

# Le sud-est du Massif armoricain et le nord-ouest du Massif central : essai de reconstitution de la néotectonique par l'analyse structurale et géomorphologique\*

Gilles LEROUGE (1), Pierre FREYTET (2)

Mots clés : Surface érosion, Néotectonique, Néogène  
Loire Atlantique, Vendée, Deux-Sèvres, Vienne, Charente, Haute-Vienne, Charente Maritime, Indre, Indre-et-Loire.

## Résumé

A partir des cartes à 1/50 000 (topographiques et géologiques) on reconstitue les surfaces grâce à leurs témoins : crêtes et lanières d'interfluve, plateaux, portant parfois des "alluvions de très haut niveau", "dépôts antérieurs au creusement des vallées". Les courbes de niveau que l'on peut tracer représentent les surfaces dans leur état actuel, c'est-à-dire avec toutes les déformations qu'elles ont pu enregistrer et qui n'ont pas été rectifiées (érosion, remblaiement) (évolution acyclique locale).

L'étude des surfaces continentales prend le relai de la stratigraphie et de la sédimentologie d'une part, de la microtectonique d'autre part, pour montrer la permanence des déformations dans les socles et leur couverture, quand elle est conservée. Cela est d'autant plus facile que les déformations sont plus récentes. Le Pliocène apparaît comme une époque privilégiée et tectoniquement très active.

## Abstract

Topographical and geological maps (1/50 000 scale) allow to reconstruct the erosional surfaces from their remains : interfluvial crests and plateaus, sometimes with "high level alluvions", "deposits before the valley formation". We can draw level curves representing the modern state of the surfaces with all their deformations, more or less rectified (erosion, sedimentation) (local acyclic evolution).

The study of continental surfaces deformations can take place of stratigraphy and sedimentology, and also of microtectonics to show the permanence of the deformations into basements and their sedimentary covers when they are preserved. It is easier when deformations are recent, and Pliocene appears to be an interesting period very active tectonically.

## I. Introduction

La région étudiée s'étend de Nantes à Limoges, et va donc de la Vendée au Limousin, en traversant le Poitou. Une méthode d'investigation pluridisciplinaire a été mise au point pour le Limousin (Freytet et al., 1985), en pays strictement cristallin et cristallophyllien, hétérogène certes, mais dont la lithologie est bien connue par les cartes géologiques récentes à 1/50 000. La méthode a ensuite été appliquée à la zone de contact entre Limousin et Berry, pour aborder le problème de la distinction entre surface structurale et surface d'aplanissement d'une part, rebord de cuesta/faille exhumée ou faille récente d'autre part

(Freytet et al., 1986). Devant les résultats obtenus, nous avons étendu nos travaux jusqu'à la Vendée, car nous disposons d'une part de données cartographiques récentes, (nombreuses feuilles à 1/50 000), des reconstitutions du Jurassique montrant le rôle des blocs basculés dans la sédimentation sur le "seuil" du Poitou (Gabilly et al., 1985, fig. 3 et 19 en particulier) ou plus simplement dans la structuration (Lorenz, 1985) ; d'autre part des observations structurales (Lerouge, 1987) à toutes les échelles, de la microtectonique à l'image satellite.

La stratigraphie des terrains fossilifères est maintenant bien connue et de bonnes précisions sont apportées pour les formations continentales miocènes et pliocènes jalonnant la surface "pliocène" (fig. 1). La cartographie de détail a permis de mettre en évidence d'importantes données structurales qui avaient échappé aux premiers auteurs. La télédétection offre une trame linéamentaire qui montre une bonne corrélation avec le réseau hydrographique et les structures géologiques reconnues. La microtectonique consiste à relever les tectoglyphes et à en déduire la cinématique des déformations ; il est fondamental de

\* Manuscrit reçu le 20 août 1986, accepté le 28 octobre 1987.

(1) Laboratoire de Géologie historique, structurale et appliquée, Université Paris Sud, Bât. 504, 91405 Orsay Cedex.

(2) Laboratoire de Pétrologie sédimentaire, Université Paris Sud, Bât. 504, 91405 Orsay Cedex.

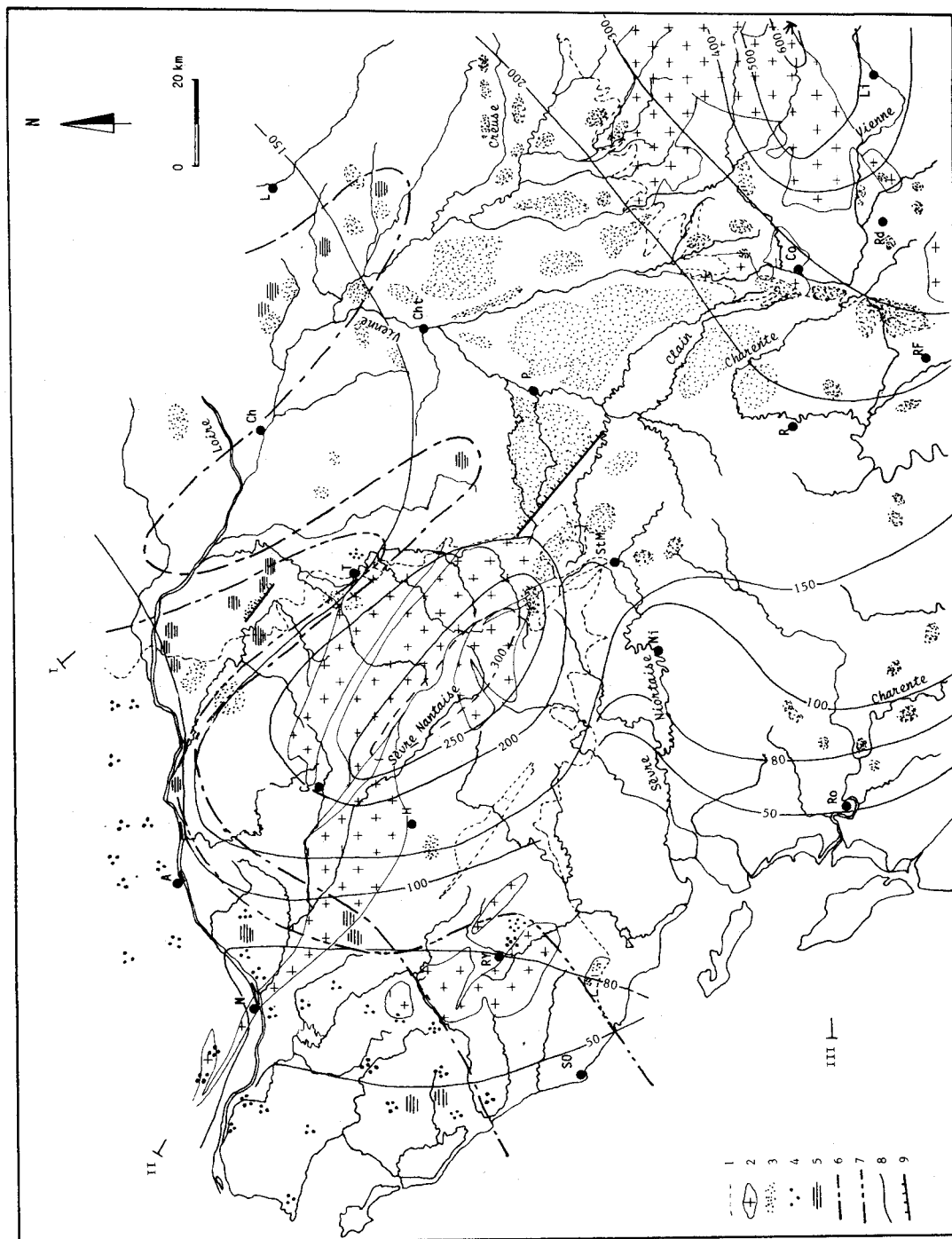


Fig. 1. - Présentation de la région étudiée.

Les lettres désignent les cartes à 1/50 000.

I : limite du socle et de la couverture mésozoïque et tertiaire ; 2 : roches grenues (granites, leucogranites, diorites quartziques, etc.) ; 3 : dépôts fluviaux rapportés au Pliocène continental, et aux "formations des plateaux" sur le socle ; 4 : Pliocène marin ; 5 : Miocène marin (faluns) ; 6 : limite du Miocène marin ; 7 : failles affectant le Pliocène des cartes géologiques.

I, II, III coupes dessinées fig. 2 ;

La surface globale de premier ordre est une courbe enveloppe qui entoure les points hauts à l'échelle de toute la région étudiée (voir les coupes correspondantes fig. 2). Elle coïncide approximativement avec la surface d'aplatissement "mio-pliocène" sauf dans le "bombement vendéen" et dans le Limousin. Une autre anomalie de cette surface est l'arrêt des courbes 100, 80 et 50 contre le bombement vendéen aux environs de Niort, et des mêmes courbes en face du Marais poitevin au sud de La Roche-sur-Yon. Le Marais poitevin apparaît donc, par cette construction, comme une zone effondrée entre deux systèmes de failles orientées N 60° et N 110-115°.

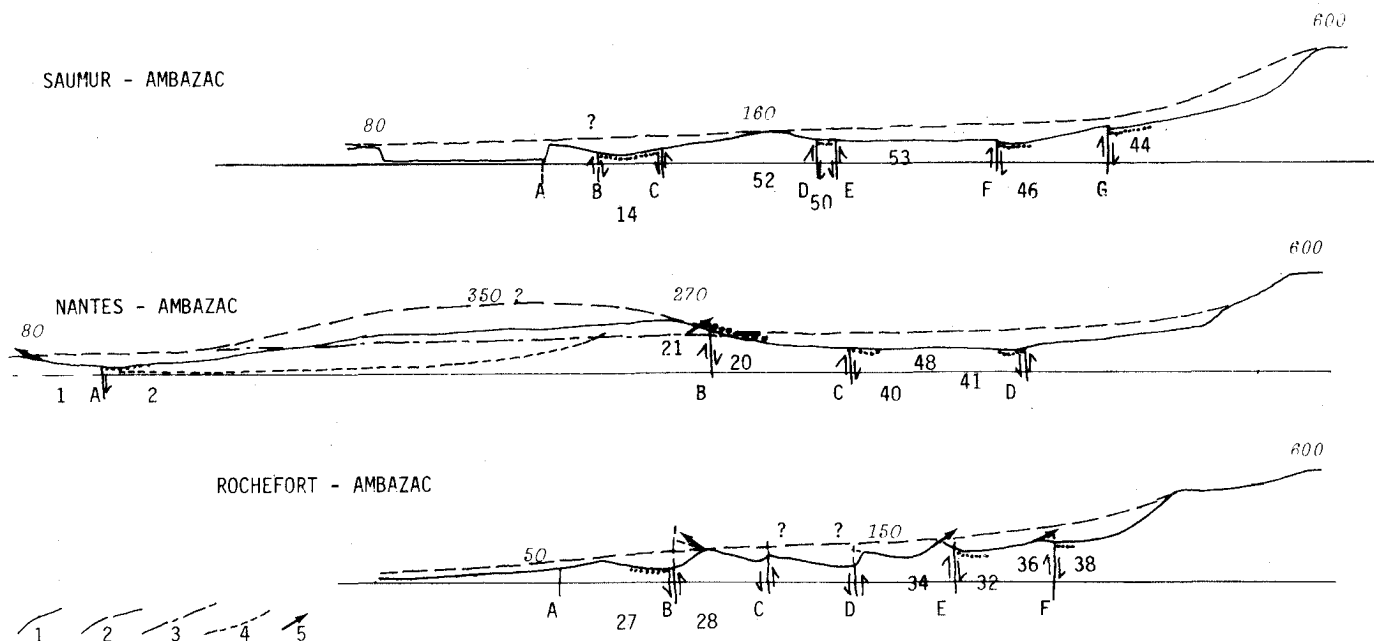


Fig. 2. - Coupes de la surface globale de premier ordre, des surfaces de deuxième ordre et leur interprétation.

1 : surface de 2<sup>e</sup> ordre ; 2 : surface de 1<sup>er</sup> ordre reconstituée, y compris le bombement vendéen sur la coupe Nantes-Ambazac ; 3 : reconstitution de la surface de 1<sup>er</sup> ordre en Vendée, avant le bombement ; 4 : profil en long de la Sèvre Nantaise ; 5 : blocs soulevés.

Italiques : altitudes actuelles.

Les fossés d'effondrement sont désignés par un pointillé léger sous la surface, et le Pliocène faillé de la feuille de Niort 1/80 000 par un pointillé plus gros au-dessus de la surface.

Les autres chiffres renvoient au numéro des accidents (fossés et blocs) détaillés figure 6.

les relier d'une part aux structures géologiques déjà connues, mais aussi aux éléments nouveaux découverts par l'analyse géomorphologique.

Du point de vue géomorphologique, la région étudiée ici (Vendée, Poitou, Limousin occidental) a fait l'objet de très nombreuses études. Une tentative de reconstitution de la surface ancienne par ses courbes de niveau (pour tout le Massif central) a été publiée par Baulig (1931), mais à une échelle telle que si on la qualifie de "surface de premier ordre", la surface dessinée fig. 1 serait, par comparaison, au moins du troisième ordre au sens de Naudin et Prud'homme (1971). Les autres travaux dans cette région ont toujours été faits dans une optique univoque, l'interprétation globale reposant sur un seul mécanisme évolutif élaboré au cours de l'étude ou posé *a priori*. Il y a quatre idées directrices ou quatre écoles de pensée qui privilégient soit les surfaces cycliques embôîtées, soit les surfaces acycliques, soit les effets de l'érosion différentielle, soit enfin les effets de failles abaissant des panneaux appartenant à une même surface initiale. On trouvera dans Flageollet (1971) et Klein (1975 ; 1984) l'essentiel des données géomorphologiques "classiques".

## II. Méthodes : obtention des données géomorphologiques utilisables en néotectonique

Notre démarche repose sur quelques réflexions simples, tirées de l'observation naturaliste de données géologiques. Le milieu marin enregistre avec une grande fidélité les moindres variations topographiques qui viennent accidenter le fond de la mer, ou qui entraînent des modifi-

cations des lignes de rivage. Par exemple, le jeu des anticlinaux et synclinaux dans le fond du golfe éocène-oligocène du bassin de Paris, le jeu de blocs basculés déterminant la localisation des récifs et des zones à sédimentation terrigène au cours du Jurassique en Berry (Lorenz et al., 1985) ou en Poitou (Gabilly et al., 1985 ; Lorenz, 1985). Donc, si une certaine superficie, recouverte par la mer, a subi autant de déformations, une superficie égale, en milieu continental, a très certainement été déformée avec la même intensité (fig. 3). Certaines périodes peuvent d'ailleurs être plus actives que d'autres ("contre-coup" du plissement pyrénéen à l'Éocène supérieur...). Les reliefs résiduels, comme les surfaces d'aplanissement, les talus de raccordement, les vallées encaissées en gorges, etc. ont pu être ainsi faillés, effondrés, ployés, etc... Plus les déformations sont anciennes et moins elles ont de chances d'être conservées en surface. A l'Oligocène, on ne connaît que des effondrements d'amplitude exceptionnelle ayant piégé des sédiments (Alsace, Limagnes...). Par contre, plus les déformations sont récentes, plus elles ont de chances d'avoir été épargnées par le nivellement dû à l'érosion et au remblaiement. Sans entrer dans les détails, et en utilisant une terminologie géographique, nous dirons qu'à l'intérieur d'un cycle d'érosion général, déterminé par de grands changements du niveau des mers (comme la régression finijurassique ou la régression fini-crétacé), il existe une évolution acyclique qui consiste en une régularisation de toutes les petites déformations et anomalies locales (petites oscillations du niveau de la mer à l'Oligocène, au Miocène et au Pliocène, rejeux d'anticlinaux, de synclinaux et de failles). La géodésie à l'échelle du siècle montre de telles déformations (Fourniguet, 1987).

D'autre part, nous prendrons le terme de néotectonique dans le sens de tectonique récente, miocène à actuelle, et

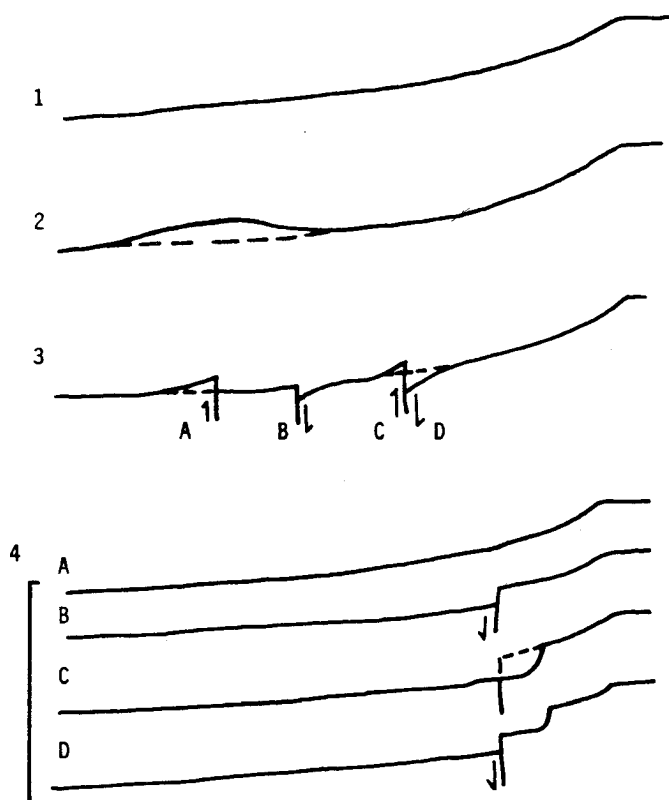


Fig. 3. - Divers types de déformations de la surface "mio-pliocène" idéale.

1. Surface se rattachant à un relief résiduel (à droite).
2. Surface déformée par un anticlinal simple.
3. (A) bloc soulevé dominant la surface non déformée ;  
(B) demi-fossé en contre-bas d'une portion de surface non déformée ;  
(C) bloc basculé dominant un demi-fossé (D).
4. rejeu d'une faille :  
(A) stade initial,  
(B) premier jeu remontant le panneau de droite ;  
(C) reprise de l'érosion et attaque du panneau soulevé ;  
(D) second rejeu soulevant à nouveau le panneau de droite, la surface nouvellement érodée devient perchée.

non dans le sens trop restreint de "tectonique liée aux contraintes actuelles", ou trop large de "tectonique responsable de la mise en place du relief actuel" (Rosanof, 1986).

La néotectonique affecte des topographies (surface d'aplanissement et reliefs résiduels) qui sont élaborés progressivement jusqu'au début du creusement des vallées quaternaires. En Limousin, la "basse surface", emboîtée dans une surface plus ancienne, recoupe des dépôts datés de l'Éocène moyen ou des dépôts azoïques faciès analogues (cartes géologiques à 1/50 000 de Guéret et d'Aigurande, sous presse ; (Freytet et al., 1985). Les dernières retouches de cette surface sont donc d'un Pliocène tardif, immédiatement antérieur au creusement quaternaire. Par contre, le début du façonnement a pu commencer dès le Miocène en Limousin, et probablement pendant l'Éocène, dès la régression fini-crétacé, plus à l'ouest.

Le Pliocène est une période particulièrement instable, et nous avons pu y déterminer quatre phases de déformations distensives et compressives, affectant bien entendu aussi bien le socle que sa couverture mésozoïque. Localement, les terrains pliocènes sont eux-mêmes fracturés, et permettent un calage chronologique précis. Ces terrains sont souvent discontinus, revêtant une surface de remblaiement qui a enregistré les déformations. Tout le problème consiste

donc à reconstituer l'hypsométrie de cette surface, et nous utilisons pour cela quelques techniques simples que nous résumerons brièvement ici :

## 1. Principe de la méthode

La surface "pliocène" (ou "mio-pliocène", ou "finitertiaire") a été incisée par les vallées quaternaires. Pour effacer cette érosion récente et ne traiter que l'ancienne surface, nous ne considérons que les endroits où elle subsiste. Ce sont les lignes de crête, les lanières d'interfluves ou les plateaux, selon l'agressivité de l'érosion quaternaire. On peut appliquer aux interfluves la même terminologie que celle utilisée pour les cours d'eau, mise au point par Horton (1945) (de la source au premier confluent le cours d'eau est d'ordre 1 ; deux cours d'ordre 1 donnent un cours d'ordre 2 ; deux cours d'ordre 2 donnent un cours d'ordre 3 ; un cours d'ordre 3 recevant un cours d'ordre 1 ou 2 reste d'ordre 3). Appliqué aux interfluves, à l'échelle du 1/50 000, nous trouvons rapidement que la surface recherchée est d'ordre 3 ou 4, selon cette numérotation.

## 2. Pluralité des méthodes de détermination des surfaces

A partir d'une carte topographique (toutes échelles), en prenant le point culminant et un niveau inférieur (niveau de la mer ou tout autre niveau choisi arbitrairement), on peut construire une surface théorique dont les courbes de niveau (isohypses) sont régulièrement réparties (surface globale de premier ordre de Prud'Homme, 1972) ; à partir de là, les différences avec la surface topographique actuelle sont répertoriées (creux = anomalies négatives, bosses = anomalies positives) et leur répartition soigneusement interprétée (vallées, cuestas, reliefs résiduels, escarpements de faille, etc.). D'autres auteurs préfèrent tracer les courbes de niveau de la surface réelle (Rosanof, 1986 ; Morel, 1987 ; Freytet et al., 1985, 1986) (fig. 2 et 5). On obtient une surface de 2<sup>e</sup> ordre qui, par lissage, permet d'obtenir la surface de 1<sup>er</sup> ordre.

## 3. Signification des surfaces déterminées par leur hypsométrie

La surface globale réelle d'ordre 1 (fig. 1 et 2) est une enveloppe très générale des reliefs rocheux, et son interprétation est délicate (reliefs résiduels, cuestas, etc.) La surface de 2<sup>e</sup> ordre est plus facile à identifier (fig. 5 et 6). On doit toujours se rapporter à une carte géologique récente pour avoir une litho-stratigraphie précise. En pays cristallin, cette surface coïncide généralement avec des surfaces d'aplanissement (ou de remblaiement), mais les formations corrélatives sont souvent rares. Les effets de l'érosion différentielle sont très locaux et faciles à démontrer. En pays volcanique, les coulées formant des plateaux sont immédiatement visibles. En pays sédimentaire on doit être particulièrement attentif à la distinction entre surface structurale et surface d'aplanissement ; cette dernière, heureusement, est souvent soulignée par des formations corrélatives, riches en quartz dans le cas présent, et faciles à reconnaître ("pliocène", alluvions de très haut niveau, etc.).

## 4. Signification des anomalies

Les surfaces d'ordre 2 et 3 coïncident rarement avec la surface globale d'ordre 1 ; les surfaces d'ordre 2 et 3 sont parsemées d'anomalies, dont la géométrie est rectiligne,

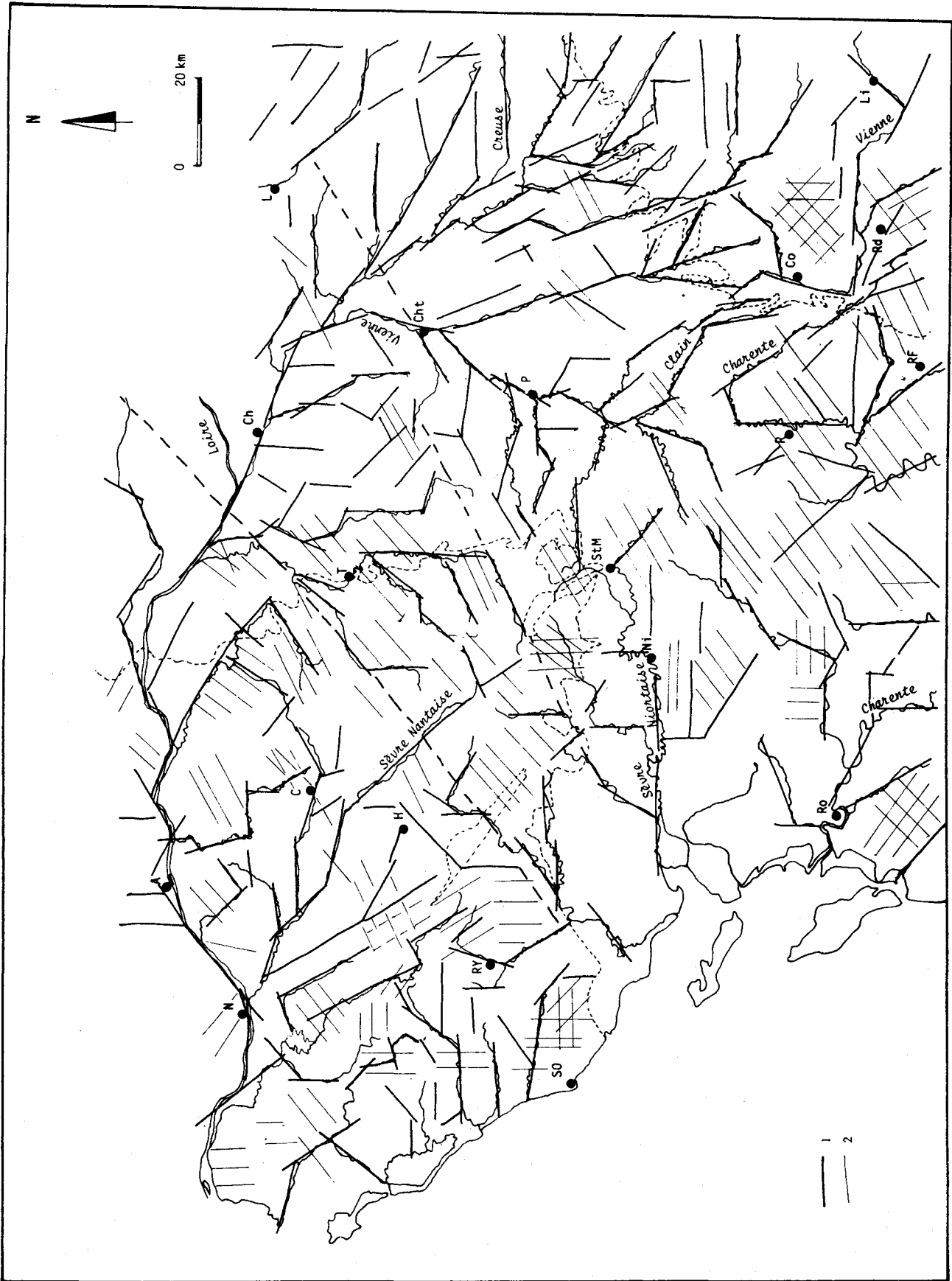
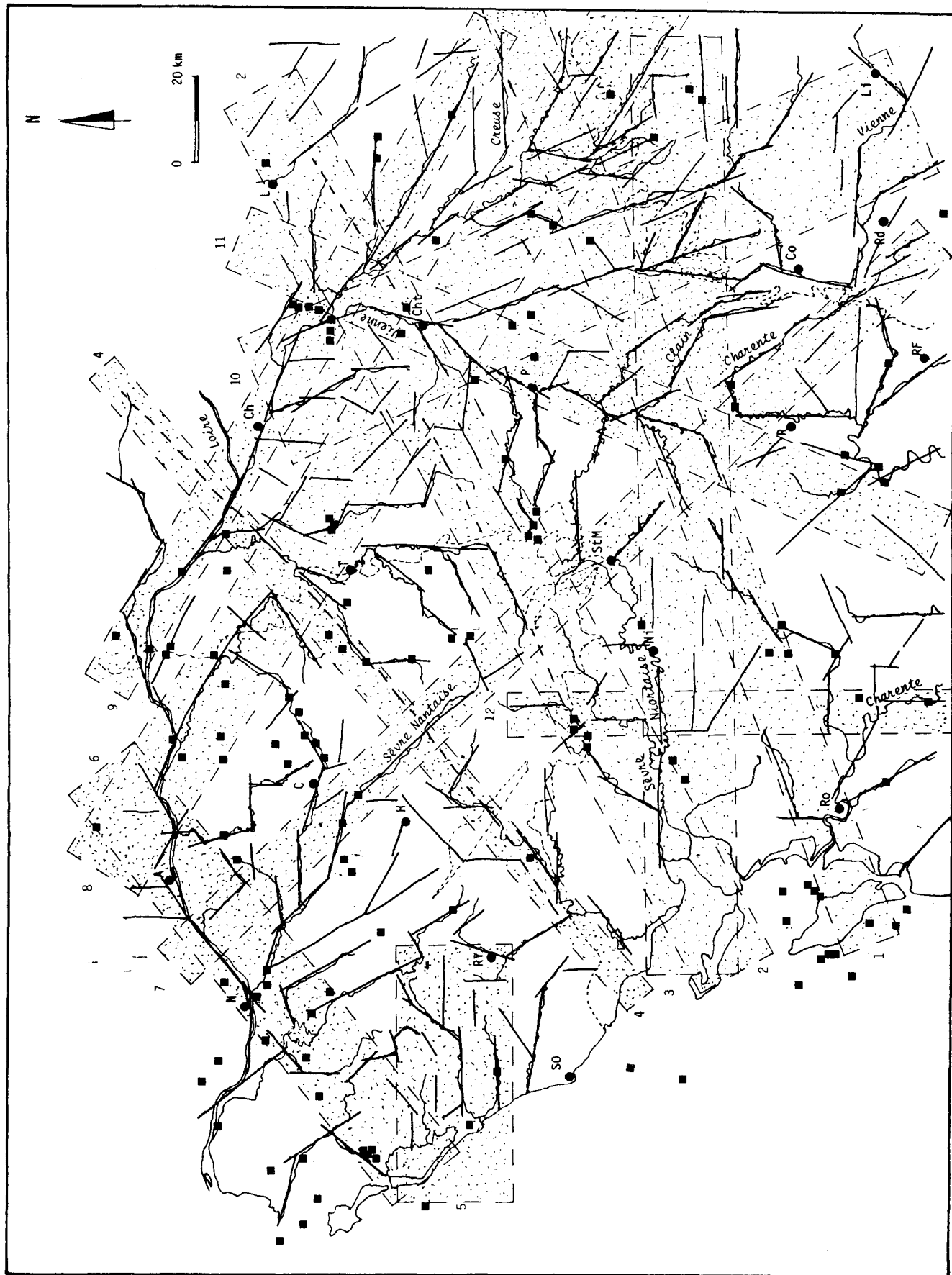


Fig. 4 -

A. Principaux linéaments "hydrographiques", tirés du réseau hydrographique à partir des cartes à 1/50 000.

En traits forts sont indiqués les linéaments confondus avec des cours d'eau importants, et en traits plus minces, formant un réseau, les tendances directionnelles principales des petits affluents pour une ou plusieurs feuilles voisines ; quand aucune direction n'est privilégiée, le secteur correspondant a été laissé en blanc.

Les tiretés correspondent à trois linéaments dont le plus remarquable est celui de Lay-Argentan-Thouet (n° 4 sur la fig. 4B).



**B. Couloirs linéaires tirés du réseau hydrographique.**

La direction armoricaine est nettement sous-représentée. 1 : couloir Rochefort-Saint-Gaultier ; 2 : Ile-de-Ré-Loches ; 3 : Sèvres-Niortaise-Magnac-Laval ; 4 : Lay-Argentan-Thouet ; 5 : Saint-Gilles-sur-Vie-La Roche-sur-Yon ; 6 : Machecoul-Ancenis ; 7 : Sèvre-Nantaise-Charente ; 8 : Layon-Anglin ; 9 : Saumur-Précis-sur-Claise ; 10 : système de la Vienne ; 11 : système du Clain ; 12 : Saintes-Colonges.

Carrés noirs : épacentres des séismes d'après Vogt, (1981). Certains se placent nettement sur des failles ou des couloirs linéaires, d'autres au contraire sont situées dans des régions qui semblent dépourvues d'accidents importants.

courbe ou sinuée. Une anomalie courbe peut être d'origine lithologique : massif de roche dure ou butte témoin. Une anomalie rectiligne a des causes multiples : Ce peut être un filon de roches dures, ou les effets de l'érosion différentielle récente, entre deux couches de lithologie différente, comme calcaire/marne, micaschiste/leptynite, micaschiste/quartzite. Il peut s'agir aussi d'un raccord entre deux surfaces d'aplanissement emboîtées, ou entre une surface d'aplanissement et un relief résiduel, ce qui est fréquent en Limousin. Dans d'autres cas, il faut penser à un abrupt de faille exhumé (faille de l'Allier à Clermont-Ferrand), et en dernier lieu seulement à un rejeu récent de faille (néotectonique).

## 5. Les fractures susceptibles de rejeuer

Elles sont révélées par de très nombreuses méthodes, mais à des échelles différentes. Le réseau hydrographique permet de tracer les linéaments hydrographiques (fig. 4A) qui relaient ou coïncident avec les linéaments obtenus à partir des images satellite. La microtectonique fournit les directions de fractures qui s'associent parfaitement avec les autres données ; le tout permet de déterminer des couloirs linéamentaires ou couloirs de fracturation qui traversent de grandes étendues (fig. 4B) indépendamment de la structure et de la lithologie, recoupant indistinctement socle, couverture mésozoïque et placages tertiaires.

## 6. Mise en évidence d'éléments néotectoniques (tectonique plio-quadernaire)

Elle résulte de l'analyse critique des anomalies des surfaces d'aplanissement, de préférence jalonnées de formations corrélatives (méthode du filtrage, Deffontaines, 1985), et des informations apportées par le réseau hydrographique qui s'adapte instantanément à toute modification lithologique, structurale et néotectonique (fig. 5). Nous n'utiliserons pas ici les déformations des terrasses alluviales quadernaires, pour nous limiter à la tectonique "mio-pliocène".

Signalons que tous les accidents cassants pour lesquels nous avons des indications de jeux mio-pliocènes sont des failles hercyniennes importantes dans les socles (Vendée et Limousin), ou bien dont les jeux ont été enregistrés dans la sédimentation jurassique dans le Poitou (Gabilly et al., 1985) et dans le Berry (Lorenz et al., 1985 ; Debrand-Passard, 1982).

## III. Résultats

### 1. Les données linéamentaires

Les linéaments hydrographiques, obtenus en traçant des segments rectilignes sur des portions de cours d'eau, ou de lits majeurs pour les grands appareils, montrent un certain nombre de directions préférentielles (fig. 4A). Paradoxalement, la direction armoricaine (N 110-115) n'est pas prédominante ; ce sont les directions N 45 (fig. 5A) et N 60 qui dirigent la plupart des petits cours d'eau, en association avec N 0 et N 90 sur le Massif armoricain. Les directions sont plus confuses en Berry-Limousin. Par contre, le Poitou est accidenté par le système de la Vienne N 160 et le système du Clain N 30, interprétés comme des manifestations de surface d'un accident profond majeur, méridien, (Lorenz, 1985),

d'ailleurs souligné par des récifs en Aquitaine moyenne au Jurassique moyen et supérieur.

Ces linéaments peuvent être regroupés en couloirs plus ou moins larges (fig. 4B) dont certains coïncident avec des directions de fractures connues.

Notons aussi une bonne corrélation ou un bon relais avec les linéaments tirés de l'image satellite (Scanvic et al., 1980).

## 2. Les surfaces

### a. La surface de 1<sup>er</sup> ordre

La construction de cette surface, par lissage des anomalies de la surface d'ordre 2 (fig. 6) fait apparaître quatre éléments morphologiques : une basse surface qui se dédouble en un glacis Vienne-Loire et un autre Sèvre-Niortaise-Charente ; le Marais poitevin qui apparaît comme une zone effondrée entre deux systèmes de failles orientées N 60° et N 110-115° ; un relief limousin, interprété comme un témoin d'une ancienne surface dans laquelle la basse surface est emboîtée, le talus de raccordement cyclique se situant approximativement entre les cotes 250 et 500 m ; enfin le bombement vendéen. Les dépôts marins miocènes dessinent actuellement trois golfes (fig. 1) : golfes de Nantes, d'Amberre (feuille de Mirebeau) et de Paulmy (feuille de Preuilly-sur-Claise). Ils sont séparés par le "bombement vendéen", l'anticlinal de Châtelleraut et les blocs basculés de Buzançais et Tendu.

Le bombement vendéen semble affecter également la forme du golfe pliocène. Dans l'état actuel de nos connaissances, nous ne pouvons pas déterminer à quand remonte l'existence de ces reliefs, ni leurs variations dans le temps. Actuellement, l'anticlinal de Châtelleraut est bien atténué dans le paysage, alors que le bombement vendéen domine de 150 à 200 m les glacis Vienne-Loire et Sèvre-Niortaise-Charente. Sur la figure 1 est schématisée une forme générale du relief Pliocène et Quaternaire. Par contre la figure 6 qui donne l'hypsométrie de la surface d'ordre 2, montre les retouches de détail de l'érosion pliocène en fonction d'anomalies locales que nous attribuons à la néotectonique et non à l'érosion différentielle par comparaison avec le Limousin (Freytet et al., 1985). Paradoxalement, le réseau hydrographique actuel, en gros divergent, sauf la Sèvre Nantaise, est accompagné de segments en relation étroite avec quelques directions linéamentaires majeures (fig. 4A). Les directions des segments sont très rarement parallèles à la ligne de plus grande pente de la surface d'ordre 1, le plus souvent oblique ou même perpendiculaires. Sur l'utilisation méthodologique du réseau hydrographique, on verra par exemple Deffontaines (1985), Gvin (1965), Horton (1945).

Trois coupes montrent l'allure de ces surfaces. Sur celle passant par Saumur-Ambazac (I, fig. 1), la surface "pliocène" a une dénivellée de 120 m de la Loire au demi-fossé d'Azat (44) ; la pente se redresse ensuite (talus de raccordement) pour rejoindre le Plateau limousin vers 600 m. Sur la coupe Nantes-Ambazac, le Pliocène marin est conservé à l'altitude maximale de 80 m, sa présence à plus basse altitude peut être interprétée comme un remplissage d'une paléotopographie, bien que des déformations néotectoniques soient connues également (feuille de Paimbœuf). Le bombement vendéen pouvait culminer vers 350 m. Sur la coupe Rochefort-Ambazac, les surfaces de 1<sup>er</sup> et 2<sup>e</sup> ordre descendent beaucoup plus bas que dans les coupes précédentes (vers 30 m), et le Pliocène marin n'est pas conservé, ce qui est probablement en rapport avec un affaissement général centré sur le Marais poitevin (cf. fig. 1).

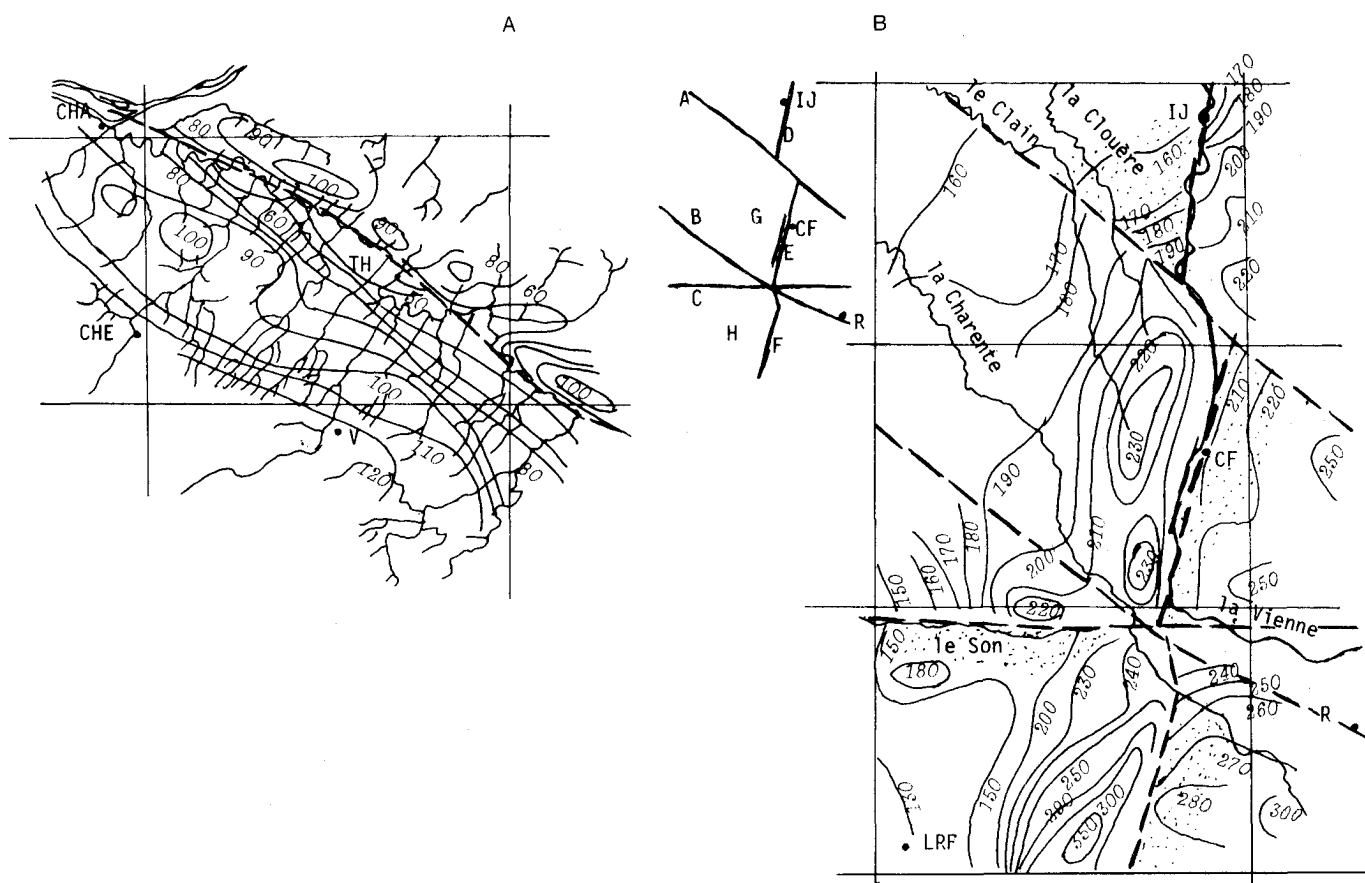


Fig. 5. - Exemples de reconstitution de la surface d'ordre 2 et de ses anomalies interprétées en termes de néotectonique.

La lithologie et l'érosion différentielle ont été éliminées pour des raisons géologiques.

**A. Feuille de Thouarcé et régions voisines, bassin versant du Layon.**

Le Layon est installé à proximité d'une faille ancienne à rejeu post-pliocène, puisqu'il existe du Pliocène au sud de la faille vers 55 m, et au nord à plus de 100 m. Le réseau hydrographique secondaire est reporté et montre une direction préférentielle N 45°. Les courbes de niveau de la surface "pliocène" sont assez régulièrement espacées dans le demi-fossé. Au nord de la faille, les courbes dessinent des ovales correspondant à des buttes témoins couvertes de Pliocène ; la décroissance rapide de l'altitude montre que cette surface d'ordre 2 peut être considérée comme la surface pliocène fortement retouchée localement par l'érosion plus récente.

TH : Thouarcé ; CHA : Chalonnes-sur-Loire ; CHE : Chemillé ; V : Vihiers.

**B. Feuilles de l'Isle-Jourdain (IJ), Confolens (CF), La Rochefoucault (LRF) et Rochechouart (R).**

La surface d'ordre 2 a une forme complexe, découpable en petites unités séparées par des lignes droites qui coïncident avec des failles reconnues ou nouvelles (schéma de gauche : A : faille de Parthenay-Oradour-sur-Glane ; B : faille de Saint-Maixent-Rochechouart ; C : faille du Son ; D à F : système de la Vienne D : failles de l'Isle-Jourdain ; E : faille de Confolens ; F : faille de Léznac-Durand). Ces petites unités, qui accidentent la surface générale, sont des blocs basculés (G : bloc de Loubert ; H : bloc de Mazerolles) et des fossés (demi-fossé du Son ou de La Tache-Neuil, limité par la faille du Son, parallèle à la pente de la surface ; demi-fossé de Confolens, limité par la faille de Confolens et le bloc basculé de Loubert ; fossé triangulaire de l'Isle-Jourdain, limité par les failles de l'Isle-Jourdain et de Parthenay-Oradour ; fossé complexe triangulaire ou demi-fossé de Massignac, limité par la faille de Rochechouart, la faille de Léznac-Durand et le bloc basculé de Massignac).



## b. La surface de 2<sup>e</sup> ordre

La construction de la surface de 2<sup>e</sup> ordre a permis de constater des anomalies dans la répartition des courbes isohypses. Les courbes s'interrompent ou se resserrent, deux parties de la surface sont séparées par une zone de pente beaucoup plus forte. Plusieurs cas de figure sont possibles et permettent de définir quelques types d'accidents simples : bloc basculé, demi-fossé d'effondrement parallèle à la pente, demi-fossé d'effondrement perpendiculaire à la pente, fossé triangulaire. La figure 3 montre quelques-uns de ces cas. Le bombement anticlinal est plus difficile à démontrer et nécessite la présence d'emboîtements. De même un rejeu de faille peut s'accompagner d'une reprise de l'érosion et déterminer ensuite un replat perché (fig. 3). Quelques cartes illustrent les divers types de fossés et de blocs basculés.

**Premier exemple.** Un demi-fossé dont la faille limite est parallèle à la pente générale est donné fig. 5A (fossé de Thouarcé et bassin versant du Layon). Le glacis tel que nous le voyons actuellement correspond approximativement à la surface de transgression du Cénomaniens, mais aussi à celle du Miocène, exhumées après une histoire complexe. La surface antécénomaniens est connue au moins depuis 1899 (carte géologique de Saumur à 1/80 000, 1<sup>re</sup> édition). Les dépôts cénomaniens ont été suivis par ceux du Turonien et du Sénonien, d'épaisseur inconnue, et l'érosion a commencé dès la régression fini-crétacée. La transgression miocène s'est effectuée sur une surface accidentée dans le détail de hauts fonds et d'écueils, peut-être même déjà creusée en un demi-fossé d'effondrement (rejeu de la faille de Thouarcé abaissant le panneau sud-ouest). Le falun du Pliocène inférieur repose directement sur le socle, ce qui implique une phase de creusement entre la régression miocène et la transgression pliocène. Après la régression pliocène, une forte érosion remodèle toute la région, laissant ensuite la place au développement des "gravieres rouges" qui parsèment aussi bien le glacis sur le Briovérien que le plateau paléozoïque et cénomaniens. Nous rejetons les "latéritisations" pliocènes (notice de la carte géologique de Thouarcé à 1/50 000) incompatibles avec les données biologiques de cette époque au profit de cuirasses ferrugineuses hydromorphes, n'impliquant pas nécessairement un climat tropical humide à équatorial, (Freytet et al., 1982).

Deux hypothèses contradictoires peuvent alors être formulées pour la suite de l'histoire de la région après la régression redonniens :

— *l'hypothèse non tectonique* : l'érosion différentielle attaque les sables pliocènes, miocènes, cénomaniens, jusqu'au Briovérien, avec individualisation du glacis méridional (exhumation de la surface mio-cénomaniens).

- *l'hypothèse néotectonique* : il existerait un seul glacis très étendu, en équilibre avec la mer redonniens, et qui a continué son évolution en s'adaptant à la régression, avec érosion d'une grande partie des faluns pliocènes, miocènes, et dépôt des "gravieres rouges". A une certaine époque (Pliocène 3, Freytet et al., 1986), ce glacis primitivement unique a été effondré en un demi-fossé, et ses deux parties ont continué à évoluer (glacis du Layon et Plateau septentrional).

La surface d'ordre 1 (fig. 1) représente une reconstitution possible de la paléogéographie continentale, avec le problème du bombement vendéen. Ce relief date soit du Miocène, il a alors influencé les golfes marins miocènes et pliocènes, soit du Pliocène, et les dépôts marins qui le recouvraient ont été érodés. Mais dans les deux cas, les

dernières retouches de l'érosion sont pliocènes, à partir d'un héritage continental miocène (1<sup>er</sup> cas) ou d'une surface de régression marine (2<sup>e</sup> cas). La pente générale du glacis est soulignée ici, très exceptionnellement, par un réseau hydrographique actuel orienté sensiblement SW-NE. La surface d'ordre 2 (fig. 5A) coïncide approximativement avec la surface de l'extrême fin du Pliocène, juste avant le creusement des vallées quaternaires. L'ancien glacis unique a été faillé et le glacis du Layon représente une retouche importante avec changement de direction du drain majeur (SE-NW). Cet exemple montre l'intérêt de la détermination des deux types de surfaces, l'obligation d'un contrôle géologique solide et la limite de la méthode.

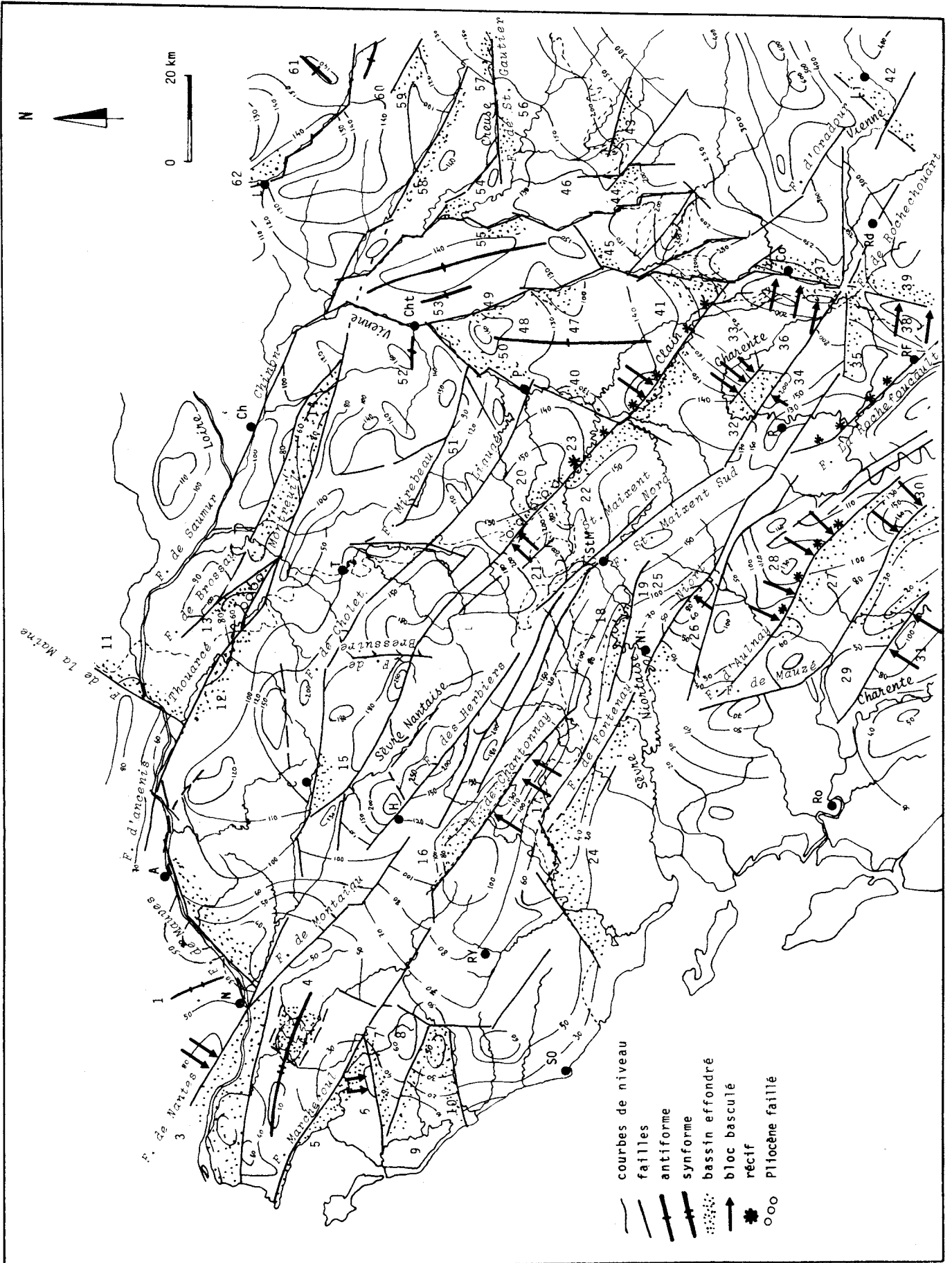
**Deuxième exemple.** La figure 5B montre un cas plus compliqué d'association de demi-fossés perpendiculaires à la pente, de blocs basculés et de fossés parallèles à la pente, et de fossés triangulaires, dans la région de l'Isle-Jourdain, Confolens, La Rochefoucault et Rochechouart. On remarquera l'adaptation des cours d'eau à la déformation néotectonique : la Vienne qui coulait en gros de l'est vers l'ouest (ancien affluent de la Charente) est brusquement déviée au nord. Dans la région où les deux rivières sont le plus proche, la Vienne est à 141 m et la Charente à 179 m ; les encaissements quaternaires sont donc considérables, par rapport à la surface "pliocène", mais les fossés ne sont pas très déprimés : 30 m pour l'Isle-Jourdain, 20 m pour Confolens, 20 à 30 m pour La Tache - Nieuil ; 20 à 70 m pour Massignac. Ces valeurs sont de même ordre que pour les fossés limousins (fig. 7).

**En résumé,** la figure 6 donne un aperçu de la surface de 2<sup>e</sup> ordre et de ses déformations en Vendée méridionale et en Poitou, et fait le raccord avec le Limousin (Freytet et al., 1985) et l'ensemble Berry - nord du Limousin (Freytet et al., 1986, fig. 3 et 6). La figure 7 est une tentative de reconstitution de l'ensemble de la région de Nantes à Clermont-Ferrand.

Dans l'état actuel des études, la surface "fini-pliocène" se présente comme un glacis complexe et accidenté s'appuyant sur des reliefs résiduels culminant de 600 m (Limoges-Ambazac) à 1 000 m (soubassement des Puys). Ces reliefs appartiennent à une "haute-surface" d'âge controversé. Nous excluons un âge hercynien, puisque les cartes de paléogéographie du Jurassique montrent qu'à cette époque, le Massif Central était entièrement submergé. Le façonnement a pu commencer avec comme niveau de base les mers du Crétacé inférieur, mais nous ignorons à partir de quel moment cette "basse surface" a pu commencer à se former, en s'encaissant de 100 à plus de 400 m dans la surface précédente.

En fin de fonctionnement, la "basse surface" se raccorde aux mers pliocènes (fig. 2) et cesse de dévoluer à la fin du Pliocène, avec le creusement des vallées quaternaires. Nous pouvons parler ainsi d'une surface composite mio-pliocène, mais qui a pu commencer à s'édifier plus tôt, et contenir des petits bassins intramontagneux dès l'Éocène (Gouzon, Menat, Aigurande) et l'Oligocène (Limagne d'Allier), alors qu'en Berry, Poitou et Touraine on trouve à cette époque des calcaires lacustres-palustres sur la surface elle-même ou déjà des fossés d'effondrement (Saint-Maixent, Brenne).

Par contre, au "Pliocène", avant l'encaissement des vallées quaternaires, la surface composite "mio-pliocène", tout comme la haute surface limousine, a subi de nombreuses retouches d'origine tectonique, qui ont été immédiatement suivies d'un réajustement hydrographique (raccord Vienne-Charente, fig. 5., "cuesta bajocienne" et Formation



d'Ardentes, (Freytet et *al.*, 1986, fig. 5). Très schématiquement, sur toute la surface (fig. 7) les demi-fossés liés à des failles de direction armoricaine sont largement représentés, prédominants en Vendée et dans le Sud du Poitou. Au méridien de Poitiers, ce faisceau N 100-115 est interrompu brusquement par le système de la Vienne (et de la Gartempe) et celui du Clain, pouvant représenter les répercussions superficielles de l'accident profond de la Vienne, d'orientation subméridienne, (Lorenz, 1985). L'interférence de ces deux directions donne naissance à des fossés triangulaires, comme celui de l'Isles-Jourdain. En Berry-Limousin, les directions des failles deviennent plus variables, et on assiste à une prolifération de fossés N-S parallèles aux Limagnes dont les failles bordières sont curieusement inactives à cette époque. Le Sillon houiller et la Faille de la Marche jouent aussi activement.

#### IV. Proposition d'une chronologie des déformations

Il faut insister sur le caractère provisoire de cartes des surfaces. Certains accidents (failles, fossés d'effondrement, blocs basculés) sont démontrés d'une manière définitive ; d'autres sont simplement probables, le plus souvent parce que le support géologique utilisé est tiré des anciennes cartes à 1/80 000, et que la dénomination "Miocène continental" et "Pliocène" recouvre un grand nombre de formations différentes. Enfin, surtout dans le bombement vendéen, il existe très probablement un nombre beaucoup plus important de déformations que nous pouvons soupçonner, mais non démontrer tant qu'une étude approfondie du "Plio-Quaternaire" n'aura pas été effectuée.

Dans le Berry et le nord du Limousin, nous avons pu mettre en évidence des rejeux de failles et des bombements anticlinaux et synclinaux, révélés par des emboîtements de portions de surfaces. Nous pouvons tenter d'étendre cette chronologie à l'ensemble de la région (fig. 7), avec des réserves pour la Vendée.

Nous rattachons à la compression miocène les trois dômes de Vendée et de Touraine qui ont influencé la forme du golfe marin. Mais si le Golfe était unique (voir ci-dessus) les déformations appartiendraient à la phase de compression Pliocène 3.

La distention Pliocène 1, de direction E-W n'est séparable de la distention Pliocène 4, de même direction, que lorsque les deux déformations ont agi successivement sur le même fossé (Pliocène 4, d. fig. 7). Lorsqu'une seule phase a joué, nous ne pouvons pas choisir entre 1 et 4, et nous l'avons attribuée à la phase 4, qui semble largement répandue, alors que la phase 1 semble centrée sur le Bourbonnais.

Enfin, les phases Pliocène 3 et 4 sont probablement dans la continuité l'une de l'autre, par rotation de la distension, chaque demi-fossé ou bloc basculé réagissant lorsque son orientation est la plus favorable à la déformation.

#### V. Conclusions

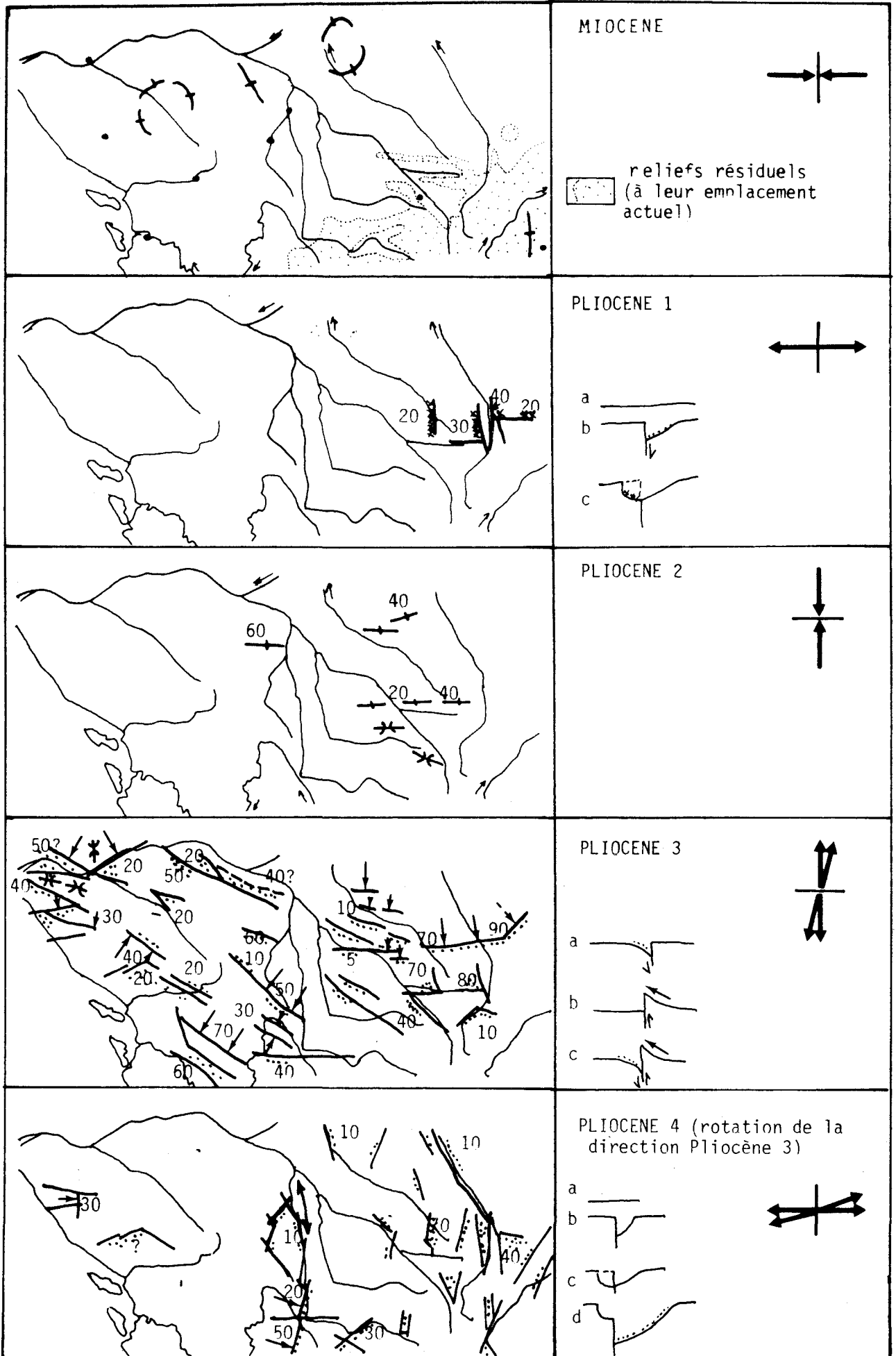
Au terme de cette brève étude, et pour rester dans le cadre du thème "Fossés d'effondrement sur socle", nous voudrions insister sur la méthode géomorphologique qui permet de reconnaître ces fossés, sur les limites actuelles de la méthode et les améliorations qu'on pourrait lui apporter.

Fig. 6. - Effondrements et basculements de blocs entre Vendée et Limousin occidental.

Un certain nombre de fossés contient du Pliocène également connu sur les reliefs voisins : le mouvement néotectonique est certain. Dans d'autres cas, la différence d'altitude de part et d'autre d'un accident suggère un bloc basculé et un demi-fossé d'effondrement, mais d'une manière hypothétique. En Vendée, il est très difficile de reconnaître de tels effondrements en raison de l'action possible de l'érosion différentielle entre granites et roches métamorphiques.

1 : bloc de Nantes, soulevé au sud-est et au sud-ouest, déformé en synforme NNW-SSE ; 2 : fossé triangulaire de Vertou ; 3 : fossé à bords parallèles de Paimbœuf, ou paléotopographie ante-Pliocène remblayée par des dépôts marins (fossé d'effondrement anté-Pliocène ?) ; 4 : synclinal de Chéméré-Grand-Lieu (ou fossé d'effondrement de Grand-Lieu, selon le schéma structural des feuilles à 1/50 000 de la région) ; 5 : demi-fossé de Machecoul, associé à 6 : bloc basculé de gneiss de Saint-Étienne-de-Mer-Morte ; 7 : demi-fossé d'effondrement de Touvois, associé à 8 : bloc basculé de la Robinière-Grand-Landes ; 9 : fossé de Chalans, associé à 10 : bloc basculé de Maché ; 11 : demi-fossé d'Angers, effondré le long de la faille de la Maine d'environ 30 m ; 12 : demi-fossé de Thouarcé (voir fig. 5) ; 13 : fossé de Doué-la-Fontaine, avec du Pliocène faillé selon la carte à 1/50 000 (40 m d'effondrement) ; ce fossé peut être triangulaire s'il est limité au Nord par la faille de Brossay, la "cuesta turonienne" étant au moins en partie un abrupt de faille ; 14 : demi-fossé de Montreuil-Bellay, qui pourrait être un fossé complet à bords parallèles si la "cuesta turonienne" est un abrupt de faille (faille de Brézé) ; 15 : demi-fossé de Saint-Christophe-du-Bois ; 16 : demi-fossé de Chatonnay, associé à 17 : bloc basculé de la Caillère ; 18 : demi-fossé de Saint-Gelais associé à 19 : bloc basculé de Chauray ; 20 : demi-fossé de Vasles, à Pliocène faillé (feuille de Niort à 1/80 000), associé à 21 : bloc basculé de Saint-Martin-du-Fouilloux, mais le relief en ce point pourrait être dû à la lithologie (leucogranite) ; 22 : demi-fossé de Sommières-du-Clain, associé à 23 : bloc basculé de Champagné Saint-Hilaire (avec un horst renfermant du Lias), c'est la "cuesta bajocienne" poitevine ; 24 : fossé complexe du Marais poitevin ; 25 : demi-fossé de Prahac, associé à 26 : bloc basculé de Saint-Romans-des-Champs ; 27 : demi-fossé de Néré, associé à 28 : bloc basculé de Contré ("cuesta kimméridgienne") ; 29 : fossé de Migron, limité par le bloc basculé de Rouillac (30), kimméridgien, et de Saint-André (31), Crétacé supérieur ; 32 : fossé de Genouillé, limité par le bloc basculé de Charroux (33) et celui de Saint-Coutant (34) ; 35 : demi-fossé de la Tache-Nieuil, effondré le long de la faille du Son (fig. 5) qui se prolonge à l'est de la Vienne (très beau linéament sur l'image satellite) ; 36 et 37 : blocs basculés de Loubert et de Mazerolles, associés aux demi-fossés de Confolens (38) et de Massignac (39) avec rotation le long d'une grande famille de failles constituant le "système de la Vienne" (fig. 5) ; 40 : demi-fossé de la vallée du Clain ; 41 : bloc basculé du Clain ; 42 : demi-fossé de Limoges ; 43 : demi-fossé de Brigueil-le-Chantre ; 44 : demi-fossé d'Azat-le-Riz - vallée du Salleron ; 45 : demi-fossé complexe de Ruffec ; 46 : demi-fossé complexe de Montmorillon ; 47 : demi-fossé de Morthermer ; 48 : bloc de Saint-Julien-Lars, effondré ses bords est et ouest, soulevé sur son bord sud ; 49 : demi-fossé complexe de la Chapelle-Moulière ; 50 : demi-fossé complexe de Poitiers ; 51 : demi-fossé de Villemaignonnée ; 52 : anticlinal de Châtellerault ; 53 : horst, anticlinal ou bloc de la Forêt de la Guerche-Pleumartin ; 54 : demi-fossé de Saint-Pierre-de-Maille ; 55 : demi-fossé complexe de Saint-Savin ; 56 : demi-fossé de Ruffec-sur-Creuse ; 57 : demi-fossé de Saint-Gaultier ; 58 : demi-fossé de Vendœuvre ; 60 : bloc basculé de Buzançais ; 61 : bloc basculé de Tendu ; 62 : demi-fossé de Loches.

(les fossés et blocs notés 42 à 62 ont déjà été décrits dans Freytet et *al.*, 1985 et 1986).



Dans les zones de socle ou de couverture, où le Pliocène marin est connu, la reconstitution du toit des dépôts bute sur le simple problème de l'épaisseur des formations marines, celles-ci comblant une paléotopographie souvent très contrastée (feuille de Paimbœuf).

La vaste surface fini-pliocène, dont les dépôts corrélatifs sont appelés "très haute terrasse", ou "dépôts antérieurs au creusement des vallées", a valeur, pour nous, de glaciaire d'accumulation, à faible épaisseur de sédiments, et nous pouvons utiliser les différences d'altitude du sommet de cette formation pour estimer les déformations, rejet des effondrements ou amplitude du soulèvement des blocs basculés ("cuesta bajocienne" du Berry).

La densité des fossés d'effondrement semble être d'un cas par feuille à 1/50 000, en moyenne. Si certaines régions semblent dépourvues de tels accidents, il faut reprendre le terrain du point de vue structural et "géologie du Quaternaire". L'étude en serait d'autant plus intéressante que les formations corrélatives de la surface "mio-pliocène" pourraient contenir des gîtes minéraux alluvionnaires. La géomorphologie est déjà utilisée dans une certaine mesure pour ce type de prospection, elle peut aussi devenir un moyen d'identification systématique des effets de la néotectonique.

## Références bibliographiques

- BAULIG H. (1931). - Présentation de deux cartes morphologiques du Plateau Central de la France. Congrès Intern. Géogr., Paris II, Question 16, pp. 424-434, 1 carte h.-t.
- DEBRAND-PASSARD S. (1982). - Le Jurassique supérieur du Berry. Mém. BRGM Fr. n° 119, 228 p., 108 fig., 7 pl. h.-t.
- DEFFONTAINES B. (1985). - Proposition d'une méthode géomorphologique permettant une approche de la néotectonique en pays tempéré, exemple d'application : la région de Fougères (France). Rapport BRGM 85 SGN 659 GEO, 2 vol. 125 + 94 p.
- FREYET P., LEROUGE G., LORENZ C., LORENZ J. (1986). - Intérêt de l'étude pluridisciplinaire d'une région : stratigraphie, géologie structurale, géomorphologie, néotectonique, télédétection du Sud du bassin de Paris. *Bull. Inf. Géologues Bass. Paris*, 23, 2, pp. 3-15.
- FREYET P., LEROUGE G., QUENARDEL J.-M., BOGDANOFF S., BOUVIER P., COHEN-JULIEN M., LEMAIRE D., ROLIN P., SCHMITT P. (1985). - Esquisse néotectonique des pays limousins, marchois et bourbonnais (Nord du Massif Central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 301, II, 15, pp. 1163-1168.
- FREYET P., PLAZIAT J.-C. (1982). - Continental carbonate sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. *Contrib. to Sedim.* 12, 213 p. Schweizerbart'sche Verlag., Stuttgart.

FLAGEOLET J.-C. (1977). - Origine des reliefs, altération et formations superficielles : contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins. L'exemple du Limousin et de la Vendée du Nord-Ouest. Thèse Lettres, (1976), Sci de la Terre, Nancy, Mém. n° 35, 461 p.

FOURNIGUET J. (1987). - Géodynamique actuelle en France, *Géochronique*, 23, 17-21, couverture p. 4.

GABILLY J., CARIOUX E., HANTZPERGUE P. (1985). - Le détroit du Poitou au Jurassique : mythe ou réalité paléogéographique ? *Coll. Seuil, Poitiers, Bull. Sect. Sci. IX*, pp. 141-159.

GVIN V. Y. (1965). - Using one order valley length maps to predict structures in the northern part of the Volga-Urals petroliferous province. *Proc. Ac. Sci. USSR, Earth Sc. section*, (trad. anglaise), 160, 16-18, 1 fig. et tabl.

HORTON R. E. (1945). - Erosional development of streams and their drainage basins : hydrophysical approach to qualitative morphology. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 56, pp. 275-370, 40 fig.

KLEIN C. (1975). - Massif armoricain et bassin de Paris... Thèse Lettres, Ophrys, Gap, 882 p.

KLEIN C. (1984). - Une notion centenaire, la notion de cycle en géomorphologie. *Physio-Géo*, 11, pp. 61-101.

LEROUGE G. (1984). - Contribution à l'étude de la fracturation du nord-ouest du Massif Central et du sud du bassin de Paris. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Orléans, 170 + 224 p., 44 fig., 2 cartes h.-t.

LEROUGE G. (1987). - Tectonogenèse comparée de deux segments la chaîne hercynienne : le Massif Central français septentrional et le Sud du Massif armoricain. Thèse Sci., Orsay, 350 p.

LORENZ C. (1985). - La place du seuil du Poitou dans l'évolution structurale du sud du bassin de Paris. *Coll. Seuil, Poitiers, Bull. Sect. Sci.*, IX, pp. 79-90.

LORENZ C., LORENZ J. (1985). - Structuration du sud du bassin de Paris en blocs basculés de direction sud armoricaine. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, II, 301, pp. 239-241.

MOREL J.-L. (1987). - Évolution récente de l'orogène rifain et de son avant pays depuis la fin de la mise en place des nappes (Rif, Maroc). Thèse Sci., Univ. Paris-Sud Orsay, 583 p.

NAUDIN J.-J., PRUD'HOMME R. (1971). - Méthodes d'analyses morphologiques et morphostructurales d'interprétation des topographies et des bathymétries dans les domaines continentaux et marins. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine* 10, pp. 111-154, 54 fig. h.-t.

PRUD'HOMME R. (1972). - Analyse morphostructurale appliquée à l'Aquitaine occidentale et au Golfe de Gascogne. Définition d'une méthodologie cartographique interprétative. *Mém. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, 4, 365 + 28 p.

ROSANOF M. (1986). - Carte néotectonique du Maroc occidental, + notice 53 p. dactyl, Rapport Serv. Carte Géol., Ministère de l'Énergie et des Mines du Maroc.

SCANVIC J.-Y., WEECKSTEEN G. (1980). - Carte des linéaments de France à 1/1 000 000. Documents BRGM n° 14, notice 14 p.

VOGT J. (1981). - Carte sismotectonique de la France. *Mém. BRGM Fr.* n° 111, notice 36 p.

### Fig. 7. - Proposition d'une chronologie des déformations mio-pliocènes en Vendée, Poitou, Berry et Nord du Limousin.

Cette reconstitution est provisoire par manque d'informations précises sur les formations superficielles attribuables au Pliocène en Vendée ; les renseignements sur le Limousin sont rares (feuilles d'Ambazac et Bourgneuf, éditées ; feuilles d'Aigurande, Dun-le-Palestel, Boussac, en cours).

**Miocène** : compression E-O (mais pourrait monter dans le Pliocène inf.).

**Pliocène 1** (pouvant commencer dans le Miocène supérieur) : distension E-O, pouvant correspondre au relâchement de la contrainte miocène.

A partir du glaciaire initial (a) se forme un demi-fossé (b et pointillé) ; l'érosion attaque le bord demeuré immobile (c et pointillé plus croix) ; l'amplitude de l'effondrement en indiquée en mètres.

**Pliocène 2** : compression nord-sud, responsable de la formation d'anticlinaux et de synclinaux. Cette déformation n'est pas connue avec certitude en Vendée.

**Pliocène 3** : distension nord-sud (relâchement probable de la contrainte précédente), responsable de la formation de demi-fossés (a), de blocs basculés (rotationnels) (b) ou d'une association des deux (c).

**Pliocène 4** : distension est-ouest. La direction des demi-fossés d'orientation sud-armoricaine suggère une rotation de la déformation distensive nord-sud.

a : état initial ; b : demi-fossé de la phase Pliocène 1 ; c : érosion ; d : second effondrement ; le pointillé indique la zone effondrée et l'amplitude est reportée en mètres. On peut rapporter à cette dernière phase certains blocs basculés.