

Rôles de la tectonique et de la stratigraphie dans la formation des vallées sèches de l'Ajoie (JU-Suisse)

Luc Braillard

Introduction

L'arrivée de l'autoroute A16 en Ajoie a suscité un regain d'intérêt pour la recherche géologique, plus particulièrement pour la géologie du Quaternaire et la géomorphologie. Ces disciplines ne s'étaient en effet que très peu penchées sur les formes et formations ajoulotes depuis les travaux aujourd'hui bien anciens de Lièvre (1939), Erzinger (1943) et Perronne (1955). Durant les deux dernières décennies, une grande quantité d'informations a surgi des nombreuses études (géotechniques, géologiques, hydrogéologiques, pédologiques, d'impact sur l'environnement...), sans compter les renseignements fournis par les nombreuses campagnes de sondages archéologiques et la fouille des sites qui en a résulté. Ce n'est évidemment pas ici le propos d'en faire l'inventaire – qui le pourrait d'ailleurs? – mais plutôt d'en dégager quelques éléments qui se rapportent plus spécifiquement à la géomorphologie et aux vallées sèches si caractéristiques du paysage ajoulot¹.

Géomorphologie et Quaternaire se voient généralement spontanément associés lorsqu'il est question de l'âge du paysage qui nous entoure. Mais est-ce bien le cas? Chacun a plus ou moins conscience des «grands âges» des géologues – ces barbus qui comptent en millions d'années! – et, par réaction, a tendance à ramener le paysage dans lequel il évolue à une période beaucoup plus récente de l'histoire de la Terre. Cette vision teintée d'anthropocentrisme trouve dans les glaciations du Quaternaire une justification toute scientifique: l'érosion glaciaire a modelé le relief, comme on peut du reste l'observer aujourd'hui encore en milieu alpin. Mais ce raisonnement a ses failles, particulièrement en Ajoie, puisque cette région n'a jamais été englacée (voir l'article de M. Guélat dans ce même volume). Il nous faudra dès lors remonter encore un peu plus loin dans le temps pour comprendre quand et comment s'est formé le paysage ajoulot. Avant cela, il est certainement opportun de préciser ce que recouvre le terme Quaternaire.

Le Quaternaire : une division chronostratigraphique

Pour la plupart des géologues, le Quaternaire désigne davantage une réalité lithostratigraphique – des dépôts sédimentaires continentaux non consolidés : moraines, graviers, loess... – qu'un intervalle de temps chronostratigraphique. Lorsque l'on cherche à savoir ce que recouvre officiellement ce terme, on s'aperçoit que le débat fait rage au sein de la communauté « quaternariste » ! Où faut-il définir la base du Quaternaire ? Et dans quel type de dépôts ? Des sédiments marins – à l'instar de toutes les autres limites stratigraphiques – et ce dans le sud de l'Italie, ou plutôt des dépôts continentaux ? Sans prétendre pouvoir apporter de solution à ce problème – davantage formel que fondamental du reste – quelques précisions s'imposent !

ERE	PÉRIODE	EPOQUE	ETAGE	AGE (Ma)
CÉNOZOÏQUE	QUATER-NAIRE	Holocène	supérieur	0.01
		Pléistocène	moyen	0.13
			inférieur	0.78
	NÉOGENE	Pliocène	Gélasien	1.8
			Piacenzien	2.6
			Zancléen	3.6
		Miocène	Messinien	5.3
				7.2

Figure 1 : position du Quaternaire dans l'avant-dernière version du tableau stratigraphique international (Remane et al. 2000). Les âges absolus sont quant à eux tirés de la dernière version de cette même échelle (Gradstein et al. 2004), dans laquelle le Quaternaire a été supprimé.

Le Quaternaire est traditionnellement considéré comme un intervalle de temps caractérisé par des oscillations climatiques extrêmes : glaciations et interglaciaires. Depuis 1985, sa base coïncide avec la limite Pliocène-Pléistocène, définie à la section de Vrica en Calabre, Italie (Aguirre & Pasini 1985) et datée aujourd'hui à 1.81 Ma sur la base du paléomagnétisme (Gradstein et al. 2004). Cette limite, qui voit l'arrivée en Méditerranée d'un cortège de foraminifères, nannoplancton et ostracodes « froids », témoigne d'un changement climatique global. Elle n'est pas remise en cause.

Toutefois, depuis 1985, des signes de refroidissement ont été décelés dans des séries marines plus anciennes². Ils correspondent à la base du

Gélasien défini en Sicile. Par ailleurs, en milieu continental, le changement de dynamique sédimentaire ne s'opère pas à la limite Plio-Pléistocène, mais près de 800 000 ans auparavant, vers 2,6 Ma, et ce tant en Europe qu'en Chine ou encore en Nouvelle-Zélande. Pour plus de détail, on se reportera au volume 40 de *Quaternary International* (1997), qui est entièrement consacré à cette problématique, ainsi qu'à l'article de synthèse de Pillans & Naish (2004).

Il y a ainsi depuis une dizaine d'années des revendications insistantes et répétées émanant de la communauté «quaternariste» de descendre la limite du Quaternaire à la base du Gélasien, soit vers 2,6 Ma (Remane 1997). Pour l'instant, aucune décision n'a été formellement prise, mais, signe avant-coureur, le Quaternaire ne figure déjà plus en tant que période sur la dernière version du tableau stratigraphique international (Gradstein et al. 2004)! Cette récente proposition de l'ICS (International Commission on Stratigraphy) de supprimer le Quaternaire a cependant été faite sans véritable consultation auprès de l'INQUA (International Union for Quaternary Research). Le débat se poursuit, mais il semble probable que le Quaternaire retrouve une position d'unité chronostratigraphique formellement définie sur l'échelle stratigraphique internationale. Sa base sera certainement baissée à 2,6 Ma. Quant à savoir s'il sera accepté comme sous-période – à l'instar du Mississipien et du Pennsylvanien dans le Carbonifère – ou s'il consistera en une période au même titre que le Néogène – auquel cas il faudra aussi baisser la limite Plio-Pléistocène à la base du Gélasien –, là est toute la question.

En l'absence de décision formelle³, nous proposons de revenir à l'avant-dernière version du tableau stratigraphique international (Remane 2000), où le Quaternaire est la dernière des trois périodes qui, avec le Paléogène et le Néogène, forment l'ère cénozoïque, et dont la base se situe à la limite Plio-Pléistocène (Fig. 1). Il est lui-même subdivisé en deux époques: le Pléistocène, qui couvre presque tout le Quaternaire et l'Holocène, qui correspond à l'Interglaciaire dans lequel nous vivons actuellement et qui a débuté il y a 11 500 années calendaires (= 10 000 ans ¹⁴C). La dernière glaciation, dite du «Würm» en domaine alpin, et l'Interglaciaire «Riss-Würm» qui l'a précédée, couvrent les 130 derniers millénaires correspondant au Pléistocène supérieur.

Relief, tectonique et stratigraphie de l'Ajoie

Après une rapide présentation du relief actuel et de l'hydrographie de l'Ajoie, ce chapitre fera la part belle au bâti géologique: la tectonique et la stratigraphie y seront traitées dans le détail. L'attention se portera ensuite sur les vallées sèches si typiques du paysage ajoulot, pour finalement tenter d'en comprendre la formation.

Relief actuel et hydrographie

L'Ajoie se caractérise par un relief peu marqué constitué essentiellement de plateaux et de collines ne dépassant pas 630 m d'altitude. Le plateau de Bure (500-630 m d'altitude) domine une zone légèrement déprimée (400-500 m d'altitude) qui est toutefois parsemée de collines allongées (450-550 m d'altitude) correspondant à des anticlinaux (Florimont, Réchésy, Vendlincourt, Banné).

Quatre rivières ont entaillé des vallées à fond plat dans les assises jurassiques (Fig. 2). Il s'agit, d'O en E, du Gland (sur territoire français), de l'Allaine, de la Cœuvatte et de la Vendline, qui toutes appartiennent au bassin versant du Rhône. L'Allaine, principale rivière pérenne de l'Ajoie, prend sa source trois kilomètres à l'ESE de Miécourt, à l'altitu-

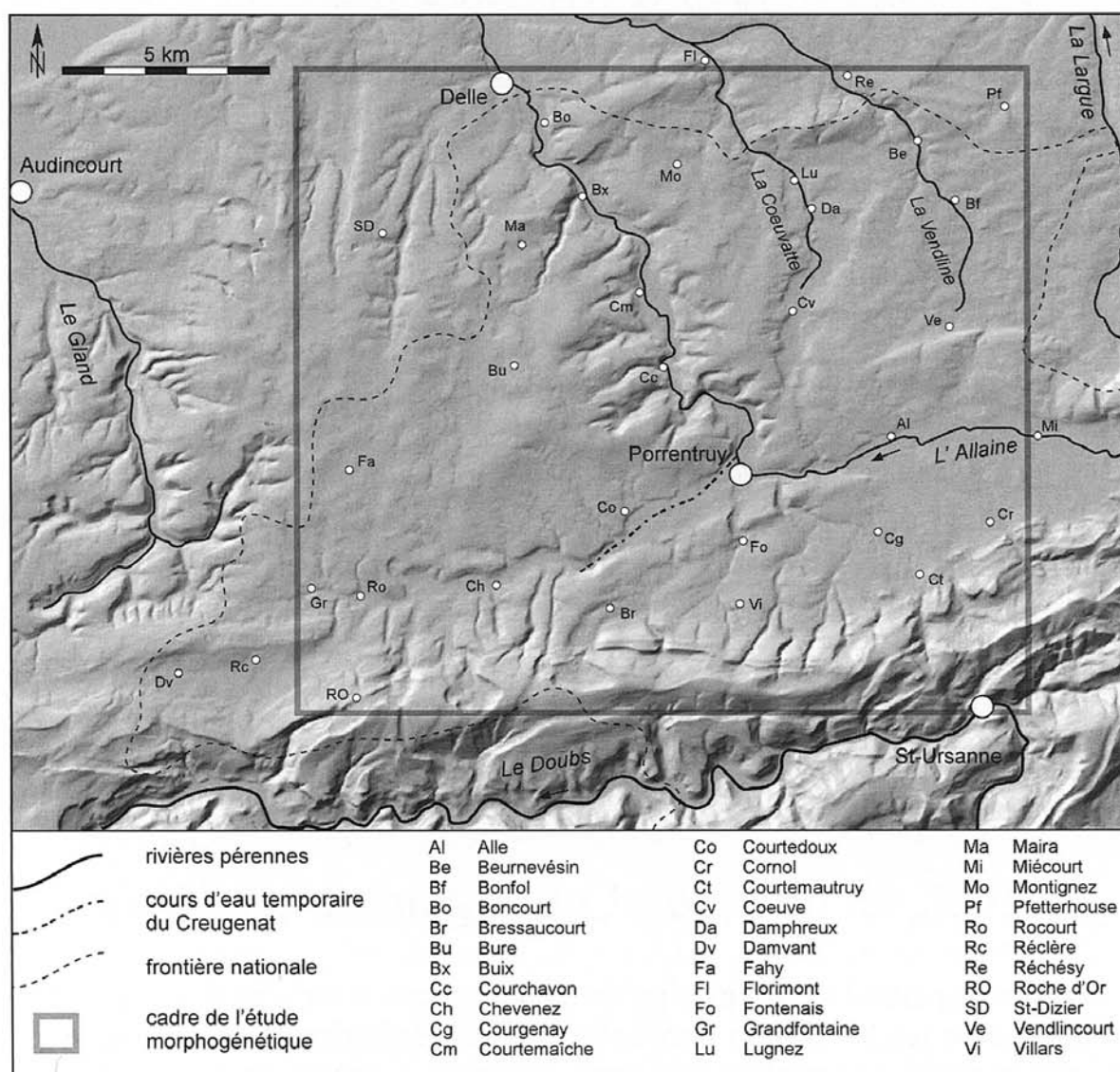


Figure 2: carte en relief de l'Ajoie. Reproduit avec l'autorisation de Swisstopo (BA057210).

de de 550 m. A la hauteur de Porrentruy, elle coule à 422 m et à 370 m seulement à Boncourt, point le plus bas d'Ajoie. La différence d'altitude entre le sommet des plateaux et le fond de la vallée incisée est relativement faible, de l'ordre de 50 à 150 m seulement.

La Vendline et la Cœuvatte, de direction SSE-NNO, ont creusé deux petites vallées parallèles à l'Allaine entre Porrentruy et Boncourt. Ces deux rivières sont marquées, à l'amont, par une entaille d'érosion disproportionnée par rapport à leur faible débit actuel. Ces vallées perchées sont sèches et interprétées comme des paléo-cluses de l'Allaine.

Au S, le Doubs entaille profondément les assises du Jura plissé. A la latitude de Porrentruy, son niveau est à 420 m, soit presque identique au niveau de l'Allaine à Porrentruy (422 m).

Tous les autres sillons qui apparaissent sur la carte en relief de l'Ajoie sont des vallées sèches (Fig. 2). Particulièrement visibles sont celles qui entaillent, selon une direction N-S, le versant du Jura plissé entre Rocourt et Courtemaury. Un autre groupe de vallées subméridiennes très bien marquées – sèches pour la plupart – est présent au SO de Delle. Toute une série de vallées sèches orientées SO-NE se raccordent à l'Allaine, entre Porrentruy et Boncourt. Finalement la vallée sèche principale de la Haute-Ajoie court de Grandfontaine à Porrentruy. Au SO, on y trouve le bassin fermé de Damvant-Réclère.

Tectonique

L'Ajoie forme la terminaison orientale de la zone transformante Rhin-Bresse qui relie les fossés tertiaires de la Bresse au SO et du Rhin au NE (Fig. 3). Son relief tabulaire marque la transition entre les contreforts du Jura plissé au S et les plaines du Sundgau, prolongation méridionale du Fossé rhénan. L'Ajoie correspond donc à une zone tectonique aussi complexe qu'intéressante, marquée tant par les forces de compression N-S qui ont édifié le Jura plissé à la fin du Miocène, que par la phase d'extension E-O qui a conduit à ouvrir les fossés d'effondrement du Rhin et de la Bresse durant l'Oligocène.

La partie méridionale du plateau ajoulot est chevauchée par la chaîne du Mont Terri (à l'E) et du Lomont (à l'O) alors que les assises jurassiques s'enfoncent vers le N sous les dépôts tertiaires du Sundgau et du golfe de Montbéliard. La carte tectonique de l'Ajoie (Fig. 4) a été élaborée à partir des esquisses tectoniques des feuilles Saint-Ursanne (Diebold et al. 1963) et Bonfol (Liniger 1969) de l'atlas géologique suisse au 1:25000, ainsi que de la feuille française Delle (Chauve et al. 1985) au 1:50000. Elle montre que des plis se sont tout de même développés dans la partie S (anticlinal du Banné) et NE (anticlinaux de

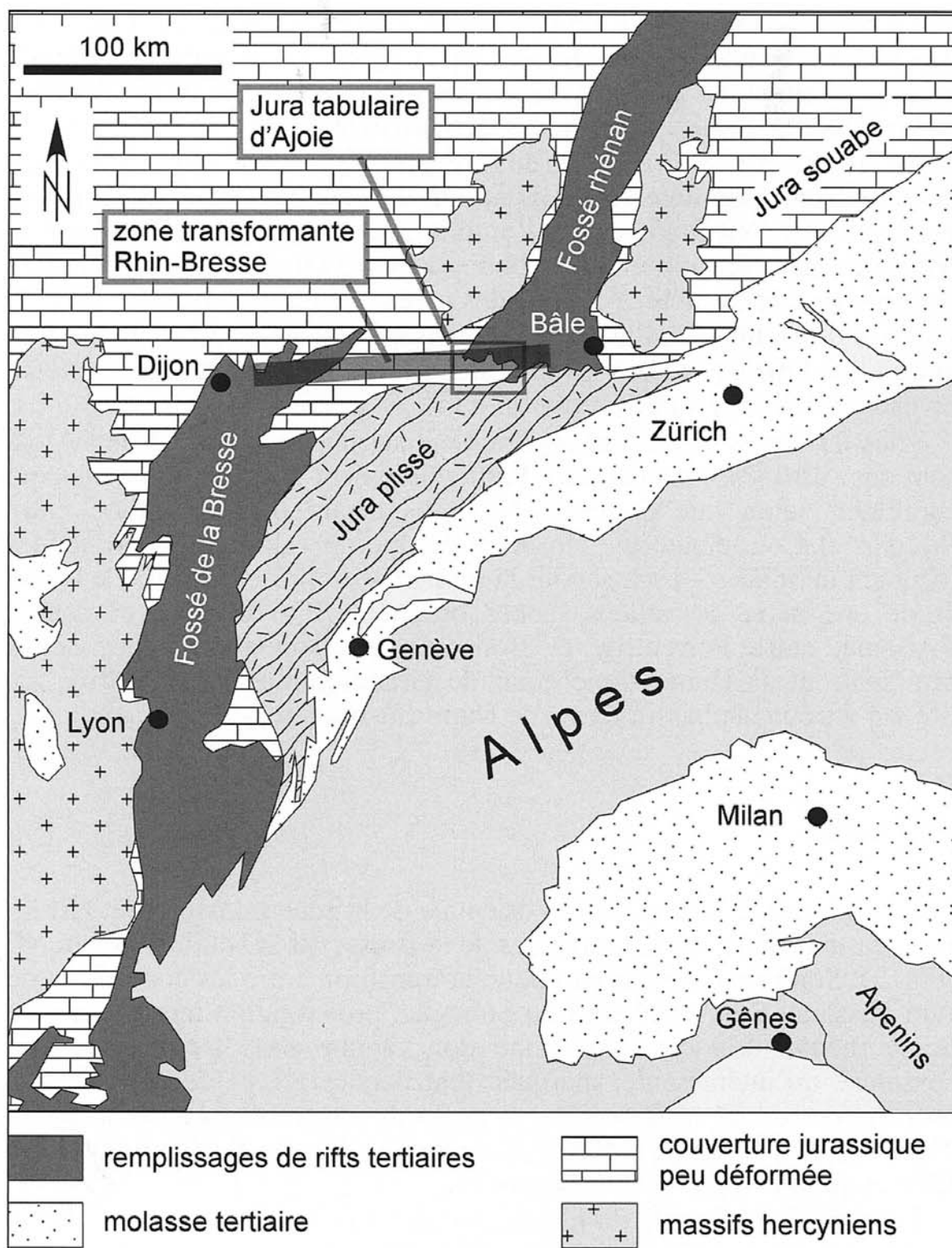


Figure 3: situation du Jura tabulaire d'Ajoie dans le contexte tectonique alpin et le système de fossés d'effondrement (rifts) tertiaires.

Vendlincourt, Réchésy et Florimont) du Jura tabulaire d'Ajoie. De faible amplitude, ces structures sont localement recouvertes de dépôts cénozoïques, ce qui permet de dater leur formation.

La partie centrale et occidentale de l'Ajoie est par contre marquée par une tectonique cassante, telles que le laissent apparaître les nombreuses failles subverticales qui découpent le plateau de Bure, situé à l'O de Porrentruy. Celles-ci forment trois familles principales notées FI à FIII. Les accidents subméridiens (F I: $N005^{\circ}\pm 5$) sont les plus nombreux, suivis à part à peu près égales des familles de failles NO-SE (F II: $N145^{\circ}\pm 5$) et NE-SO (F III: $N050^{\circ}\pm 10$). Ils dessinent une succession de horsts et grabens allongés. Pris dans son ensemble, le plateau de Bure peut être considéré comme un horst qui s'enneie latéralement à l'E et à l'O sous la couverture mésozoïque par l'intermédiaire de gradins de failles progressifs. Coupé du N au S, le plateau de Bure apparaît comme un vaste bombement anticlinal délimité au N par des flexures ou des failles normales et, au S, par une dépression synclinale. Très marquée au niveau de Porrentruy où les couches imperméables de la Formation de Bärschwil

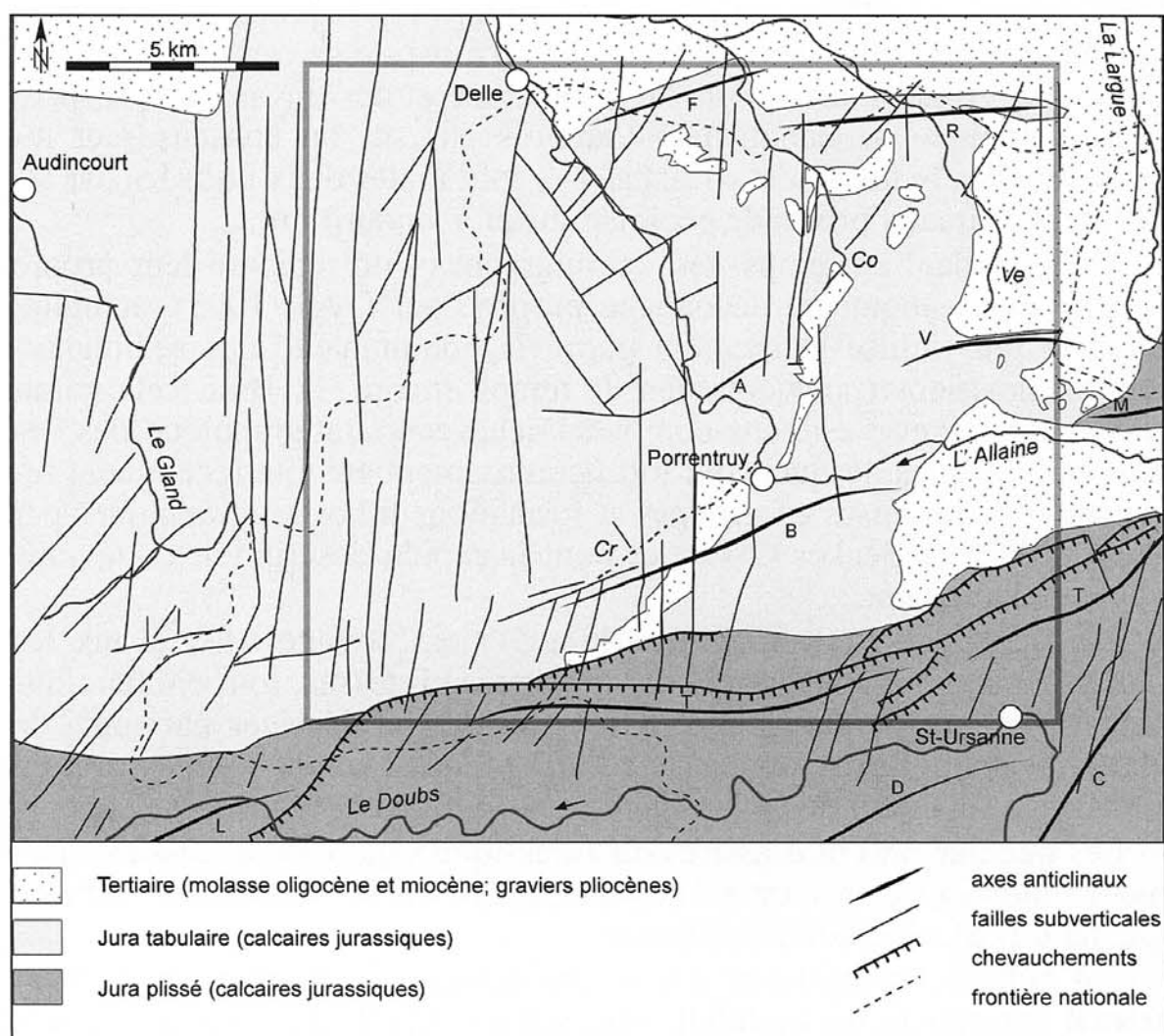


Figure 4: carte tectonique de l'Ajoie; en encadré: limite de l'étude morphogénétique. Cours d'eau: Co: La Cœuvatte, Ve: La Vendline, Cr: cours d'eau temporaire du Creugenat. Anticlinaux: F: Florimont, R: Réchésy, V: Vendlincourt, M: Morimont, A: Pont d'Able, B: Banné, T: Mont Terri, D: Clos du Doubs, C: Caquerelle, L: Lomont.

se situent à leur point le plus bas, cette cuvette orientée OSO-ENE se prolonge en direction de la vallée sèche de la Haute-Ajoie ainsi que vers Miécourt. Vers le S apparaît l'anticlinal du Banné, auquel fait suite le Jura plissé par l'intermédiaire d'un chevauchement majeur.

Stratigraphie de l'Ajoie

La richesse des informations stratigraphiques à disposition n'en facilite pas la synthèse, loin s'en faut ! Il y a pour commencer les deux feuilles de l'Atlas géologique de la Suisse au 1:25000 qui recouvrent l'Ajoie et dont le découpage stratigraphique ne coïncide pas parfaitement, auxquelles s'ajoute la feuille française Delle au 1:50000 qui ne reprend que partiellement les unités stratigraphiques utilisées par les auteurs suisses. Qu'à cela ne tienne ! Gretillat (1998) propose un tableau synthétique fort utile dans la notice explicative de sa carte hydrogéologique de l'Ajoie. L'arrivée de la Transjurane et des travaux de prospection géologique ne débouchera toutefois pas sur un consensus et les deux échelles (« suisse » et « française ») sont toutes deux utilisées par les différents bureaux privés de géologie jusqu'à aujourd'hui....

Mais pendant ce temps, les « stratigraphes » ont élaboré leur propre échelle qui a abouti au découpage proposé par Gygi (1995), actuellement le plus utilisé et reconnu parmi la communauté des sédimentologues jurassiens (pour combien de temps encore ? !). Bref, cela paraît fort complexe et c'est sans compter l'écheveau stratigraphique des dépôts cénozoïques, lesquels ont fort heureusement été tout récemment recensés et hiérarchisés en groupes et formations lithostratigraphiques par Picot (2002) et Becker (2003) et dont la rapide description ci-dessous s'inspire largement.

Le découpage stratigraphique (Fig. 5) tient compte des travaux les plus récents, à savoir les trois derniers cités ci-dessus, tout en mentionnant en italique certaines appellations locales ou désuètes par souci de clarté. Seuls les terrains présents à l'affleurement seront abordés, soit du Jurassique supérieur au Quaternaire.

Les quelque 380 m d'assises du Jurassique supérieur se laissent aisément subdiviser en quatre grands intervalles sur la base de leur lithologie, tantôt calcaire, tantôt argileuse.

– A la base, les argiles et marnes argileuses de la **Formation de Bär-schwil** constituent un aquiclude régional à l'échelle du plateau de Bure. Elles n'affleurent que localement, dans la vallée de l'Allaine aux environs de Buix ainsi qu'à l'O de Saint-Dizier, sur territoire français. Ces argiles déterminent le niveau de base des écoulements souterrains en Ajoie.

– Les calcaires crayeux de la **Formation de Saint-Ursanne** et, dans une moindre mesure, les Couches du Vorburg de la formation sus-jacente forment une barre calcaire d'environ 70 m qui constitue l'aquifère inférieur de la région. Ils affleurent dans la partie N de l'Ajoie.

– L'intervalle marneux de la **Formation de Vellerat** fonctionne comme aquiclude, mais à une échelle locale uniquement en raison des failles dont les rejets mettent localement en contact les aquifères inférieurs et supérieurs, comme démontré par des essais de traçage hydrogéologiques (Kovács 2003).

– Le sommet des dépôts jurassiques présents dans la région forme une série assez monotone de bancs calcaires principalement micritiques entrecoupés par deux intervalles marneux peu épais: les marnes du Banné (anciennement «marnes à Ptérocères» du nom du gastéropode à épines proéminentes caractéristique de ce niveau et dont le nom actuel est *Harpagodes oceani*) et les marnes à *Virgula*. Ces deux niveaux incompetents peuvent localement jouer le rôle d'aquiclude et dessinent de petites cuestas sur les pentes. Considérés dans leur ensemble, les calcaires des **formations de Reuchenette** et de **Courgenay** forment l'aquifère supérieur ajoulot, lequel est présent dans le S du plateau de Bure jusqu'au Jura plissé.

Après la grande lacune du Crétacé, caractéristique du Jura septentrional au N de Bienne, les premiers dépôts cénozoïques se rencontrent sous forme de **remplissages karstiques** d'âge éocène moyen à supérieur (Hooker & Weidmann 2000). Représentés schématiquement dans les calcaires sommitaux du Kimméridgien supérieur, ces paléokarsts colmatés ont également été creusés dans les assises calcaires inférieures de l'Oxfordien et du Kimméridgien inférieur. En Ajoie, le **Sidérolithique** est cependant peu présent. Seules quelques poches sont mentionnées à Cornol ainsi qu'à Pfetterhouse en France (Chauve 1985). Sur le plateau de Bure, aucun gisement n'était connu avant la mise au jour d'un karst à Fahy (564570/252240), colmaté par des sables siliceux vitrifiables (Braillard & Becker 2004).

Les **Conglomérats de Porrentruy** matérialisent le retour à des conditions de dépôt – plutôt que d'érosion et de karstification – et ce dès la base du Rupélien. C'est en effet à l'Oligocène que s'ouvre le Fossé rhénan, extension tectonique qui crée en Ajoie de petits bassins subsidés le long de failles normales subméridiennes, bassins dans lesquels vont se déposer les Conglomérats de Porrentruy, tantôt sous forme de remplissage de canyons creusés dans les calcaires jurassiques, tantôt en accumulations deltaïques dans un milieu côtier situé à la limite du domaine continental et marin (Picot 2002). Ces conditions de dépôt expliquent la variation d'épaisseur de la formation qui peut atteindre 40 m. Elle repose de façon discordante sur les calcaires de la Formation de Reuchenette ou de Courgenay. Sa répartition géographique forme un

couloir orienté SSO-ENE, de Bressaucourt vers Réchésy, qui s'ouvre en direction du N vers le Fossé rhénan. D'un point de vue lithologique, cette formation est essentiellement constituée de bancs conglomératiques dont les éléments sont des graviers, cailloux et exceptionnellement des blocs allant jusqu'à un mètre de diamètre. Arrondis et constitués de calcaires jurassiques locaux, ils sont emballés dans une matrice marno-calcaire bien indurée qui leur confère une bonne résistance et qui a permis localement le développement de galeries karstiques (Lapaire et al. en prép.).

Les **Septarienton**, des marnes et argiles gris-bleu déposées en milieu marin, pourraient constituer le faciès distal des Conglomérats de Porrentruy qu'elles finissent par recouvrir au Rupélien supérieur à la faveur d'une transgression de la mer rhénane (UMM rhénane⁴).

La **Molasse alsacienne** est représentée par des marnes et argiles brunes micacées déposées au Chattien supérieur. Généralement saumâtre à la base et continentale au sommet, elle est présente en Ajoie à l'E de Courgenay.

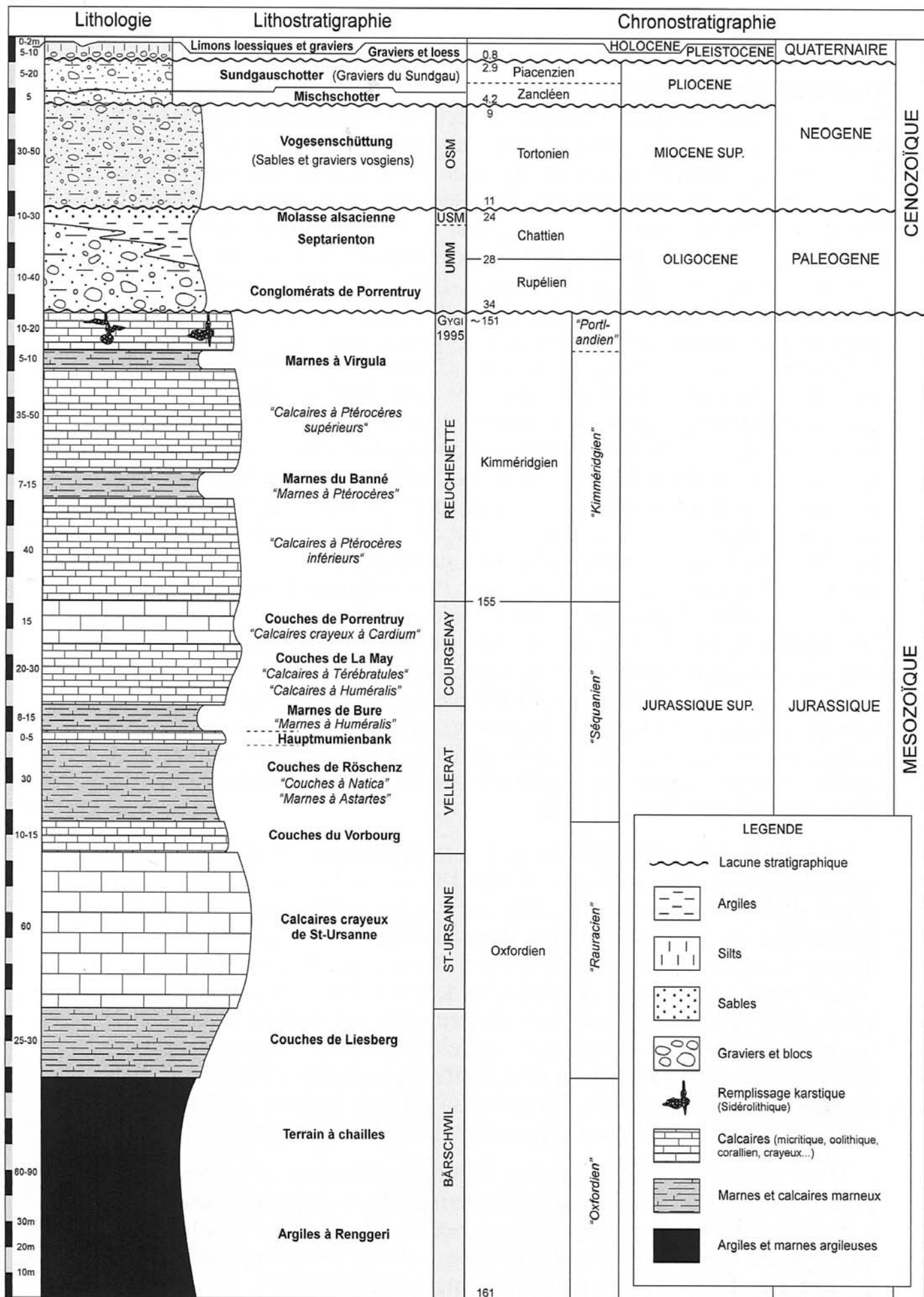
La **Vogesenschüttung (Sables et graviers vosgiens)**, terme introduit par Kälin en 1993, désigne le vaste éventail fluvial en provenance des Vosges et de la Forêt-Noire qui alimente au Miocène l'Ajoie et une partie du futur synclinal de Delémont. Les éléments sont arrondis et presque exclusivement siliceux (quartzites, porphyres, grès du Buntsandstein). Ils peuvent mesurer exceptionnellement 50 cm de diamètre (Liniger 1970). Ces dépôts comprennent les «Vogesensande», «Hipparionsande» et «Vogesenschotter» datés du «Pontien» par les anciens auteurs. Formellement appelée Formation du Bois de Raube en 1997 par le même Kälin, elle se subdivise en trois membres diachrones dont le plus récent, présent uniquement en Ajoie (membre d'Ajoie ou Vogesenschüttung de l'Ajoie), est daté de la zone à mammifères MN9, correspondant à la base du Tortonien, soit entre 11 et 9.8 Ma si l'on se réfère à l'échelle de Fejfar et al. (1998). Ces dépôts fluviaux rattachés à l'OSM6 représentent la plus jeune molasse de Suisse ! Leur datation permet de préciser l'âge maximal du plissement jurassien dans la mesure où ils constituent les plus jeunes sédiments affectés par le plissement. Atteignant une cinquantaine de mètres d'épaisseur, ils affleurent dans le NE de l'Ajoie, entre Bonfol et Charmoille. Plus à l'O, leur dépôt est attesté par la présence de Höhenschotter (Liniger 1925, 1963, 1964), terme qui désigne des éléments siliceux – principalement des quartzites – généralement isolés, emballés dans une matrice argileuse décarbonatée, et qui sont les reliques altérées des graviers vosgiens. De tels éléments sont présents sur la bordure orientale et septentrionale du plateau de Bure (Erzinger 1943, Diebold et al. 1963).

«Coincés» entre les derniers dépôts molassiques miocènes et les premiers sédiments d'âge quaternaire, on trouve les **Sundgauschotter**

(Graviers du Sundgau) pliocènes que l'on ne sait pas trop dans quel « tiroir » ranger ! De toute évidence trop vieux pour en faire des graviers quaternaires, ils sont également trop jeunes pour être rattachés à la molasse. Ils représentent en fait une période de capture de la paléo-Aar par le Doubs. Durant cette période, la paléo-Aar empruntait la région du Sundgau au S des massifs des Vosges et de la Forêt-Noire pour aller rejoindre le Fossé de la Bresse à l'O. Elle a déposé en Ajoie des alluvions constituées de matériel alpin, à savoir principalement des radiolarites, des calcaires des nappes helvétiques et des flyschs, ainsi que des quartzites en provenance des nappes austro-alpines. Les galets provenant de la Forêt-Noire ou des Vosges sont rares (Liniger 1970). Suite à un soulèvement du Sundgau et à une subsidence du S du Fossé rhénan au début du Quaternaire, la paléo-Aar a changé de direction et s'est dirigée vers la mer du Nord via le Fossé rhénan (Schumacher 2002). De couloir naturel entre les bassins versants de la mer du Nord et de la Méditerranée, le Sundgau est alors devenu ligne de partage des eaux ! Epais d'une vingtaine de mètres au maximum, les épandages de graviers pliocènes se subdivisent en Mischschotter à la base, surmontés par les Sundgauschotter. Les Mischschotter sont constitués d'un mélange d'éléments provenant des Sables et graviers vosgiens miocènes, remaniés et incorporés aux Sundgauschotter lors de leur mise en place au Pliocène. Ils affleurent sur la frange méridionale de l'aire de sédimentation des Sundgauschotter, soit entre Boncourt et Beurnevésin dans le NE de l'Ajoie. Sur la base d'arguments litho- et biostratigraphiques qui ne seront pas détaillés ici (Bonvalot 1974, Petit et al. 1996, Chaline 1984, Fejfar et al. 1998), on peut estimer que les Mischschotter et les Sundgauschotter ont dû se déposer entre 4.2 et 2.9 Ma.

La colonne stratigraphique (Fig. 5) a fait l'impasse sur certains dépôts cénozoïques très peu présents et mal définis : de la base au sommet, il s'agit des formations appartenant au groupe lithostratigraphique des Merressand & Calcaires marins (Picot 2002), de la Calcarénite d'Oltingue (Liniger 1970) et de la Weisse Serie actuellement plus connue sous le nom d'Argiles de Bonfol. Ces dernières pourraient constituer le terme final des Sundgauschotter, ou peut-être une variation latérale de ces mêmes graviers. Ces sables et argiles blanchis proviendraient du démantèlement et de l'altération de massifs triasiques des Vosges ou de la Forêt-Noire (Liniger 1970). La question de leur origine, genèse et âge n'est cependant pour l'heure toujours pas clairement établie.

D'un point de vue général, les dépôts molassiques et « post-molassiques » constituent des niveaux peu perméables à imperméables, même si certains intervalles sablo-graveleux peuvent fonctionner comme aquifères locaux. Leurs produits d'altération – des altérites argileuses d'âge quaternaire – sont en outre particulièrement imperméables.



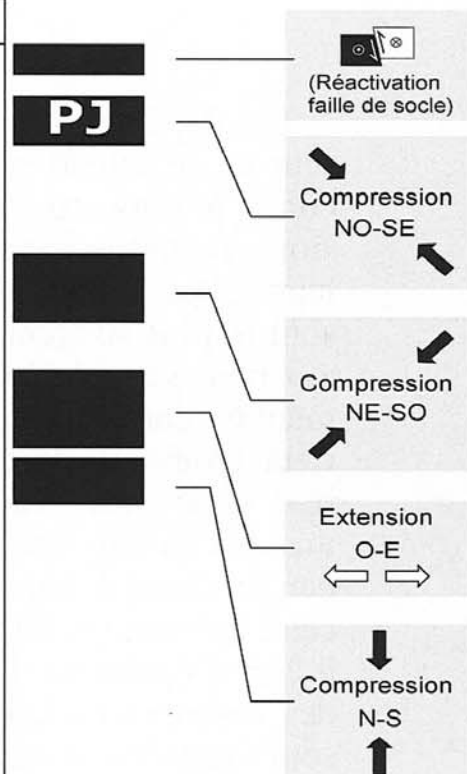
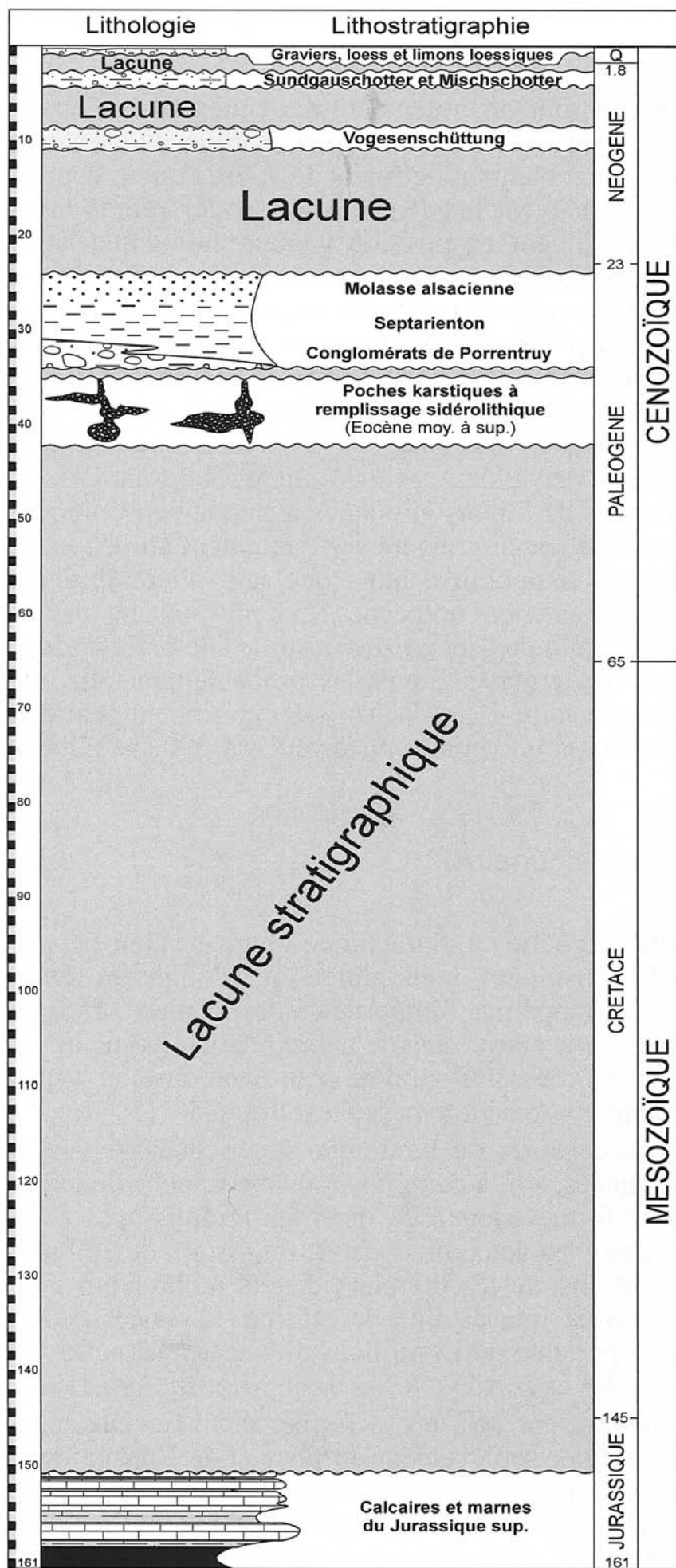


Figure 5 (page de gauche): colonne stratigraphique des principales formations affleurantes en Ajoie, épaisseurs respectées. Pour le Mésozoïque, les formations (en majuscules) et les membres (en gras) sont tirées de Gygi (1995) avec correspondance des termes anciens (en italique). Aux formations des dépôts molassiques correspondent les groupes lithostratigraphiques définis pour la molasse du Plateau.

Figure 6 (ci-contre): tableau stratigraphique des principales formations affleurantes en Ajoie, respectant l'âge des sédiments et mettant en évidence l'importance des lacunes stratigraphiques. A droite, les cinq phases tectoniques qui ont affecté le substrat depuis l'Eocène supérieur (PJ: plissement du Jura).

Les dépôts **quaternaires** sont généralement inférieurs à 10 m d'épaisseur et ne jouent pas de rôle géomorphologique marqué. On les rencontre le plus souvent en comblement de fonds de vallées ou de dépressions karstiques, mais ils peuvent localement tapisser les reliefs tabulaires. Les vallées sèches situées en position géomorphologique basse sont le plus souvent colmatées par des graviers fluviatiles pléistocènes, auxquels succèdent des lœss souvent préservés en pied de pente uniquement ou dans des remplissages de dolines. Déposés au Pléistocène supérieur (Aubry et al. 2000), les séquences lœssiques sont fortement altérées et le plus souvent décarbonatées («Lösslehm» des auteurs allemands). Erodés sur les plateaux, en transit sur les pentes et redistribués par les cours d'eau en fond de vallées, ces lœss remaniés durant l'Holocène forment un fin placage de limons lœssiques généralement inférieur à 2 m d'épaisseur. Des lentilles de graviers s'y intercalent au débouché des résurgences karstiques temporaires alors que les vallées drainées sont tapissées de nappes de graviers holocènes. Les plus anciens dépôts quaternaires rencontrés jusqu'à présent en Ajoie, sur le site préhistorique d'Alle, Noir Bois, sont des graviers fluviatiles probablement plus anciens que le dernier interglaciaire «Riss-Würm». Ils pourraient peut-être même remonter à la glaciation maximale située vers 800 000 ans (Guélat 2000).

Un enregistrement bien lacunaire !

Lorsque l'on considère la série stratigraphique non pas selon l'épaisseur des niveaux qui la constituent, mais plutôt sous l'angle du temps qu'elle représente, on est frappé par l'importance des lacunes stratigraphiques (Fig. 6). Sans vouloir entrer dans le débat relatif au type de lacune – de sédimentation ou d'érosion – on ne peut que constater à quel point notre vision de l'enregistrement temporel est tronquée.

Les quelque 400 m de calcaires du Jurassique supérieur ne représentent que 10 millions d'années, soit à peu près la même tranche de temps qui est enregistrée sous forme condensée dans les remplissages karstiques sidérolithiques. Entre les deux, on constate un «trou» de 109 millions d'années ! Viennent ensuite les premiers dépôts molassiques, côtiers et marins, qui couvrent une dizaine de millions d'années, suivis d'une nouvelle lacune importante de 13 millions d'années à laquelle met un terme le dépôt des Sables et graviers vosgiens au Miocène supérieur.

Si quelques structures avaient déjà dû se former dès l'Eocène supérieur – notamment un premier soulèvement du plateau de Bure et de la région du Banné – ce n'est qu'après le dépôt de cette plus jeune molasse de Suisse que se forment véritablement les grandes lignes du paysage actuel : le Jura se plisse et le horst de Bure se soulève. Après cette phase

tectonique mio-pliocène, qui a duré de 10 à 4 millions d'années environ, le N de l'Ajoie voit se sédimenter les derniers dépôts d'importance: des graviers fluviaux en provenance des Alpes, laissés là il y a trois à quatre millions d'années sur leur trajet en direction du Fossé de la Bresse. Ils recouvrent les flancs des anticlinaux de Réchésy et Florimont ce qui implique que ces derniers sont postérieurs à trois millions d'années environ. Leur genèse serait liée à la réactivation d'une ancienne faille de socle d'orientation OSO-ENE dans la zone transformante Rhin-Bresse («thick-skinned tectonic») plutôt qu'aux failles chevauchantes de la chaîne du Jura («thin-skinned tectonic») (Meyer et al. 1994, Giamboni et al. 2004).

Finalement, au regard de l'importance des lacunes stratigraphiques qui couvrent tout le Crétacé et la plus grande partie du Cénozoïque, le petit hiatus d'à peine deux millions d'années entre les graviers du Sundgau et les plus anciens dépôts quaternaires – d'un âge estimé à 800 000 ans – paraît dérisoire! Et c'est pourtant durant ce petit intervalle de temps qu'aurait dû se modeler le paysage tel qu'il se présente aujourd'hui?!

Il nous paraît plus raisonnable de considérer une histoire plus ancienne, laquelle aurait pu débiter à l'Eocène déjà, alors que les premiers mouvements tectoniques commençaient à fracturer la série jurassique. Quatre épisodes tectoniques cassants dans un contexte de cisaillement régional sénestre (Bergerat 1987, Villemain & Bergerat 1987, Larroque & Laurent 1988), suivis par la réactivation mentionnée ci-dessus d'une ancienne faille de socle, se sont en effet succédés dans la région depuis l'Eocène (Fig. 6).

Les vallées sèches

Les vallées sèches constituent les éléments géomorphologiques dominants et caractéristiques du paysage ajolot.

Définition

Selon la définition d'Aubert (1969), qui a le mérite de rester strictement descriptive, les vallées sèches comprennent «toutes les dépressions longues, étroites et sans écoulement superficiel». Il en existe trois types:

1) les vallées sèches liées à la tectonique (parallèles aux structures): dépressions synclinales et combes anticlinales.

2) les vallées desséchées ou mortes (perpendiculaires aux structures): ruz, cluses ou chenaux de versants, asséchés en permanence ou temporairement par l'aménagement d'une circulation souterraine, souvent marqués à l'amont d'une perte ou d'une doline.

3) les combes karstiques: des dépressions sèches dont l'origine n'est pas évidente.

Hormis les combes anticlinales du Jura plissé, les deux cluses sèches situées en amont de la Cœuvatte et de la Vendline, ainsi que certains sillons qui entaillent le Jura plissé et que l'on peut rattacher à des vallées desséchées, la plupart des vallées sèches rencontrées en Ajoie sont à rapporter au groupe des combes karstiques.

D'un point de vue pratique, la délimitation précise des vallées sèches pose cependant des problèmes si l'on se fie à la définition générale d'Aubert, comme mentionné d'ailleurs dans l'étude de Grandgirard & Boyer (1992), dont une partie concerne l'inventaire et la délimitation des vallées sèches. A partir de quelle dimension une dépression allongée peut-elle être considérée comme une vallée sèche? Les petites entailles qui se marquent latéralement ou à l'amont des vallées sèches principales sont-elles également des vallées sèches? Comment tracer les bords des dépressions très évasées, certes plus longues que larges? Et que faire des vallées «presque sèches», c'est-à-dire des vallées où un cours d'eau éphémère peut localement surgir lors de phases de crues karstiques?

Dans ce travail – axé davantage sur la morphogenèse du plateau karstique ajoulot que sur la cartographie, l'inventaire ou encore la valeur paysagère des vallées sèches – les critères suivants ont été retenus:

- Toute dépression plus longue que large, suffisamment incisée pour être visible sur la carte topographique au 1:25 000, longue d'au moins 300 m et sans écoulement superficiel est considérée comme une vallée sèche.

- Seuls les tronçons droits des vallées sont considérés; la question de leur délimitation précise ne se pose par conséquent pas et ne sera pas traitée.

- L'aspect de l'écoulement superficiel temporaire au fond de certaines vallées ne sera pas non plus discuté dans le détail. En l'absence de critères aisément définissables – tels que débit, fréquence ou encore durée des écoulements – c'est la carte nationale au 1:25 000 (mise à jour 1994) qui fait foi: la présence d'un cours d'eau, en bleu, implique que la vallée est drainée. Son absence en fait une vallée sèche!

Cartographie, répartition et morphologie

Sur la base des critères définis ci-dessus, la cartographie des tronçons droits des vallées sèches a été réalisée sur une surface de 288 km² (Fig 7) et complétée par les autres éléments morphologiques principaux, tels que cluses, dolines ou cirques.

sur les bordures du plateau. A cet endroit, les vallées sont très bien marquées, particulièrement celles qui se raccordent à l'Allaine, et un réseau dendritique de plus petite dimension s'y superpose. La densité du réseau va croissante du sommet du plateau vers ses marges.

– La partie S, entre la vallée sèche de la Haute-Ajoie et le chevauchement frontal du Jura plissé, présente un réseau géométriquement peu structuré, dominé par de longues entailles subméridiennes rectilignes à l'O et à caractère dendritique à l'E. Dans leur section amont, les profils longitudinaux des vallées sèches peuvent atteindre 20% (11°) et les profils transversaux sont en V. En dessous d'une valeur de pente d'environ 10% (6°), ceux-ci passent à un profil à fond plat, suite au remplissage alluvial présent dans les tronçons inférieurs des vallées sèches. On notera encore que les vallées les plus fortement incisées, comme la Combe-en-Vaillard ou la Combe Varu à l'O de Bressaucourt, ne sont pas liées à un cirque rocheux dans leur partie tout à fait amont.

– Le quart NE du périmètre d'étude est marqué par un réseau à caractère rectangulaire dominant. Les vallées principales, subméridiennes, sont plus longues mais moins nombreuses que les nombreux petits sillons E-O qui s'y raccordent. Cette zone se caractérise également par un réseau assez dense mais des morphologies peu marquées.

– Finalement, le Jura plissé présente une direction OSO-ENE dominante, correspondant aux combes anticlinales, et une direction secondaire à peu près perpendiculaire, correspondant à des ruz qui se sont formés de part et d'autre de la voûte anticlinale. Il se rapproche d'un réseau en treillis.

Morphogenèse

Pour peu qu'on y réfléchisse, la notion de vallée sèche est troublante. En effet, les géomorphologues ont pour habitude d'expliquer les formes du relief par des processus dont les conséquences sont connues. Ainsi, la genèse d'une vallée «normale», au cours d'eau superficiel qui en occupe le fond, s'explique facilement par le double jeu de l'érosion et du transport de sédiment vers l'aval. Causes et conséquences sont réunies dans une même entité géomorphologique. Dans le cas d'une vallée sèche, seule la conséquence, c'est-à-dire la vallée elle-même, demeure. La question qui se pose est alors d'en connaître la cause: s'agit-il d'un ancien cours d'eau aujourd'hui disparu, auquel cas quand et pourquoi? Ou alors s'agit-il d'un autre agent d'érosion et lequel?

En milieu calcaire, la dissolution des roches peut jouer le rôle de cet autre agent d'érosion. Et, parmi les différentes hypothèses morphogénétiques, celle proposée par Aubert (1969) accorde justement une importance prépondérante aux processus de dissolution pour expliquer la ge-

nèse des vallées sèches associées aux faibles pendages : celles-ci seraient des ouvalas linéaires, c'est-à-dire des formes de dissolution au même titre que les dolines et soumises aux mêmes lois, avec cette différence qu'elles auraient bénéficié d'un développement privilégié, dans une direction déterminée par celle des diaclases. En effet, si la fracturation est homogène dans toutes les directions, l'érosion s'exerce dans tous les sens avec la même intensité et résulte finalement en la création d'un ouvala (coalescence de dolines). Si au contraire elle suit une direction préférentielle, l'érosion s'en trouve en quelque sorte polarisée et débouche sur le façonnement de dépressions allongées, conformément au réseau de la fracturation. L'éventuelle origine fluviale des vallées sèches, hypothèse souvent formulée dans la littérature, notamment par Monbaron & Bouvier (1996) pour le cas de l'Ajoie, ne serait alors qu'une illusion causée par une convergence de formes.

Sans vouloir être aussi catégorique et écarter complètement le rôle des processus fluviaux comme le fait Aubert, il faut bien reconnaître que son hypothèse tectono-karstique est celle qui semble répondre au mieux à la situation en Ajoie. Un coup d'œil comparatif jeté sur la carte tectonique (Fig. 4) et sur celle représentant les tronçons droits des vallées sèches (Fig. 7) montre effectivement une apparente coïncidence entre réseaux de failles et de vallées sèches, plus particulièrement sur le plateau de Bure. Afin de confirmer cette première impression une étude plus détaillée s'impose. Elle nécessite trois étapes : déterminer la répartition des fractures dans un premier temps, puis celle des tronçons droits des vallées sèches dans un second temps et finalement comparer les deux réseaux.

Fracturation du plateau de Bure

L'étude des discontinuités du plateau de Bure sera abordée à deux niveaux : à l'échelle kilométrique et à l'échelle métrique (ci-dessous désignée par micro-fracturation).

L'information concernant les grands accidents kilométriques a été rapidement accessible sur les cartes géologiques, à partir desquelles les pendages de tronçons de failles d'égale longueur ont été introduits dans le logiciel Tectonics FP 1.6.01 et représentés sous forme de diagramme en rose. Cette représentation graphique est la plus appropriée puisque orientation et fréquence des fractures y sont représentées, ces deux paramètres pouvant être directement comparés au réseau de vallées sèches caractérisé également sous cet angle. Les accidents subméridiens FI ($N005^{\circ} \pm 5$) totalisent ainsi près de 70 % des failles, alors que FII ($N145^{\circ} \pm 5$) et FIII ($N050^{\circ} \pm 10$) se partagent les 30 % restant à parts égales.

L'étude de la micro-fracturation a nécessité par contre une approche spécifique. Les données proviennent d'une étude de la fracturation du plateau de Bure (MFR 1993), de relevés de la fracturation dans les galeries des tunnels A16 (données transmises par le bureau MFR), d'études hydrogéologique (Kiraly et al. 1971) et géomorphologique (Siméoni &

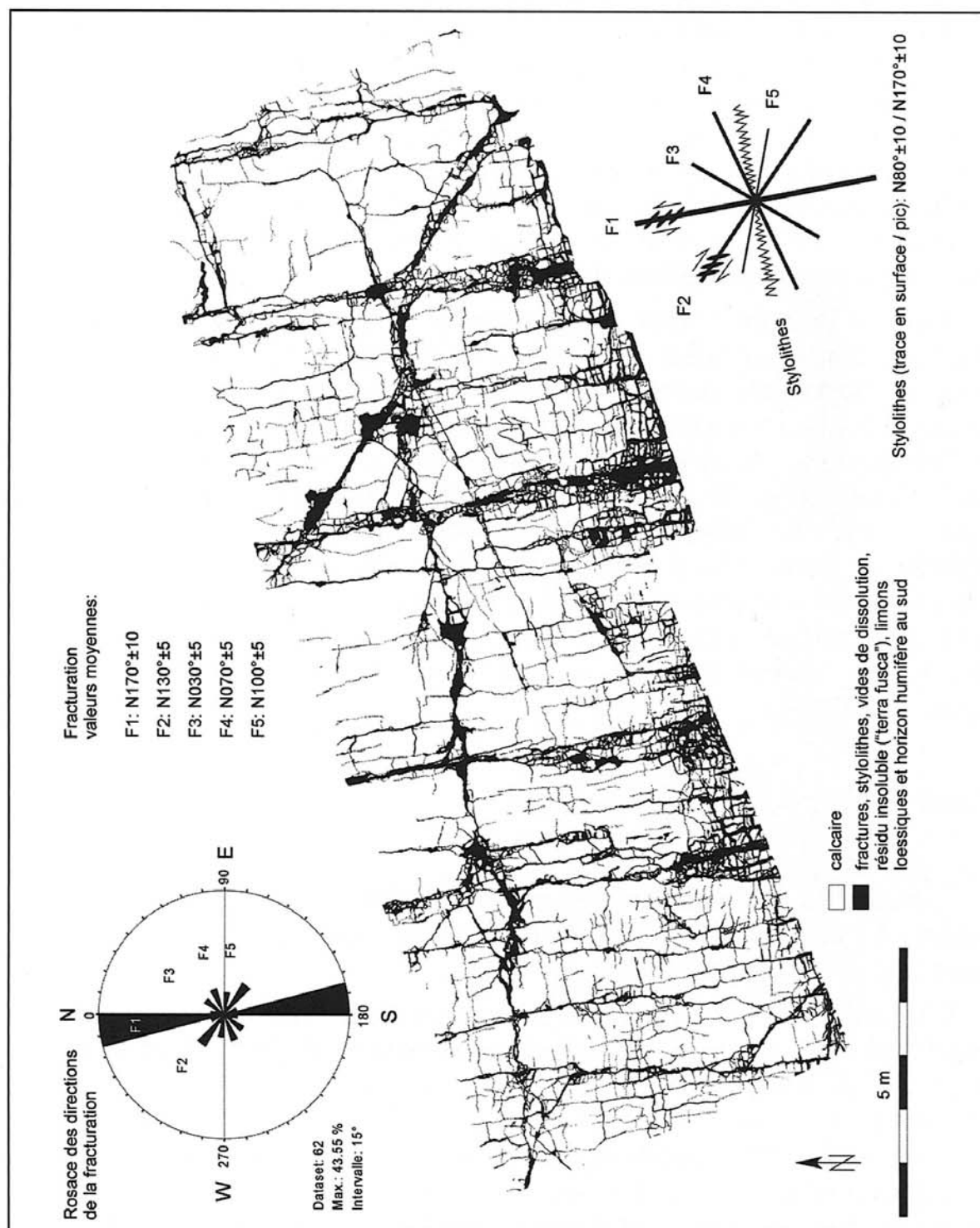


Figure 8: vision en plan du réseau de fracturation de la dalle calcaire de Courtedoux «Sur Combe Ronde». En haut à gauche, traitement statistique des directions de la fracturation; en bas à droite, schéma synthétique avec les rejets observés.

Jamier 1975) ainsi que de nouvelles mesures complémentaires réalisées entre 1998 et 2003 dans le cadre de ce travail. Au total, ce sont 1520 éléments plans mesurés dans 14 stations de mesures qui ont permis d'obtenir une vision représentative de la fracturation sur le plateau de Bure.

Parmi les 14 stations de mesure, la dalle à traces de dinosaures de Courtedoux «Sur Combe Ronde», fouillée en 2002 par la Section d'archéologie et paléontologie de l'Office de la culture du canton du Jura (Marty et al. 2003), a servi de site de référence (Fig. 8 et 9). En effet, elle est non seulement représentative de la fracturation sur le plateau de Bure, mais présente également les meilleures conditions d'observation. Les cinq familles de micro-fractures, que l'on retrouve presque partout sur le plateau de Bure, s'y lisent aisément.



Figure 9: vue de la dalle à traces de dinosaures de Courtedoux «Sur Combe Ronde» depuis le NO. On remarque la prédominance des accidents subméridiens F1.

Notées F1 à F5, elles forment un réseau dense de fractures subverticales, dominées par les accidents subméridiens F1 qui représentent près de la moitié des discontinuités. La deuxième famille de fractures, d'orientation NE-SO (F2: N130°(5), est nettement moins fréquente que F1. Des fentes en échelons associées à ces deux familles de failles indiquent un mouvement décrochant, sénestre pour F1 et dextre pour F2.

Les diaclases des familles F3 (N030°(5), F4 (N070°(5) et F5 (N100°(5) sont moins fréquentes et ne montrent pas de déplacement relatif d'un compartiment par rapport à l'autre.

Les nombreux stylolithes indiquent une compression N-S subhorizontale. Cependant, bien que les pics stylolithiques montrent tous la même direction, le réseau de fracturation observé peut difficilement s'expliquer par l'application d'un seul champ de contrainte, c'est-à-dire en une seule phase. Par ailleurs, deux générations de remplissages calcitiques, observés sur une faille subméridienne, semblent indiquer qu'au moins deux phases tectoniques distinctes ont créé le réseau de fracturation. Lors d'un premier épisode compressif N-S, des fentes de tension (F1) semblent s'être développées ainsi que deux systèmes décrochants conjugués (F2 et F3). Cette préstructuration du massif calcaire a ensuite vraisemblablement été reprise lors d'épisodes compressifs ultérieurs durant lesquels ces failles de tension (F1) ont joué selon un mouvement coulissant.

Il serait hasardeux de vouloir préciser les différents champs de contrainte et la chronologie de ces phases de déformation sur la base des seules observations effectuées à «Sur Combe Ronde». Toutefois, force est de constater que la fracturation observée sur la dalle s'intègre très bien dans l'évolution structurale de la région (Bergerat 1987, Villemain & Bergerat 1987, Larroque & Laurent 1988) et permet de proposer l'évolution tectonique suivante :

- A l'Eocène supérieur, la première phase compressive N-S crée les fentes de tension d'orientation subméridienne (F1), ainsi que les familles conjuguées F2 et F3 correspondant à des décrochements dextres, respectivement sénestres.

- A l'Oligocène, la phase d'extension E-O liée à l'ouverture du Fossé rhénan, provoque de légers basculements le long des fissures de tension F1 qui jouent alors en failles normales. Cette phase de déformation n'a laissé que peu de traces sur la dalle en raison de la position géographique de l'Ajoie qui se situe à cheval entre la terminaison orientale de la zone transformante Rhin-Bresse (régime compressif) et le S du Fossé rhénan (régime extensif E-O).

- Au Miocène inférieur, durant un second épisode compressif NE-SO, la fracturation F4 (décrochements sénestres) est créée, alors que les fentes de tension (F1) jouent en coulissements dextres. F3 joue peut-être alors en fentes de tension. Une famille de pics stylolithiques subhorizontaux de direction N30°(10, observés sur le plateau de Bure (Siméoni & Jamier 1975), correspond probablement à cette seconde phase compressive.

- Finalement, lors du plissement jurassien qui débute au Miocène supérieur, les fentes de tension (F1) qui ont déjà joué à trois reprises, sont une nouvelle fois exploitées : elles fonctionnent alors suivant un jeu dé-

crochant sénestre lors d'une phase finale compressive NO-SE. C'est probablement seulement à cette période qu'apparaît la fracturation F5 que l'on peut rapporter à un système décrochant dextre conjugué avec F1. Durant cette période, F2 rejoue peut-être en fentes de tension.

Cette évolution est basée sur la confrontation entre les données observées sur la dalle calcaire et les résultats d'études structurales bien documentées à caractère régional. Il s'agit là d'une proposition qui explique de façon satisfaisante la prédominance des accidents N-S par le fait qu'ils auraient fonctionné lors de chacun des quatre épisodes tectoniques, mais selon des modalités différentes.

Les 13 autres stations de mesures ont livré des résultats qualitativement similaires. La dispersion angulaire des familles F1 à F5 est faible entre les stations, mais chaque famille n'est pas forcément présente à chaque station. La fréquence des familles de fractures est très variable, même pour des stations très proches géographiquement. A l'échelle du plateau de Bure (Fig. 10), les accidents subméridiens F1 dominent largement (environ 30 %) suivis par les fractures NNE-SSO de la famille F3 (environ 25 %). Les familles F2, F4 et F5 sont moins fréquentes avec respectivement environ 10, 15 et 10 %. Ces cinq familles représentent plus de 90 % des fractures observées, les 10 % restant se répartissant de façon aléatoire. F1, F2 et F3 ont vraisemblablement été créées à l'Eocène déjà, F4 au Miocène inférieur et F5 au Miocène supérieur, lors du plissement jurassien, ceci dans un contexte de cisaillement régional sénestre.

Finalement, l'image de la fracturation du plateau de Bure qui ressort de cette étude est à la fois simple et complexe. Simple dans la mesure où les discontinuités ne sont pas réparties aléatoirement et forment des familles bien définies. Complexe en raison des fortes variations de densité de ce réseau de fracturation d'une part et de son imbrication dans un réseau de fractures de plus grande dimension d'autre part.

Cette étude de la fracturation a également livré un résultat inattendu. En effet, les fractures visibles à l'échelle de l'affleurement (F1 à F5) et les accidents kilométriques FI à FIII ne coïncident pas. Ces derniers ont une orientation proche de celles des familles F1 à F4 mais avec un décalage de 20° environ. Il est peu probable que ces failles correspondent à des plans de ruptures uniques dont la persistance atteindrait plusieurs kilomètres. De telles surfaces de failles n'ont en effet presque jamais été mesurées sur le terrain et les grands accidents tectoniques – dont la dispersion angulaire est d'ailleurs très faible – correspondent effectivement à des domaines de direction exempts de micro-fissures. Il est plus vraisemblable que ces grands accidents tectoniques soient en fait constitués sur le terrain par de petites fractures disposées en échelons (fractures de Riedel) (Fig. 10, D).

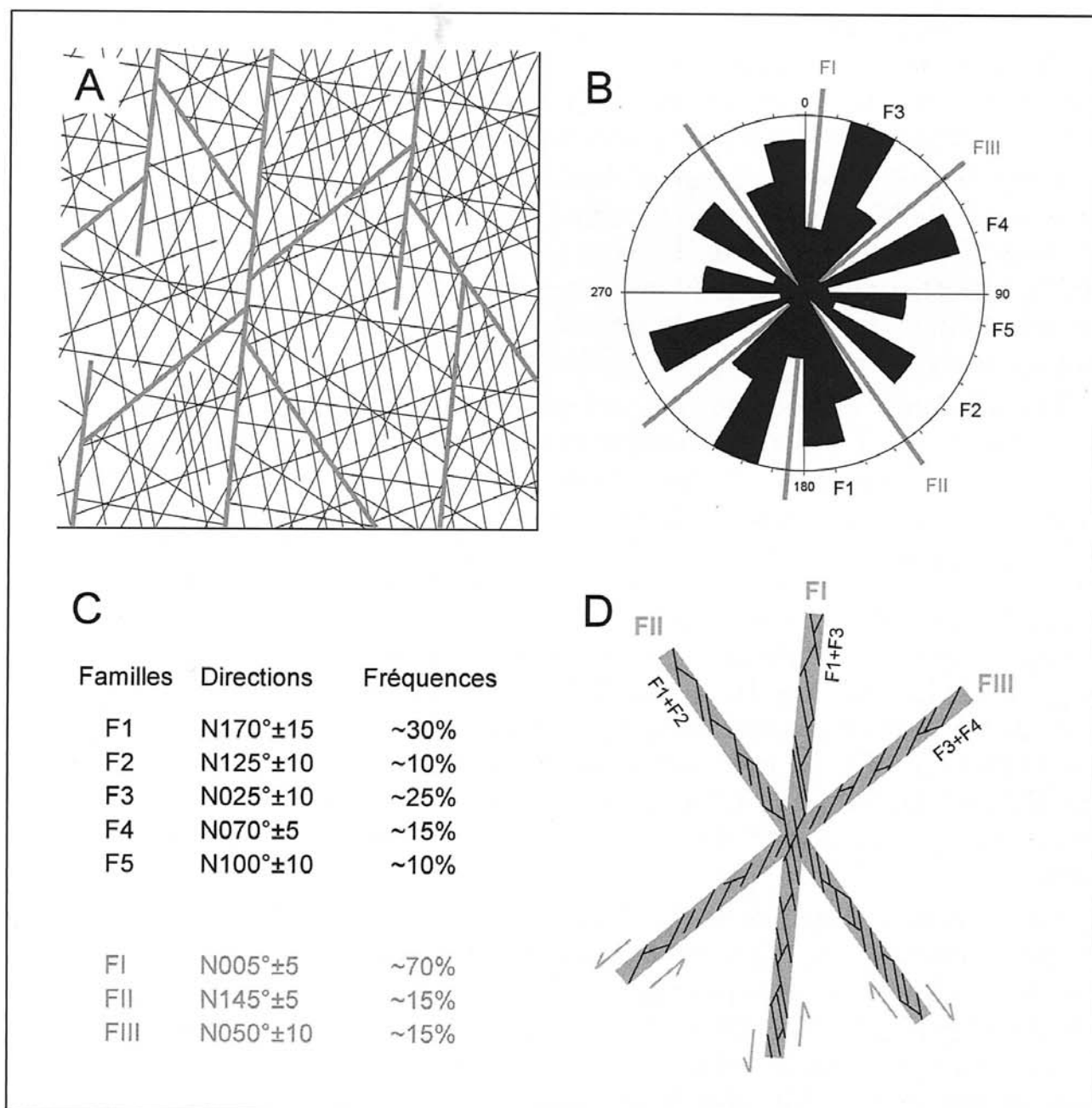


Figure 10: fracturation du plateau de Bure (les accidents kilométriques sont en gris). A: schéma synthétique sans échelle. B: rosace de la fracturation. C: valeurs chiffrées (pendage des discontinuités toujours supérieur à 70°). D: proposition schématique de relation géométrique entre macro et microtectonique; le sens des décrochements FII et FIII correspond à la phase de compression Eocène, celui de FI à la phase du Miocène supérieur.

Pour terminer, nous aimerions encore évoquer une simplification abusive souvent utilisée dans nombre de travaux traitant de la tectonique des zones préjurassiennes au S du Fossé rhénan. En effet, par analogie avec la direction subméridienne du Fossé rhénan, les failles N-S affectant les calcaires jurassiques sont souvent qualifiées de «rhénanes», et attribuées par là même à la phase tectonique d'extension oligocène. Si de telles failles normales ont effectivement été créées lors de cet épisode dans le

Fossé rhénan en voie d'ouverture, c'est surtout à des rejeux d'accidents antérieurs que l'on assiste, et ce particulièrement dans la zone transformante Rhin-Bresse (Villemin & Bergerat 1987). Les fentes de tension subméridiennes associées aux décrochements conjugués NE-SO et NO-SE créés durant l'Eocène fonctionnent alors à nouveau. Et ces mêmes accidents rejoueront encore plus tardivement au Miocène. Il est donc préférable de se tenir à un qualificatif directionnel – soit subméridien – pour désigner ces failles qui ont certainement vu le jour avant que le Fossé rhénan ne s'ouvre et qui ont de surcroît rejoué par deux fois ensuite !

Orientation des vallées sèches du plateau de Bure

La base de données à disposition pour le plateau de Bure comprend 293 tronçons droits d'environ 500 mètres de longueur et de direction connue. Leur traitement statistique livre une image de répartition dominée

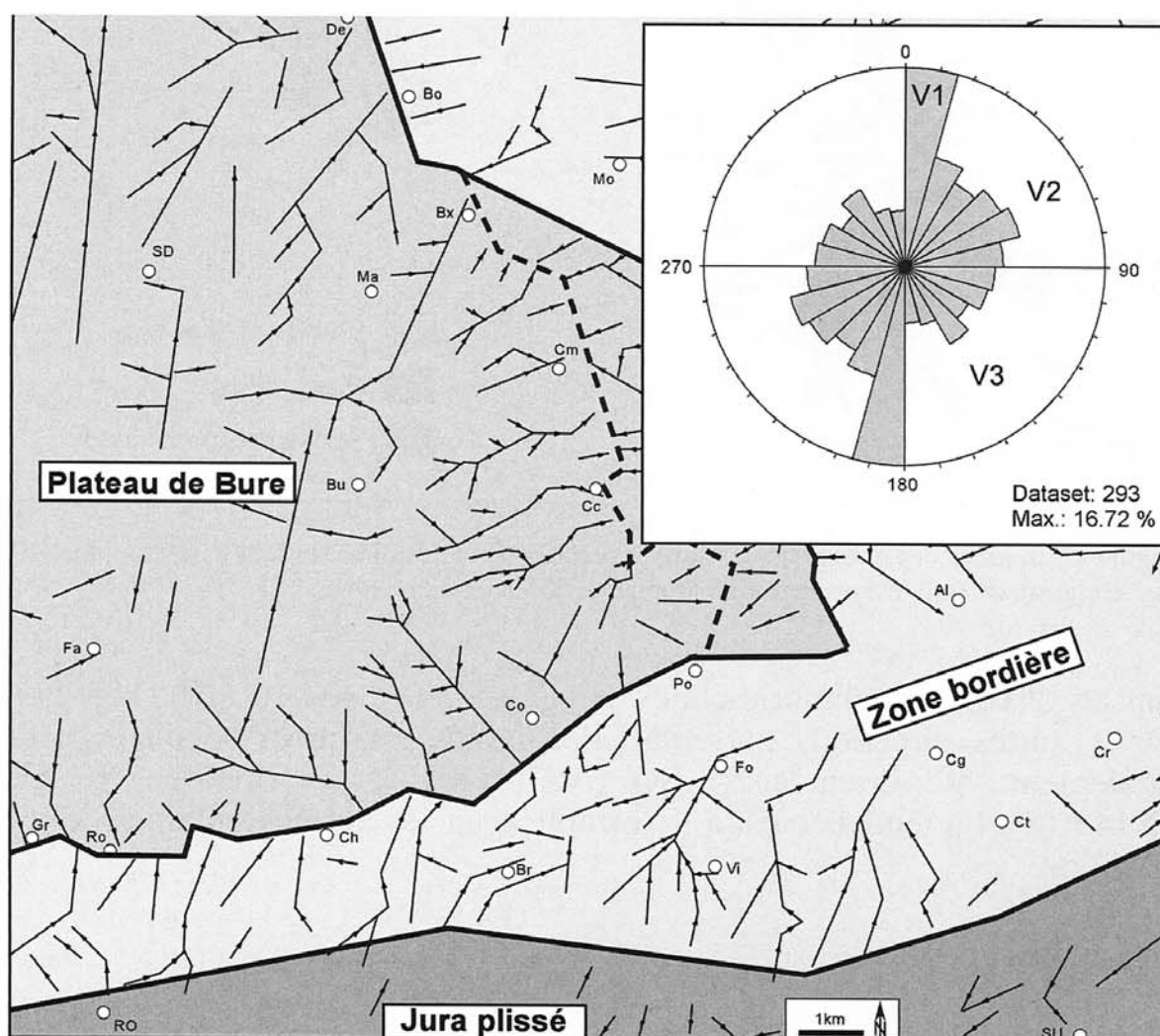


Figure 11: diagramme en rose de la répartition des vallées sèches du plateau de Bure (en rive gauche de l'Allaine).

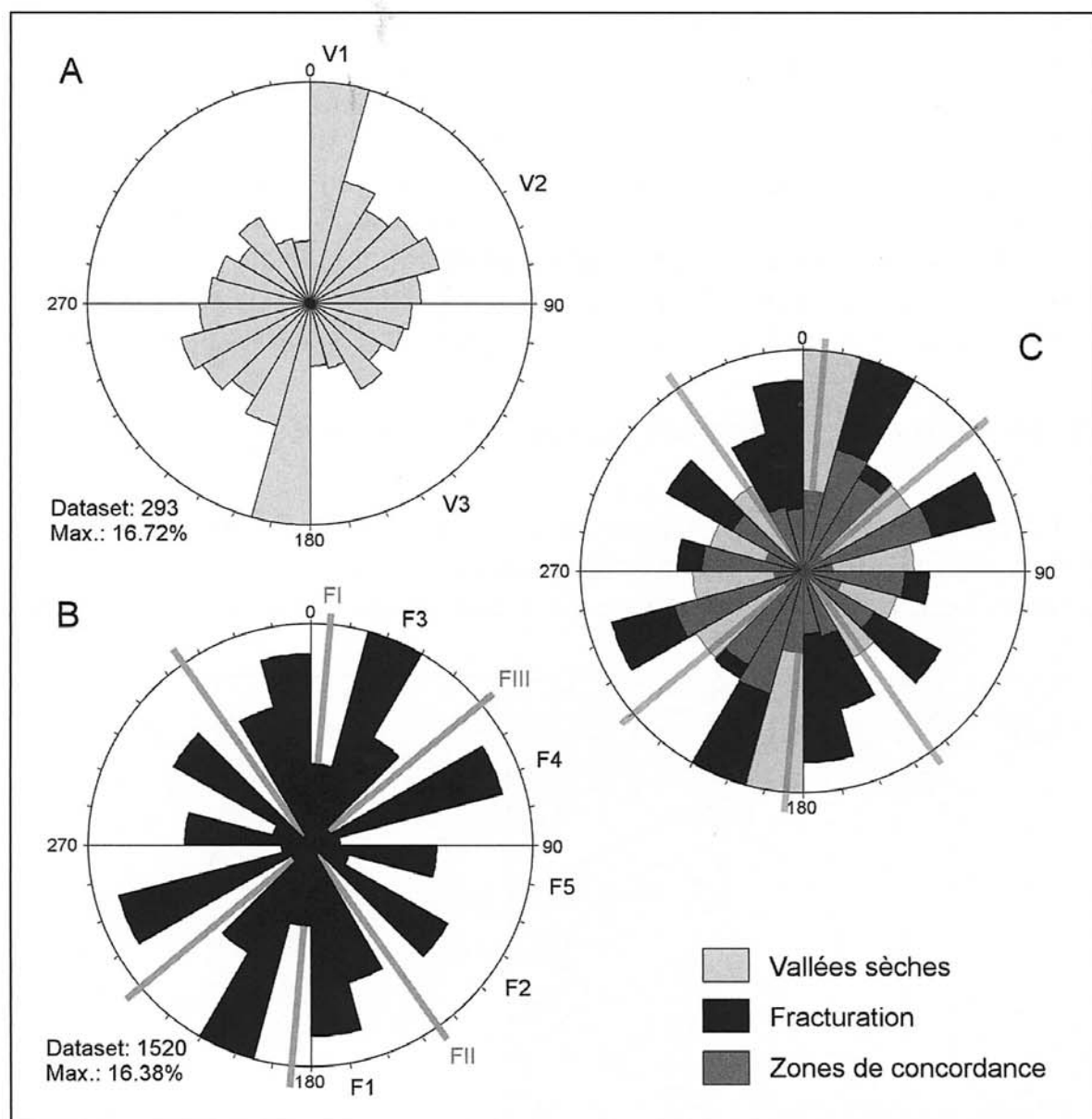


Figure 12: rosaces des directions des vallées sèches (A) et des directions de la fracturation (B) sur le plateau de Bure et superposition graphique des deux diagrammes (C).

par les directions subméridiennes de la famille V1 (N010°(10) (Fig. 11). Deux autres directions préférentielles moins marquées se distinguent également: V2 orientée NE-SO (N070°(15) et V3 orientée NO-SE (N145°(5). La tendance est à l'isotropie pour les autres domaines de répartition.

Etude comparative

La superposition graphique des roses de directions des vallées sèches et de la fracturation (Fig. 12, C) montre l'importance des grands accidents kilométriques. La famille principale de vallées sèches (V1) correspond ef-

fectivement aux grands accidents subméridiens (F1). V2 correspond tout à la fois à FIII et aux micro-fractures F4. Quant à V3, elle coïncide exactement avec FII. La corrélation avec la micro-fracturation est par contre faible, sauf pour la partie de la famille V2 qui correspond à F4.

En d'autres termes, les vallées sèches semblent se répartir le long des grands accidents kilométriques, sans tenir compte des fractures observées à l'échelle de l'affleurement! Ce résultat est surprenant si l'on prend en compte la fréquence de ces micro-fractures. En effet, chaque carrière, affleurement naturel, ou dalle calcaire dégagée en plan, montre invariablement l'intensité de la fracturation du massif rocheux. Il serait dès lors étonnant que les micro-fractures ne jouent véritablement aucun rôle sur les processus d'érosion karstique et, partant, sur la morphogénèse

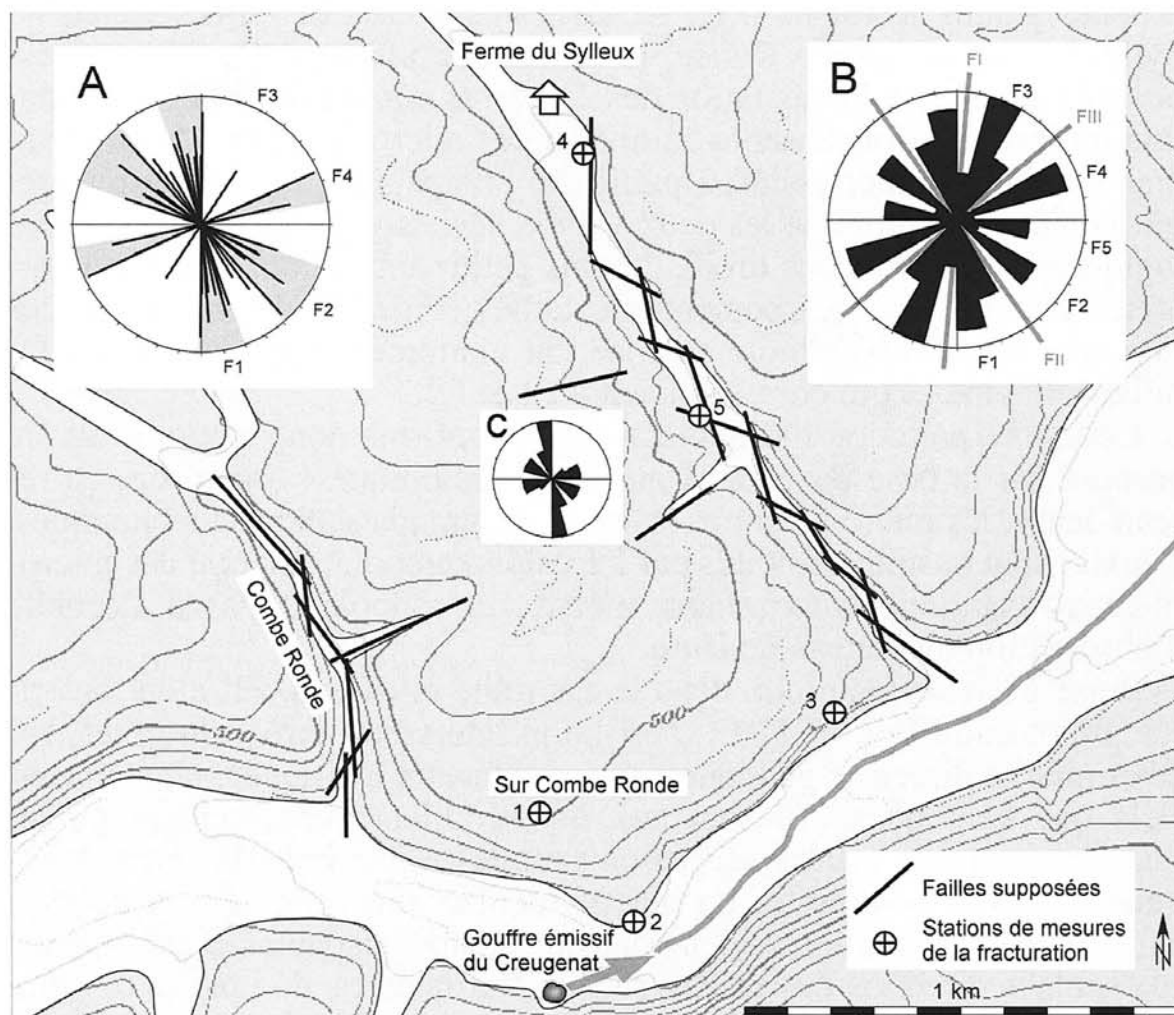


Figure 13: interprétation morphotectonique des vallées sèches du Sylleux et de Combe Ronde. De direction N145°, elles correspondent exactement à l'orientation des accidents kilométriques FII. L'analyse détaillée des photos aériennes (en vision stéréoscopique) montre toutefois que cette direction générale se décompose en deux orientations correspondant aux familles de failles F1 et F2. A: rosace des failles supposées; B: rosace de la fracturation du plateau de Bure; C: rosace de la fracturation à la station 5.

des vallées sèches. Avant d'enterrer définitivement une éventuelle «responsabilité» de la micro-fracturation dans la genèse du paysage ajoulot, il faut encore passer à une échelle d'observation plus grande, celle de la vallée sèche.

L'utilisation de cette échelle d'observation a pour but de mieux saisir le rôle respectif des micro-fractures et des grands accidents kilométriques dans l'orientation des vallées sèches. Pour ce faire, les vallées sèches du Sylleux et de Combe Ronde ont été choisies. En effet, le réseau de micro-fractures y est bien connu grâce à cinq stations de mesures et à la dalle à traces de dinosaures de Courtedoux «Sur Combe Ronde». Bien que la relation entre micro-fractures et grandes failles n'ait jamais été observée directement sur le terrain, il a été proposé que ces dernières correspondent en fait à des zones de forte fréquence de micro-fractures disposées en échelons, obliquement par rapport à la direction des grands accidents (Fig. 10, D). Dans le cas des vallées sèches du Sylleux et de la Combe Ronde, la direction dominante (N145°) correspond exactement à l'orientation des accidents kilométriques FII, orientation qui est toutefois absente au niveau des micro-fractures. Mais l'examen détaillé du microrelief, à partir des photos aériennes en vision stéréoscopique, montre que les deux vallées sèches se subdivisent morphologiquement en tronçons droits de plus petite dimension, qui sont interprétés comme des escarpements de failles (Fig. 13). Le report de ces tronçons sur un diagramme en rose fait clairement apparaître deux familles principales qui correspondent à F1 et F2.

Cette interprétation morphotectonique confirme donc ce qui avait été proposé sur la base de critères purement tectoniques : organisées en réseau dense, les micro-fractures forment les grands accidents tectoniques. Ceux-ci sont ensuite exploités par l'érosion karstique. Le rôle des micro-fractures est donc déterminant, même s'il n'apparaît pas à l'échelle d'observation du plateau de Bure.

Reste à savoir pourquoi, dans le cas traité ci-dessus, FII a été favorisée plutôt que FI ou FIII ? Et c'est là qu'intervient le rôle du relief, qui détermine la direction générale des écoulements hydriques, tant superficiels que karstiques. Ce sont eux qui semblent véritablement guider l'agencement des vallées sèches en familles directionnelles bien déterminées. Les discontinuités du massif rocheux ont certes été exploitées, mais ni leur orientation ni leur densité ne sont capables d'expliquer à eux seuls la direction des vallées sèches. Sur la partie du plateau de Bure où a été incisée la vallée sèche du Sylleux, la direction moyenne des écoulements est de $N155^\circ \pm 20$, soit sub-parallèle à la famille d'accidents tectoniques FII. C'est par conséquent cette famille qui aura été «choisie» par les agents de l'érosion karstique.

Ces résultats rejoignent ceux de Siméoni & Jamier (1975) dont l'étude procède de la même démarche, mais sur une portion restreinte du pla-

teau de Bure. Les auteurs y concluent que la fréquence des diaclases n'est pas un facteur susceptible d'expliquer seul la genèse des vallées sèches, et qu'il faut également tenir compte du gradient du ruissellement superficiel et des écoulements hypodermiques.

Conclusions et perspectives

La question de l'âge des vallées sèches d'Ajoie nous a tout d'abord conduit à nous interroger sur la définition même du Quaternaire, puis à remonter encore le temps à la recherche d'indices stratigraphiques et tectoniques. L'étude de la stratigraphie a révélé l'importance des lacunes sédimentaires en Ajoie. Sur le plateau de Bure par exemple, la stratigraphie classique consiste en quelques décimètres à mètres de limons loessiques quaternaires, directement superposés aux calcaires jurassiques. Entre les deux, on constate une lacune de quelques 150 Ma ! Le temps à disposition pour créer les vallées sèches est donc immense, et il serait faux de n'en considérer que les deux derniers millions d'années pour expliquer la formation du paysage actuel. Au contraire l'histoire est bien plus ancienne (Fig. 14) : elle aurait pu débuter à l'Eocène déjà, alors que les premiers mouvements tectoniques commençaient à fracturer la série jurassique. Elle a ensuite véritablement pris son essor au Miocène supérieur, alors que la mise en relief du Jura plissé et du plateau de Bure a augmenté les processus de karstification par la création d'un gradient hydraulique. La dissolution des calcaires a alors formé des chapelets de dolines alignées le long des fractures parallèles à l'écoulement des eaux superficielles. Dans ce contexte, les grands accidents kilométriques sub-méridiens qui tronçonnent toute l'Ajoie ont joué un rôle déterminant sur l'orientation des vallées sèches. Toutefois, le rôle des micro-fractures a pu être démontré : organisées en réseau dense, ce sont elles qui forment les grands accidents kilométriques.

L'hypothèse d'Aubert (1969), qui consiste à ramener la formation des vallées sèches à des ouvalas linéaires, a ainsi été en grande partie confirmée. Toutefois, ni l'orientation des fractures ni leur densité ne sont capables d'expliquer à elles seules la direction des vallées sèches. Il faut y ajouter un troisième paramètre, celui de la direction des écoulements. Associé aux deux précédents, c'est lui qui guide véritablement l'agencement des vallées sèches en familles directionnelles bien déterminées.

Parmi les perspectives que nous souhaitons donner à cette étude, il y a tout d'abord l'évaluation du rôle de l'érosion fluviale. Les premiers éléments à disposition de l'étude des remplissages quaternaires tendent cependant à ne pas lui accorder un grand rôle dans la formation des vallées sèches. Ensuite, nous souhaitons extraire de la stratigraphie des dé-

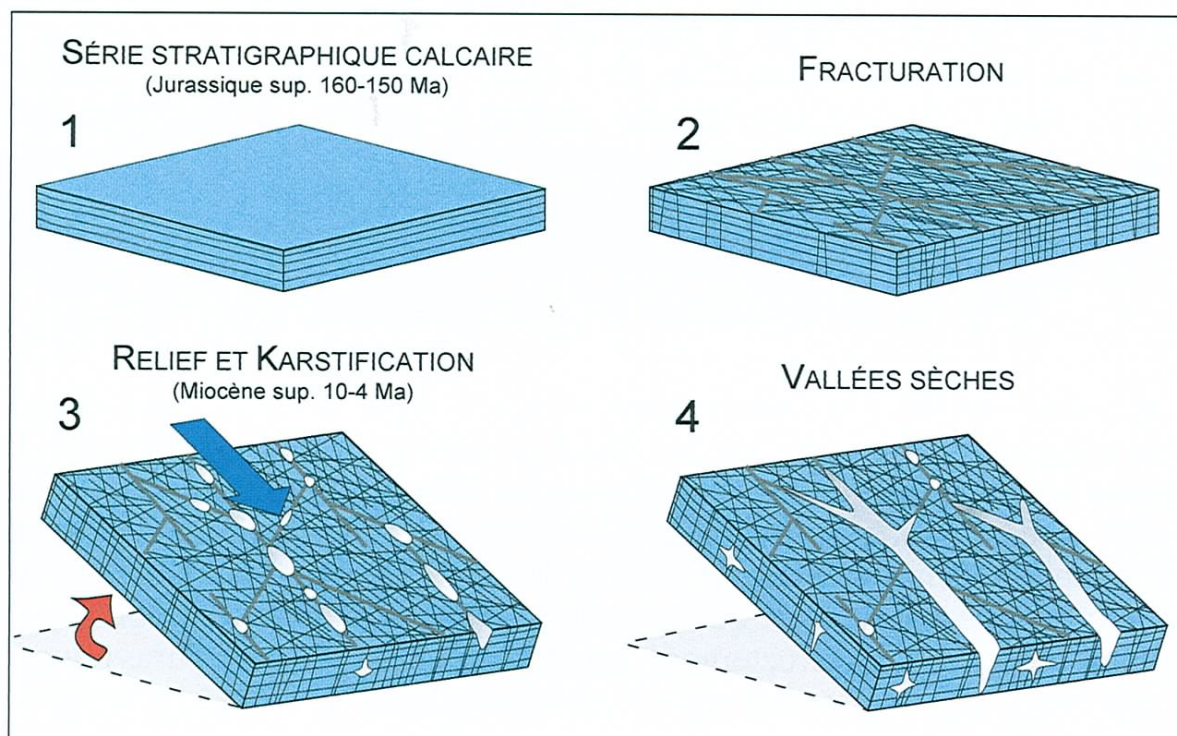


Figure 14: schéma d'évolution du relief en Ajoie. Après le dépôt de la série jurassique (1) se forment des fractures le long desquelles s'amorce la karstification à l'Eocène déjà (2). Mais celle-ci n'a véritablement fonctionné comme agent du paysage qu'à partir de la mise en relief du Jura plissé et du plateau de Bure au Miocène supérieur (3). Suite à la création d'un gradient hydraulique, l'érosion karstique a été renforcée et polarisée le long des familles de failles sub-parallèles aux directions des écoulements de surface, façonnant peu à peu le réseau de vallées sèches actuelles (4).

pôts cénozoïques les éléments clés utiles à la reconstitution de l'évolution des reliefs et du réseau de drainage en Ajoie, depuis l'Eocène jusqu'à aujourd'hui.

Remerciements

Cette étude a pu voir le jour grâce à l'ouverture d'esprit, aux encouragements et à l'aide scientifique de nombreuses personnes. Parmi elles, il me tient à cœur de remercier François Schifferdecker, archéologue cantonal du canton du Jura, Christian Caron et Michel Monbaron, professeurs à l'Université de Fribourg et co-directeurs de thèse, F. Flury et R. Christe du bureau MFR à Delémont, ainsi que tous mes collègues géologues et paléontologues de la Section d'archéologie et de paléontologie. Merci également à la Société jurassienne d'Emulation de m'avoir donné l'occasion de diffuser quelques aspects de ma recherche, ainsi qu'à mes collègues Michel Guélat et Gaëtan Rauber pour leur relecture critique d'une première version de cet article.

Luc Braillard (Fribourg), géologue, est chargé de l'étude des sédiments quaternaires à la Section d'archéologie et de paléontologie (SAP) de l'Office de la Culture (OCC) du canton du Jura. Il est également assistant à l'Université de Fribourg, Section de Géologie et Paléontologie.

BIBLIOGRAPHIE

- Aguirre E. & Pasini G. (1985): The Pliocene-Pleistocene Boundary. *Episodes* 8/2, 116-120.
- Aubert D. (1969): Phénomènes et formes du karst jurassien. *Eclogae geol. Helv.* 62/2, 325-399.
- Aubry D., Guélat M., Detrey J. & Othenin-Girard B. (2000): Dernier cycle glaciaire et occupations paléolithiques à Alle, Noir Bois (Jura, Suisse). *Cahier d'archéologie jurassienne* 10, Office du patrimoine historique et Société jurassienne d'Emulation, Porrentruy.
- Becker D. (2003): Paléoécologie et paléoclimats de la Molasse du Jura (Oligo-Miocène): apport des Rhinocerotidea (Mammalia) et des minéraux argileux. *Geofocus* 9, thèse de doctorat, Université de Fribourg.
- Bergerat F. (1987): Stress fields in the european platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics* 6/2, 99-132.
- Bonvalot J. (1974): Les cailloutis de la Forêt de Chaux (Jura); leurs rapports avec les matériaux détritiques de Sundgau et du Nord de la Bresse. Thèse, Université de Dijon.
- Braillard L. & Becker D. (2004): Evolution des reliefs en Ajoie. In D. Becker & F. Lapaire, *Le Cénozoïque le long de la Transjurane, Prospection, sondages, fouilles et recherche. Paléontologie et Transjurane* 5, rapport inédit, 36-40.
- Braillard L. (en prép.): Morphogenèse du plateau karstique de l'Ajoie (JU-Suisse): influence de la fracturation et apport de l'étude des remplissages quaternaires. *Geofocus*, thèse de doctorat, Université de Fribourg.
- Chaline J. (1984): La séquence des Rongeurs de Bresse en tant que référence biostratigraphique et paléoclimatique. *Géologie de la France* 3, 251-258.
- Chauve P., Martin J. & Bailly C. (1985): Carte géologique Delle au 1:50000 avec notice explicative. BRGM.
- Diebold P., Laubscher H-P., Schneider A. & Tschopp R. (1963): Atlas géologique de la Suisse au 1:25000, feuille Saint-Ursanne. Commission géologique suisse.
- Erzinger E. (1943): Die Oberflächenformen der Ajoie (Berner Jura). *Mitteilungen der Geographisch-Ethnologischen Gesellschaft in Basel* IV, 1-138.
- Fejfar O., Heinrich W.-D. & Lindsay E.-H. (1998): Updating the Neogene rodent biochronology in Europe. *Mededelingen Nederlands Instituut voor Tøgepaste Geowetenschappen TNO* 60, 533-554.
- Giamboni M., Ustaszewski K., Schmid S., Schumacher M. & Wetzel A. (2004): Plio-Pleistocene Transpressional Reactivation of Paleozoic and paleogene Structures in the Rhine-Bresse Transform Zone (Northern Switzerland and Eastern France). *International Journal of Earth Sciences* 93/2, 207-223.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Agterberg F.P., Bleeker W., Cooper R.A., Davydov V., Gibbard P., Hinnov L.A., House M.R. (†), Lourens L., Luterbacher H-P., McArthur J., Melchin M.J., Robb L.J., Shergold J., Villeneuve M., Wardlaw B.R., Ali J., Brinkhuis H., Hilgen F.J., Hooker J., Howarth R.J., Knoll A.H., Laskar J., Monechi S., Powell J., Plumb K.A., Raffi I., Röhl U., Sanfilippo A., Schmitz B., Shackleton N.J., Shields G.A., Strauss H., Van Dam J., Veizer J., van Kolfshoten Th., Wilson, D. (2004): *Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, ~500 pages.
- Grandgirard V. & Boyer L. (1992): Evaluation des vallées sèches de l'Ajoie (Etude complète). Diplôme inédit, Université de Fribourg.

- Gretillat P.-A. (1998): Aquifères karstiques et poreux de l'Ajoie (Jura, Suisse). Eléments pour la carte hydrogéologique au 1:25000. Vol. 1: Texte et annexes. Vol. 2: Notice explicative de la carte hydrogéologique. Thèse de doctorat, CHYN, Université de Neuchâtel.
- Guélat M. (2000): Approche micromorphologique. In D. Aubry et al., Dernier cycle glaciaire et occupations paléolithiques à Alle, Noir Bois (Jura, Suisse), Cahier d'archéologie jurassienne 10, 61-80.
- Gygi A. (1995): Datierung von Seichtwassersedimenten des Späten Jura in der Nordschweiz mit Ammoniten. *Eclogae geol. Helv.* 88/1, 1-58.
- Hooker J.-J. & Weidmann M. (2000): The Eocene mammal faunas of Mormont, Switzerland. Systematic revision and resolution of dating problems. *Mém. suisses de paléontologie* 120, 1-141.
- Kälin D. (1993): Stratigraphie und Säugetierfaunen der oberen Süsswassermolasse der Nordwestschweiz. Thèse de doctorat N°ETH 10152.
- Kälin D. (1997): Litho- und Biostratigraphie der mittel- bis obermiozänen Bois de Raube-Formation (Nordwestschweiz). *Eclogae geol. Helv.* 90/1, 97-114.
- Kiraly L., Mathey B. & Tripet J.-P. (1971): Fissuration et orientation des cavités souterraines, région de la grotte de Milandre (Jura tabulaire). *Bull. Soc. Neuch. Sci. nat.* 94, 99-114.
- Kovács A. (2003): Geometry and hydraulic parameters of karst aquifers: a hydrodynamic modeling approach. Thèse de doctorat, CHYN, Université de Neuchâtel.
- Lapaire F., Becker D., Christe R., Lüscher M. (en prép.): The karst of L'Oiselier (canton Jura, Switzerland): Karstic phenomena in the Conglomérats de Porrentruy Formation (Lower Oligocene) and risks related to their presence under the A16 Transjurane highway course.
- Larroque J.M. & Laurent PH. (1988): Evolution of stress field pattern in the south of the Rhine Graben from the Eocene to the present. *Tectonophysics* 148, 41-58.
- Lièvre L. (1939): Le Karst jurassien. Hydrologie de la Haute-Ajoie et découverte d'une rivière souterraine du Jura Bernois. Imprimerie Le Jura, Porrentruy.
- Liniger H. (1925): Geologie des Delsbergerbeckens und der Umgebung von Movelier. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, NF, 55.
- Liniger H. (1963): Geologische Beobachtungen in der Ajoie (Berner Jura). *Regio Basiliensis* 4/1, 39-47.
- Liniger H. (1964): Beziehungen zwischen Pliozän und Juraufaltung in der Ajoie. *Eclogae geol. Helv.* 57/1, 75-90.
- Liniger H. (1969): Atlas géologique de la Suisse au 1:25000, feuille Bonfol. Commission géologique suisse.
- Liniger H. (1970): Notice explicative de la feuille Bonfol. Atlas géologique de la Suisse au 1:25000. Commission géologique suisse.
- Marty D., Hug W., Iberg A., Cavin L., Meyer C. & Lockley M. (2003): Preliminary Report on the Courtedoux Dinosaur Tracksite from the kimmeridgian of Switzerland. *Ichnos* 10, 209-219.
- Meyer B., Lacassin R., Brulhet J. & Mouroux B. (1994): The Basel 1356 earthquake: which fault produced it? *Terra Nova* 6, 54-63.
- MFR Géologie-Géotechnique SA (1993): N16, section 1 et 2. Plateau de Bure. Etude de la fracturation du massif rocheux. Rapport inédit, Service des Ponts et Chaussées, Delémont.
- Monbaron M. & Bouvier J.-C. (1996): L'estavelle du Creugenat et le fonctionnement du système karstique de la Haute-Ajoie (JU), état des lieux. Actes du colloque SSGm-AFK, 109-120. Institut de Géographie, Université de Fribourg.
- Perronne A. (1955): Vestiges des périodes glaciaires dans le Jura. In *Recueil d'études et de travaux scientifiques*, Société jurassienne d'Emulation, Porrentruy, 47-79.
- Petit C., Campy M., Chaline J. & Bonvalot J. (1996): Major palaeohydrographic changes in Alpine foreland during the Pliocene-Pleistocene. *Boreas* 25, 131-143.
- Picot L. (2002): Le Paléogène des synclinaux du Jura et de la bordure sud-rhénane: paléontologie (Ostracodes), paléoécologie, biostratigraphie et paléogéographie. *Geofocus* 5, thèse de doctorat, Université de Fribourg.

- Pillans B. & Naish T. (2004): Defining the Quaternary. *Quat. Sci. Rev.* 23, 2271-2282.
- Remane J. (1997): Foreword: chronostratigraphic standards: how are they defined and when should they be changed? *Quaternary International* 40, 3-4.
- Remane, J. (compiler) (2000): International Stratigraphic Chart, with Explanatory Note UNESCO/IUGS. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro 2000.
- Schumacher M.E. (2002): Upper Rhine Graben: Role of preexisting structures during rift evolution. *Tectonics*, 21/1, 1-17.
- Siméoni G. & Jamier D. (1975): Relations entre éléments structuraux et morphologie dans la région du plateau de Bure (Jura tabulaire). *Bull. du Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel*, 163-173.
- Villemin T. & Bergerat F. (1987): L'évolution structurale du Fossé rhénan au cours du Cénozoïque: un bilan de la déformation et des effets thermiques de l'extension. *Bull. Soc. Géol. France* (8), III/2, 245-255.

NOTES

¹ Cet article reprend la structure de la conférence donnée par le soussigné lors de l'assemblée générale du Cercle scientifique de la Société jurassienne d'Emulation le 4 décembre 2004. Les thèmes abordés s'inscrivent dans le cadre d'une recherche plus vaste, qui fait actuellement l'objet d'une thèse de doctorat à l'Université de Fribourg, sous la direction de C. Caron et M. Monbaron, et à laquelle le lecteur voudra bien se référer pour des détails supplémentaires (Braillard en prép.).

² Variations des isotopes de l'oxygène de sédiments marins profonds, associées avec l'arrivée de détritisme « lâché » par des icebergs en Atlantique du Nord.

³ Cette décision n'interviendra probablement pas avant le congrès de l'INQUA à Cairns en 2007.

⁴ Untere Meeresmolasse, soit la molasse marine inférieure

⁵ Obere Süßwassermolasse, soit la molasse d'eau douce supérieure