

Structure de la Champagne crayeuse occidentale et de la Côte champenoise : mise en évidence et analyse de déformations anté et post-thanétiennes*

Jacques LE ROUX (1), Jacques ALLOUC (2)

Mots clés : Carte structurale isoplèthe, Déformation, Crétacé sup., Tertiaire, Discordance, Cisaillement.
Marne Département, Ardennes Département.

Résumé

Le tracé de cartes structurales en isohypses, grâce aux prélèvements datés par la microfaune dans le Crétacé et à partir des contours géologiques pour le toit de la Craie et le Tertiaire, permet d'analyser la discordance entre la Craie et les dépôts paléocènes. Les déformations de la Craie apparaissent liées à des efforts en cisaillement contemporains de la phase de compression sub-mérienne finie-crétacée à éocène. La structuration de la Craie acquise avant le recouvrement thanétien peut être prépondérante par rapport à celle qui lui est postérieure et de style différent.

Abstract

Isobath structural maps were drawn to show the unconformity between cretaceous chalk and paleocene deposits in western Champagne. Numerous micropaleontological datas in Chalk were used, as well as geological outlines of the erosional Chalk surface and of the Ypresian top-wall. Folding and faulting of the Chalk are bound to shear stresses contemporaneous with the terminal Cretaceous to Eocene submeridian compressional event. Chalk deformations recorded before the thanetian deposits may be locally more important than the younger one, and are possibly of a different structural setting.

I. Introduction

Généralités

Grâce à la mise au point d'une échelle biostratigraphique permettant un découpage du Sénonien en dix biozones (Monciardini, in Alcayde et *al.*, 1980), et à des campagnes de prélèvements systématiques lors de l'établissement des cartes géologiques, les connaissances sur les craies typiques du nord et de l'est du Bassin de Paris ont beaucoup progressé depuis une dizaine d'années. Les informations acquises ont permis d'établir des synthèses lithologiques et biostratigraphiques (Devries et *al.*, 1974 ; Monciardini et *al.*, 1977, Monciardini, 1980) et d'esquisser une reconstitution des paléoenvironnements lors de la sédimentogénèse des craies de Champagne (Bellier et Monciardini, 1986) et de la limite Senonais-Champagne (Pomerol et Monciardini, 1983).

Au contraire, les travaux consacrés à l'analyse des traits structuraux qui affectent les formations crayeuses de la partie orientale de l'"auréole" crétacée sont peu nombreux et ne concernent généralement que la tectonique

cassante (Labourguigne et *al.*, 1978 ; Pomerol et Monciardini, 1980) ou se rapportent à des aspects très locaux de la structure (Laurain, 1980).

Pourtant, malgré les difficultés inhérentes à l'absence de niveaux repères, il est possible, à partir de la datation micropaléontologique des échantillons prélevés lors des levés géologiques, d'obtenir une image cartographique des déformations et de les analyser. La méthode, qui fait appel aux courbes en isohypses, a d'ailleurs été appliquée par Broquet (1980) aux craies coniaciennes du Bas Pays Picard.

Lorsqu'il est possible d'appliquer cette technique pour plusieurs formations superposées, comme c'est le cas notamment à proximité de la limite d'érosion du Tertiaire, il devient alors possible d'analyser les déformations successives qui ont contribué à donner aux couches géologiques leur géométrie actuelle.

L'étude structurale présentée ici concerne surtout la région de la Champagne comprise entre la Marne et la Vesle, c'est-à-dire la terminaison orientale de la Montagne de Reims. Le point de départ de cette analyse des déformations est le lever cartographique de la feuille Avize à 1/50 000 pour laquelle une esquisse structurale, étendue aux feuilles Reims au nord et Épernay à l'ouest, a été tracée à partir de différents niveaux du Crétacé et du Tertiaire. Toutefois, l'exploitation des résultats acquis, tant sur la structure de la Craie que sur la géométrie de la discordance entre le Tertiaire et le toit de la Craie, a rendu nécessaire l'analyse structurale d'une surface beaucoup plus vaste. Ainsi, grâce aux cartes géologiques pu-

* Manuscrit reçu le 27 mars 1987 et accepté le 16 mars 1988.

(1) Université de Nancy I, Laboratoire de Géologie des Ensembles Sédimentaires. BP 239, 54506 Vandœuvre-les-Nancy Cedex.

(2) E.N.S.G., Laboratoire de Sédimentologie-Substances Utiles et Énergétiques. BP 452, 54001 Nancy Cedex.

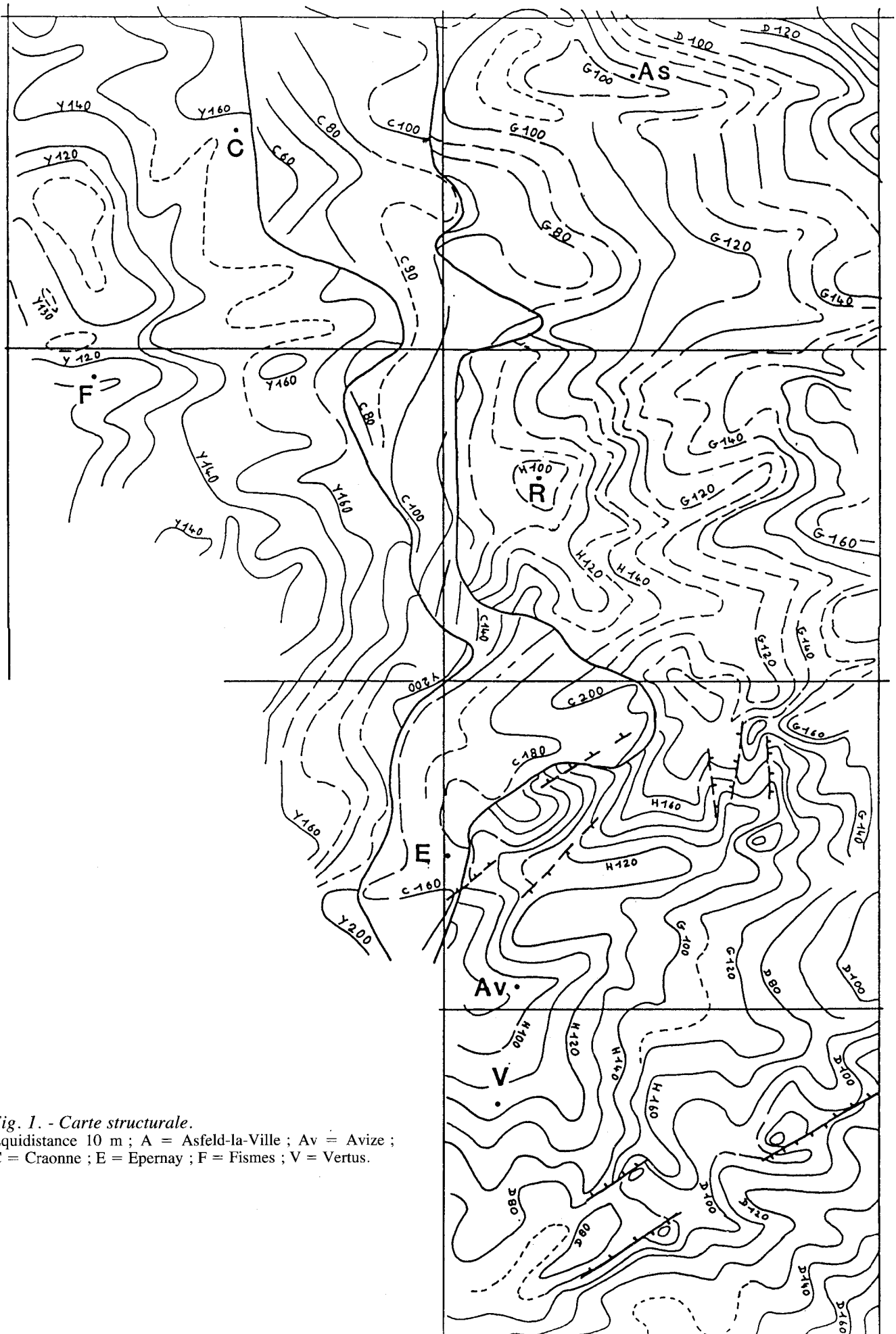


Fig. 1. - Carte structurale.

Equidistance 10 m ; A = Asfeld-la-Ville ; Av = Avize ;
C = Craonne ; E = Epernay ; F = Fismes ; V = Vertus.

bliées, l'étude a été entreprise sur une aire qui s'étend sur 3 000 km² environ, de la Somme-Soude au Sud à la vallée de l'Aisne au nord ; l'ensemble correspond à l'emprise des cartes géologiques à 1/50 000 Vertus, Avize, Reims, Asfeld-la-Ville, Craonne, et s'étend partiellement sur celles d'Épernay et de Fismes. Les courbes structurales du toit de la Craie sur la figure n° 1 occupent approximativement l'emplacement de la Côte champenoise ; à l'ouest de celle-ci s'étendent les formations tertiaires, tandis qu'à l'est affleurent les craies coniaciennes, santoniennes et campaniennes de la Champagne sèche.

Réalisation des cartes structurales

Toit de la Craie - toit de l'Ypresien

Les courbes structurales ont été tracées soit à partir des observations de terrain (carte Avize), soit à partir des contours géologiques publiés. Pour analyser la discordance Craie-Tertiaire, il est nécessaire de disposer, en plus du toit de la Craie, d'un niveau repère pas trop élevé dans la série tertiaire, facilement repérable sur le terrain et de vaste extension géographique. Il apparaît que le toit des Sables cuisiens (Yprésien supérieur) répond à ces conditions bien que ces sables soient franchement marins au nord (région de Fismes et Craonne) alors qu'ils correspondent à des dépôts estuariens au sud (région d'Épernay).

Toit des biozones de la Craie

Lorsque l'on dispose d'un nombre suffisant de points de prélèvements correctement répartis sur l'ensemble de la zone à étudier, il est possible, connaissant l'attribution stratigraphique de chacun d'eux et l'épaisseur des biozones, de tracer les isohypses du toit de ces dernières. De même que les courbes de niveau de la surface topographique traduisent son relief, les isohypses (également appelées isobathes par les géologues pétroliers) donnent une image des déformations que ces surfaces ont enregistrées. Les principes généraux qui guident l'élaboration des cartes en isohypses ont été rappelés par Le Roux (1976-1983) dans les notices des cartes géologiques à 1/50 000 Nancy et Briey). Les techniques propres aux formations crayeuses pour lesquelles on ne connaît, a priori, ni la position exacte du prélèvement par rapport au toit de la biozone à laquelle il appartient, ni l'épaisseur de cette dernière, sont discutées par Allouc et Le Roux dans les notices des cartes Avize (1986) et Attigny (à paraître). C'est l'application de ces principes et de ces techniques aux prélèvements effectués lors du lever de la feuille Avize, ou aux points d'échantillonnage mentionnés sur les cartes Vertus, Reims et Asfeld-la-Ville, qui a permis de réaliser l'étude structurale présentée ici.

II. Le cadre structural régional

Structure de la craie

Généralités

La Champagne et la bordure orientale de la Côte de l'Ile-de-France ne constituent pas, bien entendu, des régions plissées au sens habituel du terme et il n'y existe pas de structures décelables à l'œil nu. Cependant, à l'échelle d'une carte à 1/50 000, la surface des couches géologiques est toujours clairement ondulée. En l'absence

d'une terminologie adaptée aux déformations de faible amplitude et à grand rayon de courbure, nous avons conservé le vocabulaire hérité de la tradition : anticlinal, synclinal, dôme, cuvette ; ces termes n'ont aucune implication cinématique et demeurent purement descriptifs.

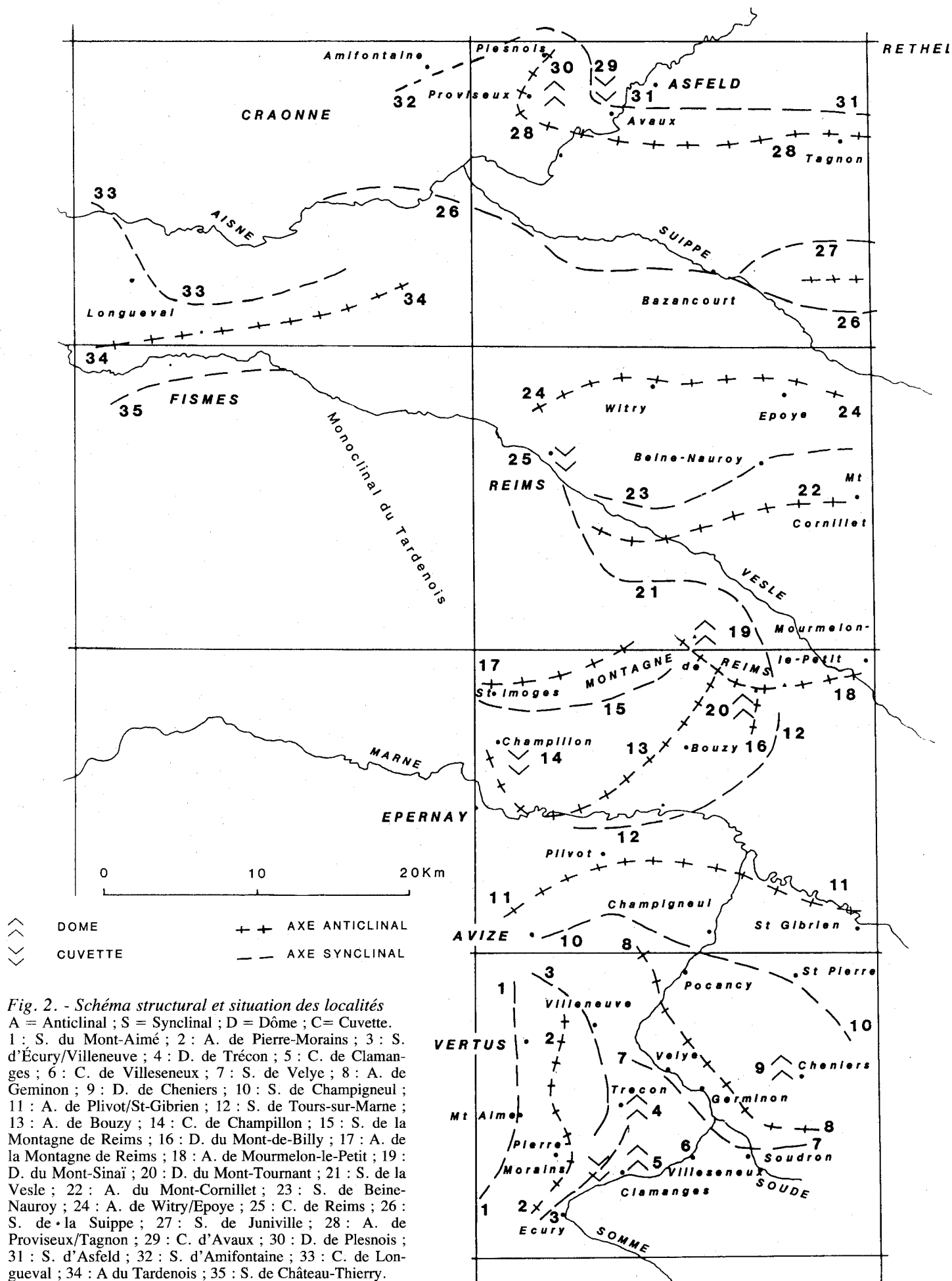
La région étudiée, située sur la remontée orientale du Bassin de Paris, apparaît comme une vaste surface gauche dont la pente moyenne est de 4 à 5 pour 1 000 (fig. 1). Le pendage général, sensiblement NW au sud de la Montagne de Reims, devient W au nord de cette unité morphologique. A cette échelle, ce changement d'orientation traduit la courbure du bassin de Paris ; l'extension du cadre structural vers le Rethelois et le Laonnois ferait apparaître de même une pente générale orientée cette fois vers le sud-ouest.

De nombreuses ondulations d'extension régionale viennent compliquer ce dispositif simple ; celles-ci ont une direction variable N-S ou NW-SE au sud (feuille Vertus), puis essentiellement E-W au centre et au nord, c'est-à-dire à partir de la feuille Avize (fig. 1). L'amplitude de ces ondulations est variable suivant les secteurs considérés. Les dénivelées les plus importantes se situent à l'emplacement ou au voisinage de la terminaison orientale de la Montagne de Reims, entre le synclinal de Tours-sur-Marne au sud et le synclinal de la Vesle au nord ; elles y dépassent fréquemment 40 m et peuvent atteindre 80 mètres. Au contraire, malgré des valeurs avoisinant très localement 40 à 50 m, les dénivelées moyennes ne sont que de 15 à 20 m au sud du synclinal de Tours-sur-Marne et restent comprises entre 25 et 30 m au nord du synclinal de la Vesle. A partir de ces observations, il est donc possible de subdiviser le secteur de la Champagne crayeuse étudié ici en une zone sud, une zone centrale (correspondant approximativement à la Montagne de Reims) et une zone nord.

Zone sud

Ce secteur correspond dans ses grandes lignes à un monoclinal NE-SW affecté par des ondulations synclinales et anticlinales plus ou moins larges. La pente moyenne est de 5 pour 1 000. Les ondulations ont des directions variables mais, du sud-ouest (bordure ouest de la feuille Avize) vers le nord-est (limite de la zone centrale) le changement d'orientation de leur axe d'allongement moyen est à peu près régulier (fig. 2) ; tout d'abord essentiellement N-S (synclinal du Mont-Aimé et anticlinal de Pierre-Morains), elles prennent ensuite une direction sensiblement NW-SE (synclinal de Velye et anticlinal de Germinon) et enfin E-W (synclinal de Champigneul et anticlinal de Plivot-St-Gibrien). Le synclinal d'Écury/Villeneuve, pourtant franchement arqué et interrompu dans la région de Trécon, s'intègre également dans ce dispositif. Toutes les ondulations synclinales confluent vers la zone déprimée d'Avize et peuvent donc être considérées comme des digitations d'une même structure, laquelle correspond peut-être au synclinal de Montmort décelé plus à l'ouest (Labourguigne et al., carte t2, 1980).

Ce dispositif est recoupé par des accidents cassants qui déterminent une lanière NE-SW ; cette dernière interrompt certaines ondulations (synclinal de Champigneul au nord-est de Cheniers) ou les décale (synclinal d'Écury/Villeneuve au sud de Trécon). Des structures en dômes ou en cuvettes d'une dénivelée de l'ordre de 20 m sont associées à cette lanière et déterminent localement des pentes structurales dépassant 10 pour 1 000. Certaines de ces déformations mineures résultent très vraisemblable-



ment de la modification d'une structure plus importante aux abords ou à l'intérieur de la lanière (cuvette de Clamange par exemple) ; d'autres, au contraire, apparaissent strictement liées aux failles (cuvettes de Villeseneux, dômes de Trécon et de Cheniers).

Zone centrale

Comme il a été dit précédemment, la zone centrale correspond approximativement à la Montagne de Reims et à ses abords immédiats. Il s'agit d'un ensemble structural complexe constitué par l'anticlinal de la Montagne de Reims au nord-ouest et par l'anticlinal arqué de Bouzy au sud et sud-ouest, tous deux relayés à l'est par l'anticlinal de Mourmelon-le-Petit ; le synclinal de la Montagne de Reims ne représente pour sa part qu'une structure mineure. Cet ensemble d'orientation générale E-W est surélevé de 60-70 m, voire 80 m, par rapport aux dépressions qui le bordent sur plus de 270 degrés (cuvette de Champillon au sud-ouest, synclinal arqué de Tours-sur-Marne au sud et au sud-est, synclinal en "s" de la Vesle au nord ; fig. 1 et 2). Par ailleurs, la partie sud de cette zone centrale est affectée par des failles ou flexures rayonnant à partir des culminations du Mont-Sinaï, et du Mont-Tournant (fig. 1 et 2) ; ces failles ou flexures décalent les structures (la cuvette de Champillon peut être considérée comme une partie déplacée vers le nord du synclinal de Tours-sur-Marne) ou morcellent la ligne de crête, d'où l'existence des dômes du Mont-Sinaï du Mont-Tournant et du Mont-de-Billy, ce dernier situé sur la terminaison orientale de ce complexe structural. La pente moyenne est difficile à apprécier ; très faible ou nulle au voisinage de la ligne de crête, elle peut dépasser 20 pour 1 000 sur les flancs de certaines structures.

Zone nord

Cette zone, qui s'étend du synclinal de la Vesle au sud, à la vallée de l'Aisne au nord, est caractérisée par des ondulations à très grands rayons de courbure dans sa partie centrale (anticlinal de Witry/Epoye et synclinal de la Suippe). Au contraire, au sud (anticlinal du Mont-Cornillet et synclinal de Beine-Nauroy) et au nord (anticlinal de Proviseux/Tagnon et synclinal d'Asfeld), les déformations sont plus marquées. Les ondulations ont essentiellement une direction E-W, mais deux d'entre elles, le synclinal d'Asfeld et l'anticlinal de Proviseux/Tagnon, s'arquent pour prendre une direction approximativement N-S ou NNE-SSW au niveau de leur terminaison occidentale. Comme celles du synclinal en "s" de la Vesle et de l'anticlinal de Bouzy reconnus dans la zone centrale, ces inflexions, bien que très locales, rappellent les structures N-S de la zone sud. La pente moyenne est de 5 pour 1 000 sur la feuille de Reims et les dénivelées dépassent souvent 30 m (elles atteignent localement 50 m). Sur la feuille Asfeld-la-Ville, la pente moyenne n'est que de 4 pour 1 000 et l'amplitude des déformations est de l'ordre de 20-25 m, sauf en limite NE et à l'ouest où elle atteint localement 40-50 m. Il est très probable que la plupart des ondulations synclinales et anticlinales de cette zone nord se prolongent vers l'est, comme l'a montré l'analyse de la carte Attigny à 1/50 000 (à paraître). Au contraire, si l'on excepte le synclinal de la Suippe, qui peut être suivi assez loin, jusque dans la région de Craonne, les synclinaux et anticlinaux de cette zone nord sont limités vers l'ouest par des structures en dômes et cuvettes. Ainsi :

- la cuvette de Reims est le lieu de convergence des synclinaux de la Vesle et de Beine/Nauroy ;
- la cuvette d'Avaux (à l'ouest d'Asfeld), avec une direction d'allongement principale E-W, correspond à la

terminaison du synclinal d'Asfeld ; elle assure par ailleurs le relai avec le synclinal d'Amifontaine qui débute immédiatement au NNW de la cuvette ;

— le dôme arqué de Plesnois, également situé à l'ouest d'Asfeld, représente pour sa part la terminaison de l'anticlinal de Proviseux/Tagnon.

La convergence des synclinaux de la Vesle et de Beine/Nauroy vers la cuvette de Reims donne à la structure une allure digitée qui n'est pas sans rappeler celle qui a pu être mise en évidence dans la région de Vertus. Cette "dichotomie" se retrouve vers Bazancourt où se rejoignent les synclinaux de la Suippe et de Juniville. Également reconnue dans la prolongation orientale de ces deux synclinaux (notice Attigny, à paraître) cette digitation des structures apparaît donc comme une constante régionale.

Structure au toit de la Craie

La restitution de la structure n'est possible que sur l'étroite bande correspondant à la Côte champenoise et il est donc difficile d'en donner une description détaillée. Dans ses grandes lignes la structure au toit de la Craie est voisine de la structure levée dans la Craie. Cependant, dans la région de la Montagne de Reims, la comparaison des figures 3 et 4 fait ressortir une disharmonie certaine entre les déformations affectant la Craie d'une part, le toit de la Craie d'autre part. Dans l'axe de l'unité géographique de la Montagne de Reims, on retrouve l'anticlinal de la Montagne de Reims ; par contre, sur le flanc sud, le synclinal de la Montagne de Reims n'a plus la même configuration. Étant donné son importance dans l'analyse et l'interprétation des déformations qui ont affecté la région considérée ici, l'étude géométrique de cette discordance fera l'objet d'un chapitre particulier.

Structure au toit de l'Yprésien

La pente moyenne, voisine de 5 pour 1 000 dans la région d'Épernay, n'est plus que de 1,5 pour 1 000 sur la feuille de Craonne. Les dénivelées les plus importantes ne dépassent pas 25 m. Sur une bande parallèle à la Côte champenoise, la structure apparaît à peu près monoclinale avec seulement quelques ondulations à très grands rayons de courbure. De direction approximativement N-S dans la partie sud, les isohypses s'infléchissent vers le NNW au nord, conformément à la courbure du bassin de Paris. A l'ouest de cette bande, les ondulations structurales d'allongement WSW qui se développent de part et d'autre de la Vesle, correspondent aux terminaisons orientales de deux grandes structures : le synclinal de Château-Thierry et l'anticlinal du Tardenois. Au nord de ce dernier, la zone déprimée de Longueval et la surélévation qui la limite à l'ouest appartiennent à un ensemble en dômes et cuvettes développé jusque dans le Soissonnais. (de la Querrière et *al.*, 1971 ; Labourguigne et *al.*, 1980).

Il existe une disharmonie entre les déformations au toit de la Craie et au toit de l'Yprésien (fig. 4 et 5) ; toutefois, elle est nettement moins accusée que celle reconnue entre le toit de C6i et celui de la Craie.

III. Étude de la discordance Craie-Tertiaire

La disharmonie entre les structures relatives à la Craie d'une part, au toit de la Craie et du Cuisien (Yprésien supérieur) d'autre part, permet de reconstituer l'histoire

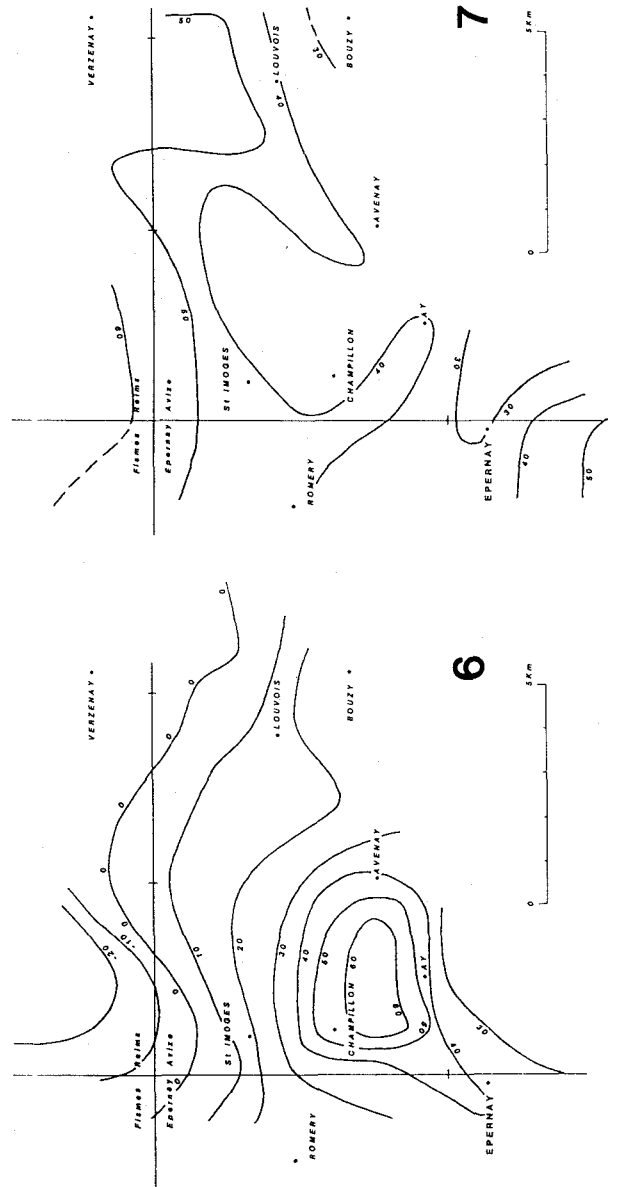
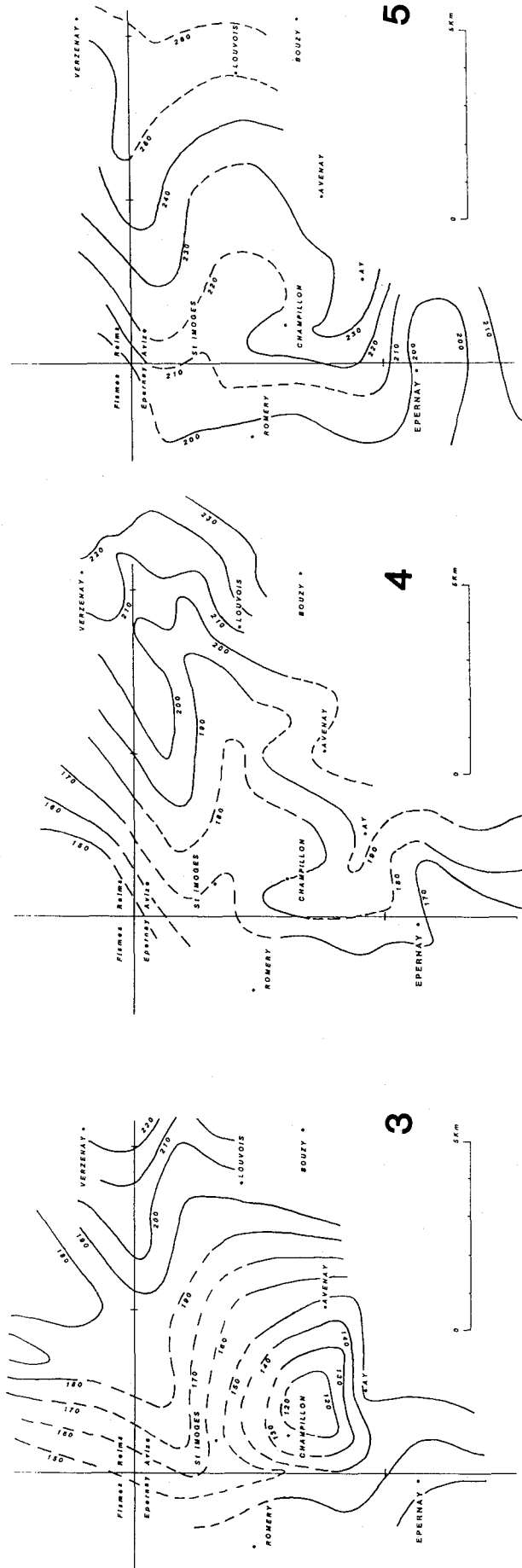


Fig. 3 à 7
 3. - ISOHYPSES au toit de C6i
 4. - ISOHYPSES au toit de la CRAIE
 5. - ISOHYPSES au toit de l'YPRESIEN
 6. - ISOPAQUES du sommet de la CRAIE (toit de la Craie/toit de C6i).
 7. - ISOPAQUES de la base du TERTIAIRE (toit de l'Yprésien/toit de la Craie).

des déformations des ensembles impliqués. Malgré l'hétérogénéité des informations ne permettant pas une cartographie détaillée de chacun des niveaux, cette disharmonie est bien visible dans la partie sud de la zone centrale pour laquelle trois cartes structurales simplifiées (fig. 3 à 5) ont été dessinées.

Le toit de la Craie : un repère structural fiable

La comparaison des cartes 4 et 5 au toit de la Craie et au toit des Sables cuisiens montre de très grandes similitudes. En particulier l'anticlinal et le synclinal de la Montagne de Reims y sont très comparables. Il en est de même pour l'anticlinal de Bouzy, au nord d'Épernay. Les irrégularités de la paléosurface de la Craie sont donc négligeables par rapport aux déformations tectoniques postérieures. Sans nier ces irrégularités, d'ailleurs visibles en carrières, il est donc possible d'affirmer que celles-ci ne condamnent pas l'utilisation du toit de la Craie à des fins structurales.

L'érosion de la Craie est un phénomène diachrone car la Craie est recouverte, tantôt par le Thanétien, tantôt par le Sparnacien. La déformation mise en évidence par les isopaques n'est donc pas à rapporter à un laps de temps précis, mais elle témoigne, comme la sédimentation, d'une certaine instabilité de la région et d'une mise en place progressive de la structure.

Les mouvements tectoniques anté-thanéliens

La superposition des cartes structurales au toit de la zone C6i et au toit de la Craie permet de construire, par différence, les isopaques de la partie comprise entre ces deux repères. Si l'on considère le toit de la Craie comme une surface approximativement horizontale à cette échelle, ces isopaques représentent donc la déformation du toit de C6i avant l'érosion de la Craie. Cette déformation, acquise antérieurement au Thanétien, est importante : entre la crête de l'actuel anticlinal de la Montagne de Reims et le fond de la cuvette de Champillon la dénivelée mise en évidence dépasse 50 m. Il n'est donc pas étonnant que la cuvette de Champillon, dont la dénivelée actuelle est de 70 à 80 m, n'apparaisse pas dans les niveaux supérieurs (fig. 5 et 6).

Les mouvements tectoniques post-thanéliens

Les déformations avant la fin de l'éocène inférieur

De la même manière, si l'on considère le toit de l'Yprésien comme une surface horizontale à la fin de son dépôt, la superposition des cartes en isohypses du toit de la Craie et du toit des Sables cuisiens permet d'obtenir une carte de la puissance de l'Éocène inférieur et du Paléocène. L'image, ainsi obtenue, des déformations qui se sont produites entre l'érosion de la Craie et la fin du dépôt du Cuisien montre que ces dernières apparaissent modestes (fig. 7) face aux déformations enregistrées par la Craie. Les isopaques mettent cependant en évidence une augmentation, déjà décrite (Laurain, 1980, notice de la carte Avize ; Laurain et Meyer, 1986), de l'épaisseur de l'ensemble Paléocène-Éocène inférieur vers le sud-ouest et le nord. De plus, cette carte fait apparaître des irrégula-

rités qu'il est possible de mettre en rapport avec la paléogéographie locale. Ainsi, dans la région d'Épernay, la limite d'extension des Sables cuisiens moule approximativement une zone haute de direction NW-SE. De même, le flanc SE de la zone déprimée NE-SW partant du nord d'Avenay correspond à une forte diminution d'épaisseur des faciès cuisiens. Ultérieurement, c'est encore à cet endroit que s'observent les limites d'extension des Marnes et Caillasses du Lutétien et des Marnes et Calcaires du Bartonien.

Il n'existe pas de rapport entre ces déformations et celles observées dans la partie supérieure de la Craie comme le montre la comparaison des cartes n° 6 et 7. La région de Champillon apparaît ici comme une zone relativement stable, où les dépôts de l'Éocène inférieur et du Paléocène font approximativement partout 40 à 45 m. Contrairement à ce qui s'est produit au Crétacé, cette région a pu éventuellement enregistrer un léger mouvement positif.

Les déformations postérieures au Cuisien

Elles sont évidemment visibles sur la carte en isohypses relatives au toit de cet étage. On y voit clairement se dessiner l'anticlinal et le synclinal de la Montagne de Reims, ainsi que le synclinal de Tours-sur-Marne. L'amplitude de ces mouvements ne dépasse cependant pas 40 mètres.

IV. Conclusions

Les conclusions que l'on peut tirer de cette étude structurale sont de deux types :

— D'une part la tectonique cassante apparaît liée à des efforts en cisaillement. Les failles, en effet, ont des rejets de sens variables, elle décalent, modifient ou interrompent les ondulations, ce qui signifie qu'elles se sont formées pendant une phase de plissement, après le début de mise en place des déformations souples. Ces dernières ont continué ultérieurement à se développer de manière indépendante, de part et d'autre des accidents cassants. Ainsi, le décalage, signalé plus haut, de certaines structures (synclinal de Tours-sur-Marne et d'Écury/Villeneuve), ne doit pas être interprété comme un rejet horizontal important, bien peu probable dans le contexte structural du bassin de Paris, mais comme la manifestation de l'indépendance des déformations de part et d'autre d'accidents cisaillants.

Compte tenu de leur orientation, la mise en place de ces structures est à rapprocher de la compression N-S mise en évidence dans l'ouest européen, et notamment dans le bassin de Paris, dont l'âge serait Crétacé supérieur à Éocène (Steiner, 1980 ; Trémoilières, 1981 ; Curnelle et Dubois, 1986).

— D'autre part, la tectonique souple nous révèle que la Craie a pu subir des déformations importantes après le Campanien et avant le dépôt des premiers sédiments tertiaires. Cette phase de déformation fini-crétacée à paléocène, déjà évoquée par quelques auteurs (Mégny, 1980 ; Curnelle et Dubois, 1986) apparaît ici suffisamment importante (cuvette de Champillon) pour que les mouvements tertiaires ultérieurs n'y apportent plus que des modifications mineures. Ainsi, une structure décelée dans le Tertiaire ou au toit de la Craie peut n'avoir qu'un rapport lointain avec la déformation de la Craie sous-jacente. Inversement, les structures observées dans la Craie ne peuvent pas être rapportées systématiquement à des déformations post-paléocènes.

Références bibliographiques

- ALCAYDE G., JUIGNET P., MONCIARDINI C., LOUAIL L., MANIVIT J., ROBASZYNSKI F., SORNAY J. (1980). - Crétacé supérieur. Synthèse géologique du bassin de Paris. *Mém. BRGM Fr.*, n° 101, pp. 283-326.
- BELLIER J.P., MONCIARDINI C. (1986). - Présence en Champagne de craies riches en foraminifères planctoniques. Implications biostratigraphiques, paléocéologiques et paléogéographiques. *Bull. Inf. Géol. bassin de Paris*, 23, 2, pp. 37-43.
- BROQUET P. (1980). - Les fractures du Bas Pays Picard. Mouvements anciens et récents, liaison avec une tectonique profonde. *Bull. Inf. Géol. bassin de Paris*, 17, 4, pp. 5-10.
- CURNELLE R., DUBOIS P. (1986). - Évolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français : bassins de Paris, d'Aquitaine et du sud-est. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4, pp. 529-546.
- DEBRAND-PASSARD S., GROS Y. (1980). - Fracturation de la Champagne berrichonne, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4, pp. 647-653.
- DEVRIES A., MATHIEU C., MONCIARDINI C., PAJAUD D., SORNAY J. (1974). - Données lithologiques et biostratigraphiques dans le Turonien et le Sénonien de la Thiérache et du Marlois (NE du Bassin de Paris). *Bull. BRGM Fr.*, sect. 1, 4, pp. 189-208.
- LABOURGUIGNE J., MEGNIEN F., SCANVIC J.-Y., WEECKSTEEN G. (1978). - A propos de quelques accidents tectoniques de la craie en Champagne. *Bull. BRGM Fr.*, sect. 1, 1, pp. 57-64.
- LA QUERIERE P. (de), ROUX J.-C., TIRAT M. (1971). - Carte du toit de la Craie sous recouvrement tertiaire dans le sud de la Picardie (Aisne, Oise). *Bull. BRGM Fr.*, sect. 1, 2, pp. 47-49.
- LAURAIN M. (1980). - Données structurales sur la feuille de Reims à 1/50 000 à partir d'observations cartographiques, stratigraphiques et morphologiques. *Bull. Inf. Géol. bassin de Paris*, 17, 4, pp. 55-59.
- LAURAIN M., MEYER R. (1986). - Stratigraphie et paléogéographie de la base du Paléogène champenois. *Géologie de la France*, n° 1, BRGM éd., pp. 103-123.
- MEGNIEN C. (1980). - Tectonogénèse du bassin de Paris : étapes de l'évolution du bassin. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4, pp. 669-680.
- MONCIARDINI C. (1980). - Sénonien, Maastrichtien (Mons). Puissance et faciès. In Synthèse géologique du bassin de Paris, carte CS4, *Mém. du BRGM*, n° 102.
- MONCIARDINI C., SOLAU J.-L., MAUCORPS J., POMEROL Ch. (1977). - Le Crétacé supérieur et moyen des feuilles 1/50 000 Château-Porcien et Rozoy-sur-Serre. *Bull. Inf. Géol. bassin de Paris*, 14, 2, pp. 63-67.
- POMEROL B., MONCIARDINI C. (1980). - Accidents tectoniques dans la couverture sédimentaire et leurs relations avec le socle ; exemple dans le sud-est du bassin de Paris. *Bull. Inf. Géol. bassin de Paris*, 17, 4, pp. 33-35.
- POMEROL B., MONCIARDINI C. (1983). - Le Crétacé supérieur des feuilles à 1/50 000 Estissac et Aix-en Othe. *Bull. Inf. Géol. bassin de Paris*, 20, 2, pp. 35-44.
- STEINER P. (1980). - Lithostratigraphie et fracturation du Dogger lorrain. *Thèse Doct. 3^e cycle*, Nancy I, 203 p.
- TREMOLIERES P. (1981). - Mécanismes de la déformation en zone de plate-forme. Méthode et application au bassin de Paris. *Rev. I.F.P.*, 36, 5, pp. 579-593.