

**La chaîne plissée du Jura :
évidences morphologiques
en faveur d'une activité
post-pliocène
et discussion du contexte
géodynamique actuel**

En tant que partie déformée la plus externe des Alpes, la chaîne du Jura est considérée comme l'exemple type d'une chaîne pelliculaire plissée d'avant-pays (*thin-skinned foreland fold-and-thrust belt* ; fig. 4-6). La formation de cette chaîne arquée est

classiquement interprétée comme étant le résultat d'une "poussée lointaine" (*"distant push"*, Buxtorf, 1907 ; Laubscher, 1961). Selon ce scénario, le raccourcissement crustal et l'empilement de nappes dans les massifs cristallins externes des Alpes centrales ont induit un découplage de la déformation à l'échelle régionale le long d'un chevauchement basal, ou décollement, situé dans les évaporites du Trias moyen à supérieur (Burkhard et Sommaruga, 1998 ; profil en fig. 4-6). Le détache-

ment et le déplacement de la couverture sédimentaire mésozoïque sus-jacente au Trias a conduit à la formation de la chaîne plissée du Jura. Le long de sa marge nord-ouest, la chaîne s'est développée aux dépens de structures en extension pré-existantes appartenant au système du rift cénozoïque européen. Ces structures ont joué un rôle non négligeable sur le développement de la chaîne (Laubscher, 1986 ; Ustaszewski et Schmid, 2006 ; Madritsch et al., 2008).

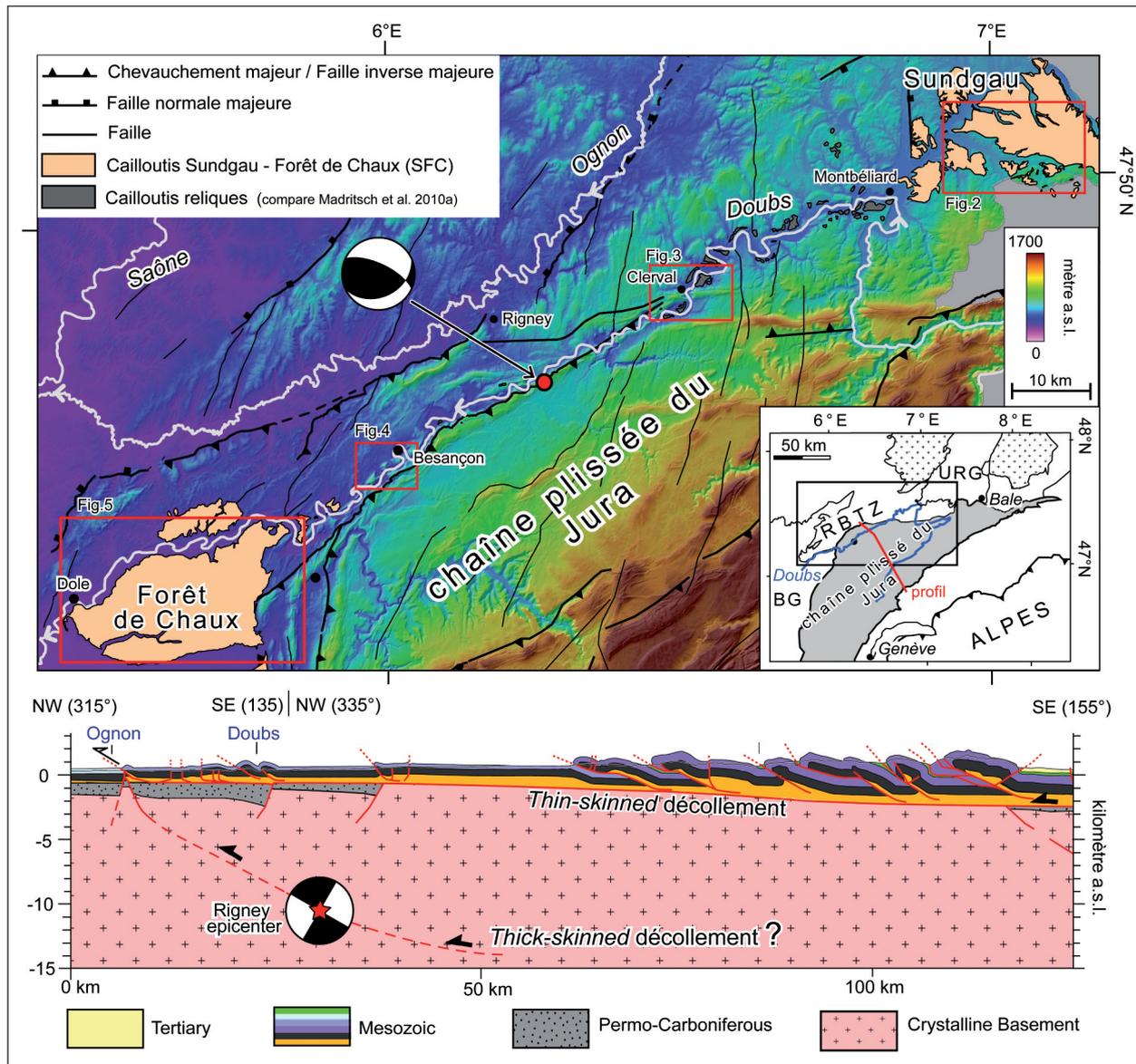


Fig. 4-6 : Modèle numérique de terrain de la Franche-Comté dans l'Est de la France montrant le front nord-ouest de la chaîne du Jura et les dépôts de cailloutis de type Sundgau-Forêt de Chaux (SFC) et leurs reliques surélevées. Les secteurs en rouge indiquent les endroits où les évidences morphologiques de propagation de plis post-Pliocène ont été décelées

Dossier

La principale phase de déformation de la chaîne plissée du Jura est supposée avoir été relativement brève entre le Miocène supérieur et le Pliocène inférieur (Becker, 2000). L'activité tectonique actuelle de la chaîne fait cependant l'objet d'un débat scientifique. Des taux de déplacements horizontaux en deçà de la marge d'erreur des mesures GPS actuellement disponibles et une faible activité sismique ne permettent pas une caractérisation satisfaisante de l'activité néotectonique de la région (Kastrup *et al.*, 2004 ; Tesauro *et al.*, 2006). Ces données nécessitent d'être complétées par des investigations géomorphologiques qui peuvent permettre de décrypter les effets d'une déformation très lente enregistrée sur des intervalles de temps plus longs. En effet, cette approche a révélé des évidences de terrain indiscutables en faveur d'une déformation post-pliocène qui consiste en des anticlinaux en cours de formation le long du front nord-ouest de la chaîne, en Franche-Comté.

Évidences de terrain en faveur d'une croissance post-pliocène d'anticlinaux le long du front du Jura nord-ouest

Les cailloutis d'âge pliocène moyen de la Forêt de Chaux, équivalents latéraux des cailloutis du

Sundgau, représentent un horizon clé morphologique régional important et bien daté pour les déformations récentes dans ce secteur de Franche-Comté (fig. 4-6). Ces dépôts épais de 30 à 65 m ont été nourris par le système en tresse du paléo-fleuve Aar établi sur une pénéplaine faiblement inclinée (Liniger, 1967 ; Bonvalot, 1974 ; Petit *et al.*, 1996 ; Madritsch *et al.*, 2010a). La nature des galets de ces dépôts et leur spectre de minéraux lourds indiquent une origine alpine. Des arguments biostratigraphiques indiquent que les cailloutis se sont déposés entre 4,2 et 2,9 Ma, avant que le paléo-Aar ne soit dévié, au niveau de Bâle, à travers le fossé rhénan et la Mer du Nord (Petit *et al.*, 1996 ; Fejfar *et al.*, 1998 ; Ziegler et Fraefel, 2009). Le dépôt des cailloutis semble donc plus récent que la phase principale de déformation pelliculaire du Jura, datée vers 5 Ma (Becker, 2000 ; Ustaszewski et Schmid, 2006). Cependant, des investigations récentes ont montré qu'en plusieurs endroits, les cailloutis du Sundgau étaient affectés par une déformation raccourcissante post-pliocène.

À l'ouest de Bâle, dans le secteur du Sundgau, Giamboni *et al.* (2004) ont montré que la surface de base des cailloutis du Sundgau-Forêt de Chaux (SFC) était légèrement plissée, notamment au droit des anticlinaux en éche-

lon de Florimont et Rechésy (fig. 4-7). L'épaisseur de la couche de cailloutis est comprise entre 35 et 65 m, et l'amplitude des anticlinaux est d'au moins 100 m. Il est donc clair qu'une partie du plissement s'est faite après le dépôt des cailloutis. Cette propagation post-pliocène des anticlinaux a également influencé l'organisation du réseau hydrographique local d'âge quaternaire (Giamboni *et al.*, 2005). À l'ouest du secteur du Sundgau, la surface de base SFC a été largement érodée et incisée par le Doubs. Dans ce secteur, l'anticlinal de Clerval (fig. 4-8) est recoupé par le cours très sinueux du Doubs d'une façon antécédente. Cela montre que la croissance du pli s'est poursuivie après l'établissement du cours récent du Doubs et après que cette rivière ait commencé à inciser la surface supérieure des cailloutis du Pliocène moyen (Madritsch *et al.*, 2010a). Le synchronisme entre érosion et déformation pour la période du Quaternaire dans cette partie du Jura est encore plus évident le long de l'anticlinal de la Citadelle à Besançon. Des dépôts fluviaux de type SFC subsistent à proximité de la crête de cet anticlinal, nettement au-dessus de l'altitude théorique de la surface supérieure des dépôts SFC (Campy, 1984 ; Madritsch *et al.*, 2010a). L'incision post-pliocène de l'anticlinal par le

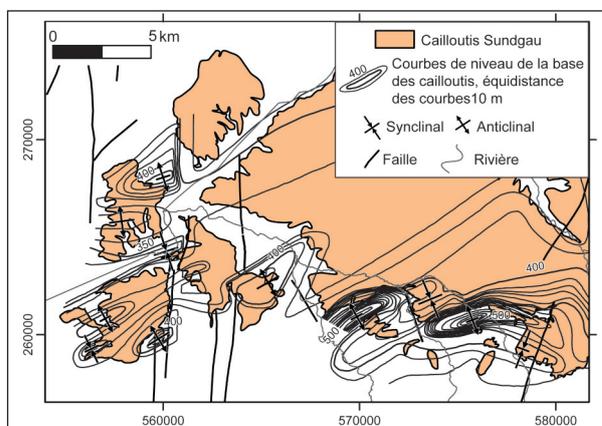


Fig. 4-7 : Plis amples et en échelon affectant les dépôts de cailloutis de type SFC dans le secteur du Sundgau, démontrés par la carte des isohypses de la surface de base des dépôts SFC (modifié d'après Ustaszewski et Schmid, 2007).

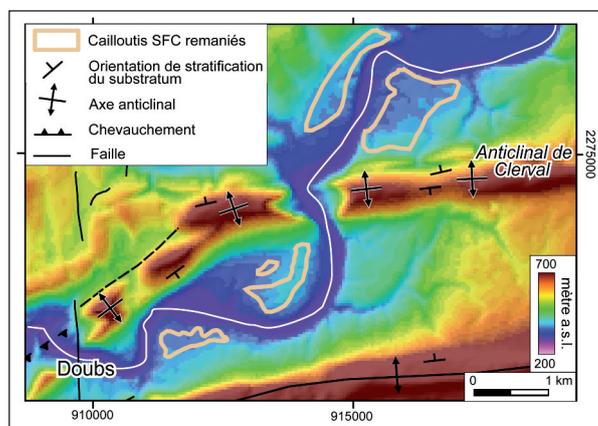


Fig. 4-8 : Cours pléistocène antécédent du Doubs montrant que la croissance de l'anticlinal de Clerval a continué après l'abandon de la surface de dépôts des cailloutis SFC (modifié d'après Madritsch *et al.*, 2010a).

Doubs est clairement démontrée par la présence de plusieurs paléo-méandres (Dreyfuss et Glangeaud, 1950). Un de ces paléo-méandres a été soulevé de manière différentielle le long de l'axe anticlinal et se situe actuellement à environ 13 m au-dessus d'un paléo-méandre plus récent (fig. 4-9). La datation des dépôts de ce paléo-méandre soulevé, par la méthode de luminescence stimulée optiquement (OSL), révèle que la déformation la plus récente s'est déroulée à la fin du Quaternaire (Madritsch *et al.*, 2010b). Un autre exemple de croissance de pli postérieurement au Pliocène est soupçonné dans la Forêt de Chaux à l'ouest de Besançon, où les cailloutis de type SFC forment un dépôt continu. De façon analogue à ce qui est observé dans le Sundgau, l'organisation du réseau hydrographique post-pliocène dans ce secteur semble être affectée par la croissance d'un pli sous les dépôts SFC, croissance qui conduirait à une migration divergente de ruisseaux coulant parallèlement à l'axe du pli (Molliex *et al.*, 2010 *sous presse* ; fig. 4-10).

Discussion

En complément des travaux de nos collègues français (Meyer *et al.*, 1994 ; Nivière et Winter, 2000 ; Nivière *et al.*, 2006), les observations de terrain présentées ici démontrent

clairement que la déformation dans la partie frontale du Jura a continué après le Pliocène jusqu'au Quaternaire supérieur inclus. Cependant, une question non résolue persiste : cette déformation apparemment active est-elle le résultat d'un raccourcissement pelliculaire qui aurait perduré après le paroxysme mio-pliocène de formation de la chaîne plissée, d'après la conception classique, ou bien est-elle le résultat d'une déformation d'un style différent suite à un changement de scénario tectonique (Becker, 2000 ; Ustaszewski et Schmid, 2007) ?

Une tectonique active de type pelliculaire causée par une poussée "à distance" est considérée comme improbable par la plupart des auteurs (Becker, 2000 ; Ustaszewski et Schmid, 2007). En effet, la plupart des hypocentres des séismes dans l'avant-pays alpin sont localisés sous le niveau de décollement de la chaîne (fig. 4-6). De plus, la sismicité profonde dans les Alpes centrales suggère que l'empilement des nappes, source supposée de la poussée à distance, a cessé et que cette région est en fait actuellement caractérisée par une tectonique en extension (Delacou *et al.*, 2004). Un autre argument en défaveur d'une tectonique pelliculaire provient d'une observation récente montrant que le bassin molassique suisse à

l'arrière de la chaîne du Jura est le siège d'une érosion de grande ampleur depuis le début du Quaternaire (Cederbom *et al.*, 2004 ; Willet et Schlunegger, 2010). À titre d'hypothèse, on peut envisager que le refroidissement associé à cette érosion ait pu conduire, au niveau du décollement, à une désactivation des processus de glissement intra-cristallin au sein des niveaux évaporitiques (Ustaszewski et Schmid, 2007). Par ailleurs, des observations de terrain récentes suggèrent fortement que la déformation post-pliocène dans la chaîne du Jura est peut-être couplée avec une érosion d'ampleur locale, en particulier le long de l'anticlinal de la Citadelle (Madritsch *et al.*, 2010b). Un effet rétro-actif positif entre la propagation du pli et l'érosion suggère que le raccourcissement de la couverture mésozoïque est en partie, et au moins localement, compensé par un déplacement raccourcissant le long du niveau de décollement évaporitique.

Plusieurs auteurs ont suggéré que la déformation post-pliocène de la chaîne du Jura était causée par une tectonique enracinée, de type *thick-skinned*, comme par exemple une déformation raccourcissante impliquant le socle sous le niveau de décollement (Pfiffner *et al.*, 1997 ; Mosar, 1999 ; Lacombe et Mouterot, 2002 ; Ustaszewski et Schmid, 2007 ;

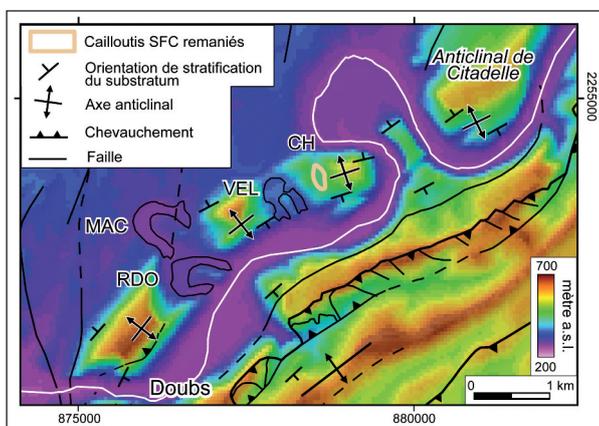


Fig. 4-9 : Propagation au Quaternaire de l'anticlinal de la Citadelle de Besançon indiquée par le décalage différentiel de paléo-méandres pléistocènes le long de l'axe du pli (Madritsch *et al.*, 2010b).

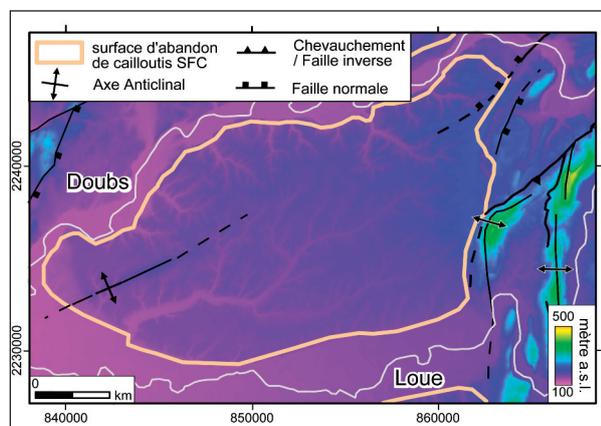


Fig. 4-10 : Propagation post-Pliocène d'un anticlinal caché sous les dépôts de cailloutis de type SFC dans le secteur de la Forêt de Chaux (modifié d'après Molliex *et al.*, 2011).

fig. 4-6). Il est suggéré que le sous-plaquage crustal dans l'avant-pays alpin soit à l'origine d'une réactivation des structures du socle paléozoïque sous la chaîne du Jura. En effet, plusieurs auteurs ont fait état d'indices de réactivation en compression ou en transpression de failles du socle, indices déduits de l'examen de profils de sismique réflexion (Rotstein et Schaming, 2004 ; Giamboni *et al.*, 2004 ; Madritsch *et al.*, 2008). Un scénario tectonique de type thick-skinned impliquant le socle paraît mieux à même d'expliquer la distribution en profondeur de la sismicité sous l'avant-pays telle qu'on l'a évoquée plus haut. Toutefois, les indications claires d'un raccourcissement dans le socle à partir des données des mécanismes au foyer des séismes restent très rares (Kastrup

et al., 2004 ; Madritsch *et al.*, 2008 ; fig. 4-6).

Des investigations géomorphologiques apportent des arguments en faveur de la croissance de plis postérieurement au Pliocène et ce en plusieurs endroits situés le long du front de la chaîne du Jura. Le scénario tectonique responsable de cette déformation demeure mal compris. En résumé, la déformation la plus récente dans la chaîne du Jura est très probablement causée par une combinaison de plusieurs mécanismes tectoniques. Un raccourcissement dans le socle de l'avant-pays alpin peut avoir causé une réactivation de structures originellement pelliculaires, conduisant à la superposition de chevauchements superficiels et profonds (Guellec *et al.*,

1990 ; Mosar, 1999 ; Madritsch *et al.*, 2010a). Des processus d'érosion et des modifications topographiques associées dans l'avant-pays alpin, à l'échelle locale ou régionale, peuvent aussi avoir influencé l'activité tectonique la plus récente dans le Jura (Schlunegger et Mosar, 2010 ; Reinecker *et al.*, 2010), mais on ignore encore l'importance relative de cette influence.

Remerciements

Le premier auteur tient à remercier F. Preusser, K. Ustaszewski et P.A. Ziegler pour leur soutien scientifique sans faille au cours des années de recherche sur le Jura.

H. MADRITSCH,
O. FABBRI, S.M. SCHMID

- BAER M, DEICHMANN N, BRAUNMILLER J.J., HUSEN S., FÄH D., GIARDINI D., KÄSTLI P., KRADOLFER U. ET WIEMER S. (2005)** – Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2004. *Eclogae géol. Helv.*, **98**, p. 407-418.
- BECKER A. (2000)** – The Jura Mountains - an active foreland fold-and-thrust belt? *Tectonophysics*, **321**, p. 381-406.
- BONVALOT J. (1974)** – Les cailloutis de la Forêt de Chaux (Jura): leurs rapports avec les matériaux détritiques du Sundgau et du Nord de la Bresse. Thèse Univ. Dijon, 89 p.
- BURKHARD M. ET SOMMARUGA A. (1998)** – Evolution of the western Swiss Molasse basin: Structural relations with the Alps and the Jura belt. In: Mascle A., Puigdefàbregas C., Luterbacher H.P. et Fernández M., (eds.): Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, **134**, 279-298 p.
- BUXTORF A. (1907)** – Geologische Beschreibung des Weissenstein Tunnels und seiner Umgebung. *Beiträge der Geologischen Karte der Schweiz* (21).
- CAMPY M. (1984)** – Signification dynamique et climatique des formations et terrasses fluviales dans un environnement de moyenne montagne. *Bull. Assoc. Fr. Etude Quat.*, **1**, p. 87-92.
- CEDERBOM C.E., SINCLAIR H.D., SCHLUNEGGER F. ET RAHN M. (2004)** – Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. *Geology*, **32**(8), p. 709-712, doi: 10.1130/G20491.1.
- DELACOU B., SUE C., CHAMPAGNAC J.-D. ET BURKHARD M. (2004)** – Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophys. J. Int.*, **158**, p. 753-774.
- DREYFUSS M. ET GLANGEAUD L. (1950)** – La vallée du Doubs et l'évolution morphotectonique de la région bisontine. *Ann. Sci. Univ. Besançon, Géol.*, **5**, p. 2-16.
- FEJFAR O, HEINRICH W.D. ET LINDSAY E.H. (1998)** – Updating the Neogene rodent biochronology in Europe. Mededelingen Ned. Instituut Toegepaste Geowetenschappen, TNO, **60**, p. 533-554.
- GIAMBONI M., USTASZEWSKI K., SCHMID S.M., SCHUMACHER M.E. ET WETZEL A. (2004B)** – Plio-Pleistocene transpressional reactivation of Paleozoic and Paleogene structures in the Rhine-Bresse Transform Zone (northern Switzerland and eastern France). *Int. J. Earth Sci.*, **93**, p. 207-223.
- GIAMBONI M., WETZEL A., NIVIÈRE B. ET SCHUMACHER M. (2005)** – Plio-Pleistocene folding in the southern Rhine Graben recorded by the evolution of the drainage network (Sundgau area: northwestern Switzerland and France). *Eclogae géol. Helv.*, **97**, p. 17-31.
- GUELLEC S., MUGNIER J.L., TARDY M. ET ROURE F. (1990)** – Neogene evolution of the Western Alpine foreland in the light of ECORS data and

balanced cross sections. *In*: Roure F., Heitzman P. et Polino R. (eds.): Deep Structure of the Alps. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, **156**, p. 165-184.

KASTRUP U., ZOBACK M.-L., DEICHMANN N., EVANS K., GIARDINI D. ET MICHAEL A.J. (2004) – Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions. *J. Geophys. Res.*, **109**, B01402, doi: 10.1029/2003JB002550.

LACOMBE O. ET MOUTHEREAU F. (2002) – Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees). *Tectonics*, **21**(4), 1030, doi:10.1029/2001TC901018.

LAUBSCHER H. (1961) – Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. *Eclogae geol. Helv.*, **54**, p. 222-282.

LAUBSCHER H. (1986) – The eastern Jura: Relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. *Geol. Rundsch.*, **75**(3), p. 535-553.

LINIGER H. (1967) – Pliozän und Tektonik des Jura Gebirges. *Eclogae geol. Helv.*, **60**(2), p. 407-490.

MADRITSCH H., SCHMID S.M. ET FABBRI O. (2008) – Interactions between thin- and thick-skinned tectonics at the northwestern front of the Jura fold-and-thrust-belt (eastern France). *Tectonics*, **27**, TC5005, doi:10.1029/2008TC002282.

MADRITSCH H., FABBRI O., HAGEDORN E.M., PREUSSER F., SCHMID S.M. ET ZIEGLER P.A. (2010A) – Feedback between erosion and active deformation: Geomorphic constraints from the frontal Jura fold-and-thrust belt (eastern France). *Int. J. Earth Sci.*, **99**, p. 103-122, DOI: 10.1007/s00531-009-0468-7.

MADRITSCH H., PREUSSER F., FABBRI O., BICHET V., SCHLUNEGGER F. ET SCHMID S.M. (2010B) – Late Quaternary folding in the Jura Mountains: evidence from syn-erosional deformation of fluvial meanders. *Terra Nova*, **22**, p. 147–154.

MEYER B., LACASSIN R., BRULHET J. ET MOUROUX B. (1994) – The Basel 1356 earthquake: which fault produced it? *Terra Nova*, **6**, p. 54-63.

MOLLIEX M., FABBRI O., BICHET V. ET MADRITSCH H. (2010) – Possible quaternary hidden anticline growth at the front of the Jura fold-and-thrust belt : Geomorphic constraints from the Forêt de Chaux area, France. Submitted to *Bull. Soc. Géol. Fr.*

MOSAR J. (1999) – Present-day and future tectonic underplating in the western Swiss Alps: reconciliation of basement/wrench-faulting and décollement folding of the Jura and Molasse basin in the Alpine foreland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **173**, p. 143-155.

NIVIÈRE B. ET WINTER T. (2000) – Pleistocene northwards fold propagation of the Jura within the southern Upper Rhine Graben: seismotectonic implications. *Global Planet. Change*, **27**, p. 263–288.

NIVIÈRE B., GIAMBONI M., INNOCENT C. ET WINTER T. (2006) – Kinematic evolution of a tectonic wedge above a flat lying décollement: The Alpine foreland at the interface between the Jura Mountains (Northern Alps) and the Upper Rhine Graben. *Geology*, **34**, p. 469–472.

PETIT C., CAMPY M., CHALINE J. ET BONVALOT J. (1996) – Major palaeohydrographic changes in Alpine foreland during the Pliocene-Pleistocene. *Boreas*, **25**, p. 131-143.

PIFFNER O.A., ERARD P. ET STÄUBLE M. (1997) – Two cross sections through the Swiss Molasse Basin (lines E4-E6, W1, W7-W10). In: Piffner O.A., Lehner P., Heitzmann P., Mueller S. et Steck, A (eds.): Deep structure of the Swiss Alps. Results of NRP 20, Birkhäuser, Basel, p. 64-72.

REINECKER J., TINGAY M., MÜLLER B. ET HEIDBACH O. (2010) – Present-day stress orientation in the Molasse Basin. *Tectonophysics*, **482**, p. 129-138.

ROTSTEIN Y. ET SCHAMING M. (2004) – Seismic Reflection evidence for thick-skinned tectonics in the northern Jura. *Terra Nova*, **16**, p. 250-256.

SCHLUNEGGER F. ET MOSAR J. (2010) – The last erosional stage of the Molasse Basin and the Alps. *International Journal of Earth Sciences*, *in press*, doi: 10.1007/s00531-010-0607-1

TESAURO M., HOLLENSTEIN C., EGLI R., GEIGER A. ET KAHLE H.G. (2005) – Continuous GPS and broad-scale deformation across the Rhine Graben and the Alps. *Int. J. Earth Sci.*, **94**, p. 525-537.

USTASZEWSKI K. ET SCHMID S.M. (2006) – Control of preexisting faults on geometry and kinematics in the northernmost part of the Jura fold-and-thrust belt. *Tectonics*, **25**, TC5003, doi: 10.1029/2005TC001915.

USTASZEWSKI K. ET SCHMID S.M. (2007) – Latest Pliocene to recent thick-skinned tectonics at the Upper Rhine Graben - Jura Mountains junction. *Swiss J. Geosci.*, **100**(2), p. 293-312.

WILLETT S.D. ET SCHLUNEGGER F. (2010) – The last phase of deposition in the Swiss Molasse Basin: from foredeep to negative-alpha basin. *Basin Res.*, **22**(5), p. 623-639, doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00435.x

ZIEGLER P.A. ET FRAEFEL M. (2009) – Response of drainage systems to Neogene evolution of Jura fold-thrust belt and Upper Rhine Graben. *Swiss J. Earth Sci.*, **102**(1), p. 57-76.