

ANALYSES STRUCTURALES ET  
MICROSTRUCTURALES  
DANS LE JURA CENTRAL  
FRANCO-SUISSE

ESSAI D'INTERPRETATION  
CINEMATIQUE

Thèse présentée à la faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel

par

XAVIER TSCHANZ

Jury :	J.P. SCHAER, Neuchâtel	: Directeur
	M. BURKHARD, Neuchâtel	: Examineur
	P. CHAUVE, Besançon	: Examineur
	F. BERGERAT, Paris	: Examineur

INSTITUT DE GEOLOGIE  
UNIVERSITE DE NEUCHATEL  
RUE E. ARGAND, 11  
2007 NEUCHATEL  
SUISSE

# IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

Analyses structurales et microstructurales dans le Jura central franco-suisse. Essai d'interprétation cinématique.

de M. Xavier Tschanz

---

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL  
FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel sur le rapport des membres du jury,

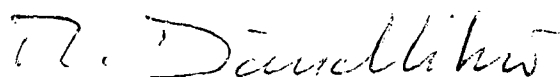
Messieurs J.-P. Schaer, M. Burkhard, P. Chauve  
(Besançon) et F. Bergerat (Paris)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 29 octobre 1996

Le doyen:

R. Dändliker



## **Liste des publications**

### **Publication n° 1**

**Tschanz Xavier (1990)** Analyse de la déformation du Jura central entre Neuchâtel (Suisse) et Besançon (France). **Eclogae geol. Helv. 83/3 : 543-558.**

### **Publication n° 2**

**Tschanz Xavier and Sommaruga Anna (1993)** Deformation associated with folding above frontal and oblique ramps around the rhomb shaped Val-de-Ruz basin (Jura Mountains). **Annales Tectonicae VII/1 : 53-70.**

*Le texte complet de cette thèse est déposé à la bibliothèque de l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel.*

*Publication n° 1*

# Analyse de la déformation du Jura central entre Neuchâtel (Suisse) et Besançon (France)

Par XAVIER TSCHANZ<sup>1)</sup>

## RÉSUMÉ

Des mesures de déformations ont été faites dans le Jura entre la plaine molassique suisse et le plateau de Vesoul en utilisant trois méthodes: analyse de stries sur les zones de failles, maclage de la calcite, mesures des directions des pics stylolitiques.

Dans la Haute Chaîne ainsi que dans le faisceau bisontin et le faisceau salinois, le raccourcissement est principalement orienté SE-NW. Dans les plateaux et au voisinage des failles principales de direction N-S, il est avant tout orienté N-S.

En dehors des zones tectonisées il n'y a pas ou peu de déformation interne des roches. Les macles dans les cristaux de calcite, sont rares ou absentes. A l'inverse, les bordures des compartiments délimités par des failles plus ou moins décrochantes ou par des chevauchements, présentent une déformation intense. Les plans de glissement montrent à la fois des stries et des slycolites, les sparites sont maclées.

Les variations de la direction du raccourcissement dans les différentes zones du Jura central indiquent que le Jura se comporte comme un ensemble de dalles rigides. Celles-ci glissent sur un plan de charriage sub-horizontale déterminé par les évaporites du Trias. Dans la partie centrale du Jura, le mouvement est de direction NW-SE, parallèle au champ de contraintes Centre et Ouest européen, Miocène à actuel. Les compartiments partiellement indépendants se déforment localement en donnant naissance à des faisceaux qui se développent sur des rampes, dans le chevauchement. Des zones de failles sub-verticales N-S, associées probablement aux déformations rhénanes, constituent les limites latérales des ensembles structuraux. Les parties des plateaux restées subtabulaires peuvent alors transporter une déformation N-S enregistrée antérieurement, sans être affectées par les derniers événements de direction NW-SE. Le long des décrochements N-S, on met en évidence des déformations synplissement attestant des raccourcissements N-S dont la genèse mal expliquée sera étudiée ultérieurement.

## ABSTRACT

Deformation analyses have been carried out in the Jura between the Swiss Plateau Molasse and the Vesoul "Plateau Jura" using three different methods: fault and slickenside analysis, twinning strain analysis and measurement of the direction of tectonic stylolites.

In the Jura "Haute Chaîne" as well as in the "faisceau bisontin" and "faisceau salinois", the main shortening direction is oriented SE-NW. Within the "plateaux" and close to the major N-S running faults, shortening is generally oriented N-S.

Very little or no internal deformation is found in rocks from outside tectonized zones. Twinning of calcite is rarely observed. On the other hand the borders of compartments limited by strike slip faults or thrusts show intense deformation. Fault planes show both slickensides and slycolites whereas sparry calcite is twinned.

Variations of the maximum shortening direction in the various parts of the central Jura indicate that the Jura behaves as an ensemble of essentially rigid blocks. These are sliding along a basal subhorizontal thrust determined by triassic evaporites. The movement direction in central parts of the Jura is NW, i.e. parallel to the Miocene to recent stress field of central Western Europe. These compartments are locally deformed above ramps in the basal

<sup>1)</sup> Institut de Géologie, Université de Neuchâtel (Suisse)

**TRAVAUX DE L'INSTITUT DE GÉOLOGIE  
DE NEUCHÂTEL (Suisse)**

PUBLICATION No. 235

decollement giving way to the folds of the "faisceaux". N-S oriented subvertical faults represent lateral limits of structural ensembles. Subhorizontal parts of the "plateaux" may record older N-S oriented deformation without being overprinted by the later NW-SE Jura shortening.

## ZUSAMMENFASSUNG

Im Jura zwischen dem Schweizer Molassebecken und dem Plateau von Vesoul wurden unter Verwendung folgender drei Methoden Deformationsmessungen durchgeführt: Striungsanalyse von Bruchflächen, Zwillingsbildung im Calcit, Richtungsmessungen an Styolithen.

In den Jura-Hauptketten sowie in den Faltenbündeln von Besançon («faisceau bisontin») und Salins («faisceau salinois») ist die Verkürzung hauptsächlich SE-NW orientiert, während sie in den «plateaux» und in der Nachbarschaft von N-S verlaufenden Hauptstörungen eher N-S ausgerichtet ist.

Ausserhalb tektonisch beanspruchter Zonen gibt es keine oder nur eine geringe Interndeformation des Gesteines. Zwillingsbildung in Calcitkristallen ist selten oder fehlt ganz. Im Gegensatz dazu zeigt sich im Bereich von Auf- und Überschiebungen eine intensive Deformation. Die Schubbahnen zeigen zugleich Striung und Slicolithe, während die Sparite verzwilligt sind.

Die Veränderungen der Verkürzungsrichtung in den verschiedenen Teilbereichen des Zentraljuras weisen darauf hin, dass sich der Jura wie ein Komplex starrer Platten verhält. Diese gleiten auf einer von den Evaporitserien der Trias bestimmten subhorizontalen Überschiebungsbahn. Die Bewegungsrichtung ist im Zentraljura NW-SE und damit parallel zum mittel- und westeuropäischen Spannungsfeld vom Miozän bis heute. Die Einzelelemente unterliegen einer örtlichen Verformung welche die Bildung von fächerartigen Strukturen auf den Überschiebungsrampen verursacht. Die strukturellen Einheiten sind seitlich von subvertikalen, N-S verlaufenden Störungszonen begrenzt. Dies bedeutet, dass nahezu tafelförmig gebliebene Elemente eine überlieferte N-S Deformation transportieren können ohne von späteren, NW-SE orientierten Ereignissen erfasst zu werden.

## 1. Introduction

Le Jura est généralement considéré comme étant la bordure chevauchante tardio-Miocène la plus externe de l'arc alpin. C'est un chevauchement de l'avant pays provoqué par la collision alpine (BUXTORF 1907; LAUBSCHER 1961, 1972, 1973; BECKER 1989). Il est formé par des chaînes de plis qui constituent la Haute Chaîne dans sa bordure interne et les faisceaux dans sa partie externe. Ces ensembles plissés sont séparés par des étendues, sans grands reliefs, qui constituent les plateaux (fig. 1).

Le style de déformations dans le Jura plissé résulte de plusieurs facteurs (BECKER 1989):

- le niveau de décollement permettant le découplage de la couverture sur le socle
- des irrégularités du socle comme des failles ou des flexures
- le comportement cassant de la couverture.

Dans le Jura central, principalement examiné dans cette étude, l'orientation générale des plis est SW-NE. Leur direction devient E-W dans la partie orientale de la chaîne, N-S à son extrémité méridionale (fig. 2). Un réseau majeur de grands décrochements sénestres découpe la couverture, surtout dans la partie interne du Jura. La direction de ces accidents principaux subit une rotation. Elle est NNW au niveau de Genève et N-S au niveau de Neuchâtel. Pour l'ensemble de la chaîne CAIRE (1963) et BERGERAT (1977) proposent deux familles de décrochements: l'une pré-jurassienne d'âge Paléogène, l'autre jurassienne d'âge Néogène (fig. 3).

L'analyse de l'orientation des plis et des décrochements conduit LAUBSCHER (1972) à proposer une carte des trajectoires de la contrainte maximale associée à la formation

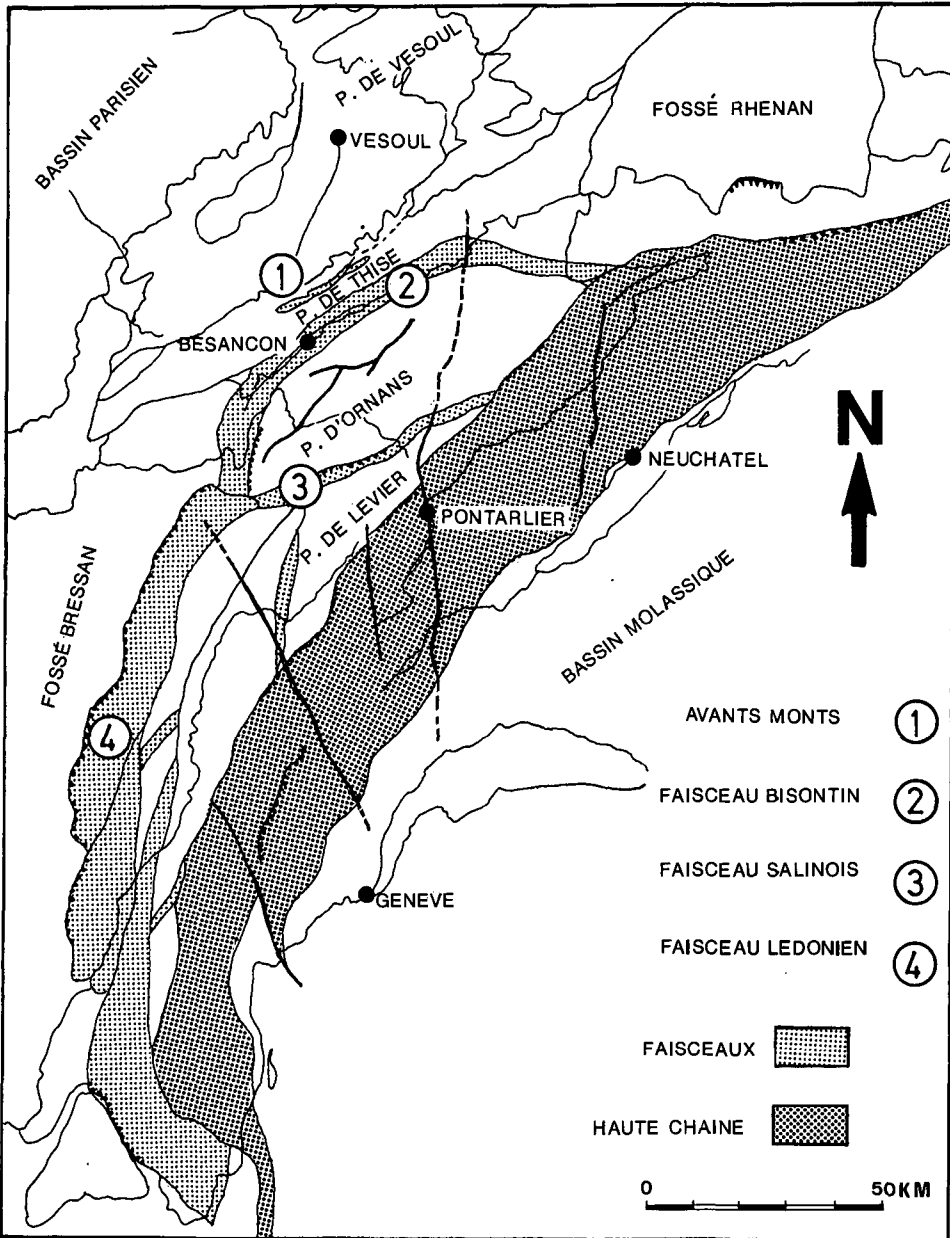


Fig. 1. Carte des grands ensembles structuraux du Jura (d'après CHAUVÉ 1975).

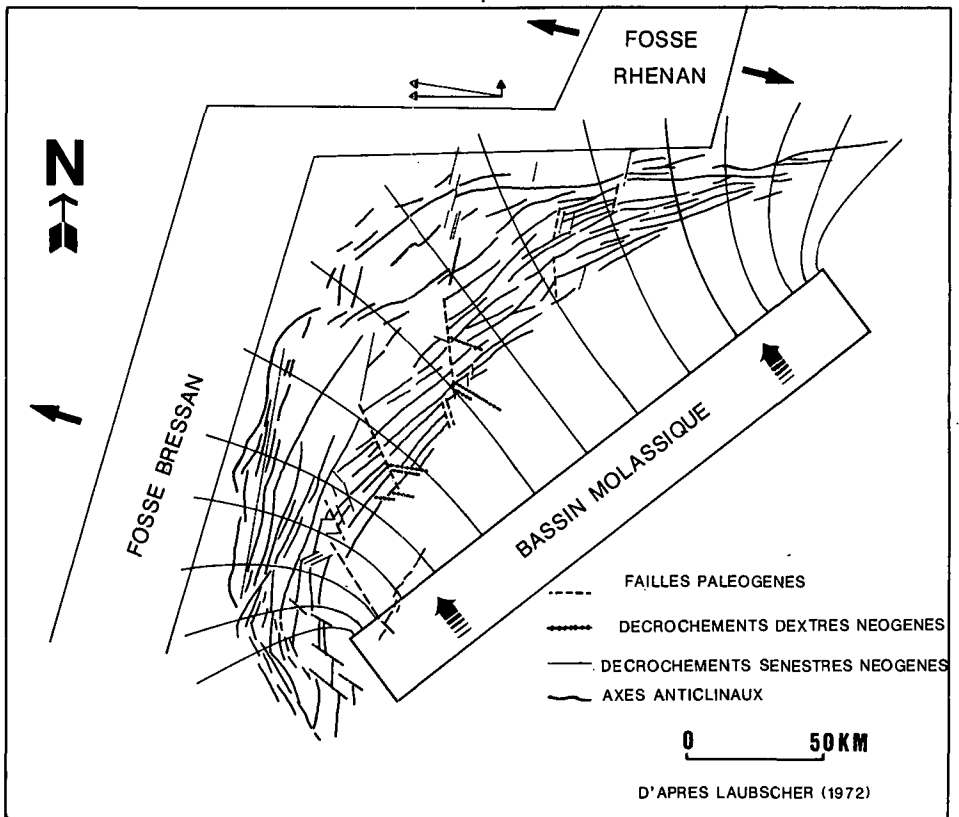


Fig. 2. Relations entre le système de fossés rhénan et bressan d'âge Paléogène avec le Jura d'âge Néogène, d'après LAUBSCHER (1972).

du Jura (fig. 2). La forme arquée de la chaîne, assez symétrique, est alors interprétée comme étant due à l'effet d'un poinçonnement transmis depuis les Alpes par le Bassin Molassique. La contrainte a une direction moyenne SE-NW dans le Jura interne; elle est déviée aux limites externes du Jura et surtout aux extrémités de la chaîne.

Cette image s'accorde avec les directions de raccourcissement maximal obtenues à l'échelle de l'affleurement par l'analyse des stylolites (PLESSMANN 1972). Plus récemment BECKER (1989), confirme les propositions de déviations des contraintes aux extrémités par des mesures «in situ» obtenues par diverses méthodes.

Dans le but de conforter les données de terrain avec ces vues générales, nous avons entrepris dans le Jura central, du Bassin Molassique jusqu'au Jura tabulaire au nord de Besançon, une analyse de la déformation basée sur des études de microstructures en utilisant principalement les traces de déplacement (failles, stries, fibres de calcite), les macles de la calcite, les pics stylolitiques. Nous visons ainsi à établir une carte détaillée des directions de raccourcissement, et une chronologie de la déformation. Cette analyse est également conduite dans le but de mieux connaître le détail de la déformation

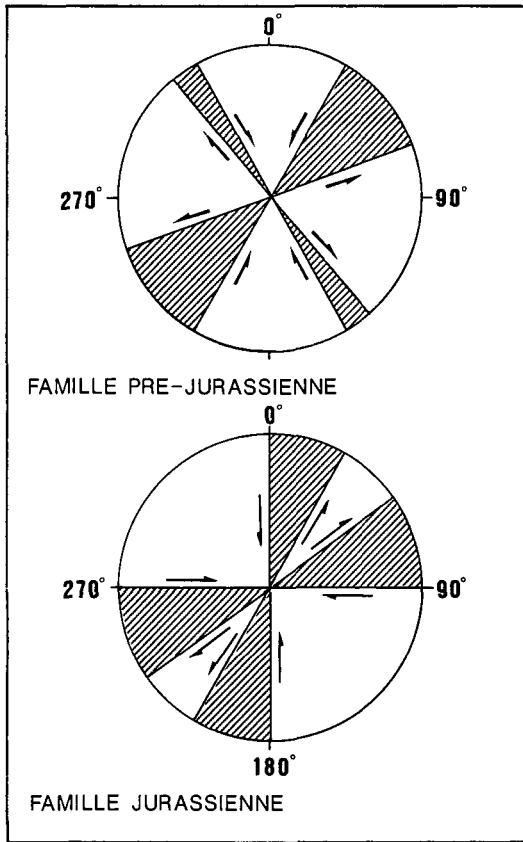


Fig. 3. Familles de décrochements préjurassiennes et jurassiennes d'après CAIRE (1963) et BERGERAT (1977).

dans la Haute Chaîne et dans les faisceaux, de la comparer aux régimes enregistrés dans les plateaux, d'examiner l'influence des accidents majeurs, de tenter une chronologie de la déformation dans l'espace et le temps, et finalement de rechercher des indices concernant les directions de déplacement de la nappe du Jura dans sa partie centrale.

## 2. Méthodes d'analyses

Les principaux types de failles observables à l'échelle de l'affleurement, voire du banc calcaire ont été décrites par LAUBSCHER (1976, 1979). Dans le Jura plissé, il faut distinguer les failles par leur orientation par rapport à la stratification, principalement s'il s'agit soit: a) d'un système conjugué de failles inverses dont l'intersection correspond à l'axe d'un pli local, soit: b) de failles décrochantes dont l'intersection correspond au pôle de la stratification, ou alors: c) de failles inverses reprenant les plans de stratification, liées à un glissement banc sur banc induit par le plissement. L'analyse

statistique de toutes ces failles permet de déduire avec précision l'orientation de la direction du raccourcissement local.

Trois méthodes d'analyse microstructurale ont été utilisées.

1) La méthode d'analyse dynamique des failles (ANGELIER & MECHLER 1977; PFIFFNER & BURKHARD 1987) qui permet de déduire l'orientation des axes principaux de la contrainte et le type de déformation (failles inverses, normales, décrochantes, en constriction ou en aplatissement). Dans le Jura plissé, l'analyse des failles est facilement applicable à presque tous les affleurements, ceci même en dehors des grands accidents. Les calcaires présentent en général suffisamment de petits plans striés mesurables ( $n > 20$ ) pour obtenir un résultat significatif. Dans les parties du Jura restées sub-horizontales et peu déformées, en dehors des faisceaux et des décrochements, les assises calcaires ne présentent pas ce genre de microstructures et seule la direction des pics des stylolites horizontaux permet d'établir la direction du raccourcissement maximal (PLESSMANN 1972).

2) L'analyse dynamique des macles de la calcite sparitique selon la méthode de GROSHONG (1972) ou celle de PFIFFNER & BURKHARD (1987) permet de déterminer l'orientation et la magnitude des faibles déformations intracristallines. Selon ROWE & RUTTER (in press) la croissance des macles est largement indépendante de la température et de la pression de confinement. Dans le Jura, les macles de la calcite ne s'observent que dans les sparites grossières (veines, fibres, vacuoles). Les niveaux stratigraphiques favorables sont hélas rarement exposés et on ne dispose trop souvent que d'un nombre réduit de macles dans les calcaires sparitiques fins. La plupart des résultats présentés ici proviennent de zones perturbées (faisceaux, zones faillées) où les grains de calcite sont suffisamment maclés pour permettre une analyse valable. La mesure des macles permet la mise en évidence de déformations infinitésimales qui peuvent être corrélées avec les paléocontraintes locales. De ces données locales on peut tenter de passer à l'établissement de la carte des paléocontraintes régionales.

Dans les résultats provenant de ces deux premières méthodes, un pourcentage de failles (respectivement de macles) compatibles avec le résultat final donne une bonne appréciation de l'homogénéité du résultat. Un nombre élevé de failles incompatibles est une indication sûre de l'existence de plusieurs phases de déformation.

3) L'orientation des pics stylolitiques permet de situer l'axe du raccourcissement principal (ARTHAUD & MATTAUER 1969; ARTHAUD & MATTAUER 1972). Dans le Jura les travaux de PLESSMANN (1972) et de DROXLER & SCHAEER (1979) ont mis en évidence l'origine tectonique des stylolites obliques aux plans de stratification.

### 3. Observations

#### *La Haute Chaîne*

Le massif du Mauremont près d'Eclepens situé à la limite entre la partie la plus interne du Jura et le Bassin Molassique (fig. 4) est un petit horst qui fait remonter à l'affleurement des formations tabulaires du Crétacé et du Jurassique dans un environnement de Molasse tertiaire. Il n'est pas affecté par un plissement, les bancs sont sub-horizontaux. L'analyse des macles, provenant de calcites cristallisées à l'intérieur de fossiles ou dans des vacuoles, ainsi que les mesures des directions de glissements sur

des plans de faille et de couches, indiquent une direction de raccourcissement SE-NW (fig. 4).

Ce type de résultats se retrouve dans divers endroits de la Haute Chaîne où nous avons fait des prélèvements (pour les macles) et des analyses de failles. Le raccourcissement est généralement de direction SE-NW pour toutes les mesures qui ont été faites dans les plis (fig. 4). On peut citer à titre d'exemple l'anticlinal de Chaumont, sur le flanc Sud duquel s'appuie la ville de Neuchâtel. Les mesures effectuées au sommet de la voûte comme sur son flanc Sud conduisent à un résultat identique (SCHAER et al. 1990).

Une carrière située au voisinage de la partie sommitale de ce pli permet d'observer une faille décrochante à jeu dextre et de direction N120°, un plan de chevauchement peu penté à regard Suisse de direction N83° et de pendage N24° vers le Nord (KIRALY & MEIA 1964). Les stries qui se trouvent sur le plan de chevauchement montrent un mouvement qui se fait selon un sens NW-SE. Par endroits, le plan de chevauchement est enduit de calcite dont la mesure des macles montre un raccourcissement parallèle au sens de déplacement.

Cependant, à proximité des grandes failles de direction N-S, telles les failles de Pontarlier ou de la Ferrière (qui sont décrites comme étant d'âge paléogène par LAUBSCHER (1972), le raccourcissement a une direction N-S.

L'accident de Pontarlier affleure mal, mais il se marque bien morphologiquement dans le paysage. Pour AUBERT (1953, 1959) cette faille s'étend à travers toute la haute chaîne jurassienne de Vallorbe à Pontarlier. Il s'agit d'une ancienne cassure transversale transpressive affectant la couverture. Au contact de cette fracture, dont le rejet est de quelques centaines de mètres, les plis sont déviés horizontalement.

La rareté des affleurements le long de cette faille ne permet que des observations ponctuelles. Localement, des stries horizontales peuvent être associées à ce décrochement transpressif sénestre. L'analyse des glissements permet de définir un raccourcissement N-S au voisinage de cet accident. Ceci est confirmé par les observations dans le secteur où la faille de Pontarlier borde le plateau de Levier ainsi que lorsqu'elle traverse le faisceau Salinois (fig. 4).

Au voisinage de la dent de Vaulion au sud de la faille de Pontarlier le raccourcissement est NW-SE. La faille de Pontarlier est ici déviée par la dent de Vaulion qui la repousse vers le NW. Le massif de la dent de Vaulion s'est déplacé par rapport aux chaînes voisines et a pénétré comme un coin à l'intérieur du Jura (AUBERT 1934).

Le décrochement de La Ferrière, au nord de Neuchâtel est, quant à lui, bien visible à la Tête de Ran. Son jeu sénestre se marque bien par le décalage dans la morphologie des combes et des monts qu'il affecte. A l'affleurement, il se manifeste par des brèches tectoniques et des plans porteurs de stries horizontales. Les stries horizontales se répartissent en deux ensembles dont les directions principales sont:

- N110°-N130° indiquant un jeu dextre
- N20°-N40° indiquant un jeu sénestre.

Le raccourcissement qui en résulte est N-S.

Cependant, pour les deux failles majeures, qui sont analysées ici, les mesures ont été faites dans des régions de courbure des failles. Les résultats obtenus à partir de l'analyse des plans striés demeurent mal expliqués. Ils feront l'objet d'une étude ultérieure avec d'autres méthodes.

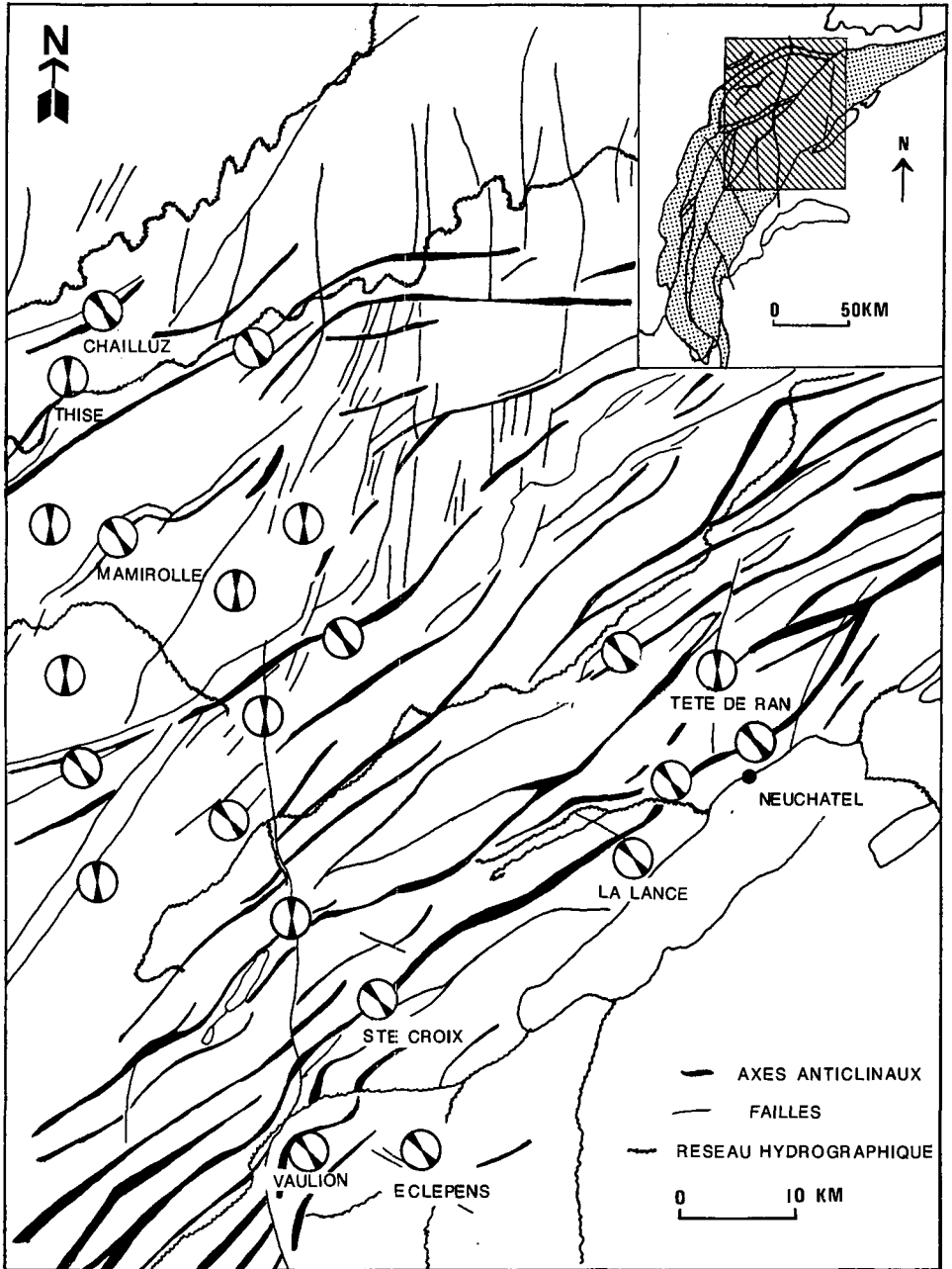


Fig. 4. Direction du raccourcissement dans la partie centrale du Jura.

### *Les zones de plateaux*

D'importantes surfaces du Jura central français sont constituées par des assises qui sont restées sub-horizontales. Les assises calcaires favorables à nos investigations ne sont accessibles que dans les entailles de rivières comme la Loue, par des exploitations de carrières et quelques coupures artificielles liées aux voies de communication. Très souvent, dans ces affleurements on ne trouve que très peu d'indices de déformation, il n'y a ni stries, ni stylolites tectoniques et l'examen des lames minces ne révèle que trop peu de macles pour permettre une analyse satisfaisante; SOPENA & SOULAS (1973) précisent que dans les plateaux, seulement 25% des affleurements présentent beaucoup de stries. Dans quelques lieux privilégiés, souvent proches d'accidents décrochants N30°-N50° ou de plis locaux, les mesures de plans de glissements, de macles et de stylolites donnent presque uniformément des raccourcissements d'orientation N-S. Les mesures de stylolites de PLESSMANN (1972) aboutissaient déjà à des résultats comparables (fig. 5).

Le plateau d'Ornans a la particularité d'être traversé par la ride de Mamirolle où le raccourcissement mesuré est SE-NW (fig. 4). Il s'agit d'un chevauchement qui met en contact des calcaires du Bathonien et du Bajocien sur des marnes du Séquanien moyen ou des calcaires du Séquanien supérieur. Au front du chevauchement, la partie chevauchante est constituée par un pli anticlinal. La partie chevauchée est déformée en un petit synclinal. La direction du raccourcissement est la même que celle du mouvement, car les stries visibles sur le plan de chevauchement ont aussi une direction SE-NW.

### *Les faisceaux*

Les faisceaux correspondent à d'étroites zones disloquées et recèlent souvent une faille majeure (CAIRE 1963). Ils sont le siège d'un chevauchement qui est le plus souvent accompagné d'un plissement.

Dans les faisceaux salinois et bisontins ainsi que dans les Avants Monts le raccourcissement mesuré est SE-NW, perpendiculaire aux axes des plis qui forment les faisceaux. Ces structures mettent à l'affleurement des niveaux stratigraphiques plus riches en sparite qui facilitent les analyses par les macles de la calcite. Les échantillons ont été prélevés dans le Bajocien qui affleure le long de la vallée de la Loue où elle recoupe le faisceau salinois: Il s'agit d'un calcaire oolitique à ciment sparitique. Le raccourcissement mesuré est sensiblement SE-NW.

Afin de préciser la direction des pics stylolitiques dans un faisceau et dans les plateaux environnants, des mesures ont été faites au voisinage de la source de la Loue (fig. 6). Elles montrent une direction des pics généralement N-S sur le plateau de Levier et sur le plateau d'Ornans. Alors que sur le faisceau salinois, la direction des pics est SE-NW. La variation de la direction des pics stylolitiques et très tranchée déjà à quelques centaines de mètres de la trace du chevauchement.

## **4. Résultats et commentaires**

### *a) Mise en évidence de deux phases de déformations*

L'analyse de la déformation enregistrée dans le Jura central fait essentiellement ressortir deux directions de compression: l'une de direction N-S, se marque dans les

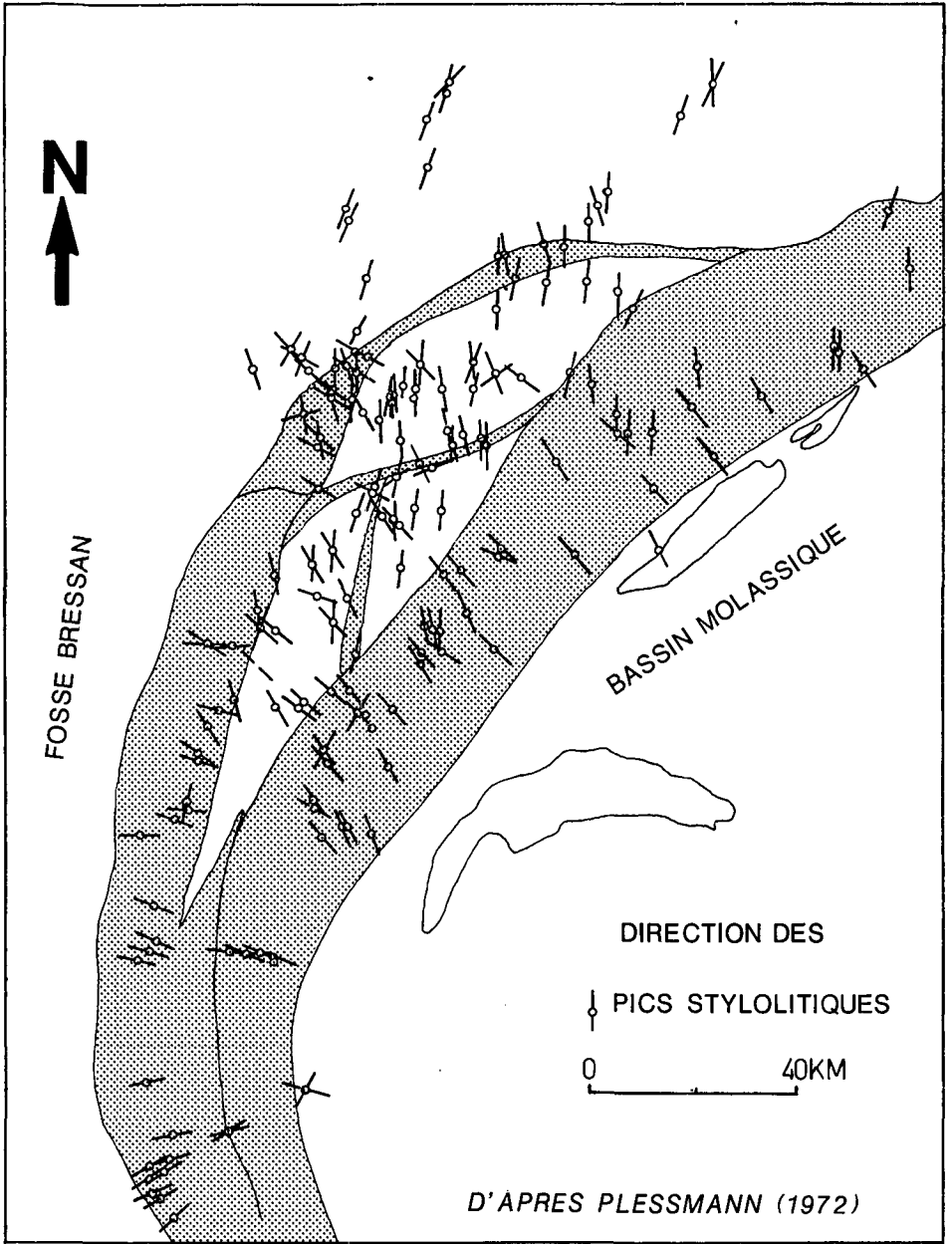


Fig. 5. Direction des pics stylolitiques dans le Jura, d'après PLESSMANN (1972) et nouvelles mesures.

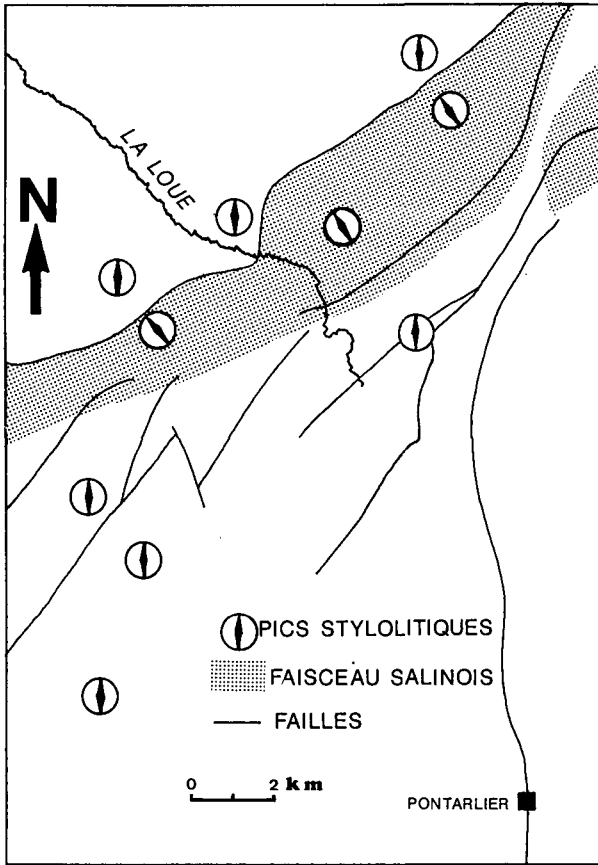


Fig. 6. Direction des pics stylolitiques sur le Faisceau salinois et sur les plateaux environnants.

zones peu déformées des plateaux. Elle peut aussi se trouver le long des grands décrochements. L'autre de direction SE-NW, se lit au niveau des plis et chevauchements de la Haute Chaîne, des faisceaux externes et des accidents séparant les plateaux. La ségrégation bien établie des deux directions de raccourcissement N-S et SE-NW répond à la manifestation de deux phases de compression dont l'enregistrement se fait en fonction des possibilités de déformations.

#### b) *Eléments de datation des structures jurassiennes*

Plusieurs indices laissent à supposer qu'avant le plissement qu'elle a subi au cours du Mio-Pliocène, la couverture du Jura avait déjà subi un découpage. Dans le Jura tabulaire de la région au sud du fossé rhénan, on peut souligner l'importance d'une fracturation N-S qui a affecté la structure jusque dans le Bassin de Delémont (LAUBSCHER et al. 1967). En direction de l'ouest, des indices précis ont rarement été mis en

évidence. Rappelons cependant la description du karst rempli de sédiments de Molasse marine (Burdigalien-Helvétien) des Verrières (AUBERT 1972), qui montre dans ce secteur un découpage pré-plissement parallèle au décrochement de Pontarlier. A l'extrémité sud de cet accident, dans le massif du Mauremont, de larges ouvertures karstiques orientées N60° et N120° sont remplies par des sédiments éocènes. Il est tentant de considérer ces ouvertures comme la trace d'une fracturation précoce de la dalle urgonienne. Plusieurs éléments permettent d'en reconstituer une évolution chronologique: sous l'effet d'une contrainte, les plans de fracture d'orientation N60° se forment; plus tard, ils sont ouverts par la dissolution karstique et des sédiments datés de l'Eocène supérieur ont pu combler ces ouvertures; enfin, les stries qui sont visibles actuellement s'impriment sur les parois de ces fractures par l'effet d'un coulisage dextre (fig. 7).

*c) Relations entre la structuration du Jura et celle de la Plateforme européenne*

A l'échelle européenne, une phase de compression N-S se manifeste au cours de l'Eocène. A l'Oligocène il suit une phase d'extension E-W (AHORNER 1975; BERGERAT 1983; BERGERAT 1985; BLES et al. 1989). Les fossés bressan et rhéan s'ouvrent sous l'effet de ces phases entre l'Eocène moyen et le Miocène inférieur (ILLIES & GREINER 1979). Il y a formation des grandes failles N-S qui structurent les grabens bressan et rhéan ainsi que les grandes failles N-S qui coupent aujourd'hui le Jura (comme les failles de Pontarlier ou de La Ferrière);

La transition entre les deux grabens se fait par un cisaillement WSW-ENE (fig. 8). Il est marqué par des failles d'orientation N30° qui ont un jeu sénestre. Elles constituent les riedels d'un système de cisaillement principal sénestre de direction N60° (BERGERAT 1977; CHAUVE et al. 1980; ANGELIER & BERGERAT 1983). Pour CONTINI & THEOBALD (1974), la zone de glissement se fait principalement entre les Avants Monts et le faisceau salinois. Cependant, il est possible de faire intervenir une zone plus

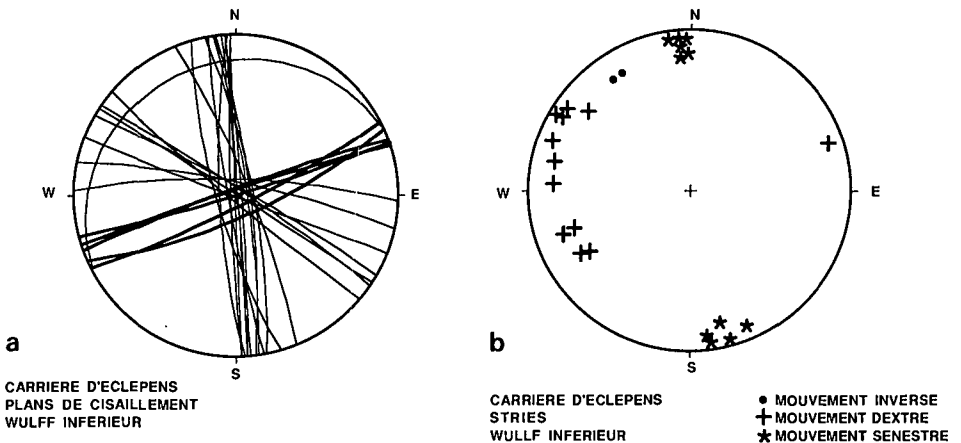


Fig. 7. Fracturation affectant le massif du Mauremont (Carrière d'Eclepens). A (gauche): plans porteurs. B (droite): stries et mouvements associés.

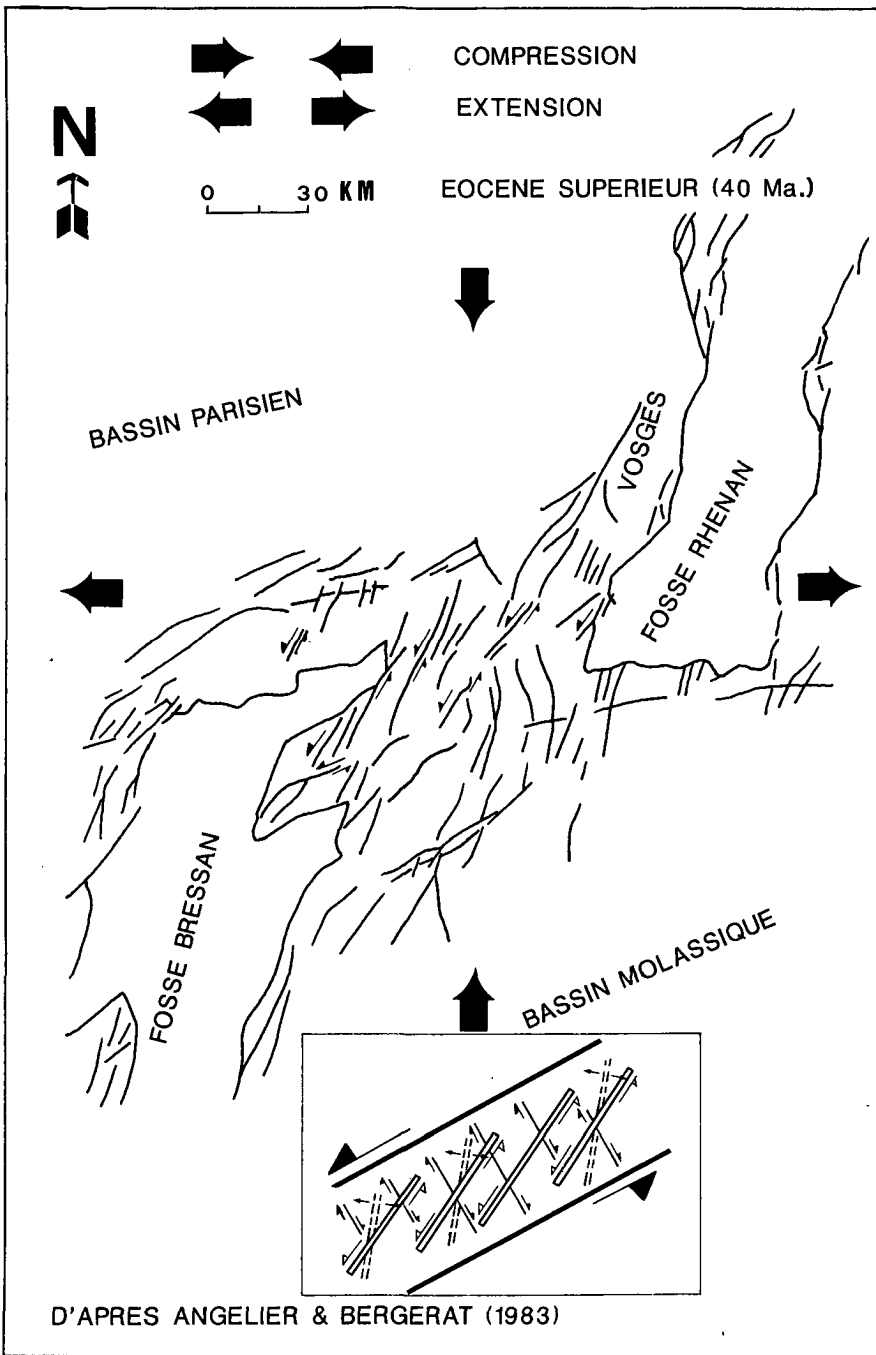


Fig. 8. Système cisailant permettant la transition entre le fossé rhénan et le fossé bressan, d'après ANGELIER & BERGERAT (1983).

importante en y intégrant le Jura jusqu'à la Haute Chaîne incluse. En effet les failles N30°-N50° du plateau de Levier qui sont soumises à une compression N-S ont un jeu sénestre ainsi que les failles d'orientation N60° déjà existantes, comme celles du Maureront; elles contribuent à la transition entre les deux grabens.

A partir du Miocène, une phase de compression SE-NW liée à la poussée des Alpes se marque par un raccourcissement de même direction qui provoque des déformations de la couverture et le plissement du Jura. Les mesures de raccourcissement montrent que ces déformations affectent l'ensemble de la Haute Chaîne et les faisceaux qui constituent les limites des plateaux. Les plateaux se comportent en dalles rigides (BECKER 1989) et transportent la déformation héritée de la phase précédente sans être affectés par la seconde phase. Les failles N-S jouent alors en décrochement

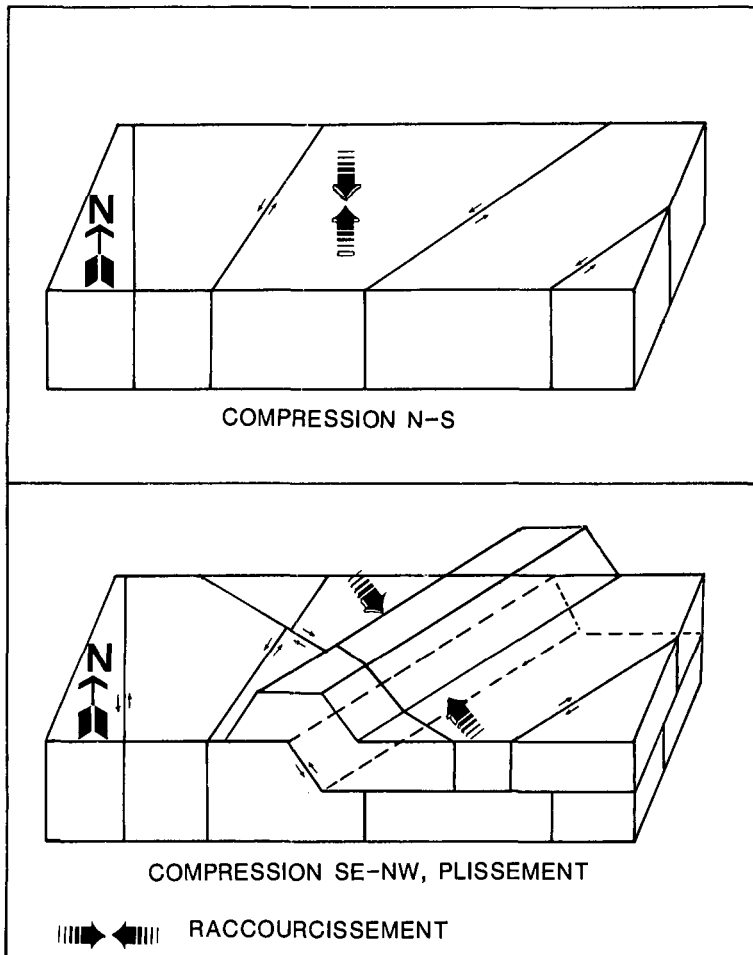


Fig.9. Synthèse de deux phases de compression appliquées pour la préstructuration puis pour la structuration du Jura.

sénestre et permettent le coulisage de ces panneaux. Le raccourcissement N-S mesuré aux abords de ces failles est lié soit à un effet de bordure comme c'est le cas pour la faille de la Ferrière où les mesures ont été faites dans une courbure de la faille, soit à la persistance de déformations antérieures comme cela doit être le cas pour la faille de Pontarlier. Les failles de direction N60° peuvent initier des rampes de chevauchement et provoquent la formation des plis du jura (fig. 9).

## 5. Conclusion

Les trois méthodes d'analyses structurales qui ont été utilisées donnent des résultats comparables.

Deux phases de déformations se marquent dans le Jura mais elles n'ont pas le même rôle.

L'une résulte d'une phase de compression de direction N-S qui préstructure la couverture et le socle à l'échelle régionale en donnant naissance à un système de failles héritées de la formation des grabens rhénan et bressan. L'autre est typiquement Jurasienne de direction SE-NW et donne naissance aux structures qui sont propres aux Jura (plis et chevauchements).

Les différentes parties du Jura réagissent différemment à la phase SE-NW en fonction de leur préstructuration.

Des ensembles de couverture rigide se déplacent sur les évaporites du Trias lorsque la poussée alpine intervient à la fin du Miocène. La direction du déplacement est SE-NW, parallèlement à la contrainte. Ces ensembles coulisent le long d'anciennes failles N-S qui ont alors un jeu décrochant sénestre. Ils se déforment à leurs limites Nord, sous forme de plis chevauchants dont les rampes s'initient à partir des failles pré-existantes d'orientation WSW-ENE.

## Remerciements

J'aimerais remercier ici, M.J.P. Schaer qui est à l'origine de ce travail, M.M. Burkhard et Mlle. A.M. Mayerat pour leurs nombreux conseils et leur aide précieuse, M.M. Magranville pour les nombreuses lames minces qu'il a eu l'amabilité de bien vouloir préparer. Ce travail a pu être réalisé grâce au soutien financier du Fonds national Suisse (requêtes n° 2-4.816 et 2-5.454) et de l'Université de Neuchâtel, je leur témoigne ma gratitude.

## BIBLIOGRAPHIE

- ABORNER, L. 1975: Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in central Europe. *Tectonophysics* 29, 233-249.
- ANGELIER, J. & BERGERAT, F. 1983: Systèmes de contrainte et extension intracontinentale. *Bull. Cent. Rech. Explor. prod. Elf Aquitaine* 7/1, 137-147.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. France* (7), 11/6, 1309-1318.
- ARTHAUD, F. & MATTAUER, M. 1969: Exemples de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante. *Bull. Soc. géol. France* (7), 11, 738-744.
- 1972: Sur l'origine tectonique de certains joints stylolitiques parallèles à la stratification; leur relation avec une phase de distension (exemple du Languedoc). *Bull. Soc. géol. France* (7), 14, 12-17.

- AUBERT, D. 1934: Le chevauchement de la Dent de Vaulion. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 58/235, 204–208.
- 1953: La tectonique du Mont d'Or (Jura vaudois) et le décrochement de Vallorbe-Pontarlier. *Eclogae géol. Helv.* 46/2, 175–186.
- 1959: Le décrochement de Pontarlier et l'orogénèse du Jura. *Mém. soc. vaudoise des sci. nat.* 12/4, n° 76, 93–152.
- 1972: Le lapié fossile des Verrières (Doubs). *Ann. sci. Univ. Besançon*, (3), 17, 85–88.
- BECKER, A. 1989: Detached neotectonic stress field in the northern Jura mountains, Switzerland. *Geol. Rdsch.* 78/2, 459–475.
- BERGERAT, F. 1977: Le rôle des décrochements dans les liaisons tectoniques entre le fossé de la Saône et le fossé rhénan. *C.R. Soc. géol. France* 4, 195–199.
- 1983: Paléocontraintes et évolution tectonique paléogène du fossé rhénan. *C.R. Acad. Sci. Paris* (2), 297, 77–80.
- 1985: Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme européenne. *Mém. Sci. Terre Univ. Paris* 6, 85–07. Thèse inédit.
- BLES, J.L., BONJOLY, C., CASTAING, C. & GROS, Y. 1989: Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate): comparison with geodynamic data. *Tectonophysics* 169, 79–111.
- BUXTORF, A. 1907: Zur Tektonik des Kettenjura. *Ber. Versamml. oberrh. geol. Ver.*, 30./40. Versammlung, 1906/7, 29–38; Stuttgart.
- CAIRE, A. 1963: Problèmes de tectonique et de morphologie jurassiennes. *Livre Mém. Prof. P. Fallot. Mém. h.s. soc. géol. France* 2, 105–158.
- CHAUVE, P. 1975: Jura. Guides géologiques régionaux. Masson éd. Paris.
- CHAUVE, P., ENAY, R., FLUCK, P. & SITTLER, C. 1980: L'Est de la France (Vosges, Fossé Rhénan, Bresse, Jura ...) *Ann. sci. Univ. Besançon, Géologie*, (4), 1, 3–80.
- CONTINI, D. & THEOBALD, N. 1974: Relations entre le fossé Rhénan et le Fossé de la Saône. In: *Approches to taphrogenesis. Inter. Union commission on Geodynamics, Stuttgart (RFA). Sci. Rep.* 8, 310–321.
- DROXLER, A. & SCHAEER, J.P. 1979: Déformation cataclastique plastique lors du plissement sous faible couverture, de strates calcaires. *Eclogae geol. Helv.* 72/2, 551–570.
- GROSHONG, R.H. JR. 1972: Strain calculated from twinning in calcite. *Bull. geol. Soc. Am.* 83, 2025–2038.
- ILLIES, J.H. & GREINER, G. 1979: Holocene movements and state of stress in the Rhine graben rift system. *Tectonophysics* 52, 349–359.
- KIRALY, L. & MEIA, J. 1964: Observations tectoniques dans une carrière de Chaumont (Jura neuchâtelois, Suisse). *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 90, 277–290.
- LAUBSCHER, H.P. 1961: Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung. *Eclogae geol. Helv.* 55/1, 1–22.
- 1972: Some overall aspects of Jura dynamics. *Amer. J. Sci.* 272, 293–304.
- 1973: Jura Mountains. In: *Gravity and Tectonics*. (Ed. by DE JONG, KEES, A. & SCHOLTEN, R.). 217–227, London.
- 1976: Geometrical adjustments during rotation of Jura Fold Limb. *Tectonophysics* 36, 347–365.
- 1979: Elements of Jura kinematics and dynamics. *Eclogae geol. Helv.* 72/2, 467–483.
- LAUBSCHER, H.P., THEOBALD, N. & WITTMANN, O. 1967: Le prolongement Sud du Fossé Rhénan. *Abh. geol. Landesamt Baden-Württemberg.* 6, 59–66.
- PIFFNER, O.A. & BURKHARD, M. 1987: Determination of paleo-stress axes orientations from fault, twin and earthquake data. *Ann. Tectonicae.* 1/1, 48–57.
- PLESSMANN, W. 1972: Horizontal-Stylolithen im französisch-schweizerischen Tafel- und Faltenjura und ihre Einpassung in den regionalen Rahmen. *Geol. Rdsch.* 61, 332–347.
- ROWE, K.J. & RUTTER, E.H. (in press): Paleostress estimation using calcite twinning: experimental calibration and application to nature. *J. struc. Geol.* (in press).
- SCHAEER, J.P., BURKHARD, M., TSCHANZ, X., GUBLER, E. & MATHIER, J.F. 1990: Morphologie, contraintes et déformations dans le Jura central externe. *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 113, 1–12.
- SOPENA, J.P. & SOULAS, J.P. 1973: Etudes micromécaniques dans le Jura. Déformations des calcaires sous contrainte tectonique; essai d'interprétations et de corrélations des résultats pour l'ensemble de la chaîne. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Besançon, et *Ann. Sci. Univ. Besançon*, (3), 19 bis, 203–207.

*Publication n° 2*

# Deformation associated with folding above frontal and oblique ramps around the rhomb shaped Val-de-Ruz basin (Jura Mountains)

X. TSCHANZ \* - A. SOMMARUGA \*,\*\*

## Abstract

The Val-de-Ruz in the Neuchâtel Jura (Switzerland) forms a conspicuous rhomb shaped basin bordered by anticlines trending WSW-ENE and SSW-NNE. Anticlines appear to be related with NNW vergent thrusts of at least kilometric throw. Relatively sharp bends of up to 35° in the map scale fold axes trends give rise to a rhomb shaped basin. Detailed structural studies within the differently oriented portions of these anticlines show that WSW-ENE trending anticlines formed as cylindrical folds whereas the SSW-NNE trending anticlines are non-cylindrical, with important discrepancies of up to 30° in the map scale fold axes directions. This is interpreted as folding above frontal and oblique ramps respectively, with an overall transport direction to the NNW (335°). This interpretation is corroborated by the direction of paleostress axes determined from fault/slickenside pairs as well as twin strain analyses. Local maximum compression directions are invariably NNW-SSE to NW-SE oriented regardless of the position within the rhomb shaped structure. Major N-S trending sinistral strike slip faults coincide with bends in fold axis direction. Strike slip faults have a protracted history: they seem to be inherited fracture zones related to the opening of the Oligocene Rhein-Bresse-graben. Such fracture zones seem to have predetermined the position of oblique and/or lateral ramps, thereby leading to complex, large scale interference patterns during late Miocene Jura folding. Fault/slickenside analyses from the vicinity of strike slip faults indicate that these were active till after the major folding phase, since sub-horizontal striations are frequently found on faults cross-cutting vertical bedding planes. Directions of paleo-stress axes for the past 10 M.a. are indistinguishable from present day maximum horizontal stress directions.

## INTRODUCTION

The Jura is generally considered as a typical foreland fold and thrust belt, representing the most external, late Miocene deformation zone of the northwestern Alps (BUXTORF 1907; LAUBSCHER 1961, 1972, 1973). In the central, internal part of the Jura, north of Neuchâtel, the Val-de-Ruz basin shows a particular rhomb-shaped structure defined by anticlines with fold-axis orientations varying from 35° to 65° and enclosing a box shaped «syncline» or, rather a sub-tabular area (*figs. 1 and 2*). Surface geology and topographic relief in this part of the Jura are dominated by Late Jurassic (Malm-) limestones, a competent layer of up to 400 m thickness. Middle Jurassic (Dogger) crops out within broken parts of the northern anticlines whereas the central part of Val-de-Ruz is filled with Cretaceous marls and carbonates together with Oligocene to Miocene Molasse, both mostly covered by a thick veneer of Quaternary. Anticlines bordering the Val-de-Ruz show important variations in their trend. Relatively sharp bends apparently occur at the intersection with N-S oriented sinistral strike-slip faults.

Two fundamentally different hypotheses have been put forward to explain the Jura arc in general and the relations between strike-slip faults and folds in particular. On the one hand, PAVONI (1961) and WEGMANN (1963) interpret the Jura fold belt as essentially composed of «wrench folds», formed above strike slip faults

\* Institut de Géologie, Rue Emile Argand 11, CH-2007 Neuchâtel.

\*\* Present address: Rice University, Department of Geology & Geophysics, P.O. Box 1892, Houston TX 77251, U.S.A.

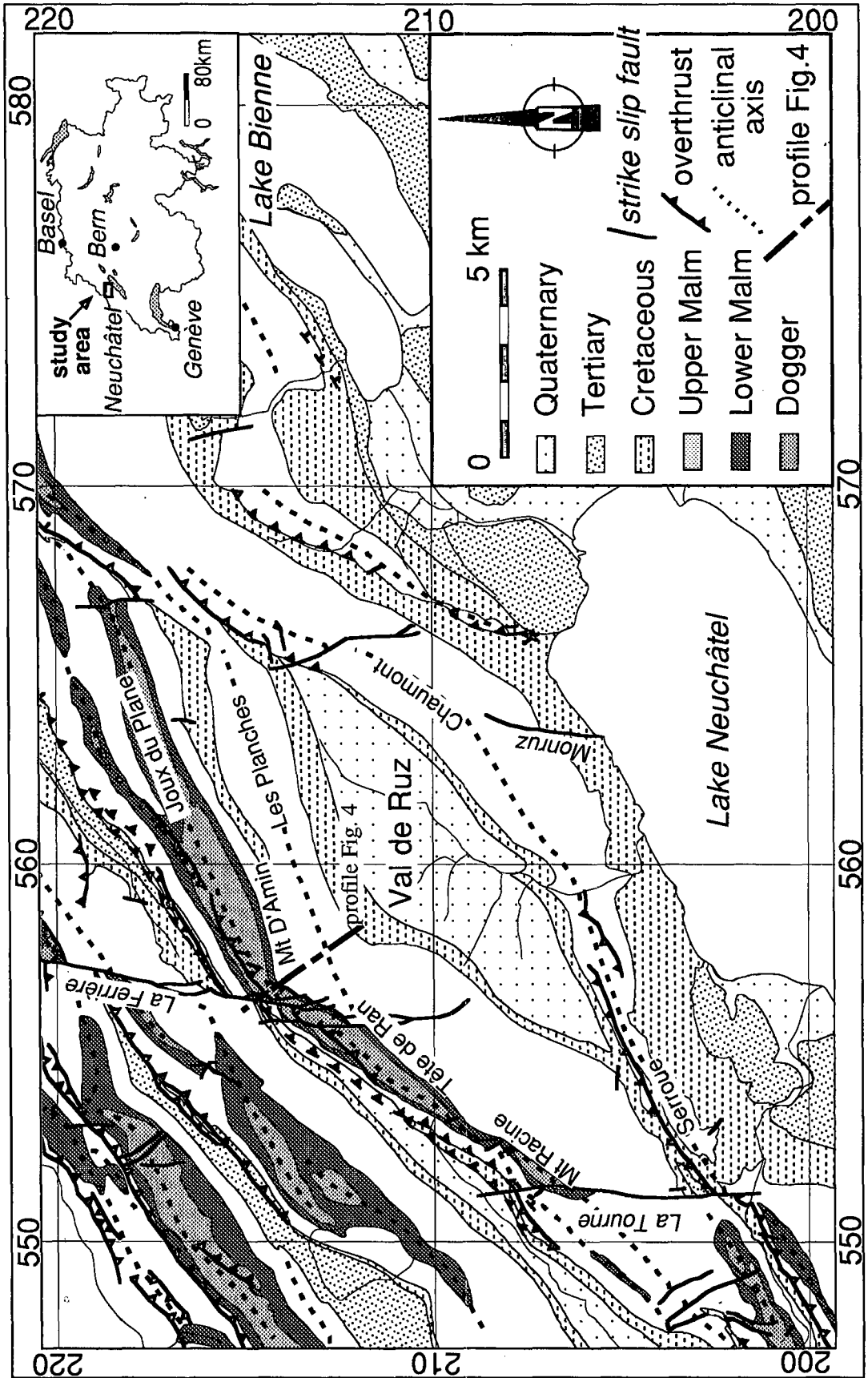


Fig. 1 - General situation of Val-de-Ruz, according to geologic map 1:25,000 Val-de-Ruz (Bourquinn et al. 1968). The thick line is the cross-section trace of fig. 4.

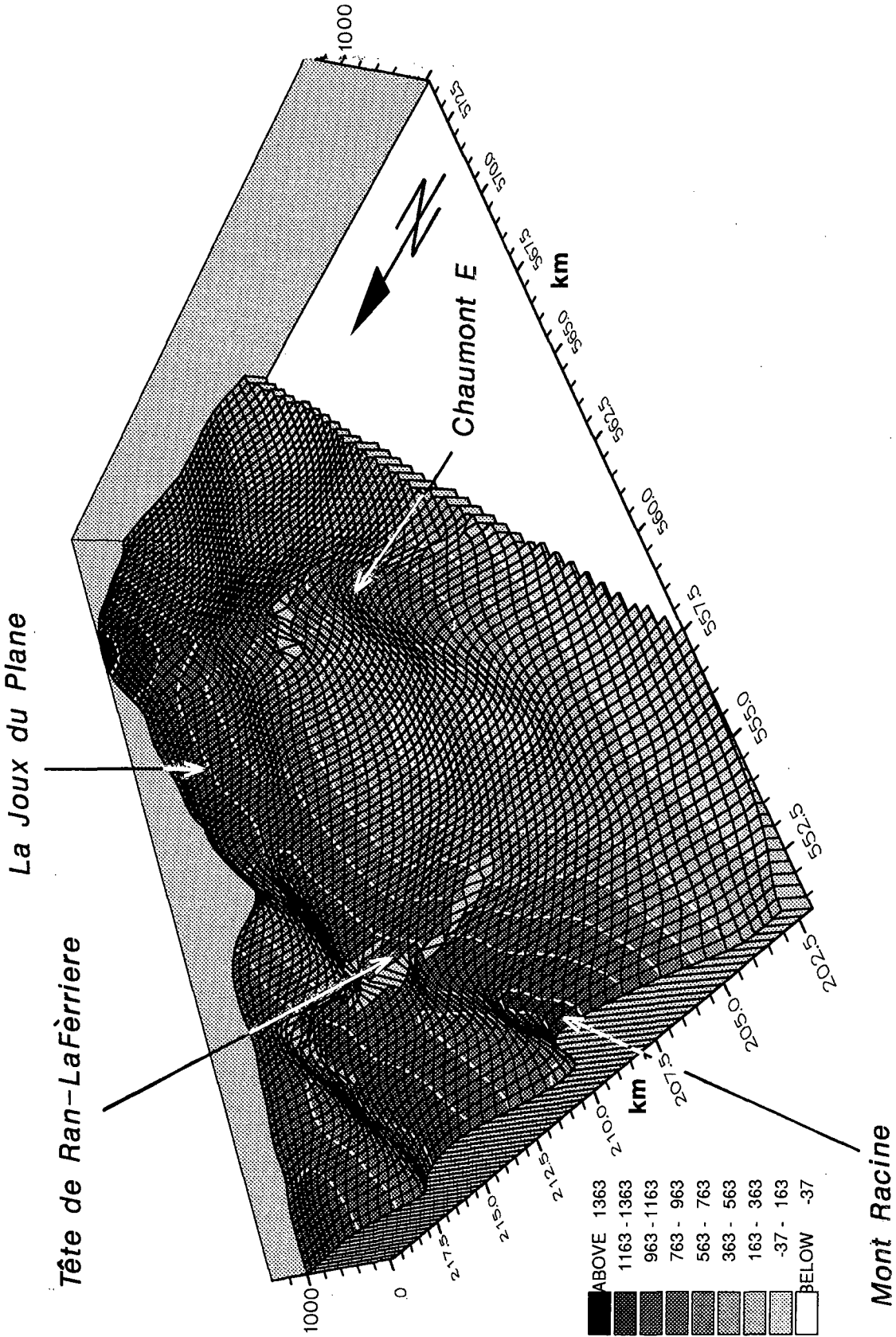


Fig. 2. Three-dimensional view of structural contour map representing the base of the stiff Malm layer (top Argovian) in the Val-de-Ruz area (data from KIRALY 1969). Vertical axes in metres above sea-level, horizontal axes in kilometres, with reference to the Swiss coordinate system, compare fig. 1.

rooting deep within the underlying crystalline basement. In this «autochthonous» interpretation, Jura folding would have resulted from horizontal shortening oblique to the general fold axes trend. As a consequence, this model predicts essentially subhorizontal stretching directions, parallel to the fold axes. On the other hand, the majority of authors agree with BUXTORF (1907) and LAUBSCHER (1961, 1965, 1973) who interpret the Jura as a typical foreland fold and thrust belt, resulting from a distant push from behind (by the Alps), transmitted through Mesozoic and Tertiary strata of the Molasse basin. This model assumes a continuous, slightly SSE-dipping smooth basal décollement horizon within Triassic evaporites. Strike slip faults in this model are interpreted as the result of some minor stretching parallel to the chain, necessary to explain the overall arcuate shape of the Jura (HEIM 1915; LAUBSCHER 1972; BURKHARD 1990).

In this paper we present a detailed structural analysis. Deformations are examined at different scales in an attempt to constrain various possible models for the formation of the conspicuous rhomb-shaped Val-de-Ruz structure. First, map scale fold axes directions are compared with bedding orientations measured at the outcrop scale. Second, fault/slickenside analyses have been undertaken in a series of stations covering the entire structure in order to define local compression- and extension directions in comparison to the map- and local-scale fold axes trends. Third, calcite twinning strain analyses were made to determine the orientation of deformation axes at the sample scale. This combination of methods permits a comparison of the different methods and the identification of local and regional scale stress/strain axes directions.

#### STRAIN/PALEO-STRESS AXES DIRECTIONS: METHODS

Three different, complementary methods have been used to assess variations in strain axes directions at different scales: 1) Map scale fold axes trends are compared with those determined from strike and dip measurements (and their stereographic statistical treatment) from well defined areas. 2) Kinematic analysis of

fault/slickenside pairs permits to determine local maximum shortening and stretching directions as defined by the common small scale faults. 3) At an even smaller scale, calcite twin strain analyses permit to determine directions and magnitudes of the very small crystal plastic component of the strain.

Each of these methods is associated with a different scale of observation: fold axes are often intuitively taken as large scale indicators of transport direction (which is expected to lie at  $90^\circ$  or at least at a relatively high angle to the fold axes). In the case of the Val-de-Ruz, fold axes making angles of more than  $30^\circ$  with each other would indicate highly divergent transport directions and unfolding of this structure clearly causes space problems in the bends. Alternatively, folds may have formed as wrench folds oblique to the transport direction (and to the regional maximum shortening direction). In this case, however, the fold geometry is expected to deviate from cylindrical, and fold-axis parallel stretching as well as oblique layer-parallel slip lines are expected (e.g. GAMOND & ODONNE 1984). By comparing map scale fold axes trends with bedding strike and dip measurements (containing the local scale fold axes) and small scale structures (fault/slickenside pairs, twins) we expected to be able to distinguish local from large scale shortening directions and thereby to constrain the overall transport direction.

There is no agreement regarding transport directions in various parts of the Jura arc (see discussion in BURKHARD 1990). Map scale fold axes trends within the Jura define an arc of almost  $90^\circ$  from E-W in the eastern part to N-S in the SW. This virgation occurs over a horizontal distance of about 250 km, a scale which prohibits detailed analyses of the entire structure. Smaller scale curvatures, however, are present within the Jura arc itself as for instance in the Val-de-Ruz. A better understanding of the mode of formation of such structures may help to elucidate the formation of the entire Jura arc.

#### *Map scale vs. local scale folds axes directions*

At the map scale, anticlines (and synclines) are the most obvious expression of a generally NW-SE directed shortening of the sedimentary cover in the central Jura. In the case of the

rhomb-shaped Val-de-Ruz basin, anticlinal axes are well defined by steeply dipping fore- and back-limbs, whereas the enclosed «Val-de-Ruz syncline» has a flat bottom. The direction of map scale anticlines was determined from the geological maps of Neuchâtel and Val-de-Ruz at a 1:25,000 scale (BOURQUIN et al. 1968; FREI et al. 1974) and a compiled structural contour map (KIRALY 1969). A compilation of thousands of strike and dip data (bedding planes) was made from a series of unpublished 1:5,000 maps, deposited at the Geology department of Neuchâtel University (e.g. SCHAER 1956; BAER 1959). These data, processed individually for well defined sectors, were plotted on stereograms in order to determine «best fit» local fold axis with statistical methods using STEREO PLOT (MANCKTELOW 1989). The two different fold axes directions (map scale and local scale) were compared in order to detect deviations.

#### *Fault/slickenside analyses*

Small scale (cm to dm offsets), striated faults are present almost everywhere in limestones of the folded Jura and most outcrops permit the measurement of a sufficient number (>20) of fault/slickenside pairs for statistical determination of «paleo-stress» or strain axes directions. Kinematic analysis of fault/slickenside pairs was conducted according to ANGELIER & MECHLER's (1977) right dihedral method using program FAULTDYN (PFIFFNER & BURKHARD 1987). In this method, each fault/slickenside pair is associated with two right dihedral (compression- and extension) separated by the fault plane and a perpendicular, auxiliary plane respectively. Compression (and extension) dihedral of all analysed faults are graphically superimposed on a stereogram and contoured: the highest density of compression (or extension) area defines a locus of a compression (or extension) direction which is compatible with a maximum number of measured faults. This is a rapid, robust method of stress/strain axes determination (ANGELIER & MECHLER 1977; WILL & POWELL 1991). In the case of a good compatibility between the different faults measured, the most likely orientation of the tectonic paleostress axes and an estimation of the strain type (constrictional, plane strain or oblate) are obtained.

#### *Calcite twin strain*

Twinning is a particular intracrystalline deformation mechanism, taking place at low temperature and low shear stress within coarse grained calcite. In a single crystal, twinning corresponds to a microscopic simple shear zone with a crystallographically well defined shear plane  $e$  (0112) and unique shear sense  $g$ . These characteristics are directly comparable to fault/slickenside pairs augmented with an information about the absolute displacement. This permits the use of twins as stress and/or strain gage (GROSHONG 1972, 1974; SPANG 1972; PFIFFNER & BURKHARD 1987). GROSHONG's (1972) method permits the complete determination of a strain ellipsoid whereas other methods are limited to the determination of strain (or stress) axes orientations. GROSHONG's method calculates the strain intensity from the number and thickness of twins; it calculates a percentage of incompatible twins. These so called Negative Expected Values (N.E.V.) are a valuable indicator for the quality (homogeneity) of the twinning strain analysis. PFIFFNER & BURKHARD (1987) applied the ANGELIER & MECHLER (1977) right dihedral method to calcite twins. Most probable orientations for compression and extension axes are determined using the same technique as for fault/slickenside pairs - furthermore, the maximum number of mutually compatible twins (not necessarily the same as N.E.V.) is determined and permits the identification of superposed, complicate deformation histories.

Twinning strain analyses are preferentially applied to mildly deformed limestones at very low temperatures (<200° C) where twinning seems to be the only intracrystalline deformation mechanism. Twinning deformation is recorded from areas where virtually no other deformation features exist (LACOMBE et al. 1990; LACOMBE & LAURENT 1992; BURKHARD 1993). At very low temperatures, ongoing twinning deformation is expected to lead to strain hardening and above a few percent shortening, bulk deformation has to proceed by other mechanisms e.g. fracturing, dissolution-crystallisation etc. (GROSHONG 1988; BURKHARD 1993). Twinning strain analyses permit to record very small strains that are traditionally interpreted as representing paleo-stress directions.

## RESULTS

*Map scale deformation*

At a large scale, deformation around the Val-de-Ruz structure is characterized by large folds, thrusts and strike slip faults (*figs. 1 and 2*).

a) *Anticlines*

In the north-eastern part of the Val-de-Ruz, map scale and local scale fold axes directions are identical and rather constant over about 13 km from the Ferrière fault to the east. The directions are  $60^\circ$  for Joux du Plane and  $70^\circ$  for Les Planches anticlines respectively (*fig. 3*). West of the Ferrière fault, a major change in direction of apparently the same anticlines is observed. The Mont Racine and Tête de Ran anticlines constitute the NW border of the Val-de-Ruz basin. The calculated local fold axes orientations are  $212^\circ$  for Mont Racine,  $223^\circ$  for Tête de Ran and  $233^\circ$  for an area inbetween the Tête de Ran and Ferrière faults. Calculated (local) fold axis plunges are only 8, 2 and  $0^\circ$  respectively. The calculated orientations differ systematically by about  $10^\circ$  in a clockwise sense from the map scale direction.

To the south and south-east, the Val-de-Ruz basin is bordered by the Serroue-Chaumont anticline. This anticline forms a pronounced «dog leg» with map scale fold axes varying from  $240^\circ$  in its western to  $205^\circ$  in its eastern part. Calculated local fold axes indicate a relatively constant direction of  $242^\circ$  at both extremities with axial plunges of  $5^\circ$  to  $13^\circ$  to the SSW and WSW respectively.

In summary, map scale bends of about  $20^\circ$  to  $30^\circ$ , defined by major anticlines bordering the Val-de-Ruz are not as pronounced in the calculated local fold axes. SSW-NNE oriented segments of these anticlines show important discrepancies of  $10^\circ$  to  $30^\circ$  between local and map scale fold axes directions. The map scale fold axes are invariably offset in an anti-clockwise sense with respect to the local axes.

b) *Thrust faults*

Anticlines bordering the Val-de-Ruz are limited toward the NW by thrust faults. In most places, however, important Quaternary cover

obscures the critical relationships. Accordingly, most classical cross sections through the Jura (e.g. SUTER & LÜTHI 1969) ignore or grossly underestimate the importance of such thrust faults. Balancing cross sections in the Jura requires thrusts with considerable displacement hidden below anticlines (e.g. LAUBSCHER 1961). In recent literature, Jura folds are therefore often interpreted as fault bend folds (or broken through fault propagation folds) rather than lift-off (detachment-) folds as is implicitly the case in many of the classic profiles (see discussion in BITTERLI 1990).

Kilometric thrusts to the NW have been known for some time in the Jura, e.g. in the Risoux section (AUBERT 1971; BITTERLI 1972). Recent reflection seismic profiles through the eastern Jura (LAUBSCHER 1985; SPRECHER & MÜLLER 1986) have confirmed this style which is probably representative for the entire Jura chain. In the study area the most important thrusts are located at the northern borders of the Chaumont and Joux du Plane anticlines (*fig. 1*). Locally thrust faults have been identified by magnetotelluric investigations (SCHNEGG et al. 1983) which revealed the presence of low resistivity Tertiary sediments below high resistivity Malm limestones cropping out at the surface. In a few places, back-thrusts with top to the SE movement sense occur e.g. in the upper part of Chaumont anticline at la Cernia (KIRALY & MEIA 1964). The throw of the latter is decametric to hectometric and might accommodate an early, layer parallel shortening preceding folding (compare with PFIFFNER 1990).

c) *Strike slip faults*

Three major, N-S oriented strike slip faults are found within the study area (*fig. 1*): (1) La Tourne fault in the western sector, (2) La Ferrière fault network in the northern and central part of the study area, (3) Monruz fault in the south-east. All these faults have apparent sinistral offsets of a few hundred metres and their traces can be followed over several kilometers. Minor conjugate dextral faults oriented  $120^\circ$  are associated.

In addition to these large, map scale strike slip faults, an important number of minor, N-S oriented strike slip faults seem to be present in many areas of the central Jura (e.g. LLOYD

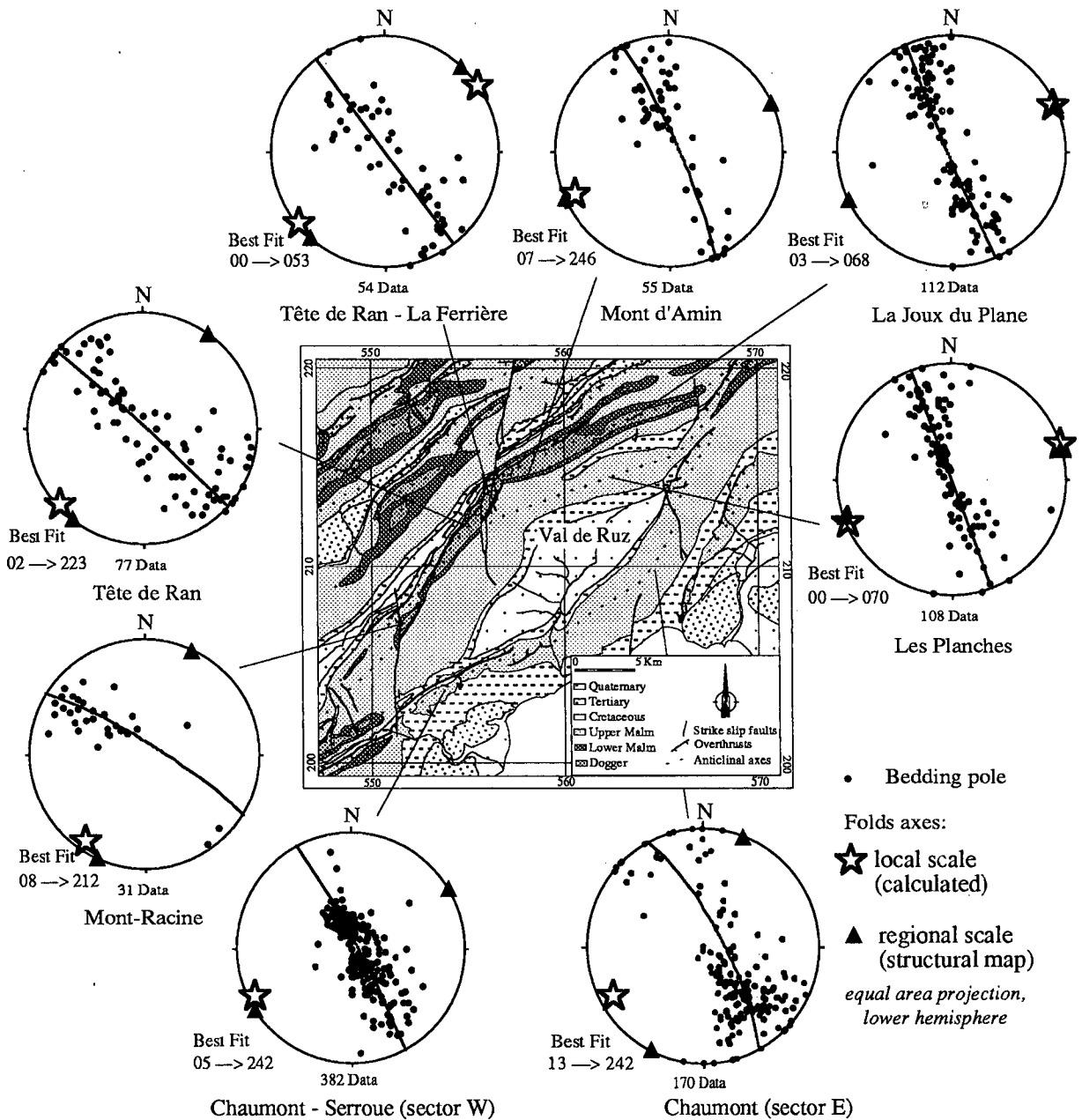


Fig. 3 - Local and Regional scale Fold axes trends are compared for different major anticlines bordering the Val-de-Ruz. Local fold axes trends are determined using the pole to «best fit great circle» as calculated with STEREO PLOT program (MANCKTELOW 1989). Regional Fold axes are determined from structural contour maps. Equal area projections, lower hemisphere.

1964). These minor faults have a less important throw (on the metre scale), crosscut anticlines, but they are too small to appear on geologic maps (fig. 1). The poor outcrop quality in many parts of the Jura usually prohibits the direct observation of the effect of such minor structures on geologic limits. Many steep forelimbs,

however, in particular those of NNE-SSW oriented anticlines (e.g. Chaumont-Chasseral) display very marked discrepancies between measurable strike orientation and map-scale trends of stratigraphic limits. This is particularly pronounced for the «Kimmeridgian-Portlandian» boundary in the northern limb of Chau-

mont anticline where the discrepancy is 25 to 30°. This discrepancy is most easily explained as an effect of closely spaced N-S oriented sinistral strike slip faults with small throws on the metre scale.

N-S oriented strike slip faults are a widespread feature in the Jura arc and generally interpreted as an inherited feature related to the Oligocene opening of the Rhein-Bresse Graben system (e.g. ILLIES 1981; ELMOHANDES 1981; BERGERAT 1987). AUBERT (1972) could indeed identify N-S oriented karst crevasses with Oligocene Molasse infill in the Pontarlier region. Accordingly, AUBERT (1972) postulated an Oligocene age for these N-S trending structures without being specific about their tectonic significance. In many places, fold geometry varies quite dramatically across major strike slip faults and structures on either side cannot be matched (examples: Pontarlier, la Ferrière). This indicates that some differential movement along these faults occurred during folding. Although offsets of geologic limits appear to be mostly sinistral on the map scale, there is no objective way to determine absolute displacements along these strike-slip faults because folding occurred at least partly syn-faulting.

Fault/slickenslide analyses from the vicinity of large strike slip zones indicate systematically subhorizontal movement directions despite variable bedding orientations. Horizontal striations on vertical fold limbs are frequently observed and clearly indicate that some fault motion post-dates folding.

In summary, N-S oriented strike slip faults in the Jura have a protracted history. Their N-S trend is probably inherited from East-West oriented Oligocene extension or trans-tension related with the opening of the Rhine-Bresse-graben system (e.g. BERGERAT 1987). During Miocene folding/thrusting of the Jura, preexisting faults and joints represented major anisotropies within the Mesozoic «layer-cake» and were reactivated during and after folding and played an important role in localizing bends and discontinuities in folds during shortening deformation. The N-S orientation of preexisting faults and joints thereby provoked a reactivation with sinistral strike slip deformation, compatible with the overall N to NW directed Alpine push (LAUBSCHER 1972).

### *Deformation at the outcrop scale*

#### *a) Localization and intensity of the deformation in an anticline*

The construction of a pilot tunnel below La Vue des Alpes permitted subsurface observations in a continuous profile across the Les Planches and La Joux du Plane anticlines oriented sub-perpendicular to its axis (fig. 4). The fresh outcrops in the drilled tunnel enabled detailed observations on deformation style and intensity. Rocks within this tunnel display surprisingly few deformation features. Vein volumes generally represent less than ca. 0.5% of the rock and very few tectonic stylolites. More intense deformations occur only within sharp kink zones. These are characterized by an increased number of seemingly chaotic calcite veins, representing in places up to about 5% of the total rock volume. Locally, reverse and normal faults with a decimetric throw were identified.

Metre scale (offset) strike-slip faults are associated with the southeastern kink zone (compare fig. 4), a sharp hinge where dips change abruptly from 10° to 60°. In the central part of the anticline a great number of reverse faults are responsible for a «pop up» of the core of the anticline. In the flat part of the anticline (plateau of Les Loges), deformations are very weak with only widely spaced tectonic stylolites and some sparse N-S and WNW-ESE striking vertical fractures and a single reverse fault with decametric throw. On the subvertical SE limb, the only discernible deformations are bedding parallel slip surfaces with reverse movement and N-S and WNW-ESE oriented vertical strike slip faults. Even in this vertical orientation, the internal deformation of the beds appears to be very weak and calcite veins are sparse (<1%). The NW steep limb, however, is more intensely fractured, even brecciated in places. This deformation could be related either with the formation of the steep forelimb of a fault-propagation fold or, alternatively, could be due to the proximity of La Ferrière strike slip fault.

#### *b) Fault kinematic analysis*

Kinematic analyses of fault/slickenslide pairs were conducted systematically in the vicinity of

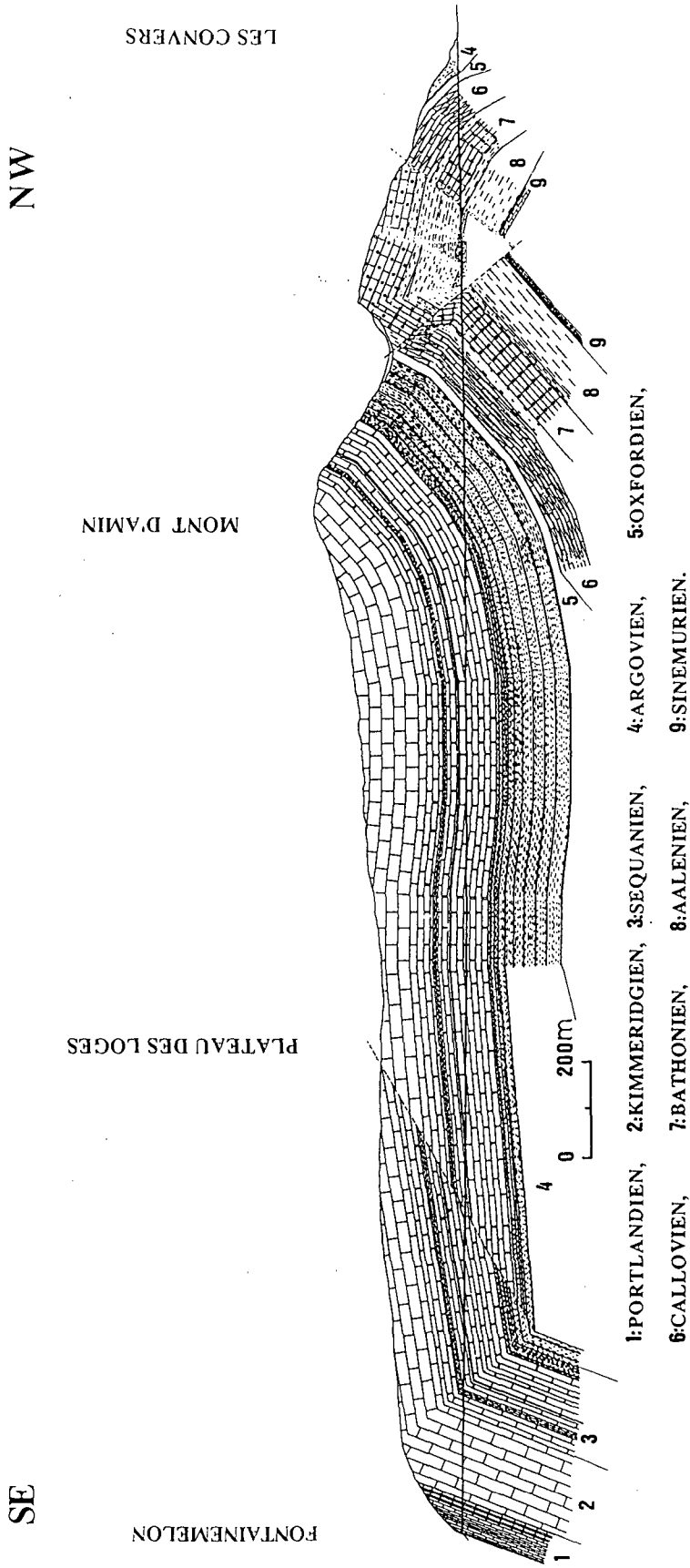


Fig. 4 - Cross section through Les Planches and La Joux du Plane anticlines between Fontainemelon village and Convers (compare fig. 1). Observations and dip measurements from a pilot gallery of La Vue des Alpes tunnel are combined with surface data.

large strike slip faults and on the limbs of the large anticlines around Val-de-Ruz (*fig. 5*). These observations enabled us to identify local maximum compression and extension directions and therefore to distinguish zones with a predominance of either reverse faulting, strike slip faulting and/or combinations of the two. No area with predominant extensional deformation (normal faults) could be identified.

Compression directions are subhorizontal throughout the study area with a fairly constant NW-SE orientation between 130 to 140° (*fig. 5* and *Table 1*). Analyses from the vicinity of large strike slip faults have a slightly different orientation (150° to 170°) maybe due to a deflection of  $\sigma_1$  close to these faults as will be discussed in the following section.

Extension directions are mostly subhorizontal, indicating SE-NW (to E-W), fold axes parallel stretching. In some cases, subvertical stretching occurs. Surprisingly, this latter type of deformation, expected for cylindrical folding with maximum shortening perpendicular to the fold axes and subvertical extension is found only in «undisturbed» limbs of «frontal» folds in the NE and SE of the Val-de-Ruz. «Well behaved» folds with vertical extension direction have been described by PFIFFNER (1990) from the ENE-WSW oriented St. Sulpice anticline some 35 km west of the study area.

TABLE 1 - Fault slickenside pair analyses (PFIFFNER & BURKHARD 1987 technique).

N°	Nb	Max	% Incp	Type	P area
1	15	15	0	strike-slip	NNW-SSE
2	29	28	4	composite	NNW-SSE
3	36	30	17	composite	NNW-SSE
4	24	24	0	strike-slip	NW-SE
5	24	22	8	reverse	NW-SE
6	29	25	14	strike-slip	NNW-SSE
7	19	19	0	strike-slip	NW-SE
8	31	30	3	strike-slip	NNW-SSE
9	20	19	5	composite	NNW-SSE
10	24	23	4	strike-slip	NNW-SSE
11	12	12	0	reverse	NNW-SSE
12	20	18	10	reverse	NW-SE
13	10	10	0	strike-slip	NW-SE

N°.: Station number (compare *fig. 5*). Nb.: number of measured fault slickenside pairs. Max.: maximum number of mutually compatible fault planes. %Incp.: percentage of incompatible fault planes. Type: interpretation of the predominant type of fault deformation. P area: maximum horizontal compression lies in the indicated approximate direction.

### Twinning strain

The most appropriate rock types for twinning strain analyses are found within bioclastic, coarse grained Dogger limestones. The micritic matrix of the predominant Malm limestones is too finegrained for twinning to occur and strain analyses are restricted to rare sparry intraclasts, fossil remnants (e.g. crinoid stems, shells), vugs and vein fillings.

Twinning strain analyses have been performed at seven localities from different sites around the Val-de-Ruz (*figs. 6* and *7*). All samples show a close compliance of the compression axis Z ( $\sigma_1$ ) as determined with different twinning strain analysis techniques (SPANG 1972; GROSHONG 1972; PFIFFNER & BURKHARD 1987; *Table 2*). The orientation of the X and Y axes, however, are less well constrained and may be mutually reversed or quite different according to different techniques (compare samples No. 1 and 3). Differences in the results are related to the methods applied and their way of weighting the input data: the SPANG (1972) method weights the number of twin lamellae in each grain, the GROSHONG (1972) method weights the total width of twinned material in each grain whereas the PFIFFNER & BURKHARD (1987) technique does not perform any weighting of twinning incidence.

Calcite twin strain analyses revealed small intracrystalline deformations on the order of 1 to 4% shortening ( $\epsilon_3$ ). Shortening axes (Z) are generally oriented from NW-SE to N-S (*figs. 6* and *7*) in accordance with the trend of folds in the area and close to orientations determined by fault/slickenside pairs. The Z axis lies invariably within or close to the bedding plane and at a high angle (70 to 90°) to the local fold axis trend (*fig. 6*). These data are interpreted to reflect initial stages of layer parallel shortening, preceding fold amplification. Stretching directions (X) are variably oriented (*fig. 6*) and any combination of «inverse» and «strike slip faulting type» can be found. Moderate values of N.E.V., between 17% and 35% (*Table 2*), permit to consider the deformation as homogeneous and coaxial and to interpret the strain axes as corresponding to local paleo-stress directions.

All twins observed in this study are thin and straight (micro-) twins. In comparison with similar studies in Helvetic nappes (GROSHONG et

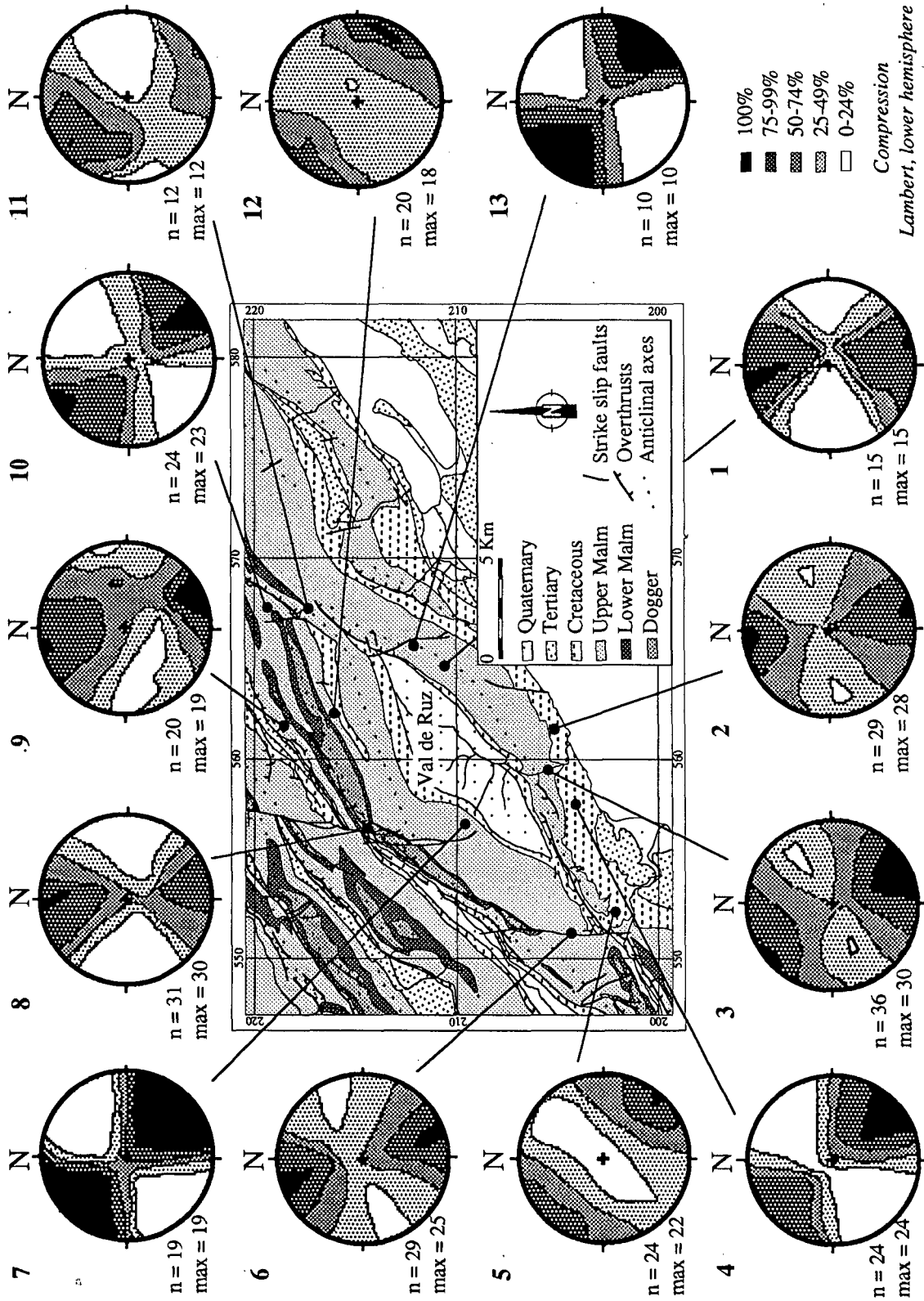


Fig. 5 - Kinematic analysis of fault/slickenside pairs, according to PRIFNER & BURKHARD (1987) and ALLMENDINGER et al. (1989) methods. Compression diagrams are centred for percentages of mutually compatible fault planes. Equal area projection, lower hemisphere; n = number of fault/slickenside pairs; max = maximum number of mutually compatible faults.

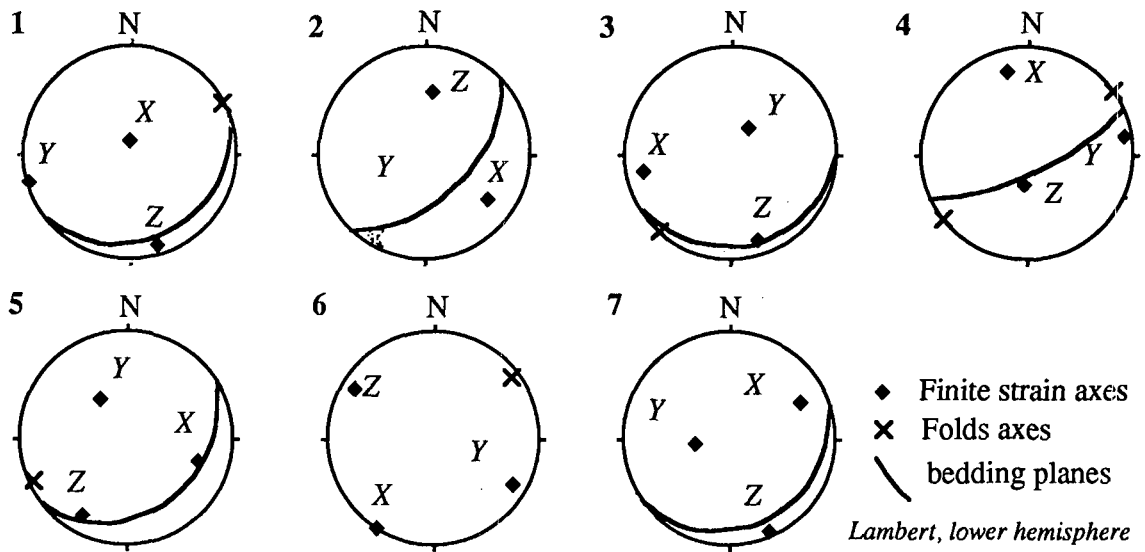


Fig. 6 - Twin strain analyses: stereograms represent X, Y, Z axes obtained with the SPANG (1972) method. Equal area projection, lower hemisphere.

al. 1984; BURKHARD 1986, 1993), Préalpes (MOSAR 1989), and Chaînes Subalpines (FERRILL 1991) these microstructures are indicative for small deformations at very low temperatures ( $\ll 150^\circ \text{C}$ ). Vitrinite reflectance data from the Aalenian black shales collected in drill holes near La Vue des Alpes revealed values between 0.3 and 0.4% Ro, indicating that the overlying Malm limestones certainly were deformed at less than ca.  $80^\circ \text{C}$  (AUBERT 1986 unpublished diploma thesis).

#### DISCUSSION

In the study area, the very large scale orientation of the Jura fold belt is WSW-ENE. This

direction corresponds to the predominant direction of major anticlines. However, significant local deviations from this orientation occur on the SE and NW side of the Val-de-Ruz where major anticlines have NNE-SSW orientations thereby including the rhomb shaped subtabular Val-de-Ruz area.

Local maximum compression axes as determined from fault/slickenside pairs and twin strain analyses are systematically oriented sub-perpendicular to the local fold axis trend, but major discrepancies exist between this general NW-SE compression direction and the map scale fold axes trends. The NNE-SSW oriented portions of the anticlines are therefore interpreted as oblique with respect to a supposed

TABLE 2 - Results of the calcite twin analyses.

N°	Nb	Spang			Groshong			Pffifner & Burkhard						
		X	Y	Z	X	Y	Z	$e_1(\%)$	$e_2(\%)$	$e_3(\%)$	NEV%	P	T	% Incp.
1	31	3/79	253/4	163/10	262/24	49/62	166/13	1.2	0.4	-1.5	35	138/08	350/72	12
2	64	126/27	238/36	8/42	110/16	215/42	5/44	2.8	1.2	-4.1	28	358/30	238/18	20
3	50	257/19	34/65	161/15	248/4	350/71	157/18	2.1	0.4	-2.4	22	154/18	255/14	18
4	57	345/22	79/9	188/66	4/26	272/3	177/64	2	1	-3.1	17	180/45	06/08	16
5	45	108/30	326/54	209/18	60/70	300/11	207/18	1.1	0.3	-1.4	20	206/20	103/25	13
6	43	212/1	121/15	302/15	47/3	290/84	137/5	0.9	0.02	-0.9	30	308/14	210/03	21
7	44	63/25	258/64	156/6	74/33	189/32	311/40	2.6	0	-2.6	34	330/06	64/15	20

N°: number of the sample (reference figs. 6 and 7). Nb: number of twins. X, Y, Z: finite strain axes directions according to SPANG (1972) and GROSHONG (1972) method. Stretches  $e_1$ ,  $e_2$ ,  $e_3$  are given in % of deformation. NEV: percentage of Negative Expected Values. Sigma 1, Sigma 3: compression and extension directions as determined with PFIFFNER & BURKHARD (1987) method.

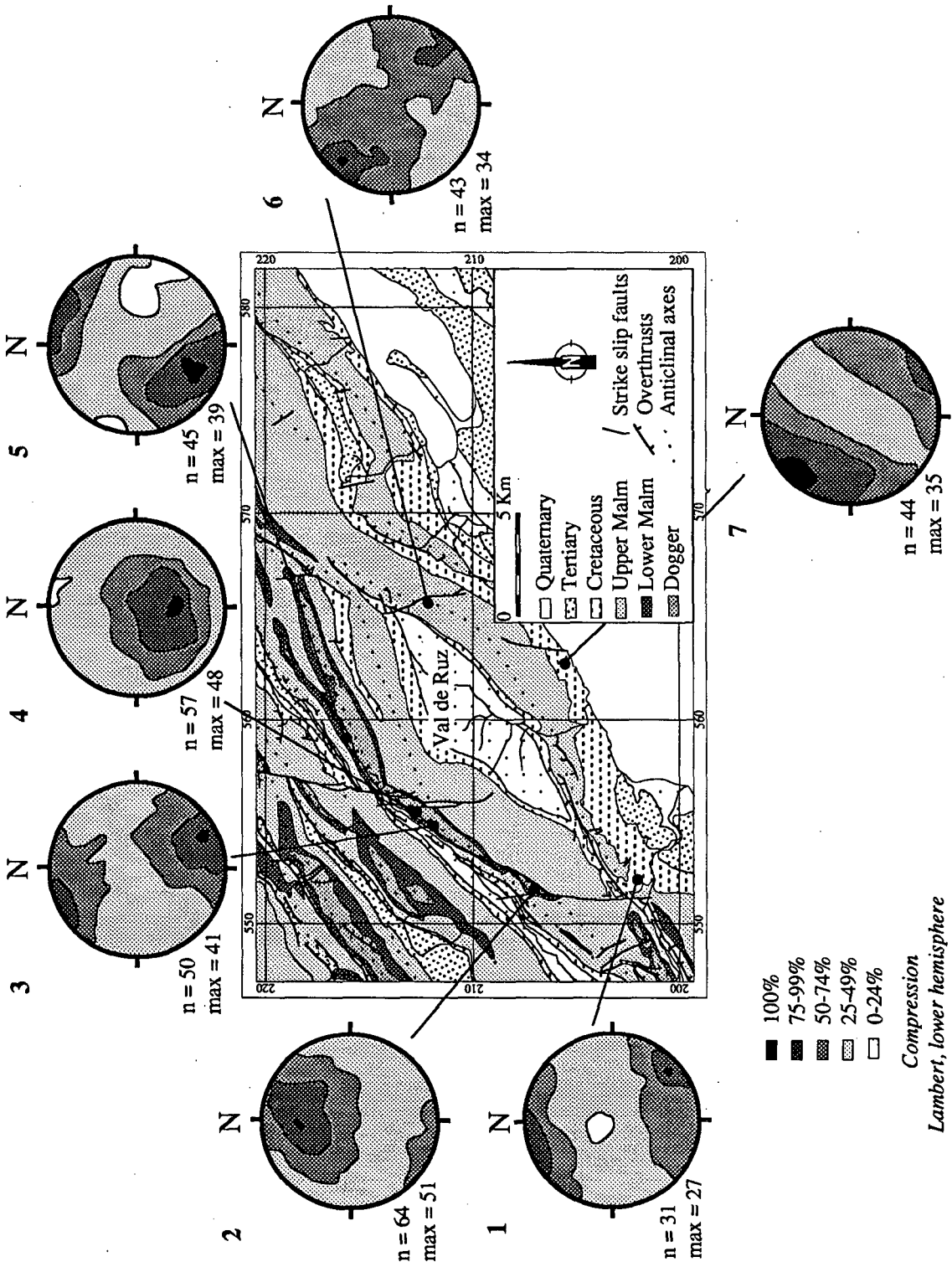


Fig. 7. Twin strain analyses: Compression diagrams obtained with PRIFNER & BURKHARD (1987) method. n = number of measured twins; max = maximum number of mutually compatible measures.

overall NNW directed transport direction (*fig. 9*). Transport directions are difficult to determine in fold belts where no direct access to the thrust planes exists. Intuitively, fold axes are traditionally interpreted as indicator for transport direction, notably because unfolding of folds with current rigorous techniques of balancing can only be performed in a direction perpendicular to the fold axes. PLATT *et al.* (1989) interpreted the horizontal stylolites measured by PLESSMANN (1972) as representative indicators of large scale transport direction which would accordingly define a radial pattern in close agreement with the fold axes trends. This classic view, however, is difficult to reconcile with 3-D balancing arguments and would require substantial strike parallel extensions in excess of 10% at the inner arc of the Jura and even more important extensions within the seemingly undeformed hinterland, the western Molasse basin (for discussion see BURKHARD 1990).

Alternatively, the Jura arc could also have formed with a constant overall transport direction. In this interpretation, the curved map scale aspect of the Jura necessitates the assumption of oblique (wrench-) folds on either side of the arc. On a smaller scale, in the case of the Val-de-Ruz basin, there is good structural evidence for the NNE-SSW oriented folds to be such oblique, non-cylindrical folds whereas ENE-WSW oriented folds seem to be rather cylindrical. The main structural argument for this distinction of oblique vs. frontal folds is a systematic offset of local scale, measurable strike directions and map scale trends which are in places up to 30° apart from each other. Smaller scale strain axes directions are an additional argument in favour of this interpretation: compression axes are oriented quite regularly in a NNW-SSE direction regardless of the map scale fold axes trends. This is true for fault plane solutions and to a minor degree also for twin strain analyses. On the one hand, twin strain analyses represent in most places an early layer parallel NNW-SSE directed shortening direction which was later passively reoriented during amplification of the folds. On the other hand, fault/slickenside analyses preferentially sample late (with respect to folding) strain increments. This is related with the sampling of fault planes: late, subvertical strike slip type

faults are much easier to detect in the field than supposedly earlier, layer-parallel fault planes. The predominance of subhorizontal shortening and extension directions as determined from fault/slickenside pairs is partly due to this sampling effect - it nevertheless shows that NNW to NW directed shortening was active throughout the folding history. This shortening seems to be still active today as evidenced by in situ stress determinations (BECKER 1987, 1989; SCHAER *et al.* 1990) and focal mechanisms from earthquakes (PAVONI 1984).

Significant deviations from this simple picture occur, however, mainly in the vicinity of the large strike slip faults (*fig. 5*). Here, compression directions as determined from fault/slickenside pairs are invariably oriented SSE-NNW to S-N, close to the map scale strike direction of the fault traces and not asymmetric to these, as would be expected for strike slip type of faulting (*fig. 8A*). Two interpretations are possible: 1) It is well known from the Jura and the adjoining platforms to the north and north-west that early Alpine compression during Eocene and Oligocene was oriented in a general N-S direction (PLESSMANN 1972; BERGERAT 1987). Accordingly, N-S oriented compression axes could be interpreted as relics of an older phase of compression. 2) The N-S directions are due to an anisotropy effect within preexisting N-S oriented fracture zones. As mentioned previously, subhorizontal striations on vertical fold limbs are a strong argument against interpretation 1 since faulting recorded by these striations took place during and after folding, which is much younger than the Oligocene Rhine graben faulting. The fact that the orientation of the compression direction lies close to or within the map scale fault planes is not easily explained, however (*fig. 8A*). If only master-fault planes were measured, the employed techniques would yield a maximum compression (and extension) direction at 45° from this main fault, i.e. the map scale fault trend. Any type of secondary fault planes known to be frequently associated with large strike slip faults, i.e. R-Riedel shears, and R-Riedels to these (e.g. PRICE & COSGROVE 1990: *fig. 6.14*) would tend to deviate the maximum shortening direction away from the master fault thereby increasing the angle between Z-axis ( $\sigma_1$ ) and the strike direction of the fault. Only a

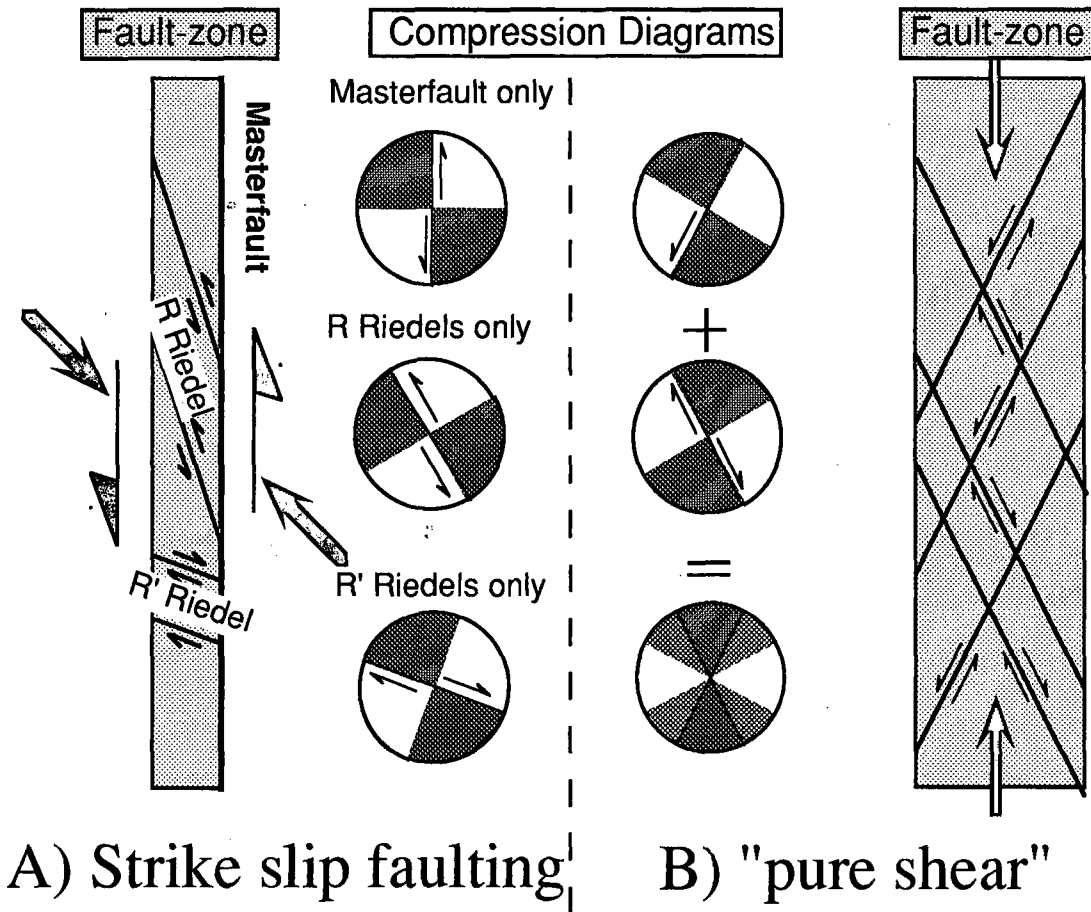


Fig. 8 - Interpretation of fault-slickenside pair analyses from the vicinity of La Ferrière Fault (compare *fig. 1* and *fig. 5*, station No. 8). A) Strike slip faulting on a Masterfault and associated R-Riedels yields strongly asymmetric compression diagrams. Only a great number of R' Riedels would tend to destroy this asymmetry with respect to the map scale fault-zone. B) In a «pure shear» deformation zone with an equal number of conjugate right lateral and left lateral strike slip faults, compression diagrams would tend to show a perfect symmetry with respect to the map scale fault zone.

large number of R'-Riedels and P-shears could account for a deviation of Z toward the fault trace, but even with this assumption, the observed close compliance of Z direction and fault trend is difficult to explain.

One possible, unorthodox interpretation of the observed, unexpected behaviour is that the measured outcrop scale strike slip faults are not related with any large scale strike slip faulting on these major faults at all. Rather than reactivation as strike slip faults, these former N-S oriented fracture zones would simply have been reactivated in a «pure shear» compression (*fig. 8B*). N-S compression would have been concentrated within the preexisting zones of formerly brecciated rocks. This type of deformation is compatible with the overall (pure shear) folding

deformation of blocks on either side of the fracture zone in a NNW-SSE oriented compressional regime.

#### CONCLUSIONS

In the Val-de-Ruz region of the Neuchâtel Jura, structural analysis and microstructural studies lead to the following conclusions:

1. At the regional scale, the Jura is dominated by large (kink-) folds formed during NNW to NW directed overthrusting and accompanying N-S strike slip faults. At the outcrop scale, deformation is localized within kinks and narrow strike slip fault zones separating seemingly «undeformed» regions. Even the latter, how-

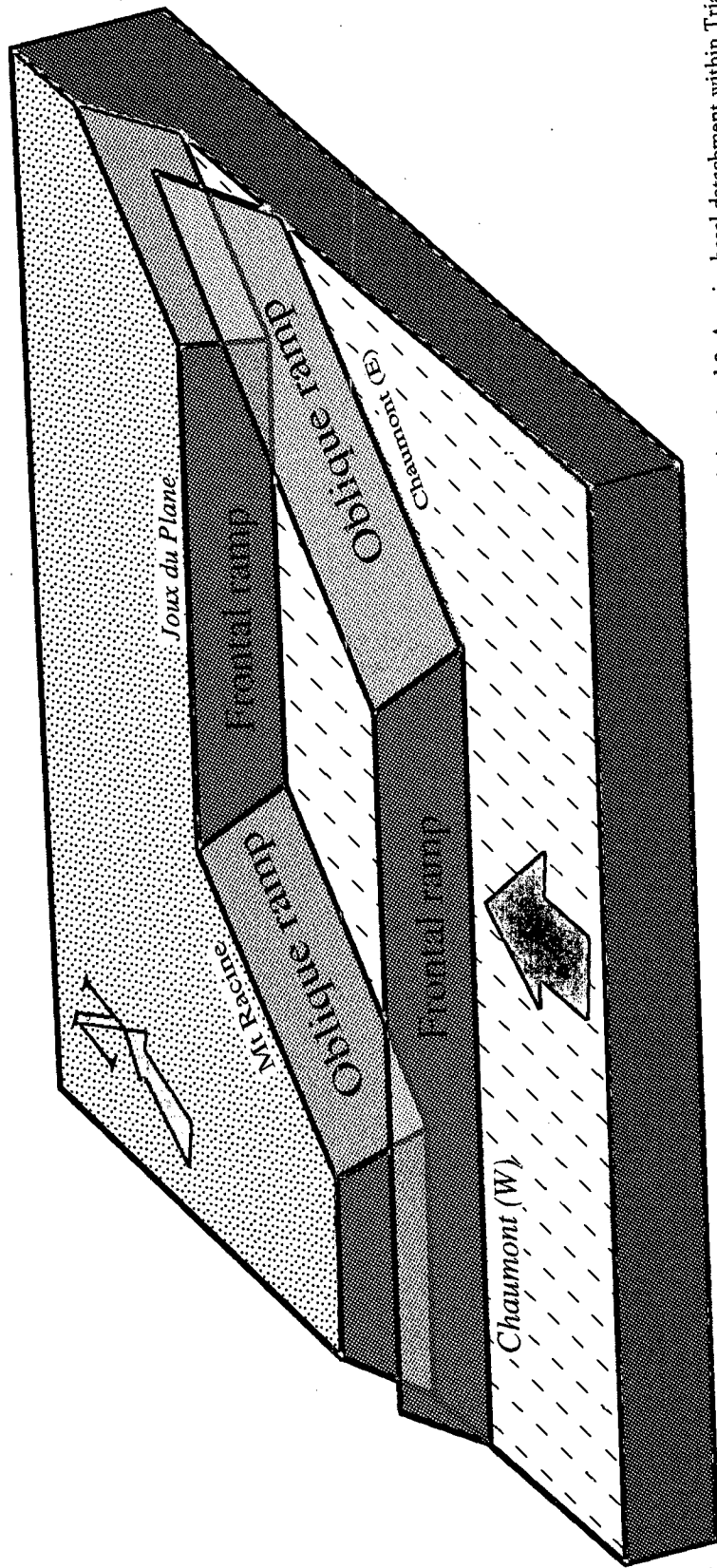


Fig. 9 - Tentative interpretation of the Val-de-Ruz structure in terms of 3-D thrust geometry at depth - compare with figs. 1 and 2. A major basal detachment within Triassic evaporites is represented by the white floor with an approximate overall transport direction to the NNW indicated by the black arrow and hatches. Splays off this basal detachment comprise frontal and oblique ramps, leading to the formation of frontal (cylindrical) and lateral (non-cylindrical) folds (ramp anticlines) in the hangingwall.

ever, are sufficiently fractured to permit fault/slickenside analysis in virtually any outcrop of competent limestones. Internal deformation of limestone layers is almost exclusively by fracturing and dissolution/crystallization. Intragranular deformations are limited to a few percent twinning within sparry calcite. This latter deformation mostly precedes fold amplification and is attributed to early N-S to NNW-SSE oriented layer parallel shortening.

2. Anticlines bordering the Val-de-Ruz rhomb shaped basin are explained as related to frontal and oblique lateral ramps respectively (fig. 9). NNE-SSW trending folds show major discrepancies of up to 30° in measurable local fold axes and the map scale regional fold axes directions.

3. Maximum shortening directions determined by different techniques are generally SSE-NNW oriented, close to those of the present day regional stress field (PAVONI 1984; SCHAER et al. 1990). Local deviations are explained with the presence of anisotropies within the Mesozoic «layer-cake» (AUBERT 1959, 1972): notably N-S oriented fracture zones which are thought to be responsible for the localization of bends within the later map scale fold axes trends and maybe also for the pre-structuration of oblique NNE-SSW directed ramps beneath these anticlines.

ACKNOWLEDGEMENTS — This work represents part of the PhD theses of the authors. Financial support by Swiss National Science foundation (Grants Nos. 20-5454.87, 20., 4020-031533) and by Neuchâtel University is gratefully acknowledged. J.P. Schaer, O.A. Pfiffner, S.M. Schmid, M. Burkhard, J. Meia, L. Kiraly, J. Mosar and Th. Baudin are thanked for many stimulating discussions and for constructive criticism of earlier drafts of this manuscript. Ch. Fillon-Delamain and A. Tschanz helped with english translation.

## REFERENCES

ALLMENDIGER R.W., MARETT R.A. & CLADOUHOUS T.: *Fault Kinematics: a program for analysing fault slip data for the Macintosh computer*. Cornell University, Ithaca, 1989.

ANGELIER J. & MECHLER P.: *Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits*. Bull. Soc. géol. France, 19/6, 1309-1318, 1977.

AUBERT D.: *Le décrochement de Pontarlier et l'orogénèse du Jura*. Mém. soc. vaudoise sci. nat., 12/4, 76, 93-152, 1959.

AUBERT D.: *Le Risoux, un charriage jurassien de grandes dimensions*. Eclogae Geol. Helv., 64/1, 1971.

AUBERT D.: *Le lapié fossile des Verrières (Doubs)*. Ann. sci. Univ. Besançon, 3/17, 85-88, 1972.

BAER A.: *L'extrémité méridionale du décrochement de la Ferrière (Jura neuchâtelois, Suisse)*. Eclogae Geol. Helv., 52/2, 875-879, 1959.

BECKER A.: *Recent stress field and neotectonics in the eastern Jura Mountains*. Tectonophysics, 135, 277-288, 1987.

BECKER A.: *Detached neotectonic stress field in the northern Jura mountains, Switzerland*. Geol. Rdsch., 78/2, 459-475, 1989.

BERGERAT F.: *Paléo-champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne au front de l'orogène alpin*. Bull. Soc. géol. France, 8/3, 611-620, 1987.

BITTERLI P.: *Erdölgeologische Forschungen im Jura*. Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. - Ing., 39/95, 13-28, 1972.

BITTERLI T.: *The kinematic evolution of a classical Jura fold: a reinterpretation based on 3-dimensional balancing techniques (Weissenstein Anticline, Jura Mountains, Switzerland)*. Eclogae Geol. Helv., 83/3, 493-511, 1990.

BOURQUIN PH., BUXTORF R., FREI E., LÜTHI E., MÜHLENHALER C., RYNIKER K. & SUTER H.: *Val de Ruz*. Atlas géol. Suisse, feuille no. 51. Comm. géol. Suisse, 1968.

BURKHARD M.: *Déformation des calcaires de l'Helvétique de la Suisse occidentale (Phénomènes, mécanismes et interprétations tectoniques)*. Rev. Géol. dynam. Géogr. phys., 27/5, 281-301, 1986.

BURKHARD M.: *Aspects of the large scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt)*. Eclogae Geol. Helv., 83/3, 559-583, 1990.

BURKHARD M.: *Calcite twins, their geometry, appearance, significance as stress/strain markers and indicators of tectonic regime, a review*. J. Struct. Geol. (in press), 1993.

BUXTORF A.: *Zur Tektonik des Kettenjura*. Ber. Versamml. oberh. geol. Ver. 30/40, versammlung 1906/7, 79-111, 1907.

ELMOHANDES S.E.: *The central european Graben system: Rifting imitated by clay modelling*. Tectonophysics, 73, 69-78, 1981.

FERRILL D.D.A.: *Calcite twin width and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone*. J. Struct. Geol., 13/6, 667-675, 1991.

FREI E., MEIA J., BECKER F., BÜCHI O., BUXTORF R., RYNIKER K. & SUTER H.: *Neuchâtel*, Atlas géol. Suisse, feuille no. 67. Comm. géol. Suisse, 1974.

GAMOND J.F. & ODONNE F.: *Critères d'identification des plis induits par un décrochement profond: modélisation analogique et données de terrain*. Bull. Soc. géol. France, 26/1, 115-128, 1984.

GROSHONG R.H.: *Strain calculated from twinning in calcite*. Bull. Geol. Soc. Amer., 82, 2025-2038, 1972.

GROSHONG R.H.: *Experimental test of the least squares strain gage calculation using twinned calcite*. Bull. Geol. Soc. Amer., 85, 1855-1864, 1974.

GROSHONG R.H.: *Low temperature deformation mechanisms and their interpretation*. Bull. Geol. Soc. Amer., 100, 1329-1360, 1988.

GROSHONG R.H., PFIFFNER O.A. & PRINGLE L.R.: *Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone*. J. Struct. Geol., 6, 19-32, 1984.

HEIM A.: *Die horizontalen Transversalverschiebungen im Juragebirge*. Geol. Nachlese Nr. 22, V. Natf. Ges. Zürich, 60 Jahrg. 3 u. 4. Heft, 597-610, 1915.

ILLIES J.H.: *Mechanism of graben transformation*. Tectonophysics, 73, 249-266, 1981.

KIRALY L.: *Bref commentaire à la carte structurale de la*

- surface Argovien-Séquanien dans le canton de Neuchâtel. Bull. Soc. neuchât. Sci. nat., 92, 71-72, 1969.
- KIRALY L. & MEIA J.: *Observations tectoniques dans une carrière de Chaumont (Jura neuchâtelois, Suisse)*. Bull. Soc. neuchât. Sci. nat., 90, 277-290, 1964.
- LACOMBE O., ANGELIER J., LAURENT P., BERGERAT F. & TOURNERET C.: *Joint analyses of calcite twins and fault slips as a key for deciphering polyphase tectonics: Burgundy as a case study*. Tectonophysics, 182, 279-300, 1990.
- LACOMBE O. & LAURENT P.: *Determination of principle stress magnitudes using calcite twins and rock mechanics data*. Tectonophysics, 202, 83-97, 1992.
- LAUBSCHER H.P.: *Die Fernschubhypothese der Juraŕaltung*. Eclogae Geol. Helv., 54, 221-280, 1961.
- LAUBSCHER H.P.: *Ein kinematisches Modell der Juraŕaltung*. Eclogae Geol. Helv., 58/2, 232-318, 1965.
- LAUBSCHER H.P.: *Some overall aspects of Jura dynamics*. Amer. J. Sci., 272, 293-304, 1972.
- LAUBSCHER H.P.: *Jura Mountains*. In «Gravity and Tectonics». Edited by: K.A. De Jong & R. Scholten, pp. 217-227, Wiley, New York, 1973.
- LAUBSCHER H.P.: *The eastern Jura: relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional*. NAGRA report no. 85-53, Baden CH., 30 pp., 1985.
- LLOYD A.J.: *Cover folding in the Sonmartel chain (Jura Neuchâtelois)*. Geol. Rdsch., 53/2, 551-580, 1964.
- MANCKTELOW N.: *Stereoplot*. Programme Macintosh. Geologisches Institut, ETH-Zentrum Zürich, 1989.
- MOSAR J.: *Déformation interne dans les Préalpes médianes (Suisse)*. Eclogae Geol. Helv., 82/3, 765-793, 1989.
- PAVONI N.: *Faltung durch Horizontalverschiebung*. Eclogae Geol. Helv., 54/2, 515-534, 1961.
- PAVONI N.: *Seismotektonik Nordschweiz*. Nagra, techn. Ber. 84-45, 1-45, 1984.
- PFIFFNER O.A.: *Kinematics and intrabed-strain in mesoscopically folded limestone layers: examples from the Jura and the Helvetic Zone of the Alps*. Eclogae Geol. Helv., 83/3, 585-602, 1990.
- PFIFFNER O.A. & BURKHARD M.: *Determination of paleo-stress axes orientations from fault, twin and earthquake data*. Annales Tectonicae, 1/1, 48-57, 1987.
- PLATT J.P., BEHRMANN J.H., CUNNINGHAM P.C., DEWEY J.F., HELMAN M., PARISH M., SHEPLEY M.G., WALLIS S. & WESTON P.J.: *Kinematics of the Alpine Arc and the motion history of Adria*. Nature, 337/6203, 158-161, 1989.
- PLESSMAN W.: *Horizontal-Styloolithen im französisch-schweizerischen Tafel- und faltenjura und ihre Einpassung in den regionalen Rahmen*. Geol. Rdsch., 61, 332-347, 1972.
- PRICE N.J. & COSGROVE J.W.: *Analysis of Geological Structures*. Cambridge University Press, 502 pp., 1990.
- SCHAEER J.P.: *Etude tectonique de l'anticlinal de Chaumont, Jura neuchâtelois (Suisse)*. Bull. Soc. neuchât. Sci. nat., 79, 491-496, 1956.
- SCHAEER J.P., BURKHARD M., TSCHANZ X., GUBLER E. & MATHIER J.F.: *Morphologie, contraintes et déformations dans le Jura central externe*. Bull. Soc. neuchât. Sci. nat., 113, 1-12, 1990.
- SCHNEGG P.A., LE QUANG B.V., FISCHER G. & WEAWER J.T.: *Audio-Magnetotelluric Study of a Structure with a Reverse Fault*. J. Geomag. Geoelectr., 35, 653-671, 1983.
- SPANG J.H.: *Numerical method for dynamic analysis of calcite twin lamella*. Geol. Soc. Am. Bull., 83, 467-472, 1972.
- SPRECHER C. & MÜLLER W.: *Geophysikalisches Untersuchungsprogramm Nordschweiz: reflexionsseismische Messungen 82*. NAGRA report no. 84-15, Baden CH., 1986.
- SUTER H. & LÜTHI E.: *Val de Ruz. Atlas géol. Suisse, feuille no. 51. Erläuterungen*. Comm. géol. Suisse, 1969.
- TSCHANZ X.: *Analyse de la déformation du Jura central entre Neuchâtel (Suisse) et Besançon (France)*. Eclogae Geol. Helv., 83/3, 543-558, 1990.
- WEGMANN E.: *Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement des socles*. In «Livre Mém. Prof. P. Fal-lot». Edited by: Mém. h. s. soc. géol. France, 1, 99-104, 1963.
- WILL T.M. & POWELL R.: *A robust approach to the calculation of paleostress fields from fault plane data*. J. Struct. Geol., 13, 813-821, 1991.

Received novembre 16, 1992

Revised april 29, 1993

Accepted may 10, 1993