

6. LES FORMATIONS PLIO-PLÉISTOCÈNES DU BASSIN DE L'OMO-TURKANA

Henry de LUMLEY¹, Jean-Jacques BAHAIN¹, Yonas BEYENE²,
François MARCHAL³ et Zeresenay ALEMSEGED²

RÉSUMÉ — Les dépôts plio-pléistocènes du bassin de l'Omo-Turkana, appelés *Omo Group*, sont divisés en cinq formations majeures géographiquement discontinues : les formations de *Mursi*, de *Shungura* et de *Usno* au nord du lac Turkana actuel, dans les basses vallées de l'Omo et de l'Usno, et les formations de *Nachukui* et de *Koobi Fora*, respectivement à l'ouest et à l'est du lac Turkana. L'enregistrement sédimentaire, d'environ 800 m d'épaisseur, correspond à cinq milieux de dépôts principaux, essentiellement fluviaux, lacustres et deltaïques, et couvre de façon quasi continue les quatre derniers millions d'années. La présence dans ces dépôts d'environ cent vingt niveaux de tufs volcaniques y a permis l'élaboration d'un cadre chronostratigraphique extrêmement précis et l'histoire paléogéographique du bassin du Turkana pour cette période charnière de l'histoire de l'Humanité a ainsi pu être reconstituée.

ABSTRACT — The Plio-Pleistocene formations of the Omo-Turkana basin. The Plio-Pleistocene formations of the Omo-Turkana basin, known as the Omo group, are divided into five major geographically discontinuous formations: the Mursi, Shungura and Usno formations north of the present day lake Turkana in the low Omo and Usno valleys, and the Nachukui and Koobi Fora formations, to the west and east of lake Turkana respectively. The sedimentary record is about 800 m thick, fairly continuous over the last four million years, and corresponds to five main deposit environments, mostly fluvial, lacustrine and deltaic. The presence of these deposits containing about 120 levels of volcanic tufa, has enabled us to draw up a precise chronostratigraphical framework and the palaeogeographical history of the Turkana basin for this key period in the history of mankind has thus been reconstituted.

Les formations plio-pléistocènes du bassin de l'Omo-Turkana, également appelées *Omo Group*, sont exceptionnelles à plusieurs titres. Bien évidemment, leur richesse, tant paléo-anthropologique et archéologique que paléontologique, a contribué à leur notoriété. Ces niveaux comptent parmi les plus importants gisements mondiaux en ce qui concerne le nombre de restes

1. Département des sciences préhistoriques du Muséum national d'histoire naturelle, Institut de paléontologie humaine, *Fondation Albert I^{er} Prince de Monaco*, UMR 6569 du CNRS, 1, rue René Panhard, 75013 Paris, France.

2. Autorité pour la recherche et la conservation du patrimoine culturel éthiopien, Département d'archéologie et d'anthropologie et Musée national d'Éthiopie, Addis Abéba, Éthiopie.

3. Laboratoire d'anthropologie de l'université de la Méditerranée (Aix-Marseille II), UMR 6569 du CNRS, Faculté de médecine, Secteur Nord, boulevard Pierre Dramard, 13916 Marseille cedex 20, France.

d'hominidés qui y ont été découverts et sont des sites idéaux pour la connaissance et la compréhension des premiers âges de l'Humanité. Mais cette célébrité est également liée à un enregistrement sédimentaire continental exceptionnel d'environ 800 m d'épaisseur et à l'une des chronostratigraphies les mieux établies du monde, grâce notamment à la présence dans ces formations de nombreux tufs volcaniques, dont plusieurs ont pu être datés précisément par différentes méthodes géochronologiques ou géologiques.

Les dépôts plio-pléistocènes du bassin de l'Omo-Turkana ont été géographiquement et stratigraphiquement divisés en cinq formations majeures et discontinues : les formations de *Mursi*, de *Shungura* et d'*Usno*, au nord du lac Turkana actuel dans les basses vallées de l'Omo et de son affluent l'Usno, la formation de *Nachukui* et la formation de *Koobi Fora*, respectivement à l'ouest et à l'est du lac actuel (fig. 1). C'est à cette dernière formation que sont rattachés les sédiments plio-pléistocènes de la région de Fejej.

Après une présentation succincte des principaux faciès sédimentaires des formations de l'Omo-Turkana, nous rappellerons la lithostratigraphie et la nomenclature utilisée pour chaque formation, leur cadre chronostratigraphique et l'évolution paléogéographique du bassin de l'Omo-Turkana, telle qu'elle a pu être reconstituée après trente années d'études géologiques et paléoenvironnementales.

LES PRINCIPAUX FACIÈS SÉDIMENTAIRES DES FORMATIONS PLIO-PLÉISTOCÈNES DU BASSIN DE L'OMO-TURKANA

La majorité des faciès sédimentaires observés dans la séquence plio-pléistocène du bassin de l'Omo-Turkana se rattachent à cinq types de paléoenvironnements (Brown F.H. et Feibel C.S., 1991) :

- les milieux fluviaux ;
- les plaines d'inondations fluviales ;
- les milieux deltaïques ;
- les milieux de bord de lac ;
- les milieux lacustres.

Cette monotonie des faciès sédimentaires a sensiblement compliqué l'étude globale des formations plio-pléistocènes du bassin de l'Omo-Turkana et surtout les corrélations entre les différents affleurements. Néanmoins, la présence de nombreux repères stratigraphiques, tufs volcaniques et niveaux fossilifères, permet de surmonter ces difficultés et d'établir des synthèses cohérentes.

Les principales caractéristiques sédimentaires des différents types de dépôts observés dans les formations de l'*Omo Group* sont les suivantes (Einsle G., 1992) :

- les dépôts fluviaux sont principalement constitués de sédiments grossiers et présentent généralement des cycles à granoclassement positif. Au-dessus d'une surface de discordance par troncature, on observe généralement à la base des graviers et des sables grossiers à moyens, à stratifications entrecroisées, puis des sables fins et des limons, massifs ou à lamines horizontales, à figures de courant de type *ripple marks* ;
- les dépôts de plaine d'inondation correspondent principalement à des sédiments fins (argiles, limons et sables fins), à lamines ou sans structure sédimentaire, souvent affectés par des phénomènes pédogénétiques de différentes sortes ;
- les faciès deltaïques sont représentés principalement par des dépôts clastiques, souvent caractérisés par des séquences à granoclassement négatif, avec à la base des niveaux fortement inclinés de sables et de carbonates bioclastiques, qui constituent les *foresets* de delta de type Gilbert, et au sommet des niveaux grossiers littoraux de haute énergie (*topsets*) ;

- les dépôts de bords de lac correspondent principalement dans le bassin du Turkana à des niveaux de faible énergie, avec encroûtements algaïres, à mollusques et grès bioclastiques carbonatés, souvent interstratifiés avec des sédiments limono-sableux fins ;
- enfin, les dépôts lacustres correspondent généralement à des argiles et limons turbiditiques, à ostracodes et poissons fossiles, avec interstratifications fréquentes de sédiments légèrement plus grossiers (limons et sables fins).

LES FORMATIONS PLIO-PLÉISTOCÈNES DU BASSIN DE L'OMO-TURKANA

La formation de Mursi

La plus ancienne des cinq formations de l'Omo Group est celle de *Mursi*, qui est également la plus septentrionale (fig. 1) (Heinzelin J. de et Haesaerts P., 1983c). Essentiellement fluviale, mais présentant quelques incursions lacustres mineures, elle atteint 110 m de puissance et est recouverte par le *basalte de Mursi* daté par potassium-argon de $3,99 \pm 0,04$ Ma (Brown F.H. et al., 1985).

Aucun fossile d'hominidé, ni aucune industrie n'ont à ce jour été recueillis dans cette formation.

La formation de Shungura

Plus au sud, la formation de *Shungura* (Heinzelin J. de et Haesaerts P., 1983a ; Howell F.C. et al., 1987) a été définie à partir de deux zones distinctes, une région type au nord comprenant les niveaux les plus anciens de la formation et la région de Kalaam au sud où les couches les plus récentes de la formation ont pu être observées (fig. 1). Elle présente une puissance cumulée de 765 m d'épaisseur et a été subdivisée en 12 membres. Les 11 membres supérieurs présentent à leur base des niveaux de tufs volcaniques, numérotés de A à H et de J à L, chaque membre portant alors le nom du tuf qu'il recouvre. Chaque membre est lui-même subdivisé en sous-membres, définis soit par la présence d'autres tufs volcaniques, soit par des cycles sédimentaires distincts, et indexés du nom du membre suivi de numéros croissants sommet de la séquence (A-1, A-2...). Les sédiments situés sous le tuf A sont réunis dans un membre de base (tabl. 1). Du point de vue de l'origine sédimentaire des dépôts plio-pléistocènes qui y sont observés, la formation de *Shungura* est essentiellement fluviale dans sa partie inférieure, du membre de base jusqu'à la partie inférieure du membre G. Après une incursion lacustre majeure, enregistrée dans la partie supérieure du membre G, sédimentations fluviale et lacustre ont alterné jusqu'au sommet de la séquence. Par ailleurs, plus de 120 niveaux différents de tufs volcaniques ont été observés dans la formation de *Shungura*, servant à la fois de repère stratigraphique et de supports potentiels à des analyses géochronologiques (Heinzelin J. de, 1983).

Plusieurs dizaines de milliers de restes de vertébrés fossiles ont été recueillis dans les dépôts de la formation de *Shungura*, parmi lesquels plus de deux cents restes d'hominidés (voir par exemple Howell F.C. et Coppens Y., 1976 ; Feibel C.S. et al., 1989 ; Suwa G. et al., 1996 ; Alemseged Z., 2000). Les plus anciens proviennent du sous-membre B-3, daté d'environ 3,20 Ma et correspondent à un hominidé de type gracile, dont le statut taxinomique est toujours indéterminé. À partir du membre C coexistent deux lignées d'hominidés, une gracile et une robuste. Les restes de cette dernière lignée recueillis dans les membres C à F ont entraîné en 1967 la définition d'une nouvelle espèce, *Australopithecus aethiopicus* (Arambourg C. et Coppens Y., 1967), dont l'holotype, la mandibule O18-1967-18, provient du sous-membre C-8 (~ 2,6 Ma). À partir du membre G, les restes d'hominidés robustes sont attribués à *Australopithecus boisei*, que certains auteurs considèrent comme un descendant par évolution mosaïque d'*Australopithecus aethiopicus*. En ce qui concerne les hominidés de type gracile, l'attribution taxinomique des

Membres		Nom et âge des principaux niveaux et tufs		Principaux sites	Principaux fossiles d'hominidés	Attribution taxinomique	
				Kibish	Omo 1 et Omo 2	<i>Homo sapiens</i> archaïque	
Membres supérieurs	L	L-9 à L-4 L-3 L-2 & L-1	1,36 Ma				
		Tuf L	1,39 Ma				
	K	K-4 à K-1				L996-17	<i>Homo ergaster / erectus</i>
		Tuf K	1,53 Ma				
	J	J-7 J-6 & J-5 J-4	1,55 Ma 1,65 Ma				
		J-3 à J-1					
	Tuf J	1,74 Ma					
H	H-7 H-6 H-5 H-4 H-3 H-2 H-1	1,78 Ma 1,86 Ma 1,88 Ma					
	Tuf H	1,90 Ma					
Membres inférieurs	G	supérieur G-29 & G-28 G-27 G-26 à G-14	1,96 Ma				
		inférieur G-13 G-12 à G-5 G-4 G-3 à G-1	2,02 Ma ≈ 2,20 Ma		O.75-1969-14 L74A-21 ; L427-7 L754-8	Aff. <i>Homo</i> sp. Indet. <i>Australopithecus</i> aff. <i>boisei</i>	
	Tuf G	2,32 Ma					
	F	F-5 & F-4 F-3 F-2	2,33 Ma		Omo 123		
		F-1	2,34 Ma		L. 204 (FtJi-1) ; Omo 57 L.4 (FtJi-5) ; L. 396 (FtJi-2)	L.860-2	<i>Australopithecus aethiopicus</i>
	Tuf F	2,34 Ma					
	E	E-5 E-4 E-3 E-2 E-1	2,36 Ma 2,37 Ma 2,39 Ma ≈ 2,40 Ma		Omo 84 Omo 71	O33-1974-896 L.40-19 O.57.4-1968-41 L338-y FO44-1970-2466	<i>Australopithecus aethiopicus</i> <i>Australopithecus aethiopicus</i> <i>Australopithecus aethiopicus</i> <i>Australopithecus aethiopicus</i>
Tuf E		2,40 Ma					
D	D-5 à D-1						
Tuf D	2,52 Ma						

Membres inférieurs	C	C-9	2,58 Ma		L345-11	<i>Australopithecus aethiopicus</i>
		C-8	2,60 Ma		O18-1967-18	<i>Australopithecus aethiopicus</i> (holotype)
		C-7			O18-1970-1848	<i>Australopithecus aethiopicus</i>
		C-6	2,70 Ma		L55-5-33	<i>Australopithecus aethiopicus</i>
		C-5				
		C-4 C-3 à C-1	2,74 Ma			
		Tuf C	2,85 Ma			
	B	B-12 à B-4				
		B-3	3,22 Ma		Restes dentaires	Hominidés gen. et sp. indé.
		B-2 B-1	3,33 Ma			
	Tuf B	3,40 Ma				
A	A-4 à A-1					
	Tuf A	3,58 Ma				
Membre de base	Bas-5 à Bas-1					

Tabl. 1. — Nom des différents membres, des principaux tufs volcaniques, sites archéologiques et restes paléanthropologiques de la formation de Shungura dans le bassin de l'Omo-Turkana.

restes est plus complexe, en raison du nombre de postulants qui semblent avoir coexisté au Plio-Pléistocène dans cette région. Ainsi, le statut taxinomique des fossiles « graciles » issus des membres B et C est considéré par plusieurs auteurs comme indéterminé. Les restes dentaires provenant des membres E à G présentent pour leur part des affinités avec la morphologie des dents des premiers représentants du genre *Homo*, ce qui placerait l'apparition de celui-ci dans cette zone il y a environ 2,40 Ma, âge du tuf E. À partir du membre H, c'est probablement *Homo ergaster/Homo erectus* qui fournit la majorité des restes graciles.

Plusieurs gisements archéologiques ont été découverts dans les dépôts de la formation de Shungura (voir par exemple Chavaillon J., 1970 ; Merrick H.V. et Merrick J.P.S., 1976 ; Howell F.C. et al., 1987 ; Roche H., 1996). Les plus anciens témoignages archéologiques ont été décrits dans le membre E (sites Omo 71 et Omo 84), mais la pauvreté des restes qui y ont été recueillis et la position chronostratigraphique incertaine de ceux-ci font qu'ils ne sont aujourd'hui plus pris en compte. Par contre, cinq gisements oldowayens, bien calés stratigraphiquement, ont été répertoriés dans le membre F, datés de 2,34 à 2,32 Ma. Enfin, les membres supérieurs G à L sont archéologiquement stériles.

La formation d'Usno

La dernière des formations septentrionales du bassin de l'Omo-Turkana, la formation d'*Usno* (fig. 1) (Heinzelin J. de et Haesaerts P., 1983b), est située environ à 25 km au nord-est de la zone type de la formation de *Shungura*. D'une épaisseur d'environ 172 m et également d'origine essentiellement fluviale, elle est divisée en unités stratigraphiques numérotées de la base vers le sommet de U-1 à U-20 (tabl. 2). L'unité inférieure U-1, qui surmonte quelques mètres de sédiments fluviaux, correspond au basalte d'*Usno*, daté par la méthode du potassium-argon de $4,10 \pm 0,06$ Ma (Brown F.H. et al., 1985).

Vingt-deux restes dentaires d'hominidés ont été recueillis dans la formation d'*Usno*. Ils proviennent tous du membre U-12, qui a été corrélé avec le sous-membre B-3 de la formation de *Shungura* (Heinzelin J. de, 1983 ; Feibel C.S. et al., 1989), et correspondent à une forme gracile d'hominidé. Aucun site archéologique n'a été répertorié dans cette formation.

Niveaux	Âge des principaux niveaux	Principaux fossiles d'hominidés	Attribution taxinomique
U-20 U-19 à U-15 U-14 U-13 U-12	2,95 Ma	Restes dentaires	Hominidés gen. et sp. indét.
U-11	3,22 Ma		
U-10 à U-8	3,41 Ma		
U-7	3,58 Ma		
U-6 à U-2	4,10 Ma		
U-1			

Tabl. 2. — Nom et âges des différentes unités stratigraphiques et des principaux restes paléanthropologiques de la formation d'Usno.

La formation de Koobi Fora

Les sédiments plio-pléistocènes de la région de Fejej constituent la terminaison septentrionale de la formation de *Koobi Fora*, qui s'étend à l'est du lac Turkana actuel sur plus de 1 000 km² (fig. 1). La séquence stratigraphique de cette région a fait l'objet de nombreuses études depuis la fin des années 1960. Elle a subi de nombreuses modifications au fur et mesure des travaux, modifications dont nous présentons ici un rapide historique. La première description lithostratigraphique de la région de Koobi Fora fut celle de A.K. Behrensmeyer (1970). Elle avait alors subdivisé les terrains observés en deux formations, la plus ancienne d'origine essentiellement lacustre (KF I), et la plus récente constituée principalement de niveaux fluviatiles et de tufs volcaniques (KF II, subdivisée en KF IIA et IIB) (fig. 2a). C.F. Vondra et al. (1971) ajoutèrent à cette description une troisième formation pléistocène (KF III), correspondant principalement à des sédiments lacustres, et qui était elle-même recouverte par d'autres sédiments lacustres plus récents, nommés *Galana Boi* (fig. 2a). Cette nomenclature, jugée trop limitée, fut reprise et remplacée dans les années 1970 par une nouvelle lithostratigraphie plus vaste (Bowen B.E. et Vondra C.F., 1973). Cette dernière se subdivisait de la façon suivante. À la base de la séquence se trouvait la formation de *Kubi Algi*, fluviatile, puis lacustre, puis la formation de *Koobi Fora*, elle-même subdivisée en un membre inférieur et un membre supérieur et correspondant pratiquement aux formations KF définies par les auteurs précédents (KF I et KF IIA pour le membre inférieur et KF IIB et KF III pour le membre supérieur). Venaient ensuite la formation discordante de *Guomde* en grande partie lacustre et enfin les sédiments récents de *Galana Boi* (fig. 2b). Cette nomenclature montra ses limites assez rapidement, en particulier en ce qui concerne les relations entre coupes types et les corrélations d'une région à une autre. Ainsi le membre *Ileret* défini au nord de la zone d'étude correspondait en fait à un équivalent latéral du membre inférieur de la formation de *Koobi Fora*. Elle fut donc remplacée, dans la seconde moitié des années 1980, par la nomenclature utilisée aujourd'hui, œuvre de F.H. Brown et C.S. Feibel (1986) (fig. 2c).

Tous les sédiments plio-pléistocènes de l'Est Turkana sont actuellement rattachés à une seule formation, la formation de *Koobi Fora*. Cette dernière, d'environ 565 m de puissance, est subdivisée en huit membres, dont les limites sont marquées, comme à Shungura, par des niveaux de tufs volcaniques, chaque membre portant le nom du niveau volcanique qu'il recouvre (Brown F.H. et Feibel C.S., 1986, 1991). Seul le membre inférieur, qui correspond aux sédiments situés sous le premier tuf, déroge à cette règle. Ce membre, nommé *Lonyumun*, recouvre par ailleurs les niveaux basaltiques de *Karsa* datés par potassium-argon de $4,35 \pm 0,05$ Ma (McDougall I., 1985). Il correspond à deux phases de dépôts, une phase initiale lacustre, à sédiments bioclastiques et détritiques fins, puis une phase fluviatile, avec cycles à granoclassement positif et pédogénèses. Le membre *Lonyumun* est recouvert par le membre *Moiti*, essentiellement fluviatile,

Membres	Nom et âge des principaux tufs	Principaux sites	Principaux fossiles d'hominidés	Attribution taxinomique
	0,20 à 0,30 Ma		KNM ER 999 ; KNM ER 3884	<i>Homo sapiens</i> archaïque
Chari	Kale Silbo Gele Chari 0,70 Ma 0,74 Ma 1,25 Ma 1,39 Ma	FxJj63		
Okote	Black Pumice Koobi Fora Lower Koobi Fora Lower Ileret N. Ileret Okote 1,49 Ma 1,55 Ma 1,60 Ma	FxJj33 ; FxJj 37 FxJj 17 FwJj1 FxJj 18 FxJj 16 FxJj50 ; FxJj 64	KNM ER 803 ; KNM ER 992 KNM ER 3892 KNM ER 729 ; KNM ER 733 KNM ER 818 KNM ER 820 ; KNM ER 3883	<i>Homo ergaster</i> <i>Australopithecus boisei</i> <i>Australopithecus boisei</i> <i>Homo ergaster</i>
KBS	Lower Okote Morutot Kimire White Orange Malbe KBS 1,62 Ma 1,64 Ma 1,74 Ma 1,78 Ma 1,85 Ma 1,86 Ma 1,88 Ma	FxJj20 GaJi5 FxJj38 FxJj10 FxJj1 (KBS site) FxJj3 (Hippo site)	KNM ER 406 ; KNM ER 732 KNM ER 801 KNM ER 730 ; KNM ER 1808 KNM ER 1820 KNM ER 810 ; KNM ER 15930 KNM ER 3733 KNM ER 813 KNM ER 407 ; KNM ER 1806 KNM ER 1805 KNM ER 1590 KNM ER 405 ; KNM ER 1477 KNM ER 13750 ; KNM ER 23000	<i>Australopithecus boisei</i> <i>Homo ergaster</i> <i>Australopithecus boisei</i> <i>Australopithecus boisei</i> <i>Homo ergaster</i> <i>Homo rudolfensis</i> (?) <i>Australopithecus boisei</i> <i>Homo habilis</i> <i>Homo rudolfensis</i> <i>Australopithecus boisei</i>
sup.	Lorenyang 1,90 Ma		KNM ER 1470 ; KNM ER 1482 KNM ER 1802 ; KNM ER 3732 KNM ER 1472 ; KNM ER 1481 KNM ER 1501 ; KNM ER 1502 KNM ER 1813 ; KNM ER 3735 KNM ER 1469 ; KNM ER 1500	<i>Homo rudolfensis</i> <i>Homo rudolfensis</i> (?) <i>Homo habilis</i> <i>Australopithecus boisei</i>
Burgi inf.	Lokalelei Burgi 2,52 Ma 2,68 Ma			
Tulu Bor	Ingumwai Hasuma Ninikaa Allia Toroto Tulu Bor 2,74 Ma 2,85 Ma 3,06 Ma 3,22 Ma 3,32 Ma 3,35 Ma 3,41 Ma		KNM ER 2602	<i>Australopithecus afarensis</i> (?)
Lokochot	Lokochot 3,58 Ma			
Moiti	Loruth Wargolo Moiti 3,80 Ma 3,92 Ma			
Lonyumun	Topernawi ~ 3,92 Ma 3,96 Ma	Allia Bay	KNM ER 20432 ; KNM ER 30-2000 KNM ER 20419 ; KNMER 30-745	<i>Australopithecus anamensis</i>

Tabl. 3. — Nom et âges des différents membres et des principaux tufs volcaniques de la formation de *Koobi Fora* et principaux sites archéologiques et restes paléanthropologiques qui y ont été découverts.

le membre *Lokochot*, présentant également une phase de sédimentation fluviatile à sa base et une phase lacustre à son sommet, et le membre *Tulu Bor*, essentiellement fluviatile bien que présentant quelques petits épisodes lacustres. Ce dernier est recouvert par le membre *Burgi*, qui se subdivise lui-même en deux parties en raison d'une discontinuité sédimentaire majeure. Le membre *Burgi* inférieur est essentiellement fluviatile bien qu'un épisode lacustre relativement important, *Lokeridede*, soit enregistré près de son sommet. Par contre, la partie supérieure du membre *Burgi* correspond à un intervalle lacustre majeur et présente des interdigitations détaillées assez nombreuses. Le membre suivant, nommé *KBS*, présente d'importantes variations latérales de faciès. Il correspond principalement à une phase fluviatile complexe avec de petits intervalles lacustres marqués par des horizons bioclastiques et alguaires. Viennent ensuite les membres *Okote*, essentiellement fluviatile bien que présentant un intervalle lacustre, et *Chari*, fluviatile à sa base, lacustre à son sommet. La liste des principaux tufs volcaniques de la formation de Koobi Fora est présentée dans le tableau 3.

Plus de 200 restes d'hominidés ont été recueillis dans les dépôts de six des membres de la formation de Koobi Fora (*Lonyumun*, *Lokochot*, *Tulu Bor*, *Burgi* supérieur, *KBS* et *Okote*) (Leakey M.G. et Leakey R.E., 1978 ; Feibel C.S. et al., 1989 ; Wood B., 1991). Les plus anciens (une vingtaine de dents, deux maxillaires, une mandibule et un radius) proviennent du membre *Lonyumun* et du tuf *Moiti* et ont été inclus dans l'hypodigme d'*Australopithecus anamensis* (Leakey M.G. et al., 1995). Leur âge est estimé à environ 3,95 Ma. Plusieurs dents isolées d'un hominidé gracile ont été recueillies dans le membre *Lokochot* et le membre *Tulu Bor* a livré un ensemble de fragments d'une calvaria attribuée à *Australopithecus afarensis* et datée d'environ 3,25 Ma (KNM ER 2602). Les autres restes d'hominidés découverts dans la formation de Koobi Fora proviennent des trois derniers membres précédemment cités, soit d'un intervalle chronologique compris entre 2,0 Ma et 1,5 Ma. Pendant cette période semblent coexister dans cette zone *Australopithecus boisei* et les premiers représentants du genre *Homo*, certaines strates ayant livré des restes attribués à quatre hominidés différents (*Australopithecus boisei*, *Homo rudolfensis*, *Homo habilis* et *Homo erectus/ergaster*). Parmi les principaux fossiles recueillis, citons : dans le membre *Burgi* supérieur KNM ER 1470, lectotype d'*Homo rudolfensis*, et KNM ER 1813, attribué à *Homo habilis* ; dans le membre *KBS*, KNM ER 3733, et dans le membre *Okote*, KNM ER 3883, tous deux attribués à *Homo erectus/ergaster*.

En raison d'un arrêt de sédimentation, d'une durée estimée à environ 450 000 ans, observé au sein du membre *Burgi*, les plus anciens gisements archéologiques reconnus dans la formation de Koobi Fora datent d'environ 1,9 Ma seulement. En revanche, de nombreux gisements oldowayens et acheuléens, situés dans les membres *KBS*, *Okote* et *Chari*, ont fait l'objet de fouilles et ont livré d'excellents témoignages des activités des premiers hommes (Isaac G.L., 1997).

La formation de Nachukui

La formation de *Nachukui*, à l'ouest du lac Turkana, est à la fois la plus occidentale des formations de l'*Omo Group* et celle qui a été étudiée le plus tardivement, bénéficiant ainsi des données et résultats obtenus sur les autres régions du bassin de l'Omo-Turkana (fig. 1) (Harris J.M. et al., 1988 ; Brown F.H. et McDougall I., 1993). Elle a également permis de mieux comprendre le schéma global de sédimentation dans le bassin et de compléter les corrélations entre les diverses formations du bassin de l'Omo-Turkana. La formation de *Nachukui* fait environ 715 m d'épaisseur et est divisée en huit membres, le membre inférieur reposant sur le basalte de *Kataboi*, daté par potassium-argon de $4,05 \pm 0,06$ Ma, et étant recoupé par des dykes provenant de ce dernier (Brown F.H. et al., 1985).

Le membre inférieur, nommé *Lonyumun* comme à Koobi Fora, correspond aux sédiments situés entre le basalte de *Kataboi* et le tuf *Moiti*, défini à l'est du lac Turkana. Il est lithologiquement très proche de son équivalent oriental, présentant des sédiments lacustres à sa base, puis des sédiments fluviatiles. Le membre *Kataboi* est défini comme correspondant aux niveaux situés

entre les tufs Moiti et Tulu Bor et est caractérisé par des sédiments d'abord fluviatiles puis lacustres. Le membre *Lomekwi*, essentiellement fluviatile bien que présentant un intervalle lacustre à son sommet, va du tuf Tulu Bor à un nouveau niveau de tuf volcanique, défini dans l'ouest Turkana, le tuf *Lokalelei*. Le membre suivant porte donc le nom de ce tuf, *Lokalelei*, et est essentiellement fluviatile. Il est limité en son sommet par un nouveau tuf, *Kalochoro*, qui donne son nom au membre suivant. Ce membre *Kalochoro* se subdivise lithologiquement en trois grandes parties et correspond à une sédimentation d'abord fluviatile, puis lacustre, enfin littorale et se termine sous le tuf *KBS*. Celui-ci est donc à la base du membre suivant, le membre *Kaitio*, qui est limité à son sommet par un autre tuf défini dans l'Est Turkana, le tuf *Koobi Fora* inférieur. Ce membre présente des sédiments d'origine lacustre dans sa partie inférieure et fluviatile dans sa partie supérieure. Il est recouvert par le membre *Natoo*, qui présente une alternance de niveaux fluviatiles et lacustres et dont la limite supérieure est marquée par un nouveau tuf volcanique, le tuf *Nariakotome* inférieur. Le dernier membre qui porte le nom de *Nariakotome* correspond également à des dépôts fluviatiles et lacustres alternés.

L'absence de certains des marqueurs stratigraphiques utilisés pour définir les différents membres de la formation de Nachukui, comme le tuf Moiti, ont conduit les chercheurs travaillant sur les gisements de Lothagam et de Kanapoi à définir des séquences plio-pléistocènes rattachables à la formation de Nachukui, mais différant sensiblement de celle-ci. À Lothagam, la séquence suivante a été définie (Leakey M.G. et al., 1996 ; McDougall I. et Feibel C.S., 1999) : au-dessus d'une importante séquence fossilifère miocène, les dépôts de la formation de Nachukui débutent par le membre Apak, d'origine fluvio-lacustre. Après la mise en place d'une coulée basaltique (basalte de Lothagam), se sont déposés les membres Muruongori, constitués de sédiments lacustres et considérés comme un équivalent latéral du membre Lonyumun, et Kaiyumung, marquant le retour à une sédimentation principalement fluviatile, puis les membres Kalochoro et Kaitio, déjà définis. À Kanapoi (Leakey M.G. et al., 1995, 1998), la séquence observée comprend trois ensembles lithostratigraphiques, correspondant respectivement de la base au sommet à une sédimentation fluviatile, lacustre et deltaïque, puis à nouveau fluviatile, le tout étant recouvert par une coulée basaltique. Les niveaux lacustres de l'ensemble médian correspondent là encore très probablement à des dépôts liés à la phase d'expansion lacustre Lonyumun, mais les tufs volcaniques observés dans la séquence de Kanapoi semblent se rapprocher plus de ceux observés dans le bassin du lac Baringo, au sud-est de la zone d'étude, qu'à ceux définis dans le bassin de l'Omo-Turkana.

Dernière formation à avoir été prospectée, la formation de Nachukui a livré pour l'instant moins de fossiles d'hominidés que les formations de Shungura ou de Koobi Fora, mais, depuis une quinzaine d'années, c'est à l'ouest du lac que certaines des découvertes paléanthropologiques les plus intéressantes ont été réalisées. Les plus anciens fossiles d'hominidés pliocènes recueillis à l'ouest du lac Turkana l'ont été sur les gisements de Lothagam et de Kanapoi. La mandibule de Lothagam, longtemps considérée d'âge miocène, provient en fait de la partie inférieure du membre Apak et son âge est compris entre 4,2 et 5,0 Ma (McDougall et Feibel, 1999). Les restes recueillis à Kanapoi dans des niveaux correspondant chronologiquement au Membre Lonyumun ou légèrement antérieur à celui-ci, ont été attribués à une nouvelle espèce, *Australopithecus anamensis*, dont l'holotype est la mandibule KNM-KP-29281 (Leakey M.G. et al., 1995, 1998). Quelques restes d'hominidés (*Australopithecus afarensis* ?) ont également été récoltés à South Turwel, au NW de Lothagam, dans des affleurements du membre Lonyumun (Ward C.V. et al., 1999). En 2001, un nouvel hominidé, *Kenyanthropus platyops*, a été défini à partir de fossiles récoltés dans le membre Lomekwi, qui a également livré des fossiles attribués à *Australopithecus afarensis* (Leakey M.G. et al., 2001). Le membre Lokalelei a également livré un fossile important, KNM-WT 17000, impressionnant crâne d'australopithèque venu réhabiliter l'espèce *aethiopicus* au milieu des années 80 (Walker A. et al., 1986). Le squelette presque complet d'un adolescent, attribué à *Homo ergaster*, KNM-WT 15000, a été recueilli dans les dépôts du membre Natoo à Nariokotome (Walker A. et Leakey R., 1993).

	Nom et âge des principaux tufs		Principaux sites	Principaux fossiles d'hominidés	Attribution taxinomique
			Eliye Springs	KNM ES 11693	<i>Homo sapiens</i> archaïque
Nariokotome	Kale	0,70 Ma	Kalochoro 1, 2 et 3 Nachukui 1 et 2 Nadung'a 1 (FxJh7)		
	Upper Nariokotome	0,70 à 1,33 Ma			
	Middle Nariokotome Lower Nariokotome	1,33 Ma			
Natoo	Naito	1,36 Ma		KNM WT 15000	<i>Homo ergaster</i>
	Chari	1,39 Ma			
	Koobi Fora				
	Upper Okote	1,47 Ma			
	Lokapetamoi Akait Black Pumice	1,55 Ma			
Lower Koobi Fora	1,60 Ma				
Kaitio	Morutot	1,65 Ma	Kokiselei 4 Kokiselei 1 (FxJh19) Kokiselei 2 et 5 Naigena Engol 1, 2 et 5	KNM WT 17400	<i>Australopithecus boisei</i>
	Orange	1,65 Ma			
		1,77 Ma			
Kalocho	Malbe	1,86 Ma	Lokalalei 1 (GaJh1) Lokalalei 2C		
	KBS	1,88 Ma			
Kalocho	Kengaki	2,00 Ma			
		~ 2,34 Ma			
	Ekalalei Kalocho	2,34 Ma 2,34 Ma			
Lokalalei	Nalukowoi	2,40 Ma		KNM WT 17000	<i>Australopithecus aethiopicus</i>
	Kokiselei	2,52 Ma			
	Lokalalei	2,52 Ma			
Lomekwi	Emekwi	2,58 Ma		KNM WT 16002 KNM WT 38350 KNM WT 8856 ; WT 16006	<i>Australopithecus</i> indet. <i>Kenyanthropus platyops</i> <i>Kenyanthropus platyops</i> ou <i>Australopithecus afarensis</i>
	Waru	2,70 Ma			
		3,30 Ma			
	Tulu Bor	3,30 Ma 3,41 Ma			
Kataboi		3,50 Ma		KNM WT 40000	<i>Kenyanthropus platyops</i>
	Kaado	3,58 Ma			
	Lokochot Loruth	3,62 Ma			
	Lomogol Moiti	3,92 Ma			
Lonyumun	Topernawi	3,96 Ma		KNM-WT 22936 KNM-WT 22944	<i>Australopithecus afarensis</i> (?) <i>Australopithecus afarensis</i> (?)
	Nabwal				
Séquence de Kanapoi	Basalte de Kalowanya	3,40 Ma		KNM KP 29287 KNM KP 29285 ; KNM KP 271 KNM KP 29281	<i>Australopithecus anamensis</i> <i>Australopithecus anamensis</i> <i>Australopithecus anamensis</i>
	Kanapoi	4,07 Ma			
	Upper pumiceous	4,12 Ma			
	Lower pumiceous	4,17 Ma			
Séquence de Lothagam	Membre Kaiyumung Membre Muruogori Basalte de Lothagam Membre Apak	4,20 Ma 4,22 Ma		KNM LT 329	Hominidé gen. sp. indét.

Tabl. 3 bis. — Nom et âge des différents membres et des principaux tufs volcaniques de la formation de Nachukui et principaux sites archéologiques et restes paléanthropologiques qui y ont été découverts.

La formation de Nachukui a par ailleurs livré vingt-cinq gisements archéologiques (Kibunjia M. et al., 1992 ; Roche H. et Kibunjia M., 1994). Les plus anciens, Lokalelei 1 et Lokalelei 2C, ont été découverts dans les dépôts du membre Kalochoro et sont datés d'environ 2,34 Ma et rattachés au préoldowayan. Douze sites oldowayens sont par ailleurs répertoriés dans les dépôts du membre Kaitio, qui a livré aussi un site acheuléen ancien, Kokiselei 4.

La liste des principaux tufs volcaniques, des sites archéologiques et des restes paléanthropologiques les plus importants découverts dans les dépôts de la formation de Nachukui est présentée dans le tableau 3 bis.

Les nomenclatures lithostratigraphiques utilisées pour les formations de Shungura, Nachukui et Koobi Fora sont résumées dans la figure 3.

CADRE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE DES FORMATIONS PLIO-PLÉISTOCÈNES DE L'OMO GROUP ET HISTOIRE PALÉOGÉOGRAPHIQUE DU BASSIN DE L'OMO-TURKANA PENDANT LES QUATRE DERNIERS MILLIONS D'ANNÉES

Les différentes formations plio-pléistocènes du bassin de l'Omo-Turkana sont discontinues, tant en ce qui concerne les affleurements qu'au niveau des périodes de sédimentation. L'élaboration d'un cadre chronostratigraphique unique cohérent de la région a donc nécessité plus de vingt années d'efforts. Diverses méthodes géochronologiques et géologiques furent utilisées, dont certaines au premier temps de leur application, ce qui a entraîné nombre de controverses et de débats houleux et passionnés, en raison principalement des implications paléanthropologiques, archéologiques et paléontologiques de certaines dates obtenues. Un excellent historique de ces travaux et de ces polémiques a récemment été publié (Brown F.H., 1994).

Le cadre chronostratigraphique disponible aujourd'hui pour la région de l'Omo-Turkana est en fait probablement l'un des meilleurs actuellement disponibles dans le monde pour la période considérée. Il a été conçu à la fois à partir de données lithostratigraphiques, magnétostratigraphiques et géochronologiques (potassium-argon, ^{40}Ar - ^{39}Ar , traces de fission, tephrochronologie). L'élaboration de ce cadre ne fut cependant pas aisée et il fut au centre de plusieurs polémiques. Les principales datations et corrélations obtenues sur les différentes formations de l'Omo Group sont présentées dans les tableaux 4 et 5.

Ces repères géochronologiques ont permis à Franck H. Brown (1995) de présenter des colonnes stratigraphiques indiquant les variations de conditions de dépôt général pour les formations de Shungura, Koobi Fora et Nachukui (fig. 4).

À partir de ce cadre chronologique extrêmement précis et des autres données lithostratigraphiques et paléoenvironnementales obtenues sur les différentes formations de l'Omo Group, il a été possible de reconstituer l'histoire paléogéographique du bassin de l'Omo-Turkana au cours des quatre derniers millions d'années.

Les premières reconstitutions paléogéographiques supposaient l'existence pendant toute cette période d'un lac, à la fois au sud de l'Omo et à l'est de Koobi Fora (voir par exemple Vondra C.F. et Bowen B.E., 1976 ; Vondra C.F. et Burggraf D.R. Jr., 1978 ; Mathisen M.E. et Vondra C.F., 1983). On supposait alors que ce lac permanent était alimenté par deux rivières pérennes, l'une arrivant du nord par l'actuelle basse vallée de l'Omo, l'autre par l'est via une zone déprimée, le *Bakate Gap*, qui a relié les rifts Chew Bahir et Turkana au cours de l'Holocène, servant de source aux sédiments de Galana Boi (Owen R.B. et Renaut R.W., 1986 ; Frostick L.E. et Reid I., 1989). Cette interprétation fut remise en question au cours des années 1980 (Brown F.H. et Feibel C.S., 1988, 1991) et ceci pour plusieurs raisons. Premièrement, l'apport sédimentaire des rivières pénétrant dans le bassin est beaucoup trop important pour qu'il

Repères stratigraphiques	Nachukui		Shungura		Usno	Koobi Fora			
	Membres	Tufs	Membres	Tufs		Membres	Tufs		
Kale	Nariakotome	<input type="checkbox"/>	L			Chari	<input type="checkbox"/>		
Complexe Nariakotome		<input type="checkbox"/>		<input type="checkbox"/> L-3			<input type="checkbox"/>		
Naito		<input type="checkbox"/>		<input type="checkbox"/> L			<input type="checkbox"/>		
Chari		<input type="checkbox"/>		<input type="checkbox"/> K-1			<input type="checkbox"/>		
Koobi Fora	Natoo	<input type="checkbox"/>	K	<input type="checkbox"/> K- β		Okote	<input type="checkbox"/>		
K- β		<input type="checkbox"/>		<input type="checkbox"/> K- α			<input type="checkbox"/>		
Upper Okote		<input type="checkbox"/>		<input type="checkbox"/> K			<input type="checkbox"/>		
K		<input type="checkbox"/>		<input type="checkbox"/> J-7-1			<input type="checkbox"/>		
Black Pumice		<input type="checkbox"/>		<input type="checkbox"/> J-6-2			<input type="checkbox"/>		
Lower Koobi Fora		<input type="checkbox"/>					<input type="checkbox"/>		
Okote	Kaitio	<input type="checkbox"/>	J	<input type="checkbox"/> J-4		KBS	<input type="checkbox"/>		
Morutot		<input type="checkbox"/>					<input type="checkbox"/>		
Orange		<input type="checkbox"/>		<input type="checkbox"/> J			<input type="checkbox"/>		
J		<input type="checkbox"/>		<input type="checkbox"/> H-4			<input type="checkbox"/>		
Malbe	Kalocho	<input type="checkbox"/>	H	<input type="checkbox"/> H-2		Burgi sup.	<input type="checkbox"/>		
KBS		<input type="checkbox"/>		<input type="checkbox"/> H			<input type="checkbox"/>		
H		<input type="checkbox"/>		<input type="checkbox"/> G			<input type="checkbox"/>		
G		<input type="checkbox"/>		<input type="checkbox"/> F-1			<input type="checkbox"/>		
Ekalalei		<input type="checkbox"/>		<input type="checkbox"/> F			<input type="checkbox"/>		
Kalocho		<input type="checkbox"/>		<input type="checkbox"/> E-4			<input type="checkbox"/>		
Nalukowoi	Lokalalei	<input type="checkbox"/>	E	<input type="checkbox"/> E		Burgi inf.	<input type="checkbox"/>		
Kokiselei		<input type="checkbox"/>		<input type="checkbox"/> D			<input type="checkbox"/>		
Lokalalei		<input type="checkbox"/>		<input type="checkbox"/> C-9			<input type="checkbox"/>		
Emekwi	Lomekwi	<input type="checkbox"/>	C	<input type="checkbox"/> C-4		Tulu Bor	<input type="checkbox"/>		
Burgi		<input type="checkbox"/>		<input type="checkbox"/> C			<input type="checkbox"/>		
Ingumwai		<input type="checkbox"/>					<input type="checkbox"/>		
Hasuma		<input type="checkbox"/>					<input type="checkbox"/>		
Waru		<input type="checkbox"/>		<input type="checkbox"/> B-3	<input type="checkbox"/> U-12		<input type="checkbox"/>		
B-3		<input type="checkbox"/>		<input type="checkbox"/> B	<input type="checkbox"/> U-10		<input type="checkbox"/>		
Tulu Bor	Kataboi	<input type="checkbox"/>	A			Lokochot	<input type="checkbox"/>		
Kaado		<input type="checkbox"/>		<input type="checkbox"/> A	<input type="checkbox"/> U-6		<input type="checkbox"/>		
Lokochot		<input type="checkbox"/>					<input type="checkbox"/>		
Loruth		<input type="checkbox"/>					<input type="checkbox"/>		
Moiti		<input type="checkbox"/>		Base				Lonyumun	<input type="checkbox"/>
Topernawi		Lonyumun			<input type="checkbox"/>				<input type="checkbox"/> U-1
U-1									

Tabl. 4. — Corrélatons téphrochronologiques entre les différentes formations de l'Omo-Turkana (données citées dans Heinzelin J. de, 1983 ; Harris J.M. et al., 1988 ; Feibel C.S. et al., 1989 ; Brown F.H. et al., 1992 ; Haileab B. et Brown F.H., 1992 ; Brown F.H. et McDougall I., 1993 ; Feibel C.S. et Brown F.H., 1993 ; DeMenocal P. et Brown F.H., 1999 ; Brown F.H., 2000).

ait été possible à un lac d'exister pendant une longue période dans le bassin du Turkana, surtout si l'Omo faisait partie de ces rivières (Cerling T.E., 1986). Ensuite, plusieurs niveaux repères des formations de l'Omo Group, dont certains tufs, se trouvent à l'est du bassin actuel, dans un autre système de drainage, le bassin de Chalbi (Brown F.H. et Feibel C.S., 1988). Par ailleurs, plusieurs espèces d'affinité nilotique sont présentes dans les formations plio-pléistocènes de ce même bassin de Chalbi, suggérant une relation de celui-ci avec le système de drainage du Nil via la dépression du Turkana (Nyanweru C.K., 1986). Enfin, une raie à aiguillon, *Dasyatis africana*, définie par Camille Arambourg (1947) dans les sédiments de Shungura, apparaît

Repères stratigraphiques	Formations de l'Omo-Turkana				Âges	Méthode de datation utilisée	Référence bibliographique de la datation
	Nachukui	Shungura	Usno	Koobi Fora			
Kale	Nario			Chari	0,70 Ma	Stratigraphie	Brown (2000)
Silbo					0,74 ± 0,01 Ma	Potassium-argon	McDougall (1985)
Gele					1,25 ± 0,02 Ma	Potassium-argon	Brown et al. (1985)
Lower Nariakotome	Nattoo	L			1,33 ± 0,03 Ma	Potassium-argon	Brown et al. (1985)
Naito (L-3)					1,36 Ma	Stratigraphie	Brown (2000)
Chari (L)					1,39 ± 0,02 Ma	Potassium-argon	McDougall (1985)
K	Kaitio	K		Okote	1,53 ± 0,03 Ma	Stratigraphie	Feibel et al. (1989)
Black Pumice (J-7-1)					1,55 ± 0,03 Ma	Stratigraphie	Feibel et al. (1989)
Lower Okote					1,62 ± 0,02 Ma	Stratigraphie	Feibel et al. (1989)
Morutot (J-4)	Kaitio	J		KBS	1,65 ± 0,03 Ma	Potassium-argon	McDougall et al. (1985)
White					1,70 ± 0,05 Ma	Stratigraphie	Feibel et al. (1989)
J					1,74 ± 0,03 Ma	Stratigraphie	Feibel et al. (1989)
Limite H-6/H-7	Kaitio	H			1,77	Paléomagnétisme	Cande et Kent (1995)
Malbe (H-4)					1,86 ± 0,02 Ma	Potassium-argon	McDougall (1985)
KBS (H-2)					1,88 ± 0,02 Ma	Potassium-argon	McDougall (1985)
H	Kalochocho	G			1,90 ± 0,03 Ma	Stratigraphie	Feibel et al. (1989)
Lorenyang					1,90 ± 0,05 Ma	Stratigraphie	Feibel et al. (1989)
Limite G-26/G-27					1,95	Paléomagnétisme	Cande et Kent (1995)
Limite G-13/G-14	Kalochocho	G			2,11 ± 0,04 Ma	Paléomagnétisme	McDougall et al. (1992)
Limite G-11/G-12					2,15 ± 0,04 Ma	Paléomagnétisme	McDougall et al. (1992)
Limite G-8/G-11					2,19 ± 0,04 Ma	Paléomagnétisme	McDougall et al. (1992)
Dans G-4	Kalochocho	G			2,27 ± 0,04 Ma	Paléomagnétisme	McDougall et al. (1992)
G					2,32 ± 0,02 Ma	Potassium-argon	Brown et al. (1985)
Kalochocho (F)					2,34 ± 0,04 Ma	Potassium-argon	Brown et al. (1985)
Kokiselei (E)	Lokalalei	E			2,40 ± 0,05 Ma	Stratigraphie	Feibel et al. (1989)
Lokalalei (D)					2,40 ± 0,05 Ma	Potassium-argon	Brown et al. (1985)
Emekwi (C-9)					2,52 ± 0,05 Ma	Stratigraphie	Brown et al. (1985)
Burgi	Lomekwi	C		Burgi Inf.	2,58	Paléomagnétisme	Cande et Kent (1995)
Ingumwai (C-4)					2,68 ± 0,03 Ma	Potassium-argon	Feibel et al. (1989)
Hasuma (C)					2,74 ± 0,06 Ma	Stratigraphie	Feibel et al. (1989)
B-10	Lomekwi	B			2,85 ± 0,06 Ma	Stratigraphie	Feibel et al. (1989)
Ninikaa					2,95 ± 0,05 Ma	Potassium-argon	Brown et al. (1985)
Allia					3,06 ± 0,05 Ma	Potassium-argon	McDougall (1985)
B-3 (U-12)	Lomekwi	B			3,22 ± 0,05 Ma	Stratigraphie	Feibel et al. (1989)
Toroto					3,22	Paléomagnétisme	Cande et Kent (1995)
Tulu Bor β (B-β)(U-11)					3,32 ± 0,02 Ma	Potassium-argon	McDougall (1985)
Basalte de Kalokwanya	Kataboi	A			3,41 ± 0,01 Ma	Âge « astronomique »	DeMenocal et Brown (1999)
Lokochot (A)(U6)					3,41 ± 0,04 Ma	Argon-argon	Leakey et al. (1995)
Lomogol					3,58	Paléomagnétisme	Cande et Kent (1995)
Wargolo	Kataboi	Base		Moiti	3,62 ± 0,01 Ma	Âge « astronomique »	DeMenocal et Brown (1999)
Moiti					3,80 ± 0,01 Ma	Âge « astronomique »	DeMenocal et Brown (1999)
Topernawi					3,92 ± 0,04 Ma	Argon-argon	Leakey et al. (1995)
Kanapoi tuff	Lonyumun			Lonyumun	3,96 ± 0,03 Ma	Argon-argon	Leakey et al. (2001)
U-1	Kanapoi				4,07 ± 0,02 Ma	Argon-argon	Leakey et al. (1998)
Upper pumiceous tuff	Kanapoi				4,10 ± 0,06 Ma	Potassium-argon	Brown et al. (1985)
Lower pumiceous tuff	Kanapoi	Lothagam			4,12 ± 0,02 Ma	Argon-argon	Leakey et al. (1998)
Basalte de Lothagam	Lothagam				4,17 ± 0,03 Ma	Argon-argon	Leakey et al. (1998)
Membre Apak	Lothagam				4,20 ± 0,03 Ma	Argon-argon	McDougall et Feibel (1999)
					4,22 ± 0,03 Ma	Argon-argon	McDougall et Feibel (1999)

Tabl. 5. — Repères géochronologiques des différentes formations de l'Omo Group.

soudainement et en grand nombre dans le bassin de l'Omo-Turkana vers 1,9 Ma BP (Feibel C.S., 1994). Toutes ces données indiquent que, pendant une grande partie du Plio-Pléistocène, il existait un exutoire oriental au bassin du Turkana, exutoire qui était probablement relié à l'océan Indien via le rift Anza. En fait, il semblerait aujourd'hui que les phases de sédimentation purement fluviales aient été les phases de dépôts les plus nombreuses au cours des quatre derniers millions d'années. Elles étaient principalement liées à un système de drainage axial, un paléo-Omo⁴, auquel venaient se greffer latéralement des cours d'eau moins importants et pour la grande majorité éphémères.

4. En fait, F.H. Brown et C.S. Feibel (1988, 1991) ont proposé de restreindre l'utilisation de paléo-Omo pour dénommer la rivière pénétrant dans le bassin par le nord et de plutôt utiliser le terme de rivière Turkana pour l'exutoire reliant le bassin du Turkana à l'océan Indien.

Les grands traits de l'histoire paléogéographique du bassin de l'Omo-Turkana ont ainsi pu être retracés (Brown F.H. et Feibel C.S., 1988, 1991 ; Cerling T.E., 1994 ; Feibel C.S., 1995, 1997 ; Rogers M.J. et *al.*, 1994). Les reconstitutions paléogéographiques présentées dans la figure 5 sont essentiellement l'œuvre de Frank Brown et de Craig Feibel et résument les principales informations recueillies sur le terrain et au laboratoire (Brown F.H. et Feibel C.S., 1988, 1991 ; Rogers M.J. et *al.*, 1994).

Aux alentours de 4,2 Ma BP, un grand lac existait dans la dépression du Turkana. Ce lac, auquel correspondent les dépôts des membres Lonyumun de l'Ouest et de l'Est Turkana, était très étendu et formait un bras qui remontait assez fortement au nord-est de Lodwar, vers le bassin du Lotigipi. Ce paléo-Turkana se raccordait au nord à un système fluvial qui correspond aujourd'hui aux dépôts de la formation de Mursi et aux sédiments sous-jacents au basalte U-1 de la formation d'Usno. Entre 4,0 et 2,2 Ma BP, le bassin fut essentiellement dominé par une sédimentation fluviale, avec quelques courts intervalles lacustres vers 3,5 Ma, 3,2 Ma et 2,6 Ma.

Il semble alors que plusieurs événements tectoniques et volcaniques, débutant vers 2,5 Ma, aient profondément modifié le bassin. À Koobi Fora, la période 2,5-2,2 Ma est marquée par un arrêt de sédimentation, probablement causé par la surrection du flanc oriental du lac actuel. Celle-ci fut associée à des phases d'incision et à une érosion importante, qui a sans doute permis, en particulier dans la région de Fejej, l'évacuation d'une grande partie des roches volcaniques qui recouvraient le socle métamorphique de la chaîne Hamar. Par ailleurs, l'absence de matières premières d'origine quartzreuse dans les niveaux fluviaux antérieurs au tuf Tulu Bor à Loruth Kaado, au nord-ouest du lac actuel, alors qu'elles sont abondantes dans les niveaux plus récents, indique que la surrection de la chaîne de Labur, qui longe le rivage occidental actuel du lac et qui est constituée principalement par des roches métamorphiques et des sédiments quartzreux crétacé, n'a pas commencé avant 2,5 Ma. Entre 2,4 et 2,0 Ma, l'édification du mont volcanique Kulal au sud-est du lac débute également (Nyamweru C.K., 1986), bloquant en partie le cours du paléo-Omo et entraînant la formation vers 2,2 Ma d'un lac profond, plus salé que les lacs qui l'ont précédés mais beaucoup moins salé que le lac actuel (Cerling T.E., 1979). Ce lac, auquel correspondent les sédiments lacustres du membre Burgi supérieur de la formation de Koobi Fora, possédait alors toujours très probablement un exutoire oriental aboutissant à l'océan Indien, comme semble l'indiquer la brutale apparition des raies à aiguillons dans le bassin du Turkana vers 1,9 Ma (Feibel C.S., 1994). À partir de ce moment-là, l'histoire du remplissage de ce lac par les sédiments charriés par le paléo-Omo a été l'un des facteurs prépondérants de l'évolution paléogéographique du bassin. Vers 1,9-1,8 Ma, la partie orientale du lac est comblée par les sédiments du delta de l'Omo (Rogers M.J. et *al.*, 1994) et, à partir de cette époque, le système de sédimentation dans le bassin oscille entre des conditions fluviales et lacustres, avec des lacs plus alcalins que leurs prédécesseurs dans la région (Cerling T.E., 1994). La poursuite de la surrection des marges occidentale et orientale du bassin, celle de l'édification volcanique à l'est du lac avec la mise en place des Huri Hills et des monts Marsabit et Asie et la continuation des phénomènes de rifting, avec en particulier la formation du rift Chew Bahir, entraînent progressivement le blocage de l'exutoire oriental. Vers 1,7-1,5 Ma, le lac semble avoir été complètement comblé par les sédiments et le régime fluvial, enregistré dans les sédiments de cette époque, indique que le milieu de dépôt oscillait alors entre un grand système de drainage axial méandrisant et un système correspondant à l'éclatement de celui-ci en une multitude de chenaux plus petits traversant le bassin du Turkana avant de reformer une rivière plus conséquente à la marge orientale de ce dernier (Rogers M.J. et *al.*, 1994). Il est probable que, dès cette époque, le paléo-Omo était, au moins en partie, dévié vers le réseau du Nil, avant de pénétrer dans le bassin du Turkana (Brown F.H. et Feibel C.S., 1988, 1991 ; Cerling T.E., 1994). Par la suite, l'enregistrement sédimentaire devint discontinu, s'arrêtant pratiquement entre 1,2 et 0,7 Ma, date à laquelle un lac important, mais éphémère, envahit le bassin. La sédimentation

ne reprit ensuite qu'au Pléistocène supérieur et à l'Holocène, avec le dépôt des formations du *Turkana Group*, essentiellement représentées par les formations de Kibish et de Galana Boi. Le bassin fut alors ponctuellement connecté par le Bakate Gap au rift Chew Bahir, lui-même relié à d'autres bassins versants plus orientaux, le trop-plein du Turkana se déversant pour sa part vers l'ouest et le système de drainage du Nil via la dépression du Lotigipi et la rivière Pibor (fig. 6) (voir Frostick L.E. et Reid I., 1989). Le bassin se ferma pour la dernière fois entre 10 000 et 4 000 ans BP et le lac prit alors ses caractéristiques chimiques actuelles de lac modérément salé et alcalin (Cerling T.E., 1994).

BIBLIOGRAPHIE

- ALEMSEGED Zeresenay, 2000. Les hominidés plio-pléistocènes de la basse vallée de l'Omo (Éthiopie) et leurs environnements. *Annales d'Éthiopie*, 16, p. 1-9, 3 fig.
- ARAMBOURG Camille, 1947. Contribution à l'étude géologique et paléontologique du bassin du lac Rodolphe et de la basse vallée de l'Omo. Deuxième partie — Paléontologie. In Arambourg C. (ed.) : *Mission scientifique de l'Omo (1932-1933). Tome 1. Géologie Anthropologie*, Fascicule III, Muséum national d'histoire naturelle, Paris, p. 231-562.
- ARAMBOURG Camille et COPPENS Yves, 1967. Sur la découverte dans le Pléistocène inférieur de la vallée de l'Omo (Éthiopie) d'une mandibule d'Australopithécien. *C.R. Acad. Sc. Paris*, Série D, 265, p. 589-590.
- BEHRENSMEYER A. Kay, 1970. Preliminary geologic interpretation of a new hominid site in the Lake Rudolf Basin. *Nature*, 226, p. 225-226.
- BOWEN B.E. et VONDRA C.F., 1973. Stratigraphical relationships of the Plio-Pleistocene deposits, East Rudolf, Kenya. *Nature*, 242, p. 391-393.
- BRAUER G. et LEAKEY Richard E., 1986. The ES-11693 Cranium from Eliye Spings, West Turkana, Kenya. *Journal of Human Evolution*, 15, p. 289-312.
- BROWN B., BROWN Franck H. et WALKER A., 2001. New hominids from the Lake Turkana Basin. *Journal of Human Evolution*, 41, p. 29-44.
- BROWN Franck H., 1994. Development of Pliocene and Pleistocene Chronology of the Turkana Basin, East Africa, and its relation to others sites. In CORRUCINI R.S. et CIOCHON R.L. (eds) : *Integrative paths to the Past*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, p. 295-312.
- BROWN Franck H., 1995. The potential of the Turkana Basin for paleoclimatic reconstruction in East Africa. In VRBA E.S., DENTON G.H., PARTRIDGE T.C. et BURCKLE L.H. (eds) : *Paleoclimate and evolution, with emphasis on human origins*, Yale University, p. 319-330.
- BROWN Franck H., 2000. Africa, East. In DELSON E., TATTERSALL I., VAN COUVERING J.A. et BROOKS A.S. (eds) : *Encyclopedia of human evolution and Prehistory*. Garland Publishing Inc, New York, 2nd edition, p. 21-29.
- BROWN Franck H. et FEIBEL Craig S., 1986. Revision of lithostratigraphic nomenclature in the Koobi Fora region, Kenya. *Journal of the Geological Society, London*, 143, p. 297-310.
- BROWN Franck H. et FEIBEL Craig S., 1988. « Robust » hominids and Plio-Pleistocene paleogeography of the Turkana Basin, Kenya and Ethiopia. In GRINE F.E. (ed.) — *Evolutionary history of the « robust » australopithecines*, Aldine de Gruyter, New York, p. 325-341.
- BROWN Franck H. et FEIBEL Craig S., 1991. Stratigraphy, depositional environments, and palaeogeography of the Koobi Fora formation. In HARRIS J.M. (ed.) — *Koobi Fora Research Project, volume 3 : the fossil ungulates, geology, fossil artiodactyls, and palaeoenvironments*, Clarendon Press, Oxford, p. 1-30.
- BROWN Franck H. et McDOUGALL I., 1993. Geological setting and age. In WALKER A. et LEAKEY R. (eds) : *The Nariakotome Homo erectus skeleton*, Springer Verlag, Berlin, p. 9-20.
- BROWN Franck H., McDOUGALL I., DAVIES T. et MAIER R., 1985. An integrated Plio-Pleistocene Chronology for the Turkana Basin. In DELSON E. (ed.) : *Ancestors : the hard evidence*, Alan R. Liss, New York, p. 82-90.
- BROWN Franck H., SARNA-WOJCICKI A.M., MEYER C.E. et HAILEAB B., 1992. Correlation of Pliocene and Pleistocene tephra layers between the Turkana Basin of East Africa and the Gulf of Aden. *Quaternary International*, 13/14, p. 55-67.
- CANDE S.C. et KENT D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100, p. 6093-6095.

- CERLING T.E., 1979. Paleochemistry of Plio-Pleistocene Lake Turkana, Kenya. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 27, p. 247-285.
- CERLING T.E., 1986. A mass-balance approach to basin sedimentation : constraints on the recent history of the Turkana Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 54, p. 63-86.
- CERLING T.E., 1994. Lake Turkana and its precursors in the Turkana Basin, East Africa (Kenya and Ethiopia). In GIERLOWSKI-KORDESCH E. et KELTS K. (eds) : *Global geological record of lake basin*, 1, p. 341-343.
- CHAVAILLON Jean, 1970. Découverte d'un niveau oldowayen dans la basse vallée de l'Omo (Éthiopie). *Bulletin de la Société préhistorique française*, 67, p. 7-11.
- DeMENOCA P. et BROWN Franck H., 1999. Pliocene tephra correlations between East African hominid localities, the Gulf of Aden and the Arabian Sea. In AGUSTI J., ROOK L. et ANDREWS P. (eds) : *The Evolution of Neogene Terrestrial Ecosystems in Europe*, Cambridge University Press, Cambridge, p. 23-54
- EINSELE Gerhard, 1992. *Sedimentary Basins — Evolution, Facies and sediment budget*. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 628 p., 269 fig., réf. bibl. (p. 577-613), index.
- FEIBEL Craig S., 1994. Freshwater stingrays from the Plio-Pleistocene of the Turkana Basin, Kenya and Ethiopia. *Lethaia*, 26, p. 359-366.
- FEIBEL Craig S., 1995. Geological context and the ecology of *Homo erectus* in East Africa. In BOWER J.R.F. et SARTONO S. (eds) : *Evolution and Ecology of Homo erectus*, Pithecanthropus Centennial Foundation, Leiden, p. 67-74.
- FEIBEL Craig S., 1997. Debating the environmental factors in Hominid Evolution. *GSA Today*, 7, p. 1-7.
- FEIBEL Craig S. et BROWN Franck H., 1993. Microstratigraphy and Paleoenvironments. In WALKER A. et LEAKEY R. (eds) : *The Nariakotome Homo erectus skeleton*, Springer Verlag, Berlin, p. 21-39.
- FEIBEL Craig S., BROWN Franck H. et McDUGALL I., 1989. Stratigraphic context of fossil hominids from the Omo group deposits, northern Turkana Basin, Kenya and Ethiopia. *American Journal of Physical Anthropology*, 78, p. 595-622.
- FROSTICK L.E., 1997. The East African Rift Basins. In SELEY R.C. (ed.) : *Sedimentary basins of the World 3 — African Basins*, Elsevier, Amsterdam, p. 187-209.
- FROSTICK L.E. et REID I., 1989. Is structure the main control of river drainage and sedimentation in rifts ? *Journal of African Earth Sciences*, 8, p. 165-182.
- HARRIS J.M., BROWN Franck H. et LEAKEY M.G., 1988. Stratigraphy and paleontology of Pliocene and Pleistocene localities west of Lake Turkana, Kenya. *Contributions in Science, Natural History Museum of Los Angeles County*, 399, p. 1-128.
- HAILEAB Berekat et BROWN Franck H., 1992. Turkana Basin — Middle Awash Valley correlations and the age of the Sagantole and Hadar formations. *Journal of Human Evolution*, 22, p. 53-468.
- HAILEAB Berekat et BROWN Franck H., 1994. Tephra correlation between the Gadeb prehistoric site and the Turkana Basin. *Journal of Human Evolution*, 26, p. 167-173.
- HEINZELIN Jean de (ed.), 1983. *The Omo group — Archives of the International Omo Research Expedition*. Annales du Musée royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique, série 8, Sciences géologiques, 85, 365 p.
- HEINZELIN Jean de et HAESAERTS Paul, 1983a. The Shungura Formation. In HEINZELIN J. de (ed.) (1983) : *The Omo group — Archives of the International Omo Research Expedition*, Annales du Musée royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique, série 8, Sciences géologiques, 85, p. 5-127.

- HEINZELIN Jean de et HAESAERTS Paul, 1983b. The Usno Formation. In HEINZELIN J. de (ed.) (1983) : *The Omo group — Archives of the International Omo Research Expedition*, Annales du Musée royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique, série 8, Sciences géologiques, 85, p.129-139.
- HEINZELIN Jean de et HAESAERTS Paul, 1983c. The Mursi Formation. In HEINZELIN J. de (ed.) (1983) : *The Omo group — Archives of the International Omo Research Expedition*, Annales du Musée royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique, série 8, Sciences géologiques, 85, p. 141-144.
- HOWELL F. Clark et COPPENS Yves, 1976. An overview of Hominidae from the Omo succession, Ethiopia. In COPPENS Y., HOWELL F.C., ISAAC. G.L. et LEAKEY R.E.F. (eds) : *Earliest Man and Environments in the Lake Rudolf Basin*, University of Chicago Press, Chicago, p. 522-532.
- HOWELL F. Clark, HAESAERTS Paul et HEINZELIN Jean de, 1987. Depositional environments, archaeological occurrences and hominids from Members E and F of the Shungura Formation (Omo Basin, Ethiopia). *Journal of Human Evolution*, 16, p. 665-700.
- ISAAC Glynn L., 1997. *Koobi Fora Research Project, volume 5 : plio-pleistocene archaeology*, Clarendon Press, Oxford, 596 p.
- KIBUNJIA M., ROCHE Héléne, BROWN Franck H. et LEAKEY Richard E., 1992. Pliocene and Pleistocene archaeological sites west of Lake Turkana, Kenya. *Journal of Human Evolution*, 24, p. 431-438.
- LEAKEY Meave G. et LEAKEY Richard E., 1978. *Koobi Fora Research Project, volume 1 : The fossil hominids and an introduction to their context 1968-1974*, Clarendon Press, Oxford, 191 p.
- LEAKEY Meave G., FEIBEL Craig S., McDOUGALL I. et WALKER A., 1995. New four-million-year-old hominid species from Kanapoi and Allia Bay, Kenya. *Nature*, 376, p. 565-571.
- LEAKEY Meave G., FEIBEL Craig S., BERNOR R.L., HARRIS J.M., CERLING T.E., STEWART K.M., STORRS G.W., WALKER A., WERDELIN L. et WINKLER A.J., 1996. Lothagam : a record of faunal change in the Late Miocene of East Africa. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 16, p. 556-570.
- LEAKEY Meave G., FEIBEL Craig S., McDOUGALL I., WARD C. et WALKER A., 1998. New specimens and confirmation of an early age for *Australopithecus anamensis*. *Nature*, 393, p. 62-66.
- LEAKEY Meave G., SPOOR F., BROWN Franck H., GATHOGO P.N., KIARIE C., LEAKEY L.N. et McDOUGALL I., 2001. New hominin genus from eastern Africa shows diverse middle Pliocene lineages. *Nature*, 410, p. 433-440.
- MATHISEN M.E. et VONDRA C.F., 1983. Provenance of the Plio-Pleistocene sediments in the East Turkana Basin, northern Kenya. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 44, p. 141-168.
- McDOUGALL I., 1985. K-Ar and ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of the hominid-bearing Plio-Pleistocene sequence at Koobi Fora, Lake Turkana, northern Kenya. *Geological Society of America Bulletin*, 96, p. 159-175.
- McDOUGALL I. et FEIBEL Craig S., 1999. Numerical age control for the Miocene-Pliocene succession at Lothagam, a hominoid-bearing sequence in the northern Kenya rift. *Journal of the Geological Society, London*, 156, p. 731-745.
- McDOUGALL I., BROWN Franck H., CERLING T.E. et HILLHOUSE J.W., 1992. A reappraisal of the geomagnetic polarity time scale to 4 Ma using data from the Turkana Basin, East Africa. *Geophysical research letters*, 19, p. 2349-2352.

- McDOUGALL I., DAVIES T., MAIER R. et RUDOWSKI R., 1985. Age of the Okote Tuff Complex at Koobi Fora, Kenya. *Nature*, 316, p. 792-794.
- MERRICK H.V. et MERRICK J.P.S., 1976. Archaeological occurrences of earlier Pleistocene age from the Shungura Formation. In COPPENS Y., HOWELL F.C., ISAAC G.L. et LEAKEY R.E.F. (eds) : *Earliest Man and Environments in the Lake Rudolf Basin*, University of Chicago Press, Chicago, p. 574-584.
- NYAMWERU C.K., 1986. Quaternary environments of the Chalbi Basin, Kenya : sedimentary and geomorphological evidence. In FROSTICK L.E., RENAUT R.W., REID I. et TIERCELIN J.-J. (eds) : *Sedimentation in the african rifts*, Geological Society Special Publication, 25, p. 297-310.
- OWEN R.B. et RENAUT R.W., 1986. Sedimentology, stratigraphy and palaeoenvironments of the Holocene Galana Boi Formation, NE Lake Turkana, Kenya. In FROSTICK L.E., RENAUT R.W., REID I. et TIERCELIN J.-J. (eds) : *Sedimentation in the african rifts*, Geological Society Special Publication, 25, p. 311-322.
- ROCHE Hélène, 1996. Remarques sur les plus anciennes industries en Afrique et en Europe. In Facchini F. (ed.) : *The first Humans and their cultural manifestations*, Colloques du XIII^e congrès UISPP, ABACO, Forli, 4, p. 55-68.
- ROCHE Hélène, 2000. Variability of Pliocene lithic productions in East Africa. *Acta Anthropologica Sinica*, supplément du volume 19, p. 98-103.
- ROCHE Hélène et KIBUNJIA M., 1994. Les sites archéologiques plio-pléistocènes de la Formation de Nachukui, West Turkana, Kenya. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences, Paris*, série II, 318, p. 1145-1151.
- ROGERS M.J., HARRIS J.W.K. et FEIBEL Craig S., 1994. Changing patterns of land use by Plio-Pleistocene hominids in the Lake Turkana Basin. *Journal of Human Evolution*, 27, p. 139-158.
- SARNA-WOJCICKI A.M., MEYER C.E., ROTH P.H. et BROWN Franck H., 1985. Ages of tuff beds at East African early hominids sites and sediments in the Gulf of Aden. *Nature*, 313, p. 306-308.
- SUWA G., WHITE Tim D. et HOWELL F. Clark, 1996. Mandibular postcanine dentition from the Shungura Formation, Ethiopia : crown morphology, taxonomic allocation and Plio-Pleistocene hominid evolution. *American Journal of Physical Anthropology*, 101, p. 247-282.
- VONDRA C.F. et BOWEN B.E., 1976. Plio-Pleistocene deposits and environments, East Rudolf, Kenya. In COPPENS Y., HOWELL F.C., ISAAC G.L. et LEAKEY R.E.F. (eds) : *Earliest Man and Environments in the Lake Rudolf Basin*, University of Chicago Press, Chicago, p. 79-93.
- VONDRA C.F. et BURGGRAF D.R. Jr, 1978. Fluvial facies of the Plio-Pleistocene Koobi Fora Formation, Karari Ridge, East Lake Turkana, Kenya. In MIALL A.D. (ed.) : *Fluvial sedimentology*, Canadian Society Petrol. Geol. Mem., 5, p. 511-529.
- VONDRA C.F., JOHNSON G.D., BOWEN B.E. et BEHRENSMEYER A. Kay, 1971. Preliminary stratigraphical studies of the East Rudolf Basin, Kenya. *Nature*, 231, p. 245-248.
- WALKER Alan et LEAKEY Richard, 1993. *The Nariakotome Homo erectus skeleton*, Springer Verlag, Berlin, 457 p., 160 fig., 87 tabl., 621 réf. bibl., index.
- WALKER Alan, LEAKEY Richard E, HARRIS J.M. et BROWN Franck H., 1986. 2.5-Myr *Australopithecus boisei* from west of Lake Turkana, Kenya. *Nature*, 322, p. 517-522.
- WARD C.V., LEAKEY M.G., BROWN B., BROWN Franck H., HARRIS J. et WALKER Alan, 1999. South Turkwel : A new hominid pliocene site in Kenya. *J. Hum. Evol.*, 36, p. 69-95.
- WOOD Bernard, 1991. *Koobi Fora Research Project, volume 4 : Hominid cranial remains*, Clarendon Press, Oxford, 466 p.

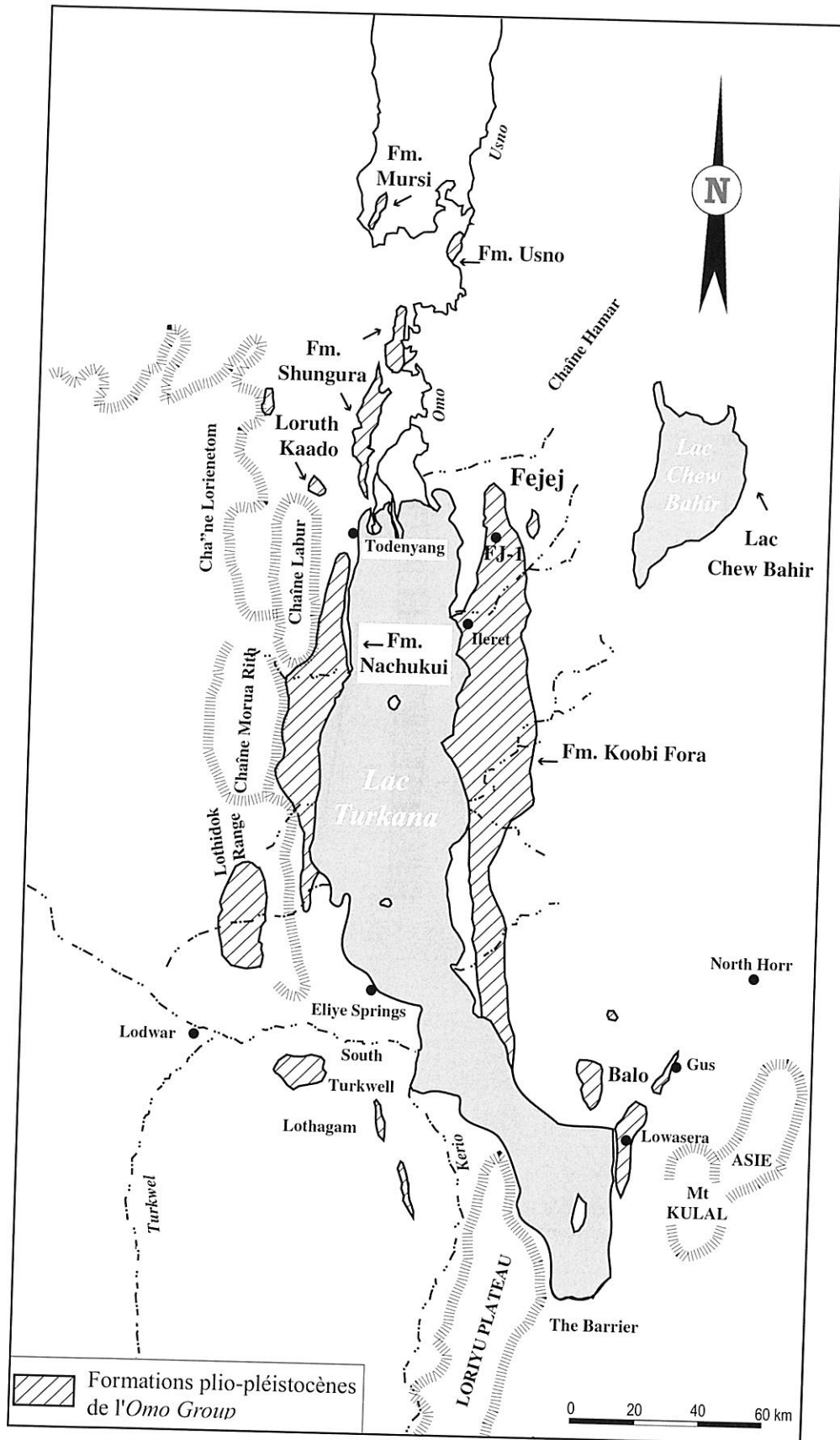


Fig. 1. — Localisation géographique des formations plio-pléistocènes de l'Omo Group dans le bassin de l'Omo-Turkana (d'après C.S. Feibel, 1994).

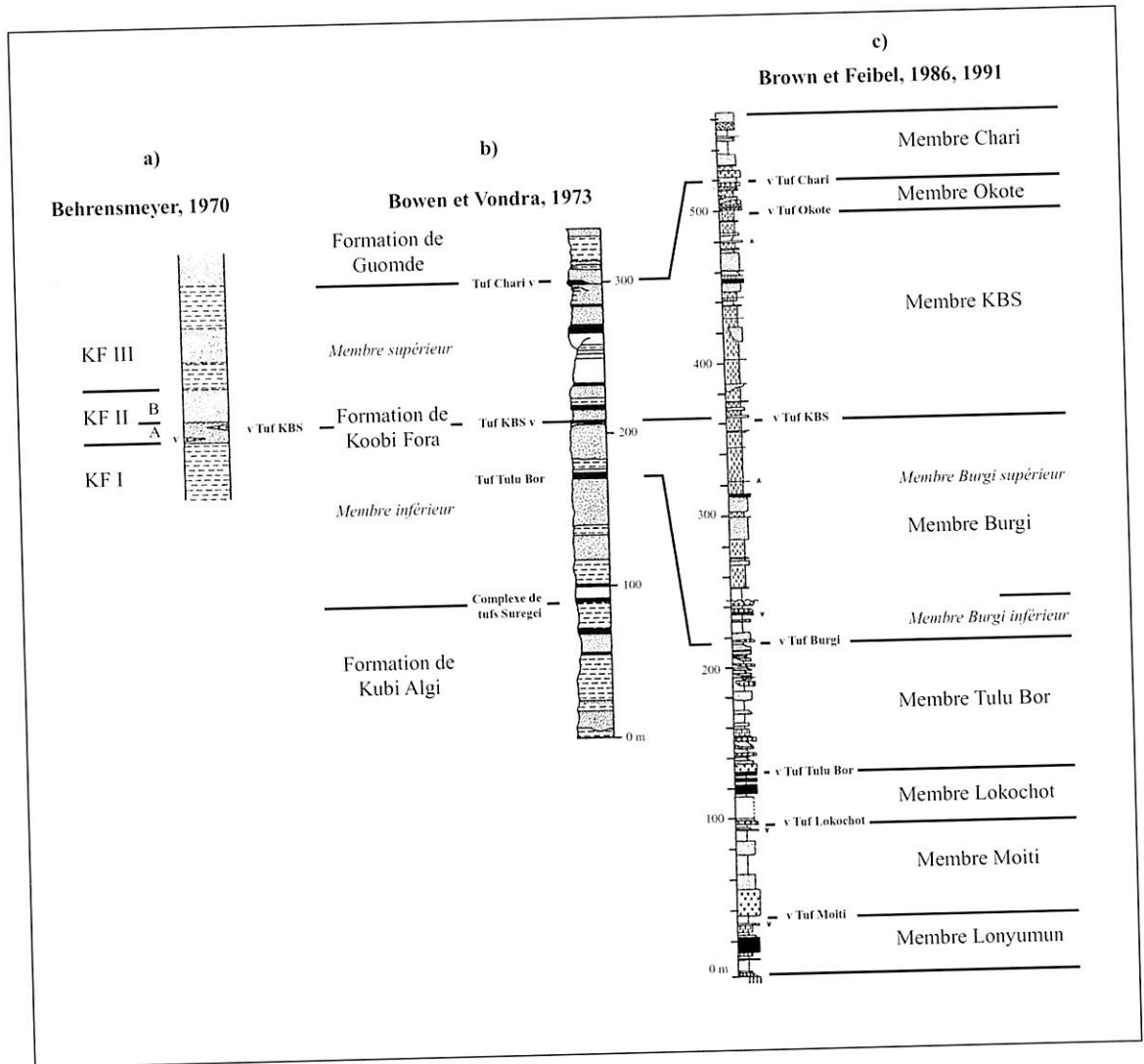


Fig. 2. — Évolution des différentes terminologies stratigraphiques définies lors de l'étude des dépôts de la région de Koobi Fora (d'après F.H. Brown et C.S. Feibel, 1991).

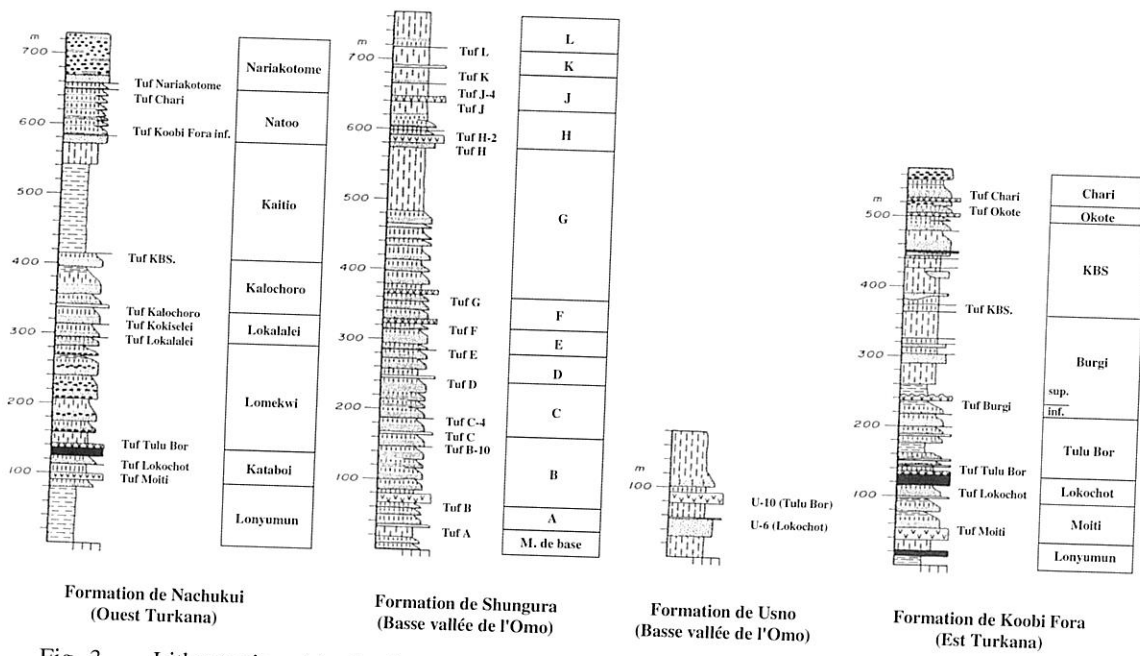


Fig. 3. — Lithostratigraphie des formations de Nachukui, de Shungura, de Usno et de Koobi Fora (d'après F.H. Brown et C.S. Feibel, 1991).

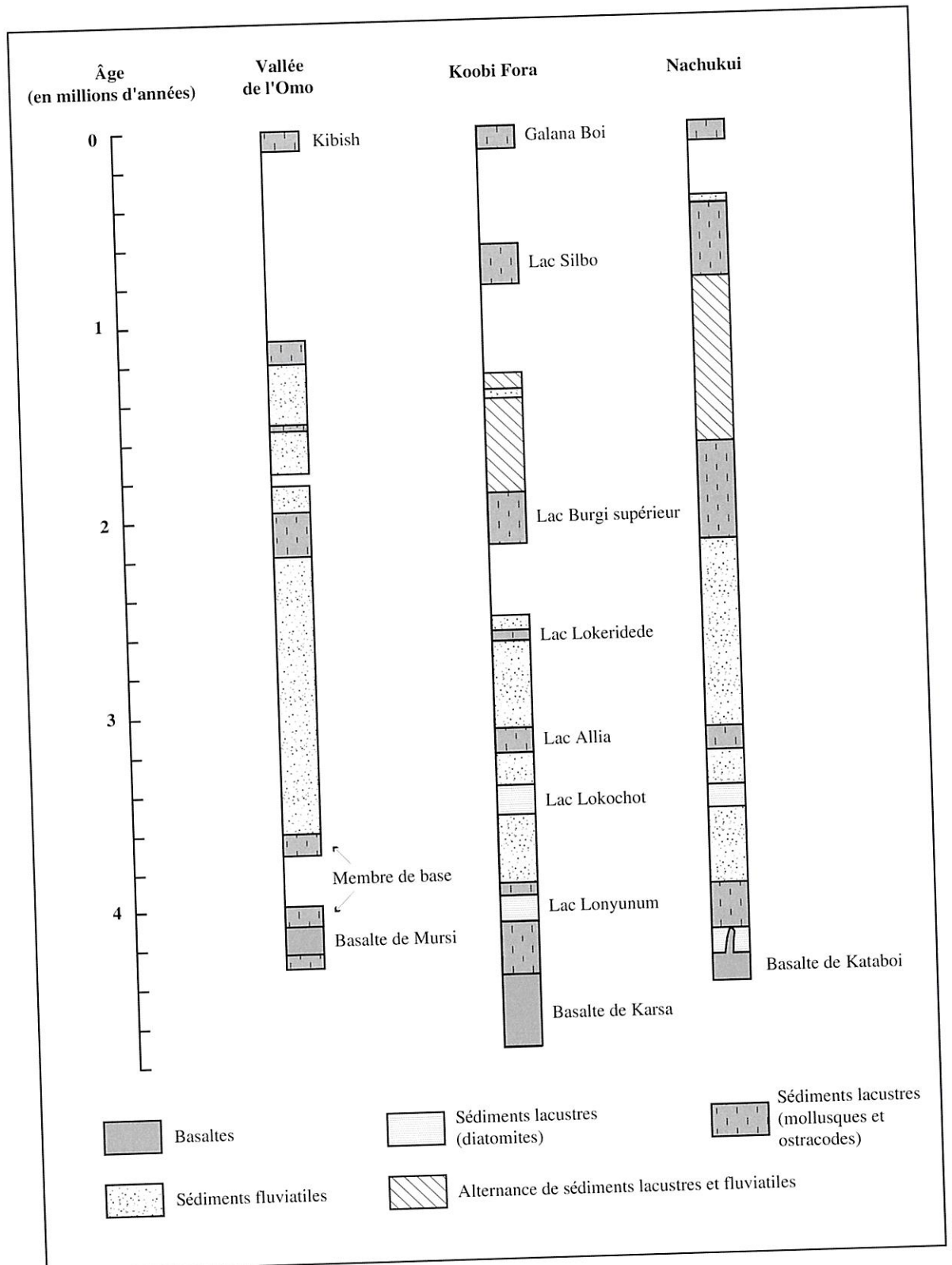


Fig. 4. — Interprétation chronostratigraphique des formations du bassin de l'Omo-Turkana indiquant les conditions de dépôts au cours du temps pour chaque région (d'après F.H. Brown, 1995).

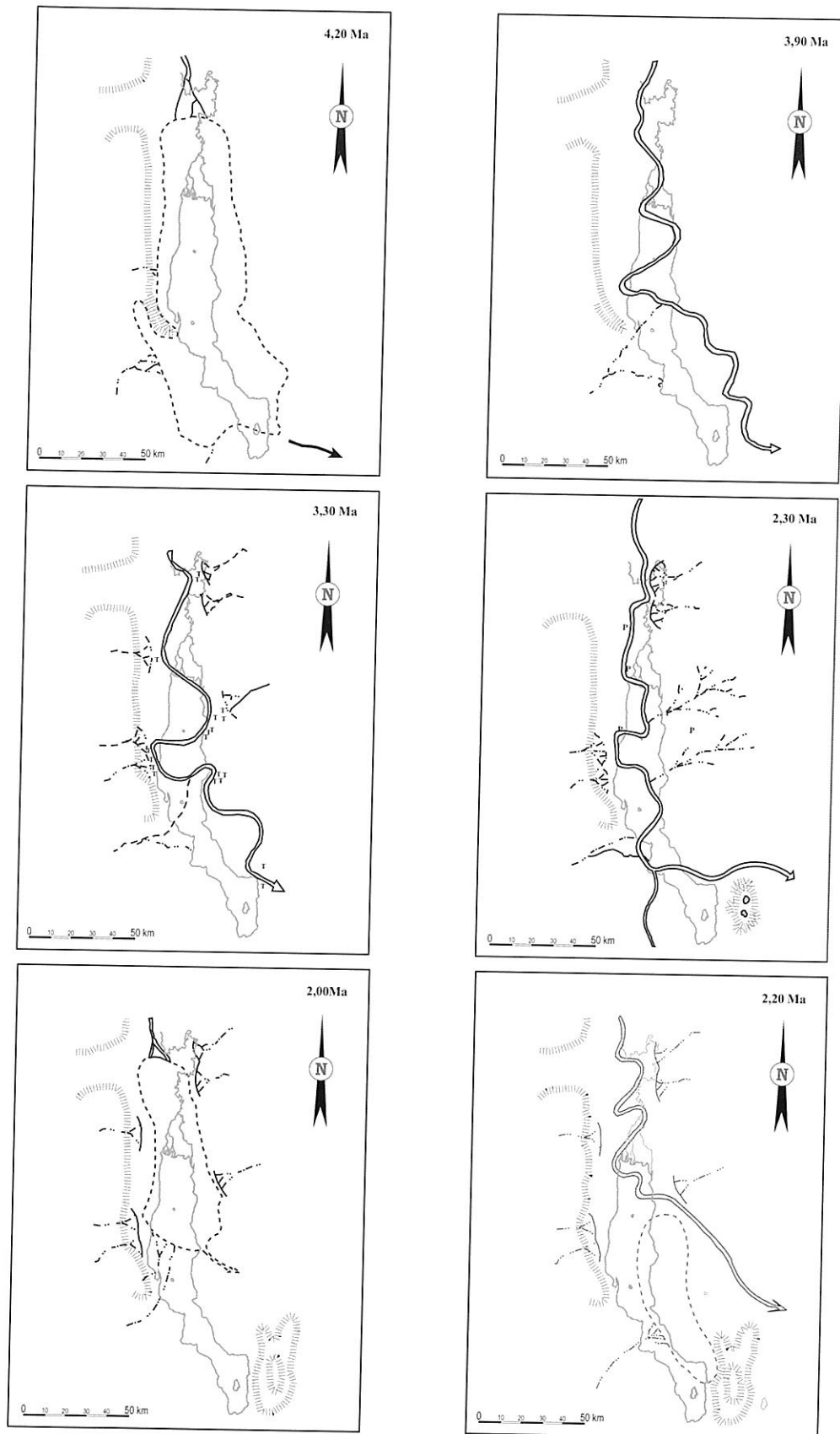


Fig. 5. — Évolution paléogéographique du bassin du Turkana au cours des quatre derniers millions d'années (d'après F.H. Brown et C.S. Feibel, 1988, 1991 ; M.J. Rogers et *al.*, 1994).

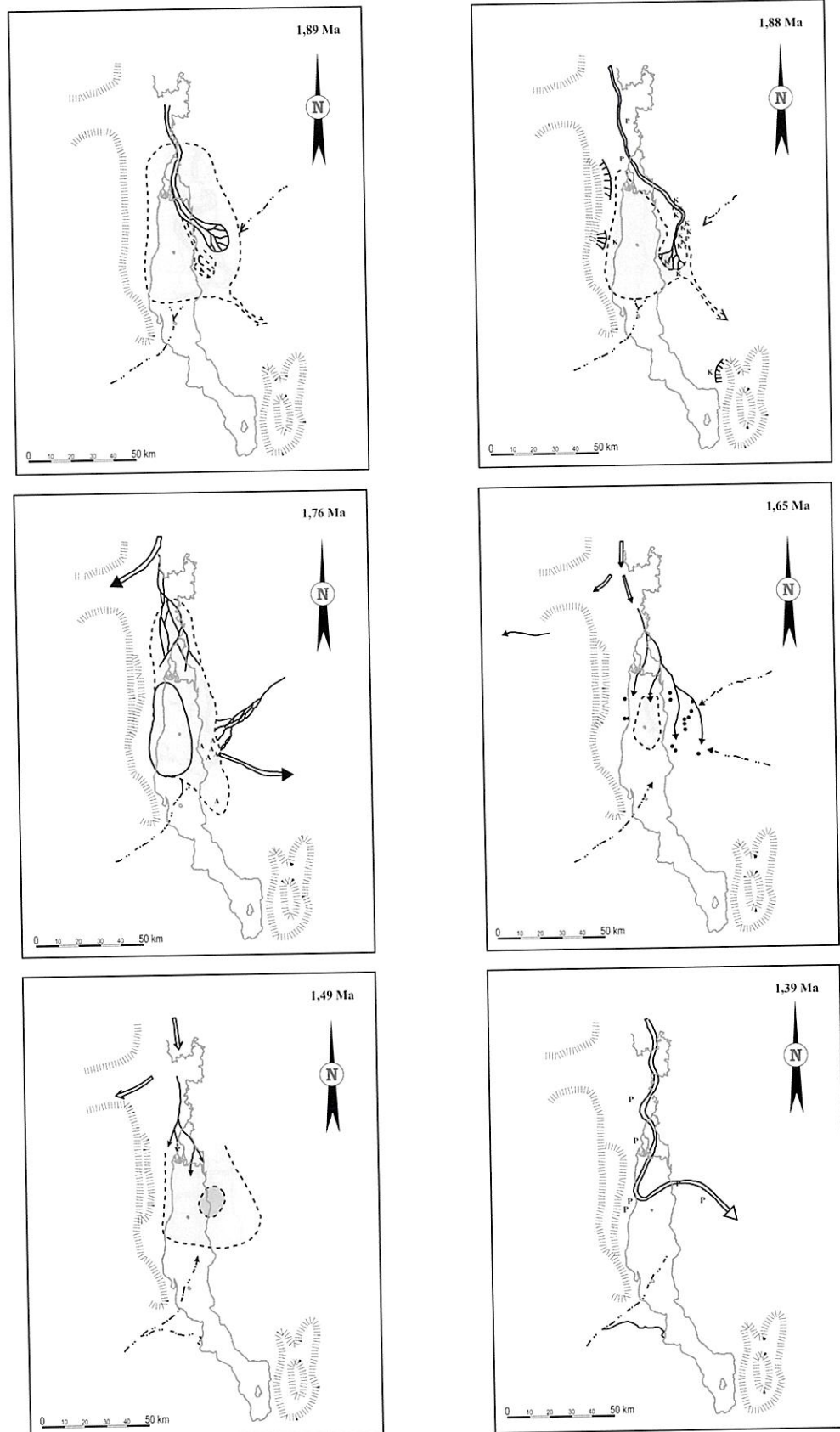


Fig. 5. (suite) — Évolution paléogéographique du bassin du Turkana au cours des quatre derniers millions d'années (d'après F.H. Brown et C.S. Feibel, 1988, 1991 ; M.J. Rogers et *al.*, 1994).

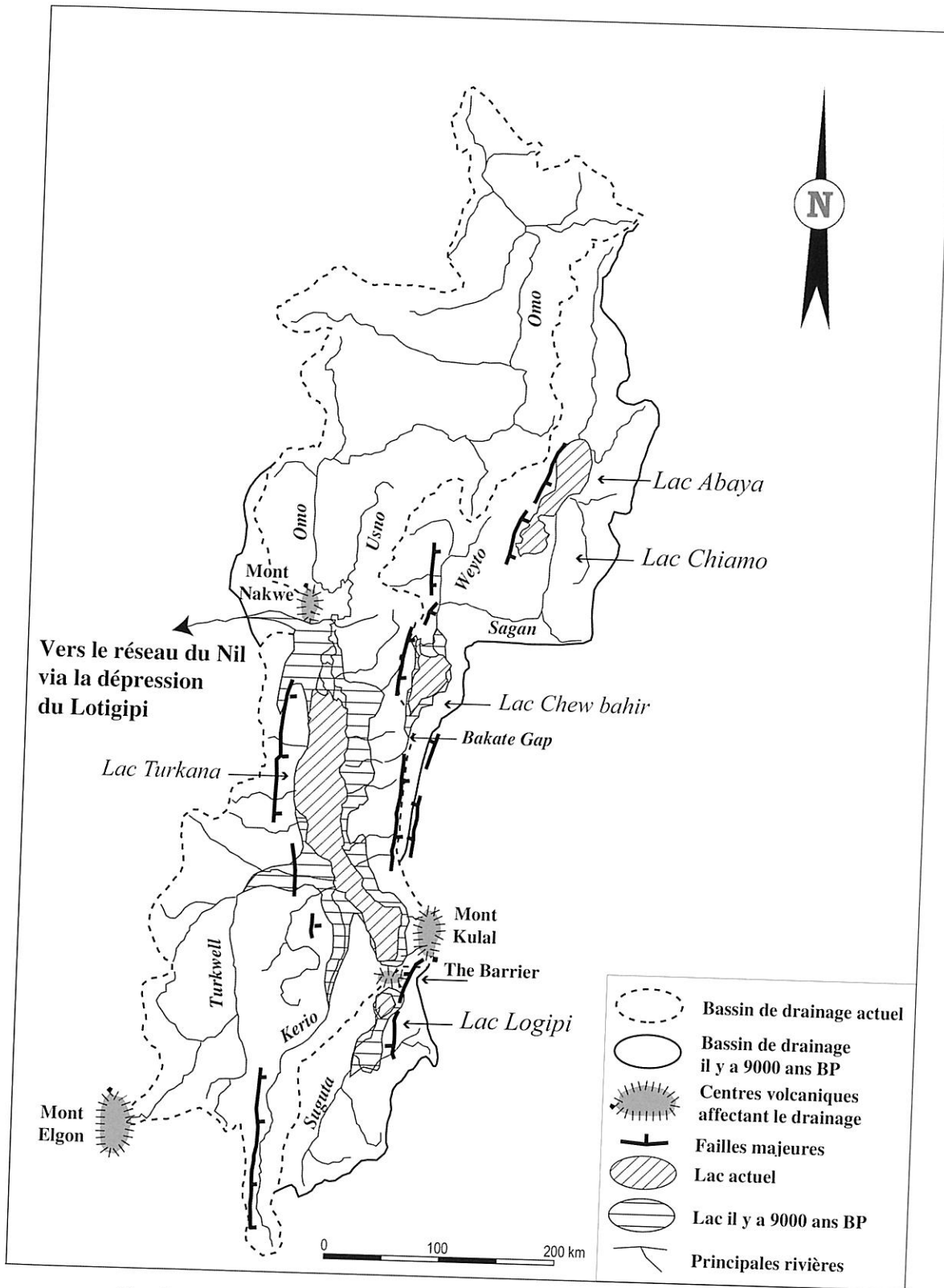


Fig. 6. — Bassin versant de l'Omo-Turkana aujourd'hui et il y a 9 000 ans BP (d'après L.E. Frostick, 1997).

