

14

Marquage paléoclimatique des morphologies fluviales dans les bassins tectoniques: cas du bassin subandin péruvien

JEAN FRANÇOIS DUMONT, MARC FOURNIER

Introduction

De part leur position géographique (tropic humide) et structurale (bassins flexuraux d'avant pays) les bassins subandins sont d'extraordinaires collecteurs fluviaux : le drainage des versants orientaux des Andes sur près de 20° de latitude (du sud de l'Équateur au sud de la Bolivie) se trouve concentré dans deux bassins, le bassin du Marañón au nord-est du Pérou, et celui du Beni à l'est de la Bolivie. La pente de la surface de ces bassins est inférieure à la dizaine de centimètres par kilomètre, ce qui en fait de vastes plaines d'inondation lors des crues. Des rivières au tracé en méandre traversent ces bassins, parfois avec une faible sinuosité quand le débit et la charge sédimentaire en suspension sont très importants. Chacun de ces bassins a un unique exutoire, qui est l'Amazone/Solimoiès pour le bassin du Marañón et le Madeira pour le bassin du Beni, avec un débit moyen dépassant la dizaine de milliers de m³/s pour chacun d'eux.

L'instabilité de position des cours fluviaux se traduit par la multitude des bandes fluviales abandonnées disséminées sur la surface de ces bassins. Les connexions observées vers l'amont et vers l'aval avec les rivières actuelles attestent qu'il s'agit de cours anciens des grandes rivières actuelles (Dumont et Fournier, 1994).

Le contexte géologique met en évidence une subsidence corrélative de la surrection des Andes, plus importante durant les phases tectoniques. La phase tectonique plio-quadernaire s'est traduite par plusieurs centaines de mètres de dépôts détritiques fluviaux. La relation géologique entre tectonique, subsidence, et centre de dépôt suggère que la position des grandes rivières qui alimen-

tent les dépôts est dépendante de la tectonique, et que les migrations directionnelles observées pour ces rivières traduisent les déformations tectoniques de la surface du bassin. De fait, on observe que les tracés fluviaux se superposent à des directions structurales majeures du bassin, la réactivation tectonique de certaines d'entre elles étant établie (Dumont et Fournier, 1994).

L'analyse des traces fluviales de la surface de la plaine alluviale conduit à identifier trois classes scalaires de morphologies fluviales (Figure 1).

La croissance progressive des méandres se fait par aggradation latérale de rides sédimentaires séparées par des sillons (Figure 1A). Ces structures sédimentaires sont remarquables par leur caractère répétitif et sont aisément identifiables par télédétection (Dumont *et al.*, 1996). Elles correspondent à des rythmes de 4 à 10 ans, initiés par une crue plus forte, qui dans quelques cas semble se corréliser avec le phénomène El Niño. Cette structure zébrée peut être conservée pendant plusieurs milliers d'années grâce à un contraste écologique fort entre les rides qui sont progressivement colonisées par la forêt alors que des marécages perdurent dans les sillons du fait de l'absence de drainage et d'apport sédimentaire (Dumont *et al.*, 1990).

La croissance puis le recouplement d'un méandre délimitent un élément de mosaïque (Figure 1B). Cet élément de mosaïque est positionné par rapport à des éléments de mosaïque plus anciens (qu'il recoupe) ou plus récents (qui le recourent). De proche en proche se dessine ainsi une carte structurale de la mosaïque fluviale, mettant en évidence les séquences successives de construction de méandres. De cette manière on met en

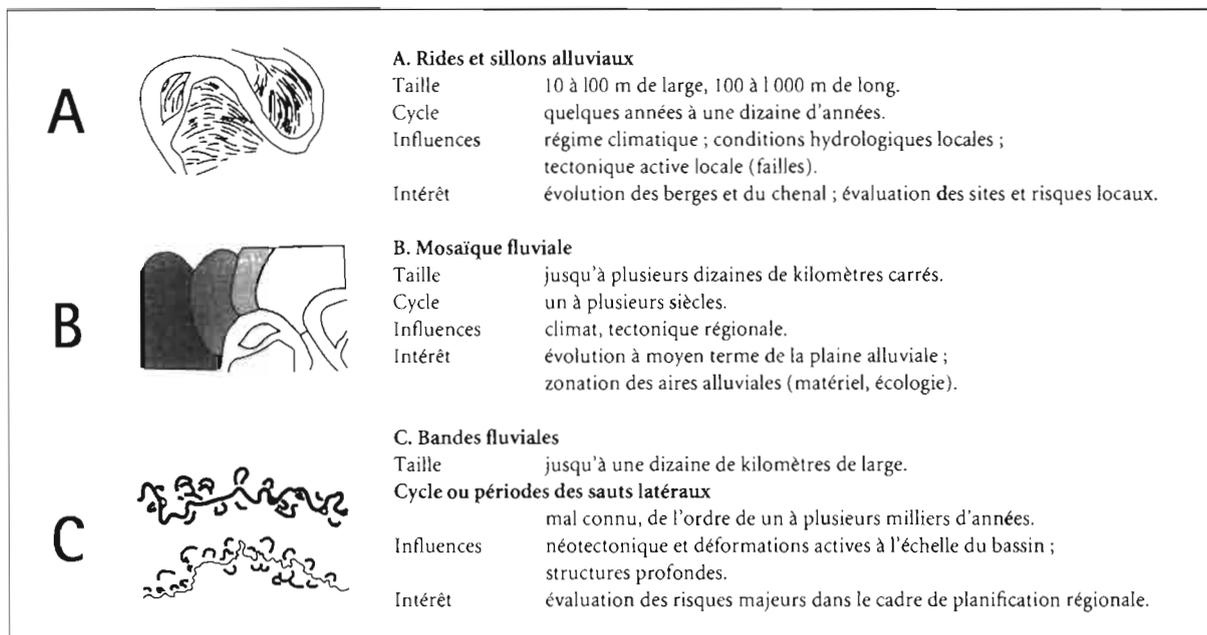


Figure 1 Différentes classes de morphostructures fluviales de plaine alluviale.

évidence un agencement particulier de la mosaïque fluviale (assymétrie par exemple), ou des périodes plus actives de construction.

Le saut latéral d'une bande fluviale vers une autre position située loin dans la plaine alluviale (10 à plus de 30 km) détermine la classe majeure des traces fluviales fossiles (Figure 1C). Il s'agit ici de sauts brusques, sans stade intermédiaire visible, et correspondent très vraisemblablement à des événements catastrophiques majeurs, au nombre de deux à trois durant l'Holocène, bien qu'ils n'aient pas encore été relatés historiquement. Les positions successives des rivières paraissent déterminées par des gouttières morphostructurales formées en surface du bassin par des déformations tectoniques qui reprennent des structures majeures profondes du bassin.

Des signatures paléoclimatiques peuvent apparaître dans chacune des classes précédemment signalées. Les *rides sédimentaires* présentent des successions stratigraphiques latérales à l'intérieur desquelles des variations attribuables à des facteurs climatiques peuvent être identifiées. Les rivières à migration lente seront les plus favorables, car les enregistrements y seront continus sur de plus grandes périodes. La *mosaïque fluviale* sera plus activement construite durant les périodes humides. En ce qui concerne la *bande fluviale*, un tracé fluvial ancien peut correspondre à des caractéristiques géométriques différentes (inférieures ou supérieures) de celles qui sont actuellement observées (sinuosité, largeur du lit plein bord), ce qui est interprétable en terme de paléodébit, et de régime climatique régional. Un exemple de chacun de ces cas sera présenté.

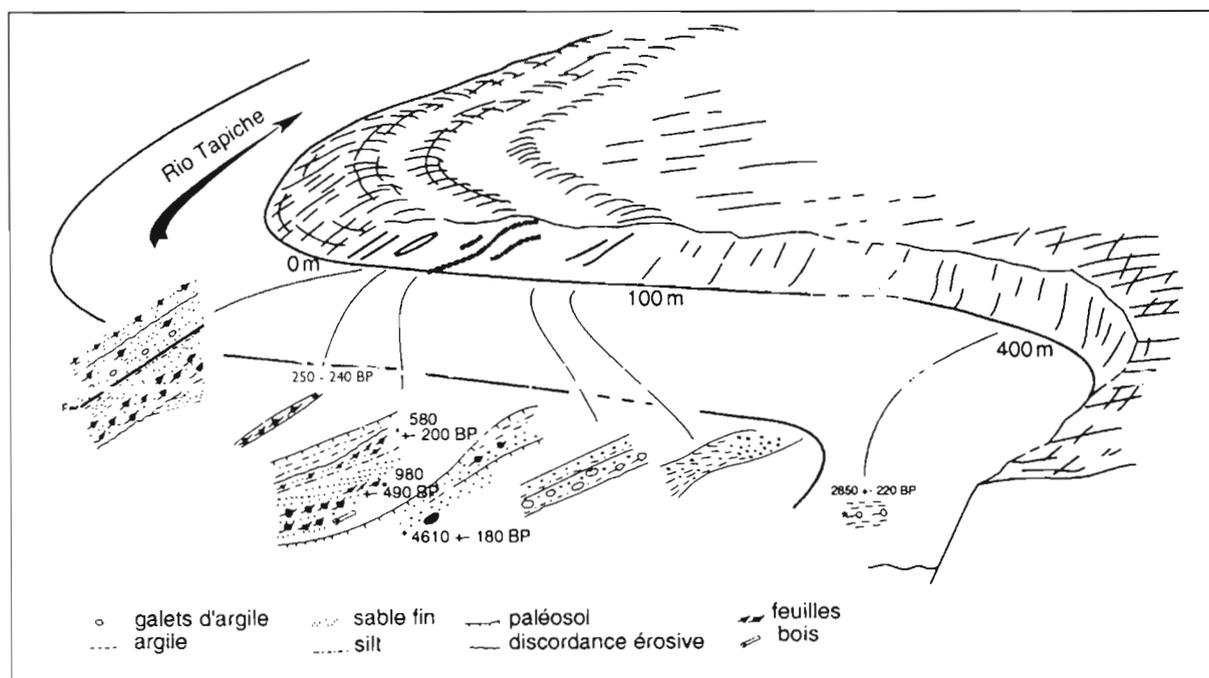


Figure 2 Section de berge du Rio Tapiche.

Paléosols dans les dépôts de point-bar : indice de débit d'étiage prolongé

Les méandres des rivières à migration lente, ce qui correspond généralement aussi à un faible débit, présentent des rides sédimentaires — ou point-bar — à pendage relativement fort vers la convexité du méandre, et qui s'accumulent de manière presque continue, sans sillon intermédiaire visible. L'aggradation des barres sédimentaires successives se présente ainsi comme une série stratigraphique se développant latéralement, et pouvant être étudiée suivant les techniques classiques de la stratigraphie.

En amont de San Pedro une coupe en rive concave d'un méandre du Rio Tapiche peut être suivie sur près de 400 m (Figure 2) (Dumont *et al.*, 1992). Les 100 m de la partie sommitale représentent des affleurements continus jusqu'au dépôt actuel de point-bar. Cette partie comprend la moitié de l'Holocène, la conformité générale des dépôts montrant qu'il n'y a pas eu de recouplement de méandre durant cette période. La coupe réalisée sur la berge érodée montre la présence de nombreux paléosols dans la tranche de temps inférieure à 4 600 ans BP, et plus particulièrement dans la tranche 4 600-1 000 ans BP. Ces paléosols

signifient que ces parties n'ont pas été couvertes par de l'eau durant des périodes assez longues. Le paléosol le plus important s'étend nettement en dessous du niveau actuel des basses eaux, signifiant que durant cette période le niveau des hautes eaux ne dépassait pas celui des plus basses eaux actuelles. La fourchette d'âge n'est pas connue précisément, car cette question n'a pas été étudiée en détail à l'époque. Il sert de plancher à un épisode sédimentaire couvrant une période de 400 à 1 400 ans BP (en incluant les marges d'erreur), et vers le bas un autre paléosol le sépare de sédiments datés 4 600 ans BP. Par ailleurs, des argiles molles caractéristiques de dépôt de backswamps et qui affleurent au fond du méandre à un niveau supérieur aux basses eaux actuelles établissent une période humide vers 2 840 ans BP.

La mosaïque fluviale se construit aux périodes humides

Après avoir traversé le bassin du Marañón, l'Ucayali touche puis longe sur près de 100 km la bordure du craton brésilien (Figure 3). Dans la partie centrale du Bassin du Marañón l'Ucayali occupe dans sa bande fluviale une

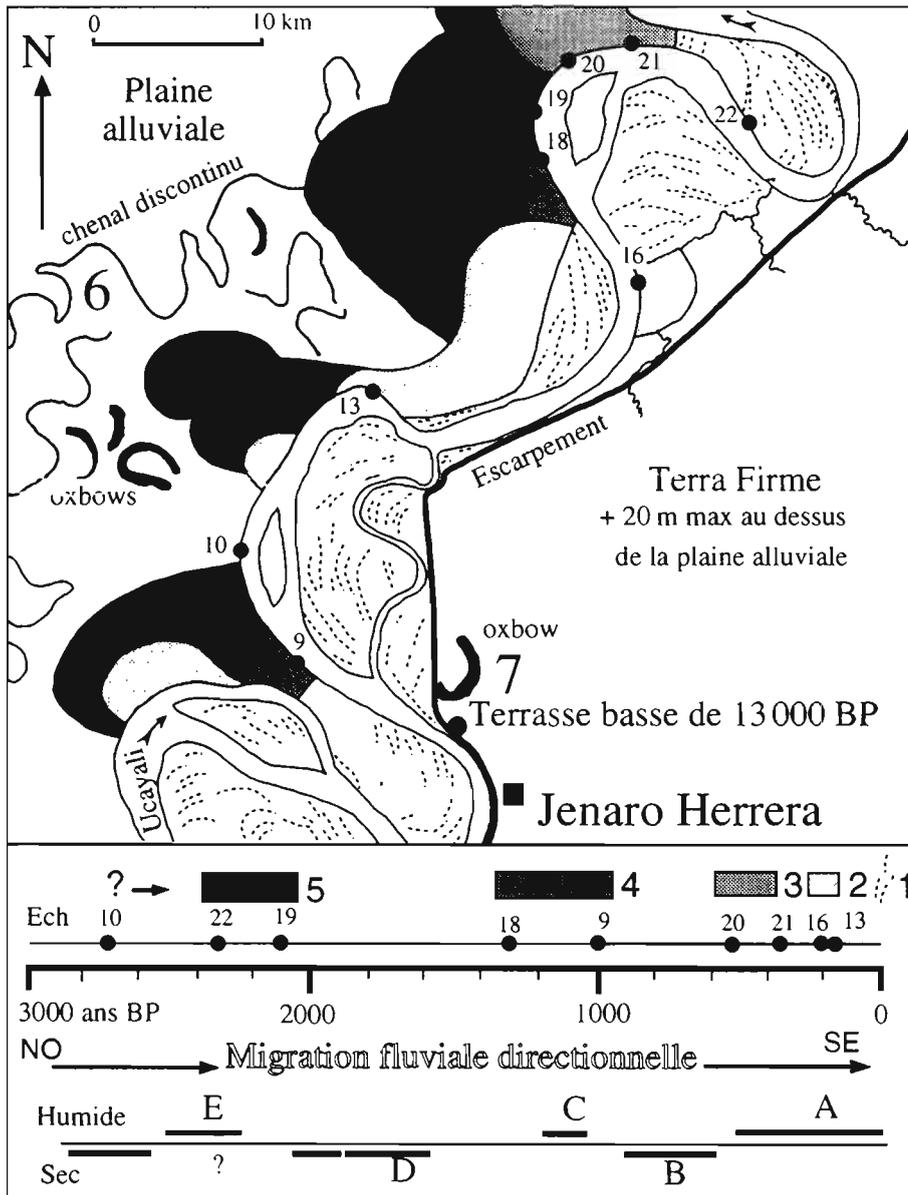


Figure 3
Plaine alluviale de l'Ucayali inférieur près de Jenaro Herrera.
A : Donnée du Rio Tapiche (Dumont, Garcia et Fournier, 1992).
B : Paléosols bas sur berges, Rio Tapiche (Dumont *et al.*, 1992).
C : Pavage de gros blocs roulés, dans le Rio Tacuaral, nord-Beni*.
D : Limite de la période sèche dans le Beni (Servant *et al.*, 1981). Paléosols bas dans les berges du Rio Tapiche.
E : Période de migration fluviale dans le centre du Beni*
(* Publication en cours ; datations M. Fournier)

position axiale, mais cette position devient décalée latéralement quand la rivière vient longer l'escarpement structural (faille) qui marque la bordure orientale du bassin. Cette position asymétrique est importante, car elle met en évidence l'effet de la tectonique dans cette partie du bassin (Dumont *et al.*, 1988). La mosaïque fluviale occupe donc la marge nord-ouest de la bande fluviale, et présente par ailleurs une disposition directionnelle, avec des concavités tournées vers la position actuelle de la rivière. Classiquement, ce dispositif indique une migration latérale régulière de la rivière vers sa position actuelle, en relation avec une déformation tectonique active (Leeder et Alexander, 1987).

La mosaïque fluviale a été étudiée sur image Spot. Les positions relatives des éléments de mosaïque établissent une succession locale des séquences de formation de méandres. Cependant, pour établir des corrélations en dehors de l'endroit où une succession locale a été observée, on prend en compte les facteurs d'identité écologique des différentes séquences. La carte obtenue permet de réaliser un échantillonnage cohérent des éléments de mosaïque, et de les dater (C^{14} sur bois). Les prélèvements sont réalisés dans les berges (points noirs numérotés). Les âges obtenus figurent sur l'échelle du bas de la Figure 2.

Les datations dont on dispose actuellement suggèrent des périodes particulières de construction de la mosaïque fluviale. Les éléments de mosaïque les plus anciens ont un âge compris entre 2 000 et 2 400 ans BP. Vient ensuite une séquence à 1 000-1 400 ans BP, puis le groupe des séquences récentes à moins de 400 ans BP. L'âge le plus ancien est 2 700 ans BP, et correspond au bord de la plaine alluviale qui s'étend au delà vers le nord-est. Cet âge date donc l'aggradation sédimentaire de la plaine alluviale extérieure à la mosaïque fluviale, et correspond vraisemblablement à des dépôts de « backs-wamp » contemporains des éléments de mosaïque qui lui sont proches.

Cet âge fixe une limite minimum pour la partie centrale de la plaine alluviale qui s'étend vers le nord-ouest. Cette partie est caractérisée par une morphologie lisse et des traces fluviales de petite dimension (sinuosité, amplitude, largeur du chenal) comparées à celles de l'Ucayali et des parties anciennes de la mosaïque (en 6 sur la Figure 3).

Des traces similaires sont visibles sur le bord de la « terra firme », de l'autre côté de l'escarpement structural (en 7 sur la Figure 3). Un point-bar coupé par l'escarpement et apparaissant en berge de l'Ucayali a été daté 13 000 ans BP. Le dispositif général est interprété comme une plaine alluviale ancienne portant des traces fluviales de faibles dimensions (13 000 ans BP), qui s'est trouvée divisée par l'apparition d'un escarpement tectonique. La mosaïque fluviale qui a été construite depuis tend à migrer latéralement vers cet escarpement (faille normale listrique), et ceci suivant un processus actif, sinon continu, depuis au moins 3 000 ans BP.

Les paléoclimats rythment les migrations tectoniques

Les données chronologiques suggèrent que les séquences de formation de la mosaïque correspondent à des périodes de climat plus humide. Plus précisément, on observe deux grandes périodes de construction de mosaïque, l'une inférieure à 1 200 ans BP, l'autre entre 3 000 ans et 2 000 ans BP. La période intermédiaire est documentée comme une période sèche dans le Beni (sud du bassin Amazonien) par les travaux de M. Servant *et al.* (1981), et correspond à un niveau de basses eaux « permanentes » dans le Rio Tapiche. Cette relation entre migration fluviale et climat est compréhensible et s'explique de la manière suivante. Pendant les périodes sèches le débit se trouve sous-calibré par rapport à la géométrie du lit fluvial, ce qui fixe le chenal dans sa position, ou en limite considérablement le déplacement. Ce chenal sous-calibré sera effacé lorsque le débit augmentera de nouveau avec le retour d'une période humide, ce qui explique que les périodes sèches soient plus difficiles à documenter par des marqueurs fluviaux. Si la rivière est soumise à une migration latérale en raison d'un basculement tectonique de sa plaine alluviale — comme c'est le cas de l'Ucayali au niveau de Jenaro Herrera — on observera une progression discontinue de la migration. En période sèche la déformation s'accumulera, mais la rivière restera confinée dans un lit trop grand. Au retour d'une période humide, l'augmentation du débit permettant à la rivière de franchir le seuil morphostructural dans lequel elle se trouvait enclavée lors de la période sèche, la mobilité reprendra vers une position qui correspond à l'évolution tectonique en cours. Ce phénomène est résumé schéma-

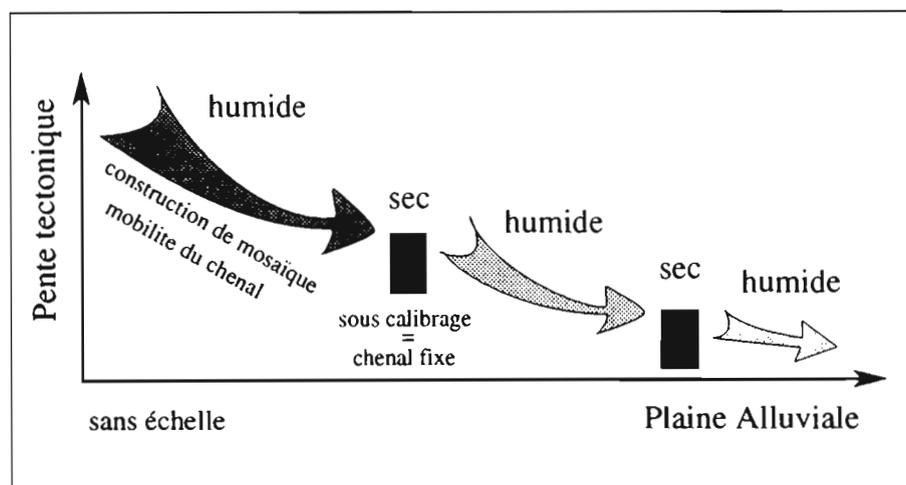


Figure 4
Schéma explicatif de la relation entre mobilité fluviale et climat.

tiquement sur la Figure 4. La mobilité fluviale apparaît ainsi ponctuée par des périodes de fixation relative des cours d'eaux lors de tendances climatiques plus sèches, et des relances de la mobilité vers les dépressions tectoniques lors des phases plus humides. Bien entendu, si aucune déformation active ne vient provoquer l'étalement horizontal des paléotracés fluviaux, le décodage des périodes paléoclimatiques devient impossible.

Paléohydrologie et paléoclimat

On peut essayer d'aller plus loin et de tenter d'évaluer les régimes paléohydrologiques à partir des traces fluviales fossiles. Cette démarche sera appliquée à titre d'exemple aux traces fluviales abandonnées à l'intérieur de la plaine alluviale et sur sa marge sud, où un âge de 13 000 ans BP a été obtenu. Il n'est pas établi avec certitude qu'il s'agisse d'un tracé ancien de l'Ucayali, mais le dispositif régional permet de prendre l'hypothèse en considération.

Diverses formules mettent en rapport les paramètres des lits fluviaux avec le débit moyen annuel. Celles proposées par Schumm (1977) sont les plus adaptées aux traces fluviales fossiles, car elles font intervenir seulement la largeur plein bord du lit fluvial et la longueur d'onde des méandres, le paramètre lié à la charge sédimentaire (rapport silt/argile) pouvant être déduit. Dans le cas traité, la constante régionale a été établie en appliquant d'abord la formule à la géométrie actuelle de l'Ucayali, dont le débit est connu (Gibbs, 1967; Unesco 1980). Ce calibrage suppose que le paramètre reste valable pour la période ancienne considérée, ce qui n'est pas certain mais reste vraisemblable, les conditions de pente régionale et de lithologie des berges ayant probablement peu varié.

L'estimation paléohydrologique obtenue indique un drainage moyen il y a 13 000 ans BP de l'ordre de 1/7 à 1/10 du débit actuel de l'Ucayali (Dumont *et al.*, 1992). Cette estimation est à rapprocher des interprétations faites à partir des paléosols observés sur les berges du Rio Tapiche, et corrélés avec des périodes sèches. Durant ces périodes le niveau de l'eau ne dépassait pas — ou était nettement inférieur — au niveau des basses eaux actuelles, soit un débit maximum proche du débit d'étiage actuel. Il resterait à traduire en terme de précipitation et de climat régional ces données de paléodébit.

Conclusion

Les effets combinés de la tectonique et du climat ont longtemps été considérés comme un handicap pour étudier l'un et l'autre dans les bassins alluviaux. Ces deux effets ont au contraire leurs signatures propres en fonction des morphostructures fluviales considérées. La migration fluviale tectonique favorise la lecture des signatures paléoclimatiques, et en revanche le retour d'un climat humide favorise la reprise de la mobilité fluviale en direction d'une dépression tectonique.

Remerciements

Les résultats présentés ici ont été acquis dans le cadre d'une étude néotectonique du subandin réalisée dans le cadre de conventions entre l'ORSTOM d'une part, et

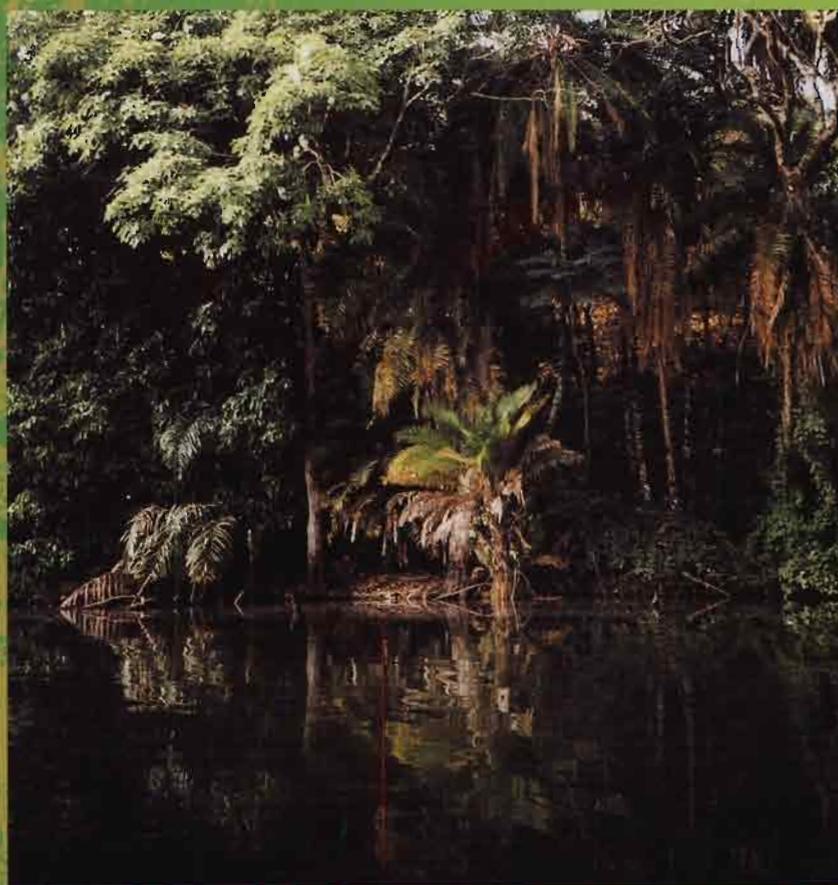
l'IGP (Instituto Geofísico del Peru, Lima), l'IIAP (Instituto para la Investigación de la Amazonia Peruana, Iquitos), et l'UMSA (Universidad Mayor San Andrés, La Paz), d'autre part. L'étude a bénéficié par ailleurs de l'appui du programme d'étude des paléoclimats de l'ORSTOM.

Références

- Dumont, J. F. 1993. Lake patterns as related to neotectonics in subsiding basins: the example of the Ucamara Depression, Peru. *Tectonophysics*, 222, 69-78.
- Dumont, J. F. ; Fournier, M. 1994. Geodynamic environment of Quaternary morphostructures of the subandean foreland basins of Peru and Bolivia: characteristics and study methods. *Quaternary International*, 21, 129-142.
- Dumont, J. F. ; Garcia, F. ; Fournier, M. 1992. Registros de cambios climáticos por los depósitos y morfologías fluviales en la Amazonia Occidental. «Paleo ENSO Records», Intern. Symp. (Lima, March 1992), Extended Abstracts, L. Ortlieb & J. Machare (dir. publ.), ORSTOM-CONCYTEC, 87-92.
- Dumont, J. F. ; Lamotte, S. ; Fournier, M. 1988. Neotectonica del Arco de Iquitos (Jenaro Herrera, Peru). *Bol. Soc. Geol. del Peru*, 77, 7-17.
- Dumont, J. F. ; Lamotte, S. ; Kahn, F. 1990. Wetland and upland forest ecosystems in Peruvian Amazonia: plant species diversity in the light of some Geological and Botanical evidence. *Forest Ecology and Management*, 33/34, 125-139.
- Dumont, J. F. ; Mering, C. ; Parrot, J. F. ; Taud, H. 1996. Study of an asymmetrical fluvial pattern related to floodplain deformation using geological, morphological, and mathematical analysis: a study case from the Marañon Basin, Peruvian Subandes. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 103, 269-282.
- Gibbs, R. J. 1967. The geochemistry of the Amazon River System. Part 1. The factors that control the salinity and the composition and concentration of suspended solids. *G.S.A. Bull.*, 78, 1203-1232.
- Leeder, M. R. ; Alexander, J. 1987. The origin and tectonic significance of asymmetrical meander belts. *Sedimentology*, 34, 217-226.
- Schumm, S. A., 1977. *The fluvial system*. J. Wiley & Sons, 337 p.
- Servant, M. ; Fontes, J. C. ; Rieu, M. ; Saliège, J. F. 1981. Phases climatiques arides Holocènes dans le sud-ouest de l'Amazonie. *C.R. Acad. Sciences Paris*, 292, 1295-1297.
- UNESCO. 1980. Balance hídrica mundial y recursos hídricos de la tierra. *Estudios e informe sobre hidrología*, 25, 134, 820 p.

Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux

MICHEL SERVANT, SIMONE SERVANT-VILDARY,
ÉDITEURS SCIENTIFIQUES



IRD

UNESCO

MAB

CRS



Les responsables d'édition adressent leurs sincères remerciements à
Christian Levêque, Samy Mankoto, Bernard Riéra et Léo Rona-Beaulieu.

Ouvrage publié avec le soutien de :

Centre national de la recherche scientifique, Programme Environnement,
vie et sociétés, 3, rue Michel-Ange, F-75016 Paris

UNESCO, 7 place de Fontenoy, F-75007 Paris
Programme sur l'Homme et la Biosphère (MAB)
Projet PNUD ZAI/97/001-ERAIFT

Ministère des affaires étrangères
Comité MAB France

IRD (Institut de recherche pour le développement),
313, rue Lafayette, F-75010 Paris

ISBN 92-3-203753-X
Mise en page : Valérie Herman
Impression : Imprimerie Jouve
Photo de couverture : Lac Tabéré, Adamaoua, Cameroun

© UNESCO 2000