Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]
Herausgeber: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Band: 20 (1967)
Heft: 2

Artikel: Les formations quaternaires de la région de Klepini (Chypre) et leur place dans la chronologie du Quaternaire méditerranéen
Autor: Ducloz, Charles
Kapitel: Interprétation et essai de datation
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-739385

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 14.12.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

INTERPRÉTATION ET ESSAI DE DATATION

1. *Aperçu sur les phénomènes ayant contribué à la formation des séries emboîtées de la région méditerranéenne*

Dans les pages précédentes, nous nous sommes borné à décrire, suivant leur ordre de dépôt, les diverses formations quaternaires que nous avons reconnues dans la partie centrale de la chaîne de Kyrénia et plus particulièrement dans la région de Klepini sur le piedmont septentrional de la chaîne. Avant d'interpréter ces dépôts et d'essayer d'en reconstituer la genèse, nous rappellerons brièvement que cette question d'origine implique des phénomènes qui dépassent souvent le cadre étroit de la région étudiée, ceci nous permettra de tenter des corrélations entre les termes de la succession que nous avons établie localement et les subdivisions stratigraphiques généralement admises pour le Quaternaire circumméditerranéen.

La coupe de la région de Klepini révèle l'existence d'une série de dépôts étagés dont les plus anciens sont des talus fossiles et des dépôts lacustres plus ou moins haut perchés dans la chaîne de Kyrénia, tandis que les plus récents sont représentés par les alluvions formant d'étroites plaines dans les parties basses des cours d'eau. Entre ces deux termes stratigraphiques, il existe les vestiges, souvent très bien conservés, de 5 glacis d'accumulation emboîtés auxquels s'ajoutent vers le bas les dépôts d'une étroite terrasse marine. Les formations constituant les glacis d'accumulation représentent de petits cycles sédimentaires débutant généralement par des dépôts marins, d'épaisseur réduite, et se terminant par des accumulations beaucoup plus importantes de conglomérats ou de graviers souvent mal roulés et mêlés de craies ou de marnes sableuses. Le toit de ces dépôts est généralement scellé par une croûte calcaire, souvent épaisse, dont la surface forme le glacis proprement dit. A tous ces cycles de dépôts correspondent d'anciennes lignes de rivages dont l'altitude va en décroissant. C'est cette baisse du niveau de base qui a déterminé le phénomène de l'emboîtement si fréquent dans la stratigraphie du Quaternaire et qui nous permet, ici comme ailleurs, l'établissement d'une chronologie locale rigoureuse.

Des successions de dépôts plus ou moins semblables dans l'ensemble bien que variées dans le détail se rencontrent fréquemment le long des côtes de la Méditerranée. L'interprétation et surtout la corrélation de ces successions, dont le nombre des niveaux est loin d'être toujours le même, ont donné lieu à de nombreuses controverses. Le dépôt de ces formations étagées a été contrôlé, en effet, par plusieurs phénomènes interférant entre eux et il est parfois difficile d'apprécier la part exacte jouée par chacun d'eux. Si il était toujours possible de faire une telle appréciation, il serait relativement aisé d'établir des relations entre séries distantes et partant de les synchroniser. La corrélation des dépôts quaternaires au moyen des faunes marines et des flores reste très approximative, car les changements biologiques intervenus durant cette ère sont généralement insignifiants. De toute manière, ces derniers ne sont pas

à l'échelle de la stratigraphie raffinée que permettent d'établir les critères d'analyse géomorphologique. Les outillages laissés par les hommes de la préhistoire offrent dans certaines conditions un meilleur moyen de corrélation que les plantes et les animaux; ils ont permis des rapprochements intéressants surtout en ce qui concerne le Quaternaire ancien, mais là encore la méthode a ses limites. Les analyses géochronologiques ne sont malheureusement pas encore assez précises et n'ont guère contribué, jusqu'à présent, aux comparaisons à longue distance. Il ne fait aucun doute cependant que, dans l'avenir, c'est elles qui permettront de surmonter beaucoup des difficultés que présente encore la stratigraphie du Quaternaire.

Les phénomènes qui ont joué un rôle prépondérant dans la formation des dépôts quaternaires emboîtés sont: l'abaissement progressif du niveau de base, les oscillations périodiques du niveau marin et les variations climatiques cycliques. Se superposant à ces trois phénomènes, les premiers en subissant parfois considérablement les effets, s'ajoute souvent l'action des mouvements tectoniques. Ces mouvements, dont on reconnaît de plus en plus l'influence, affectent surtout, d'une manière importante, les parties anciennes des séries quaternaires. Ceux-ci se traduisent soit par des soulèvements, accompagnés généralement de gauchissements, soit par des effondrements. Fait important, et pressenti depuis longtemps, ces mouvements tectoniques quaternaires ne sont pas de caractère oscillatoire; en un lieu donné, ils semblent se poursuivre toujours dans le même sens.

L'abaissement progressif du niveau des mers par rapport aux terres durant le Quaternaire est un phénomène observé à l'échelle du globe et dont l'origine reste encore obscure. Pour certains auteurs, il serait dû à une lente remontée isostatique des continents provoquée par l'érosion alors que pour d'autres, il serait la conséquence d'effondrements dans les grandes fosses marines ou encore d'une déformation du géoïde. Pour d'autres encore, cet abaissement n'est qu'apparent et c'est à une tuméfaction des marges continentales et à un enfoncement concomitant des zones bordières océaniques que l'on doit l'étagement des anciennes lignes de rivage au-dessus du niveau actuel de la mer. Si l'étude détaillée de certaines côtes a démontré, en effet l'existence de cette « flexure continentale », il est évident que ce phénomène ne saurait à lui seul expliquer toutes les plages soulevées. La présence d'anciens rivages bien au-dessus du niveau de la mer, en bordure non seulement d'immenses portions des continents mais aussi des îles océaniques, semble bien indiquer qu'un abaissement général du niveau marin s'est effectivement produit durant le Quaternaire.

L'existence au cours du Quaternaire d'oscillations du niveau marin d'ampleur réduite, de caractère cyclique et de vitesse infiniment plus rapide que l'abaissement séculaire des mers a été reconnue depuis longtemps. Là aussi, il est vrai, les tenants du mobilisme n'ont voulu voir dans ces oscillations qu'un effet des mouvements des terres, mais une telle vibration, une telle *sarabande* de l'écorce terrestre, comme l'appelait ironiquement L. DE LAMOTHE (1911), est bien difficile à concevoir. Il est beaucoup plus probable que c'est le niveau de la mer qui a bougé. D'ailleurs, il n'y a pour ainsi

dire pas de travaux récents sur les régions littorales qui ne confirment l'existence de ces incursions marines de courte durée. A cet égard, les successions observées dans les sondages effectués dans les zones en voie de subsidence, localisées en marge des continents, offrent des témoignages quasi irrécusables de la réalité de ces mouvements de va-et-vient de la mer. Des mesures très précises ont d'ailleurs permis d'apprécier quantitativement ce mouvement. Ainsi la surface des mers s'élève de nos jours de 1 à 2 mm chaque année (GUTENBERG, 1941). Ces oscillations cycliques du niveau marin sont vraisemblablement dues à des causes diverses dont la plus importante est probablement, comme l'a montré encore récemment R. W. FAIRBRIDGE (1962), liée à la formation et à la fonte des grandes calottes polaires. Cette hypothèse, dite glacio-eustatique, a été un des piliers de la théorie un peu simpliste et rigide de DEPÉRET-LAMOTHE sur la datation des terrasses marines et fluviatiles et leur correspondance avec les glaciations. Bien que cette théorie soit aujourd'hui complètement abandonnée, le glacio-eustatisme reste une des hypothèses les plus satisfaisantes à l'esprit pour expliquer les séries de dépôts emboîtés du Quaternaire circumméditerranéen. Il suffit de lire les travaux récents des quaternaristes pour se convaincre qu'il n'est pas près d'être détrôné.

Les variations climatiques cycliques caractérisent le Quaternaire. Elles font même partie de sa définition puisque la manière la moins contestée de définir cette ère est de la faire débuter avec le premier grand refroidissement succédant au climat chaud du Pliocène. Sans parler des glaciations dont le nombre est encore sujet à controverse, ces variations sont marquées pour les régions qui bordent la Méditerranée, l'Afrique du Nord et le Levant en particulier, par une succession de périodes pluviales et arides. En Afrique du Nord, on a reconnu l'existence de 5 à 6 grandes périodes pluviales séparées par des interpluviaux arides. Au Levant, il semble que le nombre de ces cycles ne soit que de 4 alors qu'à Chypre, nous le verrons plus loin, on peut en déceler au moins 6. Ces différences ne laissent pas d'étonner. Il est possible que l'on ne parte pas partout du même repère de base pour compter les cycles climatiques ou que des cycles ne se soient pas partout marqués avec la même intensité et qu'ils se confondent avec d'autres dans certaines séquences. Quoi qu'il en soit, l'existence de cycles climatologiques n'a jamais été mise en cause et ces variations restent l'un des phénomènes les plus importants à considérer pour qui veut analyser les séries quaternaires. On admet généralement, sur la base de considérations météorologiques, la simultanéité des pluviaux méditerranéens et des glaciations européennes. Il est très probable, en effet, que les pluviaux méditerranéens résultent du déplacement vers le Sud, en période glaciaire, de la zone des dépressions hivernales. Cette hypothèse est d'ailleurs étayée, en ce qui concerne le pluvial le plus récent, par les données de la paléontologie et de la préhistoire; elle a même été vérifiée dans l'Atlas marocain où l'on a pu observer le passage indiscutable de formations glaciaires à des formations pluviales. Elle permet conjointement avec le glacio-eustatisme d'expliquer d'une manière satisfaisante les successions quaternaires du pourtour méditerranéen et en particulier, la série quaternaire de la région de Chypre que nous venons de décrire.

2. *Les talus fossiles et dépôts associés*

Interprétation. — Les talus fossiles, les dépôts lacustres périphériques et les remplissages des dépressions fermées de la chaîne de Kyrénia ont été formés alors que le climat devait être bien différent du climat actuel. Les accumulations de travertins, de calcaires et de craies lacustres témoignent d'une pluviosité qui n'avait certainement rien de commun avec celle que l'on connaît à Chypre de nos jours. Cette pluviosité devait être infiniment plus élevée et déjà à cette époque le versant nord de la chaîne devait être plus arrosé que le versant sud car les dépôts de travertins et de calcaires lacustres y sont beaucoup plus développés. Tous ces dépôts correspondent donc vraisemblablement à une époque pluviale importante, la première que l'analyse des dépôts quaternaires de la région nous révèle.

Datation. — Nous avons vu, dans la partie descriptive de ce travail, que ces dépôts semblent se raccorder vers le bas à un niveau d'une plaine et de lacs correspondant à la fin du cycle calabrien-villafranchien. Il existe des analogies de faciès très marquées entre certains dépôts lacustres du versant sud de la chaîne de Kyrénia et les dépôts qui clôturent ce cycle dans la Mésaoria centrale (formation Apalos). Première période pluviale, correspondance avec le Villafranchien, voilà qui date assez bien les dépôts quaternaires les plus anciens de la chaîne de Kyrénia.

Les dépôts lacustres périphériques de la région de Kythrea contiennent une faunule et une flore. La faune est intéressante mais malheureusement elle ne nous apporte guère de précisions quant à l'âge des dépôts car l'extension dans le temps des espèces que nous avons récoltées est encore mal connue.

Des os et des dents de mammifères ont été trouvés dans le talus fossile à l'W du monastère d'Ayios Chrisostomos (A. BERGEAT, 1891). Ces débris qui, à la fin du XVII^e siècle, avaient déjà attiré l'attention du peintre et voyageur hollandais Cornelis VAN BRUYN (1698) appartiennent, comme l'a montré D. M. A. BATE (1904-1906), presque exclusivement à une race naine d'Hippopotame (*H. minutus* BLAINV.) et dans une très faible proportion à celle d'un Eléphant nain (*E. cypriotes* BATE = *E. Falconeri* BUSK.). L'âge de cette faune, que l'on trouve également dans trois autres grandes îles méditerranéennes (Sicile, Malte et Crête) est malheureusement assez mal connu. En Sicile et à Malte, les Hippopotames et Eléphants nains abondent dans les dépôts contemporains de la transgression tyrrhénienne et s'éteignent à l'époque correspondant à la dernière glaciation (R. VAUFREY, 1929). Malheureusement, on ne sait que fort peu de chose sur leur origine sinon qu'ils existaient déjà au Milazzien (B. ACCORDI, 1962). A Chypre, l'âge de la faune à Hippopotames et Eléphants nains est encore plus mal connu car jusqu'à aujourd'hui, on ignorait tout de la position stratigraphique des dépôts qui la renferment. Les renseignements fournis par Miss BATE sont malheureusement vagues et comme l'a fait remarquer VAUFREY, sujets à caution. Si les restes trouvés sont bien emprisonnés dans le manteau de brèche de pente fossile, comme l'affirme BERGEAT et comme le laissent supposer les indications

données par Miss BATE, la faune débuterait à Chypre bien avant l'époque tyrrhénienne. Nous avons essayé de répondre à cette question en retrouvant les localités de Miss BATE. Malheureusement cette dernière se borne, dans ses descriptions, à une énumération de sept noms de lieux situés entre Ayios Chrisostomos et Kythrea, dont la plupart n'apparaissent même pas sur les plans cadastraux et que personne ne connaît de nos jours. Seule la localité dite de Koutzovendis a pu être retrouvée. Un habitant de ce petit village situé au S du monastère d'Ayios Chrisostomos, qui accompagna Miss BATE dans ses randonnées, nous y conduisit. C'est une petite carrière située à 1 km à l'W du village, à deux pas de la route de Vouno. Elle est ouverte dans le rebord sud des brèches de pente fossiles. Nous n'y avons pas retrouvé de débris d'ossements mais d'après notre guide ils auraient été extraits de remplissages latéritiques rougeâtres de fissures ouvertes à la partie supérieure du manteau de brèches. Ils ne proviendraient pas des brèches proprement dites. Cependant, BERGEAT est catégorique quant à la position des ossements du gisement d'Ayios Chrisostomos: ils sont mêlés à la brèche de pente. L'os figuré par Cornélis VAN BRUYN en serait une confirmation car il est visiblement emprisonné dans une brèche et d'après le récit que cet auteur nous fait de son extraction, cette brèche devait être extrêmement dure. Les os seraient donc dans la brèche de pente fossile villafranchienne ainsi que dans des remplissages postérieurs à sa formation. La faune à Hippopotames et Eléphants nains a donc dû faire son apparition à Chypre au Quaternaire ancien. Nous verrons plus loin qu'elle s'y est maintenue très longtemps puisque on en retrouve des traces jusque dans les dépôts correspondants à la régression grimaldienne.

La présence de restes d'Hippopotames nains dans les brèches fossiles au pied de la chaîne de Kyrénia à une altitude élevée (300 m) et dans une région particulièrement aride ne s'explique que par des changements importants du climat et de la position du niveau de base. Ces restes confirment donc l'interprétation des talus fossiles et des dépôts périphériques que nous avons avancée plus haut. Ils doivent être contemporains d'une époque pluviale. La chaîne de Kyrénia, beaucoup moins haute que de nos jours, était alors bordée sur son flanc méridional par des lacs et des lagunes qui s'étendaient sur une grande partie de la région centrale de l'île. C'est dans ces lacs et ces lagunes que les Hippopotames rencontraient les conditions favorables à leur développement.

3. *La formation de Klepini*

Interprétation. — Rappelons que cette formation, dont la surface des dépôts forme un glacis en grande partie détruit par l'érosion, consiste en: un mince conglomérat de base, de développement local; un horizon de calcarénite, subdivisé en deux bancs par un épisode de brèche rougeâtre; une couverture de craie et gravier crayeux dont la partie supérieure passe à une croûte calcaire. L'épaisseur maximum de la formation dans la région de Klepini est d'environ 15 m. Ces dépôts sont emboîtés dans la surface constituée par les talus fossiles et les dépôts lacustres périphériques

(surface de Karka). Ils reposent sur une terrasse d'abrasion (fig. 6) bordée à sa marge interne par une falaise à pente raide qui n'a pu être façonnés que par une érosion marine.

Le conglomérat de base est formé par des galets bien roulés. Il doit représenter d'anciennes grèves et marquer la transgression de la mer qui entailla la falaise à laquelle il vient d'être fait allusion. Le banc de calcarénite, nous l'avons vu au chapitre précédent, est très vraisemblablement un dépôt dunaire à peine éloigné des plages qui l'ont nourri. Il marque le début d'une régression. Les marnes stratifiées et les minces niveaux de graviers qui font place localement aux calcarénites [(4, fig. 11 et (2) fig. 12] sont des dépôts continentaux, probablement des fonds de lacs ou de lagunes qui avaient dû s'établir derrière les dunes littorales. Le niveau de brèche rougeâtre [(5) fig. 6 et (3) fig. 12] qui sépare la calcarénite en deux bancs pourrait être interprété comme le témoin d'une coulée à la mer de boue chargée de fragments rocheux, issue des versants de la chaîne voisine. Cependant, le niveau (5) de la coupe fig. 11, qui semble bien lui être contemporain, indique plutôt des conditions de dépôt franchement continentales. Il y a donc là peut-être la marque d'une petite oscillation du niveau marin, le banc de calcarénite supérieur témoignant d'un léger retour de la mer sur ses positions précédentes.

Les brèches et graviers crayeux surmontant les calcarénites correspondent à une phase durant laquelle la mer se retira lentement de la région et pendant laquelle se forma une plaine côtière. Le mode de transport de ces craies à cailloux a dû être assez particulier. Le matériel est souvent mal classé, à peine roulé; il évoque alors des masses glissées, des coulées de boue. E. DE VAUMAS (1963) qui étudia des dépôts souvent semblables, mais beaucoup plus jeunes, de la périphérie du massif du Troodos dans le Sud de l'île, arrive à la conclusion que la gélifraction et la cryoturbation ont dû jouer un rôle considérable dans leur formation. Ces dépôts marqueraient donc une détérioration importante du climat, un refroidissement qui ne pourrait être le résultat que d'un refroidissement général de l'atmosphère correspondant au Nord au développement des glaciers d'inlandsis et à l'avancée des glaciers alpins. La découverte est donc d'importance puisqu'elle nous donnerait, en l'absence de flores et de faunes dont l'analyse est souvent décevante, des indications paléoclimatiques permettant de corréler les séries du Quaternaire circumméditerranéen avec celles de l'Europe centrale et septentrionale. En ce qui concerne les craies à cailloux de la formation de Klepini il nous est difficile, au sujet de leur genèse, d'être aussi catégorique que l'est DE VAUMAS pour certains dépôts quaternaires de la périphérie du Troodos. Si le matériel évoque souvent, par son aspect quelque peu cahotique et sa composition, une mise en place par glissements, il est par endroits (fig. 11) bien ordonné, stratifié horizontalement et semble bien avoir été déposé par des cours d'eau. La matrice crayeuse des brèches est peut-être le produit de la gélifraction des calcaires marneux qui affleurent si largement dans la chaîne de Kyrénia au droit de la région de Klepini, mais elle est peut-être aussi un dépôt, une sorte de travertin. Nous ne disposons mal-

heureusement pas d'observations pour trancher cette question. Quoi qu'il en soit, ce manteau de craie caillouteuse témoigne de conditions climatiques bien différentes des conditions actuelles car nulle part aujourd'hui nous ne voyons de tels dépôts s'accumuler. Il a dû se former sous un climat à pluviosité élevée et probablement sensiblement plus froid que le climat actuel, si l'on admet avec DE VAUMAS que ces craies caillouteuses ont, en partie, été mises en place par solifluxion.

La partie terminale de la formation consiste en une couche de craie assez compacte qui contient par endroits quelques cailloux et dont le sommet est induré. C'est une croûte calcaire typique du domaine méditerranéen. Bien que cette croûte ne soit pas séparée nettement, dans la formation de Klepini, des craies à cailloux sous-jacentes, nous la considérons comme un élément distinct car les glacis plus jeunes nous montrent toujours une coupure franche entre leur croûte calcaire et son support graveleux. L'origine des croûtes calcaires est un thème qui a été beaucoup débattu et qui est encore très controversé. En ce qui concerne Chypre, il semble bien que ces croûtes soient, comme en Afrique du Nord, liées à une activité hydrologique accrue (G. GAUCHER, 1948). Elles seraient des dépôts phréatiques ou d'émergence qui devaient être en relation avec d'anciens niveaux de nappes d'eau souterraines et des sources. A Chypre, d'ailleurs, ces croûtes passent par endroits à de véritables travertins et sont très nettement liées aux zones d'affleurement des roches calcaires. Elles augmentent d'épaisseur lorsqu'on se rapproche de la chaîne de Kyrénia, le massif calcaire le plus important de Chypre et où se trouvent encore de nos jours les sources les plus abondantes de l'île. A notre avis, les croûtes calcaires de Chypre ont dû être formées sous un climat à pluviosité élevée, mais beaucoup plus régulière que la pluviosité qui régnait lors de la formation des brèches et graviers crayeux. Le climat devait être chaud (les croûtes ne remontent pas très loin vers le Nord) caractérisé par des variations saisonnières d'humidité et de sécheresse. Un climat qui, à part une pluviosité hivernale élevée, devait se rapprocher du climat actuel. Ainsi les croûtes marqueraient un réchauffement au cours d'une période pluviale.

La partie tout à fait supérieure de la croûte calcaire est indurée et a une structure zonaire. Par dessus, on trouve un mince sol brun-rougeâtre qui semble bien s'être développé *in situ* et correspondre au lessivage de la croûte. Ce sol fossile témoigne d un épisode climatique qui, nous le verrons plus loin, se répétera au cours de l'ère quaternaire comme se répéteront aussi les conditions qui présidèrent à l'accumulation des parties plus anciennes de la formation.

L'élaboration de la surface de Karka, nous l'avons vu plus haut, a dû correspondre elle aussi à une période pluviale importante. Nous ne connaissons pas les glacis de la chaîne de cette époque; ils ont été entièrement démolis lors de la phase d'érosion qui précéda le dépôt de la formation de Klepini. Cette dernière repose en effet sur une terrasse qui mord jusque sur les talus fossiles de la chaîne (fig. 7) et qui a dû être façonnée par une mer dont le rivage atteignait environ la cote 230. Le retrait du plan d'eau qui correspond au sable dunaire de la formation de Klepini et surtout

aux cailloutis crayeux qui le surmontent peut avoir eu deux causes: un mouvement régional de surrection des terres ou une baisse du niveau de la mer. Il est curieux de constater que ce mouvement négatif du niveau marin correspond à l'accumulation de dépôts impliquant un climat à pluviosité élevée dont les températures moyennes devaient être semble-t-il sensiblement plus basses que celles du climat actuel. C'est dans cette correspondance, que nous verrons se reproduire plusieurs fois au cours des temps quaternaires, et qu'il est difficile de considérer comme fortuite, que l'on peut voir une des preuves indirectes les plus convaincantes de la théorie glacio-eustatique. En effet, si le niveau de la mer s'est retiré, en partie du moins, à la suite d'une détérioration périodique du climat, il est évident que seule une variation des grandes masses d'eau emprisonnées dans les calottes glaciaires rend compte, d'une manière satisfaisante, du phénomène.

Après la formation de la plaine côtière et sa fossilisation par une croûte calcaire, on assista à sa destruction partielle par un empiétement de la mer. Cette dernière ne revint pas sur ses anciennes positions mais entailla une terrasse en contrebas de celle sur laquelle repose la formation de Klepini. Il y a donc eu, pendant la période qui s'écoula entre la formation des deux terrasses un abaissement réel du niveau de base correspondant à une surrection de la région ou à un retrait général des mers ou à ces deux causes conjuguées. La période d'empiétement de la mer a été déterminée soit par une longue pause au cours du retrait du niveau de base, soit par une remontée du niveau marin, une véritable petite transgression. Nous ne savons pas grand-chose, directement, du climat qui régnait à cette époque sinon qu'il devait être très sec puisque la formation de la croûte avait cessé. Les minces dépôts marins qui s'accumulèrent à cette époque sont des sables organo-détritiques qui évoquent des conditions climatiques fort semblables à celles d'aujourd'hui. Ainsi, l'empiètement du domaine marin semble bien correspondre à une phase climatique et non pas à un simple arrêt dans le mouvement de baisse du plan d'eau qui pourrait par exemple avoir une origine tectonique. Nous aurions là les marques d'une période interpluviaire. Ici, d'ailleurs, la théorie glacio-eustatique nous apporte à nouveau un cadre explicatif qui rend parfaitement compte des faits observés. Au réchauffement du climat amorcé lors de la formation de la croûte calcaire correspondraient la fonte des inlandsis, l'arrêt dans l'abaissement du niveau marin puis la remontée transgressive de la mer se marquant par la destruction partielle de la plaine côtière et par l'entaille, en contrebas, d'une nouvelle terrasse marine. Evidemment, cette explication reste, en partie, conjecturale puisque nous n'avons pas réellement de preuves que l'empiétement du domaine marin ait été dû à une transgression.

Datation. — Nous disposons, pour dater la formation de Klepini, de données géomorphologiques et paléoclimatiques. La formation construit le niveau le plus élevé d'une série de glacis emboîtés et correspond au premier interpluvial et au second pluvial qu'a connu l'île de Chypre. Elle devrait donc être en partie équivalente à la

nappe de graviers de Kantara dans la Mésaoria centrale (DUCLOZ, 1965) qui forme le niveau le plus élevé des glacis de cette région et qui correspond, semble-t-il, également au second pluvial de Chypre, le premier ayant dû être contemporain du dépôt de la formation villafranchienne d'Apalos. C'est le lieu ici de faire une remarque. Il existe en effet une différence entre le nombre des niveaux de glacis dans la partie centrale de la Mésaoria et sur le littoral septentrional de l'île. Il n'y a que 3 niveaux de glacis et un niveau de terrasses alluviales dans la Mésaoria centrale alors qu'il y a 5 glacis emboîtés sur le littoral nord. Il est naturellement possible que des travaux plus poussés que ceux dont nous disposons jusqu'à présent sur la Mésaoria y révèlent l'existence d'un niveau supplémentaire ou encore, comme le suggère W. F. SCHMIDT (1959), qu'un des niveaux, parmi les plus anciens, ait été entièrement déblayé par l'érosion.

Il est intéressant de comparer notre série de dépôts quaternaires étagés de la région de Klepini avec celle du littoral syro-libanais qui compte parmi les séries de Quaternaire côtier les plus complètes et les mieux étudiées du domaine méditerranéen. D'après E. K. KAISER (1961) on a sur les côtes du Levant les traces de 12 lignes d'anciens rivages alors que nous n'en avons reconnues que six sur la côte nord de Chypre. Il y a donc au premier abord une différence notable entre les deux régions, différence qui s'accuse encore si l'on considère la composition des dépôts correspondant à chacun de ces niveaux. Sur le littoral syro-libanais, les anciens dépôts de plages, à l'exception de ceux des niveaux de 15 et 45 m, ne sont généralement pas recouverts d'atterrissements continentaux, alors que la plupart des dépôts marins des terrasses côtières chypriotes sont surmontés d'un manteau assez épais d'origine continentale. Malgré ces différences d'ensemble et si l'on fait exception du niveau le plus bas de la série côtière du Levant (niveau de 3-5 m) qui n'est, comme l'a montré W. J. VAN LIERE (1961) qu'une plage de tempête relativement récente, on peut, en prenant comme point de repère l'apparition de la faune à Strombes, paralléliser sans trop de difficultés trois des quatre niveaux inférieurs de la côte syro-libanaise avec les trois niveaux inférieurs de Chypre (voir tableau fig. 24). Par contre, il est plus difficile d'établir des correspondances entre les hauts-niveaux des deux régions car d'un côté, nous avons sept niveaux alors que de l'autre, nous n'en avons que trois. Il est vrai que si l'on admet avec KAISER que les quatre niveaux supérieurs des côtes du Levant sont calabriens, nous rétablissons l'équilibre numérique de part et d'autre car, comme nous l'avons vu plus haut, les rivages calabriens sur le littoral nord de Chypre n'ont pas dû laisser de traces. D'après KAISER les quatre niveaux calabriens s'étagent entre 110 et 205 m; ils correspondraient au maximum d'une transgression et à des pauses au cours de la régression qui s'ensuivit. Cette régression serait contemporaine de la seconde grande glaciation des temps quaternaires (Danube). Les minces dépôts marins que l'on retrouve par endroits sur ces terrasses seraient ainsi des équivalents de la formation Athalassa de Chypre dont le développement est considérable. D'autre part, il n'y aurait pas sur le littoral syro-libanais de dépôts correspondant aux importantes accumulations continentales villafranchiennes chypriotes. Ces différences qui

Etages méditerranéens	CHYPRE				LITTORAL SYRO-LIBANAIS				MAROC atlantique				Chronologie glaciaire
	LITTORAL DE KLEPINI CHAINE DE KYRÉNIA			MÉSAORIA CENTRALE	NIVEAUX MARINS		TERRASSES ALLUVIALES	Industries	Formations marines	Formations continentales	Altitudes des rivages	Industries (d'après P. Biberson)	
	Formations	Phases	Altitudes des rivages		d'après E.K KAISER	d'après WETZEL, HAUER et FLEISCH							
VERSILIEN	RÉCENT		0	ALLUVIONS RÉCENTES	0 3-5 ▲	0 3-4 ▲		Historique Néolithique Aurignacien				Historique Néolithique	HOLOCÈNE
TYRRHÉNIEN III	KOUPIA	continentale	5		6-8	6		Moustérien Levalloiso-moustérien	OULJIEN	SOLTANIEN	5-8	Moustéro-atérien	WÜRM I-II
		marine	*S. bubonius*		*S. bubonius*								
TYRRHÉNIEN II	KYRÉNIA	continentale	15-20	ALLUVIONS de XÉRI	12-20	15	T. de 20 m	Levalloisien	HAROUNIEN	PRÉSOLTANIEN	18-20	Stade final Acheuléen évolué (influences levalloisiennes)	WÜRM I
		marine	*S. bubonius*		*S. bubonius*								
TYRRHÉNIEN I	AYIOS EPIKTITOS	continentale	50	GRAVIERS de LAXIA	30-40 *	35 *	GRAVIERS de ZGHORTA	Acheuléen	ANFATIEN	TENSIFIEN	30-34	Acheuléen évolué	RISS
		marine			45-50	45							
MILAZZIEN	TOUMBA	continentale	140	?	60-65	60	T. de 65 m	Pebble-Culture (Abbevillien - Acheuléen)	MAARIFIEN	AMIRIEN	56-60	Bifaces clacto-abbevilliens et pebble-tools Pebble-Culture évoluée et Acheuléen primitif	MINDEL
		marine			70-80								
SICILIEN	TRAPEZA	continentale	185	GRAVIERS de KAMBIA	80-100	95	T. de 75 m T. de 85 m		MESSAOUDIEN	SALÉTIEN	90-100	Pebble-Culture évoluée (Stade III = Olduvaien) Pebble-Culture ancienne (Stade II)	GÜNZ
		marine			110-125								
EMILIEN	KLEPINI	continentale	230	GRAVIERS de KANTARA	135-150 155-170 190-205								DANUBE
		marine											
VILLAFRANCHIEN SUPÉRIEUR	TALUS FOSSILES - DÉPOTS LACS PÉRIPHÉRIQUES et INTRAMONTAGN*			Fm. APALOS						MOULOUYEN		Pebble-Culture ancienne (Stade I)	BIBER
CALABRIEN			300-360	Fm. ATHALASSA					MOGHRÉBIEN		Déformé (plus de 200)		

* Pause brève ayant eu peu d'influence sur la morphologie

▲ Plage de tempête

Fig. 24.

Essai de corrélation des formations quaternaires de Chypre avec les étages méditerranéens et les périodes glaciaires.

sont importantes autant du point de vue du volume que des faciès des sédiments comparés ne laissent pas d'étonner. Pour notre part, nous considérons l'attribution au Calabrien des quatre niveaux supérieurs de la côte syro-libanaise comme difficilement soutenable et nous partageons l'opinion de H. FLEISCH (1962) pour qui le Calabrien et ses équivalents villafranchiens sont représentés par des terrains basculés lors de la dernière phase de surrection de la chaîne côtière du Liban et que l'on trouve par places sous les dépôts quaternaires littoraux. FLEISCH rapporte à ces terrains la série de conglomérats, grès jaunâtre, graviers et travertins qui surmonte la molasse calcaire pliocène dans la coupe du Nahr el-Arka au N de Tripoli. Ces dépôts dont la puissance atteint une soixantaine de mètres sont en effet comparables au point de vue faciès et importance aux formations villafranchiennes Kakkaristra et Apalos de la Mésaoria centrale (DUCLOZ, 1965) et aux dépôts lacustres périphériques de la chaîne de Kyrénia. Ainsi, comme le dit très bien FLEISCH, la ligne de rivage calabrienne au Levant n'a pas dû avoir de stabilité et ses dépôts restent dans un domaine flou. Ce rivage s'est effondré dans certains compartiments de la côte et se trouve maintenant recouvert de dépôt plus récents ou bien il a été surélevé et a été complètement effacé par l'érosion. Ainsi, à notre point de vue, le plus haut des anciens rivages au Levant et à Chypre ne peut être que post-calabrien. Le fait que ces hauts niveaux dans les deux régions se trouvent à des altitudes très rapprochées (190-205 et 230 m) ne nous autorise pas, pour autant, à les paralléliser car, nous allons le voir, le littoral chypriote a dû subir au Quaternaire inférieur et moyen des mouvements de surrection beaucoup plus importants que le littoral syro-libanais. En effet, si l'on admet avec FLEISCH et KAISER que les niveaux de 60 et 95 m du Levant sont dus à des pulsations transgressives, ils doivent corréler respectivement avec les niveaux de 140 et 185 m de la région de Klepini, car ces derniers, nous le verrons plus loin, ont été façonnés aussi lors de petites transgressions dont l'origine est vraisemblablement liée au glacio-eustatisme. La côte septentrionale de Chypre et probablement l'île entière ont donc, après le dépôt de la formation de Toumba et avant le dépôt de la formation d'Ayios Epiktitos, subi un soulèvement beaucoup plus important que celui de la zone côtière du Levant. En conséquence, la terrasse sur laquelle repose la formation de Klepini (rivage de 230 m) ne peut être que l'équivalent d'une des terrasses « calabriennes » de KAISER, probablement de celle correspondant au rivage de 135-150 m. La formation de Klepini serait alors contemporaine des dépôts littoraux grossiers qui reposent sur cette terrasse et qui d'après la brève description de KAISER seraient fortement encroûtés. Si cette interprétation est correcte, les deux paliers tout à fait supérieurs du littoral syro-libanais (155-170 et 190-205) auraient pour origine des pauses au cours d'un soulèvement postérieur au Calabrien.

Il existe une parenté assez remarquable entre la série de dépôts quaternaires étagés que nous avons étudiée à Chypre et celle que l'on trouve sur le littoral atlantique du Maroc. Les deux régions présentent une côte où se sont inscrits 6 niveaux de terrasses marines. Leur relief vers l'intérieur des terres est caractérisé par une

série de 5 ou 6 niveaux de glacis-terrasses emboîtés. Elles ont connu une succession de 6 périodes pluviales séparées par des périodes semi-arides. Il est donc tentant d'essayer de corréler nos dépôts quaternaires avec ceux de cette région éloignée qui a fait l'objet d'études très minutieuses. Si l'on admet avec la majorité des auteurs que l'Harounien est contemporain de la première apparition du Strombe en Méditerranée, on peut facilement corréler la plupart des termes de la série marocaine avec ceux de la série du Levant *. Les cotes des anciens rivages, la typologie des industries lithiques que l'on trouve au Maroc et au Levant dans les dépôts correspondants sont très semblables surtout en ce qui concerne les parties basses donc les plus jeunes des séries étagées (voir tableau fig. 24). Par contre, en ce qui concerne Chypre, on se trouve devant une difficulté réelle lorsque l'on veut établir une correspondance entre les termes les plus anciens des successions. Si, en effet, les grès coquilliers du *Moghrébien* marocain sont bien équivalents au Calabrien italien, ils doivent correspondre à la formation Athalassa de Chypre et le *Moulouyen* doit être l'équivalent des dépôts pluviaux de la formation Apalos de la Mésaoria centrale ainsi que de ceux qui construisent la surface de Karka de la chaîne de Kyrénia. La formation de Klepini, qui correspond à un interpluvial et à un pluvial postérieur au Villafranchien, n'a alors pas d'équivalent au Maroc. Il y aurait un « trou » dans la série marocaine (voir tableau). A notre avis, cette anomalie ne met pas en cause le schéma explicatif fondé sur l'hypothèse glacio-eustatique et la dépendance entre les interpluviaux et les pulsations transgressives de la mer; elle doit plutôt avoir pour origine le côté encore superficiel de nos connaissances relatives à la stratigraphie du Quaternaire ancien. Il est probable, par exemple, comme le fait remarquer G. CHOUBERT (1962), qu'il ait existé en Afrique du Nord une période pluviale antérieure au *Moulouyen*. Ce seraient les dépôts de ce pluvial qui correspondraient aux dépôts du premier pluvial chypriote; le *Moghrébien* et le *Moulouyen* seraient alors contemporains de la formation de Klepini. Cette corrélation remettrait évidemment en question l'équivalence: *Moghrébien* = *Calabrien*. Il est naturellement impossible dans l'état de nos connaissances de résoudre ce problème de chronostratigraphie et dans notre table de corrélation, nous avons admis que les grès du *Moghrébien* et ceux de la formation Athalassa de Chypre sont contemporains.

4. *La formation de Trapeza*

Interprétation. — Cette formation, que l'on peut étudier grâce à d'excellentes coupes, est dans l'ensemble semblable à la formation de Klepini. Comme cette

* Marcel GIGOUT dans un article récent: *Le Quaternaire de la côte libanaise comparé à celui du Maroc atlantique* (Bull. Soc. Géol. France, t. VIII, 1966, n° 1) propose, avec réserves, la plupart des correspondances que nous adoptons ici. Toutefois, alors que GIGOUT incline plutôt à faire de l'*Anfatien* du Maroc un équivalent des dépôts de plage de la terrasse de 30-35 m du littoral syro-libanais, nous considérons cet étage marocain comme un homologue des dépôts marins du Levant reposant sur la terrasse de 45 m. Cette corrélation, à notre sens, est plus conforme avec les données archéologiques et paléontologiques dont nous disposons.

dernière, elle comporte un niveau basal de calcarénite surmonté d'une couverture détritique d'origine continentale qui est à son tour recouverte par une croûte calcaire. Le banc de calcarénite repose directement sur une surface arasée dans le flysch néogène. Alors que les calcarénites de la formation de Klepini étaient en partie des dunes fossiles, celles qui forment la base de la formation de Trapeza sont indiscutablement d'origine marine. Elles sont stratifiées horizontalement et passent localement à de véritables calcaires à Lithothamnium. Elles contiennent, en outre, par-ci par-là, des Mollusques marins. Ce sont donc des dépôts très littoraux ou de plage. La nappe d'atterrissements continentaux qui surmonte ces plages fossiles est beaucoup plus importante que son homologue de la formation de Klepini. Elle atteint souvent 10 à 15 m de puissance.

La formation de Trapeza, dont la surface forme le glacis de Trapeza, est emboîtée dans le glacis de Klepini. La différence de niveau entre ces deux glacis varie de 10 à 25 m. La coupe visible dans la face est de la colline de Klepini (fig. 7, profil CD) montre que la formation de Trapeza repose sur une terrasse d'abrasion limitée vers l'intérieur des terres par une falaise de 30 à 40 m de haut dont l'origine marine ne fait pas de doute. Cette terrasse d'abrasion se situe à une quarantaine de mètres en contrebas de la terrasse sur laquelle repose la formation de Klepini. Nous avons vu plus haut à la suite de quelles vicissitudes cette dernière terrasse avait dû être façonnée. Il dut en être de même pour la terrasse supportant la formation de Trapeza. Quand le climat pluvieux qui régnait lors de la formation de la croûte calcaire du glacis de Klepini fit place à un climat aride assez semblable à l'actuel, la mer dut temporairement renverser son mouvement de retrait général et empiéter sur les terres. La base de la falaise mentionnée ci-dessus marque le maximum de cette transgression. Au début de la phase régressive suivante, nous assistons au dépôt du banc de calcarénite basale de la formation de Trapeza. C'est un banc épais de quelques mètres seulement qui, par places, s'amincit considérablement et même disparaît complètement. Dans la coupe de la route de Trapeza (fig. 13), on le voit passer vers le haut à des marnes grises, stratifiées, entrecoupées de minces lits de calcarénites à grain très fin. Ces marnes, azoïques, marquent probablement une évolution vers un milieu lagunaire ou franchement lacustre.

Surmontant le banc de calcarénite ou les marnes qui par endroits le recouvrent, existe un mince sol fossile correspondant au retrait définitif de la mer du domaine de la terrasse. Par-dessus ce sol, on trouve alors l'épaisse série de craies, de marnes et de graviers crayeux qui constitue le corps de la formation. Les craies sont par places sablonneuses ou marneuses; elles ont une couleur crème et sont généralement stratifiées. De plus, elles contiennent de nombreux niveaux de graviers assez mal roulés dont la taille des éléments est plutôt moyenne. Elles passent localement à des marnes sablonneuses grises ou brunes contenant également des niveaux graveleux. Les falaises du versant nord de la butte de Klepini (fig. 14) montrent que les craies et conglomérats crayeux sont entrecoupés par trois minces niveaux de marnes barriolées rouge et noir qui sont vraisemblablement des paléosols.

La série de craies et conglomérats crayeux de la formation de Klepini est brièvement décrite par GAUDRY qui en donne une coupe assez fantaisiste. Cet auteur ne se prononce pas sur l'origine de ces dépôts dans lesquels il n'a pas trouvé de fossiles. Il note cependant que leur partie supérieure, qu'il décrit comme des sables argileux d'une finesse extrême, est souvent traversée en tous sens par des tubes capillaires et qu'elle lui fait penser au loess des environs de Paris. Ces dépôts fins n'ont pas l'importance rapportée par GAUDRY. Leur stratification et leur mélange à des cailloutis sont peu compatibles avec une origine éolienne.

Nous avons montré plus haut que les conglomérats et les brèches à ciment crayeux de la formation de Klepini, plus ou moins semblables à ceux que nous trouvons dans la formation de Trapeza, avaient dû être mis en place, en partie, par des glissements. Il est probable que ce mécanisme a dû aussi jouer un rôle dans la genèse du manteau de craies conglomératiques de la formation de Trapeza. Cependant, ce dépôt diffère de son homologue de la formation de Klepini, car il est stratifié, la proportion de craies y est plus élevée et il est beaucoup plus épais. Le mélange de matériel fin, la craie sablonneuse, et d'un matériel grossier, les cailloux mal roulés, fait penser à un dépôt en masse; toutefois, la stratification et un certain classement des éléments impliquent que l'eau a dû jouer un rôle dans le transport du dépôt. Ainsi, nous l'interprétons comme le produit de crues évacuant des masses de boues et de cailloux issues des versants de la chaîne de Kyrénia. Il est probable que ces masses glissées doivent leur origine à des phénomènes de solifluxion et que le dépôt indique non seulement une pluviosité élevée mais aussi des températures moyennes plus basses que les températures actuelles. Par trois fois, l'accumulation de ces conglomérats cessa complètement et l'on assista à la formation de paléosols qui doivent correspondre à des phases à pluviosité moindre et plus régulière.

La partie supérieure du manteau de conglomérats à ciment crayeux est recouverte d'une croûte calcaire bien individualisée dont l'épaisseur peut atteindre 2 m. Cette croûte, formée de calcaire crayeux noduleux ou de craie azoïque, contient localement des cailloux mal roulés ou anguleux. C'est donc une croûte calcaire typique semblable à celle qui forme le toit de la formation de Klepini. Comme cette dernière, elle a dû se former sous un climat pluvieux et assez chaud. La partie tout à fait supérieure de la croûte calcaire est indurée et recouverte d'un mince sol rougeâtre.

Les phénomènes qui présidèrent à la construction du glacis de Trapeza sont donc une répétition de ceux que nous avons déjà mis en évidence en analysant la formation de Klepini: avancée de la mer sur un littoral en voie d'émersion sous un climat aride semblable au climat actuel; façonnement d'une terrasse en contrebas d'un glacis plus ancien; dépôt d'un mince banc de calcarénite au début d'une phase de régression; accélération de cette régression pour des causes diverses avec formation d'une plaine côtière en période pluviale et froide; début d'un réchauffement avec formation d'une croûte calcaire; arrêt de la période d'accumulation; formation d'un mince sol rou-

geâtre correspondant à des conditions climatiques se rapprochant de celles qui caractérisaient le début du cycle et à un retour de la mer.

Datation. — La formation de Trapeza est donc contemporaine de la fin d'une période interpluviale et surtout d'une phase pluviale, la troisième que l'étude des dépôts étagés de la région de Klepini nous a permis de déceler. La formation doit correspondre en grande partie à la nappe de graviers de Kambia dans la Mésaoria (DUCLOZ, 1965) qui, elle aussi, forme un niveau de glacis emboîté et correspond au troisième pluvial de l'île.

E. DE VAUMAS (1961, 1962), étudiant d'un point de vue morphologique la région de Kharcha, a décrit le glacis de Trapeza sous le nom de *Blue Surface*. D'après cet auteur, ce glacis serait villafranchien ce qui, évidemment, est difficilement soutenable si le glacis correspond bien, comme nous venons de le voir, au troisième pluvial de la région.

Si nous comparons, comme nous l'avons fait plus haut, notre série de dépôts étagés avec celle du littoral syro-libanais, nous pouvons, en tenant compte des transgressions et régressions qui affectèrent les deux régions et considérant la position relative des différentes terrasses, mettre en parallèle la formation de Trapeza avec les dépôts de la terrasse marine de 80-100 m et les alluvions des plus hautes terrasses fluviatiles des cours inférieurs des rivières côtières syro-libanaises (tableau fig. 24).

En admettant que les grands cycles paléoclimatiques des régions appartenant à la partie méridionale du domaine méditerranéen aient été synchrones, nous pouvons étendre nos corrélations à plus longue distance et chercher, comme nous l'avons fait plus haut, des équivalents aux niveaux étagés de Chypre dans les termes de la stratigraphie du Quaternaire marocain. Dans cette optique, et en admettant que le premier niveau à Strombes à Chypre est un équivalent de l'Harounien, les couches marines de la base de la formation de Trapeza doivent correspondre au Messaoudien; la nappe d'atterrissements continentaux de la formation de Trapeza correspondrait, elle, aux dépôts du pluvial salétien. Au Maroc, ces dépôts ont livré un outillage lithique de facture primitive qui a été rapporté à une « Pebble-Culture » évoluée (P. BIBERSON, 1962). Messaoudien et Salétien sont généralement considérés comme équivalents du Sicilien (CHOUBERT, 1962), le Salétien étant synchronisé avec le Gunz alpin. Au Levant, les dépôts que nous avons parallélisés avec la formation de Trapeza n'ont, jusqu'à ce jour, fourni aucuns restes préhistoriques; ils sont en relation avec un ancien niveau marin dont les cotes sont très semblables à celles de la ligne de rivage du Messaoudien (80-100 et 90-100).

5. *La formation de Toumba*

Interprétation. — Cette formation, très semblable aux formations que nous venons d'analyser, construit un glacis situé de 20 à 30 m en contrebas du glacis de Trapeza. Elle comporte de bas en haut: un banc de calcarénite, une nappe de conglomérats à ciment crayeux et une croûte calcaire surmontée d'un mince sol brun-rougeâtre. Elle a une épaisseur d'environ 20 m.

La calcarénite basale repose directement sur une terrasse d'abrasion coupée dans le flysch néogène. Elle forme une assise plutôt mince qui ne dépasse pas 3 à 4 m d'épaisseur. Sa composition est semblable à celle des calcarénites des formations quaternaires plus anciennes. Sa structure massive ou très vaguement stratifiée horizontalement fait penser plutôt à un dépôt de plage qu'à une dune fossile. Le très faible pourcentage de matériel terrigène évoque des conditions climatiques arides. La série de conglomérats à ciment crayeux constituant la partie la plus importante de la formation ressemble beaucoup à son homologue de la formation de Trapeza. La proportion des cailloux par rapport à la craie du ciment y est cependant plus élevée et l'ensemble est de caractère plus grossier. Malgré ces différences de détail, il est évident que ces conglomérats crayeux ont dû se former dans des conditions similaires à celles dans lesquelles se formèrent les conglomérats crayeux plus anciens, c'est-à-dire probablement sous un climat pluvieux et plus froid que le climat actuel. La croûte calcaire, souvent assez puissante, doit avoir été formée comme les croûtes calcaires plus anciennes sous un climat pluvieux et chaud. Nous retrouvons donc, une fois de plus, le cycle paléoclimatique lié à un va-et-vient du niveau marin que nous avons évoqué au sujet des glacis de Klepini et de Trapeza. Ainsi, la plate-forme sur laquelle repose la formation de Toumba, et qui correspond à une avancée de la mer, semble bien coincider à une période interpluviale. La calcarénite basale a dû se déposer également sous un climat aride, elle marque le début d'une régression. La formation de la nappe de conglomérats crayeux impliquant un climat pluvieux et froid correspond à un mouvement de retrait accéléré du plan d'eau. Le dépôt de la croûte calcaire indique, lui, un réchauffement du climat et c'est à ce moment que le niveau marin amorce une remontée. L'élaboration du sol rougeâtre témoigne d'un climat chaud à basse pluviosité, la mer devait être alors en pleine transgression.

Datation. — La formation de Toumba est donc contemporaine de la troisième période interpluviale et du quatrième pluvial de la région. Elle forme le troisième niveau d'une série de glacis emboîtés. Comme tel, elle devrait correspondre à la nappe de graviers de Laxia de la Mésaoria (DUCLOZ, 1965); or, nous verrons plus loin que cette nappe de graviers doit être contemporaine d'un niveau plus récent de glacis du versant nord de la chaîne de Kyrénia. Le glacis de Toumba n'aurait alors pas d'équivalent dans la plaine centrale de l'île, ce qui serait pour le moins curieux. Il est possible naturellement qu'un tel glacis ait existé mais qu'il ait été entièrement déblayé au cours d'une phase d'érosion; il est possible aussi que des études plus approfondies et plus étendues que les nôtres révèlent dans la Mésaoria un niveau supplémentaire de glacis correspondant au glacis de Toumba.

Si l'on met en parallèle les anciens rivages de la côte syro-libanaise avec ceux de Chypre, comme nous l'avons déjà fait plus haut, on peut corréler la base de la formation de Toumba avec les grès et graviers coquilliers de la terrasse marine de 60 m, et sa partie supérieure avec les alluvions de la terrasse de 65 m du Nahr el Khebir

(KAISER, 1961). A plus longue distance, on pourrait paralléliser la formation de Toumba en tenant compte surtout des cycles paléoclimatiques, avec deux termes de la stratigraphie du Maroc: la partie marine avec le Maarifien et la partie continentale avec l'Amirien. Les dépôts du pluvial amirien ont fourni des *pebble-tools* et des bifaces clacto-abbevilliens; ils sont considérés par les quaternaristes du Maroc comme un équivalent du Mindel alpin. Sur la côte syro-libanaise, les dépôts que nous avons parallélisés avec notre formation de Toumba contiennent localement un outillage appartenant à une *Pebble-Culture* qui serait intermédiaire entre l'Abbevillien et l'Acheuléen (KAISER, 1961); ils sont donc bien plus ou moins contemporains de ceux que nous leur opposons à l'extrémité occidentale de la Méditerranée. Notons, là encore, qu'il y a correspondance altimétrique entre le rivage maarifien (56-60 m) et son équivalent de la côte syro-libanaise (60-65 m), alors qu'il y a une assez grande différence d'altitude entre ce niveau et le niveau correspondant de Chypre (140 m).

6. *La formation d'Ayios Epiktitos*

Interprétation. — Avec cette formation, nous abordons l'interprétation d'un dépôt très étendu dont le toit a été largement préservé dans la morphologie actuelle. Il est donc relativement facile d'en étudier les variations latérales et d'en identifier les vestiges en passant d'une région à l'autre de l'île. Si d'une manière générale, on retrouve dans cette formation la même succession cyclique de dépôts que nous avons déjà observée dans les formations quaternaires plus anciennes, on note dans le détail de petites différences de composition à certains niveaux de la formation et plus particulièrement dans le manteau d'origine continentale. Localement, les niveaux inférieurs de la formation font complètement défaut.

La formation d'Ayios Epiktitos repose à sa marge externe, ou aval, sur une terrasse entaillée dans le flysch néogène. Cette terrasse dans la région de Klepini se trouve à environ 70 m en contrebas de la terrasse sur laquelle repose la formation de Toumba. C'est une différence de hauteur trois fois supérieure à celles qui séparaient les terrasses plus anciennes. Cette terrasse d'abrasion comme celles qui la surmontent a dû être façonnée par la mer, car elle est bordée à sa marge sud par une petite falaise de 10 à 20 m de haut dont le pied, qui se trouve à une altitude de 50 m environ, doit marquer une ancienne ligne de rivage (profil CD fig. 7). En amont de cette falaise, la formation recouvre toujours le flysch, mais ce dernier est alors façonné en un versant légèrement concave vers le haut qui s'élève progressivement jusqu'au niveau de la terrasse de Toumba ou, en certains endroits, jusqu'à la banquette de la surface de Karka.

La formation d'Ayios Epiktitos se compose essentiellement d'une calcarénite basale, d'une nappe de graviers médiale et d'une croûte calcaire sommitale dont le toit forme le glacis d'Ayios Epiktitos. En amont de la falaise marquant le rivage de 50 m, la formation est réduite à la nappe de graviers et à la croûte calcaire. En un point nous avons observé une couche de conglomérats grossiers entre le soubassement rocheux et le banc de calcarénite. Cela semble être une exception. N'ayant pas noté

les caractéristiques morphologiques des galets de ce conglomérat, il nous est difficile d'en assurer l'origine. E. DE VAUMAS (1964) a observé dans une position analogue un niveau de conglomérats qu'il interprète comme un dépôt d'origine fluviatile, qui serait le témoin d'une phase anaglaciaire. A vrai dire, cette interprétation nous paraît peu soutenable car, à moins de faire des calcarénites un dépôt éolien, on ne voit pas très bien comment des graviers continentaux pourraient s'être déposés avant les dépôts laissés par la mer qui façonna la terrasse marine. A notre avis, le niveau de conglomérats que l'on trouve localement entre le banc de calcarénites et le soubassement rocheux doit être un conglomérat de base d'origine marine.

La calcarénite basale est formée en grande partie de débris à peine roulés d'algues calcaires auxquels se mêlent des foraminifères et des fragments anguleux de quartz, de pyroxènes et de feldspaths. Le dépôt est bien stratifié horizontalement et contient par places des restes de Mollusques marins. C'est donc un sable marin caractéristique représentant d'anciennes plages ou des dépôts très littoraux. Ces calcarénites passent progressivement vers l'amont (coupe de la rivière Lakanon) à un banc de conglomérats bien roulés qui est adossé à la falaise fossile mentionnée plus haut. Ces conglomérats représentent très probablement d'anciennes grèves. Le niveau de calcarénite a une puissance de 1 à 7 m. Il est en fait formé de deux bancs de 1 à 4 m d'épaisseur séparés par une mince couche marno-sableuse qui par places passe à un sol fossile. Comme les deux bancs de calcarénite ont définitivement un caractère marin, l'épisode continental intercalaire doit marquer une brève phase de régression marine.

Les graviers qui surmontent les calcarénites sont bien stratifiés. Ils sont formés de cailloux roulés dont la taille est généralement assez petite. Leur matrice est crayeuse mais elle est mêlée à une assez grande proportion de matériel sableux. Reposant sur ces graviers un peu crayeux, on trouve fréquemment, dans la région de Klepini, une assise de marnes sableuses grises interstratifiées de minces bancs de sables. Au S d'Ayios Epiktitos, il existe à la place de ces marnes une venue de graviers à matrice terreuse de couleur brunâtre. La nappe graveleuse dont la puissance totale atteint par places 25 m a dû être mise en place sous forme d'épandage de type alluvial car elle est bien stratifiée et l'indice d'émoussé des cailloux est assez élevé. En outre, elle passe vers l'amont à des terrasses flanquant les cours d'eau et dont le caractère fluviatile est manifeste. Les marnes sableuses qui couronnent par places les dépôts graveleux doivent avoir une origine lacustre. La nappe de graviers par son volume implique une phase climatique à pluviosité plus élevée que la pluviosité actuelle. Bien que des phénomènes cryogéniques aient pu intervenir à l'origine de sa formation, son caractère plus régulier et plus classé ne suggère pas l'intervention directe et massive de la solifluxion comme c'était probablement le cas avec les dépôts continentaux plus anciens. L'épisode graveleux et marneux de la formation d'Ayios Epiktitos correspond donc à une phase pluviale sans que l'on puisse dire, d'après les quelques coupes que nous avons examinées, si cette pluviosité était accompagnée d'une détérioration du climat.

La croûte calcaire qui recouvre la série de graviers que nous venons de commenter a une épaisseur moyenne de 2 m. Elle est formée soit d'un calcaire à grain fin, massif et de couleur blanche qui a un aspect lacustre, soit d'un conglomérat à ciment crayeux dont le sommet est induré. Cette croûte, dont le contact avec les alluvions sous-jacentes est franc, doit correspondre comme les croûtes calcaires plus anciennes à une période pluviale accompagnée d'un réchauffement des températures. Par cela, elle implique que la période pluviale qui présida au dépôt des graviers sous-jacents devait être sensiblement plus froide que la période actuelle.

Le cycle d'événements que nous avons déjà mis en évidence lors de l'analyse des formations quaternaires plus anciennes s'est donc répété lors du dépôt de la formation d'Ayios Epiktitos. La période de retrait de la mer, qui précéda l'abrasion de la terrasse marine sur laquelle repose en partie la formation, a dû cependant être beaucoup plus longue que les périodes de retrait précédentes puisque cette terrasse est plus profondément encaissée dans le système des terrasses supérieures que ces dernières ne l'étaient entre elles. Après le façonnement de cette terrasse marine qui correspond à un empiétement de la mer, on assiste au dépôt des calcarénites basales marquant la stabilisation de la ligne de rivage à la cote d'environ 50. Avec la régression qui suivit cette pause, s'élabora progressivement une plaine côtière formée d'épandages de graviers et de sablons qui se superposèrent aux dépôts marins. Alors que l'empiétement de la mer et le dépôt des calcarénites doivent correspondre à un climat aride, puisque les apports détritiques avaient pratiquement cessé, la formation de la nappe de graviers doit correspondre, nous l'avons vu plus haut, à une période pluviale probablement froide. Lors d'un réchauffement du climat au début du retour transgressif de la mer, se déposa la croûte calcaire formant le glacis proprement dit. Le mince sol rougeâtre qui tapisse cette surface a dû se former sous un climat chaud et sec assez semblable au climat actuel.

Datation. — La formation d'Ayios Epiktitos est plus facile à dater que les formations plus anciennes car elle a été relativement peu détruite par l'érosion et n'a été probablement que très peu affectée par des mouvements tectoniques. Il est donc possible, pour sa datation, d'utiliser des critères altimétriques de corrélation et des comparaisons fondées sur le degré d'érosion de sa surface. En outre, les niveaux situés en contrebas et qui la séparent du remblaiement versilien sont bien datés paléontologiquement. Ils offrent d'excellents repères permettant de situer avec précision cette formation dans la chronologie établie par les quaternaristes dans le domaine méditerranéen.

Sur le plan local, la formation d'Ayios Epiktitos doit correspondre à la nappe de graviers de Laxia de la Mésaoria centrale (Ducloz, 1965). Les deux dépôts sont profondément encaissées dans les dépôts plus anciens et leurs surfaces forment de vastes plaines se raccordant aux niveaux supérieurs par des reliques de versants fossiles. Nous avions attribué la nappe de graviers de Laxia à un pluvial que nous

parallélisions à l'interglaciaire Riss-Würm. Cette datation nous paraît aujourd'hui plus que douteuse. En effet, la partie supérieure de la formation d'Ayios Epiktitos, équivalent des graviers de Laxia, n'a pu se former que lors d'une période d'abaissement du niveau marin qui doit correspondre à l'une des grandes glaciations du Nord de l'Europe et des Alpes. D'autre part, la formation d'Ayios Epiktitos et son soubassement rocheux sont entaillés par une terrasse marine sur laquelle reposent des dépôts littoraux à *Strombus bubonius* (formation Kyrénia *auct.*) déposés lors de la transgression tyrrhénienne (Tyrrhénien II), que la majorité des quaternaristes parallélisent avec l'interglaciaire Riss-Würm. Par conséquent, la partie continentale de la formation ainsi que les graviers de Laxia doivent correspondre à un pluvial contemporain de la glaciation de Riss. La comparaison avec les dépôts quaternaires du littoral syro-libanais permet de confirmer cette attribution car les dépôts correspondant dans cette région à la formation d'Ayios Epiktitos ont fourni des restes préhistoriques. La nappe de graviers qui forme la partie principale de la formation d'Ayios Epiktitos doit être l'équivalent de la nappe de graviers de Zghorta (R. WETZEL et J. HALLER, 1948) des environs de Tripoli. Les deux dépôts sont superposés à une terrasse qui fut façonnée lors d'une transgression marine qui a atteint l'altitude de 45 à 50 m et ils sont entaillés par la terrasse de la mer à Strombes (Tyrrhénien II). Les graviers de Zghorta reposent par endroits sur un sol rougeâtre dans lequel on a trouvé des éclats tayaciens; leur partie supérieure a livré un coup de poing chelléo-acheuléen et leur surface est jonchée d'éclats moustériens. Ils datent donc du Pléistocène moyen et correspondent probablement à l'Acheuléen récent, c'est-à-dire approximativement à l'époque de la glaciation rissienne du massif alpin. Quant aux dépôts marins qui se trouvent localement sous les graviers de Zghorta (FLEISCH, 1962) et ceux qui forment la base de la formation d'Ayios Epiktitos, ils doivent être contemporains d'une transgression marine accompagnant le retrait d'une glaciation antérieure au Riss. On peut les rapporter au Tyrrhénien I (Paléotyrrhénien de BONIFAY et MARS).

Si l'on compare maintenant nos niveaux quaternaires avec ceux de la côte atlantique marocaine, en prenant les mêmes repères que précédemment, on obtient les équivalences suivantes: la partie marine de la base de la formation d'Ayios Epiktitos correspondrait à l'Anfatien tandis que la nappe de graviers supérieure correspondrait au Tensifien. Alors que du point de vue altémétrique, les rivages de l'Anfatien sont un peu plus bas (30-34 m) que les rivages correspondants à Chypre (50 m) et au Levant (45-50 m), l'âge des dépôts pluviaires mis en parallèle est remarquablement proche puisque le Tensifien a fourni un outillage rapporté à l'Acheuléen évolué.

7. *La formation de Kyrénia*

Interprétation. — Les dépôts de cette formation ont construit le niveau le plus bas de la série des glacis emboîtés de la région de Klepini. Dans ses parties amont, ce glacis domine directement les étroites plaines alluviales récentes, alors qu'à sa

marge externe, près de la ligne de côte, il est, par places, séparé du niveau des plages actuelles par une basse terrasse d'origine marine (Terrasse de Koupia). Généralement, cependant, le glacis de Kyrénia est tranché par une falaise battue par la mer. C'est dans cette falaise qu'affleure souvent d'une manière spectaculaire la formation de Kyrénia et notamment son terme basal le plus commun, un banc de calcarénite à stratification entrecoisée dont la puissance peut atteindre par places 6 m.

La formation de Kyrénia est le dépôt quaternaire le mieux conservé de toute la série des dépôts étagés du littoral de Chypre. Elle construit un niveau de glacis ou de plaine côtière que l'on peut suivre presque sans interruption le long de la côte septentrionale de l'île depuis le cap Kormakiti à l'Ouest jusqu'au cap Saint-Andréas à l'Est. Ce niveau est également présent, avec de petites interruptions, dans la partie nord de la baie de Morphou, sur le littoral de Pomos, dans la péninsule d'Akamas, sur le littoral sud de l'île, dans la péninsule du cap Gréco et sur le littoral sud de la péninsule de Karpas.

La formation de Kyrénia présente la même disposition cyclique de dépôts que les formations quaternaires plus anciennes. Sa base est un dépôt marin ou dunaire (Formation Kyrénia *auct.*) alors que sa partie médiale est représentée par des atterrissements continentaux, principalement des graviers à éléments roulés ou anguleux noyés dans une matrice marno-crayeuse. Ces graviers sont surmontés d'une croûte calcaire formant par endroits la surface du glacis, alors qu'ailleurs il existe encore, superposée à la croûte, une nappe de dépôts fins, en particulier des sablons de couleur gris-jaunâtre.

Tout au long du littoral septentrional de Chypre, la formation de Kyrénia repose sur une terrasse entaillée dans le flysch néogène, terrasse qui a dû être façonnée par la mer comme le laissent supposer son profil et les dépôts qui la recouvrent. Cette terrasse, qui plonge doucement vers la mer, n'est pas complètement plane et montre localement de petites irrégularités. A l'W et à l'E de Kyrénia, le long de la côte, elle se trouve à une dizaine de mètres au-dessus du niveau de la mer, alors qu'au N de Klepini, elle atteint 20 m. Plus à l'Est, au N de Kharcha, on la voir plonger sous la mer. Bien que nous n'ayons pas eu l'occasion d'observer la falaise morte qui certainement limite vers l'amont cette terrasse d'abrasion, nous pouvons supposer, en tenant compte du profil en travers de la région de Klepini (fig. 7), que le bord interne de cette terrasse, correspondant à la position d'un ancien rivage, doit se trouver à une altitude de 20 à 25 m. Comme le glacis de Kyrénia, dans la région du profil a dû être légèrement soulevé par rapport aux autres régions, cette valeur est probablement trop forte et ne représente pas l'altitude relative normale atteinte par la mer à l'époque de la formation de la terrasse. Il est vraisemblable que cette altitude est plutôt de l'ordre de 15 à 20 m.

Dans la coupe de la formation de Kyrénia, que nous avons décrite en détail dans la première partie de ce travail, la terrasse d'abrasion est recouverte, par l'intermédiaire d'un mince conglomérat de base, d'un banc de grès fin argileux très fossili-

fère, passant vers le haut à une couche de calcarénite. Ce sont des dépôts marins franchement littoraux. Ailleurs, à leur place, on trouve généralement une assise de calcarénite de grain très uniforme dont la stratification est souvent oblique avec plongement vers l'intérieur des terres. Ce type de roche, très commun sur le littoral nord de l'île, doit être une formation dunaire. Il est probable cependant, qu'à la base de cette formation éolienne, il existe, par places, des calcarénites d'origine marine, car celles-ci ont livré par-ci par-là quelques rares fossiles marins. L'existence de sédiments marins à la base des dunes fossiles dans la formation de Kyrénia a d'ailleurs été reconnue par A. E. SAUCIER et R. L. MAJOR (1964) à l'E de la région que nous avons étudiée, dans la péninsule de Karpas. Dans cette région, le dépôt qui repose directement sur la terrasse d'abrasion est un mince banc de calcaire détritique pétri de Mollusques marins. C'est dans cet horizon que D. SUPKOW (communication orale) a trouvé près du cap Plakoti plusieurs exemplaires de *Strombus bubonius*. Un niveau fossilifère marin a été également signalé dans la formation Kyrénia à l'W de Kyrénia par A. LYMBOURIDES (1963) et T. A. MOORE (1960). Ce niveau, qui est souvent surmonté de dunes fossiles, est parfois accompagné d'un conglomérat de base. Ainsi, les dépôts que l'on trouve à la base de la formation de Kyrénia sont indiscutablement le produit d'une transgression marine. Les grès dunaires qui les surmontent par endroits représentent le début d'une phase régressive. Sur la côte sud de l'île, les dépôts éoliens sont rares et la régression est marquée, par places, par un passage à des sablons stériles, mal stratifiés et qui doivent représenter le remplissage de lagunes abandonnées par la mer.

Sur le littoral nord de Chypre, les dépôts marins et dunaires dont nous venons de parler sont surmontés directement par une nappe d'atterrissements continentaux constitués, en grande partie, par des cailloux plus ou moins roulés, parfois même subanguleux, généralement noyés dans une matrice marno-crayeuse. Ces graviers, qui montrent souvent une assez bonne stratification, passent localement à des dépôts fins: des marnes crayeuses entrecoupées de minces veines de sables bruns. Ces dépôts doivent être le produit de crues torrentielles et de coulées boueuses qui prenaient leur origine dans les parties moyennes et hautes des drainages et s'épandaient sur les plaines côtières. Ces mouvements de matériaux ont dû prendre des dimensions catastrophiques si l'on en juge par l'épaisseur parfois considérable du dépôt (20 m). La stratification horizontale de ces graviers, leur vague classement, indiquent qu'ils doivent avoir en général une origine fluviatile, ce qui est confirmé d'ailleurs par leur raccord en amont du glacis à des basses terrasses alluviales sur le cours moyen de certaines rivières. A notre avis, la nappe de graviers crayeux doit correspondre à une période à pluviosité élevée mais irrégulièrement distribuée dans le cours de l'année. Cette nappe de graviers s'étant accumulée alors que le niveau marin baissait, on est amené à la considérer également comme étant le produit d'une détérioration du climat consécutive au développement de l'une des grandes glaciations quaternaires. Cette interprétation est étayée par des observations que E. DE VAUMAS (1963) a faites

sur le littoral de Pomos. Dans cette région occidentale de Chypre, les atterrissements continentaux qui recouvrent la calcarénite basale de la formation de Kyrénia sont constitués par des bancs d'arènes fines intercalés de lits de gravillons et de pierrailles. Ce serait, d'après E. DE VAUMAS, des grèzes litées, c'est-à-dire des dépôts impliquant des phénomènes de solifluxion. Toujours d'après le même auteur, ces grèzes caractériseraient un climat froid et humide mais sans précipitations qui rappellerait celui de Terre-Neuve. Ce climat, DE VAUMAS (1964) en a retrouvé les traces dans les dépôts quaternaires de la bordure nord et est de la Méditerranée orientale. S'il paraît indiscutable que des phénomènes cryogéniques ont dû, par endroits et temporairement, jouer un rôle lors de la mise en place de la nappe graveleuse surmontant les plages soulevées et les dunes de la formation de Kyrénia, leur importance semble avoir été considérablement exagérée par DE VAUMAS. Dans la région que nous avons cartographiée, les dépôts en question ont été amenés par le canal des rivières et se sont étalés sur les plaines côtières. Ils sont importants puisqu'ils peuvent par places atteindre une puissance de 20 m. On imagine difficilement une masse aussi considérable de matériel grossier se déplacer uniquement par solifluxion. Le caractère stratifié de cette nappe graveleuse, l'indice d'émoussé de ses composants indiquent assez clairement d'ailleurs que ces dépôts sont des atterrissements dus à un ruissellement chargé de solide. Et puis, disons-le, un climat aussi rigoureux que celui auquel DE VAUMAS fait appel dans ses interprétations paléoclimatiques, paraît bien peu probable si l'on se souvient qu'en début de cycle, quand se déposaient les sédiments marins de la base de la formation, le climat devait être plus méridional qu'aujourd'hui (faune sénégalienne des plages à Strombes). Une telle différence de climat aurait compromis gravement l'équilibre biologique. Or, bien que nos connaissances des faunes et des flores fossiles de la région soient bien incomplètes, il ne semble pas que des modifications importantes aient eu lieu durant le Quaternaire. Si l'on prend, par exemple, l'histoire de la faune à Hippopotames et Eléphants nains, on voit qu'elle apparaît probablement au Quaternaire ancien, se perpétue durant le Quaternaire moyen (Formation Ayios Epiktitos) et supérieur (Formation Kyrénia). Son extinction à Chypre durant l'époque correspondant au dépôt graveleux de la formation de Kyrénia pourrait être interprétée comme une preuve que le climat était devenu réellement très rigoureux mais alors on ne voit pas très bien comment cette faune aurait survécu à tous les refroidissements antérieurs. A notre avis, le climat correspondant à l'époque du dépôt de la nappe graveleuse a dû être caractérisé par des pluies estivales de type plutôt subtropical. Des averses violentes provoquaient des crues qui entraînaient un matériel solide considérable et déclenchaient parfois des coulées boueuses. Les hivers cependant devaient être beaucoup plus froids qu'aujourd'hui et, suivant l'orientation des côtes et l'importance des reliefs, des masses ébouleuses telles que celles décrites par DE VAUMAS pouvaient se mettre en mouvement par solifluxion.

La croûte calcaire qui surmonte la nappe de graviers dont il vient d'être question peut atteindre localement une épaisseur de 2 m. Elle représente donc, elle aussi, une pé-

riode importante de l'histoire de la formation de Kyrénia. Elle doit correspondre également, comme les croûtes calcaires dont nous avons parlé plus haut, à une période, pluviale mais à précipitations beaucoup plus régulières et beaucoup moins torrentielles. Le climat s'était réchauffé et devait être déjà de type méditerranéen avec une saison sèche bien marquée pour permettre la précipitation et le durcissement du carbonate de calcium. La nappe de sablons, mêlés de marnes et de gravillons, qui recouvre souvent ce niveau de croûte calcaire et forme alors la surface du glacis a dû se déposer sous un climat assez semblable à celui d'aujourd'hui. Cette nappe ressemble beaucoup aux épandages des plaines alluviales récentes et elle a dû se déposer alors que la mer était déjà en pleine phase transgressive.

Datation. — C'est dans les dépôts marins de la base de la formation de Kyrénia qu'apparaît pour la première fois à Chypre *Strombus bubonius* LMK caractérisant l'étage tyrrhénien (*s. l.*). Comme nous l'avons vu plus haut, bien qu'aucune observation n'ait été faite sur l'altitude maximale atteinte par ces dépôts, on peut situer entre 15 et 20 m le rivage de la mer qui leur correspond. Ce rivage, qui semble bien marquer l'avant-dernière pulsation transgressive importante des temps quaternaires, serait donc à rapporter au Tyrrhénien principal (Tyrrhénien II = Eutyrrhénien). La comparaison entre les plages soulevées de Chypre et celles du littoral syro-libanais permet d'ailleurs de dater archéologiquement la formation de Kyrénia et de confirmer cette supposition. Sur les côtes du Levant, la première apparition du *Strombus bubonius* se fait dans les grès coquilliers et les conglomérats marins reposant sur la terrasse dite de 15 m (12-20 m), donc dans les dépôts d'une mer ayant atteint approximativement la même cote que celle qui déposa les couches à Strombes de la formation de Kyrénia. Sur les côtes du Levant, ces dépôts sont surmontés localement par des dunes ou par des atterrissements continentaux semblables à ceux que nous avons observés à Chypre dans la même position, mais généralement beaucoup moins épais. Ils sont entaillés par une terrasse marine dont les dépôts contiennent de nombreux Strombes. A Chypre, il existe également, par endroits, un niveau semblable (Terrasse de Koupia). Les dépôts qui lui correspondent ont livré quelques Strombes. Il y a donc une correspondance certaine entre les niveaux inférieurs des séries côtières de Chypre et du Levant, ce qui nous autorise à les mettre en parallèle. Les grès et les poudingues marins reposant sur la terrasse de 15 m des côtes syro-libanaises doivent être l'équivalent des couches marines de la base de la formation de Kyrénia. Ils ont livré de nombreux éclats souvent roulés, de type levalloisien. Les accumulations continentales qui scellent par places ces dépôts marins contiennent encore quelques silex de facture levalloisienne. Les plages de la mer de 15 m sont donc contemporaines d'une industrie levalloisienne. Il est par conséquent justifié de les considérer ainsi que leur homologue de Chypre comme étant le produit de la remontée eustatique correspondant au dernier interglaciaire.

Nous avons déjà vu que notre série de niveaux étagés quaternaires rappelle dans son ensemble celle du littoral atlantique du Maroc. En tenant compte des cycles

paléoclimatiques et des données paléontologiques et altimétriques, on peut voir dans la partie basale de la formation de Kyrénia un équivalent de l'Harounien, et, dans sa partie supérieure continentale, un équivalent du Présoltanien. On ne connaît pas de restes préhistoriques provenant des plages harouniennes mais les dépôts continentaux du Présoltanien ont livré une industrie appartenant à un stade final de l'Acheuléen où se font sentir des influences levalloisiennes (P. BIBERSON, 1962). Ces dépôts sont donc plus ou moins contemporains de la formation de Kyrénia que nous pouvons dater archéologiquement en la comparant aux dépôts côtiers du Levant.

8. *La formation de Koupia*

Cette formation repose sur une étroite terrasse marine correspondant à un stationnement de la mer à environ 5 m au-dessus de son niveau actuel. Elle consiste dans la région que nous avons étudiée, en de minces dépôts de calcarénites dont l'origine en partie marine et en partie éolienne a été démontrée plus haut. A part de rares exceptions, ces placages de calcarénite ne sont pas recouverts de dépôts continentaux. La formation de Koupia et la terrasse qui la supporte jouent un rôle très effacé dans la morphologie de l'île et on ne rencontre leurs vestiges qu'en des points espacés du littoral. Elle a été observée sur la côte sud de la péninsule de Karpas par A. E. SAUCIER et R. L. MAJOR (1964) qui l'ont décrite sous le nom de *15-foot raised beach*. C'est dans ces dépôts, au droit du château de Gastrie, que P. BIROT et E. DE VAUMAS (1962) ont découvert un exemplaire de *Strombus bubonius*.

La formation de Koupia, nous l'avons vu précédemment, peut être mise en parallèle avec les dépôts de la terrasse marine de 6 m du littoral syro-libanais. Ces dépôts ont livré de nombreux Strombes et sont assez bien datés car ils sont surmontés d'atterrissements continentaux où l'on a trouvé des éclats levalloiso-moustériens et moustériens ainsi que des dents de *Rhinoceros merckii* et d'Hippopotames. Des fragments d'os calcinés associés à un matériel levalloiso-moustérien ont donné un âge absolu (C-14) plus ancien que 52.000 ans. D'après KAISER, VAN LIERE, WRIGHT et GARROD, le niveau de 6 m représenterait une phase tardive de l'interglaciaire Riss-Würm; la grande régression würmienne se placerait après la fixation du rivage de 6 m. Cependant, H. FLEISCH (1956 et 1962) considère qu'une régression majeure a eu lieu entre la formation de la terrasse de 15 m et celle de 6 m. Il parallélise le niveau inférieur à Strombes avec un interstade würmien (Néotyrrhénien=Tyrrhénien III). Si les corrélations que nous proposons entre Chypre et le Levant sont correctes, l'interprétation de FLEISCH serait la bonne car il ne fait pas de doute qu'une régression importante a eu lieu à Chypre entre le dépôt des niveaux supérieurs et inférieurs à Strombes. Cette régression, nous l'avons vu, correspond à une période pluviale. Après la formation de la terrasse de Koupia, il y eut une seconde régression, car cette terrasse est entaillée par les rivières côtières dont les profils en entonnoir à fond plat font suspecter un surcreusement. Cette régression, apparemment mineure, ne semble pas correspondre à une phase pluviaire importante puisqu'elle n'a pas été accom-

pagnée, en général, de la formation d'une nappe d'atterrissements continentaux. Comme ces deux régressions font suite à la transgression tyrrhénienne principale, elles doivent correspondre à deux stades de la glaciations de Würm.

Si l'on parallélise les niveaux de la côte atlantique du Maroc avec ceux de Chypre, on est tout naturellement amené à faire correspondre notre formation de Koupia avec l'Ouljien dont les plages marquent une petite transgression marine ayant atteint des cotes de 5 à 8 m. Ces plages sont surmontées de dépôts de régression (Soltanien) contenant une industrie moustéro-atérienne. Elles sont donc bien plus ou moins contemporaines de la formation de Koupia si celle-ci est bien l'équivalent des dépôts marins surmontant la terrasse de 6 m du littoral syro-libanais.

9. *Les dépôts des plaines récentes*

Les basses plaines alluviales qui se raccordent au niveau de base actuel sont constituées en grande partie par un remblaiement de sables et de sablons argileux de couleur gris-jaunâtre, Nous avons vu plus haut qu'une petite régression avait amené, après le dépôt de la formation de Koupia, le niveau marin en dessous de son niveau actuel. C'est à la remontée du plan d'eau, consécutive à cette régression, qu'on doit la formation des plaines alluviales récentes et sur de nombreux segments des côtes chypriotes la formation d'une falaise vive.

Certaines caractéristiques du littoral indiquent que le niveau de la mer s'est stabilisé depuis une époque reculée. C'est, par exemple, le long des côtes rocheuses de la partie nord de l'île, l'existence d'un trottoir à *Tenarea tortuosa* et d'une petite plate-forme d'abrasion sous-marine correspondant au stationnement actuel de la mer. Ces particularités ne nous permettent pas cependant de dater avec précision l'époque à laquelle la mer se fixa à son niveau actuel. Pour le faire, il faut s'appuyer sur des données empruntées à l'archéologie ou à des analyses de radiocarbone qui, seules, permettent de préciser la chronologie fine du Quaternaire récent. Les ruines du port d'Alasia, près d'Engomi, remontant à l'âge du bronze, nous donnent un *terminus ad quem* de la fixation du niveau marin à Chypre. Bien qu'ensablées et distantes de la mer de 3 km, ces ruines montrent que le niveau de la mer n'a guère varié durant les 3 ou 4 derniers millénaires. Pour dater la dernière remontée du plan d'eau à Chypre, il faut donc faire appel à des restes préhistoriques plus anciens que ceux de l'âge du bronze. La première occupation humaine de l'île remonte vraisemblablement à l'époque néolithique. Ce Néolithique chypriote a été daté au moyen du test au C-14, à environ 7600 ans (H. G. Östlund et L. G. Engstrand, 1960). Il serait extrêmement intéressant de pouvoir insérer cet élément de datation dans l'histoire géologique récente de l'île. Malheureusement, la stratigraphie des sites néolitiques, bien qu'ayant été minutieusement établie, n'a jamais été rapportée au cadre géologique et géomorphologique environnant. D'après les descriptions à notre disposition (P. Dikaios, 1953 et 1962), il semble cependant que les atterrissements continentaux qui recouvrent ces sites soient des colluvions récentes. Ils mesurent souvent jusqu'à

3 à 6 m d'épaisseur. L'ennoyage des vallées devait ainsi être déjà en cours il y a 7000 à 8000 ans. L'ultime oscillation positive du niveau marin à Chypre peut donc bien être attribuée, comme ailleurs, à la transgression versilienne (ou flandrienne).

Sur le littoral syro-libanais, la transgression versilienne débute d'après H. FLEISCH (1956) à l'Aurignacien et se serait poursuivie pendant tout le Néolitique. Le remblaiement alluvial des basses vallées correspondant à cette transgression est souvent recouvert aux embouchures des rivières par des plages de tempête contenant des tessons de l'âge du fer et des débuts des temps hellénistiques (W. J. VAN LIERE, 1961). En beaucoup d'endroits, le phénomène de remplissage est, comme à Chypre, encore actif.

Il est curieux de constater, en ce qui concerne Chypre, que les alluvions des plaines récentes, qui sont des dépôts continentaux correspondant à la phase interpluviale actuelle, n'ont pas d'équivalent dans la série des dépôts quaternaires anciens. Les seuls témoins des périodes interpluviales du passé sont représentés par des dépôts littoraux ainsi que des plages et des dunes fossiles formant localement la base des séries cycliques construisant les glacis d'accumulation. Cette absence de dépôts continentaux interpluviaux anciens pourrait s'expliquer comme suit: la baisse du niveau marin, consécutive à une période glaciaire, ne serait pas accompagnée en début de phase d'une augmentation notable de la pluviosité. Elle activerait l'érosion dans les chenaux des rivières. Le remplaiement meuble des limons interpluvieux serait alors déblayé en grande partie, puis lors du déclenchement, avec un certain retard de la période pluviale, se serait mis en train la grande phase d'alluvionnement et de glissement qui aboutira à la formation des glacis et des terrasses.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

Dans le N de l'île de Chypre, la région de Klepini, adossée à la chaîne de Kyrénia, mérite de devenir une des régions classiques du Quaternaire de la Méditerranée orientale. Elle a l'avantage, en effet, de réunir sur un même profil partant du niveau de la mer, une série très complète de formations marines et continentales dont l'ordre de dépôt est attesté par des superpositions et des emboîtements certains.

Les dépôts les plus anciens, qui correspondent vraisemblablement au Pléistocène inférieur, sont représentés par des talus fossiles drapant la base des grands escarpements de l'étroite chaîne de Kyrénia. Ces talus, généralement solidement cimentés par une matrice calcaire rose-saumon, se raccordent vers le bas à un niveau formant banquette et dont l'altitude varie de 300 à 360 m. Associé à ce niveau on trouve par endroits des dépôts lacustres. A l'intérieur de la chaîne, à des altitudes supérieures au niveau précédent, il existe des remplissages de dépressions originellement fermées qui doivent correspondre à d'anciens lacs de montagnes contemporains des lacs périphériques et des talus fossiles. Nous avons appelé « surface de Karka », la surface des talus fossiles et des niveaux auxquels ils se raccordent.