

Géomorphologie et tectonique active : premiers enseignements de la traversée Kashgar-Khunjerab (Kunlun, Karakorum, Pamir)

J.P. PEULVAST

Laboratoire de Géographie physique U.R.A. 141, C.N.R.S., Meudon

Introduction

La seconde expédition franco-chinoise de recherches pluridisciplinaires sur le Tibet et ses bordures montagneuses a suivi un trajet proche de la frontière occidentale de la Chine, dans une région jusque-là peu accessible et peu connue (Norin, 1982), appartenant essentiellement au Pamir et à son piémont. Comme la première expédition (Fort & Dollfus, 1989), celle-ci a comporté un volet géomorphologique, mais ici, la géomorphologie a surtout été associée à une reconnaissance géologique et géophysique, avec une thématique très influencée par le caractère instable et sismique de la région (Tapponnier, 1990). Cette orientation, le caractère contraignant du cadre morphostructural et l'originalité des dynamiques liées au contexte de tectonique active justifient que les thèmes morphotectoniques soient les premiers traités parmi ceux qui ont été abordés au cours de l'expédition ; le but est de dégager de l'étude du relief des données utiles aux interprétations structurales comme aux études sur l'évolution morphodynamique actuelle et passée.

Profondément enfoncée au cœur de l'Asie centrale, entre 37 et 40° N, 74 et 76° E, la région étudiée correspond à la fermeture occidentale du bassin du Tarim entre les Tian Shan au Nord et le Pamir au Sud. Dans la partie étudiée du Pamir viennent s'accoler les terminaisons N.W. des Kunlun et du Karakorum. Cette configuration répond à une position sur le côté N.E. de la zone de pénétration maximale de

la pointe nord de l'Inde dans le continent asiatique, là où les chaînes himalayennes s'incurvent vers le Nord dans le « coin du Pamir » (Tapponnier *et al.*, 1981). L'écrasement entre Inde et Tarim est tel que les unités du plateau tibétain, expulsées vers l'Est le long de grands décrochements, en sont absentes.

C'est le versant N.E. de cet ensemble montagneux resserré qui a été traversé. Découpé par des fossés longitudinaux d'altitude et bordé par un piémont lui-même déformé, il est vigoureusement soulevé (7 719 m au Gongar Shan). Il s'agit d'une région sèche, semi-désertique, aux versants saupoudrés de loess, où l'altitude aggrave la rigueur des froids hivernaux sans vraiment compenser le déficit des précipitations (cf. art. Fort & Dollfus, 1992). Néanmoins, les hauts massifs sont englacés.

Ces caractéristiques expliquent la lisibilité des dispositifs morphostructuraux dans les paysages. Après leur présentation, la part que la tectonique active prend à l'individualisation des grands volumes et à la morphogenèse est évaluée de façon qualitative à partir de ses manifestations les plus évidentes, c'est-à-dire le long des grands accidents reconnus sur l'imagerie satellitaire et au sol, dans les articulations entre les grands massifs montagneux et sur le piémont.

I. Caractéristiques morphostructurales des grands ensembles

A. Le contexte géodynamique (fig. 1)

De même que la structure géologique, le relief régional exprime à la fois les effets de la collision (chevauchements et épaissement crustaux, redressement des structures, ajustements isostatiques) et du poinçonnage (décrochements) liés à la convergence entre Inde et Asie. Les limites des grandes unités morphologiques correspondent aux grands accidents profonds qui découpent la région, même si certains d'entre eux sont aveugles (chevauchement frontal des Kunlun). L'ampleur même des mouvements verticaux et latéraux conditionne les modalités de la morphogénèse et leur évolution, par le processus de constitution de grands volumes montagneux associé à la compression, par l'ouverture de bassins et les phénomènes localisés de surrection

Fig. 1. — CARTE DE LOCALISATION ET PRINCIPAUX ACCIDENTS TECTONIQUES.

Tectonique récente, néotectonique: 1) faille; 2) faille supposée; 3) décrochement; 4) faille normale, avec regard; 5) faille normale, avec regard, et présence de scarplet; 6) faille inverse; 7) axe anticlinal; 8) axe synclinal.

Morphologie structurale associée à la tectonique récente et actuelle, A. escarpement de faille à facettes triangulaires; B. escarpement de faille hérité ou escarpement composite; C. crêt; D. cluse; E. glaciers.

associés aux décrochements (Tapponnier *et al.*, 1986), par l'instabilité correspondante et par l'influence qu'un soulèvement rapide a exercée sur l'évolution bioclimatique récente (Fort & Dollfus, 1992).

Le phénomène essentiel dans cette région est la double subduction intracontinentale du craton du Tarim sous la chaîne des Tian Chan au Nord et sous l'ensemble Kunlun-Pamir au Sud (*fig. 2*). Les piémonts eux-mêmes de ces deux chaînes, qui s'accolent à l'Ouest de Kashgar, témoignent de déformations qui affectent les épaisses couches de sédiments détritiques (jusqu'à 11 km) entassées dans le bassin flexural du Tarim (Bourjot & Avouac, 1990 ; Matte *et al.*, 1990 ; Avouac, 1991).

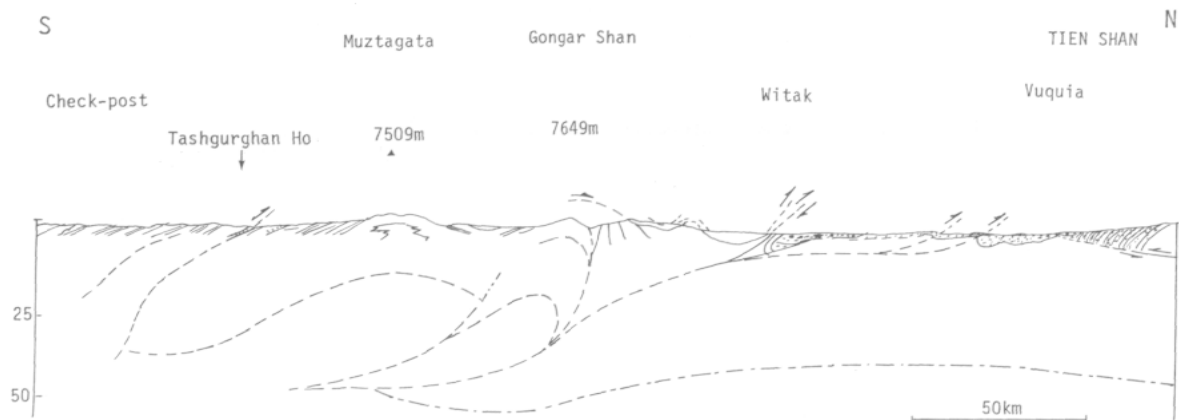


Fig. 2. — COUPE SCHÉMATIQUE DES GRANDES STRUCTURES DU PAMIR CHINOIS LE LONG DE LA TRAVERSÉE KHUNJERAB-KASHGAR. D'APRÈS M. BRUNEL, INÉDIT, AVEC AUTORISATION DE L'AUTEUR

En pointillés : formations néogènes et quaternaires.

Au Sud, l'ensemble montagneux est découpé dans le sens longitudinal (N.W.-S.E.) par les prolongements des grandes failles décrochantes de l'Altyn Tagh et du Karakorum. A vrai dire, seule la seconde, un décrochement dextre, peut être suivie au N.W. de Taxkorgan, où elle sépare une zone frontale de surrection rapide (le prolongement des Kunlun, avec les massifs du Muztagata et du Gongar Shan) des montagnes plus lourdes du Pamir, situées à l'Ouest, aux confins du Tadjikistan et de l'Afghanistan. L'absence du bloc tibétain rend moins claire qu'au S.E. l'évaluation du mouvement latéral entre ces deux ensembles, qui peuvent représenter respectivement la marge sud de la Laurasie et un élément avancé du Gondwana accrété au Mésozoïque (Tapponnier *et al.*, 1981). Ils sont séparés par un chapelet de bassins d'effondrement alignés sur le prolongement incurvé de la faille du Karakorum.

B. Blocs et bassins de l'ensemble Pamir-Karakorum

Les montagnes désertiques qui s'étendent à l'Ouest de ces bassins sont uniformément élevées (4 800 à 5 200 m). Sur les lignes d'horizon on remarque la faiblesse des différences d'altitude entre la plupart des

sommets et la lourdeur de nombreuses crêtes d'interfluve (*fig. 3*). Les altitudes ne se relèvent que vers le Sud, à l'Ouest de Taxkorgan et en direction du col de Khunjerab, où l'on s'approche du Karakorum (5 500 à 6 084 m).

La dissection est partout très importante, organisée à l'Ouest vers les larges vallées tadjiks et afghanes, et à l'Est vers le chapelet de bassins intramontagnards, dont les fonds se situent entre 3 000 et 3 800 m d'altitude. Elle met localement en valeur les structures redressées des roches métamorphiques qui constituent ces montagnes, et surtout celles des roches sédimentaires de couverture (grès rouges, pélites, calcaires d'âge mésozoïque) conservées le long d'étroites bandes plissées N.W.-S.E. au Sud de Taxkorgan (crêtes, synclinaux perchés et cluses). Les syénites et les granites (54 Ma et 18 BP : Arnaud, *comm. pers.*) qui affleurent plus au Nord constituent des pics élevés à l'Ouest de Taxkorgan, mais ne se distinguent pas de leur encaissant par leurs formes, si ce n'est par des modelés de décompression en grandes dalles massives dans les flancs des auges glaciaires qui s'y encaissent.

Les bassins intramontagnards qui jalonnent la faille du Karakorum forment un dispositif en échelon sur près de 300 km du S.S.W. au N.N.E. A 15 km à l'Est du bassin de Taxkorgan, le bassin de Waqia appartient à une structure parallèle longue de 80 km. Elle est limitée à l'Est par la terminaison nord de la faille de l'Altyn Tagh, au pied du rebord S.W. des Kunlun, dont l'altitude atteint ici 5 200 à 5 400 m. L'étroit plateau de roches métamorphiques qui sépare les deux bassins est le seul élément qui, par sa position structurale, s'apparente au Tibet dans cette partie de la chaîne.

Présentant pour la plupart des contours losangiques, les bassins sont de largeur assez constante (10 à 15 km), en dehors de rétrécissements correspondant aux zones de décalage du dispositif en échelon, et d'un court hiatus au droit du massif du Muztagata (plateau morainique du col de Shubash, 4 000 m). Certains sont dédoublés (bassin de Tahman, sud du bassin de Waqia). Par leurs caractéristiques, les bassins alignés sur la faille du Karakorum s'apparentent à celui qui s'allonge sur 120 km le long de la même faille plus au S.E., juste à l'Ouest du 80° parallèle, et qui a été interprété comme un bassin en pull apart dextre (Armijo *et al.*, 1989).

Ces couloirs sont partout dissymétriques. D'un côté, un haut escarpement de faille témoigne, par ses facettes triangulaires, ses scarplets, voire ses vallées suspendues, d'une tectonique active comportant une forte composante verticale. De l'autre, un versant moins élevé, moins rectiligne et très disséqué est façonné dans la roche en place ou plus rarement dans les sédiments déformés d'un ancien remplissage (bassin de Waqia). Dans ce dernier cas, une structure en demi-graben est bien visible, alors qu'ailleurs, la disposition dissymétrique n'exclut pas la présence, face à la faille principale, de type normal, d'une faille anti-

thétique ou d'une flexure moins importante (bassin de Tahman) et/ou devenues inactives. Tandis que dans le bassin de Taxkorgan, la faille active soulève le bord occidental, c'est sur le côté E ou N.E. que se situent les grands escarpements dominant les autres bassins (Tahman, Karakule, Muji). Localement coupés par un ou deux gradins intermédiaires, et partout longés par de puissantes accumulations de piémont qui remplissent partiellement les bassins, ils constituent le rebord ouest des Kunlun.

C. Les Kunlun occidentales et leur piémont

Les bassins intramontagnards sont drainés vers le Tarim par deux grandes rivières qui traversent les Kunlun par des gorges tortueuses espacées de 100 km. Il s'agit de Taxkorgan He, tributaire de la Yarkand au Sud, et de la Gaize He au Nord. Celle-ci s'enfonce de 4 000 m environ dans le massif du Gongar Shan, une des deux énormes coupoles à cœur gneissique qui surmontent le rebord occidental de la chaîne (fig. 3). Ces gneiss ont enregistré un refroidissement très rapide depuis 2 Ma, sans doute lié au soulèvement et à l'érosion (Arnaud, Comm. pers.)

Vus à distance, les deux massifs lourdement englacés du Gongar Shan et du Muztagata se détachent, avec leurs 7 719 m et 7 509 m, de

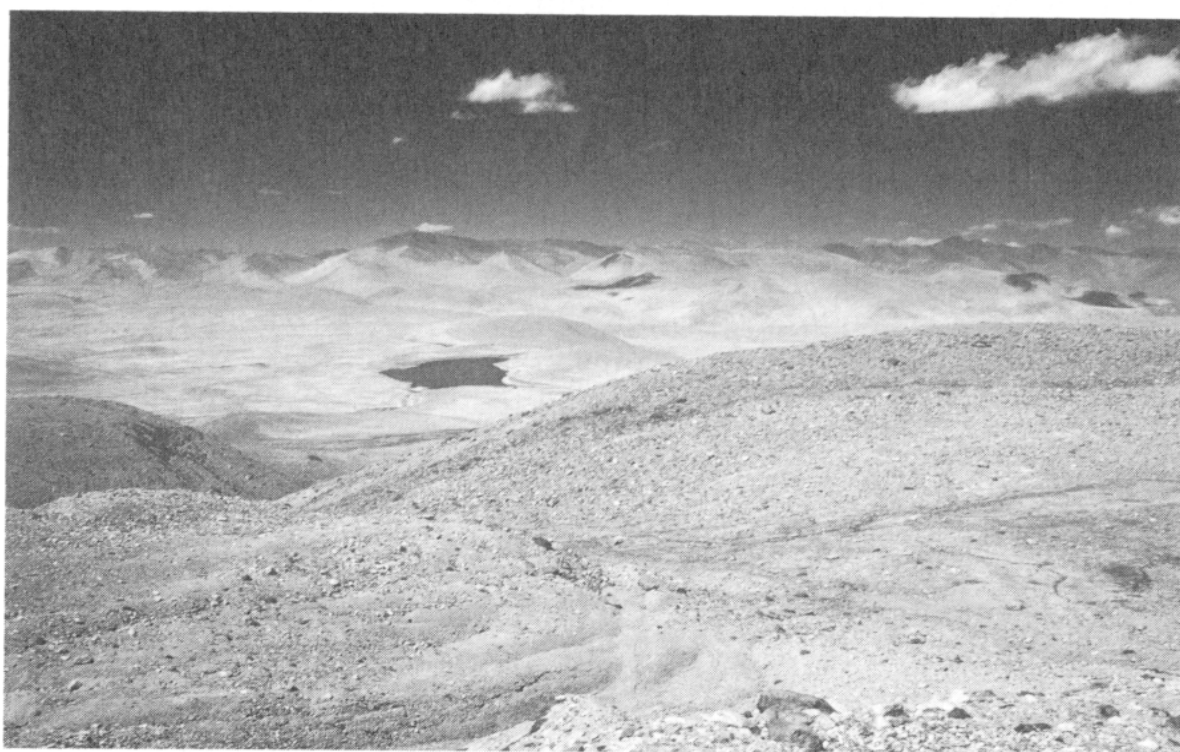


Fig. 3. — LE PAMIR A LA FRONTIÈRE CHINE-TADJIKISTAN, ET LE COL DE SHUBASH (400 M), VUS VERS L'W-N.W. DEPUIS LE FLANC W DU MUZTAGATA.

Au premier plan : moraines würmiennes et néoglaciaires d'une langue glaciaire du Muztagata (4 600-4 700 m) lourdeur des crêtes du Pamir (environ 5 000 m).

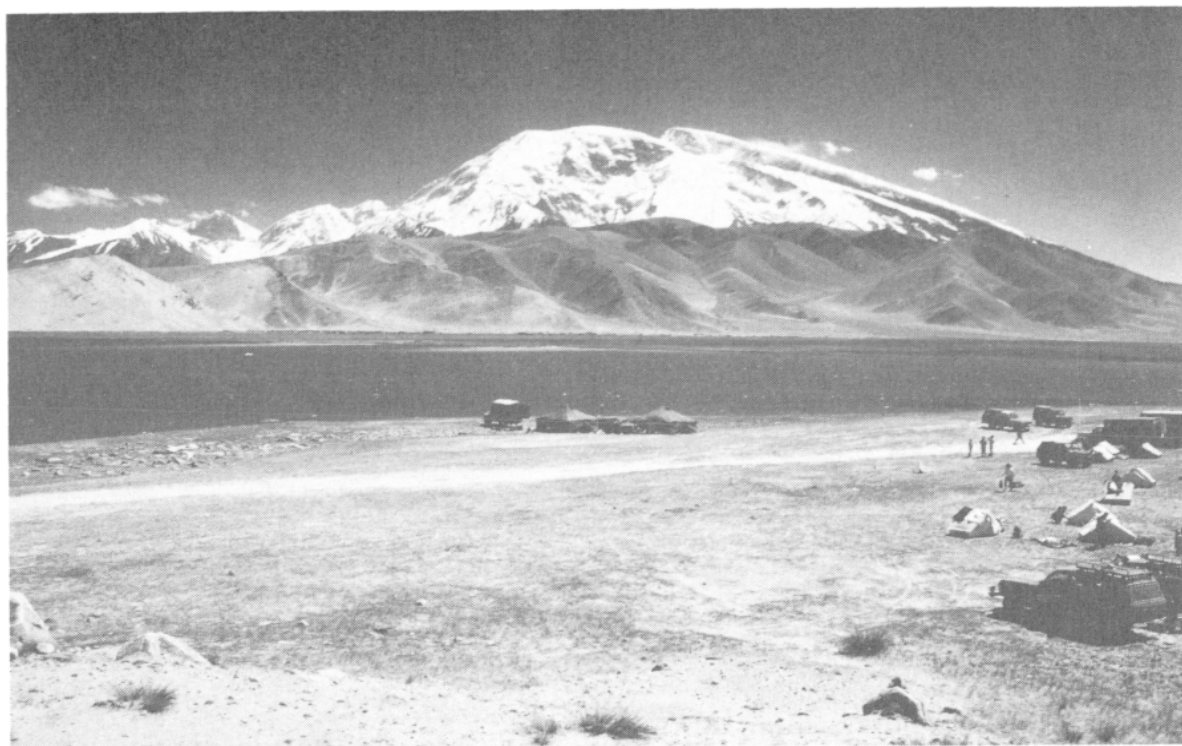


Fig. 4. — LE MUZTAGATA (7 509 M) DEPUIS LE LAC DE KARAKULE (3 652 M),
VU VERS LE SUD

Énorme anticlinal en cours de surrection, éventré sur son flanc E par de grands cirques glaciaires. Une mince enveloppe micaschisteuse, découpée en chevrons par de profondes auges radiales, est conservée sur son flanc ouest englacé.

2 500 m environ au-dessus de montagnes s'inscrivant en majorité, comme au Pamir, dans une ligne d'horizon assez régulière. Il s'agit de deux énormes plis d'axe N.W.-S.E. qui se soulèvent rapidement par rapport au reste de la chaîne et par rapport aux bassins de Karakule-Muji et de Tahman (*fig. 4*). Grâce à leur extrême jeunesse, ils conservent leurs enveloppes de micaschistes entre les auges radiales qui les entaillent, sous la forme de beaux systèmes de chevrons. Ceux-ci disparaissent sur les flancs N.E. des plis, éventrés par d'immenses cirques glaciaires profonds de 3 500 m. Leur retombée ouest est bordée par l'accident du Karakorum, auquel les plis paraissent associés par leur position entre des segments décalés (plis en échelon, dont l'axe forme un angle de 40° avec la ligne de décrochement).

Ces deux monts se distinguent des reliefs du reste de la chaîne. Ceux-ci s'organisent en fonction d'une dissection puissante en arrière des cluses espacées qui traversent le front montagneux haut de 1 500 à 2 000 m. De plus en plus étroite vers le N.W. (30 km au droit du Kalajili), la chaîne correspond à la surrection et au basculement vers le N.E., en régime de subduction intracontinentale, d'un ancien orogène né d'une collision d'âge paléozoïque-mésozoïque (Gaetani *et al.*, 1990 ; Matte *et al.*, 1990).

La nappe de charriage qui constitue le sommet de l'édifice au Nord du Gongar (Brunel, comm. orale, 1991) a été elle-même déformée par des mouvements plus récents qui affectent également les conglomérats d'âge Pléistocène inférieur d'un ancien piémont (conglomérat de Xiyue : Zhang *et al.*, 1990), mais les formes structurales sont surtout des formes dérivées. Elles sont rares ou peu caractéristiques dans les roches métamorphiques généralement très redressées, mais aussi dans la nappe supérieure, où les contrastes lithologiques sont peu marqués. Cependant des crêtes dissymétriques sont visibles au N.E. du bassin de Waqia, et de nombreux éléments longitudinaux ou obliques du réseau hydrographique soulignent les forts pendages W à S.W. des structures nées de l'ancienne collision.

L'érosion différentielle des roches de couverture impliquées dans les déformations sur la retombée N.E. de la chaîne a engendré des formes structurales plus nettes. On les observe dans les plis N.N.W.-S.S.E. de grès rouges jurassiques et de calcaires crétacés dégagés de leur couverture conglomératique discordante dans la région d'Uyitak (formes d'inversion : combes, crêts, barres, traversés en cluse par la Gaize He). De même, dans les lourds plis qui déforment ces conglomérats, l'érosion a façonné des combes et des cluses encadrés par des crêts ravinés hauts de 200 à 300 m (vallée d'Uyitak, à l'Ouest de la Gaize He).

L'érosion verticale responsable de ce modelé répond à des déformations et à un soulèvement d'ensemble récents et en cours, enregistrés par des formations détritiques de piémont maintenant incorporées à la chaîne. C'est le cas du conglomérat de Xiyue, discordant sur les grès pélitiques tendres de la formation pliocène d'Atushi (Zhang *et al.*, 1990). Il s'agit d'un dépôt de piémont formé en régime torrentiel, probablement des « fanglomerates » dont l'origine, liée au début du soulèvement majeur de la chaîne et/ou aux premiers refroidissements quaternaires, reste discutée, dans les mêmes termes que celle du conglomérat de Gongba, dans le sud du Tibet (Fort, 1989). Il peut atteindre 2 000 à 3 500 m d'épaisseur.

Au Sud, les longs monoclinaux incisés par la Gaize He et par les vallées plus orientales témoignent du lourd bombement qu'enregistrent solidairement la retombée externe des Kunlun et les parties internes de leur piémont. Vers l'Ouest, où les pendages atteignent 20° et plus, l'érosion a taillé de véritables chevrons entre les courtes vallées qui dévalent la zone frontale et les grandes vallées glaciaires plus espacées d'origine interne qui débouchent sur les cônes du piémont actuel (Bostanderek, fig. 5).

Vers le Nord, ces conglomérats polygéniques disparaissent sous les vastes cônes de cailloutis récents ou fonctionnels qui forment un alignement continu de 10 à 15 km de largeur tout au long de la chaîne, au-dessous de 1 500 m.

Les formations plissées du substratum mésozoïque et éocène émer-

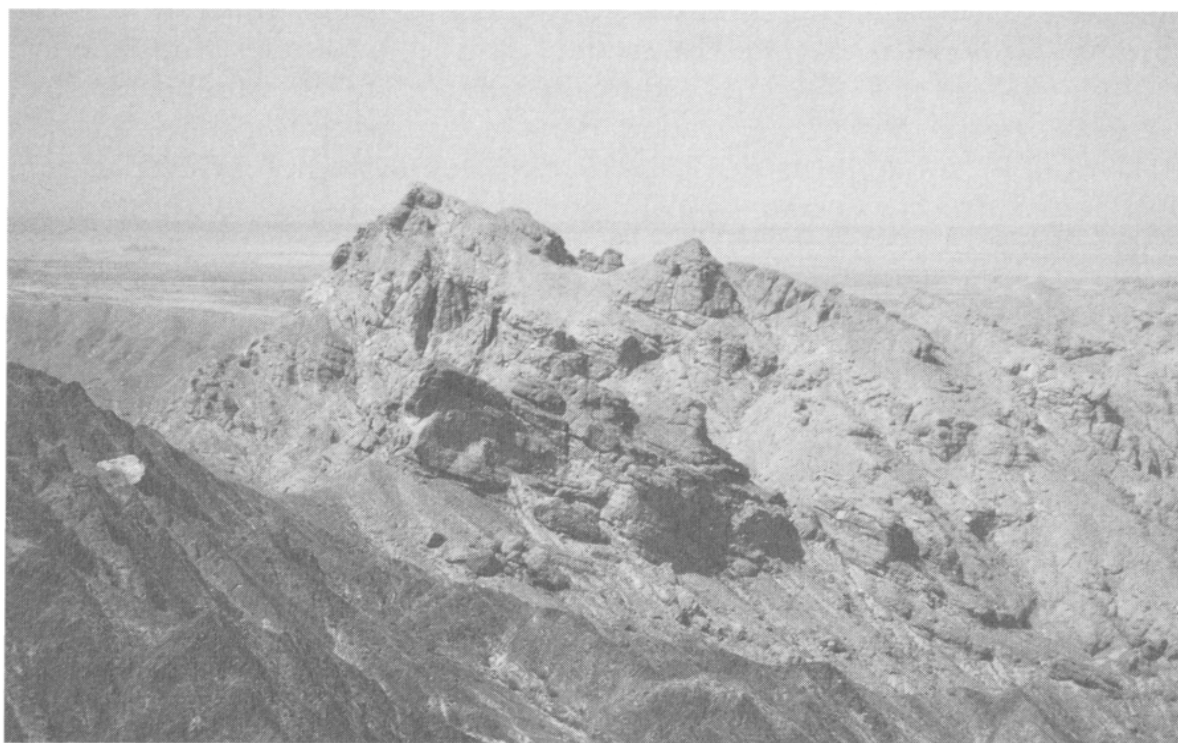


Fig. 5. — CHEVRONS DE CONGLOMÉRATS D'ÂGE PLÉISTOCÈNE INFÉRIEUR A BOSTANDEREK (RETOMBÉE NORD DES KUNLUN, 30 KM AU N.W. DU DÉBOUCHÉ DE LA GAIZE HE)

Les conglomérats polygéniques, anciennes formations de Piémont, sont discordants sur une surface basculée tronquant des conglomérats à éléments volcaniques en fort pendage nord.

gent de cette couverture à plusieurs km en avant de la chaîne et jalonnent un chevauchement dont l'expression morphologique est encore discrète. Elles témoignent d'une propagation des déformations vers l'avant-pays. C'est le cas au débouché de la Gaize He et de la vallée plus orientale, où de grands cônes de déjection s'édifient en avant des autres cônes alignés du piémont, en réponse à l'allongement des cours montagnards à travers des plis d'axe oblique affectant les conglomérats et leur substratum.

D. L'extrémité ouest du Tarim et le piémont sud des Tian Shan

Les déformations sont plus spectaculaires à l'Ouest et au Nord de Kashgar, là où se ferme la cuvette du Tarim et où convergent les vastes cônes de déjection étalés depuis les deux chaînes. La plaine d'épandage terminale, site de grandes oasis irriguées au prix de multiples dérivations des torrents montagnards proglaciaires, est en effet dominée de 200 à 500 m par un système de reliefs E.W. correspondant à des plis formés, comme au Sud, de conglomérats pléistocènes déformés avec leur substratum. A l'Ouest de Kashgar, les anticlinaux présentent des flancs nord redressés où sont identifiées des failles inverses actives. Au N.E., à l'approche de la retombée sud des Tian Chan, certains des plis qui

dominant le Tarim présentent au contraire des flancs sud redressés (au Nord du pli d'Atushi). A l'Ouest de l'oasis d'Atushi les conglomérats du flanc sud de cet anticlinal, sont affectés par un chevauchement vers le S.S.W. Cette disposition traduit dans la couverture récente les effets de la double subduction du Tarim, avec des systèmes symétriques de plis de rampe (Avouac, 1991) formés sur des chevauchements convergents.

Entre les anticlinaux, de courts tronçons longitudinaux des rivières venues des Tian Shan empruntent des vaux larges de 2 à 5 km, encadrés par de beaux systèmes de glacis de revers. Probablement antécédents, les cours d'eau gardent néanmoins des directions d'ensemble obliques (W.N.W.-E.S.E.), traversant en cluse les anticlinaux (W d'Atushi ; S.E. de Wuqia), parfois à la faveur de fractures et de décrochements N.W.-S.E.

Unité la plus résistante, la chape de conglomérats pléistocènes est généralement amincie ou absente sur la voûte des anticlinaux, formant autour de leur cœur une enveloppe limitée vers l'intérieur par un crêt ou une barre qui s'efface sur les flancs inverses. De nombreux ruz y découpent des séries de chevrons autour de monts dérivés armés par les bancs gréseux des séries néogènes. Localement, la faible consolidation de ces dernières permet la formation de vastes combes (autour de la cluse au S.E. de Waqia : *fig. 6, A, B*), mais la discordance entre les deux séries peut brouiller les dispositifs (plis du piémont sud des Tian Shan au N.W. de Kashgar : *fig. 6, C*).

Dans tous les cas, l'érosion, essentiellement par incision fluviale et ruissellement, est poussée, au point de provoquer des inversions de relief, peut-être facilitées par l'absence initiale des conglomérats sur les voûtes anticlinales. Pourtant, le puissant emboîtement des cônes et des terrasses dans les anticlinaux, leurs déformations, et l'existence de nombreux abrupts de faille rompant les glacis taillés dans les flancs redressés ou chevauchants indiquent que ces structures sont jeunes et actives. C'est dire qu'une érosion puissante doit être prise en compte dans l'analyse des effets de la tectonique, malgré l'intensité des manifestations de celle-ci.

II. Morphogenèse et tectonique active

A. La géomorphologie et l'évaluation de la tectonique récente et actuelle

Dans une région instable, l'analyse des mouvements récents et actuels (la néotectonique) est un thème central tant pour la compréhension des dispositifs morphostructuraux que pour celle des dynamiques internes. L'examen du contexte régional et de l'activité sismique

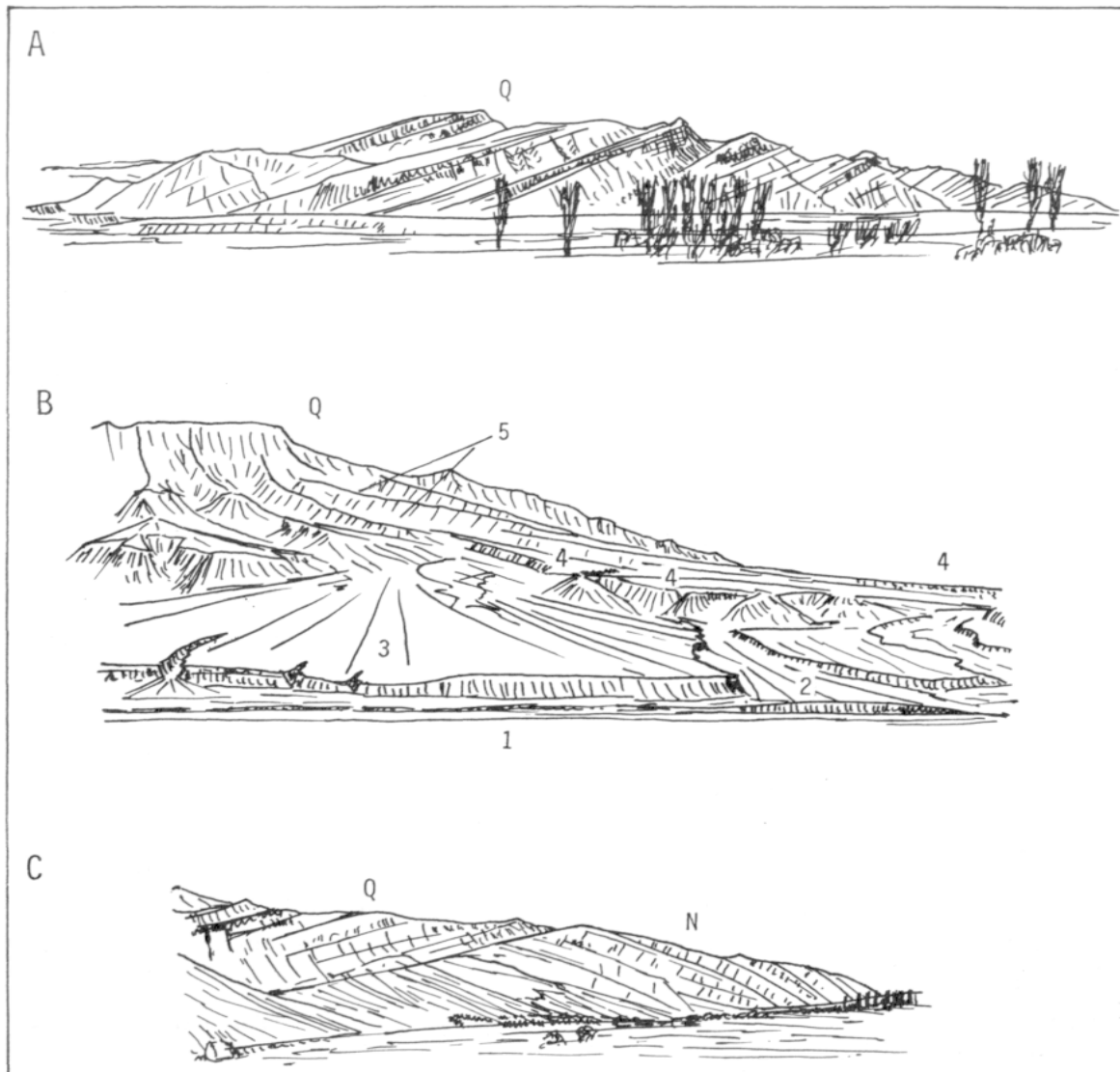


Fig. 6. — CRÊTS, COMBES, GLACIS ET CÔNES DANS LES ANTICLINAUX DU PIÉMONT SUD DES TIAN SHAN A L'OUEST DE KASHGAR.

A. En flanc ouest de la cluse située au S de Wuqia (crêtes de grès néogènes et de conglomérats pléistocènes — Q).

B. A l'Ouest de l'extrémité sud de la même cluse (crêt de conglomérats pléistocènes — Q) : 1) oued actuel ; 2) basse terrasse et cônes s'y raccordant ; 3) cônes en voie de dissection ; 4) glaciais à couverture caillouteuse mince, très disséqué ; 5) racines d'anciens glaciais.

C. Conglomérats pléistocènes plissés (Q), discordants sur des sédiments néogènes (N) préalablement plissés, 45 km au N.W. de Kashgar. Lourdeur des formes correspondances.

(Tapponnier *et al.*, 1986), ainsi que l'analyse morphostructurale font ressortir plusieurs types d'accidents actifs et de mouvements dans la région traversée. Le prolongement N.W. de la faille du Karakorum peut être le siège de mouvements de coulissage dextre, comme le reste de l'accident, mais l'existence d'un chapelet de profonds bassins, pour la plupart en situation de relais distensifs (*fig. 1*), montre surtout l'importance du jeu vertical associé à la distension (extension en arrière du pli crustal du Muzbagata-Gongar et formation de bassins en pull apart : Aydin & Nur, 1982).

C'est à la charnière entre les Kunlun et le Tarim, sur le piémont lui-même et sur celui des Tian Chan que se concentrent les autres manifestations de la néotectonique. Il s'agit de plis affectant des dépôts pléistocènes, et de failles inverses jalonnées par de nombreuses marques fraîches d'activité.

Entre ces charnières, les soulèvements régionaux et les mouvements à grand rayon de courbure sont moins directement identifiables, mais non moins évidents, comme l'indiquent les très fortes altitudes de certains massifs, les grandes épaisseurs de sédiments détritiques dans le bassin du Tarim, et les déformations enregistrées par de nombreux dépôts récents. Cependant, leur étude est restée rapide au cours de cette reconnaissance.

Plus encore que l'identification des mouvements latéraux, l'appréciation de la composante verticale de la tectonique est cruciale pour la géomorphologie. Le problème est bien connu pour les failles (Biro, 1958 ; Dufaure, 1988), où s'impose une analyse des escarpements « débarrassée de tout subjectivisme lié, par exemple, à l'aspect plus ou moins frais de l'abrupt et à son découpage en facettes régulières peut-être trompeuses » (Dufaure, 1988, p. 5). Dans la plupart des cas, l'activité sismique historique (avec des séismes de magnitude supérieure à 7 ou 8) et la présence de « scarplets » (abrupts originels formés lors d'un séisme) restant longtemps identifiables grâce à l'aridité du climat ôtent toute ambiguïté quant à l'activité des failles. Cependant, le rôle de l'érosion différentielle ne peut pas être totalement exclu, en particulier dans les bassins intramontagnards sujets à des épisodes de vidange et de creusement partiels.

L'analyse morphologique est à la base de la quantification des mouvements. Celle-ci est bien maîtrisée le long des dérochements (2 à 3 cm/an mesurés de part et d'autre du Tibet le long des failles de l'Altyn Tagh et du Karakorum au Pléistocène supérieur : Armijo *et al.*, 1989). Dans le cas des jeux verticaux, l'extrapolation des mesures réalisées sur les scarplets aux rejets cumulés des failles reste délicate en l'absence de données sur la récurrence des séismes. En outre, les méthodes fondées sur la vitesse de dégradation des escarpements par l'érosion restent entachées de grandes marges d'incertitude (Avouac, 1991).

La morphologie quantitative doit donc être complétée par une démarche plus classique reposant sur l'utilisation de formes et de formations généralement datables : glaciaires, cônes et autres accumulations de piémont, étagés ou emboîtés et plus ou moins déformés ; cours d'eau et terrasses alluviales décalés ; moraines faillées.

La morphologie permet aussi de raisonner sur les grands volumes et sur des périodes plus longues, à condition toutefois que les relations des formes avec la structure soient définies de façon précise, et que l'on distingue bien ce qui relève de la tectonique de ce qui revient à

l'érosion différentielle. Même si l'ampleur de la dissection rend a priori difficile l'identification de surfaces enveloppes des déformations, et en particulier des soulèvements, la recherche de paléoformes (surfaces, reliefs différenciés, réseaux hydrographiques...) pouvant servir de repères complète cette démarche. C'est pourquoi l'analyse de modelés d'origine néotectonique, considérée ici comme un moyen d'identification des zones majeures de déformation actuelle, est complétée par l'étude de la façon dont ils s'inscrivent dans les grands volumes. Ce sont ainsi les grandes tendances de l'évolution morphotectonique, pas forcément conformes à celles de l'activité actuelle, qui peuvent être cernées, et qui peuvent entre autres choses servir de préalable à la quantification des mouvements.

B. Néotectonique et modelés

1. Failles actives à rejeux récents

C'est sur les flancs des bassins intramontagnards et le long des chevauchements frontaux des plis de la région de Kashgar qu'ont été observées les marques les plus fraîches de la néotectonique. Il s'agit de scarplets et de décalages de formes attribués à des séismes récents de magnitude élevée, sur lesquels les informations restent cependant faibles.

a. Failles associées aux grands décrochements

Ces marques n'ont été identifiées que sur des tronçons discontinus de l'accident du Karakorum (*fig. 1*). L'examen de l'imagerie satellitaire montre que ce n'est pas seulement le résultat de la discontinuité des observations au sol. Les scarplets les plus nets ont été suivis ou étudiés ponctuellement sur deux tronçons de 8 et 20 km de la bordure N.E. du bassin de la Muji, à l'entrée de la gorge de la Gaize He sur un segment de quelques km à la base du flanc ouest du Muztagata, et sur les deux bords du bassin de Tahman, en particulier à la base du versant oriental (sur plus de 15 km). Bien que des accidents linéaires aux formes nettes aient été aperçus dans les moraines et les cônes du bassin de Taxkorgan, ou à leur contact avec l'escarpement occidental, aucun scarplet aussi frais n'y a été étudié. Il en est de même dans le bassin de Waqia. L'examen de quelques sites permet d'esquisser une typologie des modelés liés à la néotectonique et d'identifier différents styles de déformations le long de la faille du Karakorum. Pour la plupart, ces déformations relèvent d'une distension simple sur les flancs des bassins. Les traces de décrochement actif sont rares ou difficilement identifiables.

Sur le tronçon N.W. de la Muji, à l'extrémité S.E. d'un segment orienté N 135° E (*fig. 1, A*), un scarplet unique ou localement dédoublé,

généralement émoussé (pas de miroirs visibles sur plus de 2 à 3 dm), haut de 3 à 4 m au total, recoupe transversalement deux terrasses tapissées de loess dans lesquelles s'emboîte un cône de déjection fonctionnel, au débouché de deux étroites vallées glaciaires (fig. 7). Ce scarplet disparaît à l'Ouest dans les éboulis de la base d'une des facettes alignées qui séparent le massif du Kalajili des formations morainiques

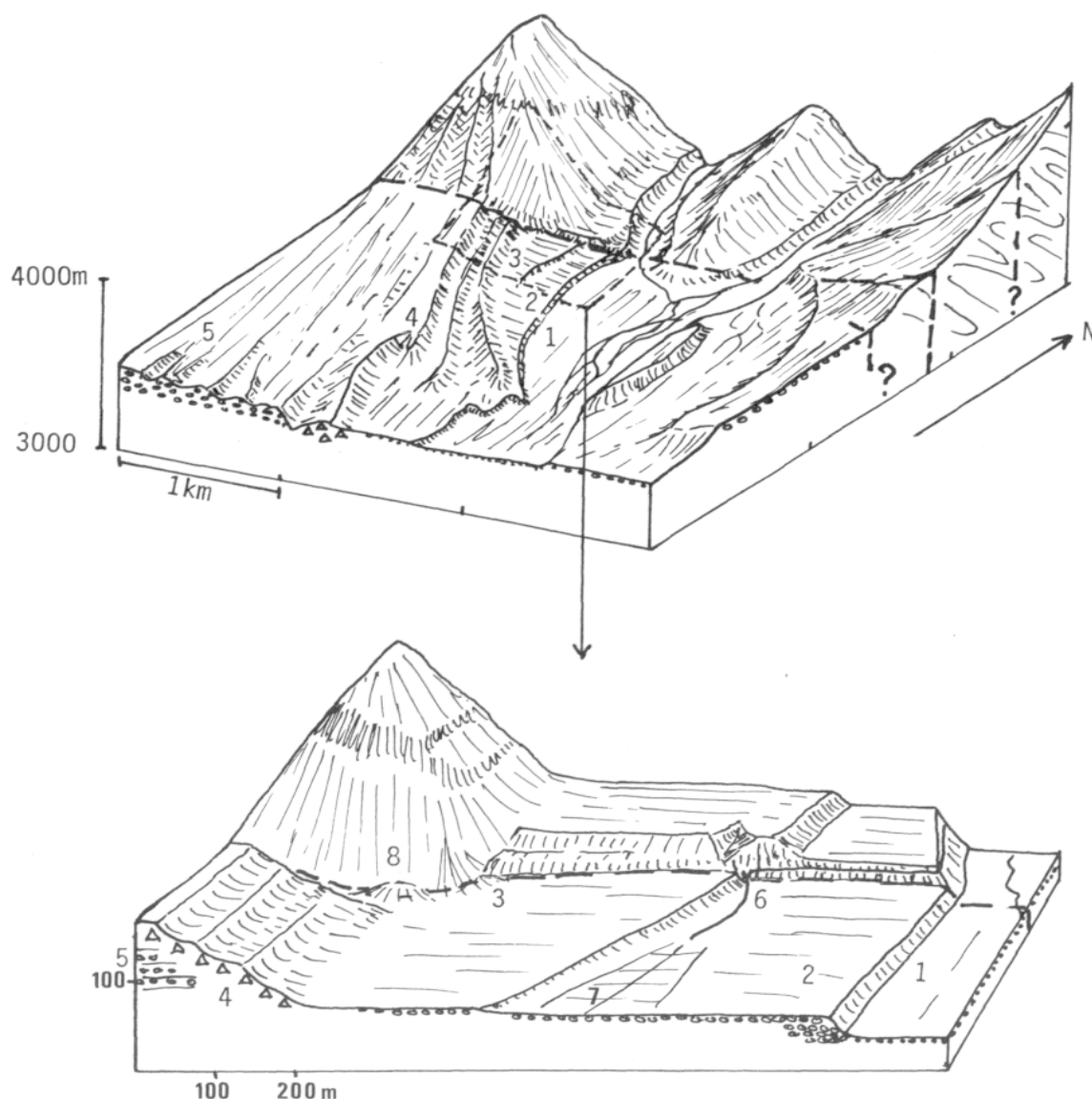


Fig. 7. — ESCARPEMENT DE FAILLE ET SCARPLET DANS LE FLANC NORD DU BASSIN DE LA MUJI, 27 KM AU N.W. DE LA GORGE DE LA GAIZE HE : CROQUIS DE RECONNAISSANCE

(Les échelles ne sont pas totalement respectées, en particulier les échelles verticales).

1) cône de déjection fonctionnel ; 2) terrasse et cône de déjection en voie de dissection ; 3) terrasse fluvioglaciaire supérieure ; 4) moraines (würmiennes) ; 5) dépôts fluvioglaciaires anciens ; 6) ancien canal d'irrigation ; 7) ancien terroir irrigué ; 8) éboulis. Le scarplet atteint sa hauteur maximale là où le décrochement, qui comporte une composante verticale, décale un rebord de terrasse. Noter le décalage des moraines par rapport au débouché de la vallée. Néanmoins, la discontinuité des dépôts ne permet pas de rétablir la situation au moment du dépôt des moraines les plus récentes (Tardiglaciaire ?), les mesures précises ne s'appliquant qu'au scarplet.

et fluvioglaciaires de son piémont. Le décalage du rebord de la haute terrasse, de 6 à 8 m indique que le mouvement a comporté une composante horizontale dextre.

L'émoussé des formes, le saupoudrage de loess, le passage, dans la base ou à mi-pente de l'escarpement, d'un ancien fossé d'irrigation, et l'absence de tout scarplet dans le cône actuel n'indiquent pas un jeu très récent. La position des 3 arcs de moraine latérale du bord occidental du site, appuyés contre le versant montagneux en facette 50 m à l'Ouest du débouché des auges glaciaires, pourrait indiquer que le mouvement prolonge une tendance au décrochement dextre enregistrée pendant la période postérieure à la mise en place de ces moraines. La datation des terrasses et des moraines (probablement würmiennes et tardiglaciaires), que l'on peut espérer par celle de la base des loess surincombants (plusieurs échantillons ont été prélevés pour datation T.L.) devrait permettre ultérieurement une estimation du rythme de ce mouvement. Vers l'Est, la faille s'amortit et se perd à mi-hauteur dans un éperon se détachant du Kalajili. Le relais est pris 10 km plus à l'Est par un autre segment N.W.-S.E.

Le long de ce segment (*fig. 1, B*), un scarplet rectiligne découpe les cônes de déjection, les moraines et les nappes fluvioglaciaires empilées du piémont devant l'abrupt du Kalajili, jusqu'à un brusque coude vers le Sud, 8 km au N de l'entrée de la gorge de la Gaize He. L'escarpement est alors N.S. jusqu'à cette rivière. Il domine un couloir longitudinal large de 500 à 900 m où se réunissent deux torrents proglaciaires, entre l'abrupt montagneux et le large piémont disséqué. Ce couloir est encadré par deux petits escarpements parallèles. Partiellement longé par le torrent, l'escarpement occidental haut de 60 à 80 m est exagéré par l'érosion, mais il pourrait être guidé par une faille à regard E longeant un petit graben en situation de « pull apart ». Son vis-à-vis est lui aussi exagéré au Nord, où il découpe la moraine et les terrasses édifiées au pied de la montagne. Au Sud, il forme un long abrupt vertical de 2 à 15 m de hauteur, traversant les cônes coalescents 200 à 400 m en avant du versant montagneux mais celui-ci n'a pas partout la signification de scarplet (*fig. 8, A*). La fraîcheur de l'abrupt est relative, comme le montre son oblitération locale par les chenaux les plus fonctionnels des cônes. Ailleurs, un talus d'éboulis masque la moitié inférieure du miroir. La même observation s'applique aux scarplets multiples (1 à 3) disposés transversalement à la Gaize He à l'entrée de la gorge, et à ceux qui longent la base ouest de l'anticlinal du Gongar Shan (*fig. 8, B*). Aucun décrochement n'est attesté dans ce secteur où les rejets cumulés atteignent 40 et même 80 m dans des cônes et des tills anciens (non datés).

La relative simplicité de ces accidents fait place, sur la bordure orientale du bassin de Tahman, 70 km plus au Sud, à une plus grande complexité, associée il est vrai à une plus grande fraîcheur : selon

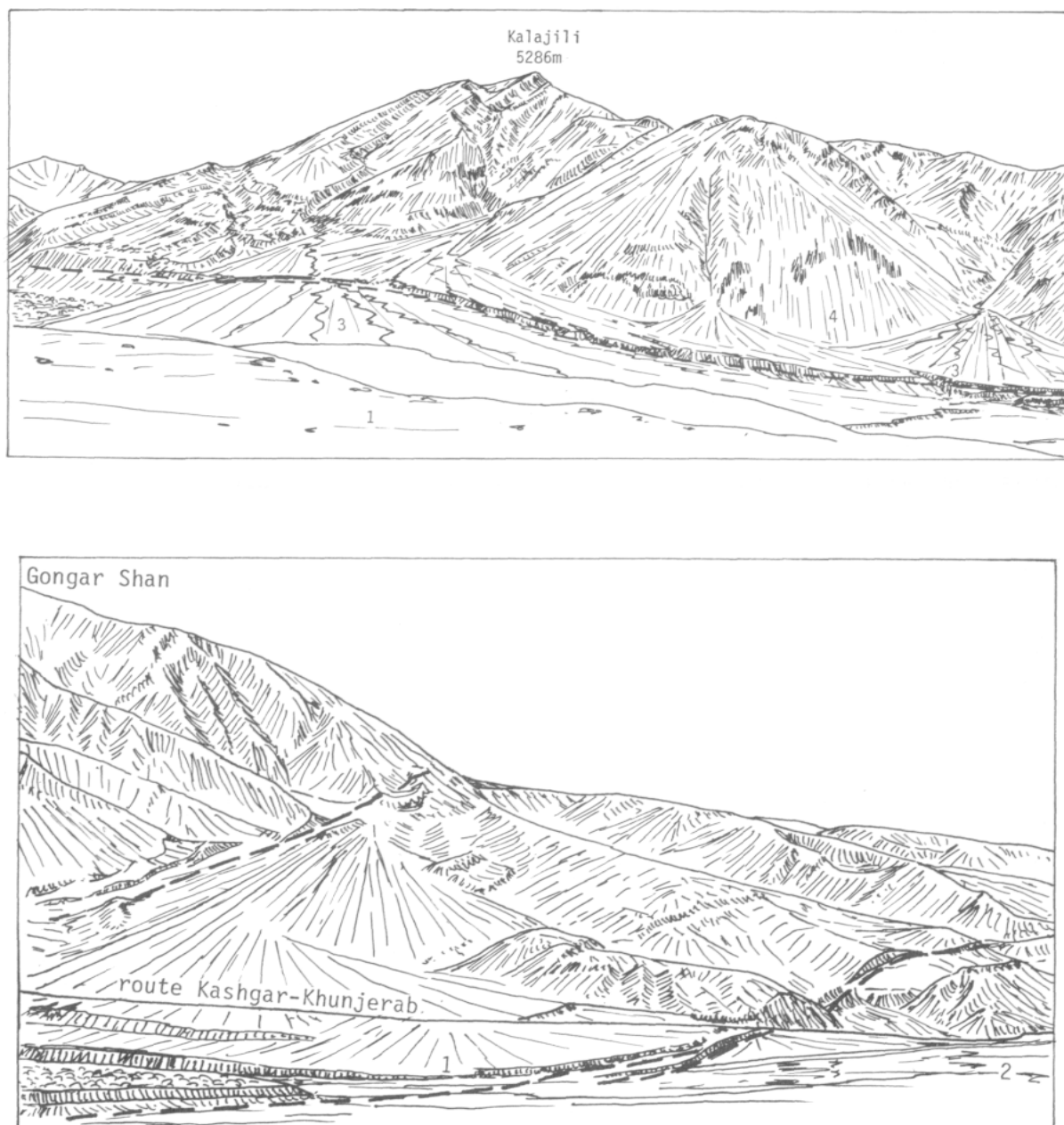


Fig. 8. — ESCARPEMENT DE FAILLES ET SCARPLETS
SUR LES FLANCS OUEST DU KALAJILI (A) ET DU GONGAR SHAN (B)
VUS VERS L'E ET VERS LE S.S.E., RESPECTIVEMENT.

A. 1) moraine ancienne ; 2) moraine würmienne (?) ; 3) chenaux récents et actuels ; 4) éboulis. Remarquer les modelés de crêts développés dans les roches métamorphiques du Kalajili en arrière de l'escarpement de faille. Le scarplet est à plusieurs dizaines de m en avant du pied de l'escarpement, enfoui sous d'énormes cônes de déjection (au N, la faille ne fait qu'exagérer un flanc d'auge aménagé le long de l'accident au-dessus d'une épaisse moraine d'ablation). Au Sud, seul le ressaut supérieur a valeur de scarplet, les plus grandes dénivellations (15 m ?) correspondant à l'incision latérale des cônes par sapement latéral des chenaux latéraux et de la rivière principale.

B. 1) cône de debris flows fonctionnels et récents ; 2) lac et atterrissements limoneux. En dehors d'un court ravin de ligne de faille excavé dans des roches broyées, le scarplet a se suit beaucoup moins bien dans la roche en place que sur la partie distale des cônes de debris flows, où il se démultiplie en contribuant à retenir un lac peu profond à la tête de la Gaize He. Celle-ci maintient néanmoins son cours par antécédence à travers le massif du Gongar-Kalajili.

P. Tapponnier (comm. pers.), le faisceau de scarplets en ligne brisée que l'on suit de façon plus ou moins continue du Nord au Sud, du Sud du massif du Muztagata jusqu'à la cloison du bassin de Taxkorgan, se serait formé lors d'un fort séisme survenu en 1895. Sur le segment septentrional de la faille, orienté N.W.-S.E. (*fig. 1, C*), le jeu vertical est accompagné d'un décrochement dextre (observations de L. Bourjot et Liu Qin). Plus au Sud, là où la faille devient subméridienne, tout en suivant un tracé en ligne brisée (*fig. 1, D*), seul un jeu vertical distensif a été observé, le bassin de Tahman correspondant à une structure en « pull apart ». Passant dans la base du versant sud du Muztagata, dans les moraines et les racines des cônes pentus édifiés par les flots de débris au bas des multiples couloirs, l'accident se localise plus au Sud, à la base ou légèrement en avant de la cloison gneissique qui sépare le bassin de Tahman de son annexe orientale. Il recoupe ainsi plusieurs cônes de déjection, et les terrasses qui encadrent leur tête (*fig. 9*).

Dans tous les sites étudiés, l'accident se démultiplie en scarplets multiples, sur des largeurs de quelques dizaines de m à 150, voire 400 m (extrémité sud). Il existe jusqu'à 8 ou 10 scarplets parallèles, dont certains correspondent à des failles antithétiques délimitant, dans les cônes actuels et les lanières de cônes soulevés et disséqués, des grabens dont la profondeur atteint jusqu'à 2 m, ainsi que d'étroits demi-horsts (jusqu'à 4 face au scarplet principal). Au droit des petits talwegs le fond des grabens est parfois en voie de comblement par des dépôts fins (loess remaniés) apportés des compartiments soulevés par le ruissellement. Ces dispositifs correspondent sans doute à l'expression superficielle d'une faille listrique (*fig. 11, D*) qui s'amortit en larges zones de broyage en pendage 60° W et peut se décaler latéralement lorsqu'elle traverse l'extrémité des éperons gneissiques entre les têtes de cônes. Ils atténuent la valeur totale du rejet mesurable, qui atteint jusqu'à 6 ou 8 m. La plupart des scarplets, surtout ceux des failles antithétiques ne dépassent guère 60 à 80 cm de hauteur et sont partiellement émoussés. Le rejet atteint 2 à 2,5 m, parfois 4 m au total, et seul un jeu en faille normale est attesté (*fig. 10, A et 11*), en l'absence d'éperons barrants (« shutter ridges » : Cotton, 1950) et d'autres indices morphologiques de décrochement.

Exceptionnellement par rapport au dispositif régional, le Sud du bassin de Tahman présente sur son bord occidental granitique un accident actif en vis-à-vis du précédent. Il peut s'agir d'un prolongement nord, en échelon, de la faille directrice du bassin de Taxkorgan, mais on peut aussi l'interpréter comme une faille antithétique par rapport au système de distension dissymétrique auquel correspond le bassin de Tahman et son annexe orientale (*fig. 10, D*). Des tronçons rectilignes N.S. de scarplets, hauts de 2 à 4 m, ont été identifiés à la base des lanières de pédiments granitiques ou de cônes d'épandage fluvioglaciales qui s'interposent sur 2 à 3 km de largeur entre l'escarpement montagneux, lui-même délimité par une faille à regard N.E. et les vastes

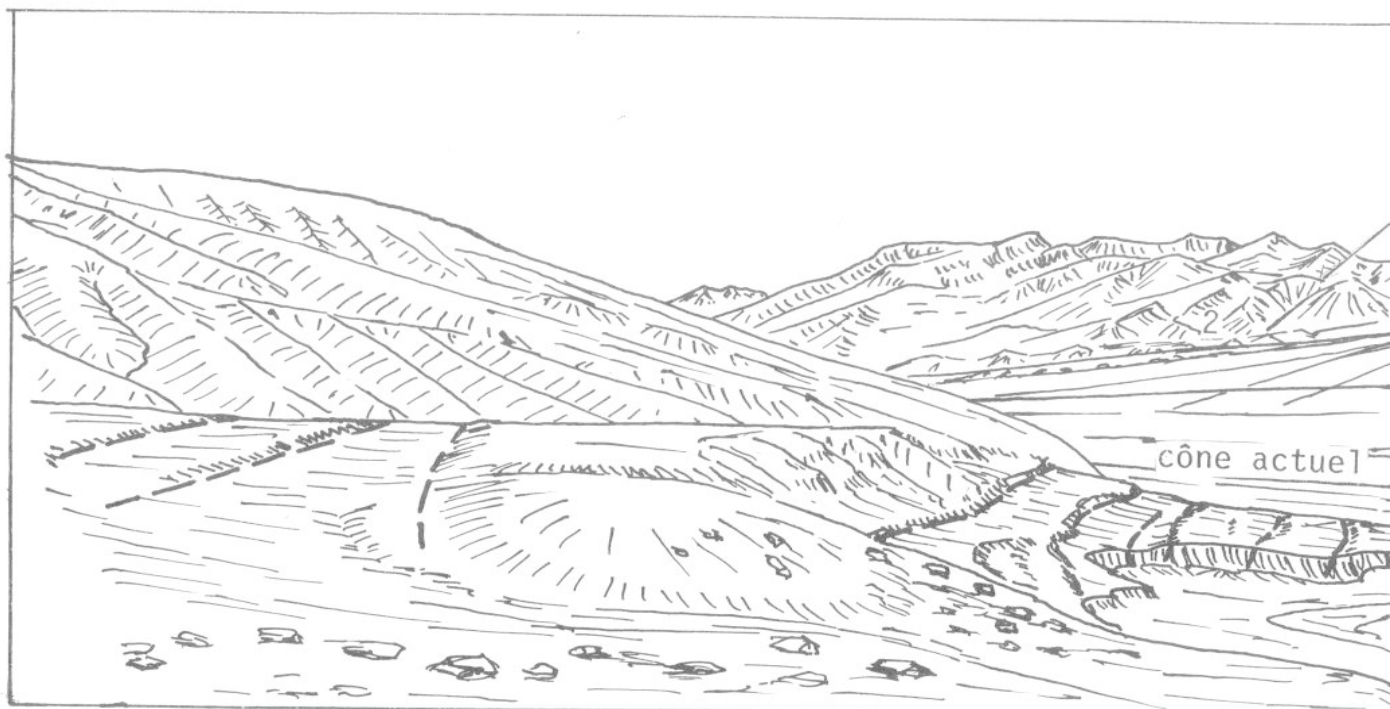


Fig. 9. -- ESCARPEMENT DE FAILLE ORIENTAL DU BASSIN DE TAHMAN ET SCARPLETS (SÉISME DE 1895 ?) VUS VERS L'W.S.W.

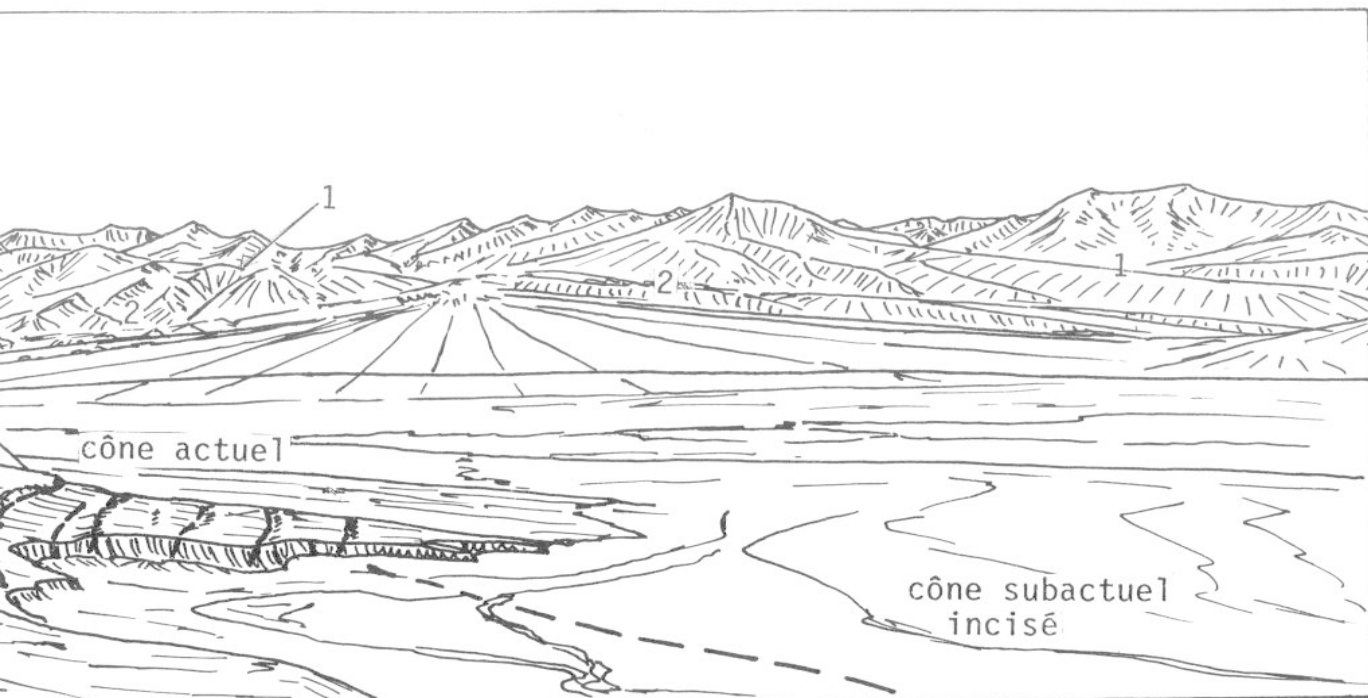
Terrasse (à gauche) et tête de cône de déjection faillées, 7 km au N de la gorge exutoire du bassin. Le cône est non seulement faillé, mais basculé, sa partie distale étant enfouie sous le cône actuel.

cônes de déjection récents ou fonctionnels qui occupent la moitié occidentale du fond du bassin. Vers le Sud, 2 km au N de sources thermales réputées qui jaillissent sur le tracé de l'accident, une faille contraire relève de 6 à 8 m un demi-horst large de 100 à 200 m par rapport à l'extrémité des lanières et des talwegs taillés dans une nappe fluvioglaciaire épaisse de 20 m reposant sur le granit arasé (*fig. 10, B*). Le jeu de l'accident a barré les talwegs, déterminant la formation de bouchons de matériel fin de délavage provenant des pentes voisines couvertes de loess, et maintenant en cours de réincision par l'érosion régressive. Grâce à l'humidité qu'ils retiennent, ils sont couverts d'une végétation arbustive touffue qui les signale de loin dans le désert par un curieux alignement horizontal de taches de verdure.

Au total, ce sont surtout des abrupts correspondant à des failles normales qui ont été identifiés le long de l'accident du Karakorum, essentiellement sur les tronçons N.S. Un décrochement dextre actif n'a été identifié que sur des segments W.N.W.-E.S.E. et N.W.-S.E. ; les autres parties de l'accident semblent constituer surtout une zone de distension (*pull apart*).

b. Accidents compressifs

La compression N.S. responsable du plissement des sédiments détritiques du Tarim sur les piedmonts des Kunlun et des Tian Chan se



Remarquer les grabens effondrés le long des failles de rééquilibrage associées à la faille principale, sans doute de type listrique. Les accidents s'amortissent dans l'éperon gneissique à l'arrière-plan. Au premier plan, le prolongement d'un graben a dévié l'oued actuel. Au fond : vaste cône de déjection emboîté dans deux pédiments taillés dans les granites du versant W du bassin (1 et 2).

traduit aussi par une sismicité élevée (destruction de Wuqia en 1986), qui laisse de nombreuses traces bien identifiables. Elles ont été repérées sur le flanc nord des anticlinaux situés au Nord et à l'Ouest de Kashgar, et sur le flanc sud de l'anticlinal d'Atushi. Dans la cluse ouverte du N.W. au S.E. à travers un anticlinal W.S.W.-E.N.E., 15 km au Nord de Kashgar, elles affectent une terrasse dominant la Qiakmakdalia plus de 30 m, incorporée au flanc nord du pli à la faveur d'un décrochement qui interrompt un crêt annulaire de conglomérats pléistocènes. Sur 5 km de longueur elle s'interpose entre la rivière, et le synclinal situé plus au Nord, qu'elle domine par une série de gradins aux rebords francs (jusqu'à 5 ou 6, de 1 à 4 m de hauteur). Ces gradins résultent probablement du jeu banc sur banc de failles superficielles correspondant à une faille inverse de regard nord située au cœur du pli. La terrasse, revêtue d'1 m de cailloutis aux galets superficiels modérément altérés ou vernissés, n'est pas datée, mais l'état de dissection des gradins, la convergence des profils et le faible perchement au-dessus du lit actuel dans le flanc sud du pli pourraient indiquer un âge récent, pléistocène supérieur ou holocène, et donc une tectonique très active.

Ce cas s'apparente à celui du petit escarpement de faille inverse que l'on suit sur 8 km le long de la retombée nord du gros anticlinal dissymétrique situé au S.W. de Kashgar, là où un vaste cône de déjection étalé depuis le Nord a repoussé la Kashi He contre le front

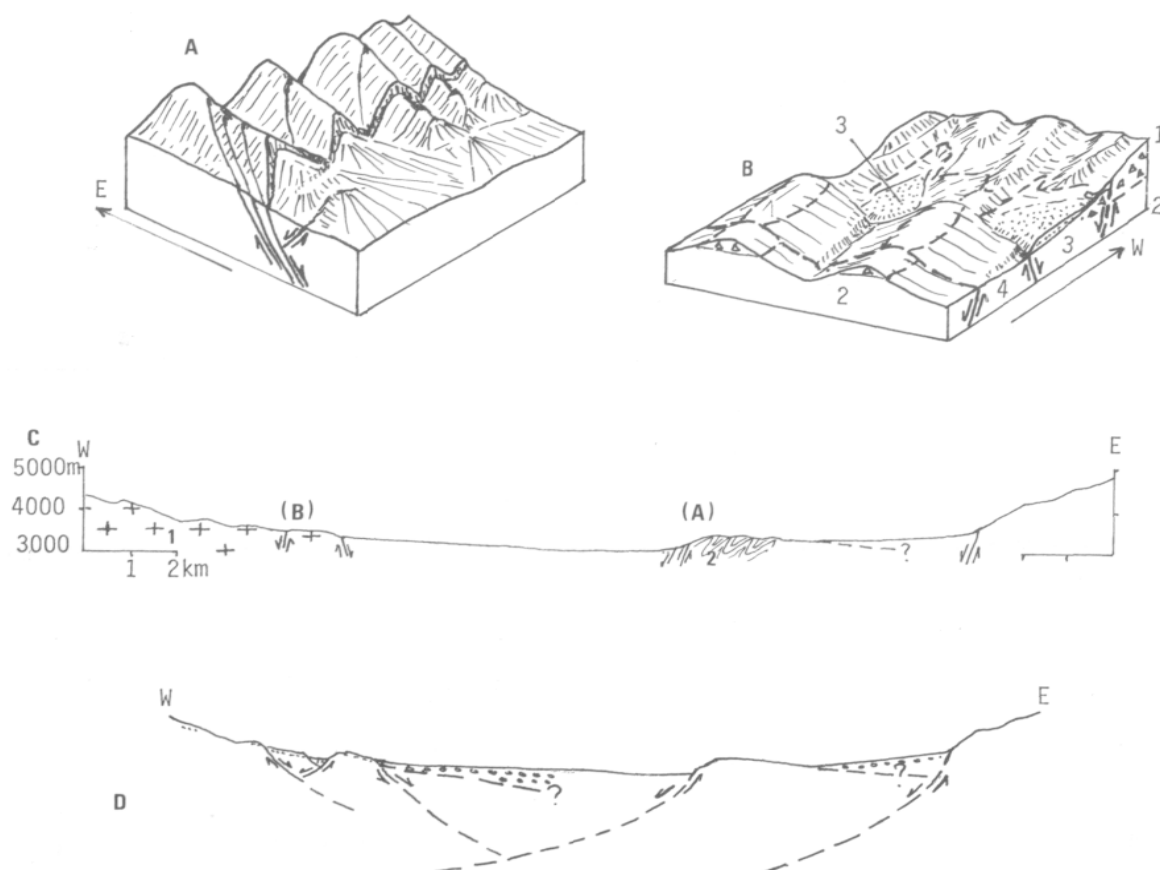


Fig. 10

A. Scarplets dans le versant E du bassin de Tahman, 1 km au N de la gorge exutoire. Remarquer l'absence de « schutter ridges » ou « éperons barrants » : l'accident a joué en faille normale.

B. Demi-horst associé à une faille antithétique dans le flanc W du bassin de Tahman. 1) dépôts fluvioglaciaires ; 2) granites ; 3) bouchon de limons ruisselés, retenant l'humidité ; 4) gorge de raccordement.

C. Coupes transversales dans le bassin de Tahman. 1) granites ; 2) gneiss ; en l'absence d'indications sur l'épaisseur des sédiments (dépôts fluvioglaciaires, alluviaux et lacustres), ceux-ci ne sont pas représentés (sauf les cônes récents de l'escarpement oriental).

D. Coupe interprétative du bassin.

de chevauchement du pli. Cet escarpement à regard nord, dans le front duquel des bancs de cailloutis discordants sur les sédiments tertiaires accusent localement des pendages de 60 à 70° N, soulève de 10 à 15 m une terrasse de la rivière par rapport à son ancienne zone de raccord avec la partie distale du cône adjacent (*fig. 12, A*). Comme au Nord de Kashgar, son âge est inconnu mais la conservation de la forme originelle est facilitée par la désorganisation de l'écoulement : le dispositif tectonique, n'autorise plus que des ruissellement frontaux sur de courtes pentes adoucies par la mise en place de minces formations colluviales sur un profil réglé.

Ailleurs, le fonctionnement des glacis et des cônes de revers développés autour des plis n'autorise pas une longue conservation des scarplets. Néanmoins, la retombée nord de l'anticlinal situé au Nord



Fig. 11. — SCARPLETS A LA BASE DE L'ESCARPEMENT DE FAILLE ORIENTAL DU BASSIN DE TAHMAN. DÉMULTIPLICATION DE L'ACCIDENT EN FAILLES CONFORMES ET ANTITHÉTIQUES A LA TÊTE DE CÔNES DE DÉJECTION COALESCENTS DISSÉQUÉS. LES MIROIRS AFFLEURENT SUR QUELQUES DM A 2 M. ABSENCE DE « SHUTTER RIDGES » OU « ÉPERONS BARRANTS ».

du précédent, un revers de crêt de conglomerats pléistocènes, apparaît coupée de multiples gradins disséqués par des ravins inégalement espacés. Ces gradins constituent les éléments dénivelés d'un système de glacis couverts qui tronque les conglomerats inclinés à 35° N (*fig. 12, B*). S'ils n'apparaissent pas clairement liés à des failles, le plus bas d'entre eux domine de 10 à 15 m un ensemble de cônes de déjection coalescents dont le sommet est recoupé par deux légers talus festonnés et émoussés hauts de 60 à 80 cm et espacés de 10 à 20 m. Le parallélisme de ces talus avec l'axe du pli, leur continuité, et leurs relations avec la topographie indiquent qu'ils correspondent à une faille inverse dédoublée, en faible pendage sud. L'érosion s'est limitée à la redistribution des cailloutis du pavage superficiel du cône jusqu'à la base du front de chevauchement, qui garde malgré tout un profil convexe et une pente de 25 à 30° . Là encore, l'âge n'est pas connu.

Ce sont donc des morphologies complexes, bien que de dimensions modestes, qui sont créées par les mouvements correspondant aux grands séismes. Les sédiments détritiques grossiers et peu consolidés des formations de piémont (moraines, nappes fluvioglaciaires et cônes de déjection) sont particulièrement favorables à une expression superficielle du jeu des failles, plus que les roches métamorphiques ou intrusives constituant les massifs montagneux du Pamir et des Kunlun.

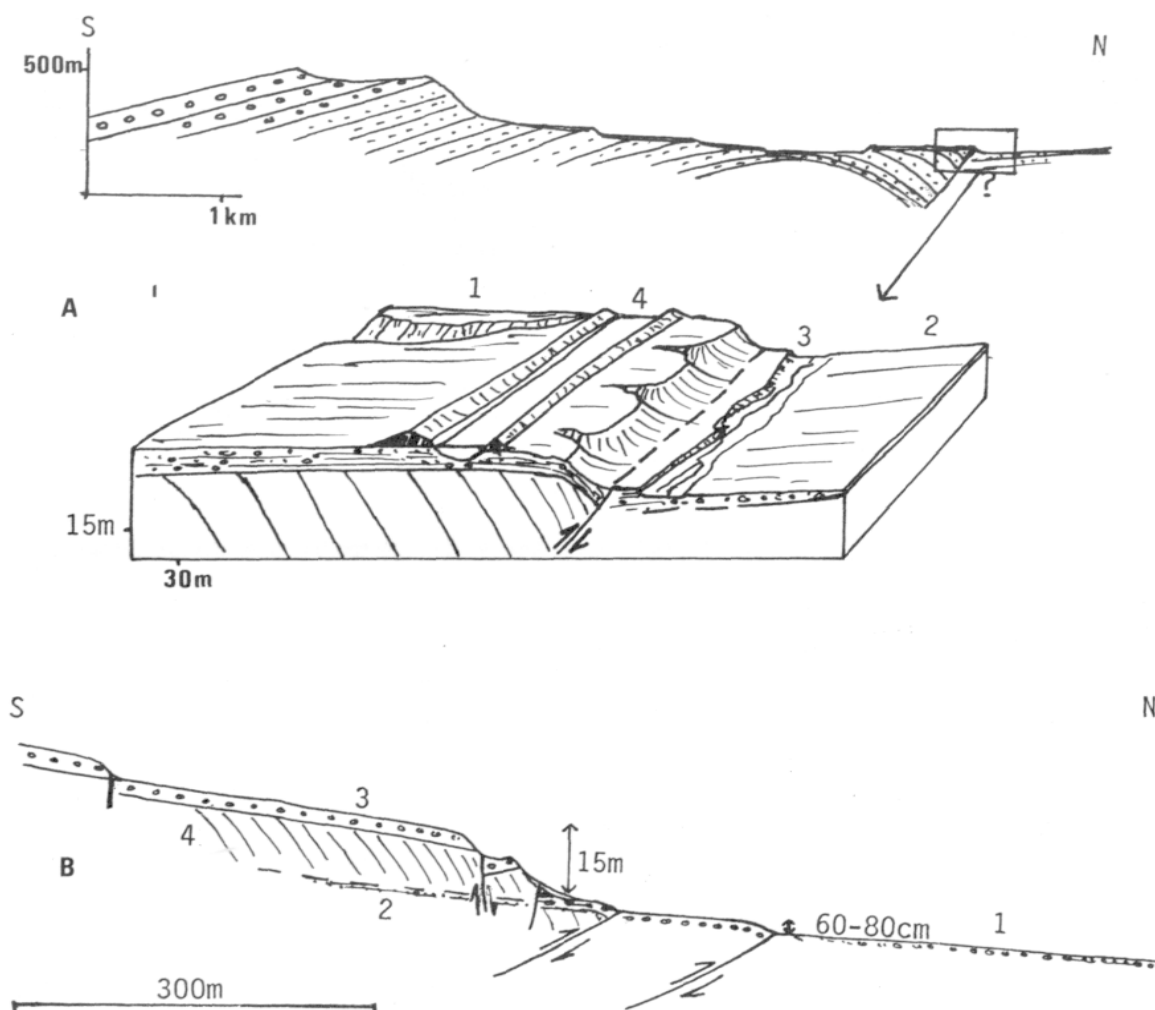


Fig. 12. — FAILLES INVERSES SUR LES FLANCS NORD DES PLIS DE LA RÉGION OUEST DE KASHGAR

Les échelles graphiques sont approximatives.

A. Dans une terrasse de rive nord de la Kashi He, au S.W. de Kashgar. Discordance entre les grès fins néogènes du flanc nord du pli et les cailloutis d'âge pléistocène supérieur ou holocène. 1) cône de déjection ; 2) terrasse de la Kashi He ; 3) oued collecteur des chenaux du cône de déjection ; 4) canal de dérivation de la Kashi He.

B. Dans la retombée nord du pli situé au nord du précédent (W.N.W. de Kashgar). 1) cône de déjection subactuel ; 2) fond de talweg se raccordant au cône ; 3) couverture de glaciaires (cailloutis altéré, partiellement vernissé) ; 4) conglomérats pléistocènes plissés.

Les déformations s'y répartissent en zones de broyage de largeur inégale, où la pente des abrupts ne dépasse généralement pas l'angle de repos. Bien que les cas d'entretien ou d'exagération des scarplets par les chenaux latéraux des cônes de déjection soient fréquents, la conservation de miroirs subverticaux pendant plusieurs dizaines d'années ou plus, si le rejet dépasse 1 à 2 m, est fréquente, de même que les cas de déviation locale des formes de ruissellement, — y compris en l'absence de décrochements, sur la surface bombée des cônes de déjection — en particulier le long des grabens.

Dans les exemples étudiés, la situation topographique est un des principaux facteurs de contrôle de netteté des escarpements, à âge égal,

ce qui implique sa prise en considération dans le calibrage de toute méthode de datation fondée sur le taux de dégradation par l'érosion (Avouac, 1991). Les cas de non-coïncidence avec les escarpements principaux et l'existence de scarplets correspondant aux failles antithétiques des systèmes distensifs en font des formes originales modifiant ou contrariant parfois les dispositifs des piémonts. Ils peuvent introduire de brutales discontinuités de profil, inégalement rattrapées par la réincision des torrents proglaciaires et des ruissellements spasmodiques. Leurs réactivations répétées finissent par influencer la genèse des dispositifs morphologiques et sédimentaires majeurs, même s'il semble dans la plupart des cas reconnus le long des plis du piémont, que l'érosion et l'incision fluviale parviennent à compenser les tendances de la tectonique (antécédence).

2. Accidents actifs et dynamiques induites

Au-delà de ses effets directs dans le relief, chaque jeu de faille et chaque séisme correspondant peuvent avoir des effets morphogéniques importants le long de l'accident concerné et dans les environs (Dufaure, 1988). Néanmoins, en l'absence d'observations réalisées au moment opportun, la plupart de ces traces ne se distinguent guère de celles qui sont liées aux effets des autres éléments du système morphogénique, particulièrement agressif dans le domaine de la haute montagne (Fort et Dollfus, 1992). C'est pourquoi on ne mentionnera ici, parmi de nombreuses marques de mouvements de masse catastrophiques, que les traces identifiées le long des accidents reconnus actifs et qui paraissent liées à des déstabilisations brutales de versants où la sismicité et l'accentuation tectonique des dénivellations et des pentes sont impliquées.

Le plus bel exemple se trouve dans le N.E. du bassin de Tahman, où l'extrémité lobée d'une langue de blocs épaisse de 40 m et plus s'avance sur un vaste cône de déjection, 4 km en avant de l'escarpement à facettes du Muztagata (*fig. 13*). Les quatre bourrelets concentriques de la partie terminale se trouvent en fait à 6 km en distance horizontale du haut de la cicatrice de départ, qui les surplombe de 1 700 m (environ 5 000 m d'altitude). L'absence de matrice fine, l'aspect chaotique de la surface de la langue, la taille et le caractère anguleux des blocs, ainsi que l'étirement de la langue jusque sur les faibles pentes (quelques degrés) du cône, indiquent une mise en place catastrophique, due à l'éboulement d'une facette d'escarpement de faille haute de 1 000 m environ, sur près d'1 km de largeur. La langue oblitère les moraines et les têtes de cônes fluvioglaciaires édifiées au débouché des deux vallées voisines, ce qui indique un âge postérieur au dernier maximum glaciaire. Cependant, le puissant vernissage des blocs, et le saupoudrage

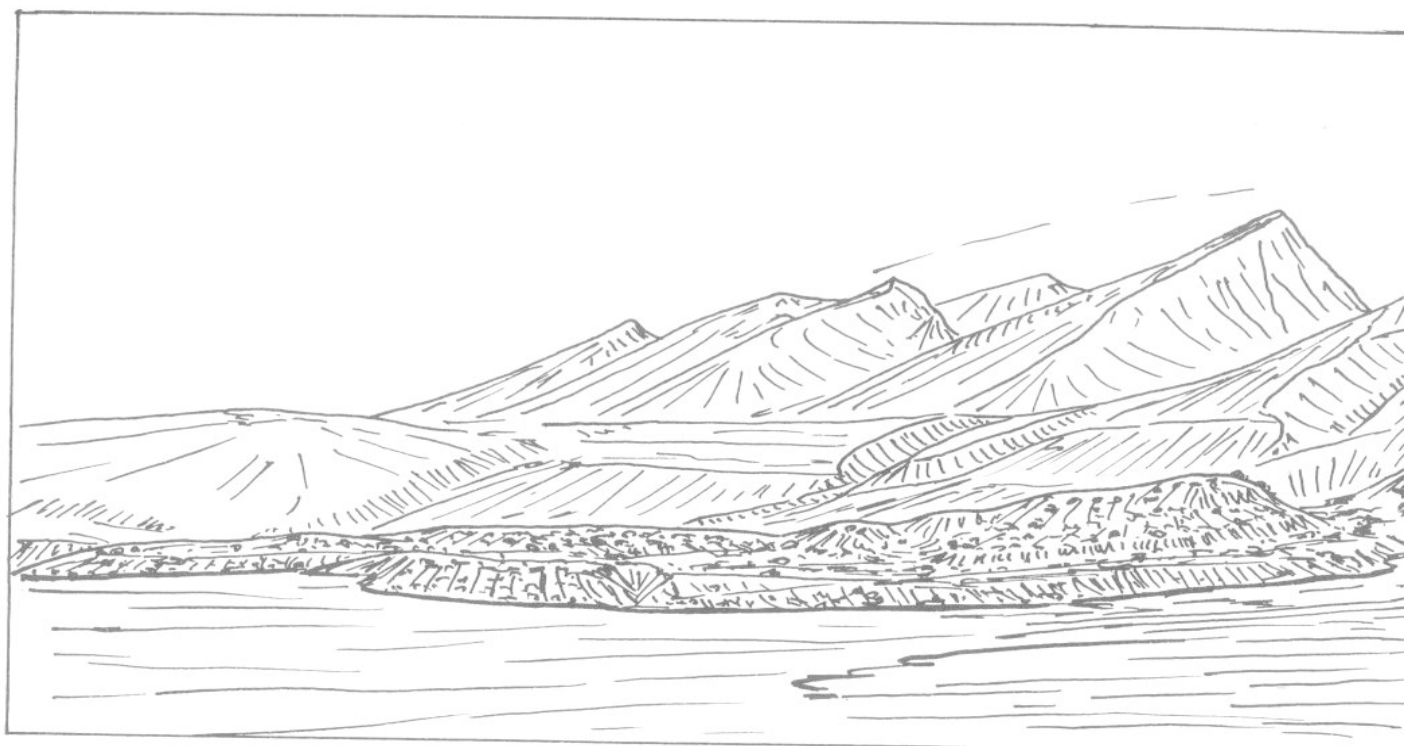


Fig. 13. — ÉBOULEMENT DANS UNE FACETTE D'ESCARPEMENT DE FAILLE
AU SUD DU MUZTAGATA

La langue de blocs, longue de 6 km, mesure 40 m de hauteur près de son extrémité distale.

de lœss indiquent une relative ancienneté, d'autant plus que le scarplet étudié dans la bordure orientale du bassin se prolonge, de façon peu nette, à travers la partie amont de la langue. La position sur le tracé d'un accident actif suggère qu'un ébranlement sismique a pu être une des causes de l'écroulement, qui se traduit par une vaste cicatrice en fauteuil aux pentes concaves tapissées d'éboulis actifs en contrebas d'une haute corniche ruiniforme, en retrait de 100 à 200 m par rapport à un alignement régulier de facettes triangulaires. Cette observation montre d'ailleurs qu'il ne s'agit pas d'un phénomène habituel dans l'évolution d'un abrupt par ailleurs découpé par de profondes vallées assez régulièrement espacées (1,5 à 2,5 km). La lithologie (gneiss massifs de l'enveloppe du Muztagata) peut en rendre compte.

La morphologie des piedmonts glaciaires de ce massif et de ceux du Gongar Shan et du Kalajili pourrait cependant aussi traduire l'instabilité de l'abrupt oriental des bassins (Fort et Peulvast, 1992). Les formations morainiques issues des nombreux glaciers de ces massifs hauts de 6 000 à 7 700 m se présentent en effet comme de vastes lobes s'étalant jusqu'à 15 km en avant du pied de versant, sur des largeurs atteignant 2 à 5 km. Celles du dernier maximum glaciaire ont conservé des modelés frais de bourrelets arqués et de surfaces chaotiques à monticules et kettle évoquant ceux de puissantes moraines d'ablation.

Dans deux cas au moins, sur le flanc S.W. du Muztagata, on observe



Le scarplet qui décale les cônes de déjection disséqués situés au sud (à droite) la traverse probablement mais n'a pas pu être suivi avec certitude. Un ébranlement sismique a pu faciliter l'écroulement.

l'étirement d'étroites et minces langues de till issues des lobes, le long de vallées entaillées dans les dépôts antérieurs, et jusque dans le versant opposé, où leur extrémité arquée peut remonter de 50 à 100 m contre une pente de 25-30°, sur une largeur de 100 à 300 m (N.W. du bassin de Tahman, à 10 km de l'escarpement du Muztagata). Cela suggère qu'une mise en place catastrophique (effondrement de paroi ou de glacier suspendu, suivi du glissement sur un glacier de piémont et le long de ravins proglaciaires) a pu intervenir. Sans qu'il soit possible d'affirmer que le contexte sismo-tectonique soit responsable de la répétition probable de tels phénomènes au cours de la construction des piémonts, la localisation de formes de ce type le long de segments particulièrement actifs de la faille du Karakorum suggère qu'il exerce une influence directe sur la morphogenèse (Peulvast *et al.*, 1992).

Cette revue serait incomplète sans une mention des épisodes lacustres liés au jeu des failles que recoupent les exutoires des bassins. Dus entre autres causes au relèvement périodique des seuils tectoniques (Gaize He) ou à des barrages formés par effondrement des parois des gorges (Taxkorgan He), ils paraissent multiples, mais ils n'ont pas fait l'objet d'investigations détaillées. Leurs effets sur la morphogenèse des bassins (colmatage, dissection consécutive à la vidange, évolution des pieds de versants ennoyés) sont cependant à prendre en compte (Peulvast, 1992).

C. Tectonique et grands volumes

1. Le problème de la définition des escarpements

En général, les marques d'activité tectonique récente sont associées à des versants présentant sans ambiguïté les caractères d'un escarpement de faille ou de chevauchement, qu'il s'agisse des flancs des plis de la région de Kashgar ou des escarpements qui encadrent les bassins intramontagnards du Pamir-Karakorum. On peut cependant se demander si les tendances exprimées par les accidents à rejeux récents expliquent la répartition et la morphologie de tous les escarpements reconnus, spécialement le long de ces bassins.

a. Escarpements de faille

Certaines des plus fortes dénivellations correspondent effectivement aux segments présentant des marques récentes d'activité : c'est le cas des abrupts du Kalajili (1 400 m) et du Gongar Shan près de la gorge de la Gaize He (2 000 à 2 500 m), du versant S du Mustagh Ata (1 800 à 2 000 m) et de l'escarpement occidental du bassin de Taxkorgan (1 200 à 1 800 m : *fig. 14*), les facettes triangulaires proprement dites



Fig. 14. — LE BASSIN DE TAXKORGAN, VERS LE S.W.
DEPUIS LE REBORD OCCIDENTAL DU VOUSOIR DE WAQIA.

Contraste entre un escarpement de faille actif à facettes triangulaires, dominant un piémont morainique et fluvioglaciaire (au fond) et un escarpement disséqué, partiellement ennoyé, au premier plan (escarpement de faille hérité ? flexure accentuée par l'érosion ?).

atteignent typiquement 600 à 1 200 m. Elles représentent un jeu prolongé du même accident sur de longues périodes que l'étude en cours du rythme des mouvements et celle du remplissage des bassins permettra ultérieurement d'évaluer.

Cependant, l'escarpement qui surmonte les magnifiques scarplets du bassin de Tahman ne mesure que 200 m (au N) à 500 m (au S) de hauteur, ce qui compte tenu de la forte activité actuelle et des rythmes de mouvements verticaux habituels dans cette région (quelques mm/an : Avouac, 1991), suggère un début de formation particulièrement récent pouvant se situer entre quelques dizaines de milliers et la centaine de milliers d'années avant le présent, selon la période de récurrence des grands séismes. Cet escarpement n'est que le rebord occidental d'un étroit demi-horst oblique qui sépare le bassin de Tahman d'une annexe orientale elle-même limitée à l'Est par un escarpement N.S. à facettes qui prolonge l'accident sud du Muztagata (*fig. 1*). Haut de 1 200 à 1 800 m (500 à 700 m pour les facettes), il apparaît en fait comme le vrai rebord oriental du bassin de Tahman en cours de cloisonnement. Il correspond sans doute à la faille normale majeure le long de laquelle s'effectue la distension.

En dépit de la fraîcheur exceptionnelle des facettes (*fig. 15*), aucune trace de jeu vertical récent n'a été identifiée avec certitude à la base de cet escarpement oriental. Ce fait, ainsi que l'établissement de contre-pentes dans les terrasses des gorges décapitées qui prolongent partiellement les oueds transversaux à travers le demi-horst suggèrent que la zone d'activité tectonique se répartit entre les deux accidents, morcelant ainsi le bassin initial de Tahman-Taxkorgan. Un prolongement de cette tendance, accompagné d'une moindre activité de la faille orientale pourrait provoquer l'ennoyage, localement en cours, de la base de cet escarpement sous la tête des grands cônes de déjection barrés par le demi-horst. Le drainage longitudinal se fait en effet très mal vers le Sud et vers le Nord, où le fond du demi-graben se rétrécit et se relève, malgré un début d'érosion régressive depuis la Taxkorgan He installée au S dans l'extrémité nord losangique du bassin de Taxkorgan (*fig. 16*).

La répartition de l'activité tectonique entre plusieurs lignes de faille à l'intérieur d'un grand accident décrochant en ligne brisée affectant un socle et sa couverture est un phénomène usuel, et l'organisation géométrique des accidents secondaires ou bordiers par rapport à des décrochements dextre et senestre (*fig. 1*) est conforme aux contraintes respectivement distensives (cisaillements de Riedel et fractures distensives obliques, auxquelles peuvent s'apparenter les failles normales et les fractures mineures des bassins de la Muji et de Karakule) et compressives (plis du Gongar Shan et du Muztagata ?) s'exerçant sur de tels segments obliques (Sylvester, 1988 ; Price & Cosgrove, 1990). L'inégale activité de ces divers segments explique la fraîcheur inégale des escarpements associés.

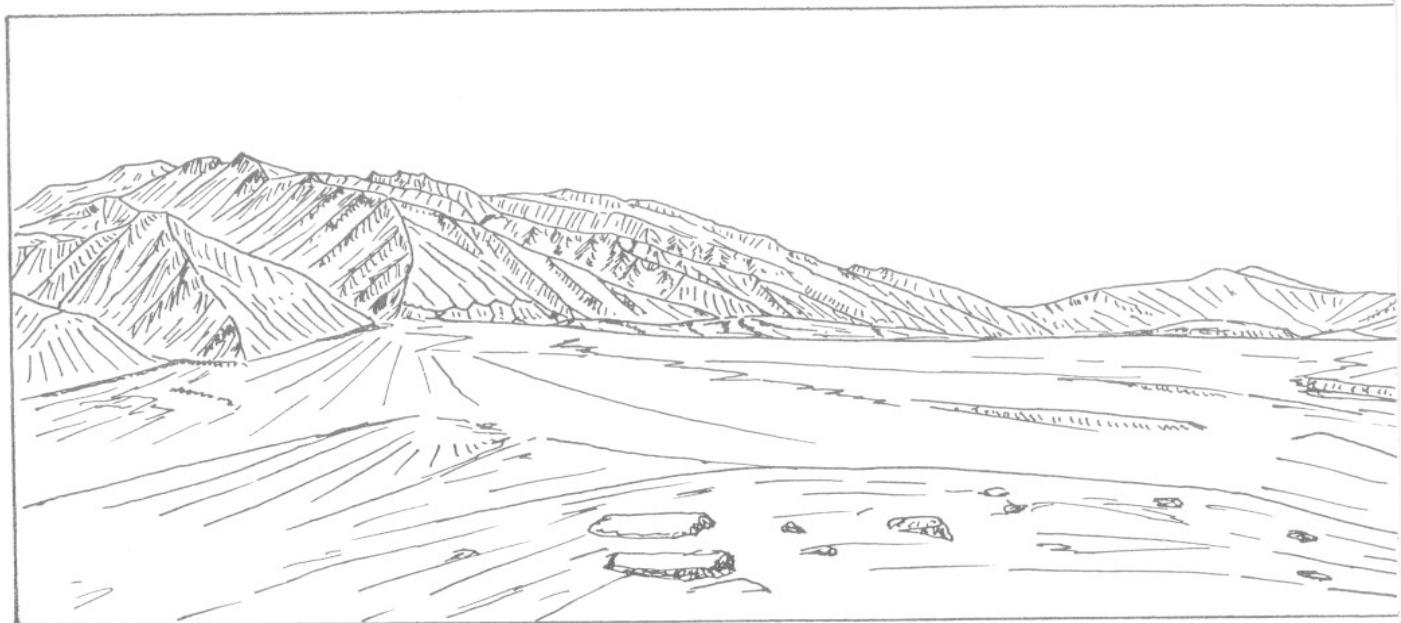


Fig. 15. — LE DEMI-GRABEN ORIENTAL DU BASSIN DE TAHMAN, VU VERS LE SUD.

A gauche, escarpement de faille à facettes triangulaires et grands cônes de déjection. A droite, revers de demi-horst légèrement avivé par l'encaissement de ravins à la tête d'un oued qui

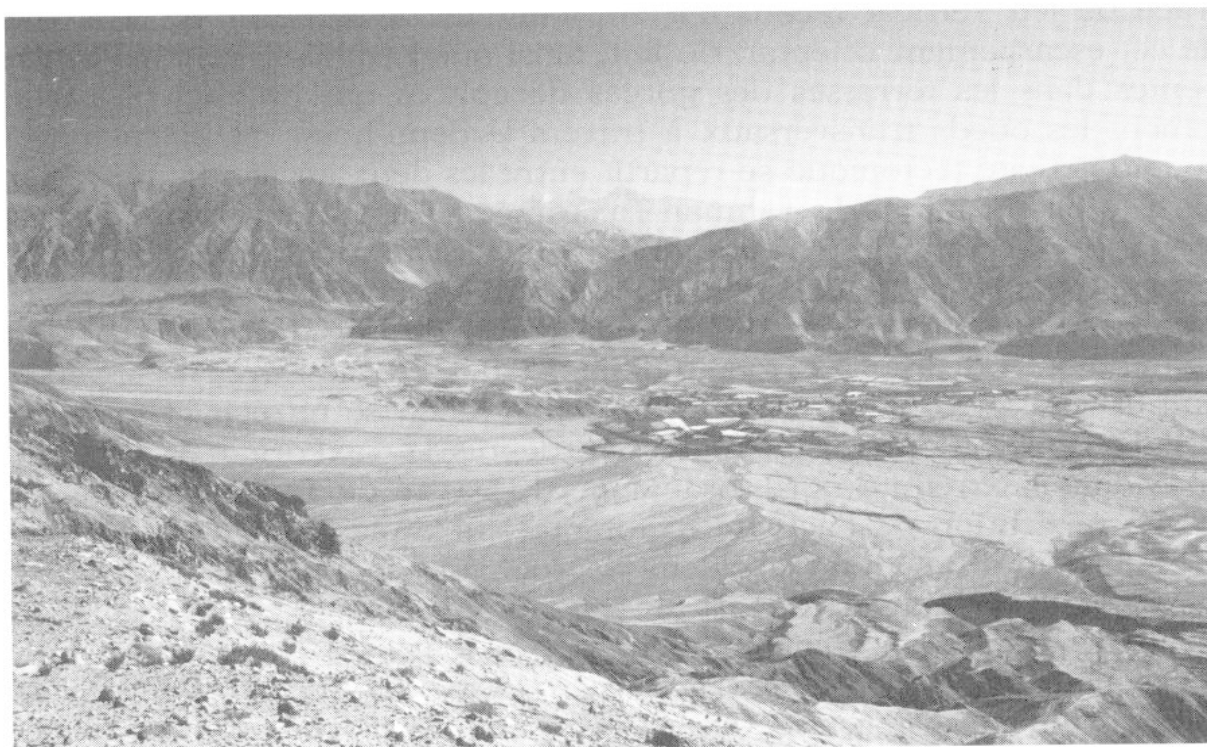
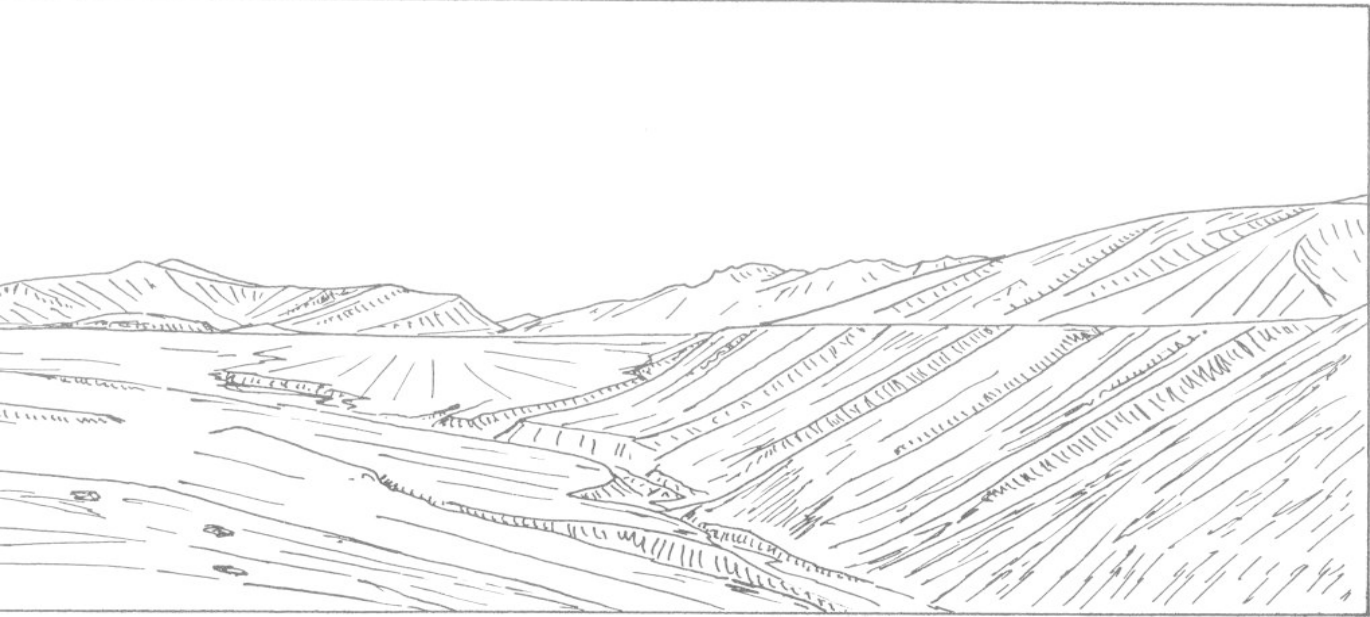


Fig. 16. — LE RELAIS ENTRE LE DEMI-GRABEN ORIENTAL DU BASSIN DE TAHMAN (A GAUCHE, SUSPENDU) ET L'EXTRÉMITÉ NORD DU BASSIN DE TAXKORGAN, VUS VERS L'EST.

La Taxkorgan He accentue la base de l'escarpement oriental avant de décrire un brusque coude vers l'Est et de s'enfoncer en gorge dans le voussoir qui sépare ces bassins de ceux de Pandi et de Waqia. Une faille transversale (au centre) peut assurer le relais. Au premier plan, des sédiments néogènes basculés et disséqués reposent sur l'extrémité sud du revers du demi-horst central du bassin de Tahman.



conserve son cours vers le bassin principal à travers cette structure (remarquer la terrasse relevée avec celle-ci).

Dans le bassin de Karakule, un, voire deux gradins s'intercalent entre l'abrupt montagneux du Gongar, fait de facettes ou de chevrons englacés ou réduits à l'état d'éperons par l'élargissement des vallées glaciaires, et la partie distale des formations de piémont. Eux-mêmes limités par des failles obliques à regard W.S.W. (l'escarpement principal est orienté N 125° E au Nord du lac), ces gradins correspondent à des demi-horsts contre le revers desquels se sont accumulées des formations morainiques (*fig. 17*). Celles-ci, souvent prolongées vers l'axe du bassin par des lobes qui ont pu franchir les parties moins hautes des gradins (au Nord), empâtent la base du versant, où aucun scarplet n'a été suivi. Néanmoins, l'absence d'indices de jeu vertical récent le long des

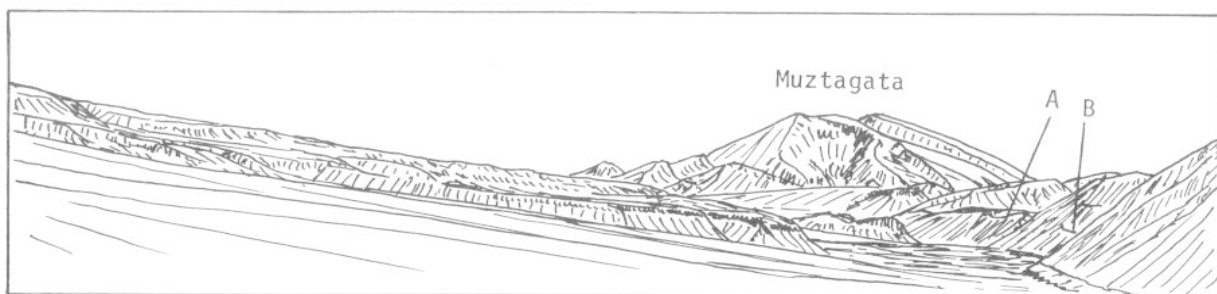


Fig. 17. — LE BASSIN DE KARAKULE ET LE MUZTAGATA, VUS VERS LE SUD, DEPUIS LES ABORDS DE BULUNGKOL.

Grandes nappes torrentielles, fluvioglaciaires et morainiques étalées depuis le massif du Gongar Shan (à gauche, non visible). Des vestiges de ces nappes (A, B) sont conservés contre l'escarpement occidental peu élevé mais profondément découpé par des vallées ; ils fossilisent la partie aval de ces vallées.

failles des gradins n'autorise pas à déceler le même type de fonctionnement de l'ensemble de l'accident que dans le cas précédent. Le même problème se pose dans le bassin N.W.-S.E. de Waqia où un demi-horst allongé N.N.W.-S.S.E., localement doublé par un étroit gradin sépare l'extrémité S.E. du bassin de sa partie principale, 7 km en avant de l'escarpement de l'Altyn Tagh (*fig. 18, B*). Sur son revers cette cloison gneissique surélevée et disséquée relève vers l'Ouest des sédiments néogènes fins surincombants qui servent de substratum aux glacis d'accumulation barrés édifiés au pied du haut escarpement de la faille de l'Altyn Tagh. Les glacis barrés du sud du bassin sont eux-mêmes coupés par un petit escarpement rectiligne, haut de 10 à 20 m, à mi-distance entre l'escarpement de la faille de l'Altyn Tagh et l'abrupt S.W. du demi-horst ; il pourrait correspondre à une troisième faille, s'intercalant entre les précédentes et l'escarpement principal.

b. Escarpements et érosion

A l'exception de la partie sud du bassin de Tahman, où une activité tectonique récente a affecté les deux versants, le talus opposé à l'escarpement de faille majeur de chaque bassin est lui-même généralement assez rectiligne et bien marqué en dépit de sa moindre hauteur et de son inscription au bas d'une pente plus ou moins longue qui ne s'apparente cependant que de façon approximative au « hanging wall » du modèle classique des bassins distensifs en demi-grabens (Leeder et Gawthorpe, 1987). Dans un cas, il est possible de montrer qu'il s'agit d'un revers de demi-horst dont la pente s'accroît à la suite de l'installation d'un cours d'eau longitudinal contre cette retombée. Il s'agit de l'extrémité nord du bassin de Waqia, plus un véritable synclinal qu'un demi-graben, où la rivière principale apparaît surimposée en gorge dans la retombée flexurée du plateau gneissique sur la bordure occidentale (*fig. 18, A*).

De même, dans le bassin de Taxkorgan, le versant oriental, profondément découpé en promontoires allongés par de courtes vallées pentues, n'est pas directement longé par la Taxkorgan He, située à 2 ou 3 km de là (il est le seul dans ce cas). La base des promontoires gneissiques et la partie aval des vallées sont ennoyées par des cônes de déjection aplatis et peu épais qui se raccordent à une large terrasse fluvioglaciale, mais ces dépôts laissent émerger une butte résiduelle (8 km au S.E. de la ville : *fig. 14*) et un ensemble de croupes rocheuses basses peut-être abaissées par faille, respectivement à 300 et 2 500 m du versant (12 km plus loin). Témoinnant d'un recul antérieur à l'ennoyage, ils pourraient, au moins dans le deuxième cas, encadrer les tronçons d'une paléo-vallée installée contre la base de l'escarpement oriental du bassin. Celui-ci pourrait donc avoir localement une signification voisine de celle du bassin de Waqia (retombée flexurée accentuée

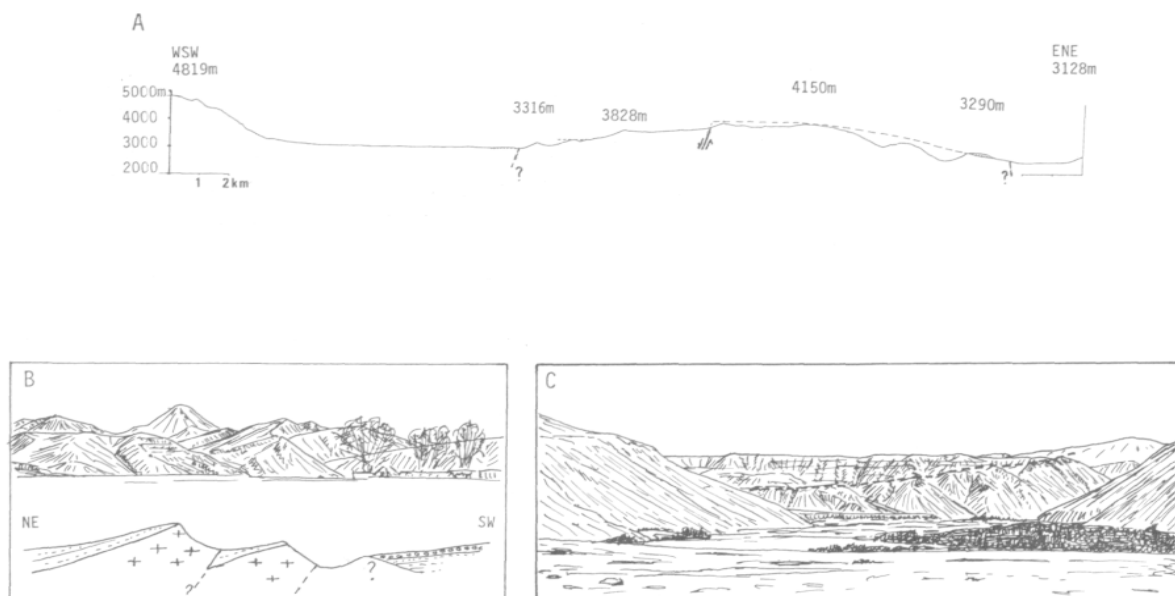


Fig. 18. — LE BASSIN DE WAQIA ET SES ABORDS.

- A. Coupe transversale schématisée, du bassin de Taxkorgan à l'exutoire nord du bassin de Waqia.
 B. Structures faillées dans la partie sud du bassin de Waqia.
 C. Sortie nord de la gorge épigénique moyenne du bassin de Waqia. En tireté épais : plan de discordance des formations néogènes et quaternaires (conglomérats) sur le socle gneissique basculé. Vers le Sud.

par une rivière surimposée). Plus au Sud, le rôle d'une faille directrice, antithétique par rapport à une faille normale principale paraît plus probable, mais l'état de l'escarpement, situé à quelques centaines de mètres en arrière de la ligne de faille, suggère qu'il s'agit d'un escarpement de faille hérité, tandis qu'au Nord, la Taxkorgan He paraît l'exagérer sur quelques km en amont de son coude vers l'Est (escarpement composite : *fig. 16*).

Ailleurs, la présence de lignes de failles est plus probable. Le versant oriental du bassin de Taxkorgan et le versant S.W. du bassin de la Muji, qui ne sont qu'approximativement rectilignes, atteignent régulièrement des hauteurs de 400 à 600 m, localement 900 m. Leurs corniches rocheuses et leurs pentes réglées (30 à 35°) recoupent des lanières sommitales de plateau beaucoup moins inclinées ou subhorizontales, ce qui, avec l'absence d'affleurements rocheux détachés de ces versants suggère qu'ils ne résultent pas de la simple accentuation d'un revers modérément incliné, ou même de celle d'une flexure.

Dans les bassins de la Muji, de Karakule et de Waqia, les nappes de till et de dépôts fluvioglaciaires étalées au pied des escarpements de faille actifs (le « footwall scarp » de Leeder et Gawthorpe, 1987) se terminent à proximité immédiate du talus opposé, dont elles sont séparées par les rivières longitudinales actuelles. Cependant, dans la partie médiane du bassin de Karakule, l'incision de ces dépôts s'est localement faite en avant de ce talus, ce qui laisse 160 à 200 m de

dépôts du Pléistocène supérieur plaqués contre la base du versant ou obstruant la partie aval des vallées qui le dissèquent (*fig. 17*). De même, dans le bassin de Waqia, la base de l'escarpement S.E. est restée fossilisée par d'épais conglomérats pléistocènes, à la faveur de la surimposition de deux tronçons de la rivière en gorge dans la retombée montagneuse elle-même (*fig. 18, C*). Le paléoversant, distinct de la charnière de flexure identifiée plus au Nord, y est modérément incliné (15° environ). Dans tous ces cas, la dénivellation totale entre le haut des versants et le plancher rocheux des bassins, la pente (de 23° à 42°) et la dissection poussée indiquent qu'il s'agit de véritables escarpements délimitant de larges blocs. En l'absence de toute trace de faille active, et compte tenu du profil des formations de piémont, il est permis de penser que ces escarpements, formés par la tectonique plus probablement que par l'érosion différentielle (peut-être à l'exception du bassin de Waqia où subsistent les restes d'un remplissage de grès tendres néogènes déformés) ont été partiellement fossilisés puis redégagés à la suite d'un évidement partiel des bassins (Peulvast, 1992). Il s'agit donc d'escarpements de ligne de faille ou composites, façonnés le long d'accidents qui ont cessé d'être actifs depuis une époque indéterminée, antérieure à la fossilisation (anté-Pléistocène moyen dans le bassin de Karakule). C'est ce qui explique l'ampleur de leur dissection, ainsi qu'un certain recul qui rend peu identifiables les lignes de faille directrices. Ce recul correspond sur les granites de la bordure W du bassin de Tahman, et sans doute aussi sur celle du bassin de Taxkorgan, au développement de deux niveaux de pédiments étagés, maintenant soulevés et disséqués au Sud, là où l'accident de bordure est actif ou réactivé (*fig. 9*). Un soulèvement plus récent des massifs situés à l'Est, et l'étalement consécutif d'énormes nappes de piémont repoussant contre ces talus les rivières longitudinales leur ont valu les épisodes de fossilisation partielle et de dégagement que l'on peut y lire. Ce processus, qui donne à l'érosion différentielle récente un rôle mineur mais incontestable dans la genèse du relief, indique une évolution morphotectonique différenciée.

2. Indications sur l'évolution morphotectonique récente et la constitution du réseau hydrographique

La morphologie des escarpements et des massifs contribue avec les données structurales à suggérer l'existence de traces d'une organisation morphologique différente de l'actuelle. Les dépôts néogènes lacustres du bassin de Waqia et du Nord du bassin de Taxkorgan, ainsi que ceux qui servent de substratum au conglomérat de Xiyue sur les piedmonts des Kunlun et des Tian Chan traduisent par leur faciès (grès fins, argileux, où les passés conglomératiques ne se multiplient que vers le sommet) une morphogénèse modérément active sur les bordures de

bassins en cours de subsidence à la terminaison N.W. de la faille de l'Altyn Dagh, ainsi qu'au front de la chaîne actuelle.

La discordance des conglomérats du Pléistocène inférieur indique d'amples déformations (synclinaux et bombements à grand rayon de courbure, plis au N.W. de Kashgar) vers la fin du dépôt des grès et peu après, accompagnées ou suivies d'une érosion poussée. Une corrélation entre cette évolution et le développement de vastes surfaces peu accidentées (maintenant fortement soulevées et disséquées) reste hypothétique. On observe pourtant que dans le Nord du bassin de Waqia le plan de discordance des grès sur le substratum gneissique se prolonge sur la surface bombée du voussoir de Waqia-Taxkorgan qui pourrait donc être contemporaine ou antérieure (*fig. 18*). De même, sur le vaste monoclinal qui forme le front N des Kunlun au S de Yengisa, le plan de discordance des conglomérats sur les grès néogènes se prolonge vers l'intérieur sur les roches plus redressées du Cénozoïque inférieur et du Mésozoïque. Celles-ci ont donc été déformées mais aussi nivelées solidairement avec les dépôts néogènes bien en arrière du front montagneux actuel. L'impossibilité de consulter des cartes précises de ce secteur interdit toutefois de vérifier si la surface ainsi décelée se prolonge sur les crêtes de l'intérieur de la chaîne. Il y a cependant lieu de penser que, comme la précédente, elle présente une parenté avec celles qui ont été identifiées dans de vastes parties du Tibet et de la bordure nord de la chaîne himalayenne (Fort & Dollfus, 1992), et donc que son extension puisse être considérable.

Il existe très peu d'affleurements de sédiments tertiaires dans les bassins intramontagnards de la faille du Karakorum. Le seul qui ait été étudié se trouve sur le revers sud de la cloison qui sépare les bassins de Taxkorgan et de Tahman ; il s'agit de 30 m ou plus de grès fins à intercalations argileuses basculés selon un pendage de 30-40° S avec le demi-horst gneissique sous-jacent. Cela ne signifie pas forcément qu'ailleurs aucune activité n'ait pris place au Néogène. Il existe des indices d'une activité tectonique modérée postérieure à l'élaboration de la haute surface, ayant pour conséquence l'inscription de pédiments dans des granites dont le refroidissement rapide, sans doute lié à une phase de soulèvement et d'érosion, est daté de 15 M.A. (Arnaud, comm. pers.) sur les bordures occidentales des bassins de Tahman et de Taxkorgan. De même, la puissante dissection précoce des escarpements sans faille actuellement active qui bordent ces bassins et ceux de Karakule et de la Muji, suggère qu'une activité tectonique y a commencé assez tôt, structurant alors une zone au relief plus vigoureux que dans le reste de la région.

Comme dans les bassins du Sud du Tibet (Fort, 1989), la brutale irruption de conglomérats grossiers à une date indéterminée de la fin du Pléocène ou du début du Pléistocène (Zhang *et al.*, 1990) correspond plus certainement à un regain d'activité tectonique (phase majeure de

soulèvement des Kunlun et du Pamir ?) qu'à un refroidissement climatique et à un début précoce des glaciations, puisqu'aucune trace de glaciation de cet âge n'a été identifiée dans la région. La présence et la répartition des conglomérats de ce type dans la partie médiane du bassin de Waqia indiquent que le jeu rapide de la grande faille du N.E. a commencé à ce moment. Les énormes cônes étalés en avant de l'escarpement ont rempli un bassin déjà partiellement évidé aux dépens des sédiments néogènes ployés en synclinal et tronqués.

Au Nord, leur incorporation au front montagneux actuel sur 10 à 20 km de largeur indique un soulèvement et une vigoureuse érosion préalables de la partie interne des Kunlun (*fig. 5*), avant que le bombement ne reprenne et ne migre vers le Tarim. Leur plissement, sur le piémont comme dans le front de la chaîne (région d'Uyitak) montre que les déformations, correspondant à un regain d'activité de la subduction du Tarim sous l'ensemble Kunlun-Pamir, se sont poursuivies depuis. Cette chronologie courte explique la vigueur du relief mais aussi la mise en valeur assez fruste du bâti par l'érosion différentielle.

Dans la plupart des bassins de la faille du Karakorum, seuls des dépôts du Pléistocène moyen et supérieur ont été identifiés. Ils résultent tous de la vigoureuse érosion glaciaire et torrentielle des escarpements de faille reconnus comme actifs, ce qui indique une inauguration récente du style actuel, et du jeu distensif associé au décrochement (ce dernier mouvement restant d'ailleurs mal évalué). En l'absence de données sur les parties non affleurantes du remplissage des bassins, il semble qu'il en soit de même pour le soulèvement des grands anticlinaux du Muztagata et du Gongar Shan, ce qui, compte tenu de leur énergie (3 500-4 000 au-dessus des bassins), impliquerait des vitesses de soulèvement élevées, de l'ordre de 3 à 4 mm par an ou plus.

Une autre hypothèse consiste à considérer que les bassins n'ont joué un rôle de piégeage que depuis une date récente, ayant fonctionné auparavant comme les éléments d'un couloir peu marqué, peut-être drainé vers le N.W., comme le suggère le tracé de la plupart des affluents (*fig. 19*). Un cloisonnement par le jeu accru du décrochement, provoquant par exemple le décalage entre les bassins de Taxkorgan-Tahman et de Karakule et l'approfondissement de bassins le long de failles normales entre des zones de transpression (dont les deux grands anticlinaux) a permis le piégeage de dépôts de plus en plus abondants venus des massifs soulevés désormais englacés. Il peut aussi expliquer le morcellement du drainage de ces bassins.

Un tel morcellement aurait été facilité par l'ouverture de deux exutoires vers le Tarim, à travers les Kunlun : la Taxkorgan He et la Gaize He. Ces rivières présentent des bassins-versants réduits en aval des parties démesurées correspondant aux bassins intramontagnards (*fig. 19*). Elles conservent actuellement leur tracé et leur fonction d'évacuation par antécédence, en dépit du soulèvement actif des Kunlun et

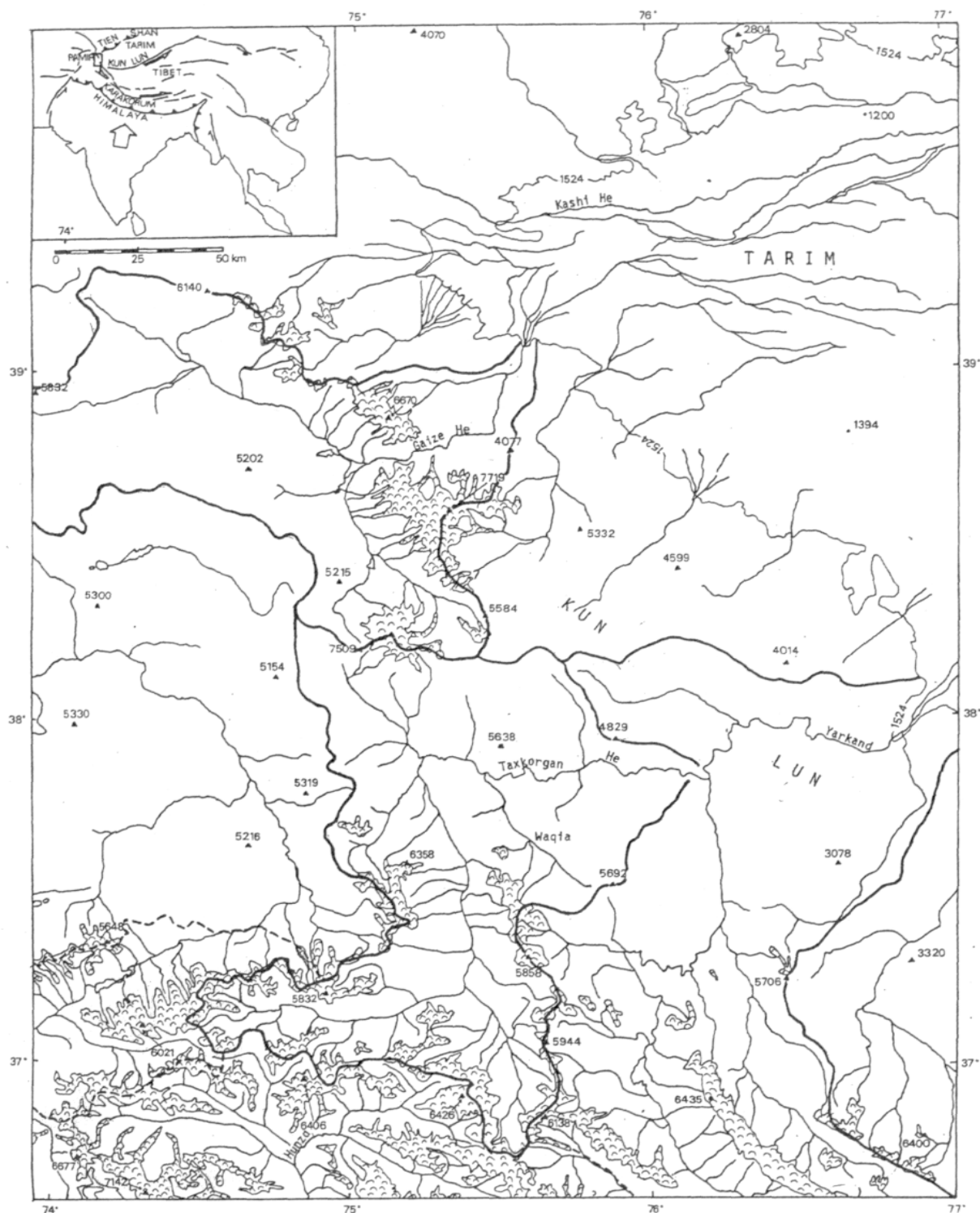


Fig. 19. — CARTE DES BASSINS VERSANTS DU N.W. DES KUNLUN ET DU PAMIR CHINOIS.

Toponymie : voir fig. 1. La question se pose d'un ancien écoulement de la partie amont (S.S.E.-N.N.W.) de la Taxkorgan He vers le N.W., ce que suggère le tracé de certains affluents (Waqia). Le jeu dextre de la faille du Karakorum et le soulèvement du Muztagata pourraient en être responsables. Capture des réseaux intramontagnards par des rivières du flanc N.E. des Kunlun (Gaize He, Yarkand-Taxkorgan He ?).

de la constitution temporaire des lacs à des niveaux variés en amont des gorges exutoires, comme l'actuel Bulung Kol, une large étendue lacustre et palustre située à l'amont de la gorge de la Gaize He, en contrebas de multiples lignes de rivage étagées jusqu'à 50-60 m plus haut. Leur organisation suggère qu'elles se sont formées initialement par capture de drains longitudinaux, voire de bassins lacustres (N.W. du bassin de la Muji), par deux des vallées « conséquentes » établies sur la retombée des Kunlun vers le Tarim. L'érosion régressive intense, dans le massif du Gongar par le recul de la paroi d'un vaste cirque ouvrant à l'Est, à la faveur des failles normales ou décrochantes qui s'incurvent au nord du massif, est un des mécanismes vraisemblables de l'ouverture des deux gorges à travers des chaînes qui ne présentent pas d'ensellement marqué à leur niveau.

Sous réserve de vérifications ultérieures, appuyées sur des études sédimentologiques, on peut supposer que le processus de capture, est responsable des dispositifs de confluence en hameçon que l'on note dans le bassin de la Muji et au débouché de celui de Waqia, et qui traduisent probablement des renversements de drainage (y compris dans la gorge de la Taxkorgan He au N.W. du bassin de Waqia). Il explique sans doute l'évident partiel des dépôts des bassins de la Muji, de Karakule et de Waqia (Peulvast, 1992), rendant bien compte du paradoxe apparent que constitue cet évident dans les bassins en cours de subsidence. Ce processus s'inscrit en effet dans le contexte d'un soulèvement régional rapide par rapport au Tarim. La baisse du niveau de base local explique aussi l'efficacité de la rivière qui draine la partie nord du bassin de Tahman dans son processus d'enfoncement par antécédence à travers le demi-horst oblique qui sépare le bassin de sa partie est et de la Taxkorgan He.

L'évolution récente, probablement biphasée, de l'activité tectonique est donc essentielle pour la compréhension du relief du Pamir et des Kunlun et pour celle de la mise en place du réseau hydrographique. Elle l'est tout autant dans la terminaison occidentale du Tarim, où la progression du plissement vers les avant-pays communs du Pamir et des Tian Chan n'empêche pas le réseau hydrographique de garder des dispositifs simples de convergence, grâce à l'antécédence généralisée des rivières encore bien alimentées avant leur arrivée dans le désert du Takla Makan à travers les plis E.W. en cours de formation.

Conclusion

Sans résoudre toutes les questions que posent la tectonique et son évolution dans cette partie des chaînes himalayennes, l'approche morphostructurale permet de nuancer le schéma évolutif que l'on peut

bâtir par extrapolation au passé des tendances de la néotectonique et par l'analyse géologique classique, d'ailleurs encore bien parcellaire. Bien des points restent peu clairs ou hypothétiques, compte tenu de la rapidité du travail de terrain et de la faiblesse de la documentation, par exemple en ce qui concerne l'identification de paléotopographies ou les étapes de l'organisation du réseau hydrographique. Par ailleurs, une étude précise des formations corrélatives reste à faire, ainsi que l'analyse morphostructurale des massifs montagneux, accompagnée de la mesure des déformations enregistrées par les dépôts fluvioglaciaires et fluviaux des vallées transversales. Il n'en reste pas moins que les données obtenues sur un soulèvement biphasé au Néogène puis au Pléistocène sont en bon accord avec les données radiochronologiques préliminaires. Cette région offre l'image d'un relief n'ayant acquis que très récemment ses altitudes et sa configuration actuelles, et où les dynamiques induites par ce contexte et par une tectonique extrêmement active modèlent puissamment les paysages.

Remerciements : La mission Kunlun-Karakorum de 1990 est le fruit d'un accord de coopération entre l'Academia Sinica et le C.N.R.S. (I.N.S.U.). Financée par le C.N.R.S. et le ministère des Affaires étrangères, elle était dirigée, pour la partie française, par P. Tapponnier. Elle comprenait comme participants français P. Tapponnier et L. Bourjot, M. Brunel et N. Arnaud, J.-P. Cogné, J.-F. Dobremez et P. Cour et C. Beauvoir. A tous, ainsi qu'à Zheng Du, chef de l'expédition, Zhang Qingsong, Wang Fubao et Li Binyang, j'adresse mes vifs remerciements pour les discussions sur le terrain et pour l'échange de documentation. M. Fort et O. Dollfus ont rendu possible ma participation à cette expédition et m'ont aidé dans la mise au point du manuscrit. N. Arnaud et M. Brunel m'ont aimablement autorisé à utiliser des données inédites. F. Douville, V. Lahaye et A. Sevestre (Laboratoire de Géographie Physique du C.N.R.S. et Université de Paris IV) ont grandement contribué à sa présentation matérielle.

Résumé. — Une reconnaissance morphostructurale dans la terminaison du Tarim et des Kunlun, et dans les parties adjacentes du Pamir chinois a été accomplie le long de l'itinéraire Kashgar-Khunjerab lors de l'expédition franco-chinoise de 1990. Les grands dispositifs des massifs montagneux sont structurés autour du piémont commun des Kunlun et des Tian Shan, et des extrémités N.W. des décrochements du Karakorum et de l'Altyn Tagh. Ils traduisent surtout le rôle majeur des mouvements verticaux différentiels actuels et récents (fini-pliocènes et quaternaires). Néanmoins, l'analyse des modelés liés à la néotectonique, rapportée à celle des grands escarpements le long des articulations majeures du relief (bassins alignés sur les grands décrochements, piémont) fait non seulement apparaître l'existence d'escarpements de faille, mais aussi celle de formes liées à l'érosion différentielle, et celle de formes indépendantes de la tectonique actuelle (vallées antécédentes). L'identification d'héritages morphologiques suggère que le relief porte les traces d'au moins

deux grandes phases tectoniques, dont les âges supposés (miocène moyen, plio-quadernaire) sont en bon accord avec les autres données chronologiques.

Mots clés : *Kunlun, Karakorum, Pamir, Tarim, Géomorphologie structurale, Evolution morphotectonique, Néotectonique, Décrochements, Failles normales, Failles inverses.*

Abstract. — *Geomorphology and neotectonics : preliminary results of the Kashgar-Khunjerab geotraverse (Kunlun, Karakorum, Pamir).*

During the 1990 French-Chinese expedition, a morphostructural reconnaissance was conducted along the Kashgar-Khunjerab route in the Western Tarim and the Kunlun, and in adjoining parts of the Chinese Pamir. The major patterns of mountain ranges are organized around the Tian Shan-Kunlun piedmont and the northwestern parts of the Karakorum and Altyn Tagh strike-slip faults. They reflect the prevailing influence of present and recent — Late Pliocene and Quaternary — vertical movements. Nevertheless, comparison between neotectonic landforms and major escarpments, especially on the sides of basins related to the Karakorum fault, also shows a wide diversity of structural landforms created by previous tectonic activity and/or by differential erosion. Identification of landforms inherited from former morphogenetic environments suggests the influence of two major tectonic stages in the landscape evolution, the chronology of which is in good agreement with other chronological data.

Key words : *Kunlun, Karakorum, Pamir, Tarim, Structural Geomorphology, Morphotectonic development, Neotectonics, Strike slip, Normal Faults, Reserve Faults.*

Bibliographie

- Armijo R., Tapponnier P., Han Tonglin, « Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting across southern Tibet », *J. Geophys. Res.*, 94, 1989, pp. 2787-2838.
- Avouac J.Ph., *Application des méthodes de morphologie quantitative à la néotectonique. Modèle cinématique des déformations actives en Asie Centrale*, Thèse de doctorat, Univ. Paris 7, 1991, 167 p.
- Aydin A. & Nur A., « Evolution of pull apart basins and their scale independance », *Tectonics*, 1, 1982, pp. 91-105.
- Birot P., *Morphologie structurale. Tome premier. Structure statique, formes structurales élémentaires*, P.U.F., Paris, 1958, 167 p.
- Bourjot L. & Avouac J.Ph., « Cenozoic crustal shortening across the Kunlun », *Colloque Kunlun-Karakorum 90*, I.P.G. Paris, 1990, p. 36.
- Cotton C.A., « Tectonic scarps and fault valleys », *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 61, 1950, pp. 717-758.

- Dufaure J.-J., « Géomorphologie structurale et mise en évidence des mouvements verticaux », *Physio. Géo.*, 18, 1988, pp. 3-8.
- Fort M., « The Gongba conglomerates : glacial or tectonic ? », *Zeit. für Geomorph. N.F., Suppl. Band.*, 76, 1989, pp. 181-194.
- Fort M. & Dollfus O., *Observations et hypothèses géomorphologiques dans les Kunlun et au Tibet occidental*, Univ. Paris 7, Travaux du Labo. Géogr. Phys., 18, 1989, 67 p.
- Fort M. & Dollfus O., « Questions de géomorphologie dans l'Ouest des Kunlun et au Tibet », *Annales de Géographie*, 566, 1992, pp. 371-412.
- Fort M., Peulvast J.P., Dollfus O., Zhang Q., Li B. & Wang F., « Present and past glaciations in the Western Kunlun, Tibet and Chinese Pamir : limits and significance », *Int. Symp. Karakorum-Kunlun*, Kashgar, abstracts, 1992, 1 p.
- Gaetani M., Gosso G., Pognante U., « A geological transect from Kunlun to Karakorum (Sinkiang, China) : the western termination of the Tibetan Plateau », Preliminary note, *Terra Research*, 1990, pp. 24-30.
- Leeder M.R. & Gawthorpe R.L., « Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins ». In : Coward M.P., Dewey J.F. & Hancock P.L. (eds), *Continental extensional tectonics*, Geol. Soc. Spec. Publ., 28, 1987, pp. 139-152.
- Matte Ph., Tapponnier P., Bourjot L., Pan Y., Wang Y., « Une coupe à travers la chaîne paléozoïque du Kunlun, au nord de la faille de l'Altyn Tagh », *Colloque Kunlun-Karakorum 90*, I.P.G., Paris, 1990, p. 39.
- Norin, *Reports from the scientific expedition to the north-western provinces of China under the leadership of Dr Sven Hedin, The Sino-Swedish Expedition*, Publ. 54.I. Geography. 5 Sven Hedin central Asia Atlas, Memoir on Maps, vol. III, fasc. 1 : The Pamirs, Kunlun, Karakorum and Chang T'ang regions, 1982, 61 p.
- Peulvast J.P., « Morphotectonic patterns and development of intramontane basins in the Chinese Pamir », *Int. Symp. Karakorum-Kunlun*, Kashgar, abstracts, 1992, 1 p.
- Peulvast J.P., Fort M., Dollfus O., « Glacial impact on landform development in the west Kunlun, west Tibet and the Chinese Pamir », *Int. Symp. Karakorum-Kunlun*, abstracts, 1992, 1 p.
- Price N.J. & Cosgrove J.W., *Analysis of geological structures*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, New York, Port Chester, Melbourne, Sydney, 1990, 502 p.
- Sylvester A.G., « Strike slip faults », *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100, 1988, pp. 1666-1703.
- Tapponnier P., « Introduction », *Colloque Kunlun-Karakorum 90*, I.P.G. Paris, 1990, pp. 3-5.
- Tapponnier P., Mattauer M., Proust F., Cassaigneau C., « Mesozoic ophiolites, sutures and large-scale tectonic movements in Afghanistan », *Earth Planet. Sci. Letters*, 52, 1981, pp. 355-371.
- Tapponnier P., Peltzer G., Armijo R., « On the mechanics of the collision between India and Asia ». In : Coward M.P. & Ries A.C. (eds), *Collision tectonics*, Geol. Soc. Spec. Publ., 19, 1986, pp. 115-157.
- Zhang Q., Li B.Y., Wang F., « Uplifting of Kunlun-Karakorum mountains and its impact to the environmental changes », *Colloque Kunlun-Karakorum 90*, I.P.G. Paris, 1990, p. 36.