

GEO-ARCHAEOLOGY
IN TROPICAL AND MEDITERRANEAN REGIONS

Journée d'étude — Studiedag

Bruxelles, 24.IV.1996, Brussel

Guest Editors

Jean ALEXANDRE & Morgan DE DAPPER

ACADEMIE ROYALE
DES
SCIENCES D'OUTRE-MER

1997

KONINKLIJKE ACADEMIE
VOOR
OVERZEESE WETENSCHAPPEN

GEO-ARCHAEOLOGY
IN TROPICAL AND MEDITERRANEAN REGIONS

Journée d'étude — Studiedag

Bruxelles, 24.IV.1996, Brussel

Guest Editors

Jean ALEXANDRE & Morgan DE DAPPER

ACADEMIE ROYALE
DES
SCIENCES D'OUTRE-MER

1997

KONINKLIJKE ACADEMIE
VOOR
OVERZEESE WETENSCHAPPEN

ACADEMIE ROYALE DES
SCIENCES D'OUTRE-MER

KONINKLIJKE ACADEMIE VOOR
OVERZEESE WETENSCHAPPEN

rue Defacqz 1 boîte 3
B-1000 Bruxelles (Belgique)

Defacqzstraat 1 bus 3
B-1000 Brussel (België)

TEL (02)538.02.11 — FAX (02)539.23.53

ISBN : 90-75652-04-6
D/1997/0149/4

WOORD VORAF

Wij verheugen ons de traditie van organisatie van studiedagen in samenwerking met Geo-Eco-Trop (*Revue internationale d'Ecologie et de Géographie tropicales*) te kunnen verderzetten. In het verleden werden studiedagen georganiseerd met betrekking tot "Het laterisatieproces" (in 1984), "Stone-Lines" (in 1987), "Climatic change and geomorphology in tropical environments" (in 1992). Op initiatief van de professoren Jean Alexandre en Morgan De Dapper, werkende leden van de Klasse voor Natuur- en Geneeskundige Wetenschappen, en van professor Pierre de Maret, werkend lid van de Klasse voor Morele en Politieke Wetenschappen, werd in 1996 een studiedag ingericht over "Geo-archaeology in Mediterranean and Tropical Regions".

Deze vond plaats op 24 april 1996 in het Koninklijk Instituut voor Natuurwetenschappen in samenwerking met de contactgroep "Les formes de terrain et les dépôts corrélatifs dans les régions intertropicales, subtropicales et méditerranéennes" van het "Fonds National de la Recherche Scientifique".

Wij wensen onze bijzondere dank te betuigen aan de organisatoren. Het "Fonds National de la Recherche Scientifique" zijn we zeer erkentelijk voor de financiële steun en het Koninklijk Instituut voor Natuurwetenschappen voor de gastvrijheid.

De acta van deze studiedag verschijnen simultaan in Geo-Eco-Trop 20, 1-4.

Yola Verhasselt
Vast Secretaris

FOREWORD

We are pleased to carry on with the tradition of organizing seminars in cooperation with Geo-Eco-Trop (*International Review of Tropical Ecology and Geography*). In the past seminars in connection with "Les processus de latéritisation" (in 1984), "Stone-Lines" (in 1987), "Climatic change and geomorphology in tropical environments" (in 1992) were organized.

On initiative of professors Jean Alexandre and Morgan De Dapper, Fellow members of the Section of Natural and Medical Sciences, and professor Pierre de Maret, Fellow member of the Section of Moral and Political Sciences, a seminar was organized on "Geo-archaeology in Mediterranean and Tropical Regions".

This seminar took place on 24th April 1996 at the "Institut royal des Sciences naturelles" in cooperation with the contact group "Les formes de terrain et les dépôts corrélatifs dans les régions intertropicales, subtropicales et méditerranéennes" of the "Fonds National de la Recherche Scientifique".

We would like to thank particularly the organizers. We also are grateful to the "Fonds National de la Recherche Scientifique" for its financial support and the "Institut royal des Sciences naturelles" for its hospitality.

These proceedings appear simultaneously in Geo-Eco-Trop 20, 1-4.

Yola Verhasselt
Permanent Secretary

AVANT-PROPOS

Nous nous réjouissons de pouvoir perpétuer la tradition d'organiser des journées scientifiques en collaboration avec Geo-Eco-Trop (Revue internationale d'Ecologie et de Géographie tropicales). Par le passé, des journées d'étude ont eu pour thème "Les processus de latéritisation" (en 1984), "Stone-Lines" (en 1987), "Climatic change and geomorphology in tropical environments" (en 1992).

A l'initiative des professeurs Jean Alexandre et Morgan De Dapper, membres titulaires de la Classe des Sciences naturelles et médicales et du professeur Pierre de Maret, membre titulaire de la Classe des Sciences morales et politiques, une journée d'étude sur "Geo-archaeology in Mediterranean and Tropical Regions" a été organisée en 1996.

Celle-ci s'est tenue le 24 avril 1996 à l'Institut royal des Sciences naturelles en collaboration avec le groupe de contact sur "Les formes de terrain et les dépôts corrélatifs dans les régions intertropicales, subtropicales et méditerranéennes" du Fonds National de la Recherche Scientifique.

Tout particulièrement, nous souhaitons remercier les organisateurs. Nous sommes très reconnaissants au Fonds National de la Recherche Scientifique pour son appui financier et à l'Institut royal des Sciences naturelles pour son hospitalité.

Les actes de cette journée d'étude paraissent simultanément dans Geo-Eco-Trop 20, 1-4.

Yola Verhasselt
Secrétaire perpétuelle

Inhoudstafel - Contents - Sommaire

VITA-FINZI C. Archaeoshoreline and tectonic	1 - 14
SCHWARTZ D. Archéologie préhistorique et processus de formation des stone-lines en Afrique Centrale (Congo-Brazzaville et zones périphériques)	15 - 38
MOEYERSONS J., CORNELISSEN E., LAVACHERY P. & DOUTRELEPONT H. L'abri sous roche de Shum Laka (Cameroun occidental): données climatiques et occupation humaine depuis 30 000 ans	39 - 60
VAN PEER P., VERMEERSCH P. & MOEYERSONS J. Palaeolithic stratigraphy of Sodmein Cave (Red Sea Moutains, Egypt).	61 - 71
ROCHE E. L'influence anthropique sur l'environnement à l'Âge du Fer dans le Rwanda ancien	73 - 89
DE DAPPER M., DE VliegHER B.M. & PEÑA MONNE J.L. Geoarchaeological study of historical accumulations on the Paximadhi Peninsula (South Euboea, Greece)	91 - 107
CORNET Y. Evolution géomorphologique de la région d'Amarna (Syrie) et ses relations avec les traces d'occupation humaine	109 - 138
OZER A. & CLOSSON D. Prospection archéologique et géomorphologie dans la région de Terqa (Vallée de l'Euphrate, Syrie). Etude de terrain et apport de la télédétection	139 - 154

ARCHAEOSHORELINE AND TECTONIC

Sites archéologiques de rivage et tectonique

C. VITA-FINZI*

RESUME

La reconstitution des rivages anciens en vue d'une analyse des sites archéologiques côtiers implique nécessairement une prise en compte des mouvements tectoniques et ceci pas uniquement dans les seules zones sismiques. Aux îles Canaries, l'âge et la position des grès de plage supposent que, malgré une activité volcanique intense, un soulèvement très faible, voire nul se soit produit au cours de l'Holocène. A Timor, la datation radiométrique d'exemplaires de Tridacna prélevés sur la barrière corallienne suggère une stabilité holocène après un soulèvement rapide au cours du Quaternaire.

Dans le Sud du Chili, les plages fossiles indiquent une émergence progressive dans certains secteurs alors que la submersion prédomine dans d'autres. Les fluctuations du niveau de la mer ne se produisent donc pas uniformément dans un cadre tectonique stable. Dans certains cas, la tectonique peut être la clé d'une évolution au cours des temps de maints sites préhistoriques de rivage.

ABSTRACT

The reconstruction of palaeoshores for the analysis of coastal sites requires assessment of associated earth movements especially but not only in seismic areas. In the Canary Is., the age and position of beachrock implies slight or no tectonic Holocene emergence despite an active volcanic history. In Timor, radiometric dating of Tridacna from reef platforms points to Holocene stability following a period of rapid Quaternary uplift. In southern Chile, fossil beaches show that successive earthquakes have led to cumulative emergence on some stretches of coast and submergence on others. Such findings demonstrate that sea-level fluctuations cannot be assumed to operate uniformly and within a static tectonic framework and that on occasion the tectonic effect may be the key to site history

* Department of Geological Services, University College London, Gower street, London WC1E 6BT, Great Britain.

INTRODUCTION

The search for coastal sites and the interpretation of their location evidently call for information on shifts in the shoreline. For most purposes it is immaterial whether the displacements were produced by erosion, deposition, a displacement of the land or an oscillation in global sea level. In Qatar, for example, Danish archaeologists searching for prehistoric sites found it helpful to postulate that sea level - for whatever reason - had formerly lain about 3 m above its present position (BIBBY, 1970). Again, the detailed coastal maps computed by LAMBEEK (1996) for the Aegean on the basis of glacioisostatic modelling are of interest to Classical archaeologist primarily because they track the shifting links between the islands and mainland Greece.

For certain purposes, however, we wish to know the timing and causes of shoreline shift in some detail. A port may have been abandoned before rather because of silting; progressive cliff retreat and instantaneous downfaulting have dissimilar impacts on coastal sites (e.g. MOUYARIS *et al.*, 1992). Indeed, the destruction of major cities by earthquakes, and the devastation produced by seismic seawaves or tsunamis, vies with invasion as an explanation that is often difficult to test. By the same token the efforts by geologists to profit from the human record in their search for detailed earthquake chronologies is all too often hampered by the difficulty of distinguishing between human and seismic damage or assessing the economic impact of natural disasters.

This paper discusses recent field studies in three areas whose archaeological record is poorly understood. In all three the focus is on the tectonic component in an attempt to show that the results can be of value to environmental reconstruction provided their limitations are clearly stated. The primary aim of the first study was to discover how far the volcanic origin of the Canaries archipelago was matched by tectonic instability and, more specifically, whether reports of elevated Pleistocene fossil beaches implied continuing uplift. The Timor study was designed to test the hypothesis that convergence between the Indian lithospheric plate and that of SE Asia had led to rupture of the Indian plate and rapid upward rebound of the continental margin. The discussion briefly considers the physiographic effects of earth movements on the coast of south-central Chile.

CANARY ISLANDS

Beachrock is a littoral deposit which is seductively crisp and whose relationship to sea level appears unambiguous especially in areas where the tidal range is narrowly defined. Yet beachrock cementation through the agency of splash can occur well above the high water mark (KELLETAT, 1988) and will not

always be betrayed by microscopic evidence of recrystallisation or by ^{13}C measurements that point to a contribution by meteoric waters. Similarly, beachrock erosion may be promoted by storm action as well as by a fall in sea level (GREENSMITH, 1994); what is more, the maximum depth at which it may have formed is not clearly understood.

Armed with these gloomy facts a study of sea level change in the Canaries was made in the easternmost islands of Lanzarote and Fuerteventura supplemented by a brief reconnaissance visit to La Palma (Fig. 1).



Fig.1. - Location of Canary Islands.

The literature contained some information on the coastal evolution of all three islands but their chronology was uncertain. For example, fossiliferous conglomerates and sandstones had been reported by HAUSEN (1968) on the leeward coast of Fuerteventura overlying an abrasion platform which had formed close to the present upper tide level in the Quaternary. The fossils included *Patella* and other molluscs. HAUSEN also found a thin horizon of littoral conglomerates at the base of a foraminiferal limestone on the windward coast at a height of about 15m. On Lanzarote, FUSTER *et al.* (1968) confirmed the existence of fossiliferous marine terraces at 50, 20, 10, 5 and 1 m, particularly in the Montaña Roja at the southern end of the island. The terraces were thought to be associated with successive basalt series (ROTHER, 1986) but their age remained obscure. The 50 m terrace contains the gastropod *Strombus bubonius* (HERNANDEZ-PACHECO, 1968, quoted by FUSTER *et al.*, 1968) whose chronological range, as in the Mediterranean basin, is not known.

Fossiliferous beaches had been found at elevations of up to 55 m on Lanzarote and Fuerteventura (LECOINTRE *et al.*, 1967) but many of them are now attributed to the Pliocene (MECO & STEARNS, 1981). Well attested Late Quaternary deposits, with Uranium-series ages of 106 ± 7 and $112 \pm 7 \times 10^3$ years, were reported at a maximum of 4 m on both islands (ZAZO *et al.*, 1993). As the level generally accepted for the 5e eustatic highstand of 120×10^3 yr BP is about 6 m this was *prima facie* evidence for tectonic stability.

Beachrock, though widespread, was rarely found more than 1-2 m above High Water in all three islands (Fig. 2., Tab. I). The limited range of elevations could be taken to reinforce the case for stability. Indeed the fact that the ^{14}C ages in the 0-2000 yr range are all found 0-0.7m above High Water may stem from the slight emergence since 3000 yr BP indicated by the theoretical model of CLARK (1980). Yet the attribution to beachrock well above this level of several non-finite determinations (including LZ IV, which is at the limit of the method) does not rule out some uplift. Indeed uplift at a rate slower than that of the Holocene transgression, an average of 4.7 mm yr^{-1} in the scheme of CLARK (1980), would not be detected.

Until further geochemical tests remove some of the ambiguities the unsatisfactory conclusion must be that the beachrock appears to exclude submergence but does not rule out some light emergence in the late Pleistocene.



Fig.2. - Tabular beachrock undermined by wave action.

TAB.I. - ^{14}C ages for the Canary Is.

Site	Elev. (nl)	age (yr BP)	Lab. rio.	Cal. age (yr BP)+	corr. clev (M)*
Lanzarote					
LZ I	0	1930 \pm 110	UCL-350	1480 \pm 140	0.5
LZ III	0.7	1940 \pm 240	UCL-351	1490 \pm 280	0.2
LZ IV	2	>16,000 §	UCL-352	n.a.	n.a.
LZ V	0	>16,000 §	UCL-347	n.a.	n.a.
Fuerteventura					
Sot I	1.9	> 16,000 §	UCL-347	n.a.	n.a.
Sot II	1.7	> 16,000 §	UCL-348	n.a.	n.a.
Sot b	0	> 16,000 §	UCL-356	n.a.	n.a.
Guis	0.3	230 \pm 80	UCL-349	n.a.	0.3
FV	1.0	>16,000 §	UCL-357	n.a.	n.a.
La Palma					
LP I	0	2100 \pm 90	UCL-354	1680 \pm 130	-0.5

+ age calibration after STUIVER & REIMER (1993). First-order ages (UCL- numbers) after VITA-FINZI (1991). All the samples on *Patella* sp.

* based on graph for Zone III in CLARK (1980).

§ age at limit of first-order method.

TIMOR

Plots of earthquake hypocentres and analysis of the corresponding focal-plane solutions shed light on plate interaction only for the period spanned by the seismic records, and even then the dynamic patterns they reveal may be prejudiced by fault reactivation or by ambiguous solutions too deep to be resolved by surfact fault breaks. Some of the deficiencies can be made up by deformation chronologies which are long enough for major trends to override temporary or spurious patterns and which complement localised seismic data with direct evidence of ground deformation. The outcome may shed light on such matters as seismic hazard or cultural adaptation to former patterns of earthquake activity (VITA-FINZI, 1992).

The present study relies on fossil shorelines in West Timor, in eastern Indonesia (Fig. 3a), where the Indo-Australian Plate is being subducted under the Banda Arc at an average rate of about 70 mm yr⁻¹.

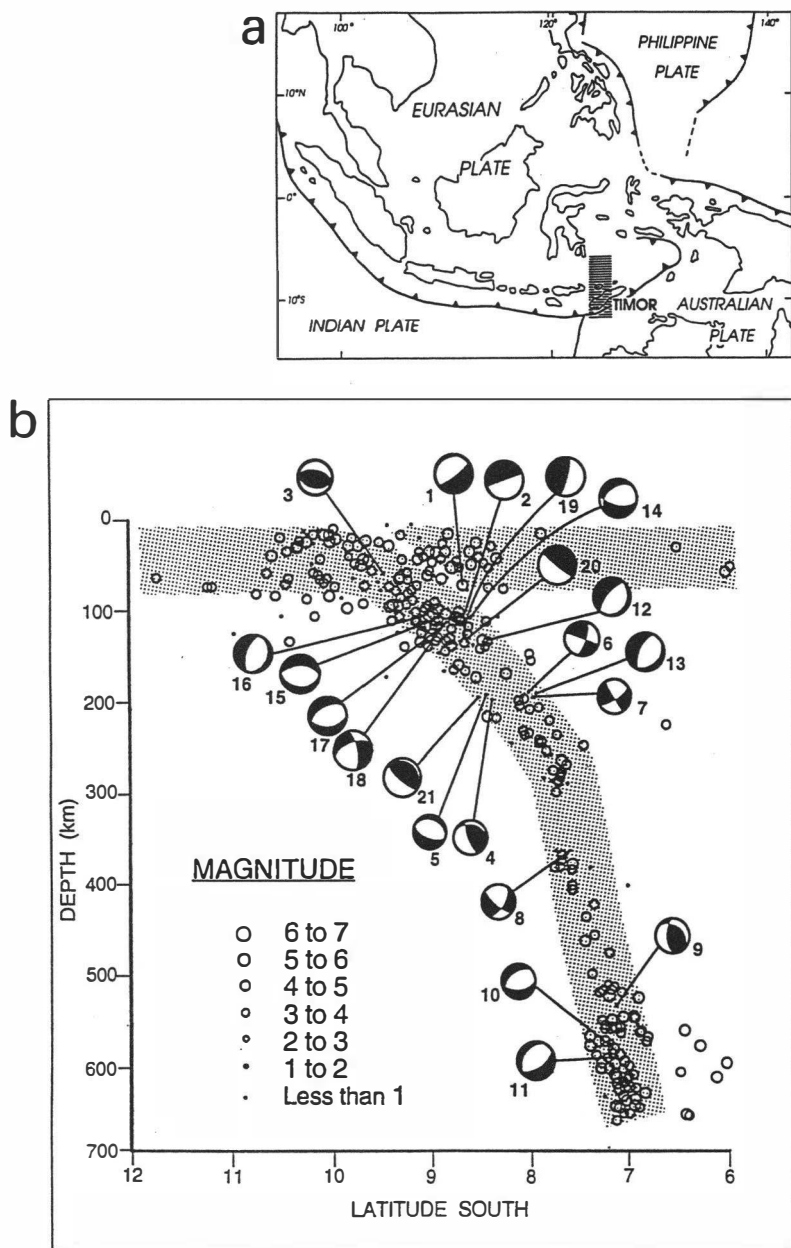


Fig.3 a. - Location of Timor.

b. - Magnitude and focal plane solutions for selected earthquakes in zone shown in fig.3a
 Note gap in seismicity at a depth of about 300-360 km close to point of inflection of inferred lithospheric slab.

Collision between Australia and this part of the Southeast Asian Plate is thought to have started 3.10^6 years ago, with the emergence of Timor as one of its consequences. Precisely how remains controversial (see for example CARDWELL & ISACKS 1978). According to PRICE & AUDLEY-CHARLES (1983), collision of the Australian Plate with the Eurasian Plate in the Early Pliocene led to its rupture, a process which was helped by hydraulic fracture and reverse faulting. The detached portion of the Australian lithospheric slab began to sink and the continental margin rebounded, carrying the island of Timor up with it.

Sudden changes in tectonic deformation in other subduction settings have been ascribed to slab rupture. For instance, CHATELAIN *et al.* (1992) explained the rapid uplift currently experienced by the Vanuatu Islands by the creation of a gap in the downgoing slab of the Australian lithosphere. Within the area under review, McCaffrey *et al.* (1985) cited the results of a microearthquake survey to propose that the subducted lithosphere north of Timor was becoming detached at a depth of 50-100 km, leading to uplift of the upper slab as well as rapid sinking of the upper part of the detached portion.

The pattern of hypocentres falling within the relevant longitudinal belt (Fig. 3b) shows a gap at a depth of about 350 km combined with a marked change in slab dip (front about 45° to 75°) and a moderately high level of activity at 600 km. The distribution of shallow to deep hypocentres along the Banda Arc has been interpreted by CARDWELL & ISACKS (1978) as a laterally continuous slab, the seismic gap detected in its western part at depths of 300-500 km being dismissed as illusory on the grounds that it is absent further east. It is of course possible that the gap stems merely from a lack of events during the period of record. But the coincidence of the gap in the Timor plot with a steepening of the slab, and the absence of events of all magnitudes, suggest that the gap is real.

It has been known for over half a century that there are elevated reefs in the central part of West Timor which date from the Late Cainozoic (VAN BEMMELEN, 1949).

Micropalaeontological evidence indicates that outcrops now 3000 m above sea level were deposited at depths of 2000 m during the late Neogene (BARBER *et al.*, 1977). Uplift is thought to have proceeded at an average rate of 3 mm yr^{-1} which in due course declined to 1.5 mm yr^{-1} (AUDLEY-CHARLES, 1986) although some workers believe that uplift during the Quaternary attained 10 mm yr^{-1} (DE SMET *et al.*, 1989).

The first radiometric study of shoreline history in Timor was made by CHAPPELL & VEEH (19178) on the north coast of East Timor. Using stratigraphic and palaeoecological data calibrated with Th/U determinations on elevated reefs they obtained an uplift rate for the last 120,000 yr of 0.03 mm yr^{-1} . In western Timor, dating of uplifted coastal terraces gave an average rate of 0.3 mm yr^{-1} for the last 152,000 years (JOUANNIC *et al.*, 1988). Though higher than that for East

Timor this value is consistent with the presence of numerous large, modern reef platforms (JOUANNIC *et al.* 1988).

Radiocarbon dating of corals and *Tridacna* clams from Western Timor and the adjoining island of Semaui points to an uplift rate of 0.4 mm yr⁻¹ for the last 4000 years. The evidence for the north coast of Sumba Island is similar. PIRAZZOLI *et al.* (1993) concluded that their evidence fitted an average uplift rate of 0.49 mm yr⁻¹ during the last million years. They also reported a ²³⁰Th age of 6300 ± 200 yr BP and ¹⁴C ages of 1920 ± 250 and 5070 ± 200 yr BP for a narrow terrace 1.5 ± 0.5 m above MSL and 3 m above low tide. As HANTORO *et al.* (1989) observe, the terrace is topped by high tide.

As all but three samples of the Timor and Semaui ages exceeded the then 12,000 year limit of the first-order method, three were submitted for conventional assay at the Weizmann Institute. They were found to display activity indistinguishable from background (GOODFRIEND, pers. comm.). Amino acid analysis confirmed this finding, with D-alloisoleucine/L-isoleucine values of about 1.00 ± 5% (Tab. II).

TAB.II. - ¹⁴C and amino acid ages for sites in SW Timor and Sumba.

sample	height (m)	first order ¹⁴ C age (yr BP)*	lab.n°	conventional ¹⁴ C age (yr BP)	lab.n° ***	A/I****
Timor						
37	1.3	4980 ± 330**	UCL-154			
39	1.3	4540 ± 310**	UCL-175			
9	2.0	>12,000	UCL-164	37,600 ± 900	RT-1555	1.11
1b	2.5	>12,000	UCL-153	n.d.		0.899
17b	3.0	>12,000	UCL-163	36,900 ± 3500	RT-1562	0.937
2	3.5	>12,000	UCL-161	42,200 ± 2070	RT-1533	n.d.
5b	5			37,800 ± 1000	RT-1554	1.02
20	12			n.d.		1.00
Sumba						
2	low tide	5615 ± 360	UCL-160			

* using procedure in VITA-FINZI 1991. For additional first-order ages see VITA-FINZI & HIDAYAT, 1991

** Calibrated after STUIVER *et al.* 1986

*** RT-ages after GOODFRIEND (pers. comm. 1992)

**** A/I = D-alloisoleucine / L- isoleucine ratio

The complexities of sea-level and tectonic history rule out any simple correction for eustatic effects during the Quaternary. The Holocene is more tractable and here reference to global data such as that collected by FLINT (1971) indicates emergence by $0.7 \pm 1.0 \text{ mm yr}^{-1}$. Though faster than the long-term results derived from U-series dating these values tally with the late Pleistocene rate proposed by AUDLEY-CHARLES (1986). Indeed the error bars associated with average uplift values may conceal slight, localised episodes of subsidence. The data in Table II also suggest that there has been no appreciable uplift in the last 5600 years, the age obtained for an intertidal beachrock on Sumba.

In an area where vertical movements are predominantly coseismic the lack of definite evidence for late Holocene uplift could stem simply from the prevalence of long recurrence intervals. But NEWCOMB & McCANN (1987) infer from historical records and the age of the subducted oceanic crust that, in contrast with its northwestern portions near Sumatra, where uplift is predominantly spasmodic (VITA-FINZI & SITUMORANG 1989), the eastern Sunda Arc near Java deforms mainly in aseismic fashion. In any case, the four RT results (Tab. I) show that the Holocene averages hold good for at least 42 000 yr.

High uplift rates for inland Timor have been reconciled with slow coastal uplift by postulating regional arching of the island (DE SMET *et al.*, 1989., VAN BEMMELEN, 1949). The shoreline record in the Sunda Strait region has been interpreted (JOUANNIC *et al.*, 1985) as an isostatic effect produced by loading by glacial meltwaters or the volcanic complex of Krakatoa, and the elevated young coral reefs on the islands of the Banda outer-arc ridge as the product of rapid uplift resulting from the buoying effect of the light sediments stuffed under the arc (HAMILTON, 1979). None of these mechanisms accounts for the almost total cessation of uplift indicated by the palaeontological and dating evidence.

In short, the neotectonic record supports the view that the rate of Quaternary uplift in western Timor (and also in north Sumba) declined to a negligible level during the late Quaternary. The contrast with other parts of the archipelago such as the islands of Nias and Simeulue off Sumatra is striking (VITA-FINZI & SITUMORANG, 1989); its cultural implications have still to be explored.

DISCUSSION

The above two examples refer to areas where the tectonic component is relatively uniform. Elsewhere (or perhaps wherever the investigation has been sufficiently thorough) the picture is more confused. An excellent example is south central Chile (Fig. 4).



Fig.4. - Location of sites in Chile mentioned in text.

The 1960 Vaidivia earthquake left its topographic imprint on the coast of Chile between 35° and 47° S, with a western belt where uplift attained as much as 5.7m and an eastern belt affected by up to 2.3m of subsidence (PLAFKER & SAVAGE, 1970). Some accounts of the deformation invoked thin viscous sheet models; others favoured dislocation mechanisms. The scheme proposed by MANN & VITA-FINZI (1994) proposed elastic buckling of the South American plate; it successfully accounted for a second, eastern zone of uplift identified by the geodetic survey, and provided a simple explanation for the postseismic relaxation reported at various points along the coast.

The observations by PLAFKER & SAVAGE (1970) showed that, as in many other subduction earthquakes, the sign and amount of coseismic displacement depended on position; later studies demonstrated the importance of timing. A measure of relaxation had already taken place by the time, of the geodetic survey. At some locations the coseismic displacement may ultimately disappear; at others, for example on the island of Mocha southwest of the Arauco peninsula, the movement shows no sign of reversing even though it varies markedly in rate.

Nevertheless the general pattern of coastal types is consistent with that of the 1960 event, with a western band dominated by emergence and a central belt where subsidence is manifested by a drowned ria coast (see for example eastern Chiloé, Fig. 4) and by lake basins or broad valleys that lend themselves to damming for reservoirs (Fig. 5).



Fig.5. - Landsat image of Arauco area showing emergence near the coast and evidence of subsidence along a central belt (ria, lake basins).

The celebrated fossil beaches of the region, notably those at Tongoy, Herradura, Bahia Inglesa, Caldera and Antofagasta, confirm that movement is not unidirectional, as there is no simple relationship between height and age: indeed, most of them are beyond the range of ^{14}C dating where one would expect a rich Holocene record, and several sections show stratigraphic evidence of alternating uplift and subsidence.

Thus the nature of coastal change in this part of Chile depends on position within a broad framework of N-S up- and downwarps and on timing within the latest major earthquake cycle. In addition the length of time since the previous, deforming event may be of importance in determining how far postseismic relaxation has progressed and thus whether vertical displacement will be cumulative. There are obvious implications for seismic hazard assesment (VITA-FINZI, 1996) as well as for archaeology.

In short, the "correcting for sea-level change" may prove troublesome, but the geologist will profit from the outcome as much as the archaeologist.

ACKNOWLEDGMENTS

I thank G. A. GOODFRIEND and I. CARMI for radiocarbon and aminoacid analyses, and M. X. BORENGASSER and W. MURPHY for computing. Fieldwork in the Canaries formed part of project SEAVOLC funded by the EC.

REFERENCES

- AUDLEY-CHARLES, M.G., 1986. Rates of Neogene and Quaternary tectonic movements in the southern Banda Arc based on micropalaeontology. *J. Geol. Soc. London*, 143, 161-175.
- BARBER, A.J., AUDLEY-CHARLES, M.G. & CARTER, D.J., 1977. Thrust mechanics in Timor. *J. Geot. Soc. Australia*, 24, 51-62.
- BIBBY, G., 1970. *Looking for Dilmun*. Collins, London.
- CARDWELL, R.K. & ISACKS, B.L., 1978. Geometry of the subducted lithosphere beneath the Banda Sea in eastern Indonesia from seismicity and fault-plane solutions. *J. Geophys. res.*, 83, 2825-2838.
- CHAPPELL, J. & VEEH, H.H., 1978. Late Quaternary tectonic movements and sea-level changes at Timor and Atauro island. *Bull. geol. Soc. Am.*, 89,356-358.

- CHATELAIN, J.-L., MOLNAR, P., PREVOT, R. & ISACKS, B., 1992. Detachment of part of the down-going slab and uplift of the New Hebrides (Vanuatu) islands. *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1507-1510.
- CLARK, J.A., 1980. A numerical model of worldwide sea level changes. In: MÖRNER, N.-A. (Ed.) *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. Wiley, New York, pp. 525-534.
- DE SMET, M.E.M., FORTUIN, A.R., TJOKROSAPOETRO, S., & VAN HINTE, J.E., 1989. Late Cenozoic vertical movements of non-volcanic-inlands in the Banda arc area. *Netherland J. Sea Res.*, 24, 263-275.
- FLINT, R.F., 1971. *Glacial and Pleistocene Geology*. Wiley, New York.
- FUSTER, J.M., FERNANDEZ SANTIN, J., & SAGREDO, J., 1968. *Lanzarote*. Inst. Lucas Mallada, Madrid.
- GREENSMITH, J. T., 1994. *Southern Cyprus*. Geol. Ass, London.
- HAMILTON, W., 1979. Tectonics of the Indonesian Region. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 1078, Washington DC.
- HANTORO, W.S., JOUANNIC, C. & PIRAZZOLI, P.A., 1989. Terrasses coralliennes quaternaires soulevées dans l'Isle de Sumba (Indonesie). *Photo-Interpretation*, 1, 17-24,
- HAUSEN, H. 1958., On the Geology of Furteventura. *Soc. Sci. Fenn., Comm. phys.-math.*, 22, 1-211.
- JOUANNIC, C., HANTORO, W.S. & INDARTO, S., 1985. Holocene coral reef emergence in the Sunda Strait. *Proc. Fifth Internat. Coral Reef Congress*, Tahiti, 3, 193.
- JOUANNIC, C., HOANG, C.-T., HANTORO, W.S. & DELINOM, R.M., 1988. Uplift rate of coral reef terraces in the areas of Kupang, West Timor: preliminary results. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 68, 259-272.
- KELLETAT, D., 1988. Zonality of modern coastal processes and sea-level indicators. *Paleogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 68, 219-230.
- LAMBEEK, K., 1996. Coastal change in the Aegean. *Antiquity* (in press).
- LECOINTRE, G., TINKLER, K.J. & RICHARDS, H.G., 1967. The marine Quaternary of the Canary Islands. *Proc. Acad. Nat. Sci. Philadelphia*, 1, 19, 325-344.
- MCCAFFREY, R., MOLNAR, P., ROECKER, S.W. & JOYODIWIRYO, Y.S., 1985. Microearthquake seismicity and fault plane solutions related to arc-continent collision in the eastern Sunda Arc, Indonesia. *J. Geophys. Res.*, 90, 4511-4528.
- MANN, C.D. & VITA-FINZI, C., 1994. Seismic folding in coastal south central Chile. *J. Geophys. res.*, 99, 12,289-12,299.

- MECO, J. & STEARNS, C.E., 1981. Emergent littoral deposits in the Eastern Canary Islands. *Quat. Res.*, 15, 199-208.
- MOUYARIS, N., PAPASTAMATIOU, D. & VITA-FINZI, C., 1992. The Helice fault? *Terra Nova*, 4, 124-129.
- NEWCOMB, K.R. & McCANN, W.R., 1987. Seismic history and seismotectonics of the Sunda Arc. *J. Geophys. Res.*, 92, 421-439.
- PIRAZZOLI, P.A., RADTKE, U., HANTORO, W.S., JOUANNIC, C., HOANG, C.T., CAUSSE, C., & BOREL BEST, M., 1993. A one million-year-long sequence of marine terraces on Sumba Island, Indonesia. *Marine Geology*, 109, 221-236.
- PLAFKER, G. & SAVAGE, J.C. 1970., Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21 and 22, 1960. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 81, 1001-1030.
- PRICE, N.J. & AUDLEY-CHARLES, M. G., 1983. Plate rupture by hydraulic fracture resulting in overthrusting. *Nature*, 306, 572-575.
- ROTHER, P., 1986 *Kanarische Inseln* . Sammlung Geol. Führer 81, Gebr. Borntraeger, Berlin.
- STUIVER, M. & REIMER, P., 1993. Extended ^{14}C data base and revised Calib 3.0 ^{14}C calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- STUIVER, M., PEARSON, G.W. & BRAZIUNAS, T., 1986. Radiocarbon calibration of marine samples back to 9000 BP. *Radiocarbon*, 28, 980-1021.
- VAN BEMMELEN, R.W., 1949. *The Geology of Indonesia*. vol. 1A. Government Printing Office, The Hague.
- VITA-FINZI, C., 1991. First-order ^{14}C dating, Mark II. *Quaternary Proc.*, 1, 11-17.
- VITA-FINZI, C., 1992. Earthquakes. In. BOURRIAU, J. (Ed). *Understanding Catastrophe*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, pp. 97-118.
- VITA-FINZI, C., 1996. Paleoseismology in coastal Chile. *J. Geophys. Res.*, 101, 6109-6114.
- VITA-FINZI, C. & HIDAYAT, S., 1991. Holocene uplift in West Timor. *J. SE Asian Geology*, 6, 387-393.
- VITA-FINZI, C. & SITUMORANG, B., 1989. Holocene coastal deformation in Simeulue and Nias, Indonesia. *Mar. Geol.*, 89, 153-161.
- ZAZO, C., HILLAIRES-MARCEL, CL., HOYOS, M., GHALEB, B., GOY, J.L. & DABRIO, C.J., 1993. The Canary Islands, a stop in the migratory way of *Strombus bubonius* towards the Mediterranean around 200 ka. *Medit. Black Sea Shorelines Newsletter*, 15, 7-11.

ARCHEOLOGIE PREHISTORIQUE ET PROCESSUS DE FORMATION DES STONE-LINES EN AFRIQUE CENTRALE (CONGO-BRAZZAVILLE ET ZONES PERIPHERIQUES)

Prehistorical archaeology and formation processes of stone-lines
in Central Africa (Congo-Brazzaville and adjoining areas)

D. SCHWARTZ*

ABSTRACT

The stone-lines of Central Africa (i.e. Gabon, Congo, south-Cameroon, south-Zaire) frequently contain a prehistoric industry attributed to the Sangoan. Picks constitute the main tool of this lithic industry, which still remains rather badly dated (between 70 000? -40 000 BP). At first, some general data concerning the stone-line complex and relating to the regional chronology and palaeoenvironments are pointed out. Occurrence of prehistoric industries brings important information about the genesis of the stone-lines and of their covering. It has become obvious that in the Congo and the surrounding areas the surface of the stone-lines was an erosion pavement during the Maluekian (70 000-40 000 BP). The covering of this pavement is linked both to biological and physical processes: resurfacing of fine material by termites and colluvial deposits along the slopes. The occurrence of prehistoric industries in stone-lines leads to new questions about the genesis of this kind of superficial deposits. Unfortunately, the means of answering are only few.

RESUME

Les stone-lines d'Afrique Centrale (Gabon, Congo, sud Cameroun, sud-Zaire) contiennent souvent une industrie préhistorique attribuée au Sangoen. Cette industrie lithique, caractérisée par l'abondance de pics, est encore assez mal datée, mais semble s'être développée entre 70 000 ? et 40 000 BP. Après un bref rappel sur le complexe de la stone-line et le cadre chronologique et paléoenvironnemental, il est montré en quoi la présence de ces industries apporte des éléments précieux quant à la formation des stone-lines et de leur recouvrement. En l'occurrence, il apparaît que les stone-lines du Congo, et sans doute des zones périphériques, ont été une surface d'érosion pendant le Maluekien (70 000-40 000 BP). Leur recouvrement est lié à la conjonction de

* Orstom, Cereg, 3 rue de l'Argonne, 67083 Strasbourg Cedex, France

phénomènes biologiques et mécaniques : remontées de matériaux fins par les termites, et épandage le long des versants par des phénomènes érosifs. On abordera ensuite brièvement les questions nouvelles soulevées par la présence de cette industrie lithique, et les moyens (peu nombreux) d'y répondre.

INTRODUCTION.

Généralités sur le complexe de la stone-line

Les "stone-lines" (SHARPE, 1938) sont des concentrations d'éléments grossiers en nappe de grande extension spatiale. Egalement connues dans quelques sols des régions tempérées et les piedmonts des zones arides, elles sont particulièrement abondantes dans les sols intertropicaux (VOGT, 1966). Nous réserverons ici ce terme aux formations constituées au moins en partie d'éléments grossiers résiduels allochtones ou autochtones tels que des galets, du quartz, de l'industrie lithique ou encore des fragments de roches altérées. De fait, sont exclues de cette définition les concentrations purement formées de gravillons ferrugineux. Celles-ci peuvent en effet résulter de simples mécanismes de concentration chimique, in situ (LUCAS *et al.*, 1990), alors que la formation de nappe de gravats stricto sensu est complexe, et associe processus géomorphologiques, pédogénétiques et biologiques. Les stone-lines sont recouvertes d'un ensemble d'horizons pédologiques meubles dépourvus d'éléments grossiers, appelés "niveaux de recouvrement", ou plus simplement "recouvrement". L'ensemble stone-line - recouvrement est souvent dénommé "complexe de la stone-line".

La question de la genèse des stone-lines et de leur recouvrement a fait l'objet de nombreuses recherches dans les années 1950-1970, et force est de constater, 40 ans plus tard, qu'aucune réponse définitive n'a été apportée à ce débat. Ceci résulte sans doute autant de la diversité des stone-lines (VOGT, 1966 ; VINCENT, 1966) que de la difficulté d'aborder le problème sur le plan scientifique. Pour se rendre compte des débats animés qui ont agité les chercheurs à ce sujet, on lira la synthèse de VOGT (1966), les articles de VINCENT (1966), de STOOPS (1967), le n° 7-1 des Cahiers ORSTOM de Pédologie (1969) entièrement consacré à cette question, ou plus récemment BOCQUIER *et al.* (1984), EMBRECHTS & DE DAPPER (1990) et le n° 11(1-4) de Geo-Eco-Trop (1987), lui aussi entièrement consacré à ce thème.

Les termes du débat étant surtout connus des seuls spécialistes des régions intertropicales, il nous paraît nécessaire, dans le cadre d'un ouvrage traitant d'aspects variés de la géo-archéologie et destiné de ce fait à un public large, de revenir dans un premier temps sur les principales caractéristiques du complexe de la stone-line et sur les hypothèses qui en ont découlé pour expliquer leur formation. La contribution des études archéologiques à la connaissance de la

formation et de la datation du complexe de la stone-line sera ensuite illustrée à partir d'exemples congolais. En conclusion, on exposera rapidement les nouvelles questions qui en découlent.

Le cadre paléoenvironnemental, chronologique et archéologique local.

Au préalable, on rappellera brièvement le contexte paléoenvironnemental dans lequel ont évolué les hommes préhistoriques, ainsi que les industries qu'ils ont développées.

La terminologie régionale, créée par les auteurs belges (DE PLOEY, 1963, 1965, 1969 ; DE PLOEY et VAN MORSEL, 1963, 1966) retient les termes de Kibangien, Léopoldvillien, Njilien et Maluékien pour désigner, du plus récent au plus ancien, les quatre derniers épisodes climatiques du Quaternaire, alternativement humides et secs. Les travaux de GIRESE (1978), GIRESE *et al.* (1981), GIRESE & LANFRANCHI (1984), MOGUEDET *et al.* (1986), SCHWARTZ (1988), ont permis d'en préciser les limites chronologiques : 70 000 ? BP - 40 000 BP pour le Maluékien, 40 000 - 30 000 BP pour le Njilien, 30 000 - 12 000 BP pour le Léopoldvillien et 12 000 - Actuel pour le Kibangien. Le Maluékien est une période encore mal connue, à tendance sèche. Peu d'indices permettent d'en dater le début, qui pourrait être corrélé, soit avec la fin de l'Eemien (70 000 BP), soit avec celle de l'interstade de Brørup (60 000 BP) si l'on reprend la terminologie du Würm européen (GIRESE, 1978). Cette période est suivie par le Njilien, un bref épisode humide. Le Léopoldvillien est une période sèche qui correspond grossièrement au dernier maximum glaciaire. On sait depuis peu qu'il a été entrecoupé vers 24 000 - 22 000 BP par une brève oscillation humide d'intensité encore non connue (PREUSS, 1990, ELENGA *et al.*, 1994). Le Kibangien, qui correspond aux temps postglaciaires, est une période humide, avec cependant une tendance à l'assèchement depuis 3 000-4 000 B.P. Les travaux les plus récents permettent d'affirmer que cet assèchement, marqué par plusieurs oscillations, a été bien plus intense que ce qui était initialement envisagé, mais également que le climat suit depuis plusieurs siècles une tendance à nouveau plus humide (VINCENS *et al.*, sous presse ; SCHWARTZ *et al.*, sous presse).

Les industries préhistoriques du Congo appartiennent à différentes civilisations (LANFRANCHI, 1990). Les pièces pré-acheuléennes et acheuléennes sont rares, et n'ont jamais été trouvées en position stratigraphique. Le Sangoen est un faciès du Middle Stone Age caractérisé par des pièces lourdes et frustes, principalement des pics. Cette industrie s'est développée pendant le Maluékien. Aucun gisement n'a pu être rattaché au Njilien, qui constitue une lacune sur le plan archéologique. Le Lupembien se développe au Léopoldvillien. Cette industrie se caractérise par des pièces de grande taille: pièces bifaciales, grandes lames, grattoirs, armatures. La fin du Lupembien correspond approximativement avec le début du Kibangien. Pendant cette dernière période, se développe tout d'abord la culture du Tshitilien. Celle-ci constitue la prolongation du Lupembien.

Elle s'en distingue par une tendance à la réduction de la taille des pièces, l'apparition des armatures de flèches et de petites bifaciales en noyau de mangue.

Le Néolithique est assez tardif au Congo, où il semble n'apparaître que vers 3 000-2 800 BP. Il est suivi vers 2 500-2 000 BP par l'Age du Fer.

LE COMPLEXE DE LA STONE-LINE : CARACTÉRISTIQUES ET EXPLICATIONS, UN BREF RAPPEL.

Caractéristiques du complexe de la stone-line.

De l'abondante bibliographie qui leur a été consacrée, on retiendra que les stone-lines et leur recouvrement répondent aux principales caractéristiques suivantes.

1. L'épaisseur de la stone-line et du recouvrement est d'ordre métrique. En fait, l'épaisseur de la stone-line varie entre quelques centimètres et 2-3 m, celle du recouvrement entre 0 (en cas d'érosion) et plus de 10 m.
2. La stone-line est souvent située juste au dessus des horizons d'altération de la roche. On en trouve toutefois également au sein des horizons B et plus rarement A.
3. Le plus souvent on ne trouve qu'une stone-line. Plus rarement on a observé deux, voire trois stone-lines, séparées par des niveaux dépourvus d'éléments grossiers.
4. Les stone-lines sont souvent formées de deux niveaux distincts : un niveau inférieur constitué de quartz, de gravillons ferrugineux et de fragments de roche mère plus ou moins altérés ; un niveau supérieur, moins épais, et contenant en plus des éléments grossiers allochtones : galets, blocs transportés parfois sur plusieurs kilomètres de distance, une industrie lithique.
5. La grande parenté génétique du matériau du recouvrement et de la fraction fine des stone-lines avec celui des horizons d'altération a été relevée par la plupart des auteurs. L'identité n'est cependant pas toujours parfaite, en particulier le long des zones de contact entre roches-mères différentes.
6. Les stone-lines sont des formations continues, parfois sur des centaines de kilomètres, et ubiquistes, des sommets des collines aux bas des versants. Cette affirmation est toutefois à nuancer en relief vigoureux et jeune : elle peuvent alors faire défaut en sommet de collines.
7. Un dernier point souvent relevé est l'adaptation au relief. Notre point de vue est ici plus nuancé : s'agissant d'une formation au moins partiellement d'origine pédogénétique, l'adaptation au relief est normal, comme pour tous les horizons pédologiques, et ne devrait donc pas surprendre. Bien au contraire, c'est plutôt l'inadaptation au relief qui devrait étonner : stone-lines et recouvrement ont des variations d'épaisseur bien plus importantes que la plupart des autres horizons.

Genèse du complexe de la stone-line.

La parenté entre le matériau des horizons d'altération et celui du recouvrement témoigne d'une quasi-autochtonie de ce dernier. Ceci est a priori incompatible avec la présence de matériaux allochtones dans la stone-line. La nécessité et la difficulté d'expliquer cet apparent antagonisme ont été au centre de tous les débats concernant l'origine du complexe de la stone-line. De nombreuses théories ont ainsi été élaborées, divisant les chercheurs en partisans de théories "autochtonistes", "allochtonistes" et "mixtes". On remarquera cependant que les arguments utilisés n'ont pas permis de conclure de manière définitive en faveur d'une hypothèse ou d'une autre. Aussi la plupart des auteurs ont-ils pris également soin de démonter les théories adverses, en soulignant les contradictions entre ces théories et leurs observations de terrain (par exemple: LAPORTE, 1962; LEVEQUE, 1969; RIQUIER, 1969...).

Les théories explicatives ont fait appel à des mécanismes variés: enfoncement absolu, sur place, des éléments grossiers par gravité (LAPORTE, 1962) ou par mouvements internes au sol (MOYERSONS, 1987); enfoncement relatif des éléments grossiers par remontées biologiques, liées en particulier à l'activité des termites (LEVEQUE, 1969, 1979); remaniements latéraux par transport érosif, de type colluvionnement à l'échelle du versant (RUHE, 1959; RIQUIER, 1969; GRAS, 1970) ou à des échelles spatiales plus importantes (SEGALIN, 1969); recouvrement termitique d'un pavage d'érosion (NYE, 1955 ; de HEINZELIN, 1955; MORTELMANS ET MONTEYNE, 1962; SOYER, 1987); recouvrement d'un pavage d'érosion par colluvionnement, éventuellement augmenté d'activité biologique (DE PLOEY, 1964); épaississement et approfondissement de la stone-line par soutirage chimique à sa base (COLLINET, 1969; MCFARLANE & POLLARD, 1987); pédimentation cyclique (EMBRECHTS & DE DAPPER, 1985) ; formation par voie géochimique in situ de la partie inférieure de la stone-line (STOOPS, 1987; LUCAS *et al.*, 1989). On ne discutera pas plus avant ici de ces théories. Le lecteur intéressé se référera à cet effet aux références citées, ainsi qu'à ALEXANDRE & SOYER (1987). On se bornera à préciser les deux points suivants.

1. Aux hypothèses faisant appel à un mécanisme unique s'opposent toujours des faits d'observation incompatibles avec la théorie. Ceci explique l'intérêt grandissant qui a été porté aux hypothèses faisant intervenir des mécanismes multiples. Mais ce dernier cas de figure répond également à la préoccupation, consciente ou non, de rechercher une "théorie unificatrice", expliquant la formation de toutes les stone-lines et de leur recouvrement, sans souci, finalement, d'analyser objectivement la variété des types de stone-lines.
2. Quelques-unes des théories n'excluent pas d'autre processus, mais les complètent. C'est le cas en particulier du mécanisme d'approfondissement de la stone-line par sa base proposé par COLLINET (1969) qui est compatible avec toutes les hypothèses de formation du recouvrement au-dessus d'un pavage d'érosion.

LES INDUSTRIES PRÉHISTORIQUES: UN MARQUEUR PEU UTILISÉ

Les questions posées.

Si l'on tente de résumer les problèmes soulevés par la variété de formes du complexe de la stone-line et les discussions qui en ont suivi, on trouvera, au cœur du sujet, les questions suivantes :

1. La stone-line a-t-elle été à un moment de son histoire une surface de sol, de type pavage d'érosion, ou bien s'est-elle différenciée dans le sol?
2. Si la stone-line a été une surface de sol, comment s'est différencié le recouvrement? Par voie biologique ou transfert latéral de type colluvionnement?
3. Si la stone-line a été un pavage d'érosion, quel est son âge ? Quelle est la durée de formation du recouvrement ? Est-elle compatible avec les phénomènes érosifs ou biologiques évoqués supra?
4. le phénomène de formation du complexe de la stone-line est-il cyclique, ou unique?

Les réponses apportées.

La réponse à ces questions passe par l'identification de marqueurs permettant de définir sans équivoque une chronologie, mais également des processus. On perçoit ainsi immédiatement l'intérêt potentiel de la présence d'industries préhistoriques dans les stone-lines, pour peu que ces industries puissent être définies précisément d'un point de vue typologique et chronologique. La présence d'industries préhistoriques a de fait été souvent notée dans la partie supérieure de certaines stone-lines, mais paradoxalement, elles ont été utilisées dans les discussions dont nous avons fait part.

MORTELMANS & MONTEYNE (1962) et DE PLOEY (1964) au Zaïre, MARCHESSEAU (1965) au Gabon, RIQUIER (1969) au Congo ont tous signalé la présence d'industries lithiques au sommet des stone-lines. POMMERET (1965), DE PLOEY (1964) ont également observé des industries dans les niveaux de recouvrement. Pour MORTELMANS & MONTEYNE (1962), une stone-line appelée "old land surface 1" contient des industries sangoennes. Les autres "old land surface", plus récentes (2 à 4) ne correspondent pas à des stone-lines, mais à des niveaux internes au recouvrement. Pour DE PLOEY (1964), la stone-line contient de l'industrie pré-lupembienne (Sangoen, Acheuléen,..) et du Lupembien ancien. Le recouvrement contient du Lupembien récent et du Tshitolien.

En fait c'est DE PLOEY (1964, 1965) qui a tiré le maximum de profit de ce type d'observations. Pour cet auteur, la présence d'outillage pré-lupembien et lupembien ancien au sommet de la stone-line impliquent un âge léopoldvillien de cette formation, tandis que la présence d'industries lupembiennes récentes et

tshitoliennes dans le recouvrement lui confère un âge inférieur à 10 000 ans. Des premières observations sur l'aspect non perturbé des gisements préhistoriques, faites dans les formations du Stanley Pool, DE PLOEY conclut à une mise en place du recouvrement essentiellement par ruissellement et colluvionnement. Pour ce qui est des remaniements biologiques, DE PLOEY (1964, p. 404) exclut l'action des termites dans les "sables proluviaux de Kinshasa", l'estime possible mais non indispensable pour les terrains schisto-gréseux du Bas-Congo (p. 408: "aucune observation n'exclut l'intervention des termites dans la formation des recouvrements, mais aucun argument ne rend indispensable d'envisager une telle action"). En revanche, des remontées de matériau par les termites lui paraissent être la seule explication possible pour les recouvrements situés en sommet de colline, à proximité de Thysville (Mbanza-Ngungu) (p. 409). De l'ensemble de ces observations, il conclut à une formation du recouvrement essentiellement liée à des remaniements latéraux, mais complétée par une action des termites, au moins pour les parties hautes des reliefs. Ses conclusions ont été reprises ultérieurement par VINCENT (1966), STOOPS (1967), RIQUIER (1969). Plus récemment, au Gabon, PEYROT ET OSLISLY (1986) ont également estimé que le recouvrement des stone-lines était holocène.

Des réponses insuffisantes...

Il convient pourtant de rediscuter ici des conclusions de DE PLOEY. Une lecture littérale des textes de DE PLOEY (1964, 1965) aboutit à une contradiction qui n'avait, à notre connaissance tout au moins, jamais été relevée jusqu'à présent : si le recouvrement a 100 000 ans au plus, comment pourrait-il contenir en place une industrie (du Lupembien récent) âgée d'au moins 12 000 ans?

Faut-il alors envisager que le cadre chronostratigraphique sur lequel s'appuyait DE PLOEY est faux ? Il est vrai que les limites et la définition des périodes sur lequel il repose (Maluekien, Njilien, Léopoldvillien, Kibangien) ont évolué. Ainsi, le début du Léopoldvillien que DE PLOEY & VAN MOORSEL (1963) estimaient à 80 000 ans environ, est actuellement ramené à environ 30 000 BP (GIRESSE, 1978; GIRESSE *et al.*, 1981; SCHWARTZ, 1988). En revanche, l'évaluation de la fin du Léopoldvillien, soit 11 200 BP pour DE PLOEY & VAN MOORSEL (1963) n'a guère changé: GIRESSE *et al.* (1982) observent dans les sédiments marins le retour à l'humidité vers 11 500 BP. On peut donc guère contester la contradiction soulevée par l'évaluation chronologique que dans le schéma de DE PLOEY & VAN MOORSEL (1963), avec ses conséquences directes : ou le recouvrement a plus de 12 000 ans, ou les industries du Lupembien qu'on y récolte ne sont pas en place. Dans cette hypothèse, elle ne peuvent provenir que d'un recouvrement antérieur, qui aurait été démantelé, et aurait alors fourni le matériau du recouvrement actuel.

Par ailleurs, un autre point doit être également rediscuté. Il s'agit de l'attribution des industries lithiques à une culture préhistorique précise. Il est clair que DE PLOEY & VAN MOORSEL (1963, pl. 4) estiment que le Lupembien ancien est pénécontemporain d'une industrie appelée le Stanley-Pool II. Or ce Stanley-

Pool II (VAN MOORSEL, 1968) est en fait l'équivalent du Sangoen défini par MORTELMANS (1957) (LANFRANCHI-SALVI, 1984). DE PLOEY (1964, 1965) reconnaît d'ailleurs que les industries des stone-lines sont composées essentiellement de pics, ce qui est un des traits du Sangoen du sud du Zaïre et du Congo (LANFRANCHI, 1990).

Si l'on résume cette discussion, les travaux de DE PLOEY ont été effectués à une époque où la connaissance des paléoenvironnements, des industries lithiques, et de leurs chronologies, étaient encore très fragmentaires. Une révision s'imposait donc pour y intégrer les apports plus récents. Ce sont ici les travaux effectués au Congo (LANFRANCHI & SCHWARTZ, 1990, 1991; SCHWARTZ, à paraître; SCHWARTZ *et al.*, à paraître) qui nous serviront de repère.

INDUSTRIES LITHIQUES ET STONE-LINES DU CONGO : PROGRES RÉCENTS

Les observations effectuées au Congo.

Les travaux que nous allons résumer ont été principalement effectués dans le Mayombe et dans la Sangha. Dans le Mayombe, des prospections ont été effectuées entre les années 1982 et 1993 (SCHWARTZ & LANFRANCHI, 1984; LANFRANCHI, 1990; SCHWARTZ *et al.*, à paraître) le long des principaux axes de communication, ainsi que dans les savanes incluses, zones dans lesquelles une importante érosion provoque l'ablation locale du niveau de recouvrement et remet ainsi à jour la stone-line. Dans la Sangha, c'est la construction de la route Ouesso-Liouesso qui nous a permis d'étudier en 1984-1986 84 km de coupes fraîches (LANFRANCHI & SCHWARTZ, 1990, 1991). Il s'agit essentiellement d'observations archéologiques et géomorphologiques. A la différence de DE PLOEY, nous ne les avons pas complétées par des analyses de laboratoire. Les principaux faits d'observation sont les suivants :

1. Dans la Sangha, la stone-line est omniprésente, quelle que soit la situation topographique: bas de pente, versant, sommets de collines. Dans le Mayombe, seules les plus hautes crêtes, très pentues, en sont dépourvues (GRAS, 1970). Le recouvrement a une épaisseur variant entre 50 cm et plus de 10 m, qu'il n'est pas évident de mettre en relation avec la topographie actuelle. Il n'y a guère que dans les savanes incluses du Mayombe que l'érosion a provoqué localement une ablation totale du recouvrement.
2. L'industrie unique des stone-lines est le Sangoen, caractérisé par l'abondance de pics, ainsi que par d'autres outils en proportions moindres: racloirs, pièces bifaciales,.. (Fig. 1) ; cette industrie ne se trouve que dans la partie supérieure de la stone-line, composée partiellement de matériaux allochtones. Le plus souvent, elle est plaquée en surface de la stone-line. Quelques pièces éparées, mais parfois également des ateliers de débitage se trouvent parfois inclus dans la partie sommitale de la stone-line ou au contraire dans la base du recouvrement.

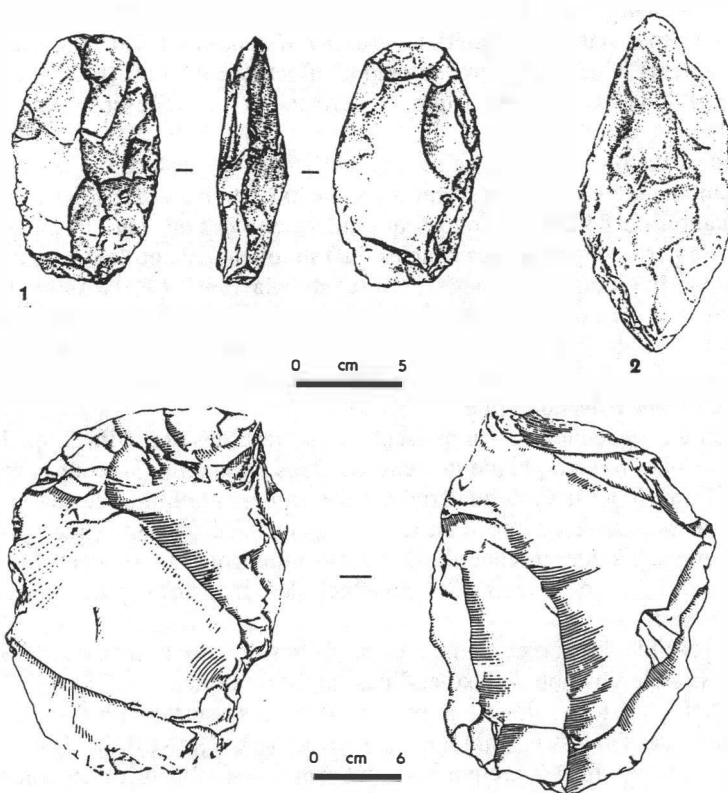


Fig. 1. - Exemples de matériel lithique sanghoen. 1: pièce bifaciale (Ouessou); 2: pic (Mayombe); 3: gros éclat nucleus (Ouessou). (d'après LANFRANCHI, 1990).

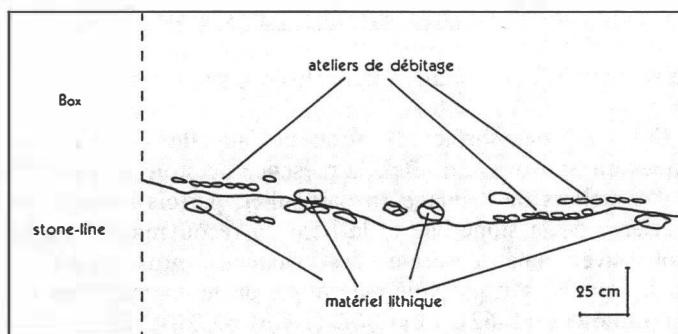


Fig. 2. - Position de l'industrie lithique dans les stone-lines de la Sangha (d'après LANFRANCHI & SCHWARTZ, 1991).

3. Dans la Sangha, les ateliers de débitage parfaitement en place sont particulièrement nombreux (Fig. 2). Ils sont parfois superposés, ou séparés par une fine épaisseur de matériau grossier (stone-line) ou fin (base du recouvrement). Une fouille archéologique effectuée sur 9 m² (LANFRANCHI & SCHWARTZ, 1990) a montré que la surface de la stone-line était un sol archéologique en place.
4. Les industries plus récentes ne se trouvent jamais en surface de la stone-line, mais toujours dans le recouvrement. La seule exception à cette règle, étayée par l'observation de 84 km de coupes quasiment en continu dans la Sangha, est constituée par quelques pièces éparses du Tshitolien, échantillonnée en surface de la stone-line dans les savanes incluses du Mayombe (SCHWARTZ *et al.*, à paraître). Mais il est quasiment certain que ces pièces ont été incorporées à la stone-line lors de l'ablation récente du recouvrement. On insistera sur le fait que, lorsque celui-ci est en place, les industries post-sangoennes ne s'observent jamais en surface de stone-line.
5. L'industrie sangoenne est omniprésente en surface des stone-lines, quelle que soit la position topographique de celle-ci. Dans la Sangha, 34 coupes étudiées en détail sur 35 ont livré du matériel préhistorique : à la limite, les 84 km de la route Ouesso-Liouesso ne constituent qu'un seul gigantesque gisement préhistorique. L'omniprésence de l'industrie sangoenne au sommet des stone-line contraste avec le caractère ponctuel des industries plus récentes du recouvrement.
6. Il a été possible d'observer en maintes occasions des stone-lines dédoublées, et une fois la superposition de 3 stone-lines sur 10 m d'épaisseur (Fig. 3). Dans ce cas de figure, chacune des stone-lines contient à sa surface ou dans sa partie sommitale de l'industrie lithique sangoenne (LANFRANCHI & SCHWARTZ, 1991). Ces stone-lines superposées n'ont jamais été observées en sommet de colline.
7. On notera enfin, comme le remarquait déjà RIQUIER (1969), que les artefacts, et les éléments grossiers allochtones en général, reposent presque à plat sur la stone-line.

Interprétation des observations effectuées dans le Mayombe et la Sangha.

Ces observations ont conduit aux conclusions suivantes :

1. La stone-line a été une surface d'érosion sur laquelle ont vécu les hommes préhistoriques du Sangoen. En effet, la présence de structures archéologiques en place, des ateliers de débitage en particulier, parfois superposés entre la partie supérieure de la stone-line et la base du recouvrement, est totalement incompatible avec une descente des éléments grossiers au sein du recouvrement, que ce soit par voie mécanique ou biologique. Les hypothèses émises par LAPORTE (1962), LEVEQUE (1969) ou MOEYERSONS (1987) ne s'appliquent pas ici.

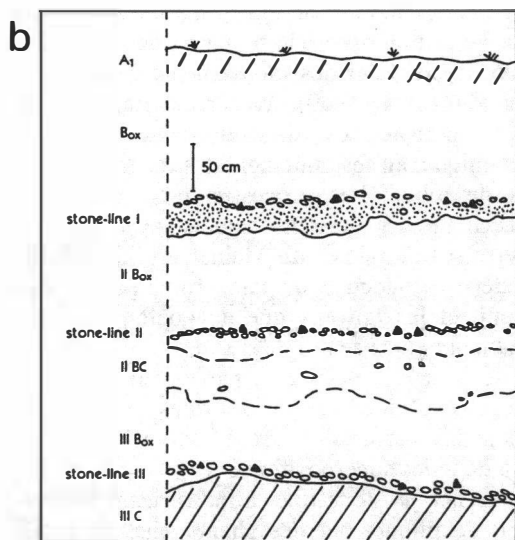
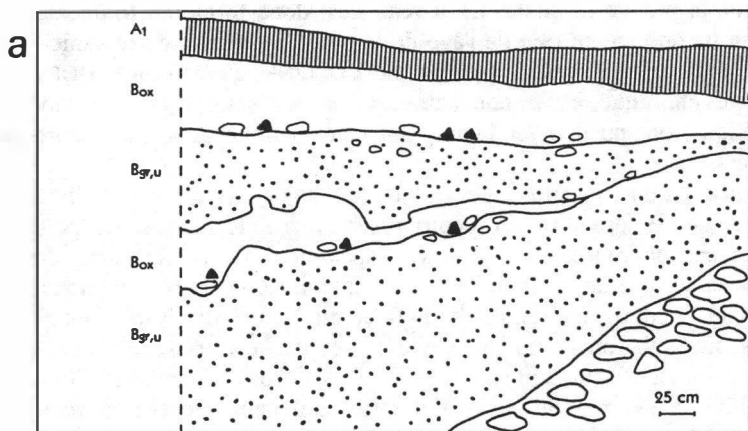


Fig.3. - Exemples de stone-line remaniée, dédoublée (a) et de sol ferrallitique à trois stone-lines superposées (b), (d'après LANFRANCHI & SCHWARTZ, 1990).

2. Les hommes préhistoriques du Sangoen sont pénécontemporains de la formation de la partie supérieure de la stone-line. L'incorporation d'artefacts isolés ou de structures en place dans le niveau allochtone de la stone-line en constitue la preuve formelle. Ce niveau s'est donc formé au Maluekien. Cette datation ne préjuge en rien de l'âge de la partie inférieure de la stone-line: des phénomènes tels que ceux rapportés par COLLINET (1969) ou STOOPS (1987), soutirage chimique et/ou concentration de fer sous forme de nodules et concrétions, ont pu débuter bien avant cette période et se poursuivre jusqu'à nos jours.
3. L'absence d'industries plus récentes que le Sangoen au sommet de la stone-line implique que la formation du recouvrement s'est faite avant le Léopoldvillien : dans le cas contraire, de l'outillage lupembien, voire tshitoliien, devrait se trouver en surface de la stone-line. Des remaniements du recouvrement se sont cependant produits au Léopoldvillien et au Kibangien, sans toutefois aller jusqu'à une ablation complète. Celle-ci ne peut être observée que dans les zones soumises actuellement à une forte érosion: savanes incluses du Mayombe, et savanes du Niari. On sait maintenant que ces formations sont âgées au plus de 2 500 à 4 000 ans (VINCENS *et al.*, 1994; SCHWARTZ *et al.*, 1995; ELENGA *et al.*, 1996; SCHWARTZ *et al.*, à paraître), ce qui donne une date "haute" pour la remise au jour de la stone-line.
4. La datation des industries montre que la formation du complexe de la stone-line s'est faite pour l'essentiel dans une tranche d'âge comprise entre 70 000 et 40 000 ans environ. Ceci exclut des mouvements de grande ampleur tels que ceux imaginés par SEGALIN (1969), avec recul important des escarpements cuirassés, inversion de matériaux, dissection des versants pouvant aboutir, grâce à l'érosion chimique, au festonnement des reliefs secondaires, voire à des inversions totales de relief. Les processus mis en évidence ici sont des remaniements à l'échelle des versants actuels, avec un matériau fin quasi-autochtone. Les terrasses alluviales du Maluekien, identifiables au fait qu'elle contiennent du matériel sangoen pour partie roulé par les eaux et pour partie fraîche, ne surplombent les talwegs que de quelques mètres, ce qui est un argument supplémentaire en ce sens.
5. La superposition de 2 ou 3 stone-lines séparées par des niveaux de recouvrement meuble ne peut s'expliquer que par des transports mécaniques de matière, latéralement le long des versants. La seule activité des termites ne peut en aucun cas aboutir à de telles superpositions.
6. En revanche, la présence de stone-lines à industries préhistoriques en sommet de collines ne peut s'expliquer par des phénomènes de transferts latéraux de type colluvionnement si le modelé n'a pas évolué de façon significative (inversions de relief, non concevables aux échelles de temps mis en évidence). Seule l'activité des termites permet de rendre compte de ce phénomène. Le recouvrement atteignant 4 à 5 m d'épaisseur en sommet de colline, il convient de se ranger aux estimations de LEVEQUE (1979), entre autres, quant à la profondeur d'action des termites et au volume de matériaux mis en oeuvre.
7. L'absence d'industries plus récentes que le Sangoen au sommet de la stone-line, la superposition locale de plusieurs stone-lines séparées par du matériau meuble, la présence d'ateliers en place à la base des recouvrements aussi bien

que dans la partie supérieure de la stone-line semblent indiquer que la formation de la stone-line et du recouvrement se sont suivies de peu.

Un modèle de mise en place du complexe de la stone-line au Congo.

Ces données ont servi à établir un modèle de mise en place des sols remaniés de la Sangha (LANFRANCHI & SCHWARTZ, 1990, 1991) et du Mayombe (SCHWARTZ *et al.*, à paraître). Sans préjuger de son existence antérieure ou non, la stone-line a été dans ces régions une surface de sol, de type pavage d'érosion, au Maluekien. Cette surface de sol a été assez rapidement recouverte de niveaux meubles, sous l'action conjuguée de transferts de matériaux verticaux (remontées biologiques) et latéraux (épandages colluvionnaires). La formation du recouvrement pourrait s'être effectuée à la transition Maluekien-Njilien, le passage d'une période relativement sèche à une phase climatique plus humide étant une rupture d'équilibre propice aux remaniements latéraux : les pluies tombent alors sur un relief encore peu protégé de l'érosion par le couvert végétal. On peut toutefois se demander si la durée d'une telle transition, 1 à 2 millénaires, est suffisante pour que se forment des recouvrements épais de plus de 5 m. Ce point et l'existence de stone-lines superposées plaident en faveur d'une formation du recouvrement dès le Maluekien. L'ensemble de ces phénomènes s'est effectué dans un type de modelé peu différent de l'actuel.

Deux points méritent d'être précisés ici :

* ce modèle est relativement proche de celui proposé par DE PLOEY (1964, 1965) quant à la succession des événements et aux processus mis en jeu. Il en diffère essentiellement par deux points. En premier lieu, par l'âge donné aux événements. En second lieu, par la chronologie relative. En effet, si DE PLOEY (1964), affirmait que la genèse des recouvrements n'est pas totalement indépendante de celle des stone-lines, la chronologie qu'il donnait des événements aboutissait à dissocier totalement les deux phénomènes.

* le schéma proposé ici n'exclut pas que d'autres mécanismes se soient superposés à ces facteurs fondamentaux. L'approfondissement de la stone-line par sa base, conséquence du soutirage chimique (COLLINET, 1969), semble bien correspondre à une réalité, même si nous n'avons pas pris la peine d'effectuer des analyses géochimiques pour le confirmer. Des mécanismes de cuirassement analogues à ceux mis en évidence par STOOPS (1987) ou par LUCAS *et al.* (1990) ont également été observés.

DISCUSSION ET CONCLUSIONS

La prise en compte des données archéologiques permet de préciser un certain nombre de points peu clairs de la genèse du complexe de la stone-line.

Mais, si des problèmes sont résolus, d'autres surgissent en pleine lumière. C'est de ces derniers dont il convient de discuter maintenant.

Extension spatiale des stone-lines à industries sangoennes.

La première question concerne l'aire géographique à laquelle il est possible d'étendre nos conclusions. Ceci nécessite des comparaisons avec les travaux menés par ailleurs. Il semble clair que les stone-lines étudiées par DE PLOEY (1964, 1965) dans le sud du Zaïre sont de même nature que les stone-lines du Mayombe ou de la Sangha. L'industrie préhistorique semble être en définitive identique dans les deux cas, ce qui pourrait être aisément vérifié. Au Congo, les stone-lines observées entre Ouessou et Lioussou se prolongent jusqu'à Sembé au moins (LANFRANCHI, observations inédites); les stone-lines du Niari correspondent également au même ensemble. Des galets aménagés y ont dans un premier temps été interprétés comme une industrie préacheuléenne (BAYLE des HERMENS *et al.*, 1980), ce qui n'a pas permis aux auteurs de préciser le cadre chronostratigraphique de la formation des stone-lines locales. En fait les galets aménagés ne caractérisent aucune industrie; au Congo, on en connaît jusqu'au Tshitolién. L'état de fraîcheur des galets aménagés du Niari est incompatible avec un âge pré-acheuléen. Ils semblent également devoir être rapportés au Sangoen, dont ils constitueraient un faciès local (LANFRANCHI, 1990). Par ailleurs, des datations ^{14}C ont été effectuées dans le Niari sur des matières organiques d'horizons pédologiques meubles situés au-dessus d'une formation de nodules ferrugineux contenant sporadiquement quelques artefacts préhistoriques. L'âge obtenu sur le niveau le plus profond (10 m) est de près de 15 000 ans (SCHWARTZ, 1991), ce qui prouve pour le moins que ce recouvrement ne peut être kibangien. Bien plus, s'agissant de matières organiques qui se renouvellent par des flux d'entrée et de sortie, la datation ne donne pas un âge absolu des matières organiques, mais un âge moyen, recouvrant des entités hétérochrones, certaines jeunes, d'autres bien plus âgées que la moyenne: l'âge réel du recouvrement est de ce fait bien plus élevé que l'âge mesuré. Plusieurs régions congolaises se distinguent des précédentes. Dans le Chaillu, aucune stone-line, ni gisement préhistorique antérieur au Néolithique n'ont été observés malgré de nombreuses prospections pédologiques et archéologiques. Les horizons gravillonnaires semblent s'être formés sur place (MULLER *et al.*, 1980/81). En fait, le Chaillu semble avoir été un refuge forestier, d'où l'absence de phénomènes érosifs nécessaires à la formation des stone-lines. Dans le pays Bateke, des artefacts sangoens ont été échantillonnés dans des sites très perturbés. La nature sableuse de la roche-mère n'a pas permis dans cette région la formation de stone-lines de grande extension spatiale. Sur la façade maritime, le niveau cuirassé plus ou moins démantelé, interne à la série des Cirques, ne peut être assimilé à une stone-line et ne contient pas d'industrie. Le Sangoen est d'ailleurs rarissime dans cette région. Il en est de même de la Cuvette congolaise, cependant peu prospectée.

Au Gabon, le Sangoen est également l'industrie typique des stone-lines (LOCKO, 1990). A la suite de DE PLOEY (1964), PEYROT & OSLISLY (1986) se

fondent sur la présence d'outillage lupembiens et tshitoliens au sein du recouvrement pour estimer que cette formation est d'âge kibangien, tandis que Locko pense que les plus anciens d'entre eux pourraient être maluekiens ou léopoldvilliens. Il est inutile ici de revenir sur cette discussion abondamment commentée supra. Toujours au Gabon, le complexe de la stone-line a fait l'objet d'études minéralogiques approfondies, dans le but d'élucider la genèse de gisement métallifères, en particulier des gisements d'or (COLIN *et al.*, 1989a et b). Ces travaux ont en particulier montré que l'or était remonté en surface par voie mécanique ou biologique et dispersé en halos concentriques, à faible distance des gisements primaires. Au Cameroun, l'industrie sangoenne est également présente dans certaines stone-lines du sud du pays. Mais des industries plus récentes y ont également été trouvées localement (TAMURA, 1984; OMI *et al.*, 1986). Sur la base du type d'industries et de la présence au sein d'un recouvrement d'un niveau scoriacé qui pourrait être âgé de 10 000 ans, TAMURA (1984, 1990) estime que certaines stone-lines du pays Bamiléké pourraient être âgées de 20 000 à 30 000 ans, tandis que leur recouvrement serait holocène. Les chronologies précises manquent en l'occurrence. D'autre part, si le niveau de scories volcaniques mis en évidence près de Bafoussam a réellement 10 000 ans, cela signifierait que la partie du recouvrement située sous ce niveau est plus ancienne, et n'est donc pas holocène. En l'occurrence, les travaux préliminaires effectués par cette équipe japonaise restent à approfondir, et cela d'autant plus qu'au Cameroun les phénomènes volcaniques locaux ont pu interférer avec l'évolution morphologique plus générale de l'Afrique Centrale.

On retiendra cependant de ce tour d'horizon que le modèle que nous avons proposé pour la Sangha et le Mayombe pourrait s'appliquer à une aire plus vaste, englobant le Gabon, une frange du Cameroun et le sud du Zaïre. En revanche, l'Est du Zaïre semble appartenir à un domaine différent. Ainsi, ALEXANDRE-PYRE (1971) a identifié à la base d'une moyenne terrasse de la Katentania (Katanga) de l'industrie sangoenne fraîche. A cette terrasse succédait deux autres terrasses plus basses, impliquant l'existence d'au moins trois oscillations climatiques marquées. La datation des éléments fins de la couverture indique un âge relativement récent de ces dépôts. La dénudation de la stone-line, locale dans le domaine que nous avons étudié ici pourrait, dans l'Est, s'être produite à plusieurs reprises et les recouvrements y seraient polygéniques (ALEXANDRE, *et al.*, 1992). Ces remarques vont également dans le sens des observations effectuées par ROCHE (1987) dans la Kamoia, ou par RUNGE & RUNGE (1995) dans le Kivu.

Des questions en émergence.

Les résultats que nous avons rapportés conduisent à reformuler d'anciennes questions, et à en poser de nouvelles.

1. Les stone-lines ont-elles été une surface de sol plusieurs fois au cours de leur histoire? Cette question a déjà été posée par différents auteurs (VOGT, 1966; RIQUIER, 1969, ...). L'examen des terrasses alluviales et des gisements d'or du Mayombe central (SCHWARTZ & LANFRANCHI, 1990) plaide en faveur de

stone-lines pré-existantes avant le Maluekien. Toutefois, les stone-lines ne comportent que peu d'artefacts préhistoriques qui pourraient être rapprochés de cultures plus anciennes que le Sangoen, par leur état de fraîcheur et leur typologie, et cette hypothèse reste à prouver. A contrario, le décapage des sols jusqu'à la stone-line depuis peut-être 3 000 ans dans les régions les plus soumises à l'érosion, Niari et savanes incluses du Mayombe, est une réalité : l'ancienne surface d'érosion du Maluekien y revient localement au jour. Les industries lupembiennes et tshitoliennes s'y mélangent au Sangoen, dans des sites de surface qualifiés de "Tumbien" par les anciens auteurs (LANFRANCHI-SALVI, 1984). Localement, la même stone-line correspond donc à au moins deux surfaces d'érosion. On insistera cependant sur l'aspect bien plus ponctuel du deuxième épisode.

2. Pas de formation de complexe de la stone-line au Léopoldvillien ? Le Léopoldvillien a été dans la région la période la plus sèche du Quaternaire supérieur. Dans ce contexte, il peut paraître étonnant qu'aucune stone-line ne puisse être rapportée avec certitude à cette période dans la région étudiée, ou encore que la stone-line du Maluekien n'y ait pas été remise en surface par le biais de mouvements érosifs. Il est vrai que nos connaissances concernant cette période sont encore très fragmentaires. Les quelques études palynologiques effectuées au Cameroun (GIRESE *et al.*, 1994) ou au Congo (ELENGA *et al.*, 1991, 1994), ainsi que l'identification de macrorestes végétaux fossilisés (DECHAMPS *et al.*, 1988) ou la mesure du $\delta^{13}\text{C}$ des matières organiques de sol (SCHWARTZ, 1991) évoquent davantage des paysages de savanes boisées ou de forêts claires que des steppes arides. Les industries lupembiennes sont peu abondantes en dehors du Niari et du Stanley Pool et ne peuvent de ce fait servir de marqueurs chronologiques. Elles sont de plus rarement situées en stratigraphie.
3. Cette question renvoie immédiatement à la suivante: quels ont été les paléoenvironnements du Maluekien ? Ceux-ci sont de fait inconnus. La formation de la stone-line ne peut se faire qu'à la faveur de mouvements érosifs d'ampleur. On en déduit donc que les paysages du Maluekien étaient occupés par des formations végétales ouvertes. Mais sur ces formations mêmes, nous n'avons aucun renseignement. Les données paléoclimatiques générales suggèrent que le Maluekien a été moins sec que le Léopoldvillien. Comment expliquer alors que la végétation du Maluekien ait été plus ouverte que celle du Léopoldvillien ? Faut-il dès lors penser que l'industrie sangoenne serait un faciès culturel différent du Léopoldvillien, mais également développé pendant le Léopoldvillien ? A priori, les successions stratigraphiques et les rares datations ^{14}C du Lupembien ancien ne permettent pas d'envisager cette hypothèse. Il n'en demeure pas moins, dans ces conditions, que de grandes interrogations subsistent.
4. Si le Sangoen caractérise bien le Maluekien, ce qui est a priori tout de même l'hypothèse la plus probable, quelle est la durée réelle de la formation des stone-lines et de leur recouvrement ? Se sont-ils formés pendant toute la durée de cette période (20 000 à 30 000 ans), ou sur un laps de temps plus court ? La stone-line s'est-elle formée simultanément sur toute son aire de répartition, ou

bien s'agit-il de la somme d'événements locaux, distincts dans le temps et dans l'espace, dont les phénomènes érosifs qui caractérisent actuellement les savanes du Niari et du Mayombe nous donneraient alors un exemple? De même, quelle est la durée de la formation du recouvrement? La présence locale de trois stone-lines superposées sur 10 m d'épaisseur suggère que la formation du complexe de la stone-line peut se faire relativement rapidement. Mais comment alors ne pas songer aux interrogations posées par de nombreux auteurs (DE PLOEY, VOGT, RIQUIER,...) sur le bilan des remontées biologiques par les termites ? Ces insectes sont-ils capables de remonter du matériau fin en quantité et vitesse suffisante pour expliquer la formation du recouvrement en quelques millénaires ? Les exemples actuels suggèrent que non. Mais qu'en a-t-il été de leur activité par le passé ?

5. A la lecture des quatre types d'interrogations précédentes, comment enfin expliquer l'omniprésence des industries sangoennes dans toute la région considérée, en regard de l'aspect bien plus ponctuel des industries plus récentes?

La nécessité de disposer de nouveaux marqueurs.

Ces questions illustrent la difficulté de l'étude des formations superficielles du type du complexe de la stone-line : certaines des questions posées ici l'ont déjà été il y a plus de 30 ans, et les réponses ne sont pas plus précises. Pour aller plus loin, il est donc nécessaire d'utiliser des méthodes différentes. En particulier il est indispensable d'identifier de nouveaux marqueurs paléoenvironnementaux et/ou chronologiques.

Ceux-ci ne sont cependant pas légions. ROCHE (1987) a pu se servir de l'analyse palynologique pour étudier des formations holocènes se rapprochant de stone-lines. Mais cet auteur reconnaît également que les conditions de conservation des pollens étaient particulières : en règle générale, les pollens ne se conservent pas dans les sols biologiquement actifs (DIMBLEBY, 1957), et il est illusoire de compter sur ce type d'enregistrement sédimentaire pour étudier des stone-lines anciennes. Un autre type de marqueur est constitué par les phytolites, constituées de silice amorphe sécrétées par les plantes. La silice amorphe est cependant rapidement solubilisée dans les sols ferrallitiques (ALEXANDRE *et al.*, 1994). RUNGE & RUNGE (1995) ont cependant pu se servir de ce marqueur dans l'Est du Zaïre pour étudier des colluvions, âgés, il est vrai, de 2 000 ans seulement. Là encore, il est malheureusement illusoire d'attendre une application générale de ce type de marqueur paléoenvironnemental.

En ce qui concerne les marqueurs chronologiques, on pensera bien évidemment au carbone 14. Celui-ci trouve cependant vers 35 000-40 000 ans la limite de ses applications. Son utilisation pour dater des formations qui auraient de 40 000 à 70 000 ans est quasiment impossible, sauf peut-être pour les phases ultimes du Maluekien. Mais de toutes manières, les charbons de bois du Maluekien sont rarissimes: sur les 84 km de coupes entre Ouessou et Lioussou nous n'avons pas trouvé de charbons au contact de la stone-line, ce qui écarte

également l'utilisation de ces macrorestes comme marqueur paléoenvironnemental. Un espoir peut cependant être tiré du développement récent de méthodes de datation fondées sur l'utilisation du Béryllium 10. Cet isotope radioactif de 1,5 millions d'années de demi-vie peut avoir deux origines possibles. Cosmogénique, il est produit par l'action du rayonnement sur l'oxygène et l'azote atmosphérique. Il passe très rapidement à la surface des sols, d'où, fortement fixé, il migre très peu. Le ^{10}B peut également être produit in situ dans les quartz exposés à la surface du sol, par action des rayons cosmiques sur l'oxygène et le silicium. Il y reste fixé. Cette méthode, qui a des applications variées (BROWN, 1987), mais est d'application encore délicate, permet dans certaines conditions de dater des formations superficielles, pour peu que celles-ci n'aient pas séjourné longtemps à la surface: les éléments résiduels allochtones des stone-lines sont de ce fait sujettes à caution. En effet, certains d'entre eux sont très âgés, hérités d'épisodes anciens et ont pu être remis en surface plusieurs fois au courant de leur histoire longue et complexe. A cet égard, les artefacts sangoens sont potentiellement très intéressants pour des tentatives de datation : ils sont en général taillés à partir de galets. A l'exception des parties des artefacts pour lesquelles le cortex du galet a été conservé, la quantité de ^{10}Be produit par le rayonnement cosmique traduit l'intervalle de temps séparant la taille de l'enfouissement. Pour peu que celui-ci ait été relativement court, nous disposons là d'un marqueur prometteur pour les études ultérieures sur les stone-lines.

BIBLIOGRAPHIE

- ALEXANDRE, A., COLIN, F. & MEUNIER, J.D., 1994. Les phytolithes, indicateurs du cycle biogéochimique du silicium en forêt équatoriale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 319, II, 4, 453-458.
- ALEXANDRE, J. & SOYER, J., 1987. Les stone-lines. Conclusions de la journée d'étude. *Geo-Eco-Trop*, 11, 1-4, 229-239.
- ALEXANDRE, J., ALONI, J. & DE DAPPER, M. 1992. Géomorphologie et variations climatiques au Quaternaire en Afrique Centrale. *Geo-Eco-Trop.*, 16, 1-4, 167-205.
- ALEXANDRE-PYRE, S., 1971. *Le plateau des Biano (Katanga). Géologie et Géomorphologie*. Acad. Royale des Sci. Outre-Mer, Bruxelles, Classe des Sci. Nat. & Médic., N.S., XVIII-3, 151 p.
- BAYLE des HERMENS, R. de, LANFRANCHI, R. & PEYROT, B., 1980. Préacheuléen découvert dans des "lignes de cailloux" en République Populaire du Congo. *L'Anthropologie*, 84, 1, 5-21.
- BOCQUIER, G., MULLER, J.P. & BOULANGE, R., 1984. Les latérites. Connaissances et perspectives actuelles sur les mécanismes de leur différenciation. In: *Livre jubilaire du Cinquantenaire*, AFES, Plaisir, pp. 123-138.

- BROWN, L., 1987. ^{10}Be : recent applications in Earth sciences. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A323, 75-86.
- COLLINET, J., 1969. Contribution à l'étude des "stone-lines" dans la région du Moyen-Ogooué (Gabon). *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., VII, 1, 3-42.
- COLIN, F., LECOMTE, P. & BOULANGE, B., 1989a. Dissolution features of gold particles in a lateritic profile at Dondo Mobi, Gabon. *Geoderma*, 45, 241-250.
- COLIN, F., MINKO, E. & NAHON, D., 1989b. L'or particulaire résiduel dans les profils latéritiques: altération géochimique et dispersion superficielle en conditions équatoriales. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 309, sér. II, 553-560.
- DECHAMPS, R., LANFRANCHI, R., LE COCQ, A. & SCHWARTZ, D., 1988. Reconstitution d'environnements quaternaires par l'étude de macrorestes végétaux (pays Bateke, R.P. du Congo). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 66, 33-44.
- DE PLOEY, J., 1963. *Quelques indices sur l'évolution morphologique et paléoclimatique des environs du Stanley Pool (Congo)*. Studia Universitatis Lovanium, 17, Univ. Kinshasa, 16 p. + annexes.
- DE PLOEY, J., 1964. Nappes de gravats et couvertures argilo-sableuses au Bas-Congo ; leur genèse et l'action des termites. In: BOUILLON, A (Ed.). *Études sur les termites africains*. Masson, Paris, 399-414.
- DE PLOEY, J., 1965. Position géomorphologique, genèse et chronologie de certains dépôts superficiels au Congo occidental. *Quaternaria*, 7, 131-154.
- DE PLOEY, J., 1969. Report on the Quaternary of the Western Congo. *Palaeoecol. Africa*, 4, 65-68.
- DE PLOEY, J. & VAN MOORSEL, H., 1963. *Contributions à la connaissance chronologique et paléogéographique des gisements préhistoriques des environs de Léopoldville*. Studia Universitatis Lovanium, 19, Univ. Kinshasa, 19 p. + annexes.
- DE PLOEY, J. & VAN MOORSEL, H., 1966. Chronologie préhistorique des environs de Léopoldville. Actes V° Cong. Panaf. Préhist. Et. Quat., p. 219-225.
- DIMBLEBY, G.W., 1957. Pollen analysis of terrestrial soils. *The New Phytologists*, 56, 12-28.
- ELENGA, H., VINCENS, A. & SCHWARTZ, D., 1991. Présence d'éléments forestiers montagnards sur les plateaux Batéké (Congo) au Pléistocène supérieur : nouvelles données palynologiques. *Palaeoecol. Africa*, 22, 239-252.
- ELENGA, H., SCHWARTZ, D. & VINCENS, A., 1994. Pollen evidence of late Quaternary vegetation and inferred climate changes in Congo. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 109, 345-356.

- ELENGA, H., SCHWARTZ, D., VINCENS, A., BERTAUX, J., NAMUR, C. de, MARTIN, L., WIRRMANN, D. & SERVANT, M., 1996. Diagramme pollinique holocène du lac Kitina (Congo) : mise en évidence de changements paléobotaniques et paléoclimatiques dans le massif forestier du Mayombe. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 323, II, 5, 403-410.
- EMBRECHTS, J. & DE DAPPER, M., 1985. Sedimentological study of the hillslope pediment of the Fébé area (South Cameroon). *Geo-Eco-Trop*, 9, 3-4, 107-121.
- EMBRECHTS, J. & DE DAPPER, M., 1990. Morphologie, genèse et sédimentologie des pédiments de versant de la région du Mont Fébé (Cameroun méridional). In: LANFRANCHI, R. & SCHWARTZ, D. (Eds.). *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. ORSTOM, Paris, pp. 138-154.
- GIRESSE, P., 1978. Le contrôle climatique de la sédimentation marine et continentale en Afrique centrale atlantique à la fin du Quaternaire. Problèmes de corrélation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 23, 57-77.
- GIRESSE, P. & LANFRANCHI, R., 1984. Les climats et les océans de la région congolaise pendant l'Holocène. Bilans selon les échelles et les méthodes de l'observation. *Palaeoecol. Africa*, 16, 77-88.
- GIRESSE, P., LANFRANCHI, R. & PEYROT, B., 1981. Les terrasses alluviales en R.P. du Congo. Bilan des paléoenvironnements climatiques, morphologiques et préhistoriques. *Bull. ASEQUA*, 43-66.
- GIRESSE, P., BONGO-PASSI, G., DELIBRIAS, G. & DUPLESSY, J.C., 1982. La lithostratigraphie des sédiments hémipélagiques du delta profond du fleuve Congo et ses indications sur les paléoclimats de la fin du Quaternaire. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XXIV, 4, 803-815.
- GIRESSE, P., MALEY, J. & BRENAC, P., 1994. Late Quaternary palaeoenvironments in the Lake Barombi Mbo (West Cameroon) deduced from pollen and carbon isotopes of organic matter. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 107, 65-78.
- GRAS, F., 1970. Surfaces d'aplanissements et remaniement des sols sur la bordure orientale du Mayombe (Congo-Brazzaville). *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VIII, 3, 273-294.
- HEINZELIN, J. de, 1955. *Observations sur la genèse des nappes de gravats dans les sols tropicaux*. INEAC, Bruxelles, n° 64, 37 p.
- LANFRANCHI, R., 1990. Les industries préhistoriques en R.P. du Congo et leur contexte paléogéographique. In : LANFRANCHI, R. & SCHWARTZ, D. (Eds.). *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. ORSTOM, Paris, pp. 406-423.

- LANFRANCHI, R. & SCHWARTZ, D., 1990. Evolution des paysages de la Sangha (R.P. du Congo) au Pléistocène supérieur. Bilan des observations archéologiques, géomorphologiques, pédologiques et paléobiologiques. In: LANFRANCHI, R. & SCHWARTZ, D. (Eds.). *Paysages quaternaires de l'Afrique Centrale atlantique*. ORSTOM, Paris, pp. 248-259.
- LANFRANCHI, R. & SCHWARTZ, D., 1991. Les remaniements de sol pendant le Quaternaire supérieur au Congo. Evolution des paysages dans la région de la Sangha. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 26, 1, 11-24.
- LANFRANCHI-SALVI, C., 1984. Étude des gisements préhistoriques de Brazzaville et de Kinshasa (R.P. du Congo et R.D. du Zaïre). Thèse 3^o cycle, Univ. Paris 1, 246 p.
- LAPORTE, G., 1962. *Reconnaissance pédologique le long de la voie ferrée COMILOG*. ORSTOM, Brazzaville, 149 p.
- LÉVEQUE, A., 1969. Le problème des sols à nappes de gravats au Togo. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VII, 1, 43-69.
- LÉVEQUE, A., 1979. *Pédogenèse sur le socle granito-gneissique du Togo. Différenciation des sols et remaniements superficiels*. Trav. Doc. n° 108, ORSTOM, Paris, 224 p.
- LOCKO, M., 1990. Les industries préhistoriques du Gabon (Middle Stone Age et Late Stone Age). In : LANFRANCHI, R. & SCHWARTZ, D. (Eds.). *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. ORSTOM, Paris, pp. 393-405.
- LUCAS, Y., BOULET, R. & CHAUVEL, A., 1990. Modalités de la formation in situ de stone-lines en zone équatoriale. Exemple d'une couverture ferrallitique d'Amazonie au Brésil. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 311, II, 713-718.
- MARCHESSEAU, J., 1965. Etude minéralogique et morphologique de la stone-line au Gabon. Rapp. BRGM, Lib 65, A9.
- McFARLANE, M.J. & POLLARD, S., 1987. Some aspects of stone-lines and dissolution fronts associated with regolith and Dambo profiles in parts of Malawi and Zimbabwe. *Geo-Eco-Trop*, 11, 1-4, 23-35.
- MOEYERSONS, J., 1987. The concentration of stones into a stone-line, as a result from subsurface movements in fine and loose soils in the tropics. *Geo-Eco-Trop*, 11, 1-4, 11-22.
- MOGUEDET, G., BONGO-PASSI, G., GIRESSE, P. & SCHWARTZ, D., 1986. Corrélations entre sédiments quaternaires continentaux et marins au Congo. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 27, 2, 131-140.
- MORTELMANS, G., 1957. La préhistoire du Congo belge. *Rev. Univ. Bruxelles*, 2-3, 119-171.

- MORTELMANS, G. & MONTEYNE, R., 1962. Le Quaternaire du Congo occidental et sa chronologie. In: *Actes IVe Cong. Panaf. Préhist. Et. Quatern.* MRAC, Tervuren, Ann. sér. in 8°, Sci. Hum., 40, pp. 97-132.
- MULLER, D., BOCQUIER, G., NAHON, D. & PAQUET, H., 1980/81. Analyse des différenciations minéralogiques et structurales d'un sol ferrallitique à horizons nodulaires du Congo. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XVIII, 2, 87-109.
- NYE, P.H., 1955. Some soil-forming processes in the humid tropics. IV. The action of the soil fauna. *J. Soil Sci.*, 6, 1, 73-83.
- OMI, G., KATO, Y., KAWAI, T., HORI, N. & KADOMURA, H., 1986. Appendix 2. Classification and typological analysis of palaeolithic implements in Cameroon. In : KADOMURA, H. (Ed.). *Geomorphology and environmental changes in tropical Africa. Case studies in Cameroon and Kenya.* Hokkaido Univ., Sapporo, 257-297.
- PEYROT, B. & OSLISLY, R., 1986. Recherches récentes sur le paléoenvironnement et l'archéologie au Gabon 1982-1985. *L'Anthropologie*, 90, 2, 201-210.
- POMMERET, Y., 1965. *Notes préliminaires à propos du gisement cupembrien et néolithique de N'Djolé. Civilisations préhistoriques au Gabon*, t.II, Mém. Soc. préhist. & protohist. gabonaise.
- PREUSS, J., 1990. L'évolution des paysages du bassin intérieur du Zaïre pendant les quarante derniers millénaires. In: LANFRANCHI, R. & SCHWARTZ, D. (Eds.). *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique.* ORSTOM, Paris, pp. 260-270.
- RIQUIER, J., 1969. Contribution à l'étude des "stone-lines" en régions tropicales et équatoriales. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VII, 1, 71-111.
- ROCHE, E., 1987. Paléoenvironnement du Quaternaire supérieur au Shaba (Zaïre). Datation de deux stone-lines par la palynologie: Kamoia et Haute Luilu. *Geo-Eco-Trop*, 11, 1-4, 171-183.
- RUHE, H. V., 1959. Stone-lines in soils. *Soil Sci.*, 87, 4, 223-231.
- RUNGE, J. & RUNGE, F., 1995. Late Quaternary palaeoenvironmental conditions in eastern Zaire (Kivu) deduced from remote sensing, morpho-pedological and sedimentological studies (phytoliths, pollen, C-14 data). In: LE THOMAS, A. & ROCHE, E. (Eds.). *Deuxième Symp. de Palynologie africaine.* Public. occas. du CIFEG n° 31, Orléans, pp. 109-122.
- SCHWARTZ, D., 1988. *Histoire d'un paysage: le lousseke. Paléoenvironnements quaternaires et podzolisation sur sables Bateke (Quarante derniers millénaires, région de Brazzaville, R.P. du Congo).* ORSTOM, Paris, collect. Etudes et Thèses, 285 p.

- SCHWARTZ, D., 1991. Intérêt de la mesure du $\delta^{13}\text{C}$ des sols en milieu naturel équatorial pour la connaissance des aspects pédologiques et écologiques des relations savane-forêt. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XXVI, 4, 327-341.
- SCHWARTZ, D., (à paraître). Paléoenvironnements Quaternaires du Mayombe. In: REVERSAT, F. & SCHWARTZ, D. (Eds.). *Le Mayombe congolais. Bilan des recherches ORSTOM 1985-1993*. UNESCO, collect. "Projet pilote Mayombe", 10 p. + illustrations.
- SCHWARTZ, D. & LANFRANCHI, R., 1984. Remaniements de sols et paléoclimats dans le Mayombe. Rapport d'activités STARDI. DGRS Congo, Brazzaville, 3 p.
- SCHWARTZ, D. & LANFRANCHI, R., 1990. L'origine des gisements d'or du Mayombe central (Congo). Quelques hypothèses. In: LANFRANCHI, R. & SCHWARTZ, D. (Eds.). *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. ORSTOM, Paris, pp. 155-160.
- SCHWARTZ, D., DECHAMPS, R., ELENGA, H., LANFRANCHI, R., MARIOTTI, A. & VINCENS, A., 1995. Les savanes du Congo : une végétation spécifique de l'Holocène supérieur. In : LE THOMAS, A. & ROCHE, E. (Eds.). *Deuxième Symp. de Palynologie africaine*. Public. occas. du CIFEG n° 31, Orléans, p. 99-108.
- SCHWARTZ, D., ELENGA, H., VINCENS, A., ACHOUNDONG, G., ALEXANDRE, A., BERTAUX, J., GIRARDIN, C., GUILLET, B., MALEY, J., MARIOTTI, A., NAMUR, C. de & YOUTA HAPPI J., (à paraître). Origine et évolution des savanes des marges forestières en Afrique Centrale atlantique (Cameroun, Gabon, Congo). Approche aux échelles millénaires et séculaires. In: Symposium ECOFIT.
- SCHWARTZ, D., LANFRANCHI, R., DECHAMPS, R. & FOURNIER, M., (à paraître). Archéologie du Mayombe, une synthèse. In: REVERSAT, F. & SCHWARTZ, D. (Eds.). *Le Mayombe congolais. Bilan des recherches ORSTOM 1985 - 1993*. UNESCO, collect. "Projet pilote Mayombe", 13 p. + illustrations.
- SEGALEN, P., 1969. Le remaniement des sols et la mise en place de la stone-line en Afrique. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VII, 1, 113-127.
- SHARPE, C.F.S., 1938. *Landslides and related phenomena*. Columbia Geomorphic studies n°2, New York.
- SOYER, J., 1987. Rôle des termites dans la formation du complexe de la stone-line. *Geo-Eco-Trop*, 11, 1-4, 97-108.
- STOOPS, G., 1967. Le profil d'altération au Bas-Congo (Kinshasa). Sa description et sa genèse. *Pédologie*, XVII, 1, 60-105.
- STOOPS, G., 1987. Contribution of in situ transformations to the formation of stone-layer complexes in Central Africa. *Geo-Eco-Trop*, 11, 1-4, 139-149.
- TAMURA, T., 1984. Some regolith stratigraphic data on the Late Quaternary environmental changes in the West Cameroon highlands. In : KADOMURA, H

(Ed.). *Natural and man-induced environmental changes in tropical Africa. case studies in Cameroon and Kenya*. Hokkaido Univ., Sapporo, pp. 45-59.

- TAMURA, T., 1990. Late quaternary landscape evolution in the west Cameroon highlands and the Adamaoua plateau. In : LANFRANCHI, R & SCHWARTZ, D. (Eds.). *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. ORSTOM, Paris, pp. 298-313.
- VAN MOORSEL, H., 1968. *Atlas de préhistoire de la plaine de Kinshasa*. Univ. Lovanium, Kinshasa, 287 p.
- VINCENS, A., BUCHET, G., ELENGA, H., FOURNIER, M., MARTIN, L., NAMUR, C. de, SCHWARTZ, D., SERVANT, M. & WIRRMANN, D., 1994. Changement majeur de la végétation du lac Sinnda (vallée du Niari, Sud-Congo) consécutif à l'assèchement climatique holocène supérieur : apport de la palynologie. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 318, II, 11, 1521-1526.
- VINCENS, A., ELENGA, H., REYNAUD-FARRERA, I., SCHWARTZ, D., ALEXANDRE, A., BERTAUX, J., MARIOTTI, A., MARTIN, L., MEUNIER, J.D., NGUETSOP, F., SERVANT, M., SERVANT-VILDARY, S. & WIRRMANN, D. (à paraître). Forests response to climate changes in Atlantic Equatorial Africa during the last 4000 years B.P. and inheritance on the modern landscapes. In : Symposium ECOFIT.
- VINCENT, P.L., 1966. Terrains d'altération et de recouvrement en zone intertropicale. B- Les formations meubles superficielles au sud du Congo et du Gabon. *Bull. BRGM*, 4, 53-111.
- VOGT, J., 1966. Terrains d'altération et de recouvrement en zone intertropicale. A- Le complexe de la stone-line. Mise au point. *Bull. BRGM*, 4, 2-51.

L'ABRI SOUS-ROCHE DE SHUM LAKA (CAMEROUN OCCIDENTAL) DONNEES CLIMATOLOGIQUES ET OCCUPATION HUMAINE DEPUIS 30.000 ANS

**Shum Laka rock shelter (Western Cameroon): Climatological record
and human occupation over the last 30.000 years**

J. MOEYERSONS*, E. CORNELISSEN*, P. LAVACHERY**
& H. DOUTRELEPONT*

ABSTRACT

For the 30 000 years, the vegetation of the surroundings of Shum Laka rock shelter (Bamenda, Western Cameroon) has apparently never been typical of either a desert or a rainforest. Temperatures never significantly dropped below zero. Open montane forest, with galleries along water courses and grassland on interfluvies prevailed for most of this period.

Some climatic variation, however, took place in the area. Between $\pm 30\ 000$ and $\pm 20\ 000$ BP, annual precipitation was somewhat higher than today, and later decreased. From 13 000 BP onwards, humidity again increased, to attain, around 9 000 yr BP, values perhaps higher than today, probably in combination with higher temperatures than nowadays.

Some short dry episodes interrupt the sequence around 32 000 BP, $\pm 11\ 000$ BP, $\pm 5\ 000$ BP, $\pm 2\ 500$ BP and perhaps 7 500 BP.

The specific topographic setting of the site on an escarpment may explain the relatively humid character of the region during the Last Glacial Maximum. Also, the area, a refuge for plants and animals, must always have been attractive to prehistoric people.

The archaeological record does indeed reveal a continuous occupation at Shum Laka over the entire period from Late Stone Age to Recent Iron Age. This sequence, quite exceptional for Central Africa, informs us on the technological evolution of stone industries and pottery, and, thanks to the bone conservation, also on the subsistence economy and physical aspect of the occupants of the rock shelter during the Holocene.

RESUME

En 30 000 ans, la végétation aux environs de l'abri sous roche de Shum Laka (Bamenda, Cameroun Occidental) n'a jamais été typique d'un climat de type désertique, ou

* Musée Royal de l'Afrique Centrale, Leuvensesteenweg, 13, 3080 Tervuren, Belgique.

** Université Libre de Bruxelles, CP 175, 50, av F.D. Roosevelt, 1050, Bruxelles Belgique.

équatorial. Dans cette zone où la température ne descend guère en dessous de zéro, apparaît une mosaïque de forêts galeries d'altitude et de savanes.

Quelques variations climatiques ont néanmoins eu lieu dans la région. Ainsi, entre 31 000 et 20 000 BP, les précipitations annuelles étaient légèrement supérieures à celles que l'on enregistre aujourd'hui. De 20 000 à 13 000 BP, le climat était plus sec. La phase humide a repris à partir de 13 000 BP, pour dépasser le taux actuel de précipitations vers 9 000 BP, avec des températures qui devraient également être supérieures à celles que l'on connaît aujourd'hui.

Quelques crises climatiques de courte durée ont interrompu cette évolution, vers 32 000 BP, \pm 11 000 BP, \pm 5 000 BP, \pm 2 500 BP et peut-être autour de 7 500 BP.

La persistance d'un milieu relativement humide aux environs de Shum Laka durant la période d'aridité générale de la dernière glaciation, s'expliquerait par la position topographique du site. Ce dernier apparaît en effet sur un escarpement constituant un refuge pour la végétation et la faune. De ce fait, l'abri sous roche a toujours été favorable à l'installation de l'homme préhistorique.

Les données archéologiques indiquent d'ailleurs que Shum Laka a été occupé pendant toute la période considérée, depuis l'Age de la Pierre Récent jusqu'à l'Age du Fer Récent. Cette séquence, tout à fait exceptionnelle en Afrique centrale, nous informe sur l'évolution des technologies lithiques et céramiques, et nous livre, grâce à la conservation du matériel osseux, des données relatives au mode de vie et l'aspect physique des occupants de l'abri durant la période holocène

INTRODUCTION

A environ 15 km au sud-ouest de Bamenda (5° 51' 37" N et 10° 04' 44" E), à 1650 m d'altitude, l'abri sous roche de Shum Laka est une cavité de 20 sur 50 m développée dans une falaise en tufs consolidés (de MARET *et al.*, 1987). Cette falaise fait partie de l'escarpement intérieur de la caldeira de Bafochu Mbu (DUMORT, 1968). Une petite rivière, la Laka, draine 2 km² de la "surface intermédiaire" entre la plaine de Bamenda et les hauts plateaux avoisinants (Fig. 1), avant de se jeter en cascade depuis la falaise, exactement devant l'entrée de la grotte. La figure 2 illustre la topographie de l'intérieur de l'abri et du bassin devant l'entrée.

Depuis 1991, les fouilles archéologiques ont révélé l'existence, au point le plus bas de l'entrée, d'un dépôt d'origine colluvionnaire épais de plus de 3 m et daté au ¹⁴C entre \pm 31 000 BP et le présent. Une si longue séquence est exceptionnelle en Afrique de l'Ouest. La présence, dans tous les niveaux stratigraphiques, de vestiges archéologiques rend le site encore plus attractif.

Cet article résume les premières données géomorphologiques et archéologiques, qui nous informent sur l'évolution de l'abri, de l'environnement, du climat et de l'interaction entre l'homme et son milieu.

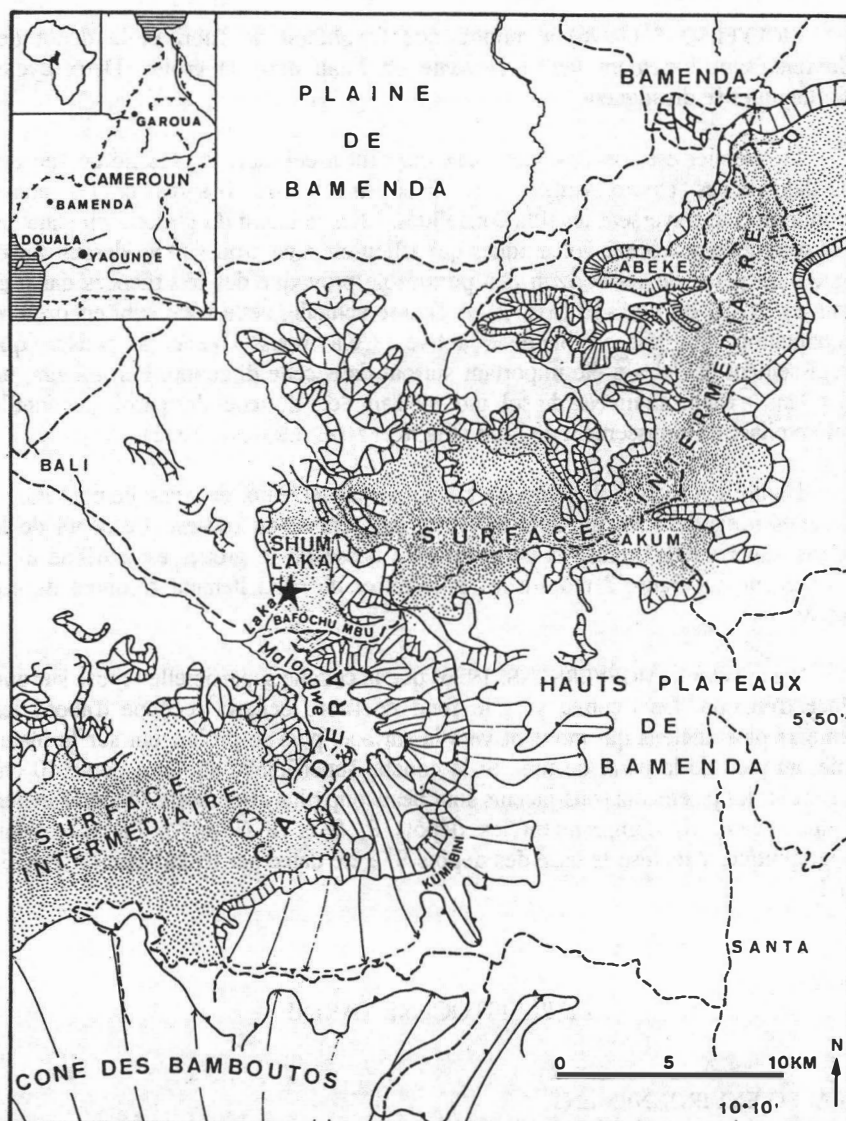


Fig.1. - Croquis géomorphologique de la région méridionale de Bamenda (Cameroun) et localisation de l'abri de Shum Laka.

L'ORIGINE DE L'ABRI ET SES DEPOTS: QUELQUES REMARQUES

MOEYERSONS (1996) a montré que l'évolution de l'abri et le dépôt des colluvions sont fortement liés à l'activité de l'eau dans la grotte. Deux cycles hydrologiques se distinguent.

Le premier est constitué des eaux qui s'infiltrent dans le plafond de l'abri et dans les roches environnantes. Ces eaux suivent les fissures et les autres discontinuités et traversent les tufs consolidés. Elles gouttent du plafond ou stagnent sur le sommet des brèches volcaniques qui affleurent à environ 1 m au-dessus du sol (Fig. 3). La pente de cet horizon peu perméable provoque des résurgences dans les parois est et sud-est de l'abri (Fig. 2). A l'heure actuelle, cette zone subit encore une desquamation qui est visiblement active. Cela nous amène à penser que l'élargissement de l'abri a été important surtout dans cette direction. Par ailleurs, un replat dans la roche au niveau du sol, indique l'ampleur du recul des parois pendant la dernière phase d'élargissement de l'abri (Fig. 3 et MOEYERSONS, 1996).

L'autre cycle hydrologique est constitué par les eaux de ruissellement qui, à intervalles irréguliers, envahissent la grotte par l'entrée au sud-est. Le dépôt de la "couche superficielle", dans la partie la plus basse de la grotte, est attribué à ce ruissellement. La figure 2 montre les trajectoires du ruissellement résultant de ces deux cycles.

Il a été établi (MOEYERSONS, 1996) que la couche superficielle repose sur une surface d'érosion. De l'entrée vers le fond de l'abri, celle-ci recoupe d'abord les gisements plus anciens qui montent vers la surface, puis se prolongent sur la plateforme, au pied de la paroi de tufs. Si la couche superficielle atteint à peine 10 cm d'épaisseur, les gisements sous-jacents sont beaucoup plus importants. Du plus ancien au plus récent, ils comprennent les dépôts P, S et T (Fig. 3). La succession stratigraphique, y incluse la base des dépôts S, a été datée par le carbone 14 (Fig. 3, Tab. I).

LE PLEISTOCENE TARDIF

LE PALEO-ENVIRONNEMENT

Les données paléo-environnementales fournies par les dépôts S

Les dépôts S ont une épaisseur d'environ 2 m. La partie inférieure occupe une dépression - peut-être un ancien bassin de chute - creusée dans la roche mère et les dépôts P. La base des dépôts S est datée de $31\,700 \pm 750$ et $30\,300 \pm 1\,600$ BP, leur sommet aurait un âge de $\pm 11\,000$ BP (Tab. I, Fig. 3).

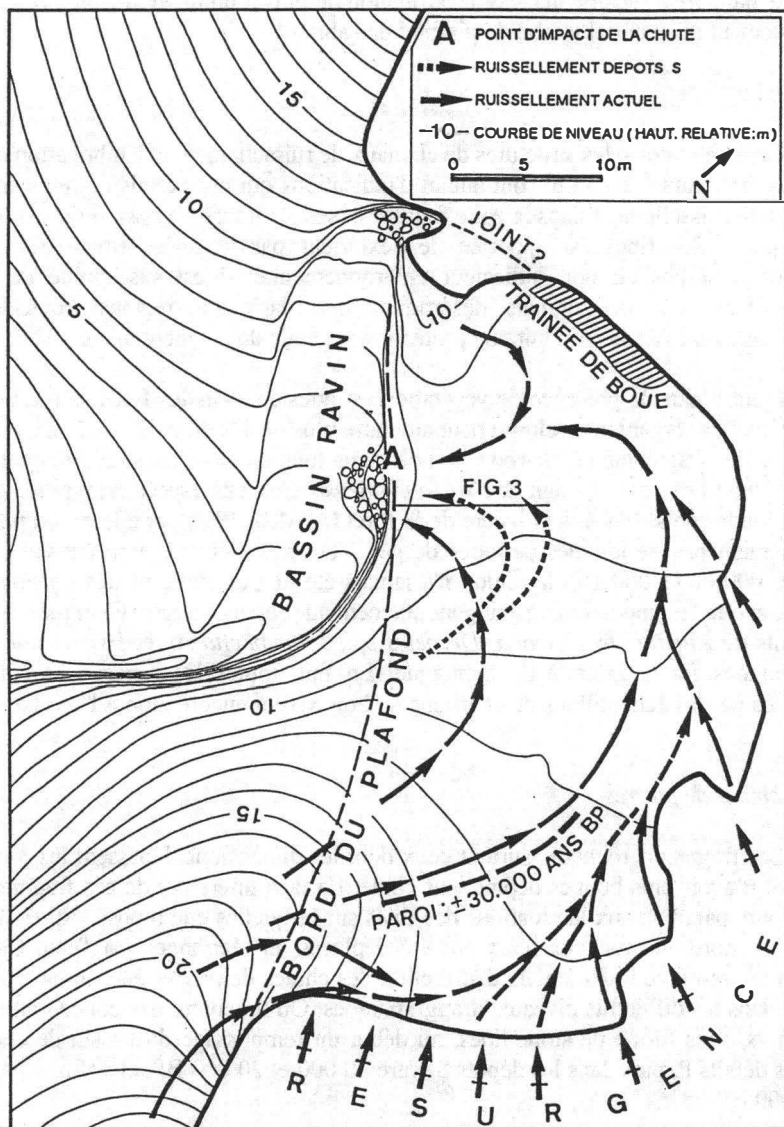


Fig.2. - Carte topographique de l'intérieur de l'abri et du bassin de chute devant l'entrée.

Il s'agit de sables et de limons déposés par le ruissellement, auxquels s'ajoute un très grand nombre de fragments rocheux. Ceux-ci passant du simple gravier de 2 mm de diamètre à l'écaille massive d'exfoliation de plus d'un mètre de long. Il s'agit manifestement de matériel tombé du plafond de l'abri.

a.- Les fines

Les laminations, les structures de chenaux de ruissellement et l'imbrication des éléments inférieurs à 2 - 3 cm sont autant d'indications qui ont permis de retracer la direction du ruissellement dans la zone fouillée et ses alentours (Fig. 2). Il est évident qu'une partie des fines est apportée de l'extérieur par le ruissellement. Or, ce processus n'est pas un bon indicateur environnemental: il est susceptible de se produire tant sous des climats désertiques que dans des régions tropicales. Néanmoins, son existence traduit une protection végétale du sol incomplète.

D'autre part, la présence de végétation est attestée, dans les fines, par le taux élevé en matière organique: celui-ci peut atteindre plus de 8% du poids total. De plus, on trouve des fragments de charbon de bois dans tous les niveaux stratigraphiques. Dans la plupart des cas, il s'agit de *Protea madiensis* sp. Cette espèce est typique des zones humides de savanes, à la lisière de la forêt (BEARD, 1992), et elle ne supporte probablement pas de longues périodes de gel. Tous ces éléments font penser que, entre 30 000 et 11 000 BP, la région n'a jamais été ni très aride, ni très chaude et humide, et que la température restait généralement au-dessus de zéro. Quelques rares fragments de *Kigelia* cfr. *africana*, *Drypetes* sp., *Triumphetta* sp. et *Hypericum* sp. indiquent des forêts galeries de montagne. En fait, toutes les espèces végétales identifiées par les échantillons de charbons de bois vivent encore aujourd'hui dans la région.

b.- Les chutes de pierres

Les fragments rocheux, surtout ceux dont les dimensions dépassent les 3 cm, semblent n'avoir plus bougés depuis leur chute. La face inférieure de ces fragments est toujours parallèle aux laminations des fines sur lesquelles elle repose. Après leur dépôt, les morceaux rocheux n'ont pas été déplacés, ni réarrangés par l'eau. Cette observation renforce l'idée que la distribution des chutes de pierres était initialement inégale dans les différents niveaux stratigraphiques. On rencontre des concentrations de rochers, sous forme de stone-lines, au début du remplissage du bassin de chute dans les dépôts P, puis dans les dépôts S entre 30 000 et 20 000 BP, et enfin, à partir de 12 000 BP.

On s'est interrogé sur les causes possibles des chutes de pierres dans l'abri de Shum Laka. Deux des trois hypothèses émises ont été écartées. La première hypothèse, expliquant les chutes par gel et dégel, n'a pas été retenue. En effet, deux données démontrent que la température n'est jamais descendue au-dessous de zéro: l'absence de fente de gel ou de phénomène de cryoturbation dans le sol et la présence de *Protea madiensis* sp. La deuxième hypothèse, envisageant les tremblements de terre, a également été écartée.

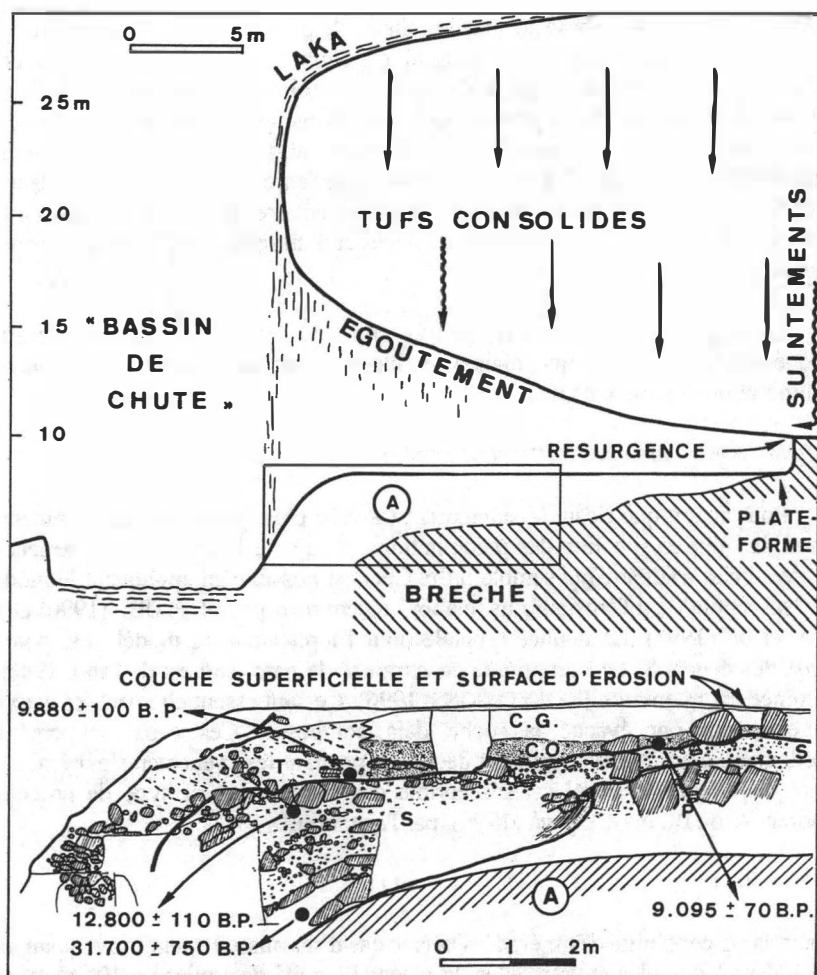


Fig.3. - Stratigraphie à l'entrée de l'abri: localisation de la section A sur la Fig.2; C.G.: cendres grises; C.O.: cendres ocre.

Les habitants de la région confirment qu'à intervalles réguliers, se produisent des tremblements de terre d'une intensité suffisante pour occasionner toutes sortes de mouvements de masse. Mais à l'intérieur de l'abri, plus aucune chute de pierres importante ne s'est produite depuis 9 000 ans.

La troisième hypothèse attribue les chutes de pierres à des régimes spécifiques de suintement d'eau à travers le plafond de l'abri. L'ouverture des joints et le détachement des bords des grandes écailles d'exfoliation seraient dus à l'action combinée de l'altération hydrolytique et des pressions hydrostatiques à l'intérieur du plafond. L'existence de suintement à l'intérieur de l'abri est prouvée par la présence de cupules (WATSON & PYE, 1985) sur la face supérieure des débris rocheux dans les dépôts S. Ceci constitue aussi une preuve supplémentaire de ce que les rochers, une fois tombés du plafond, ne se sont plus déplacés et d'autre part, qu'ils ne se trouvaient pas sous eau.

La réduction des chutes de pierres entre 20 000 et 12 000 BP n'est pas expliquée de manière univoque, mais il semble plausible que ce phénomène soit lié à une diminution des suintements.

c.- Application du modèle Es (DE PLOEY) pour estimer le débit du suintement

Pour autant que l'eau de suintement traverse plus ou moins abondamment le plafond de l'abri en fonction des précipitations, comparer le débit du suintement de jadis avec celui d'aujourd'hui semble utile. Ceci est possible en appliquant le modèle de la "susceptibilité à l'érosion", E_s , élaboré récemment par DE PLOEY (1990) et DE PLOEY *et al.* (1995). La donnée cruciale pour l'application du modèle E_s , pour la période des dépôts S, est l'amplitude du retrait de la paroi sud-est de l'abri. Celle-ci est estimée à 4 m environ (MOEYERSONS, 1996). Ce sont essentiellement les eaux de résurgence qui ont évacué la roche déjà composée. Ces eaux ont créé un ruissellement, peut-être avec un effet de splash pendant les événements extrêmes. La mesure dans laquelle le sol est susceptible d'être érodé par ce type de processus s'exprime, selon DE PLOEY *et al.* (1996), par l'équation:

$$E_s = V/A.P.g.h \quad (1)$$

où E_s = la susceptibilité d'être érodé. Dans le cas d'un ruissellement provoquant une érosion dans les rigoles et entre elles, la valeur E_s a été déterminée à $10^{-3} \text{ s}^2/\text{m}^2$ (DE PLOEY *et al.*, 1995)

V = volume total (en m^3) érodé dans une surface A . Puisque la section de la paroi considérée (20 m de long, 5 m de hauteur) a connu un recul de 4 m, V est de l'ordre de 400 m^3 .

A = la superficie (en m^2) du "basin" qui subit l'érosion. Dans ce cas, il s'agit d'une zone dont la longueur est égale à celle de la paroi, et dont la largeur est d'un mètre environ.

P = le volume total d'eaux qui "tombe" par m^2 durant la période considérée. Dans le cas-ci, il s'agit du volume inconnu d'eau de résurgence par m^2 . Le produit $A.P$

représente le volume total de l'eau de résurgence pendant une période de pratiquement 20 000 ans (dépôts S).

g = l'accélération gravitationnelle, 10 m/s^2 .

h = la perte en hauteur manométrique en m, représenté ici par la profondeur des rigoles, estimée dans les coupes à 0,1 m.

L'introduction de ces valeurs en (1) donne:

$$\text{A.P. (20 000 ans)} = 400 \text{ m}^3 / (10^{-3} \text{ s}^2/\text{m}^2 \cdot 10 \text{ m/s}^2 \cdot 10^{-1} \text{ m})$$

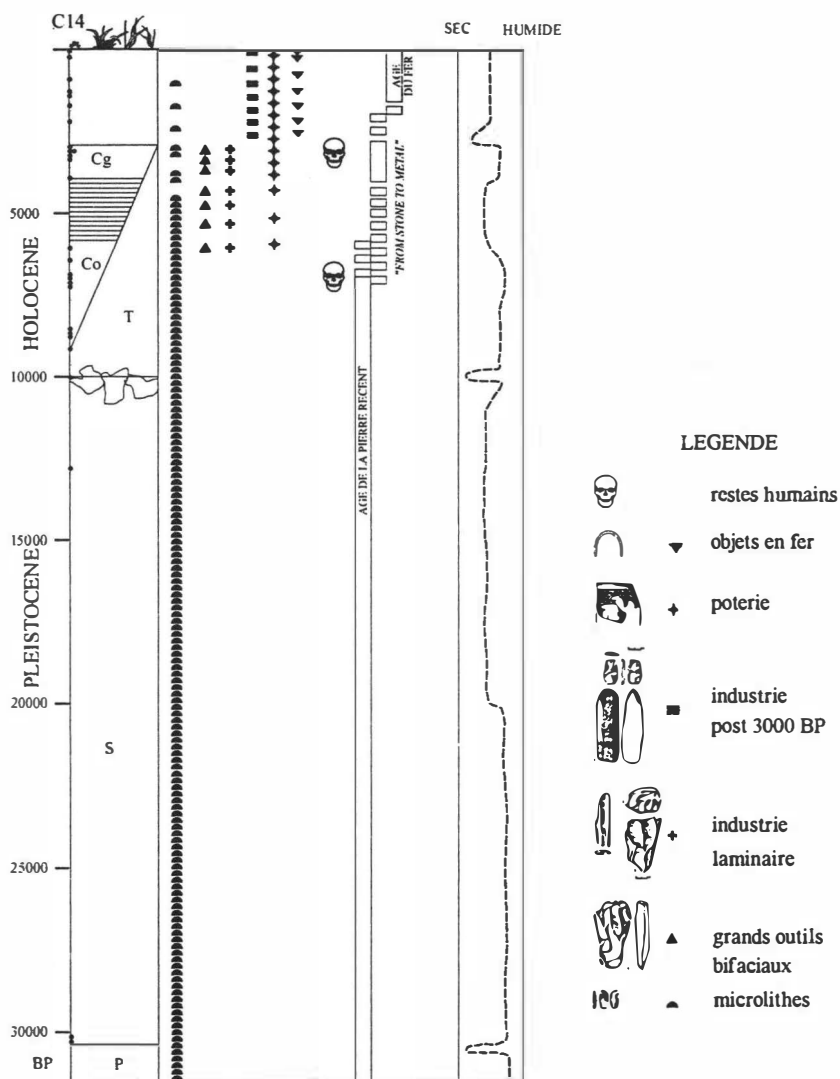
$$\text{A.P. (annuel)} = 20 \text{ m}^3 \text{ d'eau de résurgence.} \quad (2)$$

Selon nos propres mesures et estimations faites pendant les saisons sèches de 1991/1992 et 1994, le suintement annuel le long de la paroi s'élèverait à une valeur minimale de 18 m^3 . La cohérence entre ce chiffre et (2) suggère que le suintement de la fin du Pléistocène était semblable à celui d'aujourd'hui. De ce fait, les précipitations étaient peut-être elles aussi comparables.

LES TRACES D'OCCUPATION HUMAINE AU PLEISTOCENE

Les données concernant la période d'occupation pléistocène sont encore incomplètes et d'autres datations sont souhaitables. Pour les dépôts pléistocènes S, datés entre $\pm 30\,000$ et $\pm 11\,000$ BP, le seul témoin archéologique (Fig. 4) est une industrie lithique. L'outillage est composé de microlithes et d'autres outils de petite dimension caractérisés par une retouche abrupte. Essentiellement façonnée sur quartz, cette industrie se révèle tout à fait typique de l'Age de la Pierre Récent (Late Stone Age) en Afrique centrale (CORNELISSEN, 1996). Dans les grandes lignes étant donné l'ancienneté des dates ^{14}C , on peut penser que le mode de vie des populations de l'époque devait être celui de chasseurs-collecteurs. Cependant, l'absence de données précises relatives à la faune et la flore de cette période ne nous permet pas d'en dire plus. On peut imaginer que les habitants de l'abri exploitaient un milieu mixte de savane et de forêt, comme le suggère l'étude paléo-environnementale.

On observe une apparente accumulation de vestiges culturels dans la partie inférieure des dépôts S (CORNELISSEN, 1996) entre 30 000 BP et 20 000 BP. Cette dernière date est calculée par extrapolation en évaluant la vitesse de sédimentation. Cela signifie-t-il que l'occupation aurait été plus intense durant cette période légèrement plus humide? Les processus de formation du site devraient être étudiés beaucoup plus en profondeur afin de comprendre dans quelle mesure l'accumulation de matériel archéologique est naturelle et/ou culturelle.



LA TRANSITION PLEISTOCENE-HOLOCENE ET L'HOLOCENE

LES DONNEES PALEO-ENVIRONNEMENTALES

Un nouveau style d'altération

Les grandes écailles de tuf tombées pendant la période des dépôts S n'ont laissé nulle part des négatifs frais dans le plafond. Depuis l'arrêt des chutes de pierre,

la roche du plafond s'est lamellée extérieurement en "écailles" superposées de 1 mm à 1 cm d'épaisseur, ce qui est caractéristique d'une altération sphéroïdale (SCHNÜTGEN, 1992) qui se serait produite en plein air. La transformation des modes d'altération de la roche peut éventuellement indiquer une réduction des infiltrations profondes d'eau dans le sol et du suintement à travers le plafond.

Les dépôts T et les couches de cendres ocre et grises

Les dépôts T font partie d'un gisement qui a rempli un bassin de chute, creusé dans les dépôts S autour de 11 000 BP. La partie supérieure des dépôts T déborde ce bassin et se prolonge dans l'entrée de l'abri avec une légère contre-pente (Fig. 3). Dans l'entrée même, les dépôts T sont considérés comme du matériel fluviatile. A leur base, dans le fond du bassin qu'ils occupent, ils comprennent de grands boulders et rochers, apportés de l'amont par la Laka lors d'événements de transports en masse. Au niveau du débordement par contre, (voir position de l'échantillon daté à 9 880 BP) les dépôts sont déjà beaucoup moins graveleux.

Depuis la période des dépôts S, l'incision d'un nouveau bassin de chute, et son remplissage par la Laka, sont les premières manifestations de la présence d'eau courante. Il faut donc considérer la période des dépôts T comme au moins aussi humide que l'époque des dépôts S.

Dès avant 9 880 BP, les dépôts T contiennent des fragments roulés de terre brûlée. Ceux-ci indiquent l'existence de feux de brousse dans la vallée de la Laka, au-dessus de l'abri. Si le doute persiste quant à l'origine de ces feux en plein air, l'homme est très probablement l'auteur des feux présents à la même époque à l'intérieur de l'abri: en effet, les dépôts T se transforment latéralement, vers l'intérieur de l'abri, en deux couches cendreuses superposées. La couche inférieure, datée de $\pm 9\ 000$ à $6\ 000$ BP et épaisse de 50 cm au maximum, doit sa couleur ocre à la présence de terre brûlée dans toutes les classes texturales. En contrepartie, les cendres grises sus-jacentes, dont l'accumulation a débuté vers 4 000 BP ou un peu avant, sont composées en grande partie de matériel calciné d'origine organique.

Dans ces deux couches cendreuses, les chutes de pierres sont rares. Cela indique que la percolation d'eau à travers le plafond était très réduite, voire même inexistante. D'autre part, la présence de structures laminées, épaisses de quelques mm à quelques cm, témoigne de la présence, au moins sporadique, d'eau de ruissellement. Il semble que c'est surtout la période de transition entre les deux couches, qui doit se situer chronologiquement quelque part entre 6 000 et 4 000 BP, qui ait connu des épisodes de ruissellement accru.

La réduction de l'infiltration et de la percolation à travers le plafond de l'abri peuvent difficilement être interprétée comme une indication de grande sécheresse à l'extérieur de l'abri. Cette hypothèse serait en contradiction, avec l'invasissement occasionnel de la grotte par le ruissellement, et avec la permanence de l'accumulation des dépôts T par la Laka, à l'entrée de l'abri. De plus, les macrorestes végétaux sont très nombreux dans les couches cendreuses. *Protea madiensis* sp. reste présent dans

les deux couches. Dans les cendres ocre, il est accompagné de *Hypericum* et de *Maythenus acuminatus*. Dans les cendres grises s'ajoutent encore *Syzygium* cfr. *guineensis*, *Ensete Gilettii*, *Canarium Schweinfurthii*, *Raphia* sp., ainsi que *Zingiberaceae* dans les niveaux supérieurs. La série se complète par la présence de phytolithes de graminées. Les macrorestes fauniques appartiennent tous à des espèces forestières (de MARET *et al.*, 1987).

Compte tenu de tous ces éléments, on a de bonnes raisons de croire que la limite entre la forêt et la savane était situé non loin du site pendant toute la période des dépôts T. Le suintement réduit peut s'expliquer, non pas par un assèchement climatique, mais plutôt par une augmentation considérable de l'évapotranspiration pendant cette période. Il semble donc que la période des dépôts T était plus humide que celle des dépôts S.

L'évolution de l'abri après $\pm 3\ 500$ BP et la signification paléo-environnementale du creusement d'un bassin de chute

Dans un passé géologique relativement proche, deux événements tout à fait exceptionnels se sont produits dans l'abri de Shum Laka.

Le premier événement consiste en un élargissement soudain de l'abri, dû à la réactivation de l'érosion combinée des eaux de résurgence et des eaux de ruissellement (MOEYERSONS, 1996). Dans la partie sud-est de l'abri, le replat dans la roche mère aux pieds de la paroi a 6 m de large! Une analyse Es montre que seul un régime torrentiel peut expliquer cette dynamique de manière satisfaisante.

La surface d'érosion résultante et la durée de cette érosion sont difficilement datables, malgré le grand nombre de datations ^{14}C . On peut en effet, d'après les données archéologiques, supposer que la phase d'érosion a eu lieu entre $\pm 4\ 000$ (Tab.I, OxA-4538) et $\pm 2\ 000$ BP (Tab.I, OxA-5207). Ces deux dates sont issues d'échantillons prélevés en stratigraphie et ceux-ci semblent en place. Les dates entre 3 300 et 2 950 BP (Tab. I) ont été effectuées sur des squelettes humains inhumés dans une fosse. Elles ne peuvent donc pas être corrélées avec un horizon archéologique ou stratigraphique. L'érosion peut expliquer l'absence de témoin d'occupation autres que les structures funéraires pendant cette période: les inhumations auraient été préservées du fait qu'elles ont été aménagées en profondeur tandis que les autres vestiges de la même époque auraient été évacués de l'abri.

Le deuxième événement est le creusement du bassin de chute dans sa forme actuelle. Celui-ci est largement surdimensionné par rapport au débit très faible de la Laka. La tête de ce bassin - ravin ne se trouve pas au point de chute de la cascade actuelle, mais sur le côté de l'entrée de l'abri (Fig. 2). A cet endroit, la falaise est fissurée et incisée par le cours ancien de la Laka. A l'intérieur de l'abri, une traînée de boue part de cette zone de roche fendillée. Sa présence est due à l'invasissement de l'abri par des crues exceptionnelles de la Laka, des eaux de résurgence et de ruissellement.

Ce dernier creusement nous montre que ce phénomène est lié à une période de crues, et donc de précipitations exceptionnelles. Le débit actuel de la Laka est de l'ordre de 0,5 l/s, et il provoque le remplissage et non l'incision du ravin! De tels régimes pluviométriques très irréguliers sont plutôt caractéristiques des régions steppiques et sahéliennes.

Ainsi, le bassin de chute le plus récent correspondrait à la période de détérioration climatique identifiée dans la région vers 3 000 BP par MORIN (1989), SCHWARTZ (1992) et MALEY (1992) et à la période de savanisation, décrite par KADOMURA & KIYONAGA (1994). Le creusement du bassin de chute vers 32 000 BP semble être contemporain d'un assèchement observé au Tchad (SERVANT & SERVANT-VILDARY, 1980), tandis que celui de 11 000 BP environ correspondrait à la détérioration climatique du Dryas récent (KADOMURA, 1994).

Tab.I. - Datations ¹⁴C à Shum Laka

Couche superficielle poussiéreuse	40 ± 40 BP (BM-2495)
	200 ± 60 BP (BETA-51835)
	885 ± 55 BP (Hv-10.587)
cendres grises, contemporaines au sommet supérieur des dépôts T	1.310 ± 65 BP (OxA-5201)
	1.360 ± 80 BP (BETA-51837)
	1.690 ± 55 BP (Hv-10588)
	2.150 ± 110 BP (BETA-51836)
	2.940 ± 60 BP (OxA-5207)
	3.025 ± 60 BP (OxA-5206)
	3.045 ± 60 BP (OxA-5205)
	3.180 ± 80 BP (BETA-51834)
	3.300 ± 90 BP (OxA-5204)
	3.810 ± 60 BP (OxA-4538)
cendres ocre, contemporaines au sommet inférieur des dépôts T	6.070 ± 340 BP (Hv-8963)
	6.360 ± 100 BP (BM-2496)
	6.870 ± 80 BP (OxA-4359)
	6.980 ± 260 BP (Hv-8965)
	7.040 ± 80 BP (OxA-1362)
	7.150 ± 70 BP (OxA-5203)
	8.480 ± 40 BP (Lv-1603)
	8.540 ± 90 BP (OxA-5202)
	8.705 ± 275 BP (Hv-8964)
	9.095 ± 70 BP (OxA-5636)
dépôts T: partie inférieure, légèrement antérieure à la base des cendre ocres	9.880 ± 100 BP (OxA-5635)
dépôts S:	12.800 ± 110 BP (Oxa-5200)
	30.300 ± 1.600 BP (OxA-4944)
	31.700 ± 750 BP (OxA-4945)
dépôts P:	non datés

LES TRACES D'OCCUPATION HUMAINE

Les sédiments T et les cendres holocènes sont plus riches en vestiges archéologiques que les dépôts S du Pléistocène. Les dépôts T, pendant la première moitié de l'Holocène (10 000 à 6 000 BP), livrent une industrie microlithique sur quartz typique de l'Age de la Pierre Récent. Il existe des indices que la zone en amont de l'abri était souvent en proie aux feux de brousse. Rien ne nous permet, sur base des données archéologiques, de confirmer que l'homme était l'auteur de ces feux. Il est vrai que les traces de feux peuvent être liées à une forme d'agriculture sur brûlis, mais le début de l'agriculture en Afrique sub-saharienne reste difficile à cerner d'un point de vue archéologique. Les restes végétaux se conservent rarement et l'igname, nourriture de base dans la région bordant le Golfe de Guinée, ne laisse pas de traces archéologiquement identifiables actuellement. Par ailleurs, les feux de brousse font partie des techniques de chasse des populations actuelles, ils pourraient donc indiquer une intensification de l'exploitation du milieu par des chasseurs-collecteurs, plutôt qu'une transformation de l'économie de subsistance. En outre, les restes de gibier nous montrent que l'abri servait manifestement de halte de chasse, il est peu probable d'y trouver des preuves directes que l'agriculture était pratiquée dans la région (LAVACHERY *et al.*, 1997)

Toutefois, entre 7 000 et 6 000 BP dans la partie supérieure des cendres ocre, de nouvelles techniques de taille de la pierre commencèrent timidement à se développer parallèlement au microlithisme. Il s'agit du façonnage bifacial macrolithique sur basalte ou tuf, du polissage, et du débitage laminaire. Il est probable que la céramique apparaisse pendant la même période, mais sa rareté rend les données encore peu sûres (de MARET *et al.*, 1987; LAVACHERY *et al.*, 1997) (Fig. 4). Témoignant d'une préférence marquée pour des matières premières telles que le tuf et le basalte, cette industrie de type macrolithique prédomine largement dans les cendres grises, pendant l'Holocène supérieur. La céramique trouvée à la base des cendres grises, maintenant beaucoup plus abondante, est décorée de traçage, d'impressions simples et pivotantes au bâtonnet et au peigne. Dans la partie sommitale des cendres grises, la poterie est principalement décorée à la roulette en fibre et en bois. Datée entre 2 500 BP et l'époque moderne, elle est typique des Ages du fer Ancien et Récent de la région. En raison de perturbations révélées par les analyses géomorphologiques et archéologiques (voir ci-dessus, l'évolution de l'abri après \pm 3 500 B.P. et LAVACHERY, 1996), il n'est cependant pas possible de situer la fin des industries lithiques. On doit se limiter à relever la présence de nouveaux types d'outils après 3 000 BP, tels qu'une herminette bouchardée et une pointe de flèche (Fig. 4). Il est très possible que l'usage de certains outils en pierre ait pu perdurer aux débuts des âges des métaux.

L'analyse des restes de faune et de végétaux retrouvés dans les cendres grises fournit des éléments intéressants quant à l'exploitation du milieu. Il apparaît en effet que tous les animaux chassés proviennent de la forêt (de MARET *et al.*, 1987) tels que le buffle nain (*Syncerus caffer nanus*) et l'hylochère (*Hylochoerus meinertzhageni*). Parmi les macrorestes végétaux la présence de

nombreux fragments d'endocarpes de *Canarium schweinfurthii* pourrait indiquer les débuts d'une forme d'arboriculture (de MARET, 1994-95; LAVACHERY *et al.*, 1997). Les autres espèces botaniques identifiées appartiennent au domaine de la savane. De telles indications laissent supposer que l'homme a exploité le milieu ouvert aux abords de l'abri avec, à plus ou moins grande distance, une série de galeries forestières ou de massifs plus densément boisés. L'absence de preuves directes d'une économie de production nous interdit de parler d'un néolithique sensu stricto, mais le développement du macrolithisme, du polissage et de la poterie est manifestement transitoire entre le Late Stone Age et l'Age du Fer. C'est pourquoi cette phase et provisoirement appelée *From Stone to Metal Age* ou *SMA* (de MARET, 1994-95, 1996; LAVACHERY *et al.*, 1997).

Pour les phases d'occupation de l'Holocène récent, le site ne doit probablement pas être considéré comme un lieu d'habitat, mais plutôt comme un simple maillon d'un système d'exploitation du territoire relativement complexe. En effet, on peut imaginer que l'abri a constitué une halte de chasse privilégiée pour des populations plus ou moins sédentaires résidant déjà dans des villages de plein air (de MARET, 1996). Cette tendance à la complexification des rapports entre l'homme et son environnement paraît d'autant plus probable que l'abri a également servi de lieu d'inhumation aux alentours de 7.000 BP et de 3.000 BP (Fig.4; de MARET *et al.*, 1995; de MARET, 1996; ORBAN *et al.*, 1997). L'importance et l'intérêt de Shum Laka tiennent d'ailleurs en partie à l'existence de ces deux phases funéraires, car elles témoignent de rites très variés. On y observe des inhumations primaires ou secondaires, partielles ou complètes, collectives ou individuelles ainsi que des crémations.

L'ensemble des dépôts sédimentaires ayant livré du matériel archéologique, on peut penser que le site a été occupé de façon continue. Mais il faut savoir que les matériaux datés sont tous directement liés à des activités anthropiques, puisqu'il s'agit d'ossements humains, de restes de gibier et de charbons de bois provenant de foyers. Dès lors, toute absence de matériel datable peut résulter d'une interruption dans l'occupation du site.

De fait, trois hiatus apparaissent au niveau de la série de dates disponibles pour les dépôts holocènes.

-Le premier se situe dans les cendres ocre entre 8 480 et 7 150 BP (Tab. I). C'est durant cette période que l'on enregistre une phase d'assèchement dans la région du lac Tchad (SERVANT & SERVANT-VILDARY, 1980). Celle-ci, toutefois, ne se manifeste par aucun processus sédimentologique particulier au niveau de l'abri.

-Le second hiatus chronologique se situe entre 6 070 et 3 810 BP, et correspond à la couche transitoire visible entre les cendres ocre et grises. C'est une période qui a connu un regain de ruissellement (voir ci-dessus, les dépôts T et les couches de cendres).

Nous avons interprété cela comme indice d'un régime de précipitations irrégulières avec des valeurs maximales exceptionnelles. Cet épisode correspond de nouveau à une pulsation plus sèche au Tchad (SERVANT & SERVANT-VILDARY, 1980).

Or, c'est précisément durant cet intervalle de temps que s'est opérée la transition entre l'Age de la Pierre récent et le SMA. Des recherches plus détaillées sur le contenu archéologique de cette couche intermédiaire, de même que de nouvelles datations au radiocarbone, devraient nous permettre de mieux cerner la nature de cette évolution socio-technologique.

-Le troisième hiatus dans les données archéologiques se situe entre 2 940 et 2 150 BP. Les analyses géomorphologiques montrent que l'abri aurait alors été soumis à une forte érosion. Cet intervalle de quelques siècles est tout à fait crucial dans l'histoire de l'Afrique sub-saharienne, car c'est probablement entre 3 500 et 2 500 (pour un aperçu général voir: de MARET 1989, 1994-95; LAVACHERY *et al.*, 1997) qu'on situe, sur base de données archéologiques et linguistiques, la diffusion d'un mode de vie sédentaire, de la poterie, de l'élevage et de l'arboriculture qui pourrait être mise en relation avec l'expansion des langues bantoues. Or, le berceau de ce phénomène serait situé dans la partie méridionale de la zone frontalière entre le Nigeria et le Cameroun (GREENBERG, 1963; BASTIN *et al.*, 1983; VANSINA, 1990), dans les environs de Shum Laka. Sans entrer dans les détails, il faut savoir que les populations de langue bantoue occupent aujourd'hui la majeure partie de l'Afrique sub-saharienne, au sud d'une ligne reliant la côte du Kenya à l'est du Nigeria. On peut penser que leur dispersion vers l'est et le sud aurait été favorisée par la présence d'éclaircies et de couloirs au sein de la grande forêt tropicale, dues à une péjoration du climat (de MARET, 1989, 1994-95; SCHWARTZ, 1992 pour une discussion plus approfondie).

Cette remarquable correspondance entre les périodes sèches et les interruptions dans l'occupation de l'abri pourrait indiquer que l'homme n'exploitait pas la région quand la forêt y était trop dégradée. Néanmoins, étant donné qu'il n'y a pas d'indication nette que ces oscillations climatiques auraient eu un impact profond sur l'environnement, il est plus plausible de penser que ce soient les effets des phases d'érosion, causées par les péjorations climatiques qui ont effacé les traces du passage de l'homme. Les analyses en cours nous montrent que cela est certainement le cas après 3.000 BP, et des recherches ultérieures dans ce sens devront porter sur les deux hiatus précédents.

QUELQUES REFLEXIONS SUR L'EVOLUTION PALEO-CLIMATIQUE ETABLIE A SHUM LAKA ET LES CONSEQUENCES SUR L'OCCUPATION HUMAINE

La figure 5 résume l'évolution paléo-environnementale et paléoclimatique, de la région, et la compare avec les travaux de quelques autres chercheurs dans les zones avoisinantes.

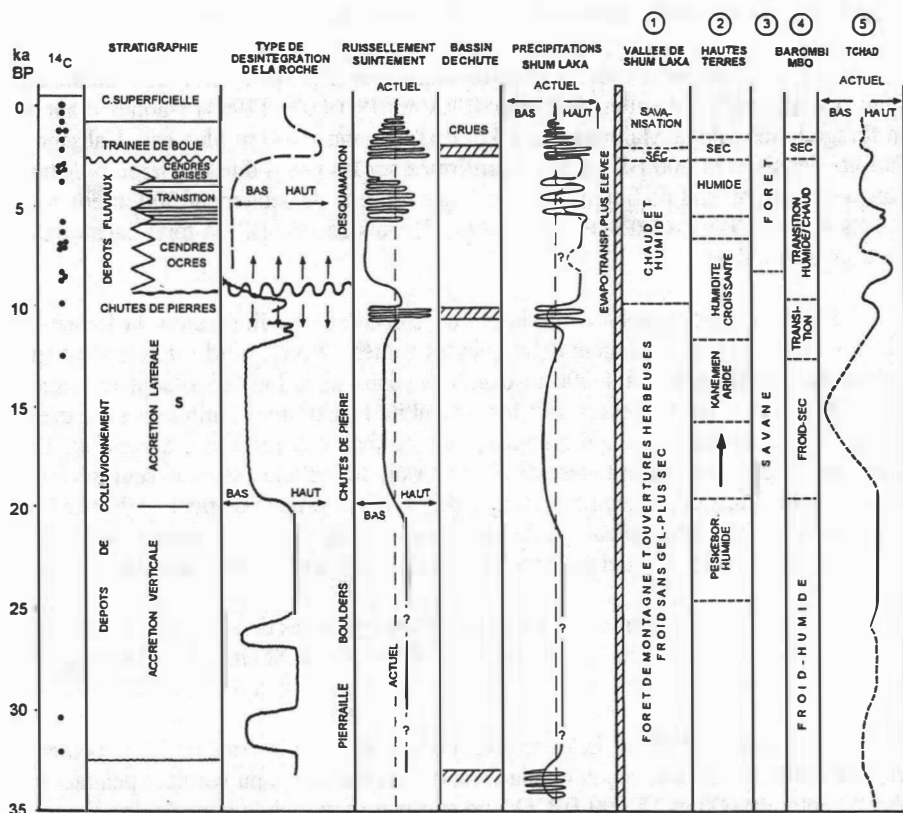


Fig.5. - Les processus géomorphologiques et leur signification paléo-environnementale à l'abri de Shum Laka. Comparaison de l'interprétation climatique avec 1: KADOMURA & KIYONAGA (1924); 2: MORIN (1989); 3: HORI (1984) 4: GIRESSE *et al.* (1994); SERVANT & SERVANT-VILDARY (1980).

Abstraction faite des quatre ou cinq courtes oscillations qui provoquèrent des précipitations irrégulières, les alentours de l'abri de Shum Laka n'ont jamais souffert de conditions de sécheresse prononcée. Pendant la période de 32 000 à \pm 11 000 BP, les conditions édapho-climatiques étaient semblables à celles d'aujourd'hui. La région était couverte de forêts, les galeries d'altitude établies le long des cours d'eaux, coupées d'éclaircies herbeuses sur les interfluvies. La température ne descendait jamais, ni pour longtemps ni plus loin au-dessous de zéro. Le taux de précipitation était également de l'ordre de celui d'aujourd'hui. Néanmoins, dans le détail il apparaît que la période de 20 000 à 12 000 BP était un peu plus sèche. L'augmentation de l'humidité à partir de \pm 12 000 BP annonce les longues pulsations nettement plus humides de l'Holocène. Celles-ci alternèrent avec une série de détériorations plus arides. La dernière détérioration de 3 000 BP mènera aux conditions actuelles.

Les conclusions d'ordre paléoclimatique que l'on peut tirer de l'étude de Shum Laka complètent celles de KADOMURA & KIYONAGA (1994) établies d'après un forage le long de la Malongwe, à 4 km de l'abri, mais 300 m plus bas. L'absence d'aridité depuis \pm 24 000 BP est aussi confirmée sur les bords du Lac Barombi Mbo, situé à 150 km au sud de Shum Laka, et à une altitude de seulement 300 m environ (GIRESSE *et al.*, 1991; GIRESSE *et al.*, 1994). Depuis 25 000 BP, la forêt équatoriale y a trouvé un refuge.

L'aspect physiographique de la région considérée est illustré par la figure 1: elle montre qu'on peut distinguer deux grandes entités. Dans le nord-est s'étendent les plaines de Bamenda-Bali à 1 200 m d'altitude, dans le sud-est se situent les hauts plateaux de Bamenda, au-dessus de 1 800 m d'altitude. Ces deux entités sont séparées par un double escarpement qui embrasse une surface intermédiaire, à 1650 m. La Laka, avant de se jeter de la falaise de Shum Laka, draine une partie de cette surface intermédiaire. Puisque la géomorphologie de l'abri est principalement régie par les eaux qui viennent directement ou indirectement de la Laka, on peut penser que l'évolution de l'abri est en quelque sorte liée à celle de la surface intermédiaire.

Ceci peut expliquer pourquoi les importantes périodes de gel, mentionnées par MORIN (1989) sur les hauteurs plus élevées, sont absentes à Shum Laka. D'autre part, du fait de son altitude, le site n'a jamais été envahi par la forêt équatoriale.

Les données de Shum Laka montrent avant tout que la zone de l'escarpement est restée humide, de telle façon que la forêt de montagne y a pu survivre pendant la période entre 20 000 et 15 000 BP. Or, on sait que durant cette période, les régions voisines de l'Afrique de l'Ouest, de même que la presque totalité de l'Afrique Centrale, ont connu une aridité extrême (PETIT-MAIRE, 1993; SERVANT & SERVANT-VILDARY, 1980; SHINODA, 1994; TALBOT *et al.*, 1984; KADOMURA, 1986). Ce microclimat trouve peut-être une explication dans la position topographique particulière: en effet, on sait (CHAMPAUD, 1973; MORIN, 1988) que l'escarpement jouit à l'heure actuelle de pluies orographiques. Il n'est pas exclu, et nos données semblent le confirmer, que des fluctuations arides générales n'affectent que partiellement ce type de précipitation. Cette conclusion ouvre le débat quant au rôle

potentiel des escarpements en général quant à la survie de la faune et de la végétation pendant les périodes arides en Afrique Occidentale.

Tenant compte de ce phénomène, il est plus que probable que les alentours de Shum Laka aient aussi servi de refuge pour les populations préhistoriques, chaque fois que celles-ci étaient confrontées à un assèchement de leur milieu habituel, consécutif aux péjorations climatiques (de MARET, 1994-95, 1996). Depuis la fin du Pléistocène, les occupants de la grotte ont toujours eu accès à un milieu mixte de savane et de forêt. La coïncidence entre les interruptions dans l'occupation de l'abri et les périodes plus sèches pourrait indiquer que l'homme préhistorique n'occupait pas l'abri à ces moments. Mais il faut penser que ces "migrations" avaient d'autres raisons que les oscillations climatiques puisque l'environnement n'aurait pas connu de bouleversements profonds. Dans cette hypothèse, il nous semble plutôt que ce sont les processus d'érosion attestés durant ces périodes plus sèches qui soient responsables des hiatus dans les données archéologiques.

REMERCIEMENTS

Cette étude fait partie d'un projet de recherches archéologiques à l'abri sous roche de Shum Laka (Bamenda, Cameroun occidental). Le projet a été réalisé avec la collaboration de l'Université de Yaoundé (Cameroun), l'Université Libre de Bruxelles (Belgique) et le Musée royal de l'Afrique Centrale (Tervuren - Belgique) sous la direction générale de P. de MARET et R. ASOMBANG. Le projet a été financé par ces trois institutions et par la Loterie Nationale (Belgique), le Fond National de la Recherche Scientifique (Belgique), le Nationaal Fonds voor Wetenschappelijk Onderzoek (Belgique) et la L.S.B. Leakey Foundation (U.S.A.). Nos remerciements vont à toute l'équipe sur le terrain, et pour la réalisation des dessins, à Mme Y. PAQUAY.

BIBLIOGRAPHIE

- BASTIN, Y., COUPEZ, A. & de HALLEUX, B., 1983. History of the inhabitants of the Central African rain forest: perspectives from comparative linguistics. In: HLADIK, C.M., LINARES, O.F., PAGEZY, H., SEMPLE, A. & HADLEY, M. (Eds.). *Tropical forests, People and Food*. New York, UNESCO, pp.37-53.
- BEARD, J.S. 1992., *The Proteas of Tropical Africa*. Kangaroo Press, Hong Kong, 144, 112 pp.
- CHAMPAUD, J., 1973. Atlas régional Ouest 2 de la République unie du Camérout. Milieu physique: Précipitations. O.R.S.T.O.M., Centre de Yaoundé.

- CORNELISSEN, E., 1996. Shum Laka rock shelter (Northwestern Cameroon): Pleistocene deposits. In: PWITI, G. & SOPER, R. (Eds.). *Aspects of African Archaeology*, University of Zimbabwe Publications, pp.257-264.
- DE PLOEY, J., 1990. Modelling the erosional susceptibility of catchments in terms of energy. *Catena*, 17, 175-183.
- DE PLOEY, J., MOEYERSONS, J. & GOOSSENS, D., 1995. The DE PLOEY erosional susceptibility model for catchments, Es. *Catena*, 25, 269-314.
- DUMORT, J.C., 1968. *Notice explicative sur la feuille Douala-Ouest*. République Fédérale du Camérout: Carte géologique de reconnaissance à l'échelle du 1/500.000.
- GIRESE, P. MALEY, & J. BRENAC, P., 1994. Late Quaternary palaeoenvironments in the Lake Barombi Mbo (West Cameroon) deduced from pollen and carbon isotopes of organic matter. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 107, 65-78.
- GIRESE, P. MALEY, J. & KELTS, K., 1991. Sedimentation and palaeoenvironment in crater lake Barombi Mbo, Cameroon, during the last 25,000 years. *Sediment. Geol.*, 71, 151-175.
- GREENBERG, J., 1963. *Languages of Africa*, The Hague, Mouton Publishers.
- HORI, N., 1984. Formation and chronology of superficial deposits in the forested Southern Cameroun. In: KADOMURA, H. (Ed.). *Geomorphology and environmental changes in the forest and savannah Cameroun*. Preliminary report of the tropical African geomorphology and late-Quaternary palaeo-environments research project 980/1981, Sapporo, Japan, pp.13-27.
- KADOMURA, H. & KIYONAGA, J., 1994. Origin of grassfields landscapes in the West Cameroon highlands. In: KADOMURA, H. (Ed.). *Savannisation processes in tropical Africa II*. Dept. Geogr. Tokyo Metropol. Univ., Tokyo, pp. 47-85.
- KADOMURA, H., 1986. Late Glacial-early Holocene environmental changes in tropical Africa: a comparative analysis with deglaciation history. *Geographical reports of Tokyo Metropolitan University*, 21, 1-21.
- KADOMURA, H., 1994. Climatic changes, droughts, desertification and land degradation in the Sudano-Sahelian region -A historico-geographical perspective-. In: KADOMURA, H. (Ed.). *Savannisation processes in tropical Africa II*. Dept. Geogr. Tokyo Metropol. Univ., Tokyo, pp. 203-228.
- LAVACHERY, PH., 1996. Shum Laka Rockshelter (Northwestern Cameroon) Holocene Deposits: from Stone to Metal. In: PWITI, G. & SOPER, R. (Eds.). *Aspects of African Archaeology*. University of Zimbabwe Publications, pp. 265-274.
- LAVACHERY, PH., CORNELISSEN, E., MOEYERSONS, J. & de MARET P., 1997. 30.000 ans d'occupation, 6 mois de fouilles: Shum Laka, un site exeptionnel en Afrique centrale. *Anthropologie et Préhistoire*, 107/108, (sous presse).

- MALEY, J., 1992. Mise en évidence d'une péjoration climatique entre ca. 2.500 et 2.000 ans BP en Afrique tropicale humide. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 163: 363-365.
- MARET, P. de, 1989. Le contexte archéologique de l'expansion bantou en Afrique Centrale. In: OBENGA, TH. (Ed.), *Actes du colloque international les peuples Bantu, migration, expansion et identité culturelle*. CICIBA Libreville 1-6 avril 1985, pp.118-138.
- MARET, P. de, 1994-95. Pits, pots and the Far-West streams. *Azania*, 29-30: 318-323.
- MARET, P.de, 1996. Shum Laka (Cameroon): general perspectives. In: PWITI, G. & SOPER, R. (Eds.). *Aspects of African Archaeology*. University of Zimbabwe Publications, pp.275-280.
- MARET, P.de, CLIST, B. & VAN NEER, W., 1987. Résultats des premières fouilles dans les abris de Shum Laka et d'Abéké au Nord-Ouest du Cameroun. *L'Anthropologie*, 91, 559-584.
- MOEYERSONS, J., 1996. Evolution of the Shum Laka rock shelter (Western Cameroon) since Late Stone Age times. In: PWITI, G. & SOPER, R. (Eds.). *Aspects of African Archaeology*. University of Zimbabwe Publications, pp.245-256.
- MOEYERSONS, J., 1996. Rock shelter collapse as a possible reason for waterfall retreat in the Bafochu Mbu caldeira, western Cameroon. *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl.-Bd., 103, 354-358.
- MORIN, S., 1988. Les dissymétries fondamentales des Hautes Terres de l'Ouest Cameroun, l'exemple des monts Bambouto. In: *L'Homme et la montagne tropicale*, SEPANRIT, Bordeaux, pp. 35-56
- MORIN, S., 1989. Hautes terres et bassins de l'Ouest Cameroun. *Revue Géographique du Cameroun*, 8, 2, 81-92.
- ORBAN, R., RIBOT, I. FENAUX, S. & de MARET, P., 1997. Les restes humains de Shum Laka (Cameroun, LSA - Age du fer). *Anthropologie et Préhistoire*, 107/108, (sous presse).
- PETIT-MAIRE, N., 1993. Past global climatic changes and the tropical arid/semi-arid belt in the north of Africa. in: THORNWEIHE & SCHANDELMEIER (Eds.). *Geoscientific research in north-east Africa*. Balkema, Rotterdam, pp. 551-560.
- SCHNÜTGEN, A., 1992. Spheroidal weathering, granular desintegration and loamification of compact rock under different climatic conditions. *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl.-Bd., 91, 79-94.
- SCHWARTZ, D., 1992. Assèchement climatique vers 3000 B.P. et expansion Bantu en Afrique centrale atlantique: quelques réflexions. *Bull. Soc. Géol. France*, 163: 353-361.

- SERVANT, M. & SERVANT-VILDARY, S., 1980. L'environnement Quaternaire du bassin du Tchad. In: WILLIAMS, M.A.J. & FAURE, H. (Eds.). *The Sahara and the Nile*, Balkema, Rotterdam, pp 133-162.
- SHINODA, M., 1994. Annual precipitation estimates over tropical Africa for 18,000 yr B.P. in: KADOMURA, H. (Ed.). *Savannization processes in tropical Africa* II. Dept. Geogr. Tokyo Metropol. Univ. Tokyo, pp. 229-247.
- TALBOT, M.R., LIVINGSTONE, D.A., PALMER, P.G., MALEY, J., MELACK, J.M., DELIBRIAS, G. & GULLIKSEN, S., 1984. Preliminary results from sediment cores from Lake Bosumtwi, Ghana. *Palaeoecology of Africa*, 16, 173-192.
- VANSINA, J., 1990. *Paths in the Rainforest*. Madison, University of Wisconsin Press.
- WATSON, A. & PYE, K., 1985. Pseudokarstic microrelief and other weathering features on the Mswati granite (Swaziland). *Z. Geomorph. N.F.*, 29, 285-300.
- WISE, L.E., 1952. Miscellaneous extraneous components of wood. In: L.E. WISE & E.C. JAHN (Eds.). *Wood chemistry*. Reinhold Publishing Corporation, New York, pp. 638-660.

PALAEOLITHIC STRATIGRAPHY OF SODMEIN CAVE (RED SEA MOUNTAINS, EGYPT)

Stratigraphie du Paléolithique de Sodmein Cave (Red Sea Mountains, Egypte)

P VAN PEER*, P. VERMEERSCH* & J. MOEYERSONS**

RESUME

La séquence archéologique de Sodmein Cave (Désert oriental de l'Egypte) est une bonne illustration des problèmes de l'identification des niveaux d'occupation et de l'interprétation de leur mise en place. Les procédures utilisées pour cette identification sont décrites. L'altération de la formation du site et des remaniements ultérieurs est ensuite discutée.

ABSTRACT

The Sodmein Cave (Egyptian Eastern Desert) archaeological sequence is a good illustration of the problems regarding the identification and behavioural interpretation of 'occupation levels' in cave sites. Procedures of identification are described. Next, the impact of both site formation and postdepositional process are discussed.

INTRODUCTION

This contribution is concerned with aspects of archaeological stratigraphy at Sodmein Cave site located in the Egyptian Eastern Desert. Although the site was discovered about 20 years ago now (PRICKETT 1979), its potential as a site with stratified human occupation debris was not tested until 1993 (VERMEERSCH *et al.* 1994). More work was done at the site in 1995 and 1996. After three field seasons, the general stratigraphy of the site is well-established (MOEYERSONS *et al.*, 1996). Seven Palaeolithic layers (VAN PEER *et al.*, 1996) and several

* Laboratorium voor Prehistorie, Katholieke Universiteit Leuven, 16 Redigenstraat, Leuven

** Royal Museum of Central Africa, 3080 Tervuren

Neolithic levels (VERMEERSCH *et al.*, 1996) have been identified. We will restrict our present discussion to the Palaeolithic levels. In particular, we will examine the meaning of these designated archaeological units in terms of site formation process and postdepositional reworking.

GENERAL CONTEXT

Sodmein Cave is located 45 km to the northwest of the town of Qoseir in the Gebel Duwi limestone formation (Fig. 1). The origin of this large cave seems to be related to solutional and mechanical widening of a karst gallery in the Thebes limestone.

Three main units are distinguished in the stratigraphic sequence (Fig. 2). The lower unit comprises talus slope deposits consisting of rock- and dustfall debris. Big limestone boulders are underlying this unit and represent perhaps a major roof collapse. It is possible that more sediments are below this.

The talus deposits are overlain by a rockfall wall near the entrance of the cave, on the one hand, and backfill deposits in the cave interior. The two units have an interfingering contact. Except for the lowermost level, Palaeolithic human occupations are restricted to a narrow belt in the coarse rockfall deposits close to their interfingering with the finer backfill. It consists of a narrow stretch just inside of the potential cliff drip line or rockfall line. The lowest level is situated partly in the base of the backfill and in the underlying scree deposits.

This position apparently implies a choice on the part of prehistoric humans and is not the consequence of any postdepositional process. In the 'Backfill' (comprising the interfingering contact with the rockfall deposits), a distinction has been made between Younger and Older Backfill (Fig. 2; MOEYERSONS *et al.*, 1996), with a sedimentary hiatus between them apparently corresponding to the Last Glacial Maximum. The Neolithic occupation levels are on top of or comprised within this Younger Backfill. Some radiocarbon dates are presently available of which the oldest at this point is 7090 ± 80 BP (Lv-2086). The Older Backfill contains Palaeolithic cultural debris throughout its entire depth.

THE PROFILE

The Palaeolithic archaeological remains are for the most part lithic artefacts which are at first sight distributed throughout the Older rockfall over a depth of more than 2 meters. In contrast to the Neolithic occupations, Palaeolithic

fire places are rare. Only in two instances did we encounter a situation where significant numbers of lithics were scattered around a fire place.

The most typical situation is that evidenced in figure 3: a relatively limited artifact density per square meter and no clearcut vertical segregation between archaeological "levels". The vertical distribution of all artifacts in excavation area is shown here. A trench width of 2 meters is packed onto the western trench wall, which is parallel to the cave entrance. Given the observation that the perpendicular profiles show little or no gradient, this is an adequate representation of the spatial distribution of artifacts in this zone.

Furthermore, it was at the time of excavation extremely difficult to correlate the very complex profiles of the various excavation trenches as they were positioned in different areas of the cave. Therefore, the recognition of general occupation levels was not an easy task. Since this problem was perceived from the start, all artefacts were recorded three-dimensionally. This would give us the means to look for distributional patterning a posteriori and to take decisions on the nature of the archaeological sequence, in close association with the geomorphological evidence.

THE DISTINCTION OF ARCHAEOLOGICAL LEVELS

PROCEDURES

To summarize, the different Palaeolithic occupation levels were not readily apparent during the excavation. Our problem to distinguish them was caused by several factors including:

- low artifact densities
- significant vertical dispersion of artifacts
- absence of references such as fire places
- relative homogeneity of sediments
- absence of clearly individualized sterile layers

On the other hand, profiles such as the one shown in figure 3 made it clear that zones of relative vertical density alternated with more or less empty zones. Some of the former are quite straightforward (indicated in figure 3 by squares), other are less clear (indicated by diamonds or circles). Therefore, it was reasonable to assume that meaningful archaeological stratification might emerge after careful analysis.

In this analysis vertical artifact distributions, geomorphological observations and techno-typological arguments were cross-examined for each excavation area. In the case of area B, for example, it appeared that relative artifact densities corresponded with zones of relatively fine sediments within the

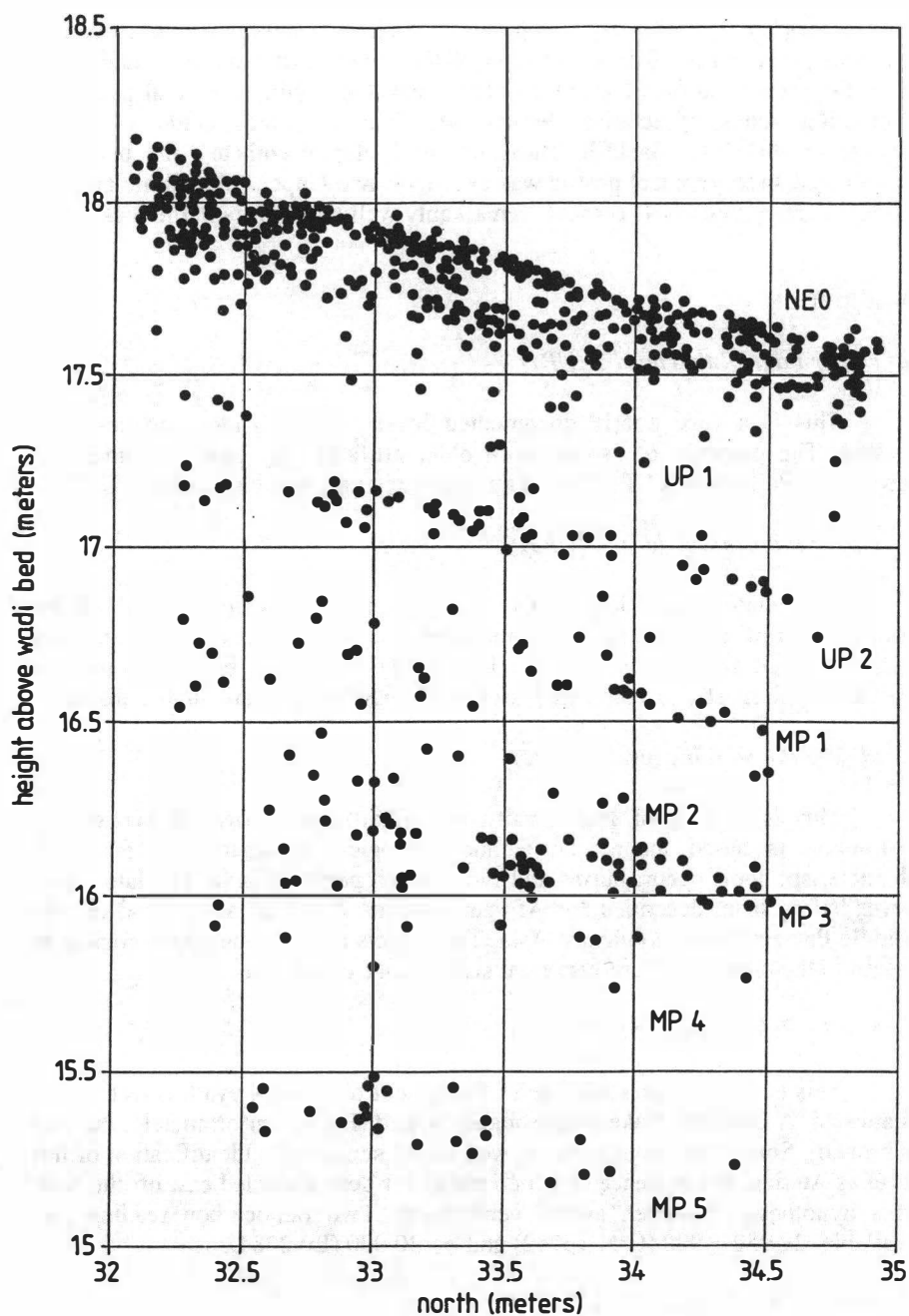


Fig.3. - Vertical artefact positions in excavation area B.

coarser rockfall. The next step was to correlate all excavation areas into a general archaeological profile. The application of the simple principle of equidistance from the present surface lead to a rather satisfying result. A general pattern of alternating zones of relative density and "empty" zones could be traced throughout the Older Backfill. The final confrontation with an independently generalized stratigraphical profile was excellent: two Upper Palaeolithic and five Middle Palaeolithic levels coincide remarkably well with layers in the rockfall.

DESCRIPTION

a.- Upper Palaeolithic level 1 (UP1)

This is a very poorly documented level. A few blades and cores are present. The presence of some worn older artifacts may point to substantial reworking. Perhaps this UP1 level is a redeposited part of the underlying UP2.

b.- Upper Palaeolithic level 2 (UP2)

This relatively rich level can be considered a true occupation level. In the northern part of the cave, an important accumulation of lithic occurred around a fireplace dated at 25.200 ± 500 BP (UtC-3313). Numerous blades are present. Cores exhibit mostly one striking platform. Retouched tools are almost absent.

c.- Middle Palaeolithic level 1 (MP1)

This is a level of low density and significant vertical dispersion. Its distinction is based mainly on techno-typological arguments. A few very characteristic tools occur: burins and two Emireh points (Fig.4). The latter have never before been described for African contexts, but they are typical of the Middle Palaeolithic in southwest Asia. These tools are extremely important with regard to the broader culture-historical significance of the site.

d.- Middle Palaeolithic level 2 (MP2)

This is a well represented level throughout the cave. Levallois technology is attested. A Levallois flake was probably tanged (Fig.4) (unfortunately, the tang is broken). Some other arguments as well might support the identification of this level as Aterian, the presence of which has never been recorded east of the Nile. This hypothesis, however, awaits verification. Two radiocarbon readings are available: $29\,950 \pm 900$ (GrN-16782) and $\geq 30\,000$ (Lv-2084).

e.- Middle Palaeolithic level 3 (MP3)

This is another well-delimited level. Organic matter from immediately above this level produced a date $> 45\,000$ (UtC-3317). Levallois technology, including classical and Nubian 1 method (VAN PEER 1992), is well represented.

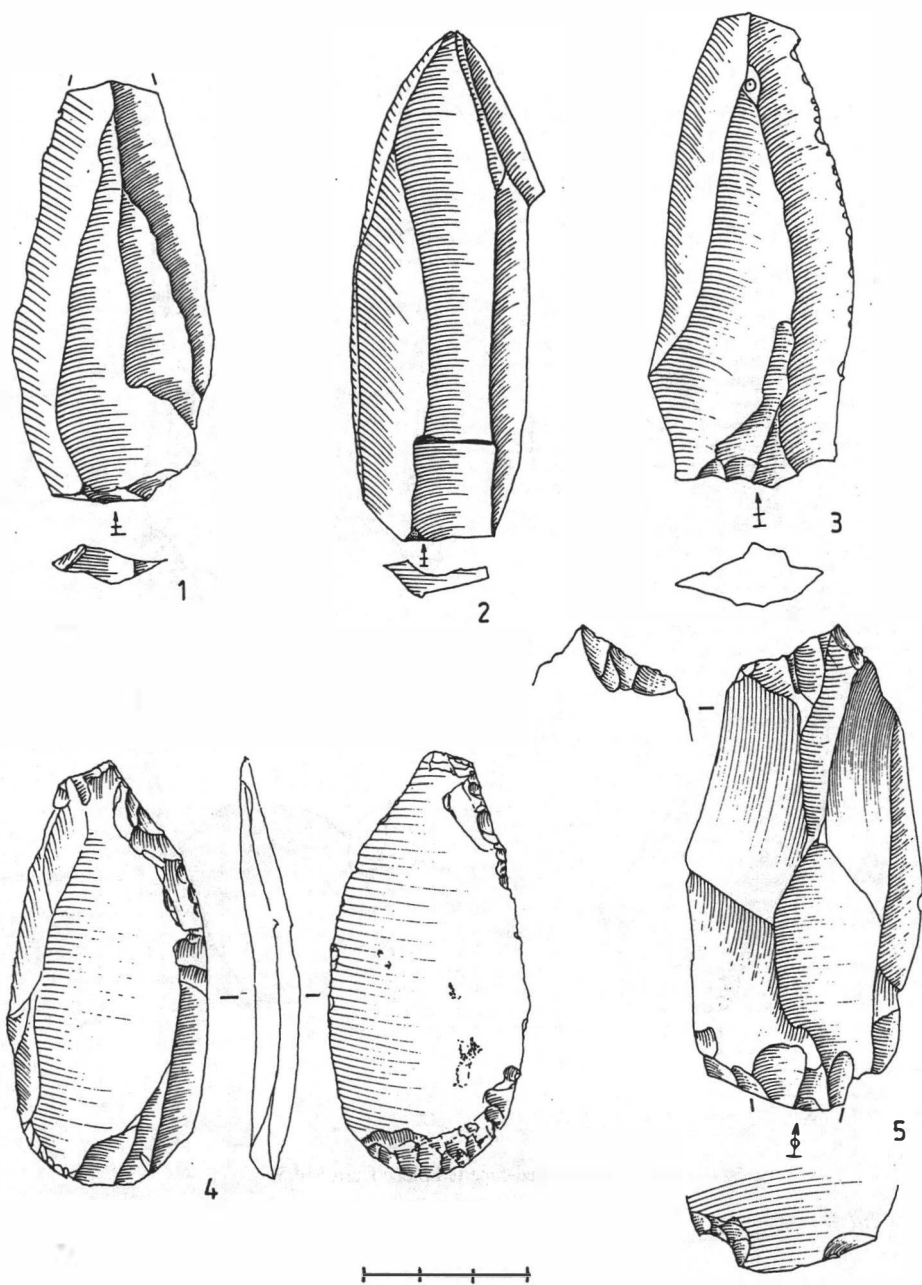


Fig.4. - 1-3: blades from UP2; 4: Emireh point from MP1; 5: tanged Levallois flake from MP2.

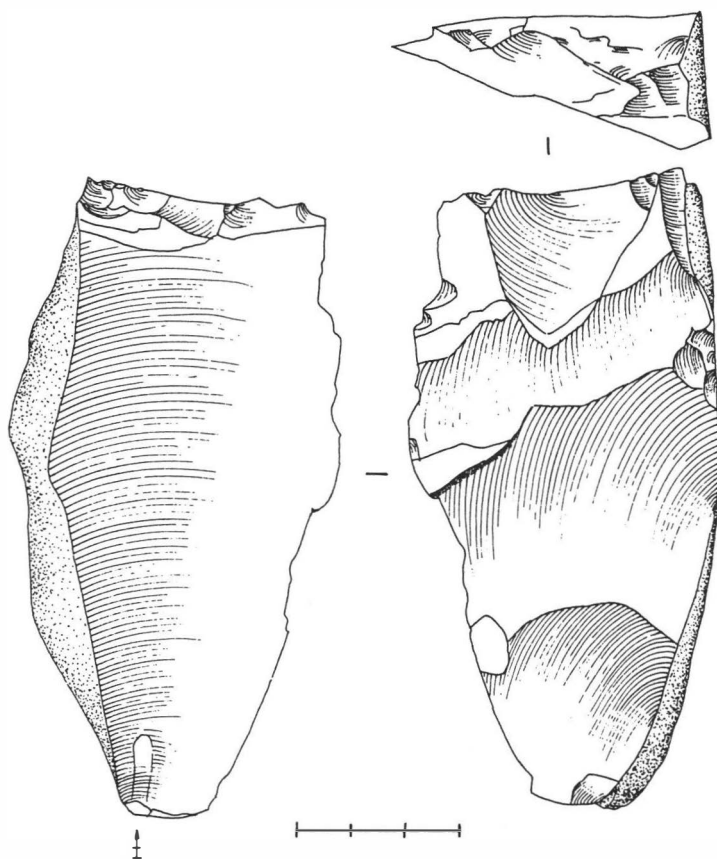


Fig. 5. - Truncated-faceted piece from MP 3.

Among the tools, a few truncated-faceted pieces occur (Fig. 5). Such features securely point to a Nile Valley N-group affiliation.

f.- Middle Palaeolithic level 4 (MP4)

This level is best represented in the southern part of the cave where a fireplace was present. The industry is typical N-group.

g.- Middle Palaeolithic level 5 (MP5)

The lowest archaeological level consists of a huge fireplace associated with few but rather characteristic artifacts. Within the fireplace, burnt bones of large mammals such as buffalo and elephant occurred as well as some species indicative of the presence of open water (crocodile). This faunal assemblage is quite similar to the ones from the Grey Lake phases in the western desert, dating from the last Interglacial (WENDORF *et al.* 1993).

The lithics associated with this feature evidence so-called Nubian 1 technology which is a system of lithic production designed to produce pointed flakes and bifacial flaking.

THE MEANING OF THE PALAEOLITHIC LEVELS

Up to now, seven layers of relatively dense Palaeolithic artifact concentration are identified. The next question is whether these levels represent original living floors which were disturbed by postdepositional processes or if they have to be considered as evidence of multiple very shortterm occupations. In the latter interpretation, the formation history of each level would be different. Some would have been formed relatively rapid - perhaps during a few visits; the others (e.g. MP1) over longer periods of time.

The two zones of relative dense concentration (UP2 and MP4) do seem to suggest indeed that occupations were very brief and did not involve much more than the performance of a few activities around a central fireplace. Our layers, therefore, might be considered as 'micro-palimpsests' in which evidence of repeated short visits is compressed. So, we see, at a different scale, the same picture as in the prehistoric caves of western Europe.

There are at present few firm arguments to support either position - mainly postdepositional reworking or site formation process - concerning the meaning of these archaeological levels. One approach would be to try out intra-layer refitting. The success of this, however, is questionable, since a lot of artifacts were apparently imported into the cave in finished state.

As far as postdepositional processes are concerned, there is certainly evidence of bioturbation. Thus, some postdepositional reworking has occurred and might for instance explain the presence of UP1. However, we do also believe that postdepositional reworking in general is very restricted and that the present layout does to a large extent preserve evidence of original site formation processes. In some case when heart structures are preserved, there is clear evidence that the archaeological materials are in primary context. Furthermore, the general association of those archaeological materials with finer sediments, points to the fact that we are dealing with periodoc occupations of short duration. In that sense, it is entirely justified to consider their assemblages of lithics as associated and homogeneous. Their homogeneity is in fact not more compromised than that of many (most?) Middle and Upper Palaeolithic sites.

CONCLUSION

The example of Sodmein Cave quite clearly shows the problems involved in excavating stratified cave sites. More in particular, the identification of meaningful archaeological units is extremely difficult. In order to do this successfully, detailed recording of archaeological objects and careful crosschecking of geomorphological and archaeological correlations are imperative.

REFERENCES

- MOEYERSONS, J., VERMEERSCH, P.M., VAN, PEER, P., VAN NEER, W., BEECKMAN, H. & DE CONINCK, E., 1996. Sodmein Cave site, Red Sea Mountains, Egypt: development, stratigraphy and palaeoenvironment. In: PWITI, G. & SOPER, R. (Eds.). *Aspects of African Archaeology. 10th Congress of the Panafrican Association for Prehistory and Related Studies*. University of Zimbabwe Publications, Harare, pp. 53-62.
- PRICKETT, M., 1979. Quseir Regional Survey. In, D.S. Whitcomb and J.H. Johnson (Eds) *Quseir al-Qadim 1978 Preliminary report*. Cairo, American Research Center in Egypt, pp. 257-349.
- VAN PEER, P., 1992. *The Levallois Reduction Strategy*. Monographs in World Archaeology, vol. 13. Madison: Prehistory Press, 151 p.
- VAN PEER, P., VERMEERSCH, P.M., MOYERSONS, J. & VAN NEER, W., 1996. Palaeolithic Sequence of Sodmein Cave, Red Sea Mountains, Egypt. In: PWITI, G. & SOPER, R. (Eds.). *Aspects of African Archaeology. 10th Congress of the Panafrican Association for Prehistory and Related Studies*. University of Zimbabwe Publications, Harare, pp. 149-156.

- VERMEERSCH, P.M., VAN PEER, P., MOEYERSONS, J. & VAN NEER, W., 1994. Sodmein Cave Site, Red Sea Mountains, Egypt. *Sahara*, 6, 31-40.
- VERMEERSCH, P.M., VAN PEER, P., MOEYERSONS, J. & VAN NEER, W., 1996 Neolithic Occupation of the Sodmein Area, Red Sea Mountains, Egypt. In: PWITI, G. & SOPER, R. (Eds.). *Aspects of African Archaeology. 10th Congress of the Panafrican Association for Prehistory and Related Studies*. University of Zimbabwe Publications, Harare, pp.411-420
- WENDORF, F., R. SCHILD, A.E. CLOSE AND ASSOCIATES., 1993., *Egypt During the Last Interglacial. The Middle Paleolithic of Bir Tarfawi and Bir Sahara East*. New York and London: Plenum Press.

L'INFLUENCE ANTHROPIQUE SUR L'ENVIRONNEMENT A L'ÂGE DU FER DANS LE RWANDA ANCIEN

Human effect on environment during the Iron Age in the ancient Rwanda

E. ROCHE*

ABSTRACT

During the Late Stone Age, human influence on the environment was not very important in Rwanda. At the Early Iron Age, c. 0-650 A.D., anthropic impact began to be stronger, principally in the South, in the Butare area. From the 10th century, the arrival in the country of new people, coming from the North, and the increase in human activities (agriculture, pastoralism, iron smelting) produced irreversible damage on the environment. Palynological investigations reveal the anthropic effect on natural vegetation accentuated by two climatic dry phases: the first one at the end of the Early Iron Age (6th century A.D.) and the second one during the "little glaciation" (16th century A.D.).

RESUME

A l'âge de la pierre l'influence humaine sur l'environnement était peu prononcée au Rwanda. C'est avec l'avènement de la technologie du fer qu'elle a commencé à faire sentir ses effets d'abord localement dans la région de Butare, au sud du pays, au cours des premiers siècles de notre ère à la période dite de l'âge du Fer ancien ou Premier Age du fer. L'impact anthropique s'est accentué ensuite dès le VIII^e siècle avec le passage au deuxième âge du fer (Age du Fer récent) pour s'étendre progressivement à tout le pays. C'est surtout à partir du 10^e siècle avec l'intrusion de nouvelles populations venues du nord que l'intensification des activités humaines (agriculture, pastoralisme, métallurgie) a produit des effets de dégradation irréversibles sur l'ensemble des milieux naturels. Les analyses palynologiques sont révélatrices de ces événements. Elles indiquent également une dégradation accrue due à deux phases climatiques sèches: au VI^e siècle, vers la fin de l'Age du fer ancien et au XVI^e siècle, au cours de la "petite glaciation".

* Musée Royal de l'Afrique Centrale, B-3080 Tervueren, Belgique

INTRODUCTION

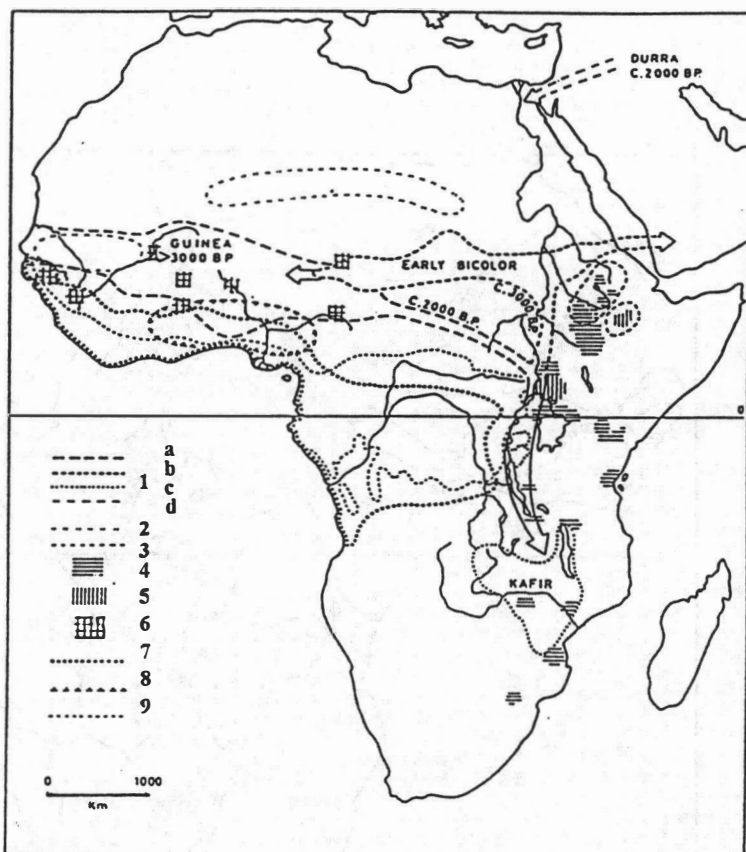
L'influence anthropique sur l'environnement n'est devenue réellement importante qu'au moment où l'homme a abandonné sa situation de chasseur-récolteur pour s'adonner à des activités agro-pastorales. L'amélioration de son outillage lithique, puis l'acquisition de techniques métallurgiques lui ont permis de dominer le milieu pour mieux l'exploiter. Abandonnant progressivement la chasse et la cueillette en raison de l'accroissement démographique, l'homme s'est alors efforcé d'assurer sa subsistance en pratiquant l'agriculture et l'élevage.

En Afrique, la zone des savanes qui traverse le continent d'ouest en est entre le Sahara et la limite septentrionale de la forêt équatoriale a été le foyer d'une agriculture originale qui a produit des plantes vivrières variées comme l'éleusine, les mils, le sorgho, le riz africain, l'igname, l'*ensete*... (Fig. 1).

Le pastoralisme est apparu plus au nord, en zone saharienne (Fig. 2), lorsque le climat encore humide il y a plus de six mille ans favorisait l'entretien d'un réseau fluvio-lacustre important et le développement d'une végétation suffisante, principalement herbacée, propice à ce genre d'activité. Les néolithiques sahariens furent très tôt des éleveurs de bovidés, plus tardivement d'ovins et de caprins. Cueilleurs, chasseurs et pêcheurs à l'origine, ils vivaient dans un biotope assez riche pour leur assurer un régime alimentaire varié. Ces pasteurs transhumants ont même développé une agriculture rudimentaire avant qu'une dégradation climatique, amorcée au début du deuxième millénaire avant notre ère, n'entraîne l'aridification progressive du milieu, poussant les populations sahariennes à émigrer vers le sud.

Selon les linguistes, la pression démographique qui a résulté de cette situation en Afrique occidentale a dû inciter les populations bantouphones installées originellement dans la région des savanes aux confins du Nigeria et du Cameroun à rechercher de nouvelles terres exploitables. Ces populations, peu habituées à la vie en milieu forestier, se seraient déplacées d'ouest en est vers la région des Grands Lacs, en contournant la forêt équatoriale (Fig. 3), ce qu'atteste l'archaïsme de la langue dite "interlacustre" par rapport aux autres langues du domaine bantou. Cela n'exclut pas que certains groupes aient suivi plus tardivement une voie occidentale lorsque des savanes intraforestières nées de l'assèchement climatique ont dégagé des couloirs au sein de la forêt dense permettant d'atteindre les forêts claires et les savanes méridionales.

Par ailleurs, dans le secteur oriental, des pasteurs venus du nord-est initiés à la culture de l'Eleusine et du Sorgho seraient descendus dans le rift et auraient atteint, au cours du premier millénaire avant J.C., la région du Lac Victoria où ils auraient développé une activité agro-pastorale complétée par la chasse et la cueillette.



LEGENDE

Origine et diffusion des plantes cultivées africaines

1. Sorgho : a. var. Guinea
b. var. Early Bicolor
c. var. Kafir
d. var. Durra

2. Pennisetum

3. Teff

4. Ensete

5. Eleusine

6. Riz africain

7. Palmier à huile

8. Igname

9. Extension de la forêt dense (c. 2000 B.P.)

(The Cambridge Encyclopedia of Archaeology)

Fig. 1. - Origine et diffusion des plantes cultivées africaines.

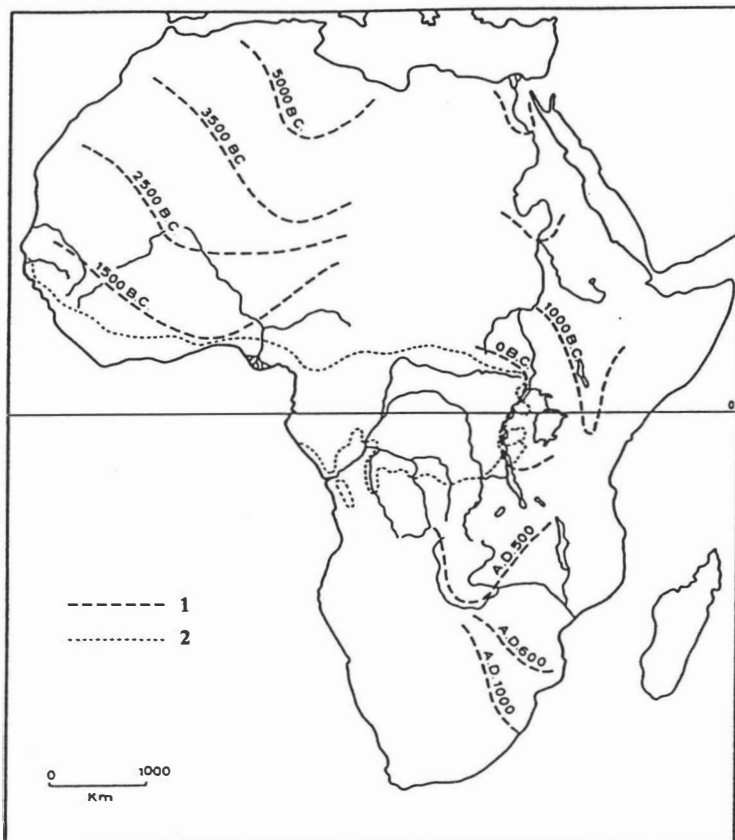
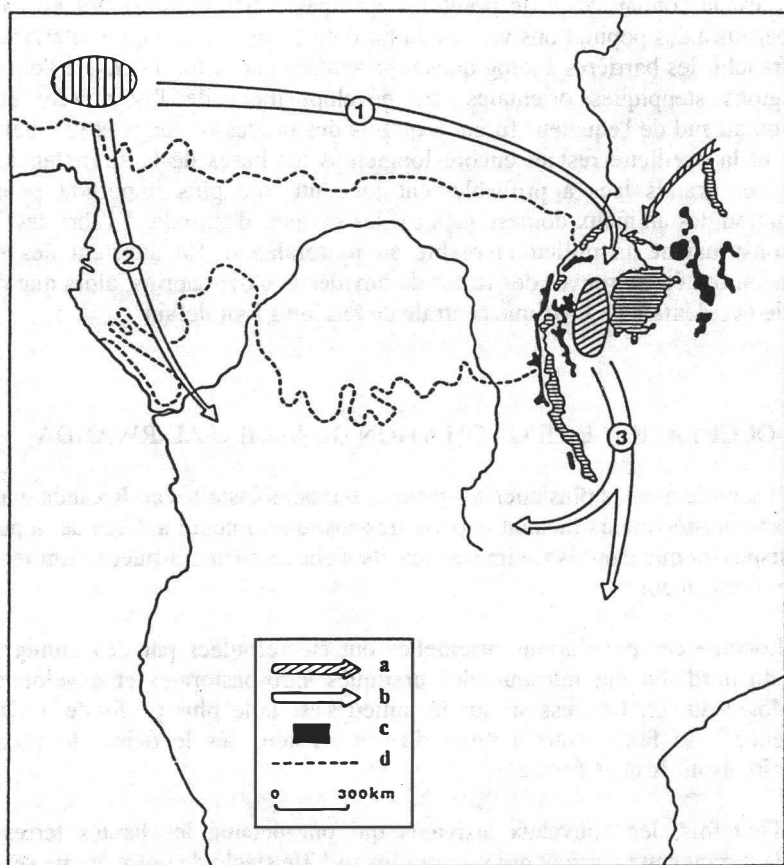


Fig.2. - Progression du pastoralisme en Afrique.

1. périodes de progression

2. extension de la forêt dense guinéo-congolaise (c. 2000 B.P.).



LEGENDE

Migrations humaines en Afrique centrale et orientale (de c. 1000 B.C. à c. 500 A.D.)

- a. populations nilotiques venues du N.E.
- b. populations bantouphones originaires de l'ouest
- 1. flux migratoire initial W-E via les savanes soudanaises
- 2. axe migratoire occidental intra-forestier
- 3. progression vers le sud et l'ouest en région zambézienne

zone striée verticalement : région d'origine
zone striée obliquement : région de fixation

- c. régions orientales de haute altitude
- d. extension de la forêt ombrophile guinéo-congolaise (c. 2000 B.P.)

Fig.3. - Migrations humaines en Afrique centrale et orientale (de c. 1000 B.C. à c. 500 A.D.).

C'est la connaissance de pratiques agro-pastorales typiquement africaines qui a permis à des populations venues du nord de coloniser la région interlacustre et de franchir les barrières écologiques représentées par la forêt dense à l'ouest et les régions steppiques orientales. Le développement de l'agriculture et sa diffusion au sud de l'équateur furent toutefois des processus longs et graduels, la chasse et la cueillette restant encore longtemps les bases de la subsistance. La région des grands lacs a probablement joué un rôle plus important pour la propagation des animaux domestiques car les savanes d'altitude, à l'abri des Tsé-Tsé, constituaient un milieu favorable au pastoralisme. En attestent des sites anciens où ont été retrouvés des restes de bovidés et d'ovi-caprins, alors que dans la partie occidentale de l'Afrique centrale de tels sites font défaut.

OCCUPATION ET EXPLOITATION DU MILIEU AU RWANDA

Il semble que les plus anciens groupes humains installés au Rwanda étaient des chasseurs-récolteurs menant une vie très rustique. Encore à l'Age de la pierre et ne disposant que d'outils rudimentaires, ils n'ont eu qu'une influence limitée sur leur environnement.

Lorsque ces populations originelles ont été refoulées par des immigrants venus du nord qui ont introduit des pratiques agro-pastorales et développé la technologie du fer, la pression sur le milieu s'est faite plus profonde. Celle-ci commence à se faire sentir à l'Age du Fer Ancien, dès le début du premier millénaire avant Jésus-Christ.

Toutefois, les nouveaux arrivants qui ont occupé les hautes terres du Rwanda durant cette période qui prendra fin au VIIe siècle de notre ère ne se sont guère attaqués à la forêt dense d'altitude qui occupait du nord au sud les reliefs occidentaux, préférant se fixer dans les savanes boisées du Plateau central, aussi appelé région des collines, plus propice au développement de leurs activités domestiques et artisanales.

C'est à l'Age du Fer récent dont le début se situe au VIIIe siècle après Jésus-Christ qu'avec l'intrusion de nouvelles populations et l'augmentation de la démographie que l'impact anthropique sur le milieu est devenu plus agressif et a laissé des traces indélébiles, provoquant un recul sensible des formations forestières qui n'arriveront plus, par la suite, à reconquérir le terrain perdu au profit des savanes et des pâturages réservés à l'élevage.

AGE DU FER ANCIEN (IXe s. av. J.C. - VIIe s. apr. J.C.)

La répartition des sites de l'Age du Fer ancien, dont le début au Rwanda remonterait au IXe siècle av. J.C., montre qu'à cette période l'Homme a recherché des milieux ouverts pour s'y installer. La concentration particulière de ces sites

que l'on observe dans la région des collines a développé un attrait particulier, dû vraisemblablement à son climat doux, à température régulière et à pluviosité suffisante, plus salubre que celui, trop chaud, des zones basses marécageuses infestées de parasites ou que celui, plus rude, des hauts reliefs, où les précipitations sont abondantes et les écarts de température importants.

Les lieux d'occupation antérieurs à l'ère chrétienne ne sont guère nombreux et assez éloignés les uns des autres comme s'il s'agissait d'implantations temporaires et exploratoires. Par contre, dès les premiers siècles de notre ère, et plus précisément entre les II^e et VII^e siècles, la région située à l'est de Butare (Sud du Rwanda) a connu une importante occupation humaine.

De nombreux sites d'Age du Fer Ancien remontant à cette période ont été mis à jour dans ce secteur du Plateau central attestant que les populations qui s'y sont installées y ont trouvé ce qui convenait à leurs activités : un substrat qui fournissait le minerai de fer sous forme de petits gisements facilement exploitables, un environnement arboré assurant le combustible pour la fonte et suffisamment ouvert pour mener une activité agro-pastorale assortie de chasse et de cueillette.

On n'a pas la preuve absolue que les populations de l'Age du Fer Ancien installées dans la région de Butare aient pratiqué l'agriculture. Cependant, certains grains de pollen de *Gramineae* recensés dans les spectres polliniques de trois sites archéologiques de la colline de Kabuye (Gisagara) peuvent être attribués à l'éleusine et au sorgho mais leur faible pourcentage de représentativité ne permet pas de conclure à une culture intensive de ces céréales. Avec celles-ci, d'autres plantes auraient pu être consommées comme les épinards amers (*Amaranthus*), le petit haricot (*Vigna*), le bananier sauvage (*Ensete*). Par ailleurs, la présence de plantes rudérales de milieux secondarisés, de friches et de jachères laisse supposer l'existence d'activités agro-pastorales.

Bien que reposant sur des indices plutôt limités, l'élevage semble attesté de façon plus sûre que l'agriculture : des dents de bovins domestiqués ont été retrouvées à Remera (III^e - IV^e siècle A.D.) et à Kabuye en association avec de la céramique de type "Urewe" (Tab.I.). Ces dents déterminées par A. GAUTIER (U. Gent) auraient appartenu à des vaches de petite taille (110 cm au garrot). L'origine des races bovines du Rwanda est mal connue. Certains auteurs comme EPSTEIN (1971) pensent que des pasteurs venus du nord-est auraient amené en région interlacustre, dès avant l'ère chrétienne, des bovins à courtes cornes et de petite taille tels ceux représentés dans l'art pariétal du Mont Elgon (Kenya). Pour leur part, SIRVEN, GOTANEGRE ET PRIOUL (1974) estiment qu'une petite race de type Zébu à courtes cornes était présente au Rwanda avant l'arrivée des Batutsi qui, selon les historiens, auraient introduit dans le pays, à partir du XII^e siècle, du gros bétail à longues cornes (VAN GRUNDERBEEK *et al.* 1982). Le point de vue de SIRVEN *et al.* semble toutefois infirmé par la découverte récente à Tongo (Zaïre) par KANIMBA ET GATARE (1992) d'ossements de bovidés domestiques de plus grande taille dans un site d'Age du Fer Ancien daté des III^e-VI^e siècles A.D.

Tab.I. - Macrorestes d'animaux domestiques retrouvés dans divers sites archéologiques de la région du Rift Occidental.

A. Age du Fer Ancien :

Région de Butare (Rwanda)

Remera I : datation C¹⁴ : 1730 ± 30 B.P. (GrN-9663)

date calibrée : 230 - 390 A.D.

> dents de bovins (110 cm au garrot)

Kabuye XIV : datation : céramique d'Age du Fer Ancien "Urewe"

> dents de bovins (petite taille)

Région de Tongo (Zaïre; entre Masisi et Rutshuru)

Tongo I, 1 : datations C¹⁴ : 1620 ± 90 B.P. (GrN-9006)

1690 ± 80 B.P. (GrN-9010)

dates calibrées : 230 - 550 A.D.

> ossements de bovins (taille moyenne et/ou relativement grande); ossements d'ovicapris

B. Age du Fer Récent :

Région de Butare (Rwanda)

Gisagara II : datation C¹⁴ : 925 ± 30 B.P. (GrN-9661)

date calibrée : 1020 - 1180 A.D.

Gisagara III, V, VII : datation : céramique décorée à la "roulette" (Age du Fer Récent)

> ossements de bovins (110 - 120 cm au garrot)

Région de Ruhengeri (Rwanda)

Akameru : datation C¹⁴ : 1075 ± 95 B.P. (GrN-7671)

845 ± 75 B.P. (GrN-7672)

dates calibrées : 770 - 1280 A.D.

Cyinkomane : datation : céramique décorée à la "roulette"

> ossements de bovins (105 à 130 cm au garrot : taille relativement grande); d'ovicapris (chèvres-moutons), de volaille (poules de petite taille)

Ryamurari (Rwanda)

datations C¹⁴ : 185 ± 45 B.P. (GrN-7589)

155 ± 45 B.P. (GrN-7588)

dates calibrées : 1650 - 1900 A.D.

> ossements et cornes de bovins (bétail de grande taille aux cornes en forme de lyre); ossements d'ovicapris

Région de Tongo (Zaïre)

Tongo I : datation : céramique décorée à la "roulette"

(Age du Fer Récent)

> ossements de bovins et d'ovicapris

Delta de la Rusizi (Burundi)

datations C¹⁴ : 190 ± 45 B.P. (GrN-6109)

100 ± 45 B.P. (GrN-6108)

dates calibrées : 1640 ± 200 A.D.

> ossements de bovins de taille moyenne

Les savanes arborées qui s'étendaient à l'aube de notre ère dans la région de Butare avaient un aspect plus fermé que les formations relictuelles qui subsistent aujourd'hui dans le Rwanda central. Ces dernières sont le résultat d'un processus de dégradation anthropique qui s'est intensifié au cours du temps.

L'étude des charbons de bois et l'analyse palynologique de sédiments prélevés sur les sites d'occupation humaine confirment que le milieu naturel de la région de Butare à l'Age du Fer Ancien était de la savane boisée à dominance d'*Acacia*, *Combretum*, *Grewia*, *Hymenocardia*, *Maytenus*, *Ochna*, *Olea*, *Parinari*, *Protea*, *Rhus*, *Gramineae* et *Compositae*. Les analyses révèlent également l'existence d'autres milieux, notamment de dépressions marécageuses à *Cyperaceae*, de galeries forestières et de forêts de ravins à *Syzygium*, *Albizia*, *Landolphia* et de petits groupements forestiers secondaires à *Markhamia*, *Myrica*, *Garcinia*.

L'influence occidentale de la forêt de montagne se traduit par la présence de genres à caractère plus sylvicole qui ont pu se propager vers l'est à la faveur de reliefs plus accusés aux versants frais comme: *Podocarpus*, *Polyscias*, *Macaranga*, *Entandrophragma*. Par ailleurs, l'influence orientale est soulignée par l'existence de petits ensembles xéro-mésophiles à *Canthium*, *Drypetes*, *Fagara*, *Strychnos*. Enfin, l'activité humaine provoquant la dégradation de l'environnement a favorisé le développement de taxons de milieux secondarisés tels *Chenopodium*, *Cucumis*, *Justicia*, *Solanum*, *Vernonia*.

L'analyse pollinique de trois échantillons provenant de sites archéologiques d'Age du Fer de la colline de Kabuye (Gisagara) montre que la végétation était plus diversifiée aux IIIe-IVe siècles et au VIIe siècle de notre ère qu'elle ne l'était aux Ve-VIe siècles où une extension de la savane herbeuse se manifeste de façon marquante (Tab.II.).

Au début, le milieu était assez fermé avec une strate arbustive et arborescente bien développée, les taxons ligneux représentant 28 % du spectre pollinique de KAB. IV. Le spectre de KAB. III révèle un développement significatif des suffrutex et des herbacées (68 %) alors que les éléments ligneux régressent fortement (12 %). L'exploitation des essences ligneuses semble avoir atteint là sa saturation : le pourcentage important des composées suffrutescentes du genre *Vernonia* serait le signe d'un processus de dégradation intense. Il faut signaler aussi que l'action anthropique a pu, à cette époque (6e siècle), être cumulative d'un assèchement climatique favorable à l'extension des milieux ouverts herbacés, ce que suggère l'étude de séquences sédimentaires relevées en d'autres régions du Rwanda.

Au VIIe siècle (KAB. II), la savane reprend un aspect plus boisé avec le regain des genres ligneux (31 %). Ce phénomène révèle un abandon relatif du milieu après une exploitation antérieure intensive.

Tab.II. - Analyse palynologique de trois sites archéologiques de l'Age du Fer Ancien (KABUYE, région de Butare, Rwanda).

	KAB. IV	KAB. III	KAB. II
	1725 ± 30 B.P. (GrN 7905) • 265 - 330 A.D. • 235 ————— 405	1550 ± 30 B.P. (GrN 8219) 530 A.D. • 420 ————— 590	1405 ± 35 B.P. (GrN 7904) 645 A.D. • 600 ————— 670 A.D.
Taxons de :			
a. Marécages (dominance : <i>Cyperaceae</i>)	10 %	4 %	9 %
b. Forêts et savanes boisées (genres ligneux)	28 %	12 %	31 %
c. Savanes (genres herbacés)	52 %	68 %	50 %
d. Friches - Jachères	8 %	11 %	5 %
e. Cultures (Céréales : Cfr. <i>Sorgho</i> , <i>Eleusine</i>)	2 %	5 %	5 %

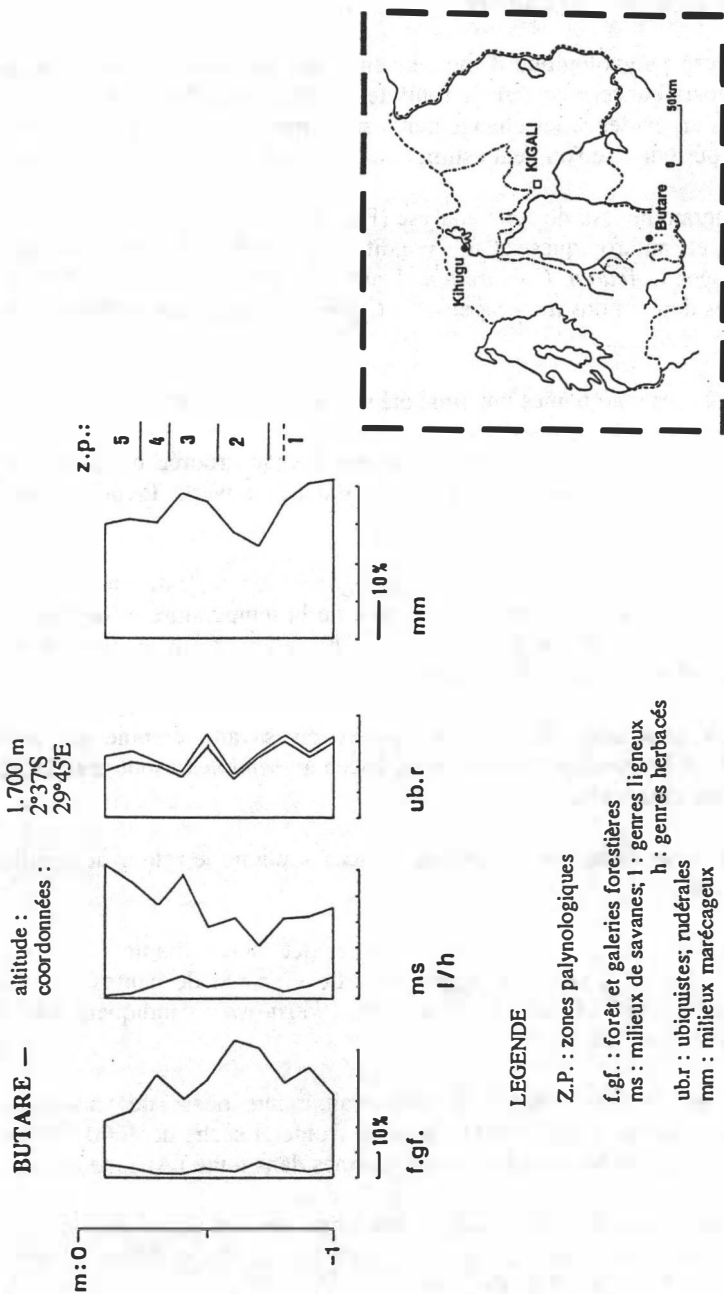


Fig.4. - Analyse palynologique de la séquence sédimentologique de Butare. Localisation de la zone étudiée.

On se situe vraisemblablement ici à la fin de l'Age du Fer Ancien, le site KAB. Il n'ayant livré qu'une céramique atypique, différente de "l'Urewe" caractérisant le premier Age du Fer.

L'analyse palynologique d'une séquence sédimentaire argilo-tourbeuse de un mètre d'épaisseur relevée dans le fond de la vallée de la Rwantabare au sud de Butare a mis en évidence les changements subis par l'environnement régional au cours d'une période que l'on peut estimer couvrir les trois derniers millénaires.

Le diagramme issu de cette analyse (Fig. 4.) retrace une série d'événements climatiques et anthropiques ayant conditionné l'évolution d'un paysage de savanes boisées à *Acacia*, *Combretum*, *Erythrina*, *Euphorbia*, *Olea*, *Parinari*... entourant des dépressions marécageuses à *Cyperaceae* frangées de forêts galeries à dominance de *Syzygium*.

Cinq phases marquantes ont ainsi été mises en évidence :

1. Un marécage étendu à *Cyperaceae* et une savane arborée où dominent les genres herbacés attestent l'existence de milieux ouverts favorisés par des conditions climatiques plutôt sèches.
2. La régression des *Cyperaceae* et du tapis graminéen et l'extension des genres ligneux soulignent une élévation conjointe de la température et de l'humidité. Le climax semble atteint dans les fonds de vallées avec le développement maximal de l'association à *Syzygium*.
3. Le retrait généralisé des genres ligneux en savane comme en galeries forestières et l'extension de la strate herbacée à *Gramineae* sont le reflet d'une phase climatique sèche.
4. Un regain temporaire des formations boisées souligne le retour de conditions plus humides.
5. La régression des massifs boisés, l'importance déterminante prise par les savanes à couvert graminéen, la présence de *Vigna* et de genres de milieux rudéralisés comme *Acanthus*, *Triumfetta*, *Vernonia*... indiquent un effet anthropique croissant.

Le début de la séquence correspondrait à une phase de recolonisation forestière consécutive à la période climatique froide et sèche de 4000 - 3000 ans B.P. ayant favorisé le développement des savanes dans toute l'Afrique centrale.

La progression forestière qui se remarque ensuite serait due à la phase climatique plus chaude et plus humide qui s'est manifestée au début de notre ère de c. 2000 à c. 1600 ans B.P. On retrouve ici la situation environnementale du site KAB. IV.

Le recul des genres ligneux de la troisième phase serait le fait d'une pulsation sèche survenue c. 1500-1400 B.P. remarquée par ailleurs dans toutes les séquences sédimentaires holocènes du Rwanda. Cette situation est comparable à celle du site KAB. III où l'activité anthropique intense du Premier Age du Fer cumule ses effets défavorables à ceux de la sécheresse. La quatrième phase traduit le retour de conditions climatiques plus humides. C'est la situation de transition observée à KAB. II, à la fin de la période de l'Age du Fer Ancien.

Enfin, dans la phase terminale du profil on remarque un façonnage de l'environnement par une intervention humaine de plus en plus incisive due à l'installation, dans le Rwanda central, de populations de l'Age du Fer Récent.

AGE DU FER RECENT

Un second Age du Fer (Age du Fer récent) commence au Rwanda vers le 8ème siècle de notre ère (Cyamukuza I; région de Butare : 740 ± 45 A.D. GrN 9669; D.C. : 790 A.D.). Il se caractérise par une simplification des techniques en céramique et en métallurgie : des poteries à un seul type de décoration dite à la "roulette torsadée" et des fourneaux de fonte de fer d'un niveau technique moindre que ceux de l'Age du Fer ancien (VAN GRUNDERBEEK *et al.* 1982).

Après un vide relatif succédant au déclin de la culture "Urewe", l'Age du Fer récent s'est installé au Rwanda sans contact apparent avec la culture précédente dans des territoires laissés, semble-t-il, à l'abandon.

A partir du XVIIème siècle apparaît une céramique proche de celle que l'on connaît aujourd'hui, ornée de motifs géométriques imprimés à la roulette torsadée fine. Ce type de céramique est caractéristique des peuples Lwo, de langues ouest-nilotiques qui, venus du nord, étendirent leur influence sur toute la région interlacustre au cours des derniers siècles.

A l'Age du Fer récent, les activités agro-pastorales évoluent. Avant l'introduction de plantes d'origine étrangère qui ont bouleversé les habitudes alimentaires au cours des deux derniers siècles, l'agriculture était essentiellement basée sur la production de plantes traditionnelles comme l'Eleusine, le Sorgho, la Courge, le petit haricot, les épinards amers, le Bananier et diverses Solanaceae.

A partir du 10ème siècle, l'élevage s'intensifie progressivement et on assiste à une augmentation de la fréquence du bétail de grande taille, des ovins et des caprins.

Au sud du Rwanda, à Gisagara à l'est de Butare, des ossements de bovins indifférenciés de taille moyenne ont été retrouvés dans divers sites d'Age du Fer récent datés du XIe-XIIe siècle A.D. tandis qu'au nord, dans les grottes de Cyinkomane et d'Akameru (dat. cal. : IXe-XIIe siècles) en région de Ruhengeri, des mélanges d'ossements d'animaux domestiques et sauvages ont été mis à jour,

attestant une économie mixte pratiquée par les occupants du milieu à cette époque. La faune de chasse composée principalement de gros rongeurs et de petites antilopes témoigne de l'existence, non loin des sites, d'un biotope de savane boisée avec dépressions marécageuses. Quant à la faune domestique, elle était constituée de volaille (poules), d'ovins, de caprins et de bovins d'assez grande taille pouvant être de type Sanga, proche de la race Inyambo, le bétail des Batutsi.

Divers sites d'occupation s'échelonnant du XVII^e au début du XX^e siècle découverts dans des enclos mis à jour à Ryamurari (N.E. du Rwanda; ancien royaume de Ndurwa) ont permis de conclure à l'existence d'activités agro-pastorales importantes. Des meules et molettes en pierre utilisées pour moudre des grains ont été exhumées ainsi que des restes d'ovicaprins et des ossements d'un bétail de grande taille dont les cornes en forme de lyre attestent son appartenance à la race Inyambo, le bétail des Batutsi identifié là de façon indéniable. La vaste étendue du site et la continuité de son occupation prouve qu'il a constitué, durant une longue période, un point de polarisation économique important.

Dans les régions limitrophes, des ossements mal conservés de bovins de grande taille et d'ovicaprins ont été mis à jour dans un niveau d'Age du Fer récent à Tongo (Zaïre) et des sites datés du XVII^e au XX^e siècle dans le delta de la Rusizi (Burundi) ont livré des ossements de bovins non spécifiques de taille moyenne.

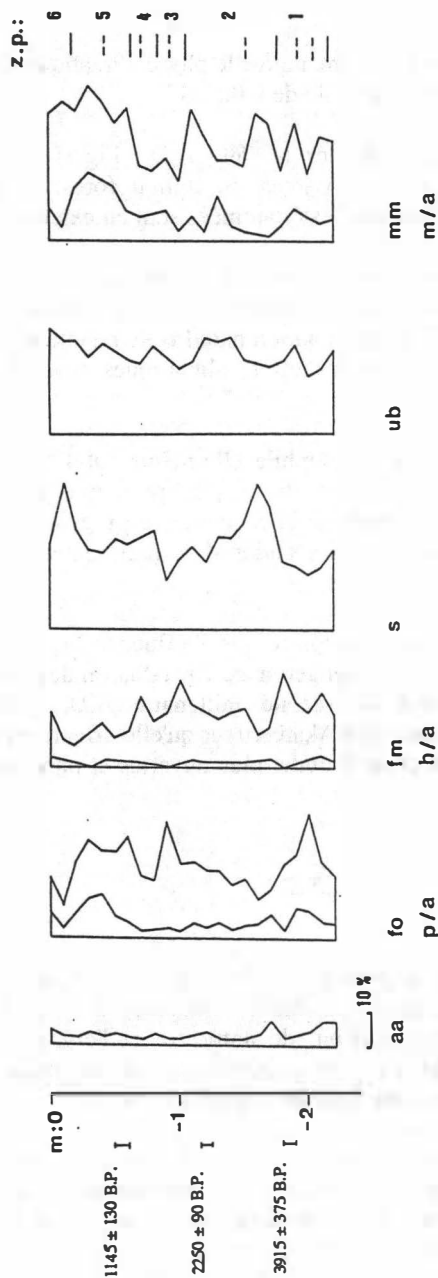
L'intensification des activités agro-pastorales à partir du Xe siècle A.D. se traduit par une régression sensible et progressive des milieux naturels boisés au profit des milieux de savane secondarisés. La zone 5 du graphique de BUTARE correspondant à l'installation de l'Age du Fer récent atteste ce phénomène.

L'analyse palynologique d'une séquence sédimentaire relevée dans la tourbière de Kiguhu située dans la région de Ruhengeri où ont été découverts les sites d'Akamuru et Ciynkomane révèle des effets anthropiques similaires affectant ici la végétation de la plaine de lave au pied des Birunga lors de l'occupation de la région au début du deuxième millénaire A.D.

La figure 5 (KIGUHU II) synthétise l'évolution de cette végétation régionale à partir du quatrième millénaire avant Jésus-Christ. Six phases successives caractérisent cette évolution :

1. Importante expansion forestière, sous un climat chaud et humide, favorisant initialement la composante ombrophile du milieu puis sa composante mésophile par suite vraisemblablement d'une réduction des précipitations.
2. Pic d'aridité (c. 4000 ans B.P.) entraînant un recul prononcé des taxons forestiers tant ombrophiles que mésophiles et une progression importante des

KIGUHU II — altitude : 1800 m
coordonnées : 1°29'S
29°43'E



LEGENDE

Z.P. : zones palynologiques

a.a. : éléments afro-alpins et subalpins
f.o. : forêt ombrophile; p : *Podocarpus*
a : autres taxons
f.m. : forêt mésophile; h : *Hagenia*
a : autres taxons

s. : savanes
ub. : ubiquistes
mm : milieux marécageux; m : *Mitragyna*
a : *Cyperaceae* et autres

Fig. 5. - Analyse palynologique de la séquence sédimentologique de Kiguhu.
Localisation sur la fig. 4.

milieux ouverts de savanes. A la suite de cet événement plutôt brutal à son origine, des formations forestières hétérogènes réoccupent progressivement le terrain à la faveur d'un climat de transition en évolution vers un stade plus humide.

3. Extension des milieux forestiers due à une nouvelle phase climatique chaude et humide, moins intense cependant que celle de 6.000 B.P.
4. Oscillation sèche temporellement limitée (c. 500 A.D.; Fig. 5 et Tab. II) affectant initialement les deux composantes du milieu forestier. Ensuite, regain des taxons mésophiles alors que les Graminées sont en extension.
5. Après la pulsation sèche observée en 4, le milieu forestier progresse à nouveau mais cette progression ne concerne que les éléments ombrophiles alors que les taxons mésophiles sont en recul. Cette situation paradoxale résulte d'une cause de nature anthropique contrecarrant les effets climatiques favorables à la régénération forestière.
6. Après la forêt mésophile, la forêt ombrophile elle-même subit les effets de l'influence humaine. La secondarisation du milieu provoque une grande expansion des Graminées. Au sommet de la séquence, un regain forestier se manifeste; il pourrait correspondre à un abandon du milieu après épuisement de l'environnement local.

La séquence KIGUHU II (Fig. 5) montre que l'influence humaine sur le milieu se manifeste dans la région de Ruhengeri avec l'installation de populations de l'Age du Fer récent au début du second millénaire A.D., époque de l'occupation des sites de Cyinkomane et d'Akameru, et qu'elle affecte en premier lieu les formations boisées de moyenne altitude, plus ouvertes et plus facilement accessibles.

SYNTHESE

C'est avec l'avènement de la technologie du fer, vers le 9ème siècle av. J.C. que la pression anthropique sur l'environnement commence à se marquer au Rwanda. Il faut toutefois attendre le début de notre ère et l'organisation des populations du premier Age du Fer en communautés d'occupation mieux structurées pour en observer réellement des effets tangibles.

L'impact le plus sensible sur le milieu se situe au 6ème siècle, où cumulant ses effets à ceux d'une phase climatique sèche, l'influence humaine intensifie la secondarisation de l'environnement, principalement dans la région de Butare. A cette époque, le nord-ouest du pays semble encore à l'abri de la dégradation. Celle-ci se manifeste de façon agressive avec l'installation de populations du second Age du Fer, à la fin du premier millénaire A.D.

Dans la région de Ruhengeri, il apparaît que ce sont les zones forestières situées aux altitudes moyennes qui sont les premières sujettes à secondarisation, les zones de haute altitude n'étant atteintes que plus tardivement.

Au cours des siècles, la végétation forestière, en constant recul, n'aura plus guère l'occasion de se régénérer. L'augmentation de la démographie, l'intrusion de nouvelles populations venues du nord et l'intensification des activités métallurgiques et agro-pastorales vont causer des dommages irréversibles aux zones boisées, remplacées progressivement par des pacages et des espaces réservés à l'agriculture.

BIBLIOGRAPHIE

- EPSTEIN, H., 1971. *The origin of the domestic animals of Africa*. vol. I-II, Africana Publishing Corporation, New York, London, Munich.
- GOTANEGRE, J.F., PRIOUL, C. & SIRVEN, P., 1974. *Géographie du Rwanda*. De Boeck, Bruxelles.
- KANIMBA, M. & GATARE, S., 1992. Archaeological and ethnoarchaeological research in the zones of Rutshuru and Masisi in Northern Kivu. *Nyame Akuma*, 38, 66-71.
- ROCHE, E., 1991. Evolution des paléoenvironnements en Afrique centrale et orientale au Pléistocène supérieur et à l'Holocène. Influences climatiques et anthropiques. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 27, 187-208.
- SCHWARTZ, D., DECHAMPS, R., ELENGA, H., LAFRANCHI, R., MARIOTTI, A. & VINCENS, A., 1995. Les savanes du Congo : une végétation spécifique de l'Eocène supérieur. *CIFEG, public. occas.*, Orléans, 31, 99-108.
- VAN GRUNDERBEEK, M.C., ROCHE, E. & DOUTRELEPONT, H., 1982. L'Age du Fer Ancien au Rwanda et au Burundi. Archéologie et environnement. *Journal des Africanistes*, 52, 1-2, 5-58.
- VAN NEER, W., (Sous presse) Domestic animals from archaeological sites in Central Africa.
- VAN NOTEN, F., 1983. *Histoire archéologique du Rwanda*. Annales du Musée royal de l'Afrique Centrale, Sciences humaines, Tervuren, 112.

GEOARCHAEOLOGICAL STUDY OF HISTORICAL ACCUMULATIONS ON THE PAXIMADHI PENINSULA (SOUTH EUBOIA, GREECE)

Etude géo-archéologique de dépôts historiques sur la péninsule de Paximadhi (sud de l'Eubée, Grèce)

M. DE DAPPER*, B.M. DE VliegHER*, J.L. PEÑA-MONNE**

RESUME

La genèse de dépôts alluviaux historiques (Younger Fill de VITA-FINZI, 1969) et leur relation avec des sites archéologiques sont étudiées dans trois régions - pilotes de la péninsule de Paximadhi (sud de l'Eubée, Grèce). Des datations au C^{14} sur charbon et tessons contenus dans les dépôts, démontrent que l'alluvionnement est postérieur à la période Grecque Classique (ca. 500 - 300 BC) et contemporain des périodes Romaine et Byzantine (début du Moyen - Age). L'érosion des terrasses de culture suite à leur abandon a joué un rôle majeur comme source des sédiments. Le rôle respectif de l'homme et des causes naturelles ainsi que la corrélation avec l'évolution dans d'autres régions grecques et méditerranéennes sont discutées.

ABSTRACT

The genesis of alluvial deposits of historical age (Younger Fill, VITA - FINZI, 1969)) in relationship to archaeological sites is studied in three pilot areas on the Paximadhi peninsula in south Euboia (Greece). Radiocarbon datings on charcoal and sherds of ceramics show that the fill was deposited after the Classical Greek period (ca. 500 - 300 BC), during the Roman to Byzantine (early Medieval) periods. The erosion of abandoned conservation terraces played a major role in the sediment supply. The respective roles of anthropogenic and natural causes and the correlation with the evolution in other Greek and Mediterranean areas are discussed.

* Department of Geography, University of Ghent, Belgium

** Department of Geography and Regional Planning, University of Zaragoza, Spain

INTRODUCTION

In his work on the Mediterranean valleys, published in 1969, VITA-FINZI developed a quite simple model of climatic evolution for the entire Mediterranean region marked by two major stages of sedimentation, namely the Older Fill and the historical Younger Fill (VITA-FINZI, 1969). This pioneering publication gave an enormous impetus and numerous geoarchaeological studies - combining geomorphology and archaeology - were subsequently focused on historical alluvial deposits in the Mediterranean basin. The conclusion of that more refined scientific corpus is that the reality is much more complex than the simplistic model of VITA-FINZI (BINTLIFF, 1992). Not only the hardly known Late Holocene climatic changes are important but also Man as a powerful geomorphological agent, has to be taken into account. The study of the precise relationship between the forms of human occupation and exploitation of the environment in the past (archaeology) and the ensuing processes of erosion, transport and deposition (geomorphology) responsible for the building of the river valley bottoms and coastal plains of the Mediterranean basin is therefore of primary importance.

Numerous such geoarchaeological studies have been published for the eastern Mediterranean basin. In the Peloponnese important work has to be mentioned: the studies done by BINTLIFF (1976a), POPE & VAN ANDEL (1984), VAN ANDEL *et al.* (1986), VAN ANDEL & ZANGGER (1990) and ZAMANI *et al.* (1991) on the Argolid and more specifically the development of the plain of Argos, DUFAURE's alluviation history of Olympia (1976), BINTLIFF's study of the plain of Helos in Laconia (1976a, 1981). Other studies are focused on Attica (PAEPE, 1976), on the gulf of Ambracia (DOUKELIS & FOUACHE, 1991), on the coastal area of Macedonia (BINTLIFF, 1976b; DAVIDSON, 1976, 1980) and on the Turkish coast of the Aegean sea (EISMA, 1978; BINTLIFF, 1981).

During the 1992 and 1994 field campaigns of a Global Change Project on past environmental degradation in the Mediterranean basin¹ geoarchaeological investigations were carried out in the southernmost part of the island of Euboia, more specifically on the peninsula of Paximadhi, bordering the plain of Karystos. Recent river deposits linked and interfingering with coastal accumulations could be observed in long and deep gullies; the deposits contained archaeological artefacts and fragments of charcoal, allowing for relative and absolute dating. Moreover the chronology and the genesis of the deposits could be directly linked to the location and evolution of the archaeological sites in the area, studied in detail by KELLER (1985) and KELLER & WALLACE (1987, 1988) in the SEEP b-project².

¹ Global Change Project GC/02/027 'The Degradation of the Environment and more specifically the Desertification in the Past, Present and Future' funded by the Belgian State Prime Minister's Services for Science Policy.

² SEEP: 'Southern Euboia Exploration Project' under the direction of D.Keller, archaeologist of the Indiana University, Bloomington, USA.

ENVIRONMENTAL SETTINGS

The island of Euboia is situated (Fig. 1) in the Aegean sea to the north-east of Attica and the south of Thessaly and is separated from the mainland by narrow straits. The southernmost part of the island is dominated by the massif of the Ochi mountain (1,398 m a.s.l.) and the hilly relief of the peninsulas of Paximadhi and Mandhili which enclose the bay of Karystos (the town of Karystos is situated at 38°N and 24°30'E). Our study is focused on the south-eastern part of the peninsula of Paximadhi.



Fig.1. - Situation of the Paximadhi peninsula in southern Euboia, Greece.

The geological and tectonical buildup of southern Euboia is framed in the Cycladic Massif (PAPAVASSILIOU, 1983) and the 'Neoheleneic tectonic nappe' (KATSIKASTOS, 1991). It is formed by Mesozoic-Palaeogenic metamorphic rocks of great thickness which were overthrust during the middle Eocene. Schistose rocks with some marble intercalations are predominant. The area is situated in an active seismic zone.

As already mentioned, the bay of Karystos is dominated by the steep and high relief of the Ochi mountain whose southern slopes, leeward of the prevailing northern winds, can be covered by snow during several months in winter. The small peninsulas however show a low relief and experience a pure mediterranean

environment marked by hot and dry summers and mild and rainy winters. The mean annual temperature for Karystos is 18°C, with a minimum in January (10°C) and a maximum in July (27°C); the mean annual precipitation, concentrated from October to April, is about 600 mm (Fig. 2).

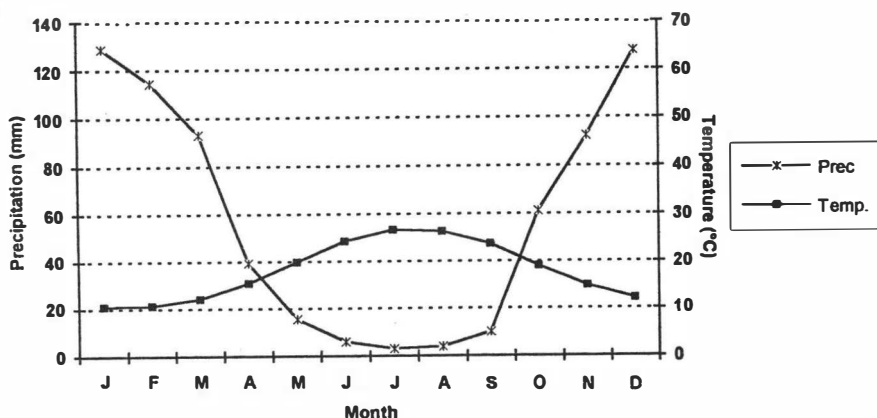


Fig. 2. - Ombrothermic graph of the station Karystos for the period 1967 - 1988 (De Vliegheer, 1991).

The Paximadhi peninsula forms a narrow, N-S-oriented, hilly promontory, enclosing the western side of the bay of Karystos. The hydrographic network (Figs. 3 & 4) is dense and deeply incised, but despite that fact, due to the rather monotonous lithology, the relief shows no important structural surfaces and narrow ramified interfluvies prevail. A long and low (maximum altitude is 294 m a.s.l.) hill crest forms the backbone of the peninsula and separates three watersheds: (1) in the south-western one, short rivulets run steeply to an irregular rocky coastline set by plunging cliffs, (2) the northern one is drained by the head of a tributary of the Rigia river flowing in the plain of Karystos, (3) the eastern one drains towards the bay of Karystos. The last one is subdivided in three separate sectors by respectively: (1) a small promontory continued in the islet of Agia Pelagia, (2) Cape Mnima, (3) Cape Paximadhi with its tombolo; the central sector is the largest one.

Due to the strong stripping of the topsoil most of the hillsides on the Paximadhi peninsula show barren rock; what is left of the soil cover can be classified as lithosols. Entisols develop on small alluvial strips. The whole landscape is covered by a sparse 'phrygana' vegetation. The only agricultural activity in the area is extensive grazing of sheep and goats, resulting in severe soil erosion during the rainstorms of the wintertime.

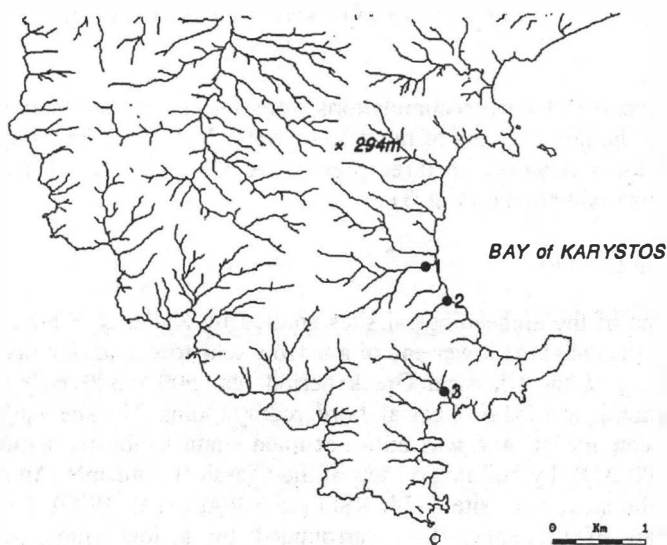


Fig.3. - The hydrographic network of the Paximadhi peninsula and situation of the studied pilot areas: (1) Palio Pithari, (2) alluvial fan of Mnima, (3) alluvial and coastal plain of Cape Paximadhi.

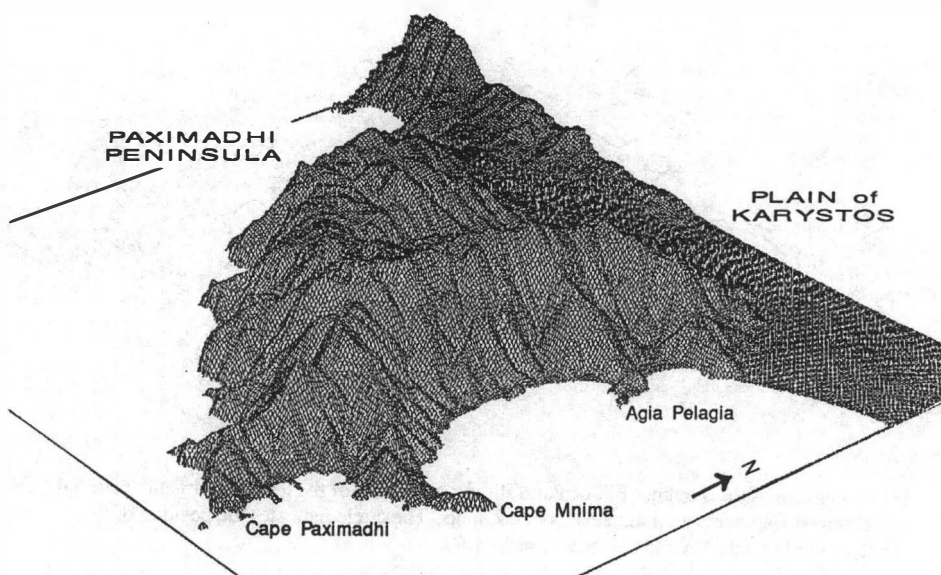


Fig.4. - 3D-view of the Paximadhi peninsula, generated from a DEM based on the 1/5,000 topographic map and a 20m contour interval (horizontal rotation: 50°, vertical rotation: 30°, vertical exaggeration: 4x).

DESCRIPTION OF THE YOUNGER FILL

Several Holocene accumulations were detected in the plain of Karystos as well as in the three sectors of the eastern watershed of the Paximadhi peninsula. We will focus however on three pilot areas of major interest centered around cape Mnima (situation on Fig. 3).

Palio Pithari

One of the archaeological sites studied by Keller & Wallace (1988) (site C-38) is situated at the lower end of a narrow schistose spur. It consists of a small farm dating of the Classical Greek period (ca. 500 - 300 BC) whose simple construction is formed by a corral, bordered by rooms. The site was abandoned in the 4th century BC and was only occupied again in the Byzantine period (ca. 600 - 1200 AD), by building on top of the Classical remnants. Another Classical farm of the same age (site C-54; KELLER & WALLACE, 1988) is situated at the upper part of the spur; it is surrounded by a low stone wall. A broad accumulation surface, formed by the coalescing mouths of numerous subparallel rivulets surrounding and draining the spur, stretches at the foot of the sites.

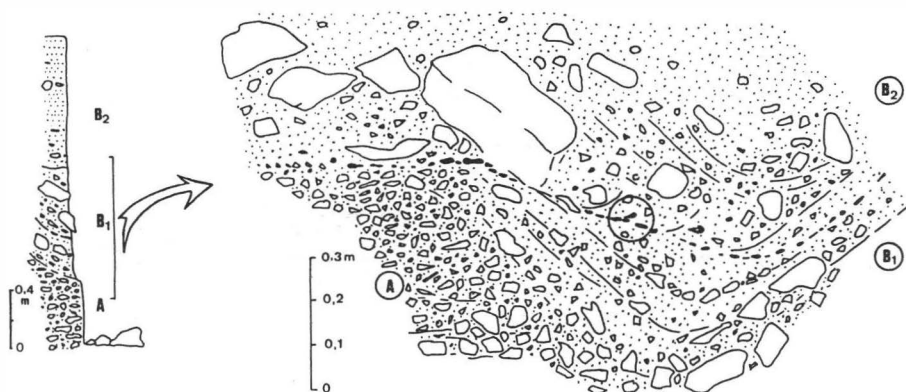


Fig 5. - Profile of the Younger Fill of Palio Pithari and detail of the level B₁. Organic material and charcoal fragments are indicated as black spots. The circle indicates the position of the charcoal sample dated by radiocarbon (Cal 58 BC).

A gully in the alluvial plain shows a long continuous section with a depth varying between 0.9 and 2.1 m; a typical profile is illustrated in figure 5. The basal level A has a thickness of 1.25m and is composed of strongly compacted and poorly sorted schistose pebbles, cobbles and small boulders; the aspect is mainly chaotic but some sedimentary structures are visible. The middle level B₁ is composed of a gravelly to coarse sandy channel infill cutting level A; some thin layers contain charcoal fragments. Locally, B₁ contains big amounts of large to medium parallelepipedal boulders which we link to the destruction and erosion of conservation terrace walls built on the surrounding hillslopes (GOOSSENS & DE DAPPER, 1990). The top level B₂ is composed of a homogeneous, light colored, clayey silt; it contains some lenses of coarse sand and fine pebbles and shows evidence of cultivation practices.

A radiocarbon dating on the charcoal fragments found in level B₁ provides an age of 2080 ± 40 BP (IRPA-1035)¹ and a calibrated age of 58 BC; the base of level B₁ thus dates from the Roman period (ca. 200 BC - 300 AD). In sections closer to the coast, level A as well as both levels B contain sherds of ceramics dating from the Classical Greek period; they are transported over a short distance and are almost certainly linked to the erosion of the nearby Classical farm sites. As a consequence, the whole section must be considered as of post-Classical age and the middle part of the profile, according to the obtained radiocarbon dating, is clearly of Roman age.

The alluvial fan of Mnima

This pilot area is located close to Palio Pithari but shows a much more distinctive sedimentological buildup. It does not consist of a simple alluvial fill, due to restricted axial river transport, but of an extended alluvial fan deposited by a torrential regime and penetrating far in the sea. Due to regularisation of the coast, the front of the fan has been eroded by wave action resulting in a low rectilinear cliff with a height of 1.3 to 1.6m (Fig.6).

The apex of the fan is composed of angular boulders, cobbles and pebbles. Due to downslope fining the texture of the material visible in the coastal cliff ranges from sand to clay with some dispersed pebbles of continental origin. The fan material also contains abundant sherds of ceramics which undoubtedly belong to the Classical Greek period (ca. 500 - 300 BC) and which most probably originate from a Classical cultivation and habitation site located on the slopes of the head of the torrent. On the other hand, remnants of a farm dating of the Roman period (ca. 200 BC - 300 AD) (site C-34; KELLER & WALLACE, 1988) are found on top of the flat lowermost portion of the fan surface. As a consequence, the fan was built in the Classical or, most probably, in the post-Classical period but was stabilised in the Roman period permitting the establishment of human

¹ sample prepared and measured at the Royal Institute for Cultural Heritage (KIK-IRPA), Brussels (Forest & Van Strydonck, 1993).

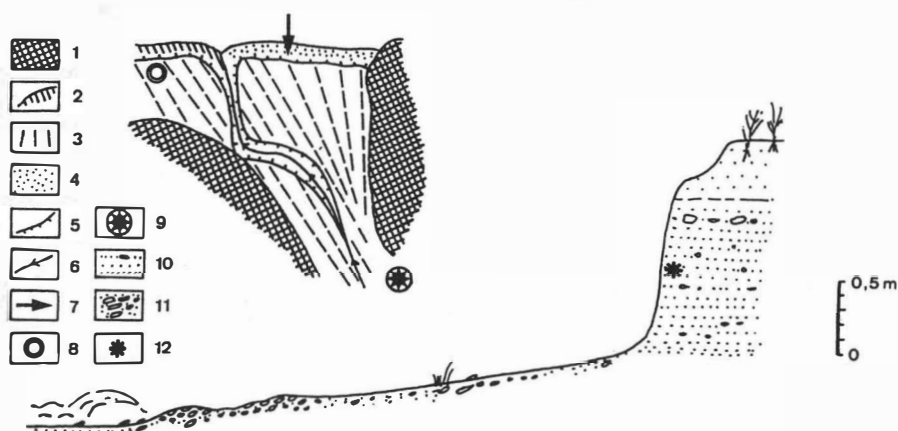


Fig.6. - Morphography and profile of the alluvial fan of Mnima.

1: slopes developed in schistose rocks. 2: rocky coast. 3: alluvial fan. 4: beach. 5: low cliff in Younger Fill 6: torrent. 7: situation of the sketched profile. 8: archaeological site of the Roman period. 9: archaeological site of the Classical Greek period. 10: Younger Fill of the alluvial fan. 11: present-day beach deposits. 12: ceramics of the Classical Greek period.

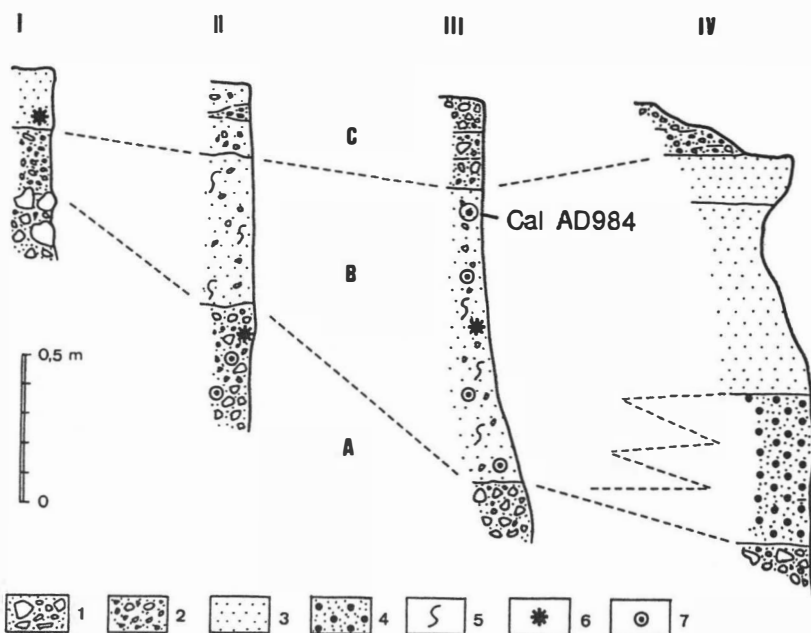


Fig.7. - Successive profiles in the alluvial (I - II - III) and coastal (IV) deposits of the plain of Cape Paximadhi showing three levels (A, B & C). 1: cobbles. 2: pebbles. 3: sand and silt. 4: beach of rounded pumice pebbles. 5: bioturbation. 6: sherds of ceramics. 7: charcoal fragments. The position of the charcoal sample in the upper part of level B in profile III, dated by radiocarbon (Cal 984 AD), is indicated by a black dot.

settlements; the accumulation phase of the fan is thus bracketed between ca. 300 BC and ca. 300 AD.

The alluvial and coastal plain of Cape Paximadhi

The third pilot area is situated between Cape Mnima and Cape Paximadhi (Fig. 7); it corresponds to an alluvial fill deposited in a broad valley bottom, extending up to the coast where it merges with marine sediments. A long meandering gully, deepening downstream, permits the observation of the longitudinal facies changes of the fill which thickens gradually toward the coast: 0.6 m in the upslope part (Fig. 7, profile I), 1.2 m in the middle part (Fig. 7, profile II), 1.5 - 1.6 m in the coastal part (Fig. 7, profiles III and IV). Three levels can be distinguished in the alluvial fill. The base level A is composed of cobbles and pebbles over the whole length of the section. The middle level B shows a clear downslope fining with textures grading from small cobbles and pebbles to sand; the sandy deposits of the middle part show numerous bioturbations and contain charcoal fragments dispersed over the whole level. At the coast (Fig. 7, profile IV), level B interfingers with sandy beach sediments. The coarse sandy beach sediments are deposited on top of a layer of rounded pumice pebbles; they grade in the upper part into a thin layer of dune sediments which show some features of incipient soil formation. Level B is blanketed by the top level C, composed of mostly gravelly deposits showing cut-and-fill sedimentary structures testifying to a torrential regime.

The pumice pebbles in the coastal profile are most probably linked to the Thera eruption which took place between 1500 BC and 1450 BC (RENFREW & BAHN, 1996). Sherds of ceramics dating of the Classical Greek period are found dispersed in all three levels. A radiocarbon dating on charcoal fragments found in the upper part of level B of profile III provides an age of 1080 ± 70 BP (UtC-3306)¹ and a calibrated age of 984 AD. The whole alluvial fill is post-Classical and level B was most probably stabilised in the Late Byzantine period. Level C and the incision possibly date of the end of the Byzantine period or later. The pumice pebbles in the coastal profile are clearly not in situ but are the result of repeated erosion, transport and deposition; a process promoted by the fact that the pumice fragments float on water.

INTERPRETATION OF THE YOUNGER FILL

All younger fill studied in the three pilot areas on the Paximadhi peninsula was deposited after the Classical Greek period (ca. 500 - 300 BC). Radiocarbon dates on charcoal show that the accumulation continued in the Roman period (ca.

¹sample prepared at the Royal Institute for Cultural Heritage (KIK-IRPA), Brussels and measured at the Van Graaff Laboratory, Utrecht (VAN STRYDONCK & VAN DER BORG, 1990)

200 BC - 300 AD) and the Byzantine period (ca. 600 - 1200 AD). The presence of a Roman farm on the alluvial fan of Mnima shows that there accumulation was completed short before or during the Roman period. Level C in the alluvial plain of Cape Paximadhi shows that there accumulation continued after the Byzantine period, possibly after a phase of stabilisation.

Before excessive human intervention the hillsides of the Paximadhi peninsula were most probably blanketed by a rather thin veneer of slope deposits held in place by a dense mediterranean vegetation cover and smoothening the irregularities of the rocky substratum.

During the Classical Greek period the Paximadhi peninsula was the focus of important agricultural activity. Some 80 farms, spaced at a walking distance of 15 to 30 minutes, were detected by KELLER (1985). The farms, comparable with those found in Attica, are often located on narrow rocky spurs.

At that time the alluvial lowland accumulations were not yet available, so the only alternative to sustain a stable agriculture was to cultivate on the hillslopes. To prevent soil erosion on the strongly sloping relief, conservation terraces were constructed. Many remnants of terrace walls can still be detected on the hillslopes of the Paximadhi peninsula (GOOSSENS & DE DAPPER, 1990). During his survey, KELLER (1985) found no indications of irrigation systems. A study of some well-conserved terraces on the peninsula (GOOSSENS & DE DAPPER, 1990) showed that the soil depth near the terrace walls varies between 0.75 and 1.2 m; it wedges out towards the foot of the next upslope wall. The volume of the soil body is large enough to store sufficient moisture during the winter in order to allow crops to develop and ripen during the partly dry growing season. The farmers most probably applied dry farming techniques such as shallow tilling to cut the capillarities of the topsoil in order to prevent excessive evaporation and wheat cultivation under olive trees.

The archaeological study of the Classical farms on Paximadhi shows that the occupation was not continuous and that most of the sites were abandoned after a few centuries (KELLER, 1985). Due to the unfavourable environmental settings the agricultural activity on Paximadhi must always have been marginal. So the slightest deterioration of the physical environment, such as loss of soil productivity or bad climatic conditions such as long droughts or excessive, devastating winterrains, could rapidly lead to abandonment of the fields. Also political reasons could have played a role. According to KELLER (oral communication) the development of the Paximadhi peninsula during the Classical Greek period, was part of a strategic colonial policy of Athens. Changing political interest ensuing lack of support or social unrest could also have quickly led to desertion in this marginal situation.

Whatever the reason, the change of a well-organised agricultural activity mainly based on cereal farming to marginal agricultural practices, most probably based on pastoralism, must have led to a quick degradation. Overgrazing and wild

wood fires (DE VliegHER, 1991; DE VliegHER *et al.*, 1995) prevented regeneration of the natural vegetation. Especially the neglect of the conservation terraces created a very unstable situation. The terrace walls are very vulnerable to slope processes such as creep and piping and are easily delapidated by the trampling of cattle, especially goats. If the terrace walls are not regularly maintained, the oversteepened loose soilmass behind the walls will be easily subject to mass movements and accelerated erosion. The presence of parallelepipedal boulders in the Palio Pithari profile (Fig. 5) testifies to such erosion during the Roman period.

Changing climatic conditions may also have played a role. The climatic deterioration around the Sub-Boreal/Sub-Atlantic transition was also critical in the Mediterranean (ROBERTS, 1989). The rainfall regime became highly intensive and erosive. Deforested lands or lands colonised by *phrygana* - the only vegetation formation adapted to summer dryness and wild fires linked to pastoralism (BARBERO & QUEZEL, 1983) - were highly erodible, especially on steep slopes. Due to the combination of both, even a few exceptional events ensued important accelerated soil erosion. Such exceptional discharges may have built the alluvial fan of Mnima (Fig. 6) or deposited level C of the Cape Paximadhi profiles (Fig. 7).

The present-day morphology on the Paximadhi peninsula, marked by small alluvial plains merging in coastal landforms, is the result of intensive slope erosion, short transport and subsequent deposition. This morphology was mainly achieved during the Roman period and allowed the establishment of Roman farms (e.g. site C-34 on the alluvial fan of Mnima) on the new land. The large plain of Karystos itself - in whose deposits also numerous sherds of Classical and Roman ceramics are found - is most probably the result of similar processes of erosion and deposition. However, the radiocarbon dating obtained for the level B of the Cape Paximadhi profile shows that accumulation there continued up to the Late Byzantine period.

VAN ANDEL *et al.* (1986) describe similar situations in the Argolid and present several alternatives to explain the relationship between demographic-cultural expansion and accelerated anthropogenic morphogenesis. However, erosion of conservation terraces, mostly during the Hellenistic period and the beginning of the Roman period, subsequent to a peak of human occupation, played a major role. In another study the erosion-sedimentation processes are directly linked and synchronous with the human concentration and exploitation of the land (POPE & VAN ANDEL, 1984). BINTLIFF (1992) however finds it difficult to correlate in all cases excessive erosion to overpopulation.

In a 'Global Change'-project it is important to make distinction between the natural and anthropogenic components causing environmental change. This is not an easy task in this area where slow neotectonic forces and acute seismic activity may play an important regional and even local role in determining the intensity of processes (BOUSQUET *et al.*, 1983). Most authors however, point to

the importance of human intervention (BRUCKNER, 1986, 1990; NEBOIT, 1977, 1979; VAN ANDEL & RUNNELS, 1987, ROBERTS, 1989, VAN ANDEL & ZANGGER, 1990, etc.). Many arguments sustain this assumption: the diachronical nature of the processes in the whole of the Mediterranean basin; the fact that erosion rates are much higher in historical times than it was the case during the Pleistocene when river terraces were built by pure natural causes; the absence of clear natural indicators such as fluvial terraces or pedogenesis (BRUCKNER, 1986). VITA-FINZI (1969) invoked mainly climatic fluctuations to explain the formation of the fills. His arguments were based on the assumption that the fills were synchronous and that their formation was correlated to the climatic changes detected in northern Europe. The model of VITA-FINZI is certainly too simple, in its interpretation as well as in the number of accumulation phases considered. However, numerous authors, in spite of the undeniable primary importance of human factors, judge that climatic changes cannot be disregarded completely (JORDA & VAUDOUR, 1980; BINTLIFF, 1981, 1982; NEBOIT, 1983; PEÑA *et al.*, 1993). Studies in the northeast of Spain have shown that during the Holocene climatic changes played an important role in the formation of alluvial plains (BURILLO *et al.*, 1985, 1986; GUTIERREZ & PEÑA, 1992) and that climatic changes are the only valid explanation for the formation of stepped slopes (SANCHO *et al.*, 1988; PEÑA & GONZALES, 1992).

The deep gullies observed in all three test areas, are the result of a new dynamic phase resulting in linear incision, which started, according to the radiocarbon date obtained in the alluvial plain of Cape Paximadhi, in the Late Byzantine period or later and still continues today. The explanation may be simple in the case of the Paximadhi peninsula. Since most of the slopes are stripped of their cover and show barren rock, the sediment supply for the fluvial system is almost exhausted and rivers can use most of their energy to incise. However, renewed linear erosion is a quite general phenomenon in the Mediterranean basin, also in areas where sediment supply is still high. In ancient Pessinus (Central Anatolia, Turkey), for instance, a generalised incision affects the younger fill, even with a high sediment input from the accelerated erosion of very erodible marly slopes (BRACKMAN *et al.* 1995).

ZAMANI *et al.* (1991) explain this rejuvenation in the Argolid by a climatic cause. The incision of Holocene alluvial plains in Lucania and Sicily is explained by NEBOIT (1977, 1983, 1991) by changes in the rainfall regime; high peak discharges, ensuing torrential rainfall, initiate channel cutting and once the flow is confined in banks, incision continues and overbank flow is prevented. For JORDA & VAUDOUR (1980) the incision is due to a climatic deterioration during the Little Ice Age (ca. AD 1590 - 1850).

CONCLUSIONS

Holocene accumulations found in the southern part of the Greek island of Euboea, testify to important environmental changes during historical times. After the abandonment of small isolated farms and conservation terraces which were in use during the Classical Greek period (ca. 500 - 300 BC) an intensive degradation process started, leading to slope denudation and creation of new accumulation surfaces in river valleys and adjacent coastal plains. Most of the accumulation took place from the Roman period (ca. 200 BC - 300 AD) to the Byzantine period (ca. 600 - 1200 AD). The accumulation was followed by channel incision which continues at present-day.

Despite the undeniable major role of the human factor, the environmental change cannot be exclusively explained by this cause. The accelerating role of Man in the geomorphological processes, shaping the landforms in the Mediterranean basin during historical times, was played against the background of significant climatic shifts initiated around the Sub-Boreal/Sub-Atlantic transition. The fact that the environmental effects are not synchronous throughout the Mediterranean basin may be explained by the variable human intervention with place and time. To disentangle this problem the geoarchaeological approach, combining geomorphology and archaeology, is the most appropriate one. Only when all unfavourable conditions - human, as well as natural, such as steep slopes, slope aspects favouring wild fires, degraded vegetation cover, torrential rainfall, abandonment of conservation terraces, overgrazing, etc. - combine, thresholds may be trespassed leading to major environmental degradation.

We agree with NEBOIT (1983) that without human intervention the environmental degradation would not have been so intense. However, the generalised incision which took place after the Byzantine period shows that human intervention is not the sole cause but that a combination with a climatic shift leading to a higher rainfall erosivity most probably also played a role. After a long series of studies, initiated by the work of VITA-FINZI (1969) and focusing on the role of Man in shaping the Mediterranean landscapes, it may be useful to draw the attention again to the possible role of holocene climatic changes.

REFERENCES

- BARBERO, M. & QUEZEL, P., 1983. La végétation de la Grèce et l'action de l'homme. *Méditerranée*, 48, 2, 65-71.
- BRACKMAN, P., DE DAPPER, M., DEVREKER, J. & VERMEULEN, F., 1995. The Use of Geomorphology, Remote Sensing and GIS Techniques for geoarchaeological

- Purposes in the Pessinus Area, Central Anatolia (Turkey). *Natuurwet. Tijdschr.*, Gent, 75, 3-34.
- BINTLIFF, J.L., 1976a. Sediments and settlement in Southern Greece. In: DAVIDSON, D.A. & SHACKLEY, M.L. (Eds.). *Geoarchaeology*. Duckworth, London. pp. 267-275.
- BINTLIFF, J.L., 1976b. The plain of western Macedonia and the neolithic site of Nea Nikomedia. *Proc. Prehist. Soc.*, 42, 241-262.
- BINTLIFF, J.L., 1981. Archaeology and the holocene evolution of coastal plains in the Aegean and circum-Mediterranean. In: BROTHWELL, D. AND DIMBLEBY, G. (Eds.). *Environmental aspects of coasts and islands*. BAR Int. Series, 94, Oxford. pp. 11-31.
- BINTLIFF, J.L., 1982. Climatic change, archaeology and quaternary science in the eastern Mediterranean region. In: HARDING, A.F. (Ed.). *Climatic change in Later Prehistory*. Edinburgh Univ. Press, Edinburgh. pp. 143-161.
- BINTLIFF, J.L., 1992. Erosion in the Mediterranean lands: a reconsideration of pattern, process and methodology. In: BELL, M. & BOARDMAN, J. (Eds.). *Past and Present Soil Erosion. Archaeological and Geographical Perspectives*. Oxbow Monographs, 22, Oxford. pp. 125-131.
- BOUSQUET, B., DUFAURE, J.J. & PECHOUX, P.Y., 1983. Temps historiques et l'évolution des paysages égéens. *Méditerranée*, 48, 2, 3-25.
- BRUCKNER, H., 1986. Man's impact on the evolution of the physical environment in the Mediterranean region in historical times. *Geojournal*, 13, 1, 7-17.
- BRUCKNER, H., 1990. Changes in the Mediterranean ecosystem during antiquity - a geomorphological approach as seen in two examples: In: BOTTEMA, S., ENTJES-NIEBORG, G. & VAN ZEIST, W. (Eds.). *Man's role in the shaping of the Eastern Mediterranean Landscape*. Balkema, Rotterdam. pp. 127-137.
- BURILLO, F., GUTIERREZ, M. AND PEÑA, J.L., 1985. Las acumulaciones holocenas y su datación arqueológica en Mediana de Aragón (Zaragoza). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, Logroño, 11, 193-207.
- BURILLO, F., GUTIERREZ, M., PEÑA, J.L. AND SANCHEZ, C., 1986. Geomorphological processes as indicators of climatic changes during the Holocene in the North-East Spain. In: LOPEZ VERA, F. (Ed.). *Quaternary Climate in Western Mediterranean*. Madrid, Univ. Autónoma de Madrid. pp. 31-44.
- DAVIDSON, D.A., 1976. Processes of tell formation and erosion. In: DAVIDSON, D.A. & SHACKLEY, M.L. (Eds.). *Geoarchaeology*. Duckworth, London.
- DAVIDSON, D.A., 1980. Erosion in Greece during the first and second millennia B.P. In: CULLINGFORD, R.A., DAVIDSON, D.A. AND LEWIN, J. (Eds.). *Timescales in Geomorphology*. Wiley: London. pp. 143-158.

- DE VliegHER, B.M., 1991. Studie van de actuele landdegradatie in Zuidelijk Euboia (Griekenland), gesteund op teleetectie en GIS. Ph. D. Thesis, University Gent, (inédit). 459 p.
- DE VliegHER, B.M., DE DAPPER, M. & BASIGOS, P.S., 1995. The Use of Remote Sensing, Geomorphological Data and Ancillary Information for the Hazard Mapping of Wood Fires with Some Examples from Greece. In: McGREGOR D.F.M. AND THOMPSON D.A. (Eds.). *Geomorphology and Land Management in a Changing Environment*. J. Wiley & Sons, Chichester. pp. 211-227.
- DOUKELIS, P. AND FOUACHE, E., 1991. L'évolution géomorphologique des deltas de l'Arachthos et du Louros. *Physio-Géo*, Meudon, 22-23, 73-80.
- DUFAURE, J.J., 1976. La terrasse holocène d'Olympie et ses équivalents méditerranéens. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, 85-94.
- EISMA, D., 1978. Stream deposition and erosion by the Eastern shore of the Aegean. In: BRICE, W.C. (Ed.). *The environmental history of the Near and Middle East*. pp. 67-81.
- FOREST, L. & VAN STRYDONCK, M., 1993. The installation of a liquid scintillator and the construction of a benzene synthesis unit at the radiocarbon dating laboratory. *Bulletin KIK-IRPA*, 25, 235 - 245.
- GOOSSENS, R. & DE DAPPER, M., 1990. The Use of Black & White aerial Pictures for the Detection of assumed ancient Conservation Terraces - Southern Evvia - Greece. In: LEVA CH. (Ed.). *Aerial Photography and Geophysical Prospection in Archaeology, Proceedings of the Second International Symposium (Brussels, 8 - XI - 1986)*. C.I.R.A. - I.C.L., Brussels. pp. 111-118.
- GUTTIERREZ, M. & PEÑA, J.L., 1992. Evolución climática y geomorfológica del Holoceno superior (Cordillera Ibérica, Depresión del Ebro y Prepirineo). In: CEARRETA, A. & UGARTE, F.M. (Eds.). *Late Quaternary in the W-Pyrenean Region*. Servicio Editorial Universidad del País Vasco. pp.109-124.
- JORDA, M. & VAUDOUR, J., 1980. Sols, morphogénèse et actions anthropiques à l'époque historique s.l. sur les rives nord de la Méditerranée. *Naturalia Monspeliensia*. Coll. sur la mise en place, l'évolution et la caractérisation de la flore et de la végétation circum-méditerranéenne, n° hors série. Montpellier. pp. 173-184.
- KATSIKATSOS, G., 1991. *Geological map of Greece, 1:50,000. Aliveri Sheet*. Institute of Geology and Mineral Exploration (I.G.M.E.), Athens.
- KELLER, D.R., 1985. Archaeological survey in Southern Euboia, Greece: A reconstruction of human activity from Neolithic times through the Byzantine period. Ph.D. dissertation, Indiana University. 302 p.

- KELLER, D.R. & WALLACE, M.B., 1987. The Canadian Karystia Project; 1986. *Echos du Monde Classique/ Classical Views*, 31, 6, 225-227.
- KELLER, D.R. & WALLACE, M.D., 1988. The Canadian Karystia Project: two classical farmsteads. *Echos du Monde Classique/ Classical Views*, 32, 7, 151-157.
- NEBOIT, R., 1977. Un exemple de morphogénèse accélérée dans l'antiquité: les vallées du Basento et du Cavone en Lucanie (Italie). *Méditerranée*, 31, 39-50.
- NEBOIT, R., 1979. Les facteurs naturels et les facteurs humains de la morphogénèse. Essai de mise au point. *Ann. de Géographie*, 490, 649-670.
- NEBOIT, R., 1983. *L'homme et l'érosion*. Fac. Lettres et Sciences Humaines, Univ. Clermont-Ferrand II, 183 p.
- NEBOIT, R., 1991. Critères d'identification des facteurs d'orientation du sens de la morphogénèse fluviale en Italie du Sud et en Sicile. *Physio-Géo*, Meudon, 22-23, 61-66.
- PAEPE, R., 1969. Geomorphic surfaces and quaternary deposits of the Adami area (southeast Attica). *Thorikos*, 4, 7-52.
- PAPAVASSILIOU, K., 1983. *Geological Map of Greece 1:500,000*. Institute of Geology and Mineral Exploration (I.G.M.E.), Athens.
- PEÑA, J.L., ECHEVERRIA, M.T., PETIT-MAIRE, N. & LAFONT, R., 1993. Cronología e interpretación de las acumulaciones holocenas de la val de las Lenas (Depresión del Ebro, Zaragoza). *Geographicalia*, Zaragoza, 30, 321-332.
- PEÑA, J.L. & GONZALEZ, J.R., 1992. Modelo evolutivo de los cambios en la dinámica geomorfológica del Baix Cinca y Segre (Depresión del Ebro) durante el Pleistoceno superior - Holoceno a partir de los datos geoarqueológicos. *Cuaternario y Geomorfología*, 6, 103-110.
- POPE, K.O. & VAN ANDEL, T.H., 1984. Late Quaternary alluviation and soil formation in the Southern Argolid: its history, causes and archaeological implications. *Journal of Archaeological Science*, 11, 281-306.
- RENFREW, C. & BAHN, P., 1996. *Archaeology. Theories, Methods and Practice*. Thames and Hudson, London. 608 p.
- ROBERTS, N., 1989. *The Holocene. An Environmental History*. Basil Blackwell, Oxford: 227 p.
- SANCHO, C., GUTTIERREZ, M., PEÑA, J.L. & BURILLO, F., 1988. A quantitative approach to scarp retreat starting from triangular slope facets, Central Ebro plain, Spain. *Catena*, Supl.13, 139-146.
- VAN ANDEL, T.H. & ZANGGER, E., 1990. Landscape stability and destabilization in the prehistory of Greece. In: BOTTEMA, S., ENTJES-NIEBORG, G. & VAN ZEIST, W.

(Eds.). *Man's role in the shaping of the Eastern Mediterranean Landscape*. Balkema, Rotterdam. pp. 139-157.

VAN ANDEL, T.H., RUNNELS, C.N. & POPE, K.O., 1986. Five thousands years of land use and abuse in the Southern Argolid, Greece. *Hesperia*, 55, 1, 103-128.

VAN STRYDONCK, M. & VAN DER BORG, K., 1991. The construction of a preparation line for AMS-targets at the Royal Institute for Cultural Heritage, Brussels. *Bulletin KIK-IRPA*, 23, 228 - 234.

VITA-FINZI, C., 1969. *The Mediterranean Valleys. Geological changes in historical times*. Cambridge University Press, Cambridge, 140 p.

ZAMANI, A., MAROUKIAN, H. & GAKI-PAPANASTASSIOU, K., 1991. Rythmes de dépôt et de creusement pendant les temps historiques dans le cadre des sites archéologiques de la région d'Argos (Grèce). *Physio-Géo*, Meudon, 22-23, 81-88.

EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DE LA REGION D'AMARNA (SYRIE) ET SES RELATIONS AVEC LES TRACES D'OCCUPATION HUMAINE

**Geomorphological evolution of the Amarna area (Syria) and its relationships with
human settlements**

Y. CORNET*

ABSTRACT

Between Jerablus and Qara Qozak in northern Syria, sedimentological and geomorphological observations have been realised along the Euphrates valley.

The first part of this paper is focused on the survey of fluvial terraces and the corresponding contacts between pebble deposits of the river and bed-rock. A succession of 4 or 5 levels is suggested and has been compared with the results of other geomorphologists.

Moreover three morphogenetic phases have been recognised along the wadi Amarna. The corresponding phases along the right valley side of the Euphrates have also been identified between Jerablus and Amarna. Thanks to the observations of several pits, a relative chronology of the morphological processes is proposed. Their relationships with the Halaf age, Early Bronze age and more recent human settlements are described.

We also discuss the morphological and sedimentological evidence of a progressive retrogradation of the Euphrates floodplain and the necessity to determine (with the help of soil profiles) the evolution of the extension of the fine and allocthonous Euphrates alluvia versus the fine carbonated local deposits.

RESUME

Au nord de la Syrie dans la vallée de l'Euphrate entre Jerablus et Qara Qozak, une série d'observations sédimentologiques et morphologiques ont été réalisées.

*Département de Géographie physique et du Quaternaire, Laboratoire de Géomorphologie et Télédétection, Université de Liège, Allée du 6 Août, B11, 4000 Liège, Belgique.

Une première partie de cette publication est consacrée à la reconnaissance des différents lambeaux de terrasses de l'Euphrate et du contact entre le cailloutis et le substratum de chacun d'eux. Une reconstitution des niveaux de terrasses ainsi reconnus est suggérée et confrontée à celles décrites par d'autres chercheurs.

Par ailleurs, trois phases morphogénétiques ont été identifiées dans la vallée du wadi Amarna et des processus correspondant à chacune ont été reconnus sur le versant de rive droite de l'Euphrate entre Jerablus et Amarna. Grâce à des coupes observées dans différents puits de cette zone et aux alentours de Tell Amarna, une chronologie relative de la succession des processus morphologiques est proposée. Leur relation avec les différentes traces d'occupation humaine remontant au Bronze ancien ou même à la période Halaf sont décrites.

Il existe dans la vallée de l'Euphrate à hauteur de Jerablus, plusieurs observations morphologiques et sédimentologiques en faveur d'une rétrogradation progressive du lit majeur. Il conviendrait d'entreprendre une étude détaillée (à l'aide de profils pédogénitiques) des sédiments fins entre Jerablus et Amarna afin de déterminer l'extension des dépôts de l'Euphrate vis-à-vis des apports locaux principalement carbonatés.

INTRODUCTION ET LOCALISATION DU SITE ETUDIE

Lors d'une première mission de prospection géomorphologique du site de Tell Amarna, nous avons étudié le vaste cône de déjection du wadi Amarna à son débouché dans la vallée de l'Euphrate. Ce cône se rattache à une terrasse de remblaiement qui borde le cours inférieur du wadi Amarna (CORNET, 1993). Ce site est localisé à proximité de la frontière turque (Fig.1), au nord de la confluence Sajour - Euphrate et en rive droite de ce dernier. Les conditions climatiques actuelles sont caractérisées par des précipitations moyennes annuelles comprises entre 250 et 500 mm (BESANÇON & SANLAVILLE, 1985) et de distribution saisonnière méditerranéenne. Le substratum néogène y est principalement constitué de roches sédimentaires carbonatées (DUBERTRET, 1966). D'un point de vue archéologique, la région recèle un grand nombre de sites dignes d'intérêt par leur densité, par la diversité de leur contexte morphologique ainsi que par la longueur de la période qu'ils couvrent (la totalité de l'Holocène).

Le contexte géomorphologique local est caractérisé, outre le cône de déjection du wadi Amarna, par la présence d'au moins quatre niveaux de terrasse de l'Euphrate dont les lambeaux apparaissent entre Jerablus et Amarna par le développement entre ces deux sites, d'un vaste glaciais d'accumulation parfois

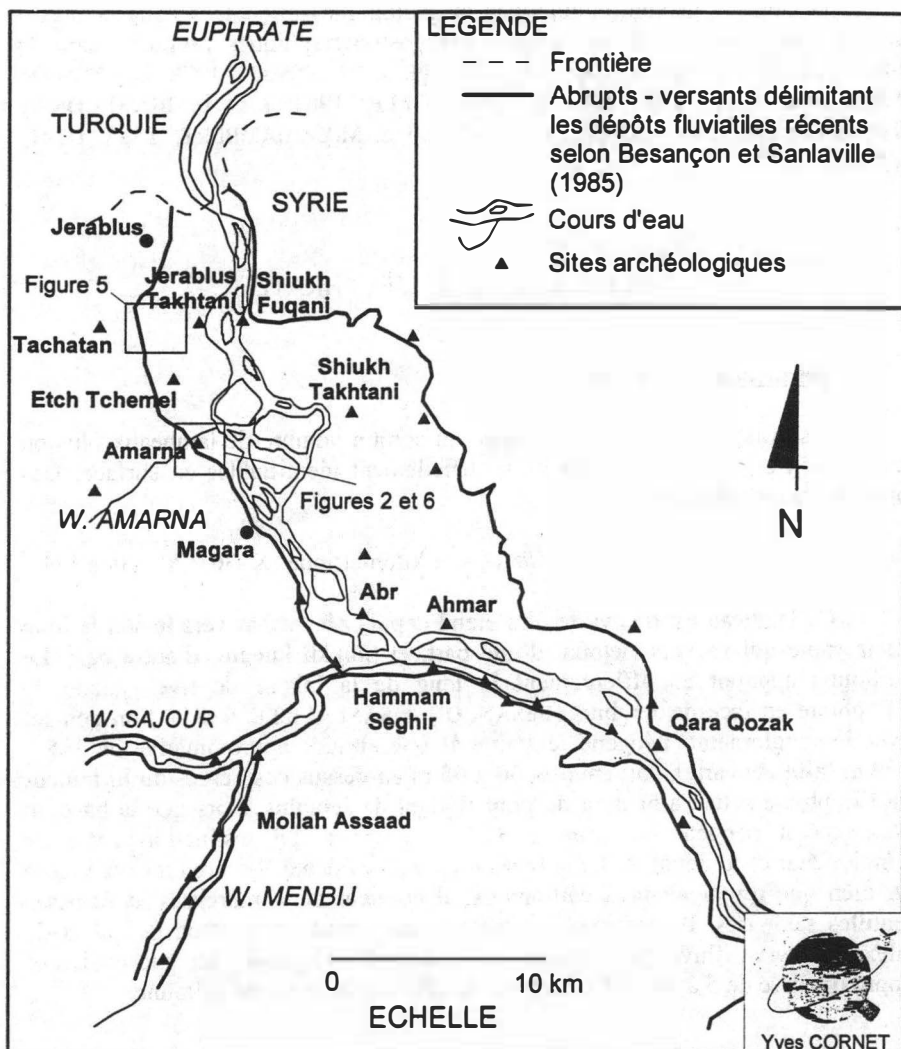


Fig. 1. - Localisation du site d'étude (d'après Besançon et Sanlaville, 1985).

interrompu par des buttes structurales et par une reprise d'érosion récente du wadi Amarna.

Les études géomorphologiques et géologiques effectuées dans la région sont peu nombreuses et les repères chronostratigraphiques proposés dans la littérature difficilement extrapolables (PAEPE & BAETEMAN, 1978, BAETEMAN, 1980, BESANÇON, 1981 a et b, SANLAVILLE, 1981 a et b, BESANÇON & SANLAVILLE, 1985, GEYER, 1985, GEYER & MONCHAMBERT, 1987, OZER, 1991).

LES TERRASSES DE L'EUPHRATE

Les niveaux de terrasse

Il subsiste dans la région étudiée un certain nombre de lambeaux plus ou moins bien conservés et quelquefois difficilement identifiables en surface. Des plus élevés aux plus bas:

a.- *Lambeau de Zbr Mrhar - Beloûn* (Carré kilométrique¹ X=361; Y=538 à 541)

Ce lambeau est très vaste, il s'étend depuis Zbr Mrhar vers le sud le long de la route qui va vers Beloûn, d'une part, et Shiukh Fuqani, d'autre part. Le cailloutis apparaît en affleurement le long de la falaise de rive gauche de l'Euphrate en face de Jerablus (BESANÇON & SANLAVILLE, 1985). Son contact avec le conglomérat néogène culmine à une altitude approximative de 385 à 390 m (altitude carte), soit environ 60 à 65 m au-dessus des berges du lit mineur de l'Euphrate actuel à hauteur du pont flottant de Jerablus, alors que la base du conglomérat néogène se situe à 370 m environ. La distinction entre ce conglomérat et le dépôt de l'Euphrate n'est pas évidente. Le premier est induré et, bien que principalement caillouteux, il contient de nombreuses et épaisses lentilles sableuses. Il renferme par ailleurs une grande proportion de galets de silex à émoussé fluvial. Par contre, le second est meuble sur une épaisseur approximative de 5 à 10 m. En surface, le relief est légèrement vallonné.

¹ La localisation est précisée en coordonnées cartographiques (Lambert Levant) correspondant aux cartes au 1/50 000 éditées en 1942, dessinées et imprimées par le Service Géographique des F.F.L.L. sur base des travaux de terrain exécutés en août 1942 par la 36^{ème} Batterie Topographique Néo-Zélandaise et avec le secours de photographies aériennes datant de 1941. A cause de la grande différence d'échelle, il n'a pas été possible de figurer des éléments du quadrillage sur la figure 1.

Le sommet du dépôt culmine à une altitude comprise entre 390 et 400 m. Ce lambeau et le dépôt néogène sous-jacent ont constitué un site préhistorique d'exploitation et de taille du silex. Par ailleurs, au sein du dépôt néogène, des galets cassés et des fentes remplies de sédiments fins ont été observés. Ils témoignent peut-être d'une faible activité tectonique très probablement postérieure à la phase d'induration: les cassures sont fraîches et ne présentent aucune trace de ciment carbonaté. En raison du substratum conglomératique, ce niveau de terrasse est assez difficile à suivre et à délimiter vers l'aval. La base du dépôt se perd au sein d'un vaste glacis-terrasse(s) situé sur la rive gauche. Ce lambeau est le témoin du niveau de terrasse le plus élevé que nous ayons reconnu.

b.- Lambeau supérieur d'Amarna (carré kilométrique X=359; Y=531)

Le contact du cailloutis de ce lambeau avec la roche en place est localisé le long du ravin où le chantier L a été fouillé (Fig.2) et apparaît à une altitude de 100,7 m¹. Il est induré et constitué de cailloux roulés décimétriques de composition pétrographique variée. Il est peu épais suite aux phénomènes érosifs qui ont façonné le versant où il a été retrouvé. A cet endroit, la morphologie du lambeau de terrasse n'apparaît d'ailleurs plus.

Il s'agit du second niveau de terrasse mis en évidence dans la région par nos prospections. Nous le dénommerons niveau supérieur d'Amarna. Il culmine à une altitude absolue 335,7 m, soit environ 16,4 m au-dessus des berges du lit mineur actuel de l'Euphrate à hauteur de la confluence avec le wadi Amarna.

BESANÇON ET SANLAVILLE (1985) signalent l'existence de dépôts de ce type, indurés et à matrice sableuse grisâtre en accord avec nos observations. Selon ces chercheurs, les dépôts de ce niveau de terrasse contiennent des artefacts acheuléens près de Hammam Kebir. Il s'agirait d'un niveau Riss qu'ils numérotent QII et qui succéderait à une profonde phase d'incision comme en témoignerait la présence d'un cailloutis sous la plaine d'Etch Tcheml. Ils renseignent par ailleurs une épaisse couverture limoneuse qui n'est pas observée au niveau du chantier L.

c.- Lambeau supérieur de Jerablus (carré kilométrique X=358; Y=540)

A l'ouest de la route Jerablus - Tachatan, à la sortie du village de Jerablus, une butte d'une dizaine de mètres de hauteur est couverte d'un cailloutis induré par un ciment carbonaté.

¹ Sauf spécification différente, toutes les altitudes sont définies par rapport au point de référence (borne géodésique d'Amarna, v. fig.2) dont l'altitude est posée égale à 100 m.

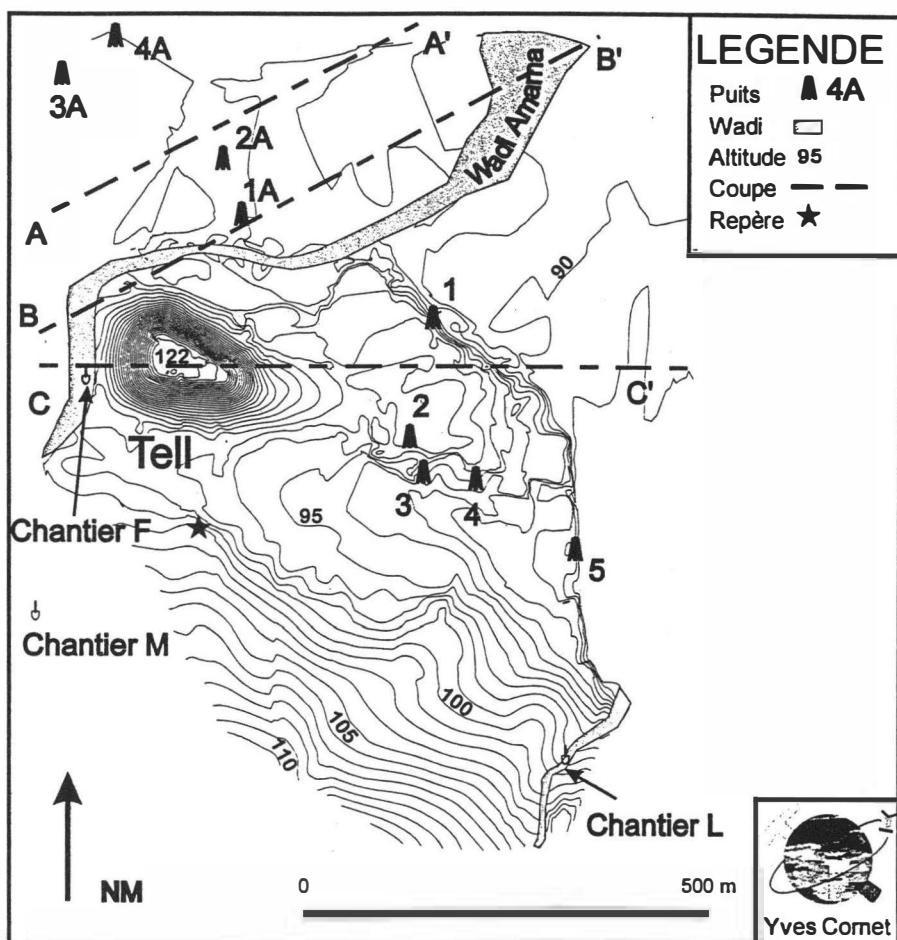


Fig.2. - Site de Tell Amarna et du cône de déjection du wadi Amarna; localisation des puits étudiés et des coupes de la figure 6 (levés topographiques: Ô. Tunca et Y. Cornet; calculs, interpolation et cartographie: Y. Cornet). Le repère géodésique d'Amarna a, sauf indication contraire, une altitude conventionnelle de 100 m.

Bien que sa base n'ait pas été identifiée et qu'aucun repère altitudinal fiable n'existe sur la carte, il semble que ce lambeau puisse être rattaché au niveau supérieur d'Amarna et donc du niveau QII de BESANÇON ET SANLAVILLE (1985).

d.- Lambeau inférieur d'Amarna (carré kilométrique X=359; Y=531)

Un second lambeau peut être reconnu le long du même ravin que celui où le lambeau supérieur d'Amarna a été retrouvé. On peut suivre son cailloutis sur plusieurs dizaines de mètres de part et d'autre du passage du ravin sous la route joignant Amarna à Magara. Son contact avec le socle calcaire culmine à 88,4 m d'altitude, soit à une altitude absolue de 323,4 m, c'est-à-dire 4,1 m au-dessus des berges du lit mineur actuel de l'Euphrate au niveau de la confluence avec le wadi Amarna. Le dépôt qui caractérise ce lambeau présente une épaisseur de 4,5 m, est bien lavé et constitué d'éléments grossiers (centimétriques à décimétriques), avec un émousé fluvial et une composition pétrographique variée. Sa base est indurée et la partie supérieure est altérée, meuble et constituée d'éléments plus graveleux avec une matrice fine résultant probablement en grande partie de l'altération.

Il s'agit d'un lambeau appartenant au niveau de terrasse que nous nommerons niveau inférieur d'Amarna. Egalement induré et contenant une matrice sableuse grisâtre, ce niveau pourrait constituer une subdivision du niveau QII (BESANÇON & SANLAVILLE, 1985). Son altitude est cependant très basse par rapport à celle citée par ces chercheurs selon lesquels QII se trouverait 30 m au dessus de QI (Tab.I).

e.- Lambeau inférieur de Jerablus (carré kilométrique X=359; Y=541)

Au nord-est de la ville de Jerablus, la route la plus proche de la frontière turque traverse à la sortie de la ville un dépôt fluvial induré qui repose sur le calcaire en place. Le contact entre le cailloutis et le socle est bien visible sur plusieurs dizaines de mètres.

Bien que nous ne disposions d'aucun point de référence altitudinal fiable, il semble que ce lambeau puisse être rattaché au niveau inférieur d'Amarna.

f.- Lambeau de Shiikh Fuqani (carré kilométrique X=361; Y=537)

Le Tell de Shiikh Fuqani repose sur un dépôt alluvial de l'Euphrate porté en terrasse. L'épaisseur de ce dépôt n'a pas été mesurée, mais, dans la série des niveaux de terrasses identifiés, il est le premier à être toujours couvert de limons fluviaux de l'Euphrate. Les micas et la coloration de ces limons témoignent en

Tab.I. - Les niveaux de terrasses de l'Euphrate (des plus anciens aux plus récents).

Niveau	Lambeaux représentatifs	Induration	Couverture sableuse et/ou limoneuse	Altitude relative * du contact cailloutis/socle	Selon Besançon et Sanlaville 1985)
Niveau de Zbr Mrhâr - Bêlôûn	Zbr Mrhâr - Bêlôûn	Oui ***	Absente (disparue)	± 60 - 65 m	>= QIII
Niveau supérieur d'Amarna	Lambeau supérieur d'Amarna	Oui***	Absente (disparue)	± 16,4 m	QII
	Lambeau supérieur de Jerablus	Oui***	Absente (disparue)		QII
Niveau inférieur d'Amarna	Lambeau inférieur d'Amarna	Oui***	Absente (disparue)	± 4,1 m	QII
	Lambeau inférieur de Jerablus	Oui***	Absente (disparue)		QII
Niveau de Shiukh Fuqani ou plus ancien	Lambeau de terrasse de Tell Abr	Oui***	Oui	0	QII ou QI
Niveau de Shiukh Fuqani	Lambeaux de terrasse de Shiukh Fuqani	Non	Oui	± 2 m **	QII ou QI

* Les altitudes relatives sont mesurées par rapport au niveau de la surface de l'eau de l'Euphrate à la confluence wadi Amarna - Euphrate observée en mai 1992.

** Altitude relative par rapport au niveau de la surface de l'eau de l'Euphrate observé au pied du Tell Shiukh Fuqani en avril 1995.

***La base du dépôt est indurée mais non le sommet.

effet de leur origine allochtone. Ces limons reposent sur un cailloutis de lit mineur non induré dont la base, en contact avec le calcaire sous-jacent, a été mise au jour par l'érosion latérale d'un bras de l'Euphrate. Ce contact est environ 2 m au-dessus du plan d'eau de ce bras (observé et estimé en avril 1995).

Ce lambeau appartient au niveau de terrasse de Shiukh Fuqani que, dans l'état actuel de la recherche, nous individualisons en le distinguant du niveau inférieur d'Amarna, étant donné sa couverture limoneuse importante, sa basse altitude relative et son état non induré.

g.- Lambeau de Tell Abr (carré kilométrique X=365; Y=525)

Au sud-ouest du village de Tell Abr, nous avons découvert un cailloutis induré surmonté de sables également indurés et reposant sur le substratum calcaire au niveau (observé en mai 1992) de la surface de l'eau du bras de l'Euphrate qui borde le tell. L'altitude relative de ce contact devrait nous inciter à le rattacher à celui de Shiukh Fuqani, cependant son induration constitue un fait d'observation qui nous pousserait à en faire un niveau distinct et plus ancien. Actuellement, nous ne sommes pas en mesure de confirmer une hypothèse plutôt que l'autre.

Le tableau I illustre de façon synthétique la position relative et la chronologie du développement des niveaux de terrasses de l'Euphrate.

L'évolution ultérieure

Après le dépôt des alluvions de la terrasse inférieure, l'Euphrate s'est encaissé et a développé une plaine alluviale au sein de laquelle il a déposé un cailloutis de lit mineur qui occupe actuellement presque la totalité de la surface correspondant aussi au lit majeur. Ce type de dépôts se retrouve en rive droite sous les dépôts limoneux entre Jerablus et Amarna et, en rive gauche, jusqu'au Tell Shiukh Fuqani et au Tell Abr où l'érosion latérale a mis au jour le substratum calcaire. La plaine alluviale est aujourd'hui relativement réduite en largeur à des lits mineur et majeur avec des altitudes relativement proches. Il semble cependant, comme nous allons l'illustrer par divers indices morphologiques et sédimentologiques, que le lit majeur a été plus large.

EVOLUTION MORPHOLOGIQUE RECENTE DU WADI AMARNA

La morphologie du vallon du wadi Amarna et de son débouché dans la vallée de l'Euphrate (CORNET, 1993), éclaire avec plus de précision l'évolution

morphologique qui a succédé au façonnement des terrasses du fleuve. Cette évolution s'articule en trois étapes: une première phase érosive, une seconde de remblaiement et une troisième, actuelle, caractérisée par une reprise d'érosion.

1^{ère} phase

Une première phase érosive du wadi Amarna a provoqué une incision du substratum. Ainsi, le wadi s'est adapté à un niveau de base, constitué par un lit mineur de l'Euphrate. Ce dernier devait être situé à une altitude assez proche de l'actuelle avec toutefois une position plus proche du versant de rive droite (Fig.6.: coupe CC' vis-à-vis des coupes AA' et BB').

2^{ème} phase

Le wadi Amarna a connu ensuite une période de remblaiement de la vallée creusée antérieurement. Cette accumulation résulte vraisemblablement de l'action combinée de plusieurs processus.

- Eloignement du point origine constitué par la confluence Amarna - Euphrate à la suite du déplacement du lit mineur de l'Euphrate vers le nord.

- Accélération de l'érosion et du transport (CORNET, 1993) par ruissellement et transport en masse (solifluxion?) sur les versants avec une augmentation de la charge solide que le wadi ne peut évacuer entièrement. Ce remblaiement est dans la continuité du cône de déjection au débouché dans la plaine alluviale de l'Euphrate (Fig. 3). Comme en attestent notamment des accumulations à Hammam Seghir et dans la vallée du Sajor (BESANÇON & SANLAVILLE, 1985, SANLAVILLE, 1988), le phénomène est généralisé et a probablement contribué à augmenter l'alimentation en sédiments fins des petits affluents et vraisemblablement la charge de l'Euphrate.

Par effet de *feed-back*, le déplacement du lit mineur de l'Euphrate vers le nord s'explique peut-être aussi en partie par la formation du cône de déjection de l'Amarna.

Au sein des dépôts de remblaiement du wadi Amarna, de nombreux tessons, dont le très faible émoissé traduit un transport peu important, permet de conclure à une mise en place postérieure aux premières occupations de la région. Les tessons retrouvés au sein de ce remblaiement semblent correspondre au Bronze ancien (3,5 ka BC) (communication orale du Pr. Ö. TUNCA¹). Le remblaiement serait donc postérieur à cette période.

¹ Le Pr. Ö. TUNCA, responsable de la mission de fouilles archéologiques du Tell Amarna, est titulaire du Service d'Assyriologie et d'Archéologie de l'Asie antérieure à l'Université de Liège.

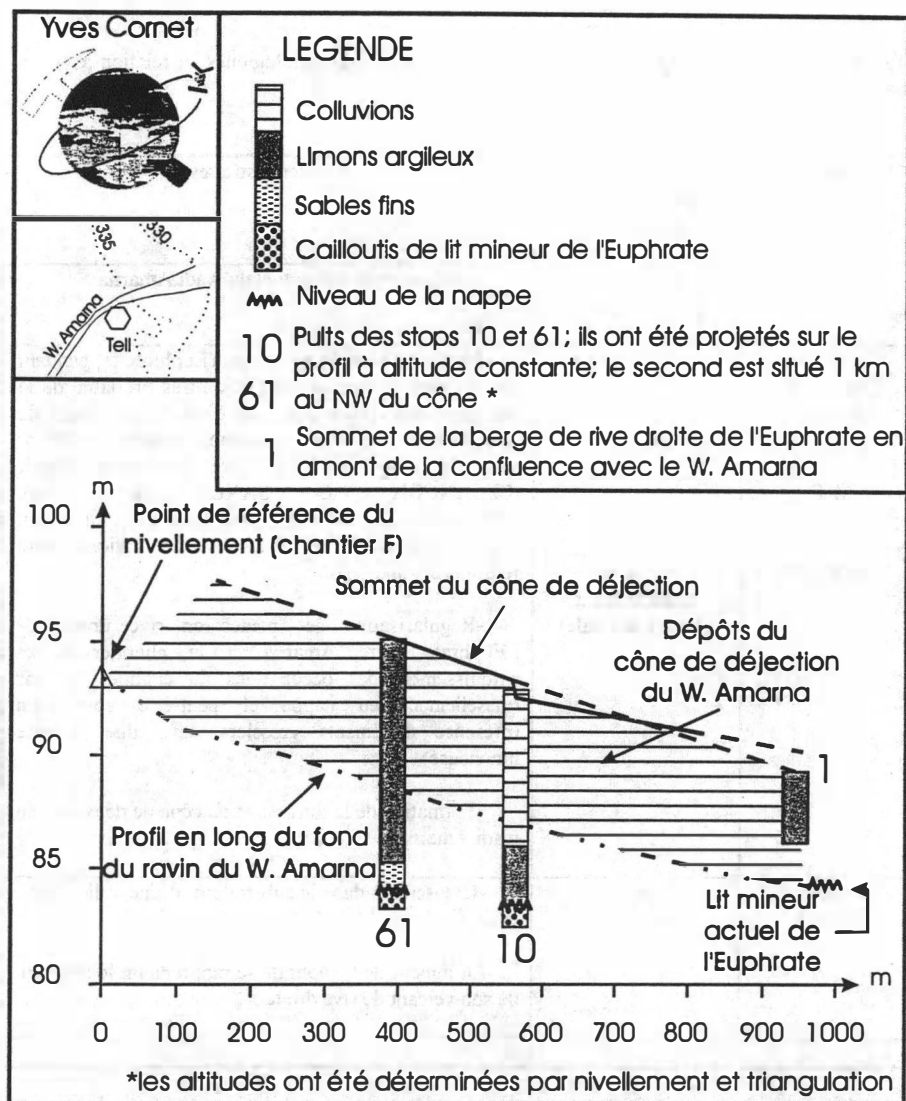


Fig.3. - Profil en long du ravin du wadi Amarna et du sommet de son cône de déjection avec projection à altitude constante des puits étudiés (d'après Cornet, 1993). Le remblaiement de la vallée du wadi Amarna se prolonge par un glacis d'accumulation dans la vallée de l'Euphrate (puits 61) et s'inscrit dans une même surface que le cône de déjection du wadi (puits 10).

Tab.II. - Chronologie des processus morphogénétiques et sédimentologiques en relation avec les traces d'occupations humaines

Occupations humaines	Phases géomorphologiques	Caractéristiques
	Dernière phase érosive	-Encaissement sub-actuel du wadi Amarna
Chantier L (Bronze) Chantiers M-F Chantiers D	Phase de remblaiement (phase colluviale)	<p>-Eloignement du lit mineur de l'Euphrate et, pendant les périodes de crue, augmentation très probable de la charge en suspension à la suite d'une forte activité du ruissellement qui s'est vraisemblablement manifesté tout du long de l'Euphrate (Hammam Seghir (BESANÇON & SANLAVILLE, 1985, SANLAVILLE, 1988), remblaiement limoneux observé par OZER (1991), nos observations entre Jerablus et Amarna)</p> <p>-Régularisation des pentes en rive droite de l'Euphrate entre Amarna et le chantier L et enfouissement des occupations du chantier M par ruissellement en nappe et peut-être solifluxion (présence d'éléments grossiers dans une matrice limoneuse)</p> <p>-Formation de la terrasse et du cône de déjection du wadi Amarna</p>
Chantiers L (Halaf)	Première phase érosive	<p>-Creusement dans le substratum, d'une vallée large et profonde par le wadi Amarna</p> <p>-Lit mineur de l'Euphrate se rapprochant localement de son versant de rive droite</p>

3^{ème} phase

Actuellement, le wadi Amarna s'encaisse dans le dépôt mis en place pendant la seconde phase.



Fig.4.- Terrasse de remblaiement du wadi Amarna environ un kilomètre en amont d'Amarna.

La photographie de la figure 4 montre l'aspect de la terrasse de remblaiement du wadi Amarna et la reprise d'érosion environ un kilomètre en amont d'Amarna.

Le ravin du chantier L (Fig.2) a subi la même évolution que le wadi Amarna. Des traces d'une occupation Halaf (de 6000 à 5100 B.C.) y ont été découvertes. Il semble que celles-ci ont précédé la mise en place du remblaiement.

Une première reconstitution de l'évolution paléogéographique peut être suggérée de ces premières informations (Tab.II)

RELATIONS ENTRE GLACIS, CONE DE DEJECTION DU WADI AMARNA ET DEPOTS DE L'EUPHRATE DANS LA ZONE ENTRE JERABLUS ET AMARNA

INTRODUCTION

Lors de la mission de 1993, nous avons tenté de rassembler un maximum d'observations permettant d'apporter des explications à la succession des processus qui ont façonné la vallée de l'Euphrate entre Jerablus et Amarna. Cette démarche est primordiale pour comprendre les relations existant entre, d'une part, le glacis d'accumulation évoqué plus haut (visible sur le profil 1B-2B-3B, Fig.5), le comblement de la vallée du wadi Amarna et son cône de déjection, et d'autre part, l'alluvionnement limoneux de l'Euphrate et le développement du Tell d'Amarna. Un tell est, rappelons-le, le résultat de l'accumulation, quelquefois assez importante, des ruines de plusieurs établissements humains successifs.

Etant donné la non disponibilité de photographies aériennes¹ et l'absence regrettable de support topographique suffisamment précis par rapport à l'échelle des structures géomorphologiques qui peuvent être observées entre Jerablus et Amarna, nous avons opté pour la réalisation d'observations selon des coupes types pour lesquelles nous avons effectué des levés altimétriques. Les observations ont donc été représentées de façon discontinue dans l'espace et, faute d'informations topographiques suffisantes, leur raccord en planimétrie est rendu difficile. Par ailleurs, les observations réalisées indépendamment de notre système de référence local ont été localisées à l'altitude absolue la plus probable en fonction d'un nivellement par rapport au lit mineur de l'Euphrate entre Jerablus et Tell Ahmar. En fonction du profil en long du wadi Amarna nivelé en 1992, la relation la plus probable entre les deux systèmes de référence est la suivante:

$$Z = H - 84,3 (\pm 0,5) + 319,3 (\pm 0,5) \text{ (m)}$$

avec Z = altitude et H = hauteur dans le système de référence local (borne d'Amarna = 100 m)².

¹ Nous avons tenté, en vain malheureusement, de retrouver les photographies du vol effectué en 1941 pour la réalisation des cartes topographiques exploitées.

² Dans ce même système de référence local, la borne de Jerablus Takhtani (point militaire) se situerait à une hauteur, H , de 84.4 m, soit à une altitude, Z , de 319.4 m. Nous ne disposons malheureusement ni de l'altitude de cette borne, ni de celle d'Amarna, qui ont été rattachées l'une à l'autre par un cheminement à l'aide d'un théodolite muni d'un distancemètre.

Entre le pont de Jerablus et la confluence wadi Amarna - Euphrate, la pente longitudinale du lit mineur de l'Euphrate (selon le tracé des tresses principales à la surface du plan d'eau d'étiage) est, en moyenne, de l'ordre de 0,048 % (dénivellation de 4,1 m (323,4 - 319,3 m) sur 8,6 km). La pente du lit majeur actuel selon son axe central est de l'ordre de 0,055 %.

OBSERVATIONS

Grâce aux nombreux puits d'irrigation dispersés dans la région, nous avons pu observer un grand nombre de coupes que l'on peut regrouper en trois catégories en fonction de leur localisation:

- 5 puits (puits 1B à 5B) entre Etch Tcheml et Jerablus disposés grosso modo de façon transversale par rapport au tracé de la vallée de l'Euphrate (Fig. 2 & 5);

- 4 puits (puits 1A à 4A) situés sur la bordure nord occidentale du cône de déjection du wadi Amarna (Fig. 2 & 6) et disposés comme les puits 1B à 5B par rapport à l'Euphrate;

- 5 puits (puits 1 à 5) situés au droit du cône de déjection du wadi Amarna à l'est et au sud-est du tell, en rive droite de l'incision actuelle du wadi (Fig. 2 & 6).

Les puits 1B à 5B (Fig.5)

Sur le plan de la figure 5, d'une part, et sur la coupe de la même figure, d'autre part, nous avons reporté la position des observations correspondant à chacun des puits¹.

Les coupes de synthèse ont été élaborées par projection orthogonale des puits sur les axes représentés sur le schéma de localisation dessiné sur la même figure. Les deux coupes, 1B-2B-3B et 4B-5B, se trouvent dans le prolongement morphologique et géométrique l'une de l'autre. Elles montrent les relations altitudinales et stratigraphiques entre les différentes unités sédimentaires et morphologiques de la rive droite de l'Euphrate entre Jerablus et Amarna.

¹ La localisation planimétrique a été réalisée sur base d'un levé au double pas et azimuth magnétique boussole à partir de points marquants de la carte ou par mesures au distancemètre au laser. Les altitudes du sommet des puits ont été rattachées au système de référence local d'Amarna par nivellement au théodolite et au distancemètre.

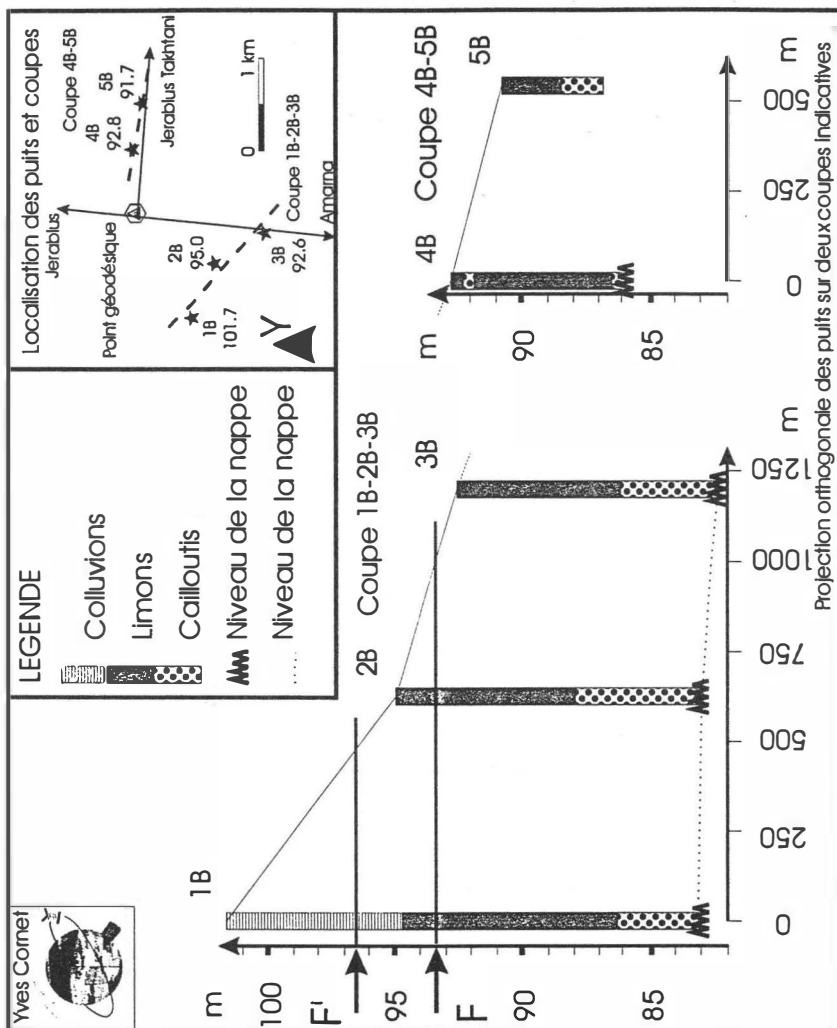


Fig.5. - Observations réalisées dans les puits situés entre Jerablus et Amarna reportées sur une coupe topographique indicative dans la plaine alluviale de l'Euphrate (F: altitude de la fouille F à Amarna; F': altitude après correction en fonction de la pente longitudinale de la vallée de l'Euphrate).

a- Puits 1B

Le puits 1B est situé à proximité du versant de rive droite. Son sommet culmine à 101,7 m et sa profondeur est de 18 m.

De haut en bas, on observe 3 unités:

1) Unité 1B.1. Environ 7 m de dépôts limono-caillouteux. La phase caillouteuse est très abondante et ses éléments sont décimétriques, anguleux et de nature calcaire. Ce dépôt est d'origine locale. Il constitue le pied d'un glacis qui, en cet endroit, pourrait être qualifié de colluvial (d'accumulation), mais, plus haut sur le versant, se rattache à un glacis d'érosion incomplètement développé. De nombreuses buttes structurales monoclinales peuvent en effet y être observées.

2) Unité 1B.2. Sous l'unité 1B.1, une seconde unité de 8,3 m d'épaisseur et totalement limoneuse est d'origine probablement mixte, locale et fluvatile, mais la distinction macroscopique est difficile étant donné l'existence d'une altération pédogénique qui provoque un enrichissement en éléments argileux et une disparition de structures sédimentaires éventuelles et des minéraux allochtones de l'Euphrate. En période de sécheresse accentuée par les pompages, le limon est totalement induré et des structures polyédriques sont perceptibles, un enrichissement en carbonates est probablement lié à la présence non négligeable de limons locaux provenant de l'action du ruissellement. En fin de période hivernale, nous avons pu observer une saturation de ces limons en eau sur toute leur hauteur. Ces caractéristiques sont généralisées à tous les dépôts du même type observés dans les autres puits.

3) Unité 1B.3. Plus bas et jusqu'au fond du puits, on trouve un cailloutis typique de lit mineur de l'Euphrate. Il s'agit d'un dépôt bien lavé constitué de galets décimétriques, à émoussé fluvatile et à composition pétrographique diversifiée.

La nappe phréatique affleure à 18,1 m de profondeur, soit à 83,6 m d'altitude.

b.- Puits 2B

1) Unité 2B.1. Le puits 2B, dont le sommet culmine à 94,8 m, est creusé dans une couche de limons comparable à l'unité 1B.2. Ici, son épaisseur est de l'ordre de 7 m. Les 4,4 m superficiels présentent une nette altération d'origine pédologique (fraction argileuse importante, poupées de carbonate). En dessous, les limons ne laissent apparaître aucune paillette de mica, typique des fines alluvions de l'Euphrate. L'origine de ces limons est indéterminée bien que la base se trouve à une altitude de 87,8 m où l'on pourrait retrouver des limons fluviaux.

2) Unité 2B.2. A partir de 7 m de profondeur jusqu'au fond du puits, on retrouve l'unité 1B.3.

c.- Puits 3B

Du sommet, culminant à 92,6 m d'altitude, jusqu'au fond du puits, on trouve deux unités qui peuvent être rattachées aux unités 2B.1 et 2B.2. Elles leur sont en tout point comparables.

1) Unité 3B.1. Unité limoneuse de 6,4 m de puissance.

2) Unité 3B.2. Unité caillouteuse visible jusqu'à l'apparition de la nappe phréatique affleurant à 10,3 m de profondeur, soit à une altitude de 82,3 m.

d.- Puits 4B

Le sommet du puits se trouve à 92,8 m d'altitude. Le puits a une profondeur de 6,2 m où l'on peut voir affleurer la nappe phréatique à une altitude de 86,6 m.

A 50 cm de profondeur, une couche de cailloux roulés de l'Euphrate de 30 cm est interstratifiée dans un dépôt limoneux qui affleure jusqu'au bas de la coupe où l'on observe une seconde couche de cailloux roulés de l'Euphrate, celle du lit mineur, visible sur 40 cm jusqu'à la nappe phréatique.

e.- Puits 5B

Deux unités peuvent être observées dans ce puits dont le sommet se trouve à 90,8 m d'altitude. Deux mètres et quarante centimètres de limons de l'Euphrate (unité 5B.1) reposent sur une unité de 1,6 m de puissance au minimum (unité 5B.2). Cette dernière est visible jusqu'au fond du puits et présente les caractéristiques des dépôts de lit mineur de l'Euphrate.

Les puits 1A à 4A (Fig.6)

a.- Puits 1A

1) Unité 1A.1. Quatre mètres et cinquante centimètres de sédiments limoneux contenant de nombreuses lentilles de graviers d'origine locale et présentant sur toute la hauteur de l'affleurement des structures polyédriques à caractère pédogénétique. Quelques tessons ont été retrouvés jusqu'à 2,5 m de profondeur.

b.- Puits 2A

1) Unité 2A.1. La coupe mise au jour par le creusement du puits 2A est en tout point similaire à celle du puits 1A. Sa profondeur est de 4 m.

c.- Puits 3A

1) Unité 3A.1. Jusqu'à 6 m de profondeur, le puits 3A montre une unité superficielle semblable aux unités 1A.1 et 2A.1. Les traces de pédogenèse atteignent 6 m de profondeur, mais aucun tesson n'a été retrouvé.

2) Unité 3A.2. A partir de 6 m de profondeur, un limon sableux affleure. Il contient des paillettes de micas, mais ne présente aucune structure sédimentaire particulière. Dans sa partie inférieure, il devient plus argileux avec de légères traces de gleyification. Comme en témoigne la présence de micas, le dépôt est très probablement fluvial et a été mis en place par l'Euphrate. Les structures sédimentaires ont disparu sous l'influence probable du battement de la nappe qui aurait aussi provoqué l'apparition des argiles et la gleyification.

d.- Puits 4A

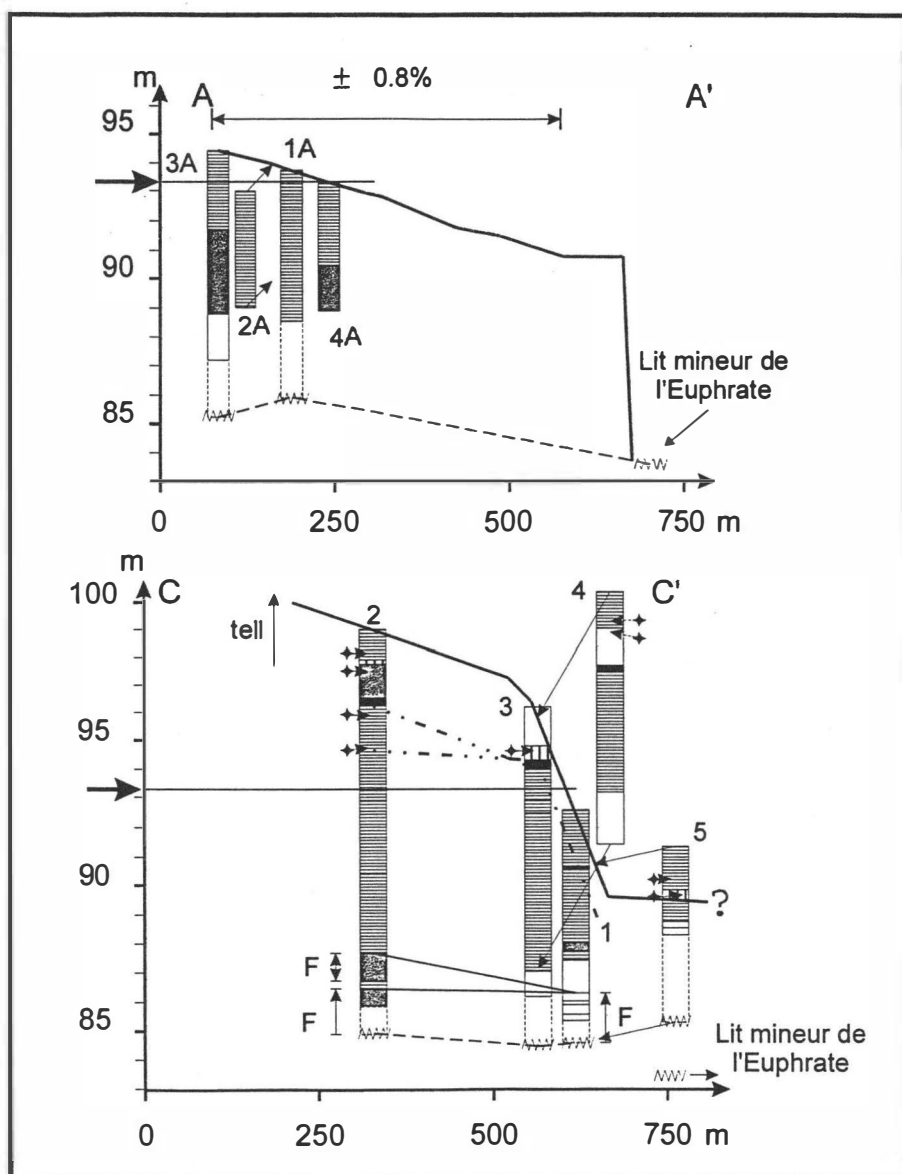
1) Unité 4A.1. La partie supérieure de la coupe est semblable à celle des puits 1A, 2A et 3A., mais elle est moins épaisse.

2) Unité 4A.2. A partir de 3 m de profondeur, des limons affleurent. Leur partie supérieure contient des lentilles caillouteuses d'origine locale. A 3,2 m de profondeur, soit à une altitude de 90,1 m, un tesson d'âge indéterminé a été retrouvé.

Les puits 1 à 5 (Fig.6)

a.- Puits 1

1) Unité 1.1. De la surface à 2 m de profondeur, il s'agit d'une couche limono-caillouteuse sans structure sédimentaire, très hétérométrique, à fraction grossière centimétrique à décimétrique constituée d'éléments locaux de nature calcaire. La matrice limoneuse est très abondante. A la base de cette couche, des moellons disposés de façon régulière et d'origine anthropique constituent, en coupe, une couche pluridécimétrique que l'on ne trouve que sur un secteur de la paroi cylindrique du puits.



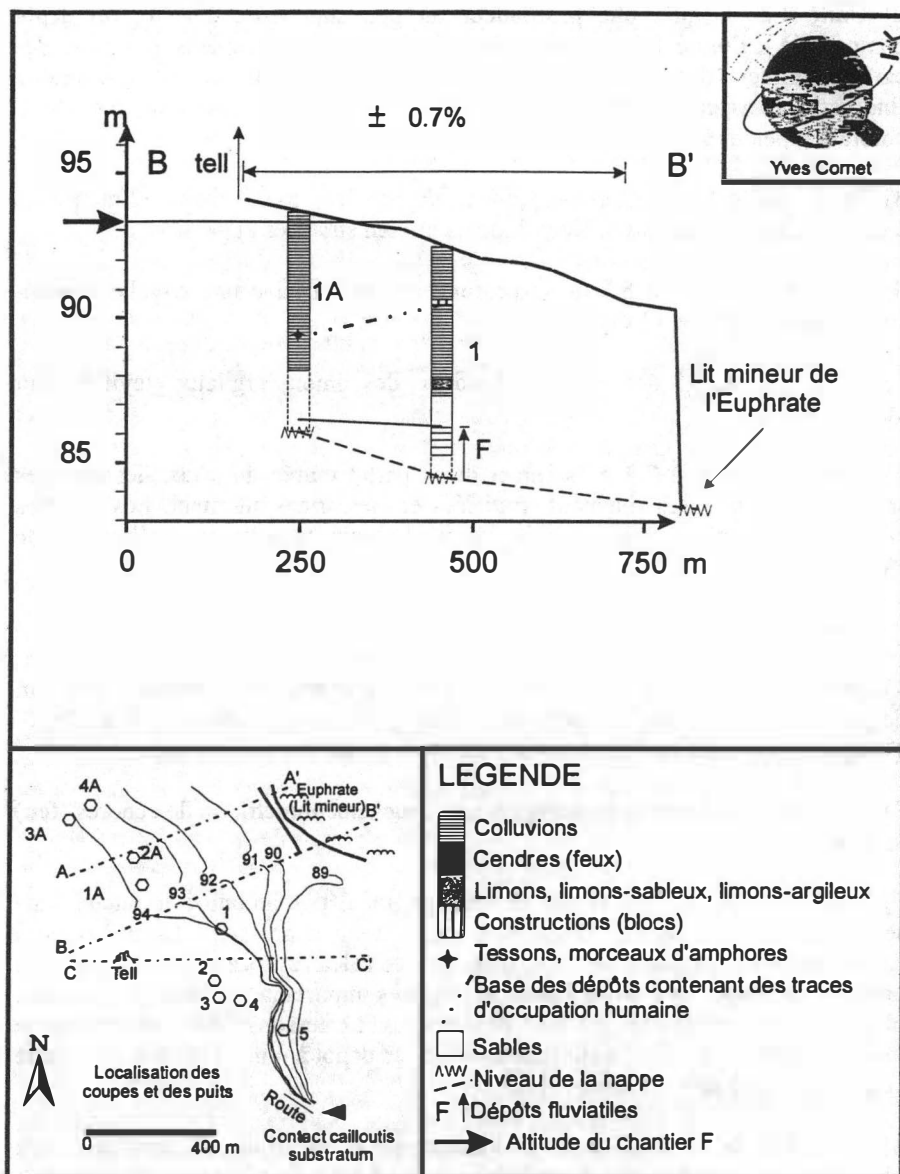


Fig.6. - Synthèse des observations réalisées dans les puits d'Amarna et reportées par projection à altitude constante sur 3 coupes topographiques traversant le cône de déjection du wadi Amarna (Localisation précise sur la figure 2).

2) Unité 1.2. Jusqu'à une profondeur un peu supérieure à 4 m, un dépôt comparable à l'unité 1.1 peut être observé. La fraction limoneuse présente des caractéristiques d'une zone à forte variation saisonnière de l'humidité (indurations, aspect pulvérulent, structures polyédriques, traces de réduction, coloration peu importante).

3) Unité 1.3. De 4 à 4,8 m de profondeur, de nombreuses couches centimétriques à décimétriques de limons sableux indurés et bien stratifiés apparaissent.

4) Unité 1.4. De 4,8 à 5,3 m de profondeur, on retrouve une couche limono-caillouteuse similaire à l'unité 1.1.

5) Unité 1.5. De 5,3 à 6 m de profondeur, des limons argileux gleyifiés sont visibles.

6) Unité 1.6. De 6 à 7,3 m, sommet de la partie murée du puits, des couches sableuses et argileuses finement stratifiées et bien triées alternent. Les couches sableuses présentent une diversité minéralogique typique des alluvions de l'Euphrate.

b.- Puits 2

1) Unité 2.1. Sur 2,45 m d'épaisseur, un dépôt limoneux est identifiable. A 1,1 m de profondeur, un tesson probablement islamique (communication orale du Pr. Ö. TUNCA) et un morceau de tuile byzantine ou romaine ont été retrouvés.

2) Unité 2.2. A 2,45 m de profondeur, une couche centimétrique de cendres (feu) apparaît.

3) Unité 2.3. De 2,5 à 6 m de profondeur, un dépôt limono-caillouteux sans structure sédimentaire, très hétérométrique, à fraction grossière centimétrique à décimétrique constituée d'éléments anguleux de calcaires locaux caractérise cette partie de la coupe. La matrice limoneuse est très importante. Au sein de ce dépôt, plusieurs couches de cendres sont observables. Le tesson d'âge indéterminé le plus profondément enfoui a été retrouvé dans ce dépôt à 4 m de profondeur. Cette couche est semblable à l'unité 1.1.

4) Unité 2.4. De 6 à 8,5 m de profondeur, un dépôt principalement limoneux présentant de nombreuses indurations est mis au jour dans le puits. Des lentilles limono-caillouteuses à fraction grossière locale sont toujours observables mais beaucoup moins fréquentes que dans l'unité 2.3.

5) Unité 2.5. De 8,5 à 11,1 m de profondeur, nous avons observé un dépôt limoneux contenant des éléments grossiers locaux moins volumineux et moins fréquents que plus haut.

6) Unité 2.6. De 11,1 à 12,2 m de profondeur, un dépôt limoneux, bien trié et coloré, contenant notamment des paillettes de micas affleure. Il s'agit de limons mis en place par l'Euphrate.

7) Unité 2.7. A 12,2 m de profondeur, on retrouve une lentille limono-caillouteuse décimétrique d'origine locale.

8) Unité 2.8. De 13 à 14 m de profondeur, des limons-argileux d'origine fluviale probable constituent la base de la coupe du puits 2.

c.- Puits 3

1) Unité 3.1. Remblais.

2) Unité 3.2. A 1,4 m de profondeur, un mur en briques crues repose sur un soubassement de moellons surmontant lui-même un complexe de 3 couches: une couche limoneuse dont le sommet se trouve à 1,85 m de profondeur, une couche de cendres de 1 à 2 cm et une autre couche limoneuse dont la base se trouve à 2,1 m de profondeur.

3) Unité 3.3. De 2,1 à 3,5 m de profondeur, un dépôt limono-caillouteux local du même type que l'unité 1.1 est reconnaissable. A 3,5 m de profondeur, la fraction limoneuse plus abondante présente des structures polyédriques typiques d'un sol.

4) Unité 3.4. De 3,5 à 9,2 m de profondeur, un dépôt limono-caillouteux local du même type que l'unité 1.1 présente une alternance de lentilles à fraction grossière d'abondance variable.

5) Unité 3.5. De 9,2 à 10 m de profondeur, on observe une couche de sables très limoneux à très argileux, très probablement d'origine locale. Elle se caractérise entre autre par de nombreuses traces de réduction et contient du charbon de bois.

d.- Puits 4

1) Unité 4.1. Sur 1,7 m d'épaisseur, un dépôt comparable à l'unité 1.1 apparaît. Il contient de nombreux tessons et, à 1,6 m de profondeur, une lèvre d'amphore romaine ou hellénistique (3^{ème} et 2^{ème} siècle av. J.C.) (communication orale du Pr. Ö. TUNCA) a été retrouvée. A la base de cette unité, on retrouve une couche de

cendres en dessous de laquelle nous n'avons perçu aucune trace d'origine anthropique.

2) Unité 4.2. Jusqu'à 8,8 m de profondeur, il existe un dépôt limono-caillouteux d'origine locale semblable à l'unité 1.1. Jusqu'à 4,3 m de profondeur, ce dépôt renferme de nombreuses traces d'alternances d'humidification et de dessiccation. Les seules structures sédimentaires reconnaissables sont des lentilles plus riches en éléments grossiers.

3) Unité 4.3. A 8,8 m de profondeur, on retrouve le sommet des dépôts de lit mineur de l'Euphrate caractérisés par un cailloutis constitué de galets bien émoussés, décimétriques, bien lavés et de nature pétrographique diversifiée.

e.- Puits 5

1) Unité 5.1. Des dépôts limono-caillouteux du même type que l'unité 1.1 sont visibles sur 2,6 m d'épaisseur. La fraction grossière est composée d'éléments anguleux, de nature calcaire et de dimension centimétrique à décimétrique. Quelques lentilles plus riches en éléments plus grossiers peuvent également être observées. A 1,3 et 1,6 m de profondeur, des tessons d'âge indéterminé ont été retrouvés et, de 1,5 à 1,8 m de profondeur, un soubassement de moellons a été observé sur un secteur de la coupe cylindrique.

2) Unité 5.2. A 2,6 m de profondeur, le dépôt devient plus limoneux et de timides traces de pédogenèse ont été observées. Quelques lentilles caillouteuses locales sont observables jusque 3,2 m de profondeur.

3) Unité 5.3. De 3,2 à 3,4 m de profondeur, un dépôt sableux induré d'origine locale affleure.

4) Unité 5.4. Sous l'unité précédente, un dépôt argilo-limoneux probablement d'origine locale apparaît.

Dans le puits 5, aucun dépôt fluviatile n'a été observé.

INTERPRETATION

Il apparaît clairement sur les figures 3, 5 et 6 qu'il y a interconnexion entre les différents types de dépôts superficiels qui caractérisent la vaste plaine de la rive droite de l'Euphrate entre Jerablus et Amarna depuis le lit majeur actuel jusqu'au pied du versant.

La figure 5 montre l'aspect transversal de cette plaine entre Jerablus et Etch Tcheml. Le fond des puits est toujours creusé dans des dépôts de lit mineur de l'Euphrate dont l'altitude du sommet varie entre 86,2 et 88,3 m. Ce dépôt est couvert d'une couche limoneuse homogène dont l'origine fluviale est certaine à proximité de l'Euphrate (coupe 4B-5B, Fig.5) et dont l'épaisseur augmente curieusement vers le versant. Lorsque l'on se rapproche de celui-ci, on peut observer un dépôt limono-caillouteux colluvial qui repose sur ces limons.



Fig. 7. - Dépôt de type *crevasse - splay* entre Jerablus et Jerablus Takhtani .

Ce dépôt tronque la partie supérieure des limons sous-jacents, tandis que, transversalement, vers l'axe de la vallée, le dépôt limono-caillouteux passe progressivement à un dépôt limoneux riche en carbonates. Elles témoignent certainement d'une prédominance de limons d'origine locale arrivés par ruissellement. Cette disposition rend compte d'une probable simultanéité et peut-être d'une légère postériorité de la mise en place du dépôt colluvial et limoneux local par rapport aux dépôts fluviaux.

Par ailleurs, au niveau du puits 4B, on peut percevoir une passée caillouteuse bien triée d'origine fluviale à proximité de la surface. Cette couche peut également être observée au niveau des puits qui bordent la route Jerablus - Jerablus Takhtani (Fig.7). Cette nappe interstratifiée dans des limons correspond très probablement à un dépôt de rive concave de type *crevasse - splay* (déversement au-delà d'une levée naturelle) dont l'origine est peut-être en relation étroite avec celle de l'importante épaisseur de limons entre Jerablus et Amarna. Cette zone a probablement constitué un bassin d'inondation partiellement barré à l'aval par le développement du cône de déjection du wadi Amarna dont la mise en place est certainement contemporaine du dépôt colluvial décrit plus haut. En effet, la figure 6 montre la même disposition relative des dépôts fluviaux sous les dépôts du cône de déjection qui tronquent les dépôts fluviaux et les réduisent très fortement en épaisseur (puits 1 et 2).

L'hypothèse de l'existence d'un bassin d'inondation dont la partie superficielle est probablement constituée d'un apport relativement important de limons locaux transportés par ruissellement depuis les versants est renforcée par l'aspect quasiment horizontal de la plaine depuis Jerablus jusqu'à Amarna. Cette absence de pente longitudinale ne peut s'expliquer que par un tel processus.

Un autre argument morphologique important en faveur de l'existence de ce bassin d'inondation est la variation longitudinale de l'aspect transversal de la vallée de l'Euphrate en aval de Jerablus par rapport à son aspect en amont (Fig.1). A cet endroit, la vallée s'élargit considérablement. Elle permet donc un étalement des crues et une diminution des vitesses d'écoulement. A hauteur de Jerablus, en rives droite et gauche, on peut remarquer une série d'abrupts découpés dans les limons et séparés par de vastes zones planes qui s'élèvent progressivement en escaliers vers les versants. Ces abrupts témoignent très probablement d'une rétrogradation progressive et d'un recalibrage du lit majeur de l'Euphrate suite à une probable réduction de la différence entre niveau des eaux de crue et d'étiage.

L'altitude relative de ces abrupts vis-à-vis de l'Euphrate ainsi que leur nombre n'a donc aucune signification régionale en terme de terrasse car ils ne

dépendent que de l'avancée par érosion latérale de la nappe d'eau au moment d'une crue particulière en un endroit particulier (Fig.8).

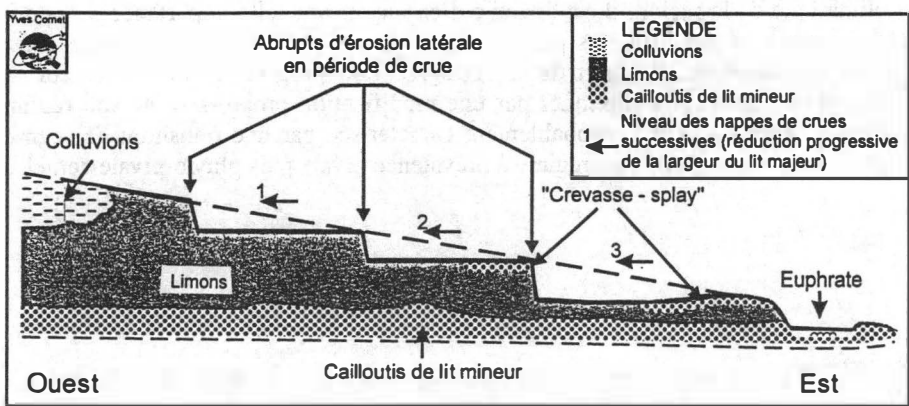


Fig.8. - Profil transversal schématisé dans la plaine alluviale de l'Euphrate (rive droite) à Jerablus; illustration de la réduction progressive de la largeur du lit majeur de l'Euphrate.

Enfin, un argument plus général qui permettrait de suggérer la simultanéité des apports de versant, du wadi Amarna au moment de la mise en place de son cône de déjection et de l'activité d'un vaste bassin d'inondation est l'observation de phénomènes similaires par d'autres chercheurs dans la même région quelques kilomètres en aval (BESANÇON & SANLAVILLE, 1985). La généralisation de tels apport latéraux permet d'expliquer une importante charge en matériel fin de l'Euphrate au moment de ces phénomènes ainsi que l'épaisseur de ses dépôts limoneux. Quelques centaines de kilomètres en aval, OZER (1991) met aussi en évidence un alluvionnement limoneux très épais datant aussi du Bronze ancien.

De plus, le temps de réponse des petits affluents, du ruissellement en nappe et de la solifluxion sur les versants est beaucoup plus court que les crues de l'Euphrate. En principe, quand le maximum de crue est atteint par l'Euphrate, la crue des affluents est terminée. Seuls les matériaux grossiers peuvent persister et les sédiments fins sont alors remaniés par les crues de l'Euphrate. Par ailleurs le régime de l'Euphrate et de ses affluents dans la région n'est pas du tout

semblable et a certainement évolué au cours du Pléistocène supérieur et de l'Holocène.

Si la plupart de ces dépôts a été mise en place après le Bronze ancien donc après 2000 BC, en fonction des connaissances actuelles sur l'évolution paléoclimatique de la région, il est difficile d'expliquer une telle importance d'apports de versants et des affluents par de seules causes climatiques. Une autre cause peut être avancée. Il s'agit de la rétrogradation progressive du lit majeur de l'Euphrate qui peut s'expliquer par une modification progressive de son régime depuis la fin du Würm, probablement caractérisée par une transition de régime glaciaire prédominant à un régime à prévalence nivale puis pluvio-nivale actuel.

CONCLUSION

Il existe encore une série d'interrogations sur la cause de la formation des terrasses de l'Euphrate. Tant que cette cause reste indéterminée, généraliser les résultats obtenus entre Jerablus et Amarna sera impossible. Quoi qu'il en soit, les quelques observations faites jusque Qara Qozak nous permettent de constater que l'Euphrate doit être étudié par tronçons indépendants. Celui qui nous intéresse est compris entre le défilé de Jerablus et celui de Quara Qozak. Ces deux rétrécissements de la vallée constituent des limites hydrographiques et hydrodynamiques nettes dont l'influence sur l'établissement du profil en long est probablement déterminante.

En fonction de ces limites, il est difficile d'intégrer dans notre schéma d'évolution morphologique le comblement Riss QII cité par Besançon et Sanlaville et la concordance entre les niveaux de terrasse reconnus par ces chercheurs et les nôtres est difficile à établir.

Il convient d'attirer l'attention sur trois questions qui restent, actuellement, sans réponse. Premièrement, la position altimétrique et planimétrique des traces d'occupation du Bronze ancien au pied du Tell Amarna et leurs relations avec le wadi Amarna et l'Euphrate ne sont pas tout à fait éclaircies. Deuxièmement, l'évolution des niveaux de crue de l'Euphrate par l'étude des dépôts limoneux entre Jerablus et Amarna ne devrait trouver une explication que par une analyse détaillée des processus d'altération à caractère pédogénétique de ces limons.

Ainsi seulement, la détermination de l'importance relative des apports locaux et fluviaux en fonction de la localisation selon des profils transversaux réalisés de l'amont vers l'aval sera autorisée. Cette compréhension s'avère d'ailleurs nécessaire pour répondre à la première question posée ci-dessus.

Troisièmement, la morphologie de détail du cône de déjection mérite encore une attention particulière qui doit être portée à l'existence d'une dépression comblée de limons située au sud du Tell (Fig.2) et dont l'origine doit être précisée dans le temps et en relation avec les autres processus.

BIBLIOGRAPHIE

BAETEMAN, C., 1980. Geomorphological Features in the Area of Abu Habbah and Tell ed-Der. In: DE MEYER, L. (Ed.). *Tell ed-Der III*. Louvain. pp.15-21.

BESANÇON, J., 1981a. Stratigraphie et chronologie du Quaternaire continental du Proche Orient. In: HUOT, J.-L. (Ed.). *Préhistoire du Levant*. Colloques Internationaux du C.N.R.S., n° 598, Maison de l'Orient, Lyon, 10-14 juin 1980, Paris. pp 33-53.

BESANÇON, J., 1981b. Chronologie du Pléistocène au Levant. In: HUOT, J.-L. (Ed.). *Préhistoire du Levant*. Colloques Internationaux du C.N.R.S. n° 598, Maison de l'Orient, Lyon, 10-14 juin 1980, Paris. pp.145-153.

BESANÇON, J. & SANLAVILLE, P., 1985. Le milieu géographique. In: SANLAVILLE, P. (Ed.). *Holocene Settlement in North Syria. Résultats de deux prospections archéologiques effectuées dans la région du nahr Sajour et sur le haut Euphrate syrien*. BAR International Series ,238, Oxford. pp.7-40.

CORNET, Y., 1993. Les dépôts holocènes de la région d'Amarna (Syrie) et leurs relations avec les traces d'occupations humaines. In: TUNCA Ö.(Ed.), Rapport préliminaire sur la 2e campagne de fouille à Tell Amarna (Syrie). *Akkadica*, 83, 40-45.

DUBERTRET, L., 1966. *Liban, Syrie et bordure des pays voisins. Première partie. Tableau stratigraphique, avec carte géologique au 1/1.000.000*. Notes et Mémoires sur le Moyen-Orient, VIII, Paris, 110 p.

GEYER, B., 1985. Géomorphologie et occupation du sol de la moyenne vallée de l'Euphrate dans la région de Mari. *M.A.R.I.*, 4, Paris, 27-37.

GEYER, B. & MONCHAMBERT, J.-Y., 1987. Prospection de la moyenne vallée de l'Euphrate: rapport préliminaire: 1982-1985. *M.A.R.I.*, 5, Paris, 293-344.

OZER, A., 1991. Prospection géomorphologique dans la région de Terqa, In: TUNCA Ö. (Ed.). Terqa: rapport préliminaire 1987-1989, prospection géomorphologique.

PAEPE, R. & BAETEMAN, C., 1978. The Fluvial System between Tell ed-Der and Tell Abu Habbah. In: DE MEYER, L. (Ed.). *Tell ed-Der II*. Louvain. pp 37-56.

SANLAVILLE, P., 1981a. Stratigraphie et chronologie du Quaternaire marin au Levant. In: HUOT, J.-L. (Ed.). *Préhistoire du Levant*. Colloques Internationaux du C.N.R.S, n° 598, Maison de l'Orient, Lyon, 10-14 juin 1980, Paris. pp.21-31.

SANLAVILLE, P., 1981b. Chronologie de la fin du Pléistocène et de l'Holocène au Levant. In: HUOT, J.-L. (Ed.). *Préhistoire du Levant*. Colloques Internationaux du C.N.R.S, n° 598, Maison de l'Orient, Lyon, 10-14 juin 1980, Paris. pp.155-161.

REMERCIEMENTS

Nous remercions le F.N.R.S. qui a couvert nos frais de transport vers la Syrie. Nous remercions également le Pr. Ö. TUNCA ainsi que les membres des différentes missions à Amarna qui ont facilité nos recherches sur le terrain.

PROSPECTIONS ARCHEOLOGIQUE ET GÉOMORPHOLOGIE DANS LA REGION DE TERQA (VALLEE DE L'EUPHRATE, SYRIE). ETUDE DE TERRAIN ET APPORT DE LA TELEDETECTION

Archaeological prospecting and geomorphology
in the Terqa area (Euphrates valley, Syrie).
Field survey and contribution of remote sensing

A. OZER* & D. CLOSSON*

ABSTRACT

In a region of the desertical world as the Euphrates Valley in Syria, geomorphology can lend its support to the interpretation of prehistorical sites and eventually to their survey. The situation of the most recent sites in the midst of a river-plain (tells) puts them at the mercy of meander shifting. Owing to the archaeological inventory of the successive alluvial sheets, alternating human settlements and geomorphological degradations can be followed up. Besides a cartography perhaps less accurate but more up-to-date and richer in landmarks unavailable on other maps, remote sensing images give a diachronous view of meanders and alluvial sheets. With the help of remote sensing, disappearing linear constructions such as old channels can also be located. SPOT 2 images are useful for this kind of survey.

RESUME

Dans une région du monde désertique comme la vallée de l'Euphrate en Syrie, la géomorphologie peut apporter son concours dans l'interprétation des sites préhistoriques ainsi que dans une prospection éventuelle. La situation des sites les plus récents (tells) au sein d'une plaine alluviale les met à la merci des déplacements du fleuve et de ses méandres. Grâce à l'inventaire archéologique des nappes alluviales successives, il est possible de suivre l'alternance des établissements humains et de leur dégradation géomorphologique. L'imagerie satellitaire, outre une cartographie moins précise mais plus actuelle et riche en repères absents sur les cartes traditionnelles, fournit une étude diachronique des méandres avec une identification des différentes nappes alluviales ainsi qu'un repérage des constructions linéaires (anciens canaux) en voie d'oblitération. Les images de SPOT 2 semblent les plus aptes à fournir les renseignements souhaités.

* Laboratoire de Géomorphologie et Télédétection, Institut de Géographie, Université de Liège, Sart-Tilman, allée du 6-Août, 4000 Liège, Belgique.

Dans le cadre d'une collaboration avec la Mission Archéologique Française à Ashara-Terqa et le service d'Assyriologie et Archéologie de l'Asie antérieure de l'Université de Liège, le Laboratoire de Géomorphologie et de Télédétection de la même université a été chargé d'étudier, au départ d'indices géomorphologiques, l'évolution de l'Euphrate au cours du Quaternaire et plus spécialement pendant l'Holocène dans le secteur de Tell Ashara, l'antique Terqa.

Les résultats présentés ci-après sont fondés sur les observations réalisées au cours d'une première mission effectuée en octobre 1989 (A. OZER). Le secteur étudié se situe à l'est de la Syrie, dans la vallée de l'Euphrate, à environ 50 km au sud de la ville de Deir-ez-Zor, quelques kilomètres à l'aval du confluent de l'Euphrate et du Khabour.

Par la suite, en 1996, une étude de faisabilité a été réalisée dans ce même secteur en vue d'évaluer les potentialités offertes par les images satellitaires en matière de prospection archéologique et géomorphologique tant dans le domaine du visible (SPOT) que du radar (ERS 1).

OBSERVATIONS DE TERRAIN (mission de 1989).

La plaine de l'Euphrate se présente, grâce au sol constitué de limons de crue et grâce à l'irrigation, comme une oasis de verdure bordée de deux plateaux subdésertiques (précipitations inférieures à 150 mm/an).

L'image satellitaire de Landsat 1, prise le 18 novembre 1973 (Fig.1), montre clairement cette opposition entre la plaine et les plateaux de la Djézireh à l'est et de la Shamiyeh à l'ouest, plateaux qui la dominent de quelques dizaines de mètres. La plaine de l'Euphrate se présente comme une bande rectiligne en grand, comme un immense couloir linéaire où méandre et a méandré l'Euphrate. La comparaison avec la carte géologique de la Syrie et des régions voisines dressée par PONIKAROV en 1967 montre que le tracé rectiligne de la plaine de l'Euphrate sur près de 100 km, depuis la frontière de l'Iraq jusqu'à l'amont de Deir-ez-Zor, se surimpose à une faille de plus grande ampleur encore, l'*Euphratian Fault*, longue de près de 200 km et orientée NO-SE.

Il importe, par ailleurs, de souligner que si la plaine de l'Euphrate se localise, à hauteur de Terqa vers 187 m (Fig.1), le plateau occidental ou la Shamiyeh qui est mollement ondulé, presque horizontal, est situé à l'altitude quasi constante de 230 m, alors que le plateau oriental de morphologie fort semblable culmine vers 210 m. Cette différence d'une vingtaine de mètres entre ces deux plateaux développés dans des formations néogènes évaporitiques subhorizontales ne peut s'expliquer que par l'action d'une tectonique récente.

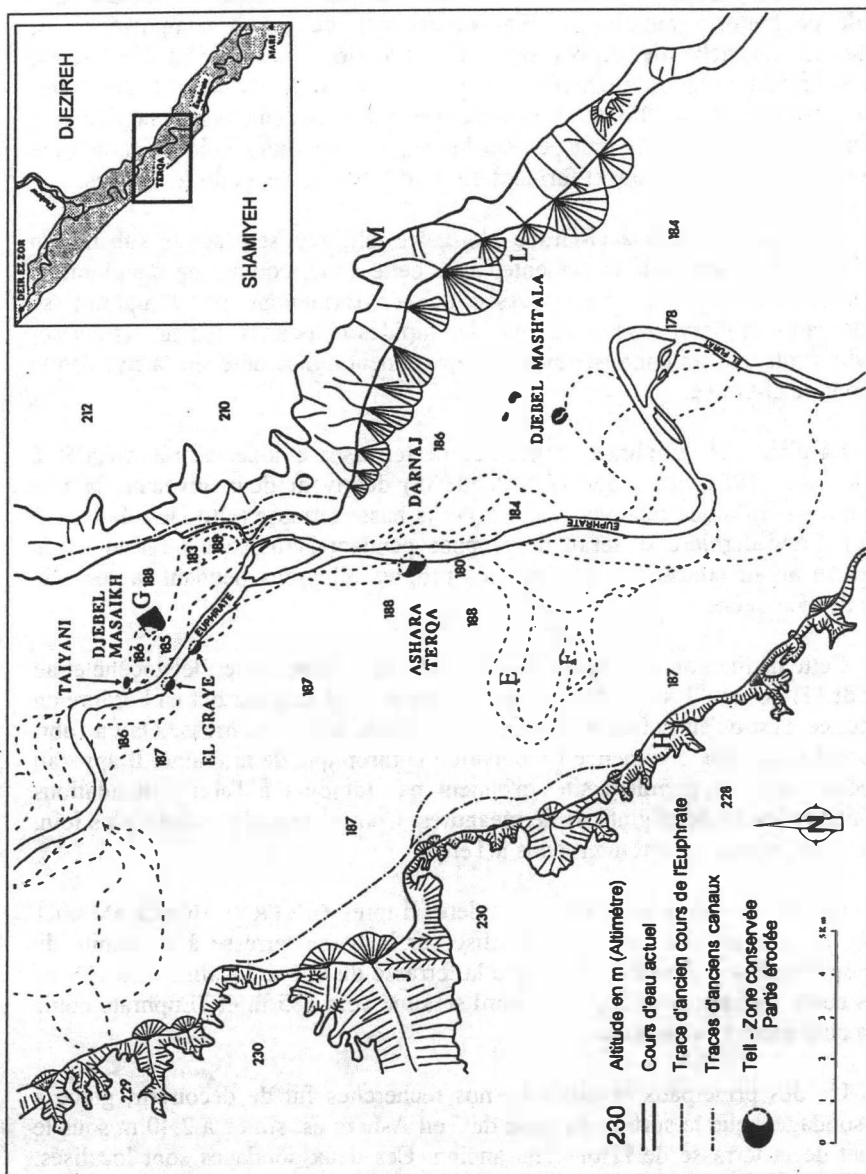


Fig.1 - Schéma géomorphologique de la région de Terqa (d'après OZER, 1996).
Les lettres se rapportent à des phénomènes repérés sur les photos satellitaires (Fig. 6 & 7).

L'opposition entre les deux plateaux se remarque encore dans la morphologie de leur rebord. Alors que la bordure du plateau occidental est constituée d'un abrupt net, interrompu seulement par des replats structuraux et précédé de buttes - témoins, le plateau oriental, de même composition, est flanqué en revanche de dépôts fluviatiles grossiers indurés. Sa bordure se présente en pente régulière séparée de la plaine par un glacis formé de ces cônes coalescents. Des dépôts fluviatiles pléistocènes gisent également sous la plaine de l'Euphrate. Localement, ils transpercent les nappes alluviales holocènes, comme au nord du Djebel Mashtala, et forment des buttes hautes de quelques mètres.

A Taiyani comme à el-Grayé Nord, les tells reposent sur le substratum induré du Pléistocène qui se présente, dans cette zone, comme un conglomérat particulièrement résistant. La traversée de ces formations par l'Euphrate se marque, entre el-Grayé et Taiyani, par des rapides mais aussi par un rétrécissement du lit majeur qui contraste avec l'élargissement qui se note sur la rive droite à l'amont de el-Grayé.

La plaine de l'Euphrate est formée de terrasses holocènes. BESANÇON & SANLAVILLE (1981) ainsi que GEYER (1985) décrivent deux niveaux: la très basse terrasse (altitude relative : 1 à 3 m) et la basse terrasse (altitude relative : 3 à 5 m). Cette dernière se serait développée pendant l'Holocène inférieur, puis l'Euphrate aurait creusé son lit dans ses propres alluvions pendant la seconde partie de l'Holocène.

Cette distinction est importante, car alors que, pendant le Pléistocène et au début de l'Holocène, les installations humaines se localisent surtout en bordure du plateau, ce n'est qu'au milieu de l'Holocène, lorsque la basse terrasse était à l'abri des inondations, que commence l'occupation anthropique de la plaine. Il apparaît cependant que ces premiers sites n'étaient pas toujours à l'abri d'inondations exceptionnelles ou de migrations de méandres. Comme nous le verrons plus loin, ces deux phénomènes sont intervenus à Terqa.

Le site de Terqa peut être considéré, d'après GEYER & MONCHAMBERT (1987), comme un site classique, localisé sur la basse terrasse à proximité du cours de l'Euphrate. En effet, alors que la terrasse du tell se localise vers 188 m, la très basse terrasse développée au nord se situe vers 185 m et l'Euphrate coule trois à cinq mètres en contrebas.

Un des principaux résultats de nos recherches fut de découvrir, grâce à deux sondages, que la surface de base du Tell Ashara est située à 2,40 m sous le sommet de la terrasse de l'Holocène ancien. Ces deux sondages sont localisés, d'une part, au bord sud du tell et, d'autre part, sur le flanc oriental érodé, en bordure de la plaine alluviale. Il apparaît donc que le sol est surmonté de 2,40 m de limon de crue. Cela suppose que, depuis la fondation de Terqa, des inondations exceptionnelles se sont poursuivies, envahissant la terrasse de l'Holocène inférieur en y déposant de nouvelles alluvions. Comme le début de Terqa semble se situer, d'après les datations archéologiques, vers 3000 av. J.-C.,

on peut donc avancer une vitesse de sédimentation de l'ordre de 0,5 mm/an. Une telle observation est importante, car elle suppose que bon nombre de sites moins développés que Terqa seraient aujourd'hui enfouis sous les alluvions. Cette observation permet aussi de mieux évaluer l'extension verticale possible des fouilles à Terqa.

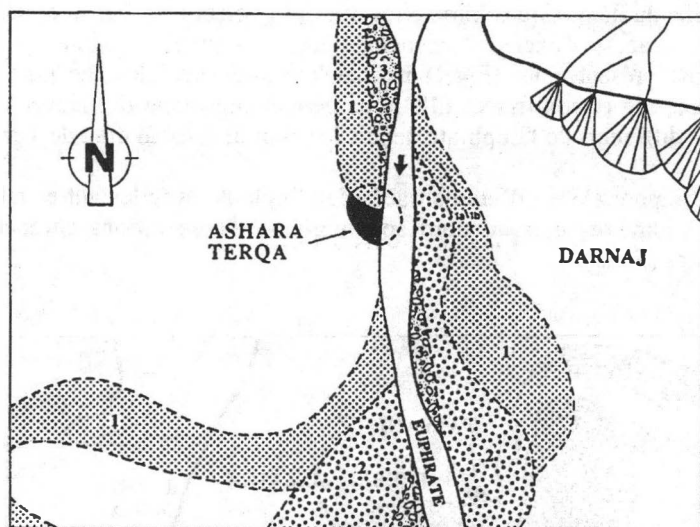


Fig.2. - Schéma morphologique à proximité de Terqa (d'après OZER, 1996).
1, 2, 3: stades successifs de la très basse terrasse.

Par ailleurs, l'observation géomorphologique des versants du tell Ashara (Fig.2) met en évidence trois secteurs :

- a). les bordures occidentale et méridionale de forme convexe ;
- b). la bordure nord - orientale, abrupte et de forme légèrement concave, bordée à son pied par une terrasse de l'Euphrate ;
- c). la bordure orientale rectiligne, abrupte et bordée par la terrasse la plus récente de l'Euphrate.

Au vu de ces données, il paraît évident que le tell de Terqa a subi deux phases d'érosion, une première qui aurait entamé le secteur nord-oriental suite au développement de l'érosion latérale d'un méandre qui migrait vers le sud-ouest.

Enfin, la seconde phase, beaucoup plus récente, aurait érodé la partie orientale du tell et serait responsable du versant abrupt proche du pont qui relie actuellement les deux rives. Une reconstitution du tell laisse supposer que celui-ci devait vraisemblablement avoir perdu plus du tiers de sa superficie. Les reconstitutions du plan de la ville doivent tenir compte de cette évolution. Comme GEYER & MONCHAMBERT (1987) signalent un abandon du site de Terqa

au Bronze Récent, soit entre 1600 et 1200 av. J.-C., il est possible que cet abandon soit en relation avec la première phase d'érosion.

Pour mieux comprendre l'évolution du site et essayer de dater les phases d'érosion, il était indispensable de cartographier l'évolution du cours de l'Euphrate pendant la période d'occupation de la plaine. Aussi, le secteur d'étude a-t-il été étendu de quelques kilomètres afin qu'y soient repérées terrasses, levées naturelles, traces d'anciens chenaux. La cartographie géomorphologique schématique présentée ici (Fig.1) n'est qu'une première ébauche qui doit être affinée, précisée et confirmée. Elle nous permet cependant de relever au moins trois cours différents de l'Euphrate depuis le début de l'installation de Terqa.

Les rapports des différents tracés de l'Euphrate avec les autres tells situés quelques kilomètres plus au nord sont porteurs d'observations chronologiques intéressantes (Fig.3).

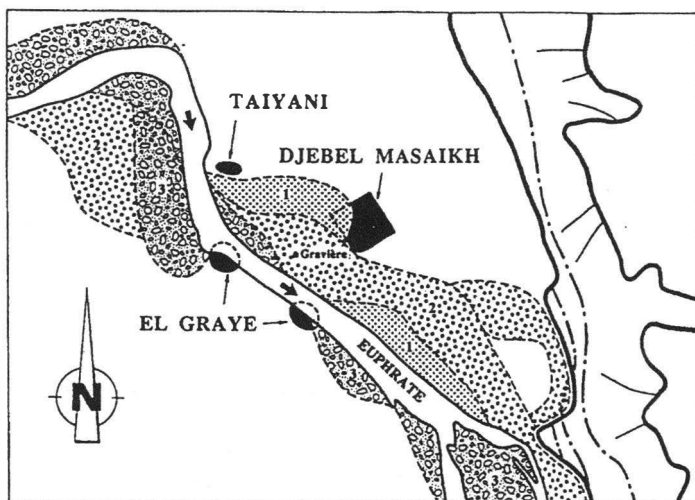


Fig.3. - Schéma morphologique à proximité d'el-Grayé et de Taiyani (d'après OZER, 1996).
1, 2, 3: stades successifs de la très basse terrasse.

Il apparaît ainsi que les deux tells d'el-Grayé auraient également subi des phases érosives sur leur flanc nord-oriental. Par contre, en rive gauche, le tell Taiyani, localisé sur la bordure convexe d'un méandre de l'Euphrate, aurait été préservé de cette activité destructrice. Ce n'est pas le cas du Djebel Masaikh. Ce "tell" de forme quadrangulaire est tout à fait différent des autres dont la forme initiale est tronconique. Sa partie occidentale a été complètement érodée par un ancien méandre de l'Euphrate. En témoignent : la bordure concave de l'ancien

méandre et le développement d'une terrasse. Ce tell est considéré par GEYER et MONCHAMBERT comme assez récent. Ils en placent le début probable de l'occupation au Bronze Récent, mais relèvent une période d'abandon pendant l'époque séleuco-parthe/byzantine. On peut donc affirmer que cette phase d'érosion est certainement postérieure au Bronze Récent et peut-être même contemporaine de la phase d'abandon mentionnée.

Par ailleurs, la terrasse développée sous le Djebel Masaikh est, à son tour, recoupée par un autre tracé qui s'étend vers le sud-est. Dans une gravière où sont exploitées les alluvions de cet ancien tracé, nous avons récolté plusieurs morceaux de brique cuite de taille décimétrique fortement émoussés. Par leur présence au sein des alluvions, ils témoignent de l'âge historique de ces dépôts. Comme cette gravière se situe à proximité de quatre tells, il était malaisé de préciser dès l'abord leur origine. Aussi avons-nous réalisé deux roses d'orientation de galets afin de déterminer le sens et la direction de l'Euphrate au moment du dépôt (Fig.4). La disposition des cailloux, qui présentent une orientation NO-SE et un pendage largement majoritaire vers l'ouest, suggèrent que l'Euphrate s'écoulait, en cet endroit, vraisemblablement d'ouest en est et que les briques provenaient de l'érosion du Tell el-Grayé Nord, tell qui aurait été abandonné depuis le Bronze Récent. Cette information est aussi utile car elle nous donne une limite inférieure pour la datation de ces dépôts.

Vers l'est, ce même niveau de terrasses présente un développement considérable au nord de Darnaj (Fig.1) où il se marque de façon très nette dans le paysage par un large méandre occupé par des marécages. L'érosion latérale de ce méandre a recoupé le versant du plateau de la Djézireh, développé sur les dépôts alluvionnaires quaternaires indurés. Cependant, en cet endroit, il a recoupé un ancien chenal artificiel, que nous appellerons ici "Nahr Daourin 1" (Fig.5). Dans les alluvions comblant ce canal, nous avons relevé plusieurs coquillages fluviatiles (datées par C^{14} de 1600 ± 300 années B.P., UCL 344) mais aussi des tessons de céramique attribués à l'époque islamique. Il est donc vraisemblable que ce tronçon de chenal interrompu fonctionnait toujours à l'époque, sans préjuger de son antériorité. La migration du méandre vers l'est a donc rendu cette partie du canal inutilisable, ce qui aurait entraîné son abandon. Cet événement aurait donc eu pour conséquence le creusement d'un canal plus large, situé plus à l'est et en contre-haut, à l'abri de tout changement de cours de l'Euphrate. Ce deuxième canal est actuellement connu sous le nom de Nahr Daourin et il sera désigné comme "Nahr Daourin 2". Des coupes dans les alluvions de ce nouveau chenal nous ont permis de récolter d'autres débris de l'époque islamique. Cela suppose donc que l'abandon du premier chenal et le creusement du second dateraient de l'époque islamique. Aucun indice ne nous permet cependant de dater le premier chenal.

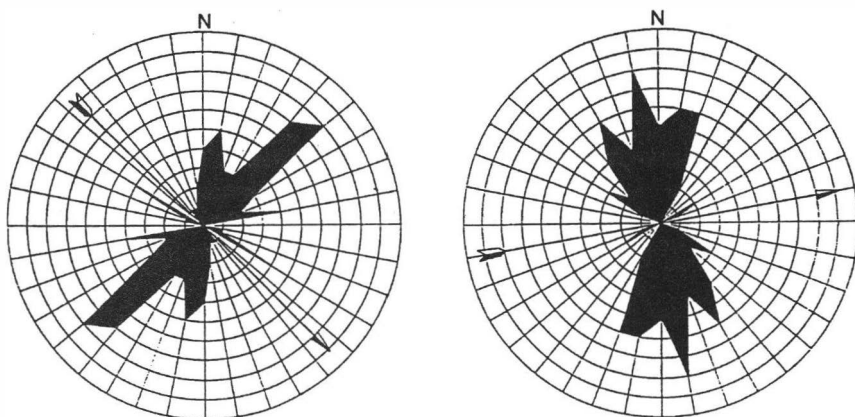


Fig.4. - Roses d'orientation des galets dans la gravière du sud de Taiyani. La flèche indique le sens probable du paléo-écoulement de l'Euphrate (d'après OZER, 1996).

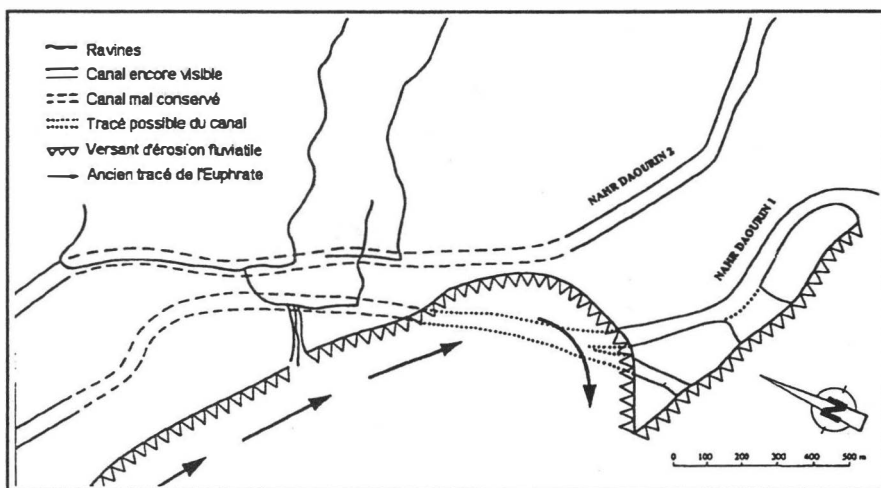


Fig.5. - Schéma morphologique soulignant le rapport entre l'Euphrate et le Nahr Daourin.

Conclusions de la mission de terrain

De l'ensemble de ces observations, on peut relever l'existence de trois tracés historiques principaux de l'Euphrate. Un premier, responsable de l'érosion du nord-est de Terqa ainsi que de l'ouest du Djebel Masaikh. Ce dernier daterait peut-être du début de notre ère et serait aussi matérialisé dans le paysage par la rupture de pente développée au nord de Terqa entre les deux terrasses holocènes ainsi que, sur la rive gauche, par la dénivellation précédant la terrasse de Darnaj.

La seconde phase qui a certainement érodé el-Grayé Nord, mais qui a aussi interrompu le premier chenal du Nahr Daourin, serait contemporaine de la période islamique.

Quant à la dernière phase, elle aurait entamé la partie orientale de Tell Ashara et daterait des derniers siècles comme le montrent par ailleurs les premiers relevés exécutés par une mission française en 1922.

Aujourd'hui, l'Euphrate n'atteint plus le pied du Tell Ashara dont il est séparé par une très basse terrasse. Il est vraisemblable qu'il s'agit d'une conséquence de la régularisation du débit du fleuve à la suite de la construction, en amont, du barrage de Tabqa.

APPORT DES DONNEES SATELLITAIRES

Les documents suivants ont servi de base à cette étude :

ANNEE	DENOMINATION	ECHELLE/RESOLUTION
1922	Carte de la mission de reconnaissance sur l'Euphrate par l'Armée française	1/20000
1942	Carte topographique britannique	1/200000
1963	Carte géologique - URSS	1/200000
1965	Carte topographique syrienne	1/25000
1973	Image Landsat-1 MSS - USA	80m
1991	Image Spot-2 - France	10m
1995	Image R.O.S. ERS-1 - Agence Spatiale européenne	12,5m

Afin de cerner l'aide que peuvent apporter les images satellitaires à une prospection archéologique assistée par la géomorphologie dans une région désertique telle que la vallée de l'Euphrate en Syrie, les observations de terrain (1989) ont été comparées aux données fournies par deux types d'imagerie satellitaire: a) l'image panchromatique de SPOT-2 (1991) et b) l'image radar R.O.S. du satellite E.R.S.1 (1995).

En outre, afin de pouvoir étudier l'évolution rapide de certains phénomènes comme des changements de cours de l'Euphrate, divers documents cartographiques ont été comparés et remis à la même échelle après géo-référencement.

Comparaison entre les données ERS-1 (1995) (Fig.6) et les observations de terrain (1989) (Fig.1)

La figure 6 présente une partie de l'image ERS1 prise le 10 octobre 1995. La scène peut être découpée en trois ensembles relativement homogènes du point de vue textural, à savoir : la plaine alluviale (gris foncé) parcourue par l'Euphrate (A); le plateau oriental (gris clair) dénommé *Djezireh*; le plateau occidental (gris moyen) appelé *Shamiyeh*.

Les sites importants de notre étude ont été mis en évidence, soit : El Ashara (anc. Terqa) et les ruines de Doura Europos. Le pont "provisoire" d'El Ashara (B) constitue un point de référence immédiatement identifiable.

Un certain nombre d'éléments anthropiques s'individualisent au sein de la plaine alluviale comme les routes, carrefours (C) et axes d'irrigation. Les zones d'aménagement programmé (D) sont bien visibles grâce au réseau serré de canaux d'irrigation. Sont également reconnaissables un certain nombre d'axes d'écoulement de l'Euphrate, aujourd'hui inactifs (E), et d'anciens méandres recoupés dans lesquels séjourne encore de l'eau (F). Le tell Jebel Masaikh apparaît distinctement avec sa forme presque quadrangulaire caractéristique (G).

Le plateau (occidental) de *Shamiyeh* est délimité par un abrupt (H). Les cartes topographiques nous renseignent une hauteur de l'ordre d'une quarantaine de mètres. Des taches (I), visibles notamment autour de Doura Europos, mitent localement la surface. Il s'agirait de dépressions karstiques associées aux évaporites sous-jacentes. Trois wâdis (J) de plusieurs kilomètres de largeur se sont incisés dans le plateau. Les ravins sis au pied de l'enceinte de Doura Europos révèlent la présence de l'antique cité (K).

Le plateau (oriental) de la *Djézireh* ne présente pas d'abrupt. Le passage vers la plaine alluviale s'effectue via un glaciais constitué de cônes coalescents Il est clairement circonscrit par la limite des cultures irriguées d'une part (L) et une zone plus sombre figurant la rupture de pente (M) d'autre part. On notera qu'une autre limite (N), affecte encore le plateau. Les archéologues auront l'attention

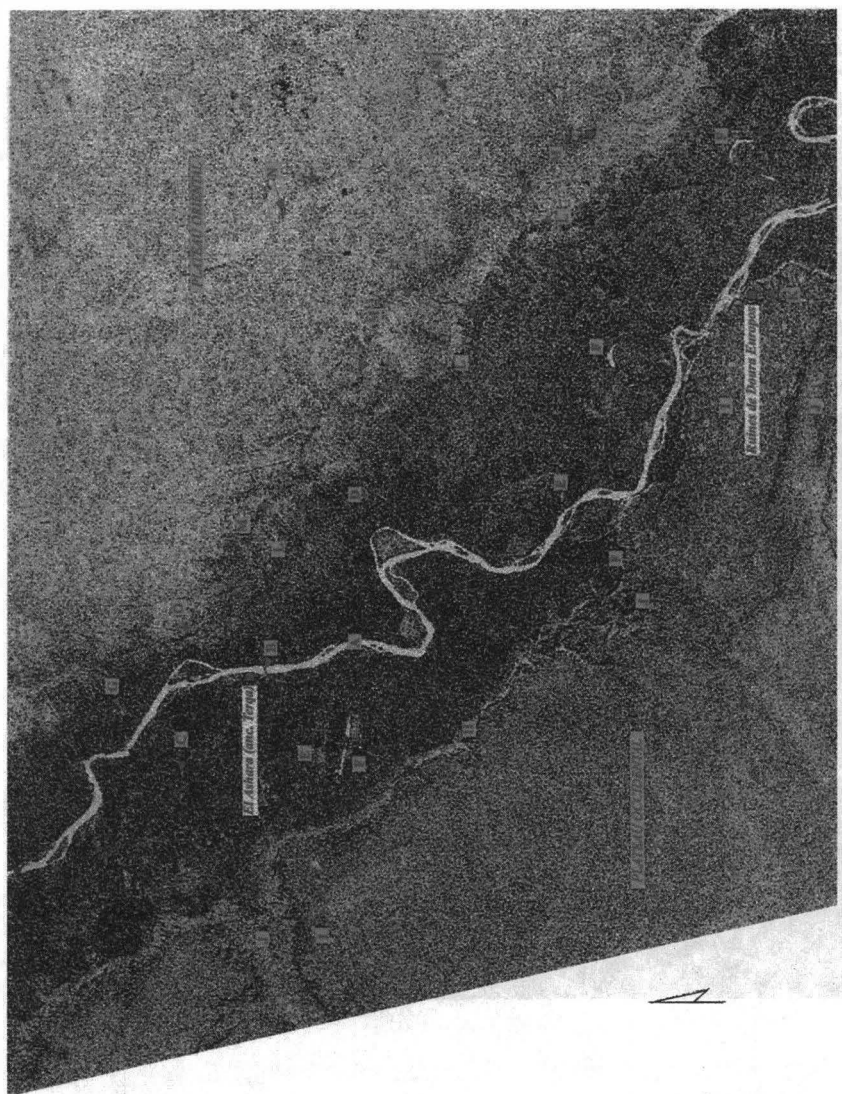
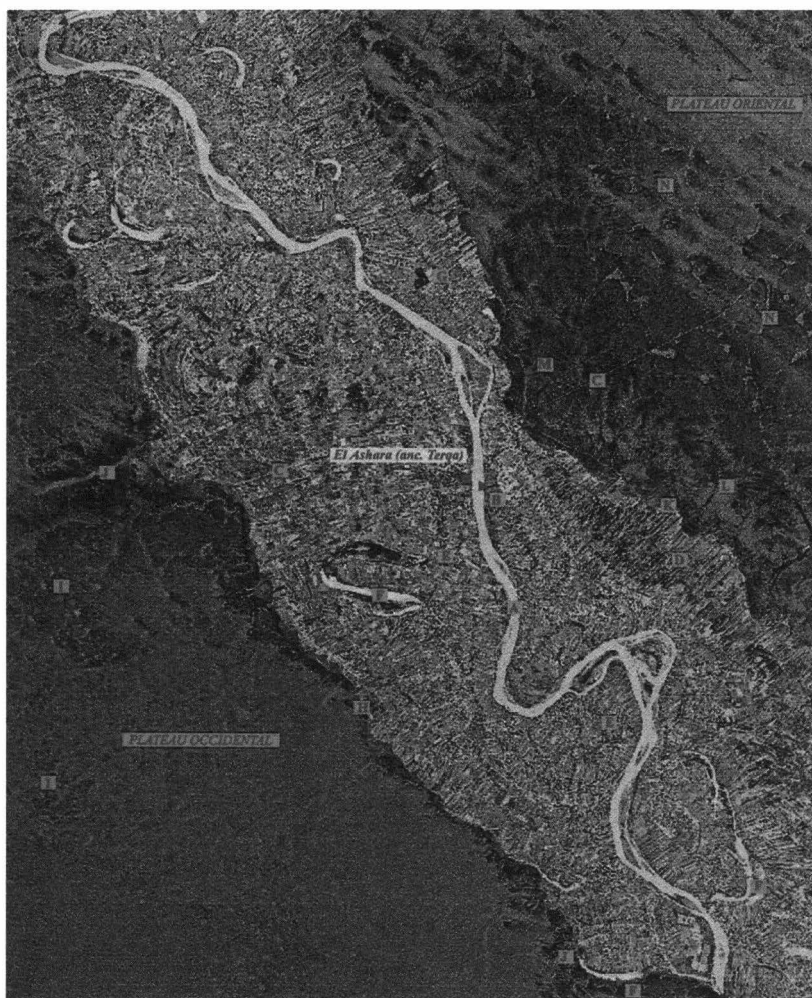


Fig. 6. - Sous-scène de l'image ERS-1 du 10 octobre 1995 (ESA AO2.B1.11). Pour la signification des lettres, voir le texte.



0Km 5Km



Fig.7. - Sous-scène d'une image panchromatique SPOT-2 du 1 juillet 1991. Pour la signification des lettres, voir le texte.

attirée par la tranchée du Nahr Daourin (considérée comme un canal de navigation ou d'irrigation du II^{ème} ou III^{ème} millénaire). Elle apparaît assez clairement en (O), mais aucun prolongement n'est identifiable.

Comparaison entre les données SPOT-2 (1991) et les observations de terrain (1989)

La sous-scène de la figure 7 couvre une surface plus petite que celle de ERS1. Au sud, l'image est limitée à la partie septentrionale du plateau de Doura Europos. Les éléments identifiés précédemment apparaissent beaucoup plus distinctement et peuvent être d'avantage nuancés. Une très grande richesse d'informations caractérise les trois zones précédemment décrites.

La plaine alluviale est traversée par son fleuve (A). Celui-ci n'a, apparemment, pas connu de changements notables depuis 1991. Le pont métallique d'El Ashara (B) est invisible à l'échelle considérée. Le contour des zones habitées est, quant à lui, beaucoup plus apparent. D'une manière générale, les voies de communication et le réseau d'irrigation apparaissent distinctement (C). Les zones d'aménagement programmé (D) sont, comme pour l'image de ERS1, bien visibles avec le réseau serré de canaux d'irrigation. Les traces d'anciens écoulements (E) sont plus perceptibles et remarquablement soulignées par le parcellaire agricole. Les anciens méandres, encore emplis d'eau, sont plus nombreux et mieux délimités. Le tell Jebel Masaïkh (G) est également visible.

La surface du plateau de Shamiyeh, délimité par un abrupt (H), est moins homogène. Les taches subcirculaires relevées sur la scène "radar" sont plus nombreuses (I) et soulignent clairement la présence de phénomènes géomorphologiques variés d'une ampleur non soupçonnée précédemment. Deux des trois wâdis (J) sont également visibles.

Le glacis délimitant la Djézireh est bordé par la limite des champs irrigués (K) ainsi que par le pourtour du plateau oriental (L). Toute la complexité du réseau hydrographique affectant celui-ci est clairement présentée. Le Nahr Daourin (M) est très visible ainsi que le méandre qui l'a recoupé (nord). L'allure de la surface du plateau se distingue totalement de celle présentée par la scène de ERS1. Un grand nombre de formes complexes (N), probablement héritées de phénomènes d'érosion fluviale, affectent la surface de la Djézireh. Une "ombre" souligne ces structures : il pourrait s'agir de dépôts éoliens sédimentés à l'arrière de ces éléments qui se comporteraient ainsi comme des obstacles aux vents dominants.

Evolution d'un tronçon de l'Euphrate à hauteur de Doura Europos

La figure 8 présente un exemple de superposition réalisée dans le but d'analyser l'évolution d'un méandre. Le tracé de principe de l'Euphrate en 1942 et son contour en 1965 sont reportés sur l'image de ERS-1 (1995). La plage sombre située au nord du méandre actuel correspond à l'endroit où le lit de

l'Euphrate passait en 1942. En un demi-siècle, le méandre a migré vers le sud-sud-ouest puis vers l'est.

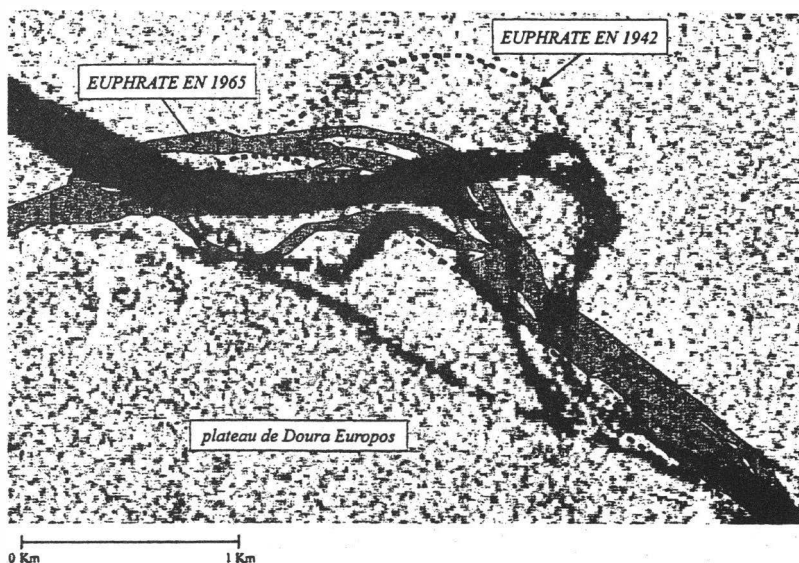


Fig.8. - Etude diachronique d'un tronçon de l'Euphrate à hauteur de Doura Europos. Superposition sur une sous-scène ERS-1 (10/10/95) des tracés de l'Euphrate au départ de la carte topographique britannique de 1942 et de la carte topographique syrienne de 1965.

En outre, l'intérêt d'une telle superposition permet, pour l'ensemble de la vallée, de tracer une courbe enveloppe limitant la zone de déplacement des méandres depuis 1942 et d'en déduire une surface à l'intérieur de laquelle il ne convient pas de prospecter dans le domaine archéologique puisque l'Euphrate a tout érodé.

CONCLUSION

Les sites archéologiques situés dans la plaine alluviale de l'Euphrate ont été à plusieurs reprises menacés par le déplacement des méandres. L'inventaire archéologique des différentes nappes alluviales permet de situer l'époque de la dégradation voire de l'abandon de ces sites.

Le croisement des images avec des données thématiques (courbe de niveau, limites géologiques, etc.) permet d'ajuster et/ou de compléter des

informations (le prolongement du canal Nahr Daourin) et d'effectuer des prévisions (migration de méandres).

Les images satellites sont rarement d'une utilité directe dans les travaux de terrain du fait de leur échelle. Elles fournissent cependant des spatiocartes qui donnent un autre point de vue que les cartes topographiques généralement utilisées. En fournissant des données originales, elles contribuent à améliorer la réflexion sur le problème de la localisation de sites à prospecter.

Des deux capteurs analysés (AMI SAR de ERS1 et HRV de SPOT2), celui du satellite SPOT2 fournit les images qui conviennent le mieux pour cet usage. L'étude est cependant beaucoup trop limitée pour diminuer la valeur des images « radar ». En effet, seule la partie du spectre électromagnétique utilisée par l'AMI SAR (bande C) de ERS1 a été utilisée. Dans l'étude de certaines régions désertiques, les capteurs utilisant la bande L (p. ex. expérience SIR A) ont fourni de meilleurs résultats que les capteurs micrométriques (« visibles »). La variation de l'angle d'incidence des ondes (possible avec le satellite RADARSAT) pourrait également modifier les résultats que nous avons obtenus.

REMERCIEMENTS :

Nous tenons à remercier vivement les personnes et organismes qui ont soutenu ce projet :

1) L' E.S.A. pour la fourniture gracieuse de six images ERS1 dans le cadre de l'appel d'offre AO2-B111;

2) Les S.S.T.C. et en particulier à Mmes A. OSTERRIETH et B. DECADT du Département de Télédétection, pour l'obtention d'une image SPOT et des crédits pour mener à bien cette recherche;

3) Le Service d'Assyriologie et d'Archéologie de l'Asie Antérieure de l'Université de Liège, dirigé par le professeur Ö. TUNCA ainsi que le Dr. O. ROUAULT, maître de conférence au Collège de France (Paris) et directeur des Fouilles Archéologiques de Terqa.

4) Le professeur C. VITA FINZI de l'University College of London qui a aimablement fait réaliser la datation au C¹⁴ des coquillages du Nahr Daourin 1.

BIBLIOGRAPHIE

Anonyme, 1988. *Une mission de reconnaissance de l'Euphrate en 1922*. Première partie: les cartes. Publications de l'Institut français de Damas, 132.

BESANÇON, J. & SANLAVILLE, P., 1981. Aperçu géomorphologique sur la vallée de l'Euphrate syrien, *Paléorient* 7, 2, 5-18.

GEYER, B., 1985. Géomorphologie et occupation du sud de la moyenne vallée de l'Euphrate dans la région de Mari, *M.A.R.I.* 4, p. 27-39.

GEYER, B., 1990. Aménagements hydrauliques et terroir agricole dans la moyenne vallée de l'Euphrate. In GEYER B. (Ed.). *Techniques et pratiques hydro-agricoles traditionnelles en domaine irrigué*. BAH 136, Paris, p. 63-85.

GEYER, B. & MONCHAMBERT, J.Y., 1987. Prospection de la moyenne vallée de l'Euphrate : Rapport préliminaire : 1982-1983, *M.A.R.I.* 5, p. 295-344.

OZER, A., 1996. Prospection géomorphologique dans la région de Terqa. *M.A.R.I.*, 8, 115-124.

OZER, A. & CLOSSON, D., 1996. Etude de faisabilité: détection de sites archéologiques et cartographie géomorphologique en Syrie par l'exploitation d'images des satellites ERS1 et SPOT2 intégrées dans un système d'information géographique. Rapport du contrat SSTC T3/12/606. 38 pages + annexes (inédit).

PONIKAROV, V.P., 1967. *The geological map of Syria 1 :200.000. Explanatory Notes*. Department of Geological and Mineral Research, Syrian Arab Republic.

