

7.1.3 Les terrasses fluviales

par Gilles Arnaud-Fassetta

Un certain nombre de vallées tirent l'essentiel de leurs traits morphologiques actuels de la présence de terrasses fluviales. L'origine de ce phénomène est rendue complexe en raison des multiples facteurs potentiels (naturels ou humains) entrant en ligne de compte de façon concomitante ou indépendante : changements climatiques, modification de l'hydrologie d'un bassin-versant, variations de la fourniture en sédiments, activité tectonique et glacio-isostatisme, fluctuations du niveau marin et action humaine pour ce qui concerne l'Holocène. L'intérêt des terrasses fluviales a été souligné très tôt par Davis (1909), Penck et Brückner (1909) et Lamothe (1918). Même s'ils n'arrivent pas toujours aux mêmes conclusions, leurs travaux ont servi de base de réflexions pour les recherches qui ont suivi, et dans lesquelles l'utilité des terrasses est souvent mise en avant pour reconstituer les rythmes de la morphogenèse des vallées et l'histoire hydrodynamique des cours d'eau.

7.1.3.1 Définition

Les terrasses fluviales constituent des formes héritées de conditions hydrodynamiques différentes de celles régissant actuellement les cours d'eau. Présentes sous toutes les latitudes et sous tous les types de climat, les terrasses fluviales sont des formes azonales qui sont cependant plus volontiers conservées sur les rives convexes des lits fluviaux s'écoulant dans des méandres encaissés.

Une *terrasse fluviale* (*fluvial terrace*) désigne un niveau topographique relativement plan suspendu au dessus du lit actuel d'un cours d'eau par l'intermédiaire d'un talus plus ou moins marqué. Ce talus (*rebord de terrasse = terrace scarp*) domine une terrasse plus récente ou la plaine alluviale moderne. On distingue les *terrasses alluviales* (*alluvial terrace*), couvertes d'alluvions, des *terrasses rocheuses* (*rock-cut terrace*) entaillant le substrat géologique et pratiquement dépourvues d'alluvions. Leur position perchée par rapport au lit actuel s'explique par l'enfoncement graduel du cours d'eau.

Les terrasses fluviales sont d'autant plus anciennes qu'elles sont plus hautes par rapport au lit actuel ; leur numérotation est donc croissante du haut vers le bas sur les profils transversaux de vallée. Les terrasses les plus récentes — que l'on nomme parfois, faute de pouvoir nuancer, « basse » ou « très basse » terrasses, se situent à quelques mètres au-dessus du cours d'eau actuel. Les terrasses les plus anciennes : « moyenne », « haute » et « très haute » — s'observent à des altitudes plus élevées, sur des versants où elles ne subsistent, bien souvent, qu'à l'état de lambeaux discontinus.

La naissance d'une terrasse se déroule en deux étapes bien distinctes : une étape de remblaiement du plancher alluvial, suivie d'une étape de creusement qui permet l'entaille de l'ancien dépôt fluvial et/ou du substrat géologique. Ainsi, la mise en place d'un système de terrasses dans une vallée s'inscrit toujours dans un contexte de bilan d'érosion favorable à l'incision des lits fluviaux.

7.1.3.2 Disposition des terrasses fluviales

Les terrasses fluviales s'observent depuis les têtes de bassin-versant jusqu'à proximité des plaines côtières. Cependant, les niveaux de terrasse ne sont jamais continus sur de grandes distances, apparaissant puis disparaissant en quelques dizaines de mètres ou kilomètres d'amont en aval. Ce discontinuum longitudinal remarquable tient au fait que l'activité des cours d'eau, au cours du Quaternaire, a été pour l'essentiel érosive et que bon nombre de terrasses ont été érodées.

À l'échelle d'un bassin-versant, on s'est très tôt rendu compte du nombre variable de terrasses existant d'une vallée à une autre : 6 dans la vallée de la Sarthe entre Alençon et Sablé au cours du Pléistocène, 3 dans la vallée de la Loire en Touraine. Le nombre de terrasses est souvent fonction de l'importance du creusement des vallées : 5 dans la vallée de la Sarthe au sud-ouest de Noyen pour une incision de 40 m, 9 dans la vallée de la Durance pour une incision de 350 m, 10 dans la vallée de la Meuse entre Anseremme et Liège pour une incision de 150 m.

Les terrasses fluviales sont présentes dans des gammes de hauteur comprises entre le mètre et plusieurs centaines de mètres parfois au-dessus du fond actuel d'une vallée. Selon la position qu'elles occupent sur le versant, elles peuvent être étagées ou emboîtées. Les *terrasses étagées* (*stepped terrace*) se caractérisent par le fait que la formation alluviale qui les constitue repose directement sur le substrat géologique sous-jacent. Dans un tel système, les terrasses sont séparées par des talus taillés, au moins en partie, dans le substrat géologique (figure 7.16 A). Dans le cas de *terrasses emboîtées* (*entrenched terrace*), chaque terrasse est taillée dans le matériel alluvial de la terrasse antérieure sur lequel elle repose. Le talus séparant deux terrasses est alors constitué dans son entier par du matériel alluvial (figure 7.16 B). L'emboîtement est intégral lorsque les alluvions de la terrasse la plus haute tapissent le substrat géologique sous celles de la terrasse la plus basse ; il devient partiel dès lors que la terrasse la plus basse repose pour partie sur le substrat géologique, pour partie sur les alluvions de la terrasse la plus haute (figure 7.16 C).

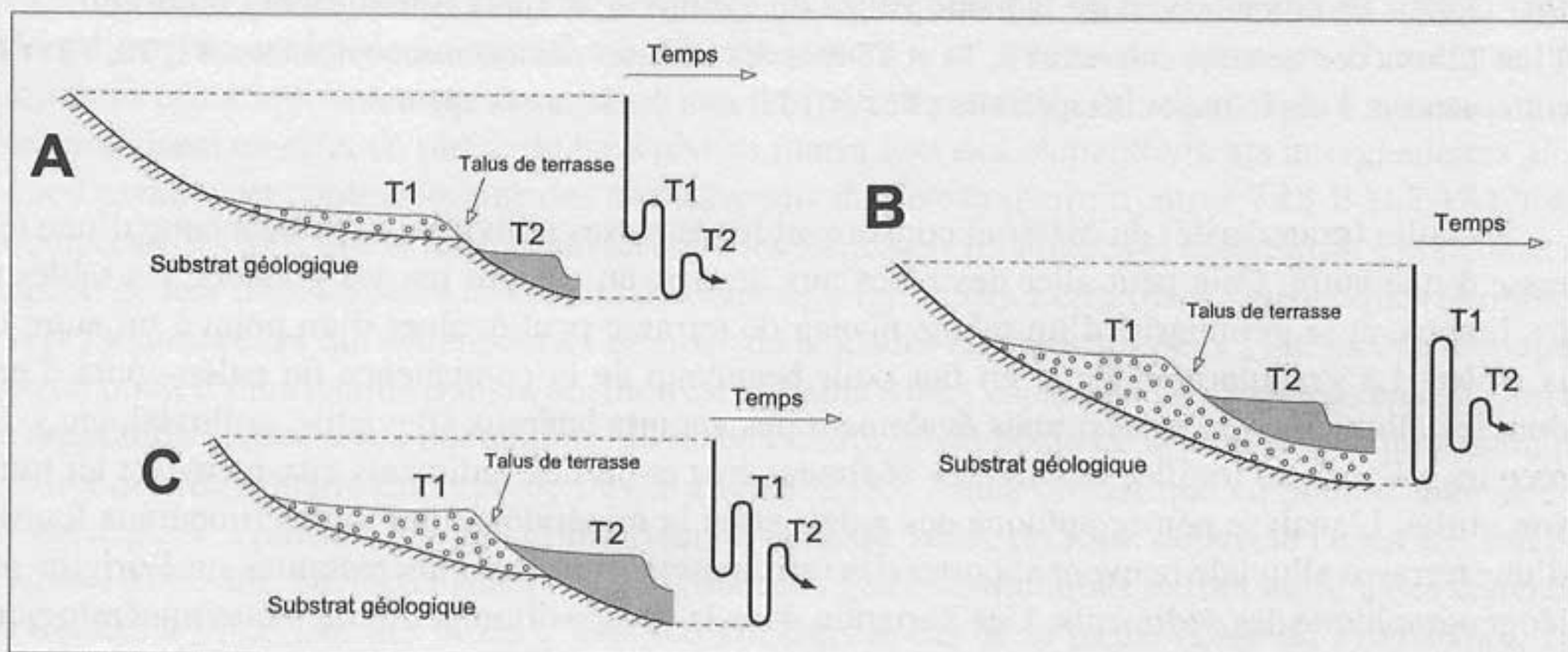


FIG. 7.16 – Distinction entre terrasses étagées et terrasses emboîtées.

A. T1 et T2 sont des terrasses étagées ; B. T1 et T2 sont des terrasses emboîtées ; C. T1 et T2 sont des terrasses partiellement emboîtées.

Sur les versants opposés d'une même vallée, les niveaux de terrasse peuvent se situer à des altitudes relativement proches, ou au contraire échapper à cette règle (figure 7.17). Ainsi, on parlera de *terrasses appariées* (*matched terrace*) lorsque deux niveaux de terrasse synchrones se trouvent à une cote sensiblement équivalente de part et d'autre d'une vallée. Des *terrasses désappariées* (*unpaired terrace*) correspondent à des terrasses isolées qui n'ont pas d'équivalentes (ni en altitude, ni en âge) sur le versant opposé à celui sur lequel elle sont observées. Elles apparaissent alors en décalage altitudinal de part et d'autre de la vallée et les causes en sont multiples : absence de dépôt sur l'un des versants (ex. : migration graduelle du cours d'eau vers une seule rive), érosion totale du dépôt, décalage d'origine tectonique.

7.1.3.3 Caractérisation morphométrique et pédo-sédimentaire des terrasses fluviales

Nulle dans le cas d'une terrasse rocheuse, l'épaisseur du dépôt constituant une terrasse alluviale n'est cependant pas constante. Elle se réduit généralement vers le pied de versant et tend à augmenter en direction de l'axe de la vallée, où elle peut atteindre plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres (ex. : 40–50 m pour les terrasses pléistocènes du Rhône moyen). Dans la zone aval des hydrosystèmes, les possibilités d'extension des lits fluviaux sont plus grandes et la largeur des terrasses augmente jusqu'à plusieurs centaines de mètres, voire plusieurs kilomètres (ex. : fleuves lucaniens d'Italie du Sud-Est). À proximité des embouchures fluviales, les terrasses alluviales peuvent se raccorder à des terrasses marines qui sont les témoins correspondants du niveau des mers de la même époque.

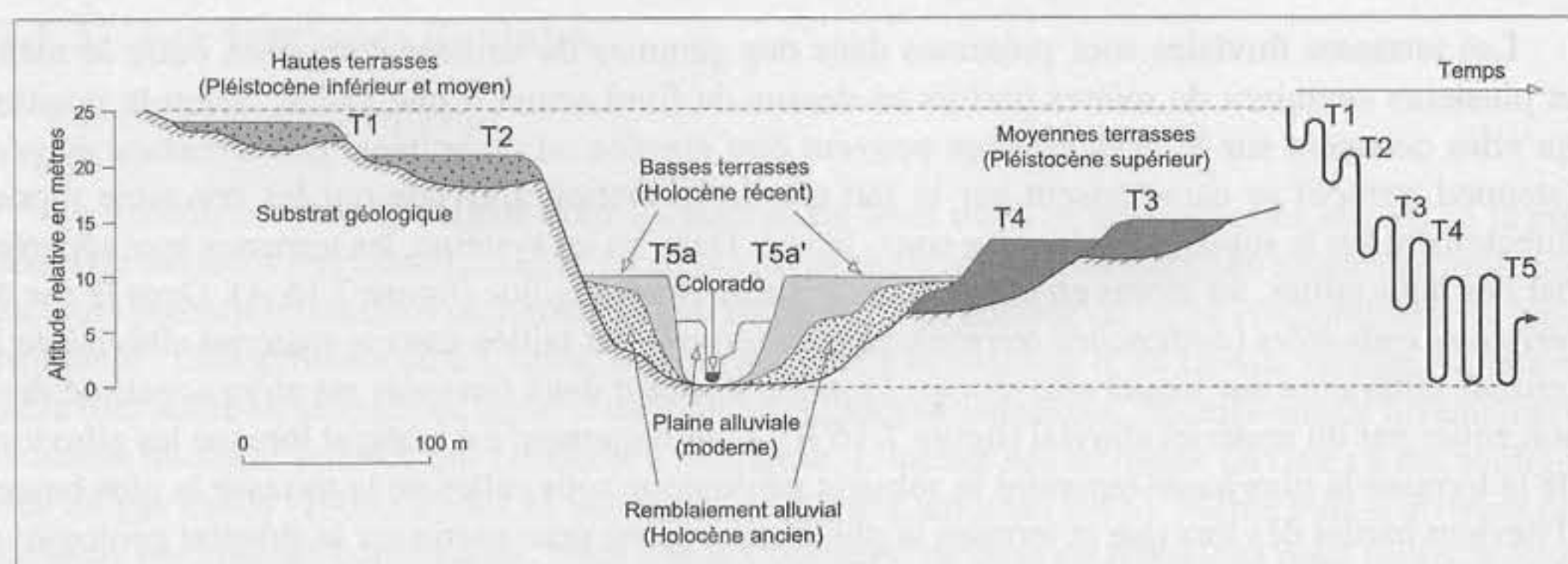


FIG. 7.17 – Profil en travers de la haute vallée du Colorado, d'après Blum (1993), modifié.

T1 et T2 sont des terrasses étagées ; T3, T4 et T5 sont des terrasses partiellement emboîtées. T1, T2, T3 et T4 correspondent à des terrasses désappariées ; T5a et T5a' sont des terrasses appariées.

La taille (granularité) du matériel constituant les terrasses alluviales varie beaucoup d'une terrasse à une autre. Cela peut aller des blocs aux argiles, en passant par les graviers, les sables et les limons, et la granularité d'un même niveau de terrasse peut évoluer d'un point à un autre de la vallée. La granularité dépend en fait pour beaucoup de la compétence du paléo-cours d'eau dont les alluvions sont issues, mais également des apports latéraux (fluvial, colluvial, etc.). Le recours à l'analyse fouillée des figures sédimentaires et/ou des sédiments eux-mêmes a ici toute son utilité. L'analyse pétrographique des galets et/ou la minéralogie des sables (minéraux lourds) d'une terrasse alluviale peuvent apporter des informations tout aussi intéressantes sur l'origine paléogéographique des sédiments. Une variation dans la composition pétrographique/minéralogique trahit alors la substitution d'une nouvelle zone source (en sédiments) à une autre plus ancienne, dont l'origine peut être liée à des phénomènes de capture (Moselle/Meurthe), de détournement (Loire/Seine) ou à une nouvelle répartition des précipitations dans un bassin-versant, imposée par un changement climatique (Nil blanc/Nil bleu).

Des restes de pédogenèse/hydromorphie dans les dépôts de terrasse marquent moins des changements climatiques que des pauses dans l'édification du remblaiement alluvial avant son entaille. Ces paléosols, lorsqu'ils sont autochtones, peuvent être datés par le ^{14}C eu égard à leur teneur en matière organique qui décroît en fonction de leur âge. Des trouvailles archéologiques (sol d'occupation, structure enfouie), outre le fait qu'elles constituent des repères chronologiques précieux pour reconstituer les étapes de la construction d'une terrasse, témoignent de l'occupation des rives d'un cours d'eau à un instant donné.

7.1.3.4 Origine des terrasses fluviales

Les explications fournies sur la genèse des terrasses fluviales restent diverses et discutées, animant toujours ainsi l'un des débats les plus passionnants de la géomorphologie fluviale. Les facteurs qui permettent d'expliquer la succession de phases de remblaiement et d'incision d'un lit fluvial sont au nombre de quatre : le climat et l'hydrologie (Schumm, 1977), la glacio-eustasie (Schumm, 1993), la glacio-isostasie associée à la tectonique (Schumm *et al.*, 2000), les activités humaines (Neboit, 1991).

Les terrasses climatiques (*climatic terrace*) correspondent à des accumulations alluviales entaillées à la suite d'un changement de climat. En agissant sur le régime hydrodynamique des cours d'eau, ainsi que sur le recouvrement végétal dont dépend pour beaucoup le volume de sédiments provenant des interfluves, le climat agit *de facto* sur le bilan de dissection d'une vallée. Le remblaiement survient lorsque les apports sédimentaires sont excédentaires, autrement dit, lorsque la capacité de transport de la rivière est insuffisante par rapport au volume de la charge sédimentaire

entrant dans le système. Au contraire, l'incision va se produire dès lors que la réciproque de cette relation est vraie. A l'échelle du Quaternaire, la variabilité climatique est généralement considérée comme le facteur déterminant de la formation des terrasses alluviales. Dans les régions sub-arides, les terrasses [ex. : celles de la Saoura ou de la Daoura (Maroc, Algérie)] se forment essentiellement pendant les interglaciaires (« pluviaux ») et non pendant les périodes glaciaires. Ailleurs, les dépôts s'accumulent préférentiellement durant les périodes froides tandis que les incisions se produisent au cours des phases d'amélioration climatique (figure 7.18 A). Ainsi, les nombreux dépôts de terrasse que l'on retrouve le long du Rhin et de la Meuse débutent par des accumulations de sédiments grossiers mises en place dans des chenaux en tresses au cours de la dernière période glaciaire ; des dépôts plus fins associés à des chenaux à méandres précèdent l'incision du remblaiement alluvial au cours de l'actuel interglaciaire.

Les terrasses eustatiques (*eustatic terrace*) s'expliquent par un abaissement du niveau marin dont l'origine est le glacio-eustatisme. Contrairement à la plupart des terrasses climatiques, les terrasses eustatiques se mettent en place lors des périodes froides (glaciaires). Les accumulations se produisent en effet en phase de haut niveau marin lors des réchauffements interglaciaires alors que l'entaille est contemporaine des abaissements du niveau marin (figures 7.18 B et 7.18 C). On comprend dès lors, que le raccordement entre les terrasses climatiques et eustatiques soit délicat, en raison de leur mise en place forcément diachronique (*cf. infra*). Les terrasses eustatiques rejoignent vers l'amont celles qui échappent à l'emprise de la glacio-eustasie, les deux systèmes se recoupant en un point d'intersection dont la position est variable dans l'espace et dans le temps en fonction de l'amplitude verticale des fluctuations du niveau marin, de la pente de la vallée et de la dynamique morpho-sédimentaire du système fluvial (figure 7.19). Ainsi, on sait que ce point d'intersection s'est déplacé à plus de 200 km à l'intérieur de la basse vallée du Rhin depuis le Dryas III, soit environ 10 000 ans. De façon générale, les influences glacio-eustatiques se font sentir à des distances variables à l'intérieur des terres : 300–400 km dans le cas de la basse vallée du Mississippi, 100 km dans la basse vallée du Rhône, 90 km dans le Bas-Colorado.

Les terrasses tectoniques (*tectonic terrace*) se forment dès lors que des mouvements positifs du sol créent un potentiel de dissection favorable à l'incision du lit fluvial. Le gauchissement vertical de certaines terrasses fluviales, résultant de déformations tectoniques, a été décrit au Japon (Machida, 1960), dans les montagnes polonaises de l'ouest des Carpathes (Zuchiewicz, 1980), ou bien sur certains cours d'eau californiens (King et Stein, 1983). Certaines terrasses tectoniques peuvent se former par effet glacio-isostatique, c'est-à-dire par relèvement de la lithosphère lors des phases de déglaciation. Ce processus est à l'origine de l'étagement de nombreuses terrasses que l'on retrouve dans les hydrosystèmes des hautes latitudes, dans certains fjords d'Amérique du nord en particulier. Dans la zone tempérée, le glacio-isostatisme reste cependant un facteur à ne pas négliger dans la formation des terrasses fluviales. Il est par exemple envisagé en complément de la cause climatique pour expliquer la différence de dénivellation entre la terrasse de Villeurbanne et les alluvions würmiennes que l'on retrouve sur le fond du Val de Saône, différence qui ne peut se concevoir sans un léger soulèvement glacio-isostatique (5–7 m) qu'aurait connu la région lyonnaise en compensation du retrait du glacier würmien (Monjuvent, 1968).

Les terrasses d'origine anthropique (*man-induced terrace*) ou anthropo-climatiques (*human-climatic terrace*) sont là pour rappeler que les sociétés humaines peuvent infléchir l'évolution du bilan sédimentaire d'un cours d'eau, tantôt en participant — en association ou pas avec la bio-rhexistasie — à la déstabilisation des sols et des versants, donc à la fourniture accrue en débris provenant des interfluves, tantôt en réduisant la charge solide des cours d'eau, dans un contexte de gestion des sols efficace, de multiplication des extractions de charge de fond, de construction de barrages, etc. Ainsi, certains auteurs insistent à juste titre sur le rôle joué par l'action humaine dans le développement des terrasses fluviales au cours de l'Holocène (Herget, 1998 ; Surian, 1998). L'hypothèse anthropique de certaines terrasses récentes du pourtour méditerranéen (Grèce, Italie,

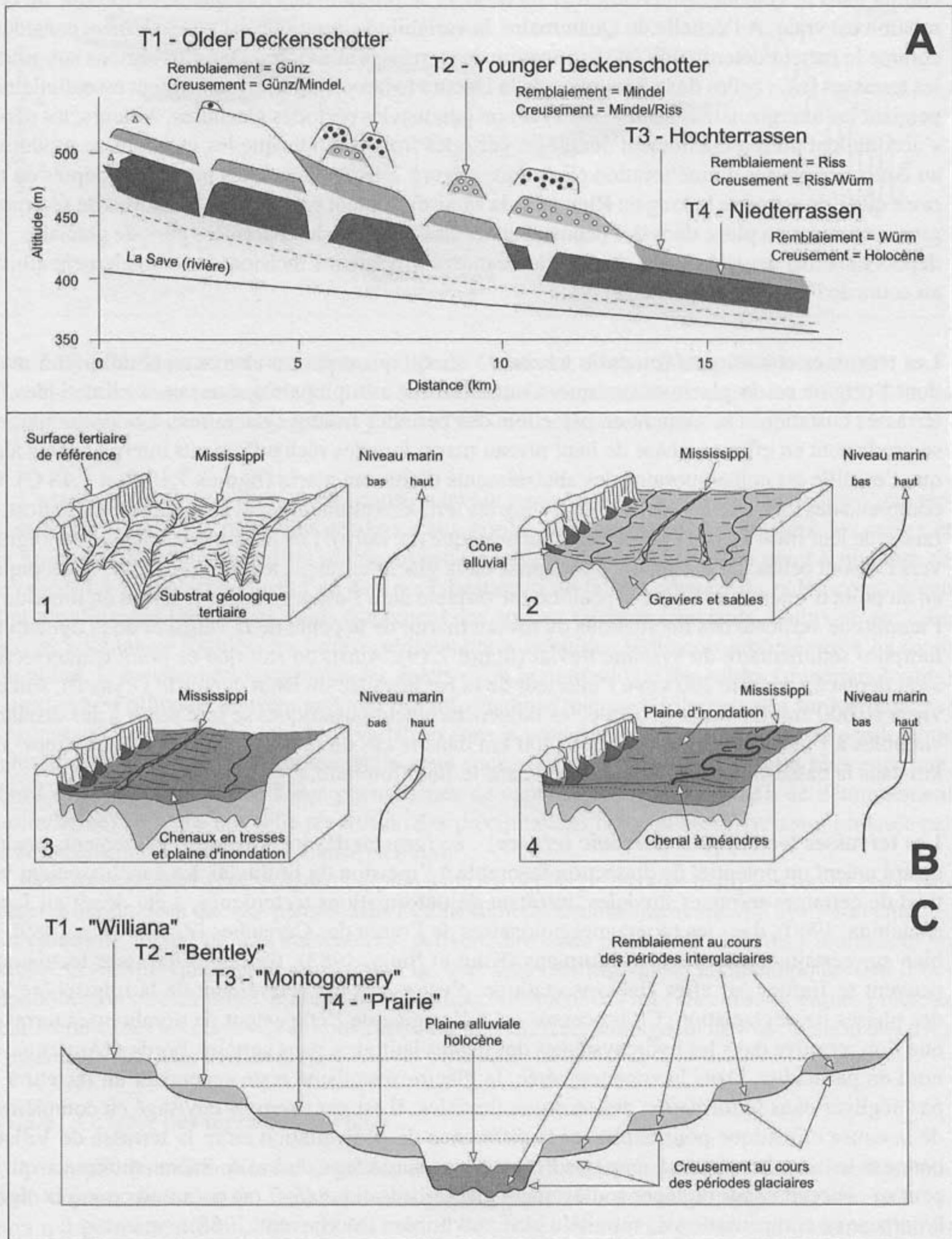


FIG. 7.18 – Terrasses climatiques et eustatiques.

A. Modèle conceptuel de la mise en place des terrasses climatiques développé par Penck et Brukner (1909, modifié), sur les affluents du Danube (Allemagne du sud-est), montrant que les phases de remblaiement alluvial se produisent essentiellement durant les périodes glaciaires et les phases d'incision durant les périodes interglaciaires ;

B et C. Modèle conceptuel de la mise en place des terrasses eustatiques développé par Fisk (1944, modifié) dans la plaine côtière du Mississippi (Louisiane), montrant que les phases de remblaiement alluvial surviennent surtout durant les périodes interglaciaires et les phases d'incision durant les périodes glaciaires.

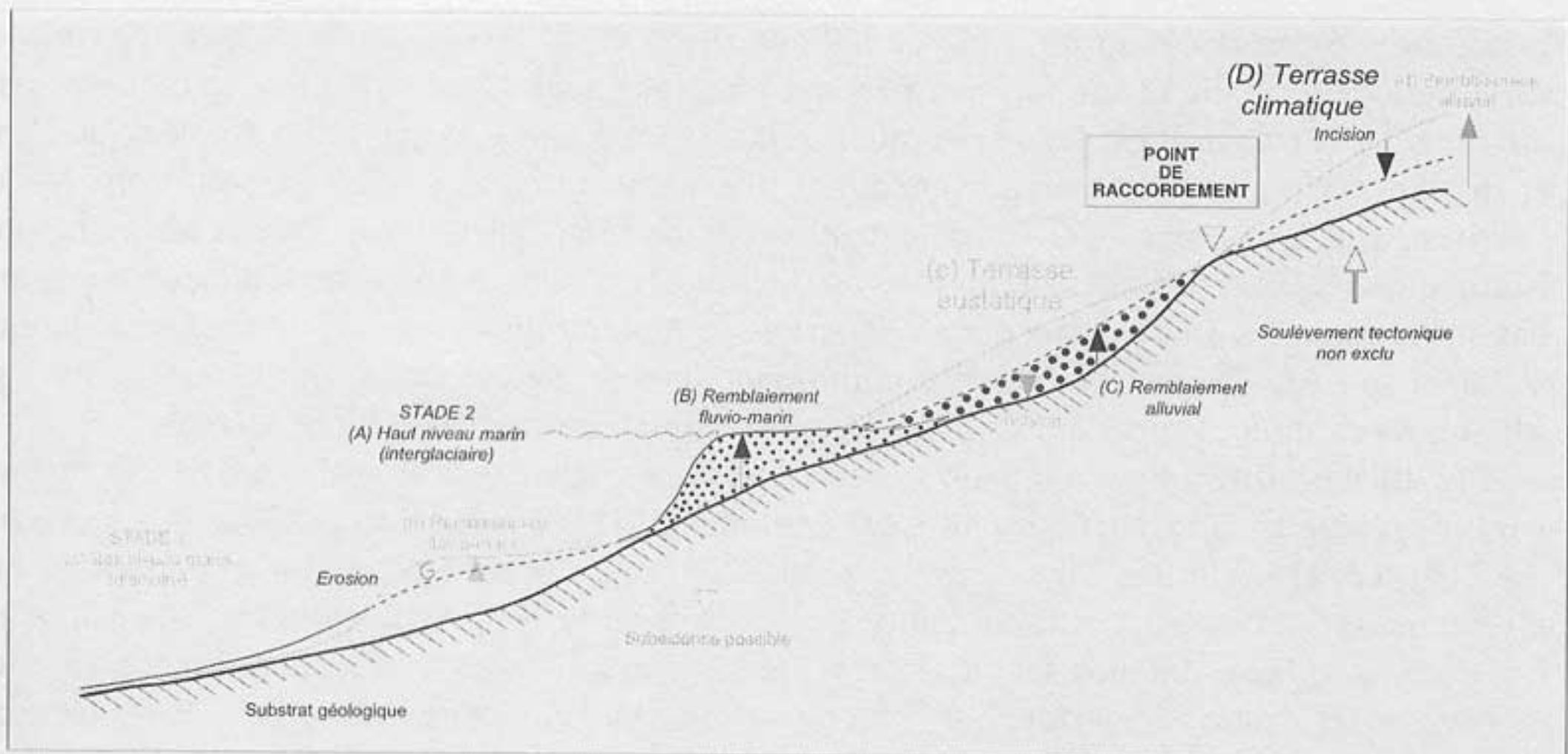


FIG. 7.19 – Mise en évidence du point de raccordement entre terrasse climatique et terrasse eustatique.

Le schéma (théorique) montre deux stades : STADE 1 = période glaciaire (en gris), STADE 2 = période interglaciaire (en noir).

Durant la période glaciaire (STADE 1), le refroidissement climatique entraîne l'augmentation du volume des grandes calottes de glace et des glaciers, au détriment du volume des océans (a) dont le niveau s'abaisse (ex. : -120 m / 0 NGF actuel lors du Würm). Au contact du niveau de base s'édifient des plaines de remblaiement fluvio-marin (b) lors des phases de stabilisation du niveau de base. Plus en amont, l'incision du plancher alluvial des lits fluviaux survient en réponse à l'ajustement du profil d'équilibre à de nouvelles conditions hydro-morphodynamiques (accroissement de la pente de la vallée), contribuant *in fine* à la formation des terrasses eustatiques (c). Au-delà de la zone sous influence de l'eustatisme, les planchers alluviaux tendent au contraire à se remblayer (d), en raison de la quantité importante de débris produits par l'abrasion glaciaire et transitant dans les lits fluviaux.

Au cours de la période interglaciaire (STADE 2), le réchauffement climatique contribue au relèvement du niveau des océans (A), consécutif à la fusion partielle des glaciers et des grandes calottes de glace. La décélération de la vitesse de remontée du niveau marin s'accompagne de la mise en place des plaines de remblaiement fluvio-marin (B) (ex. : les deltas), dont les dépôts peuvent localement fossiliser les basses terrasses eustatiques construites lors de la période glaciaire précédente. Dans la zone d'influence du glacio-eustatisme, la réduction de la pente des vallées est favorable au remblaiement partiel des planchers alluviaux (C). Plus en amont, la réduction des volumes de débris transitant dans les lits fluviaux fait que les remblaiements alluviaux, largement entaillés, contribuent à la formation des terrasses climatiques (D).

Maghreb) s'appuie sur des corrélations significatives entre les phases de remblaiement des lits fluviaux et certaines grandes étapes de l'occupation du sol. En Italie du Sud-Est, le facteur humain, en association avec le climat, permet d'expliquer les alternances de phases de remblaiement et d'incision qui se sont succédées dans les bas-fonds de vallée au cours des trois derniers millénaires (Neboit, 1991).

7.1.3.5 Conclusion

Les terrasses fluviales, avec les cônes fluvio-glaciaires et les appareils morainiques, ont servi de base à l'établissement de la chronologie des grands cycles climatiques du Quaternaire. Les premières recherches menées entre 1901 et 1909 par Penck et Brückner sur les terrasses longeant les affluents du Danube (la Save en particulier) ont donné naissance à l'hypothèse des quatre cycles glaciaires-interglaciaires du Pleistocène (Günz, Mindel, Riss, Würm), chacun des niveaux de ter-

rasse observés représentant un cycle climatique au cours duquel le dépôt se serait produit lors de la période glaciaire et son incision pendant l'interglaciaire. Cette hypothèse, critiquable puisqu'elle n'a pas permis d'expliquer pourquoi certaines vallées (autres que celles étudiées par Penck et Brückner) comportaient bien plus de quatre niveaux de terrasses, est restée dominante jusqu'à l'arrivée, dans les années 1960–70, de nouvelles contributions scientifiques basées sur les rapports isotopiques ($^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$) étudiés sur les tests de foraminifères contenus dans les sédiments des grands bassins océaniques. Ces travaux ont alors permis de montrer qu'au moins huit cycles climatiques s'étaient succédé depuis 730 000 ans, confirmant ainsi la théorie émise entre 1911 et 1941 par Milankovitch sur le nombre et l'origine des cycles climatiques au cours du Quaternaire.

Par ailleurs, l'hypothèse climatique des terrasses fluviales s'est trouvée rapidement nuancée par l'hypothèse glacio-eustatique émise par Lamothe (1918) dans la basse vallée de la Somme puis par Fisk (1944) sur le Bas-Mississippi, hypothèse qui place la phase de dépôt en période de haut niveau marin, son incision et la formation consécutive de la terrasse durant un bas niveau marin. Ces deux hypothèses ont bien sûr été affinées par la suite, mais elles restent encore usitées, le choix de l'une ou de l'autre dépendant pour l'essentiel de la zone (amont ou aval) de l'hydrosystème que l'on étudie. Quoi qu'il en soit, les terrasses fluviales ont rarement la chance d'être contemporaines, d'une vallée à une autre, *a fortiori* d'un continent à un autre, en raison de la multiplicité des facteurs entrant en ligne de compte, qu'ils soient régionaux ou locaux. La plupart des tentatives de corrélation chrono-stratigraphique entre les terrasses fluviales quaternaires situées dans différentes régions ont donc échoué.

Bien datées, elles peuvent être en revanche de précieux jalons chrono-stratigraphiques utiles à la compréhension des rythmes de remblaiement-creusement pour une vallée donnée. Dans le Val de Somme et en Basse-Seine, même si le nombre et l'altitude des terrasses diffèrent, on sait que l'encaissement des deux fleuves a été d'environ 40 m en 800 000 ans. Pour la Seine moyenne, il est du même ordre de grandeur. Il est en revanche beaucoup plus important dès lors que des forçages externes (tectoniques) interviennent. Ainsi, dans le bassin du Pokhara, le creusement est estimé à 80 m en moins de 500 ans en raison du remblaiement brutal du fond de vallée, au Petit Âge Glaciaire, par une méga-lave torrentielle déclenchée par des séismes, puis de sa dissection tout aussi rapide par la rivière Seti Khola (Fort, 1987) (figure 7.20).

Références des travaux cités

- Davis, W.M. 1909. *Geographical Essays*. Ginn and C^o, Boston. Réimpression, Dover Publ. Inc., New York, 1954, 777 p.
- Fisk, H.N. 1944. *Geological investigation of the alluvial valley of the Lower Mississippi River*. Mississippi River Commission, Vicksburg.
- Fort, M. 1987. Sporadic morphogenesis in a continental subduction setting : an example from the Annapurna Range, Nepal Himalaya. *Zeitschrift für Geomorphologie, N. F.*, **63**, 9–36.
- Herget, J. 1998. Anthropogenic influence on the development of the Holocene terraces of the River Lippe, Germany. In : *Palaeohydrology and Environmental Change*, (eds G. Benito, V.R. Baker & K.J. Gregory), Wiley, Chichester, 167–179.
- King, G. & Stein, R. 1983. Surface folding, river terrace deformation rate and earthquake repeat time in a reverse faulting environment : the 1983 Coalinga, California Earthquake. *California Division of Mines Publication*, **66**, 1–12.
- Lamothe, L. 1918. Les anciennes nappes alluviales et lignes de rivage du bassin de la Somme et leurs rapports avec celles de la Méditerranée occidentale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **18**, 3–58.
- Machida, T. 1960. Geomorphological analysis of terrace plains-fluvial terraces along the River Kuji and River Ara, Kanto District, Japan. *Tokyo Kyoiku Daigaku (Tokyo Univ. of Education) Scientific Report C*, **7**, 137–194.
- Monjuvent, G. 1968. Les formations pliocènes et quaternaires des environs de Villefranche-sur-Saône (Rhône). *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, (2), **10** (3), 255–275.
- Neboit, R. 1991. *L'Homme et l'érosion — L'érosion des sols dans le monde*. Association des Publications de la Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Clermont-Ferrand, Nouvelle série, 34, 2^e édition,

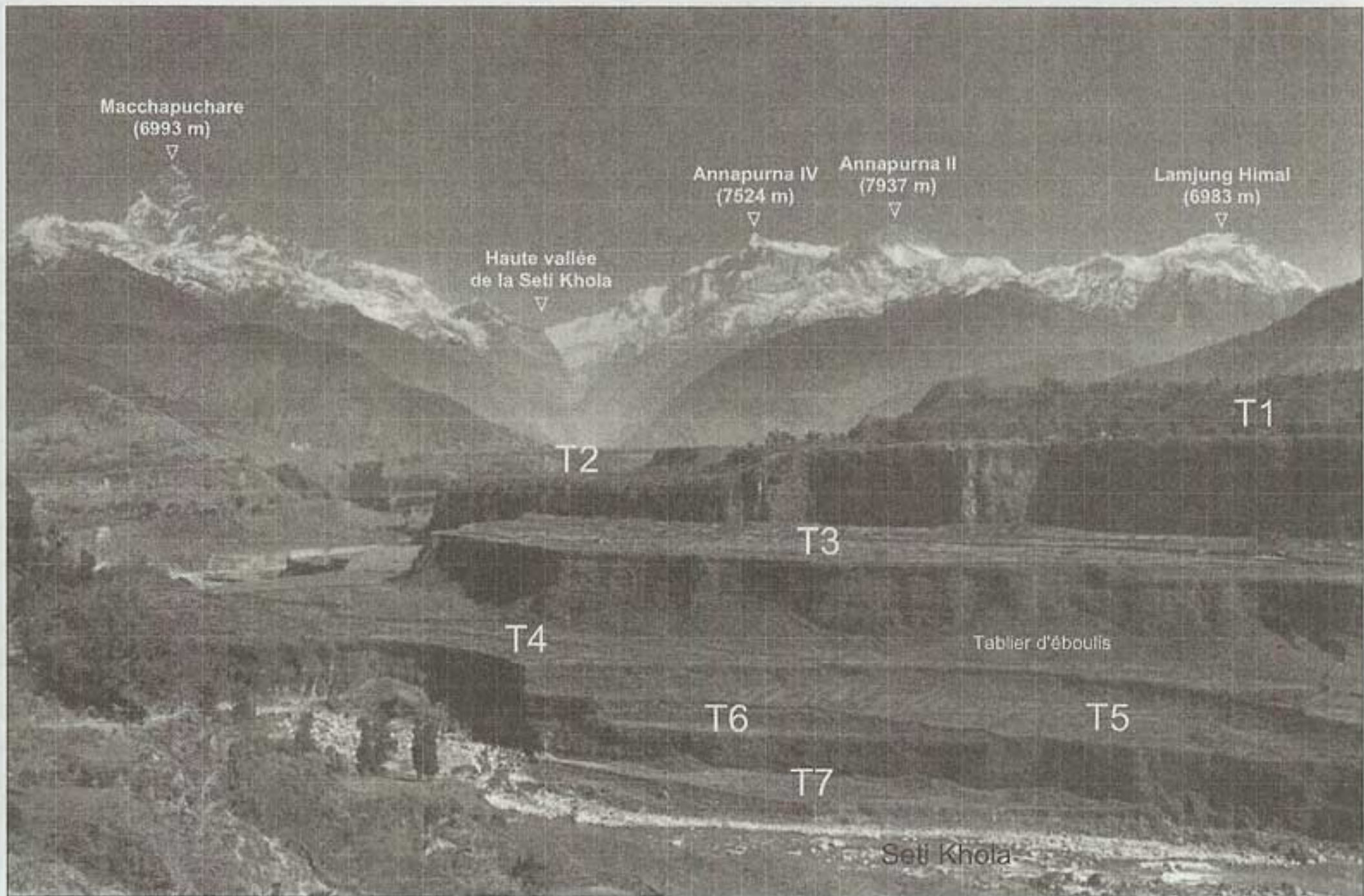


FIG. 7.20 – Terrasses alluviales dans le bassin du Pokhara (Himalaya du Népal, sud de la chaîne des Annapurnas). Photo M. Fort.

La genèse des niveaux de terrasses visibles au premier plan peut s'expliquer de la façon suivante : au cours du Petit Âge Glaciaire (450 ± 100 BP), l'étalement d'une méga-lave torrentielle (4 km^3), probablement déclenchée au pied du pic de l'Annapurna IV (en arrière plan) par un ébranlement sismique, aboutit au remblaiement brutal de l'ensemble du bassin du Pokhara (au premier plan) par des débris graveleux calcaires à matrice limoneuse, structurés en lits subhorizontaux d'épaisseur décimétrique à métrique. La formation ainsi constituée s'emboîte dans les niveaux de terrasses T1 et T2 plus anciens (Pléistocène moyen) au matériel induré. Puis l'incision rapide (10 à 20 cm/an) de la Seti Khola par érosion régressive favorise l'évacuation de la moitié du dépôt originel et sa dissection en plusieurs niveaux de terrasses désappariées (ici au nombre de 5, de T3 à T7). Les phases successives de remblaiement de la vallée puis de creusement et de mise en place des terrasses se sont donc produites en moins de 500 ans. Aujourd'hui, le cours de la Seti Khola développe un style en tresses caractéristique, 80 m en contrebas de la terrasse T3.

Clermont-Ferrand, 269 p.

Penck, A. & Brückner, E. 1909. *Die Alpen im Eiszeitalter*. Tauchnitz, Leipzig.

Schumm, S.A. 1977. *The fluvial system*. John Wiley and Sons, New York, 338 p.

Schumm, S.A. 1993. River response to baselevel change : implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology*, **101**, 279–294.

Schumm, S.A., Dumont, J.F. & Holbrook, J.M. 2000. *Active tectonics and alluvial rivers*. Cambridge University Press, Cambridge, 276 p.

Surian, N. 1998. Fluvial processes in the alpine environment during the last 15 000 years : a case study from the Venetian Alps, Italy. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **1**, 17–25.

Zuchiewicz, W. 1980. Young tectonic movements and morphology of the Piening Mountains (Polish western Carpathians). *Annals of the National Society of Geology, Pologne*, **50**, 263–300.



LES FORMATIONS SUPERFICIELLES

Genèse - Typologie - Classification
Paysages et environnements - Ressources et risques

coordinateurs

Yvette Dewolf

Guilhem Bourrié

