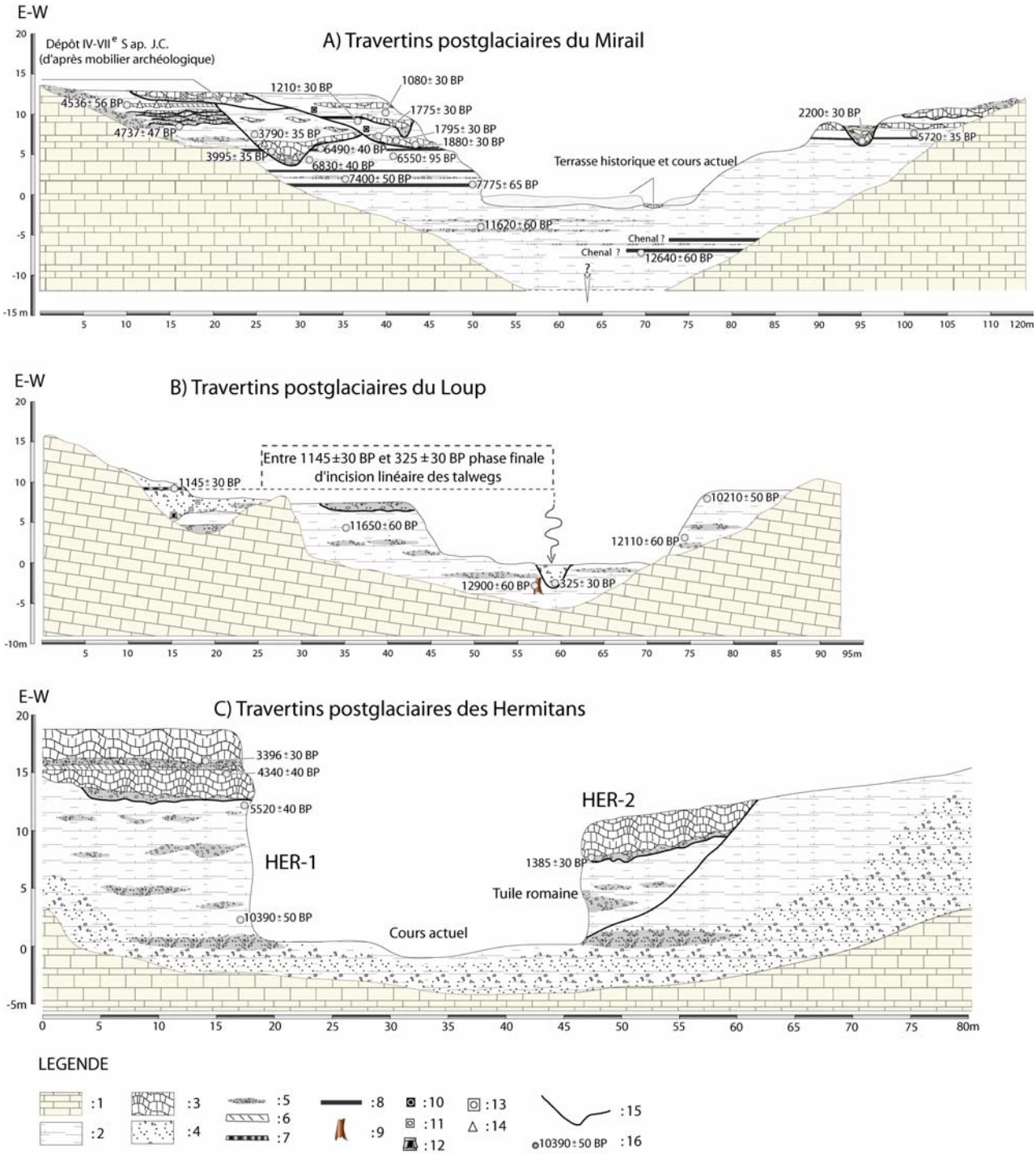


Figure n°72, profils synthétiques des formations travertineuses postglaciaires du Luberon[6] (Vaucluse).

Légende: **1)** Substratum paléogène et néogène (calcaires, marno-calcaires, argiles, molasses); **2)** Craies travertineuses; **3)** Travertin construit **; 4)** Limons sables et cailloutis **; 5)** Nappe caillouteuse **; 6)** Niveau d'occupation humaine du Néolithique final; **7)** Esquisse de sol**; 8)** Sol hydromorphe**; 9)** Tronc sub-fossile de type *Pinus* type *Sylvestris*; **10)** Tesson Antiquité Tardive à Moyen Age**; 11)** Fragment de tuile antique ou Antiquité Tardive; **12)** Conduite antique ou Antiquité Tardive; **13)** Tuile romaine**; 14)** Tesson Néolithique final**; 15)** Incision**; 16).** Datation ^{14}C.

6 [Les coupes HER-1 et HER-2, ne figurent pas dans la partie n°II].

Dans une même optique, l'ensemble des travaux précédemment réalisés sur les travertins du Sud de la France indiquait un « déclin » puis un démantèlement effectif des formations carbonatées aux alentours du Néolithique voir, dans certains cas, de l'Antiquité (VAUDOUR, 1986 et 1994). Si une somme importante de datations souligne ou confirme cette hypothèse pour une grande partie des systèmes travertineux méditerranéens (VAUDOUR, 1994, MAGNIN & THINON, 1988, MAGNIN *et al.* 1991, CHEYLAN & D'ANNA 1979, D'ANNA & COURTIN, 1986, GUENDON *et al.*, 2003, AMBERT & GASCO, 1989, AMBERT & DELGIOVINE, 1979, NICOL-PICHARD, 1986, etc.) les nouvelles données obtenues dans le Luberon rajeunissent le démantèlement puis l'interruption (ou le ralentissement majeur), de l'accumulation carbonatée postglaciaire en Provence (figure n°71).

Après un développement visiblement continu d'environ 13000 BP à 5500 BP (15500 à 6300 cal. BP, figure n°72), uniquement ponctué à l'Atlantique par quelques passées détritiques et des sols hydromorphes, les formations du Luberon enregistrent une série de perturbations de haute fréquence et de faible amplitude dès 4737 ± 47 BP (5587-5446 cal. BP, MIR-5 et figure n°72). Ces perturbations, qui en fonction de leur importance seront qualifiées de ruptures, se multiplient du Néolithique final à l'époque médiévale (où leur fréquence augmente pendant que leur amplitude diminue progressivement) en prenant la forme d'incisions brèves et rapides (d'ampleur variable d'amont en aval) dans les dépôts sous jacents sans modification notable du bilan global de l'accumulation travertineuse qui perdure au-delà de 1080 ± 30 BP (934-1017 cal. AD, MIR-8 et figure n°72). Ces fluctuations morphosédimentaires (accumulation/incision) sont généralement suivies de changements radicaux de faciès dont nous discuterons l'aspect et la signification.

Le déclin, ou plutôt la rupture dans la dynamique d'accumulation des séquences travertineuses (car celle-ci perdure aujourd'hui, sans pour autant atteindre les volumes ou les surfaces passées, BAKER & SIMS, 1998), semble étroitement et intimement liée au renversement de tendance en faveur de l'incision linéaire des talwegs (localement remarquable par sa rapidité, GAUTIER, 1992, OLLIVIER & PINATEL, 2000). Cette dernière affecte les formations détritiques des Alpes à la Provence dans la seconde moitié de l'Holocène (JORDA *et al.*, 2002, BRUNETON *et al.*, 2002, OLLIVIER *et al.*, 2004). Dans le Luberon, il apparaît clairement que cette dynamique d'incision, qui s'exprime encore largement aujourd'hui indépendamment de l'origine des dépôt (travertineux ou non), s'est amorcée en plusieurs étapes dès le X^{ème} siècle (partie supérieure des coupes à 1145 ± 30 BP et 1080 ± 30 BP, (806-977 cal. AD et 934-1017 cal. AD, Loup-3 et MIR-8, figure n°72). Les datations ^{14}C réalisées sur le large corpus amont-aval de formations détritiques et de séquences travertineuses réparties sur les vallons du Loup, du Mirail et des Hermitans (cf. *infra*), indiquent que la phase terminale d'incision linéaire des talwegs se déroule précisément dans la période comprise entre le XIII^{ème} (sommet ou dernière partie des coupes Loup-6 et MIR-1 analysées dans la partie n°2 de cette thèse) et le XVII^{ème} siècle (datation de la nappe alluviale de fond de vallon à 325 ± 30 BP, 1480-1644 cal. AD, Loup-4 et figure n°72). Le « démantèlement des édifices travertineux et le creusement des vallées » ne s'effectuent donc pas entre la « *Pax romana* et le Moyen Age » (VAUDOUR, 1994) mais au Petit Age Glaciaire comme le montre les résultats que nous avons obtenus.

I.2) Cyclicité et faciès des séquences carbonatées postglaciaires du Luberon

Un des points fondamentaux de ce travail réside dans la mise en évidence d'une cyclicité morphodynamique et morphosédimentaire dans les séquences travertineuses du Luberon. Nous avons présenté les bases de cette constatation dans la partie I de ce travail et démontré que de nombreuses coupes étudiées concernant des périodes chronologiques variées (Néolithique, Antiquité tardive, Moyen Age par exemple) nous permettent d'identifier précisément l'organisation des faciès au sein de chaque cycle (coupes MIR-2, MIR-4, MIR-6, MIR-7 et MIR-8). Cette évolution morphosédimentaire se met en place après chaque rupture (incision) dans une tendance à l'accumulation carbonatée crayeuse et généralement dans un contexte local d'augmentation des occupations humaines.

Du Tardiglaciaire à la seconde moitié de l'Holocène se sont développées de façon privilégiée des formations crayeuses, parfois ponctuées par du détritisme grossier ou des esquisses de sols hydromorphes. Ces différentes composantes sédimentaires renvoient l'image d'un contexte morphodynamique de faible hydrodynamisme et relativement stable. A partir du Néolithique, une série d'incisions affecte l'ensemble des formations et est plus particulièrement visible dans les séquences travertineuses crayeuses. La fréquence de ces évènements s'accentue jusqu'au Moyen Age tandis que leur amplitude diminue. Corrélativement à chaque incision dans les faciès crayeux, un matériel détritique relativement grossier se met en place. Celui-ci peut se composer de blocs volumineux (jusqu'à 50 cm de grand axe), de cailloutis hétérométrique sub-émoussé, et bien souvent de fragments de céramique et d'ossements d'animaux remaniés, témoignages des occupations humaines locales du Néolithique Final. Ce matériel, souvent déjà encroûté lors de son dépôt, laisse systématiquement la place à des faciès construits stromatolithiques qui, une fois leur croissance verticale bien développée, transgressent latéralement sur les berges ou les zones palustres proximales (figure n°73).

L'apparition de ces faciès construits est due aux nouvelles conditions générés par l'incision qui accentue la pente et la concentration des écoulements, augmente l'hydrodynamisme, le brassage des eaux et le dégazage du CO_2. Une fois le chenal comblé et la pente régularisée, le contexte hydrodynamique redevient plus calme et l'on assiste à la réapparition de l'accumulation crayeuse. Ces faciès à craies travertineuses sont donc bien significatifs d'un retour à des conditions environnementales plus stables. Cette notion de stabilité, d'équilibre des milieux, est un élément clé dans la phase de développement optimale de la travertinisation. Les futures ruptures entraîneront par la suite la répétition de ce même cycle sédimentaire carbonaté de référence, défini par l'enchaînement caractéristique des dynamiques et des faciès en quatre étapes selon le mode : incision-détritique-travertin construit-retour aux conditions initiales (dans notre cas il s'agira des craies travertineuses).

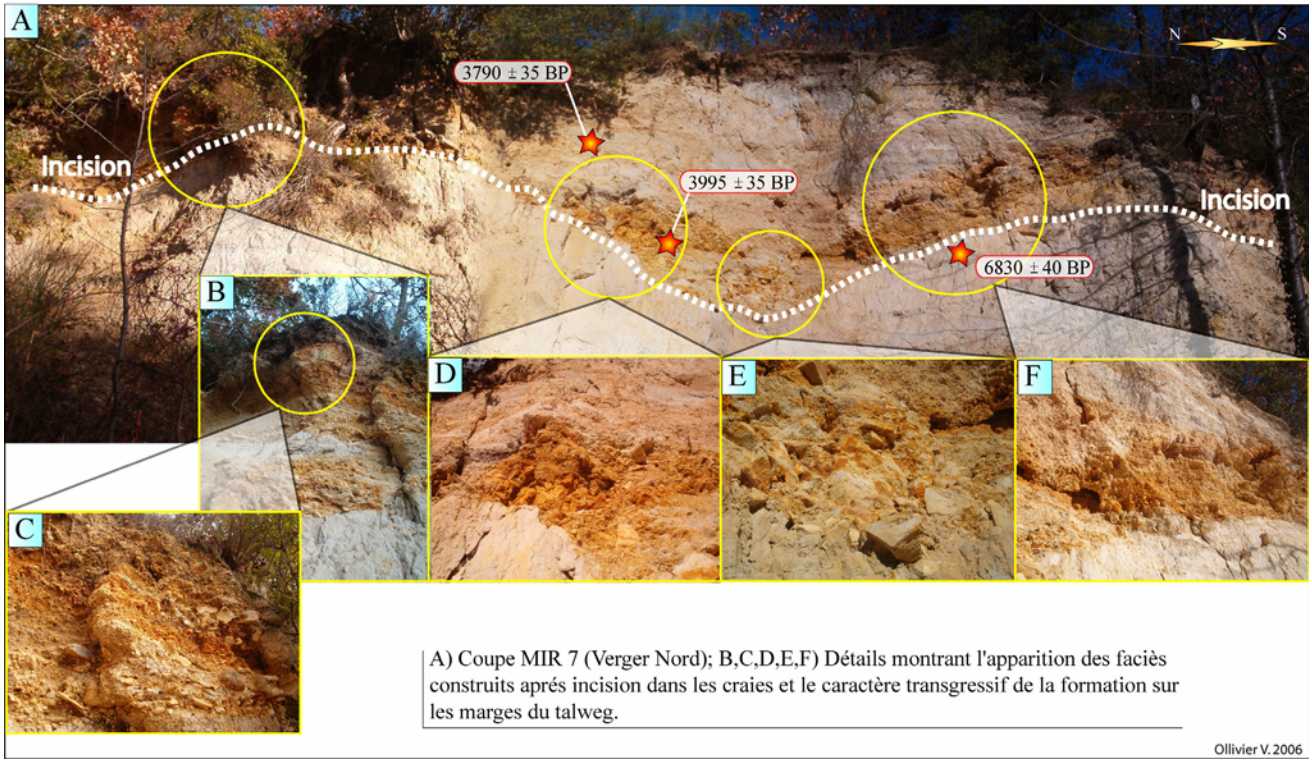


Figure n°73, exemple caractéristique de l'apparition post-incision des faciès construits et de leur transgression latérale sur les marges du talweg.

Les différentes datations réalisées à des points névralgiques de cette succession séquentielle (avant-pendant-après) sur de nombreuses coupes nous indiquent que ces évènement amorcés au Néolithique sont relativement brutaux (ils s'emboîtent directement dans les formations plus anciennes avec une importante lacune sédimentaire et temporelle, figure n°73). Les faciès construits engendrent une dilatation des stratigraphies et nous démontre que leur croissance verticale, en contexte climatiquement et morphologiquement favorable, peut être très rapide de l'ordre de deux à trois mètres en un ou deux siècle ce qui tranche avec de nombreuses estimations réalisées sur des systèmes travertineux actuels (qui tournent en général autour de 1mm/an) et souligne l'importance du rapport persistance et intensité de l'accumulation carbonatée sur l'importance et la durée de l'érosion (BAKALOWICZ, 1988).

Plusieurs autres observations de cette cyclicité séquentielle des systèmes carbonatés et du caractère latéralement transgressif des édifices construits post-incision ont été réalisées dans des points géographiquement très éloignés du Luberon (comme par exemple en Arménie, OLLIVIER *et al.* 2006b) ou dans le cas de périodes très différentes du Postglaciaire comme le montre les travertins « ante wurmiens » de la Torse à Aix en Provence. Ce « modèle » que nous présentons aurait donc une valeur d'exemple d'évolution morphodynamique et morphosédimentaire après ruptures/incisions dans les séquences travertineuses alluviales ou alluvio-palustres crayeuses.

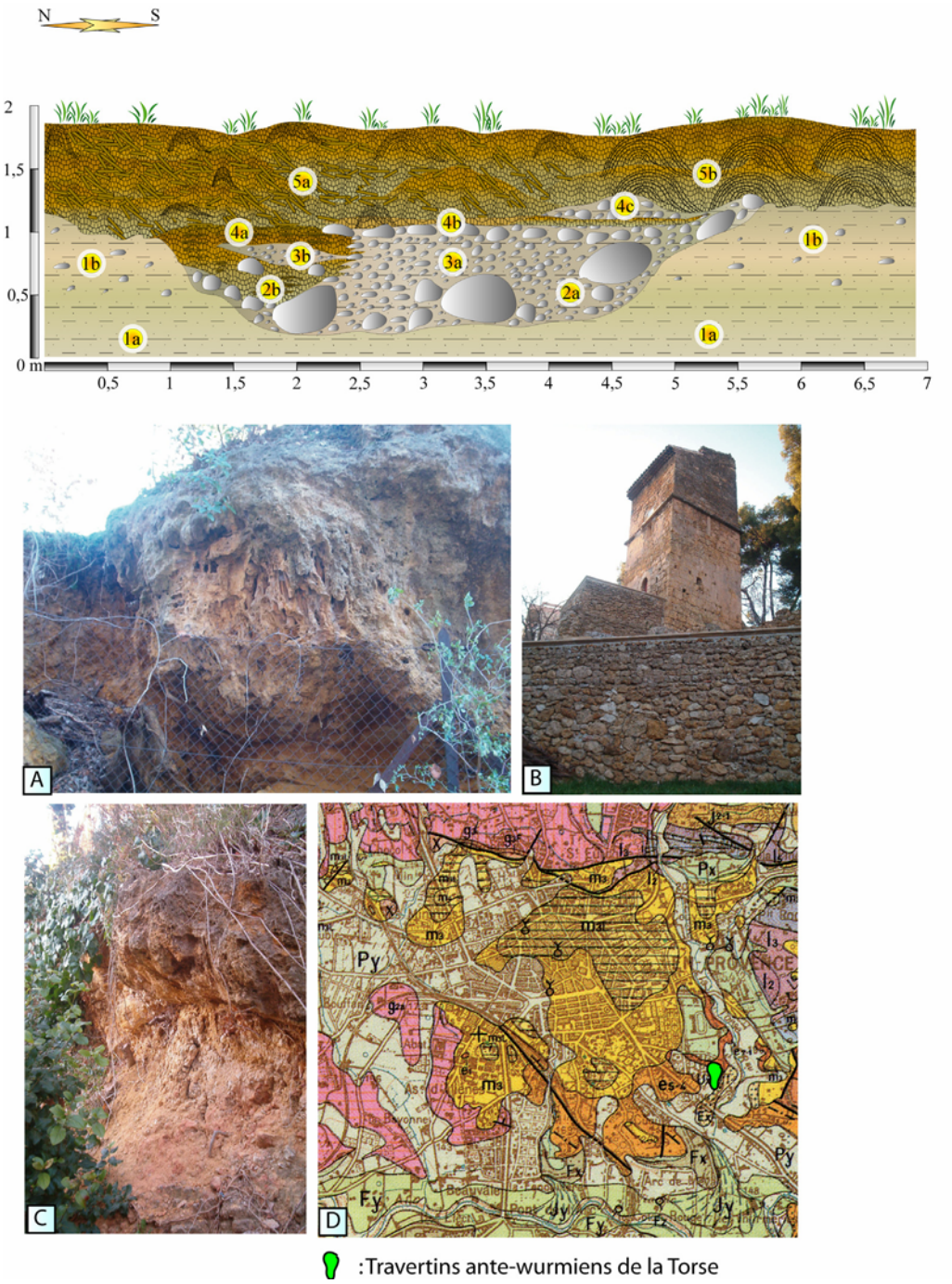


Figure n°74, séquence travertineuse « ante-wurmienne » de la Torse-Tour d'Aygosi, Aix en Provence (A : Dôme cascadant stromatholitique, B : Tour d'Aygosi composée de nombreux blocs de travertins, C : Enchaînement craies travertin construit après incision, D : Localisation du site sur la carte géologique d'Aix en Provence, CATZIGRAS *et al.*, 1968).

Description de la coupe stratigraphique des travertins « ante-wurmiens » (Eémiens ?) de la Tour d'Aygosi (figure n°74)-la Torse (Aix en Provence) :

Cette coupe stratigraphique, localisée sur l'actuelle rive droite de la Torse (Aix en Provence, quartier de la Tour d'Aygosi), est l'archétype, reporté à une période largement plus ancienne (ante-wurmienne d'après la carte géologique d'Aix en Provence, CATZIGRAS *et al*., 1968) que dans le cas du Luberon, du rôle et de l'importance des fluctuations paléohydrologiques et paléohydrodynamiques dans la succession des faciès au sein des séquences travertineuses *S.L.*. De nombreuses et importantes empreintes foliaires sont à distinguer dans la partie construite au faciès stromatholitique. Plusieurs habitations anciennes du quartier, dont la Tour d'Aygosi (figure n°74, photo B) ont utilisé et réemployé ce matériau de construction localement abondant, d'extraction facile et d'aspect original.

1a) Craies calcaires travertineuses fortement altérées et oxydées en cours d'induration.
1b) Craies calcaires travertineuses fortement altérées et oxydées en cours d'induration et cailloutis émoussé de 1 à 3 cm de grand axe épars.
2a) Ensemble détritique à gros blocs roulés à émoussés de 10 à 50 cm de grand axe parfois encroûté à l'interphase craies/matériel détritique.
2b) « Banquette » construite au faciès stromatholitique recouvrant l'ensemble détritique.
3a) Nappe caillouteuse plus ou moins litée à cailloutis calcaire sub-anguleux de 5 à 15 cm de grand axe, emballée dans une matrice sablo-limoneuse comprenant quelques incrustations carbonatées.
3b) Lentille caillouteuse plus ou moins litée à cailloutis calcaire sub-anguleux de 5 à 15 cm de grand axe, emballée dans une matrice sablo-limoneuse comprenant quelques incrustations carbonatées.
4a) Travertin construit assez poreux et vacuolaire (tufeux) par rapport au niveau 2b, surmontant la passée caillouteuse 3b.
4b) Litage de gros blocs calcaires émoussés de 20 cm de grand axe, parfois encroûtés par un travertin construit laminé.
4c) Lentille caillouteuse (cailloutis calcaire émoussé à sub-émoussé de 3 à 10 cm de grand axe) intercalée dans un travertins construit stromatholitique laminé.
5) Travertin construit , parfois localement poreux ou vacuolaire (tufeux), au faciès stromatholitique laminé ou en dômes et à nombreuses empreintes foliaires.

I.3) Des systèmes sensibles en phase avec les variations du biotope

Compte tenu des nombreuses perturbations observées au sein des séquences travertineuses du sud Luberon, dont nous avons défini une cyclicité dans l'organisation des faciès au cours du temps, nous constatons une certaine sensibilité de ces systèmes carbonatés. Les variations climatiques intra-Holocène (MAYEWSKI *et al*, 2004) et les occupations humaines (dont de nombreux indices sont répertoriés dans nos coupes stratigraphiques) doivent avoir un certains poids sur l'évolution de ces milieux. Afin de saisir *a minima* l'importance de ces différentes variables dans le développement postglaciaire des séquences travertineuses, deux principale méthodes analytiques ont été employées[7]. Des calcimétries (sur plusieurs coupes des vallons du Loup et du Mirail) afin de mesurer l'évolution des taux de carbonates sur l'intervalle tardiglaciaire/seconde moitié de l'Holocène et de confirmer ou d'infirmer la possibilité d'une augmentation de ces taux corrélativement à la hausse des températures déterminée pour cette période. Des analyses paléoécologiques sur la coupe MIR-5 du ravin du Mirail. (anthracologie et principalement malacologie), pour déterminer d'éventuels changements dans la dynamique végétale en fonction de la présence proximale des occupations humaines depuis le néolithique et de l'impact sur l'environnement des modes de mise en valeur de leur territoire.

I.3.1) Protocole des analyses calcimétriques

L'instrument utilisé est un calcimètre Bernard. Sur un sédiment finement broyé contenant du $CaCo_3$ (carbonate de calcium), l'action de l'acide chlorhydrique (HCl) produit un dégagement de dioxyde de carbone (CO_2) suivant l'équation :

CaCO3 + 2 HCl = CaCl2 + H2O + CO2

En comparant le volume de CO_2 dégagé par l'action de HCl en excès sur une quantité donnée de sédiment au volume de CO_2 dégagé par l'action de HCl en excès sur la même quantité (poids) de $CaCo_3$ pur, on peut calculer rapidement le pourcentage de $CaCo_3$ que contient le sédiment dosé.

0,5g de la fraction fine (après tamisage à sec entre les mailles 800 et 250 µ), sont placés dans le calcimètre Bernard pour effectuer cette manipulation et définir le taux de $CaCo_3$ de l'échantillon prélevé. La fraction fine est utilisée pour limiter les apports en concrétions remaniées (qui sont souvent ponctuels) en provenance de l'amont (qui augmenteraient « artificiellement » les taux de $CaCo_3$ du sédiment crayeux) et mesurer de façon plus sûre une production en carbonates authigènes (sous forme de craies ou de fines concrétions). Les niveaux construits sont broyés et la même fraction obtenue (entre 800 et 250 µ) est mesurée par calcimétrie. De cette manière une bonne distinction est opérée entre faciès carbonatés crayeux fins (de marges ou de milieux plus palustres) et construits grossiers (chenaux à l'hydrodynamisme important, fragments remaniés non produits sur place etc…).

Des tests ont été réalisés sur des niveaux détritiques fins de plusieurs coupes des vallons étudiés afin de pouvoir comparer les taux de $CaCO_3$ en contexte typiquement détritique (hors systèmes travertineux) à ceux des faciès définis comme travertino-crayeux qui se situent entre 60 et plus de 95 % dans certains cas, toutes périodes confondues. D'une manière générale, ces faciès détritiques fins ne dépassent pas les 50% de carbonates (Loup-3, niveau 3 = 48,30 % ; Loup-6, niveau 12 = 46,03 % ; Loup-10, niveau 8 daté à 5890 ± 40 BP = 49.81% ; HER-4, niveau 3 = 49,81 %) ce qui les distinguent nettement des ensembles travertineux crayeux et ne risque pas d'influencer de façon majeure les mesures sur l'évolution de la carbonatation authigène de ces systèmes entre le Tardiglaciaire et l'Holocène. Toutefois, il arrive que certains niveaux aient des valeurs assez élevées en $CaCO_3$ qui peuvent influer sur les taux observés dans les séquences travertineuses (cas de la coupe MIR-9 dont le niveau 1 daté à 12100 ± 140 BP contient 66,41 % de carbonates). Sur cette constatation, nous verrons que d'autres types de contrôles ont été réalisés pour réduire les possibilités d'erreurs.

I.3.2) Evolution tardiglaciaire de la carbonatation dans les séquences travertineuses Loup-2, Loup-4, Loup-5 et MIR-1

Des analyses calcimétriques ont été réalisées sur tous les niveaux (aussi bien détritiques que travertineux) des coupes Loup-2, Loup-4, Loup-5 (qui correspondent à une seule séquence au sein de la même formation, (figures n°75 et n°76) et MIR-1 (en aval du Mirail, figure n°77). L'évolution séquentielle de ces différentes coupes stratigraphiques montre une tendance continue à l'accumulation ponctuée par quelques modestes incisions (sauf pour MIR-1 où il s'agit d'un emboîtement en paléovallon des nappes médiévales que l'on constate mieux dans la coupe stratigraphique globale présentée dans la partie II de ce travail) ou contacts ravinant à la suite desquels se déposent, en dernière partie des séquences, des nappes plus récentes.

Globalement les taux de carbonates mesurés tournent autour de 60% à 75% pour la période tardiglaciaire. Seuls les faciès les plus détritiques affichent des valeurs comprises entre 25% et 65%. Ils sont liés soit à des apports massifs, probablement rapides (crues, orages ?), de décharges caillouteuses (lentilles dans les coupes stratigraphiques) en provenance du bassin versant localisé en amont des exsurgences ou à une mobilité latérale du chenal principal, soit à des dépôts limono-sableux dans des niveaux où la carbonatation n'a pas encore été réellement exprimée. Dans les différents exemples ils ne sont pas inhibiteurs de la carbonatation puisque dans le premier cas les craies travertineuses continuent de se développer sur ou autour des niveaux caillouteux (dans certaines configurations parfois même conjointement cf. niveau 15 coupe Loup-5) et dans le second celle-ci n'est pas encore en plein développement.

[7] L'intégralité des données brutes est consultable en annexe III.

D'autres ensembles démontrent, de façon non systématique, des taux de carbonates inférieurs à la moyenne (en se situant atour de 55%) lorsqu'ils correspondent à des amorces de pédogenèse plus ou moins prononcées en contexte hydromorphe (début d'une décarbonatation ? ; baisse des apports en $CaCO_3$ par engorgement des vallons et réduction des écoulements ? ; exondation plus ou moins prolongée du système ?).

D'une manière générale, les niveaux exclusivement crayeux du Bølling et de l'Allerød ont donc une valeur moyenne en carbonates (60-65%) avec une tendance à la hausse à partir de 11650 ± 60 BP (13669-13348 cal. BP). Cependant, un net fléchissement de leur taux (10%) est perceptible dans la coupe Loup-2 autour de 10210 ± 50 BP (12104-11746 cal. BP, niveau 6) en plein Dryas Récent (Greenland Stadial 1). Cette baisse soudaine de la teneur en $CaCO_3$ par rapport au niveau sous-jacent (qui se situe vers 62 % au niveau 5 pour retomber à 50 % de carbonates au niveau 6) lorsque la carbonatation est bien exprimée, pourrait être le corollaire du refroidissement brutal de cette période.

Un apparent ralentissement de la sédimentation semble également s'opérer dans les derniers niveaux où ne subsistent que quelques craies travertineuses peu épaisses recouvertes par des colluvions qui marquent la surface d'abandon du système postérieurement à 10000 BP (comme constaté dans d'autres coupes et formations du sud Luberon). Il conviendra de systématiser à d'autres formations à la fois les datations ^{14}C et les analyses physico-chimiques pour s'assurer de l'impact des conditions climatiques du Dryas Récent sur le comportement de la carbonatation. Des analyses paléoécologiques devront également être effectuées pour contrôler si des indices de refroidissement sont enregistrés dans la dynamique végétale pour cet épisode afin d'établir et de vérifier une corrélation acceptable entre données climatiques et physico-chimiques.

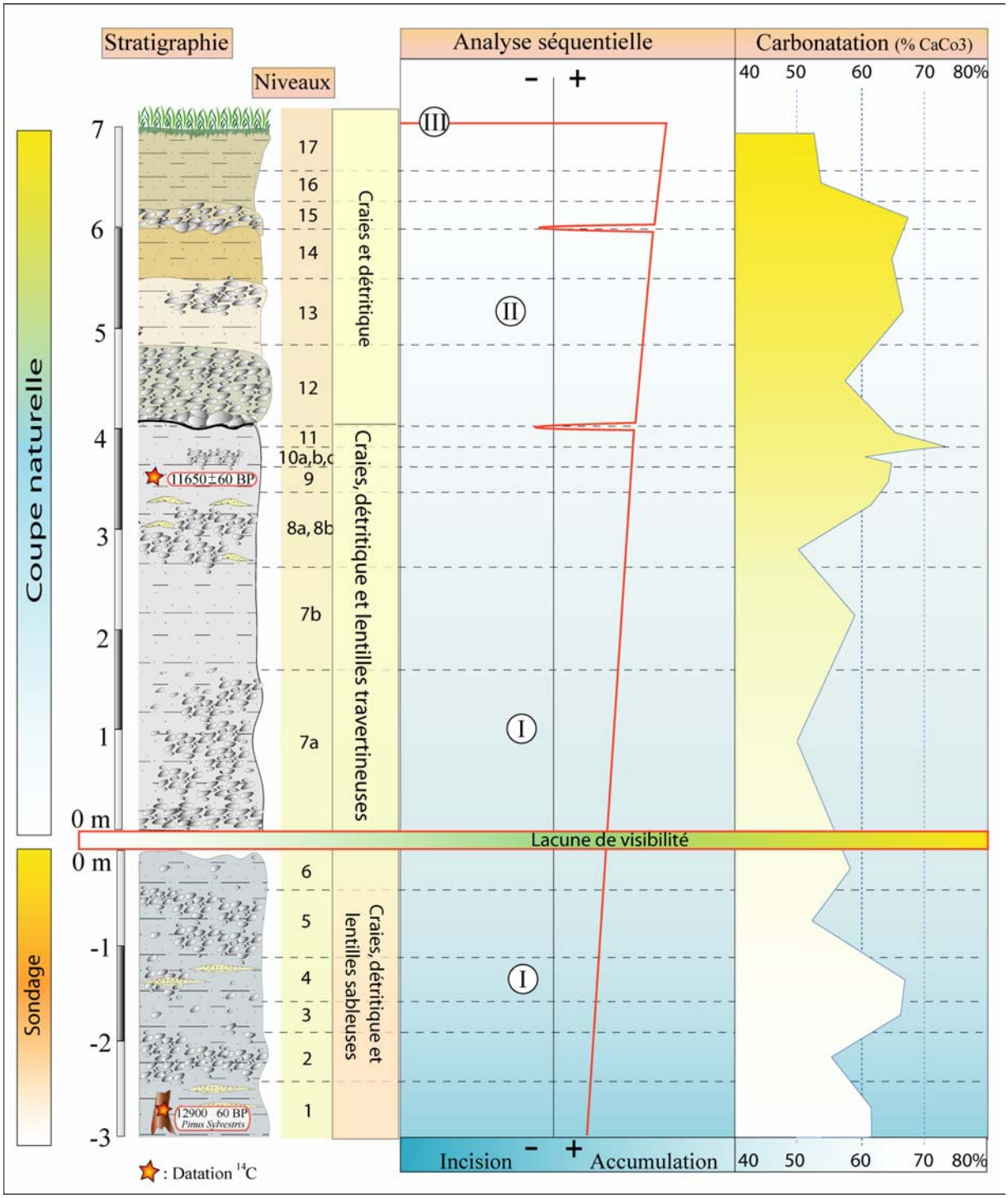


Figure n°75, analyses calcimétriques des coupes Loup-4 et Loup-5.

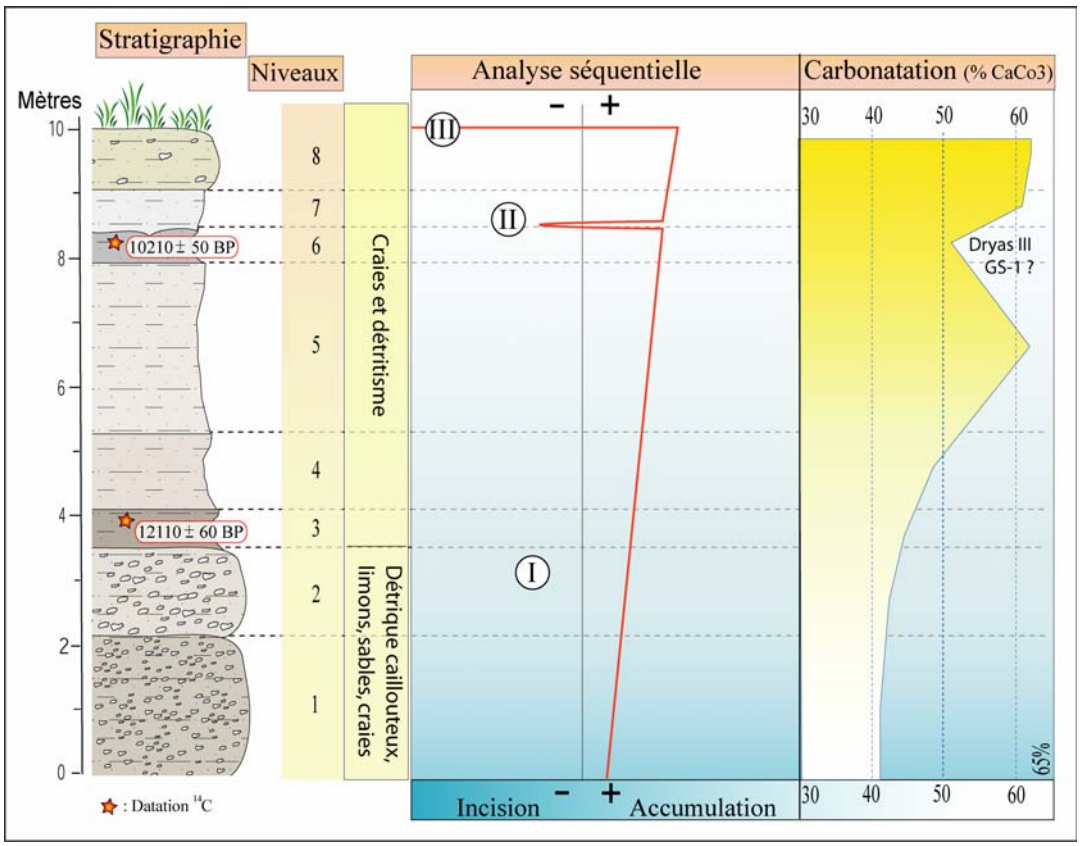


Figure n°76, analyses calcimétriques de la coupe Loup-2.

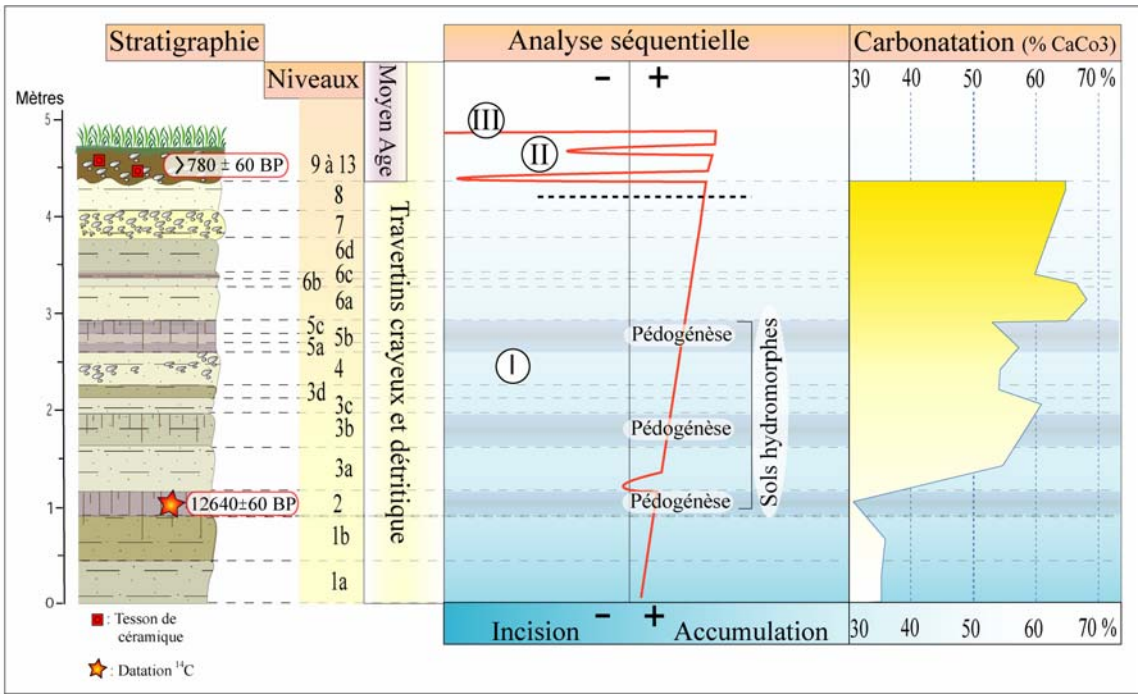


Figure n°77, analyses calcimétriques de la coupe MIR-1.

I.3.3) Evolution holocène de la carbonatation dans les séquences travertineuses MIR-7 et MIR-8

Les calcimétries effectuées pour la période holocène concernent les coupes MIR-7 et MIR-8 (figures n°78 et n°79) du vallon du Mirail. Ces deux ensembles correspondent à la même formation travertineuse et sont distant d'une centaine de mètres (MIR-8 est en amont de MIR-7). L'évolution séquentielle montre au départ une sédimentation crayeuse continue aux alentours de 6830 ± 40 BP (MIR-7) et de 6490 ± 40 BP (MIR-8) à laquelle succède une période de fluctuations morphosédimentaires de haute fréquence débutant au moins vers 3995 ± 35 BP (Néolithique final) et se poursuivant au cours de la période médiévale (antérieurement à 1795 ± 30 BP et postérieurement à 1080 ± 30 BP). Ce dernier ensemble perturbé s'emboîte brutalement dans les formations travertino-crayeuses atlantiques après une incision. Dans le même temps les premiers faciès travertineux construits apparaissent. Comme nous l'avons vu, cette dynamique sédimentaire se répète jusqu'à la fin du développement holocène des systèmes carbonatés.

Les teneurs moyennes en $CaCO_3$ mesurées sont supérieures à celles observées pour le Tardiglaciaire et se placent pour ces deux coupes entre 60% et 80% (valeurs moyennes des faciès crayeux et des ensembles construits). Les taux de carbonates suivent parfaitement le profil perturbé de la morphodynamique avec des valeurs moyennes pour les faciès crayeux (65 %), plus faibles lorsque les accumulations sont localement chargées de détritisme (teneur en $CaCO_3$ des faciès caillouteux *stricto sensu* en lentilles : 57 %, des craies qui l'englobent : 67/68 %) et largement plus importantes après redynamisation de la carbonatogenèse par les incisions et la hausse de l'hydrodynamisme qui engendre l'apparition des faciès construits (83 %). Là encore la carbonatation n'est pas inhibée par le détritisme qui accompagne le plus souvent les faciès les plus indurés et saturés en calcite aux valeurs mesurées parmi les plus importantes (79-83% de $CaCO_3$).

La présence toute proche d'occupations humaines au Néolithique et au cours de la période médiévale n'est également pas préjudiciable au développement des accumulations travertineuses et à l'essor de la carbonatation. Les taux de $CaCO_3$ se situent autour de 78-80 % au néolithique (aux environs de 3995 ± 35 BP, 2585-2460 cal. BC) et sont peut être plus affectés au Moyen Age lorsqu'ils sont centrés vers 57-61 % sur les niveaux contenant un abondant mobilier archéologique (entre 1795 ± 30 BP et 1210 ± 30 BP, 131-261 cal. AD et 765-891 cal. AD). Ils conservent toutefois des valeurs proches des faciès crayeux « non-anthropisés » qui contiennent environ 65 à 68 % de $CaCO_3$. En revanche, sur la coupe MIR-8, on peut constater une baisse sensible de la carbonatation postérieurement aux derniers niveaux construits (qui succèdent directement à la datation à 1080 ± 30 BP, 934-1017 cal. AD) qui passe rapidement de 81 % à 55 % annonçant l'interruption de l'accumulation travertineuse et le démantèlement post-médiéval des édifices.

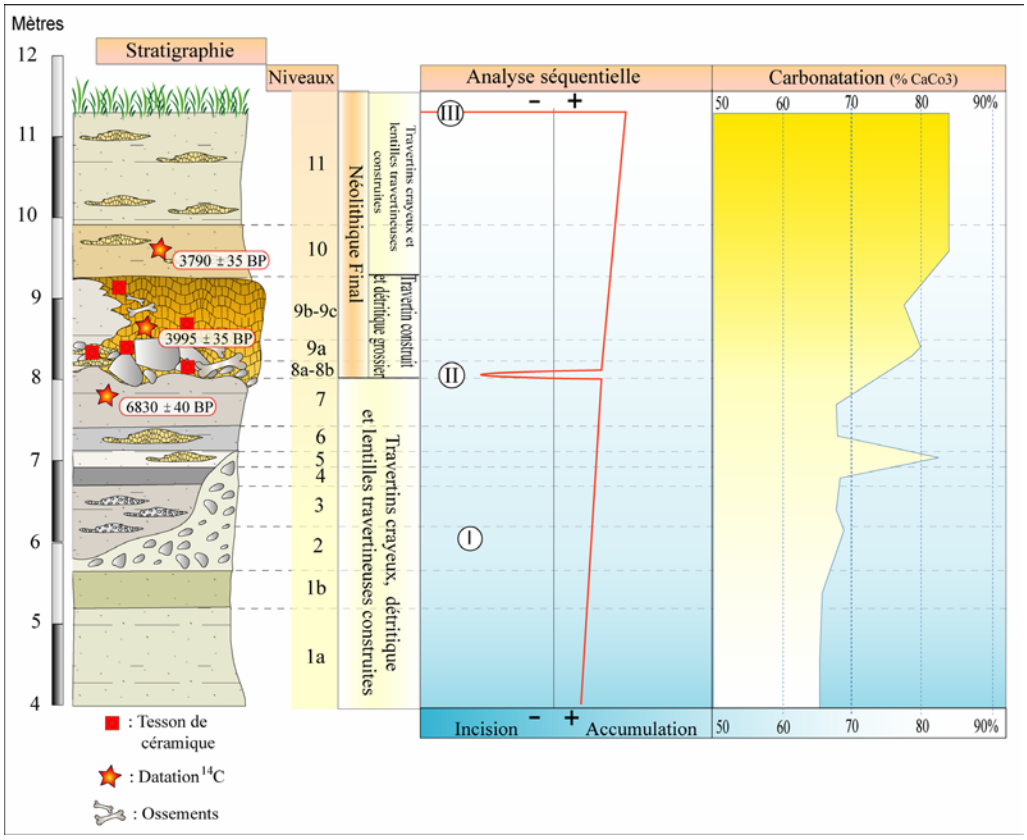


Figure n°78, analyses calcimétriques de la coupe MIR-7.

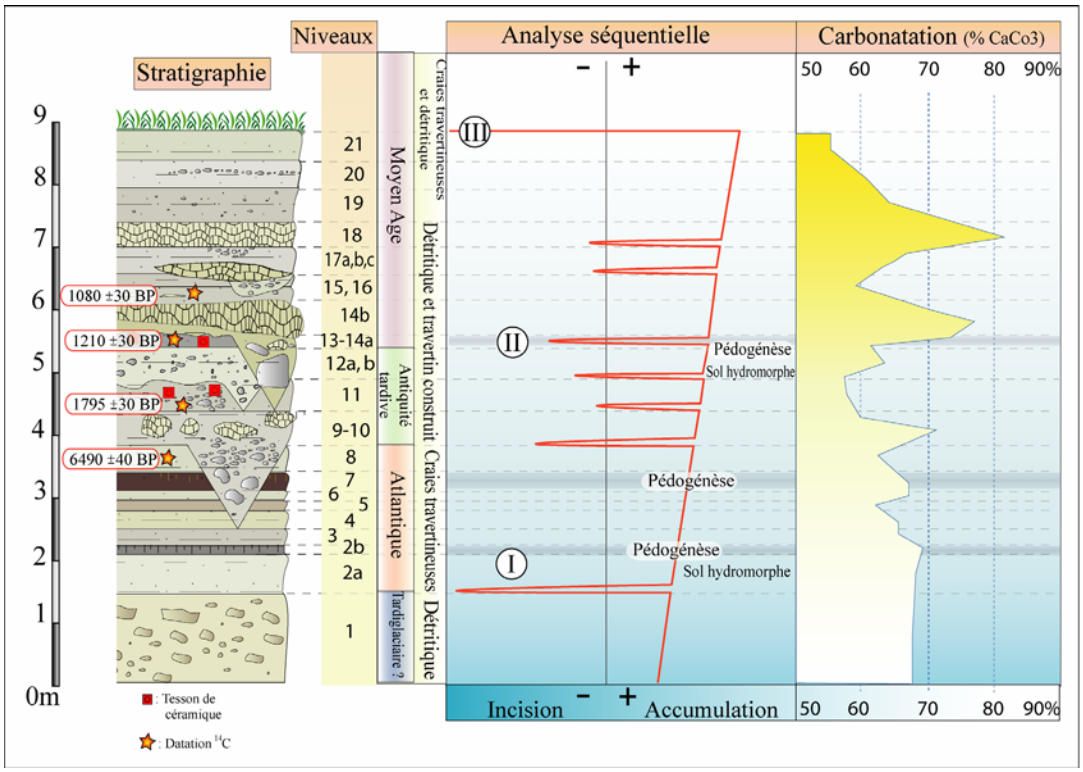


Figure n°79, analyses calcimétriques de la coupe MIR-8.

I.3.4) MIR-5 : une synthèse de l'évolution tardiglaciaire et holocène de la carbonatation dans les séquences travertineuses du Luberon

De par sa puissance relative et la longueur de la chronologie couverte, la coupe MIR-5 a valeur de synthèse des évènements morphogéniques et des fluctuations de la carbonatation des séquences travertineuses du sud Luberon entre le tardiglacaire et les derniers instants de l'Holocène. Cette relative continuité chronostratigraphique nous a conduit à réaliser une série d'analyses afin de contrôler la pertinence des mesures des taux de $CaCO_3$ effectuées et de confronter nos résultats sédimentologiques et faciologiques, de même que nos interprétations concernant les dynamiques morphodynamiques, aux études paléoécologiques. Ces dernières nous renseigneront sur les variations de la dynamique végétale aux changements morphostratigraphiques et morphosédimentaires que nous avons pu observer répondant vraisemblablement aux fluctuations climatiques et aux modifications paysagères d'origine anthropique.

a) Buts et protocole des analyses physico-chimiques effectuées sur la coupe MIR-5 :

Des calcimétries (selon le même protocole utilisé pour les deux coupes précédentes) ont été réalisées dans tous les niveaux de la coupe stratigraphique MIR-5 sur un intervalle chronologique situé entre 11620 ± 60 BP (13638-13318 cal. BP) et au moins 4536 ± 56 BP (5323-5036 cal. BP, les derniers niveaux 16b, 16c, 16d concernent l'Antiquité tardive selon l'étude préliminaire du mobilier archéologique) couvrant environ 48 unités stratigraphiques. Une des premières questions, outre la variabilité des taux de carbonates au cours du temps dans les séquences travertineuses, a été celle de la représentativité de ce que l'on mesurait réellement. S'agissait il de la part de détritisme fin issu du bassin versant (majoritairement composé de roches calcaires) dont nous jaugions certains apports en $CaCO_3$ (quelques niveaux détritiques peuvent avoir des valeurs élevées perturbatrices) ou bien celle d'une réelle production carbonatée imputable aux processus physico-chimiques et biochimiques responsables de la travertinisation ?

Dans le premier cas nous mesurions une hausse du détritisme, dans le second un réel impact climatique et/ou morphogénique sur la variabilité de la carbonatation.
Afin d'identifier la part de détritisme fin, particulièrement difficile à déterminer dans les faciès crayeux, les différents échantillons analysés ont subit une attaque à l'acide Hcl pour dissoudre la fraction carbonatée et comptabiliser par pesage la part des particules insolubles (le plus souvent des quartz issus des différents niveaux géologiques constituant le substratum, photo n°34) synonymes d'un transport amont aval des sédiments (seules les particules minérales ont été pesées, les charbons et autres débris végétaux ont été systématiquement soustraits car peu significatifs des transferts amont-aval).

Si, dans un niveau crayeux à taux élevé de $CaCO_3$, un poids « important » de particules insolubles est relevé (par comparaison avec le poids de l'échantillon brut de départ), la mesure est plutôt représentative d'apports détritiques carbonatés. Inversement, un niveau à taux important de $CaCO_3$.mais à faible part de particules insolubles signe une activité carbonatée d'origine physico-chimique et biochimique symptomatique de la travertinisation. Par la suite, pour plus de précision dans les notions de transport, d'origine des sédiments et afin de vérifier la relation entre le poids de particules insolubles mesuré et la teneur globale de l'échantillon en détritisme, des analyses semi-quantitatives sur échantillon brut ont été réalisées. La nature (détritique ou concrétionnement travertineux) la faciologie des concrétions (fragments de stromatholites, tubes, oncolites, choux-fleurs et plaques, figure n°80) et les indices d'abrasion/transport (anguleux, sub-anguleux, émoussé, sub-émoussé ou roulé) des différents types de sédiments (figure n°80) ont été observés à la loupe binoculaire et leur quantité par échantillon a été estimée (faible, moyenne ou abondante).



Photo n°34, vues à la loupe binoculaire des différents ensembles sédimentologiques rencontrés dans la coupe MIR-5 :

Légende : A) Concrétionnements en micro-tubes, plaques, fragments de calcites, quartz et de calcaires locaux ; B) Passé caillouteuse à calcites, quartz et calcaires locaux ; C) Concrétionnements tubulaires remaniés ; D) Fraction insoluble : quartz ; E) Fraction insoluble : quartz ; E) Pour représentation, éléments sédimentaires composant le niveau d'occupation n°14 de la coupe MIR-5 : Fragments de tessons de céramique, de charbons, de concrétions, quartz, calcite, ossements d'animaux etc… (Clichés, OLLIVIER, 2006)

b) Mesure de la quantité de matière insoluble par niveau : :

20 g de sédiments ont été consacrés à la quantification de la fraction insoluble après tamisage à sec (entre les mailles 800 et 250 µ). L'attaque à l'acide Hcl est ensuite effectuée. Après décantation de la solution diluée avec de l'eau distillée, le résidu obtenu est lavé, tamisé (maille 250 µ) et pesé après séchage. La part de matière insoluble par rapport à l'échantillon de départ est ainsi obtenue et traduite en pourcentage pour une meilleure uniformité avec les résultats des calcimétries (en %) dans la figure n°80.

c) Commentaire sur la figure n°80

Sur la figure n°80, l'ensemble des données analytiques est représenté. Quatre principales parties sont à distinguer. Une première intègre le log stratigraphique de la coupe MIR-5 où sont repérés les niveaux identifiés, les datations brutes (BP), les chronologies archéologiques correspondantes, les faciès et l'évolution séquentielle des tendances (incisions/accumulations). Une seconde concerne les analyses physico-chimiques pour lesquelles sont distingués les taux de carbonates et la part de matière insoluble par niveau. Une troisième traite des analyses sédimentologiques semi-quantitatives réalisées sur les fractions détritiques (grossières) et concrétionnées. Pour ces dernières, les différents morphotypes sont mis en évidence car ils revêtent une signification environnementale et hydrodynamique qui reflète le degré de développement du système (cf. partie n°1 de ce travail). Plus les concrétionnements seront variés plus le milieu travertineux témoignera d'une certaine maturité (colonisation massive du chenal avec variations latérales de faciès crayeux/construits et de concrétionnements). La part relative moyenne de l'ensemble des concrétionnements présents est toutefois signalée. Dans chacun des cas des indications sur les indices d'abrasion/transport sont données. Enfin une troisième partie représente le bilan des études malacologiques (les études anthracologiques sont présentées dans l'annexe n°1).

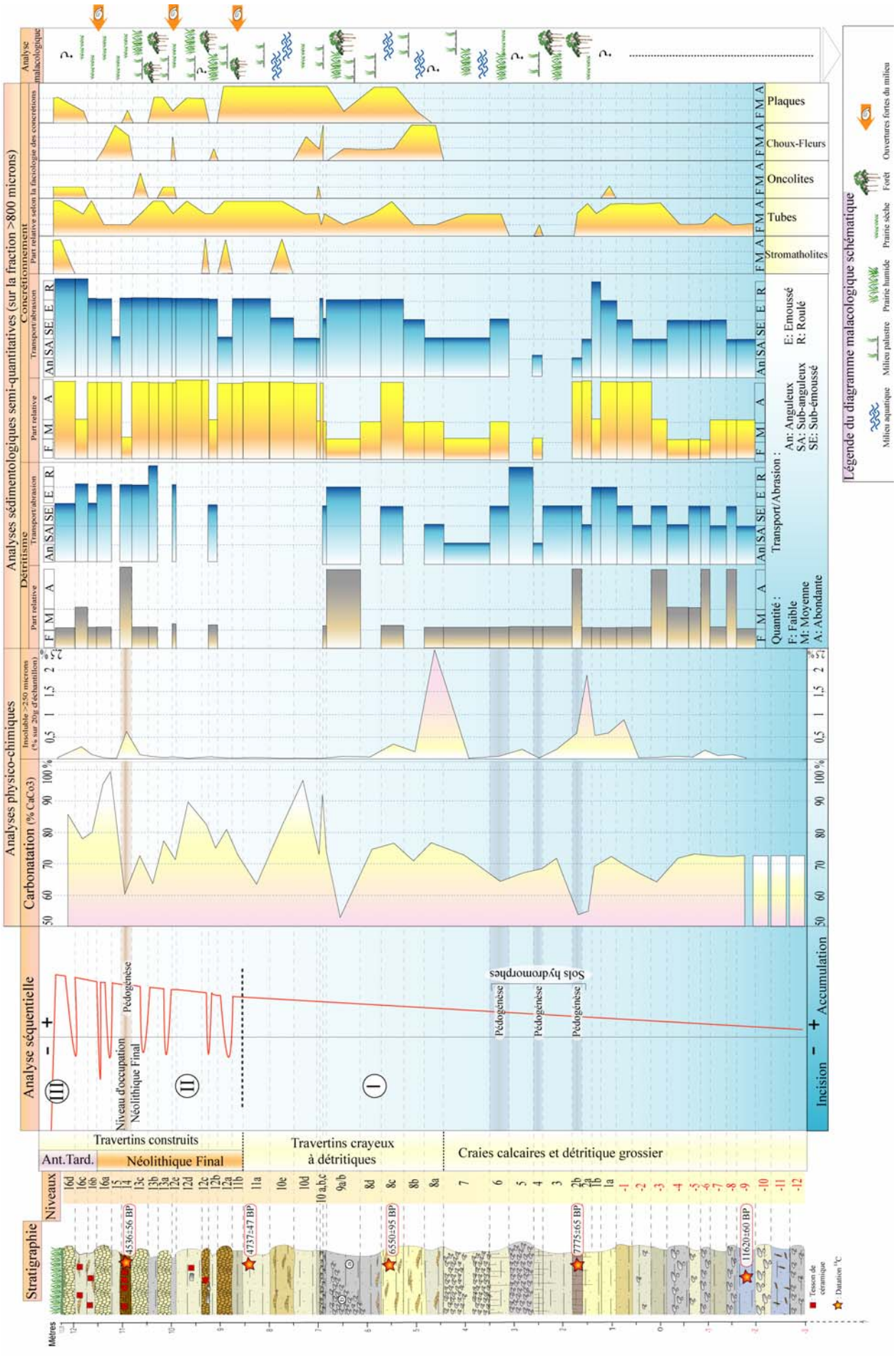


Figure n°80 analyses sédimentologiques, physico-chimiques et paléoécologiques de la coupe MIR-5 du Mirail.

d) Résultats des analyses sédimento-stratigraphiques, et physico-chimiques de la coupe MIR-5 :

Les faciès travertineux crayeux sont complexes et relativement peu étudiés. Cette étude revêt de ce fait un certain caractère expérimental qui devra sans aucun doute bénéficier de nombreuses analyses additionnelles. Sans pouvoir réellement tenir compte, au vu de la complexité et de la variabilité des milieux travertineux en contexte alluvio-palustres, de tous les paramètres et résultats exposés dans la figure n°80, nous pouvons constater qu'une part non négligeable de variations sont synchrones dans les différents indicateurs.

Au niveau du rapport taux de carbonatations / part de matières insolubles les signaux sont plutôt concordants avec une baisse de la carbonatation lors des pics de particules insolubles. Ce qui signale une production carbonatée principalement d'origine travertineuse et non détritique. Une augmentation anormalement élevée du taux de sédiments insolubles concerne la série de niveau 8a, 8b, 8c, 8d (base) et peut aisément s'expliquer par la présence de nombreuses concrétions fragmentées (nous dirons travertino-détritiques) dont le remaniement apparemment de faible énergie a transporté de façon conjointe des particules détritiques fines (sélection des quartz et limons par rapport aux calcaires grossiers) en provenance de l'amont. Certains niveaux sur lesquels on constate une évolution pédogénétique (de type hydromorphe pour le niveau 2b ou niveau d'occupation néolithique pour le niveau 14) obtiennent également des proportions plus importantes de matière insoluble qui pourrait s'expliquer, du fait du caractère exondé de l'ensemble sédimentaire, par des apports de quartz éolisés ou déplacés par les activités humaines.

Enfin, dans la même optique de confirmation et de validité de nos analyses calcimétriques en tant qu'indicateurs privilégiés des fluctuations de la carbonatogenèse, il conviendra de remarquer que les périodes aux taux de $CaCO_3$ élevés et relativement durables coïncident globalement avec les parts moyennes les plus faibles de détritisme et les plus fortes en concrétionnements variés (niveaux. -2 à 1b, 3 à 7, 10d à 13c, 15 à 16b et 16d). A l'inverse, certains niveaux riches en détritique grossier et pauvres en concrétions affichent des taux de $CaCO_3$ assez bas (niveau 9a/b par exemple).

D'une manière générale les indices d'abrasion des concrétions nous renseignent peu. Dans ces milieux mosaïques agités d'un courant quasi-permanent d'intensité plus ou moins variable, et compte tenu de la fragilité intrinsèque des incrustations calcaires, les multiples types de concrétionnements sont fréquemment usés et il est difficile de réellement départager des niveaux selon ce critère. Cependant, les traces d'abrasion semblent plus faibles pour les ensembles portant des marques de pédogenèse naissante. Peut être est-ce là un indice d'une exondation rapide du niveau n'ayant pas permis de nombreuses circulations de flux portant des concrétions perpétuellement remaniées ?

En revanche les observations concernant la part et l'abrasion des éléments détritiques grossiers sont utiles et montrent une assez bonne cohérence entre indices fort d'abrasion et hausse des taux de particules insolubles (niveaux -8, -6, -1, 2a, 2b, 14 et 16c). Indications qui soulignent le caractère pertinent des mesures d'éléments insolubles comme indicateurs de transport et de détritisme *l.s.*

e) Une évolution tardiglaciaire et holocène de la carbonatation traduite dans la séquence travertineuse MIR-5 :

L'ensemble de tous ces paramètres complexes nous révèle avec une assez bonne résolution la trame de l'évolution morphogénique des systèmes travertineux du sud Luberon en prise directe avec les changements climatiques et la présence d'occupations humaines. Au tardiglaciaire, les taux de carbonates relevés sur la coupe MIR-5 (70% en moyenne) sont assez proches de ceux mesurés dans le cas des coupes Loup-2, Loup-4, Loup-5 et Mir-1 (avec des taux moyens de 65% pour les niveaux crayeux). Comme pour la coupe Loup-2, un net fléchissement des valeurs en $CaCO_3$ (environ 10%) est représenté dans le niveau -3. La matrice crayeuse auparavant riche en carbonate dans les niveaux sous jacents est ici remplacée majoritairement par un fin détritisme et une baisse significative de la part moyenne des concrétionnements.

De par son encadrement chronologique par les niveaux -9 (11620 ± 60 BP) et 2b (7775± 65 BP), la lente remontée des taux de carbonates (il faut attendre le niveau 1a pour rejoindre les taux de $CaCO_3$ auparavant en vigueur) et la quasi absence de détritisme grossier et de matière insoluble (qui justifient habituellement une baisse des valeurs en $CaCO_3$) le niveau -3 pourrait manifester une chute des carbonates qui serait susceptible de correspondre à l'impact des conditions climatiques plus fraîches du Dryas Récent (GS-1). Il convient toutefois d'être prudent dans ces différents constats sur une origine climatique de la baisse subite de la carbonatation car de nombreux paramètres complexes restent imprécis. Cependant le rôle des variations climatiques sur la diminution rapide de la production carbonatée a déjà été observé par exemple dans les séquences travertineuses de Caerwys (nord du Pays de Galles, Grande-Bretagne, GARNETT *et al.*, 2006) pour l'épisode du Dryas Récent (GS-1). Les analyses malacologiques en cours pour les niveaux tardiglaciaires (sondage) de la coupe MIR-5 et d'autres séquences du Mirail (MIR-1) et du Loup (Loup-2) pourront nous renseigner un peu plus sur ce point en nous indiquant la présence où l'absence d'espèces traduisant un renforcement des conditions climatiques froides pour les ensembles où nous observons une baisse des valeurs en $CaCO_3$.

Dans la première partie de l'Holocène de 7775 ± 65 BP à 6550 ± 95 BP (8718-8414 cal. BP à 7587-7275 cal. BP) la carbonatation est relativement peu fluctuante et en légère augmentation (sauf au niveau 6 à traces de pédogenèse). Puis, de nombreuses fluctuations de la courbe des taux de $CaCO_3$ interviennent et, si au préalable elles semblent liées à des augmentation du détritisme elles traduisent par la suite des incisions et des changements de faciès (apparition des travertins construits transgressifs sur les marges donnant des pics de $CaCO_3$) associés à de nombreux vestiges archéologiques du Néolithique final (dès 4737 ± 47 BP, 3637-3086 cal. BC). Malgré ces variations, les valeurs de $CaCO_3$ sont en augmentation moyenne et atteignent des taux record parfois proches des 100 % (96, 09 % pour le niveau 10d ou encore 99, 21 % pour le niveau 15).

Toutefois les teneurs en carbonates obtenues ne sont pas strictement comparables à celles provenant des craies travertineuses car elles sont souvent issues de faciès construits aux dynamiques et milieux différents. En revanche elles témoignent véritablement d'une redynamisation de la carbonatation (édifices construits) suite à l'apparition des incisions et en dépit de la présence du détritisme qui, une fois de plus, prouve qu'il n'est pas inhibiteur de la construction travertineuse.

Les derniers niveaux, qui concernent l'Antiquité Tardive (16b, 16c, 16d), indiquent toujours cette succession d'incisions et de faciès construits que les fluctuations des taux de carbonates suivent parfaitement. C'est en fait au terme du Moyen Age que les valeurs en $CaCO_3$ baissent réellement et que le détritisme domine, comme nous l'avons vu pour les coupes précédentes. Enfin, l'impact du réchauffement holocène sur la travertinisation est remarquablement bien mis en évidence par la quantification des concrétionnements et de leur diversité. En effet, au Tardiglaciaire les concrétionnements sont les moins abondants et sont plutôt monospécifiques (les incrustations tubulaires sont quasiment les seules représentées) alors que postérieurement à 7775 ± 65 BP (8718-8414 cal. BP) leur nombre et la variété des faciès s'accentuent de façon significative (fragments de stromatholites, tubes, oncolites, choux-fleurs, plaques). Les conditions tempérées du début de l'Atlantique semblent bien favorables au développement de la production carbonatée d'origine biochimique et physicochimique, la morphogenèse de cette période (et jusqu'après le Moyen Age), propices au maintient global de son accumulation (malgré les incisions intra-formationnelles).

f) Des indicateurs paléoécologiques en phase avec l'évolution morphosédimentaire de la séquence travertineuse MIR-5 du Mirail

Les études paléoécologiques réalisées par MARTIN (2004) et BEAUVAIS & CAZORLA (2002) en malacologie et en anthracologie (Annexe n°1) donnent des indications déterminantes sur les environnements bioclimatiques dans lesquels évoluent les séquences travertineuses postglaciaires du Luberon. Elles soulèvent également l'importance des facteurs anthropiques locaux, probablement influents dans l'origine des fluctuations morphosédimentaires dont nous avons pu constater la récurrence dès la seconde moitié de l'Holocène.

Onze phases principales ont été déterminées par les analyses paléoécologiques (Annexes 1). Dans la majorité des cas les données malacologiques sont corroborées par les résultats anthracologiques. Parfois les informations issues des différents marqueurs s'expriment avec un léger décalage lié à des temps de réponses ou à des définitions spatiales spécifiques à chaque méthode (les analyses malacologiques traduisent mieux les changements locaux par exemple).

De ces analyses paléoécologiques nous retiendrons la mise en évidence de trois étapes principales d'évolution du système travertineux du Mirail à l'Holocène :

1) Les premiers niveaux analysés (2a, 2b) montrent très clairement une phase de transition entre la fin de l'ambiance climatique froide du Tardiglaciaire discrètement représentée par *Trochoidea geyeri* (espèce malacologique caractéristique d'un climat froid) et l'apparition du réchauffement holocène avec l'installation progressive de *Candidula unifasciata* en stratigraphie (de façon plus nette à partir de la fin de l'Atlantique). Les milieux forestiers sont ouverts et secs (*Pomatias elegans* et *Granaria variabilis*), le chêne pubescent domine accompagné par des espèces plus héliophiles et thermophiles comme le romarin.

2) Puis les conditions alluvio-palustres (niveaux 3 à 7) dominent à nouveau globalement le paysage (telles qu'elles sont distinguées selon les faciès sédimentologiques des niveaux inférieurs à 2a et 2b) avec l'apparition à titre d'exemple de *Vallonia enniensis, Carychium minimum, Vertigo angustior* (espèces palustres), le développement d'une ripisylve de saules et de troënes et parfois le maintient du chêne pubescent. Par la suite (niveaux 8b à 11a) au travers des informations palustres prépondérantes se dessine une mosaïque de milieux dont les caractéristiques majeures sont souvent très fluctuantes en passant de phases sèches (*Candidula unifasciata, Ttruncatellina callicratis, Monacha cantiana*, milieux ouverts et secs ou de broussailles par exemple) à des périodes plus humides (*Vallonia pulchella*, dans le cas de prairies humides notamment, escargots d'eau douce et phragmites pour les transitions plus palustres) et des ouvertures (*Candidula unifasciata, Truncatellina callicratis,* pour des milieux ouverts secs par exemple) et fermetures (*Acanthinula aculeata, Clausilia* rugosa, exemples d'espèces forestières de milieux fermés) du couvert végétal associées à des formations xérophiles (genévrier, filaire, etc…) ou mésophiles (chêne pubescent, troëne, etc…).

Ces différentes variations dans les caractéristiques majeures des milieux enregistrées par les indicateurs paléoécologiques sont vraisemblablement le reflet de migrations latérales du chenal principal. Une stricte origine climatique de ces changements de milieux reste difficile à déterminer. D'autant plus qu'en fonction des informations issues des différents descripteurs, une mosaïque d'environnements coexistent entre eux et perdurent en toile de fond de chacune des tendances successives. De réelles signatures climatiques auraient des expressions probablement beaucoup plus tranchées. D'une certaine manière c'est la diversité spatiale des environnements travertineux (cœur ou bordures des systèmes) et son « mouvement » qui semblent jusqu'à présent mis en exergue.

3) Enfin, dès la seconde moitié de l'Holocène, d'importantes modifications interviennent dans un contexte environnemental soumis à une pression anthropique de plus en plus forte. On assiste à un assèchement du domaine marécageux (niveaux 11b, 12e, 13a, 14, 16a, 16b, 16c) et de très importantes ouvertures du milieu végétal se produisent conjointement aux incisions, aux changements de faciès travertineux (arrivée des travertins construits) et à l'apparition d'un abondant mobilier archéologique du Néolithique final à partir de 4737 ± 47 BP (3637-3496 cal. BC).

Le niveau 11b correspond au retour des formations forestières, parallèlement à un assèchement certain du milieu et à la disparition du marécage. L'écoulement du cours d'eau est alors plus concentré. Les essences végétales (genévrier et chêne sclérophylle) et la présence d'escargots de pelouse sèche (*Candidula unifasciata*) indiquent une forte ouverture de la forêt. Cette dégradation du milieu forestier semble être la conséquence d'un fort impact anthropique au niveau local. En effet, l'assèchement de la zone palustre ne peut expliquer la mise en place de formations forestières aussi ouvertes. Sans intervention anthropique, on devrait s'attendre au développement d'espèces sciaphiles et mésophiles mais non à l'arrivée brutale d'espèces xérophiles.

Les niveaux 12b et 12d montrent la présence du pin d'Alep (espèce colonisatrice des zones incendiées) et du genévrier (essence héliophile). Ces deux taxons mettent en évidence une ouverture du milieu qui pourrait traduire des perturbations anthropiques (feux ?) coïncidant avec la présence de tessons de céramiques néolithiques diffus et de charbons abondants.

Les niveaux 12e et 13a indiquent une ouverture du milieu qui semble avoir un fort impact sur les escargots, qui enregistrent alors nettement un milieu ouvert (probablement lié à une forte anthropisation) et sec (*Candidula unifasciata, Granaria variabilis, Jaminia quadridens, Solatopupa similis, Granopupa granum*) dominant localement la légère composante palustre subsistante.

Pour les ensembles 14, 15, 16a, 16b et 16c la présence d'un ou plusieurs niveaux d'occupations humaines (niveau 14) plus ou moins marqués par une pédogenèse et la prédominance de gastéropodes terrestres de pelouses sèches (*Candidula unifasciata, Candidula gigaxii, Oxychilus hydatinus*) et de taxons végétaux xérophiles (pin d'Alep, pin type sylvestre et genévrier) traduit une dégradation d'origine anthropique (ouverture du milieu végétal), concomitante d'un assèchement prolongé du site.

A partir du niveau 16a, la pression anthropique sur le paysage se fait de plus en plus forte. Une lacune sédimentaire liée aux incisions post néolithique sépare les dépôts des niveaux 16a, 16b et 16c à tessons de céramiques de l'Antiquité Tardive, IV^{ème}-VII^{ème} ap. J.-C. de ceux datés du Néolithique vers 4536 ± 56 BP. A une prairie humide (niveau 15) une prairie très sèche succède (niveaux 16a, 16b et 16c) marquée par la diminution de *Trichia hispida*, (espèce de milieux humides) en parallèle avec l'augmentation de *Candidula unifasciata* (espèce de milieux secs). Puis, l'accumulation travertineuse ralentie avant de connaître une phase d'incision majeure.

Entre chacune de ces phases d'ouvertures du milieu vraisemblablement d'origine anthropique, de petites remontées de l'humidité et des caractéristiques alluvio-palustres du milieu sont à distinguer (niveaux 12a, 12b, 12d, 13c notamment). Ce retour à des conditions ponctuellement humides peut être la marque de déprises du milieu par les néolithiques et/ou de variations climatiques.

I.3.5) Conclusion

Les **différents marqueurs utilisés** sur les coupes Loup-2, Loup-4, Loup-5, MIR-1, MIR-5, MIR-7, MIR-8, démontrent le **caractère sensible de la travertinisation aux changements du biotope sur la période tardiglaciaire-holocène**. Dans un **premier temps les taux de carbonatation sont assez moyens** (vraisemblablement à l'image des conditions climatiques fraîches du début du Tardiglaciaire), **fluctuent peu** et **les accumulations travertino-crayeuses se poursuivent de façon continue en contexte humide**. Seul un **fléchissement des valeurs en $CaCO_3$** est enregistré pour le **Dryas Récent** (GS-1) et **pourrait, sous toute réserve, refléter le refroidissement climatique brutal affectant cette période**. Ensuite, **pour l'Holocène, les taux de $CaCO_3$ augmentent progressivement**, **les concrétionnements se diversifient** et deviennent plus présents au sein des faciès crayeux. Des **ruptures morphosédimentaires** potentiellement **d'origine climato-anthropique** affectent **les accumulations travertineuses** à partir du **Néolithique final**. Ces fluctuations (morphogéniques et de la carbonatation) dont la fréquence augmente postérieurement à 4737 ± 47 BP (3637-3086 cal. BC) sont à relier à de **fortes ouvertures du milieu végétal** et des **phases d'assèchements du contexte alluvio-palustre d'origine climato-anthropique** (**période plus sèche**, DIGERFELDT *et al.*, 1997, BRUNETON, 1999, **peut être additionnée à des aménagements anthropiques** de type pâturages à l'image de la Resclauze, BROCHIER, 1990) qui aboutissent à la **concentration des écoulements** et à **des incisions qui favorisent l'apparition des faciès construits** et des **pics de carbonatation** liés à la nature de la sédimentation travertineuse (faciès construits sursaturés en calcite). La **répétition cyclique de la séquence incision-détritisme-travertin construit-craies,** souligne le **caractère fluctuant et récurrent de ces dynamiques morphogéniques** qui **aboutissent à terme**, sous le poids des **pressions climato-anthropiques** qui les motives, à **l'arrêt de l'accumulation carbonatée** et au **démantèlement des formations travertineuses** du Luberon.

II) Des clés pour l'analyse des systèmes travertineux du sud de la France.

Les nombreux apports issus des séquences travertineuses du Luberon se positionnent **sur trois points fondamentaux** qui permettent de revisiter de multiples formations travertineuses déjà étudiées et d'aborder différemment les séquences carbonatées postglaciaires en général : **1) La chronologie**, **2) la cyclicité des séquences et leurs faciès, 3) la sensibilité des ces systèmes aux variations d'origine exogène.**
Nous présentons ici quelques cas où nos différents apports soulignent des aspects importants de la dynamique postglaciaire des systèmes travertineux à partir d'exemples régionaux.

II.1) Une lecture diachronique du développement des systèmes travertineux postglaciaires du sud de la France liée aux caractéristiques géomorphologiques des sites ?

Nous l'avons vu, de nombreuses coupes stratigraphiques dans les systèmes travertineux du Sud de la France ont été datées à la base aux environs de 7000 BP. Cette constatation renvoyait l'image d'un développement préférentiel des formations travertineuses durant l'optimum bioclimatique atlantique et non dès la première partie de l'Holocène, comme l'ont démontré les données ultérieures. Ces datations atlantiques pourraient relever d'un artefact inhérent à la morphologie de certaines vallées et de l'impact des multiples variations paléohydrologiques intra-holocènes sur les différentes générations de dépôts.

La position proximale ou distale de la séquence stratigraphique étudiée par rapport à l'axe du talweg semble être un élément déterminant (OLLIVIER *et al.*, 2006c), notamment dans le cas des édifices travertineux, systèmes au fort développement vertical favorisant à terme la transgression latérale des dépôts sur les bordures. Les complexes sédimentaires qui se développent dans de « larges » vallées, sur des pentes douces ou sur des piémonts au drainage irrégulier (Luberon) sont généralement bien conservés, autorisant une lecture séquentielle relativement complète intégrant le chenal principal et ses marges. En revanche, dans le cas de vallons étroits favorisant la concentration des écoulements et limitant l'étendue des formations, ces derniers peuvent être recoupées dans le temps par l'organisme qui en est à l'origine. Il ne reste en héritage que les séquences de bordures amputées de leurs premiers dépôts qui étaient uniquement présents dans l'axe du talweg. L'intégration des sites étudiés dans leur contexte géomorphologique est donc un élément de première importance pour une bonne compréhension de la signification des séquences stratigraphiques et de leur représentativité.

Plusieurs formations travertineuses provençales peuvent conforter ce point de vue :

- A Meyrargues (figure n°81) la seule coupe qui subsiste des travertins holocènes repose latéralement à l'axe du paléotalweg. La séquence complète centrée sur l'axe du chenal principal a probablement été évacuée par de multiples incisions. L'information reflétée se trouve donc incomplète, l'accumulation carbonatée est diagnostiquée comme débutant à l'Atlantique (7060 ± 200 BP).

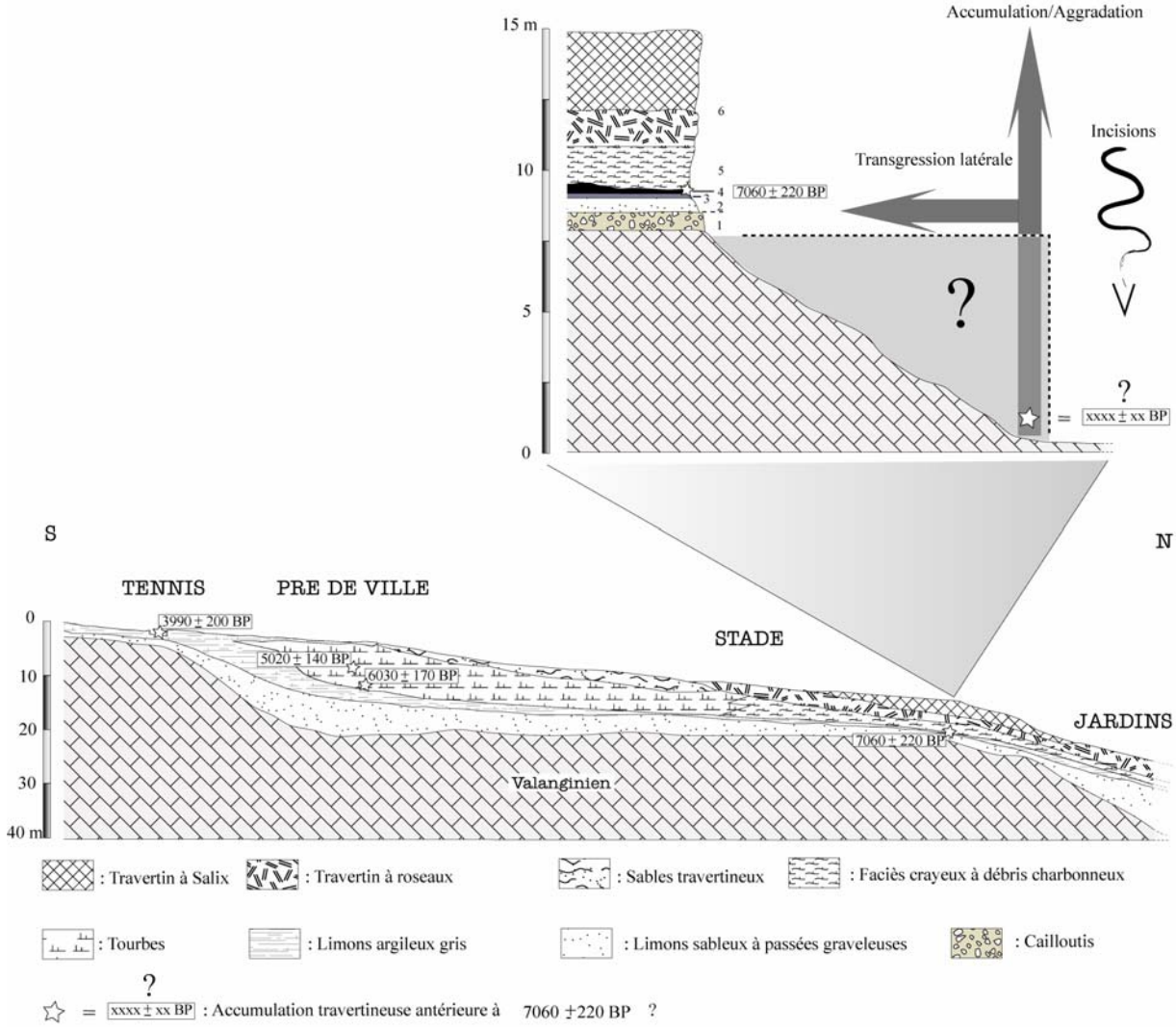


Figure n°81, Formation travertineuse du Grand Vallat de Meyrargues (d'après MAGNIN et al., 1988, modifié).

- Constat identique pour les formations holocènes de Pont de Joux dont la base de la coupe datée à 7180 ± 150 BP montre un dispositif latéralement transgressif sur la bordure du talweg (figure n°82).

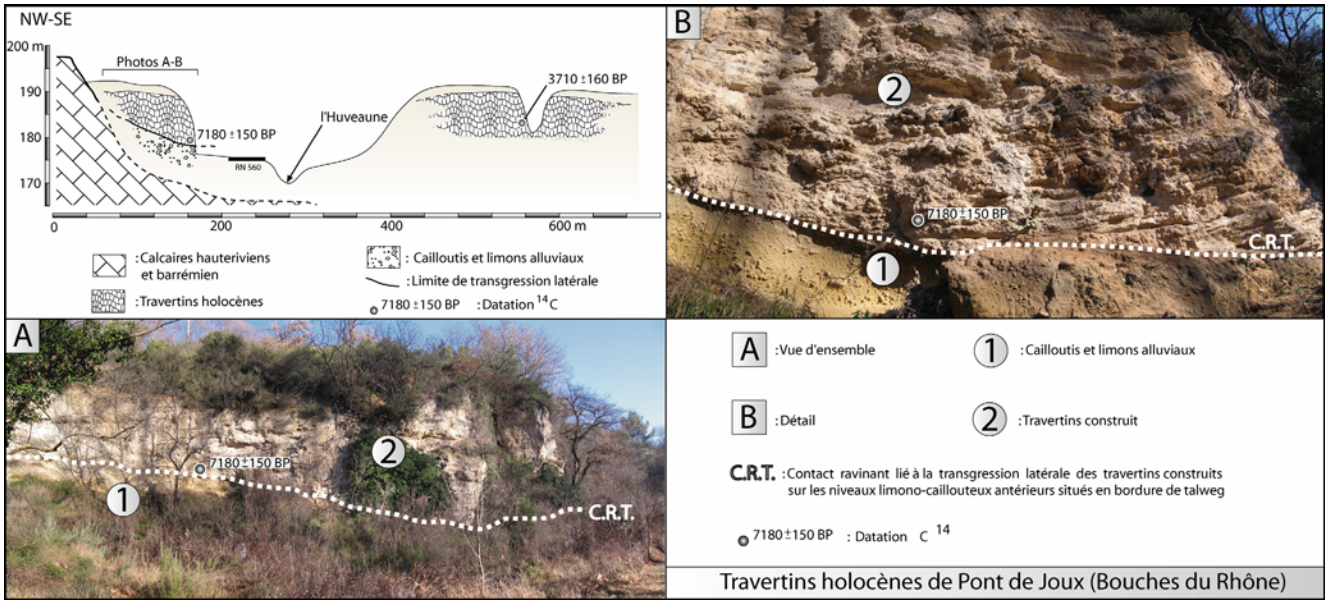


Figure n°82, transgression latérale des faciès construits par rapport à l'axe du chenal, travertins holocènes de Pont-de-Joux, (transect en haut à gauche d'après d'ANNA *et al.*, 1988)

- Le cas du Serre de Montdenier, illustre particulièrement notre propos. Dans la coupe aval du bassin, la succession des unités stratigraphiques démontre également le caractère latéralement transgressif de ce type de formation avec un niveau travertineux à empreintes de mousses daté à 7760 ± 80 BP reposant directement sur les formations de versants à gélifracts (NEVIERE, 1996 et photo n°35). Dans la coupe amont, située à proximité de l'axe du chenal, plusieurs datations récemment réalisées (ROIRON *et al.*, 2006) comprises entre 9780 ± 200 BP (U/Th) et 8480 ± 50 BP (^{14}C) indiquent finalement un démarrage de l'accumulation carbonatée remontant au moins au Préboréal.

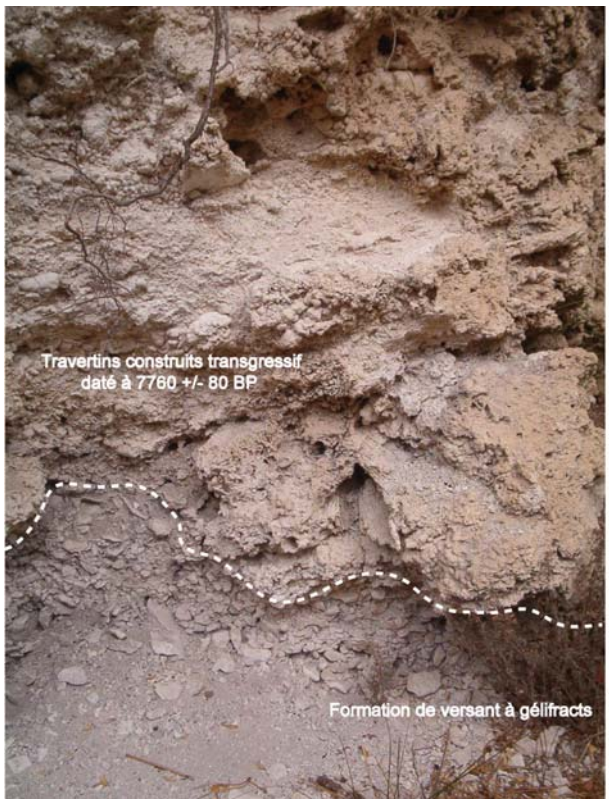


Photo n°35, Serre de Montdenier coupe aval du bassin, niveau travertineux à empreintes de mousses daté à 7760 ± 80 BP reposant directement sur les formations de versants à gélifracts (cliché OLLIVIER V., 2005)

- Enfin, de nombreux exemples pourraient être démontrés mais nous pouvons également citer la partie supérieure de la séquence holocène du Mirail qui se caractérise par plusieurs incisions mineures intraformationelles (cf. *infra*). Chaque fois, les nouveaux dépôts qui cicatrisent ces petits talwegs creusés dans les formations antérieures reproduisent le dispositif latéralement transgressif. C'est le cas de la coupe MIR-7. C'est également le cas de la coupe MIR-2 où une accumulation travertineuse construite entre 1880 ± 30 BP et 1775 ± 30 BP, transgresse sur les niveaux crayeux et détritiques latéraux dont la base est datée à 7400 ± 50 BP.

Ces deux exemples montrent le caractère répétitif dans le temps et à toutes les échelles de cette organisation des différents faciès travertineux en fonction des variations paléohydrologiques et de leurs impacts morphodynamiques.

L'environnement morphosédimentaire joue aussi un rôle important dans la conservation des données stratigraphiques. En domaine montagnard d'altitude par exemple, la conjugaison d'une végétation particulièrement ouverte (dominée par les pelouses), de fortes pentes et de conditions climatiques drastiques favorise l'instabilité des versants et notamment la production de glissements de terrain. Les séquences travertineuses y sont lacunaires et discontinues, particulièrement exposées aux agents de l'érosion, à l'image des formations de l'Aigue Agnelle dans le Queyras (ALI *et al.*, 2002).

A la sensibilité interne des systèmes travertineux s'ajoute donc ici celle du milieu montagnard. Ces paramètres en interaction sont entraînés dans une dynamique couplée enregistrant de façon remarquable les perturbations environnementales. Dans certains cas, les lacunes observées peuvent être des indicateurs particulièrement pertinents de l'évolution de ce type de milieux ou de variations plus globales d'origine exogène.

Ces multiples exemples reflètent la complexité des relations entre les différents facteurs impliqués dans le développement des systèmes travertineux du Midi méditerranéen. Lors des synthèses antérieures ces systèmes étaient défini comme diachroniques (formations qui semblaient débuter dans certains secteur au Préboréal et dans d'autres à l'Atlantique) et discontinus (séquences incomplètes débutant au Préboréal et s'achevant postérieurement au Néolithique final) alors qu'en définitive, globalement, le démarrage de l'accumulation travertineuse semble s'amorcer dès le Tardiglaciaire et s'achever au Petit Age Glaciaire. Certaines discontinuités et diachronismes relèveraient alors du contexte morphologique et hydrologique ou de la sensibilité du milieu.

II.2) Evolution cyclique de la séquence carbonatée postglaciaire : une succession de pôles sédimentaires et de dynamiques en interrelations , exemples de St Antonin et du Luberon

Une typologie cyclique de l'évolution verticale de la séquence travertineuse a déjà été élaborée (VAUDOUR, 1986b, MAGNIN *et al.*, 1991). Celle-ci définissait deux principaux pôles d'évolution, l'un positif concernant la partie inférieure des formations l'autre négatif dans la deuxième moitié de la coupe stratigraphique, annonçant la « mort » progressive de l'édifice travertineux (MAGNIN *et al.*, 1991). Dans le premier pôle, l'enchaînement des faciès débutait par des cailloutis alluviaux (parfois des blocs éboulés et glissés comme à St Antonin, GUENDON & VAUDOUR, 1981 et figure n°83), et se poursuivait par des limons ou des argiles, des craies travertineuses puis des travertins construits (principal corps carbonaté de la formation). Le second pôle s'amorçait par des concrétionnements remaniés (sables travertineux, limons à manchons calcitiques, etc…) et était souvent recouverts par une nappe détritique colluviale. Une incision plus ou moins importante suivait généralement la mise en place de ces dépôts, avant que ne se réalise un nouveau cycle sédimentaire travertineux, emboîté ou étagé par rapport au précédent (MAGNIN *et al.*, 1991). Cette analyse traduisait une évolution environnementale et morphosédimentaire qui commençait par des conditions de milieux essentiellement détritiques où la travertinisation n'avait pas la possibilité de s'exprimer et de s'accumuler. L'apparition d'un contexte carbonaté au préalable crayeux, qui constituait les premiers stades de l'accumulation travertineuse, suivit de faciès construits (travertins laminés ou rubanés, incrustations recouvrant divers débris végétaux, etc…) représentait au final l'optimum de la carbonatogenèse.

Sans pour autant remettre totalement en cause ce schéma de référence où la succession des faciès définie se vérifie régulièrement sur le terrain, les derniers travaux réalisés à St Antonin (GUENDON *et al.*, 2003,), dans le Queyras (ALI *et al.*, 2003) et dans le Luberon (OLLIVIER *et al*., 2004 et 2006c) semblent apporter de nouvelles précisions. Celles-ci portent notamment sur l'opposition qui semblerait exister entre détritisme et travertinisation ainsi que sur la signification séquentielle des faciès travertineux crayeux et construits.

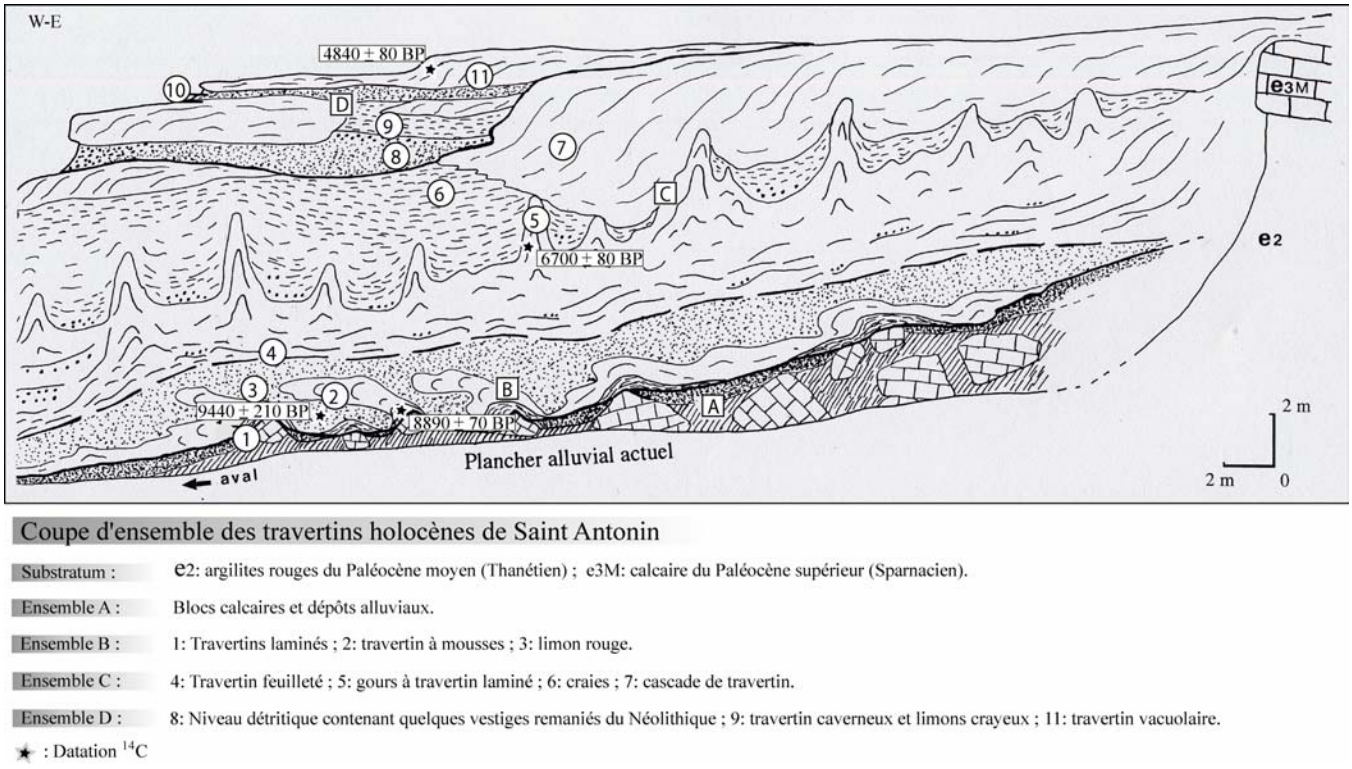


Figure n°83, coupe stratigraphique dans la formation travertineuse holocène de St Antonin (GUENDON et al., 2003)

A St Antonin sur le versant sud de la St Victoire (GUENDON *et al.*, 2003, figure n°83) ou dans le Mirail, sur le piémont méridional du Grand Luberon (OLLIVIER *et al.*, 2004) pour utiliser deux cas complémentaires (l'un de type cascadant au fort hydrodynamisme, l'autre caractéristique de milieu palustre moins dynamique), le détritisme ne semble pas gêner l'accumulation travertineuse. Le cas de St Antonin est particulièrement représentatif. Le caractère synchrone et la mixité entre éléments détritiques et carbonatation au cours des premières phases de dépôt datées du Préboréal ne fait aucun doute. Seule l'intervention d'une péjoration climatique au Boréal additionnée à la sensibilité propre des systèmes travertineux semble pouvoir interrompre momentanément l'accumulation des travertins. En dernière partie de séquence, dans un contexte où les occupations humaines de la fin du Néolithique sont de plus en plus prononcées, épisodes détritiques et phases carbonatées coexistent également. Les différents faciès se déposent en alternance ou parfois dans le même intervalle de temps.

Dans ce dernier cas se constitue un pôle sédimentaire mixte composé de lentilles travertineuses construites ou à oncolithes, de limons, de sables et de cailloutis. Au Mirail, dans le Luberon, le détritisme est là aussi souvent mêlé à l'accumulation des travertins que ce soit dans les craies à la faveur d'épisodes de crues (parfois, plutôt de migrations latérales du chenal principal) ou préalablement aux faciès construits à la suite d'une phase d'incision plus ou moins importante. Dans le premier, cas il s'agira de la simple expression du fonctionnement autocyclique du système, dans le second, de la manifestation de brèves perturbations d'origine exogène.

Toujours dans le Luberon, la principale accumulation travertineuse postglaciaire, du Tardiglaciaire à la seconde moitié de l'Atlantique, est exclusivement représentée par des faciès crayeux entrecoupés de lentilles détritiques et de sols hydromorphes. A partir du Néolithique Final les premières incisions entaillent brutalement les niveaux crayeux sous jacents et rompent la continuité de la dynamique plurimillénaire d'accumulation carbonatée. De telles ruptures, signe d'une certaine instabilité du milieu, se reproduisent fréquemment de la fin du Néolithique à l'époque médiévale sans pour autant interrompre de façon définitive le développement des formations, phénomène qui se produira, nous l'avons vu, au Petit Age Glaciaire.

Même s'il existe une multitude de situations intermédiaires, deux principaux types d'évolutions verticales sont donc à distinguer en fonction de l'environnement morphosédimentaire :

- Dans les formations de cascade, de barrage, à fort hydrodynamisme lié à la morphologie des sites (St Antonin, figure n°83, Vauvenargues, St Guilhem du Désert par exemple), les faciès construits et stromatolithiques prédominent. Ils coexistent souvent avec des épisodes crayeux et des décharges détritiques. Dans ce cas, les niveaux mixtes composés d'éléments caillouteux et sableux mêlés à des incrustations carbonatées constitueraient, en base de séquence une phase de transition vers des faciès travertineux plus purs représentant un optimum de stabilité morphosédimentaire, en sommet de coupe un premier stade de dégradation de l'environnement.

- Dans les zones palustres alluviales à faible hydrodynamisme les faciès crayeux s'expriment majoritairement. Les travertins construits n'apparaissent alors que ponctuellement à la faveur d'incisions qui dynamisent les écoulements. Dans ce cas les faciès construits accompagneraient et seraient consécutifs de périodes d'instabilité morphosédimentaires.

II.3) Un cumul du poids des occupations humaines associé aux fluctuations climatiques dans la déstabilisation des systèmes carbonatés du sud de la France ?

Des analyses paléoécologiques (anthracologie et malacologie) ont été associées aux études sédimentologiques et géomorphologiques. Elles concernent les formations de St Antonin et du Mirail à l'évolution globale particulièrement explicite. Les résultats obtenus par ces recherches témoignent de la nécessité d'une conjonction des facteurs pour engendrer la « mort » progressive des édifices travertineux.

A St Antonin (GUENDON *et al.*, 2003), la séquence débute au Préboréal-Boréal dans un contexte forestier ouvert (espèces hygrophiles et pionnières de ripisylve et quelques essences mésophiles de la chênaie pubescente) où la travertinisation construite se développe conjointement à un détritisme de départ en diminution progressive. Ensuite, de la fin du Boréal au début de l'Atlantique, le milieu végétal se referme (chênaie pubescente), l'accumulation des travertins devient optimale (selon la relation : densification du couvert végétal, augmentation du CO_2 favorable à la dissolution du substratum calcaire, transport en solution et re-précipitation des carbonates sous la forme de travertins). Celle ci perdure malgré une première ouverture du milieu végétal dès l'Atlantique ancien. Enfin, du milieu de l'Atlantique jusqu'au Subboréal, le contexte environnemental passe d'un milieu forestier ouvert (chênaie pubescente et ronce) à un milieu forestier très ouvert (chênaie pubescente, Pin d'Alep, Genévrier et ronce). L'apparition brutale d'érosions et le retour d'un important détritisme, associé à un mobilier archéologique remanié datant du Néolithique Final, semble s'accorder avec l'ouverture croissante du milieu végétal observé par les analyses anthracologiques et malacologiques. Toutefois, en sommet de séquence, la travertinisation construite reprend.

Dans le Luberon (OLLIVIER *et al.*, 2006c), la formation du Mirail connaît une évolution en de nombreux points comparable à celle de St Antonin. L'accumulation travertineuse y débute au Tardiglaciaire sous l'aspect de faciès crayeux (au taux de carbonates moyens constants mais inférieurs à ceux enregistrés pour l'Holocène). Les études malacologiques concernant le Tardiglaciaire sont toujours en cours de réalisation par Sophie Martin et Frédéric Magnin (I.M.E.P., Aix en Provence) et nous délivrerons de précieuses indications paléoenvironnementales sur les contextes dans lesquels évoluent les séquences travertineuses au cours de cette période. A l'Atlantique, les faciès crayeux se développent dans un environnement immédiat palustre bordé d'une forêt ouverte (MARTIN, 2004 et ce travail). L'existence de sols hydromorphes suggère des conditions édaphiques assez stables. Les fluctuations moyennes des taux de carbonates mesurés témoignent d'une stabilité environnementale et d'une régularité dans les apports en $CaCO_3$ et leur accumulation. Seules quelques nappes caillouteuses provenant de petites crues ou de migrations latérales du chenal principal rappellent le caractère alluvial du fond de vallon. Ces décharges détritiques ne sont pas accompagnés d'incisions et n'entravent pas l'accumulation des craies. L'alternance entre milieux typiquement palustres et reconquêtes forestières se poursuit jusqu'à la fin de l'Atlantique sans modification notable des faciès travertineux.

Dès les installations marquées des populations humaines du Néolithique final dans le secteur (manifestée par de nombreux vestiges archéologiques et plusieurs niveaux d'occupation), de fortes ouvertures du milieu végétal interviennent, des incisions apparaissent et les premiers faciès travertineux construits se développent. En sommet de séquence, la travertinisation se poursuit au moins jusqu'au Moyen Age chaque fois associée à de petites phases d'incisions qui génèrent fréquemment des faciès construits.

Du Tardiglaciaire à la seconde moitié de l'Atlantique, à St Antonin comme dans le Luberon, les modifications dans l'accumulation carbonatée semblent inféodées aux seules variations des conditions bioclimatiques. Cependant, les fluctuations climatiques ne sont pas suffisamment prononcées pour perturber durablement et interrompre le développement des séquences carbonatées. En revanche, dès la fin de l'Atlantique/début du Subboréal, les variations bioclimatiques (MAGNY *et al.*, 2006) associées à l'impact de plus en plus répétitif des occupations humaines du Néolithique se font ressentir. Elles se manifestent par des ouvertures du milieu végétal nettement marquées et par des ruptures dans les séquences travertineuses : des incisions, notamment dans le Luberon, et des changements de faciès dans les deux sites (détritisme à St Antonin, travertin construit dans le Luberon).

Dans les séquences travertineuses du sud de la France, ces changements très brutaux de l'environnement à partir de l'implantation des sites du Néolithique final sont très fréquents. Dans la séquence tourbeuse et travertineuse de Tourves dans le Var par exemple, un important changement des caractéristiques hydrologiques du système est enregistré à partir du Subboréal (ANDRIEU-PONEL & PONEL, 1999). Les analyses entomologiques et palynologiques indiquent une disparition des conditions palustres au profit d'un environnement d'eau courante dont l'avènement provient peut être de pratiques de drainages associées aux activités agricoles. Dans la formation travertineuse de Vauvenargues (Bouches-du-Rhône), les assemblages malacologiques montrent également une rupture liée à une forte ouverture de la végétation forestière à partir de l'installation des hommes du Néolithique (MAGNIN, 1991) sans toutefois remettre en cause l'accumulation des travertins.

Les pressions climato-anthropiques sur les environnements travertineux apparaissent très clairement à partir du Néolithique et aboutissent à des changements dans les rythmes de la sédimentation (renversements de tendances) et dans l'expression des faciès carbonatés (ruptures morphosédimentaires, travertinisation construite, variabilité des taux de $CaCO_3$). Toutefois, il faudra plusieurs millénaires pour que la répétition et l'augmentation du poids de ces contraintes (accroissement des occupations humaines et hausse dans la fréquence des fluctuations climatiques : Rapid Climate Changes 4.2-3.8 Ka cal. BP ; 3.5-2.5 Ka cal. BP, 1.2-1 Ka cal. BP, Optimum médiéval, Petit Age Glaciaire etc…), qui engendrent des « réajustements » perpétuels dans le fragile équilibre des systèmes travertineux (variations cycliques des pôles sédimentaires), puissent déstabiliser durablement la croissance des édifices (arrêt de l'accumulation carbonatée) et aboutir à une suprématie des érosions et de l'incision sur l'accumulation des carbonates.

II.4) Conclusion

Nos résultats permettent de réviser certains concepts établis au sujet de la dynamique des systèmes travertineux au sein de la morphogenèse postglaciaire :

-L'accumulation carbonatée démarre dès le Tardiglaciaire et non plus uniquement au Préboréal ou à l'Atlantique. **Elle s'achève postérieurement au Moyen Age**. **Le démantèlement des édifices travertineux** et l'instauration de **la dynamique d'incision linéaire des talwegs** (qui concerne également tous les types de formations alluviales) se déroulent au **Petit Age Glaciaire entre le XIII^{ème} et le XVII^{ème} siècle après Jésus Christ**. L'origine exacte de cette rupture majeure reste toutefois à préciser mais doit se placer dans le rapport entre des occupations humaines de plus en plus en prise avec leur environnement et de multiples fluctuations climatiques d'amplitudes et de durées variables qui affectent cette dernière partie de l'Holocène.

-L'interprétation des formations comme débutant à l'Atlantique ou de façon diachronique selon les régions résulterait du contexte géomorphologique, du type de milieu, et de la position de la coupe stratigraphique étudiée par rapport au talweg. En **milieu stable** (Luberon) ou en fonction des conditions d'affleurement, on observe des **séquences complètes du Tardiglaciaire au Moyen Age** (malgré quelques incisions intraformationnelles). **En milieu sensible** (montagnard) ou selon de mauvaises conditions d'affleurement (vallées étroites où seules les coupes de bordure de talweg subsistent), **les séquences sont fortement discontinues** donnant **l'image d'un démarrage de la travertinisation plus tardif ou diachronique**. Ce diagnostic est renforcé par le caractère transgressif des phases construites sur les marges qui, en recouvrant celles-ci après avoir rapidement comblé le chenal principal, rajeunissent les formations latérales.

-Les faciès travertineux, qu'ils soient crayeux ou construits peuvent coexister avec le détritisme sans inhibition de la carbonatation. Dans les **ensembles palustres-alluviaux**, **les craies** peuvent être considérées comme **représentatives d'une période optimale de stabilité du milieu**. Souvent, les faciès construits, synonymes d'augmentation de l'hydrodynamisme, apparaissent à la suite de petites incisions dans les niveaux crayeux sous jacents. Dans ce cas précis, **la travertinisation construite intervient après une phase d'instabilité morphogénique**, de rupture dans le processus d'accumulation. **Elle ne signe donc pas forcément un optimum de la carbonatation mais plutôt une étape intermédiaire vers un nouvel équilibre en faveur de la croissance des édifices.**

-Enfin, **entre le Tardiglaciaire et la seconde moitié de l'Atlantique**, le **développement des formations semble sous l'influence majeure des conditions bioclimatiques** et l'on observe une bonne corrélation entre les dynamiques végétales et une augmentation relative croissante des taux de carbonates et de l'accumulation travertineuse.

Seul **un ralentissement de la sédimentation** et une **baisse ponctuelle des valeurs en $CaCO_3$** semble se faire ressentir au cours de **l'épisode froid du Dryas récent** (GS1), mais des investigations supplémentaires sont nécessaires pour clarifier ce point. **Dès le Néolithique final**, dans un contexte d'augmentation des occupations humaines, **les séquences enregistrent de nombreuses ruptures qui ne modifient pas la tendance générale à l'accumulation des travertins**. **Ces perturbations sont accompagnées de changements de faciès**, de variations dans les teneurs en carbonates exprimées (pics et fléchissements des courbes en fonction des variations hydrodynamiques, des faciès et de la part de détritisme) et **d'ouvertures fortes du milieu végétal**.

La séquence travertineuse apparaît donc comme un système complexe, sorte d'autopoïèse (capacité d'un système à se produire et à s'auto-entretenir, VARELA, 1989), où chaque perturbation interne ou externe est suivie d'une régénération de l'ensemble selon de multiples formes et en fonction de l'état initial (défini par ses caractéristiques géomorphologiques). **Le moindre relâchement d'une des pressions (climatique ou anthropique) sur ces environnements sensibles peut favoriser le retour de l'accumulation carbonatée et la croissance des édifices. Seul le poids plurimillénaire des occupations humaines additionné aux changements climatiques récurrents de la seconde moitié de l'Holocène sont suffisant pour interrompre l'accumulation des travertins** (après le XI^{ème} siècle ap. J.C.) et **démanteler les édifices**, phénomène finalement très tardif (post- XIII^{ème} siècle ap. J.C.) dans le Luberon (et certainement au moins aussi récent dans d'autres systèmes du sud de la France) mais également temporaire et tributaire du prochain renversement de tendance.

Chapitre II : Continuités, instabilités et ruptures morphogéniques en Luberon ; spécificités et globalités

Nous avons pu le constater dans la deuxième partie de ce travail, les enregistrements sédimentaires du sud Luberon couvrent une longue période chronologique. Une bonne représentativité des données, parfois quasi continue au niveau temporel, nous amène à réfléchir sur les différentes manifestations morphogéniques en partie inféodées aux nombreuses variations climatiques globalement identifiées au cours de la fin du dernier cycle glaciaire-interglaciaire, période concernant notre étude. Des incertitudes persistent encore dans la connaissance précise des climats des 50 000 dernières années. Cependant, l'avancée récente des recherches dans ce domaine nous permet d'avoir des connaissances pertinentes, parfois relativement fines en fonction des enregistrements disponibles, sur les principales étapes, influences, rythmes et modalités de ces changements climatiques.

Au niveau européen, la trame climatique du Quaternaire récent est relativement bien documentée par les données paléoécologiques (pollens etc…) contenues dans les enregistrements lacustres longue durée délivrés par les carrottages de la Grande Pile (SERET *et al.*, 1990, WOILLARD, 1978), des Echets (de BEAULIEU et REILLE, 1984) et des cratères du Velay (REILLE & de BEAULIEU, 1988, 1990, 1995, notamment). Les carrotages effectués au sein de la calotte glaciaire groënlandaise (Greenland Ice core Project, GRIP members, 1993) sont aussi déterminant dans la reconstitution paléoclimatique globale depuis 250 000 ans.

Cette thèse n'a pas comme principal objectif la reconstitution de tendances climatiques mais se concentre plutôt sur les réponses de la morphogenèse provençale à ces fluctuations et à l'impact des occupations humaines sur leur milieu. La démarche est basée sur le postulat que les fluctuations climatiques de grandes ampleurs étaient les mieux susceptibles d'avoir des répercussions concrètes sur les changements de tendance morphogénique. En effet il paraît évident que dans le cas du versant sud du Grand Luberon et de son piémont, aux altitudes raisonnables (point culminant à 1125 m et moyenne altimétrique située autour de 700 m), à l'exposition favorable (sud / sud-est) et globalement relativement protégé des influences de la morphodynamique durancienne par une série de petits reliefs, des changements majeurs au niveau climatique et/ou des modes d'occupations humaines paraissent nécessaires pour pouvoir être réellement influents sur la morphogenèse et être enregistrés de façon nette au niveau des formes et formations superficielles.

Dans ce second chapitre seront détaillés :

1) les concepts utilisés et les références récentes sur les paléoclimats concernant l'espace chronologique de ce travail ;

2) les différentes étapes, rythmes et modalités de la morphogenèse du Luberon en relation avec les fluctuations climatiques et les occupations humaines depuis le dernier pléniglaciaire ;

3) des comparaisons entre la morphogenèse du Luberon et celles de la Basse Provence et des Alpes du sud, afin de dégager des similitudes et des spécificités dans les changements paysagés des domaines concernés et de faire ressortir au mieux l'impact de chacun des paramètres responsables de l'évolution.

I) Fluctuations climatiques et occupations humaines : des paramètres qui déterminent les variations de la morphogenèse

Sans toutefois réaliser une synthèse, ni détailler de façon exhaustive chacune des caractéristiques concernant les phases climatiques des 50 000 dernières années ou le rôle précis des occupations humaines, il convient de rappeler quelques éléments de base à ce sujet et de préciser l'utilisation faite des données disponibles. Plus particulièrement, il s'agit d'introduire le fait que des données récentes et de « nouvelles approches paléoclimatologiques » en vigueurs au sein de la communauté scientifique (notamment : utilisation d'une stratigraphie évènementielle pour le Tardiglaciaire, -INTIMATE Group-, BJORCK *et al.*, 1998, et caractérisation en Rapid Climate Change des fluctuations holocènes, MAYEWSKI et al., 2004) seront utilisées dans l'interprétation des résultats provenant du Luberon.

Les coupes stratigraphiques découvertes, datées et exploitées dans le Luberon couvrent l'essentiel des oscillations de la fin du dernier cycle climatique :

- **le Pléniglaciaire Moyen** (Stade Isotopique 3) et plus particulièrement de l'interstadiaire de Moershoofd-Pile à celui d'Hengelo-Charbon qui correspondent à des pulsations tempérées au sein d'une longue tendance climatique froide ;

- **le Dernier Maximum Glaciaire** (Stade Isotopique 2), pour lequel aucune date n'a été obtenue dans le Luberon mais qui se trouve quand même représenté par des formations périglaciaires de versants aux faciès caractéristiques ;

- **le Tardiglaciaire** (Stades Isotopiques 1 et 2), particulièrement riche en données stratigraphiques et paléoécologiques ;

- **L'intégralité de l'Holocène** (Stade Isotopique 1), également très bien représenté au niveau sédimentologique, archéologique et paléontologique.

I.1) Rappel de quelques caractéristiques climatiques du dernier Pléniglaciaire Moyen (stade isotopique 3) et du dernier Pléniglaciaire supérieur (première partie du stade isotopique 2)

Comparativement aux stades froids précédents, le **dernier pléniglaciaire moyen** (stade isotopique 3, 60-29 Ka) était généralement moins froid, plus humide et moins favorable au dépôt de formations loessiques (VAN HUISSTEDEN, 1999). Les conditions climatiques plus clémentes de ce stade (figure n°84) ont favorisées la formation de nombreux niveaux riches en matière organique, interstratifiés dans de nombreuses séquences de vallées du nord de l'Europe. Bien que l'origine strictement climatique de ces niveaux soit discutée (VAN HUISSTEDEN *et al.*, 2001), trois d'entre eux sont utilisés comme des stratotypes dans la définition des interstades de Moershoofd (ZAGWIJN, 1974), Hengelo et Denekamp (VAN DER HAMMEN et al., 1967 ; ZAGWIJN, 1974) qui ponctuent cette période.

Les carottages effectués dans le paléolac de la Grande Pile (Vosges, France) ont délivrés la première séquence sédimentaire continue couvrant l'ensemble du dernier cycle climatique en Europe (SERET, 1967 ; WOILLARD, 1973) et permettant des corrélations avec les enregistrements marins nord atlantiques (WOILLARD, 1978 ; WOILLARD & MOOK, 1982). Les enregistrements polliniques issus de ce carottage ont également mis en évidence trois périodes interstadiaires au sein du stade isotopique 3 dénommés Pile, Charbon et Grand-Bois, équivalentes de celles de Moershoofd, Hengelo et Denekamp. L'ensemble de ces résultats est également soutenu par les travaux réalisés à partir de la longue séquence des Echets près de Lyon (de BEAULIEU & REILLE, 1982) et des cratères du Velay (REILLE & de BEAULIEU, 1988, 1990, 1995, notamment).

Dans l'état actuel de nos connaissances et compte tenu des incertitudes liées à la fiabilité des datations pour ces périodes, seul les interstades de Moershoofd-Pile (60-43 Ka) et d'Hengelo-Charbon (38-37 Ka) sont identifiés dans les formations étudiées du Grand Luberon.

L'interstade de Moershoofd-Pile était composé d'une succession de courts termes chauds et froids. Les données climatiques provenant des assemblages d'insectes suggèrent qu'au cours des termes les plus tempérés, les températures étaient aussi clémentes que celles connues actuellement. (COOPE & ANGUS, 1975, COOPE *et al.*, 1997, VANDENBERGHE *et al.*, 1998).

Dans le cas de **l'interstadiaire d'Hengelo-Charbon**, plus court intervalle de réchauffement, les températures moyennes de juillet (Europe du nord) en début d'interstade étaient environ de +13/+15°C tandis qu'en fin de phase elles avoisinaient les +13°C (KOLSTRUP & WIJMSTRA, 1977). Selon VAN HUISSTEDEN *et al.* (2001), l'interstade d'Hengelo était aussi marqué par une augmentation des précipitations provoquant une recrudescence des épisodes de crues. Cette conclusion résulte de l'enregistrement de phases d'érosion datées à 40 000 cal. BP dans les séquences fluviatiles allemandes.

Le **dernier pléniglaciaire supérieur** (stade isotopique 2, 29-17 Ka) est considéré comme la période la plus froide de cette fin de cycle climatique (figure n°84). Cette considération est attestée par les courbes de températures issues des carottes de glace (JOUZEL, 1999) qui montrent qu'un maximum de froid a été atteint vers 20 000 BP. Ce « Last Glacial Maximum » est également reconnu dans les sédiments nord-atlantiques vers 21000 cal. BP (RENSSEN & VANDENBERGHE, 2003). Toutefois, vers 28 000 BP le climat semble avoir déjà commencé à se refroidir. Une température moyenne pour le mois le plus froid de -21°C a été reconstruite en Suisse à partir du profil paléoentomologique étudié à Gossau (JOST-STAUFFER *et. al.*, 2001). Globalement, un refroidissement et une aridité accrue caractérisent ce Dernier Maximum Glaciaire dans l'ensemble de l'Europe (FRENZEL, 1992). Les températures moyennes annuelles estimées en Europe du nord étaient inférieures à -7°C et les températures estivales ne dépassaient pas les +7/+8°C (VANDENBERGHE, 1992).

Dans les régions méditerranéennes les précipitations, bien qu'inférieures aux volumes actuels, étaient plus abondantes (PRENTICE et. al., 1992, PEYRON et. al., 1998). L'augmentation des précipitations, généré par des courants atmosphériques méridionaux, aurait engendré un accroissement des volumes des glaces alpines pendant la fin de période. Par opposition, la réduction des influences nord-atlantiques et un climat plus continental seraient responsables des avancées glaciaires limitées dans les Vosges, les Pyrénées et le Massif Central (FLORINETH & SCHLUCHTER, 2000). Dans les coupes stratigraphiques et les formations héritées de cette période dans le Luberon, aucune marque visible d'une recrudescence des épisodes pluvieux méditerranéens n'est répertoriée.

En Provence, de nombreux marqueurs indirects de ce refroidissement peuvent être observés dans la plupart des massifs montagneux (éboulis périglaciaires, baumes, niches de nivation notamment sur le versant sud de la Sainte Victoire, etc…). Dans la région de Sisteron, la fin du dernier maximum glaciaire durancien est localisée aux alentours de 22 000-20000 cal BP (JORDA *et al.*, 2000).

Les stades isotopiques 3 et 2 connaissent également de nombreuses **oscillations climatiques de haute fréquence** enregistrées dans les carottages marins de l'océan Nord Atlantique (évènements de Heinrich correspondant à des refroidissements brutaux, HEINRICH, 1988, BROECKER, 1994, GROUSSET *et al.*, 1993, évènements de Bond : BOND & LOTTI, 1995) et les carottages groënlandais (réchauffements de Dansgaard-Oeschger, DANSGAARD *et al.*, 1993). Ces fluctuations cycliques millénaires ont une origine encore débattue actuellement. Cinq évènements de Heinrich sont identifiés au cours de ces deux stades. Dans le domaine de la Méditerranée occidentale, le caractère froid et sec des épisodes contemporains des débâcles massives d'icebergs en Atlantique (événements de Heinrich) est plus prononcé que celui des autres phases stadiaires de Dansgaard-Oeschger. Cependant, aucune signature relative aux oscillations froides rapides de Heinrich n'a pu être clairement repérée dans les héritages sédimentaires du sud Luberon.

Cette constatation souligne le fait que les archives sédimentaires d'origine alluviales ou les formations gravitaires de versant (qui plus est en domaine méditerranéen à l'expression climatique contrastée) sont des enregistreurs souvent insuffisants lorsqu'il s'agit d'évènements rapides (en dehors des phénomènes météorologiques locaux), par rapport aux données extraites des carottages océaniques et d'inlandsis, ou bien de données en provenance de milieux lacustres, palustres ou lagunaires.

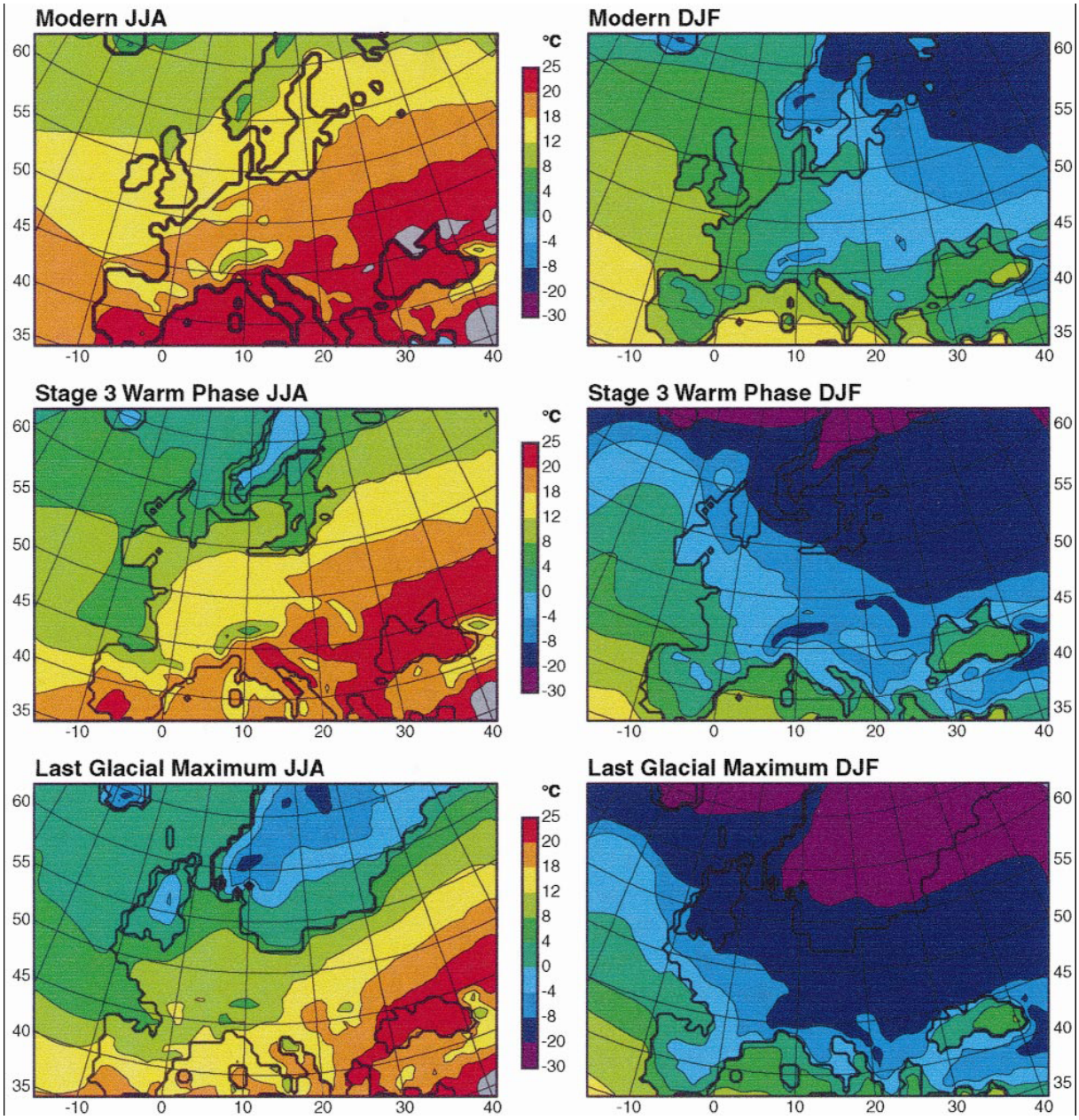


Figure n°84, Distribution des températures actuelles et simulation pour le Quaternaire récent en Europe pour l'été (Juin, Juillet, Aout -J.J.A.- à gauche) et l'hiver (Décembre, Janvier, Février –D.J.F.-). Au centre : échelle des isothermes en ± °C. En haut : situation actuelle. Milieu : phase chaude de Dansgaard-Oeschger à 40 000 cal. BP (parfois plus tôt). Bas : Dernier Maximum Glaciaire à 21 000 cal. BP. Cotes actuelles en trait gras (en haut à gauche). Vertical : latitude ±N. Horizontal : longitude ±W (à gauche) et ±E.
(d'après TJEERD VAN ANDEL, 2002)

I.2) Le Tardiglaciaire et l'utilisation pour cette période d'une nomenclature basée sur des évènements climatiques : La proposition du groupe INTIMATE.

Plusieurs éléments rendent complexe et parfois confuse la stratigraphie du Tardiglaciaire (SCHOENEICH, 2003) :

- l'utilisation d'une stratigraphie basée sur des zones polliniques, et dont la résolution n'est plus suffisante pour les besoins de précision actuels ;
- l'usage des mêmes termes pour les zones polliniques, la stratigraphie climatique et la chronostratigraphie, avec toutefois des définitions et des limites différentes ;
- l'usage de l'échelle chronologique ^{14}C non calibrée, dont les imprécisions et les limites sont connues aujourd'hui.

Pour résoudre les difficultés, le groupe INTIMATE (Integration of Icecore Marine and Terrestrial records of the Last Termination), un groupe de travail de la commission de paléoclimatologie de l'INQUA, propose une nouvelle approche stratigraphique du Tardiglaciaire reposant sur les bases suivantes (BJORK *et al.* 1998, WALKER *et al.,* 1999, LOWE *et al.,* 2001) :

- l'utilisation de la courbe de référence du carottage GRIP (en attendant les résultats définitifs du nouveau forage NorthGRIP (JOHNSEN *et al.*, 2001) ;
- la définition d'une « event stratigraphy » basée sur des évènements climatiques ;
- le développement de protocoles pour la corrélation de haute précision de données environnementales multiples (LOWE & WALKER, 2000, LOWE *et al.*, 2001). Utilisation de la tephrochronologie comme méthode de corrélation (ce sont des marqueurs instantanés qui autorisent des corrélations exactes car identifiables dans les carottes de glace et les sédiments, les analyses géochimiques permettent leur identification sans équivoque, etc…) et utilisation de série de datations précises.

Le principe de nomenclature de cette « event stratigraphy » est le suivant (figure n°85) :

- les éléments de premier ordre sont GS (Greenland Stadial, pour les évènements climatiques froids), GI (Greenland Interstadial, pour les évènements tardiglaciaires tempérés), GH (Greenland Holocene, pour les évènements froids de l'Holocène) ;
- des évènements de second ordre sont définis au sein de certains évènements : GS-1a, GS -1b, GS-1c, … Pour le Tardiglaciaire, la numérotation débute à la transition Tardiglaciaire-Holocène et « remonte » le temps, ce qui laisse la possibilité d'étendre la stratigraphie à des périodes plus anciennes.

La numérotation des interstades correspond aux interstades définis par DANSGAARD *et al.* (1993), aussi appelés « Dansgaard-Oeschger events ». Enfin, pour l'Holocène, seuls les pics froids sont définis et désignés par leur age en milliers d'années (GH-11.2 = évènement de 11200 cal. BP, GH-8.2 = évènement de 8200 cal. BP).

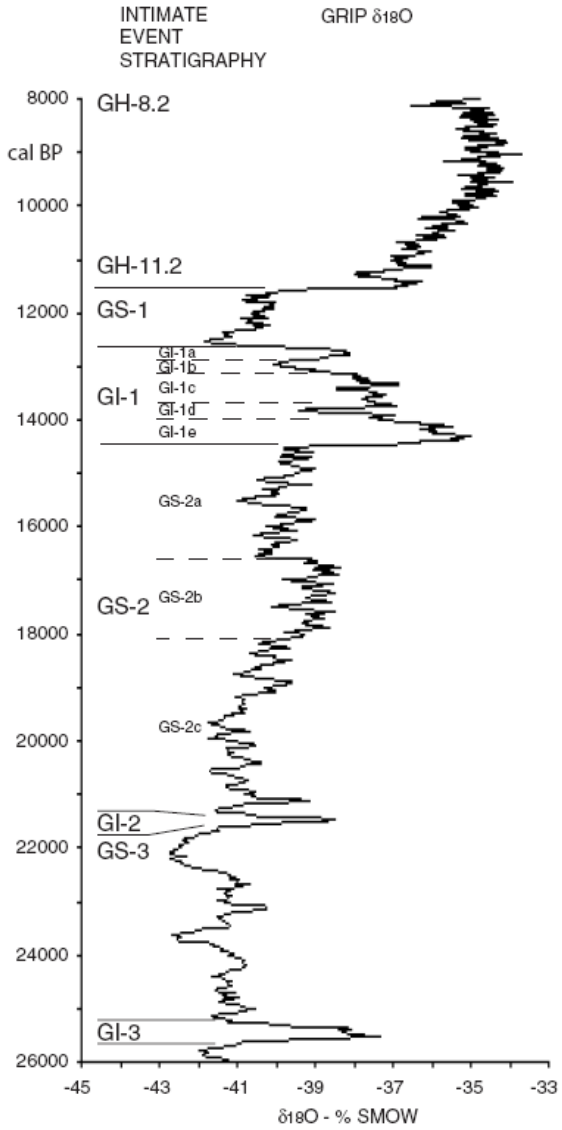


Figure n°85, courbe isotopique du sondage GRIP et nomenclature stratigraphique proposée par le groupe INTIMATE (figure adaptée de SCHOENEICH, 2003)

Pour le Tardiglaciaire, trois phases froides majeures sont donc à retenir :

-le Greenland Stadial 1, qui correspond au Dryas Récent ;

-le Greenland Stadial 2 (plus ses sous ensembles a,b et c) qui s'étend de la fin du Dernier Maximum de froid jusqu'à la moitié du Bølling ;

-le Greenland Stadial 3, entre 25 000 et 22 000 cal. BP (Pléniglaciaire supérieur).

Ainsi que trois phases de réchauffement relatif :

-le Greenland Interstadial 1 (plus ses sous ensembles a, b, c, d et e) qui s'étend de la fin du Bølling à l'Allerød ;

-les Greenland Interstadial 2 et 3 qui se déroulent entre 26 000 et 21 000 cal. BP (Pléniglaciaire supérieur).

Enfin, deux phases rapides de refroidissement concernent l'Holocène :

- Greenland Holocene 11200 cal. BP (fin du Dryas Récent).
- Greenland Holocene 8200 cal. BP (Atlantique Ancien).

D'une manière générale, une grande instabilité climatique caractérise cette phase terminale du dernier Glaciaire. La compréhension des mécanismes des changements climatiques et la corrélation des oscillations observées dans les différentes régions d'Europe nécessitent la multiplication des observations et la cohérence des méthodes d'analyses. Plusieurs programmes internationaux concourent à gommer les incertitudes pour les territoires bordant l'Atlantique nord (NASP Members, 1994, LOWE & NASP Members, 1995, WALKER, 1995). Toutefois, pour ce qui concerne la France septentrionale, les données restent encore insuffisantes.

I.3) La variabilité climatique holocène et les « Rapid Climate Change » (RCC)

Selon MAYEWSKI et al. (2004), et d'après l'analyse d'une cinquantaine d'enregistrements paléoclimatiques issus de sites largement répartis sur la surface du globe, au moins six périodes significatives de changements climatiques rapides (RCC : Rapid Climate Change) concernent l'Holocène : **9000-8000**, **6000-5000**, **4200-3800**, **3500-2500**, **1200-1000** et **600-150** cal. BP. La plupart de ces variations sont caractérisées par des refroidissements aux pôles, une aridité au niveau des tropiques et des changements majeurs dans la circulation atmosphérique. En revanche, pour l'intervalle le plus récent, (600-150 cal. BP), le refroidissement des pôles s'accompagne d'une augmentation de l'humidité dans certaines zones tropicales.

Les fluctuations climatiques holocènes ont concerné de larges domaines géographiques et ont eu une fréquence plus importante qu'il était généralement admis (MAYEWSKI et al., 2004). Toutefois, toutes les zones géographiques ne sont pas concernées de façon égale par ces changements. La comparaison d'enregistrements paléoclimatiques corrélée avec les nombreux forçages climatiques identifiés suggère que les variations d'insolation reliées aux modifications des paramètres orbitaux ainsi qu'à la variabilité de l'activité solaire ont joué un rôle important à l'échelle globale dans les fluctuations des évènements climatiques depuis 11500 cal. BP.

La rythmicité des changements climatiques holocènes semble établie sur la base d'intervalles de 2800-2000 et 1500 ans (ALLEN & ANDERSON, 1993, BOND *et al.*, 1997, 1999, 2001, DANSGAARD *et al.*, 1971, DENTON & KARLEN, 1973, STUIVER & BRAZIUNAS, 1989, 1993, etc…).

La modélisation paléoclimatique (figure n°86) proposée par DAVIS et al., (2002), principalement fondée sur les enregistrements polliniques, est significative de la difficulté de synthèse des différentes variables exprimées dans les études locales portant sur diverses analyses paléoécologiques et/ou géomorphologiques. Pour exemple, le maximum de température du milieu de l'Holocène (généralement appelé « optimum holocène ») habituellement observé n'est pas représenté. Celui-ci ne semble concerner que le nord de l'Europe. De la même façon, le refroidissement de la fin de l'Holocène n'est pas non plus mis en évidence à l'échelle européenne. Ce travail fournie toutefois des données capitales pour une intégration des fluctuations climatiques intra-holocènes (estimées selon de nombreux marqueurs paléoenvironnementaux) dans l'étude des rythmes et des modalités de la morphogenèse *L.S.* Dans le sud-ouest de l'Europe, le modèle proposé par DAVIS *et al.*, (2002) suggère pour la transition Dryas récent (Greenland Stadial 1)-Holocène des températures inférieures de 3°C en moyenne à celles enregistrées actuellement. Plus généralement pour l'Europe du sud, aux alentours de 10 000 BP, les températures reconstruites semblent équivalentes à celles rencontrées aujourd'hui. Jusqu'à 8000 BP, les températures moyennes estimées sont retranchées 1,5°C en dessous des moyennes normales actuelles pour la plupart des régions du sud de l'Europe. Enfin, postérieurement à 8000 BP les températures simulées ne descendent pas véritablement en dessous des températures moyennes actuelles et se maintiennent autour des mêmes valeurs jusqu'à aujourd'hui. DAVIS *et al.* (2002) soulignent cependant que le modèle d'évolution climatique établi pour l'Europe du Sud diffère sensiblement de celui proposé pour les régions du nord.

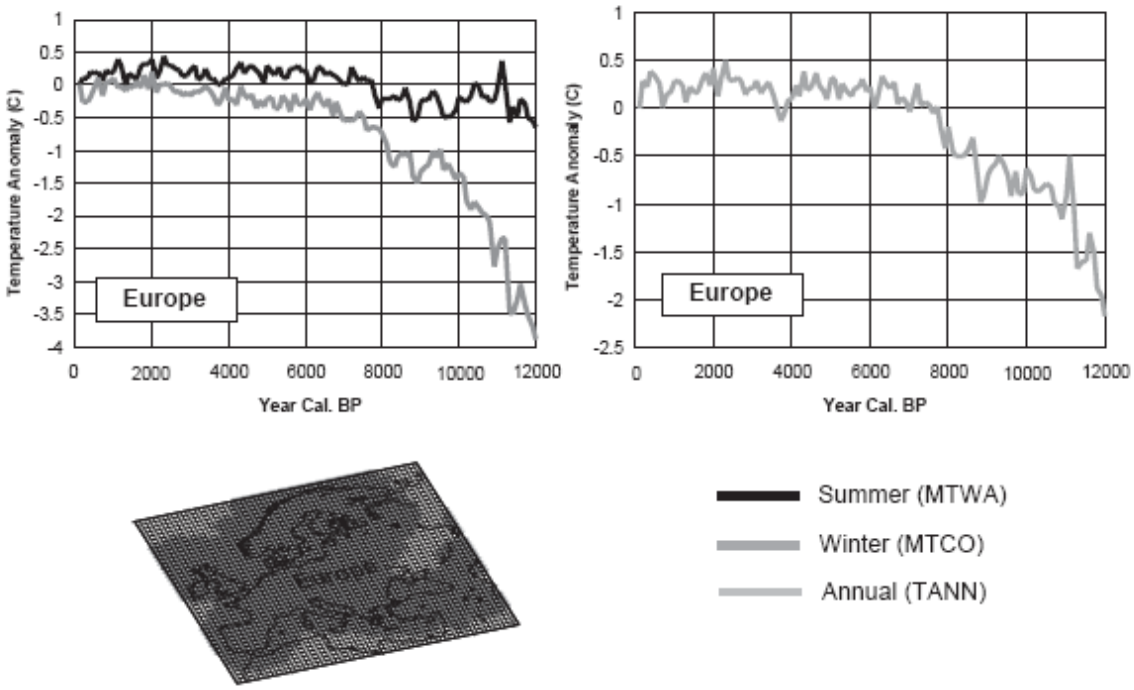


Figure n°86, reconstitution au niveau européen des anomalies de températures à l'Holocène en été et en hiver (par rapport à la moyenne actuelle) et reconstitution des anomalies de températures moyennes annuelles sur la même période (DAVIS *et al.*, 2002).

Pour l'Europe du sud, les comparaisons entre les reconstitutions existantes sont difficiles à appliquer. Celles-ci existent encore en trop faible nombre et n'intègrent pas forcément des estimations de variables de températures. Cependant, plusieurs travaux méritent d'être retenus :

-TERRAL & MENGUAL (1999) utilisent l'anatomie des charbons de bois d'oliviers afin d'appréhender les températures du début jusqu'au milieu de l'Holocène dans le sud de l'Espagne et de la France. Les températures reconstruites se situent entre 1,5°C (France) et 3,5°C (Espagne) en dessous des moyennes actuelles pour cette période.

-Mc DERMOTT *et al.* (1999) proposent également, par l'intermédiaire de l'étude du $\delta\ ^{18}O$ de spéléothèmes du sud de la France, que le climat de cette région devait être plus froid que l'actuel entre le début et le milieu de l'Holocène.

D'autres reconstitutions paléoclimatiques suggèrent que des variations d'humidité relative pour cette période pourraient être le fait de changements de températures et/ou de précipitations. Des températures plus froides ou des précipitations plus abondantes du milieu à la fin de l'Holocène sont proposées par HARRISON & DIGERFELDT (1991) pour justifier les hauts niveaux lacustres en méditerranée au cours de cette période. Ces auteurs notent également que le retour de conditions climatiques holocènes plus sèches s'effectue plus rapidement dans l'ouest que dans l'est de la méditerranée où les niveaux lacustres baissent plus lentement.

-Des conditions climatiques plus humides du début à la moitié de l'Holocène sont aussi proposées par l'intermédiaire de l'analyse isotopique de charbons fossiles du sud de la France (VERNET *et al.*, 1996) tout comme en Israël (BAR-MATTHEWS et al., 1997). D'autres marqueurs soulignent la forte probabilité de conditions plus froides ou plus humides au début de l'Holocène. Notamment par la présence de sapropèles dans les enregistrements marins méditerranéens sur une période s'étendant entre 10200 et 6400 BP et centrée sur 8000 BP (MERCONE *et al.*, 2000).

Les fluctuations paléoclimatiques de la fin de l'Holocène (pourtant bien reconnues et documentées par les archives historiques, comme le réchauffement de l'optimum médiéval ou le refroidissement du Petit Age Glaciaire) bien que ne figurant pas dans le modèle proposé par DAVIS et al. (2002) [qui propose un réchauffement quasi continu proche des valeurs moyennes actuelles à partir de 8000 BP] seront intégrées à notre étude. En effet, ces évènements climatiques rapides correspondent fréquemment à des épisodes de changements morphogéniques importants.

I.4) Une variabilité climatique holocène à laquelle s'ajoute l'impact des occupations humaines

Le rôle de l'impact des occupations humaines sur la morphogenèse antérieurement au Néolithique a toujours été considéré comme négligeable. Les premiers effets de l'Homme sur la couverture végétale n'apparaissent réellement qu'au Néolithique dans les diagrammes palynologiques régionaux (BEAULIEU, 1977, WEGMULLER, 1977). De récents travaux suggèrent toutefois l'existence d'indices plus précoces d'impacts anthropiques sur la végétation (BEGEOT, 1998 *in* RICHARD *et al.,* 2000).

Dans les Alpes du sud et en basse Provence, plusieurs évènements morphosédimentaires postérieurs au Néolithique correspondent à des phases de changement climatique qui interviennent dans un contexte environnemental plus ou moins anthropisé. On peut supposer dès lors que ces déséquilibres dans la morphogenèse manifestés par des « crises détritiques » dès l'age des métaux (JORDA, 1993 ; JORDA & PROVANSAL, 1996) sont le produit du cumul des pressions anthropiques et des variations climatiques sur le milieu (origine climato-anthropique). En l'absence d'un des deux paramètres (poids des occupations humaines ou changement climatique), les perturbations enregistrées sur l'activité morphogénique de cette période seraient peut être amoindries ou inexistantes. Dans ce sens, il faut noter également que la sensibilité naturelle (milieux instables de montagnes par exemple) ou acquise (effet cumulatif d'occupations humaines successives) du milieu joue vraisemblablement un rôle important. Ces différentes sensibilités font que localement, dans le temps ou dans l'espace, certaines occupations ou certains changements climatiques auront un impact plus ou moins marqué dans l'évolution de la morphogenèse.

Dans le Luberon, la multiplicité des vestiges archéologiques dans les coupes stratigraphiques, souvent associés à de nombreuses fluctuations morphosédimentaires synchrones dans les différents vallons et à de fortes ouvertures du milieu végétal (mises en évidence par les analyses paléoécologiques), semble souligner l'importance de l'influence des paramètres climato-anthropiques sur la morphogenèse locale dès le Néolithique final.

I.5) Conclusion

Malgré l'abondance des recherches en paléoclimatologie et la qualité des résultats obtenus, **de nombreuses incertitudes et imprécisions résident dans la connaissance des variations climatiques des 50 000 dernières années**. La complexité des mécanismes climatiques, l'influence des masses continentales sur ces mécanismes et les problèmes relatifs au calage chronologique des données anciennes, rendent nécessaire une utilisation prudente des reconstructions et des modélisations paléoclimatiques (GROUSSET, 2001). Dans notre cas, la disparité ou l'insuffisance de données concernant le sud ouest de l'Europe dans ce domaine rend difficile l'application d'un schéma paléoclimatique précis (estimations de températures, de volumes et de régimes de précipitations) pour la Provence. Toutefois, **dans ce travail de nouvelles données climatiques (paléoécologiques et sédimentologiques) datées, concernant des périodes mal documentées sur cette question dans le sud de la France, sont apportées.** Celles-ci sont traitées et utilisées selon les dernières propositions visant à clarifier la chronologie des évènements climatiques du dernier pléniglaciaire et du Postglaciaire (TJEERD VAN ANDEL, 2002 ; BJORK et al. 1998 ; WALKER *et al.*, 1999 ; LOWE et al., 2001 ; MAYEWSKI et al., 2004). En plus des éléments de précision sur les paléoclimats méridionaux donnés, **les effets de ces changements climatiques sur l'évolution des systèmes morphogéniques sont analysés.** Cette approche, confrontant les variations climatiques à la réactivité de la morphogenèse, est déterminante pour une bonne compréhension et intégration au domaine continental et à l'échelle locale des données paléoclimatiques. **Pour les périodes les plus récentes, les enregistrements climatiques issus des séquences sédimentaires sont parfois mêlés à des signaux d'origine anthropique.** Les données paléoenvironnementales éclaircissent la part de chacun des paramètres dans la dynamique paysagère tandis que les analyses géomorphologiques permettent d'observer et de mesurer leur impact.

II) Vers une définition de la morphogenèse du Quaternaire récent en Luberon

La complexité des relations spatiales et temporelles entre les différentes formations quaternaires du Luberon nous amène à présenter deux figures synthétiques qui illustrent : **1)** la répartition chronologique globale et les faciès des séquences étudiées ; **2)** Les relations géométriques, spatiales et chronostratigraphiques entre les différentes formations ; et qui permettront de mieux suivre et de mieux saisir la rythmicité et les modalités des grandes étapes de la morphogenèse du dernier cycle climatique en Provence telles que nous allons les développer.

Dans la figure de synthèse n°87 concernant nos données chronologiques, la représentativité de l'ensemble des datations obtenues sur les diverses formations peut être appréhendée. Les écarts types des dates ^{14}C cal. BP délimitent les représentations des différentes formations et des faciès variés étudiés (travertineux ou détritiques) dans leurs colonnes respectives (les séquences sédimentaires sont en réalité plus continues sur le terrain). Cette classification des formations selon leur faciès et les phases climatiques auxquelles elles appartiennent permet notamment de faire rapidement trois constats principaux :

- Les sols rouges des glacis du dernier Pléniglaciaire sont ancrés dans les phases climatiques les plus clémentes de cette période.
- Dans les formations travertineuses les faciès crayeux débutent très précocement vers 15500 cal. BP au Bølling en plein épisode frais du GS2a et les faciès construits apparaissent à la suite du Rapid Climate Change 6-5 (tendance plus fraîche et/ou plus sèche) et se développent surtout dès le Néolithique final. Ils se prolongent ensuite sur des périodes d'augmentation des occupations humaines et aux fluctuations climatiques relativement fréquentes.
- Les niveaux d'occupations se multiplient à partir de la fin de L'atlantique / début du Subboréal et montrent l'augmentation croissante de la fréquentation du massif par les sociétés humaines à partir du Néolithique.

Ces quelques premières constatations permettent de supposer de l'importance des changements climatiques et des occupations humaines sur l'évolution de la morphogenèse du sud Luberon et plus généralement en Provence.

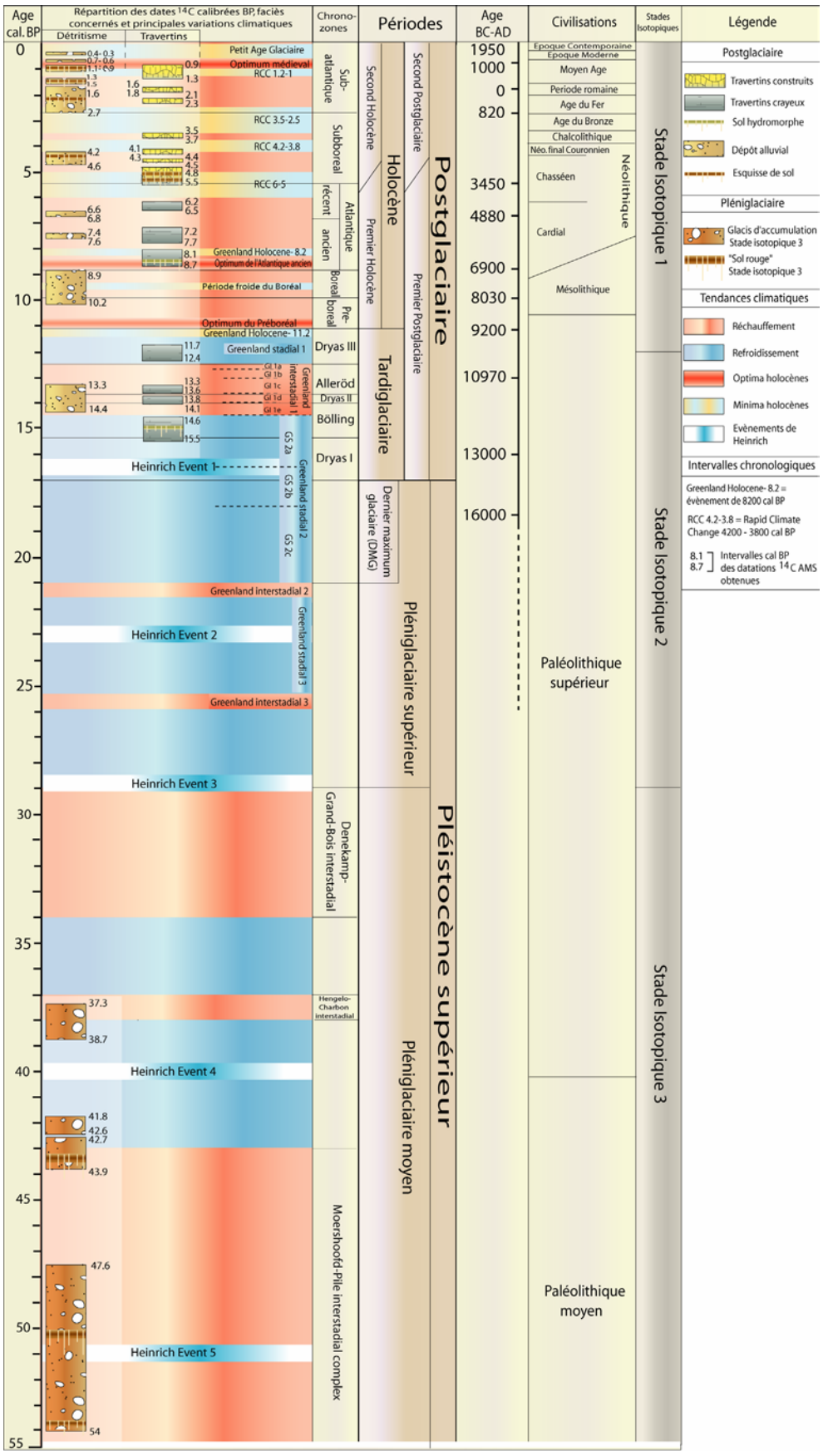


Figure n°87, synthèse des datations ^{14}C AMS en cal. BP obtenues et des faciès-formations correspondants sur le piémont sud du Luberon (limites et tendances climatiques définies notamment d'après STAGE 3 PROJECT, TJEERD VAN ANDEL, 2002 ; BJORCK *et al.*, 1998 ; SCHOENEICH, 2003 ; GUITER *et al.*, 2003, DE BEAULIEU, 1982 ; DIGERFELDT *et al.*, 1997 ; MAYEWSKI et al., 2004, MAGNY, 1995 et 1997).

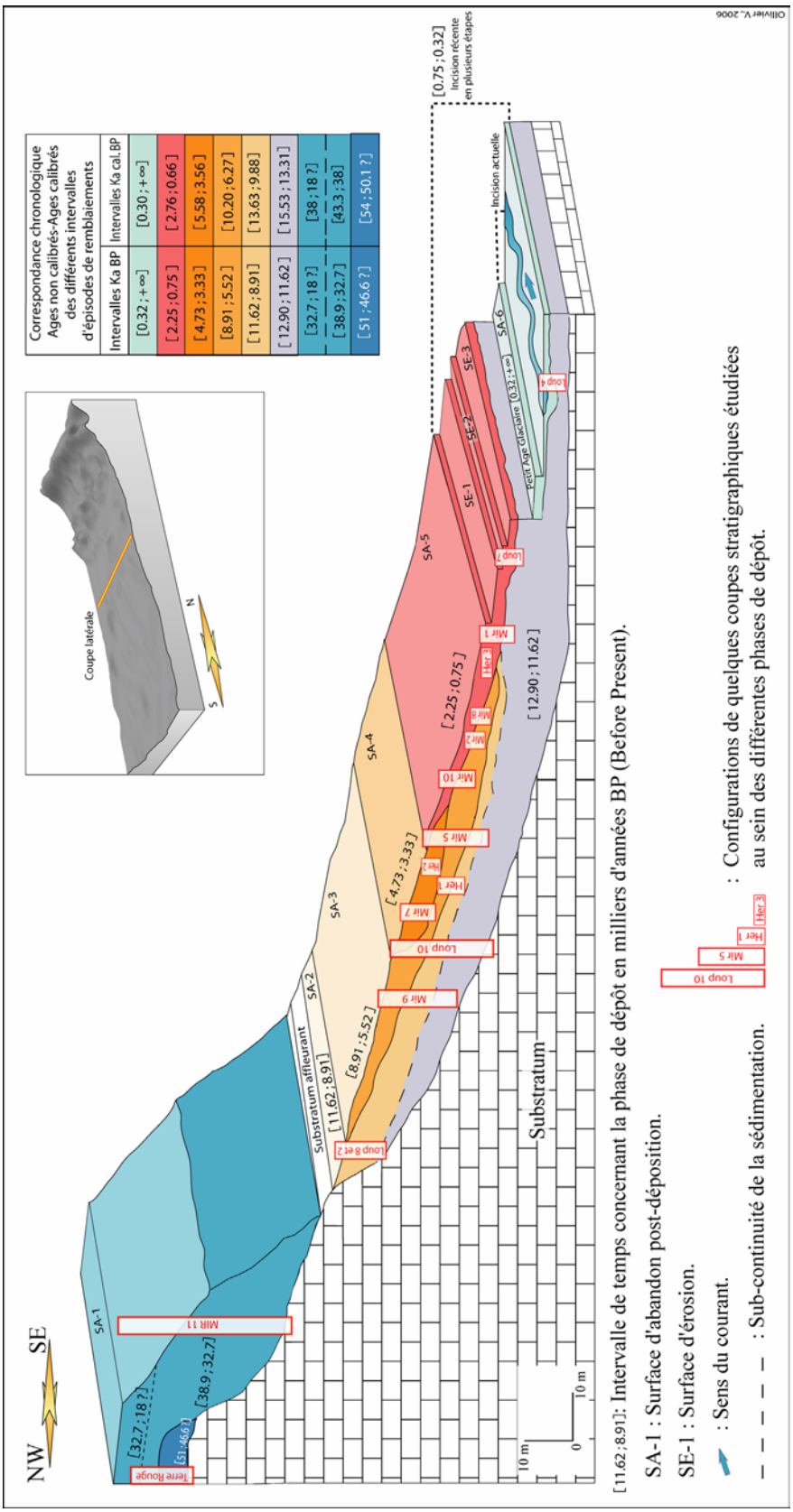


Figure n°88, organisation latérale des formations par rapport à l'axe des talwegs sur le piémont du Grand Luberon.

Cette deuxième figure (figure n°88) représente l'organisation latérale des formations par rapport à l'axe des talwegs qui descendent le piémont sud du Grand Luberon. Sur ce schéma sont replacées quelques coupes stratigraphiques majeures concernant notre étude afin de pouvoir clairement distinguer et replacer, à partir des exemples présentés en deuxième partie, les analyses morphostratigraphiques et chronostratigraphiques réalisées au sein de l'évolution morphogénique que nous proposons.

III) La relation climat-évolution de la morphogenèse périglaciaire dans le Luberon

Le secteur du Grand Luberon montre des reliefs dont les pentes sont souvent régularisées par des formations de glacis qui forment un vaste plan incliné rejoignant la Durance. Ces accumulations qui dominent le paysage et qui, par la nature caillouteuse des matériaux qui les constitues ont engendrées la création de gravières dans tout le pays d'Aigues, ont longtemps été attribuées de façon large et imprécise au Würm. Les nombreuses datations ^{14}C AMS réalisées[8] sur charbons nous ont permis de lever le voile sur ces incertitudes et de ranger d'un point de vue chronologique la plupart de ces formations dans le stade isotopique 3 entre 51000 ± 3000 BP et 32700 ± 300 BP (38016 ± 697 cal. BP).

Nous l'avons vu dans le chapitre II de la deuxième partie, ces glacis d'accumulation attribuées au dernier périglaciaire sont étagées en contrebas d'une ou plusieurs surfaces d'érosion à l'age incertain, largement distribué entre un pliocène terminal et un stade isotopique 6 (Riss). Cette évolution ancienne complexe des versants, de la combe anticlinale et du piémont mérite des recherches plus approfondies déjà en partie engagées par GABERT (1964) qui attribuait le façonnement de la surface de ces glacis de versant à une des phases froides du Quaternaire.

Les glacis d'accumulation, dont les coupes de Terre Rouge et du Mirail MIR-11 nous montrent la structuration complexe, moulent des paléotopographies en vallons qui sont antérieures à 51000 ± 3000 BP (date concernant la base de la coupe de Terre Rouge reposant sur le substratum). L'encaissement de ce paléo-réseau hydrographique qui drainait autrefois le piémont n'a toutefois pas atteint le niveau du talweg actuel et se situe une dizaine de mètres en contre-haut (figure n°89).

[8] Note : Les datations ^{14}C AMS utilisées ont fait l'objet, lorsque cela été possible (dates postérieures à 50 000 BP), de calibrations par le programme CALPAL (dernière mise à jour en mai 2006) de l'Université de Cologne (Allemagne) afin de pouvoir bénéficier de corrections récentes qui permettent (peut être) de tempérer les incertitudes liées à l'analyse de matériaux appartenant à des périodes chronologiques aux limites de la méthode radiométrique utilisant le ^{14}C comme chronomètre.

Le comblement de la partie amont de ces paléo-vallons débute peu avant 51000 ± 3000 BP (date sur charbon de *Pinus* type *Sylvestris*) par le développement de plusieurs sols rouges plus ou moins marqués (figure n°89) qui s'expriment au moins jusqu'à 50155 ± 2520 cal. BP (46600 ± 1600 BP, date sur charbon de *Pinus* type *Sylvestris*) à Terre Rouge. D'autres sols rouges sont souvent visibles dans les ravins du piémont sud du Luberon (figure n°89, ravin de Bramadou, du Loup, du Mirail etc…). Toutefois un grand nombre d'entre eux sont positionnés, à la différence de ceux observés à Terre Rouge, seulement 1 à 2 mètres au dessus du talweg actuel et sont datés aux alentours de 42227 ± 376 cal. BP (37000 ± 700 BP, date sur charbon de *Pinus* type *Sylvestris*) en amont du Mirail (coupe MIR-11 et figure n°89). Dans les deux cas, ces ensembles de sols rouges sont recouvert en contact ravinant par un puissant cailloutis d'origine torrentielle remaniant des gélifracts et dont la partie sommitale est datée à 38016 ± 697 cal. BP (32700 ± 300 BP, date sur charbon de *Pinus* type *Sylvestris*) à Terre Rouge.

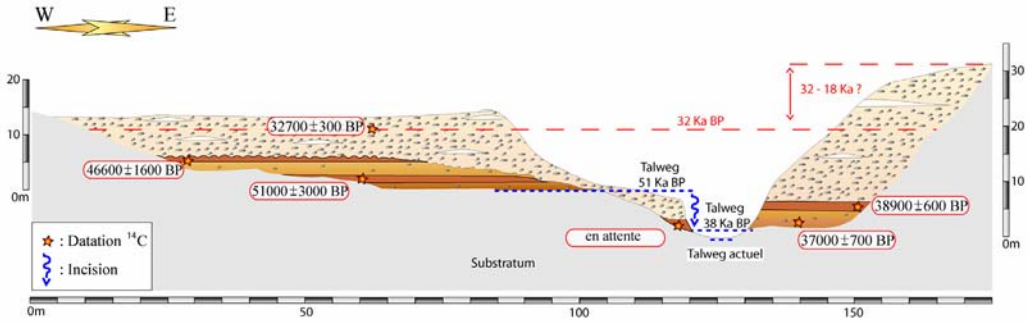
La position topographique et géométrique de ces ensembles de sols rouges (10 m au dessus du chenal actuel pour la série de terre Rouge, 2 mètres pour celle du Mirail) et leur important écart chronologique (age des sols compris entre 51000 ± 3000 BP et 50155 ± 2520 cal. BP pour Terre Rouge, et 43310 ± 592 cal. BP [date sur charbon de *Quercus* type *pubescens*] et 42227 ± 376 cal. BP pour le Mirail) alors que les formations qui les contiennent ont évoluées dans un même contexte lithologique et dans des parties amont de vallons morphologiquement et « latitudinalement » similaires (voir carte de localisation des coupes étudiées en partie II), préfigure au moins deux périodes distinctes de pédogenèse probablement entrecoupées d'une phase d'incision vers 45000 cal. BP. L'importante lacune chronologique entre le dernier niveau de sol rouge de Terre Rouge daté à 50155 ± 2520 cal. BP et les nappes caillouteuses qui le surmontent vers 38016 ± 697 cal. BP pourrait fournir un argument supplémentaire à la faveur de cette supposition. Enfin, toujours dans le vallon de Terre Rouge, légèrement en aval de la coupe étudiée, un niveau de sol rouge à environ 1 mètre au dessus du chenal actuel (contre 10 mètres pour la coupe amont) est en attente de résultat de datation (figure n°89). Si la date obtenue se rapproche ou est identique à celles réalisées sur la coupe MIR-11 du Mirail (c'est-à-dire aux alentours de 42-43000 cal. BP) ce qui n'est encore qu'une hypothèse d'incision pourra être confirmé. Notons que plusieurs travaux dont ceux de VAN HUISSTEDEN *et al.* (1999) soulignent une importante augmentation des régimes de précipitations aux alentours de 40 000 cal. BP traduite par des phases d'incisions ou d'érosions dans les séquences fluviatiles allemandes. L'incision pressentie autour de 45000 cal. BP dans le Luberon pourrait répondre au même type de phénomène ou peut être correspondre à la même phase (compte tenu des écarts types et des imprécisions concernant les datations aussi anciennes). Cependant, les renversements de tendance morphogénique étant relativement fréquents, il pourrait s'agir dans le cas du vallon de Terre Rouge d'une incision plus récente, postérieure à 38016 ± 697 cal. BP (« sommet du glacis ») et peut être rattachée à un interstadiaire plus récent (Denekamp-Grand Bois ?). En dépit de ce cas de figure probable, qui n'ajouterait qu'un autre renversement de tendance, la simple comparaison entre les formations de Terre Rouge et du Mirail soutiendrait une incision aux alentours de 45000 cal. BP.

Globalement donc, les sols rouges sont localisés à la base des glacis d'accumulation. Les dates que nous avons obtenues les rattaches à l'interstade intra-pléniglaciaire de Moershoofd-Pile (60 000 BP à 43 000 BP) dont les données issues des entomofaunes suggèrent des températures aussi clémentes que celles connues actuellement. (COOPE & ANGUS, 1975, COOPE *et al.*, 1997, VANDENBERGHE *et al.*, 1998). L'identification des taxons (réalisée par Brigitte TALON et Adam ALI, annexe 1) concernant les charbons envoyés pour datation et provenant des coupes MIR-11 et de Terre Rouge indique la présence d'espèces ligneuses à caractère forestier comme *Pinus* type *sylvestris* ou encore *Quercus* type *pubescens.* Mais ce sont surtout les analyses malacologiques réalisées par Frédéric MAGNIN (annexe 1) sur le sol rouge intermédiaire de la coupe MIR-11 du vallon du Mirail qui rejoignent le plus les propositions de climat tempéré pour cet interstade dans le Luberon. Plusieurs espèces à distribution typiquement méditerranéenne comme *Rumina decollata* ou thermophiles comme *Pomatias elegans* indiquent des milieux forestiers ouverts et un climat tempéré au moins aussi chaud que l'actuel. D'autres soulignent le caractère plus fermé de certains milieux avec un recouvrement important du sol par la litière comme *Granopupa. granum*, *Valonia costata, Truncatellina callicratis, Pomatias pygmaeum*, *Valonia. Contracta*. Ces différents marqueurs paléoécologiques soulignent l'importance des réchauffements interstadiaires au sein du stade isotopique 3 en Provence et plus particulièrement, sur la foi des datations ^{14}C AMS, de celui de Moershoofd Pile.

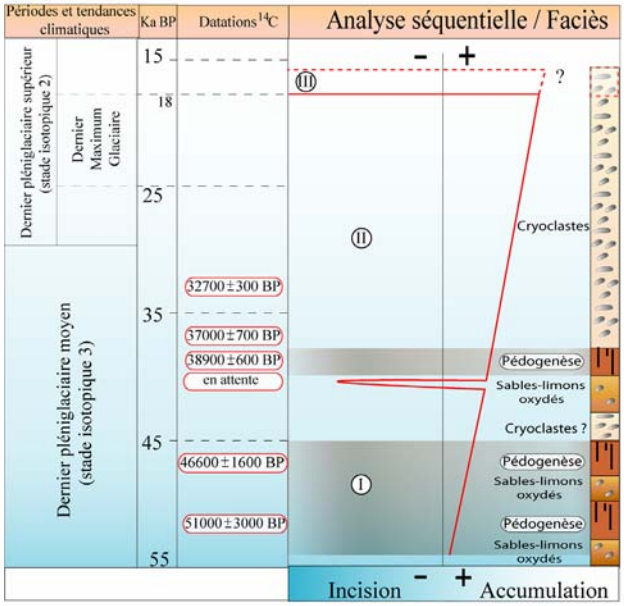
Le retour de conditions climatiques plus froides engendre le remplissage des vallons par des nappes caillouteuses torrentielles remaniant l'abondante fourniture en gélifracts occasionnée par une accentuation des processus de cryoclastie. Ces décharges détritiques grossières s'effectuent avec une énergie de transit forte (compte tenu de la taille des éléments) mais discontinue et ponctuelle (les blocs et cailloutis ne sont que faiblement émoussés et parfois retravaillés et fendus par le gel après leur dépôts, figure n°89, photo F). Ce mode de dépôt suggère des précipitations contrastées (orages et/ou concentration des cumuls) et épisodiques (saisonnalité ?) dans un contexte globalement froid attesté par les marques de gélifractions sur les galets et par l'apparition de *Trochoidea geyeri* dans les premiers termes caillouteux surmontant les sols rouges (de climat tempéré) du Mirail. Dans le cas où l'hypothèse d'une incision autour de 45000 cal. BP séparant nos deux périodes de pédogenèse se vérifie, ce remblaiement caillouteux s'exprimerait dans le vallon de Terre Rouge et dans celui du Mirail entre 43310 ± 592 cal. BP (38900 ± 600 BP) et au moins 38016 ± 697 cal. BP (32700 ± 300 BP) en comblant totalement les vallons et en débordant sur les interfluves (conférant à ces accumulations de glacis des puissances avoisinant les 30 mètres cf. figure n°89).

La date « sommitale » (qui constitue la première surface d'abandon identifiée pour le quaternaire récent, figure n°89, sous réserve d'érosions postérieures difficiles à déterminer à cet endroit) des glacis de Terre Rouge à 38016 ± 697 cal. BP (32700 ± 300 BP) concerne l'interstade d'Hengelo-Charbon. Elle a été réalisée sur un important charbon de *Pinus* type *sylvestris* (branche ?) inscrit dans un niveau sablo-caillouteux dont les passées les plus fines montrent des liserés charbonneux et rubéfiés.

L'absence habituelle totale de charbons ou de marques d'incendies dans ce type de faciès détritique grossier du dernier pléniglaciaire indique peut être, dans notre cas où ils sont relativement présent, une augmentation de la couverture végétale au cours des conditions climatiques plus clémentes de cet interstade. La « courte durée » d'Hengelo-Charbon pourrait expliquer l'absence de pédogenèse de type sols rouges largement présents dans le Luberon lors de l'interstade plus long de Moershoofd-Pile.



1) Schéma synthétique d'organisation des formations à "sols rouges" du dernier pléniglaciaire dans le sud Luberon.



2) Evolution morphodynamique.



A) Vue caractéristique du remplissage du dernier pléniglaciaire des vallons du Grand Luberon comprenant des "sols rouges" à la base, ravin du Bramadou en amont du Mirail ; B) Coupe caractéristique de la succession sols-gélifracts, amont du Mirail ; C et D) "Sol rouges" du ravin du Bramadou ; E) Un des "sols rouges" de Terre Rouge (Cucuron) ; F) Détail d'un galet gélifracté, sommet de la séquence pléniglaciaire du Mirail.

Figure n°89, synthèse de l'organisation globale des formations de glacis d'accumulation du stade isotopique 3 et de leurs sols rouges basaux

Les observations de terrain et les cartographies géomorphologiques que nous avons réalisées nous ont permis de constater le présence de nombreuses formations de versants cryoclastiques, de petits glacis aux cailloutis intensément et finement gélifractés et à l'organisation proche des grèzes litées. Nous attribuons ces dépôts, massivement retranchés sur les parties amont et les pentes du massif et qui recouvrent parfois les parties amont des glacis d'accumulation datés du stade isotopique 3, au Dernier maximum Glaciaire. Les conditions climatiques froides et sèches de cette période auraient très fortement limité le transit des sédiments vers l'aval d'où l'absence de formations caractéristiques sur la partie basse du piémont où ne résident que la prolongation des glacis d'accumulation du stade isotopique 3 sous la forme de cônes de déjections massifs et coalescents ou de remplissages de larges alvéoles et dépressions structurales (carrière de Vaugines-Cucuron par exemple). D'ailleurs, la couverture de surface de ces glacis du stade 3 semble avoir été débitée *in situ* par le gel (donc sans remobilisation ni transport) et porte des marques d'éolisations sur la face supérieure des cailloutis superficiels (confirmation des observations effectuées par GABERT, 1964) dont la matrice sableuse contient des grains de quartz piquetés par déflation (GABERT, 1964). Ces indications témoignent du caractère sec du climat du Dernier Maximum Glaciaire en Luberon et tranchent avec les propositions de PRENTICE *et al.* (1992) et PEYRON *et al.* (1998) sur une augmentation des précipitations en régions méditerranéenne pour cette période.

Postérieurement au Dernier Maximum Glaciaire dont l'apogée se situe autour de 20 000 cal. BP en moyenne Durance (JORDA *et al.*, 2000) des conditions plus humides et moins froides, qui préfigurent l'entrée dans le Postglaciaire, réalimentent les bassins torrentiels et relancent le transit longitudinal des sédiments. Ces flux hydriques, encore probablement diffus et superficiels engendrent en amont l'emboîtement pelliculaire de lanières torrentielles dans les glacis du stade 3 comme nous avons pu l'observer sur la coupe LOUP-1.du vallon du Loup. En aval, cette dynamique se traduit par le dépôt en contact ravinant, sur les escarpements miocènes qui dominent la plupart des vallons, de nappes torrentielles caillouteuses dont l'émoussé des éléments et la puissance des accumulations soulignent le caractère hydrodynamique renforcé des écoulements par rapport à l'amont (secteur de la Stèle vers St Martin de la Brasque, d'Ansouis etc…). La pérennité de cette nouvelle tendance morphogénique associée ou corrélative de changements environnementaux majeurs autour de 18 000 cal. BP (SCHOENEICH, 2003) engendre l'établissement d'une puissante phase d'incision qui entaille profondément les formations de glacis du dernier pléniglaciaire sur plus de 30 mètres en débutant par les amonts (cf. coupes de Terre Rouge et MIR-11) où s'ouvrent à nouveaux les bassins de réception.

Même si le sud de l'Europe paraît avoir été occupé en cohabitation par les Néandertaliens et les Hommes modernes depuis au moins le stade isotopique 5, la pauvreté des indices de fréquentation humaine du massif et de son piémont sud où seule une pointe moustérienne en silex réalisée sur un support Levallois a été découverte dans le torrent du Laval à Cadenet, laisse préfigurer de la modestie des influences d'origine anthropique dans la morphogenèse du stade isotopique 3 du Luberon.

Toutefois les nombreuses traces d'incendies[9] identifiées dans les sols rouges à la base des glacis de Terre Rouge et du Mirail, dont les datations correspondent globalement aux interstades de Moershoofd-Pile ou d'Hengelo-Charbon (pour une lentille sablo-caillouteuse à charbons en sommet de formation), pourraient elles avoir seulement une origine naturelle dans un contexte bioclimatique favorable (développement d'une couverture forestière et d'un climat plus tempéré mis en évidence par les études paléoécologiques) ?

En l'absence d'indices archéologiques convaincants et compte tenu des pôles sédimentaires identifiés (sols rouges, très puissantes accumulations torrentielles à éléments de type périglaciaire) et de l'ampleur des phénomènes morphodynamiques enregistrés (remblaiements et incisions majeurs), il apparaît clairement que la morphogenèse du dernier pléniglaciaire semble uniquement inféodée aux variations des paramètres bioclimatiques.

IV) Dans le Luberon une morphogenèse du Tardiglaciaire et du premier Holocène sous l'emprise des seules conditions bioclimatiques ?

Après une évolution du dernier pléniglaciaire caractérisée par des phénomènes morphogéniques de forte amplitude qui reflètent la radicalité des changements climatiques qui s'y opèrent (froids importants/interstades tempérés), le Postglaciaire connaît des fluctuations morphodynamiques et morphosédimentaires de portées plus modestes mais de plus haute fréquence. Cette différence relève peut être d'une meilleure conservation et représentativité des données liées à leur plus jeune age. La concomitance d'archives sédimentaires et paléontologiques plus complètes que pour les périodes antérieures et d'un recours plus évident et plus systématique aux datations par le ^{14}C permet probablement de saisir les variations les plus subtiles de la morphogenèse et de renforcer cette constatation. Les enregistrements paléoclimatologiques multi-proxies (carottages glaciaires, océaniques ou lacustres, étude des spéléothèmes etc…) soulignent toutefois cette forte variabilité climatique du Postglaciaire au rôle certain sur les nombreuses fluctuations morphogéniques.

9 Nous rappelons le rôle déterminant du feu dans les phénomènes érosifs et notamment de l'impact plus ou moins important lié au type même des premières précipitations qui succèdent à son passage (plus l'intensité de celles-ci est grande plus les phénomènes d'érosion seront important, COMBE, 1990).

Six périodes principales[10] **d'accumulations** sédimentaires d'importances variables se distinguent au Postglaciaire dans le sud Luberon (tableau n°4) :

Principales périodes d'accumulation sédimentaire		
Pour le Tardiglaciaire		
Numéro	**Période**	**Chronozone (s)**
1	**15500 - 13300 cal BP**	Bølling - Dryas II
Pour la fin du Tardiglaciaire et l'Holocène[11]		
Numéro	**Période**	**Chronozone (s)**
2	**13300 – 9800 cal BP**	Allerød – Préboréal
3	**9000 – 6000 cal BP**	Boreal – Atlantique
4	**5500 – 3500 cal BP**	Subboréal
5	**2700 – 600 cal BP**	Subatlantique
6	**300 – 0 (?) cal BP**	Subatlantique

Tableau n°4, principales périodes d'accumulations sédimentaires postglaciaires dans le sud Luberon.

Ces périodes de remblaiements sont entrecoupées par **six phases d'incisions** marquées (tableau n°5) :

Phases d'incision marquées		
Pour le Tardiglaciaire		
Numéro	**Période**	**Chronozone (s)**
1	**18000 – 17000 cal BP ?**	Fin du Dernier Maximum Glaciaire – Dryas I
Pour l'Holocène		
Numéro	**Période**	**Chronozone (s)**
2	**9000 cal BP**	Boréal
3	**6000 cal BP**	Atlantique récent
4	**3500-2700 cal BP**	Subatlantique
5	**600 – 300 cal BP**	Subatlantique
6	**Actuelle**	Subatlantique

Tableau n°5, principales périodes d'incisions marquées au Postglaciaire dans le sud Luberon.

[10] Comme nous l'avons déjà précisé, les datations postglaciaires obtenues sont dans ce chapitre utilisées dans leur mode calibré (cal. BP) afin de faciliter les comparaisons avec les données paléoclimatologiques et morphogéniques extra-régionales actuelles (des tableaux d'équivalences sont régulièrement fournis dans ce travail et plus particulièrement en annexe II).

[11] Il y a sub-continuité sédimentaire entre 15500-13300 et 9800 cal. BP et non incision.

IV.1) Une incision majeure vers 18000/17000 cal. BP (?) suivie d'une période de remblaiement tardiglaciaire (15500 - 13300 cal BP)

Dans le Luberon, une incision majeure entaille les glacis d'accumulation du stade 3 et évacue les remblaiements des vallons à la transition dernier pléniglaciaire/début du Tardiglaciaire. Celle ci s'effectue probablement entre le dépôt (parfois en emboîtement sur les glacis du stade 3, à l'exemple de la coupe Loup-1) des lanières torrentielles de la fin du Dernier Maximum Glaciaire (donc postérieurement à 20 000 cal. BP, JORDA *et al.*, 2000) et les premières accumulations sédimentaires en contrebas (figure n°90), qui amorcent le colmatage postglaciaire des talwegs antérieurement à 15531-14981 cal. BP dans le ravin du Loup (base visible de la coupe Loup-4) et 15190-14610 cal. BP dans celui du Mirail (base visible de la coupe MIR-1).

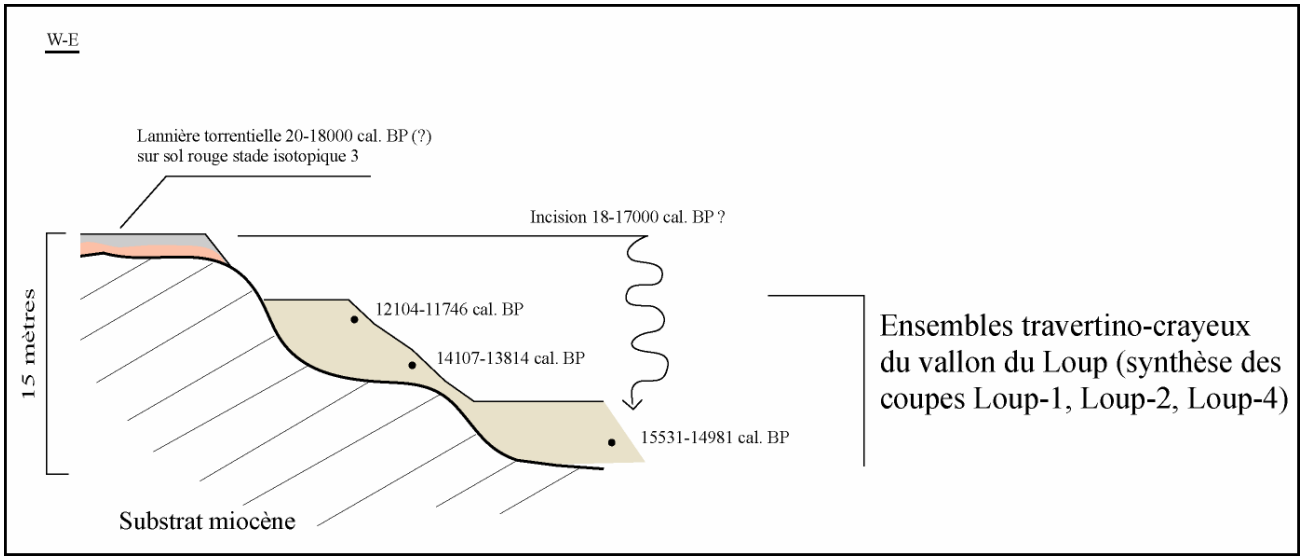


Figure n°90, une incision de la fin du Dernier Maximum Glaciaire qui s'exprime entre 18000-17000 cal. BP et 15500 cal. BP dans le Luberon ?

De nombreux indices plaident en faveur d'un changement environnemental majeur vers 18 000 cal. BP (GS-2b) en Europe occidentale (SCHOENEICH, 2003, et figure n°91) qui se traduit par : une expansion des steppes à *Artemisia* datée sur le profil pollinique des Echets (de BEAULIEU & REILLE, 1984) faisant suite à une période de végétation très pauvre ; le début de l'enregistrement paléomagnétique dans les grands lacs suisses, marquant le passage d'une sédimentation détritique à haute énergie à une sédimentation fine en eaux calmes ; une importante augmentation de la bioproductivité (craies lacustres) des lacs suisses (EICHER, 1987) et une déglaciation déjà très avancée dans les vallées alpines (SCHLÜCHTER & ROEHTLISBERGER, 1995, MOSCARIELLO, 1996, SCHOENEICH *et al.*, 1998).

Compte tenu des datations absolues dont nous disposons dans les remplissages des fonds de vallons du Luberon (aux alentours de 15500 cal. BP mais la base n'a pas encore été atteinte) et de l'age relatif que nous proposons pour les dépôts torrentiels qui les surplombent (postérieur à 20 000 cal. BP) nous envisageons, dans l'attente de nouveaux résultats plus concluant (datation de la semelle des remblaiements tardiglaciaires à l'age vraisemblablement antérieur à 15500 cal. BP) et avec toutes les précautions qui s'imposent, une incision majeure de la transition dernier pléniglaciaire/début du Tardiglaciaire centrée ou véritablement très proche de la période 18000-17000 cal. BP (GS-2b) de changements environnementaux (qui en dehors des exemples déjà énoncés, se marque également sur la courbe groënlandaise par une oscillation tempérée de quelque 1500 ans, entre 18000 et 16500 cal. BP).

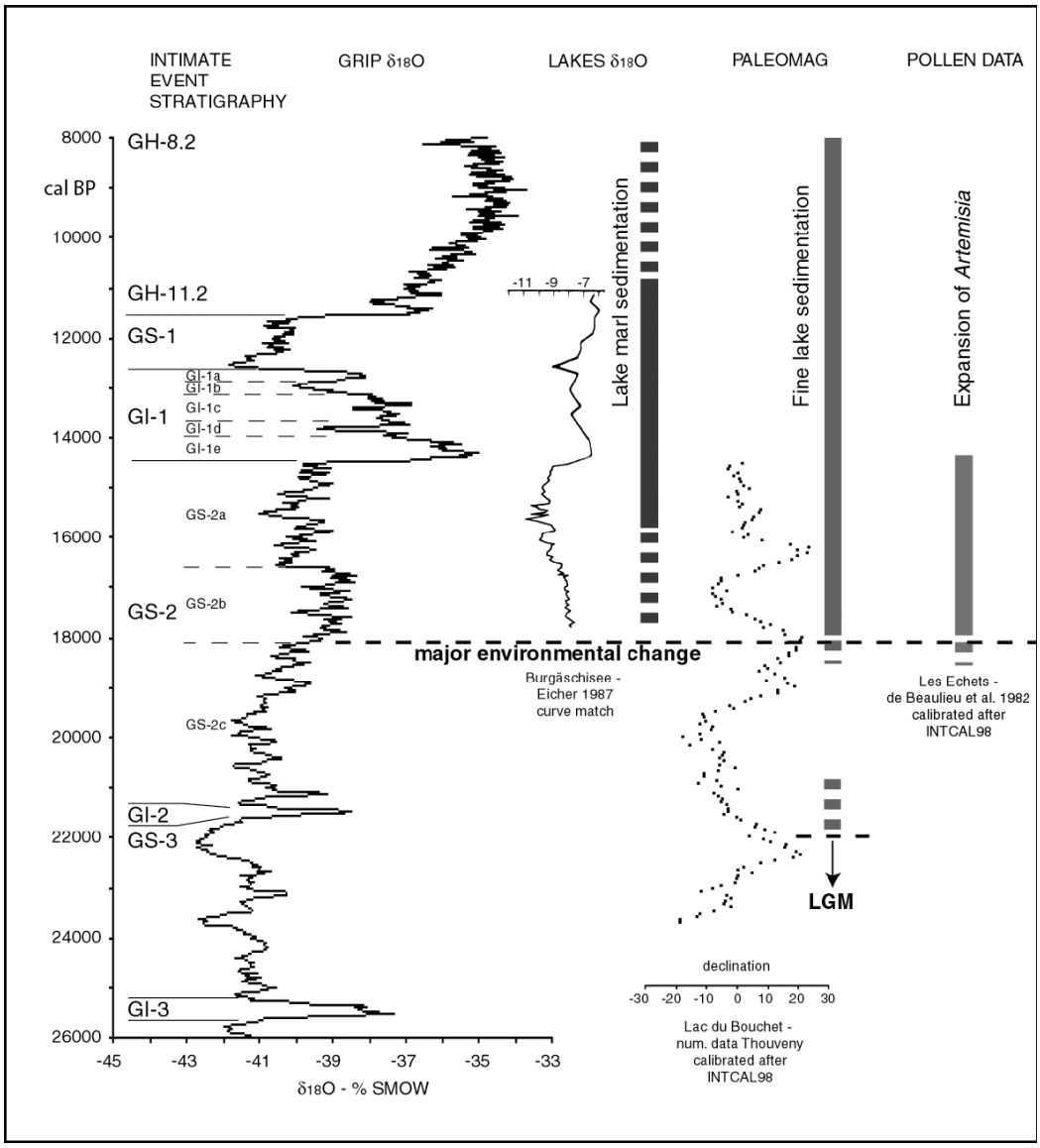


Figure n°91, nomenclature stratigraphique proposée par le groupe INTIMATE à partir de la courbe isotopique du sondage GRIP et résumé des principaux changements environnementaux attestés pendant l'évènement GS-2b (SCHOENEICH, 2003).

Dans le Luberon, les remblaiements postglaciaires des fonds de vallons débutent au moins vers 15531-14981 cal. BP (coupe Loup-4) et 15190-14610 cal. BP (coupe MIR-1) par une sédimentation travertineuse crayeuse qui se développent amplement à l'aval d'exsurgences karstiques. Celle-ci s'exprime lors de l'évènement froid GS-2a (Dryas I- Bølling) mais son amorce véritable doit probablement se situer autour du GS-2b plus tempéré comme dans le cas de la sédimentation crayeuse de certains lacs alpins (lac de Burgäschisee et tourbière de Chirens, EICHER, 1987 et 1981) situés vers 400 mètres d'altitude (altitude identique à celle des accumulations travertineuses du Luberon qui évoluent toutefois dans des contextes géomorphologiques et climatiques différents). Nous rappelons que les accumulations carbonatées du Luberon sont les plus anciens témoignages de la travertinisation pour le sud de la France.

Dans ces milieux humides et mal drainés du piémont, la sédimentation s'effectue rapidement entre 15531-14981 cal. BP (coupe Loup-4) et 13638-13318 cal. BP (coupe MIR-5) au cours du Greenland Interstadial 1 (Bølling-Allerød) première phase brutale de réchauffement tardiglaciaire certainement favorable à la bioproduction carbonatée. La présence de troncs subfossiles (*Pinus* type *sylvestris*) en position de vie et en parfait état de conservation (coupe Loup-1) témoigne également des taux de sédimentations élevés. Cette vitesse des accumulations travertineuses crayeuses de domaines alluvio-palustres a aussi pu être accentuée, en l'absence d'édifices construits formant barrage en aval (durant tout le Tardiglaciaire), par le développement d'une végétation hygrophile comme les roselières ou phragmitaies qui sont de véritables pièges à sédiments.

En amont des vallons, ce sont les remblaiements détritiques qui dominent. Ils débutent dans la plupart des ravins vers 14492-13644 (coupe MIR-9) et 14096-13807 (coupe Loup-10) par des faciès majoritairement fins limono-sableux qui renferment également des fragments de bois subfossiles (*Salix*) et qui sont parfois mêlés à des décharges détritiques grossières. De nombreux charbons et troncs carbonisés *in situ* (*Pinus* type *sylvestris*) se retrouvent aussi sur tout le linéaire de nombreux vallons au sein des passées fines limono-sableuses. Les datations obtenues (coupes Loup-8 et Loup-7) centrent ces épisodes d'incendies (un ou plusieurs ?) sur la période 13600 cal. BP au milieu du réchauffement du GI-1 (Bølling-Allerød) dont le contexte bioclimatique a pu favoriser leur déclenchement (augmentation des boisements de *Pinus* type *sylvestris* additionnée à la hausse des températures ?).

Globalement, l'évolution des formations détritiques suit assez bien celle des séquences travertineuses. Dans les deux cas, les faciès sont fins (craies dans les ensembles carbonatés, limons-sableux dans les dépôts détritiques) et entrecoupés de décharges détritiques grossières (qui n'empêchent pas la travertinisation).

Ces passées caillouteuses reflètent au départ une certaine mobilité des chenaux dans les ensembles palustres puis, conjointement aux épisodes d'incendies du GI-1 (Bølling-Allerød) dont on retrouve aussi les marques dans les séquences crayeuses (datation du niveau charbonneux de la coupe Loup-5 identique à celles obtenues pour les niveaux à troncs brûlés des coupes Loup-7 et Loup-8), indiquent plutôt des décharges détritiques subites, majoritairement localisées sur les amonts et évoquant des épisodes pluvieux discontinus et de forte intensité (orages ?). S'agit il là de la traduction sur la morphogenèse locale du passage entre les conditions fraîches et humides du GS-2a (Dryas-1/ Bølling) à celles plus tempérées du GI-1 (fin du Bølling/ Allerød) ?

Enfin, vers la fin de l'Allerød les taux de sédimentations semblent diminuer. Aucune marque d'incision ou d'érosion, qui pourrait éventuellement justifier ce constat, n'est visible dans les coupes naturelles et les sondages étudiés. Il apparaît à contrario une sub-continuité de la sédimentation crayeuse entre la fin du Tardiglaciaire et le début de l'Holocène.

IV.2) Un ralentissement puis une reprise de l'accumulation postérieurement au Dryas Récent (13300 – 9800 cal BP) et une incision à la fin du Boréal (9000 cal BP)

De la fin de l'Allerød (GI-1c à GI-1a) au Dryas Récent (GS-1) les formations détritiques et travertineuses paraissent enregistrer un ralentissement notable de la sédimentation.
Les séquences travertineuses montrent une diminution des taux de carbonates (coupe Loup-2, vers 12104-11746 cal. BP, GS-1) et de la puissance des dépôts (coupe MIR-5 entre les niveaux -9 et 2b datés respectivement de 13638-13318 cal. BP et 8718-8414 cal. BP) qui pourraient être attribuée au changement climatique rapide du Dryas Récent (GS-1). Dans certains cas comme dans le vallon des Hermitans (coupe HER-1), lorsque la sédimentation travertineuse ne s'est pas encore développée au cours du début du Tardiglaciaire (GS-2b ou GS-2a) elle ne commencera à s'accumuler que postérieurement à 12401-12067 cal. BP (Dryas Récent, GS-1) après une phase détritique. Le refroidissement subit de cette période doit probablement amoindrir ou inhiber partiellement la production carbonatée authigène et engendrer une baisse des taux de sédimentation travertino-crayeuse.

Dans les remblaiements détritiques, même si l'on ne dispose que de peu d'informations pour cet évènement (transect Loup-8 où dans les coupes stratigraphiques les dépôts de l'Allerød semblent peu distants de ceux du Boréal), il faut peut être voir une diminution du transit aval des sédiments liée à des conditions plus sèches (froid ?) dans le ralentissement de la sédimentation.

Par la suite, les taux de sédimentation semblent remonter singulièrement dans des contextes environnementaux et morphogéniques qui répondent pratiquement aux mêmes modalités que lors du GI-1 (Bølling-Allerød) à savoir : une sédimentation longitudinale irrégulière où se mêlent sédiments fins (crayeux dans les séquences travertineuses/limono-sableux dans les formations détritiques) et nappes caillouteuses selon une rythmicité qui évoque des épisodes discontinus de précipitations de forte intensité.

Vers 9000 cal. BP une importante phase d'incision régressive intervient. Dans le paysage actuel, celle-ci se manifeste par une surface d'abandon (SA-2, figure n°88) postérieure à 10204-9888 cal. BP (derniers niveaux du transect Loup-8 et de la coupe Loup-2) et 9631-8993 cal. BP (ensemble supérieur de la coupe du Méchant Pas, BRUNDU & CRAUCHET, 1990) localisée à l'amont des vallons. Le caractère régressif de cette phase peut être appréhendé par l'absence de dépôts postérieurs à 13300 cal. BP dans la partie aval des ravins où ils sont gommés et parfois remplacés par des nappes plus récentes qui s'emboîtent directement dans les accumulations tardiglaciaires. Les causes de ce renversement de tendance sont mal connues mais pourraient être à rechercher dans les nombreuses fluctuations climatiques qui se succèdent en oppositions de phases (alternance de périodes chaudes/froides, humides/sèches) autour de cette période (période froide du Boréal, optimum de l'Atlantique ancien, « évènement froid de 8200 cal. BP » : Greenland Holocene 8.2) et qui agissent comme des éléments déstabilisateurs de l'équilibre morphogénique établi.

IV.3) Une période de remblaiement atlantique suivie d'une incision à l'Atlantique récent (9000 – 6000 cal BP)

Curieusement, peu de dépôts détritiques semblent se développer sur la période Boréo-Atlantique à Atlantique dans l'ensemble des vallons étudiés. Ce sont exclusivement les formations travertineuses, relativement puissantes, qui dominent les remblaiements de fond de vallons pour cette période[12]. Lorsque ces dépôts détritiques sont visibles, ils débutent antérieurement à 7625-7460 cal. BP dans les parties amonts (partie inférieure de la coupe MIR-10), les faciès sont plutôt fins à moyens, parfois mêlés ou entrecoupés de nappes caillouteuses. Les séquences carbonatées quand à elles continuent d'afficher des faciès crayeux ponctués de sols hydromorphes et de passées caillouteuses et débutent vers 8718-8414 cal. BP (coupe MIR-5) et 8356-8156 cal. BP (base de la coupe MIR-2) dans le vallon du Mirail. Le transit des sédiments semble réduit au vu de la localisation amont des accumulations détritiques et de leur quasi-absence à l'aval des zones travertineuses. Les formations carbonatées indiquent par leur caractère palustre (craies travertineuses et sols hydromorphes), des conditions climatiques humides et des milieux mal drainés favorisant une certaine mobilité latérale des chenaux (nappes caillouteuses de chenaux discrets peu encaissés et débordements détritiques grossiers latéralement diffus et de courte période/crue rapide).

[12] Dans l'état actuel de nos recherches.

En fin de période, une incision plus importante sur les amonts que sur les avals intervient vers 6200-6000 cal. BP. Elle engendre l'élaboration d'une surface d'abandon (la troisième des remplissages des fonds de vallons depuis le dernier pléniglaciaire, figure n°88) au sommet des coupes MIR-9, Loup-10 MIR-6, HER-2 dont les parties supérieures (mais non le *terminus* car il reste souvent en moyenne 1 m de dépôts pour atteindre la surface sommitale) sont respectivement datées à 6802-6652 cal. BP, 6799-6635 cal. BP (date sur charbon de *Quercus* sclérophylle), 6573-6436 cal. BP, 6403-6277 cal. BP. Cette incision accompagne le Rapid Climate Change 6000-5000 cal. BP (un des refroidissements courts et brutaux de l'Holocène, MAYEWSKI *et al.*, 2004). Une longue période de concentrations et de méandrations des cours d'eau s'amorce. Celle-ci exprime probablement le passage de modalités climatiques globalement humides (où se développent des systèmes travertineux alluvio-palustres) à des conditions climatiques plus sèches dans une tendance morphogénique à l'incision pendant laquelle les organismes élémentaires de piémont essaient de régulariser leur profil longitudinal. Conjointement à cette nouvelle dynamique les premiers vestiges archéologiques datés du Néolithique se remarquent progressivement dans les formations.

V) Un cumul des forçages lié aux occupations humaines et au climat sur la morphogenèse du Luberon dans la seconde moitié de l'Holocène

Après une première partie de l'Holocène où peu d'indices plaident en la faveur d'une quelconque influence des sociétés préhistoriques sur la morphogenèse du sud Luberon (notamment par l'absence, de sites, de niveaux d'occupations ou d'impact réel dans les diagrammes paléoécologiques dont nous disposons), les premières marques d'anthropisation apparaissent dans les coupes stratigraphiques en accompagnant fréquemment plusieurs séries de variations morphosédimentaires d'amplitudes variables et de hautes fréquences. Des modifications sensibles sur les différentes données paléoécologiques sont également enregistrées dès le Néolithique final comme nous avons pu le voir au sujet de la coupe MIR-5 dans le système travertineux hérité du vallon du Mirail. A partir de ce second Holocène, l'emprise de l'homme sur son environnement devient croissante au fur et à mesure des millénaires mais les variations climatiques ne demeurent pas moins nombreuses. Les pressions exercées sur les biotopes adoptent donc une double origine (climatique et anthropique) multipliant l'occurrence des déséquilibres et des ruptures morphogéniques.

V.1) Des incisions et des remblaiements au Néolithique (5000 – 3500 cal BP, Subboréal), une rupture nette vers 3000-2700 cal. BP.

Dès 5500 cal. BP, les conditions d'alluvionnement reprennent mais se révèlent particulièrement perturbées. Qu'il s'agisse des systèmes travertineux (coupes MIR-4, MIR-5, MIR-7 ou HER-3) ou détritiques (coupes Loup-10 et Loup-9), de nombreux artéfacts archéologiques du Néolithique final (silex taillés, haches polies, tessons de céramiques, éléments de parures, ossements d'animaux, cornes de bovidés etc…) et des niveaux d'occupations (coupes MIR-5, niveau 14 daté à 5323-5036 cal. BP / 3373-3086 cal. BC ; HER-3, niveau 2a daté à 4979-4840 cal. BP / 3029-2890 cal. BC ; Loup-9, niveau 9c daté à 4441-4245 cal. BP / 2491-2295 cal. BC) se multiplient dans les coupes stratigraphiques. La fouille archéologique réalisée par DELAUNAY au sommet de la coupe MIR-5 (DELAUNAY *et al.*, 2004 et 2006) en est un bel exemple et témoigne bien des influences culturelles des populations néolithiques du Luberon. Dans les systèmes travertineux crayeux, des incisions mêlées à du détritisme génèrent le développement de faciès construits de type stromatholitiques. Nous avons vu que cette période néolithique, où les indices d'occupations humaine sont nombreux, est le point de départ de l'apparition de la carbonatation construite dans les accumulations travertineuses du Luberon et d'une alternance de changements de faciès (entre craies et petits édifices construits ; on note également des variations dans les taux de $CaCO_3$) dont nous avons défini une cyclicité. Les analyses paléoécologiques témoignent également pour cette période d'ouvertures fortes du milieu végétal selon toute vraisemblance d'origine anthropique (MARTIN, 2004, BEAUVAIS & CAZORLA, 2002).

Plusieurs données indiquent globalement un contexte climatique plus sec pour la période 5500-5000 cal. BP (Tourbières de St léger, DIGERFELDT *et al.*, 1997, Alpilles et marais des Baux, BRUNETON, 1999, courbe climatique du carottage de la Brague en Provence orientale, DUBAR & ROSCIAN, 2001 etc…). Le fréquent développement des niveaux d'occupations humaines dans les fonds de vallons du Luberon pourrait également en attester (MIR-5 par exemple). Les ouvertures du milieu végétal définies par la malacologie et l'anthracologie dans le Mirail (cf. *supra*) ont peut être également bénéficiées de ce contexte plus sec (coupe MIR-5). Puis, des phases plus humides et ensuite plus sèches sont enregistrées dans le sud de la France et en Europe pendant la période 4000-3000 cal. BP (BRUNETON, 1999, DIGERFELDT *et al.*, 1997, MAGNY, 2004 et 2006). Enfin plusieurs oscillations climatiques sont reconnues au niveau global (Rapid Climate Change 4200-3800 cal. BP et 3500-2500 cal. BP).

Ces différentes successions de variations climatiques additionnées aux occupations humaines locales et aux ouvertures du milieu végétal sont probablement la cause des fluctuations morphosédimentaires observées dans les différentes séquences travertineuses du Luberon entre 5400 et 3500 cal. BP.

L'utilisation des milieux palustres travertineux rendus moins hydromorphes sous l'effet d'assèchements climatiques (et/ou de pratiques de « drainages » ?) comme pâturages (à l'exemple de la Resclauze, BROCHIER, 1990), et nous en avons des indices vers 4533-4410 cal. BP (2585-2460 cal. BC) dans la coupe MIR-7 (cornes de bovidés encroûtées par les concrétionnements travertineux), ont peut être été des facteurs additionnels dans la concentration des écoulements, les incisions génératrices d'un renforcement de l'hydrodynamisme et du développement des constructions travertineuses comme nous l'avons déjà évoqué.

A l'image des multiples variations climatiques et nombreuses occupations humaines qui affectent cette période plusieurs incisions brutales et peu profondes, colmatées de façon extrêmement rapides par des travertins construits transgressifs se produisent donc entre (figure n°92) : 5587-5446 cal. BP et 5323-5036 cal. BP (3637-3496 cal. BC et 3373-3086 cal. BC, coupe MIR-5) ; peu avant 4979-4840 cal. BP (3029-2890 cal. BC, coupe HER-3) ; entre 4533-4410 cal. BP et 4293-4082 cal. BP (2585-2460 cal. BC et 2343-2132 cal. BC, coupe MIR-7) et enfin vers 3709-3566 cal. BP (1759-1616 cal. BC, coupe HER-3). A leur suite s'instaure avant 2700 cal. BP une incision mieux marquée et de plus longue durée qui s'inscrit dans les formations néolithiques dans une dynamique de méandrations débutant par les amonts. Très concentrée et étant visible aujourd'hui sous la forme de paléovallons (coupes MIR-2, MIR-6, MIR-8, MIR-10, HER-4, Loup-3 et Loup-6), parfois directement creusés dans le substrat, celle-ci est probablement la conséquence d'un retour franc à des conditions climatiques humides bien reconnues en Europe de l'ouest entre 3000 et 2700 cal. BP (VAN GEEL et al., 1996, VAN GEEL & RENSSEN, 1998). L'impact des modes d'occupation des populations humaines de l'Age du Bronze, dont des indices sont observés dans les premiers remplissages sédimentaires de ces paléovallons, a également pu jouer un rôle important dans ce renversement de tendance morphogénique. Après cette incision et latéralement à l'axe des écoulements, le toit des formations néolithiques constitue une quatrième surface d'abandon (figure n°88 cf. *supra*).

V.2) Une morphogenèse trés fluctuante de l'Age des métaux au Moyen Age (2700 – 600 cal BP, Subatlantique)

C'est à l'amont des vallons que la phase très fluctuante de dépôts de l'intervalle 2700-600 cal. BP (Fin de l'Age du Bronze/début de l'Age du Fer jusqu'au Haut Moyen Age) semble débuter en premier en comblant les paléotalwegs fraîchement incisés avant 2141-2324 cal. BP (375-192 cal. BC, coupe MIR-6). Les accumulations détritiques sont largement marquées par les indices d'occupations de la fin du Bronze / début du Fer qu'elles remanient lors de leur dépôt (coupe MIR-6, tessons de céramiques, meules, galets à molette, etc…).

Par la suite, les faciès de l'Antiquité et de l'Antiquité tardive (souvent définis comme d'après le mobilier archéologique) sont très caillouteux et se déposent en contact ravinant soit sur les accumulations de l'Age des métaux qui constituent les premiers dépôts des paléovallons post-2700 cal. BP, soit plus longitudinalement sur les nappes tardiglaciaires et/ou holocènes dans certaines parties médianes des ravins (comme dans le Loup ou le Mirail coupe MIR-5 par exemple). Le caractère désordonné de ces nappes détritiques antiques (parfois en remplissages de talwegs latéraux bien calibrés, parfois en nappes longitudinales) est probablement due au contexte géomorphologique (ruptures de pentes, profils d'équilibre etc…) mais aussi à des évènements météorologiques (climatiques ?) brutaux comme nous l'a démontré l'épisode d'enfouissement du Bas relief des Nautes de Cabrières d'Aigues dans la deuxième partie de ce travail. Des phases plus calmes à esquisses de sols dans les formations détritiques vers 1555-1351 (IV^{ème}-VII^{ème} ap. JC., coupe MIR-10) ou des travertins construits dans les séquences carbonatées vers 1700 cal. BP (MIR-2, IV^{ème} siècle ap. JC.) apparaissent généralement après une incision un peu plus profonde (que les nombreuses petites oscillations qui se succèdent sur toute cette période) qui se déroule entre le I^{er} et le IV^{ème} siècle ap. JC.

Plus tardivement, de nombreux niveaux d'occupation ou esquisses de sols se développent de façon synchrone autour de 1100 cal. BP (IX^{ème} - X^{ème} siècle ap. JC) après une seconde incision marquée vers 1345-1275 cal. BP (coupe HER-2, VII^{ème} siècle ap. JC, qui donne ici à sa suite un travertin construit). Ces niveaux d'occupation différents ravins (Mirail, coupe MIR-8 niveau 13; Loup, coupe Loup-3 niveau 9; Hermitans, coupe HER-4 niveau 7), aussi bien en contextes travertineux que détritiques soulignent une emprise des populations bien marquée à proximité des talwegs durant cette période. Une très petite et brève incision tronque ces niveaux d'occupations/esquisses de sols entre 1176-1050 cal-BP et 1016-933 cal. BP (coupe détritique HER-4 niveau 7, coupe travertineuse MIR-8, niveau 15, entre le X^{ème} et le XI^{ème} siècle ap. JC.) et souligne une fois de plus la très forte variabilité des tendances morphogéniques locales. Dans ce contexte médiéval aux températures clémentes (Petit Optimum Médiéval) les travertins construits perdurent et leur développement est motivé par les nombreuses ruptures (incisions) de haute fréquence. Jusqu'à l'an Mil, les parties supérieures des formations travertineuses sont d'ailleurs très marquées par une multitude de niveaux construits peu épais qui mettent en relief ces phases d'érosions et d'incisions. Ces faciès sont d'ailleurs d'excellents indicateurs de fluctuations morphogéniques de faible amplitude car ils apparaissent à la moindre accélération hydrodynamique dans les contextes travertino-crayeux à tendance palustre du Luberon. Postérieurement au XI^{ème} siècle ap. JC. les accumulations carbonatées s'amoindrissent et les taux de $CaCO_3$ qui suivaient l'augmentation des fluctuations morphosédimentaires (basses teneurs lors de fort détritisme, plus hautes après les incisions et le développement des travertins construits) subissent une baisse drastique (de 65% - 80% pour les faciès crayeux puis construits à 55% pour les derniers niveaux limono-crayeux) au profit d'un détritisme fin.

L'ensemble de cette morphogenèse mouvementée entre phases d'incisions, détritisme caillouteux, niveaux d'occupations/esquisses de sols et travertinisation (crayeuse ou construite) s'exprime dans une période où se succèdent des épisodes climatiques contrastés comme le Rapid Climate Change 1.2-1 (frais) ou le Petit Optimum Médiéval (tempéré chaud).

L'Antiquité montre une morphogenèse instable faite de phases d'accalmies entrecoupée d'épisodes détritiques ravinant subits. La "pause morphogénique" de la période romaine n'est pas évidente, seulement représentée, d'ailleurs le plus souvent vers la fin de l'Antiquité, par quelques esquisses de sols hydromorphes régulièrement tronquées par une ou plusieurs incisions. De la même manière, la période médiévale connaît une morphogenèse marquée par des variations de haute fréquence et de faible amplitude (qui s'observent bien dans les séquences travertineuses) qui ne traduisent pas forcément les conditions climatiques réputées peu agressives du "Petit Optimum Médiéval" (LAMB, 1965, LEROY LADURIE, 1983). Compte tenu de réponses morphogéniques parfois différentes des conditions climatiques en vigueurs, l'action des sociétés, dont les modes d'occupation et de mise en valeur des territoires peuvent fragiliser les versants et augmenter leur réactivité aux épisodes de précipitations, pourrait vraisemblablement jouer un rôle déterminant dès l'Age du Fer dans le Luberon (comme l'ont déjà montrés dans d'autres secteurs BERGER, 1996 et JORDA & PROVANSAL, 1996). Celui-ci s'inscrit dans la continuité des pressions diffuses et intermittentes exercées par les populations néolithiques, qui ont préparées une certaine sensibilité des milieux, bien exprimée dans les séquences travertineuses.

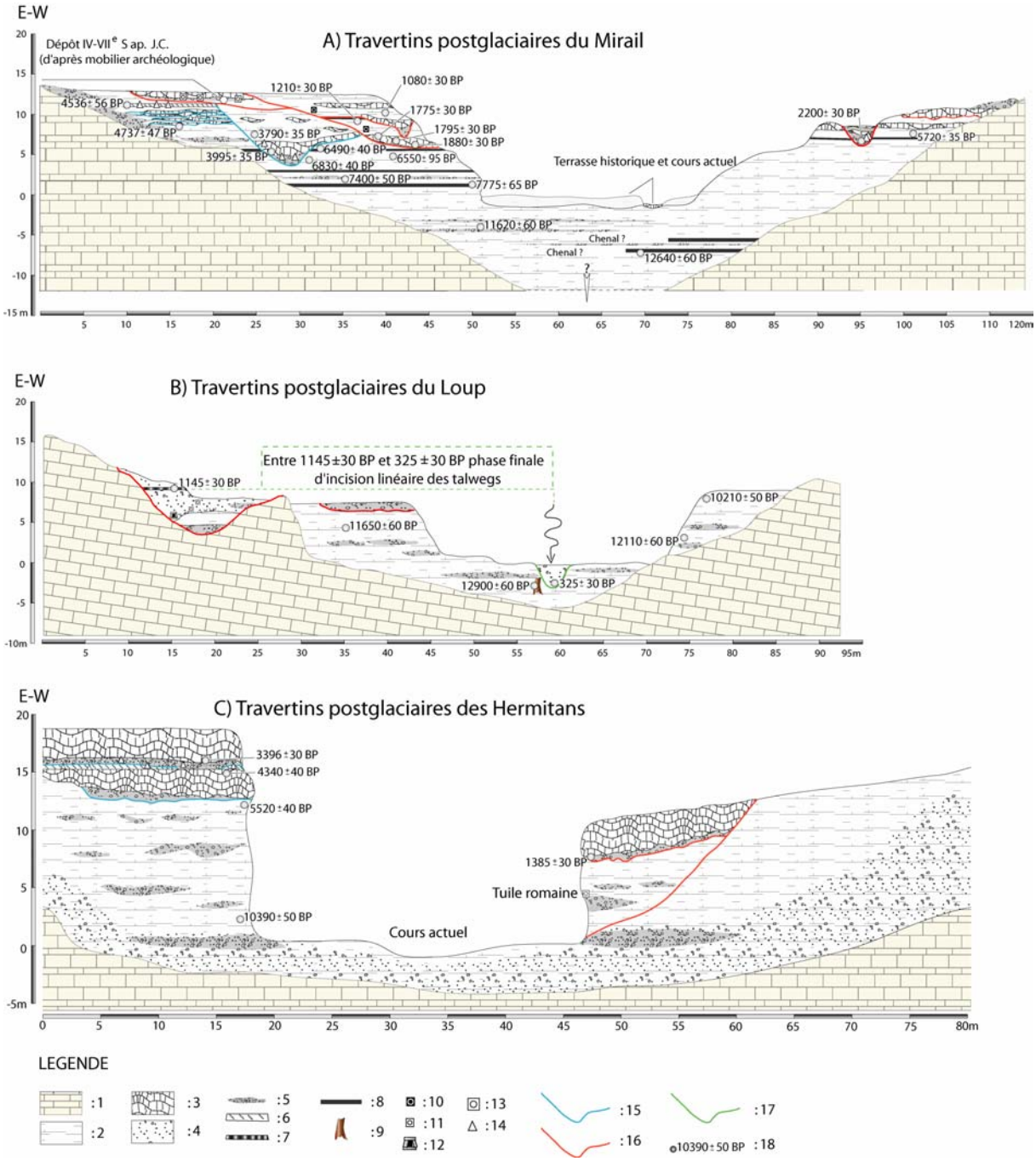


Figure n°92, Les incisions de 6000 cal. BP à 400 cal. BP dans les profils synthétiques des formations travertineuses postglaciaires du Luberon.

Legende: 1) Substratum paléogène et néogène (calcaires, marno-calcaires, argiles, molasses)**; 2)** Craies travertineuses**; 3)** Travertin construit **; 4)** Limons sables et cailloutis **; 5)** Nappe caillouteuse **; 6)** Niveau d'occupation humaine du Néolithique final**; 7)** Esquisse de sol; **8)** Sol hydromorphe**; 9)** Tronc sub-fossile de type *Pinus Sylvestris*; **10)** Tesson Antiquité Tardive à Moyen Age; **11)** Fragment de tuile antique ou Antiquité Tardive**; 12)** Conduite antique ou Antiquité Tardive**; 13)** Tuile romaine; **14)** Tesson Néolithique final; **15)** Incisions 6000 cal. BP et néolithiques**; 16).**Incisions 2700 cal. BP à 600 cal. BP **; 17)** Incision entre le XIII^{ème} et le XVII^{ème} siècle ap. J-C (Petit Age Glaciaire) ; **18)** Datation ^{14}C non calibrées.

V.3) Une incision récente (600-300 cal. BP) suivie d'une phase de dépôt au cours du Petit Age Glaciaire (300 – 0 [?] cal BP, Subatlantique)

Les remplissages holocènes de fonds de vallons perdurent jusqu'au XIII^{ème} siècle après JC (coupes MIR-1, 737-670 cal. BP, et Loup-6, 729-666 cal. BP). Depuis le XI^{ème} siècle après JC., les accumulations travertineuses se sont interrompues et ont laissé la place au détritisme (souvent fin dans les parties médianes des vallons, plus grossiers en aval) dans la dernière partie des remblaiements (MIR-8). Quelques niveaux d'occupations peu marqués à tessons de céramique concernent parfois le sommet des coupes détritiques (Loup-6). Plus rarement, à la faveur d'accélération de la pente ou de faible regain d'activité du système hydrologique, de petites lentilles construites peuvent réapparaître, mêlées à un abondant détritisme caillouteux, dans certaines séquences travertineuses (coupe MIR-1, postérieurement à 737-670 cal. BP, XIII^{ème} siècle après JC) mais sans perduration de l'accumulation carbonatée.

La réalisation fortuite d'un sondage dans le talweg actuel du ravin du Loup (coupe Loup-4) nous a permis de découvrir une nappe très récente emboîtée dans des niveaux tardiglaciaires (15531-14981 cal. BP, coupe Loup-5). Cette unité sédimentaire dont le toit constitue le niveau de base des écoulements actuels, est la prolongation amont d'un niveau de terrasse peu puissant (1,5m au maximum) d'origine historique (coupe MIR-3, figure n°93, profil longitudinal). Le premier niveau (à 3 mètres de profondeur) de cette ultime formation nous a délivré une date sur charbon de *Buxus* à 470-306 cal. BP (environ 380 cal. BP, XVII^{ème} siècle après JC). La comparaison entre les dernières dates obtenues au sommet de nombreuses séquences (cinquième surface d'abandon, figure n°88) du sud Luberon (vers 690 cal. BP, figure n°93, profil latéral) et ce dernier résultats nous indique une incision longitudinale régressive et majeure entre le XIII^{ème} et le XVII^{ème} siècle après JC., s'exprimant au beau milieu du Petit Age Glaciaire (LEROY LADURIE, 1983, LAMB, 1982 et 1984, GROVE, 1987, PFISTER, 1980 et 1992). Nous lui devons les paysages des fonds de vallons actuels, bordés de puissantes coupes naturelles postglaciaires et probablement l'accentuation du développement des badlands marneux en tête des ravins, au niveau de la combe anticlinale.

La mise en place de cette incision récente, concernant bien entendu toutes les formations (travertineuses ou détritiques), s'est vraisemblablement effectuée en quatre étapes postérieurement au XI^{ème} siècle après JC (dernières parties de certaines coupes stratigraphiques, comme par exemple Loup-3, figure n°92) qui correspondent à trois surfaces d'érosion en paliers qu'il est aisé d'observer dans de nombreux vallons (et principalement dans celui du Loup) et qui affectent les nappes correspondant à la « terrasse » de l'Antiquité Tardive et du Moyen Age (figure n°88).

De nombreux vestiges archéologiques (structures antiques à historiques) situés en sommet de coupe (MIR-9) ont été partiellement détruits au cours de cette dynamique par le sapement des berges et il est toujours fréquent d'observer actuellement des parties démantelées de fours à chaux qui jalonnent les talwegs du piémont. Cette incision « saccadée » illustre, sans toutefois en porter les marques certaines, le poids des pressions anthropiques qui peuvent rendrent le milieu « naturel » plus sensible aux fluctuations climatiques mineures récurrentes de cette période.

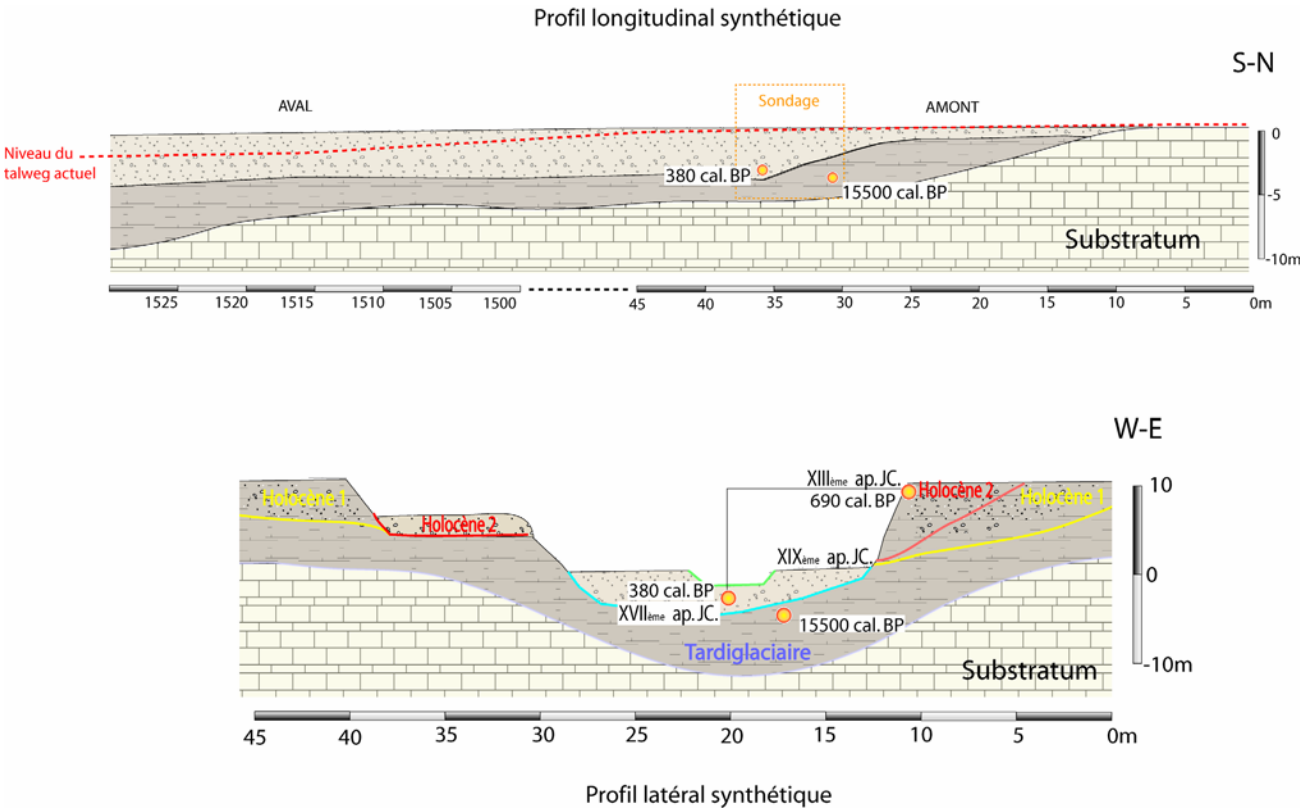


Figure n°93, synthèse chronostratigraphique représentant l'organisation des nappes postérieurement à l'incision récente (XIII^{ème} - XVII^{ème} siècle après JC) dans le Luberon.

A partir du XVII^{ème} siècle, une dernière terrasse alluviale se constitue (dont nous avons daté la semelle à 470-306 cal. BP en amont afin d'encadrer l'incision récente, figure n°93 et coupe Loup-4) dans les vallons principaux et certaines de leurs branches latérales (petits affluents temporaires du vallon du Mirail par exemple). Son développement semble se poursuivre jusqu'à la fin du XIX^{ème} siècle (coupe MIR-3) dans une ambiance climatique fraîche (Petit Age Glaciaire) et concernée par une importante série d'évènements hydrométéorologiques à répétions qui ont marqué la fin de ce siècle en Provence (inondations de 1863, 1873, 1877, 1882, 1886, 1889, 1890, 1892, 1902, 1904, 1909, 1911, 1913, et 1914). A la suite de ces phénomènes, et de façon quasi-systématique, les versants ont été fortement érodés, les berges, les routes et les ponts des torrents descendant du massif ont été en grande partie emportés dans de nombreuses communes du sud Luberon.

Dans le même temps, des niches d'érosions et des ravines latérales s'ouvrent profondément (3 à 4 m) dans les surfaces cultivées (localisées sur les niveaux de terrasses postglaciaires dominants et bordants les organismes principaux) et rejoignent le nouveau niveau alluvial de base consécutif de l'incision récente. Ce phénomène, nous l'avons vu, est à l'origine de la découverte en 1886 du bas relief des Nautes en amont du vallon du Loup.

Outre l'exacerbation de certaines caractéristiques hydrologiques d'origine météorologique et peut être climatique, d'autres facteurs ont pu engendrer l'aggradation de ce niveau de terrasse comme les importants déboisements (photo n°36) à la faveur des activités agricoles (accroissement des surfaces cultivées), économiques et rurales (bois de chauffage) dans une Provence ou le fort accroissement de population de la seconde moitié du XVIII^{ème} siècle nécessitait la conquête de nouvelles terres à exploiter (LIVET, 1962). Les surfaces dénudées auraient favorisées le ruissellement diffus et les érosions latérales alimentant ainsi en charge solide la plupart des talwegs. Dans ce sens, les aménagements en restanques des versants et des fonds de vallons sont la réponse volontaire et bien adaptée des communautés d'agriculteurs à une importante crise de ravinement débutant aux alentours du XVII^{ème} / XVIII^{ème} siècle (VAUDOUR, 1991).



Photo n°36) Vue sud-ouest de Cabrières d'Aigues vers 1903 laissant apparaître en arrière plan un Luberon dénudé suite à une importante et longue exploitation forestière. Comme pour les Alpes du Sud à la même époque, ce type d'exploitation accentue le rôle de l'érosion. Dans les collections M. Deydier toutes les photographies du Luberon (de Mérindol à Mirabeau) montrent ce type de paysage (photo Deydier M.).

V.4) Actuellement…

A partir du XX^{ème} siècle, une ultime incision linéaire régressive se déclenche et entaille la basse terrasse du Petit Age Glaciaire. Celle-ci est probablement due à un contexte de déprise rurale et d'augmentation de la couverture végétale (« remontée biologique » également motivée et/ou accélérée par la hausse des températures après le Petit Age Glaciaire ?) qui par piégeage des apports détritiques, rend les eaux plus claires et agressives. Par endroit, ce sont directement les nappes du Tardiglaciaire constituant le plancher du talweg qui sont profondément touchées (amont du ravin du Loup par exemple) à une vitesse parfois assez surprenante (75 cm en trois années) comme nous avions pu le mesurer dans les substrats marneux sensibles des Alpes du sud (25 cm en un an dans certaines ravines vives du bassin du Saignon, OLLIVIER & PINATEL, 2000) et comme le démontrent depuis plusieurs années certains auteurs (ROVERA et al., 1998 ; MEUNIER et al., 1993, LECOMTE et al., 1996, GAUTIER, 1994, notamment) avec le concours des ingénieurs et chercheurs du CEMAGREF (CEMAGREF, 1995).

Toutefois, dans le Luberon, ce phénomène est parfois accéléré ou amplifié par des aménagements de seuils ou de gués directement dans le lit des torrents qui privent certaines parties avals d'apports sédimentaires (amont du ravin du Loup par exemple).

Cette tendance actuelle à l'incision linéaire généralisée des cours d'eau, favorise également les concrétionnements travertineux (hausse de l'hydrodynamisme et brassage des eaux, facteurs soutenant la carbonatogenèse) qui se poursuivent de façon saisonnière (essentiellement au printemps et à l'été) sous la forme de petits édifices stromatolithiques et d'encroûtements sur berges et galets, plus particulièrement dans le ravin des Hermitans et dans le Mirail. Mais en définitive, et dans les conditions morphogéniques actuelles d'incision, le bilan à l'accumulation carbonatée demeure négatif et la plupart de ces formes d'incrustations sont démantelés et évacués dès les précipitations d'automne/hiver. Nous en revenons encore au principe fondateur développé par BAKALOWICZ (1988) sur le rapport entre l'intensité du dépôt du $CaCO_3$ et l'intensité de l'érosion, mais nous pouvons envisager que compte tenu de l'aspect durable de la carbonatation dans le secteur, il n'y a pas de modification fondamentale du chimisme des sources depuis au moins l'Atlantique (OLLIVIER et al., 2006c).

V.5) Bilan imagé des fluctuations morphogéniques du sud Luberon depuis la dernière glaciation jusqu'au XX^{ème} siècle…

Au terme de cette analyse, nous présentons une figure de synthèse retraçant les différentes étapes de la morphogenèse sur le piémont sud du Grand Luberon (figure n°94). Sur la courbe des fluctuations morphogéniques présentée, chaque point correspond à une des datations (calibré BP) que nous avons réalisées. Nous sommes partis du postulat que le point d'échantillonnage (niveau sur une coupe stratigraphique) daté sur charbon par ^{14}C AMS correspond plus ou moins, compte tenu de la nature alluviale des formations étudiées, à l'altitude relative du talweg de l'époque concernée (pour les horizons de sols ou niveaux d'occupations vraisemblablement localisés sur les « paléo-berges », l'écart altitudinal devrait être peu important).

Le niveau de base de référence à partir duquel les différents points sont placés sur notre courbe de fluctuations est celui du talweg actuel (en pointillés marron). La position du substratum sur lequel repose chaque formation est repérée lorsqu'il surplombe le fond de vallon actuel. Les positions des points datés sur les coupes stratigraphiques d'amont sont différenciées (traits vert) car les puissances des formations sont plus réduites dans ces parties de vallons lors des périodes récentes (les courbes suivent toutefois la même évolution). L'ensemble est ensuite réparti sur un axe chronologique représentant les 55000 dernières années et leurs oscillations climatiques généralement identifiées par la communauté scientifique selon les concepts récents.

Afin de mieux saisir l'impact éventuel des occupations humaines lors des différentes périodes une chronologie spécifique est représentée (civilisations et age BC/AD). Le résultat obtenu suit particulièrement bien les hypothèses que nous avons retenues et nous permet d'identifier et d'appréhender rapidement la puissance des dépôts[13] et les renversements de tendances morphogéniques (incision ou accumulation) ainsi que de vérifier l'éventualité de relations avec une oscillation climatique ou l'impact envisagé de certaines sociétés sur le milieu « naturel ».

[13] A ce sujet, le « calibrage » de notre courbe pour la fin du dernier pléniglaciaire supérieur, et en l'absence de datation locale pour cette période, est construit sur la puissance des dépôts du Luberon et calé chronologiquement sur la dernière avancée glaciaire en moyenne Durance (JORDA *et al.*, 2000).

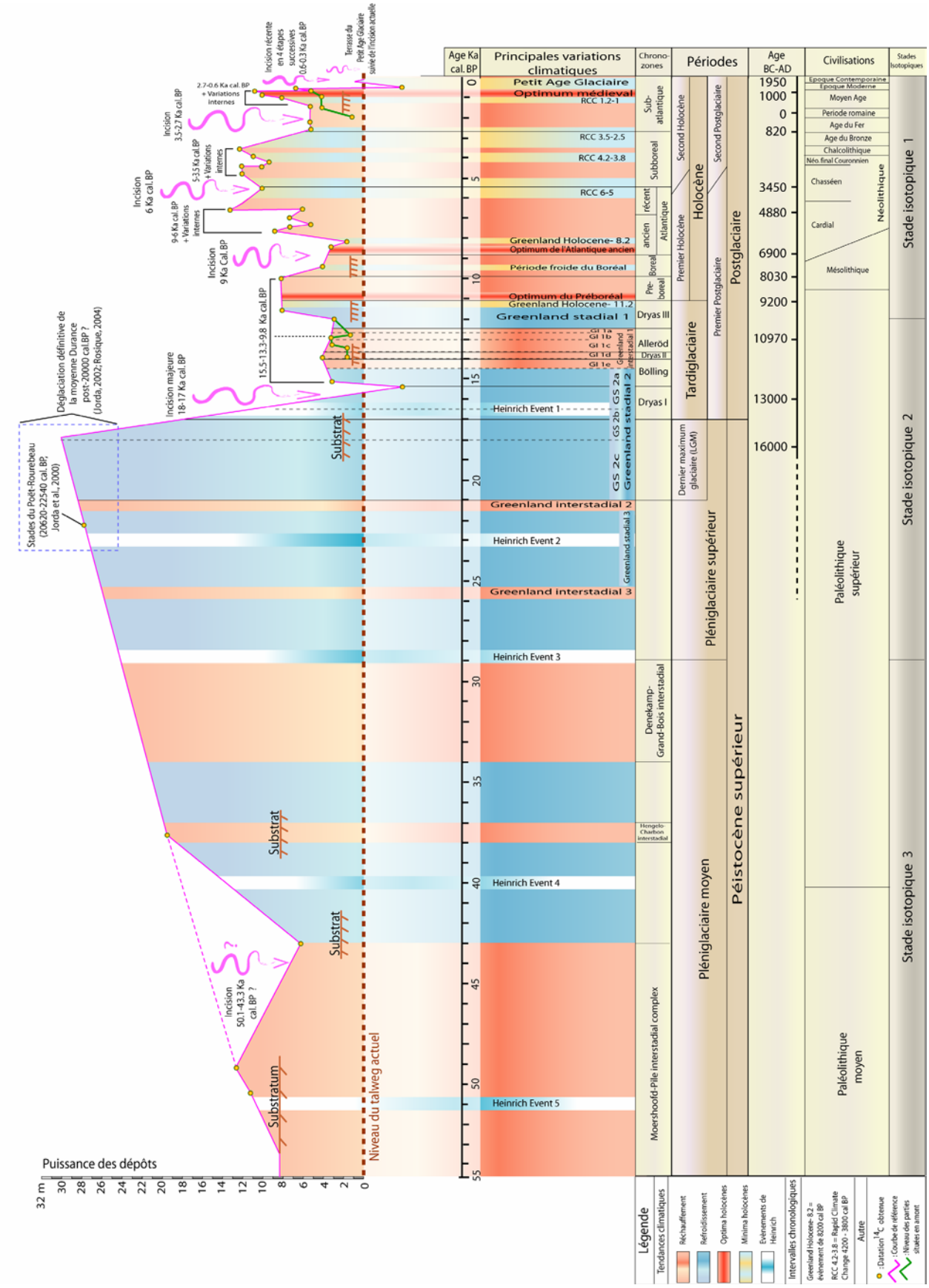


Figure n°94, évolution globale de la morphogenèse depuis 50 000 ans sur le piémont méridional du Grand Luberon (limites et tendances climatiques définies notamment d'après STAGE 3 PROJECT, TJEERD VAN ANDEL, 2002 ; BJORCK *et al.*, 1998 ; SCHOENEICH, 2003 ; GUITER *et al.*, 2003, DE BEAULIEU, 1982 ; DIGERFELDT *et al.*, 1997 ; MAYEWSKI et al., 2004, MAGNY, 1995 et 1997)

VI) Conclusion du chapitre II

Nos différentes analyses montrent la part importante des fluctuations climatiques du dernier pléniglaciaire (stade isotopique 3 et début du stade isotopique 2) à la seconde moitié du Postglaciaire dans l'évolution de la morphogenèse du sud Luberon. En revanche, la dynamique morphogénique des derniers millénaires de l'Holocène semble soumise de façon répétitive à des perturbations d'origine climato-anthropique.

Les épisodes de développement des sols rouges au sein du dernier pléniglaciaire correspondent à des conditions de type interstadiaires (interstade de Moershoofd-Pile) telles qu'elles sont envisagées dans les études sur les paléoclimats de cette période comme peuvent également en témoigner les analyses malacologiques réalisées dans ce travail. Les accumulations à matériel détritique de type périglaciaire, déposé sous la forme de décharges torrentielles parfois rapides et brutales témoignant de régimes de précipitations très contrastés (orages saisonniers ?) de même que leur volume et leur répartition spatiale sur le piémont s'effectuent sous la contrainte de périodes froides plus ou moins sèches des stades 3 et 2 (Dernier Maximum Glaciaire) de la chronologie isotopique. Enfin, les incisions de la fin du Pléistocène supérieur se manifestent à la faveur d'augmentations des précipitations (vers 45000 cal. BP ?) ou de changements environnementaux majeurs (18000 cal. BP ?).

Le Tardiglaciaire et la première partie de l'Holocène se révèlent être des périodes globalement humides avec des systèmes hydrologiques mal drainés, des vallons engorgés (craies travertineuses, accumulations alluvio-palustres etc…), une sédimentation détritique fine et des dépôts généralement puissants. Certaines périodes de refroidissement (GS-1, Dryas récent) provoquent des ralentissements généraux de la sédimentation et probablement une baisse des taux de carbonates dans les travertins crayeux. D'autres plus tempérées (GI-1c/GI-1b, Allerød) manifestent le développement d'incendies dont les marques (troncs brulés) sont inscrites dans les passées fines des remblaiements. Des rythmes particuliers et relativement variables dans les précipitations (répartitions, volumes, régimes ?) semblent parfois se dégager, révélés par des décharges détritiques subites et des mobilités accrues des chenaux (sans incisions) qui interviennent dans des contextes de faible hydrodynamisme et d'humidité « continue » (travertins crayeux alluvio-palustres) dans certains cas jusqu'au milieu de l'Atlantique.

Le deuxième Postglaciaire parait globalement plus tempéré et plus « sec » au niveau climatique et la morphogenèse y semble relativement influencée par les actions anthropiques. L'apparition des faciès travertineux construits (à la composante plus alluviale et se développant mieux en contexte tempéré « chaud ») s'effectue en grande partie au détriment des faciès crayeux d'environnements « palustres » (moins perturbés par des climats plus frais mais nécessitant une constante humidité). Au Néolithique, la multiplication des niveaux d'occupation dans nos coupes, souvent interstratifiés dans les séquences travertineuses, suggère un rapprochement des populations vers les fonds de vallons probablement moins humides.

Dans ce cas les travertins construits signifieraient plutôt des contextes plus « secs » qu'à l'accoutumer. Les niveaux d'occupation concerneraient les berges plus ou moins proximales d'un chenal où se développeraient les édifices carbonatés à la suite du recul du domaine palustre et de l'avènement des incisions. Le rôle des modes d'exploitation des terroirs néolithiques (pâturages ?) associé à des fluctuations climatiques connues pour cette période pourrait accentuer le drainage des zones humides et favoriser la concentration des écoulements (même si les occupations revêtent parfois un caractère bref et discontinu).

D'après les études paléoécologiques réalisées dans ce travail, les incisions et les phases de travertinisation construite consécutives sont souvent synchrones de fortes ouvertures du milieu végétal. De l'age des métaux au Moyen Age, de nombreuses fluctuations morphogéniques, des concentrations des écoulements et des décharges détritiques plus ou moins variables dans leur importance sont accompagnées de vestiges archéologiques et de fréquents niveaux d'occupations. A la fin de la période historique les systèmes sont en rupture majeure (incision du Petit Age Glaciaire) et manifestent le poids pluri-milénaires des paramètres climato-anthropiques dans leur évolution.

Lorsque le paramètre climatique semble prédominant dans les variations de la morphogenèse les incisions semblent plutôt longitudinales et de grande ampleur, dès que l'influence des actions anthropiques sur le milieu se fait ressentir, les incisions se font plus nombreuses, plus modestes et moins « franches » (latérales ou en méandres). Les environnements sont sensibilisés par les occupations humaines et répondent alors plus rapidement aux multiples fluctuations climatiques de la dernière partie de l'Holocène.

Chapitre III : Des spécificités mais aussi des similitudes avec la morphogenèse du dernier pléniglaciaire et du Postglaciaire des Alpes du sud et de la Basse Provence

De cette étude sur les fluctuations de la morphogenèse dans le Luberon et en moyenne Provence en relation avec la variabilité des paramètres climatiques et des occupations humaines depuis la dernière glaciation, nous pouvons retirer quelques éléments de comparaisons avec les recherches menées depuis de nombreuses années dans des régions proches (Alpes du sud, Haute et Basse Provence etc…).

I) Au dernier pléniglaciaire

Les héritages morphosédimentaires du dernier Pléniglaciaire sont largement visibles lorsqu'on observe dans le détail les paysages alpins et provençaux. Cependant, compte tenu des problèmes de conservation des données liés à l'age et aux faciès des formations, encore trop peu de datations absolues sont disponibles pour cette période dans le sud de la France. Les nouveaux résultats obtenus dans le sud Luberon fournissent des indications de première importance qui élargissent les possibilités d'analyses et de comparaisons des modalités de la morphogenèse du dernier glaciaire, encore mal connues en région méditerranéenne.

Dans le Luberon, les horizons de sols rouges datés entre 51 000 ± 3000 BP et 42227 ± 376 cal. BP correspondent au complexe interstadiaire de Moershoofd-Pile (stade isotopique 3). De nouvelles datations réalisées par DIAZ DEL OLMO (communication orale) sur le sol rouge basal de la séquence colluviale et loessique du pont de Mirabeau (MAGNIN, 1992) en bordure de Durance, le place sur un intervalle chronologique compris entre 51910 et 48810 BP (environ 52 000 cal. BP). La contemporanéité des datations obtenues sur les sols du Luberon et de la formation de Mirabeau, de même que les résultats des différentes analyses malacologiques (MAGNIN, 1992 et ce travail), confirment le caractère régional de l'augmentation relative des températures (relativement proches ou équivalentes de l'actuel) lors de cet interstade en Provence pour au moins deux phases spécifiques de « pédogenèse » : 52000 cal. BP (Mirabeau) et 42000 cal. BP (Luberon).

Dans le vallon de la Vautubière (AMBERT et *al.*, 1974), entre Berre et Salon, un horizon lithochrome séparant deux séries de dépôts éoliens à structure dunaire a été daté à 37398 ± 1957 cal. BP (31900 ± 1700 BP). A Terre Rouge (Cucuron), sur le piémont méridional du Grand Luberon, un niveau à traces de rubéfaction et à charbons volumineux et abondants (*Pinus* type *Sylvestris*) intercalé entre plusieurs nappes caillouteuses torrentielles à gélifracts est daté à 38016 ± 697 cal. BP (32700 ± 300 BP). Ces deux ensembles appartiennent (si l'on considère la datation de la Vautubière valide compte tenu de sa date ancienne de réalisation) à la période interstadiaire d'Hengelo-Charbon qui succède, après un « bref » retour des conditions glaciaires, à celle de Moershoofd-Pile. Une augmentation de la couverture végétale lors de cette pulsation tempérée pourrait expliquer la présence de charbons dans les différents niveaux datés de cette période entre Luberon et basse Provence. Il est possible que la plus « courte durée » d'Hengelo-Charbon, associée à un réchauffement climatique probablement moins important que celui de Moershoofd-Pile, soient responsables de l'apparente absence de sol dans les formations étudiées.

L'évolution de la morphogenèse lors du Dernier Maximum Glaciaire (stade isotopique 2) semble globalement suivre celle des Alpes du sud et de la Provence. Cette apparente similarité provient probablement du manque de données chronologiques absolues qui pourraient préciser cette évolution dans le détail et mettre en évidence quelques différences. En Provence, l'image de conditions de type périglaciaire en vigueur se précise à la lecture des dépôts rattachés à cette période dans les différentes études géomorphologiques régionales. Les formations d'éboulis cryoclastiques, de cônes détritiques ou de petits glacis d'accumulation près des versants de même que les épandages loessiques ou de sables éoliens dans les vallées principales, soutiennent l'idée d'un Dernier Maximum Glaciaire commençant à s'affirmer à partir de 30 000 cal. BP, tout comme dans les Alpes du sud (JORDA et al., 2000, ROSIQUE, 2004). La datation de l'ensemble loessique supérieur de la séquence pléistocène de Pont-de-Mirabeau devait éventuellement nous préciser le calage chronologique de ce maximum de froid en Provence aux températures inférieures de 8°C à la valeur actuelle (MAGNIN, 1992). Cependant, la date ^{14}C (AMS) que nous avons obtenue à la base de ces « loess » ou placages éoliens (niveau 11 de la coupe de MAGNIN, 1992) nous a donné un résultat à 13039- 13617 cal. BP (11420 ± 140 BP), surprenant qui correspond à une étape réputée plus « tempérée » du Tardiglaciaire (GI-1c ou GI-1b, Allerød). Compte tenu des conditions de prélèvement de l'échantillon des risques de « pollution » sont peu plausibles, seule une faible quantité de charbon pourrait être incriminée (0,15 mg) mais celle-ci ne devrait toucher en rien (outre l'élargissement de l'écart type) l'age mesuré par radiométrie. De nouvelles datations semblent nécessaires pour clarifier ce point et en tirer de nouvelles conclusions.

II) Au Postglaciaire

La puissante incision qui précède le début du Tardiglaciaire avant 15500 cal. BP est également reconnue dans les Alpes du sud et la basse Provence (où elle est toutefois uniquement argumentée par l'absence de dépôts postglaciaires plus anciens). Ce renversement de tendance soutient l'idée d'une fin de Dernier Maximum Glaciaire postérieure à 2O OOO cal. BP (JORDA et al., 2000, ROSIQUE, 2004) consécutive d'un changement climatique et écologique majeur vers 18000 cal. BP largement enregistré dans les archives sédimentaires européennes (SCHOENEICH, 2003).

D'épaisses accumulations torrentielles et colluvio-alluviales ont concerné les Alpes du sud entre le Tardiglaciaire et les premiers millénaires de l'Holocène. Ces remblaiements, qualifiés de « *Remblaiement Postglaciaire* –ou *Holocène- Principal »* ont été définis et étudiés par de nombreux auteurs (JORDA, 1983, ROSIQUE, 1996, MIRAMONT, 1998, SIVAN, 2002). En basse Provence, les dépôts de piémont du début de l'Holocène sont généralement plus discrets tandis que ceux des derniers millénaires sont plus visibles (JORDA et al., 1993, PROVANSAL, 1995, BRUNETON et al., 2002). Dans le Luberon, c'est l'intégralité du Postglaciaire qui est bien représentée avec toutefois des héritages sédimentaires détritiques[14] moins nombreux sur la période Boréo-Atlantique, intervalle chronologique concernant plus particulièrement le développement du Remblaiement Postglaciaire Principal alpin.

Sur le piémont méridional du Grand Luberon, la première phase de dépôt postglaciaire débute plus précocement que dans les Alpes du sud et les Alpilles. L'accumulation des craies travertineuses s'initie vers 15500 cal. BP et le détritisme fin aux alentours de 14000 cal. BP dans le Luberon contre 13500 cal BP pour le détritisme alpin et 11000-11500 cal. BP, pour celui des Alpilles.

La sédimentation tardiglaciaire est globalement fine dans les Alpes et le Luberon. On note également un ralentissement des taux d'accumulation au cours du Dryas Récent dans ces deux régions.

Alors qu'une première phase d'incision entaille les dépôts détritiques et les accumulations travertino-crayeuses du Luberon vers 9000 cal. BP, la sédimentation se poursuit par un détritisme fin dans les Alpilles, grossier/fin à niveaux travertineux dans les Alpes du sud.

Les premiers faciès travertineux n'apparaissent que vers 8000 cal. BP dans les Alpilles alors qu'ils sont déjà présents depuis plusieurs milliers d'années dans le Luberon et les Alpes (les séquences alpines inscrites dans le Remblaiement Postglaciaire Principal sont cependant très modestes).

[14] Dans l'état actuel de nos recherches ce sont surtout les séquences travertineuses qui dominent cette période.

L'incision aux alentours de 5500 cal. BP concerne également les Alpes du sud. Toutefois, celle-ci demeure, tout en étant diachronique selon les vallons, plus durable et plus précoce que dans le Grand Luberon.

Dans le sud Luberon, entre le Néolithique et l'Age des métaux, une période de forte variabilité du fonctionnement des systèmes morphogéniques se traduit par de nombreuses petites incisions, l'apparition d'une succession de travertins construits et des fluctuations des taux de carbonates mesurés dans les séquences travertineuses. Les premiers niveaux d'occupation humaine et de fortes ouvertures du milieu végétal accompagnent cet épisode. Dans le même temps, les aquifères du marais des Baux sont au plus bas et un bas niveau lacustre à tourbes noires est identifié dans la Tourbière de St Léger (Alpes de Haute Provence, DIGERFELDT et al., 1997). Après un premier Postglaciaire relativement humide où se développent des ensembles alluvio-palustres et des sols hydromorphes, cet assèchement démontré dans les Alpes de Haute Provence et les Alpilles, additionné dans notre secteur à de fortes ouvertures du milieu végétal par les populations néolithiques, pourrait avoir amorcé la concentration intermittente des cours d'eau du Luberon, amélioré le drainage, et favoriser le développement des travertins construits.

A partir de 2700 cal. BP, une incision se produit dans le Luberon, suivie d'accumulations détritiques très fluctuantes (érosions et petites incisions) et d'alternance de faciès travertineux construit, de nappes caillouteuses, et de fluctuations des taux de carbonatation. Cet épisode est accompagné de plusieurs niveaux d'occupation de l'Antiquité Tardive et de l'époque médiévale. Il ne semble pas se produire d'incision dans les Alpes du sud et la basse Provence pour cette période. En revanche de nombreux aménagements d'origine anthropique, des variations du niveau des aquifères dans les Alpilles et une recrudescence de la torrentialité dans les Alpes et la Basse Provence sont à noter. Les fluctuations morphosédimentaires enregistrées dans le Luberon pourraient être la traduction de la variabilité et de la recrudescence de l'activité morphogénique des Alpilles et de la zone alpine.

Enfin, l'incision récente (qui s'instaure en quatre temps entre 600 et 325 cal. BP) parait être synchrone entre Luberon et basse Provence, même si celle-ci est uniquement pressentie dans les Alpilles car non calée chronologiquement. Le développement de la terrasse alluviale du Petit Age Glaciaire suivie du démarrage de l'incision actuelle semble n'être enregistré que dans le Luberon.

Globalement, peu de relations peuvent être conduites entre l'évolution des fluctuations de niveau lacustres jurassiens (MAGNY, 1994 et 1995) ou européens (MAGNY, 2004) et les variations de la morphogenèse du piémont sud du Luberon. Certains épisodes d'incisions ou de fluctuations morphosédimentaires de moyenne Provence sont en opposition de phases avec des périodes de hauts niveaux lacustres (Joux vers 9000 cal. BP, Chalain aux alentours de 5500 cal. BP) dans le Jura (figure n°95).

Autre exemple, vers 5500 cal. BP à des indices d'un climat plus sec dans les Alpes de haute Provence (tourbière de St Léger, DIGERFELDT *et al.*, 1997) en basse Provence occidentale (Alpilles et marais des Baux, BRUNETON, 1999) et dans les formations travertineuses du Luberon correspondent au contraire à une période de hauts niveaux lacustres en moyenne Europe (MAGNY, 2004). Cela tient probablement du fait que les contextes géomorphologiques, climatiques et météorologiques sont trop différents entre les différents cas pour réagir ensembles de façon synchrone ou systématique à des forçages globaux.

En revanche, les variations de la morphogenèse du sud Luberon pourraient mieux suivre les tendances enregistrées dans les Alpes de Haute Provence et les Alpilles. L'incision de 9000 cal. BP semble se produire dans une période de fluctuations de plus haute fréquence des niveaux lacustres de Saint Léger et des aquifères du marais des Baux. De l'Atlantique récent au Subatlantique, les oscillations entre phases plus sèches et remontées des niveaux lacustres et des aquifères de la Haute Provence aux Alpilles pourraient être le corollaire de fluctuations climatiques intra-holocènes responsables d'une morphogenèse mouvementée entre travertinisation, détritisme et incisions dans le Luberon. Néanmoins, il ne faut surtout pas écarter l'impact, parfois bref ou localisé mais généralement recrudescent au fil du temps, des sociétés humaines sur leur environnement pendant cette période.

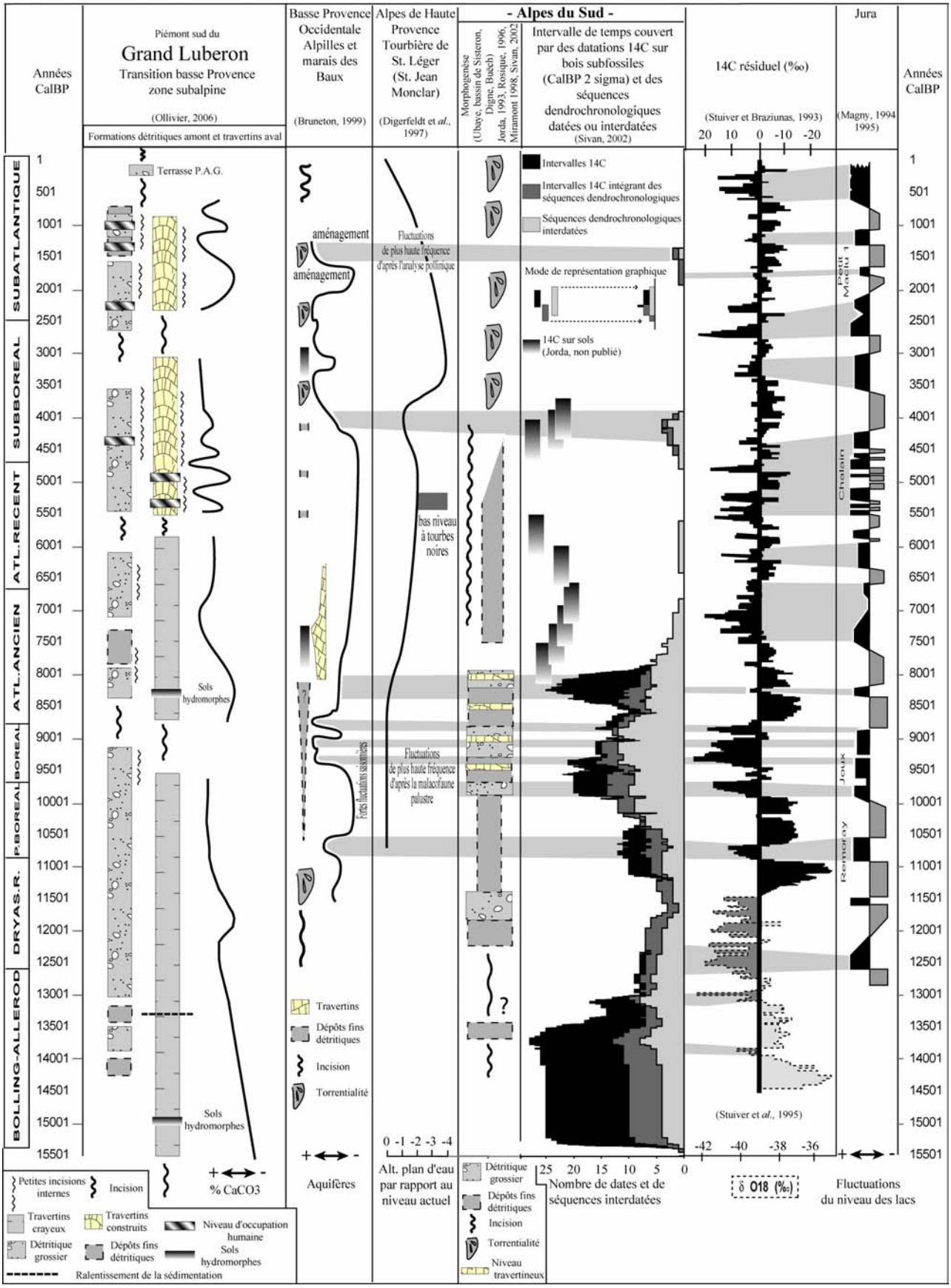


Figure n°95, comparaison entre les tendances morphogéniques du Luberon au Postglaciaire et : les variations de la morphogenèse de la basse Provence et des Alpes du sud, les enregistrements de la tourbière de St Léger dans les Alpes de Haute Provence, les variations du 14c résiduel et les fluctuations de niveaux lacustres du Jura (adapté de SIVAN *et al.*, 2006).

CONCLUSIONS FINALES

L'objectif principal de ce travail était la reconstitution la plus fine possible des fluctuations de la morphogenèse provençale depuis la dernière glaciation en relation avec les changements climatiques et les occupations humaines.

Dans ce cadre, **le secteur du Grand Luberon** a été retenu car il occupe **une position clé au carrefour des différentes influences méditerranéennes**, aussi bien au niveau géographique qu'au niveau culturel. C'est un **espace de transition et d'interphase entre montagnes alpines et massifs côtiers méditerranéens** de même qu'un **territoire au croisement des différentes sociétés humaines** qui se sont succédées entre Alpes et Provence **depuis la Préhistoire**.

De nombreuses prospections sur le piémont méridional du Grand Luberon, uniquement étudié de façon ponctuelle au niveau des modalités et des rythmes de la morphogenèse quaternaire *L.S.* (BRUNDU & CRAUCHET, 1990, OLLIVIER, 2001), ont mis en évidence un **nombre important de formations recouvrant une large période chronologique**. Cette richesse en archives sédimentaires de même que leur exceptionnel état de conservation est liée à la caractéristique morphologique du bas piémont. Celui-ci est **séparé de la Durance** par deux zones collinaires parallèles à l'axe du Grand Luberon qui favorisent le stockage sédimentaire. Ces petits reliefs conditionnent également le développement du système hydrographique dans un contexte quasi-endoréïque relativement protégé des influences externes. **La situation de piémont, zone privilégiée de dépôt, garantie en outre une lecture amont-aval efficace des épisodes morphosédimentaires**

En basse Provence plusieurs études sur les fluctuations paléohydrologiques, morphogéniques et paléoclimatiques passées ont déjà été réalisées (NICOD, 1967, AMBERT *et al.*, 1974, BROCHIER, 1977, MAGNIN, 1992, VAUDOUR, 1994, JORDA *et al.*, 1993, DUBAR *et al.*, 1993, PROVANSAL, 1996, BLANC J-J., 1993, BRUNETON, 1999, etc…) mais bien souvent celles-ci sont spatialement et chronologiquement dispersées, morcelées, contrairement au **Luberon qui concentre un large corpus de données dans de larges domaines** (géomorphologie, archéologie et paléoécologie).

Dans les Alpes du sud de nombreuses recherches documentent assez bien les questions relatives à l'évolution de la morphogenèse du dernier pléniglaciaire au Postglaciaire en moyenne montagne (JORDA, 1983, 1985, 1993, ROSIQUE, 1996, MIRAMONT, 1998, SIVAN, 2002, BOUTTERIN, thèse en cours).

Ce travail, en plus des nouvelles approches proposées, fait figure de **lien entre les travaux effectuées depuis la basse Provence jusqu'aux Alpes du sud** et permet la réalisation d'un **premier bilan sur les différentes évolutions des géosystèmes nord méditerranéens du Quaternaire récent.**

Suite aux prospections, la réalisation d'une cartographie géomorphologique du Grand Luberon a permis de distinguer **trois grandes unités morphosédimentaires** à étudier de façon privilégiée :

- des **formations de glacis d'accumulation pléniglaciaires** à **sols rouges** basaux contenant de nombreux charbons et malacofaunes ;

- des **remblaiements alluviaux détritiques postglaciaires** dans les fonds de vallons, également riches en matériel paléoécologique ;

- des **formations travertineuses** au débouché d'exsurgences karstiques autorisant une analyse entre : dynamique des formations détritiques amont et fonctionnement des systèmes travertineux avals au cours du Postglaciaire.

Pour définir de façon précise la chronologie des rythmes et des modalités de la morphogenèse d'après ces différents ensembles morphostratigraphiques, **plus d'une cinquantaine de datations ^{14}C ont été réalisées.** Ces analyses ont été effectuées selon une approche géomorphologique et stratigraphique évènementielle et séquentielle, c'est-à-dire orientée par des marqueurs forts au niveau morphologique (surfaces d'érosions ou d'abandons) et stratigraphique (lacunes, pédogenèses, incisions, érosions). **Chaque indicateur de rupture ou de changement dynamique a ainsi fait l'objet de datations encadrant l'évènement supposé ou défini.**

Une fois la chronologie des évènements déterminée, des **relations entre l'évolution de la morphogenèse selon les fluctuations climatiques globales** (TJEERD VAN ANDEL, 2002, BJORK *et al*., 1998, WALKER *et al.*, 1999, LOWE *et al.*, 2001, MAYEWSKI *et al.*, 2004, DAVIS *et al.*, 2002) et **l'impact des modes d'occupation humaine** sont établies.

L'analyse géomorphologique est le principal moteur de notre étude. Cette démarche est **continuellement alimentée par des disciplines connexes** (sédimentologie, archéologie, malacologie et anthracologie) toutes aussi pertinentes **dont l'association renforce la résolution de nos résultats**. Au final, **ces nouvelles données sont comparées à celles obtenues notamment dans les Alpes du sud et la basse Provence.**

Outre l'aspect concernant plus particulièrement l'évolution de la morphogenèse, **de nombreux résultats concernent le fonctionnement spécifique des systèmes travertineux postglaciaires méditerranéens** :

- La **période de développement principal de ces formations carbonatées** a été **élargie au Tardiglaciaire et au Moyen-Age**, ce qui modifie notablement le cadre chronologique qui leur est habituellement attribué (du Préboréal à la fin du Néolithique).

- **Les séquences travertineuses sont également abordées en tant que systèmes sensibles aux modifications du biotope**. Les relations amont-aval entre formations détritiques et travertins, l'impact des fluctuations climatiques de premier et de second ordre sur ces séquences carbonatées de même que celui induit par le développement des occupations néolithiques à leurs abords, illustrent la nécessité d'une **stabilité environnementale dans leur développement optimal.**

- Une **nouvelle approche de l'évolution de la séquence carbonatée** postglaciaire est proposée. Des **cycles sédimentaires** répondant aux variations autocycliques (fonctionnement propre des ensembles travertineux) ou allocycliques (perturbations d'origine exogène) qui influent sur le développement de ces systèmes **sont mis en évidence.**

- Un **micro-référentiel actuel** permet de **renforcer la compréhension des faciès hérités** observés et de **faciliter leur intégration** dans une évolution morphosédimentaire dynamique sur la période postglaciaire.

- **Des mesures concernant les taux de carbonatation** au sein des différents faciès (crayeux et construits) sur une série de coupes stratigraphiques comprises dans la période Tardiglaciaire-Moyen Age sont effectuées. **Ces analyses délivrent un contrôle essentiel de l'influence des facteurs interférant sur la carbonatogenèse au niveau climatique** (réchauffement postglaciaire), anthropique (modes d'occupation humaine), **morphodynamique et paléohydrologique** (incisions, détritisme, hydrodynamisme).

Les nombreuses données obtenues à partir d'une méthodologie éprouvée sur un territoire luberonnais particulièrement riche en archives sédimentaires et paléontologiques, fournissent **un premier modèle intégré sur l'évolution de la morphogenèse provençale des 50 000 dernières années**. Dans ce schéma, formations détritiques et séquences travertineuses réagissent selon de multiples échelles chronologiques, spatiales et morphosédimentaires aux variations des composantes climatiques et anthropiques de même qu'aux conditions géomorphologiques locales.

I) Des sols rouges interstadiaires, de puissants remblaiements suivis d'une incision majeure : Une morphodynamique pléniglaciaire exacerbée

La morphogenèse du Pléniglaciaire moyen à supérieur (Stades Isotopiques 3 et 2) est remarquablement bien représentée dans les formations du Luberon. De l'étude de ses héritages morphogéniques plusieurs points ont pu être dégagés.

De nombreux et puissants glacis d'accumulation se sont développés en contrebas d'une ou plusieurs surfaces d'érosion anciennes affectant la combe anticlinale du Grand Luberon. Ces glacis comprennent à la base des sols rouges datés du Stade Isotopique 3 (Pléniglaciaire moyen) recouvert par la suite par plusieurs nappes caillouteuses. L'ensemble de ces dépôts s'exprime largement à partir des versants avant de mourir à proximité de la plaine durancienne, séparée du piémont par les collines du synclinal néogène de Cadenet en inversion de relief.

Dès 51000 ± 3000 BP plusieurs sols rouges se développent dans des vallons déjà largement surcreusés. Ces sols ou horizons de sols se sont majoritairement développés durant l'interstade intra-pléniglaciaire de Moershoofd-Pile, aux températures proches de l'actuel d'après les études paléoclimatiques globales et les résultats obtenus à partir des analyses malacologiques locales (présence de *Rumina decollata L.*,.espèce à distribution méditerranéenne, MAGNIN, ce travail). Deux principaux épisodes de pédogenèses semblent pouvoir se distinguer. Un premier entre 51 000 ± 3000 BP et 46 600 ± 1600 BP (50155 ± 2520 cal. BP) à Terre Rouge (Cucuron) et un second entre 38900 ± 600 BP (43310 ± 592 cal. BP) et 37 000 ± 700 BP (42227 ± 376 cal. BP) au Mirail (Peypin d'Aigues). Une importante incision (de plus de 10 mètres) entre ces deux phases de pédogenèses est probablement mise en évidence vers 45 000 cal. BP. Celle-ci pourrait plus ou moins correspondre à une augmentation des précipitations soulignée par des phases d'érosion/incisions autour de 40 000 cal. BP dans des séquences fluviatiles allemandes (VAN HUISSTEDEN *et al.*, 1999).

Ces nombreux sols rouges, représentant en quelque sorte des périodes de stases morphogéniques, sont ensuite recouverts d'un puissant cailloutis torrentiel qui se dépose au moins jusqu'à 32700 ± 300 BP (38016 ± 697 cal. BP). Les formations de glacis d'accumulation comprenant les sols rouges et les nappes caillouteuses torrentielles dépassent alors les 30 mètres de puissance. L'énergie de transit semble forte, au regard des faciès caillouteux souvent de diamètre important, mais discontinue car les émoussés sont faibles, évoquant des précipitations contrastées et épisodiques.

Lors du Dernier Maximum Glaciaire (Stade Isotopique 2) les phases de dépôts sont représentées par des formations d'éboulis cryoclastiques et de petits glacis d'accumulation à faible extension aval, retranchés à proximité des versants. Ce dispositif sédimentaire renvoie plutôt à des conditions climatiques froides et sèches contrairement aux propositions d'augmentation des précipitations en région méditerranéennes formulées par PRENTICE *et al.* (1992) et PEYRON *et al.* (1998) pour cette période.

Enfin, postérieurement à 20 000 cal. BP (fin du dernier maximum glaciaire durancien) le retour progressif à des conditions climatiques plus tempérées et humides réamorce le transit longitudinal des sédiments vers l'aval. Cette nouvelle dynamique se manifeste par le dépôt d'une nappe caillouteuse ravinante sur le substratum dans la partie basse du piémont. Dans la continuité de cet épisode et antérieurement à 15500 cal. BP (premiers dépôts tardiglaciaires datés dans le Luberon, étagés en contrebas des formations du stade isotopique 3) une incision majeure affecte les accumulations de glacis pléniglaciaires de façon simultanée sur les amonts et les avals. Celle-ci doit s'effectuer aux alentours de 17-18 000 cal. BP (Greenland Stadial-2b / transition Pléniglaciaire supérieur-Tardiglaciaire), intervalle chronologique ou d'importants changements environnementaux semblent se produire en Europe occidentale (SCHOENEICH, 2003) sous l'effet du réchauffement postglaciaire.

Peu de vestiges d'occupations humaines antérieurs au Néolithique final ont été découverts sur le piémont méridional du Grand Luberon. Cependant,, dans la terrasse supérieure du Torrent du Laval (Cadenet), dans la seconde moitié d'un ensemble sédimentaire sablo-limoneux hydromorphe d'origine alluviale, a été découvert une pointe moustérienne en silex réalisée sur un support Levallois (découverte : CONGES Gaëtan en 1976, diagnostic : SLIMAK Ludovic, 2006, ce travail). Cette pièce est le premier, le plus ancien et l'unique outil archéologique appartenant au Paléolithique moyen découvert dans le sud Luberon. Il témoigne d'une occupation humaine datant au moins de 35 000 ans BP (période la plus récente du Paléolithique moyen attestée en France méditerranéenne, SLIMAK, 2004) dans ce secteur.

Le dernier pléniglaciaire tel qu'il nous est représenté connaît de fortes variabilités climatiques de moyenne fréquence où les épisodes les plus froids dominent une morphogenèse versatile (développement de « sols rouges », décharges torrentielles remaniant des gélifracts et constituant de puissants glacis d'accumulation, incisions majeures, etc…) en phase avec les données paléoclimatiques.

II) Un Postglaciaire aux variations morphogéniques de haute fréquence et d'ampleur contrastée

La morphogenèse du sud Luberon est à l'image des nombreuses oscillations climatiques qui affectent le Postglaciaire. Une multitude de renversements de tendances entre phases d'incision et périodes de remblaiement se succèdent au cours de ces 15 000 ans. Du Tardiglaciaire à l'Atlantique les différentes fluctuations morphogéniques apparaissent principalement inféodées aux seules variations de la composante bio-climatique. En revanche, dès la fin de l'Atlantique, dans un contexte de recrudescence des pressions exercées sur le milieu par les sociétés humaines, la morphogenèse est fortement influencée par les perturbations d'origines climato-anthropiques.

Après une exceptionnelle phase d'incision à la transition Tardiglaciaire-Holocène qui s'effectue probablement vers 17-18 000 cal. BP, une importante période d'accumulation sédimentaire s'instaure entre 15500 et 13300 cal. BP et accompagne le début du réchauffement postglaciaire. Cette sédimentation, globalement fine (limono-argileuse à limono-sableuse) au niveau des faciès détritiques en amont des vallons, est étagée ou emboîtée en contrebas des formations de glacis pléistocènes du stade isotopique 3. Toujours en amont, de nombreuses marques de paléo-incendies (troncs carbonisés *in situ* de *Pinus* type *Sylvestris*) sont centrés sur la période 13600 cal. BP en plein Greenland Interstadial 1, phase climatique tempérée/chaude de la fin du Bølling et de l'Allerød. Dans le même temps, des décharges détritiques grossières viennent fréquemment s'interstratifier entre les niveaux fins limono-sableux.

Dans la partie aval des ravins, au débouché de sources karstiques, les premières accumulations travertineuses crayeuses se développent aux environs de 15500 BP. Ce sont les plus anciens témoignages de la travertinisation pour le sud de la France, les formations les plus précoces habituellement répertoriées étant datées du Préboréal (10 000/11000 cal. BP) sur de nombreux sites. Bien que se développant au préalable dans un contexte climatique encore froid correspondant au Greenland Stadial 2a (Dryas ancien/première partie du Bølling), cette production carbonatée alluvio-palustre traduit l'amélioration climatique postglaciaire engagé. Une certaine rapidité de l'accumulation travertineuse crayeuse et détritique fine est soulignée par l'enfouissement de troncs fossiles en position de vie (*Pinus* type *Sylvestris*) et de macro-restes végétaux (*Salix*) en parfait état de conservation. L'ambiance climatique est humide, la sédimentation de faible énergie, le drainage incertain. Les taux de sédimentation semblent maximaux au cours du Greenland Interstadial l (Bølling/Allerød) avant de ralentir singulièrement, postérieurement à 13300 cal. BP, lors du refroidissement brutal du Greenland Stadial 1 (Dryas Récent) additionné au Rapid Climate Change 11.200 cal. BP (froid relatif de la fin du Dryas Récent).

L'accumulation sédimentaire des pôles travertineux et des ensembles détritiques reprend ensuite à un rythme soutenu au Boréal. La morphodynamique s'accentue, les nappes alluviales se déposent longitudinalement selon un rythme discontinu entre détritisme grossier et fin, évoquant des épisodes pluvieux subits de forte intensité (orages ?).

Vers 9000 cal. BP (Atlantique ancien) une puissante phase d'incision régressive intervient. Cette incision se déroule dans un contexte climatique à forte variabilité où se succèdent respectivement la période froide du Boréal, l'optimum de l'Atlantique ancien et le Greenland Holocene 8200 cal. BP.

A l'Atlantique, entre 9000 cal. BP et 6000 cal. BP, une autre période de remblaiement intervient. Dans les séquences travertineuses les faciès demeurent crayeux et parfois caillouteux, dans les formations détritiques des niveaux fins et grossiers se succèdent. L'activité morphogénique témoigne de conditions humides (développement de craies travertineuses) et d'un mauvais drainage favorisant la mobilité latérale des chenaux principaux (nombreux chenaux caillouteux présents dans les craies et les formations détritiques) et le développement de sols hydromorphes dans les systèmes travertineux.

Entre 6000 et 5500 cal. BP (Atlantique récent), une phase d'incision supplémentaire intervient. Principalement localisé en amont, cet évènement de premier ordre coïncide avec le Rapid Climate Change 6000-5000 cal. BP (refroidissement brutal). Une longue période de méandration des cours d'eau dans les dépôts sous jacents débute. Cette métamorphose de style fluvial intervient probablement à la suite du passage d'une période relativement humide où se développent les craies travertineuses et se déposent le détritisme fin, à une phase « d'assèchement » climatique relatif et d'incision dans laquelle la rivière essaie de régulariser son profil longitudinal.

Les premiers indices archéologiques néolithiques (artéfacts et niveaux d'occupation) apparaissent dans les dépôt consécutifs de la reprise d'accumulation engagée dès 5500 cal. BP. Les indices d'occupations humaines sont accompagnés par une recrudescence de la fréquence des évènements morphogeniques de second ordre. Plusieurs ruptures, sous la forme de petites incisions, perturbent les accumulations travertineuses et détritiques qui s'expriment entre 5400 et 3500 cal. BP. Une succession de changements radicaux de faciès se produisent au sein des séquences travertineuses. Les faciès travertineux crayeux laissent de plus en plus souvent la place à des faciès carbonatés construits de type stromatholitique. Les données paléoécologiques signalent de nombreuses ouvertures fortes du milieu végétal d'origine anthropique (MARTIN, 2004 et ce travail, BEAUVAIS & CAZORLA, 2002). Dans les formations détritiques, des séquences sédimentaires emboîtées dans les dépôts antérieurs présentent des niveaux d'occupations et des marques de pédogenèse. Une action conjointe des oscillations climatiques (Rapid Climate Change 4200 – 3800 et 3500 – 2500) et des modes d'occupations humaines dans l'évolution de la morphogenèse se confirme.

Vers 2700 cal. BP, une puissante incision à méandres recoupe en amont les formations néolithiques sur plusieurs mètres de profondeur. Le retour des remblaiements débute par l'amont des vallons et s'effectue rapidement, mais de façon saccadée, en variant avec des phases d'érosion ou de brèves et faibles incisions. Les faciès détritiques sont très caillouteux et les faciès travertineux sont à nouveau construits. Cette phase de dépôt s'initie au cours de l'Antiquité tardive et perdure jusqu'au XIII^{ème} siècle (600 cal. BP).

L'ambiance tempérée instaurée au cours de l'optimum climatique médiéval, contribue à la continuité relative de l'accumulation travertineuse. La tendance aux petites incisions/érosions suivies d'accumulations de faible ampleur se poursuit et voit sa fréquence augmentée jusqu'au Haut Moyen Age, conjointement aux indices d'anthropisation du milieu (tessons de céramique, fragments de cuivre et de plomb, charbons, ossements, etc...). La travertinisation est de plus en plus perturbée et s'interrompe aux environs du X^{ème} siècle dans un contexte d'augmentation du détritisme. Cette constatation rallonge de plusieurs milliers d'années la durée de développement envisagée des séquences travertineuses du sud de la France dans de nombreuses études. En effet l'arrêt puis le démantèlement des édifices était auparavant considéré comme effectif entre la fin du Néolithique et la *Pax Romana* (VAUDOUR, 1994).

Entre le XIII^{ème} et le XVII^{ème} siècle (600 à 300 cal. BP), une importante incision régressive se produit et entaille les formations détritiques sur plus d'une dizaine de mètres. Elle s'établit de façon intermittente en quatre étapes qui correspondent à autant de surfaces d'érosions affectant le niveau de terrasse alluviale (composé d'un abondant cailloutis en contact ravinant sur les dépôts antérieurs) qui s'est élaboré entre l'Antiquité Tardive et le haut Moyen Age. Cette incision de premier ordre se produit dans une ambiance climatique froide, correspondant au Petit Age Glaciaire.

Au XVII^{ème} siècle (dès 300 cal. BP), une dernière terrasse alluviale se constitue dans les vallons et leurs branches latérales en débutant par les avals. Cette accumulation détritique de puissance modeste (1 à 3 mètres) se développe probablement jusqu'au XIX^{ème} siècle. Son origine pourrait être dérivée des importants déboisements liés aux activités agricoles (cultures), économiques et rurales (bois de chauffage) qui accentuent l'érosion des versants.

A partir du XX^{ème} siècle, une dernière incision linéaire régressive se développe dans un contexte de déprise rurale et d'augmentation de la couverture végétale qui, par piégeage des apports détritiques, rend les eaux plus claires et agressives. Cette ultime phase d'incision verticale des talwegs est toujours en vigueur actuellement.

Le Tardiglaciaire et le premier Holocène apparaissent globalement assez humides et « frais » (dominance des milieux palustres-alluviaux travertineux) mais parfois au climat parfois assez contrasté (décharges détritiques intermittentes liées à des épisodes orageux dans un contexte morphogénique global plus calme ?) tandis que le second Holocène semble généralement plus « sec », plus tempéré (travertins construits) mais aussi très fluctuant et sous l'effet des actions anthropiques additionnées à des fluctuations climatiques de haute fréquence qui génèrent des incisions nombreuses, mais plus modestes qu'au début du Postglaciaire, à partir du Néolithique final.

III) Des systèmes travertineux perturbés, témoins privilégiés des fluctuations morphosédimentaires holocènes

Tout au long du Postglaciaire, les séquences travertineuses du sud Luberon ont clairement réagies aux multiples fluctuations d'ordre climatique ou émanant des pressions exercées par les occupations humaines sur leur environnement. Des variations répétitives des faciès carbonatés témoignent des perturbations infligées au biotope par ces différents paramètres pendant plusieurs millénaires.

La constitution d'un micro-référentiel de terrain (carottages et observations *in situ*), sur les contextes morphodynamiques de la travertinisation actuelle, a démontré que la travertinisation construite se développe préférentiellement dans des conditions de fort hydrodynamisme. Celles ci favorisent, par un brassage efficace des eaux, les conditions biochimiques et physicochimiques responsables de la carbonatation. Les travertins construits se positionnent le plus souvent dans ou à proximité du chenal principal alors que les dépôts travertino-crayeux sont plutôt représentatif de faciès de bordures de talwegs, ou d'amont de retenues, au plus faible hydrodynamisme. Au terme de son développement vertical maximal, le travertin construit comble le chenal dans lequel il se développe et transgresse latéralement sur les marges en reposant directement sur les craies.

Dans les formations héritées, ce type d'évolution peu conduire à des problèmes d'interprétation lorsque les coupes représentant la séquence complète du chenal principal et de ces bordures ne sont pas totalement conservées (à la suite d'incisions ou d'érosions). Compte tenu de la variabilité des systèmes morphogénique provençaux, les coupes latérales relictuelles sont en général l'unique témoignage disponible du développement des formations travertineuses postglaciaires. Elles ne montrent en effet qu'une succession stratigraphique directe entre faciès crayeux et ensembles construits qui ne représente pas la totalité des changements morphosédimentaires passés. L'exceptionnelle préservation des coupes naturelles du Luberon démontre au contraire l'intégralité des séquences sédimentaires carbonatées. Il est alors possible de retracer leur évolution postglaciaire, dictée par les modifications des paramètres environnementaux.

Du Tardiglaciaire à la seconde moitié de l'Atlantique, les séquences sont majoritairement crayeuses et témoignent globalement d'une hydrologie de faible hydrodynamisme dans des vallons engorgés et mal drainés. Dès le Néolithique, dans un contexte local d'augmentation des occupations humaines et de fortes ouvertures du milieu végétal, plusieurs petites incisions affectent les formations crayeuses. Ces incisions sont de véritables ruptures dans la longue tendance à l'accumulation carbonatée fine qui caractérise la première moitié du Postglaciaire. A leur suite, le profil de pente est accentué, l'hydrodynamisme est renforcé et le brassage des eaux plus intense. Elles sont rapidement accompagnées de décharges détritiques grossières (remaniant fréquemment du mobilier archéologique du Néolithique final) sur lesquelles se développent la travertinisation construite qui bénéficie de ces nouvelles conditions morphodynamiques favorisant le dégazage des eaux et la précipitation des carbonates. A terme, la croissance verticale des édifices construits régularise le profil de pente et amoindrie les conditions hydrodynamiques de dépôt. La travertinisation crayeuse réapparaît. Cette succession de ruptures associées à des changements de faciès se répète jusqu'à l'arrêt de l'accumulation travertineuse et le démantèlement des formations aux alentours du X^{ème} / XIII^{ème} siècle.

En définitive, la séquence travertineuse alluvio-palustre évolue en quatre phases entre accumulations crayeuses, incision, détritisme et travertinisation construite. Dans ce type de formation, les craies peuvent être considérées comme représentatives d'une période optimale de stabilité du milieu. Les faciès construits, qui interviennent après une phase d'instabilité morphogénique, ne signent donc pas forcément un optimum de la carbonatation comme il était communément admis, mais plutôt une étape de transition vers une nouvelle croissance des édifices.

Ces changements morphosédimentaires qui s'opèrent entre périodes de stabilité (développement des craies travertineuses), ruptures (incisions), instabilités (détritisme), nouvel équilibre intermédiaire (travertinisation construite) et retour aux conditions initiales (travertins crayeux) sont révélateurs de la sensibilité propre de ces milieux. Ils reflètent une dynamique cyclique de régulation de l'accumulation travertineuse sous l'effet des pressions exercées par les occupations humaines et les fluctuations climatiques intra-holocènes. Au final, lorsque le poids des contraintes plurimillénaires devient trop important, un seuil critique est franchit. La carbonatation peine à s'exprimer face à une augmentation croissante du détritisme, l'accumulation travertineuse s'interrompe et les formations sont démantelées par la phase d'incision majeure qui les succède.

Les calcimétries et les analyses sédimentologiques semi-quantitatives, réalisées sur plusieurs coupes stratigraphiques du Luberon, révèlent dans le détail l'impact de cette dynamique morphosédimentaire postglaciaire dans le développement de l'accumulation travertineuse.

Au Tardiglaciaire, la carbonatation est crayeuse et est souvent mêlée à un détritisme fin. Les valeurs globales en CaCo3 mesurées dans les niveaux de cette période sont les plus faibles de toute la séquence travertineuse postglaciaire. A l'Holocène, jusqu'au milieu de l'Atlantique, la part de carbonates augmente de façon croissante dans les accumulations sédimentaires. Du Néolithique au Moyen Age, les taux de carbonatation varient en fonction des ruptures morphodynamiques et des changements de faciès qui y sont associés. Les décharges détritiques rapides et les niveaux d'occupations humaines ponctuent les séquences travertineuses et donnent des mesures calcimétriques assez basses. Les taux maximum de CaCo3 enregistrés dans les accumulations travertineuses sont naturellement mieux exprimés dans les faciès construits, moins détritiques, qui apparaissent à la suite des incisions.

L'avènement d'un contexte climatique tempéré, favorable au développement de la couverture végétale, entre le Tardiglaciaire et l'Holocène semble responsable de l'augmentation de l'activité carbonatée. Cependant, dans la seconde moitié de l'Holocène, le taux global de carbonatation est difficile à déterminer car fortement perturbé par une dynamique morphogénique et environnementale très fluctuante.

Le potentiel d'incrustation des eaux paraît bien présent tout au long du Postglaciaire. Le bilan de l'accumulation des travertins semble principalement inféodé au rapport entre l'intensité du dépôt du $CaCO_3$ et l'intensité de l'érosion (Bakalowicz, 1988). Dans un premier temps l'expression de la carbonatation varie en fonction des conditions climatiques qui jouent un rôle important dans l'activité biochimique et physicochimique responsable de la travertinisation. Par la suite ce sont les fluctuations morphogéniques, dont la fréquence augmente dès le Néolithique sous l'effet des perturbations climato-anthropiques, qui influencent les moteurs de la carbonatogenèse et son expression au sein des séquences. Ces mêmes fluctuations conditionnent également la continuité ou l'interruption de l'accumulation travertineuse.

IV) Des similitudes mais aussi des contrastes avec les tendances morphoclimatiques et morphogéniques retenues pour la Basse Provence et les Alpes du sud

Du dernier pléniglaciaire à l'Holocène, quelques différences et similitudes résident entre les caractéristiques morphogéniques du Luberon, de la Basse Provence et des Alpes du sud.

Dans le Luberon, l'interstade de Moershoofd-Pile est représenté par des horizons de sols rouges datés entre 51 000 ± 3000 BP et 42227 ± 376 cal. BP dont les analyses malacologiques des derniers termes (autour de 42000 cal. BP) indiquent des températures plus ou moins similaires à l'actuel (MAGNIN, ce travail). Non loin de là, un sol rouge colluvial est daté de la même période (environ 52 000 cal. BP, DIAZ DEL OLMO, communication orale) à la base de la séquence colluviale et loessique du pont de Mirabeau. Des études malacologiques y ont également été réalisées (MAGNIN, 1992) et indiquent des températures proches de celles d'aujourd'hui (à 2°C près) vers 52000 cal. BP. Ces résultats soulignent le caractère régional de l'augmentation relative des températures sur la durée de l'interstade de Moershoofd-Pile en Provence.

A Terre Rouge dans le Luberon ou dans le vallon de la Vautubière en basse Provence (AMBERT et *al.*, 1974), un niveau à charbons est daté de l'interstade d'Hengelo (37398 ± 1957 cal. BP / 31900 ± 1700 BP à la Vautubières, 38016 ± 697 cal. BP / 32700 ± 300 BP à Terre Rouge). Compte tenu de l'absence quasi générale de charbon dans les formations du dernier pléniglaciaire en Provence, nous pouvons penser qu'une augmentation de la couverture végétale lors de cette pulsation tempérée pourrait expliquer leur présence dans les deux coupes. Comme dans le cas précédent, ces différentes données renforcent la portée régionale des conditions interstadiaires du stade isotopique 3. Enfin, l'évolution de la morphogenèse luberonnaise lors du Dernier Maximum Glaciaire (stade isotopique 2) semble globalement suivre celle des Alpes du sud et de la Provence.

La puissante incision qui sépare le Dernier Maximum Glaciaire du Postglaciaire semble repérée de façon diachronique entre Luberon, Alpes du sud et Basse Provence. Dans le Luberon celle-ci débute avant 15500 cal. BP.

Pour le Tardiglaciaire, ce sont les accumulations du Luberon qui sont les plus précoces (15500 cal. BP) avec une majorité de faciès sédimentaires fins comme dans les Alpes et la Basse Provence beaucoup plus tardivement (vers 13000-11000 cal. BP). Au cours du premier holocène, seule l'incision identifiée vers 6000 cal. BP se retrouve dans les études alpines. Elle reste absente des Alpilles tout comme celle de 9000 cal. BP. Du Néolithique au Moyen Age une variabilité des conditions climatiques est identifiée des Alpes à la Basse Provence de même qu'un impact grandissant des occupations humaines sur leur environnement.

Cela se traduit par des fluctuations morphosédimentaires, notamment au niveau des séquences travertineuses (incisions et changements de faciès), et une incision vers 2700 cal. BP dans le Luberon et des aquifères au plus bas dans le marais des Baux (BRUNETON, 1999) et dans la tourbière de St Léger (DIGERFELDT *et al.*, 1997) puis en oscillations (hauts et bas niveaux) par la suite. L'incision majeure encadrée chronologiquement entre 600 et 325 cal. BP dans le Luberon est pressentie, mais non argumentée par des datations absolues dans les Alpes du sud et en basse Provence.

Enfin, au niveau extrarégional, quelques oppositions de phases intéressantes entre niveaux lacustres jurassiens et tendances morphoclimatiques luberonnaises dont il conviendra de préciser les modalités, sont à observer.

V) Conclusion

Plusieurs points de cette analyse méritent d'être renforcés. Des lacunes en datations absolues subsistent encore pour certaines périodes de notre cadre d'étude comme le Pléniglaciaire supérieur. L'exploitation d'enregistrements moins discontinus que ceux des formations alluviales, découverts dans certaines zones palustres du piémont, pourra compléter notre corpus de données. Les dépôts de cuvettes ou dépressions lacustres ou palustres réagissent selon des rythmes et des expressions différentes aux fluctuations morphogéniques par rapport aux formations alluviales ou travertineuses *L. S.*. Ils constituent de ce fait des enregistrements complémentaires de ceux utilisés dans ce travail.

Les séquences travertineuses ont été essentiellement abordées sous leurs aspects morphodynamiques et morphosédimentaires. Des analyses isotopiques sur les faciès suffisamment saturés en calcite (dosage des isotopes stables de l'oxygène et du carbone, ANDREWS, 2005) pourraient apporter d'importantes précisions sur les périodes d'assèchement relatif de la seconde moitié de l'Holocène, facteurs ayant probablement influés (entre autres) sur les changements de faciès dans les séquences travertineuses du Luberon. Une variabilité saisonnière dans l'accumulation des carbonates (KANO *et al.,* 2003 ; DUBAR 2006) pourrait également avoir été enregistrée dans certains faciès laminés. L'étude précise de cette saisonnalité dans les concrétionnements (par analyse spectrale par exemple) permettrait d'augmenter la résolution, à différentes échelles, de l'impact des paramètres paléoclimatiques sur le développement cyclique de ces formations.

Compte tenu d'un potentiel encore insuffisamment exploité sur le piémont méridional du Grand Luberon, les études paléoécologiques (anthracologie, malacologie et palynologie) devront être multipliées afin de mieux cerner dans la subtilité les différentes tendances bioclimatiques qui se sont succédées depuis la dernière glaciation. Ces données renforceront bien évidemment le décryptage des réponses de la morphogenèse aux fluctuations paléoclimatiques et aux modifications paléoenvironnementales liées aux occupations humaines.

Malgré d'importantes prospections, peu de sites archéologiques antérieurs au Néolithique ont été découvert sur le piémont sud du Luberon. Bien que quelques éléments de réflexions aient été apportés, la question sur les relations entre le manque de vestiges archéologiques anciens et l'impact des phases d'activité majeures de la morphogenèse sur la préservation des sites reste posée. Des investigations supplémentaires seront aussi nécessaires pour définir la part éventuelle de la dynamique de répartition des populations dans ce problème.

En dehors des limites (non exhaustives) citées précédemment, nous avons la pleine conscience de l'étendue du travail qu'il reste à accomplir pour appréhender à sa juste valeur la complexité de la morphogenèse provençale. Une méthodologie géomorphologique appliquée, plus développée qu'à l'accoutumé et contrôlée par de nombreuses datations rigoureusement employées dans un contexte morphosédimentaire favorable, a toutefois permis la **reconstitution d'un schéma morphogénique précis qui s'accorde bien avec les fluctuations climatiques connues depuis la dernière glaciation**. Cette étude pluridisciplinaire intégrée (géomorphologie, archéologie et paléoécologie) donne également une vision élargie de **l'influence des paramètres d'origine climato-anthropique dans l'évolution de la morphogenèse**, notamment par l'utilisation des **séquences travertineuses**. Des **résultats argumentés par des datations absolues sur des périodes mal connues et ne disposant qu'exceptionnellement d'archive sédimentaires et paléoécologiques sont fournis**. C'est notamment le cas du **dernier Pléniglaciaire** (stades isotopiques 3 et 2) et des interstades qui le ponctue, du **Tardiglaciaire** ou encore du **Moyen Age** et de la **période historique**. Enfin, **pour la première fois, l'incision majeure récente est encadrée chronologiquement de façon précise par des datations ^{14}C.** Cet objectif était latent dans de nombreuses études sur la morphogenèse holocène. Jusqu'à présent, celles ci ont uniquement pu proposer des hypothèses reposant sur une chronologie relative pour résoudre cette question.

L'analyse géomorphologique, qui délivre une image à la fois générale et précise des interactions et des impacts sur le milieu des variations climatiques et du développement des sociétés humaines, nous a également conduit à cette **notion primordiale de continuités, d'instabilités et de ruptures dans l'évolution des systèmes morphogéniques.**

Les changements de tendance dans la morphogenèse semblent principalement liés au passage d'un état à un autre des conditions environnementales. Les phases d'incision ou les périodes de remblaiement vont s'exprimer indifféremment dans des contextes climatiques chauds ou froid, humides ou secs, etc…

Bien entendu, l'association de plusieurs paramètres (humide/chaud, froid/sec, etc…) favorisent l'importance ou la faiblesse des incisions, la forte puissance ou l'épaisseur modérée des remblaiements de même que leur répartition spatiale. C'est la stabilité d'un contexte environnemental (au niveau climatique ou des occupations humaines) qui défini la continuité de la tendance morphogénique en cours (remblaiement ou incision). Par opposition, le changement d'état du milieu déclenche une instabilité relative qui perturbe l'équilibre établi et engendre à terme une rupture qui se traduit par un renversement de cette même tendance. Celle-ci perdure au sein d'un nouvel équilibre jusqu'au prochain changement des conditions climatiques et environnementales. Ce fonctionnement est particulièrement visible dans les travertins où la phase de déséquilibre est illustrée par de nombreuses petites incisions accompagnées de changements de faciès. Le cumul des pressions climato-anthropiques provoque *in fine* le franchissement d'un seuil aboutissant à la rupture principale qui prend la forme, dans notre cas, d'une incision majeure.

La nécessité d'une bonne connaissance du contexte morphologique et morphosédimentaire s'avère capitale, l'étude des formations travertineuses du Luberon nous l'a démontré. Certains faciès revêtent en effet plusieurs significations et **des interprétations différentes en fonction des milieux dans lesquels ils se développent**. C'est le cas notamment des **faciès carbonatés construits qui expriment une fin de rupture dans les séquences que nous avons analysées et qui sont plutôt synonymes d'une stabilité environnementale de longue durée dans d'autres études**. Plusieurs relations précédemment admises, entre détritisme et travertinisation ou encore entre développement de la carbonatation construite et présence d'occupations humaines, sont aussi revues en fonction des méthodes d'analyse et de la révision de certains concepts dans ce travail. Dans le Luberon ou sur les pourtours de la Sainte Victoire par exemple, **les apports détritiques n'entravent pas la construction travertineuse** (GUENDON *et al*, 2003, OLLIVIER *et al.*, 2006). **La présence de l'homme à proximité ou dans les sites à travertins au Néolithique ne semble également pas suffisante pour empêcher la travertinisation.** Les faciès construits s'expriment d'ailleurs mieux dans ce contexte de recrudescence des occupations humaines que lors des périodes précédentes. De la même façon, on observe que **les phénomènes de carbonatation perdurent malgré les occupations plus marquées de l'Antiquité Tardive**. Nous l'avons dit, **seule une présence humaine répétée sur une longue période additionnée à des fluctuations climatiques peuvent déstabiliser durablement ces systèmes néanmoins sensibles**. Une relecture des données anciennes ou à venir selon ce type de diagnostic, intégrant le contexte géomorphologique global et de nouvelles constatations, est à prendre en compte dans les futures interprétations sur l'évolution des systèmes travertineux en relation avec le climat et l'anthropisation.

Les différentes hypothèses proposées dans ce travail au niveau du fonctionnement des systèmes morphogéniques et du développement des formations travertineuses trouvent quelques échos dans des territoires géographiquement éloignés du Luberon. Les études en cours, effectuées en Arménie conjointement à cette thèse (Programme de recherche Eclipse 2, OLLIVIER *et al.* 2004, 2005 et 2006) sur quelques séquences à travertins, évoquent de nombreuses pistes intéressantes qui semblent aller dans le sens de nos premières interprétations. Ces analyses sont entreprises comme un contrôle indépendant, car réalisées dans des contextes géomorphologiques éloignés et différents de ceux que nous connaissons, et nécessaire au perfectionnement de notre vision conceptuelle sur la dynamique sédimentaire des systèmes travertineux.

Dans cette optique comparative, il sera également intéressant **de confronter nos données issues de séquences naturelles à celles obtenues sur des sites archéologiques provençaux** pour tenter, par exemple, de mieux discerner la **part du facteur humain dans l'évolution de la morphogenèse récente.** Pour les périodes plus anciennes**, les niveaux de sols rouges des glacis du Luberon, qui sont de précieux enregistrements externes des conditions morphoclimatiques lors du stade isotopique 3, seront également à comparer avec les résultats obtenus sur des niveaux de sols équivalent ou sur les spéléothèmes dans certaines grottes ou cavités du sud de la France**. Les abondantes **données morphosédimentaires** concernant le **Tardiglaciaire** dans le Luberon, **période charnière au niveau culturel et environnemental**, sont également **déterminantes**. D'autres formations travertineuses, qui se sont développées lors de pulsations chaudes au sein du stade isotopique 3 (Pont de Joux et Roquevaire, Bouches du Rhône, d'ANNA *et al*., 1988), ou au cours d'interstades plus anciens (Meyrargues, Bouches du Rhône, MAGNIN et al., 1990) et du Postglaciaire (Meyrargues également, ou de nombreuses séquences varoises) sont aussi des indicateurs fondamentaux dans le rapport fluctuations climatiques/réponses morphogéniques. L'ensemble de ces données prometteuses pourra faire l'objet d'un **futur programme de recherche pluridisciplinaire** sur **l'impact** des **phases de réchauffement climatique** de type **interstadiaire** et/ou **interglaciaire** sur la **morphodynamique,** les **faciès** et le **développement** des **systèmes travertineux ;** des **spéléothèmes** et des **phases de pédogenèse** au cours d'un **cycle climatique complet** en **relation** avec le **développement** des **sociétés humaines** dans le **sud de l'Europe.**

BIBLIOGRAPHIE

AGUILAR J-P. & CLAUZON G., 1982 **-.** Evolution géodynamique de la Provence septentrionale au cours du Miocène supérieur et terminal d'après les faunes de rongeurs, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, série II, n°294, pp. 915-920.

ALLEN B. D., ANDERSON R.Y., 1993-. Evidence from western North America for rapid shifts in climate during the last glacial maximum, *Science* n°260, pp. 1920-1923.

ALI A.-A., GUENDON J-L., TERRAL J.-F., QUINIF Y. & ROIRON P., 2002 - Végétation holocène et dynamique d'une forêt subalpine (Queyras, France) : étude géomorphologique et paléobotanique de formations travertineuses, *Quaternaire*, 13 (3-4), pp. 229-236.

ALI A.- A., GUENDON J.L., TERRAL J.-F., ROIRON P, 2003 - Les systèmes travertineux holocènes et les paléopaysages méditerranéens et subalpins (France): une analyse géobotanique séquentielle à haute résolution spatiale, *Géographie physique et Quaternaire*, 57 (2-3), pp. 219-235.

ALI A. A, MARTINEZ M., FAUVART N., ROIRON P., FIORASO G., GUENDON J-L., TERRAL J-F., CARCAILLET C., 2006-. Incendies et peuplements à *Pinus mugo* Turra dans les Alpes occidentales (Val de Suse, Italie) durant la transition Tardiglaciaire–Holocène : une zone refuge évidente, *Comptes Rendus Biologies,* Volume 329, Issue 7, pp. 494-501.

ALI A.-A., ROIRON P., GUENDON J-L., TERRAL J.-F., 2004 - Subalpine vegetation dynamics in the southern French Alps during the Holocene : evidence from plant imprints and charcoal preserved in travertine sequences, *Artic, Antartic and Alpine Research*, 36 (1), pp. 42-48.

ALI A.A., TERRAL J-F., GUENDON J-L., ROIRON P., 2003-. Holocene palaeoenvironmental changes in southern France: a palaeobotanical study of travertine at St Antonin, Bouches-du-Rhône, *The Holocene* n°13, 2, pp. 293-298.

AMBERT P., 1979-1981 - L'abri Rothschild (Cabrières-Hérault), *Rapport de fouille de sauvetage, D.R.A.C*., Languedoc-Roussillon, 58 p., (inédit).

AMBERT P., 1982, Recherches sur l'âge des tufs calcaires en Languedoc central, Phénomènes karstique III, *Mémoires et documents du C.N.R.S*., pp. 171-179.

AMBERT P., 1988 - Les tufs de la Resclauze (Gabian-Hérault), leur évolution à l'Holocène, Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le Midi de la France, U.A. 903 CNRS, *Travaux 13*, Aix en Provence, pp. 99-106.

AMBERT P., 1991 - *L'évolution géomorphologique du Languedoc central depuis le Néogène*, Thèse d'Etat, Aix-Marseille II, tome 1, 224 p., tome 2, illustrations et cartes H.T.

AMBERT P. (dir..), 1993-1998 - Travertins et dépressions fermées de piémont : paléoenvironnements et anthropisation des paysages du midi méditerranéen, *Rapport de synthèse G.D.R. 1058*, 60 p., (inédit).

AMBERT P., 1997 - Travertins et dépressions fermées de piémont : paléoenvironnements et anthropisation des paysages du midi méditerranéen, *Etudes de Géographie Physique*, supplément au n°XXVI, pp. 31-34.

AMBERT P. & DELGIOVINE A., 1979 - Les tufs de la Resclauze à Gabian, *Archéologie en Languedoc*, 2, pp. 17-18.

AMBERT P., EVIN J., GABERT P., 1974.- Datation 14C d'un horizon lithochrome würmien en Basse Provence Occidentale, *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Tome 278, série D*, pp. 33-35.

AMBERT P.& GASCO J., 1989 - Les tufs de Saint-Guilhem-Le-Desert, évolution holocène et pression anthropique sur le milieu karstique (Languedoc, France), *Bulletin du Musée d'Anthropologie et de Préhistoire de Monaco*, 32, pp. 63-85.

ANDRE J., 1981 -. Etude des peuplements malacologiques d'une succession végétale post-culturale, *Haliotis* n°11, pp. 15-27.

ANDRIEU-PONEL V. & PONEL P., 1999 -, Human impact on Mediterranean wetland coleoptera : an historical perspective at Tourves (Var, France), *Biodiversity and Conservation* n°8, pp. 391-407.

D'ANNA A., 1995a, La fin du Néolithique dans le sud-est de la France, In : *L'Homme méditerranéen, mélanges offerts au prof. G. Camps*, Aix-en-provence, Université de Provence, p. 299-333, 7 fig.

D'ANNA A., 1995b, Le Néolithique final en Provence, *in* : *Chronologies néolithiques, de 6000 à 2000 av. notre ère dans le Bassin rhodanien*, *Actes du colloque d'Ambérieu-en-Bugey, 1992,* Voruz J.-L. (Dir.), Ambérieu-en-Bugey, Société préhistorique rhodanienne, p. 265-286, 8 fig. (Documents du Département d'Anthropologie et d'Ecologie de l'Université de Genève, 20).

D'ANNA A. et COURTIN J., 1986 - Travertins holocènes et sites préhistoriques : exemples dans le Var et les Bouches-du-Rhône, *Méditerranée*, (1-2), pp. 31-39.

D'ANNA A., COURTIN J., COUTEL R., MÜLLER A., 1989, Habitats perchés et enceintes du Néolithique final et Chalcolithique dans le Luberon central (Vaucluse), *in : Enceintes, habitats ceinturés, sites perchés du Néolithique au Bronze ancien dans le sud de la France et les régions voisines, Actes de la table-ronde de Lattes et Aix-en-Provence, 15-18 avril 1987*, D'Anna A., Gutherz X**.** (Dir.), Montpellier, Société languedocienne de Préhistoire p. 165-193 (Mémoire de la Société languedocienne de Préhistoire, 2).

d'ANNA A., EVIN J., GUENDON J-L., JAUBERT J., MAGNIN F., OTTO T., ROIRON P., THINON M., VERNET J-L., VAUDOUR J., 1988.- Les édifices travertineux d'Auriol (Pont de Joux), et de Roquevaire (St Vincent). Révision stratigraphique. Contribution à l'histoire de l'environnement dans la vallée de l'Huveaune (Bouches-du-Rhône) depuis 50 000 ans, *Travaux n°13, Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le Midi de la France, U.A. 903 CNRS et A.T.P. PIREN*, Aix en Provence, pp. 17-36.

AUDRA P., BIGOT J-Y., MOCOCHAIN L., 2003-. Hypogenic caves in Provence (France): Specific features and sediments, *Acta Carsologica* vol. 31, n°.3, pp.33-50.

BAKALOWICZ, M., 1988. - La formation des travertins : aspects géochimiques, essai de synthèse et discussion, Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le Midi de la France, U.A. 903 CNRS, *Travaux 13*, Aix en Provence, pp. 261-268.

BAKER A. et SIMMS M.J., 1998 - Active deposition of calcareous tufa in Wessex, UK, and its implications for the "late-Holocene tufa decline", *The Holocene*, (8-3), pp. 359-365.

BALLAIS J.L., CRAMBES A., 1992. - Morphogenèse holocène, géosystèmes et anthropisation sur la montagne Sainte-Victoire., *Méditerranée*, Aix-en-Provence, n°1.2, pp.29-41.

BALME C., CLAUZON G., DENIS M., DUBAR M., GIGOT P., GUENDON J.L., LEGAL S., LIOUVILLE M., MASSE J.P, MOUTIER L., NICOD J., NURY D., PHILIPPE M., SALESSE E., TRIAT J.M., 1998- *Découverte géologique du Luberon*, guide et carte géologique au 1/100 000ème, éditions BRGM, 180p.

BAR MATTHEWS, M., AYALON, A., KAUFMAN, A., 1997-. Late Quaternary paleoclimate in the eastern Mediterranean region from stable isotope analysis of speleothems at Soreq Cave, Israel. *Quaternary Research*, n°47, pp. 155–168.

de BEAULIEU, 1977-. Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène des Alpes méridionales françaises, *Thèse de Science*, Université, Aix-Marseille III, 358 p.

de BEAULIEU, 1982.- Palynological subdivision of the Holocene in France, *Striae* n°16, pp. 106-110.

de BEAULIEU J.L. et REILLE M., 1984.- A long Upper Pleistocene pollen record from les Echets near Lyon, France, *Boreas* n°13, pp. 111-132.

BEAUVAIS R., CAZORLA A., 2002- Analyse anthracologique préliminaire d'une séquence holocène dans le Grand Luberon (ravin du Mirail, Peypin d'Aigues, Vaucluse), Maîtrise de biologie des populations et des écosystèmes dirigée par Talon B., Université Aix-Marseille III, 34 p.

BERGER, J.-F., 1996 Le cadre paléogéographique des occupations du bassin valdanais (Drôme) à l'Holocène. Thèse, Université de Paris I,. 320 p.

BIGOT-CORMIER F., BRAUCHER R., BOURLES D., GUGLIELMI Y., DUBAR M. et STEPHAN J.F., 2005 - Chronological constraints on processes leading to large active landslides, *Earth and Planetary Science Letters*, 235, pp. 141– 150.

BJORCK S., WALKER J.C.M., CWYNAR L.C., JOHNSEN S., KNUDSEN K.L., LOWE J.J., WOHLFARTH B. & INTIMATE Members, 1998.- An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group, *Journal of Quaternary Science* n°13 (4), pp. 283-292.

BLANC J-J., 1993.- La séquence holocène en Provence, un géosystème complexe, *Bull. Mus. Anthropol. Préhist. Monaco*, n°36, pp. 3-14.

BOND, G., KROMER, B., BEER, J., MUSCHELER, R., EVANS, M., SHOWERS, W., HOFFMANN, S., LOTTI-BOND, R., HAJDAS, I., BONANI, G., 2001-. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. Science 294, pp. 2130– 2136.

BOND G.C., LOTTI R., 1995.- Iceberg discharges into the north Atlantic on millennial time scales during the last glaciation, *Science* n°276, PP. 1005-1010.

BOND, G., SHOWERS, W., CHESEBY, M., LOTTI, R., ALMASI, P., DEMENOCAL, P., PRIORE, P., CULLEN, H., HAJDAS, I., BONANI, G., 1997-. A pervasive millenial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates? Science 278, pp. 1257– 1266.

BOND, G., SHOWERS, W., ELLIOT, M., EVANS, M., LOTTI, R., HAJDAS, I., BONANI, G., JOHNSON, S., 1999-. The North Atlantic's 1–2 kyr climate rhythm: relation to Heinrich Events, Dansgaard/Oeschger cycle and the Little Ice Age. In: Clark, P., Webb, R., Keigwin, L. (Eds.), Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales, Geophysical Monograph Series, vol. 112. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 35–58.

BONIFAY E., 1961-. Présence de sédiments interglaciaires (Riss-Würm) dans la vallée mérionale de la Durance, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, tome 252, Paris, pp.1489-1491.

BRETAGNE P. ET D'ANNA A., 1988, Bonnieux, Les Fabbri, *Notes d'information et de liaison, Dir. Des Antiq. de PACA*, 5, pp. 163-166.

BROCHIER J-E., 1977.- Evolution des climats et des paysages vauclusiens au cours du wurmien récent et du Postglaciaire, *Paléoécologie de l'Homme fossile n°1*, Editions du CNRS, Paris, 180 p.

BROCHIER J.E., 1988 - Cinq millénaires de sédimentation dans le marais holocène de la Resclauze (Gabian, Hérault), étude géoarchéologique, *Travaux 13*, Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le Midi de la France, U.A. 903 CNRS et A.T.P. PIREN, Aix en Provence, pp. 117-137.

BROCHIER J-E., 1990.- Des techniques géo-archéologiques au service de l'étude des paysages et de leur exploitation, Archéologie et espaces, Xème Rencontres Internationales d'Archéologie et d'Histoire, Antibes, octobre 1989, Editions APDCA, Juan-les-Pins, pp. 453-472.

BROCHIER J-E., 2002.- Sédimentations néolithiques. Un lien avec l'état du couvert végétal ?, *El paisaje en el Neolitico méditerranéo, eds. Badal E., Barnabeu J., y Marti B., SAGVNTVM, Papeles del Laboratorio de Arquéologia de Valencia*, extra 5, pp. 115-127. BROCHIER J-E., 1984.- Etude géologique du site chasséen de Malvoisin à Orgon (Bouches du Rhône), *Bulletin du Muséum d'Histoire Naturelle de Marseille* n°44, pp. 19-27.

BROCHIER J.E. & LIVACHE M., 2003 - Les niveaux à crans de l'abri du Rouet (Carry-Le-Rouet, Bouches du Rhône) et les industries pléni-tardiglaciaires du bassin bas-rhodanien, Préhistoire du sud-ouest, supplément 6, *Actes de la table ronde de Montauban (Tarn et Garonne)*, Les pointes à cran dans les industries lithiques du Paléolithique supérieur récent de l'oscillation de Lascaux à l'oscillation de Bölling, E. Ladier Editions, pp. 47-66.

BROECKER W.S., 1994.- Massive iceberg discharges as triggers for global climate change, Nature n°372, pp. 421-424.

BRUNDU E. & CRAUCHET L., 1990- Le piémont du sud Luberon évolution holocène de l'environnement géomorphologique (paramètres naturels et anthropiques), Maîtrise de Géographie, Université de Provence, 55p.

BRUNETON H., 1999.- Evolution holocène d'un hydrosystème nord-méditerranéen et de son environnement géomorphologique. Les plaines d'Arles à l'interface entre le massif des Alpilles et le Rhône, *Thèse de Doctorat de Géographie Physique*, Université de Provence, 363 p.

BRUNETON H , DEVILLERS B., JORDA C., OLLIVIER V., MIRAMONT C., BLANCHEMANCHE P., BERGER JF., PROVANSAL M., 2002.- Relations entre paléohydrologie et morphogenèse des petits et moyens bassins versants en basse Provence et Languedoc oriental, *Les fleuves ont une histoire : Paléoenvironnements des rivières et des lacs français depuis 15000 ans*, sous la direction de Bravard JP. et Magny M. éditions errance, pp 259-267.

BRUNETON H., MIRAMONT C., ANDRIEU V., 2000.- Dynamiques de milieux méditerranéens (Bassin du Saignon, Alpes du sud, Marais des Baux, basse Provence) au cours du Mésolithique : un enregistrement morphosédimentaire des rythmes climatiques, *Les derniers chasseurs-cueilleurs d'Europe occidentale, Actes du colloque international de Besançon, octobre 1998*, Besançon, Presses Universitaires Franc-Comtoises, pp. 71-81.

CAILLEUX A., 1981-. Codes des couleurs des sols. Paris: éditions Boubée and Cie. 15 p.

CAMPY M., MACAIRE J.J.- 1989, *Géologie des formations superficielles*, MASSON, Paris, 433p.

CASANOVA J., 1981- Morphologie et biolithogenèse des barrages de travertin, formations carbonatées externes, tufs et travertins, Edition du Comité national de Géographie Française, *mémoire de l'Association Française de Karstologie*, n°3, pp. 45-54.

CEMAGREF, 1995 -. *Compte rendu de recherche* n°3, BVRE Draix, coordination Meunier M., Coll. Etudes, série équipement pour l'eau et l'environnement, Grenoble, 247 p.

CHARDON D. & BELLIER O., 2003-. Geological boundary conditions of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake : structure and evolution of the Trévaresse ridge anticline, Bulletin de la Société Géologique de France n°, tome 174, pp. 497-510.

CHEYLAN M. et D'ANNA A., 1979 - Note sur la station chalcolithique de la cascade, Vauvenargues (Bouches du Rhône), *Bulletin Archéologique de Provence*, 4, pp. 3-14.

CLAUZON G., 1984-. Evolution géodynamique d'une montagne provençale et de son piémont : l'exemple du Luberon (Vaucluse, France), *Revue Géographique des Pays du Sud Ouest., Montagnes et piémonts*, pp. 428-442.

CLAUZON G., 1996 – Limites de séquences et évolution géodynamique, Géomorphologie : Relief, processus, environnement, n°1, pp. 3-22.

CLAUZON G., RUBINO J-L., 1992 – Les Gilbert deltas pliocènes du Golfe du Lion et de la Mer Ligure : des constructions sédimentaires originales consécutives à la crise de salinité méssinienne, *Livret guide de l'excursion Perpignan-Cessenon-Cadenet-Nice (26-29 juin 1992)*, Association des Sédimentologistes Français, 137 p.

COLIN J., 1966 – Inventaire spéléologique de la France, I, Département du Jura, *Editions du BRGM.*, 307 p.

COMBE F., 1990-. Après le feu…la boue, *Revue Forestière Française*, XLI, n°special, pp. 303-306.

COOPE G.R., ANGUS R.B., 1975.- An ecological study of a temperate interlude in the middle of the last glaciation based on fossil coleopteran from Isleworth, Middlesex, *Journal of Animal Ecology* 44, pp. 365-391.

COOPE G.R., GIBBARD P.L., HALL A.R., PREECE R.C., ROBINSON J.E. SUTCLIFFE A.J., 1997.- Climatic and environmental reconstructions based on fossil assemblages from the middle Devensian deposits of the river Thames at South Kesingston, central London, *Quaternary Science Reviews* 16, pp. 1163-1195.

COTTE V., 1924, *Documents sur la préhistoire de Provence. Troisième partie : stations néolithiques et protohistoriques*, Aix-en-Provence, Lib. Dragon, 178 p.

COURTIN J., 1974-. *Le Néolithique de la Provence*, Paris, éd. Klincksieck, 360 p., 126 fig., 31 pl. (Mémoire de la Société Préhistorique Française, 11).

CRAVATTE J., SUC J-P., 1981-. Climatic evolution of northwestern mediterranean area during pliocene and early pleistocene by pollen analysis and forams of drill Autan 1. Chronostratigraphic correlations, *Pollen and Spores*, vol. 23, 2, pp. 247-258.

DANSGAARD, W., JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., LANGWAY, C.C., 1971-. Climatic record revealed by the Camp Century ice core. In: *Turekian, K. (Ed.), The Late Cenozoic Glacial Ages. Yale Univ. Press, New Haven*, pp. 37– 56.

DANSGAARD W., JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B., DAHI-JANSEN D., GUNDERSTRUP N.S., HAMMER C.U., HUIDBERG C.S., STEFFENSEN J.P., SVEINBJORNSDOTTIR A.E., JOUZEL J., BOND G., 1993.- Evidence for general instability of past climate from a 250-Kyr. Ice-core record, *Nature* n°364, pp. 218-220.

DELAUNAY G., OLLIVIER V., BLAISE E., BOURNE S., GILABERT C., PELLISSIER M., MÜLLER A., 2004-. Peypin-d'Aigues : Le Mirail, *Bilan scientifique. Région Provence-Alpes-Côte d'Azur 2003*, Ministère de la Culture et de la Communication / DRAC / SRA PACA, pp. 210-212.

DELAUNAY G., OLLIVIER V., MÜLLER A., MARTIN S., GUENDON J.L., BLAISE E., BOURNE S., GILABERT C., PELLISIER, 2006-. Le site néolithique final du Verger (le Mirail, Peypin d'Aigues, Vaucluse): Une occupation en contexte travertineux, résultats des études paléoenvironnementales et du sondage archéologique 2003, *VIèmes rencontres méridionales de Préhistoire*, Perrigueux 2004, (sous presse).

DENIZOT G., CORROY G., CATZIGRAS F., COLOMB E., DURAND J-P., GUIEU G., ROUSSET C., TEMPIER C. NURY D., ROUIRE J., 1969, Carte géologique d'Aix en Provence XXXII-44, deuxième édition, + livret, BRGM, 19 p.

DENTON, G.H., KARLE´N, W., 1973-. Holocene climatic variations: their pattern and possible cause. *Quaternary Research* n°3, pp. 155– 205.

DEYDIER M., 1912.- Un monument romain à Cabrières d'Aigues (Vaucluse), *Bulletin Archéologique du Comité*, pp. 87-93.

DIAZ DEL OLMO F., GUENDON J.L., BAENA ESCUDERO R. et DELANNOY J.J., 1997 - Crono-sequencias de travertinos recientes : estudios comparado del S.E. de Francia y S. de Espana, *Etudes de Géographie Physique*, supplément XXVI, Aix en Provence, pp. 95-97.

DIGERFELDT G., de BEAULIEU J-L., GUIOT J., MOUTHON J., 1997.- Reconstruction and paleoclimatic interpretation of Holocene lake-level changes in Lac de Saint-Léger, Haute Provence, southeast France, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* n°136, pp. 231-258.

DUBAR M., 2006.- Recherche et interprétation climatique des microcycles du concrétionnement travertineux de l'aqueduc romain de Fréjus (Var, France), *Quaternaire* n°17 (2), pp. 79-85.

DUBAR M. & ANTHONY E.J., 1995.- Holocene environmental change and river-mouth sedimentation in the Baie des Anges, French Riviera, *Quaternary Research* n°43.3, pp. 329-343.

DUBAR M., BUI-THI M., NICOL-PICHARD S., 1993.- Milieu naturel et anthropisation en Provence cristalline à l'Holocène, *rapport ATP-CNRS, Centre de Recherches Archéologiques, Sophia-Antipolis*, 24 p.

DUBAR M. & CLAPPIER P., 1989 - Ségriès - Moustiers Sainte Marie (Alpes de Haute Provence): un site préhistorique remarquable de l'avant-pays alpin. *Bulletin Archéologique de Provence*, 18, pp. 1-6.

DUBAR M. & ROSCIAN S., 2001- Scénario climatique holocène et développement de l'agropastoralisme Néolithique en Provence et en Ligurie orientale, *Bulletin de la Société Préhistorique Française* n°3, Tome n°98, pp. 391-398.

DUTOUR A., PHILIP H., JAURAND E., COMBES P., 2002 - Mise en évidence de déformations en faille inverse avec ruptures de surface cosismiques dans des dépôts colluviaux würmiens du versant nord du mont Ventoux (Provence occidentale, France), *Comptes Rendus. Géoscience* n° 334, pp. 849-856.

EICHER U., 1987- Die spätglazialen sowie frühpostglazialen Klimaverhältnisse im Bereiche der Alpen: Sauerstoffisotopenkurven kalkhaltiger Sedimente. *Geographica Helvetica* 2, pp. 99-104.

EICHER U., SIEGENTHALER U. & WEGMÜLLER S., 1981-. Pollen and oxygen isotope analysis on late and postglacial sediments of the Tourbière de Chirens (Dauphiné, France), *Quaternary Research* n°15, pp. 160-170.

ESCALON DE FONTON M., 1956-. *Préhistoire de la Basse-Provence. Etat d'avancement des recherches en 1951*, Paris, Presses universitaires de France, VIII-162 p. (Préhistoire, 12).

ESCALON DE FONTON M., 1968-. *Préhistoire de la Basse-Provence occidentale*, Martigues, Editions Office du Tourisme, 71 p. (Comité d'études préhistoriques, archéologiques, historiques, 1).

EVANS J-G., 1972-. *Land snails in archaelogy*, Seminar Press, London and New York, 436 p.

FLORINETH D. & SCHLÜCHTER C., 2000-. Alpine evidence for Atmospheric Circulation Patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research,* 54, pp. 295-308.

FORT M., 1981 - Les travertins de Samdo (Himalaya du Népal) : un exemple de concretionnement carbonaté en haute altitude, *Actes du colloque de l'Association Géographique Française*, "Formations carbonatées externes, tufs et travertins", Paris, 9 mai 1981, pp. 79-88.

FRENZEL B., 1992. Vegetation during the maximum cooling of the last glaciation. *In,* Atlas of Palaeoclimates and Palaeoenvironments of the Northern Hemisphere, Inqua Hungarian Academy of Sciences, Budapest.

FREYTET P. et FORT M., 1980 - Les formations plio-quaternaires de la Kali Gandaki et du bassin de Pokhara (Himalaya du Népal), *Bulletin de l'Association Géographique Française*, 471, pp. 249-257.

GABERT J., 1964-. Le piémondt du Luberon central, *Méditerranée* n°2, pp. 109-131.

GARNETT E. R., ANDREWS J. E., PREECE R. C., DENNIS P.F., 2006-. Late-glacial and Early Holocene climate and environment from stable isotopes in Welsh tufa, *Quaternaire* ,vol.17, n°2, pp. 31-42.

GAUDRY A., 1873 -. Animaux fossiles du mont Luberon (Vaucluse). Etude sur les vertébrés, Paris, F. Savy, 112 p.

GAUTIER E., 1992 - *Recherches sur la morphologie et la dynamique fluviale dans le bassin du Buëch (Alpes du sud)*, Thèse de Géographie, Université Paris-Nanterre, 439 p.

GAUTIER E., 1994 –. Interférences des facteurs anthropiques et naturels dans le processus d'incision sur la rivière alpine, l'exemple du Buëch (Alpes du sud), *Revue de Géographie de Lyon*, volume n°69, pp. 57-62.

GAUTIER F., CLAUZON G., SUC J-P., CRAVATTE J., & VIOLANTI D., 1994 -. Age et durée de la crise de salinité messinienne, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, série II, n°318, pp. 1103-1109.

GERMAIN, L., 1931-. *Mollusques terrestres et fluviatiles*. Vol. 2. Paul Lechevalier, Paris. 417 p**.**

GEURTS M.A., 1976 - Genèse et stratigraphie des travertins de fond de vallée en Belgique, *Acta Géographica Lovaniensia*, 16, 92 p.

GOGUEL J., 1932 -. Description géologique du Luberon, Bulletin du Service de Cartographie Géologique Française, n°186, tome XXXVI, Paris, 451 p.

GOUVERNET C., GUIEU G., ROUSSET C., 1971 -. Provence, guides géologiques régionaux, Masson, paris, 238 p.

GRAS S., 1862 – Description géologique du département de Vaucluse, Paris, F. Savy, 438 p.

GRIP members, 1993.- Evidence for general instability of past climate from 250-kyr. Ice-core record, *Nature* n°364, pp. 218-220.

GROUSSET F.E., LABEYRIE L., SINKO J.A., CREMER M., BOND G., DUPRAT J., CORTIJO E., HUON S., 1993.- Patterns of ice-rafted detritus in the glacial north Atlantic (40-55° N), *Paleoceanography* n°8, pp.175-192.

GROVE J., 1987-. *The Little Ice Age*, Methuen, London, 498 p.
GUENDON J-L., ALI A.A., ROIRON P., TERRAL JF., D'ANNA A., DIAZ DEL OMO F. et BAENA ESCUDERO R., 2003 - Les travertins de St Antonin : Séquence géobotanique et climato-anthropique holocène, *Karstologia*, 41, pp. 1-14.

GUENDON J-L. et VAUDOUR J., 1981 - Les "tufs" holocènes de St Antonin sur Bayon (Bouches-du-Rhône) : aspects petrographiques et significations paléogéographiques, Mémoire 3, *Association française de karstologie*, Aix en Provence-Nimes, pp. 89-99.

GUIOT J., PONS A., de BEAULIEU J-L., REILLE M., 1989.- A 140 000-year continental climate reconstruction from two European pollen records, *Nature* n°338, pp. 309-313.

GUITER F., ANDRIEU-PONEL V., DE BEAULIEU J-L., CHEDDADI R., CALVEZ M., PONEL P., REILLE M., KELLER T., GOEURY C., 2003.- The last climatic cycles in Western europe : a comparison between long continuous lacustrine sequences from France and other terrestrial records, *Quaternary International* n°11, pp. 59-74.

GUTHERZ X., 1975, *La culture de Fontbouisse : recherches sur le Chalcolithique en Languedoc oriental*, Caveirac, Association pour la Recherche Archéologique en Languedoc Oriental, 120 p., 47 fig. (Publications de l'ARALO ; 2).

GUTHERZ X., JALLOT L., 1999, Approche géoculturelle des pays fontbuxiens, *in* : *Le Néolithique du Nord-ouest méditerranéen*, *Actes du 24ème Congrès préhistorique de France, Carcassonne, 1994*, Vaquer J. (Dir.), Paris, Société préhistorique française, pp. 161-174.

GUTHERZ X., JALLOT L., 1995, Le Néolithique final du Languedoc méditerranéen, *in* : *Chronologies néolithiques, de 6000 à 2000 av. notre ère dans le Bassin rhodanien*, *Actes du colloque d'Ambérieu-en-Bugey, 1992,* Voruz J.-L. (Dir.), Ambérieu-en-Bugey, Société préhistorique rhodanienne, p. 231-264 (Documents du Département d'Anthropologie et d'Ecologie de l'Université de Genève, 20).

HARRISON, S.P., DIGERFELDT, G., 1991. European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Quaternary Science Reviews* n°12, pp. 233–248.

HEINRICH H., 1988.- Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130 000 years, *Quaternary Research* 22-23, pp. 105-115.

INTIMATE members: http://www.geog.uu.nl/fg/INTIMATE/

INVENTAIRE FORESTIER NATIONAL, 2001-. *Résultats du troisième inventaire forestier du département du Vaucluse*, République française, Ministère de l'Agriculture, de l'Alimentation, de la pêche et des affaires rurales, 180 p.

JORDA M., 1983.- La torrentialité holocène des Alpes françaises du Sud. Facteurs anthropiques et paramètres naturels de son évolution, *Cahiers Ligures de Préhistoire*, N.S., n°2, pp. 49-70.

JORDA M., 1993-. Histoire des paléoenvironnements tardi- et postglaciaires de moyenne altitude. Essai de reconstitution cinématique, *Géomorphologie et aménagement de la montagne*, Hommage à P. Gabert, CNRS, Caen, pp. 91-111.

JORDA M., MIRAMONT C., ROSIQUE T. et SIVAN O., 2002 - Evolution de l'hydrosystème durancien (Alpes du sud, France), depuis la fin du Pléniglaciaire supérieur, *Les fleuves ont une histoire : Paléoenvironnements des rivières et des lacs français depuis 15000 ans*, sous la direction de Bravard J.-P. et Magny M., éditions errance, pp. 239-249.

JORDA M., PARRON C., PROVANSAL M., ROUX M.R., 1993.- Erosion et détritisme holocène en Basse Provence calcaire. L'impact de l'anthropisation, in LEVEAU Ph. Et PROVANSAL M., (dir.), *Archéologie et environnement : de la Sainte Victoire aux Alpilles*, travaux du Centre Camille Jullian n°14, Publication Université de Provence, pp. 65-74.

JORDA M. & PROVANSAL M., 1996-. Impact de l'anthropisation et du climat sur le détritisme dans le Sud-Est de la France (Alpes du Sud et Provence), *Bulletin de la Société géologique de France*, T. 167, n° 1, pp. 159-168.

JORDA M., ROSIQUE T. & EVIN J., 2000-. Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Earth and Planetary Sciences 331***,** pp. 187-193.

JOST-STAUFFER M., COOPE R. & SCHLÜCHTER C., 2001-. A Coleopteran fauna from the Middle Würm (Weichselian) of Switzerland an dits bearing on palaeobiology, palaeoclimate and palaeoecology. *Journal of Quaternary Science*, 16, pp 257-268.

JOUZEL J., 1999- Calibrating the isotopic paleothermometer, *Science* n° 286, pp. 910-912.

KOLSTRUP E., WIJMSTRA TA, 1977.- A palynological investigation of the Moershoofd, Hengelo and Denekamp interstadials in the Netherlands, *Geologie Mijnbouw* 56 (2), pp. 85-102.

LABAUNE C., MAGNIN F., 2001-. Land snail communities in Mediterranean upland grasslands: the relative importance of four sets of environmental and spatial variables, *Journal of Molluscan Studies* n°67, pp. 463-474.

LABAUNE C., MAGNIN F., 2002-. Pastoral management vs. land abandonment in Mediterranean uplands: impact on land snails communities, *Global Ecology and Biogeography* n°11, pp. 237-245.

LAMB H.H., 1965-. The early medieval warm epoch and its sequel. *Paleogeography* n°1, pp. 13-37.

LAMB H.H., 1982- *Climatic history and the modern world*, Editions Methuen, 387 p.

LAMB H.H., 1984-. Climate in the last thousand years: natural climatic fluctuations and changes, in Editions "Flohn H. and Fantechi R., *The climate of Europe: past, present and future*, D. Reidel publications Dordrecht.

LAMBERT J., LEVRET A., CUSHING M., DUROUCHOUX C., 1996 -. *Mille ans de séismes en France*, Ouest Éditions, Presses Académiques, Nantes, 70 p.

LANG J. et LUCAS G., 1970 - Contribution à l'étude de biohermes continentaux : barrages des lacs de Band-e-Amir (Afghanistan central), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7 (XII-5), pp. 834-842.

LECOMTE M., LHENAFF R., MARRE A., 1996-. Premier bilan de six années de mesures sur l'ablation dans les roubines des Baronnies méridionales (Alpes du sud), *Revue de Géographie Alpine* n°, pp. 11-16.

LEMERCIER O., 2002-. *Le Campaniforme dans le sud-est de la France : de l'Archéologie à l'Histoire du troisième millénaire avant notre ère*, Thèse de Doctorat, Aix-en-Provence, Université Aix-Marseille I, ,4 vol., 1451 p., 487 fig., 35 cartes, 11 cartes h. t.

LEMERCIER O., 2004-. La fin des temps néolithiques; la fin du Néolithique et le Vaucluse, *In : Vaucluse Préhistorique. Le territoire, les hommes, les cultures et les sites*, Buisson-Catil et al. (dir), Ministère de la Culture et de la Communication / DRAC / SRA PACA, Le Pontet, éditions A. Barthélemy, p. 202-207.

LEMERCIER O., BLAISE E., CAULIEZ J., FURESTIER R., GALLIN A., GILABERT C., GUENDON J.-L., LAZARD N., PELLISSIER M., PROVENZANO N., THOMANN A., 2004, Peyrolles-en-Provence : la Bastide Blanche, *Bilan scientifique. Région Provence-Alpes-Côte d'Azur 2003*, Ministère de la Culture et de la Communication / DRAC / SRA PACA, p. 149-152.

LEMERCIER O., CAULIEZ J., 2004, La fin des temps néolithiques; la céramique, *In : Vaucluse Préhistorique. Le territoire, les hommes, les cultures et les sites*, Buisson-Catil et al. (dir), Ministère de la Culture et de la Communication / DRAC / SRA PACA, Le Pontet, éditions A. Barthélemy, p 207-213.

LEROY LADURIE E., 1983-. *Histoire du climat depuis l'An Mil*, Paris, Flammarion, 2 vol., 287 et 254 p.

LIVET R., 1962.- L'habitat rural et les structures agraires en Basse-Provence, *thèse de Lettres*, Paris, Aix-en-Provence, éd. Ophrys, 465 p.

LOWE J.J., HOEK W.Z. & INTIMATE GROUP, 2001 – Interregional correlation of palaeoclimatic records for the Last Glacial-Interglacial Transition: a protocol for improved precision recommended by the INTIMATE project group, *Quaternary Science Reviews*, 20, pp. 1175-1187.

LOWE J.J. & NASP MEMBERS, 1995.- Palaeoclimate of the North Atlantic seabords during the last glacial-interglacial transition, *Quaternary International* n°28, pp. 51-61.

LU G., ZHENG C., DONAHOE R.J. et BERRY LYONS W., 2000 - Controlling processes in a CaCO3 precipitating stream in Huanglong Natural Scenic District, Sichuan, China, *Journal of Hydrology*, 230, pp. 34-54.

LUMINET R. & RAMADE J., 1970 -. Le massif du Petit Luberon et ses bordures, études géomorphologiques, Mémoire de Maîtrise, Université Aix-Marseille, 112p.

MAGNIN F., 1988-. Edifices travertineux et malacofaune. Bilan des recherches effectuées dans le cadre de l'ATP. *Travaux n°XIII*. Les édifices travertineux et l'environnement dans le Midi de la France, Vaudour J. (Dir.), UA 903 CNRS et ATP PIREN, Aix en Provence, pp. 229-232.

MAGNIN F., 1989-. Les distributions pléistocène et actuelle de *Trochoidea (Xeroclausa) geyeri* (Soos, 1926) (Gastropoda, Helicidae) dans le sud est de la France : un exemple de disjonction d'aire liée au réchauffement postglaciaire, *Bulletin de la Sociétée Géologique de France* (8), V., n°4, pp. 779-786.

MAGNIN F., 1991, Mollusques continentaux et histoire quaternaire des milieux méditerranéens (Sud-est de la France, Catalogne), Thèse de Doctorat, UFR des Sciences géographiques et de l'aménagement, Université d'Aix-Marseille II, Aix en Provence, 364 p.

MAGNIN F., 1992.- Variations de température en Provence pendant le Pléistocène supérieur (stades isotopiques 2 et 3) estimées d'après l'analyse d'associations de gastéropodes terrestres, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, tome 315, Série II, pp. 231-237.

MAGNIN F., 1993.- *Trochoidea geyeri* (Soos, 1926) (Pulmonata, Helicidae) in southeastern France, ecology, biogeography and quaternary history, *Scripta Geologica*, pp. 291-295.

MAGNIN F., 1997 - Travertinisation et paléoenvironnement du début de l'Holocène en France méditerranéenne : une succession malacologique dans les sédiments carbonatés de la vallée de la Tave (Laudin, Gard), *Etudes de Géographie Physique*, XXVI, pp. 43-46.

MAGNIN F., GUENDON J-L., QUINIF Y., ROIRON P., THINON M., 1990.- Datation isotopique et étude des paléoenvironnements de la formation à travertins de la Papeterie Vasino (Meyrargues, Bouches du Rhône, France),. Mise en évidence de deux périodes de réchauffement durant le Riss, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, tome 310, Série II, pp. 1285-1292.

MAGNIN F., GUENDON J.-L., VAUDOUR J. et MARTIN P., 1991 - Les travertins : accumulations carbonatées associées aux systèmes karstiques, séquences sédimentaires et paléoenvironnements quaternaires, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162 (3), 585-594.

MAGNIN F. & TATONI T., 1995-. Secondary successions on abandoned cultivation terraces in calcareous Provence. II- The gastropod communities, *Acta Oecologica* n°16 (1), pp. 89-101.

MAGNIN F., TATONI T., ROCHE P., BAUDRY J., 1995-. Gastropod communities, vegetation dynamics and landscape changes along an old-field succession in Provence, France, *Landscape and Urban Planning* n°31, pp. 249-257.

MAGNIN F. & THINON M., 1988 - Les travertins holocènes de Vauvenargues et de Saint Antonin (Bouches-du-Rhône) : nouvelles données sur les paléoenvironnements (malacologie, anthracologie), Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le Midi de la France, U.A. 903 CNRS, *Travaux 13*, Aix en Provence, pp. 63-72.

MAGNY M., 1995.- Une histoire du climat. Des derniers mammouths au siècle de l'automobile, Paris, France, Errance, 176 p.

MAGNY M., 1997.- Eléments pour une histoire du climat entre 13000 et 6000 BP, *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, Tome 94 n°2, pp. 161-167.

MAGNY, M., 2004- Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlments. *Quaternary International* 113, 65-79.

MAGNY M., LEUZINGER E., BORTENSCHLAGER S. et HAAS J.-N., 2006, Tripartite climate reversal in Central Europe 5600-5300 year ago, *Quaternary Research*, 65, pp. 3-19.

MARIGNAN (DR) in Cotte C, 1905*,* Maillets à rainure, *Annales de la Société d'Etude. Provençales*, p.59.

MARTIN S., 1999 -. *Analyse malacologique de la séquence holocène de l'Ubac (Goult, Vaucluse). Occupation humaine et paléoenvironnement du Mésolithique à l'époque romaine*. Mémoire de DEA, UFR d'Histoire de l'Art et d'Archéologie, Université Paris I Panthéon-Sorbonne, Paris, 54 p.

MARTIN S., 2004 - Caractérisation de l'anthropisation à l'Holocène en Provence et en Languedoc oriental, par les mollusques terrestres, Thèse d'Archéologie, Paris I, 428 p.

MARTINEZ M., 2005 - *Histoire biogéographique des pins de la section sylvestris (Pinus sylvestris, Pinus uncinata, Pinus mugo) dans les Alpes internes (Maurienne et Alpes italiennes) d'après l'analyse de macrorestes végétaux contenus dans les travertins*. Master B.G.A.E., Université de Montpellier 2, 45 p.

MARTY J., 1972, Le pays d'Apt, Alpes de Lumières, n°51, pp. 38-46.

MAYEWSKI P.A, ROHLING E.E., STAGER J-C, KARLEN W., MAASCH K.A., MEEKER L.D., MEYERSON E.A., GASSE F., KREVELD S.v., HOLMGREN K., LEE-THORP J., ROSQVIST G., RACK F., STAUBWASSER M., SCHNEIDER R.R., STEIG E.J., 2004.- Holocene climate variability, *Quaternary Research* n°62, pp. 243-255.

MC DERMOTT, F., FRISIA, S., HUANG, Y., LONGINELLI, A., SPIRO, B., HEATON, T.H.E., HAWKESWORTH, C.J., BORSATO, A., KEPPENS, E., FAIRCHILD, I.J., VAN DER BORG, K., VERHEYDEN, S., SELMO, E., 1999-. Holocene climate variability in Europe: evidence from d18O, textural andextension-rate variations in three speleothems, *Quaternary Science Reviews* 18, 1021–1038.

MERCONE, D., THOMPSON, J., CROUDACE, I.W., SIANI, G., PATERNE, M., TROELSTRA, S., 2000 -. Duration of S1, the most recent sapropel in the eastern Mediterranean Sea, as indicated by accelerator mass spectrometry radiocarbon and geochemical evidence. Paleoceanography 15 (3), 336–347.

MEUNIER M., MATHYS N., CAMBON J-P., 1993-. Panorama synthétique des mesures d'érosion effectuées sur trois bassins du site expérimental de Draix, *X^ème journées du réseau d'érosion*, 15-18/09/1993, Montpellier, pp. 125-174.

MIRAMONT C., 1998.- Morphogenèse, activité érosive et détritisme alluvial holocène dans le bassin de la moyenne Durance (Alpes françaises), *Thèse de géographie*, Université de Provence, 286 p.

MLAKAR J.M., DEGAUGUE F., LEROY S., GUENDON J.-L. et AMBERT P., 1999 - Les travertins de la Guisane (col Lautaret, Hautes-Alpes, France) : caractères, datations et paléoenvironnement alpin holocène, *Etudes de Géographie Physique*, XXVII, Aix en Provence, pp. 75-80.

MOCCI F., WALSH K., DUMAS V., 2004 -. Perception d'un paysage marginal en Basse Provence: la montagne St Victoire et ses piémonts méridionaux, de la Protohistoire à la fin de l'Antiquité, Méditerranée 1.2, pp. 85-94.

MOSCARIELLO A., 1996- Quaternary geology of the Geneva bay (lake Geneva, Switzerland) Université de Genève, Terre et Environnement n°4.

MULLER A., 2005.- « Marc Deydier 1845-1920 », éditions Patrilub, pp. 184-187.

MULLER A., D'ANNA A., 1986, Le gisement de plein air chalcolithique de la Plaine-des-Blancs à Courthéson, Vaucluse, *Bulletin de la Société préhistorique francaise,* t. 83, fasc. 11-12, p. 470-483, 12 fig.

MÜLLER A., MIRAMONT C., JORDA M., OLLIVIER V., 2000-. *Inventaire archéologique, études paléoenvironnementales et documentaires sur l'évolution des versants et du piémont du Grand Luberon, Synthèse des travaux effectués en 2000 dans le cadre des prospections thématiques du programme de recherche « 10 000 ans de présence humaine sur le piémont méridional du Grand Luberon »*, Service Régional d'Archéologie, Parc naturel régional du Luberon, 136 p.

MÜLLER A., OLLIVIER V., MIRAMONT C., MARTIN S., MAGNIN F., JORDA M., 2001-. *Inventaire archéologique, études paléoenvironnementales et documentaires sur l'évolution des versants et du piémont du Grand Luberon, Synthèse des travaux effectués en 2001 dans le cadre des prospections thématiques du programme de recherche « 10 000 ans de présence humaine sur le piémont méridional du Grand Luberon »*, Service Régional d'Archéologie, Parc naturel Régional du Luberon, 150 p.

MÜLLER A., OLLIVIER V., 2003-. *10 000 ans de présence humaine sur le piémont méridional du Grand Luberon*, Bilan Scientifique de la Direction Régionale des Affaires Culturelles, Service Régional de l'Archéologie, pp 220-223.

NASA, 2003.- http://photojournal.jpl.nasa.gov/jpegMod/

NASP MEMBERS, 1994.- Climatic changes in areas adjacent to the North Atlantic during the last glacial-interglacial transition (14-9 Ka BP) : a contribution to IGPC-253, *Journal of Quaternary Science* n°9-2, pp. 185-198.

NEVIERE C., 1996 - Les systèmes travertineux du Serre de Montdenier (Alpes de Haute-Provence), *Etudes de Géographie Physique*, XXV, pp. 31-34.

NICOD J., 1967.- Recherches géomorphologiques en Basse Provence calcaire, *Thèse de Doctorat d'Etat*, édition Louis Jean, Gap, 580 p.

NICOL-PICHARD S., 1986 - Analyse pollinique de sédiments associés à des travertins, Jouques (Bouches-du-Rhône, France), *Méditerranée*, (1-2), 21-25.

NICOL-PICHARD S., 1987.- Analyse pollinique d'une séquence tardi et postglaciaire de la végétation à Tourves (Var, France), *Ecologia Mediterranea* n°13, pp. 29-41.

NICOL-PICHARD S. & DUBAR M., 1998.- Reconstruction of Lateglacial and Holocene environments in southeast France based on the study of a 66 m long core from Biot, Alpes Maritimes, *Vegetation history and Archeobotany* n°7, pp.11-15.

OLLIVIER V., 2001a-. Etude de la dynamique holocène du paysage sur le versant sud du grand Luberon. Relations avec l'occupation humaine, *mémoire de DEA de Géographie Physique*, Université de Provence, 120 p.

OLLIVIER V., 2001b-. Evolution géomorphologique postglaciaire du piémont méridional du grand Luberon en relation avec l'occupation humaine, *Courrier Scientifique du parc naturel régional du Luberon* n°5, pp 32-46.

OLLIVIER V., 2002a-. *Géomorphologie, Archéologie et interdisciplinarité dans le grand Luberon ; Prospections et inventaire dans le cadre des sites ateliers du parc naturel régional du Luberon*, mémoire d'étude, parc naturel régional du Luberon, 65 p.

OLLIVIER V., 2002b-. Répartition et nature des formes et formations quaternaires dans le Grand Luberon, *Courrier Scientifique du parc naturel régional du Luberon* n°6, pp 58-66.

OLLIVIER V., DELAUNAY G., MÜLLER A., 2003-. Relations entre morphogénèse et anthropisation sur le piémont méridional du grand Luberon, *Courrier Scientifique du Parc Naturel Régional du Luberon,* n° 7, pp. 13-29.

OLLIVIER V., GUENDON J-L., ALI A. A., ROIRON P., AMBERT P., 2006a-. Evolution postglaciaire des environnements travertineux provençaux et alpins : nouveau cadre chronologique, faciès et dynamiques morphosédimentaires, *Quaternaire*, vol. 17, n°2, pp. 51-67.

OLLIVIER V., GUENDON J-L., MULLER A. & MARTIN S., 2006c - Les travertins du Mirail (sud Luberon, Vaucluse), témoins des fluctuations morphosédimentaires holocènes, Actes de la Table Ronde en l'honneur de R. Neboit-Guilhot, *« L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement »*, Clermont-Ferrand, 25-27 mars 2004, Presses Universitaires Blaise Pascal, collection « Nature et Sociétés », pp. 417-424.

OLLIVIER V., MIRAMONT C. & MÜLLER A., 2004 - Le piémont méridional du Grand Luberon : De nouvelles données sur la morphogenèse postglaciaire en Basse Provence, *Méditerranée*, (1.2), pp. 109-118.

OLLIVIER V. & PINATEL A., 2000 - Etude de la dynamique érosive actuelle et holocène à l'échelle des ravines dans les terrains marneux des Alpes du Sud, Mémoire de Maîtrise de Géographie Physique, Université d'Aix-Marseille I, 114 p. + annexes.

OLLIVIER V., ROIRON P., GABRIELYAN Y., NAHAPETYAN S., 2006b -. Dynamiques morphosédimentaires des formations travertineuses postglaciaires arméniennes : implications paléoclimatiques et relations avec les occupations humaines in : Chataignier C., *Mission Caucase*, Rapport scientifique sur les opérations effectuées en 2006, D.G.R.C.S.T., CNRS, Ministère des Affaires Etrangères.

OZENDA P., 1994-. *Végétation du Continent Européen*, Delachaux et Niestlé, Paris, 271 p.

PALEOCLIMATE MODELING INTERCOMPARISON PROJECT (PMIP) n°1 : http://www-lsce.cea.fr/pmip/ et n°2 : http://www-lsce.cea.fr/pmip2/

PALOC H., 1966 -. Carte hydrogéologique de la France, région karstique nord-montpelliéraine, *notice explicative*, BRGM, mémoire n°30, 207 p.

PEYRON O., GUIOT J., CHEDDADI R., TARASOV P., REILLE M., BEAULIEU (DE) M., BOTTEMA S. & ANDRIEU V., 1998. Climatic reconstruction in Europe for 18,000 yr B.P. from pollen data. *Quaternary Research,* 49, pp. 183-196.

PFISTER C., 1980-. The Little Ice Age : thermal and wetness indices for Central Europe, *Journal of Interdisciplinary History*, n°10, pp. 665-698.

PFISTER C., 1992-.Monthly temperature and precipitation in Central Europe 1527-1979: quantifying documentary evidence on weather and its effects, in Eds. Bradley and Jones, *Climate since AD 1500*, pp. 118-142.

PRENTICE I. C., GUIOT J. & HARRISON S. P., 1992- Mediterranean vegetation, lake levels and palaeoclimate at the Last Glacial Maximum. *Nature,* 360, pp.658-660.

PROVANSAL, M., 1996.- The role of climate in landscape morphogenesis since the Bronze Age in Provence, southearn France. *The Holocene,* 5, 3 : pp. 348-353.

PUISSEGUR J-J., 1976-. Mollusques continentaux quaternaires de Bourgogne, Significations stratigraphiques et climatiques. Rapport avec d'autres faunes boréales de France, Mémoires géologiques de l'Université de Dijon, Doin Editeurs, Dijon, 241 p.

REILLE M, de BEAULIEU J.L., 1988.- History of the Wurm and Holocene vegetation in western Velay (Massif Central, France) : a comparison of pollen analysis from three corings at Lac du Bouchet, *Review of Palaeobotany and Palynology* n°54, pp. 233-248.

REILLE M, de BEAULIEU J.L., 1990.- Pollen analysis of a long upper Pleistocene continental sequence in a Velay maar (Massif Central, France), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* n°80, pp. 35-46.

REILLE M, de BEAULIEU J.L., 1995.- Long Pleistocene pollen records from the Praclaux crater, south Central France, *Quaternary Research* n°44, pp. 205-215.

RENSSEN H., VANDENBERGHE J., 2003. Investigation of the relationship between permafrost distribution in NW Europe and extensive winter sea-ice cover in the North Atlantic Ocean during the cold phases of the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 22 : pp. 209-223.

RICHARD H., BEGEOT C., GAUTHIER E., RUFFALDI P., 2000-. Evolution du couvert végétal du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène sur la chaine jurassienne : nouveaux résultats. *In* les derniers chasseurs cueilleurs d'Europe occidentale, *actes du colloque international de Besançon, octobre 1998, Besançon,* Presse Universitaires Franc-comtoises, pp. 29-36.

ROIRON P., ALI A.A., GUENDON J-L., MIGUERES M-E.,. MULLER S.D., OLLIVIER V., 2006-. La flore fossile du système travertineux du Serre de Montdenier (Alpes de Haute Provence, France) : un nouveau jalon dans l'histoire de la végétation holocène des Alpes du Sud., *Quaternaire* ,vol.17, n°2, pp. 69-77.

ROSIQUE T., 1996.- Morphogenèse et évolution des paléoenvironnements alpins de la fin des temps glaciaires au début de l'Holocène : l'exemple de la moyenne Durance (Alpes françaises du sud), *Thèse de géographie*, Université de Provence, 288 p.

ROUIRE J., MARIE J-C., 1960 -. Etude des stockages souterrains dans les départements des BdR, Vaucluse, Gard, Ardèche, BRGM, AI6719.

ROUSSET C., 1968 -. Contribution à l'étude des karsts du sud est de la France, Thèse d'Etat, Marseille, 533 p.

ROUSSET C., 1972-. Origine et venue au jour des eaux thermales d'Aix en Provence : état actuel de la question, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, tome 274, pp. 1261-1264.

ROVERA G., ROBERT Y., COUBAT M., NEDJAI R., 1998-. Erosion et stades biorhexistasiques dans les ravines du Saignon, Essai de modélisation statistique des vitesses d'érosion sur marnes, Institut de Géographie Alpine, Grenoble, 11 p.

SAUZADE G., CARRY A., CHAMBERT A., 1990, Un nouveau faciès du Néolithique provençal, le groupe de Fraischamp, l'habitat de la Clairière à la Roque-sur-Pernes (Vaucluse), *Gallia- Préhistoire,* t. 32, p.151-178, 17 fig.

SCHLÜCHTER C. & ROEHTLISBERGER C, 1995-. 100000 jahre Gletschergeschichte, *Gletscher im ständigen Wandel*, publications ASSN n°6, Zürich, Vdf, pp. 47-63.

SCHOENEICH P., 2003.- Que c'est-il passé pendant la première partie du Tardiglaciaire ?, Indices d'un changement écologique majeur dès 17-18000 cal BP, *Preistoria Alpina* vol. 39, pp. 9-17.

SCHOENEICH P., DORTHE-MONACHON C., BALLANDRAS S. & JAILLET S., 1998- Le Retrait glaciaire dans les vallées des Alpes et des Préalpes au Tardiglaciaire. Aoste, *Bulletin d'études préhistoriques et archéologiques alpines* IX, pp. 23-37.

SERET G., 1967.- Les systèmes glaciaires du bassin de la Moselle et leurs enseignements, *Société Royale Belge de Géographie*, 577 p.

SERET G, DRICOT E., WANSARD G., 1990.- Evidence for an early glacial maximum in the french Vosges during the last glacial cycle, *Nature* n°346, pp. 453-456.

SIVAN O., 2002-. Activité érosive et évolution des paléoenvironnements alpins postglaciaires. Etude dendrogéomorphologique des gisements de troncs subfossiles dans les Alpes du sud, *Thèse de géographie*, Université de Provence, 242 p.

SIVAN O., MIRAMONT C., EDOUARD J-L., 2006- Rythmes de la sédimentation et interprétations paléoclimatiques lors du Postglaciaire (Alpes du Sud). ^{14}C et dendro-géomorphologie, deux chronomètres complémentaires, Actes de la Table Ronde en l'honneur de R. Neboit-Guilhot, *« L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement »*, Clermont-Ferrand, 25-27 mars 2004, Presses Universitaires Blaise Pascal, collection « Nature et Sociétés », pp. 423-428.

SLIMAK L., 2004.- Les dernières expressions du Moustérien entre Loire et Rhône, *Thèse de Doctorat de l'Université de Provence*, 865 p.

STAGE 3 PROJECT: http://www.esc.cam.ac.uk/oistage3/Details/Homepage.html

STUIVER, M., BRAZIUNAS, T.F., 1989- Atmospheric 14C and century-scale solar oscillations. Nature 388, pp. 405– 407.

STUIVER, M., BRAZIUNAS, T.F., 1993-. Sun, ocean, climate and atmospheric 14CO2: an evaluation of causal and spectral relationships. Holocene 3, pp. 289– 305.

SUC J-P., 1980-. Contribution à la connaissance du Pliocène et du Pléistocène inférieur des régions méditerranéennes d'Europe occidentale par l'analyse palynologique des dépôts du languedoc-Roussillon (Sud de la France) et de la Catalogne (Nord-est de l'Espagne), Thèse de sciences, Université de Montpellier, 198 p.

SUC J-P., 1982-. Palynostratigraphique du Pliocène et du Pléistocène inférieur en méditerranée occidentale, *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, série II, tome 294, pp. 1003-1008.

SYLVESTRE J.P., 1977a.- Etude hydrogéologique de la montagne du Luberon (Vaucluse), *Thèse de géologie*, Université de Provence, 230 p.

SYLVESTRE J.P., 1977b-. Présence d'un dyke de lherzolite dans le massif calcaire du Luberon (Vaucluse), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, tome 285, série D, pp. 495-496.

TALLAH L, 2004 -. Le Luberon et pays d'Apt; avec les collaborations de Ph. Bachimon, D. Carru, P. de Michèle, A. Müller, V. Ollivier... [et al.]. - Paris : Académie des inscriptions et belles-lettres : Ministère de l'éducation nationale : Ministère de la recherche [etc.], 2004 (05-Gap : Impr. Louis-Jean). - 431 p. , (*Carte archéologique de la Gaule. [Nouvelle série]. ; 84 ; 2*).

TERRAL, J.-F., MENGUAL, X., 1999. Reconstruction of holocene climate in southern France andeastern Spain using quantitative anatomy of olive woodand archaeological charcoal. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, n°153, pp. 71–92.

THIEBAULT S., 1997.- Early Holocene vegetation and the Human impact in central Provence (Var, France): charcoal analysis of the Baume de Fontbrégoua, *The Holocene* n°7 (3), pp. 343-349.

TJEERD H. Van. ANDEL., 2002.- The climate and landscape of the middle part of the Weichselian glaciation in Europe: The Stage 3 Project, *Quaternary Research* n°57, pp. 2-8.

TRIAT-LAVAL H., 1978.- Contribution polleanalytique à l'histoire tardi- et postglaciaire de la vegetation de la basse vallée du Rhône, *Thèse d'Etat en Sciences*, Université Aix-Marseille III, 344 p.

VALERO-GARCES B.-L., ARENAS C., DELGADO-HUERTAS A., 2001 – Depositional environments of Quaternary lacustrine travertines and stromatolites from high-altitude Andean lakes, northwestern Argentina, *Canadian Journal of Earth Science*, 38, pp. 1263-1283.

VANDENBERGHE J., 1992-. Climatic change and landscape development: an example from the past, *Catena supplement* n°22, pp. 73-83.

VANDENBERGHE J., COOPE R., KASSE K., 1998.- Quantitative reconstructions of palaeoclimates during the last interglacial-glacial in western and central Europe: an introduction, *Journal of Quaternary Science* 13, pp. 361-366.

VAN DER HAMMEN T., MAARLEVELD G.C., VOGEL J-C., ZAGWIJN W.H., 1967.- Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in the Netherlands, *Geologie en Mijnbouw* 46, pp. 79-95.

VAN HUISSTEDEN J., 1999.- Comparison of Stage 3 climate model output with periglacial and other geological proxy data, *Report Stage 3 meeting, Newsletter*, Oxygen Isotope Stage 3 Project, Cambridge.

VAN HUISSTEDEN J., GIBBARD P.L., BRIANT R.M., 2001.- Periglacial fluvial systems in Northwest Europe during marine isotope stages 4 and 3, *Quaternary International* n°79, pp. 75-88.

VARELA F.-J., 1989 - *Autonomie et connaissance : essai sur le vivant*. Ed du Seuil, Paris, 247 p.

VAUDOUR J., 1986a - Travertins holocènes et pression anthropique, *Méditerranée*, (1-2), pp. 168-172.

VAUDOUR J., 1986b – Introduction à l'étude des édifices travertineux holocènes, *Méditerranée*, (1-2), pp. 3-10.

VAUDOUR J. (dir.), 1988 - Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le Midi de la France, U.A. 903 CNRS, *Travaux 13*, Aix en Provence, 280 p.

VAUDOUR J., 1991.- Les sols des terrasses de culture en basse Provence calcaire et leur évolution après abandon, *Acta carsologica* n°XX, pp. 121-132.

VAUDOUR J., 1994.- Evolution holocène des travertins de vallée dans le Midi méditerranéen français, *Geographie Physique et Quaternaire*, Vol. 48, n°3, pp. 315-326.

VERNET J-L., 1980.- Premières données sur l'histoire de la végétation postglaciaire de la Provence centrale d'après l'analyse anthracologique, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* n°291, pp. 853-855.

VERNET, J.-L., PACHIAUDI, C., BAZILE, F., DURAND, A., FABRE, L., HEINZ, C., SOLARI, M.-E., THI!EBAULT, S., 1996-. Le δ13C d e charbons de bois préhistoriques et historiques méditerranéens, de 35000 BP à l'actuel. Premiers résultats. *C. R. Acad. Sci*. Paris Série. II, n° 323, pp. 319–324.

VERNET J-L., THIEBAULT S., HEINZ CH., 1987.- Nouvelles données sur la végétation préhistorique postglaciaire méditerranéenne d'après l'analyse anthracologique, in J. Guilaine, J. Courtin, J-L. Roudil et J-L. Vernet, *Premières communautés paysannes en méditerranée occidentale*, Colloque International du CNRS, Montpellier 1983, CNRS, Paris, pp. 87-94.

VERNET J.L. et VAUDOUR J. (dir.), 1988-1990 - Milieux et anthropisation à l'Holocène en Méditerranée occidentale à partir des sites karstiques, *Rapport final A.T.P. P.I.R.E.N.*, Montpellier-Aix en Provence, 215 p.

WALKER M.J.C., 1995.- Climatic changes in Europe during the last glacial-interglacial transition, *Quaternary International* n°28, pp. 63-76.

WALKER M.J.C., BJÖRCK S., LOWE J.J., CWYNAR L., JOHNSEN S., KNUDSEN K-L., WOHLFARTH B. & INTIMATE GROUP, 1999 - Isotopic 'events' in the GRIP ice core: a stratotype for the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, 18: pp. 1143-1150.

WEGMULLER S., 1977-. Pollenanalytische Untersuchungen zur spät-und postglazialen Vegetationsgeschichte der Französischen Alpen (Dauphiné).- Verlag Paul Haupt, Bern, 178 p.

WOILLARD G., 1973.- Mise en evidence de l'Eémien sur le plateau de Haute-Saône, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 276, pp. 939-942.

WOILLARD G., 1978.- Grande Pile peat bog : a continuous pollen record for the last 140 000 years, *Quaternary Research* n° 9 (11), pp. 1-21.

WOILLARD G. & MOOK W.G., 1982.- Carbon dates at Grande-Pile: correlation of land and sea chronologies, *Science* 215, pp. 159-161.

YACINE-KASSAB, M., 1979 -. *Etude écologique des Mollusques Gastéropodes d'eau douce de quelques milieux aquatiques peu profonds de la vallée du Rhône en amont de Lyon*. Université scientifique et médicale de Grenoble. 247 p.

ZAGWIJN W.H., Vegetation, climate and radiocarbon datings in the late Pleistocene of the Netherlands. Part II: Middle Weischelian. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 25, pp. 101-111.

TABLE DES FIGURES, TABLEAUX ET PHOTOS

TABLE DES FIGURES, TABLEAUX ET PHOTOS

FIGURES :

Figure n°1 : schéma global de localisation de notre zone d'étude : le piémont méridional du Grand Luberon……**2**

Figure n°2 : Cadre chronologique de l'étude……**9**

Figure n°3 : méthodologie appliquée pour l'encadrement par dates ^{14}C des ruptures (ou incisions) de premier et de second ordre dans les séquences stratigraphiques……**18**

Figure n°4 : système hydrographique du Grand Luberon……**24**

Figure n°5 : diagrammes ombrothermiques de Carpentras (Vaucluse) et d'Aix en Provence (Bouches du Rhône) sur la période 1971-2000……**27**

Figure n°6 : Coupe du panneau ouest provençal, structuration du Plateau de Vaucluse à la Trévaresse et signalisation de l'hypocentre du séisme de 1909……**30**

Figure n°7 : Structuration de la surface à facettes du Luberon……**31**

Figure n°8 : A : chronostratigraphie de l'évolution du Grand Luberon au Miocène supérieur et au Pliocène ; B : chronostratigraphie de l'évolution de la Durance au Miocène supérieur et au Pliocène au niveau du plateau des Gardis à Cadenet……**32**

Figure n°9 : coupe géologique N-S du Grand Luberon, du point culminant du Mourre Nègre à la Durance……**33**

Figure n°10 : carte géologique du Grand Luberon……**34**

Figure n°11 : légende de la carte géologique du Grand Luberon……**35**

Figure n°12 : carte géomorphologique du Grand Luberon……**38**

Figure n°13 : légende de la carte géomorphologique du Grand Luberon……**39**

Figure n°14 : phénomène structural de piégeage des sédiments sur le piémont sud du Grand Luberon ……**41**

Figure n°15 : répartition de quelques sites archéologiques dans le massif du Grand Luberon……**43**

Figure n°16 : coupe du torrent du Vabre (Cucuron) niveau d'occupation de l'Age du Fer……**44**

Figure n°17 : typologie morphologique basique des formations travertineuses……**54**

Figure n°18 : localisation des carottages et localisation des milieux d'accumulation travertineuse….**61**

Figure n°19 : le carottage C1 du vallon des Hermitans……**62**

Figure n°20 : le carottage C2 du vallon des Hermitans……**64**

Figure n°21 : le carottage C3 du vallon des Hermitans……**65**

Figure n°22 : évolution cyclique de la séquence travertineuse……**69**

Figure n°23 : localisation des niveaux par rapport au chenal principal, coupe MIR-5……**71**

Figure n°24 : répartition des coupes stratigraphiques étudiées sur le piémont méridional du Grand Luberon ……**74**
Figure n°25 : cartographie géomorphologique du ravin du Loup……..……..**76**
Figure n°26 : localisation des coupes stratigraphiques étudiées et analyses réalisées dans le ravin du Loup……...……**77**
Figure n°27 : cartographie géomorphologique du ravin du Mirail……..…….…….**83**
Figure n°28 : localisation des coupes stratigraphiques étudiées et analyses réalisées dans le ravin du Mirail……..……**84**
Figure n°29 : cartographie géomorphologique du ravin des Hermitans……**88**
Figure n°30 : localisation des coupes stratigraphiques étudiées et analyses réalisées dans le ravin des Hermitans……...……**89**
Figure n°31 : relations entre les surfaces d'érosion et les formations du dernier pléniglaciaire et du postglaciaire……...……**95**
Figure n°32 : position des dépôts du dernier pléniglaciaire (stade isotopique 3) sur le linéaire des vallons du piémont sud du Grand Luberon……..……..**96**
Figure n°33 : la coupe dans le glacis d'accumulation du dernier pléniglaciaire de Terre Rouge (Cucuron)……...**97**
Figure n°34 : Terre Rouge, nouveau sol rouge à la base du glacis en rive droite du vallon en aval de la coupe de Terre Rouge n°1……..**99**
Figure n°35 : vallon du Mirail, la coupe MIR 11……...……**100**
Figure n°36 : vallon du Loup, coupe Loup 1……..**104**
Figure n°37 : Cadenet, coupe du Laval……...……**107**
Figure n°38 : pointe moustérienne du torrent du Laval à Cadenet……..**108**
Figure n°39 : position des dépôts tardiglaciaires (stade isotopique 2) sur le linéaire des vallons du piémont sud du Grand Luberon……..……..**110**
Figure n°40 : ravin du Mirail, coupe MIR-9……...……**112**
Figure n°41 : ravin du Loup, coupe Loup-7……**113**
Figure n°42 : ravin du Loup, transect Loup-8……**115**
Figure n°43 : vallon du Loup, la coupe Loup-5 et le sondage Loup-4……**118**
Figure n°44 : vallon du Loup, la coupe Loup-2……..……**119**
Figure n°45 : la coupe MIR-1 du vallon du Mirail-Riou……**120**
Figure n°46 : position des dépôts du premier holocène (stade isotopique 1) sur le linéaire des vallons du piémont sud du Grand Luberon……...…….**123**
Figure n°47 : la coupe Loup-10 du ravin du Loup……..**126**
Figure n°48 : Cucuron, la coupe du vallon du Méchant Pas……...……**128**
Figure n°49 : la coupe MIR-5 du vallon du Mirail……..**130**

Figure n°50 : position des dépôts du second holocène (stade isotopique 1) sur le linéaire des vallons du piémont sud du Grand Luberon……...……**134**
Figure n°51 : la coupe MIR-7 du vallon du Mirail……..**136**
Figure n°52 : la coupe HER-3 du vallon des Hermitans……...…..**138**
Figure n°53 : la coupe MIR-4 du vallon du Mirail……..**141**
Figure n°54 : la coupe MIR-6 du vallon du Mirail, en rive droite et en face de la coupe MIR-5…...**143**
Figure n°55 : la coupe MIR-2 du vallon du Mirail, au niveau de la ferme de la Sarrière……...……**146**
Figure n°56 : coupe MIR-8 du vallon du Mirail……..**149**
Figure n°57 : la coupe HER-4 du vallon des Hermitans……...……..**152**
Figure n°58 : la coupe MIR-10 du ravin du Mirail……**153**
Figure n°59 : la coupe Loup-3 du vallon du Loup et relation géométrique avec le sondage Loup-4 ……..……**155**
Figure n°60 : la coupe Loup-6 du vallon du Loup ……**157**
Figure n°61 : la coupe MIR-3 du vallon du Mirail……..**159**
Figure n°62 : localisation des sites du Néolithique final dans le Luberon et ses marges……..…….**163**
Figure n°63 : coupe stratigraphique du Verger (Peypin d'Aigues, Vaucluse), sondage 2003…...….**164**
Figure n°64 : Céramique du Verger, Le Mirail (Peypin d'Aigues, Vaucluse)…….**166**
Figure n°65 : Eléments de parure, Le Verger, (Peypin d'Aigues, Vaucluse)……..**168**
Figure n°66 : ravin du Loup, bloc diagramme représentant la situation du bas relief et du mausolée intégrée aux relevés stratigraphique *in situ* des coupes Loup-7, Loup-8 et Loup-9 de la thèse..…….**175**
Figure n°67 : synthèse des datations ^{14}C postglaciaires réalisées sur le piémont sud du Grand Luberon ……..……**179**
Figure n°68 : organisation latérale des formations par rapport à l'axe des talwegs sur le piémont du Grand Luberon……..**182**
Figure n°69 : L'organisation longitudinale des dépôts quaternaires sur le piémont……...**183**
Figure n°70 : Localisation de quelques formations travertineuses postglaciaires du sud de la France ……..……**188**
Figure n°71 : Synthèse chronologique des principales formations travertineuses postglaciaires du sud de la France……..……**189**
Figure n°72 : profils synthétiques des formations travertineuses postglaciaires du Luberon……**192**
Figure n°73 : exemple caractéristique de l'apparition post-incision des faciès construits et de leur transgression latérale sur les marges du talweg……**195**
Figure n°74 : séquence travertineuse « ante-wurmienne » de la Torse-Tour d'Aygosi, Aix en Provence……**196**
Figure n°75 : analyses calcimétriques des coupes Loup-4 et Loup-5……...……..**201**
Figure n°76 : analyses calcimétriques de la coupe Loup-2……**202**
Figure n°77 : analyses calcimétriques de la coupe MIR-1……..**202**

Figure n°78 : analyses calcimétriques de la coupe MIR-7…….……**204**
Figure n°79 : analyses calcimétriques de la coupe MIR-8…….……**204**
Figure n°80 : analyses sédimentologiques, physico-chimiques et paléoécologiques de la coupe MIR-5 du Mirail……...…**208**
Figure n°81 : Formation travertineuse du Grand Vallat de Meyrargues……..…**216**
Figure n°82 : transgression latérale des faciès construits par rapport à l'axe du chenal, travertins holocènes de Pont-de-Joux……...……**217**
Figure n°83 : coupe stratigraphique dans la formation travertineuse holocène de St Antonin...……**220**
Figure n°84 : Distribution des températures actuelles et simulation pour le Quaternaire récent en Europe……...……**230**
Figure n°85 : courbe isotopique du sondage GRIP et nomenclature stratigraphique proposée par le groupe INTIMATE……..……..**232**
Figure n°86 : reconstitution au niveau européen des anomalies de températures à l'Holocène en été et en hiver (par rapport à la moyenne actuelle) et reconstitution des anomalies de températures moyennes annuelles sur la même période……..……**235**
Figure n°87 : synthèse des datations ^{14} C AMS en cal. BP obtenues et des faciès-formations correspondants sur le piémont sud du Luberon……...……**239**
Figure n°88 : organisation latérale des formations par rapport à l'axe des talwegs sur le piémont du Grand Luberon……..**240**
Figure n°89 : synthèse de l'organisation globale des formations de glacis d'accumulation du stade isotopique 3 et de leurs sols rouges basaux……..……**244**
Figure n°90 : une incision de la fin du Dernier Maximum Glaciaire qui s'exprime entre 18000-17000 cal. BP et 15500 cal. BP dans le Luberon ?.....**248**
Figure n°91 : nomenclature stratigraphique proposée par le groupe INTIMATE à partir de la courbe isotopique du sondage GRIP et résumé des principaux changements environnementaux attestés pendant l'évènement GS-2b……..**249**
Figure n°92 : Les incisions de 6000 cal. BP à 400 cal. BP dans les profils synthétiques des formations travertineuses postglaciaires du Luberon……..……**258**
Figure n°93 : synthèse chronostratigraphique représentant l'organisation des nappes postérieurement à l'incision récente (XIII^{ème} - XVII^{ème} siècle après JC) dans le Luberon……..……**260**
Figure n°94 : évolution globale de la morphogenèse depuis 50 000 ans sur le piémont méridional du Grand Luberon……..……**264**
Figure n°95 : comparaison entre les tendances morphogéniques du Luberon au Postglaciaire et : les variations de la morphogenèse de la basse Provence et des Alpes du sud, les enregistrements de la tourbière de St Léger dans les Alpes de Haute Provence, les variations du 14c résiduel et les fluctuations de niveaux lacustres du Jura……...……..**272**

FIGURES DES ANNEXES :

Figure 1 : Synthèse des données stratigraphiques, séquentielles et malacologiques de la coupe MIR-5 du vallon du Mirail……..…….…**313**

Figure 2 : Analyse Factorielle des Correspondances de la séquence MIR-5 du Mirail……...**315**

Figure 3 : Analyse Factorielle des Correspondances de la séquence MIR-5 du Mirail (La Motte d'Aigues, Vaucluse). Projection des échantillons sur le premier plan factoriel……**315**

Figure 4 : Importance relative des espèces aquatiques, palustres et terrestres de la séquence du Mirail (La Motte d'Aigues, Vaucluse)…….……**319**

Figure 5 : Diagramme malacologique simplifié de la séquence du Mirail (La Motte d'Aigues, Vaucluse)……..……**321**

Figure 6 : Diagramme anthracologique simplifié de la coupe MIR-5 du vallon du Mirail…….**330**

Figure n°7 : Détermination anthracologique des échantillons datés par ^{14}C AMS sur le piémont sud du Grand Luberon……...……..**334**

Figure n°8 : taux de carbonates des coupes Loup-4 et 5 du vallon du Loup……...……**340**

Figure n°9 : taux de carbonates de la coupe MIR-1 du vallon du Mirail...……...……..**340**

Figure n°10 : taux de carbonates de la coupe Loup-2 du vallon du Loup……...…**341**

Figure n°11 : taux de carbonates de la coupe MIR-5 du vallon du Mirail……..**341**

Figure n°12 : taux de carbonates de la coupe MIR-7 du vallon du Mirail……..……**342**

Figure n°13 : taux de carbonates de la coupe MIR-8 du vallon du Mirail……..**342**

Figure n°14 : taux de carbonates du carottage actuel HER-C1 du vallon des Hermitans……...……**343**

Figure n°15 : taux de carbonates du carottage actuel HER-C2 du vallon des Hermitans……...…**343**

Figure n°16 : taux de carbonates du carottage actuel HER-C3 du vallon des Hermitans……...…**344**

PHOTOS :

Photo n°1 : survol du piémont méridional du grand Luberon durant la campagne de 2001, secteur de Fontjoyeuse, Belle Etoile et dépression du Mirail…….……**16**

Photo n°2 : La Tour d'Aigues entre 1903 et 1905, ripisylve peu abondante par opposition à aujourd'hui. Les besoins des animaux en pâtures et ceux des hommes en bois d'œuvre et de chauffage pendant des générations ont maintenu une végétation clairsemée sur les berges et dans le lit de l'Eze ……...**48**

Photos n°3 et n°4 : exemple de faciès travertineux construits gélifractés…….**56**

Photo n°5 : zone de bordure de chenal où se développent les faciès travertineux crayeux……...**58**

Photo n°6 : milieu de formation optimal de la travertinisation construite……**58**

Photos n°7 et n°8 : site identique dans le vallon du Mirail en juillet 2003 (stromatholites) et juillet 2004 (pas de concrétionnements)……..……..**60**
Photos n°9 et n°10 : ravin du Loup, formation postglaciaire et nappe de l'Antiquité tardive en contact ravinant sur les niveaux plus anciens……..**79**
Photos n°11 et n°12 : ravin du Loup, séquences travertineuses crayeuses et détail sur les faciès crayeux……..……..**79**
Photo n°13 : Cabrières d'Aigues, toit de la formation travertineuse crayeuse du cimetière……**80**
Photo n°14 : Cabrières d'Aigues, coupe dans les travertins crayeux au niveau du cimetière……..…**80**
Photo n°15 et n°16 : ravin du Loup, conduite antique et bas relief des nautes……**81**
Photo n°17, n°18 et n°19 : ravin du Mirail, vue globale sur le remplissage travertineux amont postglaciaire et séquences crayeuses avec sols hydromorphes à la base et niveaux construits dans la partie supérieure……..……**86**
Photos n°20 et n°21 : Vallon du Mirail-Riou, formations travertino-crayeuses avals reposant sur des niveaux sablo-limoneux hydromorphes vert olive……..……**86**
Photo n°22 : dépôts postglaciaires remaniant des gélifracts calcaires dans une matrice marneuse, au dernier plan et en sommet de colline on remarque un lambeau de glacis pléistocène du stade isotopique 3……..……**90**
Photo n°23 et n°24 : cascade et petite retenue dans un contexte actif de travertinisation et séquence travertineuse crayeuse héritée……..……..**91**
Photo n°25 : site néolithique final (avec meule en grès) sur glacis du Pléistocène supérieur……..**92**
Photos n°26 et n°27 : vallon du Mirail amont, croûtes calcaires de la Bastide du Bois…….……..**95**
Photo n°28 : Carrière de Cucuron-Vaugines creusée dans les glacis du dernier pléniglaciaire……...**96**
Photo n°29 : coupe dans les formations de versants supposées du Dernier Maximum Glaciaire (stade isotopique 2) au nord-ouest de la Tuilière……**106**
Photo n°30 : rivière de l'Ermitage (Ansouis), nappe caillouteuse ravinante de la transition fin du Dernier Maximum Glaciaire (stade isotopique 2) / Postglaciaire (stades isotopiques 2 et 1) ?.....**106**
Photo n°31 : souche carbonisée tardiglaciaire, ravin du Loup……**111**
Photo n°32 : vue vers l'ouest du sondage du Verger réalisé fin 2003……..……..**162**
Photo n°33 : le bas relief des nautes découvert en 1886 dans le ravin du Loup (cliché, musée Calvet d'Avignon)……**170**
Photo n°34 : vues à la loupe binoculaire des différents ensembles sédimentologiques rencontrés dans la coupe MIR-5……..……..**206**
Photo n°35 : Serre de Montdenier coupe aval du bassin, niveau travertineux à empreintes de mousses daté à 7760 ± 80 BP reposant directement sur les formations de versants à gélifracts……**218**

TABLEAUX :

Tableau n°1 : répartition chronologique des sites archéologiques par commune sur le piémont sud du Grand Luberon……...…….**42**

Tableau n°2 : les zones de dissolution et leur part dans la dissolution totale en domaine karstique…**52**

Tableau n°3 : Rappel des principaux types de concrétions carbonatées en rapport avec leur hydrodynamisme de genèse et les milieux généraux qui leurs sont associés…….**59**

Tableau n°4 : principales périodes d'accumulations sédimentaires postglaciaires dans le sud Luberon ……..…….**247**

Tableau n°5 : principales périodes d'incisions marquées au Postglaciaire dans le sud Luberon…..**247**

ANNEXE :

Tableau n°6 : récapitulatif des datations ^{14}C réalisées sur le piémont méridional du Grand Luberon et ses marges entre 1990 et 2006……..**344**

Tableau n°7 : part de matière insoluble (majorité de quartz) par niveau, coupe MIR-5 du vallon du Mirail……...**350**

ANNEXE I

Analyses malacologiques et anthracologiques

I) Les résultats des analyses malacologiques et anthracologiques réalisées sur la coupe MIR-5 du Mirail

(Sophie MARTIN, 2004, Raphaèle BEAUVAIS & Lolita CAZORLA, 2002)

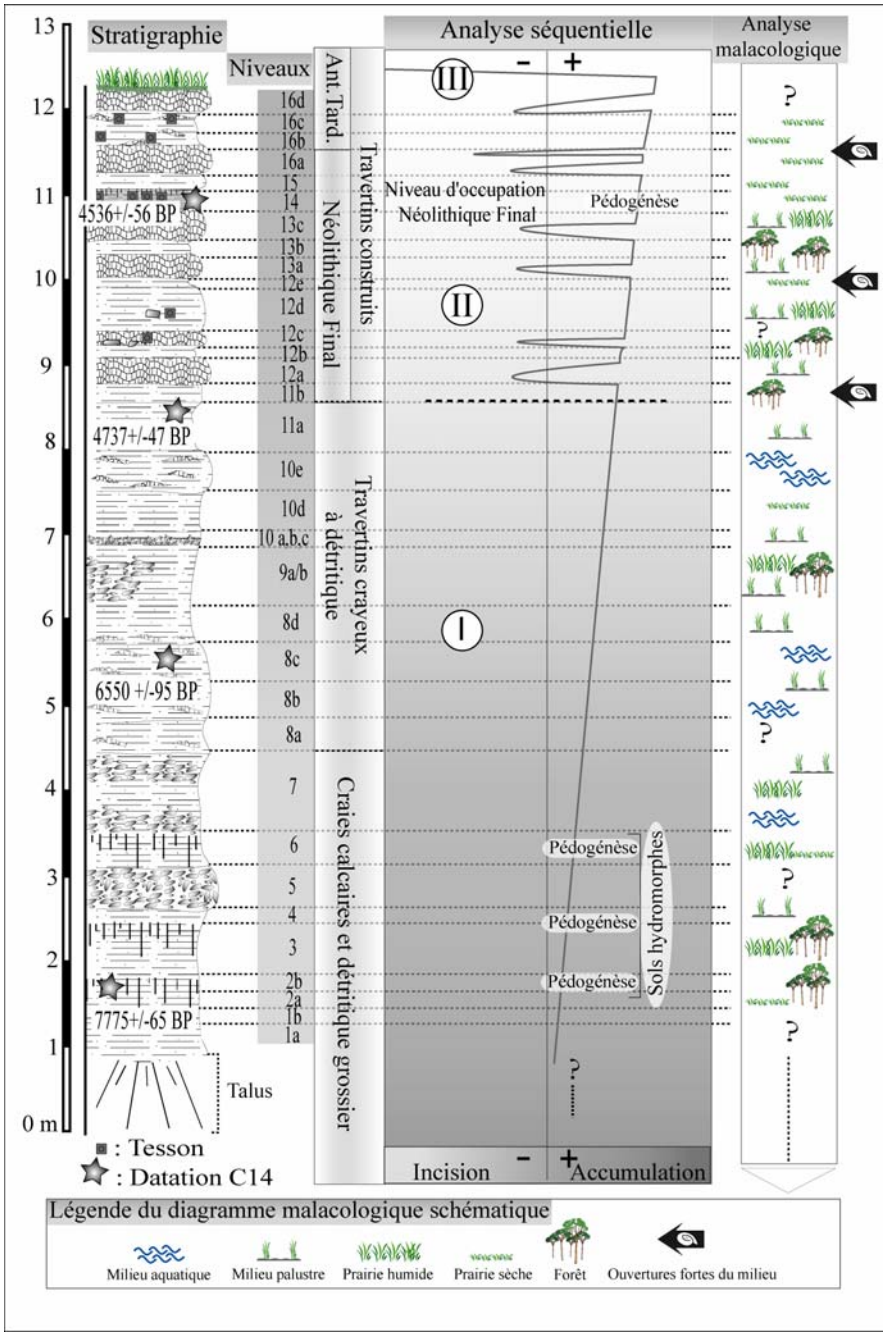


Figure 1 : Synthèse des données stratigraphiques, séquentielles et malacologiques de la coupe MIR-5 du vallon du Mirail (OLLIVIER, 2006).

En tout, 28 échantillons ont été analysés, ils ont livré 27835 coquilles, réparties en 52 espèces terrestres et 9 taxons aquatiques. Les assemblages malacologiques ont été étudiés par le biais d'une Analyse Factorielle des Correspondances et d'un diagramme malacologique.

1) Analyse Factorielle des Correspondances

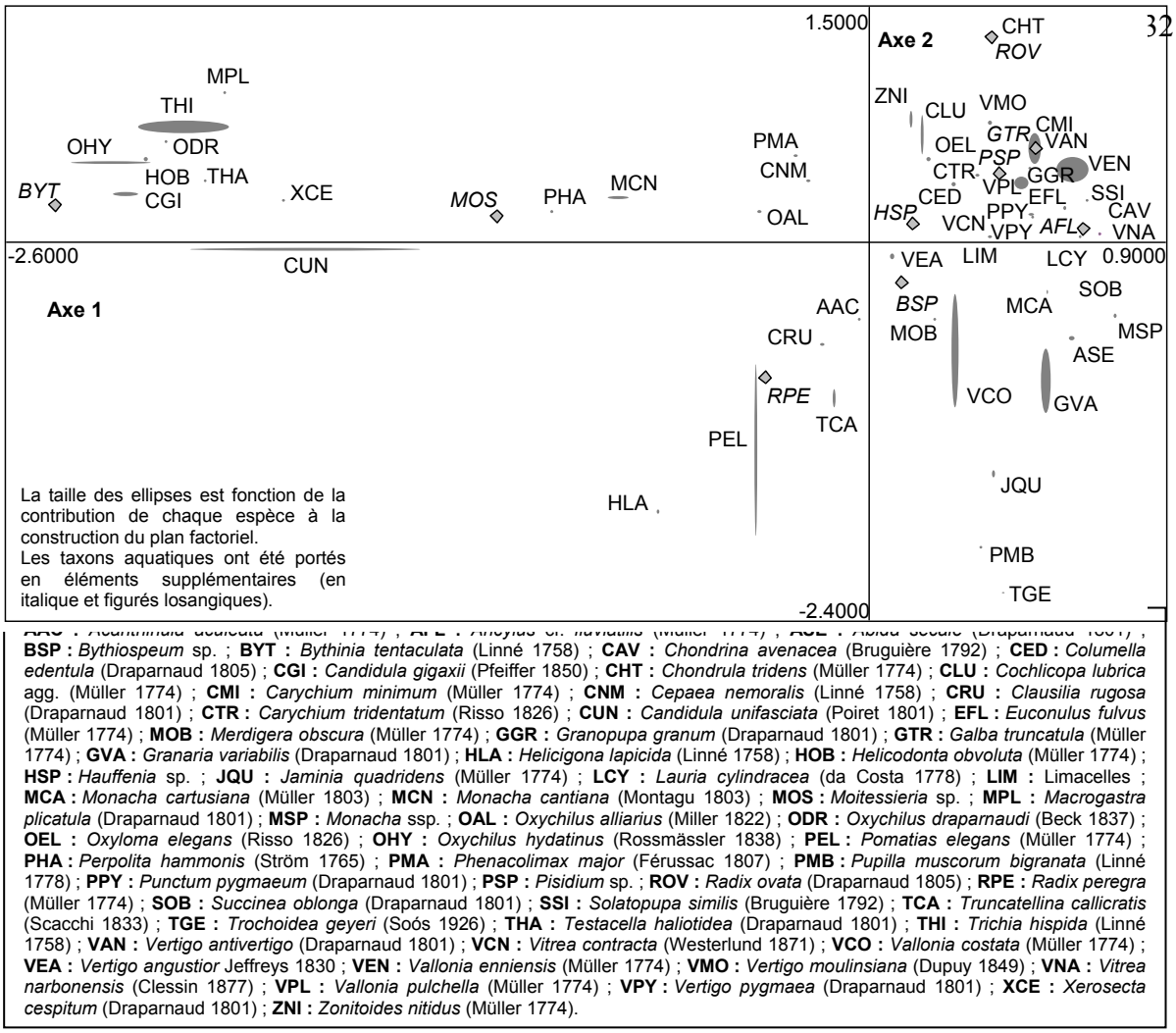
Cette AFC porte sur les 28 échantillons du site de Mirail, considérés comme les individus. Elle concerne 51 variables, c'est à dire les espèces terrestres moins *Cecilioides acicula*, qui a été retiré de l'analyse en raison de ses caractères fouisseurs. Les 9 taxons aquatiques ont été placés en variables supplémentaires. En tout, 21907 coquilles ont donc été traitées dans cette analyse.

Le premier plan factoriel représente 38,4 % de l'inertie (23,3 % pour l'axe 1 et 15,1 % pour l'axe 2) (figure 83 et figure 84). Le deuxième plan factoriel représente 35,6 % de l'inertie (23,3 % pour l'axe 1 et 12,3 % pour l'axe 3).

L'axe 1 oppose *Candidula unifasciata* (**36,6 %**), *Trichia hispida* (14,7 %), *Oxychilus hydatinus* (13,3 %), *Candidula gigaxii* (5,3 %) et *Monacha cantiana* (3,4 %) sur la partie négative, à *Vallonia enniensis* (5,7 %), *Carychium minimum* (2,6 %), *Vallonia pulchella* (2,6 %) et *Granaria variabilis* (2,5 %) sur la partie positive.

Pour les échantillons, le côté négatif de cet axe comprend 14 (24,7 %), 16b (20,2 %), 16c (18,2 %) et 16a (7,7 %) (et pour les échantillons les plus fortement corrélés à l'axe : 11b, 15 et 12e") ; le côté positif comprend 4 (5,5 %) (et pour les échantillons les plus fortement corrélés à l'axe : 2a, 3, 6, 7, 8b, 8d, 9, 10abc, 10e, 11a, 12a et 12e').

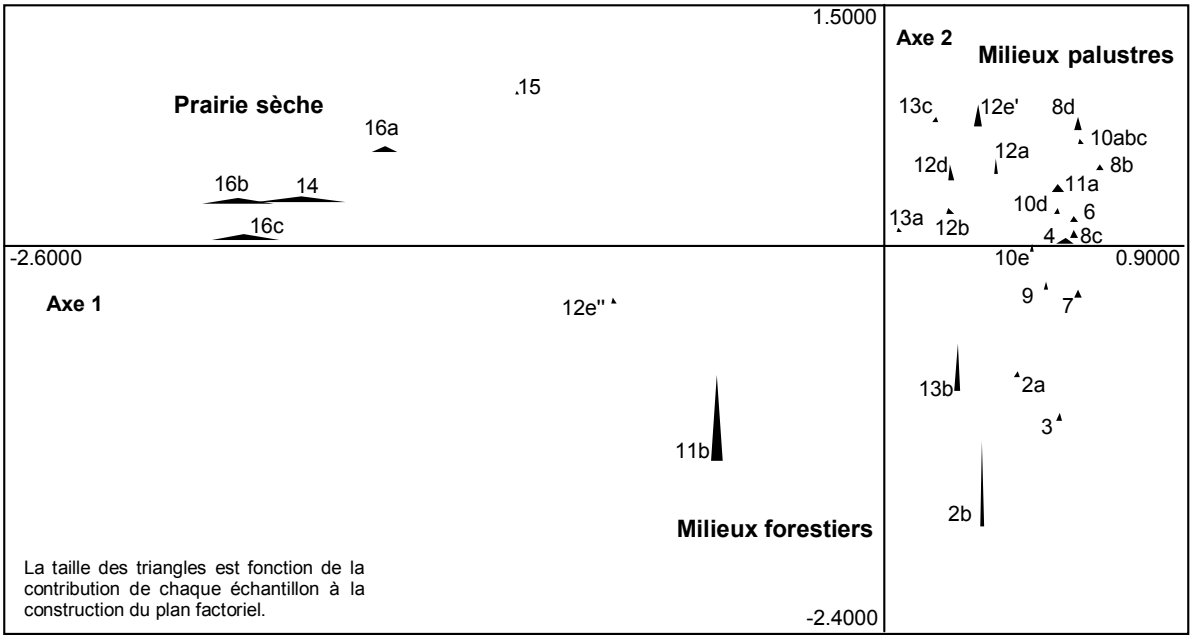
La partie négative de l'axe 1 regroupe des espèces de milieux ouverts et secs (*Candidula unifasciata, Oxychilus hydatinus, Candidula gigaxii*), une espèce ubiquiste à tendance hygrophile (*Trichia hispida*) et une espèce de broussailles ou de friche (*Monacha cantiana*). Elle correspond à des milieux globalement ouverts et secs.



La taille des ellipses est fonction de la contribution de chaque espèce à la construction du plan factoriel.
Les taxons aquatiques ont été portés en éléments supplémentaires (en italique et figurés losangiques).

AAC : *Acanthinula aculeata* (Müller 1774) ; **APL :** *Ancylus* cf. *fluviatilis* (Müller 1774) ; **ASE :** *Abida secale* (Draparnaud 1801) ; **BSP :** *Bythiospeum* sp. ; **BYT :** *Bythinia tentaculata* (Linné 1758) ; **CAV :** *Chondrina avenacea* (Bruguière 1792) ; **CED :** *Columella edentula* (Draparnaud 1805) ; **CGI :** *Candidula gigaxii* (Pfeiffer 1850) ; **CHT :** *Chondrula tridens* (Müller 1774) ; **CLU :** *Cochlicopa lubrica* agg. (Müller 1774) ; **CMI :** *Carychium minimum* (Müller 1774) ; **CNM :** *Cepaea nemoralis* (Linné 1758) ; **CRU :** *Clausilia rugosa* (Draparnaud 1801) ; **CTR :** *Carychium tridentatum* (Risso 1826) ; **CUN :** *Candidula unifasciata* (Poiret 1801) ; **EFL :** *Euconulus fulvus* (Müller 1774) ; **MOB :** *Merdigera obscura* (Müller 1774) ; **GGR :** *Granopupa granum* (Draparnaud 1801) ; **GTR :** *Galba truncatula* (Müller 1774) ; **GVA :** *Granaria variabilis* (Draparnaud 1801) ; **HLA :** *Helicigona lapicida* (Linné 1758) ; **HOB :** *Helicodonta obvoluta* (Müller 1774) ; **HSP :** *Hauffenia* sp. ; **JQU :** *Jaminia quadridens* (Müller 1774) ; **LCY :** *Lauria cylindracea* (da Costa 1778) ; **LIM :** Limacelles ; **MCA :** *Monacha cartusiana* (Müller 1803) ; **MCN :** *Monacha cantiana* (Montagu 1803) ; **MOS :** *Moitessieria* sp. ; **MPL :** *Macrogastra plicatula* (Draparnaud 1801) ; **MSP :** *Monacha* ssp. ; **OAL :** *Oxychilus alliarius* (Miller 1822) ; **ODR :** *Oxychilus draparnaudi* (Beck 1837) ; **OEL :** *Oxyloma elegans* (Risso 1826) ; **OHY :** *Oxychilus hydatinus* (Rossmässler 1838) ; **PEL :** *Pomatias elegans* (Müller 1774) ; **PHA :** *Perpolita hammonis* (Ström 1765) ; **PMA :** *Phenacolimax major* (Férussac 1807) ; **PMB :** *Pupilla muscorum bigranata* (Linné 1778) ; **PPY :** *Punctum pygmaeum* (Draparnaud 1801) ; **PSP :** *Pisidium* sp. ; **ROV :** *Radix ovata* (Draparnaud 1805) ; **RPE :** *Radix peregra* (Müller 1774) ; **SOB :** *Succinea oblonga* (Draparnaud 1801) ; **SSI :** *Solatopupa similis* (Bruguière 1792) ; **TCA :** *Truncatellina callicratis* (Scacchi 1833) ; **TGE :** *Trochoidea geyeri* (Soós 1926) ; **THA :** *Testacella haliotidea* (Draparnaud 1801) ; **THI :** *Trichia hispida* (Linné 1758) ; **VAN :** *Vertigo antivertigo* (Draparnaud 1801) ; **VCN :** *Vitrea contracta* (Westerlund 1871) ; **VCO :** *Vallonia costata* (Müller 1774) ; **VEA :** *Vertigo angustior* Jeffreys 1830 ; **VEN :** *Vallonia enniensis* (Müller 1774) ; **VMO :** *Vertigo moulinsiana* (Dupuy 1849) ; **VNA :** *Vitrea narbonensis* (Clessin 1877) ; **VPL :** *Vallonia pulchella* (Müller 1774) ; **VPY :** *Vertigo pygmaea* (Draparnaud 1801) ; **XCE :** *Xerosecta cespitum* (Draparnaud 1801) ; **ZNI :** *Zonitoides nitidus* (Müller 1774).

Figure 2 : Analyse Factorielle des Correspondances de la séquence MIR-5 du Mirail (La Motte d'Aigues, Vaucluse). Projection des espèces sur le premier plan factoriel.



La taille des triangles est fonction de la contribution de chaque échantillon à la construction du plan factoriel.

Figure 3 : Analyse Factorielle des Correspondances de la séquence MIR-5 du Mirail (La Motte d'Aigues, Vaucluse). Projection des échantillons sur le premier plan factoriel.

La partie positive de cet axe regroupe des espèces palustres (*Vallonia enniensis, Carychium minimum*) et une espèce de prairie humide (*Vallonia pulchella*). Elle correspond à des milieux humides ou palustres.

L'axe 1 représente donc un gradient d'humidité locale. Comme c'est principalement *Candidula unifasciata* qui contribue le plus fortement à la construction de l'axe 1, on peut penser que cet axe sépare les milieux ouverts et secs, de type pelouse, à tout le reste de la séquence, plus humide.

La présence d'une espèce xérophile (*Granaria variabilis*) dans la partie positive de l'axe, parmi les espèces hygrophiles, peut s'expliquer par le fait que l'information est alors plus chronologique que paléoenvironnementale. En effet, *Granaria variabilis* est abondante dans les échantillons les plus anciens de la séquence qui sont également associés à cette partie de l'axe. C'est, en revanche, la rareté de *Chondrula tridens*, une espèce également xérophile, qui explique son regroupement avec les espèces hygrophiles. En effet, elle n'est présente que dans un échantillon (12e') qui est fortement corrélé à cette partie de l'axe.

En terme d'échantillons, l'axe 1 oppose les échantillons les plus récents, à partir de la phase d'occupation du Néolithique final (14, 16a, 16b et 16c), à l'exception de l'échantillon 15, à tout le reste de la séquence. Ces échantillons les plus récents sont associés aux milieux les plus secs.

L'axe 2 oppose *Pomatias elegans* (27,1 %), *Vallonia costata* (18,4 %), *Granaria variabilis* (10,4 %) et *Truncatellina callicratis* (3,5 %) sur le côté négatif, à *Cochlicopa lubrica* agg. (6,9 %), *Carychium minimum* (5,2 %), *Vallonia enniensis* (4,6 %), *Zonitoides nitidus* (3,3 %), *Trichia hispida* (2,7 %), *Vallonia pulchella* (2,7 %) et *Vertigo antivertigo* (2,6 %) sur le côté positif.

Pour les échantillons, le côté négatif de cet axe 2 comprend 2b (23,8 %), 11b (22,5 %) et 13b (13,9 %) (avec 2a, 3, 9 et 12e'' qui sont fortement corrélés à l'axe) ; le côté positif comprend 12e' (6,8 %), 8d (4,9 %), 12d (4,8 %) et 12a (4,3 %) (et 8b, 10abc, 11a, 13c, 15 et 16a qui sont fortement corrélés à l'axe).

La partie négative de l'axe regroupe des espèces à affinité forestière (*Pomatias elegans, Vallonia costata*), une espèce de milieu ouvert mais fréquente dans les milieux préforestiers (*Granaria variabilis*) et une espèce de litière sèche (*Truncatellina callicratis*). Cet ensemble caractérise les milieux forestiers ouverts, de type forêt méditerranéenne.

La partie positive de l'axe regroupe des espèces palustres (*Carychium minimum, Vallonia enniensis, Zonitoides nitidus* et *Vertigo antivertigo*), des espèces ubiquistes à tendance hygrophile (*Trichia hispida, Cochlicopa lubrica* agg.) et une espèce de prairie humide (*Vallonia pulchella*). Elle caractérise les milieux humides voire palustres.

En considérant la représentation graphique, on constate que l'axe 2 oppose, en fait, les milieux forestiers à tous les autres types de milieux présents le long de la séquence.

Quant aux places que prennent *Macrogastra plicatula*, une espèce forestière, et *Oxychilus draparnaudi*, une espèce mésophile, sur la partie positive de l'axe, parmi les espèces de milieux ouverts et secs, elles s'expliquent car ces espèces n'ont été retrouvées que dans un ou deux échantillons de la séquence, qui sont fortement corrélés à cette partie de l'axe. C'est le même phénomène qui explique les places de *Pupilla muscorum bigranata*, une espèce de milieu ouvert assez humide, et de *Trochoidea geyeri*, une espèce de pelouses d'altitude, parmi les espèces forestières, puisqu'elles n'ont été retrouvées que dans les deux échantillons les plus anciens, fortement corrélés à cette partie du plan factoriel.

En terme d'échantillons, cet axe oppose les niveaux les plus anciens de la fin du Boréal et du début de l'Atlantique (2a, 2b et 3), ainsi que les échantillons 11b et 13b, associés aux milieux forestiers, à tout le reste de la séquence.

L'axe 3 est principalement construit par *Vallonia costata* (**45,2 %**), associée à des espèces sciaphiles ou à affinité forestière (*Acanthinula aculeata, Clausilia rugosa*) et l'échantillon 13b (**59,4 %**). En fait, cet axe, comme les axes suivants, individualise un échantillon, ici 13b, dont l'assemblage malacologique est dominé par une espèce, ici *Vallonia costata*. Bien que cet axe soit interprétable, il apporte peu de renseignements quant à l'organisation du nuage de points, contrairement au premier plan factoriel.

Ainsi, on peut distinguer trois pôles dans le premier plan factoriel (axe 1 et axe 2) : le premier, sur les côtés positifs de l'axe 1 et de l'axe 2, regroupe les espèces de milieux palustres et hygrophiles et la majorité de la séquence ; le deuxième, sur le côté négatif de l'axe 1 et le côté positif de l'axe 2, regroupe les espèces de milieux ouverts et secs associées aux échantillons du haut de la séquence (14, 15, niveaux 16) ; le troisième pôle, plus diffus, sur la partie négative de l'axe 2, autour de la ligne de cet axe (à la fois sur la partie positive et sur la partie négative de l'axe 1), traduirait des milieux plutôt forestiers, plus ou moins ouverts, associés aux échantillons du bas de la séquence (2a, 2b et 3) et aux niveaux 13b, 11b et 12e".

Les taxons aquatiques, en variables supplémentaires, sont peu abondants dans l'ensemble de la séquence étudiée, puisque nous n'avons pu récolter que 1745 coquilles aquatiques en tout. Ils se replacent principalement sur le premier pôle de l'AFC avec les milieux palustres. Ce pôle correspond donc aux milieux les plus aquatiques de la séquence. Il comprend des espèces de milieux temporaires d'eau stagnante (*Galba truncatula, Radix ovata*), qui supportent une ou plusieurs phases d'exondation dans l'année (Yacine-Kassab, 1979). On y retrouve également des taxons de milieu aquatique permanent : *Hauffenia* sp. et *Bythiospeum* sp., deux genres fréquents dans les sources karstiques (MAGNIN, 1991), dont la présence dans la séquence est liée à l'activité de la source du Mirail ; *Ancylus* cf. *fluviatilis* qui vit dans les sources, les rivières et les ruisseaux (Germain, 1931), globalement dans les milieux aquatiques permanents à faible courant (YACINE-KASSAB, 1979) ; et *Pisidium* sp. dont les espèces présentent des écologies très variées.

Radix peregra est associé au troisième pôle des milieux fermés ; c'est une espèce de milieu aquatique temporaire, relativement exigeante en ce qui concerne la qualité de l'eau (par rapport à *Galba truncatula* et *Radix ovata*, notamment). Elle se retrouve, selon GERMAIN (1931), plutôt dans les mares et les fossés, mais très rarement dans les marais et les ruisseaux. C'est cependant une espèce très peu abondante dans la séquence (12 individus).

Moitessieria sp. se replace plutôt vers le deuxième pôle des milieux ouverts et secs : c'est une espèce qui vit dans les sources, les ruisseaux et dans les puits du Midi de la France (GERMAIN, 1931). En fait, la place de cette espèce dans ce deuxième pôle est liée à sa forte abondance dans l'échantillon 14, qui est le niveau d'occupation néolithique. On peut supposer qu'elle peut être "allochtone" dans cet échantillon et que sa présence est liée à l'apport de matériaux par l'homme. Enfin, *Bythinia tentaculata* est nettement associée à ce deuxième pôle des milieux ouverts et secs : c'est une espèce qui vit indifféremment dans les milieux permanents ou temporaires (YACINE-KASSAB, 1979) et que l'on peut retrouver dans un grand nombre d'habitats (fleuves, rivières, canaux, fossés, étangs, marais), selon GERMAIN (1931). Elle est cependant très peu abondante dans tous les échantillons analysés (18 individus).

En fait, l'espèce *Galba truncatula* et le genre *Hauffenia* sp. sont les plus abondants dans la séquence étudiée.

Par ailleurs, si on observe l'importance relative des espèces terrestres et aquatiques (figure 4), la part des espèces aquatiques dans les assemblages malacologiques est presque toujours inférieure à 20 %, à l'exception de l'échantillon 10e dont la proportion des terrestres et des aquatiques est nettement plus favorable aux espèces aquatiques (plus de 55 %), mais il est à noter que ce niveau comprend peu d'individus (85 en tout). Pour les échantillons 8b, 8c, 8d, 12e" et 13a, la part des espèces aquatiques se situe autour de 20 %, ce qui est, à l'exception du cas particulier de 10e, la proportion la plus forte de la séquence. Enfin les échantillons les plus anciens (2a, 2b et 3), le niveau 7 et les échantillons les plus récents (16b et 16c) ne comprennent quasiment pas d'individus aquatiques.

On peut envisager deux sources de provenance de ces individus aquatiques : a) une locale comprenant les espèces de milieux plus ou moins temporaires (*Galba truncatula, Radix ovata, Radix peregra, Bythinia tentaculata*) et une espèce de rivière et de ruisseau (*Ancylus* cf. *fluviatilis*) ; b) une plus éloignée, correspondant à la source du Mirail qui aurait charrié certaines espèces aimant vivre dans les réseaux karstiques et les milieux intersticiels (*Hauffenia* sp., *Moitessieria* sp., *Bythiospeum* sp.).

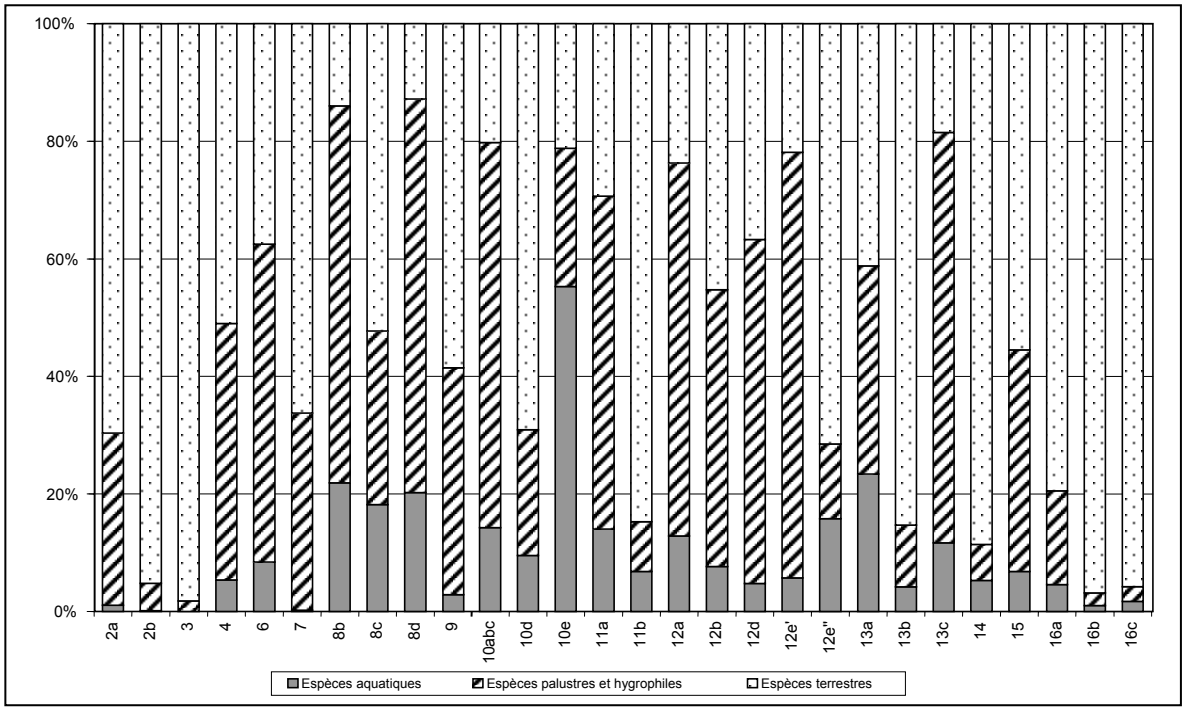


Figure 4 : Importance relative des espèces aquatiques, palustres et terrestres de la séquence du Mirail (La Motte d'Aigues, Vaucluse).

2) Diagramme malacologique

Afin de suivre l'évolution environnementale le long de la séquence du Mirail en reprenant l'ordre chronologique, nous examinerons maintenant les résultats du diagramme malacologique simplifié (figure 5), en se référant également au tableau de données.

1ère phase : niveaux 2a, 2b (7775 ± 65 BP : fin du Boréal) et 3

Cette première phase indique la présence d'un milieu forestier ouvert et sec à la base de la séquence, dont *Pomatias elegans* et *Granaria variabilis* sont les principales caractéristiques.

La présence discrète de *Trochoidea geyeri* dans les deux premiers échantillons de la séquence suggère le passage de conditions climatiques post-glaciaires, au début de l'Holocène, à des conditions plus thermophiles : en effet, *Trochoidea geyeri* est une espèce caractéristique d'un climat froid et qui vit de nos jours sur les pelouses sommitales de la région. Elle a, par exemple, été récoltée sur le versant sud du Grand Luberon à partir de 900 m d'altitude (LABAUNE & MAGNIN, 2002) dans des formations ouvertes herbacées et/ou ligneuses basses (MAGNIN, 1989). MAGNIN a montré que la diminution de l'aire de distribution de *Trochoidea geyeri* à l'Holocène était également due aux phénomènes de compétition entre cette espèce et *Candidula unifasciata* (MAGNIN, 1993) : l'augmentation de la température à l'Holocène favorise *Candidula unifasciata* à basse altitude (MAGNIN, 1993) et on assiste au remplacement de *Trochoidea geyeri* par *Candidula unifasciata*, dès

le milieu du Préboréal, sur d'autres séquences travertineuses de Provence (MAGNIN, 1989). Or, dans la séquence du Mirail, on constate la faible abondance de *Candidula unifasciata* dans les niveaux inférieurs et son développement seulement à partir des niveaux marquant la fin de l'Atlantique et le début du Subboréal. Cette absence dans les niveaux inférieurs peut expliquer le maintien tardif de *Trochoidea geyeri* localement, jusqu'à la toute fin du Boréal. De plus, dans l'actuel, *Trochoidea geyeri* peut également tolérer, dans certains secteurs, des conditions climatiques encore assez chaudes (des populations isolées sont ainsi présentes sur le Mont Ventoux, à une altitude de 370 m) (MAGNIN, 1993).

Le début de la séquence montre donc les conséquences du réchauffement climatique post-glaciaire et la mise en place d'un couvert arboré clair.

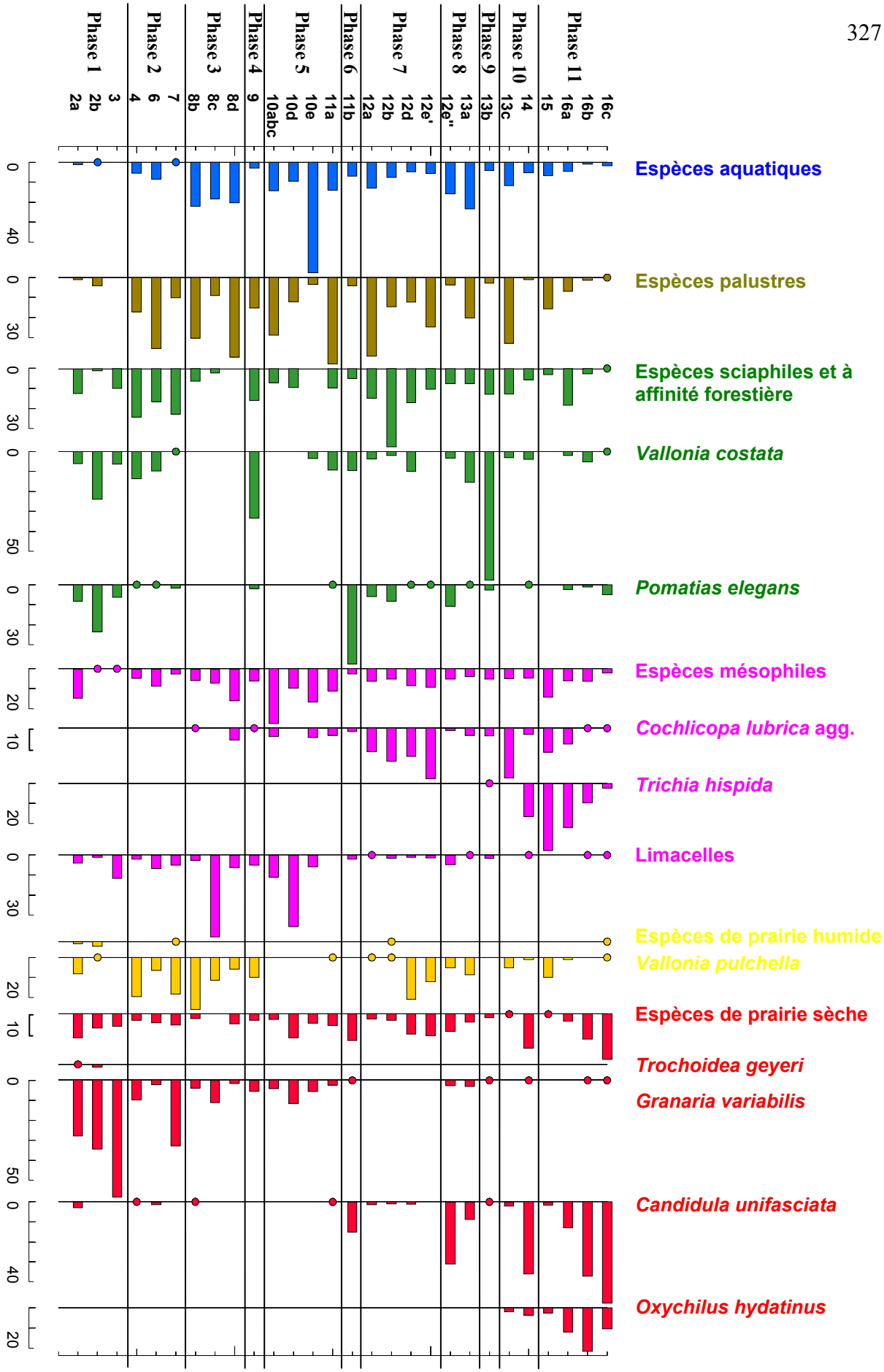


Figure 5 : Diagramme malacologique simplifié de la séquence du Mirail (La Motte d'Aigues, Vaucluse).

2ème phase : niveaux 4, 6 et 7

C'est dans cette phase qu'apparaissent les espèces palustres (*Vallonia enniensis, Carychium minimum, Vertigo angustior*). Les assemblages malacologiques traduisent un paysage complexe dans lequel sont juxtaposés différents types de milieux : en effet, on y retrouve des espèces palustres en nombre important, des espèces à affinité forestière dont la part est en légère diminution par rapport à la phase précédente, des espèces de milieu ouvert et sec qui diminuent également en proportion, mais aussi une espèce caractéristique de prairie humide, abondante dans les trois échantillons (*Vallonia pulchella*). La composition de ces assemblages subit donc un véritable changement, puisque *Pomatias elegans*, une espèce de milieux forestiers secs et relativement clairs, disparaît presque totalement, corrélativement à la diminution des espèces de milieux ouverts et secs participant au cortège des milieux forestiers ouverts de la base de la séquence.

Cette phase traduit ainsi le passage de conditions forestières sèches à des conditions palustres et la mise en place d'une prairie humide, vraisemblablement suffisamment haute pour convenir encore au maintien ou à l'apparition d'espèces sciaphiles (*Cepaea nemoralis, Vitrea contracta, Punctum pygmaeum*). Cette humidification du milieu s'accompagne de l'apparition, encore très discrète, dans les niveaux 4 et 6, de *Galba truncatula*, une espèce de milieux aquatiques temporaires d'eau stagnante (plusieurs phases d'exondation dans une même année) (YACINE-KASSAB, 1979).

Enfin, il est à noter que le nombre d'individus augmente de façon considérable dans l'échantillon 4, puisque 2342 coquilles y ont été récoltées.

3ème phase : niveaux 8b, 8c (6550 ± 95 BP : Atlantique) et 8d

Cette phase se caractérise par un nombre d'espèces et un nombre d'individus peu important, notamment pour l'échantillon 8c, où seulement 44 coquilles ont pu être extraites. Comme cet échantillon suit la même tendance que les deux autres du niveau 8, il a été gardé dans l'analyse malgré son insuffisance statistique.

C'est une phase caractéristique des milieux palustres, présentant une forte proportion d'espèces typiquement palustres (*Vallonia enniensis, Carychium minimum, Vertigo antivertigo*), mais aussi d'espèces ubiquistes à tendance hygrophile (les limacelles, *Cochlicopa lubrica* agg.) et *Vallonia pulchella*, une espèce de prairie humide. C'est une des phases de la séquence où les espèces aquatiques sont les mieux représentées, en valeurs relatives, en l'occurrence, comme à la phase précédente, par une seule espèce, *Galba truncatula*, caractéristique des milieux temporaires intermittents à faible hauteur d'eau (YACINE-KASSAB, 1979). Elle indique la présence de milieux stagnants qui peuvent être asséchés plusieurs fois dans l'année et parfois même pendant sept mois d'affiler. Cependant, une inondation de plus de deux mois et demi est nécessaire pour que cette espèce vive (YACINE-KASSAB, 1979). De plus, cette espèce se retrouve principalement dans les milieux aquatiques au sein des milieux ouverts, de type prairies à renoncules et phragmitaies. Sa présence dans cet échantillon conforte l'image de la mise en place locale de milieux palustres.

On note, également, la disparition totale des espèces forestières et la disparition progressive des espèces de milieu ouvert et sec (*Granaria variabilis*). Cependant, le fait que *Granaria variabilis*, pourtant en diminution constante, se maintienne durant cette phase, indique qu'un habitat favorable à cette espèce (un milieu ouvert et sec) perdure aux abords de la zone palustre.

4ème phase : niveau 9

Cette phase marque le retour à des conditions plus fermées et légèrement plus sèches que durant la phase précédente : en effet, on assiste à la diminution des espèces palustres et aquatiques et à la réapparition d'espèces à affinité forestière ou sciaphiles comme *Punctum pygmaeum, Vitrea contracta, Carychium tridentatum* et *Vallonia costata*. On peut constater que l'augmentation de ces espèces n'est pas, dans cette phase, parallèle à une nouvelle augmentation de la part de *Pomatias elegans*, une espèce de milieu forestier ouvert. De plus, *Vallonia costata* a également été retrouvée dans des contextes humides, tels que les phragmitaies, au bord de l'eau (MAGNIN, 1991 ; EVANS, 1972). On note également la forte abondance de *Vallonia pulchella*, une espèce de prairie humide. Ainsi cet assemblage marquerait la mise en place d'un couvert végétal plus haut que dans la phase précédente, mais sans véritablement marquer le retour à des conditions plus typiquement forestières, ce qui s'accorde avec la présence de *Monacha cantiana*, une espèce de broussailles. L'écoulement de la rivière est probablement alors plus concentré, comme le montre la diminution des espèces palustres et aquatiques.

Enfin, la présence discrète d'espèces de milieu ouvert et sec, comme *Granaria variabilis* et *Candidula unifasciata*, semble indiquer l'existence d'un paysage en mosaïque, avec, aux abords de la zone humide, la présence de prairies sèches.

5ème phase : niveaux 10abc, 10d et 10e et 11a (4737 ± 47 BP : fin de l'Atlantique)

Certains de ces niveaux comprennent très peu d'individus (42 pour 10d et 85 pour 10e) et très peu d'espèces (8 pour 10d et 16 pour 10e).

Ils sont marqués par la présence abondante de *Zonitoides nitidus,* de *Vallonia enniensis*, des limacelles et de *Carychium minimum*, et traduisent donc le retour des milieux palustres. Cependant, on note également la présence discrète de *Granopupa granum* et de *Granaria variabilis* qui préfèrent les habitats secs et ouverts. On peut donc supposer l'existence d'un paysage en mosaïque avec, aux abords du système travertineux, des milieux très ouverts et secs.

Le niveau 10e comporte une forte proportion d'espèces aquatiques, qui doit, néanmoins, être modérée par le faible nombre de coquilles retrouvées dans ce niveau. L'augmentation de l'abondance des espèces aquatiques est, cependant, significative et marque le début d'une période où le site est soumis aux influences plus ou moins importantes et régulières d'un milieu aquatique, même si ces influences restent globalement relativement faibles localement. Ainsi, pour ce niveau et les suivants (jusqu'au niveau 13c), on constate la présence de *Hauffenia* sp., inféodé aux sources karstiques, associée à celle de *Galba truncatula*, une espèce de milieux aquatiques temporaires intermittents

(YACINE-KASSAB, 1979). Ces deux taxons indiquent, comme on l'a vu plus haut, d'une part, l'écoulement du Mirail et, d'autre part, l'apparition occasionnelle de milieux aquatiques au niveau local, ce qui est à corréler avec l'établissement d'un milieu palustre identifié par les gastéropodes terrestres.

L'échantillon 11a se distingue des précédents par la forte augmentation de son nombre d'espèces (33) et d'individus (1797). Dans un contexte essentiellement palustre, dominé par la présence de *Vallonia enniensis* (et, en nombre moins important, d'*Oxyloma elegans,* de *Carychium minimum,* de *Vertigo antivertigo* et de *Zonitoides nitidus*), il traduit également la mise en place d'un paysage en mosaïque identifié par la présence d'espèces de milieux ouverts et secs (*Granopupa granum, Granaria variabilis, Solatopupa similis, Candidula unifasciata, Truncatellina callicratis* et *Oxychilus hydatinus*). Cette tendance est plus nette que dans les échantillons précédents. L'échantillon 11a correspond également à la réapparition des espèces sciaphiles (*Carychium tridentatum, Vallonia costata, Punctum pygmaeum, Vitrea contracta*) et de broussailles (*Monacha cantiana*), ce qui suggère une strate herbacée bien développée dans la zone marécageuse.

6ème phase : niveau 11b

Cet échantillon est caractérisé par le retour de *Pomatias elegans* ; c'est également l'espèce la plus abondante de l'assemblage. Les espèces palustres sont maintenant largement minoritaires, ce qui traduit un assèchement très net du milieu par rapport à la phase précédente. 11b correspond également à une augmentation importante des espèces de milieux ouverts et secs (*Candidula unifasciata, Truncatellina callicratis*) et d'une espèce de broussailles (*Monacha cantiana*), parallèlement à la diminution des espèces sciaphiles. Cet assemblage est caractéristique des milieux forestiers ouverts, avec une litière peu épaisse.

7ème phase : niveaux 12a, 12b, 12d et 12e'

Cette phase marque le retour à des conditions palustres après l'épisode précédent de forêt ouverte sèche. Ces conditions palustres sont illustrés par l'augmentation de *Vallonia enniensis,* de *Carychium minimum*, d'*Oxyloma elegans*, de *Vertigo antivertigo* et de *Zonitoides nitidus*. La part de *Pomatias elegans* diminue fortement, jusqu'à presque disparaître. L'abondance des espèces sciaphiles (*Punctum pygmaeum, Carychium tridentatum* et *Phenacolimax major*) indique la présence d'une strate herbacée assez dense dans le palud. Elle semble particulièrement bien développée dans le niveau 12b, marqué également par la présence de *Vitrea contracta*, une espèce de litière assez humide, et *Acanthinula aculeata*, une espèce assez nettement forestière. Les espèces mésophiles sont également abondantes dans les quatre niveaux de cette phase ; il s'agit principalement de *Cochlicopa lubrica* agg., une espèce ubiquiste à tendance hygrophile qui peut très bien apprécier des conditions palustres.

Il est à noter que le début de cette phase est plus nettement palustre que les deux derniers échantillons : en effet, la part de *Vallonia enniensis* (et moins fortement de *Carychium minimum* et *Vitrea contracta*) diminue progressivement tandis que la part de *Vallonia pulchella* et celle de

Monacha cantiana augmente. On passe donc de conditions extrêmement palustres à un milieu un peu plus sec, de type prairie humide à strate herbacée haute.

8ème phase : niveaux 12e" et 13a

Cette phase est caractérisée par l'augmentation des espèces de milieu ouvert et sec (*Candidula unifasciata,* la plus abondante, *Granaria variabilis, Jaminia quadridens, Solatopupa similis* et *Granopupa granum*) et le maintien d'une légère composante palustre, surtout pour l'échantillon 13a. Elle révèle la mise en place d'un paysage en mosaïque, comme dans la première phase, mais cette fois dominé par le milieu ouvert et sec, particulièrement bien développé pour l'échantillon 12e".

9ème phase : niveau 13b

Ce niveau est dominé par la présence de *Vallonia costata* (1295 individus sur un total de 2014 coquilles). L'interprétation paléoécologique de cet échantillon est délicate, du fait de la grande valence écologique de cette espèce. Cependant, son augmentation est associée, ici, à l'augmentation des espèces forestières (*Acanthinula aculeata* et *Clausilia rugosa*) et à une diminution des espèces typiques de milieux de pelouse (*Candidula unifasciata* notamment), comme cela a également été constaté pour la séquence holocène du dolmen de l'Ubac (cf. supra). On peut ainsi supposer que, dans cet échantillon, *Vallonia costata* est associée aux conditions de fermeture du milieu, et traduit un milieu forestier où la litière est plus abondante et plus humide que dans la première phase (échantillons 2a, 2b et 3) - dans laquelle *Vallonia costata* était minoritaire par rapport à *Pomatias elegans* - et de la sixième phase (échantillon 11b) - dans laquelle *Vallonia costata* était quasiment absente.

10ème phase : niveau 13c

On constate, dans cet échantillon, la disparition presque totale de *Vallonia costata*. Le niveau comprend un nombre réduit d'individus (265), qui traduisent le retour à des conditions plus humides (*Zonitoides nitidus, Carychium minimum, Cochlicopa lubrica* agg.) et plus ouvertes, dans un contexte à nouveau palustre.

11ème phase : niveaux 14 (4536 ± 56 BP : début du Subboréal), 15, 16a, 16b et 16c

Elle est caractérisée par le développement d'un milieu très ouvert et très sec, de type pelouse (*Candidula unifasciata, Candidula gigaxii, Oxychilus hydatinus*). Les composantes palustres précédentes ont totalement disparu et les espèces aquatiques sont quasi-absentes. Cette phase est par ailleurs fortement liée à la présence de l'homme, puisque le niveau 14 comporte des vestiges du Néolithique final.

Dans cette phase, l'échantillon 15 est un peu particulier puisqu'il contient peu de coquilles (191 individus). Il semble traduire un recul des conditions ouvertes et sèches, avec un léger retour de conditions plus humides (développement de *Vallonia pulchella, Zonitoides nitidus, Cochlicopa lubrica* agg. et *Trichia hispida*). La part importante de *Trichia hispida*, espèce caractéristique des prairies

humides, indique le passage progressif d'une prairie encore humide (échantillon 15) à une prairie très sèche (échantillons 16) marquée par la diminution de *Trichia hispida*, en parallèle avec l'augmentation de *Candidula unifasciata* (les courbes de ces deux espèces sont inversées).

3) Comparaison avec les données sédimentologiques et anthracologiques

L'analyse anthracologique (figure n°6) révèle, pour la première phase (niveaux 2a et 2b), la présence de milieux forestiers ouverts et secs dominés par le chêne pubescent et comprenant également des espèces plus héliophiles et thermophiles comme le romarin (BEAUVAIS ET CAZORLA, 2002). Les données malacologiques et anthracologiques traduisent le même environnement pour cette phase. La présence d'une chênaie ouverte à la fin du Boréal au Mirail est conforme aux données palynologiques régionales (TRIAT-LAVAL, 1978). De plus, l'étude sédimentologique montre le début d'une pédogenèse (OLLIVIER, 2001a), ce qui s'accorde également avec les résultats paléoenvironnementaux.

Cette formation forestière ouverte s'inscrit déjà dans un contexte travertineux. Les contraintes du terrain ne nous ont effectivement pas permis d'analyser la base de la séquence, correspondant à la phase de mise en place des premiers niveaux travertineux. Classiquement, en effet, une séquence travertineuse débute par des dépôts grossiers auxquels succède une sédimentation limono-sableuse dans un contexte environnemental de milieux ouverts et secs pléniglaciaires ou tardiglaciaires, puis de milieux plus tempérés correspondant au développement d'une végétation forestière claire (MAGNIN, 1988). La première phase de la séquence du Mirail correspond alors à des assemblages de transition entre ces deux types de milieux, avec la disparition des espèces de climat froid au profit d'espèces thermophiles traduisant des forêts très ouvertes. Il est à noter également que le développement de craies calcaires, dans cette première phase, ne s'accompagne pas localement de l'apparition de taxons malacologiques ou végétaux à caractère hygrophile ou aquatique. Ainsi, l'écoulement du cours d'eau semble limité à un conduit unique dont les débordements saisonniers provoquent la travertinisation.

La deuxième phase anthracologique (échantillon 3), correspondant au développement d'une ripisylve (saules et troënes) alors que la chênaie pubescente se maintient, n'est pas visible dans les assemblages malacologiques. En effet, l'échantillon 3 traduit encore, pour les escargots, un milieu de forêt méditerranéenne sèche. C'est à partir de la phase suivante (échantillons 4, 6 et 7) que les malacofaunes enregistrent une humidification du milieu et le passage de conditions forestières sèches à des conditions palustres. Ce décalage entre les deux données paléoenvironnementales peut s'expliquer par des différences d'échelle d'observation : les gastéropodes indiquent le maintien de conditions forestières ouvertes au niveau local, alors que les charbons de bois suggèrent l'existence de berges humides le long du cours d'eau du Mirail dans une zone de répartition vraisemblablement plus large. Les variations latérales du cours du Mirail ou des différences transversales avec la végétation

amont pourraient ainsi expliquer ce décalage. Enfin, cette phase d'humidification du milieu comporte de nombreuses passées caillouteuses, significatives de phénomènes d'une forte érosion à l'amont, vraisemblablement au début de l'Atlantique.

Les résultats des analyses anthracologiques et malacologiques pour la troisième phase (niveaux 8b, 8c et 8d), autour d'une date Atlantique (6550 ± 95 BP) sont encore une fois comparables, puisqu'ils traduisent indéniablement la mise en place d'un marécage au niveau local : les assemblages malacologiques sont largement dominés par les espèces typiquement palustres et hygrophiles et comportent également des escargots d'eau douce, tandis que les monocotylédones (phragmites) apparaissent dans les assemblages anthracologiques. Ces niveaux correspondent au dépôt de craies calcaires associées à des lentilles de sables travertineux (OLLIVIER, 2001b). Le paysage restitué par l'anthracologie est alors hétérogène, puisque se maintiennent également des végétaux mésophiles (chêne pubescent et troëne) et xérophiles (genévrier, filaire), ce qui peut être relié avec la présence discrète d'escargots également xérophiles. Ainsi, même si à l'échelle locale, le milieu est sans aucun doute marécageux, il semble qu'aux abords de la zone palustre, la forêt méditerranéenne soit suffisamment ouverte pour permettre le développement ou le maintien de plantes et d'escargots xérophiles. Cette phase ainsi que la phase précédente sont, en outre, les deux phases comportant la plus importante quantité de charbons de bois (en masses). Les incendies dont proviennent ces charbons sont probablement à corréler avec les phénomènes de fort détritisme enregistrés dans la phase précédente et la présence de lentilles sableuses dans cette dernière phase. L'hypothèse qu'ils marquent ici les premiers défrichements néolithiques dans le vallon n'est pas à écarter, d'autant plus qu'à Tourves dans le Var, dans un contexte également travertineux, la palynologie enregistre les premiers signes de l'impact humain au début de l'Atlantique, vers 7050 ± BP (ANDRIEU-PONEL ET PONEL, 1999).

Les quatrièmes phases anthracologiques et malacologiques (niveau 9) évoquent la présence d'une ripisylve aux abords du cours d'eau dans un contexte local moins palustre et plus sec (présence de saules et de chênes pubescents, absence des phragmites, malacofaune sciaphile et à affinité forestière et diminution des espèces palustres et hygrophiles). L'écoulement semble alors plus concentré. Les escargots suggèrent une nouvelle fois la présence de milieux ouverts et secs (présence discrète de malacofaune xérophile et de broussailles) aux abords de la ripisylve, ce que ne détecte pas l'anthracologie. Cette phase est suivie d'une épaisse passée caillouteuse, qui marque à nouveau un fort détristime en amont et qui pourrait être la conséquence d'une ouverture du milieu.

Les malacofaunes de la cinquième phase (niveaux 10abc, 10d, 10e et 11a) traduisent des milieux dominés par des conditions palustres, concomitants de la mise en place de tufs et du développement du système travertineux. Cette phase indique encore une fois, malgré un contexte globalement très palustre, la présence d'un paysage en mosaïque avec, aux abords de la zone palustre,

un milieu très sec et ouvert, suggéré par la présence discrète d'espèces de pelouse. Elle n'a bénéficié d'une analyse anthracologique que pour le dernier échantillon (11a), qui est daté de la fin de l'Atlantique. Il montre la présence de genévrier, associé au chêne sclérophylle, et l'absence d'essences plus hygrophiles. Les données malacologiques et anthracologiques sont en décalage, la malacofaune enregistrant encore un milieu local globalement palustre alors que les charbons de bois indiquent déjà la phase suivante d'assèchement du milieu. A nouveau, ce décalage pourrait s'expliquer par des différences d'échelle d'observation ou par une aire assez large de provenance des charbons. Il est également à noter que cet échantillon comprend très peu de charbons identifiables (6 fragments), ce qui limite la fiabilité de l'interprétation anthracologique. De plus, le maintien local de conditions palustres dans cet échantillon est confirmé par la présence de concrétions et de traces d'oxydation autour d'empreintes racinaires dans le sédiment (OLLIVIER, 2001a).

La sixième phase (échantillon 11b) correspond au retour des formations forestières, à la fois pour la malacologie et l'anthracologie, parallèlement à un assèchement certain du milieu et à la disparition du marécage. L'écoulement du cours d'eau est alors plus concentré. Les essences végétales (genévrier et chêne sclérophylle) et la présence d'escargots de pelouse sèche (*Candidula unifasciata*) indiquent une forte ouverture de la forêt. Cette dégradation du milieu forestier pourrait être la conséquence d'un fort impact anthropique au niveau local. En effet, l'assèchement de la zone palustre ne peut expliquer la mise en place de formations forestières aussi ouvertes. Sans intervention anthropique, on devrait s'attendre au développement d'espèces sciaphiles et mésophiles mais non à l'arrivée brutale d'espèces xérophiles. Il semble donc que les assemblages malacologiques et anthracologiques correspondent aux premiers stades d'une succession secondaire après une forte ouverture du milieu.

La septième phase (12a, 12b, 12d et 12e') correspond au retour de conditions humides sur le site, avec la présence d'espèces hygrophiles tant végétales (frênes, saules) que malacologiques (espèces palustres et de prairie humide). Ces deux informations indiquent la présence d'une ripisylve aux abords d'une zone d'abord très palustre ; puis le milieu s'ouvre et s'assèche légèrement dans les deux derniers niveaux de cette phase (présence d'une prairie humide assez dense selon les changements de composition des assemblages malacologiques). Du point de vue sédimentologique, cette septième phase correspond au développement de tufs et de travertins plus construits (OLLIVIER, 2001a).

Dans cette phase, les escargots traduisent l'absence locale de milieux ouverts et secs. En revanche, le pin d'Alep, une espèce colonisatrice des zones incendiées (BEAUVAIS ET CAZORLA, 2002), est identifié dans le niveau 12b, ainsi que le genévrier, une essence héliophile, dans le niveau 12d. Ces deux taxons mettent en évidence une ouverture du milieu, qui pourrait traduire des perturbations anthropiques, coïncidant avec la présence de tessons néolithiques diffus dans ces niveaux. C'est dans la huitième phase malacologique (correspondant au niveau 12e" et 13a), non

analysée du point de vue anthracologique, que cette ouverture semble avoir un fort impact sur les escargots, qui enregistrent alors nettement un milieu ouvert et sec dominant localement la légère composante palustre subsistante. Les escargots enregistraient donc une déprise humaine dans la septième phase et une forte anthropisation à partir de la phase suivante. Le milieu palustre ou hygrophile semble ainsi localement masquer une ouverture du milieu plus précoce, visible par les données anthracologiques. Ce décalage avec les données anthracologiques est finalement intéressant, puisqu'il indiquerait que le milieu palustre et une forte travertinisation fonctionnent en même temps qu'une phase d'anthropisation. Cette ouverture du milieu, tardivement enregistrée par la malacologie au niveau local, peut, également, être l'écho d'un phénomène intervenant à une échelle spatiale plus large, par exemple plus en amont, d'autant plus que les charbons de bois de pin et de genévrier récoltés sont très peu nombreux (1 *Pinus alepensis,* 2 *Pinus* t. *sylvestris* et 6 *Juniperus*). En effet, les résultats des études effectuées sur le paysage actuel montrent globalement la très bonne correspondance dans le temps entre la structure de la végétation et la composition des assemblages malacologiques, notamment dans le cas des successions post-culturales (ANDRE, 1981 ; MAGNIN *et al.*, 1995 ; MAGNIN & TATONI, 1995).

En ce qui concerne la neuvième phase (13b) identifiée par l'analyse malacologique, les résultats entre les deux disciplines sont concordants, puisque l'anthracologie et la malacologie enregistrent, toutes les deux, un retour à des conditions forestières plus fermées et plus humides, correspondant au développement d'une ripisylve (frêne et troëne, et escargots de litière fraîche et à affinité forestière), dans un contexte plus du tout palustre (absence des escargots palustres). Il semble que l'incision du cours d'eau reprenne, après les phases précédentes d'engorgement. Pour la sédimentologie, ce niveau ne correspond plus à une phase de travertinisation. Les deux indicateurs biologiques témoignent également de l'absence des espèces de milieux ouverts et secs identifiés dans les deux phases précédentes, ce qui suggère une déprise humaine sur le paysage.

La dixième phase malacologique (13c) n'a pas été analysée par l'anthracologie. Elle correspond, pour la malacologie et la sédimentologie, à un retour à des conditions palustres dans un contexte de développement de tufs calcaires.

La onzième et dernière phase (14, 15, 16a, 16b et 16c) comporte une occupation du Néolithique final (niveau 14), qui est datée du début du Subboréal. Le niveau 14 correspond à une esquisse de sol, tandis que les niveaux supérieurs témoignent d'un nouveau développement de la travertinisation comportant des faciès très construits. La prédominance de gastéropodes terrestres de pelouses sèches et de taxons végétaux xérophiles (pin d'Alep, pin type sylvestre et genévrier) traduit une dégradation d'origine anthropique, concomitante d'un assèchement définitif du site. Une courte phase de déprise humaine est enregistrée par la malacofaune dans le niveau immédiatement supérieur au site archéologique néolithique (échantillon 15). En revanche, à partir du niveau 16a, la pression

anthropique sur le paysage se fait de plus en plus forte, jusqu'à l'arrêt progressif de la sédimentation travertineuse et le début d'une phase d'incision, vraisemblablement historique. Ce changement très brutal de l'environnement à partir de l'implantation du site du Néolithique final est tout à fait comparable à l'évolution du paysage dans la séquence tourbeuse et travertineuse de Tourves dans le Var : cette séquence enregistre un changement très important du régime hydrologique au début du Subboréal (ANDRIEU-PONEL ET PONEL, 1999) ; le marais disparaît alors au profit d'un environnement d'eau courante, dû au drainage associé aux activités agricoles, comme le montre l'entomologie et la palynologie. Dans les séquences travertineuses de Vauvenargues et de Saint-Antonin-sur-Bayon (Bouches-du-Rhône), les assemblages malacologiques montrent, également, une rupture équivalente liée à une forte ouverture de la végétation forestière, à partir de l'installation des hommes du Néolithique (MAGNIN, 1991).

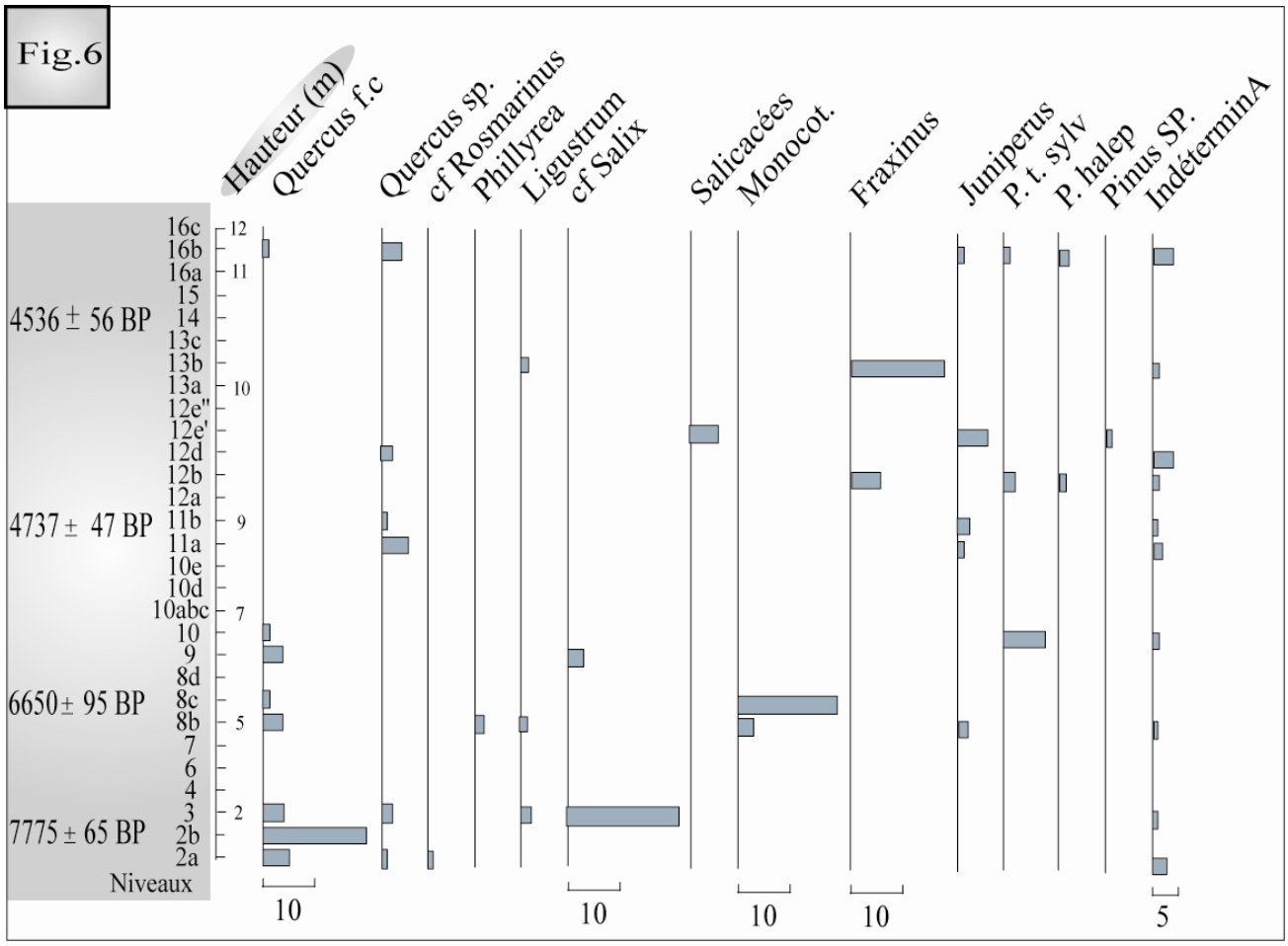


Figure 6 : Diagramme anthracologique simplifié de la coupe MIR-5 du vallon du Mirail (BEAUVAIS & CAZORLA, 2002)

4) L'impact anthropique

Dans les séquences travertineuses, on constate une grande difficulté de "distinguer ce qui est propre au milieu local et ce qui est significatif d'une évolution plus générale de l'environnement" (Magnin, 1988). Pour la séquence du Mirail, c'est également le cas puisque le contexte palustre local masque en partie la lecture des changements environnementaux sur une plus large échelle. Cependant, en examinant la présence des espèces de pelouse, et notamment de *Candidula unifasciata*, on peut observer trois phases de forte ouverture du milieu aux abords de la zone palustre, qui peuvent être interprétées comme des phases d'anthropisation du paysage au niveau local : niveaux 11b, 12e" et dernière partie de la séquence (niveaux 14 à 16c). L'anthracologie confirme globalement cette analyse, même si la deuxième période d'anthropisation semble commencer plus tôt que ce qu'enregistre la malacofaune.

Pour la base de la séquence (niveaux de 2a à 6), la présence d'espèces xérophiles s'explique par la mise en place progressive de milieux forestiers à partir de la fin du Tardiglaciaire et le remplacement des espèces de steppe par des espèces thermophiles et forestières. Ce phénomène n'est pas en liaison avec l'anthropisation mais avec le réchauffement climatique du début de l'Holocène.

Trois périodes de déprise humaine sont également bien identifiées localement (niveaux 12, 13b et 13c), par l'absence d'espèces de pelouse.

Entre le haut de la séquence, qui subit des phases d'anthropisation et de déprise humaine, et la base de la séquence, qui traduit la remontée forestière post-glaciaire, les assemblages malacologiques comportent également, en faible abondance, des individus traduisant des milieux ouverts et secs, aux abords du milieu palustre. Cette présence discrète d'une malacofaune xérophile, à l'Atlantique, pourrait également constituer l'indice d'une anthropisation plus diffuse ou moins drastique au niveau local, par rapport aux phases supérieures. L'anthracologie suggère également la mise en place de paysages en mosaïque dont une composante essentielle pourrait être l'action de l'homme. Pour la séquence travertineuse de Saint-Antonin-sur-Bayon, D'ANNA ET COURTIN émettent l'hypothèse que le système d'exploitation chasséen aurait peu perturbé le milieu en lui infligeant une pression relativement faible, les principales activités agricoles étant alors localisées dans un bassin sédimentaire à potentiel agricole plus élevé (D'ANNA ET COURTIN, 1986). C'est également une hypothèse intéressante dans le cas du Mirail. Ainsi, le paysage du vallon du Mirail subit des phases d'anthropisation précoces, probablement relativement limitées, mais dont la forme et l'ampleur nous sont encore actuellement inconnues. L'hypothèse d'un pâturage des marais, proposée par Brochier pour le système travertineux de La Resclauze dans l'Hérault (BROCHIER, 1990), nous semble également intéressante à considérer.

5) L'impact climatique

Si on reprend l'Analyse Factorielle des Correspondances, on constate que la partie négative de l'axe 1 comporte uniquement les échantillons dans lesquels un impact anthropique a été identifié (11b, 12e" et les échantillons de 14 à 16). On peut donc penser que les formations forestières peuvent être nettement séparées en deux groupes : d'une part, les forêts ouvertes dégradées par l'action de l'homme (11b et 12e") et, d'autre part, les forêts ouvertes "naturelles" de la fin du Boréal et du début de l'Atlantique (2a, 2b et 3). L'échantillon 13b fait partie de ce dernier groupe ; c'est le seul échantillon qui traduit à la fois une déprise humaine et une reconquête forestière, dans un contexte local sec, contrairement aux niveaux 12 et à l'échantillon 13c qui montrent une déprise humaine en liaison avec le retour de conditions palustres. L'assèchement du marais et la reprise forestière qui accompagne la mise en place de l'assemblage 13b pourraient peut-être s'expliquer par un changement climatique à la fin de l'Atlantique. En effet, dans la séquence travertineuse de La Resclauze (Gabian, Hérault), BROCHIER (1988) a mis en évidence à l'Atlantique récent (aux alentours de 3400 BC) des périodes d'assèchement et d'interruption de la sédimentation carbonatée dans le marais. Ces épisodes sont liés à de courtes crises rhéxistasiques à caractère xérique marqué (BROCHIER, 1990), sans que soit identifiées des pressions anthropiques particulières sur le milieu. Cette crise pourrait s'exprimer localement, dans la séquence travertineuse du Mirail, par un assèchement du marais, dont l'échantillon 13b serait l'expression.

Il est, par ailleurs, difficile d'expliquer les variations locales du degré d'humidité, et notamment les épisodes de paludification qui s'expriment particulièrement bien dans les phases malacologiques 3, 5, 7 et 10. L'éventualité de péjorations climatiques peut effectivement être envisagée pour expliquer cette augmentation locale de l'humidité. En effet, plusieurs géomorphologues et sédimentologues ont, par exemple, identifié une crise climatique à la charnière Atlantique/Subboréal, liée à l'augmentation des flux hydriques, dans les Alpes du Sud et en Basse Provence (JORDA & PROVANSAL, 1996 ; MIRAMONT, 1998). Cependant, ces changements locaux du degré d'humidité dans la séquence malacologique du Mirail pourraient également être dus à des fluctuations latérales du ou des chenal(aux).

Enfin, à l'Atlantique, on constate au Mirail que la travertinisation est parfois ponctuée par des passées caillouteuses témoignant d'un fort détritisme. Ces phases de détritisme peuvent être interprétées comme des épisodes torrentiels déclenchés par des dégradations climatiques (JORDA & PROVANSAL, 1996). Il semble également qu'une explication anthropique à ces phénomènes puisse être avancée, comme cela l'a été, par exemple, pour la formation travertineuse du Jonquier (Salernes, Var) et de Saint-Antonin-sur-Bayon (Bouches-du-Rhône) au Chasséen (D'ANNA & COURTIN, 1986). Ces phases de détritisme s'intercalent, effectivement, au Mirail, entre des périodes de mise en place de paysages en mosaïque liés à l'action de l'homme dans un contexte globalement palustre (2ème et 3ème phases malacologiques). Dans l'état actuel de nos connaissances, nous ne pouvons cependant pas trancher entre les deux explications possibles, qui peuvent également être combinées.

II) Analyse malacologique de la coupe MIR-11 du Mirail (stade isotopique 3)

(Frédéric MAGNIN)

Seule la base de la coupe MIR 11 (niveaux 1 à 4) a fait l'objet de prélèvements pour analyses malacologiques. La faune malacologique est plus abondante et diversifiée que les observations de terrain le laissaient espérer : 3473 individus et 33 taxons identifiés. La plus grande pauvreté de certains échantillons est due à la fragmentation (3b), à la pédogénèse (4b5) ou à la conjugaison des deux phénomènes (4b6).

Dans son ensemble, la malacofaune recueillie indique des milieux forestiers ouverts et un climat tempéré, probablement au moins aussi chaud que l'actuel. *Pomatias elegans* est une espèce relativement thermophile, qui craint les hivers rigoureux, et qui ne se trouve pas, actuellement, à des altitudes supérieures à 1100 m. On la trouve ici dans tous les prélèvements. *Rumina decollata* est une espèce strictement méditerranéenne, plus thermophile que la précédente, et qui ne vit plus aujourd'hui sur le site. Elle a été trouvée dans 6 des 14 prélèvements analysés. D'autres espèces méditerranéennes plus ou moins thermophiles sont présentes dans différents échantillons.

On peut noter quelques différences entre les niveaux 1 à 3 et le niveau 4. Ces différences, soulignées par l'absence d'assemblages de transition, pourraient être un argument en faveur d'une discordance entre ces niveaux, discordance déjà envisagée parce que le contact entre les niveaux 1 à 3 et le niveau 4 n'est pas visible sur le terrain, et parce que ce dernier niveau, quoique plus haut, a fourni un âge ^{14}C plus ancien. Cependant, l'absence même d'assemblages de transition peut expliquer la perception de ces différences. Quarante huit pourcent des taxons sont communs aux deux groupes de niveaux. Les niveaux 1 à 3 ont en propre les espèces suivantes : *Lauria cylindracea*, *Granopupa granum*, *Vallonia costata*, *Truncatellina callicratis*, *Vitrea narbonensis*, *Euomphalia strigella*, *Xerosecta cespitum*, *Urticicola* sp. *G. granum* et *V. costata* sont particulièrement représentatives : relativement abondantes et constantes dans ces niveaux, elles disparaissent soudainement dans le niveau 4. En revanche, les taxons suivants sont propres au niveau 4 : *Sphyradium doliolum*, *Abida polyodon*, *Testacella haliotidea*, Clausiliidae indét., *Trochoidea geyeri*, *Monacha cantiana*, *Candidula unifasciata* et *Cernuella* sp. Ici c'est l'apparition soudaine d'espèces comme *T. haliotidea* et *C. unifasciata* qui est surprenante.

Il est difficile d'établir avec certitude la signification paléoenvironnementale de ces différences. L'abondance de *G. granum*, *V. costata*, *T. callicratis*, *P. pygmaeum*, *V. contracta* et Oxychilus sp. semble indiquer, pour les niveaux 1 à 3, des milieux plus fermé avec un recouvrement important du sol par la litière. Au contraire, la présence de *C. unifasciata*, de *Cernuella* sp. et de *T. geyeri* pourrait traduire une meilleure représentation de la strate herbacée dans le niveau 4.

Les assemblages des niveaux 1 à 3 sont très comparables et ne permettent pas de mettre en évidence des changements significatifs du climat ou de l'environnement. Il en est de même pour le niveau 4. Seule la présence de *T. geyeri* dans l'échantillon 4b6 pourrait éventuellement correspondre aux prémices d'un refroidissement climatique. Dans le Luberon, cette espèce ne vit aujourd'hui qu'à des altitudes supérieures à 775 m. Cet éventuel changement climatique doit être vérifié. Pour cela, il faudra rechercher, dans le reste de la séquence, des lentilles de sédiment fin susceptibles d'être étudiées, à condition toutefois, que le niveau 5 soit bien en continuité avec le niveau 4.

III) Determination anthracologique des échantillons datés par ^{14} C AMS sur le piémont sud du Grand Luberon

(Brigitte TALON, Adam Ahmed ALI)

Coupe stratigraphique	Détermination anthracologique	Date ^{14}C uncal. BP (1 sigma)	Date ^{14}C cal. BP (2 sigma)	Date ^{14}C cal. BC/AD (2 sigma
LOUP 4 NIVEAU 18	***Buxus*** (buis)	**325 ± 30 BP**	470- 306 cal BP	1480-1644 cal AD
LOUP 6 NIVEAU 16	***Ligustrum vulgare*** (troene)	**755 ± 30 BP**	729- 666 cal BP	1221- 1284 cal AD
HER 4 NIVEAU 7	***Pinus halepensis***	**1175 ± 30 BP**	1176- 1050 cal BP	774- 900 cal AD
HER 3 SOMMET	petits ligneux indéterminés	**1385 ± 30 BP**	1345- 1275 cal BP	605- 675 cal AD
LOUP 6 NIVEAU 7	***Quercus*** sclérophylle	**1830 +/- 30 BP**	1830- 1698 cal BP	120- 252 cal AD
HER 4 NIVEAU 1	***Pinus halepensis***	**2015 ± 30 BP**	2044-1888 cal BP	94 BC- 62 AD
LOUP 9 NIVEAU 9c	***Cistus sp.***	**3925± 35 BP**	4441-4245 cal BP	2491-2295 cal BC
MIR4 NIVEAU 15	***Pinus halepensis***	**Néolithique final**	Indices archéologiques	Indices archéologiques
LOUP 10 NIVEAU 8	***Quercus*** sclérophylle	**5890 ± 40 BP**	6799- 6635 cal BP	4849- 4685 cal BC
LOUP 7 NIVEAU 1	***Pinus t. sylvestris***	**11645 ± 89 BP**	13705- 13308 cal BP	11755- 11358 cal BC
LOUP 8 NIVEAU 1	***Pinus t. sylvestris***	**11730 ± 60 BP**	13734- 13427 cal BP	11784-11477 cal BC
LOUP 10 NIVEAU 1a	***Salix***	**12100 ± 60 BP**	14096- 13807 cal BP	12146- 11857 cal BC
Mir 9 NIVEAU 1	***Salix***	**12100 ± 140 BP**	14492- 13644 cal BP	12542- 11694 cal BC
LOUP 2 NIVEAU 3	***Rosa sp.***	**12110 ± 60 BP**	14107-13814 cal BP	12157- 11864 cal BC
TERRE ROUGE NIVEAU 10	***Pinus t. sylvestris***	**32700 ± 300 BP**	38016 ± 697 cal. BP	36066 ± 697 cal. BC
MIR 11 NIVEAU 1B	***Pinus t. sylvestris***	**37000 ± 700 BP**	42227 ± 376 cal. BP	40277 ± 376 cal. BC
MIR 11 NIVEAU 4b	***Quercus t. pubescens***	**38900 ± 600 BP**	43310 ± 592 cal. BP	41360 ± 592 cal. BC
TERRE ROUGE NIVEAU 6	***Pinus t. sylvestris***	**46600 ± 1600 BP**	50155 ± 2520 cal. BP	48205 ± 2520 cal. BC
TERRE ROUGE NIVEAU 4	***Pinus t. sylvestris***	**51000 ± 3000 BP**	N.C.	N.C.

Figure n°7 :Determination anthracologique des échantillons datés par ^{14} C AMS sur le piémont sud du Grand Luberon

ANNEXE II

DATATION ^{14}C REALISEES

N°	Référence laboratoire	Echantillon	Date ^{14}C uncal. BP (1 sigma)	Date ^{14}C cal. BP (2 sigma)	Date ^{14}C cal. BC/AD (2 sigma)	Support et méthode	Positionnement G.P.S.	Commune	Inventeur et année
1)	Poz-12432	Terre Rouge (n4)	**51000 ± 3000 BP**	**Date out of range**	**Date out of range**	Charbon AMS	N 43° 47' 58'' E 005° 28' 07''	Cucuron (84)	Ollivier V. 2005
2)	Poz-12430	Terre Rouge (n6)	**46600 ± 1600 BP**	**50155 ± 2520 cal. BP**	**48205 ± 2520 cal. BC**	Charbon AMS	N 43° 47' 58'' E 005° 28' 07''	Cucuron (84)	Ollivier V. 2005
3)	Poz-12387	MIR 11 (n4b)	**38900 ± 600 BP**	**43310 ± 592 cal. BP**	**41360 ± 592 cal. BC**	Charbon AMS	N 43° 47' 58'' E 005° 32' 22''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2005
4)	Poz-7800	MIR 11 (n1b)	**37000 ± 700 BP**	**42227 ± 376 cal. BP**	**40277 ± 376 cal. BC**	Charbon AMS	N 43° 47' 58'' E 005° 32' 22''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2004
5)	Poz-12429	Terre Rouge (n10)	**32700 ± 300 BP**	**38016 ± 697 cal. BP**	**36066 ± 697 cal. BC**	Charbon AMS	N 43° 47' 58'' E 005° 28' 07''	Cucuron (84)	Ollivier V. 2005
6)	Poz-7792	LOUP 4 (n1)	**12900 ± 60 BP**	**15531-14981 cal BP**	**13581-13031 cal BC**	Bois fossile AMS	N 43° 46' 929'' E 005° 30' 388''	Cabrières d'Aigues (84)	Ollivier V. 2004
7)	Poz-7825	MIR 1 (n2)	**12640 ± 60 BP**	**15190-14610 cal BP**	**13240-12660 cal BC**	Charbon AMS	N 43° 45' 19'' E 005° 32' 53''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2004
8)	Poz-12381	LOUP 2 (n3)	**12110 ± 60 BP**	**14107-13814 cal BP**	**12157-11864 cal BC**	Charbon AMS	N 43° 46' 48'' E 005° 30' 21''	Cabrières d'Aigues (84)	Ollivier V. 2005
9)	Lyon 10523	MIR 9 (n1)	**12100 ± 140 BP**	**14492-13644 cal BP**	**12542-11694 cal BC**	Bois fossile Conventionnelle	N 43°47' 640'' E 005° 30' 249''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2001
10)	Poz-12438	LOUP 10 (n1a)	**12100 ± 60 BP**	**14096-13807 cal BP**	**12146-11857 cal BC**	Charbon AMS	N 43° 47' 741'' E 005° 30' 145''	Cabrières d'Aigues (84)	Ollivier V. 2005
11)	Poz-12422	LOUP 8 (n1)	**11730 ± 60 BP**	**13734-13427 cal BP**	**11784-11477 cal BC**	Charbon AMS	N 43° 47' 597'' E 005° 30' 301''	Cabrières d'Aigues (84)	Ollivier V. 2005
12)	Poz-7790	LOUP 5 (n9)	**11650 ± 60 BP**	**13669-13348 cal BP**	**11719-11398 cal BC**	Charbon AMS	N 43° 46' 90'' E 005° 30' 88''	Cabrières d'Aigues (84)	Ollivier V. 2004
13)	AA45163	LOUP 7 (n1)	**11645 ± 89 BP**	**13705-13308 cal BP**	**11755-11358 cal BC**	Charbon Conventionnelle	N 43° 47' 561'' E 005° 30' 292''	Cabrières d'Aigues (84)	Ollivier V. 2001
14)	Poz-12440	MIR 5 (n9)	**11620 ± 60 BP**	**13638-13318 cal BP**	**11688-11368 cal BC**	Charbon AMS	N 43° 47' 326'' E 005° 32' 422''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2005
15)	Poz-12428	HER2 (base)	**10390 ± 50 BP**	**12401-12067 cal BP**	**10451-10117 cal BC**	Charbon AMS	N 43° 47' 25'' E 005° 34' 09''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2005
16)	Poz-17284	MIRABEAU 11	**11420 ± 140 BP**	**13039-13617 cal. BP**	**11668-11090 cal. BC**	Charbon AMS	----------	Joucques (13)	Ollivier V. 2006
17)	Poz-12382	LOUP 2 (n6)	**10210 ± 50 BP**	**12104-11746 cal BP**	**10154-9796 cal BC**	Charbon AMS	N 43° 45' 411'' E 005° 27' 978''	Cabrières d'Aigues (84)	Ollivier V. 2005
18)	Poz-7789	LOUP 8 (n10)	**8910 ± 50 BP**	**10204-9888 cal BP**	**8254-7938 cal BC**	Charbon AMS	N 43° 47' 597'' E 005° 30' 301''	Cabrières d'Aigues (84)	Ollivier V. 2004

19)	LGQ-430	Méchant Pas (s1b)	**8360 ± 150 BP**	**9631-8993 cal BP**	**7681-7043 cal BC**	Charbon Conventionnelle	Pas de mesure	Cabrières d'Aigues (84)	Brundu E., Crauchet L. 1990
20)	Lyon 10522	MIR 5 (n2b)	**7775 ± 65 BP**	**8718-8414 cal BP**	**6768-6464 cal BC**	Charbon Conventionnelle	N 43° 47' 326'' E 005° 32' 422''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2001
21)	Poz-7802	MIR 2 (n1)	**7400 ± 50 BP**	**8356-8156 cal BP**	**6406-6206 cal BC**	Charbon AMS	N 43° 47' 027'' E 005° 32' 546''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2004
22)	Poz-7794	MIR 7 (n7)	**6830 ± 40 BP**	**7739-7588 cal BP**	**5789-5638 cal BC**	Charbon AMS	N 43° 47' 363'' E 005° 32' 419''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2004
23)	AA42672	MIR 10 (n1)	**6680±52 BP**	**7625-7460 cal BP**	**5675-5510 cal BC**	Charbon Conventionnelle	N 43° 47' 825'' E 005° 32' 462''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2001
24)	Lyon 10574	MIR 5 (n8c)	**6550 ± 95 BP**	**7587-7275 cal BP**	**5637-5325 cal BC**	Charbon Conventionnelle	N 43° 47' 326'' E 005° 32' 422''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2001
25)	Poz-7797	MIR 8 (n8)	**6490 ± 40 BP**	**7477-7318 cal BP**	**5527-5368 cal BC**	Charbon AMS	N 43° 47' 372'' E 005° 32' 434''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2004
26)	Poz-13895	MIR 9 (n7)	**5910± 40 BP**	**6802-6652 cal BP**	**4852-4702 cal BC**	Charbon AMS	N 43°47' 640'' E 005° 30' 249''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2005
27)	Poz-12380	LOUP 10 (n8)	**5890 ± 40 BP**	**6799-6635 cal BP**	**4849-4685 cal BC**	Charbon AMS	N 43° 47' 741'' E 005° 30' 145''	Cabrières d'Aigues (84)	Ollivier V. 2005
28)	Poz-7826	MIR 6 (n12)	**5720 ± 35 BP**	**6573-6436 cal BP**	**4623-4486 cal BC**	Charbon AMS	N 43° 47' 310'' E 005° 32' 384''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2004
29)	Poz-12426	HER2 (sommet)	**5520 ± 40 BP**	**6403-6277 cal BP**	**4453-4327 cal BC**	Charbon AMS	N 43° 47' 25'' E 005° 34' 09''	Peypin d'Aigues	Ollivier V. 2005
30)	AA42671	MIR 5 (n11a)	**4737±47 BP**	**5587-5446 cal BP**	**3637-3496 cal BC**	Charbon Conventionnelle	N 43° 47' 326'' E 005° 32' 422''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2001
31)	AA42670	MIR 5 (n14)	**4536±56 BP**	**5323-5036 cal BP**	**3373-3086 cal BC**	Charbon Conventionnelle	N 43° 47' 326'' E 005° 32' 422''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2001
32)	Poz-7904	HER 3 (n2a)	**4340 ± 40 BP**	**4979-4840 cal BP**	**3029-2890 cal BC**	Charbon AMS	N 43° 47' 661'' E 005° 34' 122''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2004
33)	Poz-7821	Gallon 01	**4075 ± 35 BP**	**4650-4500 cal BP**	**2700-2550 cal BC**	Charbon AMS	Pas de mesure	Cucuron (84)	Ollivier V. 2004
34)	Poz-7793	MIR 7 (n8a)	**3995 ± 35 BP**	**4533-4410 cal BP**	**2585-2460 cal BC**	Charbon AMS	N 43° 47' 363'' E 005° 32' 419''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2004
35)	Poz-13503	LOUP 9 (n9c)	**3925 ± 35 BP**	**4441-4245 cal BP**	**2491-2295 cal BC**	Charbon AMS	N 43° 47' 38'' E 005° 30' 20''	Cabrières d'Aigues (84)	Ollivier V. 2005
36)	Poz-7796	MIR 7 (n10)	**3790 ± 35 BP**	**4293-4082 cal BP**	**2343-2132 cal BC**	Charbon AMS	N 43° 47' 363'' E 005° 32' 419''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2004

37)	Poz-7801	HER 3 (n4)	**3396 ± 30 BP**	**3709-3566 cal BP**	**1759-1616 cal BC**	Charbon AMS	N 43° 47' 661'' E 005° 34' 122''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2004
38)	LGQ-427	Vabre C2 (n6)	**2250 ± 220 BP**	**2764-1736 cal BP**	**814 cal BC 214 cal AD**	Charbon Conventionnelle	Pas de mesure	Cucuron (84)	Brundu E., Crauchet L. 1990
39)	Poz-7827	MIR 6 (n18)	**2200 ± 30 BP**	**2141-2324 cal BP**	**375-192 cal BC**	Charbon AMS	N 43° 47' 310'' E 005° 32' 384''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2004
40)	Poz-12434	HER 4 (n1)	**2015 ± 30 BP**	**2044-1888 cal BP**	**94 BC-62 AD**	Charbon AMS	N 43° 47' 47'' E 005° 33' 46''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2005
41)	Poz-7823	MIR 2 (n10c)	**1880 ± 30 BP**	**1884-1728 cal BP**	**66- 222 cal AD**	Charbon AMS	N 43° 47' 027'' E 005° 32' 546''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2004
42)	Poz-12384	LOUP 6 (n7)	**1830 ± 30 BP**	**1830-1698 cal BP**	**120-252 cal AD**	Charbon AMS	N 43° 47' 10'' E 005° 30' 22''	Cabrières d'Aigues (84)	Ollivier V. 2005
43)	Poz-7798	MIR 8 (n11)	**1795 ± 30 BP**	**1819-1689 cal BP**	**131-261 cal AD**	Charbon AMS	N 43° 47' 372'' E 005° 32' 434''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2004
44)	Poz-7803	MIR 2 (n11c)	**1775 ± 30 BP**	**1745-1610 cal BP**	**205-340 cal AD**	Charbon AMS	N 43° 47' 027'' E 005° 32' 546''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2004
45)	Lyon 10524	MIR 10 (n5)	**1570 ± 50 BP**	**1555-1351 cal BP**	**395-599 cal AD**	Charbon Conventionnelle	N 43° 47' 825'' E 005° 32' 462''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2001
46)	Poz-12439	HER 3 (sommet)	**1385 ± 30 BP**	**1345-1275 cal BP**	**605-675 cal AD**	Charbon AMS	N 43° 47'661'' E 005° 34' 122''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2005
47)	Poz-7799	MIR 8 (n13)	**1210 ± 30 BP**	**1185-1059 cal BP**	**765-891 cal AD**	Charbon AMS	N 43° 47' 372'' E 005° 32' 434''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2004
48)	Poz-12433	HER 4 (n7)	**1175 ± 30 BP**	**1176-1050 cal BP**	**774-900 cal AD**	Charbon AMS	N 43° 47' 47'' E 005° 33' 46''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2005
49)	Poz-12386	LOUP 3 (n9)	**1145 ± 30 BP**	**1144-973 cal BP**	**806-977 cal AD**	Charbon AMS	N 43° 46' 59'' E 005° 30' 25''	Cabrières d'Aigues (84)	Ollivier V. 2005
50)	Poz-7903	MIR 8 (n15)	**1080 ± 30 BP**	**1016-933 cal BP**	**934-1017 cal AD**	Charbon AMS	N 43° 47' 372'' E 005° 32' 434''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2004
51)	Poz-12435	MIR 1 (n11)	**780 ± 30 BP**	**737-670 cal BP**	**1213-1280 cal AD**	Charbon AMS	N 43° 45' 19'' E 005° 32' 53''	Peypin d'Aigues (84)	Ollivier V. 2005
52)	Poz-12379	LOUP 6 (n16)	**755 ± 30 BP**	**729-666 cal BP**	**1221-1284 cal AD**	Charbon AMS	N 43° 47' 10'' E 005° 30' 22''	Cabrières d'Aigues (84)	Ollivier V. 2005
53)	Poz-12385	LOUP 4 (n18)	**325 ± 30 BP**	**470-306 cal BP**	**1480-1644 cal AD**	Charbon AMS	N 43° 46' 929'' E 005° 30' 388''	Cabrières d'Aigues (84)	Ollivier V. 2005

Tableau n°6 : récapitulatif des datations ^{14}C réalisées sur le piémont méridional du Grand Luberon et ses marges entre 1990 et 2006 (calibrations pour le Postglaciaire : Calib. 5, Radiocarbon Calibration Program, Copyright 1986-2005 M Stuiver and PJ Reimer ; Calibrations pour le Pléniglaciaire moyen « MIS-3 » : CalCurve: CalPal2005_SFCP, http://www.calpal-online.de - Copyright 2003-2005, quickcal2005 ver.1.4).

Pour Information :

Date n°2 (Poz-12430) : 14C-age BP: 46600 ± 1600, 68% range calBP: 47635 – 52675; **Date n°3 (Poz-12387):** 14C-age BP: 38900 ± 600, 68% range calBP: 42717 – 43902; **Date n°4 (Poz-7800):** 14C-age BP: 37000 ± 700, 68% range calBP: 41850 – 42603; **Date n°5 (Poz-12429):** 14C-age BP: 32700 ± 300, 68% range calBP: 37318 – 38713.

ANNEXE III

Données brutes des analyses physicochimiques

Calcimétries des séquences travertineuses

Part de la matière insoluble

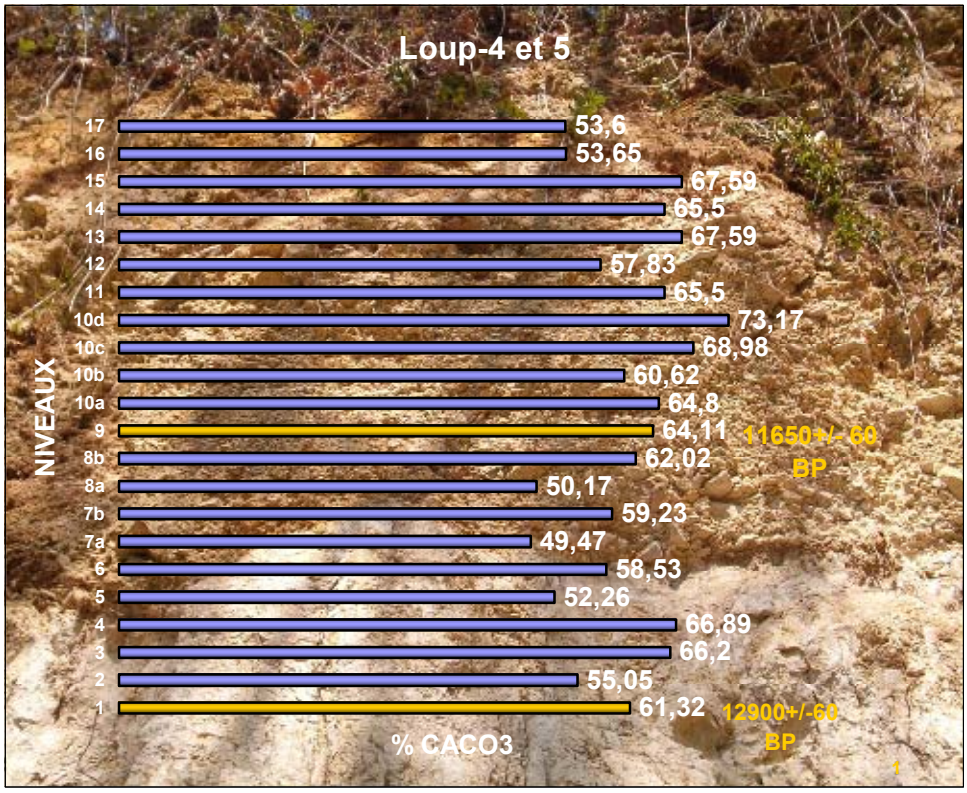


Figure n°8, taux de carbonates des coupes Loup-4 et 5 du vallon du Loup.

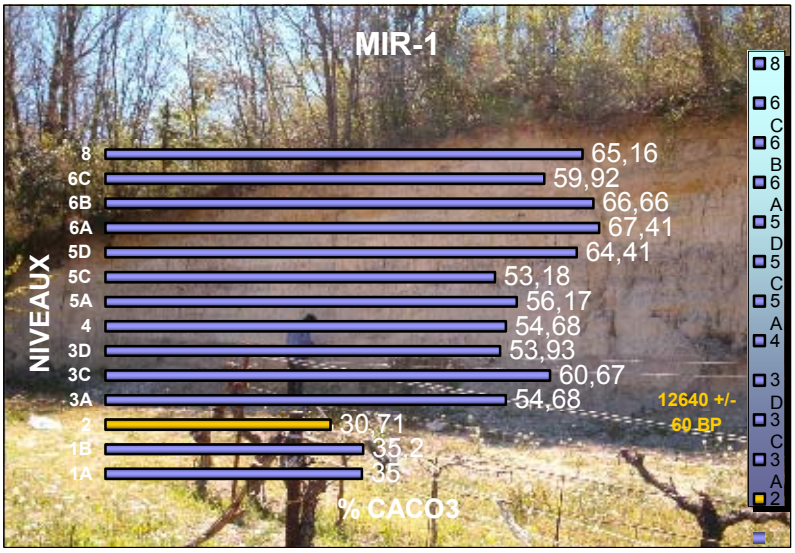


Figure n°9, taux de carbonates de la coupe MIR-1 du vallon du Mirail.

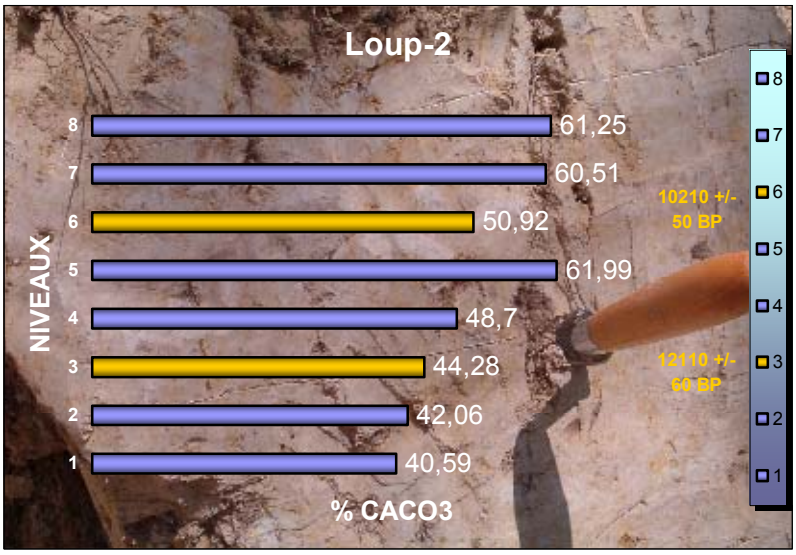


Figure n°10, taux de carbonates de la coupe Loup-2 du vallon du Loup.

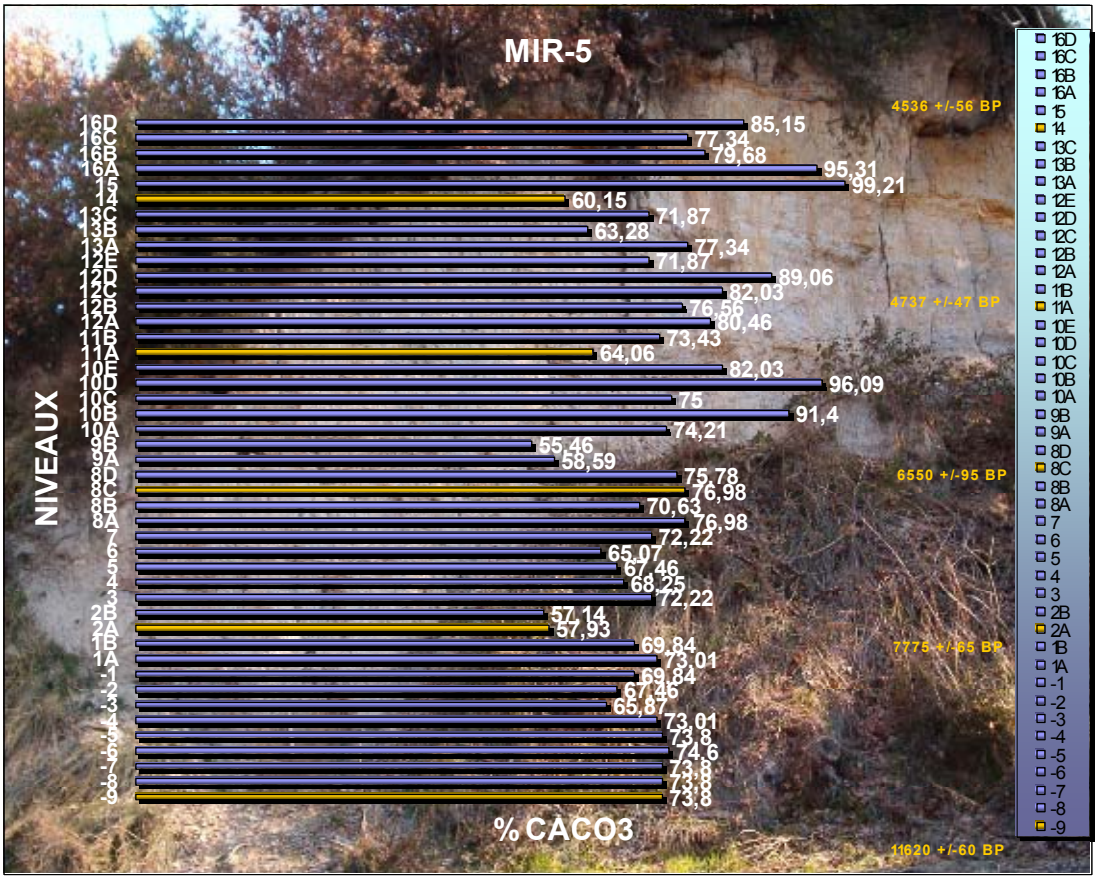


Figure n°11, taux de carbonates de la coupe MIR-5 du vallon du Mirail.

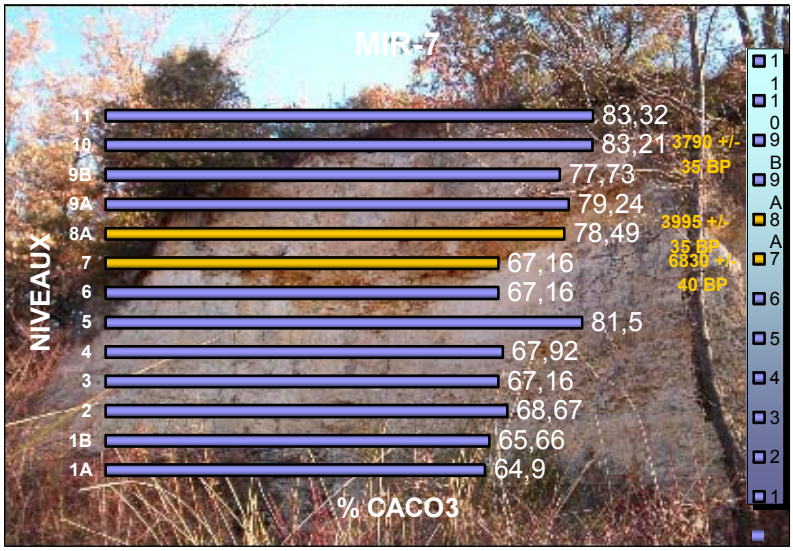


Figure n°12, taux de carbonates de la coupe MIR-7 du vallon du Mirail.

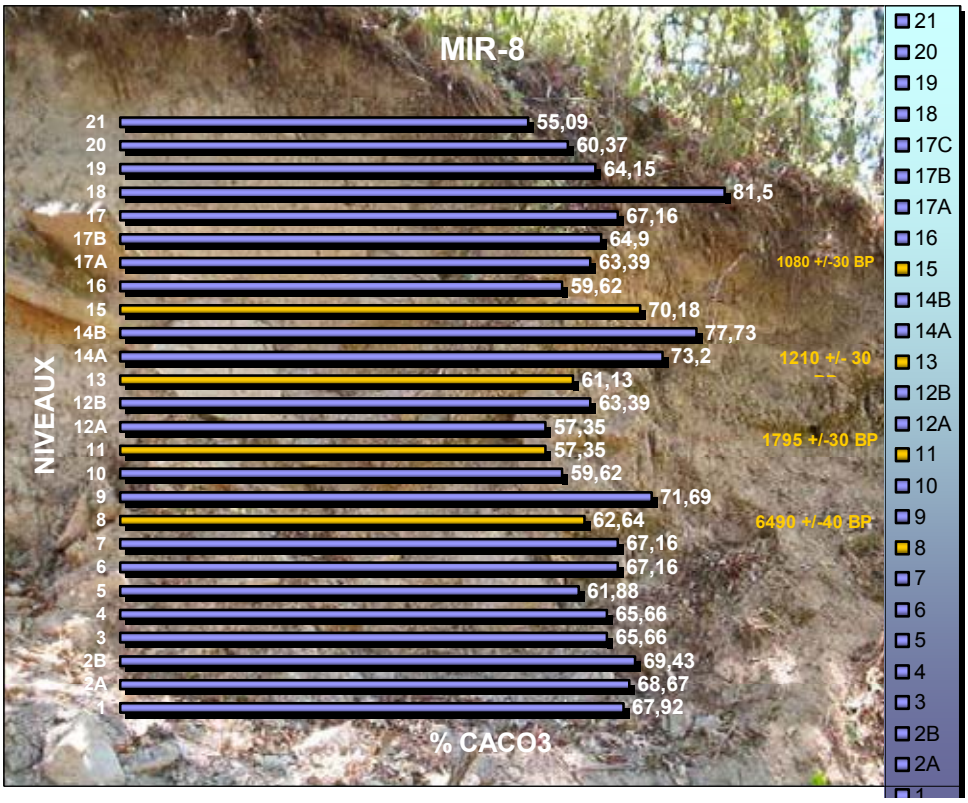


Figure n°13, taux de carbonates de la coupe MIR-8 du vallon du Mirail.

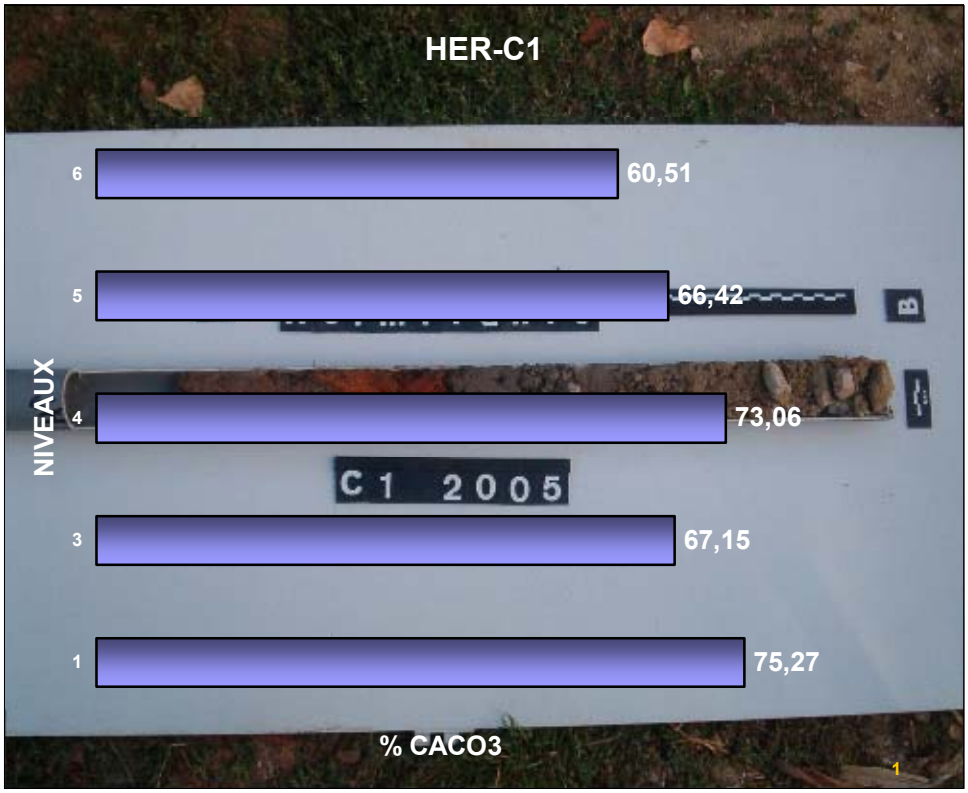


Figure n°14, taux de carbonates du carottage actuel HER-C1 du vallon des Hermitans.

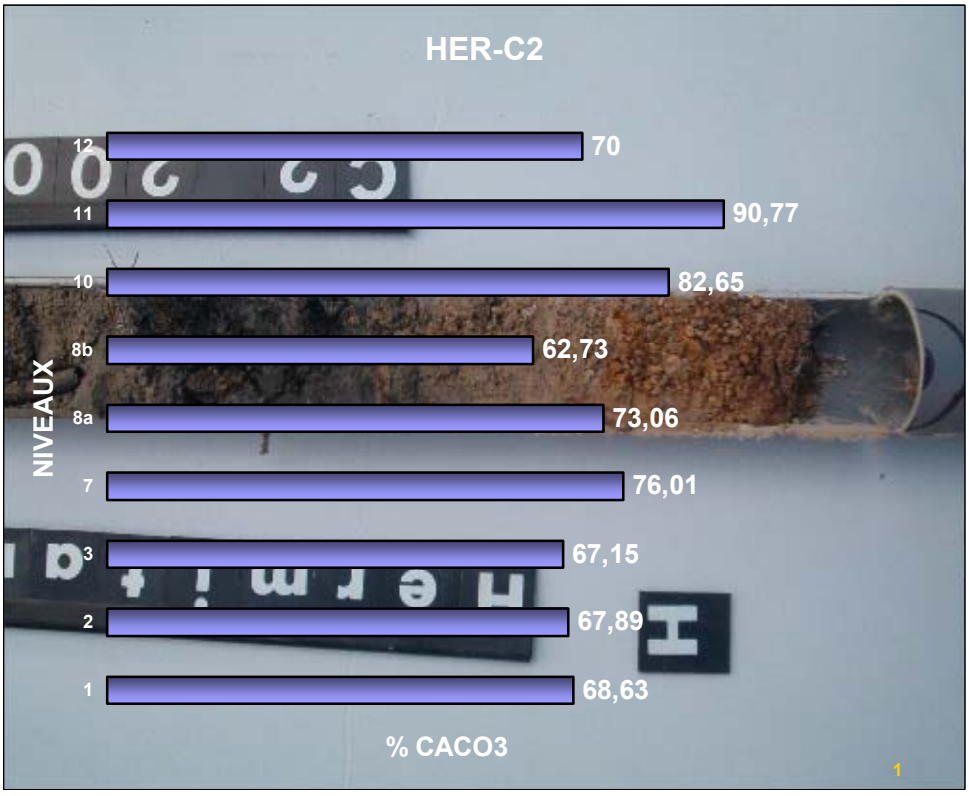


Figure n°15, taux de carbonates du carottage actuel HER-C2 du vallon des Hermitans.

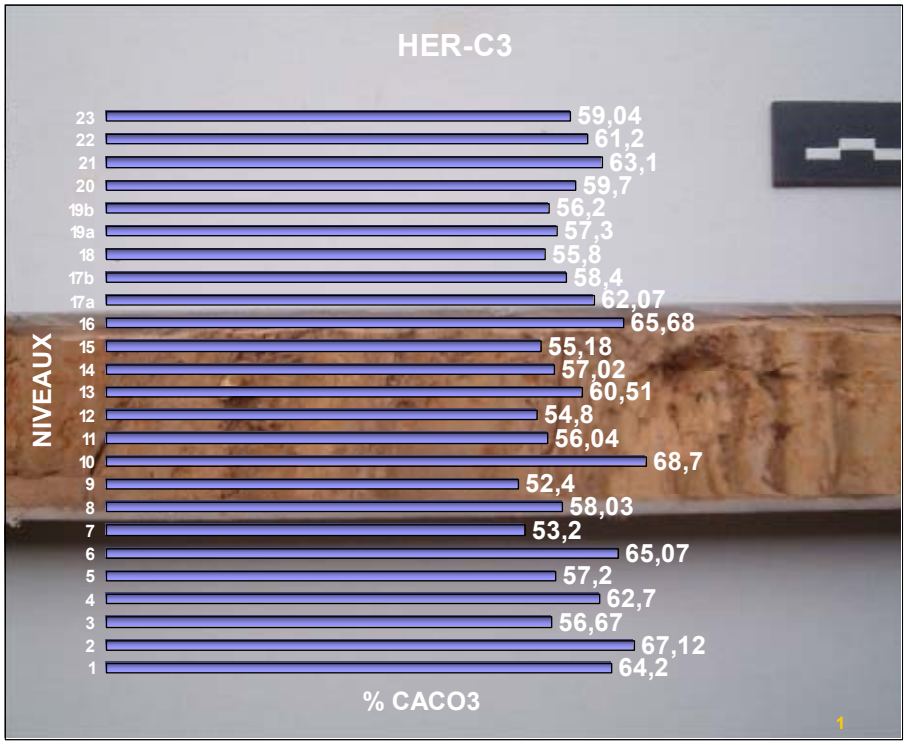


Figure n°16, taux de carbonates du carottage actuel HER-C3 du vallon des Hermitans.

Niveau	Poids en grammes	Niveau	Poids en grammes
-9	0.0052	9b	0.0103
-8	0.019	10a	0.0006
-7	0.0124	10b	0.0022
-6	0.038	10c	0.0008
-5	0.0044	10d	0.0024
-4	0.0096	10e	0.0008
-3	0.0052	11a	0.0039
-2	0.0024	11b	0.0029
-1	0.1772	12a	0.0027
1a	0.1153	12b	0.0068
1b	0.1041	12c	0.0062
2a	0.3755	12d	0.0014
2b	0.1147	12e	0.0083
3	0.0413	13a	0.0045
4	0.0025	13b	0.0084
5	0.0413	13c	0.0182
6	0.0088	14	0.1220
7	0.0010	15	0.0010
8a	0.4901	16a	0.0033
8b	0.0301	16b	0.0174
8c	0.0656	16c	0.0522
8d	0.0070	16d	0.0061
9a	0.001		

Tableau n°7, part de matière insoluble (majorité de quartz) par niveau, coupe MIR-5 du vallon du Mirail.

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE……**1**

I) Problématique et mode opératoire préliminaire……**4**

II) Environnements méthodologiques et collaborations scientifiques……**10**

III) Financements, soutiens logistiques et scientifiques……**11**

IV) Conclusion……**13**

PREMIERE PARTIE : Méthodes employées, localisation et définition de la zone étudiée, référentiel actuel : les premières étapes de l'analyse……**14**

Chapitre I : Outils et méthodes utilisés……**15**

I) D'importantes prospections géomorphologiques et archéologiques……**15**

II) Des sondages archéologiques et stratigraphiques……**16**

III) De nombreuses datations ^{14}C ciblées……**17**

IV) Des analyses sédimentologiques et physico-chimiques……**18**

V) Des analyses malacologiques et anthracologiques……**19**

Chapitre II : Présentation générale du cadre d'étude……**21**

I) Paysages des pays du Luberon……**21**

II) Réseau hydrographique, hydrologie et phénomènes karstiques : généralités……**22**

III) Végétation et climat du Grand Luberon et de ses environs……**26**

IV) Histoire géologique et géomorphologie du Grand Luberon……**28**

IV.1) Un massif au cœur de l'évolution géologique et tectonique de la Provence occidentale……**29**

IV.2) La mise en place du Luberon……**30**

IV.3) Géologie et organisation morphostructurale actuelles……**33**

IV.4) Les formes et formations quaternaires ……**36**

IV.5) Le piémont sud du Grand Luberon : un « piège structural » favorable au stockage sédimentaire des héritages quaternaires……**40**

V) Bilan……**41**

Chapitre III : Une occupation humaine plurimillénaire sur le piémont sud du Grand Luberon ……**42**

I) Répartition des sites archéologiques sur le piémont méridional du Grand Luberon……**42**

II) Occupations humaines et environnements travertineux : des relations privilégiées……**48**

III) Bilan……**50**

Chapitre IV : Modalités générales de la travertinisation, milieux et faciès…….……..…..**51**
I) la dissolution…….**51**
II) La travertinisation : brefs principes de base……..**53**
III) Typologie géomorphologique basique des formations travertineuses météogènes…….....**54**
IV) Généralités sur les différents faciès et les milieux qui leurs sont associés……..…**55**
V) Micro-référentiel actuel préliminaire concernant la travertinisation dans les milieux alluvio-palustres du Luberon……...……**57**
V.1) Les observations……...……..**57**
V.2) Les carottages……...……..**60**
VI) Des changements de faciès cycliques dans les séquences travertineuses postglaciaires du Luberon ……...….**68**
VII) Bilan……**70**

DEUXIEME PARTIE : Analyse systémique des héritages quaternaires du sud Luberon….**72**

Chapitre I : Les sites étudiés dans leur environnement géomorphologique……...…**73**
I) Présentation des trois ravins de référence……..**75**
I.1) Le ravin du Loup…….**75**
I.2) Le ravin du Mirail……**81**
I.3) Le ravin des Hermitans……**87**
I.4) Conclusion……**92**

Chapitre II : Les coupes stratigraphiques du dernier pléniglaciaire (stade isotopique 3 à stade isotopique 2)……..**93**
I) D'anciennes surfaces d'érosions à l'age incertain……..**93**
II) Le Pléniglaciaire du Stade Isotopique 3……...….**96**
II.1) La coupe dans le glacis d'accumulation de Terre Rouge (amont du torrent des Canaux, Cucuron) ……..……..…….**97**
II.2) MIR 11, une coupe stratigraphique dans le glacis d'accumulation de la partie amont du Mirail ……..**100**
III) La coupe Loup 1 du ravin du Loup : une étape de transition dernier pléniglaciaire/Postglaciaire ? ……..**104**
IV) Le vallon du Laval (Cadenet) et la découverte d'un objet archéologique du stade isotopique 3 ……..**106**
V) Conclusion……...…**109**

Chapitre III : Les coupes stratigraphiques du Tardiglaciaire (stade isotopique 2)……...**110**
I) Les ensembles détritiques……...……..**110**
I.1) La coupe MIR-9 du ravin du Mirail……..**111**
I. 2) La coupe Loup-7 et le transect Loup-8…….....**113**
II) Les ensembles travertineux……..**117**
II.1) Les coupes Loup-2 et Loup 4 et 5 du vallon du Loup…….**117**
II.2) La coupe MIR-1 du vallon du Mirail-Riou……...**120**
III) Conclusion……..**122**

Chapitre IV : Les coupes stratigraphiques holocènes (stade isotopique 1)……..……**123**
I) Dans les formations du premier holocène……...……..**123**
I.1) Les coupes Loup-10 du vallon du Loup et MIR-5 du ravin du Mirail : une synthèse de la transition Tardiglaciaire-Holocène et de l'Holocène *L.S.* dans les formations détritiques et dans les séquences travertineuses..…….…**124**
I.1.1) La coupe Loup-10 : le reflet de l'évolution postglaciaire des formations détritiques……**124**
I.1.2) La coupe MIR-5 : un exemple de l'évolution postglaciaire des formations travertineuses……**128**
I.2) Bilan……...……**134**
II) Dans les formations du second holocène…….……**134**
II.1) La coupe MIR-7 : un modèle d'évolution cyclique de la séquence carbonatée holocène……**135**
II.2) Les coupes HER-3 et MIR-4 : des niveaux d'occupations néolithiques, des ruptures, des travertins construits……...…**137**
II.3) MIR-6, MIR-2, MIR-8 : des séquences travertineuses perturbées qui perdurent jusqu'à la période médiévale……..**142**
II.4) Une organisation singulière des formations détritiques jusqu'à la période historique : les coupes HER-4, MIR-10, Loup-3 et Loup-6…….……**151**
III) Conclusion……...…...**160**
IV) Les sites archéologiques holocènes : La fouille du site néolithique final du Verger (sommet de la coupe MIR-5) dans le vallon du Mirail ; le bas relief des nautes et la découverte présumée de son monument romain dans le ravin du Loup…….……**161**
IV.1) Le site néolithique final du Verger (coupe MIR-5):Une occupation en contexte travertineux..**162**
IV.2) La découverte du Bas Relief des Nautes (Cabrières d'Aigues, Vaucluse), analyse géomorphologique, archéologique et historique……...**170**
V) Bilan synthétique des données chronologiques postglaciaires et organisation globale des formations sur le piémont méridional du Grand Luberon……...**178**
V.1) Synthèse des datations ^{14}C postglaciaires…….……**178**
V.2) L'organisation des dépôts quaternaires sur le piémont……....**180**
V.2.1) Organisation latérale par rapport au talweg actuel……**181**
V.2.2) L'organisation longitudinale des dépôts quaternaires sur le piémont……...**183**

TROISIEME PARTIE : Apports et implications de 50 000 ans de fluctuations morphosédimentaires en Luberon……..……**185**

Introduction……..**186**

Chapitre I : Travertinisation détritisme et incisions ; des apports significatifs du modèle luberonnais dans l'analyse des systèmes travertineux du sud de la France et de leur environnement……**187**

I) Les différents apports issus des séquences travertineuses du piémont méridional du Grand Luberon;……...…**188**

I.1) La chronologie postglaciaire des formations travertineuses du sud Luberon : des accumulations carbonatées précoces, un « déclin » rapide et tardif……**189**

I.2) Cyclicité et faciès des séquences carbonatées postglaciaires du Luberon……**194**

I.3) Des systèmes sensibles en phase avec les variations du biotope……...**198**

I.3.1) Protocole des analyses calcimétriques……...…**198**

I.3.2) Evolution tardiglaciaire de la carbonatation dans les séquences travertineuses Loup-2, Loup-4, Loup-5 et MIR-1……...**199**

I.3.3) Evolution holocène de la carbonatation dans les séquences travertineuses MIR-7 et MIR-8 ……..……**203**

I.3.4) MIR-5 : une synthèse de l'évolution tardiglaciaire et holocène de la carbonatation dans les séquences travertineuses du Luberon……...……**205**

I.3.5) Conclusion ……**214**

II) Des clés pour l'analyse des systèmes travertineux du sud de la France.…….....**215**

II.1) Une lecture diachronique du développement des systèmes travertineux postglaciaires du sud de la France liée aux caractéristiques géomorphologiques des sites ?.....**215**

II.2) Evolution cyclique de la séquence carbonatée postglaciaire : une succession de pôles sédimentaires et de dynamiques en interrelations, exemples de St Antonin et du Luberon…….**219**

II.3) Un cumul du poids des occupations humaines associé aux fluctuations climatiques dans la déstabilisation des systèmes carbonatés du sud de la France ?.....**222**

II.4) Conclusion……...……**224**

Chapitre II : Continuités, instabilités et ruptures morphogéniques en Luberon ; spécificités et globalités…….**226**

I) Fluctuations climatiques et occupations humaines : des paramètres qui déterminent les variations de la morphogenèse…….**227**

I.1) Rappel de quelques caractéristiques climatiques du dernier Pléniglaciaire Moyen (stade isotopique 3) et du dernier Pléniglaciaire supérieur (première partie du stade isotopique 2)……**228**

I.2) Le Tardiglaciaire et l'utilisation pour cette période d'une nomenclature basée sur des évènements climatiques : La proposition du groupe INTIMATE……**231**

I.3) La variabilité climatique holocène et les « Rapid Climate Change » (RCC)…….**233**

I.4) Une variabilité climatique holocène à laquelle s'ajoute l'impact des occupations humaines…...**236**

I.5) Conclusion……..**237**

II) Vers une définition de la morphogenèse du Quaternaire récent en Luberon……...**238**

III) La relation climat-évolution de la morphogenèse pléniglaciaire dans le Luberon…….**241**

IV) Dans le Luberon une morphogenèse du Tardiglaciaire et du premier Holocène sous l'emprise des seules conditions bioclimatiques ? ……..……**246**

IV.1) Une incision majeure vers 18000/17000 cal. BP (?) suivie d'une période de remblaiement tardiglaciaire (15500 - 13300 cal BP)……..**248**

IV.2) Un ralentissement puis une reprise de l'accumulation postérieurement au Dryas Récent (13300 – 9800 cal BP) et une incision à la fin du Boréal (9000 cal BP)…….**251**

IV.3) Une période de remblaiement atlantique suivie d'une incision à l'Atlantique récent (9000 – 6000 cal BP)……..…….**252**

V) Un cumul des forçages lié aux occupations humaines et au climat sur la morphogenèse du Luberon dans la seconde moitié de l'Holocène…….…….**253**

V.1) Des incisions et des remblaiements au Néolithique (5000 – 3500 cal BP, Subboréal), une rupture nette vers 3000-2700 cal. BP……..……..**254**

V.2) Une morphogenèse très fluctuante de l'Age des métaux au Moyen Age (2700 – 600 cal BP, Subatlantique)…….……..**255**

V.3) Une incision récente (600-300 cal. BP) suivie d'une phase de dépôt au cours du Petit Age Glaciaire (300 – 0 [?] cal BP, Subatlantique)…….……..**259**

V.4) Actuellement……**262**

V.5) Bilan imagé des fluctuations morphogéniques du sud Luberon depuis la dernière glaciation jusqu'au XX^{ème} siècle……..……..**263**

VI) Conclusion du chapitre II……...**265**

Chapitre III : Des spécificités mais aussi des similitudes avec la morphogenèse du dernier pléniglaciaire et du Postglaciaire des Alpes du sud et de la Basse Provence…….....**267**

I) Au dernier pléniglaciaire……..……..**267**
II) Au Postglaciaire……...**269**

CONCLUSIONS FINALES…….....**273**

I) Des sols rouges interstadiaires, de puissants remblaiements suivis d'une incision majeure : Une morphodynamique pléniglaciaire exacerbée……...…….**277**
II) Un Postglaciaire aux variations morphogéniques de haute fréquence et d'ampleur contrastée.….**279**
III) Des systèmes travertineux perturbés, témoins privilégiés des fluctuations morphosédimentaires holocènes……..……**282**
IV) Des similitudes mais aussi des contrastes avec les tendances morphoclimatiques et morphogéniques retenues pour la Basse Provence et les Alpes du sud……**285**
V) Conclusion……...……**286**

BIBLIOGRAPHIE……**291**
Table des figures……...……..**310**
ANNEXE I :Analyses malacologiques et anthracologiques……...…...**318**

I) Les résultats des analyses malacologiques et anthracologiques réalisées sur la coupe MIR-5 du Mirail……**319**

I.1) Analyse Factorielle des Correspondances……..**320**

I.2) Diagramme malacologique……**325**

I.3) Comparaison avec les données sédimentologiques et anthracologiques……...……**332**

I.4) L'impact anthropique……**337**
I.5) L'impact climatique……...**338**
II) Analyse malacologique de la coupe MIR-11 du Mirail (stade isotopique 3)……...……**339**
III) Determination anthracologique des échantillons datés par ^{14}C AMS sur le piémont sud du Grand Luberon……...……..**340**

ANNEXE II: Datations ^{14}C réalisées…….……**341**

ANNEXE III : Données brutes des analyses physicochimiques ; Calcimétries des séquences travertineuses ; Part de la matière insoluble……**345**

Résumé :
L'évolution des paysages provençaux (sud Luberon, Vaucluse) depuis la dernière glaciation est analysée au travers de la dynamique couplée des formations alluviales et des systèmes travertineux, en relation avec les changements climatiques et l'anthropisation. Aux environs de 50 Ka BP, les vallons du piémont sud du Grand Luberon sont colmatés par de puissants glacis. A leur base, plusieurs « sols rouges » indiquent le caractère plus tempéré des épisodes interstadiaires du Stade Isotopique 3. Entre le Dernier Maximum Glaciaire et le Tardiglaciaire, une incision majeure intervient. Dès 15500 cal. BP, les formations travertineuses et détritiques se développent. Les fluctuations morphogéniques du premier postglaciaire semblent principalement inféodées aux variations des paramètres bioclimatiques. Dès le Néolithique Final, dans un contexte d'augmentation des occupations humaines, les séquences enregistrent une série de rupture de haute fréquence. Ces perturbations sont accompagnées de changements de faciès carbonatés et d'ouvertures fortes du milieu végétal. Le caractère sensible des ensembles travertineux aux modifications d'origine climato-anthropique du biotope est ainsi souligné. Entre le XI^{ème} et le XIII^{ème} siècle après Jésus Christ, on note l'interruption de l'accumulation des travertins et le démantèlement des formations *l.s.*. C'est également dans le même intervalle que s'instaure la dynamique majeure d'incision linéaire des talwegs. Postérieurement au XVII^{ème} siècle une dernière période de remblaiement détritique plus modeste débute, interrompue ensuite par une ultime phase d'incision toujours effective aujourd'hui.

Mots clés : Luberon, Provence, morphogenèse, dernier Pléniglaciaire, Postglaciaire, travertins, accumulations, détritisme, incisions, rythmes de la sédimentation, paléoclimats, paléoenvironnements, occupations humaines.

" **Morphogenic continuities, instabilities and ruptures in Provence since the Last Glacial Period**
Travertinous deposits, detritism, incisions and anthropisation over the southern Grand Luberon piedmont (Vaucluse, France). Connections with climate changes and human occupations"

Abstract :
Mediterranean landscape evolution from the last glacial period to the Holocene period is analysed through alluvial deposits and travertine system development linked to climate changes and human occupations. Around 50 Ky BP, numerous glacis formation covered the southern Luberon piedmont. At their bases several "red-soils" show the more temperate climate conditions of isotopic stage 3 interstadials. Between the Last Glacial Maximum and the Lateglacial period a major incision occurred. Since 15500 cal. BP, travertine and detrital deposits were developed. The morphogenic dynamic of the first part of postglacial period seems to be linked to the bioclimatic changes. Since the Final Neolithic, in the context of growing human occupation, ruptures in the travertine sequences have been recorded. These ruptures were accompanied by facies changing and strong vegetation opening. Travertine sensitivity in accordance with climato-anthropic biotope changes is underlined. Between the XIth and the XIIIth century A.D., the decline and the dismantlement of the travertine formations became noticeable. In the same way, the major linear talweg incision was introduced in a morphogenic dynamic only partly interrupted after the XVIIth century A.D. by a detrital deposit phases. Then a final incision has occurred and it's still happening today.

Keywords: Luberon, Provence, morphogenesis, last Pleniglacial, Postglacial, travertine deposits, incisions, sedimentation rhythms, palaeoclimate, palaeoenvironment, human occupations.

Discipline: Géographie physique, humaine et aménagement

Economies **S**ociétés et **E**nvironnements **P**réhistoriques, UMR 6636, Maison Méditerranéenne des Sciences de l'Homme, BP 647, 5 rue du Château de l'Horloge, 13094 Aix en Provence Cedex 2, France.

Institut **M**éditerranéen d'**E**cologie et de **P**aléoécologie, UMR 6116, Bâtiment Villemin, Domaine du Petit Arbois, Avenue Philibert, BP 80 CEREGE, 13545 Aix en Provence Cedex 04, France.