

CHAPITRE 2

LA BASSE VALLEE DE L'AIN : DYNAMIQUE FLUVIALE APPLIQUEE A L'ECOLOGIE

par Jean-Paul BRAVARD

I.- L'évolution géomorphologique depuis le Würm	17
II.- La dynamique fluviale contemporaine	24
III.- Les formes fluviales terrestres et aquatiques de l'Ain	31
Conclusion: les implications écologiques de l'analyse géomorphologique	38
Documents utilisés.....	39

Cette étude géomorphologique concerne les derniers kilomètres aval de l'Ain, dans le secteur de sa confluence avec le Rhône. La rivière draine un bassin versant de 3 500 km² au terme d'un parcours de 200 km et possède un module annuel de 123 m³/s qui en fait l'affluent le plus important du Haut-Rhône français (fig. 2.1).

On s'est attaché à décrire le fonctionnement d'un cours d'eau à méandres libres, à charge caillouteuse, au régime torrentiel. L'accent a été mis sur la dynamique fluviale, en cherchant à comprendre les processus mis en oeuvre à diverses échelles de temps: l'encaissement de la rivière à l'échelle de la période holocène, le changement de style perceptible depuis environ un siècle, la régénération des formes fluviales et la dynamique des flux hydriques et minéraux dans les vingt dernières années.

Les observations présentées ont été réalisées de 1980 à 1985 et ont fait l'objet d'un rapport destiné à la Compagnie Nationale du Rhône, dans le cadre de l'étude d'impact présentée à l'occasion du projet de barrage hydroélectrique de Loyettes. Cet article présente les résultats généraux, sans faire référence aux projets de la CNR ni à leurs éventuelles implications géomorphologiques.

I - L'ÉVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE DEPUIS LE WURM

A - L'ORIGINALITE DE LA "BASSE PLAINE DE L'AIN" (fig.2.2)

Le cours aval de la rivière d'Ain et le secteur de la confluence avec le

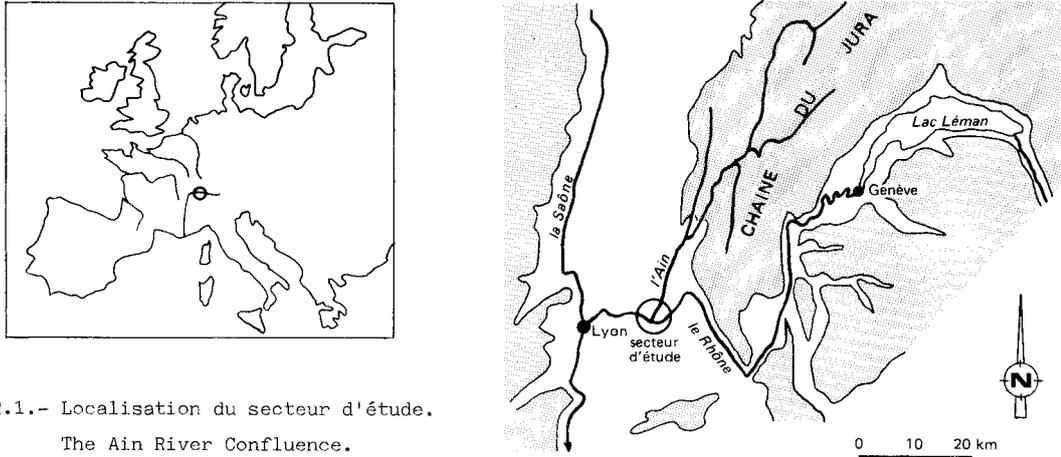


Fig.2.1.- Localisation du secteur d'étude.
The Ain River Confluence.

Rhône sont localisés dans la basse plaine de l'Ain, au coeur d'une dépression d'axe Nord Est- Sud Ouest limitée au Nord Ouest par le plateau de la Dombes, à l'Est par les chaînons calcaires du Bugey méridional, au Sud Est par le horst jurassique du plateau de Crémieu. Cette dépression a été évidée au Quaternaire dans la molasse tertiaire par les glaces de piedmont d'origine rhodanienne qui ont franchi à plusieurs reprises le Jura méridional par des cluses, emprunté le tracé actuel du Rhône en amont de Lagnieu et débordé vers la plaine lyonnaise par dessus le plateau de Crémieu. La géomorphologie de la cuvette est directement héritée de la glaciation würmienne et des modalités complexes de la fusion du dernier glacier d'origine alpestre.

Au Würm ancien et au maximum du Würm récent le glacier rhodanien, plaqué contre le rebord de la Dombes (MANDIER, 1984, 1985) retenait un lac alimenté par les eaux de fusion glaciaire d'origine rhodanienne et jurassienne, ces dernières transitant par le réseau de l'Ain et ses affluents; l'exutoire était la Reysouze, affluent de la Saône qui s'écoule à travers la Dombes (JOURNAUX, 1956).

Le premier vallum de retrait würmien (stade de charvieu) s'est décollé du rebord de la Dombes, permettant ainsi la vidange vers le Sud Ouest de ce lac de barrage, les eaux empruntant le couloir fluvio-glaciaire de la Valbonne. L'abandon ultérieur de l'ombilic de Loyettes a provoqué un changement de direction de l'épandage, à travers le vallum précédent. A l'hypothèse d'une capture de l'Ain par un affluent du Rhône (JOURNAUX, op.cit.) on peut substituer celle d'un déversement: "les eaux de l'Ain auraient en quelque sorte suivi le retrait des glaces rhodaniennes vers le sud et auraient été attirées par un niveau de base de plus en plus bas car la fusion libérait, à l'emplacement du lobe principal, une topographie de plus en plus déprimée". (MANDIER, 1984, p.192-194).

La basse plaine de l'Ain, localisée à l'emplacement de l'ombilic de Loyettes, est un vaste épandage caillouto-sableux de type "sandur", incliné vers le Sud Ouest avec une pente de 3 p.1000 environ. Au Nord Est le remblaiement fluvio-glaciaire fossilise la topographie inégale de la molasse et du revêtement morainique qui perce en buttes arrondies (le Bois des Terres à 243 m, le Mont Bron à 231 m); au Sud Ouest l'épandage recouvre un dépôt fluvio-lacustre, sableux à la base, sablo-argileux dans sa masse, sans doute retenu en arrière du vallum d'Anthon-Saint-Maurice.

B - LES TERRASSES DE LA BASSE PLAINE DE L'AIN (fig.2.3)

Le Rhône et l'Ain ont incisé leur lit dans l'épandage fluvio-glaciaire tardi-würmien. Les terrasses de l'Ain ont été signalées par BRUN (1963) sur le tronçon situé à l'amont du secteur d'étude; des niveaux à +10-15 m et + 10 m sont attribués au Würm et liés à l'établissement du réseau hydrographique lorsque l'Ain a adopté son cours actuel. Une terrasse à +5 m, au Sud de Port-Galland est attribuée, par l'auteur, à une variation climatique. A propos de l'encaissement des cours d'eau tardi-glaciaires, MANDIER (1984) avance deux raisons majeures:

- la première, d'ordre "mécanique", est l'abaissement progressif de l'altitude des sources fluvio-glaciaires en phase de régression;
- la seconde est d'ordre climatique car la décrépitude du glacier rhodanien serait contemporaine d'une phase froide et aride entre 25 000 et 10 000 BP.

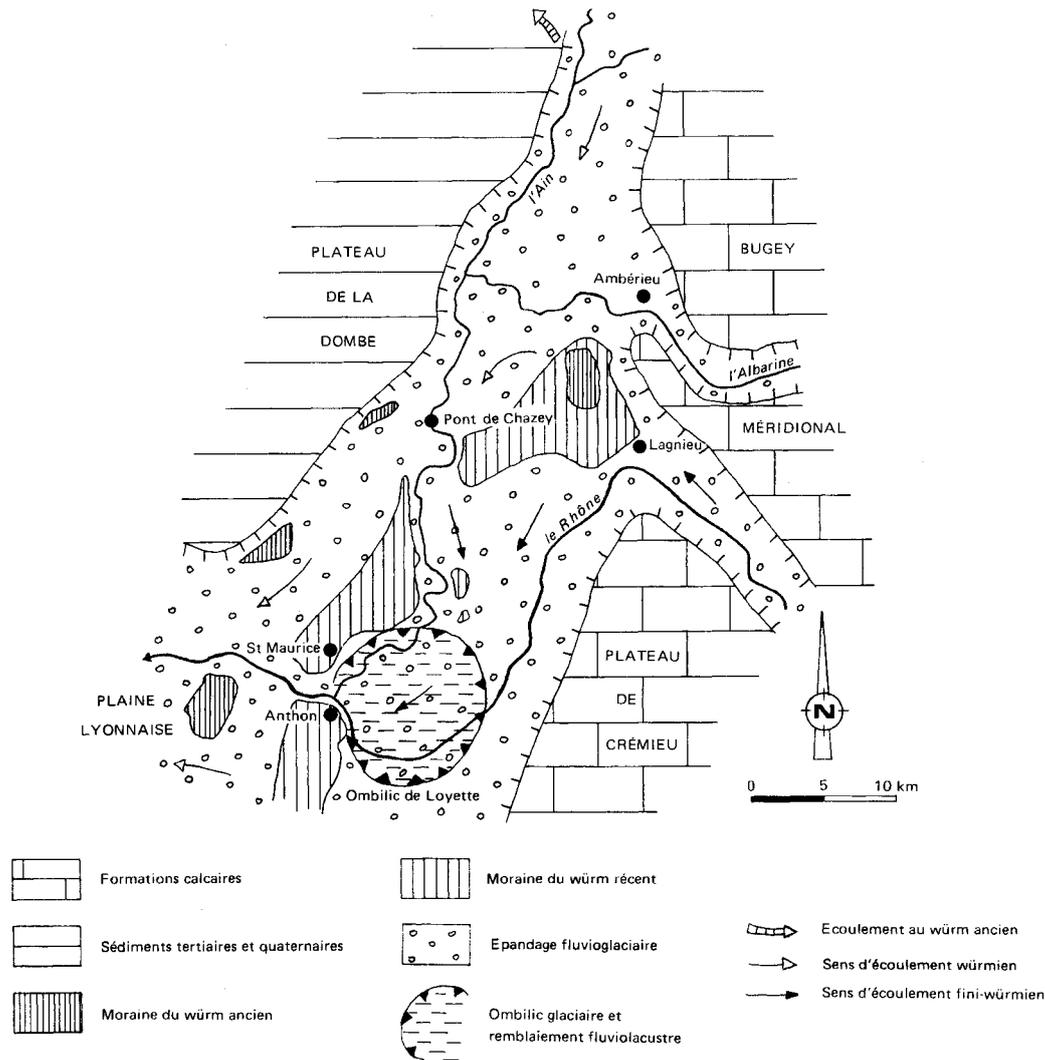
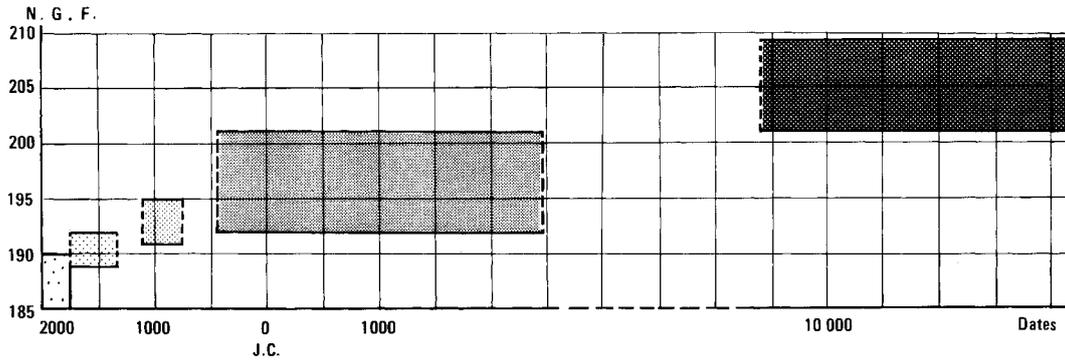
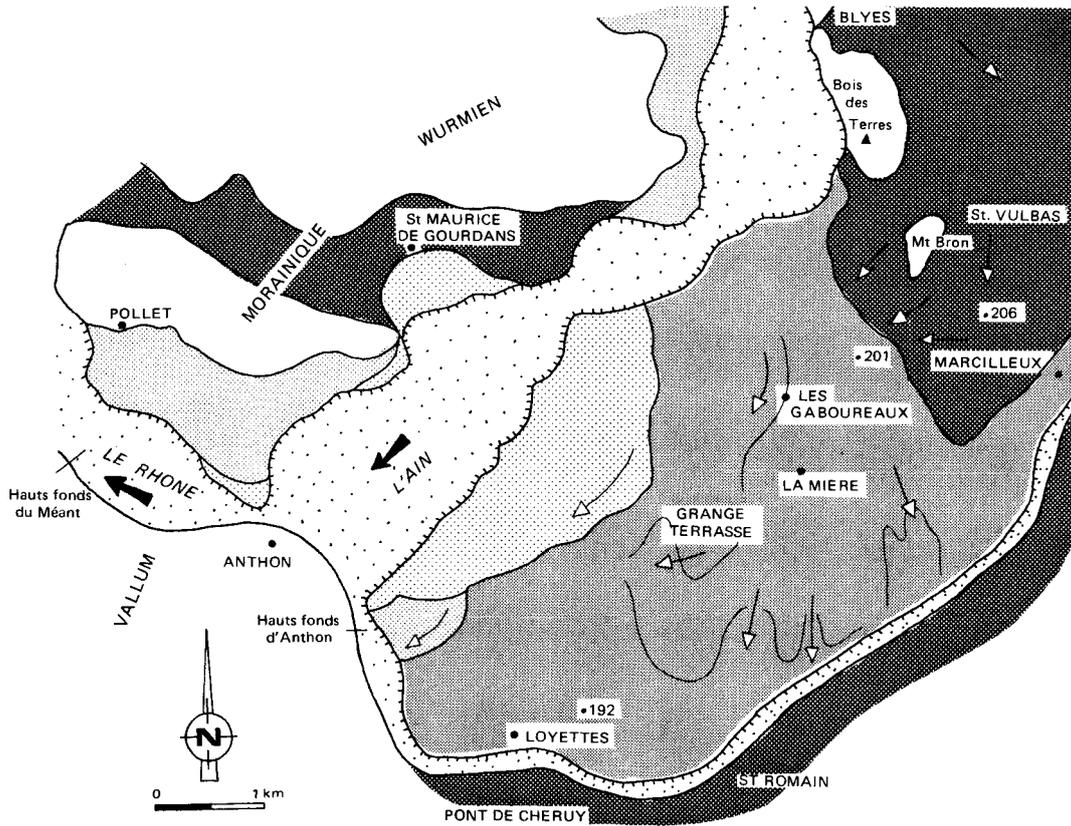


Fig.2.2.- Esquisse géomorphologique de la basse plaine de l'Ain (d'après P. MANDIER, 1984, modifié).
 Geomorphic sketch of the Lower-Ain River Plain (after P. MANDIER, 1984, modified).

Dans le cas particulier de ce piedmont il convient d'évoquer une raison complémentaire qui relève de la dynamique fluviale (BRAVARD, 1985). En effet, les caractères de l'accumulation dans la basse plaine de l'Ain s'expliquent par le volume très important de la charge grossière et par un rythme hydrologique contrasté de saison estivale. Ces conditions se sont modifiées lorsque la langue glaciaire rhodanienne s'est morcelée dans l'avant-pays alpin puisque les ombilics successifs (cuvette du Léman, val du Rhône jurassien...) ont piégé la totalité de la charge de fond. Les eaux de fusion, de surcroît, partiellement décantées de leur charge en suspension, disposaient d'une énergie nette considérable que le Rhône a dissipé en incisant son cours, c'est-à-dire en reconstituant partiellement sa charge et en diminuant sa pente.

En revanche, l'Ain est restée alimentée plus tardivement en matériaux grossiers et a pu repousser le Rhône sur la marge Sud Est de la cuvette de remblaiement. Le tarissement progressif de sa charge au Post-Glaciaire et à l'Holocène a provoqué l'incision conjointe des deux cours d'eau qui ont dégagé un système de terrasses, certaines très récentes. Ces terrasses sont emboîtées dans les alluvions sur la rive gauche de l'Ain, partiellement étagées sur la rive droite où le substrat molassique et morainique affleure localement dans les talus qui les séparent. A la différence de la terrasse de Blyes (213-206 m) tardiglaciaire, le sol des niveaux plus récents n'est pas rubéfié et s'éclaircit progressivement par un passage des sols bruns aux sols minéraux bruts d'apport, de couleur beige.



Niveaux	altitude	Couleur du sol	Age présumé	Parcellaire
	210 - 205	rubéfié	post-wurmien	grands domaines, petites parcelles
	201 - 192	brun	holocène (?)	grands domaines, petites parcelles
	192 - 190	beige foncé	Moyen-Age	petites parcelles paysannes, grands domaines, communaux divisés
	190 - 189	beige	16e - 17e siècle	communaux affermés en indivis
	191 - 184	beige clair	18e - 20e siècle	communaux indivis

Fig.2.3.- La confluence de l'Aine à l'Holocène.
 3A - le déplacement vers l'ouest du confluent
 3B - l'accélération historique de l'enfoncement
 3C - les terrasses de la confluence et le lit majeur

The Aine River Confluence during the Holocene Epoch.
 - the westward shifting of the confluence
 - the historical enhancement of the river bed degradation
 - shirt characterization of the terraces and floodplain

1 - Le niveau emboîté le plus ancien est la terrasse de Loyettes (201-192m)

Une fois son cours fixé à l'Ouest de la butte du Bois des Terres, l'Ain a balayé l'espace compris entre le talus qui limite le niveau de Blyes-Marcilleux et le vallum de Saint-Maurice. L'Ain a sapé la terrasse tardiglaciaire puis s'est progressivement décalé vers l'Ouest; après l'épisode d'un écoulement par la Mière (197-196 m), une ligne de partage des eaux très surbaissée s'esquisse entre l'Ain et le Rhône, suivant un axe Nord Est-Sud Ouest, des Gaboureaux (201 m) à Loyettes (192 m); la rivière d'Ain a érodé latéralement cette ride aux Gaboureaux et à Grange Terrasse. Cette hypothèse semble corroborée par le dessin des courbes piézométriques qui esquissent deux écoulements divergents (CNR, 1980). Les talwegs visibles sur le flanc Sud Est du bombement peuvent avoir été creusés à l'occasion de déversements de crues de l'Ain vers le Rhône, mais le confluent se décalait vers le Sud Ouest.

Il est, pour l'instant, impossible de préciser l'époque de façonnement de ce niveau que sa pente transversale permet de qualifier de terrasse polygénique. La carte géologique de Montluel à 1/50 000 en qualifie le matériel d'"alluvions fluviatiles post-wurmiennes" Fy, comme l'ensemble des niveaux ultérieurs à l'exception du lit majeur Fy-z. La partie la plus récente, au Sud Ouest, porte le village de Loyettes cité pour la première fois en 1222 sous la forme de "Loietes" (DAUZAT, 1963); ce toponyme viendrait du germanique "auwja" qui signifie "prairie". Ce site de pont, sinon de confluence, est dans l'axe de la très ancienne "Vie de Loyettes" et de la route d'Ambérieu qui utilise la chaussée naturelle du bombement alluvial. Avant l'incision, le niveau de Saint-Vulbas devait se situer à une altitude voisine de 200 m à l'emplacement de Loyettes, soit l'altitude du niveau de Pont-de-Chéruy et Saint-Romain en rive gauche du Rhône. L'encaissement serait donc de 8m entre le Tardiglaciaire et l'abandon de ce secteur par l'Ain.

2 - Les niveaux récents (fig.2.4)

En aval de Gourdans le cours de l'Ain bifurque vers le Sud Ouest et longe la "balme" sinieuse entaillée sur la marge interne du vallum würmien. Le balancement du cours de la rivière a rongé alternativement les deux rives dans un contexte d'enfoncement accéléré depuis le Moyen-Age; aussi est-il vain de chercher à corréliser les niveaux des deux rives, alors que des reconstitutions de profils pourraient être effectuées entre l'amont et l'aval.

Un très beau "Plan Géométral de 1781" dit "Plan de la Mière près Loyettes" fut dressé à l'occasion d'un conflit entre le seigneur du lieu et les habitants. Il localise le tracé de l'Ain en 1444 et 1554 sur la foi de plans terriers médiévaux; le vieux pont de la route D65 franchissait ce bras qui se mettait sans doute en eau au 18^e siècle, au moins par remontée phréatique; l'encaissement ultérieur a asséché cet ancien lit de l'Ain. Le "plan de la Mière" figure également un cours de la rivière en 1673, le dernier passage sur ce niveau des "brotteaux" de Loyettes. L'actuel marais des Echanots, déjà qualifié ainsi sur le cadastre de 1825, était un lac à la fin du XVIII^e siècle.

La crue de 1856, qui définit dans la vallée l'étendue des terrains submersibles, a recouvert le lit majeur tel qu'il est suggéré par la carte géologique de Montluel. A cette occasion un retour offensif de l'Ain a érodé le talus rectiligne qui sépare le niveau précédent du lit majeur; le niveau 1444-1673 était, à cette date, devenu une terrasse puisqu'il ne fut pas inondé. Il faut donc admettre un encaissement de l'Ain voisin de 2 m entre la fin du Moyen-Age et le milieu du XIX^e siècle, compte tenu du fait que la dénivellation apparente est exagérée par l'incision à son pied du talweg de 1856.

C - L'INCISION CONTEMPORAINE

Un ensemble d'arguments convergents atteste de la poursuite du creusement depuis 1856 et même d'une exagération de cette tendance.

Une étude sommaire réalisée au début des années 1950 par le Service de la Navigation du Rhône et de la Saône évalue à près de 1 m l'abaissement de la ligne d'eau à l'étiage depuis la fin du XIX^e siècle: "la pente de l'Ain a considérablement augmenté dans sa partie inférieure" à la suite du recul du "seuil du Méant" sur le Rhône. Dans ce secteur, le profil en long du fleuve était soutenu par des affleurements de blocs morainiques dans l'axe du vallum d'Anthon-Saint-Maurice, à l'amont desquels il avait abaissé sa pente à des valeurs proches de 0,1 p.1000. La navigation à vapeur était gênée par les hauts fonds du méant (BK 31) et d'Anthon (BK 34) car la profondeur était inférieure à 1 m; l'amélioration de ce passage, prévue dès 1868, débuta par des dérochements de fond dans les premières années du XX^e siècle et fut complétée à partir de 1908. Cette initiative était liée à un projet de dérivation d'une partie du débit de l'Ain vers une usine hydroélectrique

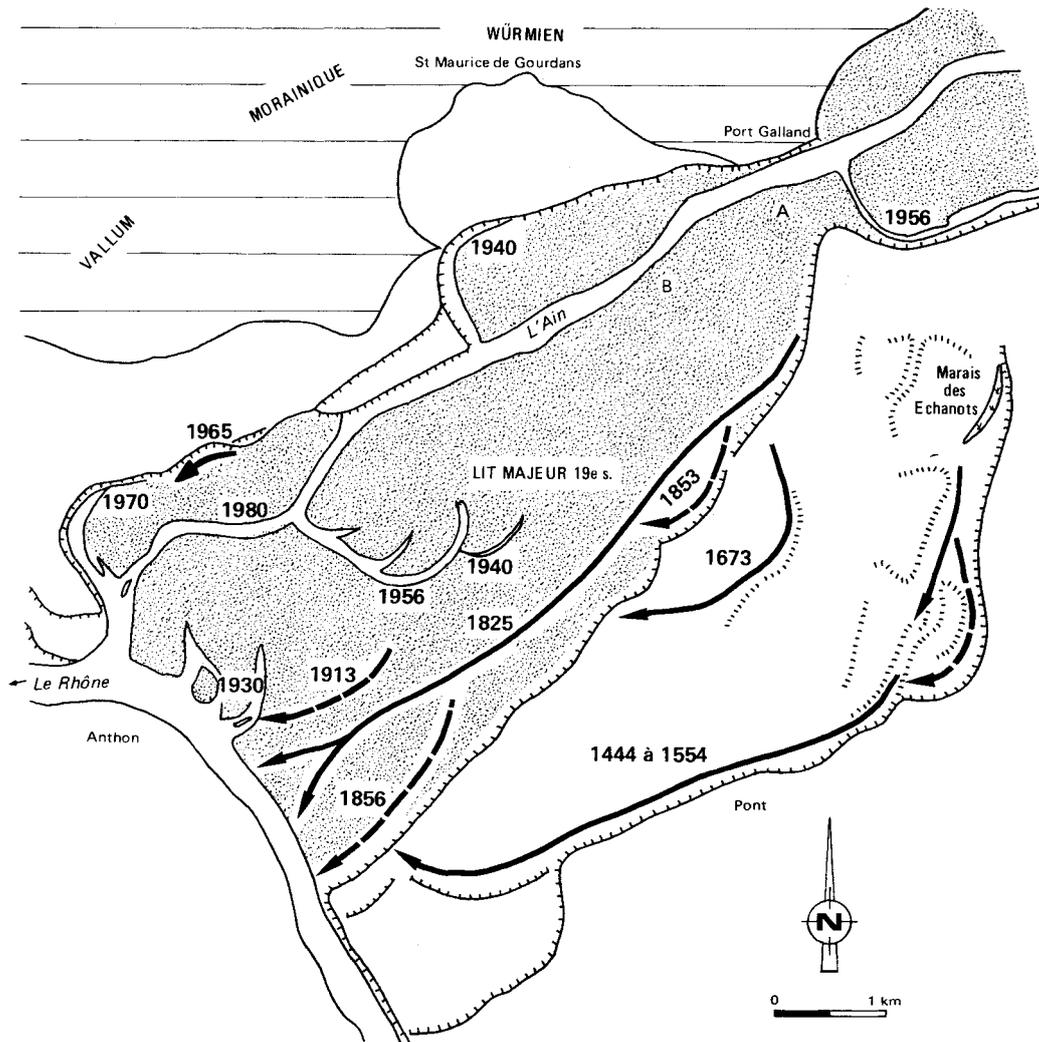


Fig.2.4.- Le déplacement du confluent depuis le XVe siècle.

The changing course of the river since the 15th century.

prévue à la hauteur du hameau de Pollet; l'abaissement de 10 cm des niveaux d'étiage du Rhône aurait provoqué un allongement de 27 à 50 jours de la période de chômage de la navigation. Comme le "passage du Méant" avait été resserré à 135 m entre deux digues longitudinales submersibles, de 1874 à 1878, l'accélération de la vitesse cumula ses effets avec la destruction du pavage naturel si bien que le creusement du fond reprit avec vigueur.

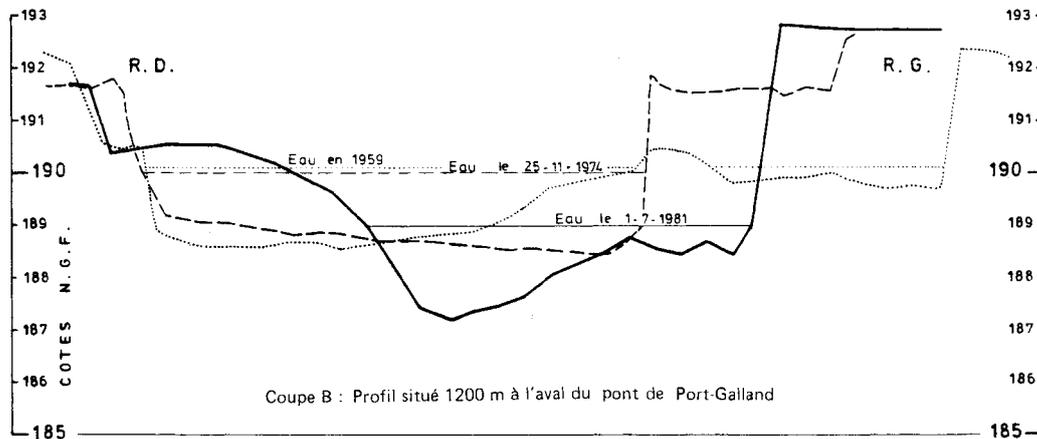
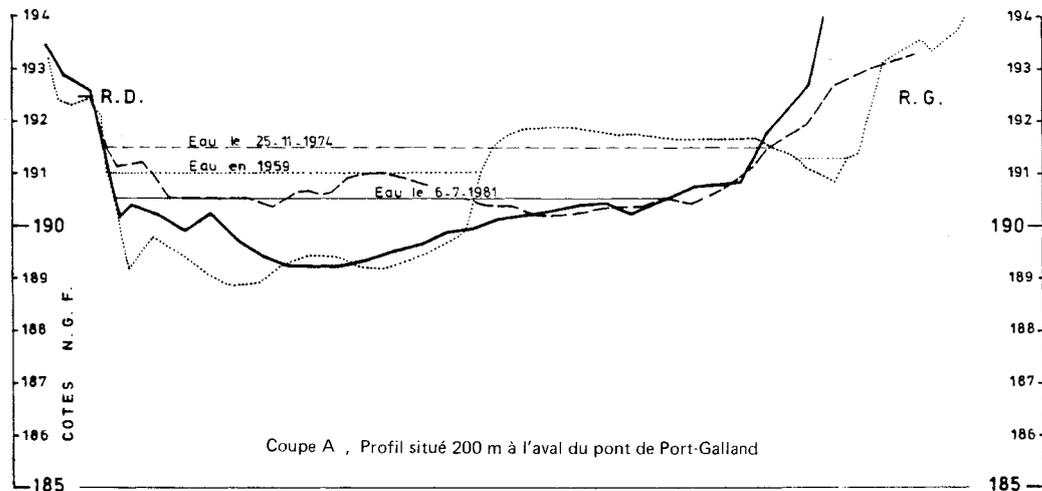
La comparaison de plans cotés révèle des différences d'altitude significatives, supérieures à la marge d'erreur admissible :

- l'Atlas du cours du Rhône représente la prairie d'Anthon à 190 m, soit l'altitude des plans à 1/5 000 de la CNR (189.9m). En 1860, le niveau de l'eau (voisin du débit moyen?) était à la cote NGF 188.4 m alors que la cote actuelle du débit semi-permanent est 185.0 mètres. En 12 ans l'enfoncement de l'Ain au confluent excéderait donc les 3 mètres;

- sur la rive droite de la rivière, à 1,8 km en amont du confluent, le fond caillouteux d'un chenal de tressage, en eau vers 1860, est figuré à la cote 189.0 m sur un plan de la CNR. Or, le niveau de la ligne d'eau de ce plan récent est à la cote 188.10 m à l'étiage, le fond est proche de 187 mètres. A ce niveau le creusement du lit en 120 ans serait donc voisin de 2 mètres.

La CNR a comparé les profils en travers de la rivière à trois dates 1954, 1974 et 1981 au pont de Port-Galland (4 km du confluent) et à 200 m à l'aval (fig. 2.5). Sur ce dernier site le talweg ne s'est pas enfoncé entre 1954 et 1981 mais le remaniement alluvial est marqué; à 1200 m du pont, l'incision est de 1,30 m entre

ces deux dates, de 1,10 m depuis 1974. On retrouve sur ce tronçon la caractéristique déjà évoquée d'une tendance à une incision croissante vers l'aval et, semble-t-il, à une accélération du processus depuis une dizaine d'années. Le blocage de l'incision au pont de Port-Galland est certainement dû au dégagement d'un pavage de gros blocs morainiques disposés en travers du talweg fixé par l'entonnement du pont; la ligne de fond est ainsi tenue à la traversée du vallum würmien et un dispositif analogue est visible à 200 m à l'amont du pont, au niveau du seuil. En revanche, plus à l'aval, l'Ain incise sans contrainte le remblaiement fluvio-glaciaire de l'ombilic; le processus d'incision n'est constant ni dans le temps ni tout au long du profil car les seuils pavés de gros galets constituent des zones de relative résistance (voir infra) et tiennent temporairement le profil. Il est probable qu'à terme l'incision va dégager un "nick point" à l'aval du seuil morainique de Port-Galland; l'érosion régressive progresse à partir du niveau de base que constitue le Rhône et se cale sur cet obstacle (SCHUMM, HARVEY, WATSON, 1984). Ainsi l'enfoncement du Rhône, accéléré vers 1900, mais ralenti depuis, a-t-il provoqué un rajeunissement du profil en long de la rivière depuis quelques décennies.



Etats du lit en : 1959 1974 - - - - 1981 ———

Fig.2.5.- Evolution des profils en travers de l'Ain à l'aval de Port-Galland (source: CNR).

Succession of two cross-sections of the Ain River.

II - LA DYNAMIQUE FLUVIALE CONTEMPORAINE

Les cours d'eau sont considérés comme des systèmes ouverts dans lesquels l'énergie et les matériaux peuvent entrer et sortir. Ces systèmes sont dynamiques dans la mesure où la géométrie du cours d'eau s'ajuste en permanence pour établir un équilibre approximatif entre le taux de charge imposé et le taux de travail réalisé; les modifications sont mineures mais le modèle statistique moyen reste inchangé (YANG et STALL, 1973). Le cours d'eau est donc un système à processus réponse (SCHUMM, 1977) puisque la forme s'adapte en permanence aux variations à court terme du débit, de la vitesse, de la charge, de la rugosité et de la résistance des berges.

Considérons en premier lieu les paramètres de la dynamique fluviale qui fondent les caractères du style géomorphologique, réponse du cours d'eau au jeu de ces variables.

A - LES PARAMETRES DE LA DYNAMIQUE

La pente du lit majeur est voisine de 1,8 p.1000 entre Port-Galland et le confluent du Rhône en 1980, alors qu'elle est voisine de 1,2 p.1000 à l'amont. Cette sensible accélération est en relation avec le processus d'érosion régressive et de dégageement de la moraine. Cette pente est donc particulièrement forte et ne présente pas la concavité habituelle des cours d'eau (PARDE, 1931).

L'Ain est une rivière abondante avec un module de 123 m³/s. Le bassin versant a une superficie de 3672 km² dont 3100 sont situés à une altitude inférieure à 1 000 m; l'effet de barrière orographique que procure le Jura assure une lame d'eau de 1 600 mm/an et un débit spécifique (Q_s = 40 l/s/km²) très important; le coefficient d'écoulement est très élevé, 70 à 75 %.

La courbe des débits classés dressée pour la période 1960-1978 montre que le régime de l'Ain est irrégulier (fig.2.6); les étiages, marqués, ont lieu en été (étiage dépassé 10 jours par an = 10 m³/s); les maxima de saison froide sont liés aux précipitations liquides et à une influence relativement faible de la fusion nivale qui assure, au mois de mars, un maximum de 30 % de l'écoulement.

Le caractère hydrologique le plus important est la puissance, la rapidité et la fréquence des crues (fig.2.7). Les averses océaniques peuvent donner des lames d'eau de 120 à 150 mm en quelques jours; la crue centennale serait de 2 750 m³/s, soit un débit supérieur à celle du Rhône au confluent (Q₁₀₀ = 2 500 m³/s); lors de la crue de décembre 1918 (2 400 m³/s au Pont de Chazey, soit la fréquence 40-50 ans) le débit spécifique dépassait 650 l/s/km². En règle générale, le coefficient d'écoulement avoisine alors les 0,85.

Les crues sont particulièrement brutales car le parcours encaissé transmet les maxima à une vitesse de 6-8 km/h; la crue du 8 au 10 mai 1985 a ainsi permis d'enregistrer une montée des eaux de 3,50 m en 26 heures au Pont de Chazey (Q max. instantané: 1 200 m³/s). Le coefficient de torrentialité (rapport entre les débits maximum maximorum et minimum minimorum), calculé sur la crue de 1918 qui est la plus forte connue, est voisin de 400; cette valeur est considérable, supérieure à celle que cite VOGT (1962) sur l'Adour. Ces crues sont très fréquentes puisque 252 épisodes de débit supérieur ou égal à 700-800 m³/s, soit quatre par an, ont été enregistrés entre 1859 et 1918 (PARDE, 1931).

La vitesse des eaux atteint alors 3,5 m/s à 395 m³/s et 3,95 m/s à 875 m³/s sous le Pont de Chazey (SOGREAH, 1973).

L'Ain est une rivière à fond caillouteux; le diamètre des galets les plus grossiers se situe entre 10 et 30 cm, en particulier sur les seuils. Aucune étude n'a été faite sur la charge de fond de la rivière, ni sur la charge en suspension; il est certain que la variabilité interannuelle, fonction de l'hydraulicité, est très forte.

B - LA BASSE VALLEE DE L'AIN AU XIXe SIECLE: UN COURS D'EAU EN TRESSE

Comme nous le verrons par la suite, la rivière d'Ain est un bel exemple de rivière à sinuosités, voire, localement, à méandres. Il semble que ce trait soit relativement récent puisque ce cours d'eau adoptait un style tressé au XIXe siècle.

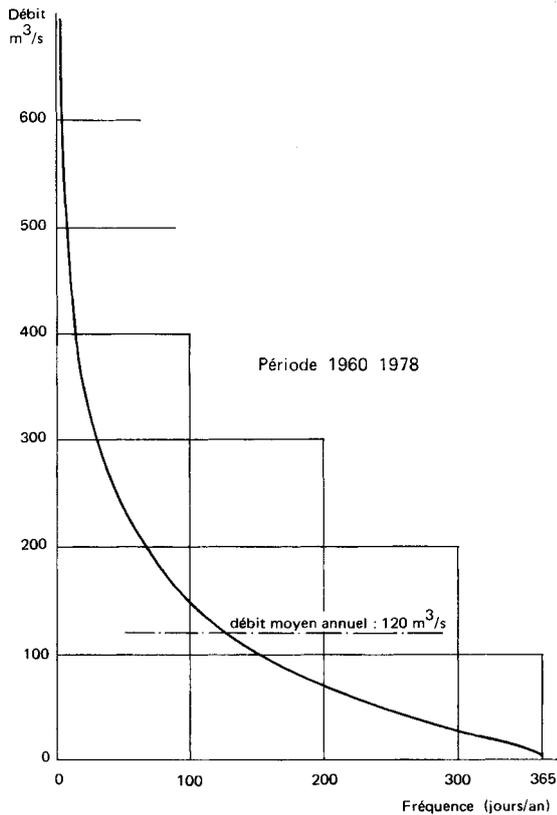


Fig.2.6.- Les débits classés de l'Ain à Pont-de-Chazey (source: CNR).
Ranked discharges of the Ain River at Pont de Chazey (1960- 1978)

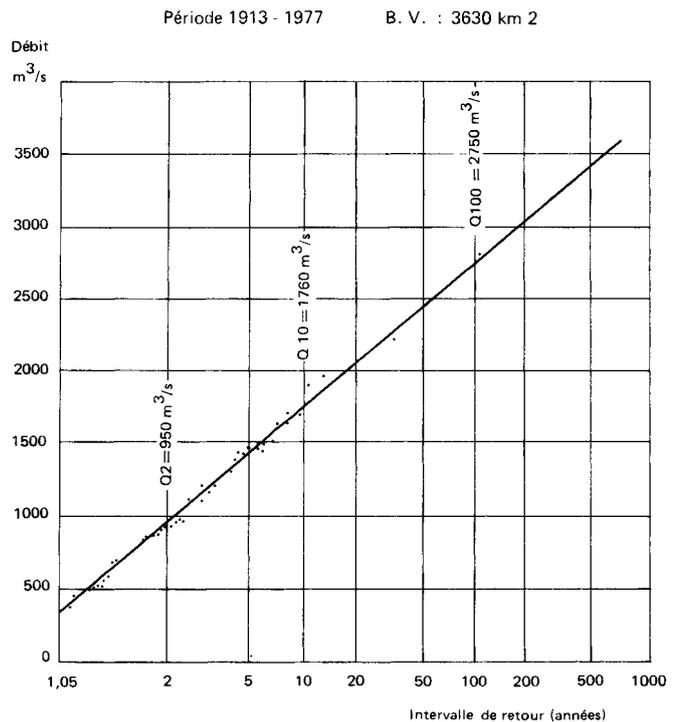


Fig.2.7.- Fréquence des crues de l'Ain à Pont-de-Chazey (source: SOGREAH).
Floods frequency of the Ain River.

Les documents les plus probants proviennent de levés effectués par l'administration des Ponts et Chaussées. Ainsi, l'Atlas du cours du Rhône (fig.2.8) dressé après la crue de 1856 par le Service spécial du Rhône représente-t-il un tracé à l'allure de "delta intérieur humide" (SCHÜMM, 1977). Il pourrait s'agir d'une image temporaire de la rivière, postérieure à un épisode ayant apporté de l'amont un important volume de matériaux grossiers; le dessin des plages de galets montre la tendance au méandrage du bras principal, suivant un modèle assez semblable à l'actuel. Ainsi des profils en travers, levés tous les kilomètres par le Service des Inondations des Ponts et Chaussées de l'Ain en 1857, confirment-ils l'existence de quatre bras en eau au confluent et de deux à Port-Galland, ceci à l'étiage de la rivière; ces chenaux sont larges (plus de 100 m pour le bras principal) et profonds de quelques décimètres seulement.

La réalité de deux en plusieurs bras "vifs" se vérifie à différentes époques du XIXe siècle, en 1816, 1825 et 1885; le Plan de Bornage des Brotteaux entre Loyettes et Saint-Maurice figure un bras principal et un "bras aux grandes eaux". Une recherche systématique de documents iconographiques devrait permettre de savoir si l'Ain présentait un style tressé, même peu épanoui, dans le secteur d'incision rétrécie situé à l'amont du pont de Port-Galland. Dans une certaine mesure, cette situation semble se prolonger encore en 1931 (fig.2.10).

Quoiqu'il en soit, le tressage observé sur les derniers kilomètres était une réponse logique au jeu des variables: la pente de la vallée et l'agressivité hydrologique sont caractéristiques des cours d'eau tressés. LEOPOLD et WOLMAN (1957) ont mis en relation la pente et le débit à plein bord (ce dernier est impossible à évaluer sur un cours d'eau qui incise son lit et sur les marges duquel les débordements s'adaptent à la diversité des formes de construction latérale; on a donc choisi de retenir le parti de WOLMAN et MILLER (1960) qui adoptent la crue de retour 1.5 ans; sur la rivière d'Ain la valeur de débit correspondante est approximativement de 800 m³/s (fig.2.7).

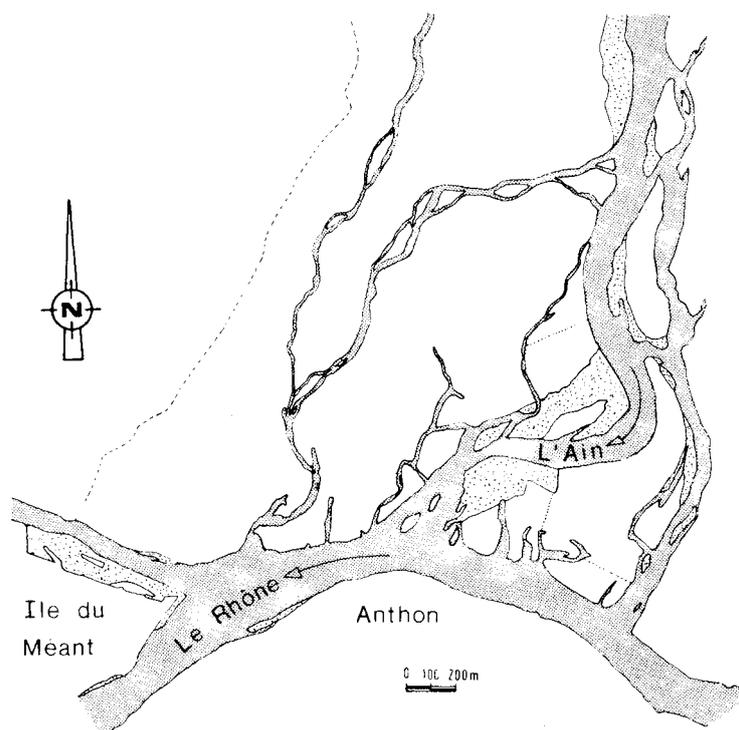


Fig.2.8.- Le confluent de l'Ain vers 1860 (source: Atlas du Rhône).

The Ain and Rhône River Confluences in 1860.

On a placé l'Ain sur le diagramme de LEOPOLD et WOLMAN (fig.2.9); il est net que la rivière pointe dans la catégorie des cours d'eau tressés. Il convient donc d'expliquer pourquoi la rivière a subi une métamorphose au XX^e siècle en adoptant un style à méandres.

Le changement de style géomorphologique est une réponse du chenal à des conditions nouvelles de charge et débit.

Dans le cas qui nous intéresse le méandrage de la rivière d'Ain se traduit par un allongement du chenal qui permet une réduction de la pente et donc de la vitesse d'écoulement.

La rivière dissipe de cette manière l'énergie en excédent de celle qui est dépensée dans le frottement et dans le transport de la charge.

Par ailleurs, la géométrie du chenal a évolué vers une largeur plus faible, une profondeur plus grande et sans doute une différenciation croissante du profil en long du fond par accentuation de la profondeur des mouilles par rapport au seuil. Or, il est admis que cette géométrie est la plus efficace pour assurer une dispersion de l'énergie; les seuils et les mouilles sont un ajustement dans le sens vertical, le méandrage étant un ajustement en plan.

Sur la rivière d'Ain l'augmentation de l'énergie nette du cours d'eau est très probablement causée par une réduction contemporaine de la concentration totale en sédiment. En l'occurrence il s'agit bien davantage de la charge de fond formée de galets que de la charge en suspension assuré essentiellement par la matrice sableuse des alluvions fluvioglaciales et de manière secondaire par des apports des versants jurassiens. Parmi les causes possibles il convient sans doute d'évoquer:

a) le reboisement naturel des "brotteaux" de la rivière, étendues caillouteuses de construction récente, colonisées par la saulaie-peupleraie et qui servaient traditionnellement de pâturages. Il est certain que la pression humaine a fortement diminué, le pâturage a cessé et les coupes de bois n'affectent pas les berges. Ce reboisement spontané assure une efficace défense naturelle des berges, réduit les déplacements latéraux des chenaux et donc la recharge du cours d'eau en matériaux grossiers.

MORIN (SOGREAH, 1976) estime que cette évolution a été accélérée par la réduction artificielle des débits de crue dans la mesure où la croissance du boisement serait plus proche du lit ordinaire que précédemment.

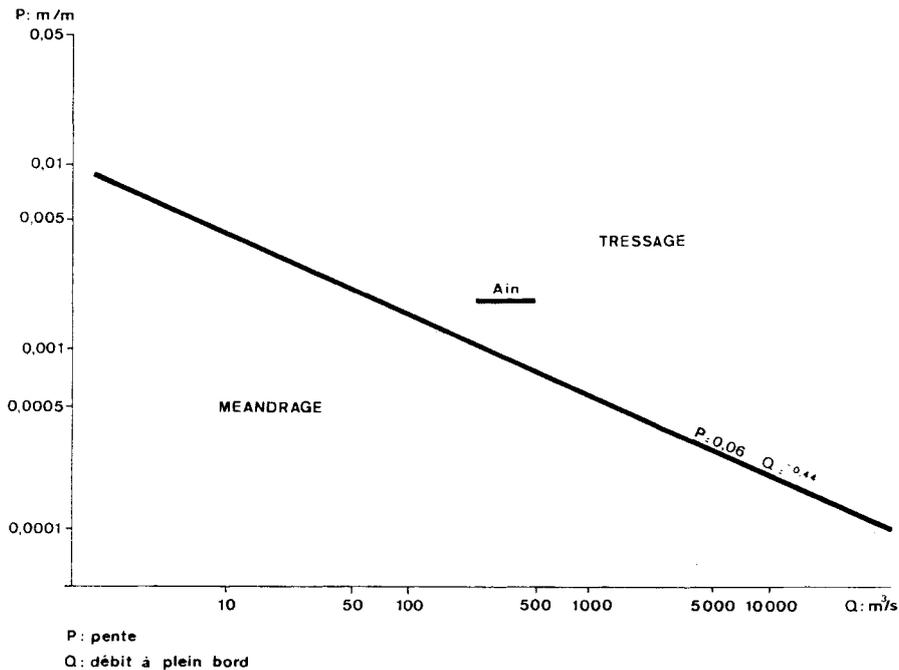


Fig.2.9.- La position de l'Ain sur le diagramme de Leopold et Wolman (1957).

The position of the Ain River on the Leopold and Wolman graph.

b) La modification du régime hydrologique de l'Ain par la construction de barrages hydroélectriques sur le cours amont. La réduction marquée de la fréquence, de l'intensité et de la durée des crues petites et moyennes réduit sans doute le recul des berges concaves et agit dans le même sens que la phytostabilisation croissante.

c) Ces mêmes barrages, en particulier celui de Vouglans (600 Mm³) mis en service en 1968, suppriment tout apport de matériaux grossiers à l'aval de Pont d'Ain. La conséquence observée par MORIN est une aggravation de la tendance à l'enfoncement du lit. En termes d'équilibre dynamique le cours d'eau reconstitue sa charge en creusant son lit lorsqu'il est dans l'incapacité de la reconstituer en développant des sinuosités. A long terme l'atténuation de la pente réduit la vitesse et l'énergie nette disponibles.

d) Enfin, un dernier impact est celui de la multiplication des ouvrages d'art à la traversée de la rivière; les ponts routiers, autoroutiers et de chemin de fer canalisent la rivière dans leurs entonnements successifs et limitent les divagations sur une portion importante du cours. La tendance au creusement est encore accentuée jusqu'au moment où le profil en long du fond se cale sur des seuils rocheux exhumés de l'épandage fluvioglaciaire, comme c'est le cas à l'amont de Saint-Maurice.

Au total l'Ain dispose d'une énergie nette considérable due à la diminution de la charge et à l'accentuation de la pente du tronçon aval par érosion régressive; la rivière dissipe donc son énergie en creusant et en méandrant pour diminuer sa pente et donc la vitesse du courant. Il a été démontré que le méandrage est un style géomorphologique permettant un ajustement constant aux variations occasionnelles des flux d'énergie, en particulier un ajustement aux débits de crue. Sur un cours d'eau à méandres en équilibre dynamique la migration et le recoupement des méandres sont des processus de stabilité car le taux de sinuosité moyen reste à peu près constant. Nous allons décrire la dynamique des méandres sur une période courte (environ 40 ans), consécutivement à une période de tressage. Ce changement de style, c'est-à-dire de nature de la réponse du cours d'eau, est un phénomène d'instabilité géomorphologique (SCHUMM, 1977). Rien ne permet d'affirmer que le modèle à méandres récent soit définitif, c'est-à-dire que la stabilité soit acquise; il possède sans doute une force d'inertie et n'a peut être pas encore réagi à la modification récente des flux hydriques et minéraux.

C - LA DYNAMIQUE FLUVIALE DES ANNEES 1950-1980

La rivière d'Ain est un cours d'eau à méandres libres ou divaguants. La figure 2.10 présente une série d'images successives obtenues par photointerprétation, permettant de suivre l'évolution des méandres et d'évaluer la vitesse du processus.

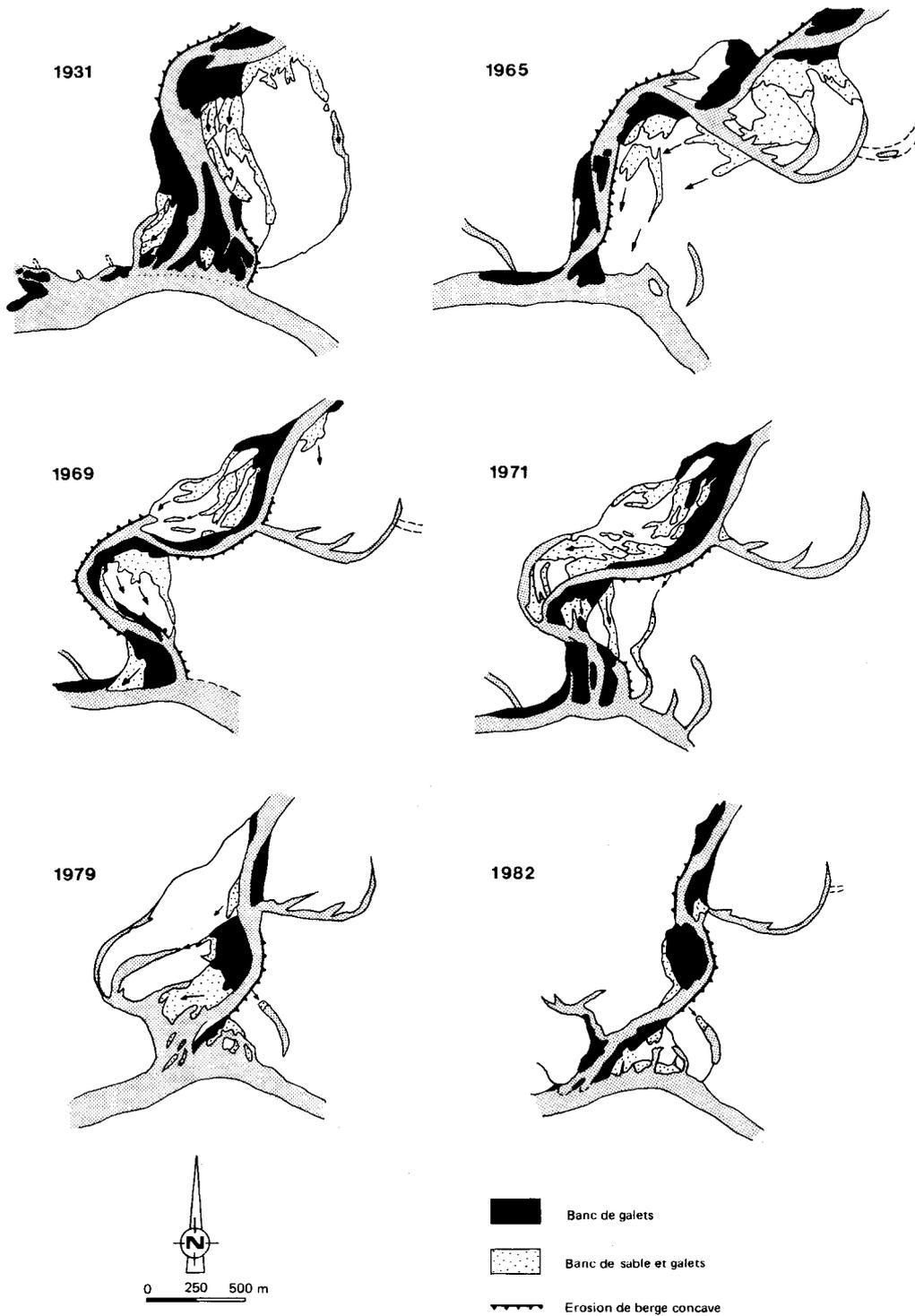


Fig.2.10.- Evolution géomorphologique du cours aval de 1931 à 1982.

Comparison of the river course on different dates between 1931 and 1982.

Durant la séquence 1965-1969 (fig.2.11), choisie à titre d'exemple, le méandre est de type simple et asymétrique (BRICE, 1974), évoluant par une combinaison complexe de changements primaires (HOOKE, 1977). Dans un court laps de temps il subit un fort rétrécissement (diminution de la largeur du pédoncule), une forte rotation aval (déplacement de l'apex au sommet de la courbure A), une faible extension (allongement de l'arc entre deux points d'inflexion P) et une faible translation aval (déplacement des deux points d'inflexion). La vitesse des processus s'accélère pendant la phase ultime de développement du méandre et peut atteindre plusieurs dizaines de mètres par an.

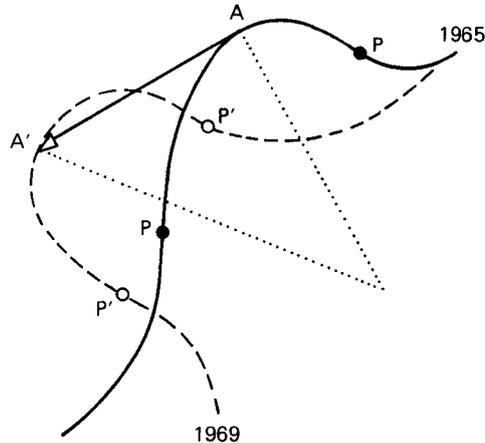


Fig.2.11.- Evolution d'un méandre de l'Aine par combinaison quadruple.
Development of a meander loop by quadruple combination.

Lorsque le coefficient de sinuosités du méandre atteint une valeur critique voisine de 2 (S = rapport de la longueur développée du chenal à la distance en ligne droite séparant deux points d'inflexion homologues), le processus de sapement de la berge concave est subitement relayé par le débordement; c'est le cas de "chute cut-off" décrit par FISK (1944). Le courant conserve après la crue un tracé rectiligne plus court plutôt que de décrire le méandre (DERRUAU, 1965) et incise des chenaux à travers des rives convexes plus basses (TRICART, 1977). Reprenant la distinction classique entre le recouplement par tangence ("neck cut-off") et le recouplement par débordement ("chute cut-off") VOGT (1965) a souligné le fait que les premiers caractérisent des cours d'eau à régime pondéré et à sédiments fins tandis que les seconds sont le propre des cours d'eau à régime contrasté et à sédiments grossiers. Des recouplements par débordement ont été décrits sur l'Adour par VOGT; ce dernier observe deux chenaux, l'un le long de la berge, l'autre qui commence à s'entailler dans le banc de galet de rive convexe. Après la coupure il se forme un bouchon d'obturation par abandon massif de sédiments à l'origine de méandres en forme d'omega tandis que les eaux d'étiage continuent à emprunter le chenal de déversement. Ce type de recouplement a également été décrit sur la Saulx marnaise dans le Bassin Parisien (MAIRE, 1977), sur la Severn galloise (THORNE et LEWIN, 1979). Il est à noter que les auteurs français semblent davantage insister sur le processus de recouplement, alors que les Anglo-saxons mettent l'accent sur la forme fluviale produite; le "chute" est ainsi le chenal neuf créé par le débordement au travers de la convexité du méandre.

Sur la basse rivière d'Aine le recouplement se développe curieusement par sauts successifs de manière à mettre en place des chenaux de courbure décroissante et de plus en plus récents. Cette série de coupures cesse lorsque le chenal est quasiment rectiligne et un nouveau cycle commence avec le développement d'une sinuosité d'orientation opposée (séquence 1969-71-79, fig.2.10).

La figure 2.12 est un essai de représentation synthétique de ce style géomorphologique. Deux cycles symétriques 1 et 2 et décalés vers l'aval sont nettement visibles sur photographie et sur le terrain; ils représentent l'achèvement d'un double processus de construction-destruction du méandre en 12-15 ans environ; la construction s'effectue en une dizaine d'années et la destruction en 2-5 ans. La durée du cycle est influencée par la fréquence et l'intensité des fortes crues capables de provoquer une rupture du pédoncule; ainsi la "morte" de Blyes et la "morte" de rive gauche dans les Brotteaux ont-elles atteint leur maximum de

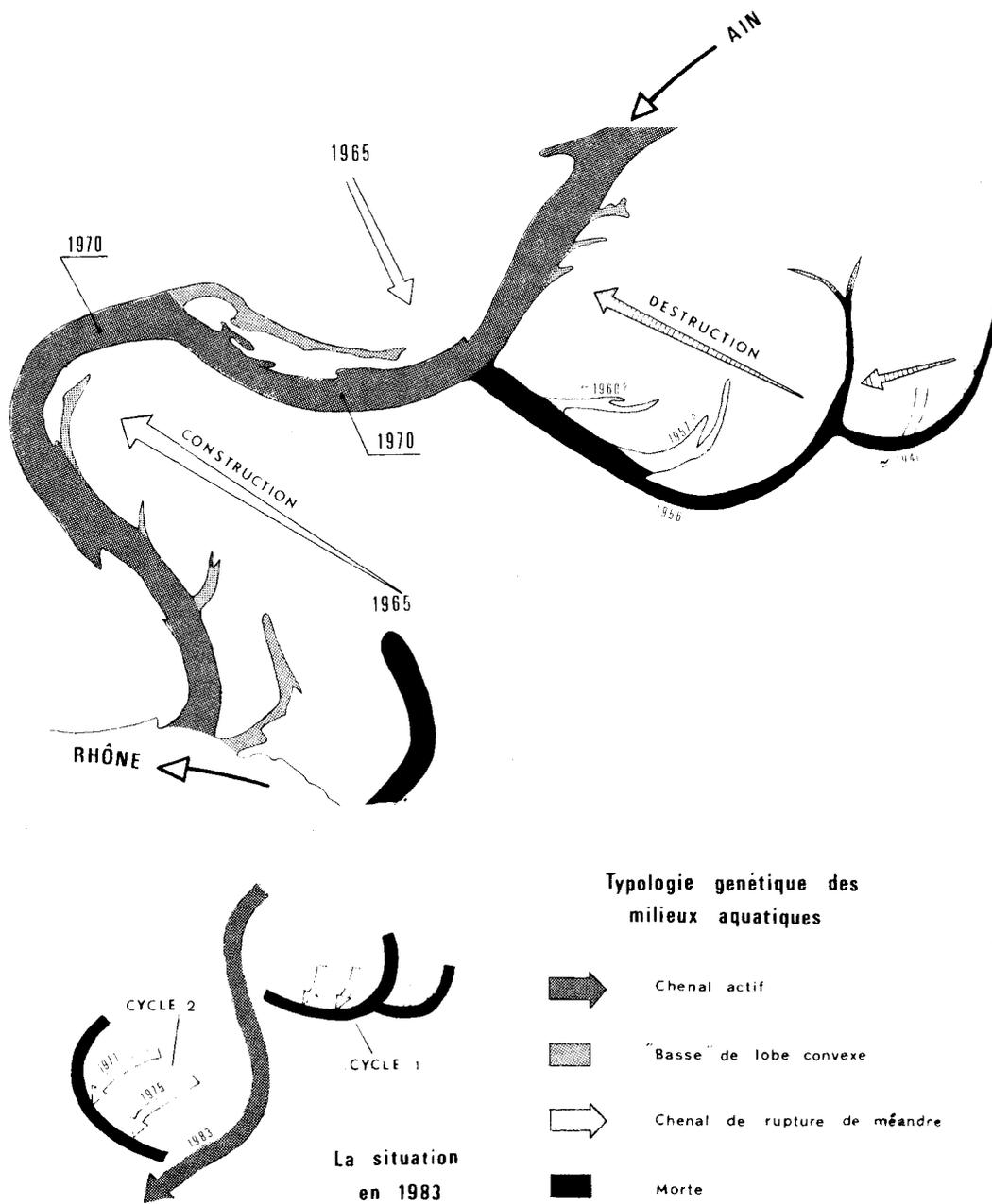


Fig.2.12.- Modèle géomorphologique du cours aval de l'Ain. Situation en 1970 à la fin d'une phase de construction de convexité; deux cycles de destruction sont visibles en rive gauche.

The geomorphic pattern of the Lower-Ain River. The situation in 1970 at the end of a development stage; two stages of cut-off are visible on the left bank.

convexité en 1956 et semblent-elles avoir été isolées lors de la crue de 1957, la dernière de type exceptionnel. Il est également possible que le nombre de chenaux de recouplement, égal à 2 dans les deux cycles analysables, puisse varier en fonction des conditions hydrodynamiques.

Cependant l'évolution enregistrée ces dernières années sur l'une des sinuosités (fig. 2.13) permet d'observer un recouplement rapide, obtenu pour un taux de sinuosité inférieur à 1,5 et de type simple puisqu'il procède d'une coupure unique. Il est difficile de faire la part des facteurs hydrauliques, de la forte résistance des berges concaves de mieux en mieux protégées par la forêt alluviale et du changement éventuel d'autres paramètres de la dynamique.

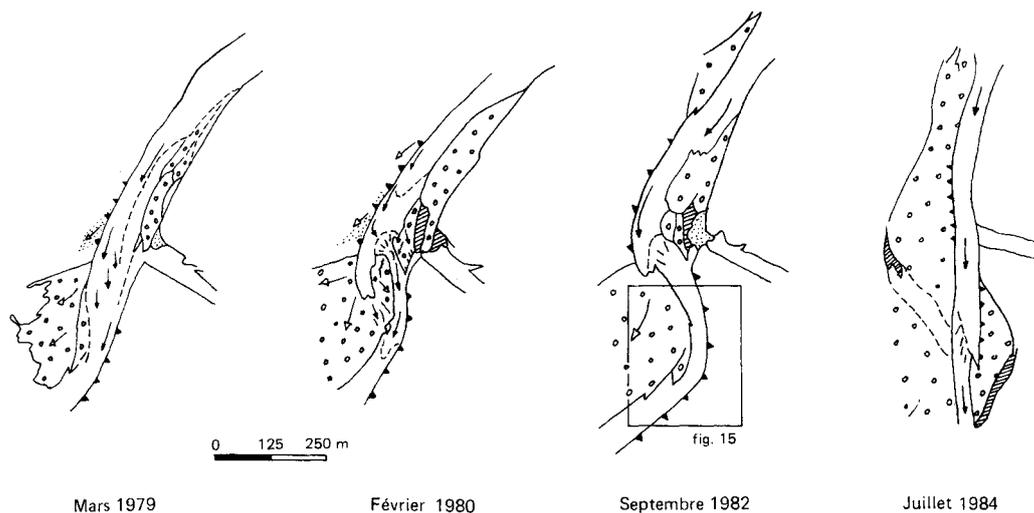


Fig.2.13.- Formation d'une sinuosité et recouplement (1979-1984).

Growth period and cut-off of a meander (1979-1984).

III - LES FORMES FLUVIALES TERRESTRES ET AQUATIQUES DE L'AIN

Une distinction commode est faite par de nombreux auteurs entre les secteurs en mouvement et les secteurs stabilisés (BLUCK, 1971).

On peut distinguer :

- les formes de chenal: seuils, mouilles, bancs alluviaux de diverse nature
- les formes de la plaine d'inondation: surface plane, bancs anciens, formes irrégulières héritées d'anciens chenaux.

La nature des sédiments oppose ces secteurs car les matériaux superficiels sont plus grossiers dans le chenal, plus fins dans la plaine d'inondation.

Certains auteurs ont, de manière voisine, distingué la "bande active et non végétalisée" qui est le siège des processus actifs d'érosion et construction et les "secteurs végétalisés" relativement stables sur les marges de la précédente bande (RUST, 1972). On a distingué l'espace occupé par la bande active (fig. 2.14) au centre d'une bande de régénération potentielle; l'ensemble s'inscrit dans le lit majeur du XIX^e siècle mais l'incision a produit des effets irréversibles en soustrayant la partie orientale à la dynamique de régénération.

On reprendra ici ce découpage de l'espace alluvial en insistant sur le caractère assez artificiel de la distinction opérée car la dynamique de ce type de méandres implique des échanges d'eau et de matière minérale entre les deux secteurs. On insistera particulièrement sur les processus observables et qui ne concernent qu'une étendue restreinte de la plaine d'inondation.

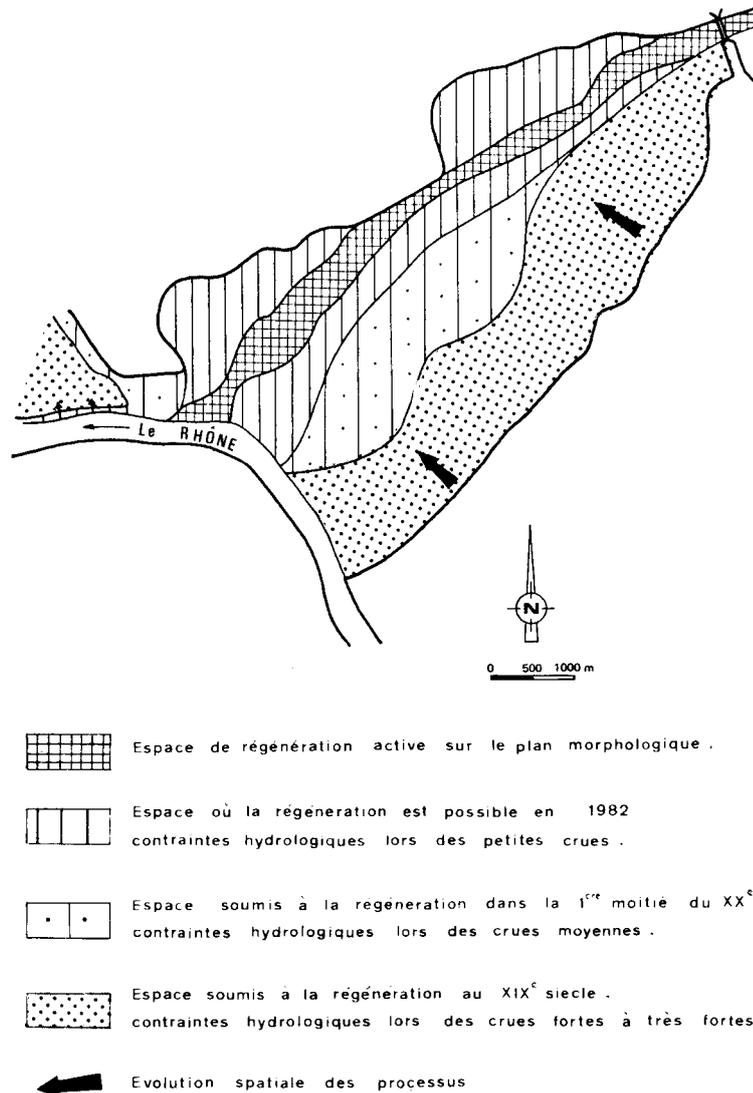


Fig.2.14.- Evolution dans le temps des contraintes géomorphologiques et hydrologiques.

Succession of the geomorphic and hydrologic constraints since the end of the 19th century.

A - LA BANDE ACTIVE

La largeur du chenal de l'Ain varie de 40 à 80 m en eaux moyennes. Le profil en long associe des mouilles longues, étroites et profondes de 2-3 m dans les tronçons convexes et des seuils placés aux points d'inflexion séparant deux courbures.

La figure 2.13 montre l'évolution d'un secteur-clé, celui qui est situé entre les deux cycles achevés. De 1979 à 1982 l'accentuation de la courbure du chenal a modifié l'allure du seuil qui prend une position oblique, se rétrécit et dessine en plan une sorte d'entonnoir. A l'étiage la totalité du courant se concentre dans un sillon peu profond, en forte pente et dallés de blocs ou gros galets (diamètre des plus gros éléments: 20-25 cm); le seuil crée alors une dénivellation de plusieurs décimètres entre les deux mouilles adjacentes. A partir d'un débit de 200 m³/s environ une partie de l'eau s'engage dans un chenal complémentaire, dallé dans sa partie amont, en pente faible et qui domine la mouille aval à son extrémité. Cet élément est qualifié de "chute" par les Anglo-Saxons, terme que "chenal de crue" traduit assez bien. Ce chenal, contemporain de l'édification de la convexité du méandre, est l'axe privilégié du ou des recouplements ultérieurs; la

figure 2.15 représente une "chute" utilisée en 1983 lors d'un recouplement car sa topographie déprimée le prédestine à collecter le flux de crue qui transite dans l'axe du train de sinuosités; on peut remarquer que l'amorce du chute est visible à l'étiage en tête de banc (fig. 2.13 pour 1980 et 1982).

Le seuil n'est plus visible en phase de crue. Le sapement latéral affouille les berges concaves gravello-sableuses, déchausse les arbres qui glissent dans la mouille puis vont se caler, racines à l'amont, en tête du chenal de crue balayé par le courant et relativement moins profond que la mouille.

L'érosion de la berge concave fournit la fraction grossière de la charge par remise en mouvement des galets de bancs anciens. La matrice sableuse et la couverture sableuse épaisse de certains bancs alimentent la charge en suspension à l'occasion des crues. A l'étiage, l'érosion latérale est insignifiante car les berges concaves sont protégées par les arbres abattus lors de la crue précédente et restés en place.

Des bancs caillouteux se construisent sur la rive convexe; la matériel caillouteux est formé de gros galets à l'amont (diamètre 10 à 20 cm) et d'éléments de taille décroissante vers l'aval où les unités récentes ont un matériel de la taille du gros gravier (1 à 5 cm).

- Le banc latéral inférieur (BLUCK, 1971; MAC GOWEN et GARNER, 1970) est le plus récent (construction réalisée en deux ans). Ce banc caillouteux a été construit par des courants de direction oblique et progresse vers l'aval en suivant le retrait de la berge concave; à la décrue sa partie aval est lacérée par des micro-chenaux qui se prolongent par de petits deltas sableux, en eau peu profonde. Entre ces micro-deltas le banc se termine par un talus de 80 cm à 1 m. La partie aval du chenal de crue s'incise nettement sur le bord interne de ce banc (fig. 2.15).

- Le banc interne à la convexité ("upper point bar") est de structure plus complexe. Etant situé dans l'axe des plus forts courants, il possède une topographie bosselée, associant les affouillements et les accumulations liées aux embâcles de troncs. Par places le matériel peut être formé de gros galets, de graviers ou de placages sableux. La partie aval et la face interne de ce banc supérieur suggèrent une forte mobilité du matériel caillouteux car la topographie associe des chenaux de dissection et des micro-deltas caillouteux allongés, sinueux et retaillés à la décrue.

Ce matériel grossier progresse par sauts sur le placage sableux déposé en marge du banc dans le secteur d'eau non confinée. Après la crue, pour des débits voisins de 200 à 300 m³/s les chenaux de dissection sont nettoyés par des eaux d'infiltration claires provenant du chenal principal et du chenal de crue encore en eau.

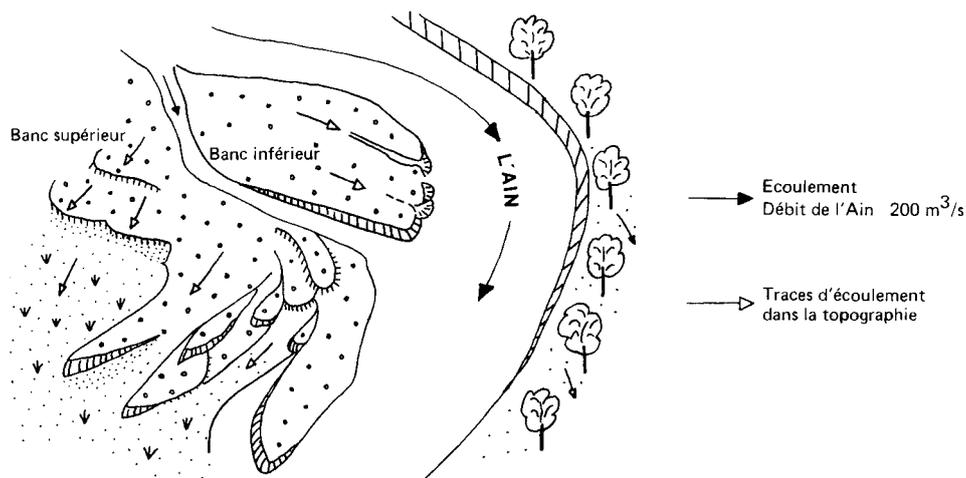


Fig.2.15.- Développement d'une convexité de méandre.
Pattern of meander changes.

B - LA PLAINE D'INONDATION: "BROTTEAUX" DE L'AIN

Les marges de la bande active dans le cadre du lit majeur sont le siège de processus antagonistes de construction et de destruction.

1 - Les processus en arrière des lobes de convexité

En règle générale la partie interne des lobes de convexité correspond à un assemblage complexe de formes construites et de formes basses héritées de l'achèvement d'un cycle de construction-destruction. Les eaux de crues moyennes et fortes, après avoir déposé la charge de fond sur les bancs latéraux de la bande active, abandonnent les diverses fractions de la charge en suspension dans une zone de courant non confiné qui s'étale dans le secteur végétalisé. Les arbres, le tapis herbacé, la phragmitaie piègent les sables puis les sables limoneux plus à l'aval.

Ces apports répétés exhausent de quelques centimètres la plate-forme caillouteuse proche du chenal et colmatent partiellement la partie amont des mortes et des chenaux de recoupement. Le processus est arrivé à son terme à l'amont de la zone affectée par le cycle 1 comme semble le prouver le développement d'un horizon pédologique A1 en surface. En revanche, le processus reste actif à l'amont des chenaux du cycle 2 car l'accentuation de la convexité du chenal actif éloigne la source d'approvisionnement en matières minérales.

2 - Les processus en avant des berges concaves

La migration latérale et à composante aval des lobes de méandres provoque la destruction des complexes alluviaux édifiés par les cycles anciens.

Au-delà de la berge de rive concave en voie de recul se situe une zone d'exhaussement sableux éphémère. Le banc caillouteux supporte un placage sableux pouvant dépasser 50 cm sous le taillis de Saules; la surface est modelée par des sillons de dissection ouverts à la décrue. Ainsi les courants de débordement sont capables de construire en rive concave, grâce au freinage opéré par la forêt riveraine.

Le recul progressif de la berge de rive concave augmente la vitesse des flux de débordement; des chenaux de crue au fond caillouteux démantèlent la construction sableuse et exhument le banc ancien. On peut même observer des microformes caillouteuses construites à proximité immédiate de la berge et dont le matériel provient de sa destruction.

C - TYPOLOGIE ET EVOLUTION DES FORMES EN EAU

La géomorphologie est une base de classification utile. Les modalités de la genèse, les caractéristiques morphométriques et sédimentologiques permettent de distinguer quatre types (fig.2.12).

1 - Le chenal principal

Il alterne mouilles et seuils, se déplace rapidement par modification du taux de sinuosité. Le lit, pavé de galets et blocs roulés est l'axe de transit de la charge de fond grossière, mais l'accumulation se fait sur ses marges, au-dessus de la ligne des eaux moyennes; le chenal principal est donc doté de la permanence dans le temps mais d'une grande instabilité dans l'espace.

2 - Les "basses" de lobe convexe

Ce sont des dépressions arquées, occupées par des eaux très peu profondes à l'étiage. Elles se développent sur la face interne des bancs graveleux de convexité et dans la partie aval du lobe; ces "basses" correspondent au débouché des chutes ou chenaux de crue et communiquent avec le chenal principal par leur extrémité aval.

Ces formes sont éphémères car colmatées par des sédiments fins et n'existent que pendant la phase de construction de la convexité; leur nombre est maximum à la confluence.

3 - Les chenaux de rupture de méandre

Ces chenaux peu profonds, arqués, fourchus, s'inscrivent à l'intérieur du lobe de convexité recoupé. Ils se mettent en place durant la phase de destruction du méandre mais ont une durée de vie plus éphémère que la "morte" ou chenal principal recoupé.

Ces chenaux sont peu profonds; ils reçoivent un flux minéral sablo-limoneux par l'amont tant que la proximité du chenal actif le permet. La figure 2.16 montre que, lors des crues de moyenne importance (8-2-1980: 470 m³/s) ces chenaux sont parcourus par un écoulement phréatique; ils ne subissent donc pas de colmatage minéral.

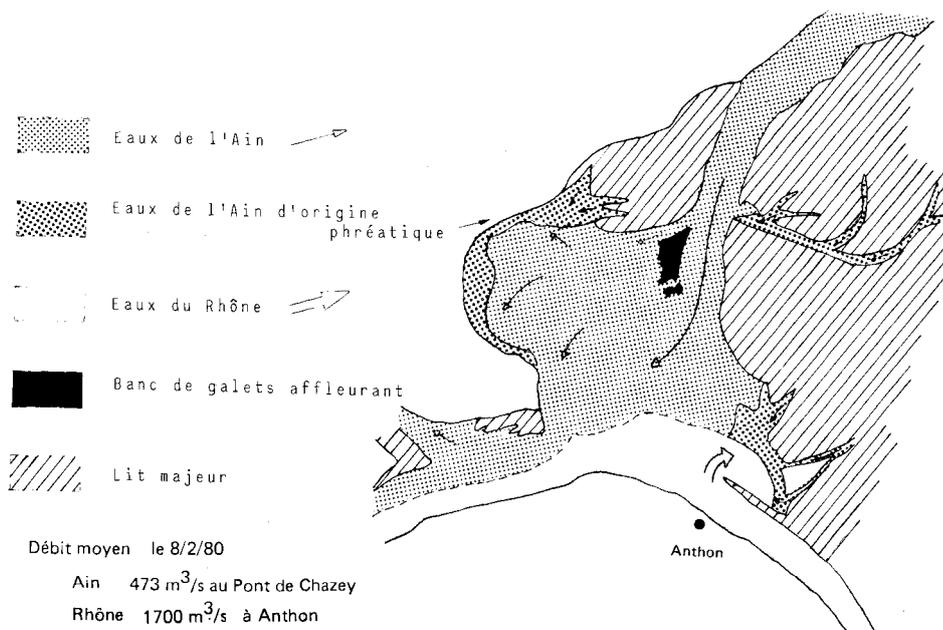


Fig.2.16.- Les écoulements superficiels lors de la crue du 8 février 1980.
 The surficial flows during a flood.

4 - Les "mortes"

Ce terme de "morte" est proposé pour désigner les bras isolés par un recoupement du chenal principal lorsque le maximum de convexité a été atteint (c'est l'équivalent du "slough channel" des Anglo-Saxons). Ce terme paraît préférable à celui de lône qui désigne un bras du Rhône partiellement colmaté à l'amont ou barré de manière artificielle et parcouru par les eaux. Des textes du XIX^e siècle qualifient de "noues" les anciens bras de l'Ain en communication par l'aval avec le chenal principal.

Par leur origine les mortes sont larges, profondes de plusieurs mètres dans la convexité et bordées par une berge de rive concave escarpée et graveleuse. Le processus de colmatage par les sédiments est complexe:

- à l'amont, dans les premiers temps de la coupure, le colmatage se fait par apport de sables;
- dans la partie médiane, le colmatage est réduit à des limons blancs puis cesse quasiment. La circulation d'eau phréatique crée un léger courant susceptible de redistribuer ces éléments;
- à l'aval les eaux de crue du chenal pénètrent dans la lône par un phénomène de submersion passive et déposent des limons par décantation.

La communication avec le chenal principal actif est très aléatoire: elle se maintient dans un bon état de fraîcheur à l'aval de la morte de Blyes où la direction du chenal actif est fixée par le pont de Port-Galland. En vingt-cinq ans un bouchon sableux a partiellement obturé l'entrée.

Ce fut le cas de la morte des Brotteaux en rive gauche (cycle 1), isolée à la même date; jusqu'au milieu des années 1970 un crochet sableux a partiellement obturé l'ouverture aval puis le développement de la convexité du chenal actif a construit un ensemble de bancs caillouteux (fig.2.13) de 1978 à 1983. Pour un débit de 200 m³/s un chenal de crue alimente la morte; celle-ci communique donc une partie de l'année avec le chenal actif.

En fait le principal facteur d'évolution n'est pas le colmatage car le flux minéral, important dans les premières années qui suit la coupure du bras, se tarit assez vite. Le fait essentiel dans cette portion du cours de l'Ain est une tendance à l'assèchement des mortes par l'effet de l'incision du chenal principal et donc par abaissement de la nappe phréatique.

- Les anciens bras datés 1910 sont quasiment à sec à proximité du confluent et se mettent en eau par remontée de nappe;

- la nappe amont de la morte de 1957 est à sec et la partie la plus déprimée a une profondeur d'eau voisine de 1 m aux eaux moyennes; Elle reçoit en rive gauche une ancienne morte en position suspendue et plus ancienne de 15 à 20 ans, pratiquement à sec aux basses eaux.

Le seuil décrit dans le chenal principal a donc joué un rôle important car il a maintenu plusieurs années le niveau du plan d'eau amont; à cet égard, il conservait curieusement une position fixe tandis que ce sont les mouilles qui se déplaçaient. Le maintien du plan d'eau dans la morte des Brotteaux dépendait donc de la bonne tenue du seuil; le recoupement survenu en 1984 a court-circuité le seuil, provoqué l'enfoncement de la ligne d'eau de l'Ain et partiellement asséché la "morte" des Brotteaux.

D - LES EFFETS HYDROLOGIQUES ET GEOMORPHOLOGIQUES DE LA CONFLUENCE AIN-RHÔNE

1 - Les écoulements superficiels en crue.

La figure 2.16 représente les écoulements du 2 février 1980; la moyenne des débits fut ce jour-là de 1760 m³/s sur le Rhône à Anthon (Q 8) et de 473 m³/s sur l'Ain à Pont-de-Chazey (crue annuelle). L'émulsion infra-rouge couleur (IGN, FR, 150-3522) permet de distinguer avec netteté trois types d'écoulement:

Les eaux du Rhône débordent dans les Brotteaux du lit majeur de l'Ain en bloquant l'écoulement phréatique issu des anciens bras de l'Ain. A hauteur du village d'Anthon, l'Ain en crue repousse les eaux du fleuve contre la balme de rive gauche.

Les eaux de l'Ain s'étaient dans l'espace occupé par les formes du cycle 1 (ancien méandre des années 1970 recoupé); elles bloquent contre la balme de rive droite les eaux phréatiques qui font résurgence dans les chenaux situés à l'aval du camping de Saint-Maurice-de-Gourdans. A l'aval de la confluence les eaux de l'Ain ne se mélangent que très progressivement à celles du Rhône; l'écoulement par l'amont de la lône du Méant concerne les eaux de l'Ain.

2 - L'alluvionnement lié aux crues (matières en suspension)

Les alluvions du Rhône occupent en rive droite une bande de largeur variable :

- les sédiments fins, d'origine rhodanienne masquent le cailloutis de l'Ain en limite des niveaux de terrasses A3 et A2 (fig.2.17);

- en contre-bas le Rhône, encaissé, est bordé d'une étroite bande inondable boisée, large d'une vingtaine de mètres; l'érosion latérale est bloquée par un alignement de blocs découverts à l'étiage. Les crues ont édifié un double bourrelet sableux formé d'une basse ride récente à +1m et d'une ride haute à +3m isolant à l'arrière une dépression perchée à +2,50m colmatée par des sédiments de texture limoneuse. Le niveau médiéval A2 perché de 4m environ par rapport à la dépression possède un bourrelet latéral très surbaissé qui dépasse de 1m environ la surface de la terrasse.

Les alluvions des berges du Rhône (fig.2.18) sont bien classées et ont une médiane comprise entre 160 et 200 μ . Elles se distinguent nettement des alluvions calcaires de l'Ain, de couleur beige, et de médiane comprise entre 200 et 300 μ .

- Au contact du lit majeur de l'Ain et du Rhône, sur une distance de 500 m s'étire une levée d'une netteté exceptionnelle dans la vallée du Rhône; elle est haute de 4m environ, composée de sédiments sablo-limoneux en profondeur, sableux en surface et "peigne" régulièrement les fortes crues du Rhône. Puisque l'Ain coulait en 1856 au pied du niveau A2' on peut admettre que l'édification de cette levée a

nécessité environ 120 ans (le tracé de l'Ain en 1910 évite ce secteur). L'étonnante fixité de cette levée théoriquement soumise au sapement latéral du Rhône peut s'expliquer par la présence d'un cordon d'encrochement discontinu représenté sur le plan Branciard (1913-1914).

- Cette haute levée fait place à une levée d'une hauteur de 2 m, longue de 300m, située à l'aval du secteur de confluence en 1910 et 1930 et au point où cesse l'encrochement. Cette levée s'est donc édifiée en 40 ans environ.

Le bourrelet de sable gris était entaillé en trait de scie au débouché de la morte de 1930 et du bras de 1910; cette sorte de "grau fluvial" vidangeait les eaux de crue de l'Ain après la baisse des eaux du Rhône et servait d'exutoire aux écoulements phréatiques; l'incision se prolongeait à l'arrière du bourrelet dans un colmatage limoneux gris d'origine rhodanienne et s'estompait à une cinquantaine de mètres de la levée.

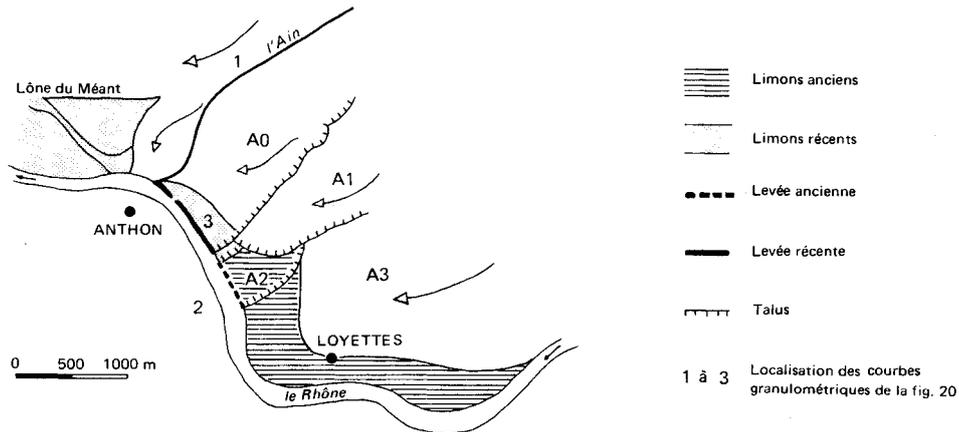


Fig.2.17.- Les alluvions du Rhône: l'effet de confluence.

The Rhône River overbank deposits at the confluence.

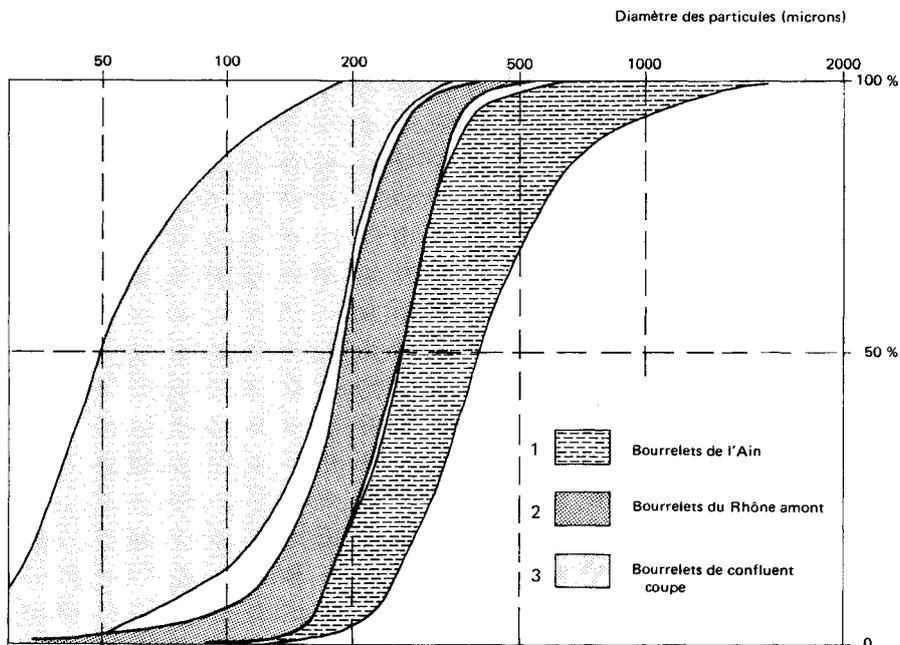


Fig.2.18.- Granulométrie de sédiments de berge de l'Ain et du Rhône.

The overbank deposits of the Ain (1) and Rhône (2) Rivers.
The sedimentation at the confluence (3).

- L'alluvionnement dans le secteur de confluence actuelle se compose d'une intercalation d'épais lits graveleux, correspondant aux bancs latéraux de convexité édifiés sur la dernière sinuosité de l'Ain, et de minces lits de sable gris déposés par les crues du Rhône. Ces dépôts colmatent les chenaux de crue entaillant les bancs de l'Ain; par endroits des entonnoirs percent ce colmatage et font ressurgir les eaux phréatiques de la rivière.

Les sédiments fins de la zone de confluence enregistrent l'effet de blocage des crues (fig.2.18); ils sont moins bien classés et, surtout, sont nettement plus fins ($d_{50} = 50$ à 160μ)).

3 - La charge de fond au confluent Ain-Rhône

L'observation de photographies aériennes permet de caractériser les effets géomorphologiques temporaires liés aux apports de matériaux grossiers par les crues de l'Ain. Deux cas ont pu être observés:

- en mars 1979, l'Ain a édifié un "delta" lobé, déformé vers l'aval, couvert de troncs d'arbres. Le Rhône a été repoussé contre la rive gauche par une forte crue de l'Ain survenue au début du mois (fig.2.19A).

La ligne de séparation des eaux superficielles du Rhône et de l'Ain suggère un effet de stratification par plongée des eaux de l'affluent. Pendant plusieurs semaines le delta a fait barrage avant d'être érodé par le Rhône.

- En septembre 1982 des langues caillouteuses déformées dans l'axe du fleuve prolongeaient deux bras de l'Ain sans faire obstacle à l'écoulement des eaux du Rhône. Cette situation semble être la plus fréquente (fig.2.19B).

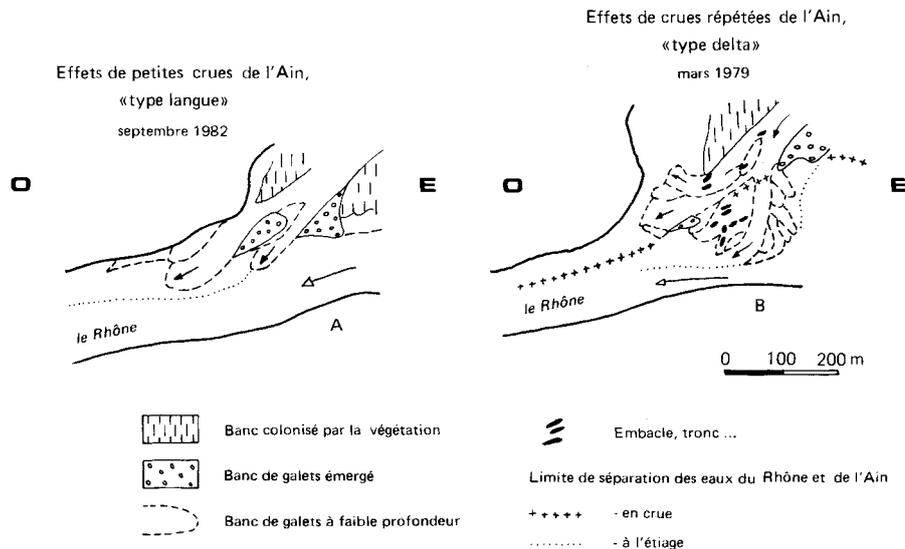


Fig.2.19.- Effets de confluence sur le plan géomorphologique.

The effect of two kinds of floods upon the geomorphic pattern of the confluence.

CONCLUSION

LES IMPLICATIONS ÉCOLOGIQUES DE L'ANALYSE GÉOMORPHOLOGIQUE

Les observations géomorphologiques effectuées sur le cours aval de l'Ain s'avèrent déterminantes pour la compréhension des principaux paramètres écologiques du secteur de la confluence. Elles concernent la destruction et la genèse des biotopes, l'évolution de la nappe phréatique et la nature granulométrique et pédologique du substrat.

1) L'activité géomorphologique intense, qui se manifeste par le déplacement incessant et rapide du lit mineur à méandres, est responsable de la création continue de milieux neufs, supports de la mosaïque des formations végétales terrestres et des milieux aquatiques. La "bande active" de l'Ain explique l'exceptionnelle extension d'écosystèmes jeunes dans le lit majeur.

Au début du XX^e siècle, l'Ain a probablement changé de style géomorphologique, passant du tressage au méandrage; cette mutation a un effet difficile à préciser sur la nature des formes héritées, sur l'intensité de la régénération et sur l'organisation de la mosaïque des biotopes. Il semble que la partie orientale de la zone de confluence, qui conserve les formes du 19^e siècle, présente une organisation spatiale caractéristique du tressage, tandis qu'à l'ouest la bande active de méandrage propose une configuration différente, plus complexe.

2) L'enfoncement de la ligne d'eau de l'Ain, provoquée par la raréfaction des apports en provenance de l'amont et surtout par l'érosion régressive commandée par le niveau de base que constitue le Rhône, a connu une sensible accélération au 20^e siècle; l'enfoncement dépasse les 2m dans la partie aval. La nappe phréatique s'est enfoncée d'environ 15 m en 1000 ans, 3 m en 120 ans, de plus de 1 m ces dix dernières années.

Il en résulte un effondrement de la nappe phréatique sur les derniers km aval. Ce phénomène est exagéré par la régularisation du régime de l'Ain qui limite l'ampleur et la durée des épisodes de crue, donc la recharge de la nappe par infiltration.

L'originalité géomorphologique de l'Ain fait que le profil en long est irrégulier; la rupture occasionnelle des seuils à l'occasion des recoupements de méandres peut provoquer des chutes brutales et localisées de la ligne d'eau après des phases de relatif répit; ce caractère influence la tenue de la nappe et la mise en eau des bras morts ou des lônes.

3) Un des caractères originaux de l'Ain réside dans la nature des matériaux de la charge et du fond. La pente et l'irrégularité du régime permettent une évacuation aisée des fines vers l'aval mais la cause essentielle de la grossièreté du substrat, de la faible part des sables constituant la matrice tient à l'origine des matériaux. L'essentiel de la charge de fond et de la matière en suspension sont produites par le remaniement d'alluvions fluvio-glaciaires mises en place dans des conditions encore plus sévères. Il en découle une perméabilité exceptionnelle de ces alluvions qui leur confère un caractère montagnard pour une région de piedmont.

4) La répartition spatiale des sédiments alluviaux récents est commandée par la nature et la distribution des formes de terrain élémentaires.

Pour l'essentiel les formes construites sont des bancs de galets à éléments plus ou moins grossiers suivant la position dans le méandre, à matrice plus ou moins fournie. Leur exhaussement par les sables est un processus relativement rare qui explique l'étonnante extension des étendues caillouteuses à la surface du lit majeur.

Les sables se déposent de préférence en arrière et en aval des bancs de convexité caillouteux, en avant de la rive concave par projection de crue et dans les bras recoupés les plus à l'écart du balayage de crue. La densité du couvert végétal provoque un intense effet de peignage et explique que les flux de matière en suspension restent canalisés dans la bande active; en ce sens l'aire de dépôt des sables et limons n'a pas une extension aussi grande que l'aire d'inondation, quelque soit le débit considéré. On conçoit donc que l'exhaussement de la plaine alluviale par débordement du cours d'eau reste un phénomène très limité.

DOCUMENTATION UTILISÉE

1 - Cartes, plans

- Plan Géométral dit "Plan de la Mière", 1781. Arch. mun. Loyettes.
- Plan de l'Ile du Méant, 1816. Arch. dép. Ain. Série S.422.
- Plans d'assemblage cadastraux de Loyettes, 1825. Saint-Maurice-de-Gourdans, Anthon.
- Carte du Dépôt de la Guerre, 1841. Feuille Lyon n°168. 1/80 000.
- Carte topographique du cours du Rhône, entre le Parc et Donzère, 1857-1866. Ponts et Chaussées. Service Spécial du Rhône. 1/10 000.
- Plan de bornage des Brotteaux entre Loyettes et Saint-Maurice, 1885. Arch. mun. Loyettes.
- Plan Branciard, 1913-1914. Haut-Rhône, 1^{er} arr., 2^e section, feuille 24. 1/2 000.

- Carte topographique IGN Montluel n°6. 1/20 000. 1950; levée en 1949.
- Carte topographique IGN Montluel, Feuille XXXI-31. 1/50 000; mise à jour 1965.
- Carte topographique IGN Montluel, Feuille XXXI-31. 1/25 000. 1-2 et 5-6; révisée en 1972.
- Carte géologique Montluel, Feuille XXXI-31. 1/50 000. 1978. BRGM.
- Lever CNR 1/5 000. Feuille n°6.
- " 1/2 000. Feuille 4R. Prise de vue du 27.3.1979.
- " 1/10 000.

2 - Photographies

- Atlas photographique du Rhône. 1er fasc. de la frontière Suisse à Lyon. F. SEIVE et A. CHOLLEY. DESVIGNE, éd. 1931. ph.n°44.
- Mission IGN Lyon-Montluel: 1945
 - 1954, 3031-3331
 - 1956, 3031-3131
- France: 1965, 2831-3131
- Mission PHOTOTEC. Oct. 1969. 1/15 000.
- Mission IGN Lyon-Montluel: 71 FR. 2115/150
- Mission IGN 78 FR. 2931-3231.
- Mission BEPEA-Ain-Isère CNR. Aménagement de Loyettes. 1/8 000. Mars 1979.
- Mission spéciale IGN IR couleur. 8-2-1980.
- Mission IGN FR 80, 145. 6-8-1980.
- Mission spéciale IGN FR 150-3522. IRC 27-9-1982.
- Mission spéciale IGN FR 83, 145-9234.
- Mission spéciale IGN FR 84.

THE LOWER AIN RIVER VALLEY. FLUVIAL DYNAMICS APPLIED TO ECOLOGY

Pertinent geomorphological features and elements of fluvial dynamics have been analysed in the interdisciplinary study of the Lower Ain River at its confluence with the Upper Rhône River.

The Ain River has incised its downstream course in a gravelly-sandy würmian sandur. Several Holocene terraces are described, namely an important 16-17th century level dated by old maps. This incision has been exaggerated since the 19th c. owing to a drop in the base level of the Rhône river (2 m in 120 years because of embankment construction).

This contemporaneous succession of the long profile has produced a steeper slope along the downstream course ($0.001m.m^{-1}$). The average discharges of the Ain River is $123 m^3.s^{-1}$ for a drainage basin of $3\ 672 km^2$; summer discharges are very low (less than $10 m^3.s^{-1}$); maxima of the cold season are related to precipitation as well as to snow runoff from the Jura Mountains in March and April. The Q_{100} is about $2\ 750 m^3.s^{-1}$ and the flow speed is then about $4 m.s^{-1}$.

In the 19th and the beginning of the 20th centuries, the Ain River developed a braided pattern. This recent succession towards a unique sinuous channel may be a response of the river to a bedload decrease (the construction of dams along the middle course, natural reforestation of the floodplain after centuries of exploitation by man) and to a change in the river regime (artificial lowering of flood maxima). Aerial photographs illustrate a growth-destruction pattern of the Ain River meanders between 1940 and 1980; this cycle has occurred rather quickly (12-15 years). Unit forms characteristic of the Ain River dynamics can be identified from this succession (bars, riffles and pools of the active tract, micro-landforms of the floodplain, types of active and cut-off channels). The confluence phenomena concern the nature and areal distribution of superficial flows (the Ain and Rhône Rivers, phreatic waters) and the nature of alluviums deposited by the two rivers.

Geomorphological studies have defined a set of characters that determine the ecology of the flood plain: the shift and continuous creation of new biotopes, the present lowering of the phreatic water level linked to the river bed degradation, the coarse bed material and extreme permeability of the substrates, and the slow aggradation of cobble bars and floodplain by sand from flood alluviation.



Photo 2.1



Photo 2.2



Photo 2.3



Photo 2.4

Photo 2.1.- Le confluent Ain-Rhône, vu en direction du Nord-Est
(ph. CNR)

En 1983, l'Ain conflue face au village d'Anthon (à droite), ses eaux sont moins chargées de matières en suspension que celles du Rhône. On remarque les bancs de galets de la bande active et, au second plan, les "Brotteaux" boisés.

The Ain-Rhône River confluence from the south west
The Ain River is less loaded than the Rhône River; notice the active tract and the wooded flood-plain, called "Brotteaux".

Photo 2.2.- Erosion de berge concave sur un méandre de l'Ain

Très faible résistance du matériel caillouto-sableux; la saulaie basse ne fixe pas la berge. Les projections de sable modelées en ripple-marks datent de la crue précédente qui a franchi la berge.

Erosion of the concave bank of a meander
Weak resistance of the gravelly-sandy material; the coppice of Salix is unable to fix the bank. The sand veneer dates from the last flood.

Photo 2.3.- Bancs de galets dans la bande active

Partie aval d'un banc convexe caillouteux. Le banc progresse vers la droite en fossilisant le sable déposé à l'aval de la face d'avalanche.

Cobble bars of the active tract.
The bars are growing to the right; the foresets are covering sand.

Photo 2.4.- Le bourrelet de berge du Rhône à l'amont du confluent, en rive droite.

The Rhône River level upstream from the present confluent, on the right bank.