



HAL
open science

Morphogénèse holocène sur le périmètre des Alpilles

Jean-Louis Ballais, Maurice Jorda, Mireille Provansal, J. Covo

► **To cite this version:**

Jean-Louis Ballais, Maurice Jorda, Mireille Provansal, J. Covo. Morphogénèse holocène sur le périmètre des Alpilles. Ph. Leveau et M. Provansal. Archéologie et environnement : de la Sainte-Victoire aux Alpilles, 14, Publications Université de Provence, pp.515-547, 1993, Travaux du Centre Camille Jullian. hal-01563386

HAL Id: hal-01563386

<https://amu.hal.science/hal-01563386>

Submitted on 17 Jul 2017

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.

TRAVAUX DU
CENTRE CAMILLE JULLIAN

N°14

ARCHÉOLOGIE ET ENVIRONNEMENT : DE LA SAINTE-VICTOIRE AUX ALPILLES



sous la direction de Ph. LEVEAU et M. PROVANSAL

CE VOLUME EST PUBLIÉ AVEC LE CONCOURS DU MINISTÈRE DE LA CULTURE,
SOUS-DIRECTION DE L'ARCHÉOLOGIE

1993

PUBLICATIONS UNIVERSITÉ DE PROVENCE

MORPHOGENESE HOLOCENE SUR LE PERIMETRE DES ALPILLES

Jean-Louis BALLAIS , Maurice JORDA, Mireille PROVANSAL,
Jacques COVO

LE CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE (FIG. 1)

Entre la Crau au sud et la plaine de Châteaurenard au nord, le massif des Alpilles dresse d'est en ouest un obstacle montagneux long de 30 km qui culmine au sommet des Opies (493 m). A l'est, le chaînon est séparé du massif des Costes par les seuils d'origine tectonique d'Eyguières et de Lamanon empruntés au Quaternaire par la Durance. A l'ouest, les Alpilles dominent directement la rive gauche du Rhône.

Le corps principal du massif est constitué par un anticlinal dissymétrique dont la mise en place s'est effectuée à la fin de l'ère secondaire et au début de l'ère tertiaire, à l'image de l'ensemble des structures de la Basse Provence. Partiellement arasé pendant la période tertiaire, le massif a été en grande partie recouvert par les formations marines miocènes (molasses calcaires des Baux et de Saint-Rémy) avant d'être définitivement exhaussé lors des déformations tardives pliocènes et quaternaires.

Le versant nord, massif et défoncé de gorges étroites, domine un vaste piémont caillouteux (glacis quaternaires étagés) à la racine duquel s'est installée *Glanum*.

Le versant sud, structuralement plus complexe, est plus disséqué. A son pied, des crêtes calcaires alignées est-ouest cloisonnent des dépressions étroites (Mouries - Servanne) ou plus larges (Maussane) remblayées de dépôts colluviaux et alluviaux. La crête la plus méridionale (Rochers de la Pène) domine la plaine hydromorphe du Marais des Baux (1 m d'altitude), niveau de base naturel d'un important réseau hydrographique. Au sud-est, le massif s'élève rapidement au-dessus de la plaine de la Crau, dont il n'est séparé que par un glacis caillouteux redressé (Les Basses -Eyguières).

Dans ce contexte lithostructural hétérogène, les Alpilles et leur piémont ont offert aux sites d'habitat des possibilités de localisation topographique et des contraintes géomorphologiques très variées.

On étudiera séparément les principaux sites ou secteurs qui ont permis une recherche pluridisciplinaire entre géomorphologues et archéologues, avant de proposer une conclusion synthétique sur l'histoire de l'environnement dans les Alpilles.

**LES SITES DE PIEMONT : LES BARRES, MAUSSANE, MOURIES-SERVANNE,
GLANUM**

LES SITES¹ DES BARRES (EYGUIERES), EVOLUTION MORPHOLOGIQUE (FIG. 2)

Aux Barres à Eyguières, H. Barge étudie des habitats datés du Néolithique final et du Chalcolithique puis du Bronze Ancien. Ils sont situés, à

Fig.1 - Les Alpilles - Schéma géologique et géomorphologique

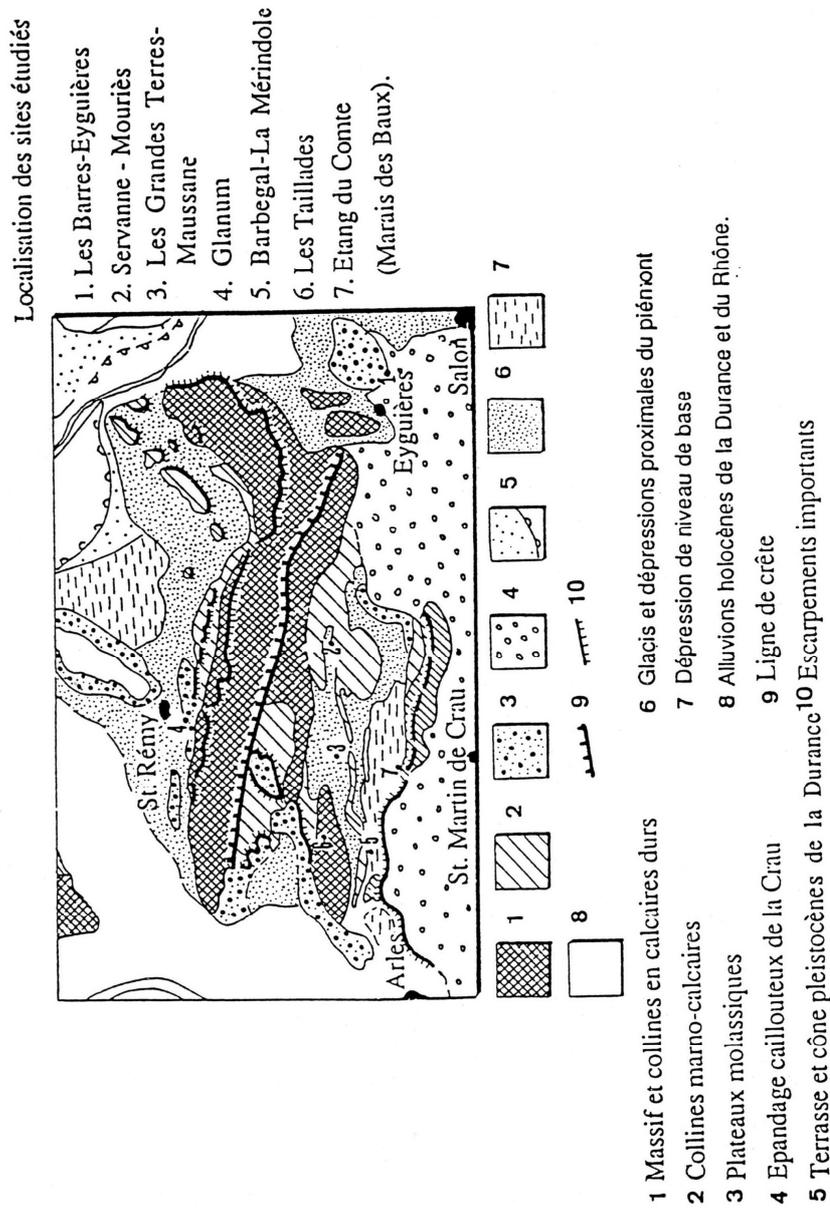
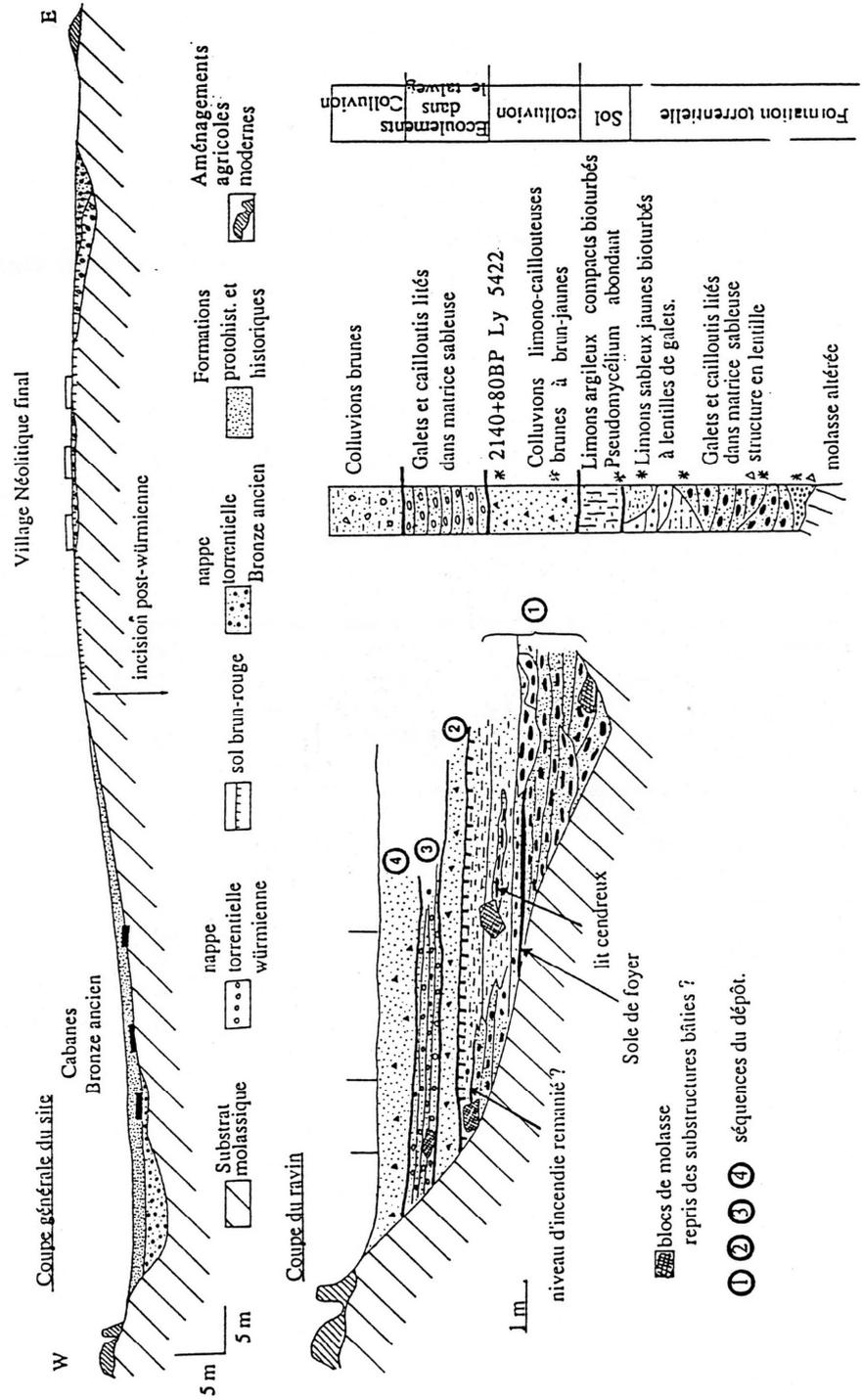


Fig.2 - Eyguières - Site des Barres - Alpilles méridionales



130 m d'altitude, sur un remarquable contact topographique et structural : au nord, ils sont dominés par un versant abrupt et raviné, correspondant au flanc structural de l'anticlinal molassique du Défends de Lamanon ; vers le sud, ils sont situés à la racine d'un piémont caillouteux, formé des épandages de la "Crau villafranchienne" et de cônes torrentiels périglaciaires, qui domine lui-même la plaine actuelle de la Crau.

Des décapages, effectués à la pelle mécanique, à l'aval et dans l'axe des ravins qui entaillent plus haut le versant molassique, ont mis au jour, sous la surface faiblement ondulée du piémont, une paléotopographie et des formations sédimentaires, qui révèlent une morphogénèse vigoureuse et complexe au cours des 5 ou 6 derniers millénaires.

1. STRATIGRAPHIE DES REMBLAIEMENTS

L'habitat du Néolithique final est encadré par deux paléotalwegs inégalement creusés ; le plus important, à l'ouest, s'inscrit dans les grès molassiques environ 8 m en contrebas du site, avec un profil transversal fortement dissymétrique. Son remblaiement, épais de 4,60 m, comprend 4 séquences :

- La moitié inférieure est constituée d'une formation torrentielle grossière, à structure lenticulaire, passant vers le haut à des dépôts limoneux bioturbés puis à une esquisse de sol brun. Le faciès de base, la largeur du lit, son profil transversal évasé évoquent un torrent en chenaux "tressés" de type méditerranéen. Le granoclassement positif puis la pédogénèse marqueraient l'extinction progressive de cette dynamique. La présence de lits charbonneux, de tessons remaniés, de blocs de molasse taillés témoignent de la proximité d'un habitat. Deux structures en place (un mur, une sole de foyer), installées à la fois sur la berge molassique et sur un lit torrentiel, sont associées à des tessons du Bronze ancien et permettent ainsi de dater précisément cette première séquence. Latéralement, en rive gauche, les substructures de cabanes attribuées au Bronze ancien reposent au toit du dépôt torrentiel, dont la mise en place pourrait donc s'être effectuée dans une fourchette chronologique brève (quelques siècles ?).

- Une nappe colluviale épaisse de 60 à 80 cm tronque partiellement le sol brun. Elle est formée de cailloutis anguleux, d'origine proche, emballés dans une matrice limoneuse brune, riche en charbons de bois. Une datation ^{14}C effectuée dans sa partie supérieure indique 2140 ± 80 BP. (Ly 5422) soit entre 371 av. J.-C. et 4 ap. J.-C. La période de La Tène est donc caractérisée à la fois par un décapage des sols sur les versants et l'extinction de l'écoulement longitudinal dans le talweg.

- Une seconde formation alluviale, moins grossière que la précédente, organisée en chenaux bien lités atteint environ 1 m d'épaisseur. Latéralement elle ennoie et détruit les fonds des cabanes du Bronze ancien évoquées ci-dessus, mais elle n'a livré aucun élément permettant de la dater.

- Une nappe colluviale limono-caillouteuse brune, épaisse de 80 cm couronne l'ensemble. Son dépôt est sans doute en partie associé à la construction de terrasses modernes de cultures transversales dans le talweg et d'un drain artificiel sur la bordure à l'époque moderne.

Ainsi, dans le ravin à l'ouest du site préhistorique, deux "cycles" morphodynamiques, alluvial-colluvial, se sont succédés depuis environ 5 millénaires, sans qu'il y ait entre eux une reprise de l'incision linéaire. Le premier est le mieux daté (Bronze ancien), et le plus important : sa dynamique

torrentielle à forte compétence s'apaise assez rapidement pour que s'esquisse une pédogénèse puis que le talweg soit remblayé par une nappe colluviale d'apport latéral à partir du Deuxième Age du Fer.

2. EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU SITE

Sur la croupe d'interfluve qui sépare les paléotalwegs, le village du Néolithique final est construit sur les vestiges démantelés d'un sol brun-rouge développé à la fois aux dépens du substrat molassique et d'un lambeau de glacis torrentiel encroûté (périglacière würmien ?). Vraisemblablement post-glaciaire, ce sol brun rouge serait contemporain de l'incision verticale, de 8 m d'amplitude environ, qui affecte les talwegs les plus importants.

Au Néolithique, la paléogéographie du site était donc sensiblement différente de l'actuelle, avec une topographie différenciée en ravins et croupes sur le piémont.

L'Age du Bronze ancien correspond au démarrage d'un détritisme vigoureux, dont la relation avec l'anthropisation de l'environnement apparaît évidente. On soulignera néanmoins le décalage chronologique de quelques siècles entre le début de l'occupation du site et l'apparition des dépôts torrentiels : temps de latence dans la réponse du milieu ? ou détérioration du contexte climatique ? Le faciès des dépôts suppose des écoulements à forte compétence, avec des débits momentanés élevés qui suggèrent des précipitations plus importantes, ou plus concentrées, qu'actuellement. L'alternance de dynamiques alluviales et colluviales dans un contexte d'anthropisation croissante à partir de l'époque romaine confirmerait d'ailleurs ensuite le rôle du paramètre climatique : le Deuxième Age du Fer et l'époque romaine pourraient ainsi coïncider avec une phase climatique moins favorable aux écoulements concentrés (pluviosité réduite ? mieux répartie dans l'année ?). La reprise des écoulements torrentiels reste mal calée chronologiquement (Haut Moyen Age ? Temps Modernes/Petit Age Glaciaire ?)

EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE HOLOCENE DES SITES ARCHEOLOGIQUES DE MAUSSANE ET DE MOURIES-SERVANNE

Sur le piémont méridional des Alpilles et en marge du Marais des Baux (fig.1), deux sites ont fait l'objet d'une prospection archéologique (La Grand-Terre à Maussane) et d'une fouille de sauvetage (le Domaine de Servanne à Mouries). Les stratigraphies mises au jour permettent de reconstituer les étapes de l'évolution géomorphologique locale et d'envisager leurs relations éventuelles avec l'histoire de l'occupation humaine (vestiges archéologiques).

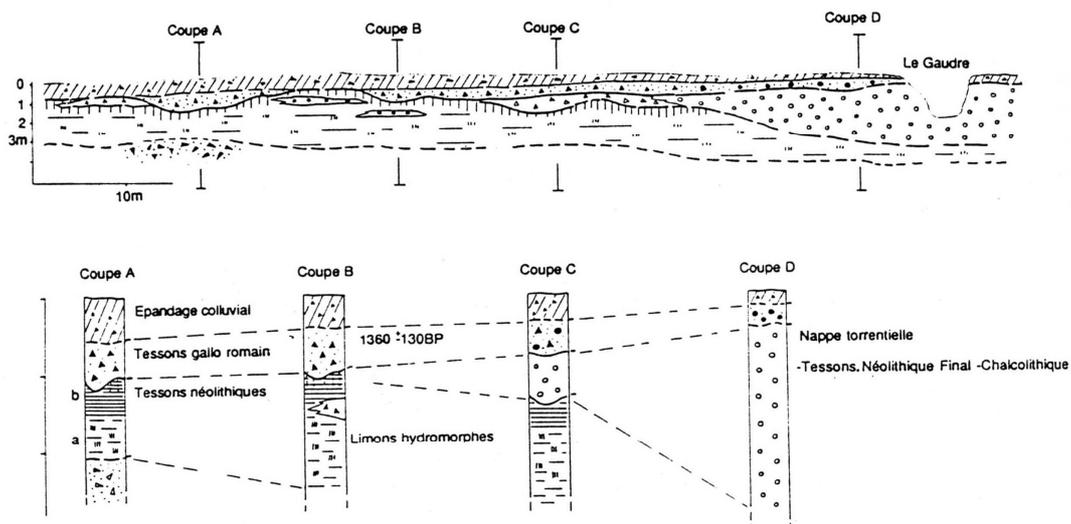
1. LE SITE GALLO-ROMAIN DE LA GRAND-TERRE A MAUSSANE (Fig. 3)

A 1 km au sud du village, le secteur agricole de la Grand-Terre est localisé sur la rive droite du Gaudre de la Foux, ruisseau descendu des Alpilles, et au nord de la crête calcaire du Touret de Roquerousse qui sépare la dépression de Maussane du Marais des Baux. Au nord immédiat de la Grand-Terre, limitée ici par le tracé de la Voie Aurélienne, émergent de modestes barres calcaires est-ouest (Mas de Chabran...) que le Gaudre traverse perpendiculairement.

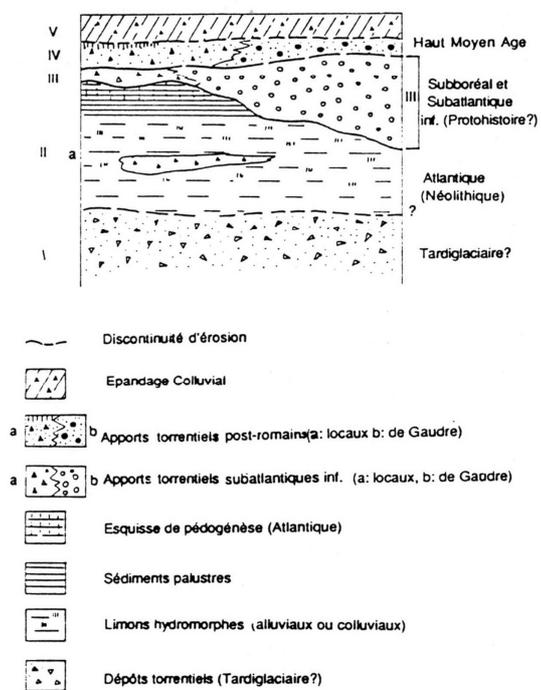
Au cours des prospections archéologiques préalables à l'aménagement d'une zone d'activité économique (GAZENBEEK 1989), le site a livré les vestiges

Fig.3 - MAUSSANE - LE VERGER D'ENTREPRISES
- Quartier de la Grande Terre

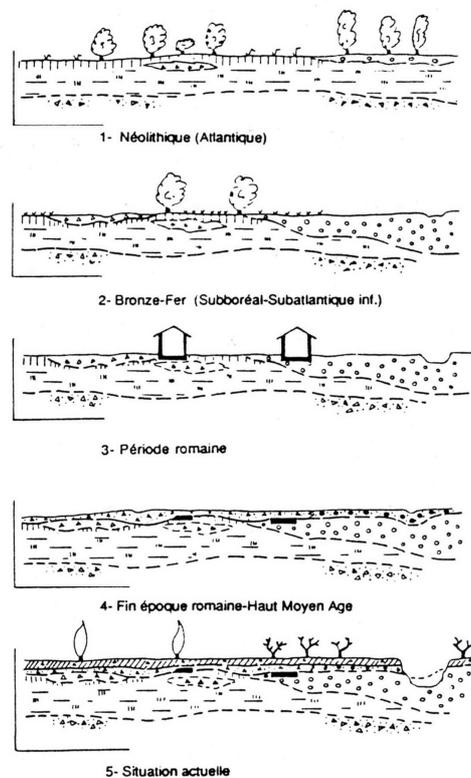
* TRANSECT OUEST - EST



* SYNTHESE STRATIGRAPHIQUE



* EVOLUTION CINEMATIQUE



d'une occupation gallo-romaine qui a connu, semble-t-il, deux temps forts au II^e siècle av. J.-C. et au IV^e siècle ap. J.-CH (établissement agricole). Les tranchées de sondage profondes de 3 à 4 mètres ont permis de reconnaître la stratigraphie des dépôts postglaciaires selon un transect est-ouest perpendiculaire au talweg du Gaudre.

1.1 Analyse lithostratigraphique et esquisse chronologique

A la base des tranchées situées à l'ouest (coupes A et B), les dépôts visibles les plus anciens sont représentés par une formation compacte limono-sableuse à cailloutis calcaires anguleux d'origine proche (formation I à faciès d'épandage subtorrentiel). Au-dessus et sans transition se développent des limons gris, homogènes, à caractère hydromorphe, qui témoignent d'une activité érosive modérée et d'une sédimentation colluviale ou alluviale fine dans une zone mal drainée, engorgée périodiquement (formation II). Le phénomène de paludification s'accuse vers le sommet où se différencie un horizon brun à débris végétaux mal décomposés, coiffé par les vestiges d'un gley de teinte ocre.

La séquence palustre est tronquée et profondément ravinée à l'est du transect par les apports torrentiels du Gaudre à galets calcaires émoussés qui constituent toute l'épaisseur des dépôts dans l'axe du ruisseau (coupe D et berges du Gaudre) mais qui passent latéralement vers l'ouest à des décharges plus réduites de cailloutis calcaires anguleux d'origine proche (formation III). Ces apports caillouteux et torrentiels mettent en évidence une phase d'essor de l'activité érosive qui a affecté le bassin du Gaudre mais aussi l'environnement le plus proche du site (érosion des modestes barres calcaires voisines qui bordent le site au nord). Les dépôts torrentiels renferment des tessons du Néolithique Final-Chalcolithique, remaniés. A leur sommet, ces mêmes cailloutis constituent le sol et l'encaissant des structures de la ferme gallo-romaine (tranchées situées au sud du transect). Ces données archéologiques permettent de définir assez précisément la fourchette chronologique de cette crise érosive. Elle débute au plus tôt à la fin du Néolithique ou au Chalcolithique et s'achève avant l'occupation gallo-romaine du site. Elle est ainsi contemporaine de tout ou partie de la période Subboréale et du début du Subatlantique (chronologie palynologique).

La formation torrentielle est recouverte en discordance de ravinement par de nouveaux apports caillouteux peu épais (formation IV, Fig. 3) qui associent, là encore latéralement, des alluvions du Gaudre à l'est du transect, et des cailloutis anguleux d'origine proche à l'ouest. Vers le sommet de cet épandage (coupe B) des débris charbonneux ont fourni la datation de 1360 ± 130 BP, soit en datation corrigée 465 à 870 après J.-C. Cette dernière phase détritique, antérieure à l'incision actuelle du Gaudre, se situe ainsi entre la fin de la période antique et le Haut Moyen Age. Elle précède la mise en place de la couverture colluviale superficielle (formation V) qui porte le sol agricole actuel.

1.2. Histoire géomorphologique du site : esquisse cinématique

Si l'on excepte la formation limono-caillouteuse inférieure dont l'âge est incertain, la chronostratigraphie des dépôts paraît assez clairement établie.

La séquence limono-argileuse hydromorphe (formation II) s'inscrit très vraisemblablement dans les premiers millénaires de l'Holocène et notamment la période Atlantique (présence de quelques tessons néolithiques vers le

sommet du dépôt - coupe A). Des sédiments analogues -palustres ou voire même en partie lacustres dans le cas du Marais des Baux (TRIAT-LAVAL 1979)- caractérisent à cette époque la plupart des dépressions en Provence occidentale et rhodanienne. La paludification est en relation avec les conditions bioclimatiques optimales de la première moitié de l'Holocène : développement puis apogée de la couverture forestière ; activité érosive modérée favorable à un engorgement progressif des dépressions et de leurs exutoires par des apports terrigènes fins. Mais il est probable aussi que le phénomène a été amplifié -si ce n'est provoqué- par les premiers défrichements néolithiques sur les versants (érosion des sols forestiers).

La mise en place de la séquence caillouteuse et torrentielle sus-jacente a été précédée par une reprise de l'incision verticale du Gaudre. Les deux phénomènes morphodynamiques s'inscrivent dans une fourchette chronologique assez bien définie (fin du Néolithique ou Chalcolithique à Age du Fer). Leur succession au niveau du site reflète sans doute les progrès rapides de l'érosion et la fourniture corrélative d'une abondante charge détritique que le Gaudre, gêné dans son incision à l'aval par la traversée de la crête calcaire de Roquerousse, n'est plus parvenu à évacuer. En d'autres termes, incision verticale et accumulation torrentielle ne relèvent pas de deux épisodes morphodynamiques, mais ils s'inscrivent en continu dans la même phase érosive, mise en évidence par ailleurs dans de nombreuses stratigraphies régionales. L'origine et l'efficacité de cette crise érosive résultent vraisemblablement de l'interférence de deux facteurs : les changements climatiques qui caractérisent la fin de la période Atlantique puis le Subboréal et le début du Subatlantique (modifications du régime, du volume, de l'intensité des précipitations ?) ; l'essor de l'anthropisation et du peuplement qui s'affirme à l'Age de Bronze puis à l'Age du Fer. Au cours de cette longue période, certaines phases ont été sans doute plus agressives que d'autres, mais la stratigraphie du site ne permet pas de les différencier.

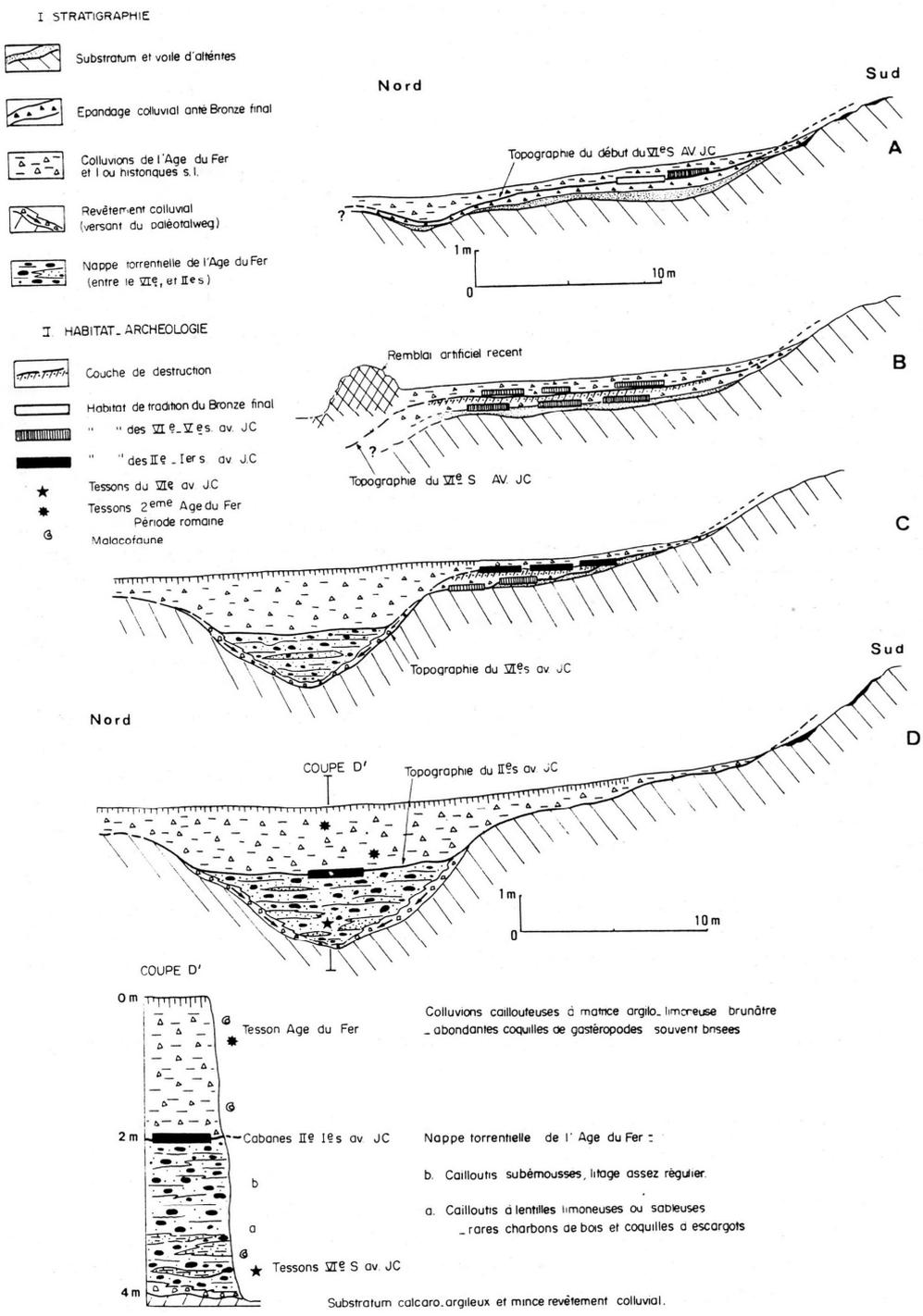
L'époque romaine d'occupation du site correspond à un apaisement de la dynamique érosive et torrentielle. Le milieu paraît bien drainé avec une reprise probable de l'incision du Gaudre à l'écart de l'établissement agricole. Mais dès la fin de la période antique ou au cours du Haut Moyen Age, des apports caillouteux colluviaux ou torrentiels auxquels se mêlent des tessons gallo-romains (formation IV) témoignent d'un nouvel essor de l'érosion. Le phénomène, reconnu dans de nombreuses stratigraphies régionales, n'est sans doute pas étranger à la désorganisation du monde antique et de ses modes de gestion du milieu dont les effets se conjuguent probablement à une dégradation climatique humide haut médiévale envisagée sur d'autres sites et par de nombreux auteurs.

2. LE SITE DE SERVANNE A MOURIES, PIEMONT MERIDIONAL DES ALPILLES (FIG. 4)

Contrairement à l'exemple des Barres, ce site a fait l'objet d'une publication récente (JORDA *et al.* 1990).

Les prospections et les fouilles de sauvetage effectuées pour l'installation du golf de Servanne au nord de Mouriès ont mis au jour un site archéologique de l'Age du Fer qui a connu deux périodes d'occupation, la première du VI^e au V^e siècle av. J.-C. et la seconde à la fin de l'Age du Fer (II^e-I^{er} siècle avant J.-C.). Le site est localisé dans un vallon dominé au nord par la crête calcaire est-ouest de Saint-Jean qui porte l'oppidum protohistorique des Caisses. Il est

Fig.4 - Le site protohistorique de Servanne (Mouriès)



bordé au sud par une modeste colline d'interfluve qui le sépare de la dépression synclinale de Servanne.

Plusieurs tranchées ouvertes lors de la prospection archéologique, perpendiculairement à l'axe du vallon actuel, ont révélé l'existence d'un paléotalweg incisé dans les calcaires et les grés argileux du substratum et fossilisé par des dépôts torrentiels puis colluviaux.

2.1. Stratigraphie du remblaiement

Les coupes en série de la figure 4 mettent en évidence les relations géométriques et chronostratigraphiques entre les localisations successives de l'habitat protohistorique, le tracé du paléotalweg et les étapes de son remblaiement.

La partie inférieure des dépôts est constituée par une formation torrentielle dont les cailloutis calcaires proviennent du versant et de la crête de Saint-Jean. Cette formation qui s'épaissit rapidement vers l'aval s'est déposée au cours de l'Age du Fer, entre les deux périodes d'occupation du site. Elle contient en effet dès sa base des débris de poteries attribuées au VI^e siècle av. J.-C. et elle est surmontée par les vestiges d'une cabane du II^e siècle av. J.-C. A la fin de l'Age du Fer le paléotalweg ne forme plus qu'une gouttière peu déprimée, dépourvue d'écoulement permanent. La fin des apports torrentiels est confirmée par l'installation de la cabane dans l'axe même du ravin.

La série stratigraphique s'achève par deux mètres de dépôts caillouteux brunâtres qui régularisent définitivement la topographie du vallon. Cet épandage fossilise les fonds de cabanes du VI^e siècle avant J.-C., installées à l'origine à l'écart du paléotalweg torrentiel, les vestiges de celle du II^e siècle. Il contient des tessons remaniés attribués à La Tène et à la période romaine. On en conclut que sa mise en place a dû s'effectuer pour l'essentiel au début du Haut Moyen Age.

2.2 L'évolution du site : une interférence des facteurs climatique et anthropique

La phase d'incision du paléotalweg qui précède l'arrivée des premiers apports torrentiels est probablement liée au contexte bioclimatique humide et forestier qui a caractérisé les millénaires antérieurs de l'Holocène (écoulement concentré et charge détritique modeste du ruisseau). Tout se passe ici comme si le Néolithique n'avait pas eu d'impact très sensible sur l'environnement de ce vallon relativement isolé.

Les événements morphodynamiques qui succèdent à l'incision évoquent beaucoup mieux l'évolution observée sur le site de Maussane. La mise en place de la formation torrentielle qui constitue la base du remblaiement suggère des conditions climatiques de l'Age du Fer différentes de celles que nous connaissons aujourd'hui, et en particulier un régime et une intensité des précipitations favorables à une importante activité érosive sur les versants voisins et à des écoulements à compétence élevée dans le paléotalweg. On retrouve là l'impact de la dégradation climatique ("humide" et fraîche ?) de l'Age du Fer reconnue dans d'autres stratigraphies de la région et, semble-t-il, à Maussane. Mais il faut y ajouter aussi les effets de l'anthropisation dont témoigne par ailleurs l'occupation du site.

L'apaisement de la dynamique érosive et torrentielle à la fin de l'Age du Fer est en accord avec les observations régionales qui montrent en outre que cette tendance s'est poursuivie au cours de la période romaine (conditions climatiques modales peu agressives ? méthodes de gestion agricole et culturale moins préjudiciables à la stabilité du milieu que lors des siècles antérieurs ?).

A l'exemple de Maussane enfin, une recrudescence de l'activité érosive se manifeste vraisemblablement dès la fin de la période antique (mise en place des colluvions caillouteuses qui fossilisent le site). Il s'agit là d'un phénomène assez généralisé en Provence dont l'origine climato-anthropique probable a été envisagée précédemment.

Ces observations peuvent être comparées aux données recueillies sur le site antique de *Glanum* localisé au pied du versant nord des Alpilles en bordure du piémont septentrional.

LE SITE DE GLANUM (PIEMONT SEPTENTRIONAL DES ALPILLES)

Comme le précédent, ce site a fait l'objet d'une publication antérieure (JORDA *et al.* 1989).

A deux kilomètres au sud de Saint-Rémy-de-Provence, l'agglomération antique de *Glanum* est localisée au pied du versant nord des Alpilles et au débouché de deux profonds vallons dont les versants rocheux enserrrent la partie amont du site. Au nord se développe un glacis détritique et colluvial (Saint-Rémy) qui s'abaisse régulièrement vers les plaines alluviales de Maillane et de Saint-Andiol.

Le substratum calcaire qui affleure sur les flancs du site s'abaisse vers l'axe du vallon, dessinant un paléotalweg profondément incisé et remblayé par les dépôts holocènes. Dans la partie centrale du site, les fouilles permettent d'observer sur quelques mètres de haut une formation torrentielle, antérieure aux premières constructions datées de la période de La Tène et qui renferme des vestiges remaniés attribués au Chalcolithique et au Premier Age du Fer. On retrouve ainsi, sur ce versant nord du massif et, à l'image du site méridional de Maussane, l'empreinte stratigraphique d'une phase torrentielle postérieure au Néolithique et qui concerne vraisemblablement l'Age du Bronze et une grande partie de l'Age du Fer (crise érosive et torrentielle du Subboréal et du Subatlantique ancien).

A partir du Deuxième Age du Fer un apaisement de l'activité torrentielle est confirmé par l'établissement d'une agglomération dans l'axe du talweg, puis son développement au cours de la période romaine jusqu'à son abandon dans la deuxième moitié du III^e siècle ap. J.-C. A l'hypothèse, évoquée pour le site de Servanne, d'un climat peu agressif au cours de la période antique, il faut ajouter ici le rôle des aménagements humains et en particulier le contrôle efficace de l'écoulement des eaux pluviales dont témoigne le système d'égouts de la ville.

Après sa disparition, la ville a été recouverte par des épandages torrentiels et colluviaux. On est tenté d'attribuer une partie au moins de ces apports à la crise érosive haut médiévale reconnue sur les sites de Servanne et de Maussane. Mais jusqu'à présent aucune coupe n'a permis de vérifier cette hypothèse à *Glanum*, l'essentiel des dépôts ayant été déblayé.

LES SITES DE PIEMONT : CONCLUSIONS

Les quatre sites présentés permettent de comparer des stratigraphies postérieures au Néolithique (exception faite des dépôts les plus anciens de Maussane) et les événements morphodynamiques qu'ils "fossilisent". Parallèlement se trouve posé le problème délicat des systèmes de causalités naturelles et/ou anthropiques qui ont déterminé l'évolution d'environnements proches mais de contextes sensiblement différents.

Depuis la fin du Néolithique trois épisodes morphodynamiques majeurs ont été enregistrés.

- Une crise érosive et torrentielle dont l'origine est à rechercher dans les déséquilibres introduits par les changements climatiques qui s'amorcent vers la fin de la période Atlantique (Néolithique) et s'amplifient au cours du Subboréal mais dont les effets géomorphologiques ont été aggravés par l'impact d'une anthropisation croissante (Bronze - Fer). Le déclenchement de cette crise est semble-t-il assez précoce sur les sites des Barres, de Maussane et de *Glanum* (Chalcolithique ? Bronze ?). Le phénomène est plus tardif et bien circonscrit à l'Age du Fer à Servanne. Il faut sans doute voir dans ce décalage chronologique les conséquences d'une disparité spatiale de l'anthropisation, le site de Servanne relativement isolé et marginal étant resté longtemps à l'écart des zones majeures de la mise en valeur et du peuplement.

- Les deux épisodes morphodynamiques suivants interviennent aux mêmes moments dans les quatre sites (apaisement de la morphogénèse au cours de la période romaine ; reprise de l'activité érosive et torrentielle du Haut Moyen Age). Ils relèvent vraisemblablement d'un système de causalités climato-anthropiques.

Sur un plan plus général, on notera enfin qu'au cours des trois ou quatre derniers millénaires l'intervention humaine, en abaissant le seuil de résistance du milieu, a largement contribué à l'expression géomorphologique de la variable climatique.

LES SITES D'AVAIL, CUVETTES HYDROMORPHES OU MARAIS

LE SITE DE BARBEGAL, LE VALLON DES ARCS, LE MARAIS DES BAUX²

1. LA FORMATION DES DEPRESSIONS : LES ETAPES DU CREUSEMENT DU MARAIS DES BAUX

Les étapes du creusement du Marais des Baux peuvent être suivies à partir du dépôt de la Crau "villafranchienne", construite par la Durance, à la charnière du Pliocène et du Pléistocène et qui domine actuellement le sud du Marais d'une cinquantaine de mètres.

Au cours du Pléistocène, les étapes du creusement de la dépression des Marais sont très mal connues. Il n'en reste qu'une génération de glacis qui semble plonger sous le marais actuel. Dans cette hypothèse, le glacis aurait été déformé ou, plus probablement, se serait formé en fonction d'un niveau de base plus déprimé que l'actuel. Ce niveau de base devait alors correspondre à un niveau marin plus bas qu'aujourd'hui, donc à une période de climat plus froid, probablement au Pléistocène moyen à supérieur. A ce moment-là donc, le Marais des Baux est déjà creusé, et plus profondément qu'aujourd'hui. Par

quel processus ? On peut envisager un creusement par un petit affluent du Rhône, mettant à profit la grande épaisseur de formations meubles au sud des Rochers de la Pène, dès l'instant où la mince pellicule de galets encroûtés de la Crau a été percée, le creusement étant rythmé, à la fois, par les variations climatiques et les variations eustatiques qui leur sont associées. L'existence de sables abondants en liaison avec la couverture colluviale, au pied de la Crau, pourrait être le signe de processus hydro-éoliens ou nivéo-éoliens comme pour l'Étang de Berre, à l'est, ou de nombreuses dépressions au sud ou à l'ouest (AMBERT, 1991).

Pendant la phase froide du Pléistocène supérieur se mettent en place également de minces remblaiements périglaciaires : groizes des Rochers de la Pène, cônes des torrents d'Auge et de Cabrières et, surtout, manteaux de gélifracts qui recouvrent les versants des Défends de Sousteyran. C'est aussi probablement au Pléistocène supérieur que se forme le sol rouge à tendance fersialitique du vallon des Arcs dans lequel sont partiellement entaillées les tranchées de fondation de l'aqueduc romain.

2 - LE REMBLAIEMENT TARDIGLACIAIRE

2.1- Dans le Marais des Baux

Au Tardiglaciaire, des argiles lacustres grises ou bleues s'accumulent dans le Marais des Baux (TRIAT-LAVAL, 1978).

Trois tranchées faites à la pelle mécanique, à l'aval des moulins romains ($x = 792$, $y = 158,5$), ont permis de retrouver ces faciès. Dans la coupe la plus à l'aval, vers 2 m NGF, on observe (fig. 5) :

- à la base, des argiles gris clair (1), homogènes, compactes, à malacofaune d'eau douce, épaisseur visible : 30 cm,
- limons argilo-sableux gris (2), de plus en plus foncés, à nombreuses coquilles d'eau douce, âge C14 : $3\ 930 \pm 45$ B.P. soit, après correction dendrochronologique, entre 2 566 et 2 302 av. J.-C. (Ly 5502), épaisseur : 20 cm,
- limons gris-noir (3) avec quelques cailloux et de nombreuses coquilles de Limnées et de quelques Planorbis, épaisseur : 70 cm,
- alternance de limons argilo-sableux (4) gris clair et noirs à charbons de bois abondants lités et nombreuses coquilles d'eau douce, âge C14 à la base : $1\ 880 \pm 50$ B.P., soit, après correction dendrochronologique, entre 31 et 222 ap. J.-C. (Ly 5503), épaisseur : 30 cm,
- dépôt limoneux (5), gris-brun, à coquilles d'eau douce et céramique, perturbé, épaisseur : 50 cm.

Les coupes effectuées au pied des moulins romains confirment, avec quelques nuances, la stratigraphie de celle d'aval. Les argiles basales comportent de nombreux graviers et quelques cailloux de grés altéré. Les argiles brunes, équivalent latéral de celles superposées au dépôt daté de $3\ 930 \pm 45$ B.P. sont compactes, sans coquilles, mais contiennent un tesson de céramique probablement protohistorique. Ces deux dépôts sont assez bien triés ($So = 1,8$) et l'allure hyperbolique de leur courbe granulométrique cumulative s'accorde bien avec l'existence d'une nappe d'eau douce permanente, calme et peu profonde.

Deux autres tranchées, sur l'apex du cône alluvial au nord-ouest de la Mérindole ($x = 792$, $y = 159$), construit par le ruisseau du vallon des Crottes d'Aubert, ont révélé la coupe suivante (fig. 6) :

- à la base, argiles vitrolliennes rougeâtres à nodules calcaires,

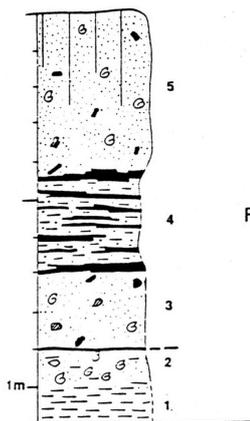


Fig. 5 - Coupe du sondage n°1 du Marais des Baux

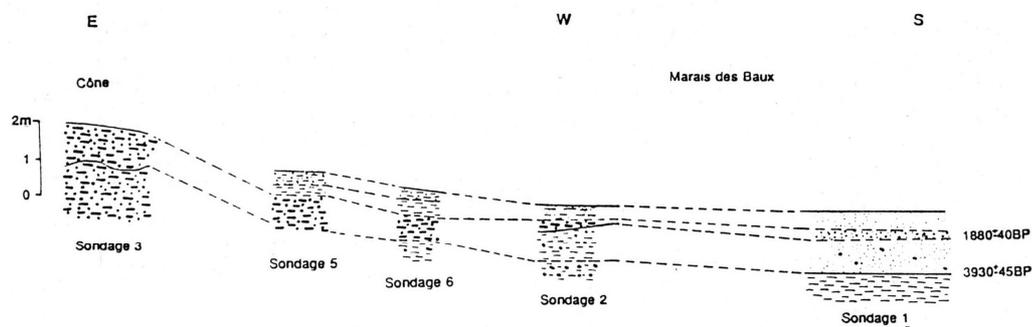


Fig.6 - Coupe synthétique du Marais des Baux

- une formation constituée de cailloux gréseux, plats et anguleux, certains à pellicule calcaire, dans une matrice abondante, sableuse, beige ; localement, deux petits lits centimétriques remaniant le Vitrollien ; épaisseur : 1,50 m,

- en ravinement, et remaniant localement la formation inférieure, cailloux plats et anguleux dans une matrice sableuse, plus abondante, brune qui, à l'aval, vient raviner directement les argiles Vitrolliennes ; épaisseur : 1 m.

Les deux dernières tranchées creusées sur la partie distale du cône, en direction du sondage n° 1, ont confirmé ces observations.

On peut tenter de raccorder les différentes coupes de la manière suivante (fig. 6) : les argiles grises, qui contiennent des sables, dans la coupe la plus à l'aval, et des cailloux et blocs gréseux dans la coupe la plus proche des moulins romains, seraient contemporaines de la formation torrentielle de la base du cône qui aurait apporté, dans le lac, les éléments grossiers venus se mêler aux argiles de décantation. Le climat serait encore froid car la végétation à faible phytomasse fournissait peu de matière organique, responsable, avec l'hydromorphie, de la couleur pâle des argiles.

2.2. Dans les autres dépressions

Sur les versants des Rochers de la Pène, une formation colluviale pourrait être contemporaine du Tardiglaciaire. Elle est bien visible au nord de la Mérindole (x = 158,7, y = 793). Sur le versant nord, elle est localisée à la tête d'un glaciaire de bas de versant élaboré en fonction du vallon des Arcs. C'est une formation sableuse, beige, qui emballe des graviers de quartz et de petits cailloux calcaires anguleux peu abondants, ravinant les argiles Vitrolliennes ou comblant un petit vallon à peine esquissé. Son sommet est constitué par un sol brun. Latéralement, en direction du cône du vallon des Crottes d'Aubert, le sol brun a été remanié à courte distance et vient raviner les colluvions inférieures. Au total, le dispositif est tout à fait comparable à celui du cône et pourrait donc lui être contemporain. Une formation très comparable à ces colluvions existe aussi au pied sud des Tours de Castillon.

Dans la vallée du torrent de Cabrières, la basse terrasse est constituée de deux séquences très différentes. Le dépôt inférieur est formé de cailloux calcaires plats, légèrement émoussés, dans une matrice sablo-limoneuse claire peu abondante, enrichie en pseudo-mycélium calcaire. Il est possible d'envisager un remaniement de gélifractions sous une couverture végétale encore clairsemée fournissant peu de matière organique, donc une situation du type de celle réalisée au Tardiglaciaire, peut-être au Dryas récent.

3 - LES INCERTITUDES DE L'HOLOCENE PREHISTORIQUE

La sédimentation continue dans le Marais des Baux. Dans l'ancien Etang du Comte, à l'est, 1,95 m de dépôts s'accumulent entre 9 750 B.P. et 3 100 B.P. (TRIAT-LAVAL, 1978). La vitesse est faible et constante (0,15 à 0,17 mm/an), à l'exception du Boréal pendant lequel, de 8 130 à 7 260 B.P., 1 m se dépose, soit à la vitesse presque 10 fois supérieure de 1,1 mm/an. Au pied des moulins romains de Barbegal, les dépôts palustres noirs (cf. ci-dessus), se déposent jusque vers 3 930±45 B.P.

Cette variation considérable de la vitesse d'accumulation a été contrôlée par des modifications naturelles des géosystèmes dont nous n'avons nulle part retrouvé la preuve, sauf peut-être dans le vallon des Crottes d'Aubert. Là, une terrasse haute d'environ 3 m, montre la coupe suivante :

- à la base, substratum de marnes hauteriviennes gris-jaune,
- cailloux et parfois blocs calcaires, anguleux, à grand axe horizontal, en lits minces, à pellicules de MnO_2 et Fe_2O_3 à la base, alternant avec des lits ou des lentilles sableux, beiges, à nombreuses *Helicella* et charbons de bois,
- colluvions et sol actuel.

Il s'agit donc d'une série d'apports détritiques grossiers discontinus, séparés par des apports plus fins et des périodes d'accalmie assez longues, favorisant la circulation et la concentration des carbonates.

L'attribution à l'Holocène de cette terrasse repose sur les arguments suivants :

- elle est antérieure à une très basse terrasse historique à matrice brune,
- elle remanie des géolifractions pléistocènes.

Cependant, l'abondance des charbons de bois dès sa base invite à considérer la possibilité d'une présence humaine se manifestant par des feux ou des incendies et, d'autre part, les *Helicella* indiquent l'existence d'une végétation ouverte qui pourrait être due à des défrichements. Au total, une datation au ^{14}C permettrait de trancher la question de l'âge de cette terrasse.

4 - L'ETAT DES GEOFACIES A LA FIN DE LA PROTOHISTOIRE

4.1 - Les marais

Un certain nombre de sites archéologiques sont connus à proximité du Marais des Baux. Un habitat perché sur les Tours de Castillon jusqu'au II^e siècle ap. J.-C. a fait l'objet de fouilles (TREZINY, 1989). Des prospections archéologiques sont conduites par N. RONCAGLIA. Sur le site de l'Illon, occupé au Chalcolithique, au Deuxième Age du Fer, à l'époque romaine et au Moyen-Age, des plombs de pêche ont été ramassés. Les habitants de ces sites tiraient du milieu palustre une partie de leur nourriture.

L'étude sédimentologique du remplissage du Marais conduit à des conclusions nuancées. Pendant la Protohistoire, la vitesse d'accumulation dans le marais fait plus que doubler, passant à environ 0,4 mm/an, tout en restant très inférieure à celle du Boréal. Plus près du bord de la dépression, les dépôts noirs à coquilles paraissent tassés, ce qui évoque une zone exondée et fréquentée.

4.2 - Les versants

Les seules indications locales sur l'état des versants à la fin de la Protohistoire dont nous disposons, sont celles fournies par les caractéristiques sédimentologiques de la partie médiane du remplissage du Marais des Baux (fig. 5). L'apparition de quelques cailloux dans les limons palustres postérieurs à $3\ 930 \pm 45$ B.P. est le signe d'une augmentation momentanée de la puissance des écoulements qui alimentent le Marais. La cause pourrait en être soit un accroissement de l'intensité des précipitations, à la charnière de l'Atlantique et du Subboréal, soit des défrichements sur les versants. Cette deuxième

hypothèse se heurte au très petit nombre de sites de l'Age du Bronze, à moins d'accorder une part décisive aux défrichements du Chalcolithique, assez nombreux.

5 - UNE GRANDE STABILITE A L'EPOQUE ROMAINE

Les caractéristiques de la sédimentation dans le Marais des Baux pendant le Haut Empire, où alternent des limons sablo-argileux et des lits riches en charbons de bois montrent un milieu certes hydromorphe mais sans malacofaune d'eau douce, et recevant des apports des versants faibles mais incontestables, en liaison avec l'entaille des cours d'eau dont le marais constitue le niveau de base local. Tout ceci évoque une dépression saisonnièrement asséchée, peut-être par drainage, entourée de versants au moins en partie défrichés.

Dans les bassins-versants, faute de repères chronologiques, nous ne connaissons pas de dépôt ni de forme antérieurs à la période de construction des aqueducs. En revanche, les dépôts postérieurs à cette construction, donc fini à post-romains, sont nombreux et variés et viennent recouvrir ou raviner des dépôts que nous attribuons à l'Holocène préhistorique. Il est donc très probable que la période romaine, au moins jusqu'aux Ier-IIème siècles de notre ère, se caractérise par un équilibre des géofaciès, ce qui est généralement admis pour le bassin méditerranéen (VITA-FINZI (1969), JORDA et PROVANSAL (1989), BALLAIS (1991a)). Pendant cette période, s'élaboreraient ou finiraient de s'élaborer les sols bruns humifères qui fourniront les matériaux ou, du moins, la matrice de la plupart des dépôts post-antiques, ce qui expliquerait leur absence générale aujourd'hui. En d'autres termes, l'expansion agricole à l'époque romaine aurait bénéficié d'une bonne couverture pédologique aujourd'hui disparue. Cet équilibre était probablement, à la fois, paraclimax, grâce au climat subatlantique, et anthropique grâce à une bonne gestion des terroirs.

6. LES DESEQUILIBRES POST-ANTIQUES

Le précieux repère topographique et chronologique que constituent les aqueducs romains permet une datation *post quem* des formes et formations. Cependant, si les chronologies relatives sont bien assurées, les extrapolations d'un bassin-versant à l'autre ou d'un géofaciès à l'autre restent incertaines, faute de moyen de datation interne.

6.1 - Les accumulations dans les dépressions

Une phase généralisée d'accumulation se produit à la fin de la période romaine ou au début du Moyen Age.

Dans le vallon des Arcs, plusieurs sondages archéologiques ont permis l'observation de coupes, de part et d'autre du pont-aqueduc dans son tracé perpendiculaire au vallon. Ainsi, sur les premières pentes septentrionales du Rocher de la Pène, les calcaires gréseux rognaciens, karstifiés, sont recouverts de 1,10 m (à l'est) à 1,30 m (à l'ouest) des dépôts suivants :

- à la base, des limons sableux bruns ou argileux rougeâtres emballant des cailloutis calcaires subanguleux, à pseudo-mycélium calcaire et débris végétaux, épaisseur : 30 à 50 cm,

- limons et sables bruns riches en matière organique et malacofaune, à pseudo-mycélium calcaire, légèrement consolidés, contenant aussi des charbons de bois, épaisseur : 10 à 25 cm,

- cailloux calcaires subanguleux dans une matrice sablo-limoneuse contenant, localement, un niveau d'effondrement de l'aqueduc et des tessons de céramique, épaisseur : 40 à 60 cm.

Contre la partie orientale de l'aqueduc, à l'amont du vallon, une accumulation épaisse de 80 cm est venue se bloquer derrière l'ouvrage, recouvrant le vieux sol fersiallitique :

- à la base, une lentille de cailloux calcaires, épaisseur : 10 cm,

- au sommet, des limons argileux rougeâtres emballant des graviers et cailloux calcaires subanguleux, épaisseur : 65 cm.

Le substrat bégudien et rognacien a donc été entaillé par un paléotalweg irrégulier qui évacuait les eaux du vallon des Arcs vers l'ouest. Il a été ensuite partiellement remblayé par deux apports successifs. D'abord une formation limoneuse colluvio-alluviale, conservée sur le Rocher de la Pène et qui subit une pédogénèse (migration des carbonates, enrichissement en matière organique et présence de malacofaune), puis une formation plus grossière, à graviers et cailloux, colluvio-alluviale également. La formation la plus ancienne pourrait être protohistorique ou plus ancienne et avoir subi ensuite, à l'époque romaine, une pédogénèse. La formation la plus récente est incontestablement postérieure à l'époque romaine. Cependant, on ne peut pas exclure totalement que cette formation soit très perturbée par la construction des aqueducs.

Cette phase d'accumulation historique est bien marquée dans les vallées, en particulier celle du torrent de Cabrières où près de 2 m de limons sableux brun foncé à tessons de céramique sigillée et charbons de bois ravinent légèrement la formation tardiglaciaire. L'abondance de matériel fin de couleur brune suggère, sur les versants, le décapage de sols élaborés sous couvert forestier.

Ces caractéristiques, colluvions fines et foncées ravinant des dépôts nettement plus anciens, se retrouvent sur les versants des Rochers de la Pène. Entraînées par un ruissellement plus vigoureux qu'à l'époque précédente, elles constituent la très basse terrasse du vallon des Crottes d'Aubert (cf. ci-dessus) et son faciès aval : la partie sommitale du cône alluvial (fig. 6).

Ce n'est que localement que les faciès deviennent grossiers, par exemple au pied des Tours de Castillon où, au-dessus de la groize, se sont accumulés 1,50 m de gros cailloux calcaires anguleux, organisés en lits minces qui alternent avec des passées fines contenant une malacofaune terrestre et un tesson. Il s'agit d'un remaniement de gélifracis à courte distance, sur une pente forte, par un petit torrent aujourd'hui inactif, ce qui confirme l'existence d'une phase de fort ruissellement.

Les coupes effectuées au pied des moulins romains confirment, avec quelques nuances, la stratigraphie de celle d'aval. En particulier, la formation stratigraphiquement équivalente des limons datés du Haut-Empire, est très sableuse, jaune-beige, caractérisée par une concentration de cailloux anguleux de calcaire et de molasse, mais aussi par des tessons de céramique, de tuiles et de débris de mortier qui atteignent de 4 à 10 cm de grand axe. Il y a, de toute évidence, une rupture nette dans la dynamique de la sédimentation, ce

que confirme l'analyse granulométrique de la matrice sableuse : les sables sont mal triés ($S_o = 2,0$), la courbe granulométrique cumulative est d'allure logarithmique. Ces sables ne sont ni d'origine palustre, ni liés étroitement à un écoulement concentré, mais plutôt d'origine colluviale.

Le matériel archéologique provient certainement des moulins romains. Comprenant, en particulier, deux fragments d'amphore gauloise, un de sigillée claire B et un morceau d'anse d'amphore africaine, il peut être attribué aux III^{ème}-V^{ème} siècles de notre ère. Les cailloux et la matrice sableuse peuvent provenir des moulins romains, mais on peut penser aussi qu'ils constituent l'extrémité distale de la partie supérieure du cône du vallon des Crottes d'Aubert (fig. 6). Il serait en effet logique que le colluvionnement sur les versants des Rochers de la Pène et l'alluvionnement dans les dépressions soient synchrones.

Dans le Marais, la vitesse d'accumulation, pendant la période qui a suivi le Haut Empire, reste identique à celle de la période protohistorique, soit 0,4 mm/an, si on admet que la surface topographique actuelle est originelle.

6.2 *Le décapage des versants*

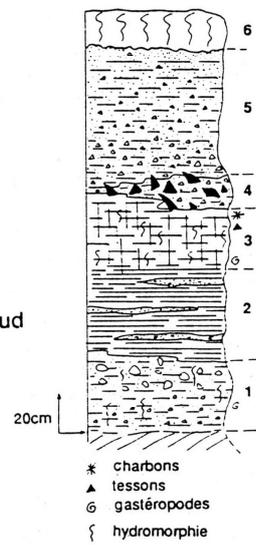
L'origine des accumulations qui se produisent dans les dépressions est soit longitudinale et alluviale, par apport des cours d'eau de l'amont, soit transversale et colluviale par apport du ruissellement diffus sur les versants. Les accumulations qui se sont produites à l'amont de l'aqueduc d'Arles, dans les petits vallons incisant le revers sud des Défends de Sousteyran, permettent de l'étudier précisément.

En fait, cette accumulation est loin d'être systématique. Elle n'existe, ou ne s'est conservée, que lorsque des éléments importants de l'aqueduc franchissent encore les vallons. C'est le cas, en particulier, dans le vallon des Raymonds et dans le vallon de Jousseaud. Dans le vallon de Jousseaud, une étude détaillée a pu être conduite. La coupe ($x = 792$, $y = 159,5$) montre fig. 7 :

- à la base, substratum de calcaires hauteriviens compacts (0),
- des limons argileux beiges (1), à cailloux calcaires anguleux à grano-classement négatif, présentant des taches rouilles, présence de malacofaune, épaisseur : 40 cm,
- des lamines de petits cailloutis (dont des fragments de béton à tuileaux), dans une matrice sableuse fine, et de limons argileux indurés (2), épaisseur : 50 cm,
- des limons indurés beiges, non carbonatés, à charbons de bois et malacofaune (3), épaisseur : 30 cm,
- une lentille de cailloux calcaires anguleux (4), épaisseur : 20 à 25 cm,
- des limons sableux beige foncé (5) à cailloutis et quelques cailloux calcaires anguleux à grano-classement négatif, épaisseur : 60 à 70 cm.

L'étude granulométrique permet d'affiner les observations faites sur la coupe. On retrouve ici la succession de phases alluviales et colluviales. Les limons de base sont certainement colluviaux et marqués par une hydromorphie locale, de fond de vallon. Comme leurs rapports géométriques avec l'aqueduc ne sont plus visibles, il n'est pas possible, en toute rigueur, d'affirmer qu'ils sont plus anciens ou plus récents que le pont. Les lamines indiquent la réapparition du ruissellement concentré, postérieurement à la construction du pont. Au-dessus, il s'agit d'apports colluviaux, à l'exception de

Fig.7 - Coupe du remplissage du vallon de Jousseaud



la récurrence alluviale indiquée par la lentille de cailloutis. Dans le détail, les caractéristiques granulométriques peuvent entrer en contradiction avec les observations de terrain. C'est ainsi que les courbes indiquent un bon triage, alors que l'obstacle constitué par le pont aurait dû provoquer une accumulation forcée, en particulier d'argiles, donc moins bien triée. L'absence d'argiles tend à prouver qu'elles ont été évacuées vers l'aval et donc que l'arche, même effondrée, ne jouait pas parfaitement le rôle de barrage. En période de ruissellement, les éléments très fins pouvaient passer. La vitesse moyenne d'accumulation des dépôts derrière le pont a donc été, au minimum, de l'ordre de 1 mm/an, ce qui est faible pour un dépôt historique méditerranéen (BALLAIS, 1991b).

La particularité des vallons de cette extrémité occidentale des Défends de Sousteyran, c'est l'absence de sol remanié dans des dépôts incontestablement postérieurs à l'aqueduc d'Arles. On peut penser que, dès l'époque romaine, ces versants étaient déboisés, ce qui empêchait une bonne pédogénèse. Cette faiblesse ou absence de couverture pédologique, à son tour, a facilité ensuite le remaniement des versants par le ruissellement diffus, dès l'époque romaine ou un peu plus tard.

6.3 Les hauts niveaux lacustres du Marais des Baux

Des restes de niveaux lacustres plus élevés que le marais actuel ont été observés, particulièrement vers + 5 m, aussi bien sur la rive sud que sur la rive nord. Au sud du Grand-Barbegal, au nord de la route de l'Ilon (x = 792, y = 158), se maintiennent trois buttes formées de conglomérat éocène. Entre les blocs et sur les deux affleurements les plus orientaux, s'observent des lambeaux d'un dépôt argilo-limoneux gris-noir à malacofaune abondante parmi laquelle quelques Limmées, tranchant sur le sol beige alentour. Aux Pradelles, au pied des Rochers de la Pène, sur les petites buttes de calcaires rognaciens, persistent des placages minces d'argile gris foncé, à fente de dessiccation, sous la garrigue dense d'ubac. A l'est de la cote 11,7 m, ils atteignent 1 m d'épaisseur avec une malacofaune abondante dont des Limmées et des Planorbes. Rien ne permet de dater ce niveau de + 5 m. Cependant, il pourrait être contemporain de la phase de ruissellement importante de la fin de l'Antiquité-début du Moyen Age.

Ces hauts niveaux paraissent incontestables, mais il est certain qu'ils posent des problèmes redoutables. En effet, les points les plus hauts du seuil aval actuel, vers le Grand-Barbegal, sont vers 2,6 m d'altitude. C'est dire que, dans l'état actuel de la topographie, des niveaux lacustres plus élevés sont impossibles. D'autre part, on voit mal comment, de façon naturelle, près de 5 m de dépôts auraient été déblayés à l'aval du Marais au cours de l'époque historique. D'un autre côté, les activités de pêche sont prouvées, à époque médiévale, à l'Ilon (cf. ci-dessus). A la fin du Moyen Age et au début de l'époque moderne existait un barrage artificiel élevé à l'emplacement du pont-aqueduc romain franchissant la vallée des Baux. La richesse de ces hauts niveaux en matière organique pourrait permettre une datation au ¹⁴C susceptible d'éclairer le problème.

LA CUVETTE DES TAILLADES (FONTVIEILLE) (FIG 8)

1. LE CONTEXTE GEOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE

La cuvette des Taillades fait partie d'un ensemble de dépressions fermées ou semi-fermées situées entre Fontvieille et Maussane au pied du versant sud des Alpilles. Elle s'inscrit dans un bâti géologique calcaire complexe dont les caractéristiques (fracturation, perméabilité et solubilité) sont favorables à l'enfouissement des eaux et à la karstification et permettent d'expliquer la formation de cette cuvette endoréique.

2. LE REMPLISSAGE DE LA CUVETTE DES TAILLADES, INDICATEUR DE L'HISTOIRE RECENTE DE SON ENVIRONNEMENT

Les observations stratigraphiques ont été effectuées grâce aux coupes ouvertes par les drains agricoles. A partir du moment où ils sont creusés, ces derniers interrompent la circulation des débris. Les hiatus ou les différences stratigraphiques entre deux coupes face à face peuvent trouver là une explication et fournir, dans le même temps, une chronologie relative du creusement des drains.

Le remplissage de la cuvette est constitué de trois ensembles sédimentaires superposés. De bas en haut se succèdent :

- Une formation caillouteuse (30 cm d'épaisseur) litée, à débris de petite taille anguleux et aplatis, d'origine colluvio-alluviale. Son taux de matière organique (1,55%) est lié au décapage d'horizons pédologiques humiques sur les versants proches. Ces dépôts supposent un exutoire, naturel ou artificiel, et sont visibles jusqu'à proximité du tunnel creusé à l'époque romaine pour l'évacuation des eaux. S'y raccordent-ils ? Ils impliquent par ailleurs un géosystème peu protégé à couverture pédologique rare ou absente.

- Une formation limoneuse grise caractéristique d'un milieu marécageux ou hydromorphe (1 à 1,5 m d'épaisseur). Elle contient localement des mollusques d'eau douce qui montrent la persistance intersaisonnière d'eau en surface. On y relève également des nodules oxydés issus du remaniement de secteurs saisonnièrement exondés. A son sommet, elle se colore par endroit en brun et présente de nombreuses traces de bioturbation. L'ensemble évoque un milieu localement inondé, puis vraisemblablement soumis à une esquisse de pédogénèse. Sa stratigraphie n'est pas affectée par la présence des drains. Localement, cet ensemble est couronné par un lit de cailloutis, subanguleux, disposés à plat, qui peuvent avoir une origine naturelle (épandage colluvial) ou anthropique ("pavage" d'abandon agricole ?). Leur dépôt est postérieur au creusement du drain central.

- Une formation colluviale limoneuse brune (60 cm d'épaisseur environ). Sa base, plus sombre et riche en gastéropodes terrestres, a un faciès à tendance hydromorphe. Son sommet est plus poreux et plus caillouteux. Quelques lits de cailloutis anguleux sont liés à des apports alluviaux des proches versants ; ils sont interrompus par le drain central, mais non par un drain situé plus à l'est dont le creusement est donc tardif. Des blocailles décimétriques, disposées à plat, environ 20 cm sous le sol actuel, évoquent un aménagement sommaire (empierrement de chemin?).

Fig.8 - Les Taillades - Stratigraphie - Evolution géomorphologique

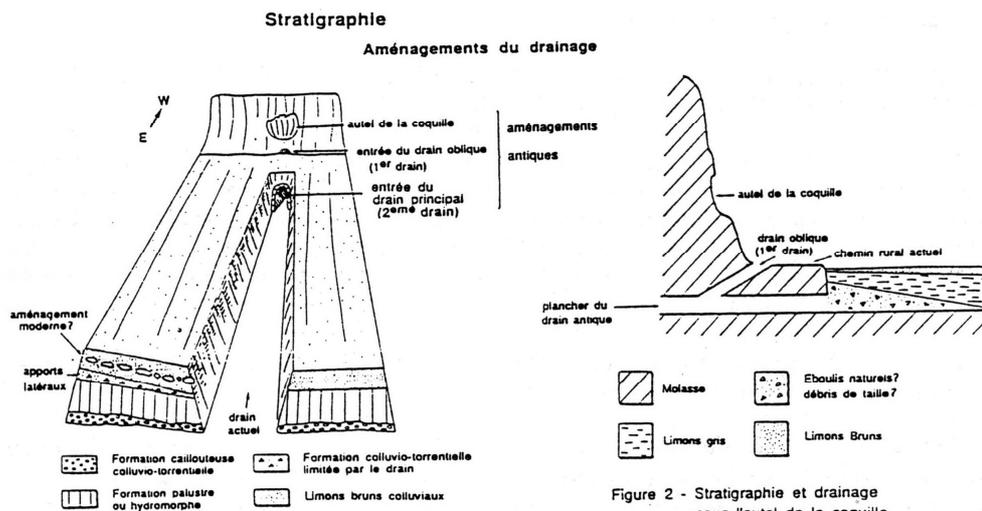
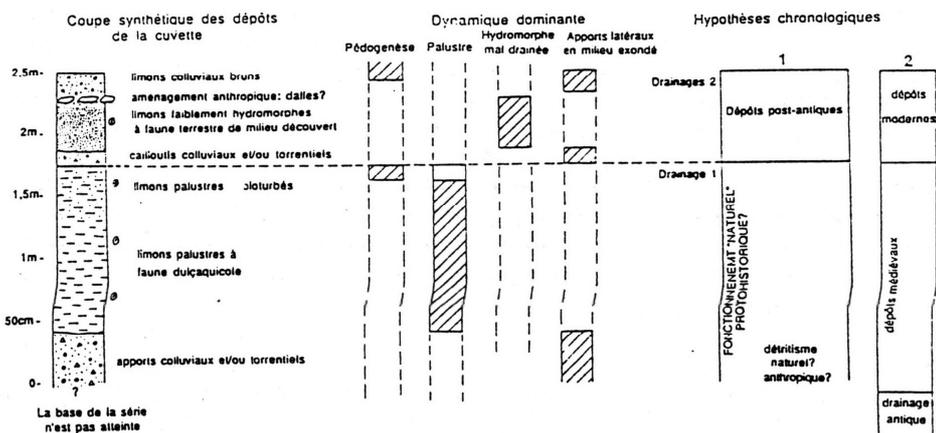


Figure 1 - Stratigraphie et aménagement des drains

Coupes stratigraphiques - Evolution géomorphologique



3. CONCLUSION. INTERPRETATION

Les coupes décrites ci-dessus permettent d'esquisser une histoire de l'environnement dans et autour de cette cuvette.

Elle débute par une période de fonctionnement actif du milieu : ruissellements et érosion des versants. Ces dynamiques, sans doute suscitées par une anthropisation (déboisement, mise en culture) peuvent avoir éventuellement aussi une signification paléoclimatique (accroissement de la pluviosité, ou fréquence des averses ?).

La période suivante marque un ralentissement dans les dynamiques de versants, bien que ceux-ci alimentent toujours, en sables fins et limon, la sédimentation dans la cuvette. Cette dernière est au moins partiellement ennoyée. Mais il ne s'agit vraisemblablement que de grandes "flaques" d'eau discontinues et peu profondes. Cet ennoyage a-t-il une origine climatique ? A-t-il été provoqué par l'engorgement des exutoires qui fonctionnaient pendant la période précédente ? L'assèchement des marécages, qui pourrait relever d'un drainage artificiel, permet ensuite le développement d'une pédogénèse embryonnaire.

La dernière période est caractérisée par la reprise de phénomènes érosifs plus vifs sur les versants. Mais ces derniers ont un caractère colluvial qui évoque beaucoup plus le rôle de l'anthropisation que celui d'une variation climatique.

Le problème majeur reste d'établir une relation chronologique et logique entre cette histoire et les aménagements liés au drainage antique associé à l'autel romain de la Coquille.

- Les dissymétries stratigraphiques de part et d'autre des drains 1 et 2 montrent que leur creusement est effectué après le dépôt des limons gris et avant celui des limons bruns. Il apparaît donc logique d'attribuer à ces drains l'assèchement de la cuvette qui apparaît au sommet des limons gris. Mais ces drains ne sont pas précisément datés, et on ne sort pas d'une chronologie flottante, relative.

- A proximité immédiate de l'entrée du tunnel antique, les limons gris reposent sur une formation caillouteuse grossière, dont on peut proposer deux interprétations différentes :

Soit une origine naturelle, formée par gélifraction de la corniche molassique, qui la situerait chronologiquement dans le Pléistocène supérieur (Würm). Les limons se seraient alors déposés au cours de l'Holocène, et pourraient témoigner d'un marécage antérieur à l'antiquité, drainé à l'époque romaine. Ils seraient dans ce cas l'équivalent stratigraphique du remplissage principal du Marais des Baux.

Soit une origine humaine (débris de taille venant du creusement du tunnel passant sous l'autel) ; les limons gris seraient alors post-antiques et témoigneraient d'un retour du marais après d'éventuels drainages antiques. La proximité de cette formation caillouteuse et des aménagements antiques, son absence apparente ailleurs, sa morphométrie qui ne correspond pas au débitage naturel de la molasse, son organisation hétérogène sont des arguments en faveur d'une origine artificielle. Un sondage au pied de la corniche molassique permettrait de s'en assurer.

Une telle interprétation donne de l'ampleur au détritisme post-antique. La formation colluvio-torrentielle de base (et son éventuelle signification paléoclimatique) pourrait appartenir au haut Moyen Age (?), avant une paludification, qui serait liée soit au bouchage naturel du drain antique soit à sa fermeture volontaire par les hommes.

CONCLUSION

Les sites étudiés sur la bordure des Alpilles permettent de reconstituer l'évolution morphogénique et paléoenvironnementale des dix derniers millénaires. Leur localisation variée permet d'évaluer les modalités de la morphogénèse le long de toposéquences (des piémonts aux cuvettes de niveau de base) et d'apprécier le rôle des conditions micro-climatiques (adret - ubac). Cette évolution est schématisée sur la figure 9.

On retiendra les conclusions suivantes :

L'OPPOSITION ADRET-UBAC

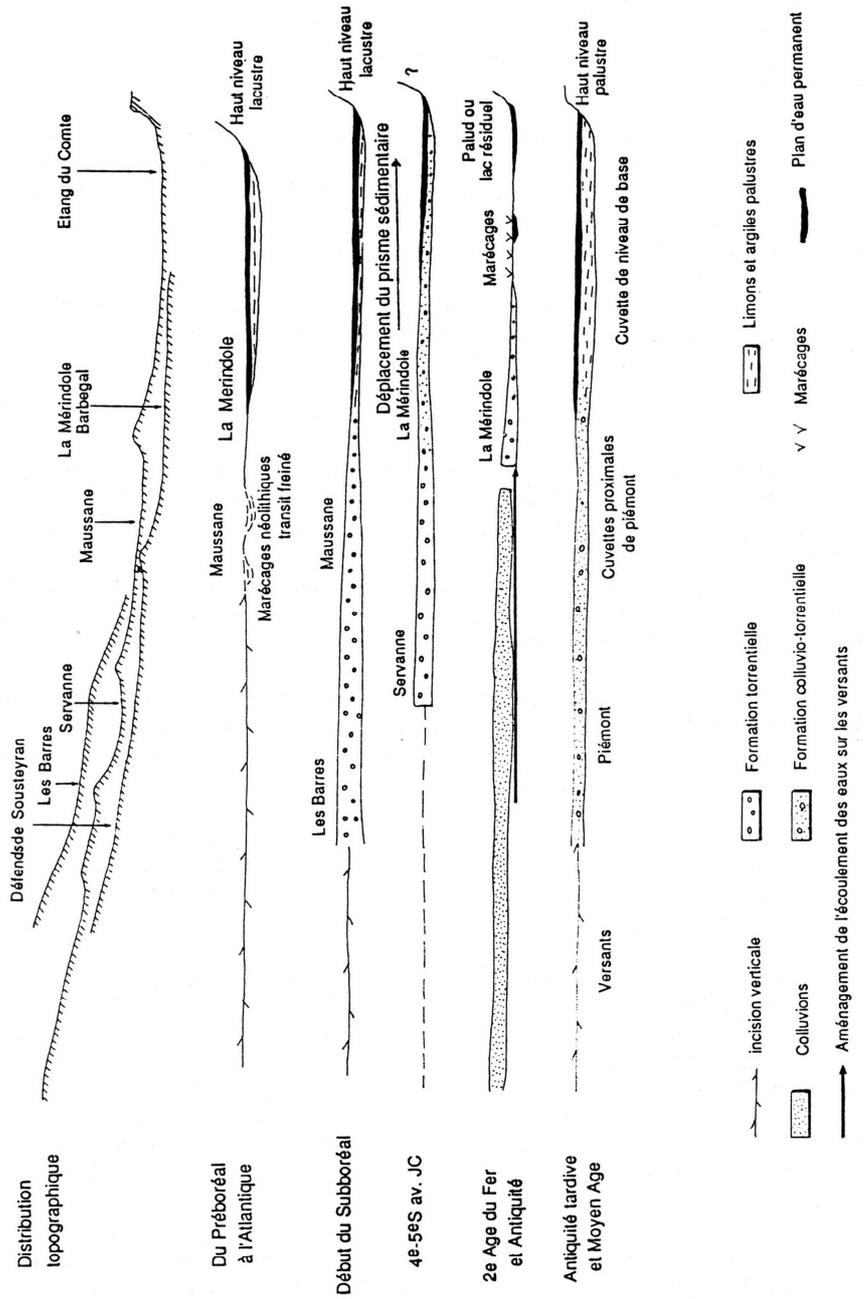
L'opposition adret-ubac n'apparaît pas fonctionnelle ; le site de *Glanum* connaît une évolution comparable à ceux du versant méridional : les écoulements torrentiels, probablement actifs au cours de l'Age du Bronze, sont éteints au cours de l'occupation antique du site et connaîtront une récurrence après son abandon. Tout au plus peut-on souligner la forte épaisseur et le faciès d'apparence cryoclastique de ces dépôts liés au remaniement d'un héritage détritique würmien plus abondant en versant nord. L'anthropisation précoce du massif, en liquidant les sols postglaciaires hérités qui n'étaient sans doute pas les mêmes sur les deux versants, a, en outre, homogénéisé dès le Néolithique les conditions de la morphogénèse.

LE TARDIGLACIAIRE ET LE DEBUT DE L'HOLOCENE sont caractérisés sur les piémonts par une phase d'incision linéaire associée à l'élaboration d'un sol brun-rouge partiellement décarbonaté. Localement le creusement peut atteindre des valeurs importantes (8 m aux Barres) si la pente forte ou la lithostructure renforcent l'hydrodynamisme. Il est possible que soient alors ouvertes, ou dégagées, à l'aval, les cluses qui trouent le rocher de la Pène, au-delà desquelles les dépôts würmiens sont rares ou absents.

La charge solide de ces rivières transite jusqu'aux dépressions de niveau de base, qu'elle engorge progressivement d'aval vers l'amont : dès la fin du Tardiglaciaire, le Marais des Baux est une cuvette hydromorphe, puis lacustre (H. LAVAL - TRIAT 1978) ; les faciès argilo-limoneux et la faible épaisseur de ses dépôts (2 à 3 m en 5 000 ans environ) suggèrent une érosion modérée dans un contexte forestier, en conformité avec les analyses polliniques. Dans le bassin de Maussane, 2 km en amont du précédent, l'installation d'un marécage permanent semble plus tardif, puisqu'associé à quelques tessons néolithiques et à des passées colluviales caillouteuses, qui témoignent peut-être des premiers défrichements sur les versants.

La fin du Néolithique marque une rupture décisive dans l'évolution du milieu. A l'amont, sur les versants et les piémonts, l'incision, processus morphologique dominant depuis plusieurs millénaires, laisse place désormais à des accumulations détritiques à faciès torrentiel et colluvial. A l'aval, les reliefs appalachiens transversaux jouent le rôle de barrages ou de filtre, déterminant une distribution complexe des remblaiements entre les cuvettes

Fig. 9 - MORPHOGENESE HOLOCENE SUR LE VERSANT SUD DES ALPILLES.
 FONCTIONNEMENT SCHEMATIQUE



étagées jusqu'au Marais des Baux, qui sont temporairement ou définitivement asséchées. Cette rupture reflète d'abord les effets de l'anthropisation sur le massif, qui franchit, sans doute au Néolithique final ou au début de l'Age du Bronze, un seuil d'efficacité morphodynamique ; l'archéologie du site des Barres montre en particulier l'importance de l'élevage des ovi-capridés, dont on sait le rôle destructeur pour la forêt. Des données exhaustives sur l'histoire et le mode d'exploitation du sol à cette période dans les Alpilles font ici néanmoins défaut.

La similitude des rythmes et des modalités de la morphogénèse entre les différents bassins-versants depuis 5 000 ans souligne également l'intervention probable du paramètre climatique. Depuis le Néolithique final, versants et talwegs subissent trois de types de morphogénèse, dont l'alternance reflète des combinaisons complexes entre les causalités naturelles et anthropiques. De façon schématique, on peut distinguer les périodes où les écoulements ont un caractère torrentiel de celles où prédomine un décapage diffus des sols ; quelques périodes, enfin, sont caractérisées par un calme morphogénique relatif, propice à l'esquisse de médiocres pédogénèses.

TROIS PHASES DE TORRENTIALITE SONT CLAIREMENT MISES EN EVIDENCE

Leur faciès suggère des conditions climatiques différentes de celles que nous connaissons actuellement, avec des précipitations plus abondantes, ou plus intenses, favorables à des écoulements à forte compétence dans les talwegs.

On soulignera cependant qu'elles ne sont pas représentées sur tous les sites : il est vraisemblable que leur expression dépend d'un seuil de dégradation anthropique locale du milieu.

* La première, au début de l'Age du Bronze, a été analysée aux Barres, à Maussane et à *Glanum*. Elle est peut-être représentée dans les coupes de La Mérendole (Ouest du Marais des Baux), où le démarrage des apports torrentiels est daté 3930±45 BP.

Quantitativement, c'est la plus importante : ses dépôts constituent à eux seuls la moitié des formations holocènes. On peut y voir l'impact de techniques de gestion des sols encore sommaires, faisant largement appel au brûlis. Mais c'est aussi la première atteinte à un milieu jusque-là en équilibre, disposant du stock considérable des couvertures cryoclastiques würmiennes, qui fera défaut aux crises ultérieures. La liquidation de l'héritage périglaciaire dénude alors une partie des versants, mettant au jour le substrat et modifiant de façon irréversible les géosystèmes d'une partie du massif. Chronologiquement décalée par rapport au Néolithique final, l'expression de cette crise torrentielle doit être associée à une fluctuation humide du Subboréal : son faciès et son extension vers l'aval impliquent des débits importants. Le régime de ces torrents reste néanmoins méditerranéen, générateur de vastes lits mineurs à chenaux en tresses, dont les débordements saisonniers ont dû rendre difficile l'occupation des zones basses.

A l'aval, les apports caillouteux ne franchissent pas les Rochers de la Pène, mais, à partir de 5 000 BP environ, le taux de sédimentation des marnes lacustres dans le Marais des Baux, en s'accroissant nettement (il passe de 0,17 à 0,40 mm/an), enregistre la recrudescence du détritisme à l'amont. Les remblaiements atterrissent et mettent hors d'eau la dépression de Maussane

et ses annexes, proches du piémont ; seule la cuvette la plus basse, niveau de base du système phréatique et alluvial, conserve un fonctionnement de type lacustre.

* La seconde phase torrentielle est observée sur le site de Servanne (Mouriès), peut-être à *Glanum* et à l'extrémité occidentale du Marais des Baux, près de La Mérindole.

A Servanne, elle est datée entre le VI^e et le II^e siècle av. J.-C. ; à La Mérindole elle coïnciderait avec l'arrivée des premiers sédiments grossiers (sables et cailloutis) dans la dépression de niveau de base. Ces dates autorisent un rapprochement avec la période humide qui caractérise la fin du Premier Age du Fer et le début de La Tène en Méditerranée occidentale et dans les Alpes. Cette "crise" climatique a eu cependant un impact très variable selon les bassins-versants puisqu'elle n'a pas laissé de traces sur le site des Barres. Peut-être moins accentuée que la crise précédente, elle n'a pu s'exprimer, par effet de synergie, que dans certains contextes locaux de gestion abusive des sols sur les terres les plus fragiles (faciès fluvio-lacustres marneux du versant sud). A Servanne, cette crise prend fin au début du II^e siècle av. J.-C.

* Une troisième phase torrentielle se dessine après la période antique. A l'exception de Servanne, elle est représentée sur tous les sites étudiés. Bien datée à Maussane (1360 ± 30 BP), postérieure à la construction de l'aqueduc antique dans le vallon de Jousseaud, elle pourrait témoigner de la dégradation climatique humide du Haut Moyen Age, reconnue par ailleurs sur de nombreux sites provençaux et alpins.

Ses dépôts, moins épais et moins grossiers sur les piémonts que ceux des deux phases précédentes, sont toujours interstratifiés avec les apports colluviaux de versants proches. L'anthropisation généralisée du massif à partir de la période gallo-romaine, qui se manifeste d'abord par le contrôle et la dérivation partielle des écoulements naturels et, probablement, par l'aménagement des versants, brouille désormais les cartes. La dégradation climatique se conjugue ici avec l'abandon ou la décadence d'un système social et le géosystème semble globalement déséquilibré (talwegs et versants).

Le retour à des conditions lacustres dans le Marais des Baux et sans doute dans la dépression des Taillades confirme bien cependant la recrudescence globale de l'humidité. Les taux de sédimentation y atteignent de nouveau de fortes valeurs (0,40 mm/an), ce qui témoigne à la fois de la vigueur de l'érosion sur les pentes et de la continuité des écoulements jusqu'au niveau de base.

La reprise de l'incision verticale dans les talwegs reste imprécise ; elle est, en tout cas, antérieure à la construction de murettes en pierres sèches (XVIII^e-XIX^e siècles) destinées à en protéger les berges (Vallat d'Estoublon).

Les trois épisodes torrentiels qui ont affecté le massif des Alpilles depuis 5000 ans relèvent d'abord de fluctuations climatiques. La corrélation de la plus ancienne (Bronze ancien) et de la plus récente (Haut Moyen Age) avec l'extension des marécages à l'aval suggère une recrudescence quantitative des précipitations, peut-être associée également avec une modification des intensités saisonnières. La crise torrentielle de la fin du Deuxième Age du Fer, corrélée avec une rétraction du marais, pourrait relever essentiellement d'une répartition saisonnière des pluies plus favorable aux écoulements concentrés ?

On soulignera pour finir l'absence de reprise d'incision verticale dans les talwegs sur les pentes du massif, qui permettrait l'étagement ou l'emboîtement des différentes nappes détritiques. La modestie des petits organismes torrentiels et le maintien d'un rapport débit/charge élevé ne permet sans doute pas d'atteindre la puissance nécessaire à la reprise du creusement même sur les pentes fortes. L'incision pluriséculaire, peut-être initiée à l'époque moderne, pourrait témoigner d'une modification climatique plus importante (Petit Age Glaciaire ?), éventuellement renforcée par l'aménagement des pentes (en terrasses) et des talwegs (digues en pierres sèches). Seuls les bassins du piedmont proche (Maussane), où les confluences renforcent les dynamiques hydrologiques, sont affectés par une reprise du creusement vertical entre les dépôts des différentes nappes torrentielles.

LE DECAPAGE COLLUVIAL DES SOLS EST LE PROCESSUS DOMINANT DE LA FIN DE LA PROTOHISTOIRE A L'ANTIQUITE TARDIVE

Il intervient cependant de façon latente dans la morphogénèse dès les débuts de l'anthropisation du milieu, alimentant les premières décharges torrentielles. Ainsi aux Barres, l'habitat du Bronze ancien repose sur une première mince couverture de dépôts de pente à tessons du Néolithique final.

Du Deuxième Age du Fer à l'Antiquité tardive, le décapage colluvial affecte de façon massive la plupart des versants ; aux Barres, il est daté autour de 2140 ± 80 BP., à Maussane 1360 ± 130 BP., à Mouriès il est attribué aux premiers siècles de notre ère. Ces décalages chronologiques reflètent sans doute le poids variable de l'occupation du sol, selon les sites, au cours de cette période. La multiplication des datations permettrait peut-être de cerner le déplacement ou l'extension progressive des terroirs, des *oppida* de La Tène aux *villae* romaines et/ou l'emploi local de techniques de contrôle de l'érosion.

Le millénaire centré autour du début de notre ère, dans un contexte d'anthropisation croissante, est ainsi caractérisé par une évolution morphodynamique, où l'écoulement concentré joue un rôle médiocre. Le déclenchement de l'érosion est lié à la mise en valeur des sols, mais ses modalités sont réglées par un climat sans doute plus sec, ou moins agressif : le transfert des débris s'arrête au pied des versants et colmate les talwegs. Les habitats s'installent d'ailleurs parfois dans l'axe de ces derniers, témoignant de longues périodes de tarissement (Maussane, Mouriès, *Glanum*).

Dans le Marais des Baux (La Mérindole, Moulins de Barbegal), la réduction des zones marécageuses semble s'effectuer naturellement, par rabattement de nappe (passage progressif des faciès palustres à un gley) ; il subsiste néanmoins une humidité saisonnière (inondation hivernale ?) sur les terres exondées de bordure. Cette évolution a pu faciliter d'éventuels travaux de drainage antique. En position de niveau de base, sans exutoire naturel vers la vallée du Rhône, la dépression reste néanmoins partiellement inondée (cf. sondage H. LAVAL 1978 dans l'étang du Comte).

Ce millénaire de relative sécheresse connaît cependant quelques écoulements exceptionnels, mis en évidence, en particulier à La Mérindole et au pied des moulins romains de Barbegal, à partir de 1880 ± 40 BP. Il est possible qu'une concentration artificielle des écoulements sur les pentes, à des fins agricoles, ait localement aggravé l'effet de gros orages, la position de

niveau de base du marais provoquant nécessairement le dépôt forcé de leur charge solide.

Le retour à des conditions globalement plus humides à la fin de l'Antiquité ne contredit pas la persistance du décapage diffus sur des versants désormais largement déforestés : les dépôts du Moyen Age et/ou de l'époque moderne, souvent encore mal datés, associent les faciès alluviaux et colluviaux.

Les versants du Défends de Sousteyran et ceux du piémont des Barres témoignent peut-être de conditions historiques récentes moins favorables aux écoulements : les talwegs y sont colmatés d'apports colluviaux (vallons de Jousseaud et de Cabrières), dont il est difficile de dire s'ils sont liés à une déficience "naturelle" du drainage ou à la construction de terrasses transversales en pierres sèches. On soulignera néanmoins la minceur des dépôts post-antiques (quelques décimètres) sur les versants, privés de "sources détritiques" par les décapages des périodes antérieures.

La fin de l'Antiquité constitue ici une deuxième rupture dans l'histoire de l'environnement : elle nous a légué l'essentiel des paysages dégradés actuels, où la garrigue et la pinède sont installées directement sur le substratum calcaire ou sur de maigres sols brun-noir. La persistance locale de géosystèmes moins dégradés (vallon des Crottes d'Aubert) pourrait alors témoigner d'une absence de cultures à l'époque romaine ?

LES PERIODES DE CALME MORPHOGENIQUE SONT DIFFICILES A APPRECIER DANS CE CONTEXTE PRECOCEMENT AFFECTE PAR L'ANTHROPISATION

Plus que par une variation d'ordre bioclimatique, elles s'expliquent d'abord par une rétraction de l'occupation du sol permettant la reprise, sous couvert végétal naturel, d'une activité pédologique modale. La brièveté de la période considérée n'autorise pas cependant une évolution très importante des processus géochimiques, et les observations dans ce domaine restent encore peu nombreuses. Si l'on excepte le sol brun-rouge hérité des premiers millénaires de l'Holocène (et qui mérite seul vraiment cette appellation), les formations détritiques sont séparées par deux générations de sols embryonnaires.

Sur le site des Barres, un sol brun, légèrement décarbonaté, couronne la formation torrentielle du Bronze ancien, dont le granoclassement positif annonçait l'apaisement des phénomènes érosifs. La pédogénèse a pu durer ici 1 000 à 1 500 ans jusqu'à ce que les colluvions du Deuxième Age du Fer en tronquent les horizons supérieurs.

Aux Moulins de Barbegal (vallon de Jousseaud) une esquisse de "sol" surmonte la nappe torrentielle post-antique, caractérisée par la mobilisation du carbonate de calcium et une importante bioturbation.

Ces deux épisodes, où se dessine une timide évolution géochimique, supposent une remontée du couvert végétal naturel (au moins une garrigue dense ?) et pourraient correspondre à des périodes de vide démographique relatif (Bronze moyen-final ?, Haut Moyen Age ?), qui n'affectent d'ailleurs peut-être pas l'ensemble du périmètre des Alpilles. Une analyse plus précise, géopédologique et historique, s'avère ici nécessaire.

La bonne conservation locale du sol brun-rouge holocène, en place ou faiblement déplacé, pourrait également attester de secteurs défrichés à l'époque moderne ; c'est le cas en particulier du Vallon des Arcs, traversé par les aqueducs romains.

LE BILAN ET LES RYTHMES DE LA MORPHOGENESE HOLOCENE SONT DISPARATES DANS LE TEMPS ET L'ESPACE

- Dans l'espace, on soulignera leur disparité selon les sites : l'anthropisation joue le plus souvent le rôle de "révéléateur" local de modestes déséquilibres climatiques, qui ne s'expriment pas dans les milieux plus protégés. Certains secteurs (peu ou pas exploités ?) échappent ainsi aux crises morphodynamiques décelées sur d'autres sites. On retrouve là le thème, souvent développé par les recherches en Basse Provence, de la disparité spatiale des évolutions en milieu anthropisé.

- L'amont et l'aval des bassin-versants sont liés par des systèmes de causalités complexes, où entrent en jeu les facteurs structuraux (barres transversales appalachiennes qui filtrent et décalent les prismes sédimentaires entre les différentes dépressions), les facteurs climatiques (débit et régime des écoulements) et anthropiques (aménagement hydrauliques). Leur combinaison permet de proposer plusieurs "modèles" de relations entre les versants, les premières cuvettes au pied des massifs et la cuvette principale de niveau de base (Marais des Baux).

* Le premier Holocène, antérieur à l'anthropisation, est caractérisé par l'incision verticale des rivières sur les versants et dans les cuvettes les plus proches, qui évacuent leur charge solide jusqu'au Marais des Baux. L'augmentation de la pluviosité au cours du Boréal est peut-être à l'origine des taux records de sédimentation enregistrés alors par l'étang du Comte (1,1 mm/an entre 8130 ± 750 et 7260 ± 140 BP). L'engorgement plus tardif des cuvettes proches des versants (Maussane) atteste peut-être des premiers effets de l'anthropisation néolithique.

* Les phases torrentielles majeures des Ages des Métaux (Premier Age du Bronze, fin du Deuxième Age du Fer) bénéficient d'un abondant stock détritique hérité sur les versants. Elles remblaient les talwegs dès leur première rupture de pente (plus de 2 m de dépôts aux Barres) et comblent les cuvettes du proche piémont (Maussane). L'importance de ces dépôts contraste avec le taux de sédimentation très modeste du Marais des Baux à la même époque (0,17 mm/an à l'Etang du Comte entre 51802 ± 390 et 3370 ± 190 BP).

Il est probable que le caractère torrentiel des écoulements entraîne un dépôt forcé à la base des reliefs aux dépens de la cuvette plus distale. On peut supposer ici des rivières à régime fortement contrasté, avec un débit momentané et une compétence élevés pour entraîner des galets jusqu'aux premières dépressions ; la destruction du couvert végétal et des sols par les premiers défrichements a pu jouer un rôle important dans la modification du régime des écoulements, accentuant l'expression torrentielle des précipitations méditerranéennes.

Mais le comblement des dépressions les plus proches, qui acquièrent ainsi une pente longitudinale, déplace vers l'aval le point de rupture de charge ; le prisme sédimentaire est ainsi décalé et les matériaux plus

grossiers atteignent le Marais des Baux lors de la crise torrentielle suivante, au début de La Tène.

- Au cours de l'époque romaine et jusqu'à une date imprécise dans l'Antiquité tardive, la réduction des écoulements privilégie le transport colluvial à courte distance et favorise les rabattements de nappe dans les dépressions ; mais si les plus hautes d'entre elles (Maussane) sont exondées et habitées, les plus basses (Marais des Baux) ne sont saisonnièrement hors d'eau que sur leurs marges et n'échappent pas à quelques crues ou inondations exceptionnelles. L'époque romaine apparaît d'ailleurs localement, de façon paradoxale, comme une période de détritisme plus grossier dans la cuvette de niveau de base ; faut-il y voir les effets d'une concentration artificielle des eaux au pied de versants cultivés ?

- La période qui débute avec l'Antiquité tardive (et jusqu'à la fin du Moyen Age ?) est caractérisée par la prédominance généralisée du remblaiement. Mais contrairement à la crise du début du Subboréal, la charge solide transite en proportion importante jusqu'à la cuvette aval dont le taux de sédimentation atteint 0,7 mm/an environ, alors que le remplissage des talwegs amont s'avère très inégal (1 m aux Barres et au Vallon de Jousseaud). Il est vraisemblable que se conjuguent ici les effets combinés d'une variation climatique humide, de l'accroissement des coefficients d'écoulements par la destruction des sols et de la pente acquise sur les piémonts par les accumulations précédentes.

- Les derniers siècles de cette histoire restent mal connus faute d'une évaluation précise du taux de remplissage des cuvettes. On a signalé plus haut qu'ils coïncident avec une remarquable inversion de tendance sur les piémonts et les versants, où la reprise d'incision verticale atteint 2 m d'amplitude environ. La crise humide des Temps Modernes (Petit Age Glaciaire), dans un contexte de meilleure gestion des sols et d'aménagements artificiels de la plupart des cours d'eau (en "vallats" ou "gaudres"), est sans doute à l'origine de cette dernière phase de l'évolution.

NOTES

- 1 Le terme site est utilisé ici au sens géographique.
- 2 Pour les données archéologiques auxquelles il est fait allusion dans cette partie, on se reportera à l'exposé de Ph. Leveau sur le territoire agricole d'Arles. La documentation utilisée a été réunie par le mémoire de maîtrise de P. Chevillot soutenu en 1991 (*Une évolution géomorphologique du paysage dans la région des Marais des Baux depuis l'Age des Métaux*, Aix-Marseille II, 37 p.) et par des mémoires de stage de DEA

BIBLIOGRAPHIE

- AMBERT P. (1991) : *L'évolution géomorphologique du Languedoc central (Grands Causses méridionaux-Piémont languedocien) depuis le Néogène*, Thèse Etat Aix-Marseille II, 2 t.
- BALLAIS J.-L. (1991a). - Les terrasses historiques de Tunisie, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Berlin, Suppl. Bd. 83, p. 221-226.
- BALLAIS J.-L. (1991b). - Vitesses d'accumulation et d'entaille des terrasses alluviales holocènes et historiques au Maghreb oriental, *Physio-Géo.*, Meudon, n° 22/23, p. 89-94.
- GAZENBEEK P. (1989). - *Le site gallo-romain du Verger d'Entreprises (Maussane)*. Rapport de fouilles, D.R.A. Aix-en-Provence. Cf. *Gallia Informations 1990 Provence Alpes-Côte d'Azur*, (1991), p.178-179.
- JORDA M., PROVANSAL M. (1989). - Le site de *Glanum* et l'histoire de l'environnement, *Les Dossiers d'Archéologie*, Dijon, n°140, p. 2-7.
- JORDA M., PROVANSAL M. et ROYET R. (1990). - L'"histoire" naturelle d'un site de l'Age du Fer sur le piémont méridional des Alpilles. Le domaine de Servanne (B. du R.). *Gallia*, 47, p. 57-66. Cf. *Gallia Informations 1990 Provence Alpes-Côte d'Azur*, (1991), p.179-180.
- TREZINY H. (1989). - *Paradou - Tours de Castillon*, Centre Camille Jullian, Aix, 8 p., 11 fig. Cf. *Gallia Informations 1990 Provence Alpes-Côte d'Azur*, (1991), p. 180-181.
- TRIAT-LAVAL H. (1978). - *Contribution pollenanalytique à l'histoire tardi et postglaciaire de la végétation de la basse vallée du Rhône*, Thèse Etat-ès-Sciences, Aix-Marseille III, 343 p.
- VITA-FINZI C. (1969). - *Mediterranean Valleys. Geological Changes in Historical Times*, Cambridge Univ. Press, 140 p.