

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Band: 97 (2004)

Heft: 2

Artikel: Dépliage 3-D des anticlinaux bordant le synclinal fermé de la vallée des Ponts, Jura central Suisse

Autor: Valley, Benoît / Burkhard, Martin / Schnegg, Pierre-André

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-169113>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 15.10.2024

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Dépliage 3-D des anticlinaux bordant le synclinal fermé de la vallée des Ponts, Jura central, Suisse

BENOÎT VALLEY, MARTIN BURKHARD & PIERRE-ANDRÉ SCHNEGG

Key words: Jura fold and thrust belt, 3-D balancing, seismic reflexion profile, CS-AMT

RESUME

La vallée des Ponts est un synclinal fermé de direction générale NE-SW dans la Haute Chaîne du Jura neuchâtelois plissé et chevauché. Ce synclinal, apparemment perché à 1000 m d'altitude, est fermé à son extrémité SW par un anticlinal oblique de direction WNW-ESE. La géométrie 3-D de cette structure est analysée et dépliée en détail. Le remplissage Tertiaire du synclinal a une épaisseur de près de 400 m (Molasse) selon des sondages CS-AMT (controlled source audio-magneto-telluric) ainsi qu'une ligne sismique réflexion. Cette dernière révèle aussi un plissement sur rampe dans les séries bien litées de la Molasse d'eau douce supérieure. La configuration 3-D du toit du Malm est construite pour l'ensemble de la vallée des Ponts à partir de nouvelles cartes géologiques et structurales en intégrant des centaines de mesures de pendage ainsi que les données géophysiques. Le toit du Malm montre trois types de structures distinctes: 1) des failles chevauchantes de faible pendage, à vergence SE et NW, responsables pour la formation des anticlinaux majeurs, interprétés comme plis sur rampe (fault bend fold). 2) Des failles inverses de fort pendage, essentiellement à vergence SE sont interprétées comme réactivation d'anciennes failles normales, issues d'une modeste phase d'extension NW-SE d'âge Oligo-Miocène. 3) Des failles décrochantes N-S, probablement héritées de la phase d'extension Oligocène Rhin-Bresse sont réutilisées en tant que «tear faults» pour accommoder des changements latéraux importants lors du plissement au Miocène tardif. L'ensemble des déformations: chevauchements, plis, failles inverses et «tear faults» s'expliquent par une implication de la couverture uniquement, au dessus d'un niveau de décollement dans les évaporites du Trias.

ABSTRACT

The Ponts valley syncline is a closed basin within the Neuchâtel Jura fold and thrust belt. This syncline, apparently uplifted to an altitude of around 1000m is closed in the SW by an anticline with an oblique WNW-ESE direction. The 3-D geometry of the entire structure is examined and unfolded in detail. This syncline is filled with an unexpectedly thick series (~400m) of Tertiary Molasse, as revealed by the CS-AMT (controlled source audio-magneto-telluric) and a reflexion seismic line. The latter also documents internal compressional structures within the well layered upper freshwater Molasse series. The 3-D configuration of the top Malm limestones has been constructed for the entire area based on new detailed geologic and structural mapping, hundreds of dip measurements, as well as geophysical data. The Malm marker bed displays three distinct types of structures: 1) Thrust faults with shallow dips, vergent to the NW and/or SE that are associated with folds interpreted as fault bend folds; 2) high angle inverse faults, mostly with a SE vergence are interpreted as inverted normal faults, inherited from a modest Oligo-Miocene extensional phase in a NW-SE direction; and 3) tear faults with a dominant N-S direction, probably inherited from an Oligocene extensional phase in association with the opening of the Rhine and Bresse grabens. Tear faults accommodate important lateral changes in fold geometry during the Late Miocene main folding-and-thrusting phase. All deformations are easily explained in an entirely thin-skinned fashion, taking place above a thick detachment horizon within Triassic evaporite series.

Introduction

Après plus de deux siècles de recherches géologiques dans le Jura neuchâtelois (Fig. 1), les modalités exactes de la formation des principales structures sont encore controversées (Sommaruga 1997). L'un des premiers profils tracés à travers la Suisse en 1806 par von Buch (1867) pose déjà les questions qui sont encore d'actualité: 1. Quelles sont les relations entre le socle et la couverture? 2. Quels sont les liens exacts entre le Jura, le bassin molassique et les Alpes?

Face à ces questions, deux principaux courants d'idées s'opposent. Le principe du niveau de décollement dans les évaporites du Trias, connu sous le nom de « Fernschub » a été le plus clairement énoncé par Buxtorf (1907, 1916); mais d'autres, avant lui, avaient déjà fait allusion à un tel mécanisme (Reyer 1892, Schardt 1906, 1908). Lugeon (1941) invoque le glissement gravitaire comme moteur de ce décollement. Ces idées sont reprises et modifiées par Laubscher (1961). Des études plus récentes basées sur l'interprétation de lignes sismiques viennent appuyer l'idée d'un décollement basal dans

Institut de Géologie, Rue E.Argand 11, Case Postale, 2007 Neuchâtel, Switzerland.
E-mail: martin.burkhard@unine.ch

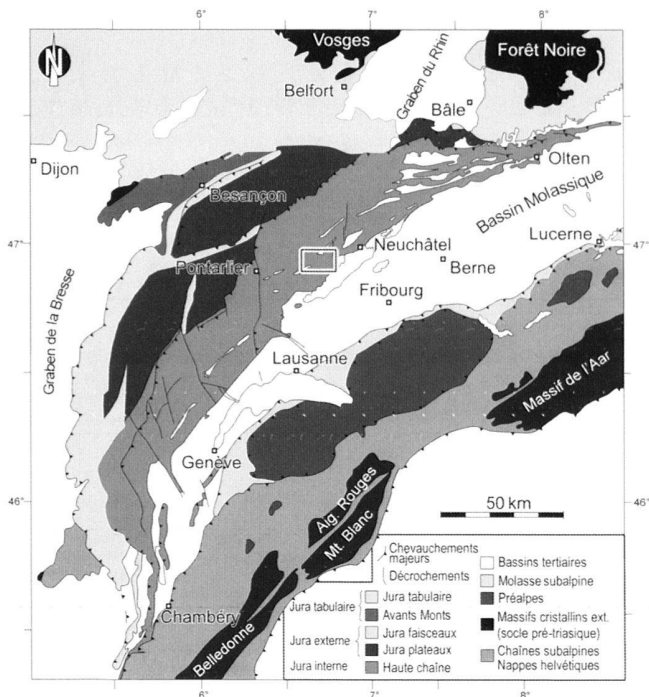


Fig. 1. Aperçu tectonique à l'échelle de la Suisse modifié selon SOMMARUGA, (1997) avec localisation (rectangle) du terrain étudié.

les évaporites du Trias (Diebold et al. 1991, Sommaruga 1997). Le raccord entre le chevauchement basal du Jura et les Alpes continue d'alimenter les discussions. La solution la plus probable est celle proposée par Boyer & Elliott (1982), soit un enracinement au front et sous les massifs cristallins externes (e.g. Burkhard 1990, Burkhard et al. 1998). Les chercheurs favorables à une implication du socle sous le Jura proposent différents mécanismes. Aubert (1945) invoque un plissement dysharmonique de la couverture dû à un écaillage compressif du socle sous-jacent. Pavoni (1961) propose un plissement à la faveur de décrochements profonds du socle. Cette idée est reprise et modifiée par Wegmann (1963) qui propose un socle cristallin découpé par un système de horsts et grabens d'orientation N-S et par des failles antithétiques associées d'orientation NE-SW. Ainsi la majeure partie des décrochements observables dans le Jura résulterait des mouvements dans le socle concentrés le long de zones plutôt étroites, alors que le plissement serait dû à l'effet plus diffus de ces mouvements décrochants qui auraient conduit à un plissement du style «wrench folding» dans la couverture. Tandis que cette idée est aujourd'hui abandonnée (Gehring et al. 1991), celle d'une certaine implication tectonique du socle sous le Jura plissé est souvent reprise dans les travaux récents. Guellec et al. (1990) dans leur interprétation de la ligne ECORS à travers le Jura occidental, proposent une inversion tardive du socle pour expliquer le relief structural important de la «Haute Chaîne» (voire aussi Mosar 1999). Un argument semblable, soit un problème

d'équilibration d'une coupe à travers l'antiforme de Chasseral (Kühni 1993), est utilisé pour proposer un décollement basal dans le socle cristallin, qui relierait le Jura avec le front des Alpes (Pfiffner et al. 1997a), une idée farfelue déjà proposée par Ziegler (1982).

Les considérations structurales, surtout le concept de l'équilibration des coupes appuient fortement la théorie du «Fernschub» de Buxtorf (1907) et le Jura plissé est sans aucun doute avant tout une chaîne de type «thin-skinned», décollée au niveau des évaporites du Trias (Laubscher 1961, 1965, 1985). Les premières lignes sismiques dans le Jura ont mis en évidence des chevauchements d'ampleur inattendue, notamment dans le cas du Risoux (Winnock 1961, Winnock et al. 1967). Dans le Jura et le bassin molassique suisse, le nombre de lignes sismiques de qualité à la disposition de la recherche scientifique reste cependant assez limité. Les meilleures lignes sismiques sont celles de la Nagra acquises à l'extrémité orientale du Jura (Diebold et al. 1991, Birkhäuser et al. 2001). La ligne ECORS qui traverse le Jura à l'extrémité occidentale est de qualité moyenne (Guellec et al. 1990), et surtout, elle n'a pas été calibrée (vitesses/épaisseurs) par forages ou autres méthodes. A notre avis, le seuil de socle postulé sous la haute chaîne (Guellec et al. 1990, fig. 10) est facilement attribuable à un «effet de vitesses», une idée confirmée par de nouvelles analyses (Coletta et al. 2002, Affolter 2003).

Le Jura neuchâtelois a l'avantage d'avoir été exploré en détail par British Petroleum (BP) en 1988. Lors de cette campagne, plus de 300 km de lignes sismiques ont été acquises dans le seul Jura neuchâtelois, soit un réseau de lignes longitudinales et transversales qui couvrent l'ensemble des trois chaînons les plus internes de cette partie de la «Haute Chaîne» du Jura central (Sommaruga 1997). Les lignes sismiques de la région du Val de Travers apportent de très solides arguments en faveur d'un décollement majeur au niveau du Trias. En particulier, ces lignes sismiques ne laissent aucune place pour un quelconque «seuil» de socle sous les anticlinaux les plus élevés! Au contraire, selon les vitesses sismiques admises, certains modèles nécessitent une dépression plutôt qu'une culmination de socle.

Tandis que les lignes sismiques de la BP ont ainsi permis de dégrossir les structures du Jura neuchâtelois en profondeur, leur écartement et leur résolution spatiale souvent médiocre (principalement pour les lignes transversales) laissent encore passablement de liberté dans l'interprétation des structures à moyenne et petite échelle. Dans ce travail, nous présentons une analyse structurale d'un secteur particulièrement complexe de la vallée des Ponts. Il s'agit d'une structure non-cylindrique, comme elles se rencontrent si souvent dans l'ensemble du Jura, par exemple les anticlinaux bordant le bassin de Delémont, avec la structure de la Caquerelle (Laubscher 1964) ou encore la forme en losange du Val de Ruz dans le Jura neuchâtelois (Tschanz & Sommaruga 1993). L'origine de ces structures transverses reste énigmatique et une meilleure connaissance de leur anatomie permettra d'affiner les modèles de la formation de l'arc du Jura à grande échelle (Hindle & Bur-

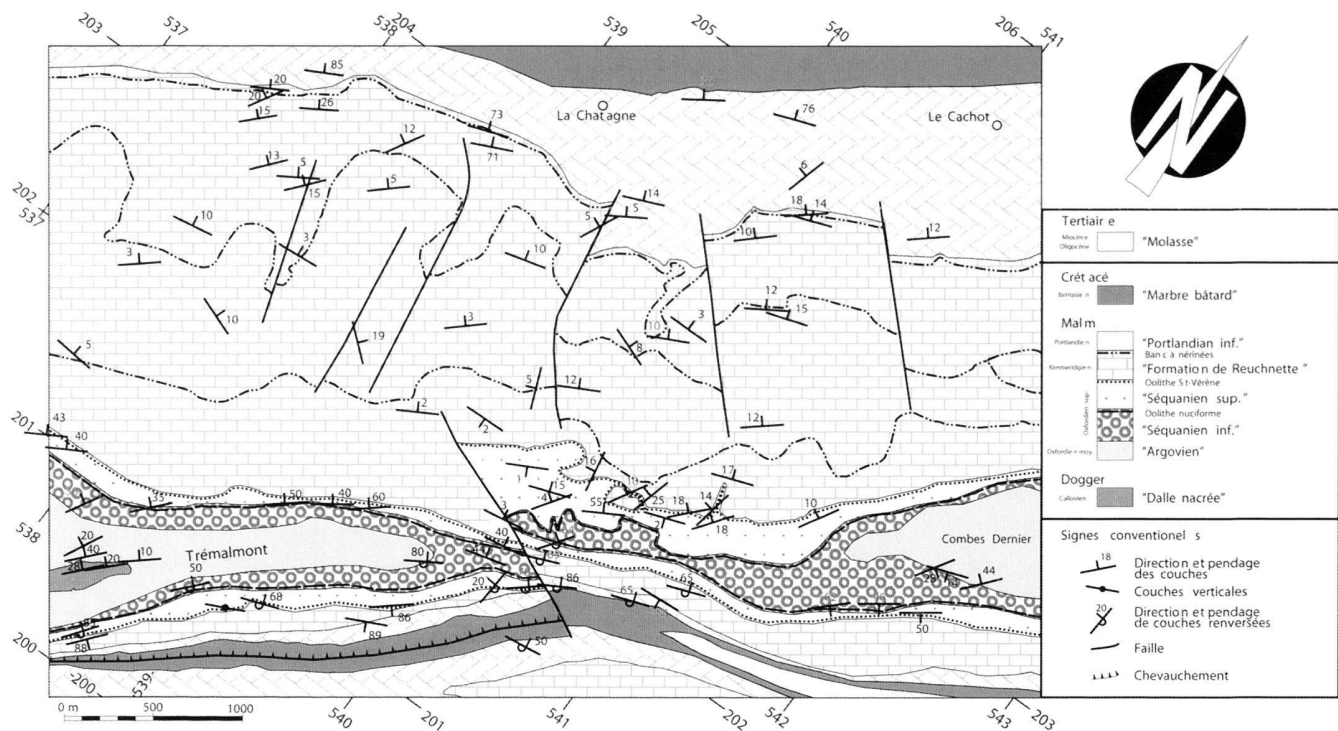


Fig. 2. Carte géologique sans quaternaire de l'anticlinal entre la vallée des Pont et celle de la Brévine. Une attention particulière a été apportée au suivi des bancs marqueurs (oolithe nuciforme, oolithe St.Vérène et banc à nérinée).

khard 1999, Affolter & Gratier 2004). Sur le plan plus local, une meilleure connaissance des structures profondes a une importance certaine dans toutes les questions qui touchent aux circulations profondes des eaux: hydrogéologie, géothermie, prospection pétrolière (Burkhard et al. 1998). Le remplissage molassique important de la vallée des Ponts pourrait représenter un aquifère intéressant (volume) – pour autant que les porosités en permettent l'exploitation. Seul des forages d'exploration pourraient éclaircir ce dernier point.

Travaux antérieurs

Les levés géologiques effectués dans la région du Val de Travers sont nombreux, avec une quinzaine de travaux de diplôme déposés aux archives de l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel. Ces travaux ont été récemment compilés dans une base de donnée GIS en vue d'une publication sous forme de la feuille Travers (no. 1163) 1:25'000 de l'Atlas géologique Suisse. Rickenbach (1925) établit une carte au 1:25'000 de la moitié occidentale de la feuille Travers. La partie orientale, plus complexe, a fait l'objet de nombreux levés géologiques, dont Schardt & Dubois (1903), Thiébaud (1936), DePury (1963), Frei (1964) et Meia (1986). Les coupes dessinées par Frei (1964) frappent par leur conception moderne, concordant au postulat de grands charriages sous les plis connus aujourd'hui sous le terme de «plis de propagation sur rampe» (Fault

Propagation Fold selon Suppe & Medwedeff 1990). La structure des grands plis anticlinaux est très bien connue dans l'ensemble du canton de Neuchâtel, grâce à la carte hydrogéologique au 1:50'000 avec un modèle des isohypses de la base des calcaires du Malm (le toit de l'Argovien) de conception très moderne (Király 1969).

Les grandes lignes de la colonne stratigraphique, en particulier les épaisseurs des couches compétentes et incompétentes, sont établies par Rickenbach (1925). De nouveaux travaux stratigraphiques sur le Dogger (Persoz & Remane 1973, Bolle et al. 1996) et sur le Malm (Mouchet 1995) ont apportés des précisions sur l'âge et les environnements de dépôt. Pour le géologue structuraliste, la séparation imposée entre «noms de formation» et «noms d'étages» a cependant rendu la description des structures plus difficile; dans le Jura il nous manque actuellement des termes acceptables pour décrire les grands ensembles de couches d'importance rhéologique primordiale, appelés par exemple «calcaires du Malm» ou simplement «Malm», termes que nous utiliserons par la suite dans leur sens «rhéologique». Une nouvelle observation importante d'ordre «stratigraphique» a été faite grâce aux lignes sismiques longitudinales, d'excellente qualité: la totalité des couches attribuables au Trias mesure plus de mille mètres d'épaisseur sous les synclinaux, où cet intervalle n'est que très peu perturbé par la tectonique (Sommaruga 1997). L'identification des réflecteurs a pu être établie par recoupement avec les forages

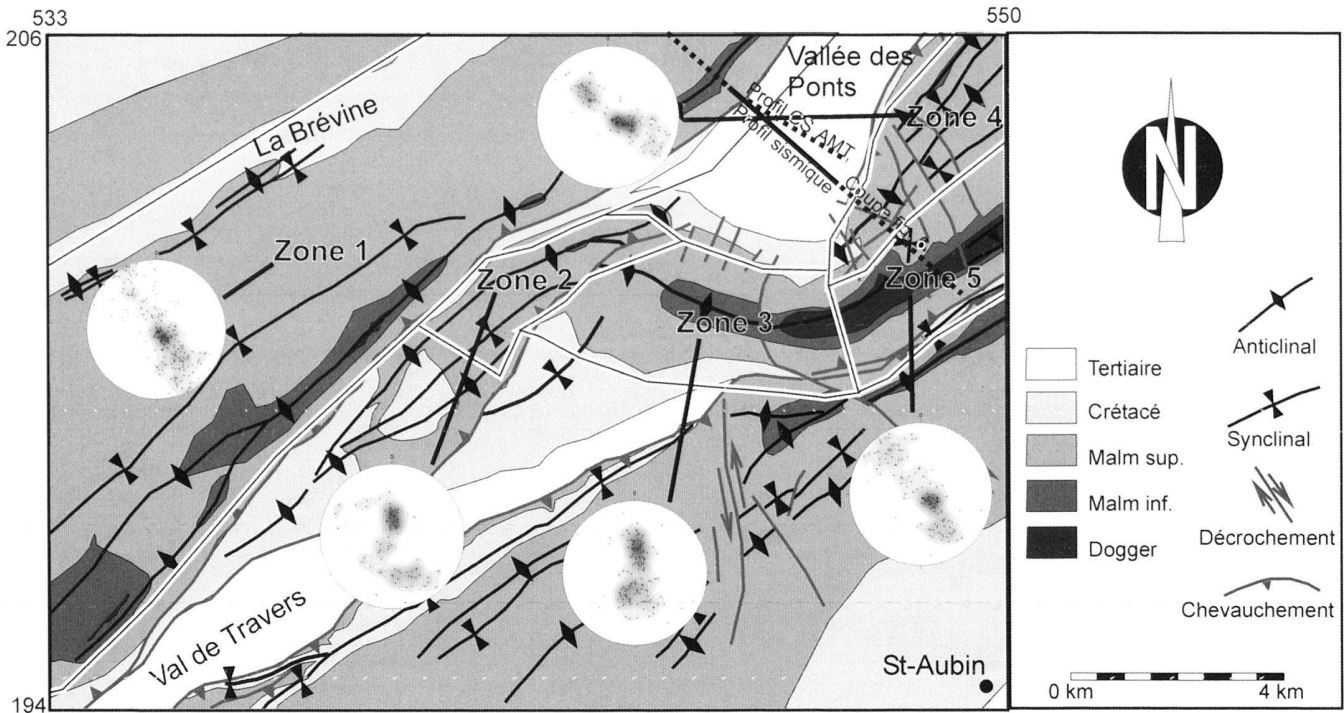


Fig. 3. Présentation des mesures d'azimut-pendage de la stratigraphie menée sur les structures avoisinant la Vallée des Ponts. Les stéréogrammes sont des projections de Schmidt-Lambert (aire égale), hémisphère inférieur. L'aperçu géologique de fond est tiré de Sommaruga (1997). Les profils géophysiques et la coupe géologique sont également localisés sur cette carte.

du plateau molassique proche, soit Courtion (Fischer & Luterbacher 1963), Essertines (Büchi et al. 1965) et Treycovagnes (Sommaruga 1997). L'épaisseur inattendue du Trias sous le Jura neuchâtelois nécessite d'ailleurs une révision des coupes de Frei (1964).

Les observations stratigraphiques faites sur la Molasse du Jura (compilation dans Berger 1992) apportent de nouveaux jalons temporels à l'évolution tectonique du Jura (Burkhard & Sommaruga 1998). Dans les synclinaux de la vallée des Ponts et du Val de Travers, les affleurements de Molasse sont très rares. Les structures internes et l'épaisseur totale de la Molasse sont quasi inconnues. Le remplissage molassique et quaternaire du synclinal du Locle, à quelques kilomètres au Nord, est nettement mieux établi (Kübler 1962). La Molasse d'eau douce supérieure du Locle renferme une faune et une flore très riche dont les termes les plus jeunes sont attribués à l'«Oehningien», soit au Serravallien selon les corrélations récentes de Kálin et al. (2001). Dans la vallée des Ponts, Kálin et al. (2001) ont examiné deux coupes situées au flanc nord ouest du synclinal, dans des séries très redressées. Des grès glauconieux ont permis une datation au nannoplancton à la zone NN5 (Miocène, Langhien à Serravallien). Vers le haut, cette Molasse marine supérieure passe à une Molasses d'eau douce datée par dents de rongeurs à MN5 (Miocène, Burdigalien à Langhien).

Nouvelles données

Cartographie géologique et leviers structuraux

Une nouvelle cartographie géologique au 1:5'000 a été effectuée sur l'anticlinal de Combes-Dernier (Fig. 2). L'accent a été mis sur le suivi de bancs marqueurs tels que le banc à Nérinées (Dauwalder & Remane 1979), l'oolithe St. Verène et l'oolithe nuciforme. Nos observations qui comprennent des centaines de nouvelles mesures de pendages, viennent compléter les leviers détaillées de De Pury (1963) et Frei (1925). La géométrie des calcaires du «Malm» des anticlinaux bordant la Vallée des Ponts (Fig. 3) est ainsi très bien documentée. Les zones 1, 4 et 5 présentent des anticlinaux dont les axes sont orientés à environ 60° NE-SW. Cette direction correspond à l'orientation «normale» et cylindrique des structures pour cette partie du Jura (Tschanz & Sommaruga 1993). Les anticlinaux des zones 2 et 3, orientés E-W voire même WNW-ESE, sont par contre franchement obliques à cette direction prépondérante. Ils viennent bloquer la vallée des Ponts à son extrémité sud-ouest formant ainsi un bassin fermé de forme triangulaire (Burkhard et al. 1998). Alors que la partie sommitale des anticlinaux largement affleurante est très bien documentée par les mesures structurales et la cartographie géologique, la structure en profondeur du synclinal fermé reste largement inconnue. Même le terme «synclinal» est peut-être mal choisi pour décrire les dé-

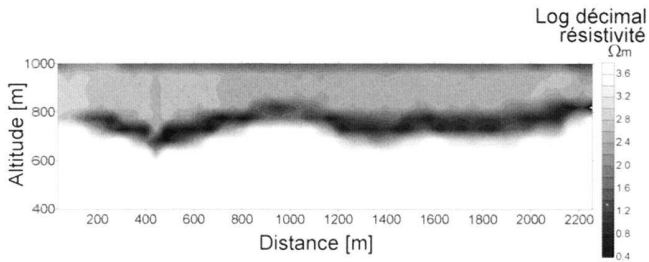


Fig. 4. Profil des résistivités électriques déduites des mesures CS-AMT de la vallée des Ponts (de Brot-Dessus à Martel Dernier)

pressions qui séparent les anticlinaux du Jura central! Plutôt que de «plis synclinaux», il s'agit plus probablement de panneaux sub-tabulaires entourés d'anticlinaux sur rampe puisque aucun grand pli «synclinal» ne peut être cartographié au niveau des calcaires du «Malm», le niveau compétent de référence pour les grandes structures plissées du Jura.

Profil CSAMT

Nous avons levé un profil magnétotellurique à source contrôlée (CS-AMT) entre Brot-Dessus et Martel-Dernier (Fig.4). Cette technique de sondages électromagnétiques (Schneegg 1992; Schneegg et Sommaruga, 1995) permet de déterminer la distribution de la résistivité du sous-sol sur une profondeur qui n'est pas tributaire de l'espacement des électrodes. Elle nous a permis d'estimer l'épaisseur du remplissage de la vallée des Ponts.

La modélisation des données conduit essentiellement à un modèle à trois couches (résistive: Quaternaire et Tertiaire, conductrice (~ 3 Ωm): base du Tertiaire, résistive: Crétacé). Le remplissage tertiaire obtenu atteint une épaisseur d'environ 400 mètres.

Profil sismique réflexion

Une campagne de sismique réflexion a été menée à travers la vallée des Ponts au printemps 1996 par l'ETHZ, Umweltgeo-

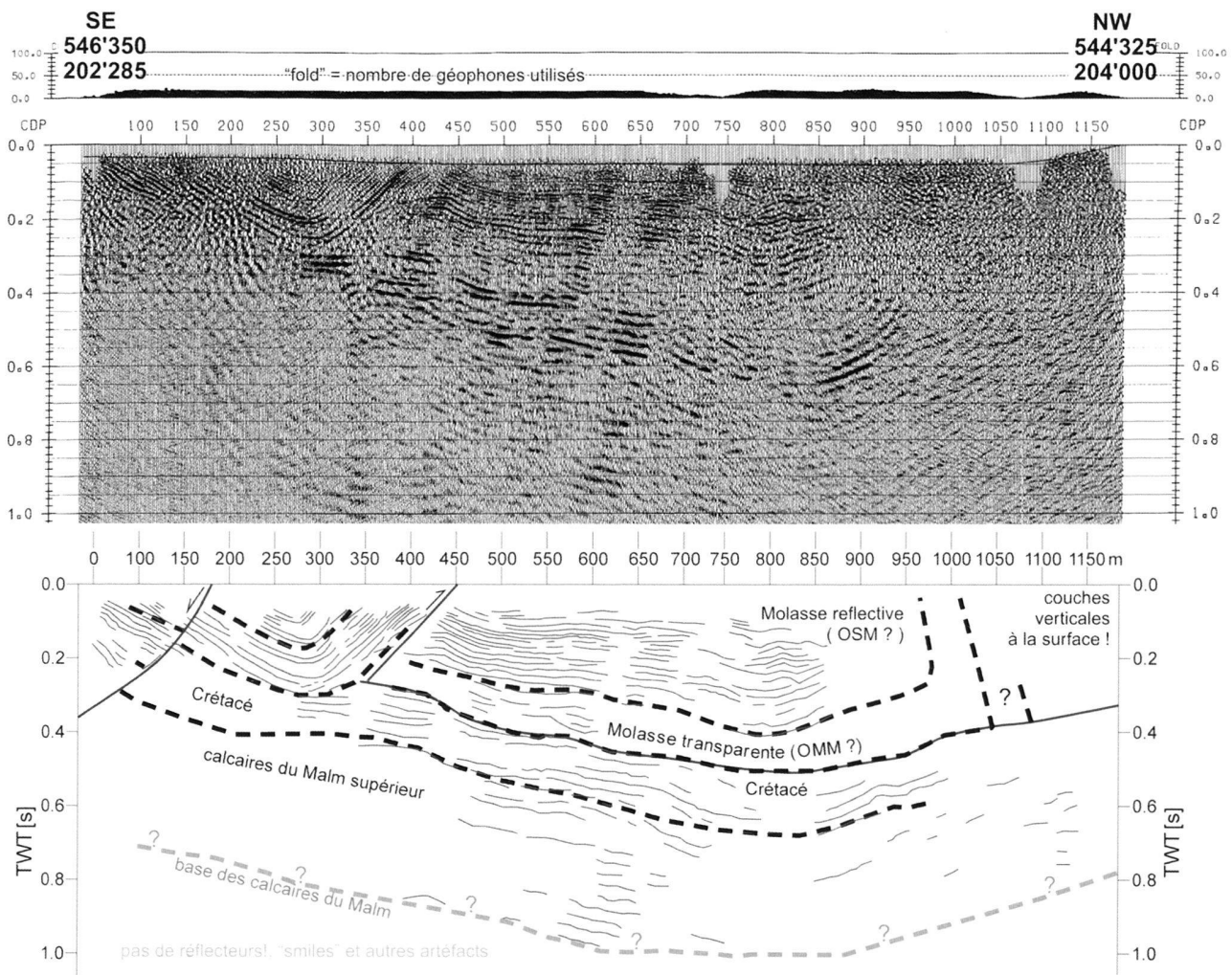


Fig. 5. Ligne sismique levée par l'ETHZ en 1996 et son interprétation.

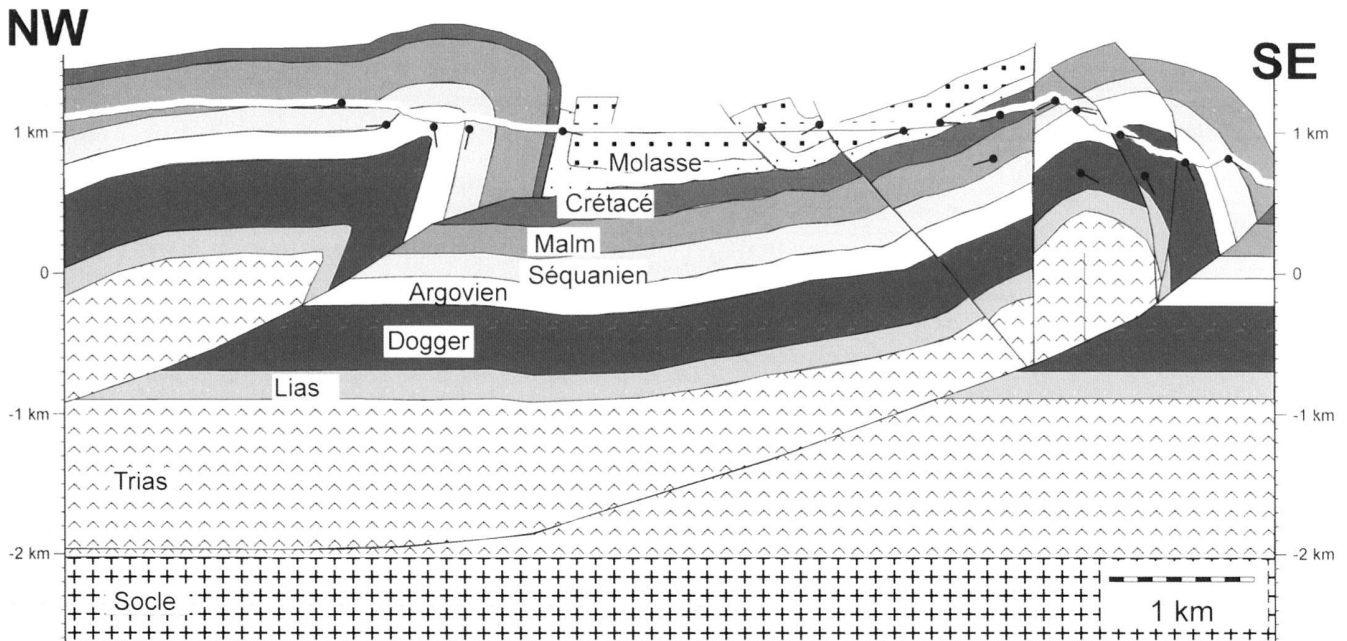


Fig. 6. L'une des trente-trois coupes utilisées pour construire le modèle 3-D de la vallée des Ponts. Cette coupe suit le tracé de la ligne sismique. L'interprétation en profondeur jusqu'au socle est basée sur les travaux de Sommaruga (1997)

physique, sous la direction du Prof. A. Green. Le but de cette campagne était de vérifier l'épaisseur surprenante des séries molassiques et de préciser la structure interne de ce «synclinal». En effet, Frei (1964) estimait l'épaisseur totale de Molasse et Quaternaire à environ 50 m, avec une profondeur maximale du toit des calcaires du Crétacé près de la bordure sud de la vallée. Notre ligne sismique de 2.95km de longueur va de Martel Dernier (au nord de la vallée) au travers du «bois des lattes» jusqu'au lieu dit «Vers chez Charrue» (au sud) (Fig. 3). Au total, 263 tirs (100g Telsit A) espacés de 10m en général ont été effectués. L'explosif était placé à une profondeur allant de 0.6 à 2.5 m en fonction de la qualité et de l'épaisseur du sol. Au milieu de la vallée, occupée par des tourbières bombées, la ligne sismique suit systématiquement les régions de tourbière exploitée formant maintenant des prés sous lesquels nous avons partout pu atteindre des marnes grises afin d'y placer l'explosif. La distance entre les géophones (uniques, 30Hz) était de 5m, chaque tir était enregistré sur 240 géophones actifs, sur un nombre total de 624 géophones branchés (sur 1.2 km de longueur de câble). Le signal a été enregistré avec deux appareils Bison 24120 à 120 canaux chacun, l'intervalle d'échantillonnage était de 0.5ms, le temps d'écoute de 1s. Le signal entrant était filtré à 1Hz (low pass) et 825Hz (high pass). Les données ainsi recoltées ont été traitées à l'ETH Zürich. Parmi une bonne dizaine de lignes résultats, migrées différemment, nous avons choisi celle qui nous a paru «la plus proche d'une géométrie naturelle» (Fig. 5). Il s'agit d'une ligne qui, après le stacking, le filtering et la déconvolution habituelle, a été «migrée en profondeur» à «80%». Les vitesses sismiques du rem-

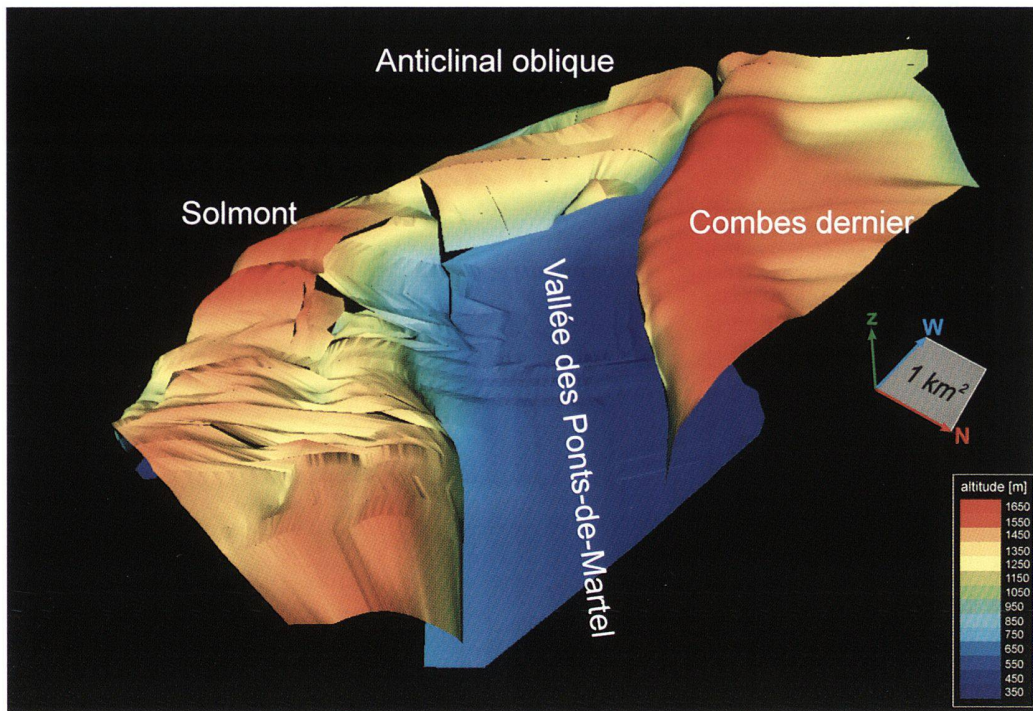
plissage molassique de la vallée sont estimées par des essais de sismique refraction d'une part et par une analyse des vitesses utilisées dans les migrations d'autre part. Entre 150 et 400 ms de profondeur, la vitesse sismique augmente de manière plus ou moins régulière de 1600 à 2600 m/s.

L'analyse de cette ligne sismique permet de mieux saisir la géométrie de la vallée des Ponts, surtout en ce qui concerne son remplissage molassique (Fig. 6). Ce remplissage atteint une épaisseur d'environ 400 m, ce qui confirme les résultats obtenus par le profil CS-AMT. La limite calcaires du Crétacé-Molasse présente une légère pente en direction du NW. Une petite structure synclinale recoupe l'agencement de la molasse au NW de *Vers chez Charrue*. Des failles mineures dans les flancs NW de l'anticlinal de Solmont, au SE de la vallée (Fig. 6), peuvent également être déduites de cette analyse géophysique.

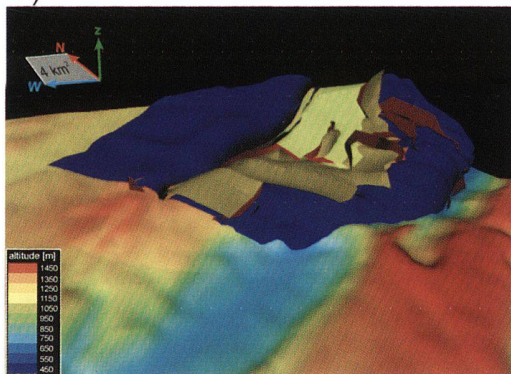
Construction d'un modèle 3-D de la vallée des Ponts

La construction de modèles 3-D intègre l'ensemble des données présentées ci-dessus, soit la cartographie structurale, les mesures de pendages et les nouvelles données géophysiques. Deux modèles ont été construits (Fig. 7). Le premier représente une partie de l'anticlinal de Combes-Derniers où trois niveaux ont été représentés (les bancs marqueurs cartographiés, voir Fig. 2). Le deuxième modèle englobe l'ensemble de la vallée des Ponts, avec le toit du Malm comme principal niveau de repère modélisé et la Molasse.

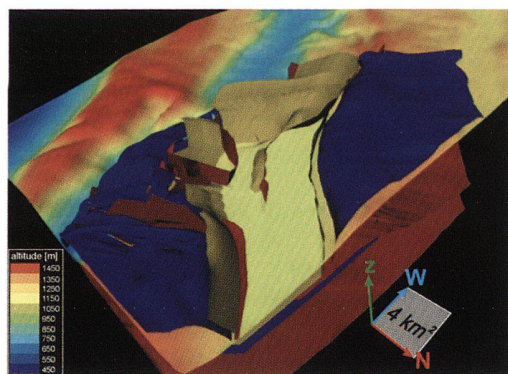
La procédure utilisée pour élaborer ces modèles est la construction de coupes en séries. Vu les caractéristiques des



a)



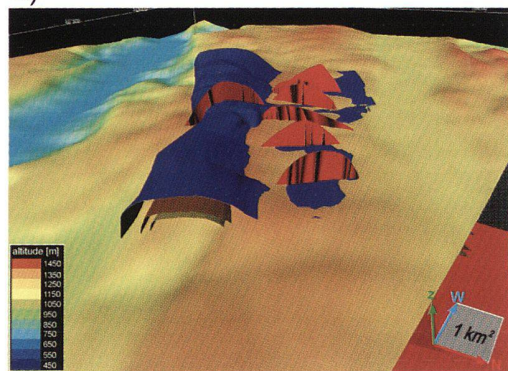
b)



c)



d)



e)

Fig. 7. Différentes vues du modèle 3-D. (a) Modèle de la vallée des Ponts (sommets du Malm) avec l'altitude en dégradé de couleur. (b), (c) et (d) Modèle de la vallée des Ponts; en bleu le sommet du Malm, en jaune la molasse, en rouge les failles et en dégradé de couleur (selon l'altitude) la topographie. (e) Modèle de l'anticlinal de Combes-Dernier; en bleu le banc à nérinée, en orange l'oolithe St-Vérène, en jaune l'oolithe nuciforme, en rouge les failles et en dégradé de couleur (selon l'altitude) la topographie.

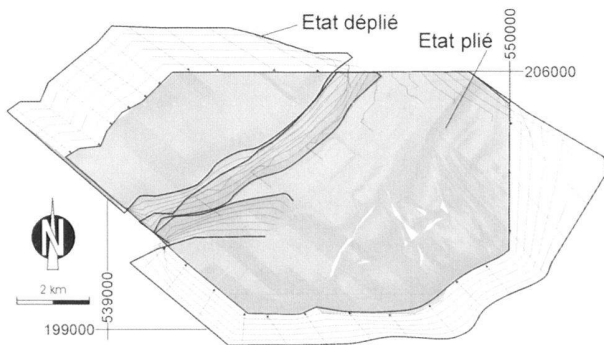


Fig. 8. Dépliage du modèle 3-D de la vallée des Ponts, l'aire du toit du Malm est conservée.

structures représentées (plis déversés, failles) cette méthode s'est avérée plus efficace que la construction de cartes d'isohypses.

Dix-sept coupes ont été utilisées pour la construction du premier modèle (anticlinal de Combes-Derniers) et trente-trois pour le second (vallée des Ponts). Une seule de ces coupes est présentée ici (Fig. 6). Elle recoupe la vallée des Ponts à l'endroit où la ligne sismique a été levée. L'interprétation en profondeur, allant jusqu'au socle, est basée sur les travaux de Sommaruga (1997).

Les surfaces ont ensuite été interpolées entre les coupes pour obtenir les modèles 3-D en utilisant GeoSec 3D (Cogniseis 1997) et 3D Studio Max. Lors de l'interpolation quelques irrégularités de faible amplitude sont apparues aux abords des failles et au passage d'une coupe à l'autre. Ces artefacts graphiquement déplaisants n'altèrent cependant pas fondamentalement la représentation générale des structures – et nous avons renoncé à une correction cosmétique. Les modèles ainsi obtenus sont présentés à la Fig. 7, vue sous différents angles. Le premier modèle couvre une surface de 20.25 km² et le second une surface de 60.15 km².

Résultats

Dépliage

Une manière d'aborder la dynamique de formation des structures de la vallée des Ponts est de déplier le modèle 3-D (Fig. 8). Le dépliage a été effectué partiellement par le logiciel GeoSec 3D (Cogniseis 1997). Ce logiciel facilite la visualisation et la modélisation des structures plissées et faillées (Fig. 7). Les données (input) sont les profils 2-D, des données ponctuelles (forages) ou encore des données cartographiques sous forme de courbes de niveau pour les différentes couches. Les fonctions de dépliage automatique du logiciel ont été testées sans succès. La cause de cet échec est probablement la complexité de la surface étudiée (on s'éloigne bien du pli idéal cylindrique avec un dépliage possible selon un axe unique). Nous avons alors procédé à un dépliage semi-manuel de la surface 3-D, en

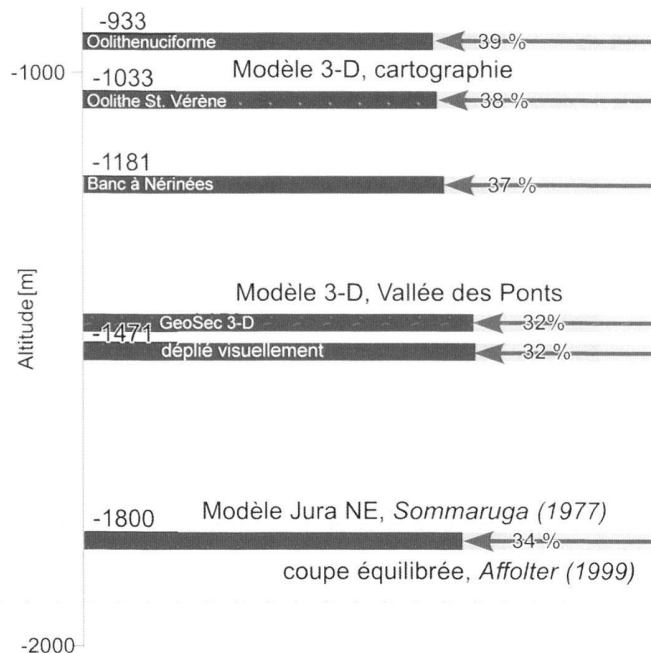


Fig. 9. Présentation graphique des résultats obtenus par les calculs d'aires et de surface menés sur les modèles 3-D. L'axe vertical représente les profondeurs du niveau de décollement, calculées selon les différents modèles 3-D, pour différents niveaux marqués de l'anticlinal cartographié, pour le modèle 3-D entier de la vallée des Ponts, et comparaison avec le modèle du Jura neuchâtelois de Sommaruga (1997). Les barres horizontales visualisent les taux de raccourcissement (en %) obtenus pour les différents modèles.

dépliant différents secteurs du modèle individuellement suivant les découpes naturelles telles que les failles transversales, chevauchements, failles inverses et axes de plis. Ces différents secteurs ont été mis à plat en conservant leur surface, mais en permettant des déformations internes par cisaillement «dans le plan». Les différents morceaux ont ensuite été rassemblés dans une mosaïque représentée en Fig. 8. Outre l'étalement perpendiculaire aux plis majeurs, dans une direction WNW-ESE, on constate également une dilatation latérale considérable, dans la direction NE-SW, résultant du dépliement de l'anticlinal transversal à la bordure SW de la vallée des Ponts. Ce résultat est facile à comprendre étant donnée la direction «anormale» de l'anticlinal orienté WNW-ESE qui ferme la vallée de son côté SW. A l'échelle de la vallée des Ponts la déformation est ainsi en «constriction». A plus grande échelle, de telles déformations en constriction («plis croisés») pourraient être compensées par des régions en étirement latéral, notamment sous forme de plis découpés par décrochements (Lloyd 1963, Tschanz & Sommaruga 1993). Il reste à déterminer dans quelle mesure de telles déviations d'une déformation plane se compensent à l'échelle de l'arc du Jura. Le dernier modèle en date (Affolter & Gratier 2004) montre une déformation essentiellement plane, avec des vecteurs de déplacement parallèles entre elles pour cette partie centrale de l'arc du Jura.

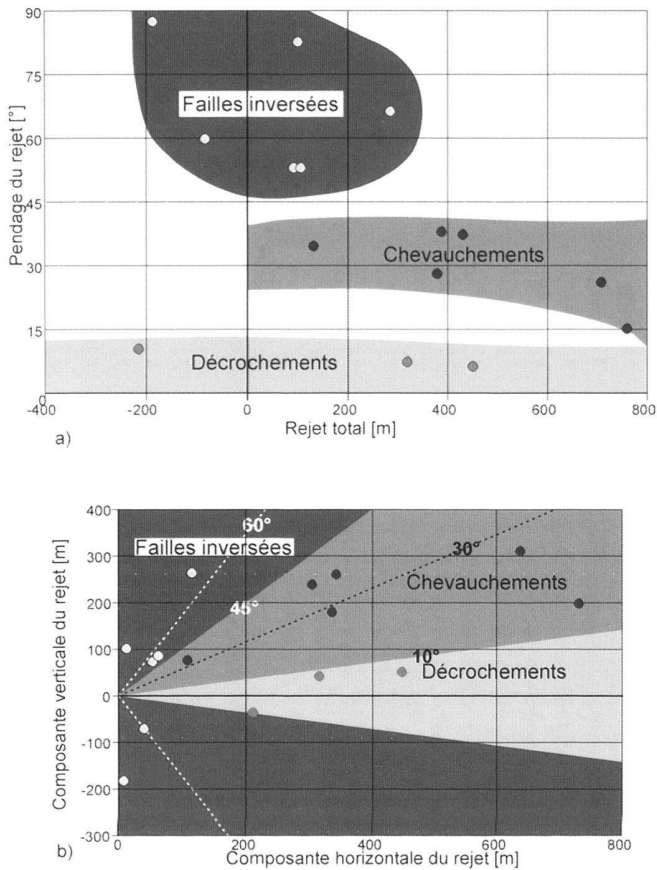


Fig.10. Présentation graphique des rejets de failles mesurés sur le modèle 3-D de la vallée des Ponts. (a) Pendage du rejet en fonction de sa norme. (b) Composante horizontale du rejet en fonction de sa composante verticale.

Calculs des facteurs de raccourcissement et de la profondeur du niveau de décollement

Le raccourcissement implicite du modèle 3-D de la vallée des Ponts est calculé de manière automatique par le logiciel Geo-Sec 3D, pour n'importe quelle direction choisie d'une coupe 2-D. Nous avons combiné ces mesures de raccourcissement de lignes avec la mesure du volume «sous la couche plissée» et du «relief structural», afin de calculer la profondeur du niveau de décollement selon la méthode standard décrite par Laubscher (1961) et Suppe (1985, Fig. 2-26). Cette procédure, bien connue dans l'équilibrage des coupes en 2-D, est facilement étendue au traitement 3-D et les résultats sont présentés à la Figure 9. Les facteurs de raccourcissement vont de 30 à 40% et correspondent bien aux valeurs obtenues dans les travaux précédents (Affolter 1999). Les profondeurs du niveau de décollement calculées restent cependant largement au-dessus de celles de la littérature (Sommaruga, 1997), et confirment ainsi la nature «thin skinned du Jura», sans aucune nécessité d'impliquer le socle sous-jacent.

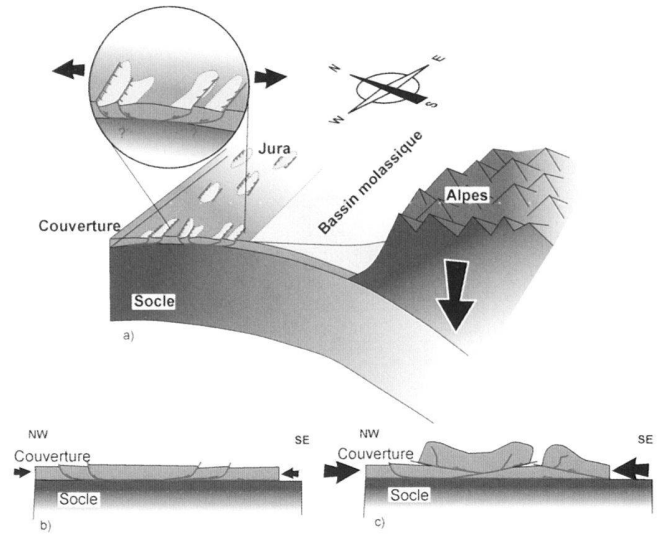


Fig. 11. Modèle de la formation des plis du Jura. (a) Extension due à la flexion de la lithosphère. (b) Plissement du Jura d'abord par l'inversion des failles normale héritées (c) puis développement de grands chevauchements s'encrant sur un décollement dans les évaporites du Trias.

Rejets de failles

Les failles ayant été prises en considération lors de la modélisation, il a été possible de mesurer les vecteurs du rejet sur chaque faille (Fig. 10). Trois catégories de failles sont distinguées en fonction de l'attitude du vecteur de rejet. Les failles ayant un rejet sub-horizontale ($\leq 10^\circ$) sont des décrochements. Les failles présentant un rejet inverse conséquent et avec un pendage entre 10° et 45° sont des chevauchements. Les failles au rejet relativement faible penchées à plus que 45° sont des failles inversées. Ces dernières sont particulièrement nombreuses dans la partie sud de notre modèle, en accord avec les coupes dressées par Frei (1964).

Discussion et interprétation

Les résultats présentés ci-dessus montrent que le plissement du Jura s'est effectué par un raccourcissement important de la couverture. Les lignes sismiques BP qui traversent la vallée des Ponts sont de qualité médiocre et elles laissent une certaine marge à l'interprétation des structures en profondeur. Notre modèle 3-D des anticlinaux bordant la vallée des Ponts se base sur les observations de surface ainsi qu'un profil sismique haute résolution à travers le synclinal, profil qui passe à proximité du point estimé le plus profond de ce synclinal. Ce synclinal est bordé de trois côtés par des anticlinaux. Le dépliage 3-D de l'ensemble des structures montre que le niveau de décollement se trouve dans les évaporites du Trias. Ceci va donc dans le sens des conclusions de Laubscher (1961) et de Sommaruga (1997).

Notre interprétation de l'évolution des structures (Fig. 11) diffère cependant de celle proposée par Sommaruga (1997) qui

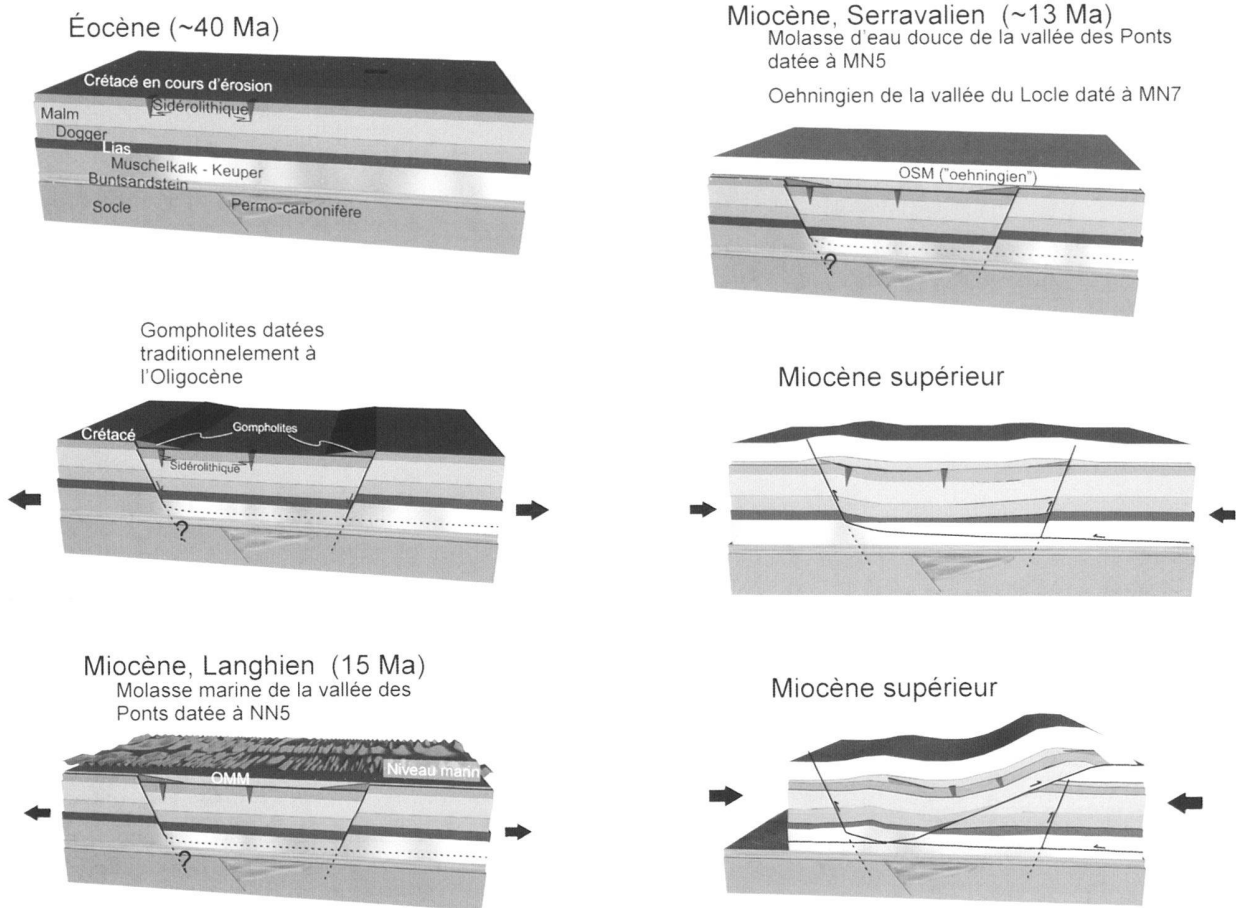


Fig. 12. Représentation schématique de l'histoire des déformations tertiaires qui influencent la formation des plis du Jura neuchâtelois et rappel des arguments principaux qui permettent de dater ces événements.

propose une formation des plis en deux temps, par flambage d'abord, suivi par le développement de chevauchements ensuite, et la formation progressive de plis de propagation sur rampe. Notre modèle 3-D contient un certain nombre de failles inverses, déjà reconnues par Frei (1964). Ces failles fortement pentées sont difficiles à expliquer comme rampes de chevauchement initiées par la phase de compression principale. Nous proposons une inversion de failles normales pré-existantes (Fig. 12). Une brève phase d'extension, précédant le plissement, a été reconnue ailleurs dans le Jura (Homberg et al. 1994). Elle serait due à la flexion de la lithosphère provoquée par la surcharge des Alpes en formation (Burkhard & Sommaruga 1998). Cette extension aurait provoqué une découpe de la couverture mésozoïque par des failles normales conjuguées, d'orientation NE-SW, sensiblement la même que celles des futurs plis (Fig. 11a). Les meilleurs témoins pour cette phase d'extension sont les gompholites Miocènes, brèches calcaires très anguleuses, déposées localement dans un milieu lacustre (Favre et al. 1937; Berger 1996). Les lacs formés dans les petits grabens ainsi que les pentes raides aux

abords des horsts nécessaires à la formation des brèches, s'expliquent le plus facilement par une tectonique en extension et la formation d'escarpements de failles plutôt que par la formation d'anticlinaux précoces à faible amplitude et grand rayon de courbure (Favre 1911). Cette extension est d'assez faible intensité. Lors de la phase du plissement, post-Serravalien (Fig. 12), les premiers mouvements induits seraient l'inversion de ces failles normales pré-existantes souvent dans une direction «rétro», à «regard Suisse» (Fig. 11b). Avec l'augmentation de la déformation, les vrais chevauchements régionaux «pro-charriage» à «regard France» se seraient progressivement développés dans un système régi par le «critical taper» (Dahlen 1990), partiellement un utilisant les failles normales pré-existantes, mais aussi par l'initiation de nouvelles failles-rampes plus plates (Fig. 11c). Certaines complications géométriques sur les anticlinaux, telles que des petits replis ou des failles à rejet normal, pourraient aussi s'interpréter par le serrage de blocs basculés hérités de la phase d'extension. Les grands charriages majeurs sous les plis principaux du Jura pourraient en partie être des failles de «raccourci» (short cut faults). La pré-

sence des chevauchements en retour, tel que celui de la bordure nord de la vallée des Ponts est mis en relation avec le niveau de décollement facile dans les évaporites du Trias (Smit et al. 2003).

Les failles N-S, décrochantes, sont reconnues depuis longtemps comme pré-existantes à la formation des plis du Jura. Leur orientation suggère une relation avec la formation des grabens Oligocènes du Rhin et de la Bresse. Aubert (1972) montre cependant qu'il s'agit d'un système de fracturation qui existait déjà à l'Eocène, puisque des fissures karstiques sont remplies par des résidus d'altération sidérolithique. D'après Homberg et al. (1994), il s'agirait d'une phase tectonique mise en relation avec la formation des Pyrénées, plutôt que les Alpes propres. Quoi qu'il en soit, des cassures sub-verticales N-S sont omniprésentes dans le Jura central où elles jouent un rôle important, mais essentiellement passif, lors du plissement. Contrairement aux idées de Pavoni (1961) et Wegmann (1963) qui voyaient dans ces failles le véritable moteur pour le plissement en «wrench folding» – tous les travaux tectoniques modernes relèguent ces failles au rang de complications secondaires. La littérature anglophone fait aussi une subtile différence entre «tear faults» qui n'affectent que la couverture au-dessus d'un décollement basal, et «strike slip faults» qui sont des véritables failles décrochantes profondes. Notre interprétation des «décrochements» du Jura est celle de «tear faults» (Gehring et al. 1991, Homberg 1996, Meyer 2000). Les failles Nord-Sud accommodent des décalages généralement senestres entre des panneaux de Malm plus ou moins cohérents à grande échelle (Affolter & Gratier 2004). A plus petite échelle, au sein même de certains grands anticlinaux, on peut observer des changements latéraux de vergence. Dans le cas de l'anticlinal au sud de la vallée des Ponts, la vergence NW de la partie NE de l'anticlinal change abruptement vers une vergence SE dans sa partie SW. Ce changement est accompagné par toute une série de failles décrochantes (Fig. 7). Limité par la qualité des affleurements, seules les failles les plus importantes sont cartographiées, ce qui conduit probablement à une surestimation de la taille réelle des panneaux cohérents de Malm. En réalité, les plis obliques sont certainement davantage affectés par de telles déformations non-cylindriques (Lloyd 1964, Tschanz & Sommaruga 1993).

L'orientation WNW-ESE de l'anticlinal oblique au sud-ouest de la vallée des Ponts reste difficile à expliquer. Ailleurs dans le Jura central, des failles de cette orientation montrent avant tout un décrochement dextre, conjugué aux grands décrochements N-S.

Conclusion

La vallée des Ponts, un «synclinal» dans le Jura central, est délimité par trois anticlinaux complexes qui enferment un panneau triangulaire (vue en plan) de couches Mésozoïques et Molassiques sub-tabulaires. Aucun pli majeur de type «synclinal» n'est connu sur le terrain. Notre modèle 3-D, équilibré, ne prévoit que des anticlinaux sur rampes de chevauchement. Les

deux anticlinaux majeurs de Solmont et de Combes Dernier ont une vergence «retour», SE, «à regard Suisse». L'anticlinal de Solmont change sa vergence en direction NE, à la faveur d'une série de failles décrochantes N-S à décalage senestre.

Les sondages géophysiques par CS-AMT et sismique réflexion démontrent l'existence d'une série de couches d'environ 400 m d'épaisseur de Molasse, majoritairement d'eau douce. La sismique réflexion révèle clairement une petite structure synclinale interne dans cette Molasse, structure qui exige un décollement local entre la Molasse et le Mésozoïque. Ce synclinal est interprété comme une structure triangulaire dont le chevauchement principal à vergence SE s'enracine sous l'anticlinal de la Combe Dernier, vers le NW.

La grande complexité structurale de l'Anticlinal de Solmont est attribuée à la préexistence de deux familles de failles. Lors du plissement post-Serravallien du Jura central, des cassures sub-verticales N-S, héritées d'une phase Eocène et/Oligocène sont réactivées en décrochement senestre et donnent lieu à des changements de la géométrie des grands plis, fortement non-cylindriques. Des failles inverses à fort pendage, mais subparallèles aux plis sont interprétées comme un héritage d'une phase Oligo-Miocène de très faible extension, sur le «forebulge», la flexure lithosphérique à quelques 150 km devant le front de chevauchement des Hautes Alpes. Lors du plissement principal à partir du Serravallien, trois éléments géométriques influencent la formation des plis et chevauchements: l'existence d'un épais niveau de décollement basal dans les évaporites du Trias, les cassures N-S ainsi que les failles normales d'orientation NW-SE.

Remerciements

Nous tenons vivement à remercier les institutions suivantes, qui ont contribué à l'acquisition de la ligne sismique réflexion: l'Institut de Géophysique de l'ETH-Zürich, la Commission Géophysique Suisse, le Service National d'Hydrologie et Géologie. Nous remercions tout particulièrement A. Green, H. Horstmeyer et A. Blanchard, C. Näf, tous de la Umweltgeophysik de l'ETH-Z pour leurs efforts sur le terrain et dans le traitement de la ligne sismique. Les étudiants ayant participé à l'expérience sont trop nombreux pour être tous cités ici, leur aide a été grandement appréciée.

REFERENCES

- AFFOLTER, T. 1999: Cartographie géologique du Val-de-Travers au 1:25 000 à l'aide de Arc/Info-Arcview. Rapport interne, Inst. Géol. Univ. Neuchâtel.
- AFFOLTER, T. 2003: Etude des déformations et restauration 3D d'un bassin de front de chaîne: l'exemple du Jura et des Massifs Subalpins français. Thèse de doctorat, non publié, Univ. Grenoble LGIT, 150p.
- AFFOLTER, T. & GRATIER, J. P. 2004: Map view retrodeformation of an arcuate fold-and-thrust belt: the Jura case. *J. Geophys. Res.* 109/BO3404, doi: 10.1029/2002JB002270.
- AUBERT, D. 1945: Le Jura et la tectonique d'écoulement. *Mém. Soc. Vaud. Sci. Nat.* 8, 217–236.
- AUBERT, D. 1972. Le lapié fossile des Verrières (Doubs). *Ann. Sci. Univ. Besançon* 3/17, 85–88.
- BERGER, J.-P. 1992: Correlative chart of the European Oligocene and Miocene: Application to the Swiss Molasse Basin. *Eclogae Geol. Helv.* 85, 573–609.

- BERGER, J.-P. 1996: Cartes paléogéographiques-palinspasthiques du bassin molassique suisse (Oligocène inférieur-Miocène moyen). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 202/1, 1–44.
- BIRKHÄUSER, P., ROTH, P., MEIER, B. & NAEF, H. 2001: 3-D Seismik: Räumliche Erkundung der mesozoischen Sedimentschichten im Zürcher Weinland. NAGRA, Wettingen, Techn. Ber. NTB 00-03, 158p.
- BOLLE, M.-P., ADATTE, T., MANGOLD C. & REMANE, J. 1996: Microfacies, mineralogie, stratigraphie du Dogger de la région du Furcil (NE). *Bull. Soc. Neuchât. Sci. Nat.* 119, 123–144.
- BÜCHI, U.P., LEMCKE, K., WIENER, G. & ZIMDARS, J. 1965: Geologische Ergebnisse der Erdölexploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens. *Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing.* 32, 7–38.
- BÜNZLI, M.-A. 2000: La cartographie à l'heure des systèmes d'informations géographiques: quelques réflexions inspirées par la carte géologique du Val-de-Travers. Rapport interne, Inst. Géol. Univ. Neuchâtel.
- BURKHARD, M. & SOMMARUGA, A. 1998: Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt. *Spec. Publ. Geol. Soc. (London)* 134, 279–298.
- BURKHARD, M. 1990: Aspect of the large scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt). *Eclogae Geol. Helv.* 83, 559–583.
- BURKHARD, M., ATTEIA, O., SOMMARUGA, A., GOGNIAT, S. & EVARD, D. 1998: Tectonique et hydrogéologie dans le Jura neuchâtelois. *Eclogae Geol. Helv.* 91, 177–183.
- BUXTORF, A. 1907: Zur Tektonik des Kettenjura. *Ber. Versamml. Oberrh. Geol. Ver.* 30/40, 79–111.
- BUXTORF, A. 1916: Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grencherberg-tunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges. *Verh. Natf. Ges. Basel* 27, 184–205.
- BOYER, S. E. & ELLIOTT, D. 1982: Thrust systems. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.* 66/9, 1196–1230.
- COGNISEIS 1997: GeoSec 3D vs. 1.3.1, Logiciel, CogniSeis, Houston.
- COLLETTA, B., CACAS, M.C., VIALLY, R. & LECOMTE, J.C. 2002: Southern Jura Petroleum Systems. IFP Rueil-Malmaison, France, Rapp. interne.
- DAHLEN, F. A. 1990: Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 18, 55–99.
- DAUWALDER, P. & REMANE, J. 1979: Etude du banc à nérinées à la limite Kimméridgien-Portlandien dans le Jura neuchâtelois méridional. *Paläont. Z.* 53, 163–181.
- DE PURY, P. 1963: Etude géologique de la région des Combes-Dernier-Pouette-Combe sur le territoire des Pont de Martel. *Trav. Diplôme, Univ. Neuchâtel.*
- DIEBOLD, P., NAEF, H. & AMMAN, M. 1991: Zur Tektonik der Zentralen Nordschweiz. *Techn. Ber. NTB 90-04, NAGRA, Wettingen.*
- FAVRE, J. 1911. Description géologique des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds. *Eclogae Geol. Helv.* 11/4, 369–475.
- FAVRE, J., BOURQUIN, P. & STEHLIN, H. G. 1937. Etudes sur le Tertiaire du Haut-Jura neuchâtelois. *Mém. Soc. Paléont. Suisse* 60, 1–47.
- FISCHER, H. & LUTERBACHER, H. 1963: Das Mesozoikum der Bohrungen Courtion 1 (Kt. Fribourg) und Altishofen 1 (Kt. Luzern). *Matér. Carte Géol. Suisse [n.s.]* 115, 40 pp. Berne.
- FREI, E. 1925: Zur Geologie des südöstlichen Neuenburger Jura. *Matér. Carte Géol. Suisse [n.s.]* 55. Berne.
- FREI, E. 1964: Coupes géologiques des flancs des unités tectoniques bordant la partie méridionale de la vallée des Ponts. non-publié, déposé à Inst. Géol. Univ. Neuchâtel.
- GEHRING, A. U., KELLER, P. & HELLER, F. 1991: Paleomagnetism and Tectonics of the Jura arcuate mountain belt in France and Switzerland. *Tectonophysics* 186, 269–278.
- GUELLEC, S., MUGNIER, J.L., TARDY, M. & ROURE, F. 1990: Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross sections. *Mém. Soc. Géol. Suisse* 1, 165–184.
- HINDLE, D. & BURKHARD, M. 1999: Strain, displacement and rotation associated with the formation of curvature in fold belts: the example of the Jura arc. *J. Struct. Geol.* 21, 1089–1101.
- HOMBERG, C., ANGELIER, J., BERGERAT, F. & LACOMBE, O. 1994. Nouvelles données tectoniques dans le Jura externe; apport des paleocontraintes. *C. R. Acad. Sci. (Paris), Série II.* 318/10, 1371–1377.
- HOMBERG, C., HU, J. C., ANGELIER, J., BERGERAT, F. & L. O. 1997: Characterization of stress perturbations near major fault zones: insights from 2-D distinct element numerical modelling and field studies (Jura mountains). *J. Struct. Geol.* 19/5, 703–718.
- KÁLIN, D., WEIDMANN, M., ENGESSER, B. & BERGER, J.-P. 2001: Paléontologie et âges de la Molasse d'eau douce supérieure (OSM) du Jura neuchâtelois. *Mém. Soc. Paléont. Suisse* 121, 65–99.
- KIRALY, L. 1969: Bref commentaire à la carte structurale de la surface Argovien-Séquanien dans le canton de Neuchâtel. *Bull. Soc. Neuchât. Sci. Nat.* 92, 71–72.
- KÜBLER, B. 1962a: Etude de l'Oehningien (Tortonien) du Locle. *Bull. Soc. Neuchât. Sci. Nat.* 85, 1–42.
- KÜBLER, B. 1962b: Etude pétrographique de l'Oehningien (Tortonien) du Locle. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 8, 267–314.
- KÜHNI, A. 1993: Strukturgeologische Untersuchung in der Chasseral-Kette südlich von Corgémont/Sonceboz (BE). *Diplomarb., non-publié, Univ. Bern.*
- LAUBSCHER, H.P. 1961: Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. *Eclogae Geol. Helv.* 54, 221–280.
- LAUBSCHER, H.P. 1964: Kinematic relations in the Jura mountains. *Spec. Pap. Geol. Soc. Amer.* 76, 99p.
- LAUBSCHER, H.P. 1965: Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. *Eclogae Geol. Helv.* 58, 232–318.
- LAUBSCHER, H.P. 1985: The eastern Jura: Relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. *Tech. Ber. NTB 85-53, NAGRA, Wettingen.*
- LLOYD, A.J. 1964: Cover folding in the Sonmartel chain (Jura Neuchâtelois). *Geol. Rdsch.* 53/2, 551–580.
- LUGEON, M. 1941: Une hypothèse sur l'origine du Jura. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne* 73, 1–14.
- MEIA, J. 1986: Carte géologique de la région des Gorges de l'Areuse. dans: *Les Gorges de l'Areuse. A la Baconnière, Neuchâtel*, 66–67.
- MEYER, M. 2000: Le complexe récifal kimméridgien-thitonien du Jura méridional interne (France), évolution multifactorielle, stratigraphie, tectonique. *Terre & Environnement* 24, 179.
- MOSAR, J. 1999: Present-day and future tectonic underplating in the western Swiss Alps: reconciliation of basement/wrench-faulting and decollement folding of the Jura and Molasse basin in the Alpine foreland. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 173/3, 143–155.
- MOUCHET, P. 1995: Le Kimméridgien du Jura Central. Microfaciès, minéralogie et interprétation séquentielle. Thèse de Doctorat, Univ. Neuchâtel.
- PAVONI, N. 1961: Faltung durch Horizontalverschiebung. *Eclogae Geol. Helv.* 54, 515–534.
- PERSOZ, F. & REMANE, J. 1973: Evolution des milieux de dépôt au Dogger supérieur et au Malm dans le Jura neuchâtelois méridional. *Eclogae Geol. Helv.* 66, 41–70.
- PEIFFNER, O.A., ERARD, P.-F. & STÄUBLE, M. 1997a: Two cross sections through the Swiss Molasse Basin (line E4-E6, W1, W7-W). Deep structure of Swiss Alps, results of NRP20, Birkhäuser Verlag, Basel.
- PEIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MÜLLER, S. & STECK, A. 1997b: Deep structure of Swiss Alps, results of NRP20. Birkhäuser Verlag, Basel.
- REYER, E. 1892: Ursachen der Deformationen und der Gebirgsbildung. *Wilhelm Engelmann, Leipzig*, 40p.
- RICKENBACH E. 1925: Description géologique du territoire compris dans les feuilles N°278 et N°280 de l'atlas topographique de Siegfried, à savoir du Val-de-Travers, entre Fleurier et Travers, du cirque de Saint-Sulpice et de la vallée de la Brévine. *Bull. Soc. Neuchât. Sci. Nat.* 50, 1–76.
- SCHARDT, H. & DUBOIS, A. 1903: Description géologique de la région des Gorges de l'Areuse. *Bull. Soc. Neuchât. Sci. Nat.* 30, 195–352.
- SCHARDT, H. 1906: Deux coupes générales à travers la chaîne du Jura. *Arch. Sci. (Genève)*, XXIII.
- SCHARDT, H. 1908: Les causes du plissement et des chevauchements dans le Jura. *Eclogae Geol. Helv.* 10, 484–488.

- SCHNEGG, P.-A. & SOMMARUGA, A. 1995: Constraining seismic parameters with a controlled-source audio-magnetotelluric method (CSAMT). *Geophys. J. Int.* 122: 152–160.
- SCHNEGG, P.-A. 1992: Testing a new multichannel controlled-source audio magnetotelluric method (CSAMT) on a borehole. *Eclogae Geol. Helv.* 85/2, 459–470.
- SMIT, J.H., BRUN, J.P. & SOKOUTIS, D. 2003: Deformation of brittle-ductile thrust wedges in experiments and nature. *J. Geophys. Res.* 108/B10, 2480, doi:10.1029/2002JB002190.
- SOMMARUGA, A. 1997: Geology of the central Jura and the Molasse basin, new insight into an evaporite-based foreland fold and thrust belt. *Mém. Soc. Neuchât. Sci. Nat.*, tome XII.
- SUPPE, J. 1985: *Principles of Structural Geology*. Prentice Hall, New Jersey, 537p.
- SUPPE, J. & MEDWEDEFF, D.A. 1990: Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geol. Helv.* 83, 409–454.
- THIÉBAUD, C.E. 1936: Carte géologique Travers 1:25'000, N°281 de l'atlas topographique Siegfried. non-publié. Déposé au Serv. Hydrol.- Géol. National, Berne, Suisse.
- TSCHANZ, X. & SOMMARUGA, A. 1993: Deformation associated with folding above frontal and oblique ramps around the rhomb shaped Val-de-Ruz Basin (Jura Mountains). *Annales Tectonicae* 7, 53–70.
- VON BUCH, L. 1867: *Gesammelte Schriften*. Georg Reiner, Berlin, 739p.
- WEGMANN, E. 1963: Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement des socles. *Mém. Hors Série Soc. Géol. France* 1, 99–104.
- WINNOCK, E. 1961: Résultats géologiques du forage du Risoux 1. *Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing.* 28, 17–26.
- WINNOCK, E., Barthe, A. & Gottis, C. 1967: Résultats des forages pétroliers français effectués dans la région voisine de la frontière suisse. *Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing.* 33, 7–22.
- ZIEGLER, P.A. 1982: *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V. La Hague, 130p.

Manuscrit reçu le 31 mars 2003
Révision acceptée le 23 juin 2004

