



HAL
open science

Les bassins d'avant-chaînes séance de la Société géologique de France, Grenoble, 21-22 novembre 1994. Résumés

P. Baby, Jean-François Gamond, Georges Mascle, Jean-Louis Mugnier, Marc Tardy

► **To cite this version:**

P. Baby, Jean-François Gamond, Georges Mascle, Jean-Louis Mugnier, Marc Tardy. Les bassins d'avant-chaînes séance de la Société géologique de France, Grenoble, 21-22 novembre 1994. Résumés. 1994. <insu-00723816>

HAL Id: insu-00723816

<https://insu.hal.science/insu-00723816v1>

Submitted on 14 Aug 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



HAL Authorization

GEOLOGIE ALPINE

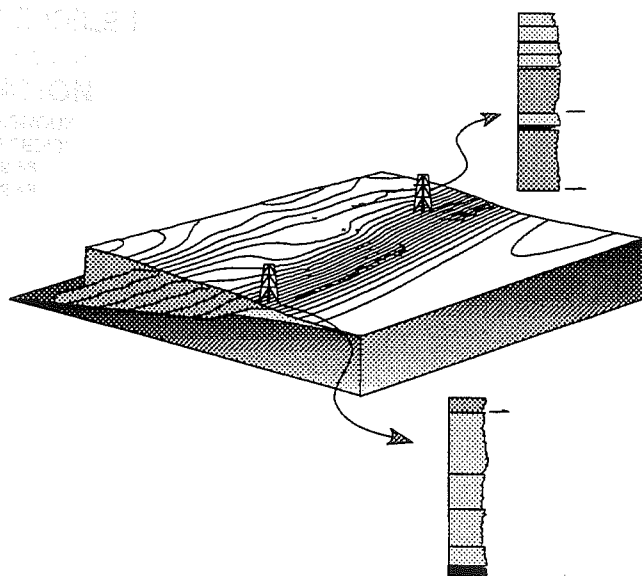
EDITE PAR LE LABORATOIRE DE GEOLOGIE
DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER DE GRENOBLE

(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines associé au CNRS)

Série spéciale "Colloques et Excursions"
Tome 4

ET 9 SEP. 1997

Les bassins d'avant-chaînes



Organisation : P. Baby, J.-F. Gamond, G. Mascle, J.-L. Mugnier, M. Tardy

1994

Séance de la Société géologique de France

Les Bassins d'Avant-Chânes - 21 et 22 Novembre 1994

Programme

LUNDI 21 NOVEMBRE

8H30 - 10H10 SEDIMENTS ET FIGURES SYN-SEDIMENTAIRES

Chairman : Alberto CASTELLARIN

- 8H30 **Diaz Martínez E.** - Compositional trend of sandstones as an indicator of foreland basin tectonic setting : an example from the Upper Devonian and Carboniferous of the Altiplano of Bolivia (Central Andes, 15-18°S).
- 8H50 **Vila J.M.** - Mise en place de grands "glaciers de sel" sous marins dans l'avant-chaine alpine de l'est du Maghreb : comparaison entre le dispositif Ouenza-Ladjebel-Méridéf (confins algéro-tunisiens) et ceux du Golfe de Gascogne, de la Gulf Coast et du Khazakstan.
- 9H10 **Jeanbourquin P.** - Foreland clastics and mélanges in a profile across the Swiss western Alps : significance of the Ultrahelvetic.
- 9H30 **De Libero C.** - Tectonic versus sedimentary structures in scaly clays, morphologies and failure mechanisms, Northern Apennines, Italy.
- 9H50 **Kumar R., Gosh Sumit K.** - Extra-and intra-basinal thrust induced Plio-Pleistocene fluvial architecture in Siwalik foreland basin, NW Himalaya, India.

10H10 - 12H40 DU BASSIN A LA CHAÎNE : QUELQUES CAS D'ECOLE

Chairman : Adrian PFIFFNER

- 10H10 **Suppe J., Shaw J.H., Novao E.** - Active deformation in the complex foreland basins of the Transverse Ranges, California.
- 10H40 **Castellarin A., Eva C., Capozzi R.** - Structural interpretation of the Northern Apennines around the Ligurian Knot.
- 11H00 **Labaume P.** - Relationships between break-back sequence of thrust propagation and turbidite deposition in the Early Miocene foredeep of the Northern Apennines (Italy).
- 11H20 **Averbuch O., Mattei M., Kissel C. et al.** - Passive deformation of the Laga flysch basin at the top of the Central Apennines thrust front (Italy)
- 11H40 **Le Gall B.** - Inversion et structuration des bassins d'avant-pays au front du dispositif varisque du NO de l'Europe : le modèle du bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais (N France).
- 12H00 **Oujezdska V., Adamek J.** - Southern part of the Carpathian Foredeep - some stratigraphic and tectonic aspects of the basin history.
- 12H20 **Delvaux D.** - Structural control, neotectonics and sedimentation in Cenozoic basins of Gorno-Altai, South-Siberia : preliminary data.

12H40 REPAS

14H - 17H25 - **LES ALPES ET LEURS BASSINS D'AVANT-CHAÎNES : UNE APPROCHE PLURI-DISCIPLINAIRE**

Chairman : Pierre TRICART

- 14H00 **Petit C.**, Campy M. - La Bresse au Plio-pléistocène : un bassin d'avant-pays de type pelliculaire. Arguments stratigraphiques
- 14H20 **Gorin G.E.**, Signer C. - Structural configuration of the Alpine foreland basin in the Geneva area (Switzerland), as derived from reflexion seismic data.
- 14H40 Blanc E., Deville E., **Beck C. et al.** - Géométrie interne et caractère syn-tectonique de la molasse marine miocène dans le secteur Chambéry-Aix-les-Bains. Implications pour l'évaluation du taux de raccourcissement.
- 15H00 **Allen P.A.**, Crampton S.L. - The flexural forebulge unconformity of the Tertiary Swiss Alps : modelling and field study.

5H20 PAUSE

- 15H30 **Sinclair H.** - Thrust wedge dynamics as opposed to passive margin structure as the dominant control on the filling of the Alpine foreland basin.
- 15H50 **Lihou J.C.** - Reconstructing the geometry of the embryonic North Alpine foreland basin, eastern Switzerland.
- 16H10 **Sayer Z.** - The Nummulitic : A carbonate platform in a foreland basin setting : Eocene, French Alps.
- 16H30 **Pfiffner O. A.** - Structure and evolution of the Swiss Molasse Basin in the transect Aar massif - Bern - central Jura.
- 16H50 **Mugnier J.L.**, Cannic S., Guellec S. *et al.* - Géométrie, cinématique et dynamique des Alpes occidentales et leurs bassins périphériques : réflexions issues des données ECORS

17H25 - 18H30 - **POSTERS** (5 minutes de présentation par poster)

Chairman : Patrice BABY

- Artoni A.**, Casero P. - Structural and related stratigraphic problems in section balancing across synsedimentary growth folds : an example from Central Apennines, Italy.
- De Libero C.** - Scaly fabric, a record of tectonic dewatering. The case of the Mt. Modino mélange, Northern Apennines, Italy.
- Dumont T.**, Bergerat F., Bouillin J.P. *et al.* - Enregistrement des déformations de l'avant-pays des Carpates occidentales au Crétacé supérieur (région de Cracovie, Pologne).
- Jacay J.**, Jaillard E., Marocco R., *et al.* - Evolution tecto no- sédimentaire de la marge andine : le Crétacé supérieur des Andes du Pérou central et septentrional.
- Meckel III, L.D.** - Foreland basin evolution in an Arcuate orogen : observations from the Dévoluy basin, SE France.
- Outani F.**, Mercier E., Frizon de Lamotte D. *et al.* - Contrôle du style tectonique d'un front de chaîne par la structure de son avant-pays : exemple du front de la chaîne Atlasique en Tunisie et en Algérie orientale.
- Richert J.P.** - Relations tectono-sédimentaires pendant les phases compressives dans les bassins d'avant-chaîne de l'Oural méridional
- Schegg R.**, Leu W. - Analysis of inversion events in the North Alpine Foreland Basin using thermal indicators (vitrinite reflectance, clay mineral transformation, apatite fission track).
- Schwab F.L.** - Foreland basin sedimentary sequence fingerprints : a review.
- Sinclair H.** - Sedimentology and stratigraphy of a fluviially attached turbidite system of the French Alpine foreland basin : the Annot Sandstones of SE France.
- Xing C. Q.**, Mascle G., Tricart P. *et al.* - Activité quaternaire récente dans les Alpes externes : résultats d'études préliminaires sur la faille du Vercors.

18H30- APERITIF

MARDI 22 NOVEMBRE

8H - 9H40 SIGNATURE DE LA SURRECTION ET DE LA SUBSIDENCE DANS LES BASSINS D'AVANT-CHAÎNES ET LES PRISMES D'ACCRETION

Chairman : Cai PUIDEFABREGAS

- 8H00 **Chaumillon E.**, Mascle J., Hoffmann H.J. *et al.* - Variations latérales des avants-pays et fronts de déformations associés à la Ride Méditerranéenne : implications pour la géodynamique de la Méditerranée orientale.
- 8H20 **Chanier F.**, Buret C., Ferriere J. *et al.* - Le bassin avant-arc de la marge active néo-zélandaise.
- 8H40 **Huyghe P.**, Griboulard R., Faugères J.C. - Evolution latérale du remplissage de bassins transportés : le cas de la terminaison méridionale du prisme de la Barbade.
- 9H00 **Déramond J.**, Delcaillau B., Souquet P. *et al.* - Signature de la surrection et de la subsidence dans un bassin d'avant-chaîne actif : les Foothills de Taïwan.
- 9H 20 **Frizon de Lamotte D.**, Guézou J.C., Mercier E.- Contrôle tectonique de la sédimentation détritique aux pieds de structures frontales et latérales. Application à la chaîne bético-rifaine (Espagne-Maroc).

9H 40 PAUSE

9H50 - 12H00 L'ORGANISATION GÉOMÉTRIQUE DES CORPS SÉDIMENTAIRES SYN-OROGÉNIQUES : L'EXEMPLE PYRÉNÉEN

Chairman : Johachim DERAMOND

- 9H50 **Vergés J.** - Syntectonic deposits to constrain fold-and-thrust deformation sequences : Southern Pyrenees.
- 10H05 Berastegui X. and **Taberner C.** - Seismic geometry of the Guadalquivir foreland basin infilling.
- 10H20 **Roca E.**, Lawton T., Guimerà J. - Kinematics of folding from conglomeratic growth strata, Iberian chain-Ebro basin.
- 10H40 Samsó, J.M., Marzo M., **Munoz J.A.** *et al.* - Progressive unconformities in lower Eocene shallow-marine carbonates related with fault-related folds. Serres Marginals, southern Pyrenees.
- 11H00 Docherty C., Waltham D., **Taberner C.** - Computer modelling the sediment architecture of a mixed carbonate/siliclastic environment in a foreland basin setting : application to the Centelles area of the Catalan basin (easternmost South Pyrenees).
- 11H20 **Zoetemeijer R.**, Mellere D. - Kinematic simulations of tectonic control on piggyback basin evolution ; preliminary results from the La Pobla de Segur basin, Pyrenees, Spain.
- 11H40 **Vergés J.**, Millan H., Roca E. *et al.* - Evolution of Eastern Pyrenees and adjacent foreland basins : Present and Middle Eocene flexural modelling.

12H00 REPAS

13H30 - 14H25 TECTONIQUE - SEDIMENTATION - EROSION : L'EXEMPLE SUB-ANDIN

Chairman : Jean LETOUZEY

- 13H30 **Aleman A.** - Tectonic evolution and structural styles along the Marañon-Oriente-Putumayo foreland basins and their associated orogenic belts.
- 13H50 **Leturmy P.**, Chalaron E., Mugnier J.L. *et al.* - Interactions tectonique, érosion et sédimentation dans un système chevauchant.
- 14H05 **Baby P.**, Colletta B., Zubieta D. - Les bassins d'avant-chaîne des Andes du nord de la Bolivie : étude structurale et approche expérimentale.

14H25 - 15H40 **MODELISATION ANALOGIQUE DES STRUCTURES**

Chairman : John SUPPE

- 14H25 **Cobbold P.R.**, Tondji Biyo J.J., Thomas J.C. *et al.* - Géométries de bassins sédimentaires formés en contexte compressif.
- 14H45 **Larroque C.**, Calassou S., Malavieille J. *et al.* - Modélisation analogique de la formation des bassins avant-arc. Application au bassin du prisme d'Hikurangi (Nouvelle-Zélande).
- 15H05 **Colletta, B.**, Philippe Y., Letouzey J. - Thrust kinematics and geometry in a brittle-ductile series : an experimental approach.
- 15H20 **Letouzey J.**, Colletta B., Vially R. *et al.* - Evolution of salt-related structures in compressional settings.

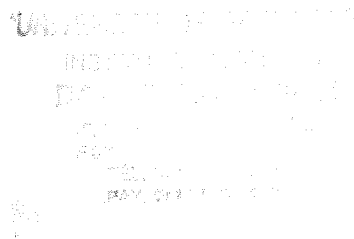
15H40 *PAUSE*

15H50 - 17H30 **CINEMATIQUE ET DYNAMIQUE DES INTERACTIONS : L'APPROCHE NUMERIQUE**

Chairman : Peter COBBOLD

- 15H50 **Mercier E.** - Influence du taux de sédimentation, des variations du niveau marin et de la tectonique dans la géométrie des discordances emboîtées à l'avant d'un pli de propagation (modélisation 2D).
- 16H10 **Divies R.**, Sassi W. - Proposition d'un algorithme cinématique dans les zones en compression.
- 16H30 **Chalaron E.**, Mugnier J.L., Mascle G. - Control of thrust tectonics in the Himalayan foothills : a view from a numerical model.
- 16H50 **Bertotti G.**, Picotti V., Cloetingh S. - The thermo-mechanical evolution of the South-Alpine foredeep.
- 17H10 **Martinod J.**, Molnar P. - Interaction between sedimentation and tectonics during the formation of lithospheric-scale compressive basins.

17H30 *FIN DE LA REUNION*



TECTONIC EVOLUTION AND STRUCTURAL STYLES ALONG THE MARANON-ORIENTE-PUTUMAYO FORELAND BASINS AND THEIR ASSOCIATED OROGENIC BELTS

Antenor M. ALEMAN Jaime GUERRA, Jerry KENDALL

Amoco Production Company 501 Westlake Park Blvd. Houston, Texas 77079-2696 U.S.A. PETROPRODUCCION
Av. 6 de Diciembre y Gaspar Cañero (esquina) Quito, Ecuador Mobil New Business Development - Americas
12450 Greenspoint Drive Mail Drop 7-2 Houston, Texas 77060-1991 U.S.A.

Variations in structural style along strike in the fold belt of the MOP (Maranon-Oriente-Putumayo Basins) foreland basin reflect changes in mechano-stratigraphy, critical taper wedge, and strain partitioning due to the oblique convergence of the Farallon/Nazca and South American Plates. In Ecuador and Colombia, the fold belt is dominated by thin skin deformation. During the late Senonian (Peruvian Phase of the Andean Orogeny), allochthonous terranes were sutured along the Peltetec Fault and inversion of Jurassic grabens occurred. However along the Peruvian margin, an arc-trench system was present and no terrane accretion occurred. These different tectonic regimes allowed for variation in the styles of deformation in both space and time. The present configuration of the fold and thrust belt associated with the MOP foreland basin is dominated by orogen parallel strike-slip faults, and changes in structural style occur both along and across the basin.

The mechano-stratigraphy, buttressing effect of granitic plutons, basement involved uplifts, and salt involved features partially control the type of deformation style that is present in the MOP. In Ecuador, the late Triassic Abitagua Zamora Granitic Pluton halted the middle Eocene (Quechua Phase) eastward propagation of the fold and thrust belt. Seismic data throughout the MOP strongly suggests that some of the basement involved uplifts (such as the Putumayo, Napo, Cutucu, and Cenepa) had their first pulse of movement during that time. The Cosanga/Mendez Fault, in the north, impinges on these uplifts and marks the change from thin skinned basement involved deformation to the west to thick skinned vertical deformation to the east. In Peru, the Maranon "Geanticline" was the hinterland from which thrusting propagated eastward (SubAndean Fold and Thrust Belt) and westward (Maranon Fold and Thrust Belt). In the Peruvian Maranon Basin, late Permian/early Triassic salt provide a detachment surface for thin skinned deformation. The late Miocene Santiago and Huallaga Fold and Thrust Belts (part of the SubAndean F & T B.) are characterized by salt-cored anticlines, box folds, and thrust faults detached at the top of the main salt layer.

The expression of this middle Eocene compressional event is also recorded in the foreland basin by the reactivation of Jurassic grabens. Tectonic inversion of these half grabens was episodic and continued from late Cretaceous to the Present. Temporal and spatial reactivation of these grabens may be controlled by the relationship between the orientation of the compressional stresses and the half grabens.

Orogen oblique intrabasinal highs (Contamana and Loreto in the Maranon, and Vaupes in the Putumayo) separate the MOP from the Ucayali and Yari Basins. Orogen parallel highs (such as Orito, Napo, Cutucu and Cenepa) were initiated during the middle Eocene (Incaic Phase of the Andean Orogeny). However the maximum paroxysm of the uplift for both the orogen oblique and orogen parallel highs did not take place until late Miocene and later (Quechua Phase).

THE FLEXURAL FOREBULGE UNCONFORMITY OF THE TERTIARY SWISS ALPS: MODELLING AND FIELD STUDY

Philip A. ALLEN and Sarah L. CRAMPTON

Department of Earth Sciences, Oxford University, Parks Road, Oxford OX1 3PR, United Kingdom.
Koninklijke/Shell Exploratie en Productie Laboratorium, PO Box 60, 2280 AB Rijswijk, Z.H., The Netherlands.

Modelling of the flexural deformation of an elastic beam suggests that flexural forebulges should characterize the lower plate undergoing continental collision. Uplift of the foreland plate is expected to result in subaerial erosion and the cutting of an unconformity. Such an unconformity represents a distinctive type of megasequence boundary. Forward modelling of foreland flexure illustrates the expected geometry of the unconformity cut by erosion of the forebulge during the early stages of foreland basin development: (1) internal conformity, (2) a zone of rapid increase in the depth of erosion, (3) a zone of steady-state stratigraphic gap, and (4) decreasing stratigraphic gap towards the foreland. This geometry is modified by the pre-existing bathymetry and by eustatic sea-level changes. However, the geometry of the unconformity and the onlap of overlying sediments are fundamentally different from those associated with a major eustatic sea-level fall.

Modelling of the geometry and stratigraphic gap of the basal unconformity of the North Alpine Foreland Basin of Switzerland has been carried out using a number of parameters as input to a simple, elastic, broken plate model - elastic thickness of the European plate, advance rate of the thrust tip of the orogenic wedge, denudation rate of the forebulge region. The model simulation is tested for reality by comparing predicted and observed stratigraphic onlap rates at the foreland basin distal (feather-edge) margin and the predicted and observed total amount and spatial distribution of erosion of the foreland plate at the unconformity surface.

During the later stages of foreland basin development (Molasse stage) forebulges are expected to be less prominent, and may even be buried completely by the high sediment fluxes from a rapidly unroofing orogen. Forebulges are likely to be better developed during the Flysch stage, but the existence of a deep bathymetry inherited from the previous passive margin has the effect of delaying the onset of subaerial erosion and telescoping the width of Zone 2 (rapid increase in depth of erosion towards the foreland). The correct identification of a flexural forebulge unconformity has major implications for any associated petroleum play systems, particularly with regard to the timing of the hydrocarbon charge and the development of enhanced porosity due to weathering in potential reservoirs below the unconformity surface.

STRUCTURAL AND RELATED STRATIGRAPHIC PROBLEMS IN SECTION BALANCING ACROSS SYNSEDIMENTARY GROWTH FOLDS: AN EXAMPLE FROM CENTRAL APENNINES, ITALY

Andrea ARTONI * and Piero CASERO **

* Geologisches Institut, ETH Zentrum, Zurich CH 8092, Switzerland

** Total CFP, 24 Cours Michelet, Cedex 47, 92069 Paris-La Défense

In the Adriatic area of Central Italy the Pliocene and Pleistocene foredeep deposits record the more recent history of the Apenninic chain, which has behaved as a collisional margin from the Oligocene until now. Lithospheric collisional processes ("large scale") induced the eastward migration of the fold-thrust front and of main foredeep basins (*Macigno, Cervarola, Marnoso Arenacea, Laga and Pliocene-Pleistocene foredeeps*). Superposed to these "large scale" dynamics, there are tectono-sedimentary processes which perturb the foredeep evolution. The effects of these "smaller scale" processes are observed on growth thrust-folds.

Examples of synsedimentary growth folds, which started to develop from the lower Pliocene are well preserved, along the Adriatic coast line (the Campomare-Tortoreto structural axis). The analysed thrust-related folds have been imaged on a depth converted seismic line and intersected by a drill-hole. They show progressive unconformities and cut/seal relationships between thrust faults and sedimentary sequences on their back- and forelimbs.

To restore these growth structures we use a sequential balancina technique, in which each stratigraphic unit is restored to the position occupied at the time of deposition, and not over-restored to a horizontal position as would happen using single-step section balancing. Problems are encountered when we try to balance irregularly shaped objects such as sedimentary wedges or rough erosional surfaces, especially when they are involved in the ramp region. In addition, no strain data could be collected on this section line, as the folds are covered by gently deformed Quaternary deposits.

We can define at least five stages of development of this structural axis, starting from the lower Pliocene (5.2 M.a.) to upper Pliocene (1.65 M.a.), as constrained by the sedimentary sequences showing onlapping relationships. But how is the sedimentary environment affected by the growing thrust front? What is the role of eustacy in producing the observed depositional sequences? What is the ratio between the rate of thrust movement and rate of sedimentation that produced the observed geology of these growth folds? Did the folds grow gradually or with punctuated stronger events?

Other basic problems of stratigraphic methodology affect our result: biostratigraphic data is calibrated with absolute time dating in an area far away from that studied here; resedimentation and environment can control the distribution of calcareous foraminifera used in dating the depositional units. Thus the absolute dating of the stratigraphy and hence of the thrusting is uncertain .

These problems affect our "sequential reconstruction" of the youngest Apenninic deformational front, and introduce errors in defining the thrust sheet movement rate. However, for the studied thrust-folds, movement rate of 0.25-0.38 cm/y has been estimated.

PASSIVE DEFORMATION OF THE LAGA FLYSCH BASIN AT THE TOP OF THE CENTRAL APENNINES THRUST FRONT (ITALY)

Olivier AVERBUCH^{*,**}, Massimo MATTEI^{***}, Catherine KISSEL^{*},
Dominique FRIZON de LAMOTTE^{****} and F. SPERANZA^{*}

* Centre des Faibles Radioactivités, Avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette Cedex

** Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique, Université des Sciences et Technologies de Lille, 59655 Villeneuve d Ascq Cedex

*** Dip. Scienze della Terra, Università di Roma 3, Via Ostiense 169, 00154 Roma, Italy.

**** Structure des Matériaux Géologiques (CNRS URA 1369), Université de Cergy-Pontoise, Avenue du Parc, bat 1, 95033 Cergy-Pontoise Cedex

Within the Eastern margin of the Central Apennines, the Laga flysch basin forms a typical foredeep system associated to the Messinian propagation of the apenninic thrusting front (Bally *et al.*, 1986). Merging from the most external part of the flysch basin, the Montagna dei Fiori structure corresponds to a major ramp-related anticline above an E-NE verging complex thrust system. It involves a meso-cenozoic cover of Umbro-Marchean affinity. The core of the culmination is made up of a thick Upper Triassic-Middle Eocene calcareous sequence surrounded by more marly layers of Upper Eocene-Tortonian age. The most striking feature of the limestone sequence is the presence of Jurassic palaeo-ridge bounded by normal faults (Mattei, 1987). The short-cut geometry of the major thrust with respect to these normal faults suggests strongly that, as in other parts of the Central Apennines fold-thrust belt (for example Cooper and Burbi, 1986), the extensive Jurassic structuration of the Adriatic domain controls the location and the geometry of the fold-thrust structure.

In contrary to the Laga flysch which appear macroscopically undeformed in any place of the structure, the Upper Eocene-Tortonian calcareous marls situated just beneath display all around the structure pervasive deformations characterized by a well-developed pressure solution cleavage, oblique to the bedding, and microshear planes, at low angle to the bedding. These whole strain markers evidence a synthetic parallel layer shear towards the ENE (mean N062). These levels thus have acted as a decollement zone, decoupling the foredeep deposits (Laga flysch) from the calcareous megasequence forming the core of the anticline. This decollement zone has a regional extension as recognized by Koopman (1983) in other parts of the Laga basin.

Magnetic fabrics, measured in the Laga flysch above the roof decollement level, show an homogeneous pattern everywhere in the structure characterized by the existence of a well developed magnetic lineation within the bedding. This lineation is oriented NNW-SSE (mean direction N155) normal to the transport direction evidenced within the roof shear zone. This fabric traduces a slight internal deformation related to a ENE-WSW parallel layer shortening, likely coeval with the shearing within the underlying decollement zone.

The tectonic vergence (synthetic to the basal thrust) lead us to interpret these deformations as the result of a pre-folding event, likely related to the forward propagation of the displacement above more internal thrusts (the Sibillini thrust system and the Acquasanta thrust). The homogeneous deformation of the Laga flysch, at the front and the back of the structure, show that these formations are not involved in the major thrust but are folded passively at the roof of the Montagna dei Fiori thrust sheet. During this thrusting event, the movement is transferred forward within the roof decollement level and is probably accommodated by thrusting restricted to the Pliocene units of the Adriatic Sea (Bally *et al.*, 1986).

Within the core of the anticline, the short limb is locally inverted and cut through by a curved thrust (Salinello thrust) of minor amplitude. The "Scaglia Rossa" limestones situated within the thrust zone are affected by chevron folds with horizontal axial planes and by a pervasive horizontal pressure-solution cleavage distorted by normal shear planes defining an E-W stretching. The magnetic fabric shows a conspicuous magnetic foliation, parallel to the cleavage in which no lineation is observed. This global strain pattern traduces a major vertical flattening associated to a slight E-W extension. The latter is probably parallel to the transport on the Salinello thrust. The vertical flattening may be related to the uplift of an underlying blind duplex which is necessary to explain the wide monoclinial forelimb of the structure towards the Adriatic coast. Such event may also induce the out-of-sequence thrusting above the curved Salinello thrust cross-cutting the hinge of the anticline and leading locally to thrust emergence onto the Laga flysch.

Regionally, the evidenced deformation history reveals a global piggy-back sequence of thrusting towards the Adriatic which develops blindly beneath the thick Laga flysch deposits of the foredeep basin. The emergence of the Sibillini thrust front above the Laga flysch (Cooper & Burbi 1986) thus traduces out-of-sequence movements in the inner zones of the Central Apennines margin.

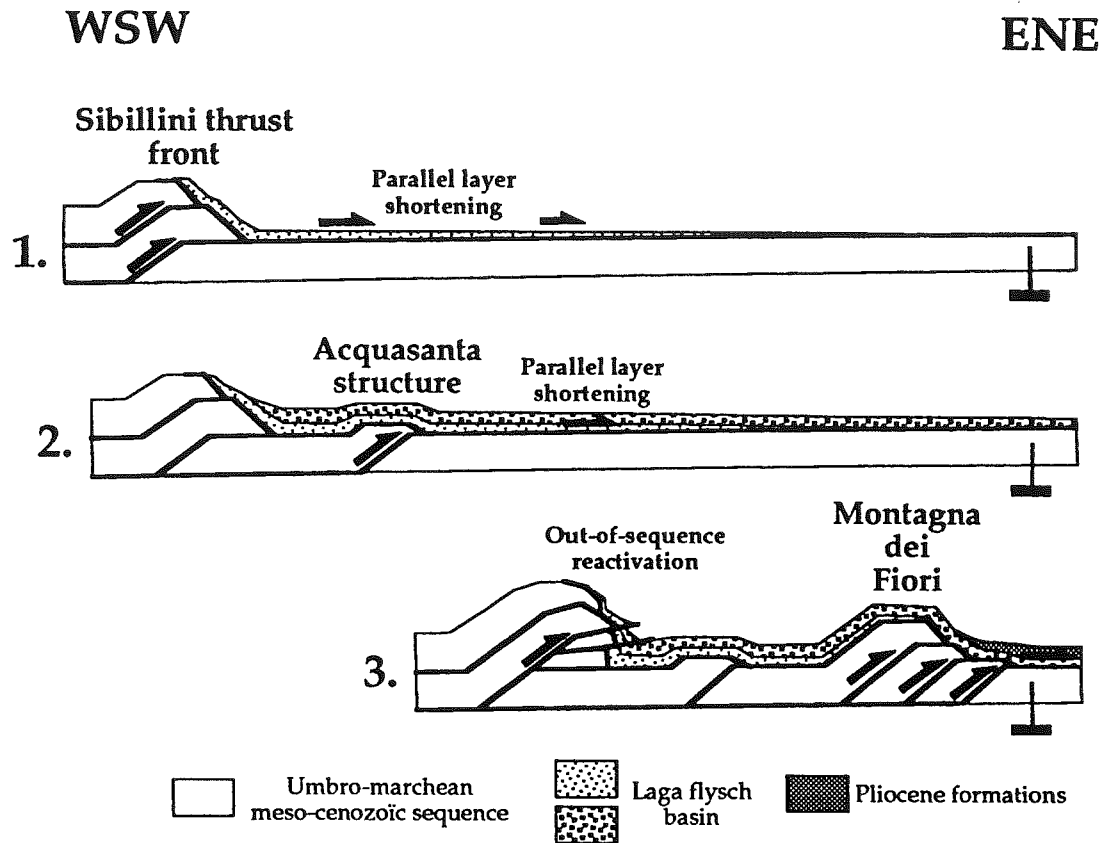


Fig 1. Thrust and deformation sequence within the Central Apennines foreland.

References

- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986).- Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines. Mem. Soc. Geol. It., 35, 257-310.
 COOPER C. & BURBI L. (1986).- The geology of Central Sibillini mountains. Mem. Soc. Geol. It., 35, 323-347.
 KOOPMAN A. (1983).- Detachment tectonics in the Central Apennines, Italy. Thesis, Geologica Ultraiectina, Un. dUtrecht, 155p.
 MATTEI M. (1987).- Analisi geologico-strutturale della Montagna dei Fiori (Ascoli Piceno, Italia centrale). Geol. Rom., 26, 327-347.

LES BASSINS D'AVANT-CHAÎNE DES ANDES DU NORD DE LA BOLIVIE : ÉTUDE STRUCTURALE ET APPROCHE EXPÉRIMENTALE

Patrice BABY*, Bernard COLLETTA**, David ZUBIETA***

* ORSTOM, Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, 15, rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble Cedex, France.

** Institut Français du Pétrole, BP 311, 92506 Rueil-Malmaison Cedex, France.

*** YPFB - GXG, CC 1659, Santa Cruz, Bolivia.

La zone externe orientale des Andes, entre 17°S et 13°S (Subandin Nord bolivien), a été structurée par un système de chevauchements d'avant-chaîne (Oller, 1986; Roeder, 1988; Baby *et al.*, 1989, 1994) alors que se déposaient de grandes épaisseurs de sédiments continentaux (jusqu'à 7000m) entre l'Oligocène supérieur et l'Actuel (Sempere *et al.*, 1990).

La série sédimentaire antéorogénique, impliquée dans les chevauchements, correspond à un biseau de sédiments paléozoïques pratiquement continu - de l'Ordovicien au Permien - scellé par des grès jurassiques. Les formations ordoviciennes, siluriennes et dévoniennes sont des séries de plateforme marine, caractérisées par une alternance de niveaux gréseux et argileux favorable à la création simultanée de plusieurs surfaces de décollement. Sur cette série antéorogénique, reposent en discordance quatre séquences de sédiments continentaux synorogéniques.

Le Subandin Nord est structuré par d'importants chevauchements dont l'ampleur dépasse toujours la dizaine de kilomètres. Ces chevauchements - qui forment soit de simples imbrications, soit des plis par propagation de faille - se branchent sur un décollement qui se situe à la base du biseau sédimentaire paléozoïque (lutites ordoviciennes) et qui pend de 6° vers l'ouest. La base du Dévonien constitue un autre niveau de décollement d'importance régionale, mais il n'est actif que dans la partie occidentale du Subandin Nord, où il forme le décollement de toit d'un important duplex. La disparition de ce niveau de décollement dans la partie orientale du Subandin Nord est apparemment due à une variation latérale de facies - facies plus gréseux -, ou tout simplement, à l'érosion du biseau sédimentaire paléozoïque sous la discordance du Mésozoïque. Les autres décollements impliqués dans certaines structures du Subandin Nord se trouvent dans le Permien. Le taux de raccourcissement total du Subandin Nord est d'environ 50 % (Baby *et al.*, 1989, 1994).

L'interaction entre la tectonique et la sédimentation tertiaire est à l'origine du développement d'un important bassin d'avant-chaîne, de 350 km de long sur 30 km de large (le Synclinorium de l'Alto Beni), transporté au dos d'un plis par propagation de faille (Baby *et al.*, 1994). L'étude de la maturité des roches mères de cet anticlinal montre qu'il a été faiblement enfoui et que son soulèvement a probablement commencé au début de la sédimentation tertiaire. Le Synclinorium de l'Alto Beni commençait alors à se structurer et à se remplir de sédiments, il constituait le substratum d'un bassin transporté. A la même période, plus à l'est, les sédiments tertiaires se sont déposés dans le bassin d'avant-pays et ont été déformés tardivement par les chevauchements.

Une modélisation analogique (visualisée en 3 D par scannérisation), dont les conditions aux limites ont été définies grâce à l'étude structurale du Subandin Nord bolivien, a permis de mieux comprendre l'évolution cinématique d'un bassin transporté comparable à celui de l'Alto Beni (cf. figure). Ce modèle a été construit et déformé progressivement jusqu'à 47% de raccourcissement, sous des conditions de gravité normales, à l'intérieur de la boîte "Structurator" mise au point par l'IFP. Le principe et les détails techniques de ce type de modélisation et de son analyse en 3 D par scannérisation sont décrits par Coletta *et al.* (1991). La géométrie et la lithologie du biseau sédimentaire antéorogénique du Subandin Nord ont été respectées - on utilise une alternance de sable, silicone et pyrex -, et les dépôts synorogéniques ont été reproduits en réalisant une sédimentation régulière de sable tout au cours de la modélisation.

Après 10% de raccourcissement, un bassin transporté a commencé à se structurer. L'analyse cinématique - réalisée grâce à la visualisation par scannérisation - montre que ce bassin naît de l'accommodation en surface du raccourcissement d'un duplex. Les bordures du bassin sont constituées (cf. figure), à l'avant, par un ensemble de chevauchements frontaux qui se branchent au toit du duplex, et à l'arrière, par le relief du à l'empilement des chevaux du duplex. Le bassin transporté vers l'avant-pays s'approfondit en fonction de l'intensité de la déformation. Sa géométrie dépend fortement de celle du duplex, surtout sur sa bordure interne où le duplex est à l'origine d'un rétrochevauchement. La modélisation montre comment les phénomènes d'érosion et de sédimentation contrôlent la

propagation de tel ou tel chevauchement. L'érosion à l'arrière du modèle permet au rétrochevauchement (bordure interne du bassin) de mieux se développer, alors que la sédimentation à l'avant du modèle scelle par moment le chevauchement frontal (bordure externe du bassin) et bloque son fonctionnement (cf. figure). Ces blocages et reprises successives de la propagation des chevauchements, aux limites du bassin transporté, sont à l'origine de surfaces d'érosion et de discordances. Les phénomènes sédimentaires deviennent donc à la fois causes et effets des mouvements tectoniques.

Les mécanismes de déformation mis en évidence grâce à cette étude semblent pouvoir être généralisés à de nombreux exemples naturels.

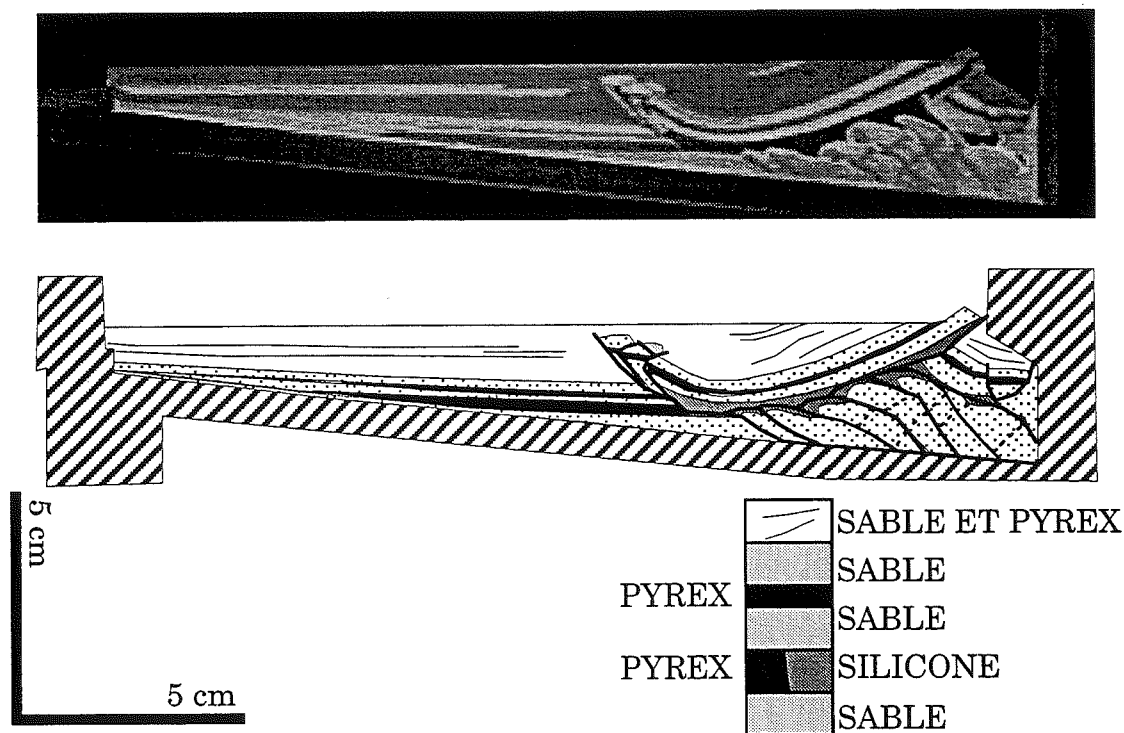


Figure - Modèle analogique d'un bassin transporté comparable au Synclinorium de l'Alto Beni (stade 24% de raccourcissement)

Références

- BABY, P., HÉRAIL G., LOPEZ J.M., LOPEZ O., OLLER J., PAREJA J., SEMPERE T., TUFÍÑO D. (1989). - Structure de la zone Subandine de Bolivie: influence de la géométrie des séries sédimentaires antéorogéniques sur la propagation des chevauchements. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série II*, 309, 1717-1722.
- BABY P., MORETTI I., GUILLIER B., OLLER J., LIMACHI R., MENDEZ E., SPECHT M. (1994). - Petroleum System of the northern and central bolivian Sub-Andean Zone. *AAPG Special Andes*, in press.
- COLLETTA, B., LETOUZEY J., PINEDO R., BALLARD J. F., BALÉ P. (1991). - Computed X-ray tomography analysis of sandbox models : Examples of thin-skinned thrust systems. *Geology*, 19, 1063-1067.
- OLLER, J. (1986). - Consideraciones generales sobre la geología y estratigrafía de la Faja Subandina norte. Tesis, 120 pp., Univ. Mayor de San Andres, La Paz.
- ROEDER, D. (1988). - Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia). *Tectonics*, 5, 23-39.
- SEMPERE, T., HÉRAIL G., OLLER J., BONHOMME M.G. (1990). - Late Oligocene-Early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia: *Geology*, 18, 946-949.

SEISMIC GEOMETRY OF THE GUADALQUIVIR FORELAND BASIN INFILLING.

Xavier BERÁSTEGUI* and Conxita TABERNER**

* Generalitat de Catalunya. Departament de Política Territorial i Obres Públiques. Secretaria General. Servei Geològic de Catalunya. Avd. Paral.lel, 71. 08004 Barcelona.

** C.S.I.C. Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera". c/ Martí i Franqués s/n. 08028 Barcelona.

The sedimentary infill of the Guadalquivir Foreland Basin is considered as the product of the interaction, during Miocene and Pliocene times, of its northern, passive margin (the Spanish Meseta) and its southern, active margin (the Betic Cordillera). It has been traditionally considered that the passive margin apported a clastic supply, whereas the active margin provided an olistostromic, gravitative infill. The sediments coming from both areas were subsequently reworked and incorporated to a longitudinal, turbiditic system which re-distributed them, from the East towards the West, along the deepest parts of the basin (Martinez del Olmo et al. 1984; Suárez et al. 1989).

Since both the sediments involved and underlying the olistostrome in the Guadalquivir valley were considered as an objective only in the earliest times of the petroleum exploration, the available well and seismic data concerning both materials are very scarce and, usually, they are referred in general as "the olistostrome".

From the study of the available, migrated, industrial seismic profiles together with our detailed field observations, we present an interpretation of the relationships between the sedimentary infilling of the basin and both the olistostrome and the basement involving structures (Figure 1).

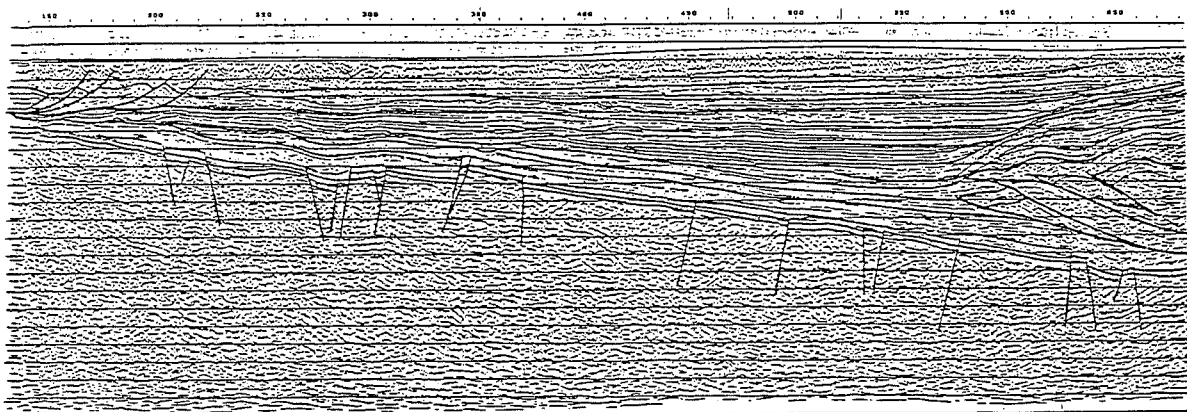


Figure 1. NNW-SSE migrated seismic profile across the Guadalquivir foreland.

References

MARTINEZ DEL OLMO, W., GARCIA MALLO, J., LERET, G., SERRANO, A. and SUAREZ, J. (1984).- Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir. I Congreso Español de Geología. Tomo I: 199-213.

SUAREZ, J.; MARTINEZ DEL OLMO, W.; SERRANO, A. and LERET, G. (1989). Estructura del sistema turbidítico de la formación Arenas del Guadalquivir, Neógeno del Valle del Guadalquivir. In: Libro Homenaje a R. Soler. AGEEP Ed. 123-132. Madrid.

THE THERMO-MECHANICAL EVOLUTION OF THE SOUTH-ALPINE FOREDEEP

G. BERTOTTI¹, V. PICOTTI², S. CLOETINGH¹

1) Institute of Earth Sciences, Free University, De Boelelaan 1085, 1081HV Amsterdam, The Netherlands

2) Dipartimento di Scienze Geologiche, via Zamboni 67, 40127 Bologna, Italy

Beginning in the Late Triassic the present-day Southern Alps underwent continental extension leading to the opening of the Ligurian-Piemont ocean in the middle/late Jurassic (Bertotti *et al.*, 1993). Extension began some 150 km away from the future break-up site and gave rise to the Lombardian basin. A pure shear geometry and a stretching factor $\delta = 1.5$ has been derived by Bertotti (1991). During the Early Jurassic, extension shifted towards the west and was accommodated along a west-dipping lithospheric normal fault (Lemoine *et al.*, 1987).

In the Early Cretaceous, shortly before the onset of convergence between Adria and Europe, the thermal structure of the South-Alpine lithosphere had completely recovered from the rifting-related disturbances. As a result, the domains with thinned continental crust (Lombardian basin to the east and Canavese to the west) had the largest lithospheric strength as shown by rheological profiles. Convergence was first accommodated by oceanic subduction, but changed to continent-continent collision during the Tertiary. Shortening direction in the Southern Alps was mostly N-S and therefore formed a high angle with the Mesozoic direction of extension. The orogen was therefore advancing on a lithosphere which had laterally changing mechanical characteristics. Both these lateral changes in lithospheric strength and the changes through time affecting the Alpine convergence zone are reflected in the changing shape of the foredeep basin which developed in front of the S-vergent South-Alpine thrust-and-fold belt. N-S trending profiles across the South-Alpine foredeep at the end of the Paleogene show that the bottom of the basin was steeper in the domains which did not undergo substantial extension during rifting. This closely reflects the strength and therefore the effective elastic thickness of the various segments of the South-Alpine lithosphere. In the last stages of evolution, i.e. before the Serravallian, the geometry of the basin changed substantially as a consequence of the change in convergence style. The position of the bulge remained relatively stable, but the dip of the basin bottom along all profiles increased dramatically reaching angles of 7° to 8°. This implies a substantial increase in the curvature of the Adriatic plate underlying the South-Alpine foredeep. During the Tertiary, another foredeep basin developed to the south of the Southern Alps, in relation to the NE-ward movement of the Apennines. The bulges of the two foreland basins are roughly coincident and also coincide with Mesozoic structural highs inherited from the rifting stage. Considering also the bending imposed by the foredeep basin of the Apennines, the curvature of the Adriatic plate reaches very high values (in the order of $1.2 \times 10^{-3} \text{ km}^{-1}$). This requires a dramatic weakening of the plate localized around the bulge region of the foredeep basins. Rheology-related estimates of the effective elastic thickness in this region show a >50% decrease with respect to the pre-shortening values. The feed-back process between mechanical weakening and further increasing curvature reflects the onset of continent-continent collision.

References

- BERTOTTI, G. (1991). - Early Mesozoic extension and Alpine shortening in the western Southern Alps: the geology of the area between Lugano and Menaggio (Lombardy, Northern Italy). *Mem. Sc. Geol. (Padova)*, 43, 17-123.
- BERTOTTI, G., PICOTTI, V., BERNOULLI, D. & CASTELLARIN, A. (1993). - From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. *Sedimentary Geology*, 86, 53-76.
- LEMOINE, M., TRICART, P., & BOILLOT, G. (1987). - Ultramafic and gabbroic ocean floor in the Ligurian tethys (Alps, Corsica, Apennines): in search for a genetic model. *Geology*, 15, 622-625.

GÉOMÉTRIE INTERNE ET CARACTÈRE SYN-TECTONIQUE DE LA MOLASSE MARINE MIOCÈNE DANS LE SECTEUR CHAMBÉRY/AIX-LES-BAINS. IMPLICATION POUR L'ÉVALUATION DU TAUX DE RACCOURCISSEMENT AU BURDIGALIEN-LANGHIEN

Eric BLANC*, Eric DEVILLE**, Christian BECK***, Michel COUSIN***,
Marc TARDY***, Sylvie ASSEMAT***

* Institut Dolomieu, Université J. Fourier, Grenoble

** Institut Français du Pétrole, Rueil-Malmaison

*** Laboratoire de Géodynamique, Université de Savoie.

Dans la région de Chambéry/Aix-les-Bains, le "Bassin Molassique de Savoie", très largement développé en Suisse, passe à une zone plissée et écaillée étroite, coincée entre la terminaison méridionale du Jura et le front des Chaînes Subalpines (Bauges et Chartreuse). Les dépôts miocènes - marins littoraux - constitués de grès, marnes, argilites et conglomérats, y sont impliqués dans des synclinaux asymétriques d'axe N-S. Une étude détaillée des affleurements disponibles a été conduite avec une approche sédimentologique et structurale.

De cette étude, nous déduisons :

- une reconstitution fine de la surface *pré-burdigalienne* ;
- la *géométrie des principaux corps gréseux* et argileux et leur position précise dans un cadre *circalittoral à intertidal*, ainsi qu'une *alimentation terrigène essentiellement axiale (N-S)* ;
- un diachronisme W-E et une *migration des axes de dépôts* en liaison avec le jeu de *chevauchements aveugles*, à la limite avec les argilites oligocènes d'eau douce, sous-jacentes.

A l'intérieur du secteur étudié, des corrélations sont proposées à partir de niveaux déstructurés attribués à des secousses sismiques, et, partant, considérés comme des isochrones.

Le caractère syn-tectonique de l'ensemble permet, compte tenu des attributions chronostratigraphiques proposées par différents auteurs, d'estimer à 2 mm/an le raccourcissement horizontal de la couverture mésozoïque-tertiaire, avec une vergence ESE-WNW. Une part, la plus superficielle, de ce raccourcissement est absorbée par un niveau de décollement - localement souligné par des veines de gypse fibreux - situé dans la partie sommitale des argilites oligocènes.

STRUCTURAL INTERPRETATION OF THE NORTHERN APENNINES AROUND THE LIGURIAN KNOT

Alberto CASTELLARIN*, Claudio EVA** and Rossella CAPOZZI*

* Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università di Bologna, Via Zamboni 67 - I - 40127 Bologna

** Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Genova, Geofisica, Viale Benedetto XV 5 - I - 1632 Genova

Deep structural reconstructions of the North-Apennines are synthetically shown in the geological sections across the whole orogenic chain from the Po Plain foredeep-fore land, to the NE, to the Tyrrhenian border (in the SW side). The structural accretion during the Padanian-Adriatic Phase (Messinian-Pliocene-Pleistocene) produced out of sequence reactivation of previous structures. Moreover, this reactivation produced tectonic propagation to the N and NE, up to the border of the Po Plain, of the Ligurian allocthonous units. The intense crustal shortening produced during the Po Plain - Adriatic phase is of the order of one hundred km or more thus indicating intense delamination of the upper crust and consequent similar descent of the delaminated lithosphere under the orogenic chain.

"Extensional" collapses of the inner sector of the Apennines (the Tuscan belt of "Graben" association) are considered genetically linked to the lithospheric subduction of the Adriatic plate. Seismic high velocity zones have been recently discovered up to 150-200 km in depth between the Tuscan-Ligurian margin and the Apenninic crest. These anomalous zones have been interpreted as lithospheric roots connected to the subduction of the Adriatic plate coherent with the deep structural interpretation of the N-Apennines here proposed. As to the relationship between NW-Apennines and Western Ligurian Alps the structural evolution of the Ligurian border indicate prevalent former eoalpine to mesoalpine tectonic accretion of the structural mosaic around the Ligurian knot. The more significant eo- and mesoalpine structures correspond to the fault system linked to the Villalvernia-Varzi Line (VV) and to its N-Western prosecution (Rio Freddo Shear Zone according to Piana & Polino, 1994). These lineaments are interpreted as sinistral transfer fault zone along which the Ligurian tectonic units propagate to the W up to the Monferrato region forming a narrow wedge between the Western - Maritime Alps and the Insubrian margin of the Southern Alps (S border of the Gonfolite basin) (Fig. 1). The supposed former eo- and mesoalpine structure of the Ligurian knot underwent severe deformations and rearrangement during Oligo-Miocene neoalpine events especially in the subsequent Po Plane - Adriatic Phase (Messinian-Pleistocene). During this last phase the structural mosaic of former setting (eo- to mesoalpine in the present interpretation) was displaced to the N by N-S severe compression having been incorporated within the more external and prominent front of the Apennines (the Monferrato folded Arc by Pieri & Groppi, 1981), largely overridden on the Po Plain border (external Pliocene foredeep of the Apennines).

References

- CASTELLARIN A. (in press).- Strutturazione eo- e mesoalpina dell'Appennino Settentrionale attorno al "nodo ligure". Studi Geolo. Camerti, Vol. Spec. 1992/2, Appendice, CROP 1- 1A.
- CASTELLARIN A., EVA C. & CAPOZZI R. (in press). - Tomografie sismiche ed interpretazione geologica profonda dell'Appennino Settentrionale nord-occidentale. Studi Geolo. Camerti, Vol. Spec. 1992/2, Appendice, CROP 1- 1A.
- PIERI M. & GROPPi G. (1981). - Subsurface geological structures of the Po Plain. CNR, P.F. Geodinamica, 414, 1-23.
- PIANA F. & POLINO R. (1994). - La zona transpressiva di Rio Freddo e l'evoluzione convergente della Collina di Torino e del Monferrato durante il Terziario. Atti Tic. Sc. Terra, Ser. Spec., 1, 167-180.

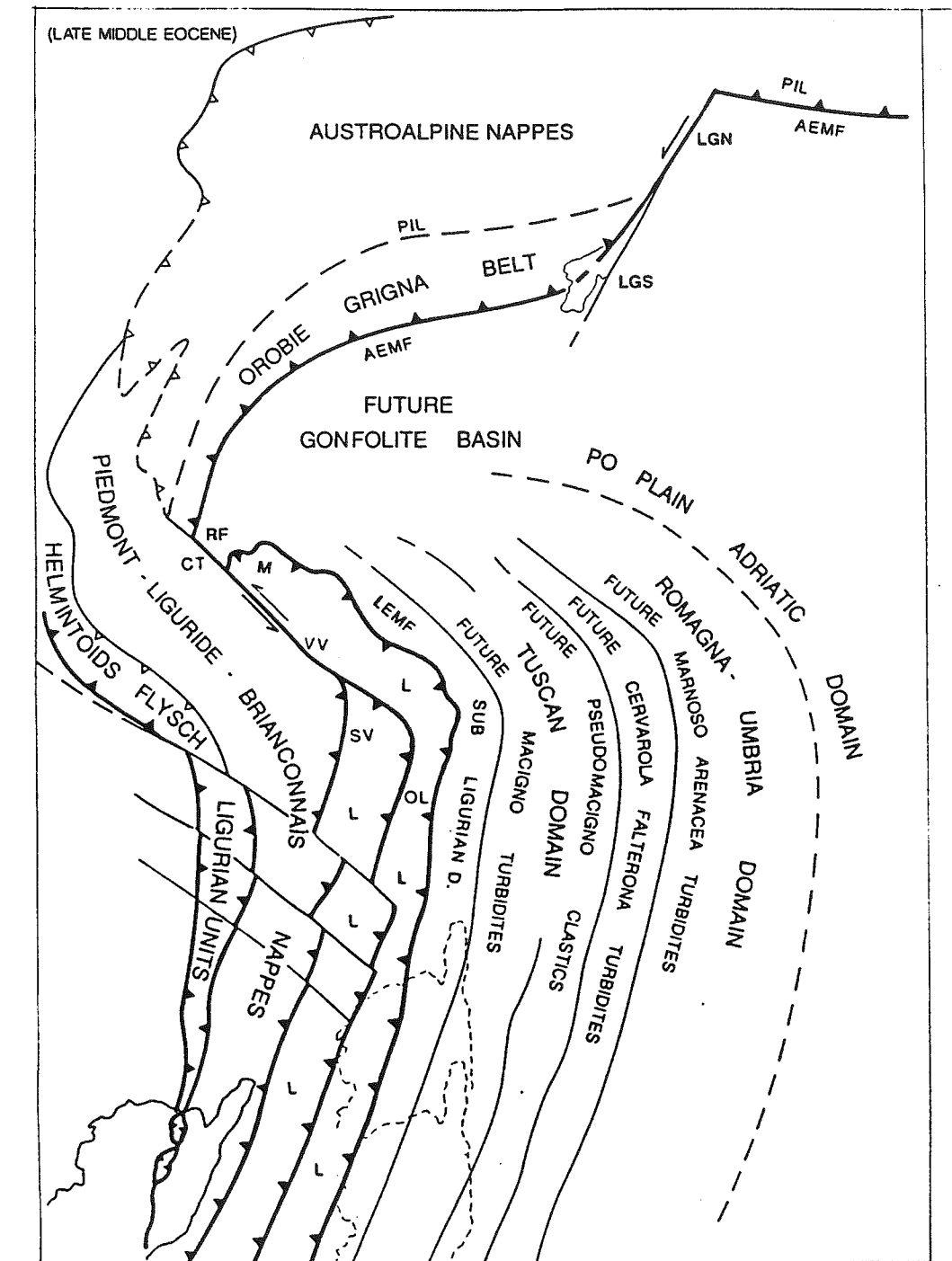


Fig. 1 - Attempt of palinspastic restoration of the SE- side of the Alps after the mesoalpine collisional events (Late Middle Eocene). Letters: PIL, Paleo-Insu-Subic Lineament; LGS, LGN, Paleo- Giudicarie Lines; AEMF, Eo- to Mesoalpine front of the southern side of the Alps; L, Ligurian Units; M, Monferrato; CT, Torino Hill; VV, Villavernia-Varzi Line; RF, Rio Freddo shear zone; SV, Sestri-Voltaggio Line; OL, Ottone-Levanto; LEMF, Ligurian Eo- to Mesoalpine front.

CONTROL OF THRUST TECTONICS IN THE HIMALAYAN FOOTHILLS: A VIEW FROM A NUMERICAL MODEL

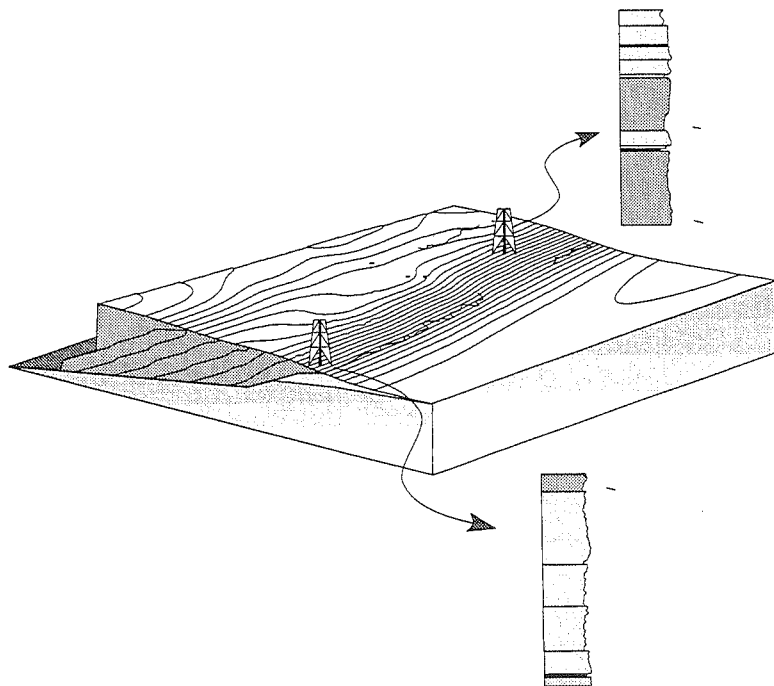
Edouard CHALARON, Jean Louis MUGNIER, Georges MASCLE

Institut Dolomieu and U.R.A. C.N.R.S. 69, 15 rue M. Gignoux, 38031 Grenoble, FRANCE.

The frontal overthrust structures of a collision ridge and its foreland basin together form an area where the movement of imbricated overthrust structures, erosion, sedimentation and substratum subsidence occur simultaneously. Their evolution is controlled by: a) the displacement of several thrust sheets along faults and an underlying decollement; b) the vertical motion of the rigid basement beneath the accretionary wedge; c) superficial processes (erosion-sedimentation). These various phenomena interact and lead to a subsequent sequence of exhumations and burying of the sheets forming these structures. Separate models have been developed in Pascal for each of these phenomena and these models are coupled in a general algorithm based on the Coulomb wedge theory, a 3D forward kinematic system, progressive tilting of the underthrust basement and an erosion/sedimentation model in order to characterise a) the sequence of fault activation in a thrust system, b) the geometry of the synorogenic sedimentation in foreland and piggy-back basins using a stratigraphic numerical model. By varying the value of the parameters set, it is thus possible to study and quantify the effect of various phenomena on the development and tectonic history of the collision ridge front.

The Siwalik belt, frontal thrust system of the Himalayas, represents a structure on which the model can be applied. It presents mainly simple structures made of one fault system branched on an underlying decollement. Conglomerate deposits of the Plio-Pleistocene (Upper Siwalik) are overthrust by Miocene formations (Lower Siwalik) at the front of the wedge and along inner faults. Structural maps show that thrust sheets are laterally relayed and simultaneously emplaced.

The Main Boundary Thrust (MBT), one of the major Himalayan thrusts, shows recent normal displacement along most of its length. The presence of such peculiar normal faulting along the MBT is used to calibrate the mechanical characteristics of the belt considered as a Coulomb wedge. The following characteristics are suggested: a) very poor contrast of strength between basal decollement and rocks in the wedge body, b) high pore fluid pressure ratio (probably close to 0.8-0.9) and a higher fluid pressure ratio (close to 1.0) along the active normal faults if a high internal friction angle (close to the Byerlee value) is considered. The comparison between the deformation pattern in the Himalayan foothills and the modelling results supports the concept that the Himalayan thrust wedge has a steady-state type evolution controlled by horizontal convergence and superficial mass transport, and characterised by an irregular spatial and temporal distribution of shortening within the whole wedge. During this evolution, piggy-back basins or strongly displaced internal sheets hide some thrust sheets. The exhumation path of these sheets is then discontinuous, though the shortening of the wedge is regular. According to this type of behaviour, we propose a model of evolution for the last 5 myr for the frontal part of the Himalayan wedge.



LE BASSIN AVANT-ARC DE LA MARGE ACTIVE NÉO-ZÉLANDAISE

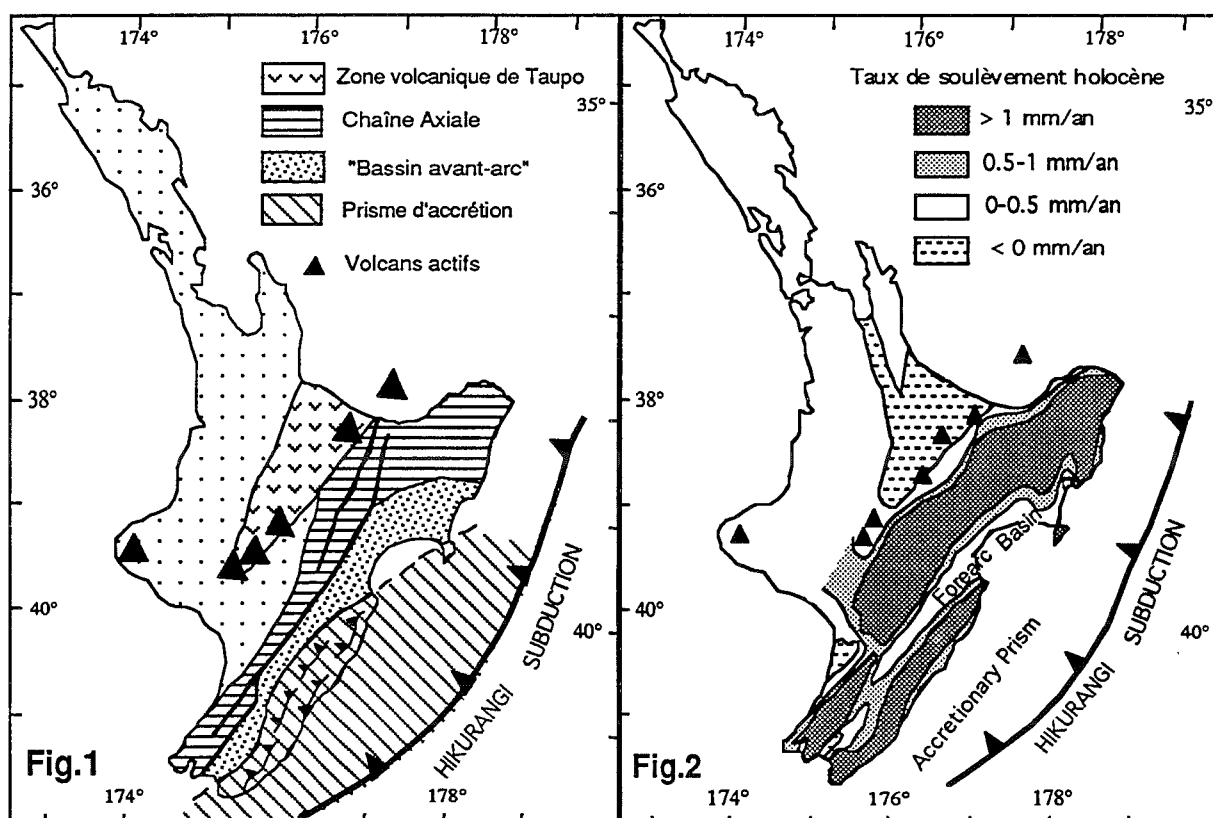
Frank CHANIER*, Christophe BURET*, Jacky FERRIERE* et Christophe LARROQUE**

* Laboratoire de Géologie Dynamique, URA 719, Univ. Sci. Tech. Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq

** Institut de Géodynamique, URA 1279, CNRS-Univ. de Nice, av. A. Einstein, 06560 Valbonne

La marge orientale de l'île Nord de Nouvelle-Zélande est caractérisée par la subduction de la Plaque Pacifique sous la Plaque Indo-Australienne, active depuis 25 MA. Cette subduction le long de la fosse Hikurangi est à l'origine de la formation d'un prisme d'accrétion, particulièrement bien développé dans les parties centrale et meridionale de cette zone de subduction.

Le bassin avant-arc représente une dépression morphologique nette, longue de 300 km pour une largeur de 20 à 35 km, entre la chaîne axiale (qui porte l'arc volcanique) et la plus haute ride du prisme d'accrétion (Chaîne Côtière) (figure1). Ce bassin, qui a la particularité d'être émergé, s'exprime donc particulièrement bien lorsque le prisme d'accrétion est très développé. Il est par contre inexistant dans le tiers Nord de la marge Hikurangi qui se caractérise par l'absence de prisme d'accrétion.



On considère classiquement que ce bassin montre un remplissage épais de 2000 à plus de 8000 m de sédiments d'âge Miocène moyen à Quaternaire (derniers 15 Ma environ). Ces épaisses séries essentiellement silico-clastiques apparaissent nettement discordantes sur un socle Jurassique-Crétacé très déformé. Les séries récentes du bassin avant-arc apparaissent globalement peu déformées. Elles sont affectées par de larges plis légèrement déversés vers l'Est, et quelques failles inverses dont le rejet reste relativement faible. La déformation de ces séries récentes s'accroît vers l'Est, à mesure que l'on se rapproche de la Chaîne côtière qui constitue la partie surélevée du prisme d'accrétion.

Sur sa bordure occidentale, le bassin avant arc subit aussi une déformation active qui est de nature essentiellement transcurrente. De grands décrochements dextres constituent la limite entre le bassin avant-arc et la

chaîne axiale (arc frontal). Ils affectent principalement la bordure Ouest du bassin mais certains décrochements actifs traversent le bassin dans sa partie centrale, légèrement surélevée, et se poursuivent jusque sur la bordure orientale de ce bassin [Cashman *et al.*, 1992]. D'une manière générale, ces décrochements dextres enregistrent l'essentiel de la composante oblique de la subduction entre les plaques Pacifique et Australienne.

Si l'on s'intéresse aux témoins de la déformation plus ancienne dans ce bassin, et sur ses bordures, on observe que l'ensemble de la marge active était soumise à une tectonique extensive accompagnée de subsidence pendant le Miocène entre -15 et -5 Ma [Chanier *et al.*, 1992]. La variation progressive des âges de la transgression marine observée à partir du Miocène inférieur-moyen (plus récents à l'Ouest qu'à l'Est et au Nord qu'au Sud) sur le soubassement anté-Miocène indique en effet que pendant cette période, il n'y avait probablement pas de bassin avant-arc bien individualisé avec la géométrie que l'on observe actuellement. En fait, la morphologie actuelle du bassin est directement liée à la formation du prisme d'accrétion Hikurangi au cours du Quaternaire.

On note dans le bassin des discordances progressives en éventail à partir du Pléistocène moyen, ceci à l'échelle de l'affleurement [Lamb et Vella, 1987] comme à l'échelle des profils sismiques [Cape *et al.* 1990] réalisés sur cette zone. La déformation compressive actuelle dans le bassin avant-arc comme sur le prisme est essentiellement attribuée au dernier million d'années.

Le Quaternaire se caractérise aussi par un net soulèvement de la Chaîne Axiale comme de la Chaîne Côtière, d'environ 2 à 3 mm/an [Pillans, 1986], constituant ainsi les bordures du bassin avant-arc. Ce dernier comporte des zones à très faible soulèvement, voire localement des secteurs de faible subsidence. Il est globalement stable en ce qui concerne les mouvements verticaux et ne doit son existence qu'aux structures environnantes qui se soulèvent (figure2).

Ceci est confirmé par les modèles analogiques réalisés dans le but d'imager ce type d'environnement géodynamique [Larroque *et al.*, 1994]. Ces modèles montrent en outre que l'on peut s'attendre au développement d'une zone de rétrochevauchements à la limite entre le prisme d'accrétion et le bassin avant-arc. Les pendages assez forts qui existent parfois en Nouvelle-Zélande au niveau de cette limite [Lamb et Vella, 1987] représenteraient un stade précoce de cette évolution, confirmant le caractère juvénile du bassin avant-arc.

En résumé, malgré sa géométrie et la nature de son remplissage sédimentaire qui aurait pu laisser penser que le bassin avant-arc de Nouvelle-Zélande fonctionnait comme tel depuis le Miocène moyen, ce dernier ne connaît une évolution de type bassin avant-arc s.s. (à l'arrière d'un prisme d'accrétion) que lors de la période la plus récente (moins de 2 Ma). Par ailleurs, il apparaît que ce bassin récent n'est pas le résultat d'une subsidence fondamentale mais qu'il correspond à un axe de soulèvement minimum au sein du système de subduction.

Références

- CAPE C.D., LAMB S.H., VELLA P., WELLS P.E. & WOODWARD D.J. (1990). - Geological structure of Wairarapa Valley, New Zealand, from seismic reflection profiling. - *J. Roy. Soc. N. Z.*, **20**, 85-105.
- CASHMAN S.M., KELSEY H.M., ERDMAN C.F., CUTTEN H.N. & BERRYMAN K.R. (1992). - Strain partitioning between structural domains in the forearc of the Hikurangi subduction zone, New Zealand. - *Tectonics*, **11**, 242-257.
- CHANIER F., FERRIERE J. & ANGELIER J. (1992) - Extension et Erosion tectonique dans un prisme d'accrétion : l'exemple du Prisme Hikurangi (Nouvelle-Zélande). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **315**, II, 741-747.
- LAMB S.H. & VELLA P. (1987). - The last million years of deformation in part of the New Zealand plate boundary zone. - *J. Struct. Geol.*, **9**, 877-891.
- LARROQUE C., CALASSOU S., MALAVIEILLE J. & CHANIER F. (1994).- Modélisation analogique de la formation des bassins avant-arc. Application au bassin du prisme d'Hikurangi (Nouvelle-Zélande). Ce volume.
- PILLANS B. (1986). - A Late Quaternary uplift map for North Island, New Zealand. - *Royal Society of New Zealand Bulletin* **24**, 409-417.

VARIATIONS LATÉRALES DES AVANT-PAYS ET FRONTS DE DÉFORMATIONS ASSOCIÉS À LA RIDE MÉDITERRANÉENNE : IMPLICATIONS POUR LA GÉODYNAMIQUE DE LA MÉDITERRANÉE ORIENTALE

Eric CHAUMILLON*, Jean MASCLE*, Hans Jurgen HAUFMANN**,
Henrik Hove PEDERSEN***

* Géodynamique sous marine. BP 48, 06230 Villefranche-Sur-Mer, France

** GEOMAR-Wischhofstrabe 1-3, D-21148 Kiel-D

*** Dept. of Geosciences, Aarhus Universitet, 8000 Aarhus, DK

La Ride Méditerranéenne (R.M.) est un vaste prisme d'accrétion résultant de la convergence des plaques Afrique, Europe et Egée. La campagne de sismique multitrace PRISMED (Mars 1993), apporte de nouvelles contraintes sur la déformation semi-profonde de cet édifice et permet, en particulier, de comparer les variations latérales de réponse structurale du front de déformation face à des avant-pays variés : la plaine abyssale océanique de Sirte, la plaine abyssale d'Hérodote et la marge continentale lybienne.

Malgré une grande diversité des styles de déformation, les lignes sismiques, sur les 50 premiers km de la R.M., illustrent la présence d'un prisme de sédiments déformés en compression (plis, failles inverses, chevauchements) qui s'épaissit en s'éloignant du front de déformation et qui repose sur un niveau de décollement basal.

Au niveau des domaines occidentaux et orientaux (face aux plaines abyssales de Sirte et d'Hérodote), la R.M. est large (jusqu'à 300 km), et caractérisée par des pentes topographiques extrêmement faibles (0,5 à 1°). Les failles inverses et les plis sont à double vergence et le niveau de décollement est identifié à la base des évaporites messiniennes. A l'Ouest, les chevauchements sont à faibles pendages et la croissance du prisme semble extrêmement rapide (plusieurs mm/an). Vers l'Est, les failles inverses sont caractérisées par de très forts pendages. Ces différences semblent être principalement dues aux variations de direction de convergence qui, de frontal dans le secteur occidental de la R.M., devient oblique face au secteur oriental.

Face à la plaine abyssale d'Hérodote, on observe d'Ouest en Est, une forte augmentation des amplitudes et longueurs d'onde des plis ainsi qu'un accroissement des distances entre failles inverses. Cette variation semble directement liée à la forte augmentation de l'épaisseur des sédiments Plio-Quaternaires provenant des apports détritiques du cônes du Nil.

Face à la marge lybienne, la R.M. est plus étroite et la pente topographique du prisme, forte et irrégulière, est affectée par des glissements gravitaires. En profondeur, des traces de chevauchement à faible pendage sont observées. Ces caractéristiques du domaine central semblent liées à l'absence (ou à la rareté) des évaporites messiniennes ainsi qu'au contact collisionnel entre le promontoire continental lybien et la R.M..

Tout en permettant de discriminer certains facteurs, responsables des fortes variations latérales du style de déformation au front de la R.M., et d'estimer le taux de croissance du prisme, les profils de sismique multitrace conduisent à confirmer les rôles majeurs, dans la tectonique du domaine Méditerranéen oriental, d'un niveau de décollement d'âge Messinien et de l'échappement latéral du domaine Egéen.

GÉOMÉTRIES DE BASSINS SÉDIMENTAIRES FORMÉS EN CONTEXTE COMPRESSIF

P.R. COBBOLD, J.J. TONDI BIYO, J.C. THOMAS, M. de URREIZTIETA

Géosciences-Rennes (UPR 4661 du CNRS), Campus de Beaulieu, 35042 RENNES Cédex

Il est couramment admis que la géométrie des bassins d'avant pays, formés en contextes de contraintes compressives horizontales, est régie par la flexuration de la lithosphère, sous l'effet de charges verticales. La charge d'origine est fournie par le compartiment supérieur de la faille inverse qui se trouve en bordure de bassin. L'accumulation de sédiments au pied de la faille est à l'origine d'une importante charge supplémentaire.

D'autres mécanismes de flexuration sont parfois avancés, tel le flambage de la lithosphère, qui serait à l'origine d'ondulations périodiques.

Dans notre travail, nous avons classifié différents types de bassins, en fonction de leurs géométries et de leurs mécanismes de formation.

Pour les géométries, nous avons recueilli des données en deux grandes régions du globe soumises à raccourcissements et épaisissements d'âge Cénozoïque : l'Asie Centrale, en contexte de collision continentale, et l'Amérique du Sud, en contexte de subduction andine.

Pour mieux comprendre les mécanismes de formation de bassins, nous avons réalisé plusieurs séries d'expériences, sur modèles analogiques de la lithosphère. Pour visualiser les structures à l'échelle des bassins, nous avons dû utiliser des modèles de taille exceptionnelle (1m x 40 cm x 30 cm). Les paramètres que nous avons fait varier sont la rhéologie de la lithosphère, la vitesse de raccourcissement et les modalités de sédimentation et d'érosion.

Notre classification des bassins compressifs tient compte principalement de la disposition des failles en bordure de bassin. Ainsi, nous distinguons les bassins asymétriques, dotés d'une seule faille, et les symétriques, limités par deux failles parallèles, de vergences opposées. L'espacement de ces failles contrôlant les modalités de flexuration, les bassins étroits sont de profil triangulaire et les larges, en forme de papillon. Cependant, d'autres facteurs peuvent intervenir : chronologie relative des failles, modalités de sédimentation et d'érosion, présence de niveaux de décollement internes au bassin et disposition oblique de failles limitrophes (contexte transpressif).

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (03) 76 83 83 86
FAX. (03) 76 87 82 43

THRUST KINEMATICS AND GEOMETRY IN A BRITTLE-DUCTILE SERIES : AN EXPERIMENTAL APPROACH.

Bernard COLLETTA, Yann PHILIPPE and Jean LETOUZEY

Institut Français du Pétrole, BP 311, 92506 Rueil Malmaison, France.

The development and propagation of thrust have been investigated by means of scale-down sand-box experiments analysed by computerised x-ray tomography (Colletta *et al.* 1991). Two basic materials have been used in the experiments to simulate two kinds of rheology : 1) silicone putty with viscous behaviour which simulates ductile rocks like shale or salt and 2) dry quartz sand or glass powder simulating brittle rocks like limestone or sandstone.

In purely brittle models, thrust propagate forward in a piggy back sequence. In such a sequence of propagation, only one thrust (the frontal one) is active; the older thrusts are passively transported or poorly reactivated. Vergence of thrusting is controlled by basal friction and major displacements occur along forethrusts. Spacing and thrust sheet length are mainly controlled by basal friction and by depth to decollement (Malavieille, 1984; Mulugeta, 1988; Huiqi Liu, 1990)

On the contrary in models composed of one or several layers of viscous material, the normal forward piggy-back sequence of propagation is no more valid. Thrust development is mainly controlled by the simulated viscosity, dependant upon velocity of deformation and thickness of the viscous layer. (Ballard, 1989 and Ballard *et al.* 1987). In experiments simulating viscosity of salt or weak shales, nucleation of thrust is directly related with discontinuities in the ductile layer or specific boundary conditions. The Jura mountains display several examples of thrust nucleation related to discontinuities in the main Triassic decollement layer. Vergence of thrusts is no more controlled by basal friction (Davis and Engelder, 1985) and can change due to an almost horizontal maximum principal stress. Several thrusts are active simultaneously accommodating shortening over the whole decollement zone.

In the case of two interbedded ductile layers, duplexes can develop from a true passive roof duplex (intracutaneous wedge) to an emergent hinterland dipping duplex. In antiformal structures, decoupling in the uppermost ductile layer induces two opposite verging thrusts producing typical "rabbit ear anticlines" comparable to natural examples from Santa Barbara ranges in Argentina and from Southern Algeria.

In the case of three or more ductile interbedded layers, "fish tails", comparable to Melville Island structures, can develop. Lateral change of thrust vergence is accommodated by a symmetrical pop-up structure (Fig. 1).

References

- BALLARD J. F., (1989.) - Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure Thesis, Université de Rennes, 301 p.
- BALLARD J. F., BRUN J. P., VAN DEN DRIESSCHE J. & LALLEMAND P., (1987). - Propagation des chevauchements au-dessus des zones de décollement : modèles expérimentaux. C. R. Acad. Sci. Paris, 305 (II), 1249-1253.
- COLLETTA B., LETOUZEY J., PINEDO R., BALLARD J.F., BALE P., (1991) - Computerized x-ray tomography analysis of sand box models: examples of thin-skinned thrust systems. *Geology*, 19, 1063-1067.
- DAVIS & ENGELDER (1985). - The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics*, 119, 67-88.
- MALAVIEILLE, J. (1984). - Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagnes. *Bull. Soc. Geol de France*, 7, 129-138.
- MULÜGETA G., (1988). - Modelling the geometry of Coulomb thrust wedges. *Journal of structural Geology*, 10, 847-859.
- HUIQI LIU, MCCLAY K. R. & POWELL D (1990). - Physical models of thrust wedges. in K.R. McClay ed. *Thrust tectonics*. Chapman & Hall. 447p.

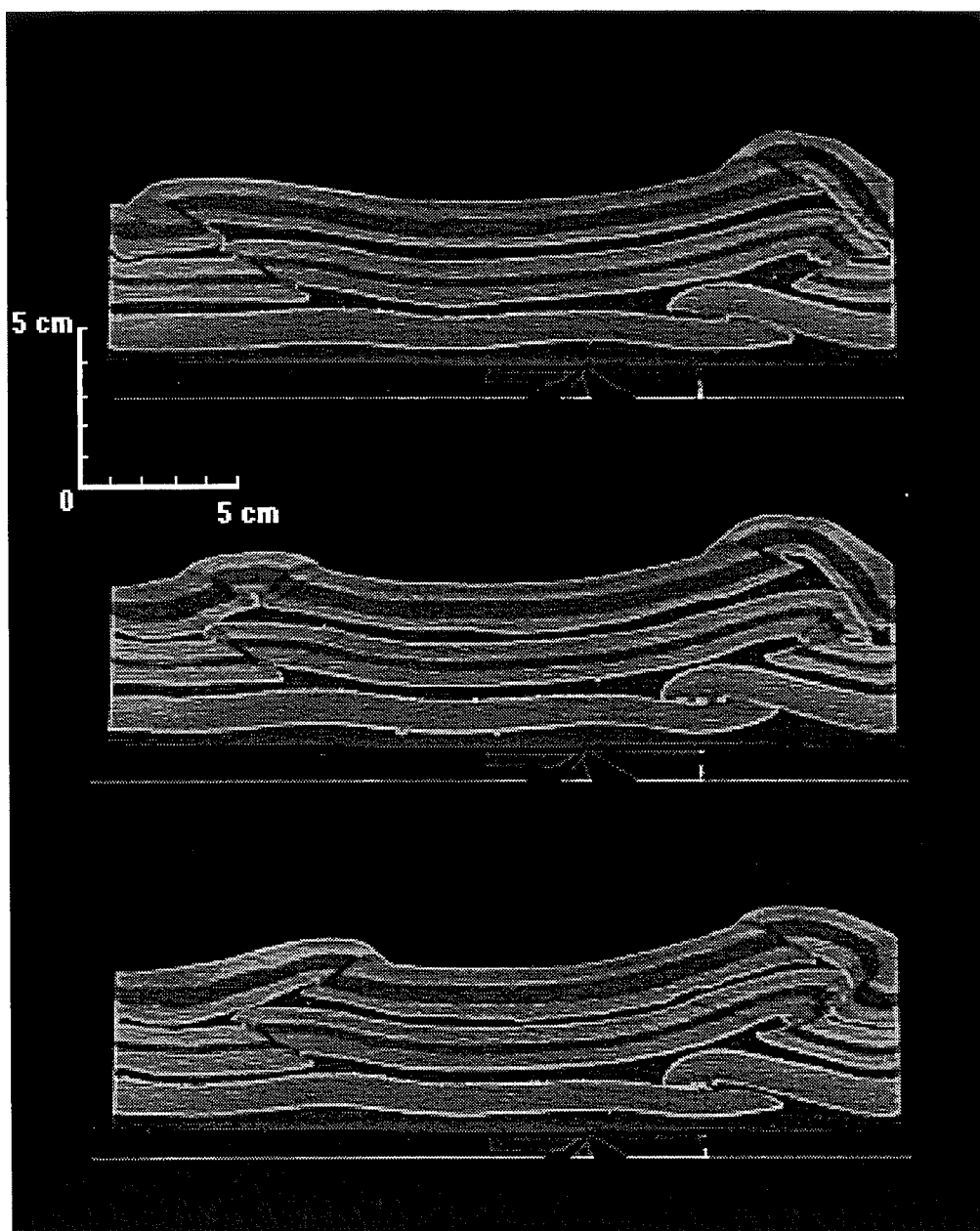


Fig. 1 : Serial cross-sections (computerised x-ray tomography images) of a "three ductile interbedded layers" model showing "fish tail" structures and lateral changes of thrust vergence.

TECTONIC VERSUS SEDIMENTARY STRUCTURES IN SCALY CLAYS, MORPHOLOGIES AND FAILURE MECHANISMS, NORTHERN APENNINE, ITALY

Cipriano De LIBERO

Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Bologna, via Zamboni 67, I - 40127 Bologna
Castellonchio, 43 50065 Pontassieve, Firenze, Italy

Ubiquitous stratal disruption and scaly fabric produce the so-called chaotic structure of the Mt. Modino mélange and hamper the reconstruction of its deformational history and genetic environments. The mélange is formed by lower Cretaceous deep-sea, anoxic shales and limestones of the Ligurian Tethyan ocean.

The most problematic textural aspects are the discontinuity of structures, the heterogeneous strain. In particular, an intimate combination of ductile and brittle structures evoke the perennial question of tectonic versus sedimentary deformations.

Sedimentology and stratigraphy indicate that the first phase of stratal disruption corresponds to synsedimentary mass gravity transport, which produced slump deposits and mudflows. Meso- and microscopic failure mechanisms of shales and carbonates, their cross-cutting relationships allow to pin-down a relative chronology of the structures and to speculate on their genetic environments.

The complete structural evolution records transition from ductile flow to brittle failure along increasingly spaced surfaces, and finally to diffusive mass transfer of carbonates. The mesoscopic rounded or angular shapes of clasts and boudins result to be misleading indicators of the induration state. Both ductile and brittle structures occur in the field of syndiagenetic deformations, showing increasing efficiency transgranular failure relative to intergranular flow. Complete lithification of shales and of carbonates is believed to be marked by the transition to DMT processes. Rounding of clasts and boudins may also be caused or enhanced by pressure solution and stylolite boudinage. Bedding perpendicular fractures occur in soft sediments and can be reactivated after complete lithification.

In addition, evidences of hydrofracturing indicate transient high fluid pressures, the deformational evolution is hence interpreted to record subduction of the unit in the Ligurian accretionary prism, producing tectonic dewatering and hardening, and continuing beyond the diagenetic domain.

Tough some structures of shales and carbonates may be simultaneous, synthetically they have formed according to the following sequence:

1a) Pinch-and-swell of limestone beds. It produces hummocky shapes, witnesses continuous stratal extension and is realised by homogeneous intergranular slip, indicating unconsolidated state of muds.

2) Bed perpendicular joints, open fractures hosting mud injection and eventually leading to separation of the blocks. It produces angular blocks and suggests a slight increase of cohesion. The joints are occasionally reactivated as domino faults, indicating local transition from pure to simple shear.

3) Boudinage. The blocks are rounded due to cataclastic failure. The mechanism reveals incipient lithification, low effective stress, and dilation plus pure shear.

4) Pinch-and-swell and folding of shales. The muds flow by intergranular slip, but without obliterating the sedimentary lamination, their water content is hence between the liquid and the plastic limit.

5) Scaly fabric. The scaly network is an anastomosing disjunctive cleavage produced by the extensional fractures cross-cutting at high angle the pinch-and-swell structure, the localization of failure, indicates increased consolidation and/or fluid overpressuring.

6) Cataclasis and autoinjection of blocks with crystallization of mosaic calcite. The injections follow pre-existing fractures and lamination surfaces. This mechanism records hydrofracturing of chalks.

7) Local opening of the scaly fabric domains followed by formation of thin calcite shear veins. It records localization of permeability and fluid overpressuring.

8) Further displacement of boudins with bending of scaly fabric and without perceptible deformation of the beds. It indicates complete lithification of limestones and enhanced consolidation of the shales.

9) Development of an array of spaced conjugate faults, cutting the scaly fabric and rotating the bed chunks. This sharp shift of strain partitioning suggests complete lithification of the shaly matrix, which since displays macroscopic

brittle failure and behaves as a "rock".

10) Crystallization of centimetre thick, banded calcite shear veins along the faults, associated to pressure solution of adjacent limestones and formation of pressure shadows. The veins indicate further localization of fracture permeability, and periodic fluid overpressuring.

11) Styloboudinage of fine grained limestones. Formation of extension veins causes stratal extension, anastomosing stylolites and residual crust at the outer surfaces produce bed-perpendicular shortening. This process produces rounding of the boudins, since DMT is more efficient at their ends, and hence mimics soft-sediment deformation.

12) Disruption of blocks and matrix by through-going open fractures. This failure mechanisms, records restoration of shallow level conditions, and only occurs along late normal faults.

The structures from 1) to 4) can be found in mudflows clasts, hence indicating gravitational origin. The scaly fabric is assumed to be tectonic structure by analogy with modern examples. The structures indicating overpressuring suggest tectonic dewatering. The DMT processes may indicate complete lithification and suggests anchizone metamorphism. Future developments should focus on the evaluation of PT conditions by associating the analysis of failure mechanisms with the study of petrographic and geochemical indicators.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (33) 76 83 53 66
FAX. (33) 76 87 62 43

SCALY FABRIC, A RECORD OF TECTONIC DEWATERING. THE CASE OF THE MT. MODINO MÉLANGE, NORTHERN APENNINES, ITALY.

Cipriano De LIBERO

Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Bologna, via Zamboni 67, I - 40127 Bologna
Castellonchio, 43 50065 Pontassieve, Firenze, Italy

The "*argille scagliose*" are shaly, polyphasic mélanges with pervasive scaly fabric. The scaly fabric was formerly empirically related to olistostrome's emplacement or considered an ambiguous structure. Now it tends to be loosely associated to tectonic shearing, though few microstructural criteria have known to describe it. The case illustrated here is actually believed to record tectonic dewatering, based on SEM and small scale observations.

This paper aims to show that shales have recognizable microstructures, which record specific rheologic conditions and an irreversible evolution and can hence be used in structural analysis.

The scaly fabric outlines the pattern of an anastomosing disjunctive cleavage, characterized by microlithons and domains. The microlithons preserve distinct microfibrils which date back to primary sedimentary processes and to refluidization by mudflow. They are cross-cut by the cleavage domains which, therefore, are not related to gravitational transport. The mudflow microfibril indicates intergranular flow by frictional sliding of single clay particles, while the inception of scaly fabric domains represents transgranular deformation and hence transition from ductile to brittle deformation at microscopic scale.

The anastomosing pattern of scaly fabric results from the combination of a set of undulated surfaces with short, straight or wiggly surfaces, forming high angle to them. The domains are shown to correspond to sedimentary lamination surfaces and are consist of rotated clay particles. Their undulation represents pinch and swell deformation of soft, cohesive laminated muds. The short surfaces are extensional fractures with indented profiles and occasionally filled by extensional veinlets.

This scaly fabric pattern hence records transition from ductile stratal extension of underconsolidated muds to localized fracturing. This rheologic changement is irreversible. Localized fracturing indicates can be caused by transient high pore fluid pressure and/or by enhanced consolidation of the mud. The development of scaly fabric also represents transition from diffuse permeability to secondary fracture permeability.

The fractures may be reactivated as faults with minimal displacement, suggesting that the scaly fabric network is a self-locking structure which favours drainage and consolidation, and requires migration of the deformation front. The genesis of scaly fabric is related to early accretionary tectonics, based on the overall geologic framework and on close analogies with modern examples.

The proportions of domains to the total rock volume, the preservation of sedimentary microstructures and the seeming absence of new minerals indicate shallow structural level.

During later tectonic deformations, the scaly clays behaved as a "rock", it can be folded or brecciated, but not reactivated, showing that its formation represents a particular unique step in the mechanical and hydrogeologic evolution of the unit.

Other mesoscopically similar fabrics should record different deformational histories. Microfibrils analysis in general suggest that shales, far from being elusive strain markers, can records specific, irreversible steps in rheologic behaviour, and therefore can be used in structural analysis. Their role is primary in scaly clays where they constitute the medium in which most of the total strain is realized.

Keywords: - Argille scagliose, mélange, shale microfibrils, cleavage, tectonic dewatering.

STRUCTURAL CONTROL, NEOTECTONICS AND SEDIMENTATION IN CENOZOIC BASINS OF GORNO-ALTAI, SOUTH-SIBERIA: PRELIMINARY DATA

Damien DELVAUX *, Philippe TREFOIS *, Rudie VAN DER MEER + and Nikolai BERZIN #

* Royal Museum for Central Africa, Dept. Geology-Mineralogy, B-3080 Tervuren, Belgium

+ Inst. Earth Sciences, Vrije Universiteit Amsterdam, The Netherlands

United institute of Geology, Gephysics and Mineralogy, Novosibirsk, Russia

The Gorno-Altai region belongs to the trans-continental dislocation zone that traverses Central Asia from SW to NE and includes the Pamir, Tian Shan, Altai and Sayan mountains, the Baikal rift and the Stanovoi belt. The tectonics of this wide area is controlled to a large extent by the indentation effects of the India-Eurasia collision (Davy and Cobbold, 1988). It was recently shown that north of the Pamir-Tarim line, the continental lithosphere is affected by large-scale folding (Nikishin *et al.*, 1993) and that a series of sedimentary basins of ramp or half-ramp type developed (Cobbold *et al.*, 1993). However, little is known about the Siberian part of the Altai massif (Gorno-Altai) and the Sayan massif which lie between the Junggar-Zaisan basins and the Baikal rift system.

The neotectonic structure of Gorno-Altai is characterized by a system of WNW-ESE to NWSE trending ridges of 2500-4500 m high, separated by depressions lying at 1000-2000 m. This general structure is controlled by Cenozoic reactivation of major fault zones which often correspond to Early Paleozoic sutures. These were reactivated several times, as evidenced by the frequent occurrence of Cambrian peridotite-serpentinite ophiolite fragments and Middle-Upper Devonian, Late Carboniferous and Jurassic sedimentary lenses along them.

The Kurai and Chuya depressions lie between the West-Sayan and the Altai blocks, at the southeastern extremity of the Gorno-Altai accretion wedge. Their basement consists dominantly of Middle Paleozoic volcano-sedimentary sequences, affected by Late Paleozoic folding and wrench faulting. The geology of this area is largely described in Deviatkin (1965), Bondarenko (1976), Bogachkin and Rozenberg (1974), Rozenberg (1976) and Luzgin and Ruzanov (1992).

In the Late Mesozoic-Paleocene, stable tectonic conditions under humid subtropical climate caused intense denudation and chemical weathering of the basement, with formation of an extensive kaoline weathering crust. Tertiary sedimentation started by redeposition of reworking products of the weathering crust in Paleocene-Early Eocene (Karachum suite). It is then followed by the deposition of the Upper Eocene-Upper Pliocene Koshagach suite, which consists of lacustrine limy and silty clays, with lenses of marls in the central part of the basin and sand in nearshore regions. The Chuya depression is characterized by steep slopes since the second half of the Eocene, and subsidence continued until Middle Pliocene, with relatively fixed contours. The Maximum thickness of Tertiary deposits in the Chuya depression reaches 1000 m in the central part. The Kurai and Chuya depressions were probably forming a unique basin at that time, and a large, long-living lake existed during all this period, allowing speciation of endemic fauna.

In Upper Pliocene, rapid acceleration of tectonic movements initiated a second phase of development. Sedimentation became coarser, with sands and gravels. The former unique Neogene depression was split in two subsiding blocks (Kurai and Chuya), separated by a rising block (Chagan-Uzun). In the meanwhile, reverse movements occurred along the common northern border fault. The two isolated depressions then evolved differently. The Kurai depression became a tull ramp basin with reverse activation of the southern boundary fault, while the Chuya depression became a half-ramp basin, with block tilting and gradual uplift of the southern margin to an altitude of 4000 m.

The combination of reverse movements along the northern border fault and tilting of the Chuya block in Upper Pliocene-Pleistocene caused denudation and dislocation of the Tertiary sediments along the margins of the Chuya depression. These were redeposited in the central part of the basin, which remained in a fluvio-lacustrine environment until at least the end of the Lower Pleistocene (lacustrine silts, clays, stromatolites and limestones). Neogene-Paleogene sediments of the uplifted Chagan-Uzun block were almost completely washed away. In Middle-

Upper Pleistocene, sedimentation is characterized by fluvio-glacial to glacial-lacustrine environment, with a dramatic influence of the Riss and Wurm glaciations, combined to continued high rate of tectonic activity.

Remnants of recent lacustrine terraces are well preserved all around the Chuya depression, until an altitude ranging between 2000 m and 2100 m, while the present-day outlet of the Chuya river lies at 1720 m only. The regular succession of terraces indicates that the lake level drops gradually, probably as the result of progressive erosion of the outlet. In addition, Deviatkin (1965) mention that the terraces of the northern border are about 100 m higher than the terraces of the southern border. The disparition of this lake is probably due to the combined effects of tectonic movements along the northern border fault, on which is situated the outlet, and rapid uplift of all the region, increasing of the slope gradient of the Chuya river.

Compared with the evolution of the Baikal rift zone (Logachev, 1993), 2000 km eastwards, there is a remarkable parallelism in the timing of climatically and tectonically induced geological events: Late Mesozoic-Paleocene peneplanation and weathering, Paleocene-Eocene reworking of weathering crust with redeposition in shallow and localized depressions, initiation of significant vertical movements and creation of lacustrine depressions in Oligocene and their gradual extension until the Middle Pliocene (Slow rifting stage); significant reorganisation due to rapid acceleration of tectonic process in Late Pliocene and continuous intense vertical tectonic movements since Early Pleistocene, leading to the present-day integral deep Baikal depression (Fast rifting stage).

This preliminary investigation, combined with the examination of existing geological literature shows that the Kurai-Chuya depressions of Gorno-Altai developed under complex interaction of tectonic, sedimentary and climatic processes. The structure of the depressions is controlled by the reactivation of preexisting Late Paleozoic fault systems. The pre-Paleogene weathering surface, and the Pleistocene glacial deposits recorded strongly the evolution of the climatic input. The timing of tectonic movements and the orientation of recent stress field is controlled to a large extend, by external tectonics, probably in relation with the India-Eurasia convergence.

References

- BOGACHKIN, B.M. and ROZENBERG, L.I. (1974) - Problems of Neogene stratigraphy of SouthEastern Altai". *Bull. Sciences Naturelles*, Section Geologie, **49**(2), 5-. (In Russian).
- BONDARENKO, P.M. (1976). - Modelling of overthrust dislocations in the folded areas. (On the example of Aktash structures in Gorno-Altai). Nauka, Novosibirsk, 116p. (in Russian).
- COBBOLD, P.R., DAVY, P., GAPAIS, D., ROSSLLO, E.A., SADYBAKASOV, E., THOMAS, J.C., TONDJI BIYO, J.J. & URREIZTIETA, M. (1993) - Sedimentary basins and crustal thickening. *Sedimentary Geology*, **86**, 77-89.
- DAVY, P., & COBBOLD, P.R. (1988). - Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled fof gravity. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, N.S., 14: 129-141.
- DEVIATKIN, E.V. (1965). - Cenozoic sediments and neotectonics of South-Eastern Altai. Nauka, Moscow, Transactions, vol. 126, 234p. (In Russian).
- LOGATCHEV, E.V. (1993). - History and geodynamics of the Baikal rift (East Siberia): A review. *Bull. Centrl Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **17**(2): 353-370.
- LUZGIN, B.M. and RUZANOV, G.G. (1992). - *Russian Geology and Geophysics*, **33**(4), 18-23.
- NIKISHIN, A.M., CLOETINGH, S., LOBKOVSKY, L.I., BUROV, E.B., and LANKREIJER, A.C. (1993). - Continental lithosphere folding in Central Asia (Part 1): constraints from geological observations. *Tectonophysics*, **226**, 59-72.
- ROZENBERG, L. I. (1976). - Paleogene sediments of the Chuya depression. *Bull. Sciences Naturelles*, Section Geologie, **51**(3), 64-. (In Russian).

SIGNATURE DE LA SURRECTION ET DE LA SUBSIDENCE DANS UN BASSIN D'AVANT-CHAÎNE ACTIF : LES FOOTHILLS DE TAIWAN

Joachim DÉRAMOND*, Bernard DELCAILLAU**, Pierre SOUQUET***, Luc FLOISSAC****

* Université Paul Sabatier, Laboratoire de Géologie Structurale & Tectonophysique 38, Rue des 36-Ponts, 31400 Toulouse.

** Université de Caen, UFR des Sciences de la terre et de l'Aménagement Régional, 14032 Caen Cedex.

*** Université Paul Sabatier, Laboratoire de Géologie sédimentaire, URA 1405, 39, allées Jules-Guesde, 31400 Toulouse.

**** Centre National d'Etudes Spatiales, Av. Ed. Belin, 31400 Toulouse.

La géométrie et la cinématique des bassins d'avant-chaîne peuvent être expliquées par un système tectono-sédimentaire contrôlé par le fonctionnement d'un chevauchement aveugle et comportant un anticlinal d'amortissement du chevauchement en cours de surrection et une gouttière d'avant-pays synclinale subsidente (système CAS ; Déramond *et al.*, 1993). L'application de ce modèle dans les Foothills de Taïwan a permis de révéler les faits nouveaux suivants :

1°) Emboîtement des bassins :

Les Foothills et la Plaine côtière de Taïwan (Ho, 1988) montrent deux bassins superposés (Delcaillau *et al.*, 1994) qui correspondent à l'enregistrement tectono-sédimentaire de deux collisions (Lu et Hsu, 1992) de la marge asiatique continentale avec le bloc Guitaïwan vers 8 Ma puis avec l'Arc de Luçon vers 3 Ma. Chaque bassin comporte une plateforme d'avant-pays rétrogradante sur la marge passive asiatique et découpée en cycles approfondissement-comblement ainsi que des gouttières mobiles à dépôts terrigènes synorogéniques qui évoluent, dans l'espace vers l'avant-pays et dans le temps, des turbidites ou des mélanges de subduction au fluvial.

2°) Propagation des chevauchements et migration des dépoctrés synorogéniques globalement d'E. en W. :

La tectonique en raccourcissement se traduit par des structures chevauchantes qui s'observent dans les séries préorogéniques et se relie à des plis d'amortissement dans le bassin (Suppe et Medwedeff, 1990). Les plis d'amortissement sont généralement fossilisés par des séquences sédimentaires déposées au front des chevauchements dans le synclinal d'avant-pays. Ils peuvent aussi supporter des bassins transportés sur chevauchement, à sédimentation moins profonde que celle des synclinaux d'avant-pays.

Le fonctionnement de chaque chevauchement peut être daté d'après l'âge des dépôts syntectoniques associés. On a pu ainsi distinguer une série de dépoctrés (deux dans la première collision, quatre dans la deuxième) en rapport avec le jeu ou le rejeu de chevauchements dont la durée est de l'ordre de 3 Ma pour la collision I tandis qu'elle varie de 1,5 à 0,3 Ma dans la collision II.

3°) Influence de la marge continentale sur la propagation des chevauchements :

Dans la deuxième collision, la variation des faciès et des épaisseurs sur la marge asiatique finit par contrarier la propagation piggy-back des chevauchements. La déformation s'accroît alors à l'intérieur du bassin d'avant-chaîne par rejeu de structures préexistantes (chevauchements hors-séquence) et création de nouvelles structures (rétrochevauchements). Il en résulte une surrection de la partie interne du bassin (structure en pop-up) dont les dépôts ont disparu par érosion et cannibalisme (dénudation du substratum).

4°) Influence de la marge continentale sur la géométrie du bassin :

L'évolution tectono-sédimentaire, durant la deuxième collision notamment, est influencée par les structures tectoniques héritées de la marge passive asiatique découpée en saillants et rentrants par des failles normales. Les rentrants déterminent des sous-bassins dans lesquels la subsidence est forte et le raccourcissement moindre. Les saillants jouent le rôle de hauts-fonds dans la sédimentation et par poinçonnement, induisent un raccourcissement plus fort et une virgation des structures tectoniques. Suivant leur orientation, les failles normales de la marge sont réactivées en décrochevauchements ou intégrées passivement dans le bassin dont elles accentuent l'approfondissement (fort taux de sédimentation gravitaire).

5°) Relations entre raccourcissement-surrection et érosion :

L'activité encore actuelle du front de la chaîne se manifeste par la croissance à l'air libre d'un anticlinal d'amortissement sur chevauchement. La morphométrie a révélé le diachronisme de la surrection entre une extrémité du pli où le raccourcissement est important, le chevauchement émergent et la surrection forte, d'une part, et l'autre extrémité où le raccourcissement est plus faible, le chevauchement aveugle et la surrection moindre, d'autre part.

Références

DELCAILLAU B., DERAMOND J., SOUQUET P., ANGELIER J., CHU H.T., LEE J.C., LEE T.Q., LEE T.F., LIEW P.M., LIN T.S. (1994). - Enregistrement tectono-sédimentaire de deux collisions dans l'avant-pays nord-occidental de la chaîne de Taïwan . *C.R. Sci. Acad. Paris*, t. **318**, série II, p. 985 à 991.

DERAMOND J., SOUQUET P., FONDECAVE-WALLEZ M.J., SPECHT M. (1993). - Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps : model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain) in WILLIAMS G.D. and DOBB A. ed., *Tectonics and seismic sequence stratigraphy*, *Geol. Society Special public.* **71**, p.193-219.

HO C.S. (1988). - An introduction of the geology of Taiwan : Explanatory text of the geologic map of Taiwan, *Central Geol. Survey and Ministry of Economic Affairs, Taipeh, Taiwan, R.O.C.*, 2nd ed., 192 p.

LU C.Y. et HSU K.J. (1992). - Tectonic evolution of the Taiwan mountain belt, *Petroleum Geol. of Taiwan*, **27**, p.21-46.

SUPPE J. et MEDWEDEFF D.A. (1990). - Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geol. Helv.*, **83/3**, p.409-454.

COMPOSITIONAL TREND OF SANDSTONES AS AN INDICATOR OF FORELAND BASIN TECTONIC SETTING: AN EXAMPLE FROM THE UPPER DEVONIAN AND CARBONIFEROUS OF THE ALTIPLANO OF BOLIVIA (CENTRAL ANDES, 15-18°S)

Enrique DÍAZ MARTÍNEZ

ORSTOM, C.P. 4875, Santa Cruz, Bolivia

The compositional trend of clastic deposits can be used to address paleogeographic and paleotectonic questions. Where older orogenic belts have been deeply eroded, the sediment shed into the nearby basins records the evolution of the source area. However, modifying factors affecting detrital modes before and after sediment deposition must be taken into account, and their relative importance assessed, before a final statement on the paleotectonic setting can be made. Because sediment dispersal can connect different sources, and weathering, transport and diagenesis can have a crucial effect on sandstone composition, an adequate evaluation of other geologic sources of evidence in the region must also be pursued.

The Central Andes constitute part of the western margin of the former Gondwana supercontinent. The Paleozoic history of this margin is but a reduced aspect of the protracted evolution of a continental margin which has remained active for more than 1000 Ma, even before the formation of Gondwana, and after its rupture, until present time. Provenance analysis of Upper Devonian and Carboniferous sandstones in the Altiplano of Bolivia has been used in conjunction with other sedimentary evidence and regional paleogeographic features to identify a foreland basin tectonic setting related with the development of a marginal arc and associated retroarc foreland thrust-belt along the western margin of Gondwana during the Middle and Late Paleozoic. Upper Devonian and Carboniferous sedimentary rocks in the Bolivian Altiplano constitute a complex sequence of shallow clastic shelf, deltaic, coastal and carbonate ramp deposits interrupted by a Mid-Carboniferous disconformity of regional character. Sandstones in the Upper Devonian (Frasnian-Famennian) Colpacucho and Cuman Formations present quartzose and quartzolithic petrofacies, indicative of deeply weathered cratonic landmasses and/or recycled sediments from uplifted strata of fold-thrust belts. QpLvLs plots also indicate a provenance from collision suture and/or fold-thrust belt. Support for the latter interpretation is provided by Middle Paleozoic subduction-related magmatism to the west of the study area, NW-SE to N-S trending proximal-distal relationships parallel to an inferred active margin, and synsedimentary slumps and slides indicating tectonic instability and local paleoslopes dipping to the east. Isopachs of Upper Devonian deposits display similar trends, but palinspastic reconstructions have yet to provide a better view of the geometry of the basin, nowadays highly telescoped due to Cenozoic Andean deformation.

Sandstones in the Lower Carboniferous (Tournaisian-Visean) Kasa Formation present arkosic and quartzose petrofacies, which are indicative of uplifted continental basement, eroded or dissected arc plutons, deeply weathered cratonic landmasses, and/or recycled sediments. QpLvLs plots indicate a mixed composition between fold-thrust or collision suture belt, and magmatic arc provenance. Paleocurrents indicate an eastern source, in contrast with the hypothetical western and/or southern source identified for subyacent units. This source is interpreted as either (a) a forebulge or major thrust block related with the development of the foreland fold-thrust belt, or (b) an uplifted basement block related to transpressive shear in the foreland region and to probable oblique subduction, both within the active continental margin setting. High-latitude climate and depositional environments are inferred to account for the more feldspathic composition of Upper Devonian and Lower Carboniferous sandstones, not strictly characteristic of recycled orogen provenances. A sample from the late Visean and early Serpukhovian Siripaca Formation presents vulcanoplutonic petrofacies, indicative of variably-dissected magmatic arc provenance. Limited data from this unit precludes further interpretation other than the record of Devonian or Early Carboniferous active magmatism previous to the Mid-Carboniferous regression. Sandstones from the Upper Carboniferous (?Moscovian) Yaurichambi Formation present varied petrofacies resulting from different local sources and recycling of sediment from underlying units. A continued influence of the magmatic arc provenance is observed in the same area as the Siripaca Formation, and is also recorded by the tuffs present within the carbonates of the overlying Copacabana Formation.

The overall sequence of compositional trends of Carboniferous sandstones in the Altiplano of Bolivia is interpreted as the foreland basin record of an active continental margin with local complexities and variabilities. Despite the effect of weathering, transport, sediment dispersal and diagenesis, detrital modes of sandstones remain

as a valid source of information in the identification of former tectonic settings. However, other geologic sources of information must be used in conjunction with provenance analysis before a definite conclusive statement can be established.

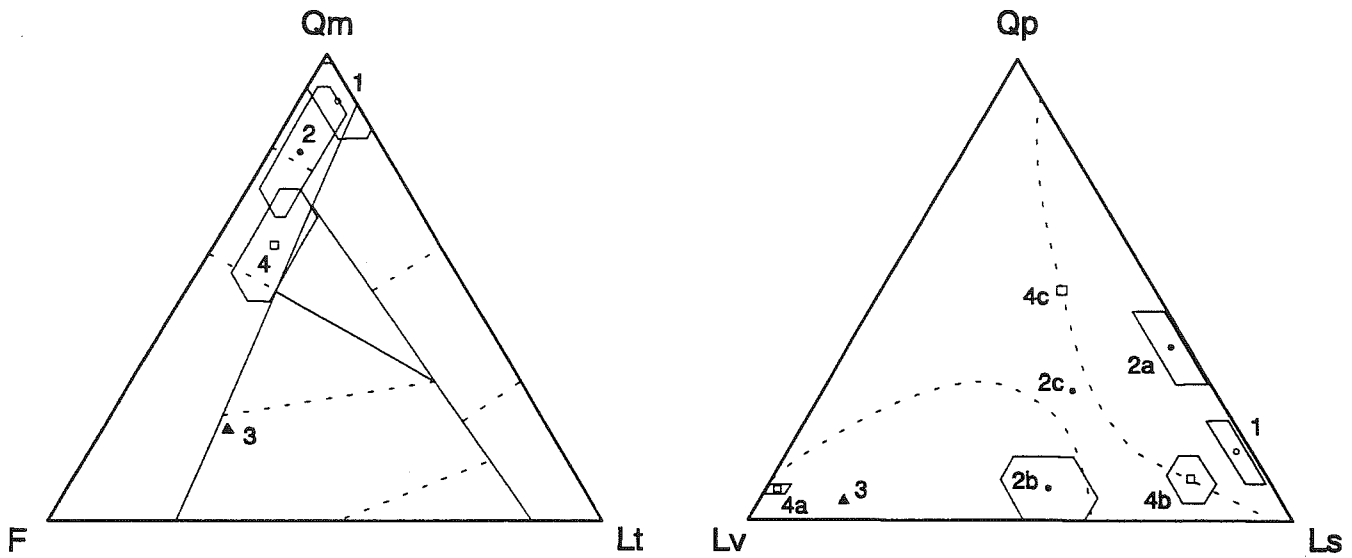


Figure: Distribution of mean detrital modes (plus one standard deviation) of sandstone suites derived from Upper Devonian and Carboniferous units in the Altiplano of Bolivia. Data in QpLvLs diagram is only for samples with $Lt \geq 9$. 1, Upper Devonian; 2, Kasa Fm.; 3, Siripaca Fm.; 4, Yaurichambi Fm.

PROPOSITION D'UN ALGORITHME CINÉMATIQUE DANS LES ZONES EN COMPRESSION

Renaud DIVIES, William SASSI

Institut Français du Pétrole, 1-4 Avenue de Bois-Préau, 92500 Rueil Malmaison

Nous proposons une nouvelle méthode de simulation de mise en place des nappes de chevauchement dans laquelle nous calculons la compaction des séries lithologiques. Le mécanisme de déformation utilisé est un glissement couche à couche avec conservation des épaisseurs de banc. La cinématique de la déformation est obtenue par un calcul incrémental des géométries successives ce qui permet de prendre en compte les variations de volume dues à la compaction lors de l'enfouissement.

L'intérêt de ce modèle cinématique est qu'il permet un couplage avec une mécanique simple de compaction syn-tectonique, et rend possible une étude des transferts thermiques et fluides à l'échelle du bassin.

COMPUTER MODELLING THE SEDIMENT ARCHITECTURE OF A MIXED CARBONATE/SILICICLASTIC ENVIRONMENT IN A FORELAND BASIN SETTING: APPLICATION TO THE CENTELLES AREA OF THE CATALAN BASIN (EASTERNMOST SOUTH PYRENEES)*.

Craig DOCHERTY**, Dave WALTHAM***, and Conxita TABERNER**

* EC project JOU2-CT92-0035.

** Institute of Earth Sciences 'Jaume Almera', Martí i Franques s/n, 08028 Barcelona, Spain.

*** Department of Geology, Royal Holloway and Bedford New College, University of London, Egham Hill, Egham, Surrey TW20 OEX, England.

Modelling by computer of the physical processes involved in infilling sedimentary basins help us constrain the parameters that control the sedimentary record. Modelling the architecture of the sedimentary basin infill has, to date, generally been restricted to either exclusively clastic or carbonate settings. In this paper, a sophisticated computer model based on algorithms that simulate the major clastic and carbonate processes as well as their interaction, is able to reproduce the situation where in-situ carbonate deposits have formed within a marine environment dominated by clastic sedimentation.

To be able to simulate the interactive processes of both clastic and carbonate sedimentation, a set of specific input parameters are required to constrain the model, necessarily including carbonate sediment production, deposition, erosion and redeposition, clastic sediment fluxes, and compaction. The easternmost sector of the Southpyrenean foreland basin (the Catalan basin) is an ideal area to test the model, as many of these parameters are well known or readily determinable. The area of Centelles, lying in the southeastern Catalan basin margin, has been chosen to test the computer model, where a recent paleomagnetic survey, providing detailed magnetostratigraphic dating, combines with field mapping to give a high quality data base with which to constrain important input parameters for the model. Glauconite from two distinct levels from within the Eocene marine section has been processed for K-Ar dating to further constrain the magnetostratigraphic timescale. The major sedimentary facies involved in the middle Eocene-aged sequence for the Centelles section are readily studied as they outcrop in a steep, 20 km-long section more than 500 m high in places. This section is mainly represented by delta/fan-delta bodies with extensive reef development at the end of the section (reef carbonates interbedded with shallow marine siliciclastic deposits some 100 m thick). Two main unconformities allow three main sequences to be distinguished in the Centelles section. These unconformities developed at the top of delta-lobe deposits and are erosional in character. The deposits overlying the erosional surfaces are thin, coarser-grained units, above which sedimentary facies reflect an increase in the depth of deposition. The time span for the Centelles section totals some 1.6 Ma, during which time a thickness of some 500 m was deposited.

In an attempt to determine the influence of eustatic sea level changes on sediment architecture of the Centelles section versus that of tectonics, model runs were set up in which for one run tectonic subsidence only was varied (maintaining constant sediment supply and no variation in eustatic sea level), and another where a (relative) sea level curve was designed, based on a published sea level curve for that period of the middle Eocene. Apart from the dating of events and total run time provided by magnetostratigraphy, common to the model runs were the following parameters. Carbonate productivity was considered a function of depth: An innovation in this computer model, however, is to consider the productivity to be further controlled by turbidity produced by fine-grained sediments in the water column, in recognition of a major control in present day carbonate environments (particularly coral reefs). The initial surface was considered to be dipping slightly northward, as a steeply-dipping surface is discounted due to the absence of deep water facies (the facies reaching a maximum water depth of about 50-70 m for this section). Sediments were considered to compact exponentially with depth. Subsidence rates were calculated based on the ages determined by magnetostratigraphic dating, and were input into the runs. The sediment transport distances and erosion rates fall within the common limits of those used in the literature and values were chosen which best reproduced the observed geometries.

It was possible to reproduce the general features of the Centelles section in both runs: however, the run

including sea level fluctuations could only form sandstones on erosion surfaces by increasing the sediment supply into the basin at that time, and as this would have occurred at a time when a sea level highstand is predicted, this run may be discounted. The model in which tectonic subsidence, in conjunction with sub-aerial erosion, were isolated, correctly reproduced the situation observed in the Centelles section, with no need to increase sediment supply after erosion events in order to produce the sandstone bodies. Hence, it is concluded that these erosion surfaces are attributed to tilting by episodic thrust emplacement related to mountain building in the allochthonous margin of the Southpyrenean foreland basin, and attest the periodicity of thrust movements in the Pyrenees.

Finally, the reef build-ups which occur at the top of the Centelles section are testimony to the interplay between clastic/carbonate sediment input, as they could only be reproduced by decreasing drastically the clastic sediment flux into the model. This concurs with the situation observed at the marine to continental transition at the basin depocentres during the middle to upper Eocene in the Southpyrenean foreland basin: infilling by anoxic marls and finally by a deep water evaporite sequence as the foreland basin became isolated from the open sea in the upper Eocene.

One main conclusion forwarded by the computer modelling is that tectonic subsidence was responsible for the development of the erosion surfaces, affecting delta deposits in the studied section. Extension of this methodology would provide a tool for quantifying thrust rate emplacement for this foreland basin and for other, similar cases. Furthermore, the model allows to assess the situation studied where the major control for reef growth was a decrease in sediment supply. The youngest reef developments in the basin formed during a marine regression. In such a setting, a general reduction of sediment supply may be better understood as a true reduction of siliciclastic input from the source areas, rather than the trapping of clastics in shallow platform areas, as would occur during relative sea level rises.

ENREGISTREMENT DES DÉFORMATIONS DE L'AVANT-PAYS DES CARPATES OCCIDENTALES AU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR (RÉGION DE CRACOVIE, POLOGNE)

Thierry DUMONT*, Jozef WIECZOREK***, Françoise BERGERAT**, Jean-Pierre BOUILLIN*

* CNRS, Lab. de Géodynamique des Chaînes Alpines, Institut Dolomieu, rue M. Gignoux, 38031 Grenoble cedex.

** CNRS, Lab. de Tectonique Quantitative, UPMC, 4 pl. Jussieu, 75252 Paris cedex 05.

*** Académie des Sciences de Pologne, CPPGSMIE, ul. Wybickiego 7, 31261 Kraków (Pologne).

Les calcaires de plate-forme du Jurassique supérieur de l'avant-pays des Carpates occidentales ont été soumis à des déformations en extension à peu près contemporaines de la mise en place des nappes dans les zones internes au Crétacé supérieur, et qui ont été elles-mêmes précédées de déformations en compression.

Dans la région de Cracovie, on observe localement des plis hectométriques très ouverts arasés et scellés par les calcaires gréseux du Turonien (carrière de Zabierzów). Ces plis de direction N 65°, à axe horizontal, affectent les calcaires de l'Oxfordien et ont pu apparaître soit dans un régime de compression NNW-SSE, soit dans un régime décrochant. L'analyse en cours des populations de plans striés devrait permettre de caractériser cet épisode de déformation.

On observe ensuite une modification du régime tectonique au cours de l'intervalle Turonien-Santonien. Les marqueurs en sont des filons sédimentaires à remplissages d'âge Turonien ou Santonien recoupant les calcaires oxfordiens, et des failles normales associées à ces filons, qui délimitent de petits blocs basculés. La relation entre des failles normales à faible rejet (quelques mètres) et les filons a été démontrée dans la carrière de Bonarka, dans la ville de Cracovie (Dumont *et al.*, soumis; fig. 1). La mesure et la datation des filons indiquent que cette région a été soumise à une extension approximativement N-S probablement dès le Turonien, mais surtout au Santonien. Cette période d'extension correspond à l'effondrement du "haut-fond de Cracovie", seuil à sédimentation condensée qui bordait au Sud-Ouest le vaste bassin Dano-Polonais et qui fut ennoyé par la sédimentation pélagique du Sénonien.

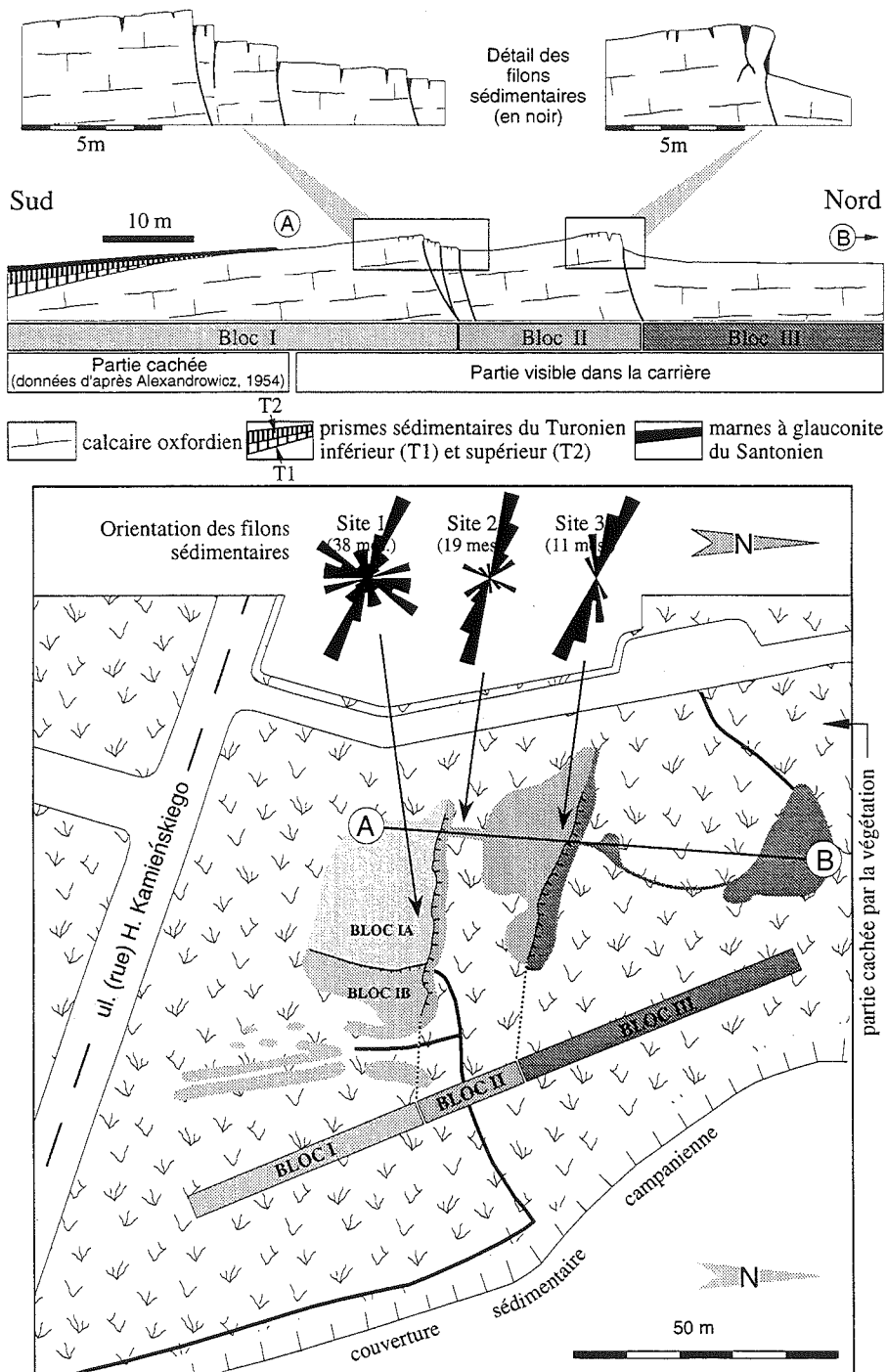
Ainsi, il est possible d'établir une relation entre les mouvements verticaux du substratum de la région de Cracovie et le régime tectonique localement mesuré. Cette observation pourrait également s'appliquer aux séries cénozoïques dans lesquelles les dépôts marins du Miocène moyen scellent un épisode de karstification post-Maastrichtien et un ensemble de déformations dont l'étude est en cours.

La région de Cracovie fait partie de la bordure du craton européen, mais elle se trouve actuellement très près du front de l'orogène des Carpates (6 km). Dans le domaine ouest-européen et nord-atlantique, une modification sensible de la dynamique des plaques intervient au début du Crétacé supérieur, avec par exemple la migration de l'Ibérie et la propagation vers le Nord de l'ouverture atlantique. Cette modification est marquée par les premières figures d'inversion structurale en Mer du Nord (Huyghe, 1992). Dans les zones internes de l'orogène des Carpates occidentales, il existe des déformations compressives d'âge Turonien ou Coniacien, qui sont scellées par les couches de Gosau. Dans les autres zones des Carpates (zone des Klippes piénines et zones externes), la sédimentation du Turonien et surtout celle du Sénonien inférieur sont caractérisées par un accroissement du détritisme (flyschs grossiers, olistostromes) également en relation avec des déformations compressives. Il pourrait s'agir des échos du début de la collision (Tomek, 1993).

En résumé, la région de Cracovie est favorable à l'étude des paléodéformations crétacées et de leur relation avec la subsidence, et permet en particulier de mettre en évidence une importante modification au début du Crétacé supérieur. Cet événement serait une conséquence du développement de l'orogène des Carpates, par l'intermédiaire d'un mécanisme flexural. Au stade actuel de l'étude, on ne peut cependant pas exclure qu'il soit lié à la dynamique propre à la lithosphère européenne qui est fortement affectée par l'ouverture de l'Atlantique Nord. Le mécanisme de transmission des contraintes intraplaques pourrait jouer un rôle important dans cette seconde hypothèse.

Références

- DUMONT T., WIECZOREK J., BOUILLIN J.P. & OLSZEWSKA B., soumis. Phénomènes d'extension au Crétacé supérieur dans l'avant-pays des Carpates occidentales : les paléostructures d'âge Santonien de la carrière de Bonarka (Cracovie, Pologne). *C.R. Acad. Sc. Paris*.
- HUYGHE P., (1992). - Enregistrement sédimentaire des déformations intraplaques: l'exemple de l'inversion structurale d'un bassin de la Mer du Nord. *Thèse Univ. Joseph Fourier, Grenoble*, 258 p.
- TOMEK C., (1993). - Deep crustal structure beneath the Central and Inner West Carpathians, *Tectonophysics*, 226, 1-4, Amsterdam, p. 417-431.



En bas, plan de la carrière de Bonarka et des trois petits blocs basculés (I, II et III) et orientation des filons sédimentaires à remplissage Santonien mesurés sur trois sites.

En haut, coupe le long du profil A-B porté sur le plan et détails.

La majorité des filons sont parallèles aux failles bordières des blocs, et sont donc de même génération que celles-ci. L'ensemble montre une extension subméridienne contemporaine du début de la tectogenèse des Carpates occidentales.

RELATIONS TECTONO-SÉDIMENTAIRES PENDANT LES PHASES COMPRESSIVES DANS LES BASSINS D'AVANT-CHAÎNE DE L'OURAL MÉRIDIONAL

Hebert EICHENSEER, Pierre GRUNEISEN, Jean-Paul RICHERT

ELF Aquitaine CSTJF Avenue Larribau 64 000 PAU - FRANCE

Les principales phases tectoniques compressives et leur répercussion sur la sédimentation du Silurien au Trias ont été étudiées dans l'Oural méridional par des travaux de terrain et de subsurface effectués par les équipes d'Elf Exploration.

Elles mettent en évidence et précisent :

- la migration d'Est en Ouest des dépôts Centres du Dévonien moyen au Permien inférieur dont l'évolution latérale des faciès se marque par une imbrication profonde des dépôts carbonatés et silico-volcano-clastiques.
- la chronologie "en séquence" des accidents bordiers à vergence Ouest dont l'activité devient de plus en plus jeune quand on se déplace vers l'extérieur de la chaîne.
- l'évolution d'un volcanisme basique à un volcanisme acide se marquant dans la sédimentation par des turbidites à influence volcano-détritique.
- le fonctionnement de deux grandes phases de convergence avec individualisation d'unités chevauchées plis et schistosités d'orientation NE-SW et N-S, auxquelles fait suite une phase de déformation post dépôts salifères permien supérieur épais dans l'avant-pays pré-caspien.

Le tout est repris par des soubresauts post tertiaire.

L'ensemble de cette évolution s'inscrit dans une déformation compressive qui à l'échelle crustale se marque par la création de bassins segmentés dont la géométrie et l'évolution sédimentaire sont contrôlées par des déformations d'amplitude pluri-décakilométrique contrôlées par les directions N-S ouraliennes et les directions transverses NE-SW (EMBA) et WNW-ESE, héritées du bâti Calédonien.

CONTROLE TECTONIQUE DE LA SÉDIMENTATION DÉTRITIQUE AUX PIEDS DE STRUCTURES FRONTALES ET LATÉRALES. APPLICATION À LA CHAÎNE BÉTICO-RIFAINÉ (ESPAGNE-MAROC).

Dominique FRIZON DE LAMOTTE*, Jean-Claude GUÉZOU* et Eric MERCIER*

* Université de CERGY-PONTOISE, (CNRS URA 1369, groupe de Cergy), Le Campus, av. du Parc,
F 95 033 CERGY-PONTOISE

Pour des conditions externes (climat, drainage, niveau marin, etc...) données, le volume de matériaux sédimenté au pied d'une structure active va dépendre de la valeur du relief, de la valeur de la pente et de l'efficacité des processus de dénudation tectonique. On discute, dans cette communication de l'influence de ces différents paramètres au front et sur les bordures de nappes.

-Dans les plis de rampe élémentaires, quels que soient les modes de plissement considérés ("fault bend fold" ou "fault propagation fold") (SUPPE, 1985), le relief va augmenter progressivement jusqu'à atteindre un maximum qui dépend de la distance verticale séparant le palier inférieur du palier supérieur (Fig. 1). Cette règle s'applique également aux plis obliques ou latéraux développés sur des discontinuités obliques ou parallèles à la direction du transport tectonique (Fig. 1). Le critère relief n'intervient donc pas au même titre dans les deux types de structure.

-La pente avale, en revanche, dépend du mode de plissement. Concernant les plis frontaux, le pendage du flanc aval varie avec le pendage de la rampe mais, pour un pendage de rampe donné, il sera plus fort pour un pli de propagation que pour un pli de rampe passif. Concernant les plis latéraux, il existe une relation directe entre le pendage de la rampe et celui du flanc du pli (Fig. 1). A priori, celui-ci peut donc présenter toutes les valeurs de pendage. Néanmoins, les rampes latérales ont valeur de décrochement et présentent donc fréquemment des pendages élevés. Ainsi, le critère de la pente favorisera la sédimentation au pied des plis de propagation et des plis latéraux. On remarquera qu'au cours de la phase de croissance de tous les plis de rampe frontaux le pendage du flanc aval reste fixe, seule la surface va croître. Sur un pli latéral, au contraire, la pente est acquise progressivement par rotation des bancs entre 2 charnières fixes.

- L'efficacité de la dénudation tectonique dépend, bien sûr, de la pente mais aussi des processus tectoniques actifs au toit des structures. Si l'on considère des structures aveugles, très fréquentes au front des chaînes, ces processus sont différents entre les deux modes élémentaires de plissement frontal et entre ceux-ci et les plis latéraux. Les couches situées au toit d'un "fault-bend fold" sont totalement désolidarisées de leur substratum. Il en résulte un "exès de couverture qui, généralement, va se résoudre par le développement de structures superficielles au sein du bassin frontal. Dans le cas d'un "fault-propagation fold", le glissement est accommodé totalement et aucun processus tectonique particulier n'est déclenché dans le bassin. Au toit des plis latéraux, les couches sont amincies (BUTLER, 1982). L'analyse de structures de terrain (FRIZON de LAMOTTE *et al.*, 1994) a montré que l'amincissement généré à l'aplomb des rampes était transféré au toit du pli où il s'exprime, entre autres, par des failles normales perpendiculaires au transport tectonique régional. Désolidarisées sommitalement, les couches ont alors tendance à glisser et à s'effondrer latéralement le long des flancs redressés de la structure. De la sorte, elles alimentent directement les bassins latéraux (Fig.2). La dénudation tectonique est donc fortement favorisée le long des plis latéraux.

Ces considérations, développées à propos de structures élémentaires, sont applicables, à l'échelle régionale, à des structures plus complexes. L'analyse des documents géologiques et géophysiques imageant le front de la chaîne bétique est, à cet égard, instructif. On observe, en effet, que le bassin du Guadalquivir, allongé parallèlement au transport tectonique régional, est alimenté latéralement par dénudation tectonique de vastes plis latéraux développés sur son flanc sud. De vastes panneaux de matériel sédimentaire mésozoïque provenant directement du décoiffement des structures sont conservés au sein de formations olistostromiques montrant le caractère catastrophique des écroulements. Le front de la chaîne, exposé dans la région du Haut Guadalquivir, est perpendiculaire au bassin. Il le déborde même largement vers le nord où la chaîne se développe directement aux dépens de la plate-forme ibérique sans bassin molassique frontal. De plus, sur cette bordure, on n'observe aucun olistostrome.

En conclusion, on constate qu'au front d'une chaîne arquée, les bordures latérales offrent des conditions très favorables pour le développement de bassins d'Avant-Pays. L'analyse de la provenance des matériaux détritiques peut alors permettre de suivre la progression des nappes. Ceci sera illustré par l'enregistrement latéral de l'avancée des nappes du Rif interne.

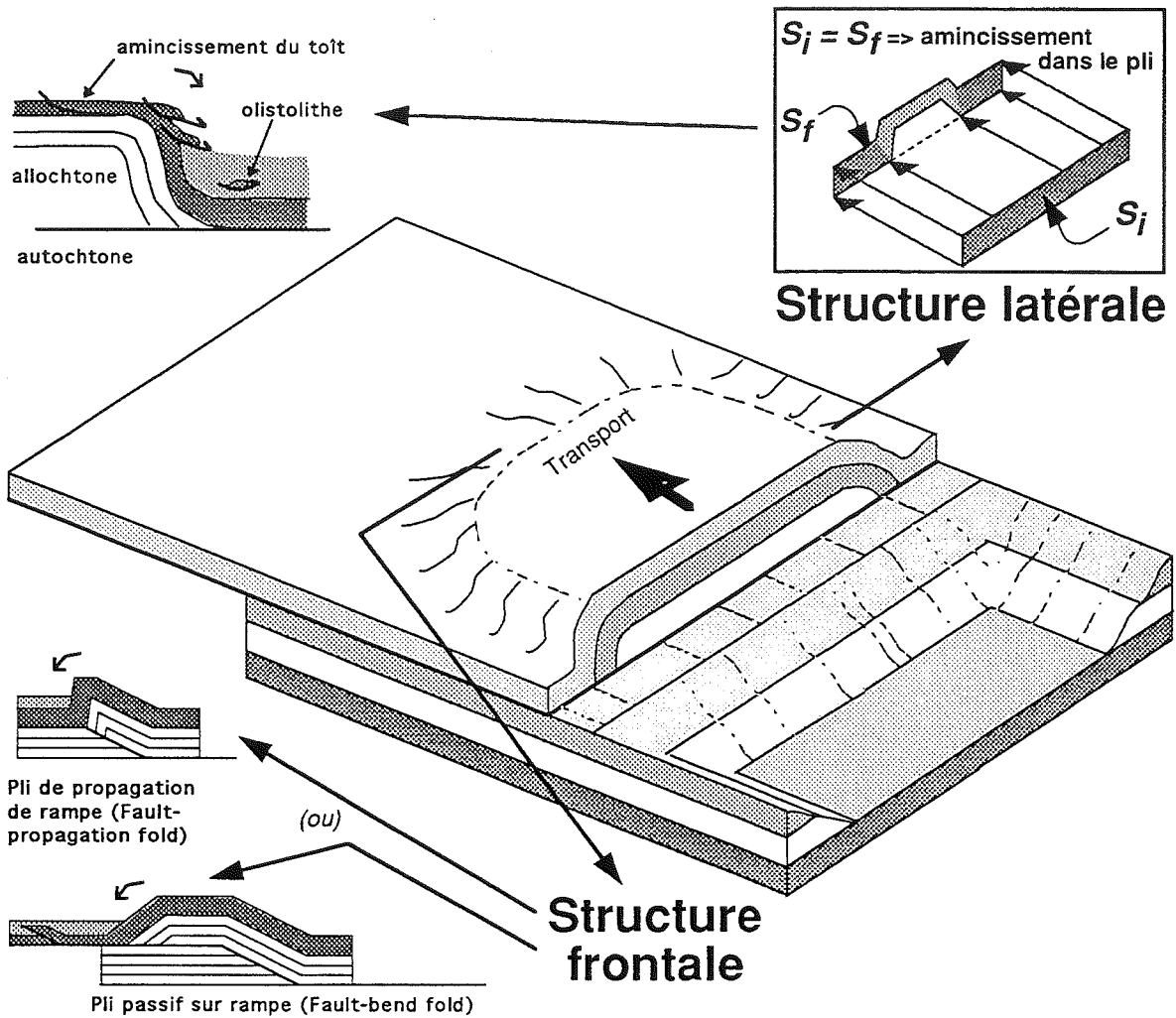


FIG. 1: Schéma illustrant les modalités des processus de l'interaction tectonique/sédimentation le long de structures frontales et latérales.

Références:

BUTLER R.W.H. (1982). - Hangingwall strain: a function of duplex shape and footwall topography. *Tectonophysics*, **88**, 235-246.

FRIZON de LAMOTTE D., GUEZOU J.C. & AVERBUCH O. (1994). - Distinguishing lateral folds in thrust-systems; examples from Corbières (SW France) and Betic Cordilleras (SE Spain). *Journal of Structural Geology* (in press).

SUPPE J. (1985). - *Principles of structural geology*. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall Inc.

STRUCTURAL CONFIGURATION OF THE ALPINE FORELAND BASIN IN THE GENEVA AREA (SWITZERLAND), AS DERIVED FROM REFLECTION SEISMIC DATA

Georges E. GORIN and Claude SIGNER

Dpmt. of Geology-Paleontology, Univ. of Geneva, 13 rue Maraîchers, 1211 Geneva 4, Switzerland

The area investigated corresponds to the westernmost part of the Swiss molasse basin. It is limited to the northwest, southwest and southeast by the outcrops of respectively the Jura Mountains, Mount Vuache and the Alpine front (Figs. 1 and 2). The SW-NE trending Mount Salève subdivides the foreland basin into two parts, the Geneva basin to the north and the Bornes Plateau to the south. The interpretation of reflection seismic data calibrated by boreholes allows a correlation, across the basin, of tectonic and lithological observations derived from surrounding Mesozoic outcrops. In addition, seismic interpretation of a Permo-Carboniferous sedimentary sequence permits the establishment of a schematic picture of top basement (Fig. 1). Consequently, the relationship between the Palaeozoic and Mesozoic-Cenozoic structural configuration of the area can be analyzed (GORIN *et al.* 1993, SIGNER & GORIN 1995).

The tectonic framework of the area is dominated by SW-NE and NW-SE trending Permo-Carboniferous lineaments. They have been rejuvenated at different stages and have influenced both the tectonic and sedimentary history up to the present-day :

-SW-NE lineaments underlie the Alpine front, the Salève thrust and the southern edge of the Jura; they are marked by Permo-Carboniferous half-grabens (Figs. 1 and 3). The multiphase reactivation of the Salève trend is particularly striking : in the Early and Middle Jurassic, it seems to have influenced the palaeogeographical location of the platform to basin transition; in the Early Tertiary, it marks the northern edge of the Lower Marine Molasse basin; in the Late Tertiary, it coincides with the front of the thrust molasse (Fig. 1).

-NW-SE lineaments link the Jura and the Alpine front : interpreted for many years as wrench fault zones in the Mesozoic outcrops around Geneva, their subsurface continuation can now be traced with certainty (Fig. 2). These trends have been active from Permo-Carboniferous times up to now : the Vuache wrench fault coincides with a Permo-Carboniferous half-graben (Figs. 1 and 3); in the Geneva basin, the trends often line up with rapid thickness variations in the Lower and Middle Jurassic; at top Mesozoic level, they often form structural highs related to flower structures (Fig. 2), the flanks of which are often overlapped by the Lower Tertiary Molasse; finally, seismicity data and surface observations indicate the present-day continuing activity of some of these trends.

Similar studies based on seismic data are currently in progress further to the east (Vaud, Fribourg). Preliminary observations (GORIN *et al.* 1993) show the existence of similar Palaeozoic trends and their important influence on the structuration of the Alpine foreland. Consequently, in the western part of the Swiss Molasse Basin, there seems to often be a vertical coincidence between Palaeozoic lineaments and tectonic and sedimentary features in the overlying Mesozoic-Cenozoic sequence. These observations preclude a large-scale translation of the latter sequence over the evaporitic Triassic during the late Alpine orogeny ("Fernschub" hypothesis of LAUBSCHER 1961).

This study was supported by the Swiss Science Foundation (grant no. 20-37585.93).

References

- GORIN, G.E., SIGNER, C. & AMBERGER, G. (1993). - Structural configuration of the western Swiss Molasse Basin as defined by reflection seismic data. *Eclogae geol. Helv.*, **86/3**, 693-716.
- LAUBSCHER, H.P. (1961). - Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. *Eclogae geol. Helv.*, **52**, 221-282.
- SIGNER, C. & GORIN, G.E. (1995). - New geological observations between the Jura and the Alps in the Geneva area, as derived from reflection seismic data. *Eclogae geol. Helv.*, sous presse.

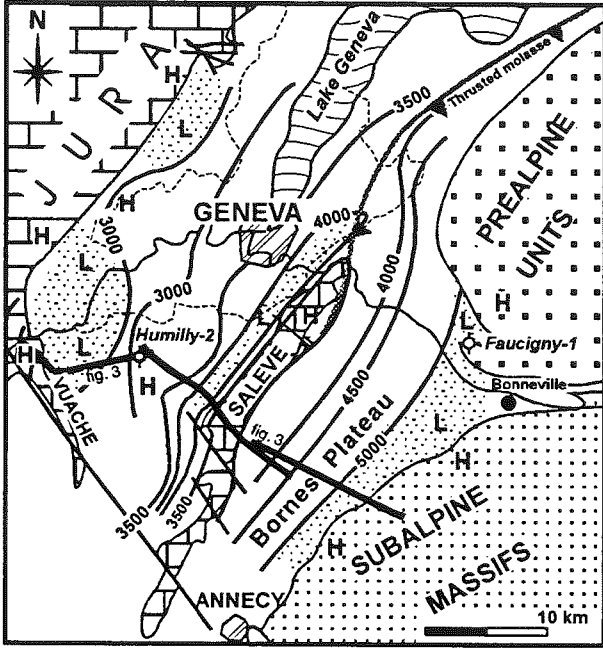


Fig. 1 : Tentative near-top basement depth map (metres bmsl)
(H=structural high, L=structural low)

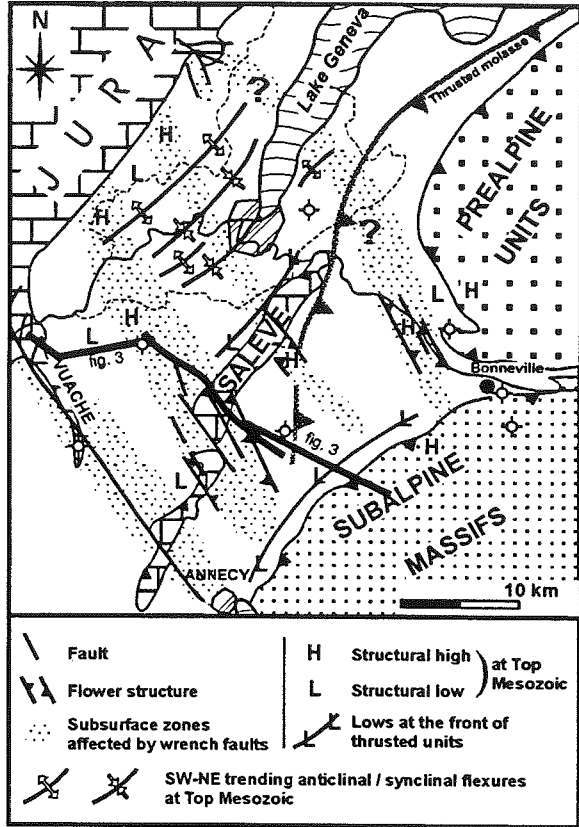


Fig. 2 : Mesozoic/Cenozoic structural map

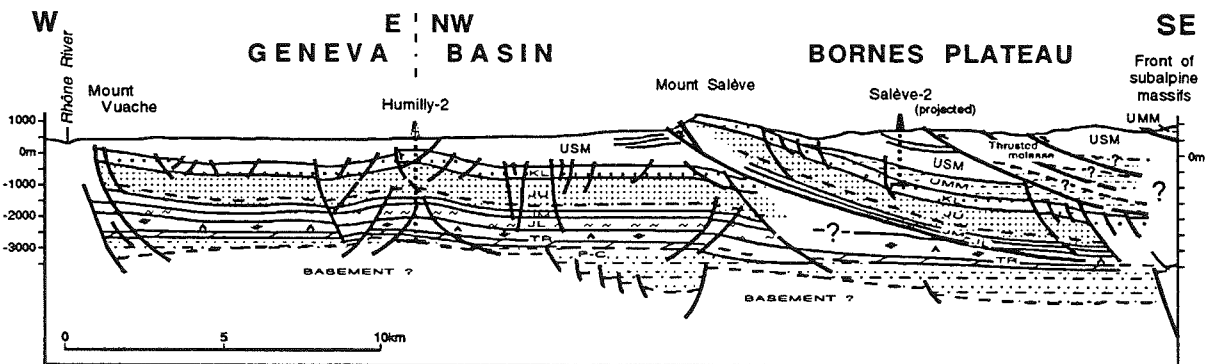


Fig. 3 : Geological cross-section derived from seismic data
(PC=Permo-Carboniferous, Tr=Triassic, JL=Lower Jurassic, JM=Middle Jurassic, JU=Upper Jurassic, KL=Lower Cretaceous, UMM=Lower Marine Molasse, USM=Lower Freshwater Molasse)

L'OR DES PLACERS DES ANDES DU NORD DE LA BOLIVIE : UN TRACEUR DE LA PROPAGATION DE L'OR DÉTRITIQUE ET DES SÉDIMENTS DANS LES BASSINS D'AVANT-CHAÎNE.

Gérard HÉRAIL

ORSTOM, casilla 53390 Correo Central, Santiago 1, Chili.

Dans le Nord de la Bolivie des placers d'or sont connus depuis les massifs les plus élevés de la Cordillère des Andes jusqu'aux collines du bouclier brésilien. Cependant, si l'on ne considère que la zone d'avant-chaîne au sens large, les placers d'or se répartissent dans trois domaines différents où ils ont des caractéristiques spécifiques.

1- C'est dans le prisme tectonique généré par le sous-charriage du bouclier brésilien sous la Cordillère Orientale que sont conservés les placers les plus nombreux, les plus riches en or et les plus volumineux. Deux ensembles doivent être séparés : la zone frontale de la Cordillère Orientale et la ceinture de plis et chevauchements qui constitue la Zone Subandine. Ces deux ensembles sont séparés par le Chevauchement Frontal Principal (C.F.P.). Dans le secteur frontal de la Cordillère la plupart des placers sont contenus dans les alluvions quaternaires ou actuelles des cours d'eau qui drainent les zones minéralisées de l'Ordovicien. Mais le plus important d'entre eux est contenu dans le remplissage alluvial du bassin de Tipuani qui a produit plus de cent tonnes d'or et peut être rangé dans la catégorie des placers géants. Le remplissage de ce bassin est constitué par la Formation Cangalli (Miocène Supérieur) qui s'est déposée dans un paléoréseau hydrographique barré, postérieurement à son creusement, par les reliefs générés par l'activation du C.F.P. . L'épaisseur de la F. Cangalli varie de quelques mètres à près d'un millier de mètres. Ce sont les chenaux fluviaux du fond des paléovallées qui sont les plus riches en or (plusieurs g/m³) mais il y a encore des chenaux fortement minéralisés à plusieurs dizaines de mètres au-dessus du fond de ces paléovallées. La minéralisation de tous les placers conservés dans le prisme tectonique est constituée par une population relativement hétérométrique de grains d'or avec une prédominance des grains de taille millimétrique. Ces grains proviennent de l'érosion des minéralisations primaires encaissées dans l'Ordovicien de la Cordillère Orientale.

Dans la Zone Subandine la formation minéralisée en or la plus ancienne est la Formation Tutumo d'âge encore mal connu mais très probablement pliocène. Il s'agit d'une formation conglomératique. Les teneurs en or y sont nettement moins élevées que dans la F. Cangalli et elles n'atteignent jamais des valeurs d'intérêt économique. Cependant la F. Tutumo joue le rôle de collecteur intermédiaire et c'est son érosion qui fournit l'or contenu dans les nombreux placers des cours d'eau de la Zone Subandine qui ne sont pas alimentés par les minéralisations primaires de la Cordillère.

2- Dans la plaine d'avant-pays (plaine du Madre de Dios et du Beni) seuls les sédiments fluviaux du Pleistocène supérieur déposés dans des chenaux anastomosés ou méandriiformes sont aurifères alors que les formations sédimentaires sous-jacentes sont stériles. La structure exacte de ces dépôts n'est connue que le long des principales rivières ; l'or est contenu dans des sables chenalisés et des graviers mais ce ne sont pas forcément les sédiments les plus grossiers qui sont les plus riches. Dans les alluvions du lit actuel des cours d'eau la variation des teneurs est contrôlée à l'échelle locale par la variation de la vitesse des écoulements (ceci est particulièrement net dans les méandres) mais à l'échelle régionale les teneurs en or et la granulométrie des particules ne varient pratiquement pas ; elles sont du même ordre depuis la sortie de la zone subandine jusqu'au contact avec le bouclier brésilien sur une distance de près de 300 km. En revanche il y a des différences considérables d'un cours d'eau à l'autre, l'or est exploité dans le lit actuel du Madre de Dios alors que le Beni à l'amont de sa confluence avec le Madre de Dios est stérile bien que, dans la Cordillère les deux rivières drainent un bassin-versant fortement minéralisé en or.

3- Sur la marge passive du bassin il existe d'une part des placers colluviaux ou de tête de vallon sur le bouclier brésilien et d'autre part des placers fluviaux dans le bassin lui-même. Sur le bouclier l'or, provenant de l'érosion de minéralisations locales, est contenu dans des sédiments immatures alors que la structure des placers conservés dans le bassin proprement dit est plus complexe. En discordance sur le substratum précambrien repose une formation sabloconglomératique à la base et limoargileuse au sommet, la F. Perseverancia, d'âge pliocène qui ne contient pas d'or. Elle est recouverte en discordance érosive par les Conglomérats Manoa (Pleistocène supérieur) qui sont minéralisés en or. Les sédiments plus récents contenus dans le lit actuel des cours d'eau ou constituant les terrasses les plus basses sont également aurifères y compris ceux de rivières d'origine locale qui ne sont pas

directement alimentées par la Cordillère (Rio Negro par exemple). Dans ces placers, l'or est présent sous forme d'une population très homogène de particules très émoussées et dont la micromorphologie traduit un transport sur de très longues distances.

La formation des placers d'or résulte de l'existence conjointe de minéralisations primaires contenant de l'or sous forme de grains relativement gros soumises à l'érosion et de secteurs où les produits de cette érosion peuvent être accumulés. Étant donné sa densité, l'or ne peut être transporté que sur des distances courtes. Mais, dans le cas d'une zone d'avant-pays l'évolution tectonique engendre des remises à l'affleurement de sédiments déjà minéralisés et leur remaniement ce qui se traduit par un déplacement de l'or (et des minéraux lourds) de plus en plus loin vers l'aval où il s'accumule dans des sédiments qui ne sont plus directement connectés à des minéralisations primaires. Ces remaniements provoquent aussi un accroissement de la maturité du sédiment et de l'or (paillettes très évoluées ayant la forme de minces disques de petite taille ce qui accroît leur flotabilité) ce qui rend les grains d'or transportables sur des distances considérables.

À l'avant des Andes c'est la succession de chevauchements et de l'érosion des reliefs qu'ils créent qui a, à partir du Miocène moyen, mis à l'affleurement les minéralisations primaires de la cordillère et créé les bassins contenant les sédiments aurifères les plus anciens (F. Cangalli). Ces structures furent reprises engendrant des bassins et des sédiments plus récents (F. Tutumo) de la Zone Subandine qui ont ensuite alimenté des placers plus jeunes de la plaine d'avant-pays. Dans le prisme tectonique les placers sont proximaux, constitués soit par des sédiments conservés près des zones minéralisées primaires soit dans des bassins piggy back (bassin de Tipuani, bassin du Quiquibey...) directement associés à la structuration du prisme orogénique. Dans le bassin d'avant pays seuls les sédiments les plus récents sont minéralisés. Ils correspondent à des décharges qui proviennent de la cordillère et progressent sur la bordure passive du bassin. Le bassin du Madre de Dios évolue toujours sous ce régime puisque les sédiments actuels du Madre de Dios sont réalimentés en or après chaque saison des pluies. Le fait que, drainant deux bassins montagneux également minéralisés, le Beni soit stérile et le Madre de Dios fortement minéralisé, s'explique probablement par les conditions structurales d'évolution du front orogénique. Le régime tectonique de la plaine d'avant-pays au débouché du Madre de Dios (S. Pérou, N. Bolivie) permet l'expulsion de sédiments aurifères jusqu'au contact du bourrelet externe du bassin ; ceci est compatible avec une dynamique de relaxation du chevauchement limitant le Subandin dans cette zone. En revanche au débouché du Beni, les éléments les plus denses contenus dans les sédiments issus de la Cordillère sont piégés avant leur arrivée dans la plaine ce qui dénote une activité marquée du chevauchement le plus externe de la zone Subandine à cet endroit.

EVOLUTION LATÉRALE DU REMPLISSAGE DE BASSINS TRANSPORTÉS : LE CAS DE LA TERMINAISON MÉRIDIIONALE DU PRISME DE LA BARBADE

Pascale HUYGHE, Roger GRIBOULARD, Jean-Claude FAUGERES

Département de Géologie et d'Océanographie - URA 197
Avenue des Facultés, 33 405 Talence Cedex - FRANCE

Trois campagnes en mer menées sur la partie méridionale du prisme d'accrétion tectonique de la Barbade ont fourni des documents de sismique multisource (haute résolution 3.5 kHz, canon à eau et sonar latéral Sar). Divers prélèvements et des carottages Kullenberg ont également été réalisés au cours de plongées en submersible (Faugères et Griboulard, 1993). Ces investigations ont concerné trois zones de la partie méridionale du prisme. Du Nord au Sud, il s'agit des sites "Barbade" (Lat. : 11°40'-13°05' N ; Long. : 57°50'-57°20' W), "El Pilar" (Lat. : 11°02'-11°23' N ; Long. : 59°33'-57°45' W) et "Orénoque" (Lat. : 9°07'-10°40' N ; Long. : 59°00'-57°40' W). Les données de sismique 3,5 kHz et de Sar, combinées à la sismique réflexion canon à eau ont permis d'étudier le remplissage sédimentaire récent des bassins situés à l'arrière du front de déformation.

Au niveau du site "Barbade", la morphologie régulière du prisme suggère que le raccourcissement est la déformation dominante. Des bassins "piggy-back" typiques se développent à l'arrière du front de déformation et l'analyse de la migration des dépôts-centres permet d'étudier l'ordre d'activation des failles chevauchantes récentes. Ce travail montre que si la faille frontale est la plus active, il semble néanmoins qu'il y ait réactivation des accidents transportés à l'arrière.

Le site "El Pilar", en position plus interne sur le prisme, présente une morphologie anarchique et plus accidentée liée à l'influence de grands cisaillements, par ailleurs documentés sur les profils de sismique réflexion. Leurs directions sont compatibles, dans un schéma de type Riedel (Griboulard *et al.*, 1991), avec la grande zone de décrochement EW qui limite la plaque Caraïbe vers le Sud (Beck & Stephan, 1979 ; Robertson & Burke, 1989 ; Speed, 1985), et qui est probablement à l'origine de la rampe latérale méridionale du prisme. Au dos de ces décrochements se développent des bassins en croissant dont l'évolution n'est plus seulement relative au raccourcissement, mais surtout à de l'extension multi-directionnelle liée à du cisaillement.

Enfin la morphologie du site "Orénoque" montre une succession de rides sigmoïdes et de bassins dont la régularité est toutefois perturbée par la présence de dômes qui correspondent à des édifices argilocinétiques (Brown & Westbrook, 1987 ; Mascle *et al.*, 1990 ; Le Pichon *et al.*, 1990). La torsion des structures indique une composante décrochante non négligeable liée à la subduction oblique dans cette zone (Mascle *et al.*, 1979 ; Perez & Aggarwal, 1981 ; Aggarwal, 1983) ; ce contexte cisailant favorisant lui-même une argilocinèse importante. La croissance des bassins transportés de ce site résulte donc du raccourcissement toujours notable dans cette zone, du cisaillement et également de l'activité diapirique.

Pour chacun de ces sites, une analyse de la forme des bassins transportés et de l'agencement de leur remplissage sédimentaire est proposée. L'évolution latérale de ces bassins au droit de la rampe latérale du prisme et l'évolution cinématique récente de celui-ci seront discutées à partir de cette étude du remplissage sédimentaire.

Références :

AGGARWAL Y.P. (1983).- Present-day boundary and motion of the Caribbean plate relative to South America. *10th Caribbean Geological Conference*, Carthagena, Colombia. Program and abstracts, 16-17.

BECK C. & STEPHAN J.F. (1979).- Les grandes failles de la marge sud-caraïbe définissent-elles la frontière méridionale d'une plaque Caraïbe ? *7e Réunion. Ann. Sci. Terre*.

BROWN K.M. & WESTBROOK G.K. (1987).- The tectonic fabric of the Barbados ridge accretionary complex, *Marine and Petroleum Geology*, 4, 71-81.

FAUGERES J.C. & GRIBOULARD R. (1993).- La campagne Diapibus du naufile sur la terminaison méridionale du prisme de la Barbade. *Géochronique*, 48, 8-9.

MASCLE A. ENDIGNOUX L. & CHENNOUF T. (1990).- Frontal accretion and piggyback basin development at the southern edge of the Barbados ridge accretionary complex., in: *Proc. of the ODP, Sci. results*, ed MOORE, J.C., MASCLE A. *et al.*, 1990, College Station, TX (Ocean Drilling Program), Ocean Drilling Project, 110, 17-28.

MASCLE A., TREMOLIERES P., WOZNIAK M.H. & WOZNIAK P. (1979).- Neogene compressional events on the North Venezuelan Margin, *4th Latinamerican Geological Congress*, Port of Spain, Trinidad, 883-890.

LE PICHON X., FOUCHER J.P., BOULEGUE J., HENRY P., LALLEMANT S., BENEDETTI M., AVEDIK F., & MARIOTTI A. (1990).- Mud Volcano field seaward of the Barbados accretionary complex : a submersible survey. *J. Geoph. Res.*, 95, 8931-8944.

PEREZ O.J. & AGGARWAL Y.P. (1981).- Present-day tectonics of the Southern Caribbean and Northern Venezuela, *J. Geoph. Res.*, 86, 10791-10804.

ROBERTSON R.P. & BURKE K. (1989).- Evolution of southern Caribbean plate boundary, vicinity of Trinidad and Tobago, *A. P. G. Bull.*, 73, 490-509.

SPEED R.C. (1985).- Cenozoic collision of the Lesser Antilles arc and continental South America and the origin of the El Pilar Fault, *Tectonics*, 4, 41-69.

FORELAND CLASTICS AND MELANGES IN A PROFILE ACROSS THE SWISS WESTERN ALPS: SIGNIFICANCE OF THE ULTRAHELVETICS

P. JEANBOURQUIN

Ch. de la Reine-Berthe 10, 1009 Pully - Switzerland

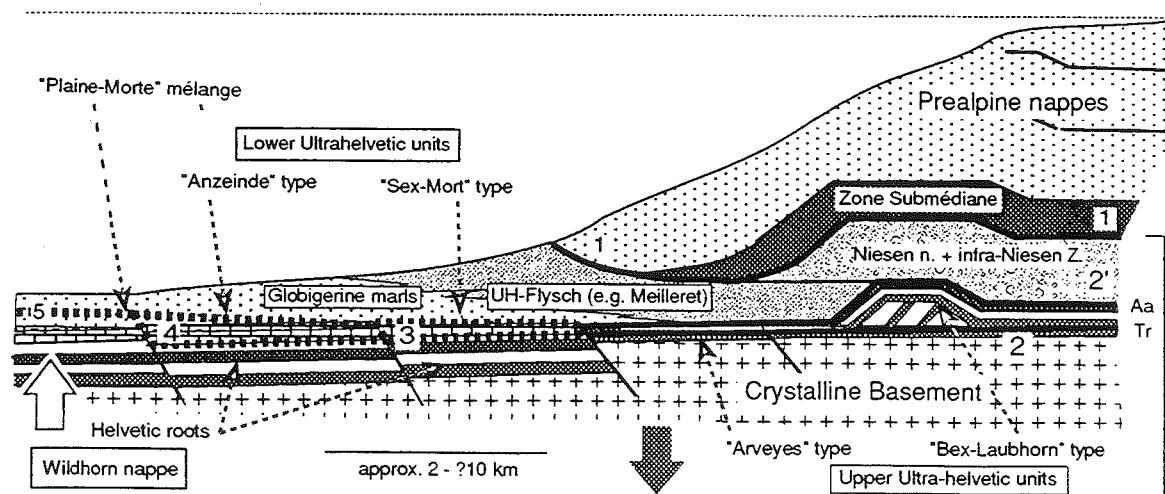
Because of the presence of thrust Penninic units (e.g. the "Préalpes médianes" nappe), this Alpine profile provides many information about interrelations between the syn-orogenic sedimentation and the deformation. The Helvetic foreland clastics, interpreted as a response to flexure of the European lithosphere (Homewood & Lateltin 1988), are capped by the Ultrahelvetic (or supra-Helvetic) mélanges. These mélanges looking like a sole of the Penninic thrusts, they have been commonly interpreted as olistostromes, gravity nappes or-diverticules", ending the foreland sedimentation. In turn, the Ultrahelvetics includes a large range of blocks, slices and small nappes originated, by diverticulation (Badoux 1964), either from the south-Helvetic domain or from the Valaisan (External Valaisan) domain. It is organized in lower Ultrahelvetic mélanges, which can be specifically attributed to a Helvetic nappe (supra-Morcles, supra-Diablerets and supra-Wildhorn nappes) and upper Ultrahelvetic mélanges. The lower Ultrahelvetics displays chaotic units bound with small nappes rooted in an area close to the south of the Helvetic basin. The occurrence of Aalenian shales, together with the Triassic evaporites ("mélange moyen" or "intermediate mélange"), suggests a major decollement horizon during several episodes of deformation. The upper Ultrahelvetic units, made of warmer rocks of the lower Mesozoic and Tertiary flyschs, present features of the external Valaisan domain where the flysch is transgressive upon a variably eroded Mesozoic sequence.

Evidence from the Biostratigraphy, the Sedimentology, the Petrography and the Tectonics indicate that the foreland clastics and the UKrahelvetic clastics units are not connected. This strongly favors the supposition that the Ultrahelvetics was structured before its major thrusting upon the foreland basin. Regarding the micro-textures of chaotic units, one can postulate that the deformation of lithifying flysch and Globigerine marl (or other poorly lithified sediments) was accompanied by rising over-pressures, and locally by the genesis of weak overpressured mush witnessed today by tectonic pebbly-mudstones. This might have played a major role during the translation of the Prealpine Penninic nappes.

This hypothesis contrasts with those of olistostromes developed at the front of the moving Prealps. It provides good matches with the geodynamic evolution of the Valaisan domain (Valaisan flysch) and the subsequent Helvetic deformations and the sedimentation of the NorthHelvetic flysch.

Référence

HOMEWOOD, P. & LATELTIN, O. (1988). - Classic Swiss Clastics, the alpine connection. *Geodyn. Acta*, 2,1-11.



EXTRA- AND INTRA-BASINAL THRUST INDUCED PLIO-PLEISTOCENE FLUVIAL ARCHITECTURE IN SIWALIK FORELAND BASIN NW HIMALAY - INDIA

Rohtash KUMAR and Sumit K. GHOSH

Sedimentology Group, Wadia Institute of Himalayan Geology, P.O. Box 74 - Dehra Dun 248001 - India

A 1800 m thick Plio-Pleistocene fluvial sequence of the Upper Siwalik Subgroup (5 to 0,5 ma) in Haripur-Khol area, Sirmur district, H. P., northwest India conformably overlies the Middle Siwalik sandstone dominated sequence. These sediments represent upward stratigraphic coarsening from braided stream to alluvial fan deposits, in part associated with meandering river deposits.

Four distinct facies associations have been recognised which show temporal and spatial change in channel geometry, paleodispersal pattern and clast compositional trend. The lowermost Facies Association-1 (600m, 5 to 3,6 ma) consists of multistorey, grey sheet sandstone with minor mudstone and horizons of immature paleosol, suggesting trunk, low sinuosity stream deposits with SW paleoslope.

Facies Association-2 (500m, 3.6 to 2.6 ma) largely comprises both grey sheet and brown ribbon sandstone body interbedded with thick overbank deposits and some mature paleosol horizons reflecting both trunk and piedmont drainage of low and high sinuosity streams flowing in SW and SE direction.

Facies Association-3 (450m, 2,5 to 1,70 ma) is characterised by pre-Tertiary clast bearing conglomerate, sandstone and mudstone intervals. Its palaeodispersal pattern strikes mainly in SW direction and deposited in distal alluvial fan setting.

While Facies Association-4 (250m, 1.7 to 0.5 ma) shows drastic change in clast composition from pre-Tertiary to Tertiary clast bearing conglomerate and mudstone sequence with immature paleosols. The paleodrainage of this association has changed from SW to SE direction and represents proximal alluvial fan deposits.

Facies association, dispersal pattern and clast composition of this sequence suggest initial major tectonic activity along the extra-basinal thrust, the Main Boundary Thrust, between 5 to 1.7 ma., subsequently this activity concentrated mainly along the intra-basinal thrust-the Nahan Thrust (within the Siwalik Foreland basin) and tilting of the basin along the Yamuna strike slip fault (Yamuna Tear Fault) in SE direction. Initially basin subsidence was relatively, slow however, at 1.7 ma enhancement of basinal subsidence is suggested.

RELATIONSHIPS BETWEEN BREAK-BACK SEQUENCE OF THRUST PROPAGATION AND TURBIDITE DEPOSITION IN THE EARLY MIOCENE FOREDEEP OF THE NORTHERN APENNINES (ITALY)

Pierre LABAUME

Géofluides, Bassins, Eau, CNRS, Université Montpellier II, 34095 Montpellier Cedex 5 France

Thrust-tip folding in foreland basins often implies the formation of syn-sedimentary synclines displaying a fan configuration of the basin-fill sediments in the steep limb. In this limb, the sedimentary facies and stratigraphic organization are controlled by the interactions between the syncline growth and the sedimentary cyclicity. The products are variations in bed thickness, facies lateral changes, onlaps and erosional truncations. However, the relationships between this sedimentary pattern and the geometry of the thrust system controlling the syncline growth are usually difficult to observe directly. Locally, these relationships are observable in the turbidites of the Cenozoic foredeep of the Northern Apennines (Italy).

The structures described here affect the turbidites of the Bobbio-Formation, a part of the early Miocene foredeep-fill exposed below NE-vergent allochthonous units in the so-called Bobbio-Window. The Bobbio Formation is about 3000 m thick. Its lower part is constituted by thin bedded, fine grained turbidites, whereas its middle and upper part is constituted by the alternance of sandstone bodies and thin-bedded, fine-grained turbidites. This succession forms a NE-verging, large-scale syncline which steep limb, often overturned, is cut by the sole-thrust of the allochthon. The length of the steep limb decreases from several hundreds of meters at the base of the formation to a few tens of meters at the top. In this limb, the turbidites show a fan configuration opening towards the syncline hinge (northeastward), while in the other limb they show a parallel configuration. This geometry indicates the syn-sedimentary origin of the syncline.

The fan configuration in the steep limb corresponds to the wedging of the turbiditic bodies which pass laterally upward (southwestward) to mudstones and chaotic deposits.

These deposits represent the slope apron formed at the submarine front of the allochthon, along the southwest border of the foredeep. This tectono-sedimentary patterns indicate that the transition between the base of slope and the basin floor was controlled by compressive deformation at the front of the allochthon.

The most specific structures associated with the syncline growth occur in the upper part of the Bobbio-Formation, where the steep limb is only a few tens of meters long. This limb is affected by several small thrusts of decametric displacement branched on the overlying sole-thrust of the allochthon. Restoration of the structure shows that the syncline corresponds in fact to several thrust-tip synclines formed successively during the break-back sequence propagation of the sole thrust allochthon, in the zone of facies lateral change between the base of slope mudstones and the foredeep turbidites.

The small thrusts correspond to the frontal parts of the major thrust which were abandoned during the propagation. The tip of each of these thrusts is located at the hinge of one of the synclines. The sedimentary pattern analysis has two important implications for the kinematics of folding and thrust propagation:

- In each syncline, the basinward limit of the facies lateral change of the turbidites is located in the syncline hinge, indicating that the hinge was fixed with respect to the beds during folding. This geometry implies that bed thickness variation occurred in the steep limb during folding. Since folding affected the sediments soon after deposition, bed thickness variation may have been achieved by particulate flow, and corresponded to a tectonically induced early stage of compaction and dewatering.

Each thrust tip is located at the base of a sandstone lobe, indicating that lobe deposition contributed to lock the tip propagation and promoted the tip-folding responsible for the turbidite wedging. When folding was locked, due to more and more difficult volume reduction in the steep limb and increasing charge by new turbidite deposits, a

new break-back thrust formed across the laterally equivalent fine-grained facies. This thrust emerged at the sea-floor until a new sand lobe was deposited. A new cycle of folding at blind-thrust tip could then begin.

In conclusion, analysis of the syn-sedimentary deformation in the Bobbio Formation shows that thrust-tip folding controlled the location of the inner border of the foredeep, whereas the mode and timing of thrust propagation were strongly influenced by the nature and cyclicity of turbidite sedimentation.

MODELISATION ANALOGIQUE DE LA FORMATION DES BASSINS AVANT-ARC. APPLICATION AU BASSIN DU PRISME D'HIKURANGI (NOUVELLE-ZELANDE).

Christophe LARROQUE*, Sylvain CALASSOU**, Jacques MALAVIEILLE**, Frank CHANIER ***

* Institut de Géodynamique, URA 1279, CNRS-Univ. de Nice, Av. A. Einstein, 06560 Valbonne.

** Laboratoire de Tectonique et Géophysique, URA 1760, Place Bataillon, 34000 Montpellier.

*** Laboratoire de Géologie dynamique, Univ. de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex.

Les bassins avant-arc se développent dans les zones de subduction, en relation avec la formation d'un prisme d'accrétion. Ils sont localisés sur la plaque supérieure entre la partie arrière du prisme et l'arc volcanique ou le continent, dans une zone où le régime tectonique est globalement compressif. Nous présentons les résultats de trois expériences simples réalisées grâce à un appareillage expérimental permettant de modéliser la sédimentation dans la zone du bassin avant-arc pendant l'accrétion tectonique des sédiments contre une butée rigide.

Dans chaque expérience, le développement du prisme conduit à la formation d'une zone de rétrochevauchement majeur. Cette zone de déformation permet l'épaississement de la partie arrière du prisme. Dans les dispositifs naturels, ce bombement tectonique constitue un barrage pour les sédiments qui sont transportés depuis l'arc vers la fosse de subduction.

Nous avons testé l'influence de la variation de friction le long du décollement du prisme sur le remplissage du bassin avant-arc. Deux résultats majeurs ont été mis en évidence : (1) Un équilibre mécanique s'établit entre la propagation des chevauchements frontaux et celle des rétrochevauchements, cet équilibre est enregistré dans les dépôts syntectoniques du bassin avant-arc. Une variation de la friction basale pendant le raccourcissement (qui pourrait correspondre, dans la nature, à une disparition du niveau de décollement ou au passage en subduction d'une ride ou d'un volcan sous-marin) entraîne un changement de style tectonique dans le prisme et une variation de l'épaisseur des séquences de dépôt du bassin avant-arc (fig. 1, A et B). (2) Ces expériences suggèrent aussi que les bassins avant-arc peuvent être initiés dans des zones de convergence, sans relation avec une extension crustale et la subsidence tectonique associée. Ils correspondraient alors essentiellement à un piège sédimentaire, entretenu par la subsidence liée au rééquilibrage isostatique et limité par le bombement tectonique du prisme.

Le remplissage quaternaire du bassin avant-arc de Nouvelle-Zélande est associé au développement du prisme actuel d'Hikurangi. Ce bassin est bordé à l'Est par la cordillère côtière (partie arrière du prisme) et à l'Ouest par la cordillère axiale. Les limites Est et Ouest du bassin ne présentent que des indices de déformation compressive ou décrochante, aucune trace de déformation extensive n'a été repérée sur le terrain pour la période récente de fonctionnement du prisme (2Ma. à actuel). L'étude du soulèvement des différents domaines de la marge montre que les cordillères qui bordent le bassin se soulèvent activement alors que le bassin avant-arc ne subit aucun mouvement vertical. Ainsi la formation de ce bassin avant-arc semble plutôt caractérisée par le soulèvement des domaines adjacents que par un régime d'extension de la croûte sous-jacente. Nous proposons que le soulèvement actuel de la cordillère côtière soit à mettre en relation avec la formation d'une zone de rétrochevauchement entre cette cordillère et le bassin avant-arc qui rendrait compte des déformations compressives observées à cette limite.

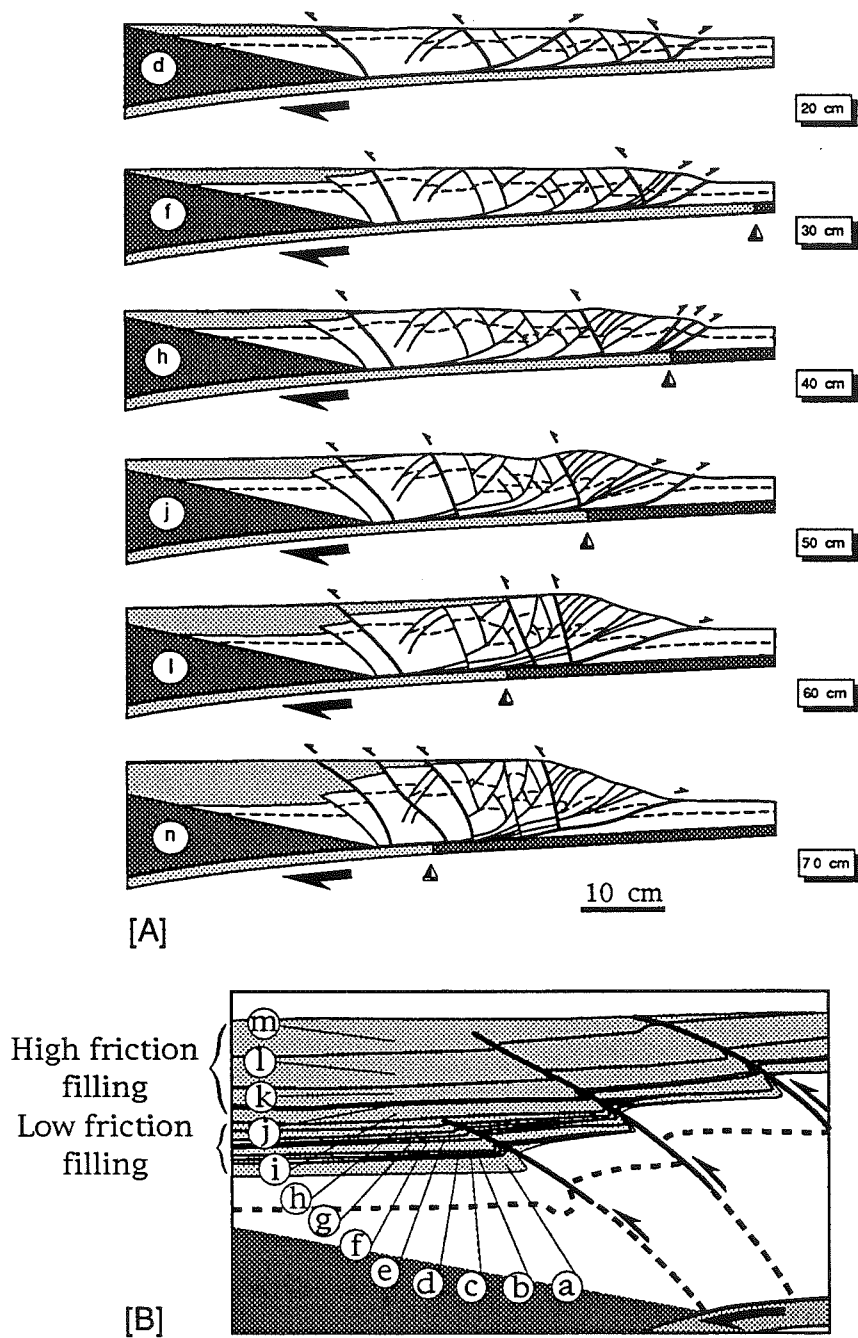


Fig. 1. [A], Effet de l'entrée d'une zone à forte friction (en gris foncé) sous le prisme : augmentation significative de la pente topographique dès le stade (j) et modification de la structure interne du prisme (les chiffres en cm correspondent au raccourcissement).

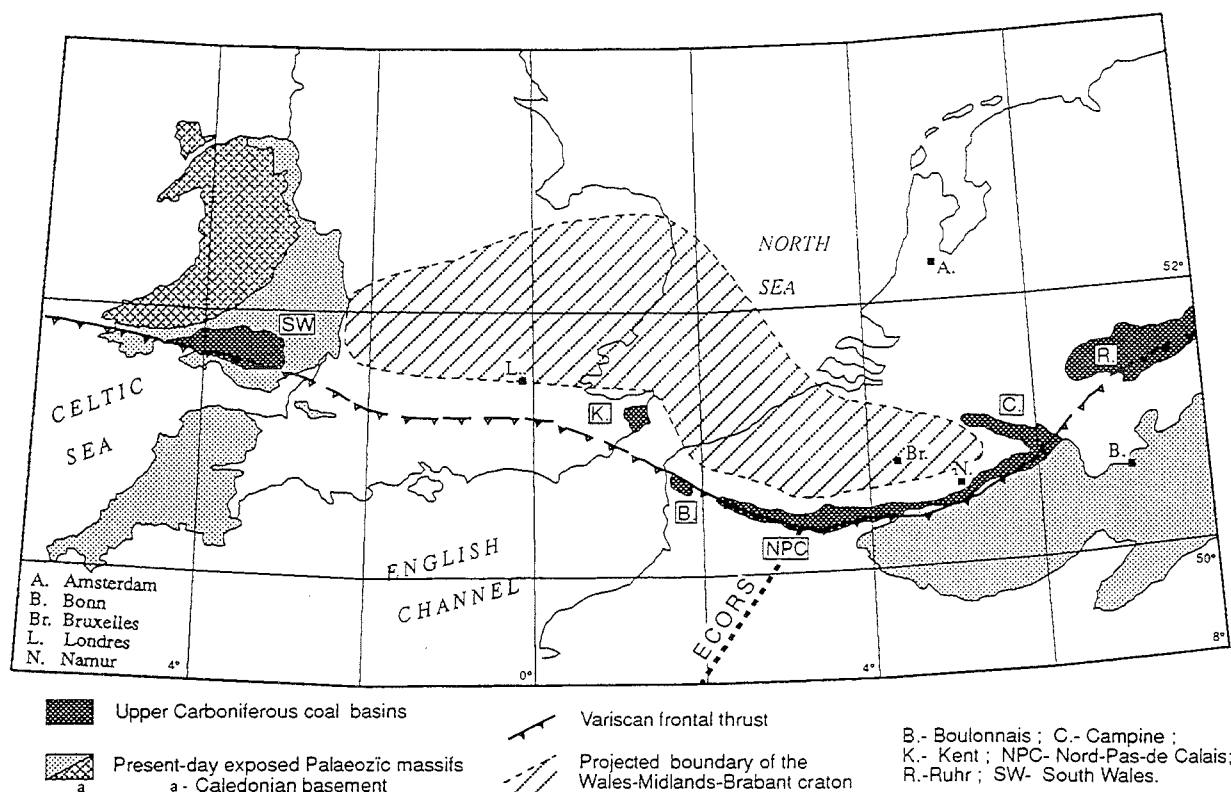
[B], Détail du bassin avant-arc : enregistrement des perturbations structurales induites dans le prisme par la variation d'épaisseur des séquences déposées dans le bassin.

INVERSION ET STRUCTURATION DES BASSINS D'AVANT-PAYS AU FRONT DU DISPOSITIF VARISQUE DU NO DE L'EUROPE : LE MODELE DU BASSIN HOILLER DU NORD-PAS-DE-CALAIS (N FRANCE).

Bernard LE GALL

Laboratoire de Géologie Structurale, URA 1278 CNRS, Université de Bretagne Occidentale,
6 Avenue Le Gorgeu, BP 809, 29285 BREST .

La chaîne varisque du NO de l'Europe est frangée à sa périphérie par un chapelet de bassins houillers carbonifères disséminés le long d'une zone arquée qui s'étend sur plus de 1500 km depuis le Pays de Galles jusqu'à la Ruhr (Fig. 1). Ces bassins d'avant-pays ont enregistré, vers la fin du Carbonifère, les ultimes effets du processus collisionnel et on propose d'illustrer les modalités de leur inversion par l'exemple du bassin du Nord-Pas-de-Calais (NPC) dont l'étude bénéficie d'une très abondante documentation, d'origine industrielle pour l'essentiel (mines (Bouroz *et al.*, 1961), forages, sismique pétrolière....), en cours de réinterprétation (Le Gall, thèse en préparation), et dont la position au sein du dispositif collisionnel a pu être récemment précisée grâce à la construction d'une coupe crustale contrainte par la sismique profonde ECORS (Cazes *et al.* 1985 ; Le Gall, 1992).



Le modèle que nous appliquons au bassin NPC privilégie la tectonique de chevauchement et celle-ci, commentée à propos d'une coupe N-S parallèle à la direction du raccourcissement régional, s'exerce aux dépens d'un domaine à subsidence calédonienne (Brabant) qui, lors de l'extension dévonienne sensu lato, constitue une plateforme peu profonde à sédimentation réduite, relayée au S, via l'escarpement de faille du Condroz, par le domaine subsident de Dinant.

Le Dévonien condensé du domaine NPC est surmonté par d'épais dépôts carbonatés dinantiens qui renferment localement d'importantes intercalations anhydritiques, et sont eux-mêmes coiffés par le puissant complexe détritique du Namurien (500 m) et surtout du Culm (0 à 3000 m).

La structuration du bassin NPC est imputable, selon nous, à une séquence de chevauchement pelliculaire mise en place de façon prograde, à l'avant de l'unité de Dinant, au-dessus d'un décollement basal aveugle proche du toit du socle. S'agissant des modalités cinématiques de la tectonique chevauchante, elles sont étroitement conditionnées par la lithologie des séquences incriminées comme en témoigne, d'une part, l'implication privilégiée des carbonates dinantiens dans des duplexes et imbrications dont l'édification a également profité de la présence des niveaux anhydritiques et, d'autre part, les caractéristiques d'un certain nombre de processus annexes que l'on rapporte au jeu plus tardif de grands accidents chevauchants (Barrois, Epinoy...). Parmi ces processus on retiendra notamment :

- la formation, dans les séquences du toit, de plis frontaux dont le déversement progressif, puis le cisaillement, aboutissent à l'élaboration d'un empilement de séries en position légèrement renversée (forage d'Epinoy) ;

- le déclenchement, dans le Houiller situé à l'avant des plis frontaux, de déformations extensives de type gravitaire (segment médian de l'unité Barrois) ;

- le développement, dans certaines lames de Houiller encadrées par deux chevauchements superposés, d'un second type de structures extensives, exprimées par un réseau synthétique de failles listriques que l'on assimile à des accidents de type Riedel associés à des zones de cisaillement (unité Gavion) ;

- le dépôt, lors des derniers stades de la compression, de séquences syntectoniques issues du démantèlement de l'édifice en cours d'imbrication (Conglomérat de Roucourt) ;

- le fonctionnement de chevauchements hors séquence qui accomode, tel l'accident du Midi, les derniers incréments du raccourcissement ; accident du Midi que l'on considère, malgré une expression cartographique proéminente, comme une structure relativement mineure qui parachève, d'environ 4km, la translation de l'unité de Dinant vers le N.

En termes de bilan du raccourcissement, une valeur d'environ 30 km (soit 50%) a pu être obtenue par simple curvimétrie en l'absence de toute déformation pénétrative, d'importance régionale, associée à la mise en place des chevauchements.

Enfin, replacée dans son contexte régional, la structuration de l'ensemble du bassin Houiller NPC est rapportée à un processus de poinçonnement que déterminent certaines indentations originelles de sa bordure N qui vont agir comme autant de poinçons passifs vis à vis des unités déformées migrant vers le N.

Références

BOUROZ A., CHALARD J., DALINVAL A. & STIEVENARD M. (1961). - La structure du bassin houiller du Nord de la région de Douai à la frontière belge. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **81**, 173-220.

CAZES M., TORREILLES G., BOIS C., DAMOTTE B., GALDEANO A., HIRN A., MASCLE A., MATTE P., PHAM V. & RAOULT J.-F. (1985). - Structure de la croûte hercynienne du Nord de la France: premiers résultats du profil ECORS. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **8**, 925-941.

LE GALL B. (1992). - The deep structure of the Ardennes Variscan thrust belt from structural and ECORS seismic data. *J. Struct. Geol.* **14**, 531-546.

EVOLUTION OF SALT-RELATED STRUCTURES IN COMPRESSIONAL SETTINGS

J. LETOUZEY*, B. COLLETTA*, R. VIALLY* and J.C. CHERMETTE**

* Institut Français du Pétrole, BP 311, 92506 Reuil-Malmaison Cedex, France.

** TOTAL, Cedex 47, 92069 Paris La Défense, France.

Sandbox experiments analyzed by computerized x-ray tomography provide relevant models of salt-related compressional structures, and improve the understanding of the relative importance of the many parameters influencing the structural style. In front of thin-skinned fold and thrust belts, the salt layers are preferential decollement surfaces, which allow the horizontal strain to propagate far away towards the edge of the foreland. Early structures can develop in front of the system, to be later overtaken by out-of-sequence faulting and folding as shortening increases. The very low friction coefficient associated with salt layers induces a symmetrical stress system which prompts pop-up development rather than asymmetric thrust propagation. Salt extrusions at the surface are related to former salt ridges or salt walls squeezed by compression and dragged along thrust planes, or to local low pressure zones along crestal tear faults during folding. The salt which spreads out from the fault is rapidly dissolved and the resultant surface collapse structures are progressively filled with a mixture of recent sediments and reworked evaporites. Salt pinch-outs, either depositional or structural in origin, are a major controlling factor of the deformation geometry in thrust and fold belts. They are the triggering factor, either local or regional, of compressive structures in rapidly prograding passive margins undergoing deformation by gravity gliding. In this structural context, they are also the place where thickening of the salt due to differential loading and gravity spreading takes place. Flexures and scarps on the sea bottom can outline where the salt pinches out and a salt tongue develops above a thrust and folded zone. The structural complexity in inverted grabens, or in basement-involved orogenic belts, when salt is present, is the outcome of many interacting factors. The salt thickness, the architecture of the pre-existing extensional structures, the syn and post salt rifting activity and the related halokinesis and sediments distribution, have a wide influence on the localization of folds and thrusts during later compressive phases. The relative orientation of the former structures to the younger shortening largely defines the structural style of inversion (fault reactivation versus forced folding and short-cuts). The salt is the main detachment level between the folded cover rocks and the underlying faulted basement. However, secondary detachment levels which are quite common in the overlying sediments, add the final touch to some structures which are often found when salt is present: complex triangle zones in the cores of anticlines and fish-tailed periclinal terminations.

INTERACTIONS TECTONIQUE, ÉROSION ET SÉDIMENTATION DANS UN SYSTEME CHEVAUCHANT : APPLICATION À LA ZONE SUBANDINE DE BOLIVIE.

Pascale LETURMY*, Edouard CHALARON*, Jean-Louis MUGNIER*,
Georges MASCLE*, Patrice BABY**.

* URA CNRS 69, rue Maurice Gignoux, 38031, Grenoble.

** ORSTOM, rue Maurice Gignoux, 38031, Grenoble.

Une méthodologie a été développée pour étudier les interactions entre la tectonique chevauchante, le basculement lithosphérique à grande longueur d'onde, et le transport superficiel particulaire à courte distance.

Les algorithmes décrivant chacun des processus sont appliqués incrémentalement sur un maillage régulier, et permettent de prédire l'évolution de la topographie d'une structure chevauchante active, à partir d'une géométrie initiale, de paramètres mécaniques (coefficient de frottement à la base du prisme, coefficient de frottement interne, pression de fluides sur contrainte lithostatique, densité et cohésion des sédiments) et de paramètres dépendants du temps (basculement lithosphérique, vitesse de raccourcissement tectonique, capacité de transport).

Pour un système chevauchant constitué d'une écaille unique, nous avons étudié l'influence des paramètres dépendants du temps sur l'altitude des reliefs formés. Ainsi l'altitude et les volumes érodés sont fonction du rapport Vitesse de raccourcissement / Capacité de transport. Dans une zone tectoniquement active la capacité de transport ne peut être déduite uniquement des volumes déplacés. Ceci implique que le rôle des vitesses de déformation doit être prise en compte, lors de l'étude de l'érosion d'un relief.

L'analyse d'une expérience à différents incréments de temps permet de prédire un remaniement des sédiments déposés lors de l'activité tectonique. Ainsi les dépôts les plus proximaux d'un bassin transporté, par rapport à l'anticlinal de rampe, sont érodés progressivement car soulevés par la progression de l'écaille tectonique sous-jacente. Des onlaps se forment à l'aplomb du relief ainsi que du côté interne du bassin. Les onlaps les plus externes ne sont généralement plus visibles sur une géométrie finale, car ils sont érodés au fur et à mesure de leur formation. Pour déterminer les faciès dans les bassins, on considère que la granulométrie des sédiments continentaux est fonction de la pente de dépôt. Ainsi il apparaît dans les sédiments une cyclicité voisine de 0.5 à 1 Ma.

Une structure tectonique plus complexe a également été modélisée. Cette modélisation de structure naturelle a été réalisée dans le sens direct, en testant par essai/erreur la valeur des différents paramètres libres ou mal contraints. Nous avons utilisé des mailles régulières de 500 m de côté sur une structure de 120 km, la vitesse de raccourcissement à l'arrière est de 0.7 cm/an. La durée de chaque expérience est de 6 Ma, et la capacité de transport (K_s) voisine de 100 m²/an fournit une simulation satisfaisante de l'érosion au voisinage de ces bassins continentaux de faibles dimensions. Les différentes expériences réalisées permettent de prédire l'influence des différents paramètres mécaniques sur la géométrie des bassins. C'est principalement sur l'extension cartographique des bassins que cette influence est visible, et de façon moindre sur leur profondeur.

Dans la partie frontale des Andes (Subandin de Bolivie), les modélisations ont confirmé que les bassins supra-prismes se sont développés durant l'érosion d'un anticlinal plus externe. Ce relief ainsi préservé de l'enfouissement est donc soumis à des conditions de pression/température particulières pouvant influencer la maturation de la matière organique. Les bassins les plus externes du système chevauchant connaissent une évolution en deux temps : dans les premiers incréments de déformation, les sédiments se déposent dans un bassin d'avant-pays, puis ils sont intégrés au dos d'un chevauchement et les sédiments se déposent dans un bassin transporté.

RECONSTRUCTING THE GEOMETRY OF THE EMBRYONIC NORTH ALPINE FORELAND BASIN, EASTERN SWITZERLAND

Joanne C. LIHOU

Department of Earth Sciences, University of Oxford, Parks Road, Oxford OX1 3PR, England.

During the Late Cretaceous to Eocene, the transition from accretionary wedge to foreland basin sedimentation took place in the Swiss Alps, associated with the transition from southward-directed subduction of the European plate beneath Africa to the phase of continental docking that produced the Alpine mountain chain. In attempting to reconstruct the embryonic Alpine foreland basin, work has concentrated on the Sardona and Blattengrat units of eastern Switzerland. These structural units overlie the younger North Helvetic Flysch (NHF) unit, the Tertiary sediments of which have been attributed to a foreland basin setting (Allen et al., 1991; Crampton, 1992; Sinclair, 1992; Crampton & Allen, 1994). The aim of this research has been to examine the inception of the foreland basin in the latest Cretaceous (Maastrichtian) and its initial development in the Early Tertiary.

The Sardona and Blattengrat units are located between the Sernf and the Rhine Valleys in eastern Switzerland, an area of 25x10 km, at elevations of 500 to 2700 m. These structural units are bounded by thrusts, forming part of an allochthonous nappe pile, separated from the Helvetic nappes by the Glarus Overthrust. The Sardona and Blattengrat 'flysch' units have been assigned to the Ultrahelvetic and South Helvetic (European) Alpine paleogeographic realms, respectively. In contrast to other flysch units, they have not been studied by geologists since 1960 because the sediments are extensively deformed and it was thought that little more could be learnt from them. A lithostratigraphy was erected for each unit between 1940 and 1960, and micropaleontological dates established for the various members, but no serious attempt was made to interpret the results in a sedimentological framework. For this study, simplified stratigraphies were adopted and micropaleontological dates were revised in accordance with modern treatises.

By consulting stratigraphic work on the Blattengrat unit from the 1950's, it has been possible to reconstruct stratigraphic logs for the Tertiary Nummulitic Formation and fit them into a chronostratigraphic framework. The Nummulitic Formation in the NHF unit records the drowning of a Paleocene-Eocene forebulge unconformity during the Lutetian (Crampton, 1992), equivalent to the 'Paleocene restoration' of Trümpy (1980). The same pattern of shallow water mixed carbonate/siliciclastic sedimentation, affected by minor relative sea level changes during an overall deepening upwards sequence, can also be seen in the Blattengrat unit. In this case, however, the forebulge unconformity is less pronounced and was drowned much earlier, in the Paleocene to early Eocene. This would imply that the Blattengrat unit developed further from the European craton than the NHF unit, on the southeastern margin of the Helvetic realm. Also, the stratigraphic gap represented by the unconformity is limited to the latest Maastrichtian-earliest Paleocene, which suggests that the foreland basin initiated at around 65 Ma.

Unlike the NHF and Blattengrat units structurally below it, the Sardona unit does not record the Paleocene forebulge unconformity of the Helvetic foreland. Instead, there appears to be a continuous record of sedimentation which may represent flysch sedimentation in the foreland basin ahead of the advancing thrust wedge of the African plate during continental collision. Foreland basin models predict that the forebulge unconformity passes basinward into conformity, and that where flexure takes place superimposed on a pre-existing passive margin bathymetry, the passage of the forebulge may only be recorded in the sedimentary facies by a shallowing then deepening upwards (Crampton & Allen, 1994). There are factors other than tectonic subsidence alone that can influence flysch sedimentation, such as eustatic sea level fluctuations and climate, but these various mechanisms may be difficult to distinguish in a deep marine system.

From this study, the earliest history of the deformed North Alpine Foreland Basin, preserved within the Alpine mountain belt, has been unravelled using the tools of sedimentology and structural analysis. It appears that the embryonic foreland basin was telescoped onto the European (Helvetic) margin in the early Oligocene during the Neo-Alpine Orogeny. The foreland basin sediments more proximal to the thrust wedge, i.e., the Sardona flysch, are now located at the top of the structural nappe pile, and the more distal foreland basin sediments, i.e., the Blattengrat and NHF units, are found beneath them.

References

- ALLEN P.A., CRAMPTON S.E. & SINCLAIR H.D. (1991). - The inception and early evolution of the North Alpine Foreland Basin, Switzerland. *Basin Res.*, **3**, 143-163.
- CRAMPTON S.L.E. (1992). - Inception of the Alpine Foreland Basin: Basal unconformity and Nummulitic Limestone. PhD thesis, University of Oxford, 224 pp.
- CRAMPTON S.L. & ALLEN P.A. (1994). - Recognition of flexural forebulge unconformities in the geologic record. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, in press.
- SINCLAIR H.D. (1992). - Turbidite sedimentation during Alpine thrusting: the Taveyannaz sandstones of eastern Switzerland. *Sedimentology*, **39**, 837-856.
- TRÜMPY R. (1980). - Geology of Switzerland, a Guide-Book, Part A: an outline of the geology of Switzerland, pp. 1-104. Wepf & Co., Basel.

INTERACTION BETWEEN SEDIMENTATION AND TECTONICS DURING THE FORMATION OF LITHOSPHERIC-SCALE COMPRESSIVE BASINS.

Joseph MARTINOD* and Peter MOLNAR**

* Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Observatoire de Grenoble, BP53X, 38041 Grenoble cedex, France

** Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA 02139, USA

Compression of the oceanic, or continental, lithosphere may result in the development of periodical instabilities (buckling), that control the position of lithospheric thrusts and then the geometry of compressive lithospheric scale basins.

For instance, we analyze the long wavelength undulations of the central Indian Ocean basement and argue that they result from the buckling of the oceanic lithosphere. Plastic, rather than elastic properties of oceanic rocks are responsible for the growth of these lithospheric-scale folds. Analytic calculations based on a perturbation method are used to study the influence of lithospheric rheology and gravity on the growth of buckling. Lithospheric buckling is not isostatically compensated, and gravity opposes its growth. To permit the development of buckling, the lithosphere must be strong enough to support the stresses arising from gravity acting on horizontal density variations, which in turn result from vertical movements of the lithosphere. For the Indian Ocean, the presence of buckling implies that the average strength of the brittle lithosphere (a force per unit horizontal length) is larger than $(\delta\rho g\lambda^2)/a$, where a is a dimensionless number ($a=90+25$), $\delta\rho$ is the density contrast at the surface of the oceanic lithosphere, and λ the wavelength of buckling. If the lithosphere is not strong enough, its horizontal shortening will be accommodated by other deformation processes, such as homogeneous thickening or the development of a single thrust fault, and lithospheric folds won't appear. Where sedimentation fills the lithospheric synclines, horizontal forces arising from the development of buckling diminish, and the development of lithospheric folding is favored. In the Indian Ocean, the undulations of the basement imaged by Chamot-Rooke *et al.* [1993] are small where sediment is thin, and large where the synclines are deeply buried, which suggests that the presence of sediment may be vital for the growth of the lithospheric folds, and that the average stress-difference during the compression the oceanic lithosphere lies in the range 35-140 MPa.

These calculations, performed for the case of the Indian Ocean lithosphere, but whose results may be applied to most regions bearing horizontal shortening, show that the arrival of sediment within compressive lithospheric scale basins facilitate the growth of these structures. Therefore, there is a

complex interaction between tectonic processes and sedimentation, since the sediment fluxes that result from the tectonic motions also influence the further development of lithospheric scale structures.

Références

CHAMOT-ROOKE N., JESTIN F., de VOOGD B. and the PHEDRE Team (1993). - Intraplate shortening in the Central Indian Ocean determined from a 2100-km-long north-south deep seismic reflection profile, *Geology*, 21, 1043-1046.

FORELAND BASIN EVOLUTION IN AN ARCUATE OROGEN: OBSERVATIONS FROM THE DÉVOLUY BASIN, SE FRANCE

Lawrence D. MECKEL, III

Geologisches Institut, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich, Switzerland

The Paleocene to Oligocene sediments preserved in the Dévoluy basin of SE France provide a detailed record of prolonged tectonic activity associated with the formation of the arc of the external Alps. Five phases of deformation have been discerned, but are not necessarily distinct individual events. These are: (1) Paleogene syndepositional extensional faulting; (2) Priabonian subsidence; (3) late Priabonian through Rupelian uplift and the creation of a progressive unconformity at the W edge of the basin; (4) dextral transpressive or strike-slip deformation; and (5) W- to WSW-directed post-depositional compression.

The earliest post-Cretaceous tectonism recorded in Dévoluy was a phase of extensional faulting contemporaneous with the deposition of the Paleocene to Lutetian continental Conglomerates Rouges Formation. In NE Dévoluy, up to 100m of the Conglomerates Rouges Formation was deposited in the footwall of an actively subsiding normal fault, resulting in the deposition of a growth fan. The fault is sealed and the fan is covered by the transgressive deposits of the lower Nummulitic Formation. At two other localities in NE Dévoluy, there is evidence of fault-related topography during deposition of the Nummulitic Formation (GIDON & PAIRIS, 1976; FABRE *et al.*, 1985). However, there is no evidence that the faults were active during deposition of the Nummulitic Formation. This early phase of deformation was almost certainly associated with movement on the Aspres-les-Corps lineament, a NE-SW striking fault which bounds the Dévoluy basin at its NE extremity.

The second phase of deformation was a period of Priabonian subsidence, from shallow marine (Nummulitic Formation) to deep marine (Marno-calcaires Formation) conditions. This subsidence is time-equivalent with northwest-directed emplacement of the internal Penninic thrust sheets (FRY, 1989) to the east and southeast of Dévoluy, and is presumably related to this distant loading.

The third phase of deformation is a phase of basin shallowing. There is a change in source area associated with the shallowing, resulting in an upsection increase in siliciclastic debris in the Gicons Formation (latest Eocene to earliest Oligocene) and overlying St. Disdier Formation (Rupelian). In western Dévoluy, there is also a progressive unconformity associated with the uplift, with the erosional hiatus between the Oligocene sediments of the St. Disdier Formation and the underlying rocks decreasing from west to east until the surface becomes conformable in central Dévoluy. These factors indicate a period of regional tectonic uplift, probably associated with more proximal SW-directed (FRY, 1989) emplacement of the Embrunnais-Ubaye nappes.

The fourth phase, that of dextral transpression or strike-slip, is associated with a series of subvertical faults with N-S and NNE-SSW orientations in central Dévoluy. The fault planes are eroded, but kinematic data associated with the two fault sets indicates that deformation occurred in a N-S dextral shear zone, with a possible component of E-W shortening. The strain ellipsoid thus had a compressional axis oriented NE-SW and an extensional axis oriented NW-SE. Based on this data, the N-S faults are interpreted as strike-slip faults and the NNE-SSW faults as normal faults. It is not clear when these faults were active.

The fifth phase of deformation was an W-directed compression. The axial traces of km-scale folds involving the Tertiary sediments have trends ranging from 166° to 184° and are west-facing. Minor folds have similar orientations. Cleavage associated with the folds strikes approximately N-S. Measurements of slickenfibers on the Median Dévoluy Thrust and minor related faults show WNW- to WSW-directed displacement, with a predominant W-directed transport. This deformation postdates the last sediments in the Dévoluy basin (Rupelian), but cannot be dated more accurately.

The complex deformational history in Dévoluy is not surprising, given that it occupies the transitional position in the external Alps from NW-directed transport to the north of Dévoluy to SW-directed transport to the south (FRY, 1989; PLATT *et al.*, 1989). These transport directions are broadly contemporaneous (PLATT *et al.*, 1989), so the change in transport directions must have been accommodated in the Dévoluy region. The previously undocumented post-Rupelian W-directed transport is particularly provocative in this regard, as it indicates that the post-Oligocene deformation front had radial transport directions. Furthermore, the Median Dévoluy Thrust has traditionally been interpreted as the southern continuation of the Aspres-les-Corps lineament (e. g., GIDON & PAIRIS, 1976), a long-lived tectonic feature with late dextral strike-slip displacement, and also as the northern

continuation of the SW-directed Digne Thrust system (e. g., FRY, 1989). The transition from strike-slip to thrust deformation must also have been accommodated in the Dévoluy system, and may be at least partially responsible for the N-S dextral shear zone.

Further work will determine how the five tectonic phases documented in Dévoluy are related to the larger-scale kinematics of the Alpine arc, and whether they operated in a continuum or were separate events.

References cited

FABRE, P., LAMI, A., PAIRIS, J.-L., & GIDON, M. (1985). - Influence de la paléomorphologie et de la tectonique synsédimentaire sur les dépôts nummulitiques dans les massifs du Dévoluy et du Pelvoux (Alpes externes méridionales). *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, **26**, 193-199.

FRY, N. (1989). - Southwestward thrusting and tectonics of the western Alps in COWARD, M. P., DIETRICH, D., & PARK, R. G., eds., *Alpine Tectonics: Geological Society Special Publication 45* (London: The Geological Society), 83-109

GIDON, M. & PAIRIS, J.-L. (1976). - Le rôle des mouvements tectoniques éocènes dans le genèse des structures de l'extrémité NE du Dévoluy et dans celle du chevauchement de Digne. *Géologie Alpine*, **52**, 73-83.

PLATT, J. P., BEHRMANN, J. H., CUNNINGHAM, P. C., DEWEY, J.F., HELMAN, M., PARISH, M., SHEPLEY, M. G., WALLIS, S., & WESTON, P. J. (1989). - Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria. *Nature*, **337**, 158-161.

INFLUENCE DU TAUX DE SÉDIMENTATION, DES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN ET DE LA TECTONIQUE DANS LA GÉOMÉTRIE DES DISCORDANCES EMBOITÉES À L'AVANT D'UN PLI DE PROPAGATION (MODÉLISATION 2D).

Eric MERCIER

Université de Cergy-Pontoise, Structure des matériaux géologiques, (CNRS-URA 1369, groupe de Cergy-Pontoise),
Le Campus, 95033 Cergy-Pontoise Cedex (France).

Les plis de propagation de rampe (ou plis de propagation = "Fault-propagation folds") sont des structures fréquentes au front des orogènes et plus généralement dans de vastes domaines de certaines zones externes. On sait depuis Suppe (1985), que ces plis sont caractérisés par la pérennité de la valeur du pendage des flancs pendant toute leur croissance et par la migration des charnières, et notamment des charnières synclinales (fig.1). Quand la croissance d'une telle structure a lieu à la surface, l'érosion, contemporaine de la tectonique, provoque une accumulation des produits de démantèlement au pied du relief. Cette accumulation a donc lieu pendant la migration des charnières synclinale, et l'on conçoit facilement que les dépôts syntectoniques soient caractérisés par l'emboîtement des discordances.

La théorie initiale, telle qu'elle a été proposée par Suppe (1985) rend donc parfaitement compte de l'existence de discordances emboîtées à l'avant d'un pli de propagation érodé pendant sa croissance. Il apparaît donc inutile de faire appel à d'hypothétiques chevauchements imbriqués (Spetch *et al*, 1991) ou de variations progressives du pendage des flancs (Hardy et Poblet, 1994) pour expliquer les discordances emboîtées dans un tel contexte.

Par ailleurs, cette communication montre que la connaissance de la géométrie et de la cinématique d'une charnière synclinale située au front d'un pli de propagation permet de fixer la géométrie et de la cinématique du chevauchement (rampe) à l'origine de ce pli. De plus, si les dépôts syntectoniques sont datés, on peut accéder à la cinématique du chevauchement et du plissement, étape indispensable à la compréhension des lois mécaniques qui régissent les différents modes de plissement.

C'est notamment dans ce but qu'un modèle numérique 2D a été développé. Il permet, notamment de reconstituer une évolution tectono-sédimentaire possible et d'étudier l'influence de différents paramètres tectoniques et sédimentaires sur la géométrie finie des corps sédimentaires. Par rapport aux travaux déjà publiés sur cette thématique (Suppe *et al* 1992) l'originalité du présent travail réside dans le fait que l'on peut tenir compte de l'érosion des niveaux syntectoniques, comme des niveaux anté-tectoniques. De plus, le programme proposé rend compte d'une caractéristique générale des bassins à discordances emboîtées ; à savoir que les charnières synclinales perdent leur caractère de kink pour s'arrondir très significativement. On montrera que le rayon de courbure de la charnière est directement contrôlé par la sédimentation. Au total, trois paramètres apparaissent déterminants :

-(1) la cinématique de la migration de la charnière synclinale, directement liée aux conditions aux limites de la déformation (allochtonie accommodée dans le pli)

-(2) le taux de sédimentation

-(3) l'érosion des niveaux anté- et syntectoniques. Ce paramètre est directement contrôlé par la variation du niveau marin. Cette variation étant elle même la résultante de la subsidence et des phénomènes eustatiques.

Dans cette étude, le premier paramètre est fixé de façon à illustrer l'influence des deux autres (fig. 2). Mais le programme permet de simuler toutes variations des différents paramètres, indépendamment les uns des autres.

Notons que ce modèle, et le programme informatique qui en découle, sont directement applicables à tous motifs tectoniques qui, comme les plis de propagation, prévoient une migration des charnières. Parmi ceux-ci signalons notamment les "intercutaneous thrust wedge" (Medwedeff, 1992). Pour finir, il sera discuté des limites du modèle et notamment :

(1) du caractère non univoque de la relation entre la géométrie finie des corps sédimentaires et l'évolution tectono-sédimentaire possible proposée.

(2) de la difficulté d'obtenir des données de terrain suffisamment bien contraintes en âge et en géométrie, pour qu'un calage avec le modèle proposé permettent de fixer la cinématique de la déformation.

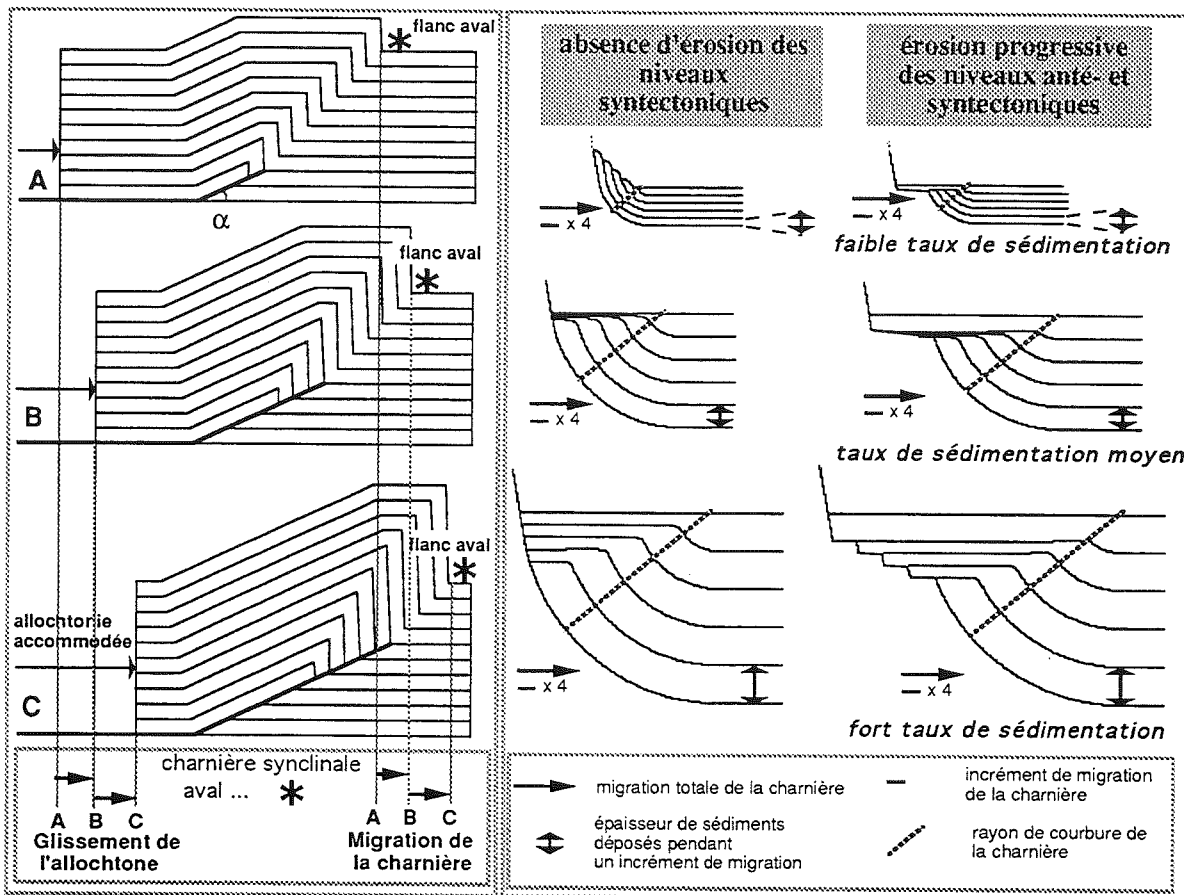


fig.1: Lors de la croissance d'un pli de propagation dans des niveaux anté-tectoniques, la charnière synclinale, située à l'avant, migre alors que le pendage des flancs reste constant.

fig.2: Dans le bassin sédimentaire situé au pied d'un pli de propagation en cours de croissance, la géométrie des discordances emboîtées est contrôlée par: les variations du niveau marin qui induisent les phénomènes érosifs, la migration de la charnière synclinale, son rayon de courbure et le taux de sédimentation (ces deux derniers paramètres étant probablement liés).

Références

- HARDY, S. ET POBLET, J. (1994). - Geometric and numerical model of progressive limb rotation in detachment folds. *Geology*, 22, p. 371-374.
- MEDWEDEFF, D. A. (1992). - Geometry and kinematics of an active, laterally propagating wedge thrust, Wheeler Ridge, California. *Structural geology of fold and thrust belts*, Ed. S.MITRA & G.W.FISCHER ed, John Hopkins Univ.Press, p. 3-28.
- SPETCH, M., DERAMOND, J. ET SOUQUET, P. (1991). - Relations tectonique-sédimentation dans les bassins d'avant-pays: utilisation des surfaces stratigraphiques isochrones comme marqueurs de la déformation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 162, p. 553-562.
- SUPPE, J. (1985). - *Principles of structural geology*. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall Inc.
- SUPPE, J., CHOU, T. G. et HOOK, S. C. (1992). - Rates of folding and faulting determined from growth strata. *Thrust tectonics* Ed. K. R. MCCLAY. London, Chapman & Hall. 105-121.

GÉOMÉTRIE, CINÉMATIQUE ET DYNAMIQUE DES ALPES OCCIDENTALES ET DE LEURS BASSINS PÉRIPHÉRIQUES: RÉFLEXIONS ISSUES DU PROGRAMME ECORS

Jean-Louis MUGNIER*, Sébastien CANNIC*, Stéphane GUELLEC**, Pascale HUYGHE***,
Gilles MÉNARD**, Marc TARDY**

* URA CNRS 69, Institut Dolomieu, rue Maurice Gignoux, 38031, Grenoble cedex

** URA CNRS 69, Laboratoire de géodynamique, Université de savoie, 73376, Le Bourget du lac

*** Département de géologie et océanographie, avenue des facultés, 33405, Talence cedex.

Le profil de sismique réflexion vertical grande profondeur, réalisé dans le cadre d'ECORS-CROP fournit une image à l'échelle crustale des Alpes et de leur avant-pays.

Cette image indique que la base de la croûte Nord-Européenne s'enfonce graduellement depuis le massif central jusqu'à l'aplomb des massifs cristallins Externes, ce qui est en accord avec un processus de flexion de l'ensemble de ce domaine. Les déformations observées dans la croûte supérieure (extension de la Bresse, raccourcissement du Jura, du bassin molassique, et des chaînes subalpines sont transférées à la faveur de niveau de décollement intra-crustaux ou à l'interface socle/couverture.

Aussi les bassins situés à l'aplomb de cette lithosphère fléchie peuvent être considérés comme des bassins flexuraux d'avant-pays, la Bresse se superposant à une partie du système extensif Oligocène du rift Ouest Européen, le bassin molassique étant transporté à l'occasion d'une tectonique de chevauchement superficielle. Cependant les forces qui s'appliquent à cette lithosphère fléchie comprennent, outre celles appliquées à l'extrémité alpine de la plaque, celles liées à l'anomalie mantellique chaude qui s'étend sous le massif central et la partie Nord du fossé rhénan, et ceci au moins depuis le Miocène. Cette double influence rend très difficile l'estimation d'une épaisseur élastique équivalente à celle de la lithosphère Européenne ; cependant la géométrie des remplissage sédimentaires de ces bassins périphériques renseigne sur l'évolution de la chaîne Alpine proprement dites.

Il est suggéré que le versant Nord-Ouest des Alpes montre une perturbation de son évolution aux environs de 22-24 Ma sous l'effet d'un poinçonnement lithosphérique profond, suivie d'un retour à l'équilibre sous l'effet des interactions entre tectonique et érosion. Le déplacement du poinçon, situé sous la limite zone externe-zone interne, produit : 1) une érosion momentanée de la zone externe du bassin, 2) une accentuation du pendage du socle sous-jacent, 3) un arrêt momentané de la propagation frontale de la tectonique. Le flux de matière superficiel, en comblant rapidement la nouvelle dépression molassique, entraîne alors une transgression sédimentaire, une migration du bombement flexural en direction de l'avant-pays, et un retour à une propagation frontale du prisme tectonique.

Pour la période plio-quadernaire, l'accroissement considérable des volumes sédimentés dans les bassins distaux implique une diminution de l'épaisseur crustale dans les Alpes (l'érosion excédant l'advection solide) et suggère une diminution moyenne de l'altitude des Alpes pour ces périodes. L'origine de ces phénomènes - contrôle climatique ou contrôle lithosphérique profond - est discutée. La comparaison entre taux de surrection moyen du plateau molassique suisse et taux d'érosion moyen souligne le rôle important joué par l'isostasie dans la remontée mise en évidence par les mouvements récents.

SOUTHERN PART OF THE CARPATHIAN FOREDEEP - SOME STRATIGRAPHIC AND TECTONIC ASPECTS OF THE BASIN HISTORY

Vlasta OUJEZDSKA*, Josef ADAMEK**

* University of Geneva, Department of Geology and Paleontology, 13 rue des Maraichers, 1211 Geneva

** Moravian Oil Company a.s., Uprkova 6, 695 30 Hodonin

The Carpathian Foredeep extends along the outer arc of the Carpathians from the southern Moravia through the Ostrava area, Poland, and the foreland of the Eastern Carpathians in Romania into the Lower Danube Lowland. It is ranged to the central part of the Paratethys.

The studied area is situated in the southernmost part of the Carpathian Foredeep between the Czech - Austrian state boundary on the South and the Vranovice graben (included) on the North.

The Carpathian Foredeep has been deposited on a basement built of the crystalline rocks of Brunovistulicum, Devonian - Lower Carboniferous carbonate facies, Carboniferous Culm facies, Upper Carboniferous (with coal beds), autochthonous Mesozoic and Paleogene rocks.

Brunovistulicum is probably a Precambrian unit which became the foreland of the Variscian block on the West and the Carpathian arc on the East. The southern limit is not well defined, it corresponds probably to the boundary of the Eastern Alps. The Odra lineament represents the northern boundary with the Eastern European Platform (but Brunovistulicum can be, according to some authors, a part of it). It is composed of plutonic rocks and metamorphic shists.

During the Middle Devonian a platform sedimentation occurred in the region, influenced by the distance from the shore line and by block subsidence. Several facies known from outcrops of the Moravian Karst region can be distinguished. The major part of the Lower Paleozoic is missing. Periodic and local Devonian transgressions started in the Givetian and the youngest one date from the Upper Frasnian. Lower Carboniferous carbonate sedimentation lasted up to the Viséan or Tournaisian, after the sedimentation of Carboniferous clastics started.

The Permian to Triassic interval is missing. New sedimentation starts from the Oxfordian or Callovian and it lasts up to the Upper Tithonian (locally up to the Lower Cretaceous).

At the beginning of the Jurassic Tethys was transgressing slowly towards Moravia. Liassic sedimentation was of the continental type (with coal) with irregular marine intercalations and was accompanied by effusions of basaltic lavas. The autochthonous Jurassic is documented especially in the southern part of the Carpathian Foredeep and also from the region near Brno where a bay connecting the Tethys sea to the boreal sea NW of the Bohemian Massif existed at the time. This influenced the facies (pelitic-carbonate, platform carbonate, and lagoon shelf facies) distribution.

Autochthonous Cretaceous rocks (Turonian - Lower Senonian) were found only in Southern Moravia. Besides the autochthonous beds above the Jurassic Kurdejovice Limestones Formation, some Cretaceous rocks appear also as tectonic blocks and slices. (ADAMEK 1986)

Autochthonous Paleogene is known only from boreholes and it represents the youngest sediments of the Miocene foredeeps basement. It is of Upper Eocene - Oligocene age and it fills NW - SE trending depressions (Nesvacilka and Vranovice i grabensí). The Paleogene contains basal conglomerates and sandstones overlain by claystones and calcareous sandstones of the Nesvacilka Formation.

A shift of the sedimentation space towards W is characteristic for the Miocene foredeep, probably a result of the same forces which led to the formation of the Outer Carpathian Flysch nappes. The Miocene sedimentation can be understood as a westwards - shifting system of superposed sedimentation basins (foredeeps).

The Carpathian Foredeep Neogene sedimentation was initiated in Early Miocene under the influence of the Savian tectonic phase. It started in Egerian times; the Eggenburgian is represented mainly by sandstone facies and rarely contains volcanic tuffs. Ottnangian pelites are replaced by fresh water sands. Owing to the cutting-off from the open sea, brackish to fresh-water beds were laid down during the Lower Miocene. The maximum thickness of these Lower Miocene beds is approximately 450 m. The most important transgression appeared in the Karpatian and Lower Badenian (mainly calcareous claystone beds); the thickness is nearly 1,200 m (Karpatian) and 300 - 500 m (Lower Badenian). Early Styrian movements gave rise to the foredeep extending continuously from south-western Moravia to NE. During the Karpatian it developed into a continuous foredeep. Towards the end of this stage the flysch units

were folded and thrust over the foredeep. At that time further marginal parts of the Bohemian Massif subsided and the Lower Badenian foredeep developed shifted farther to the NW. The Lower Badenian foredeep wedges out south-westwards. It gradually regressed during the Styrian tectonic phase so that the Upper Badenian foredeep extended from Poland to the Opava (North Moravia) area only with its western edge. The Upper Badenian represents the end of the Miocene sedimentation in the region and its thickness is only about 200 m. (BUDAY 1967, MAHEL 1974)

The eastern margin of the Carpathian Foredeep is buried by the Carpathian Flysch nappes. Part of the filling, particularly of the pre-Badenian foredeeps, is not only covered by the overthrust nappes, but it was also infolded into the flysch mass.

This study was supported by the Swiss Science Foundation (grant no. 20-37585.93).

References

- ADAMEK J. (1986). - Geologicke poznatky o stavbe mesozoika v useku Jih Jihovýchodnich svahu Ceskeho masivu. *Zem. Plyn Nafta*, 33, 4, 453-484.
- BUDAY T. *et al.* (1967). - Regionalni geologie CSSR. UUG Praha.
- MAHEL M. *et al.* (1974). - Tectonics of the Carpathian Balkan Regions. GUDS Bratislava.

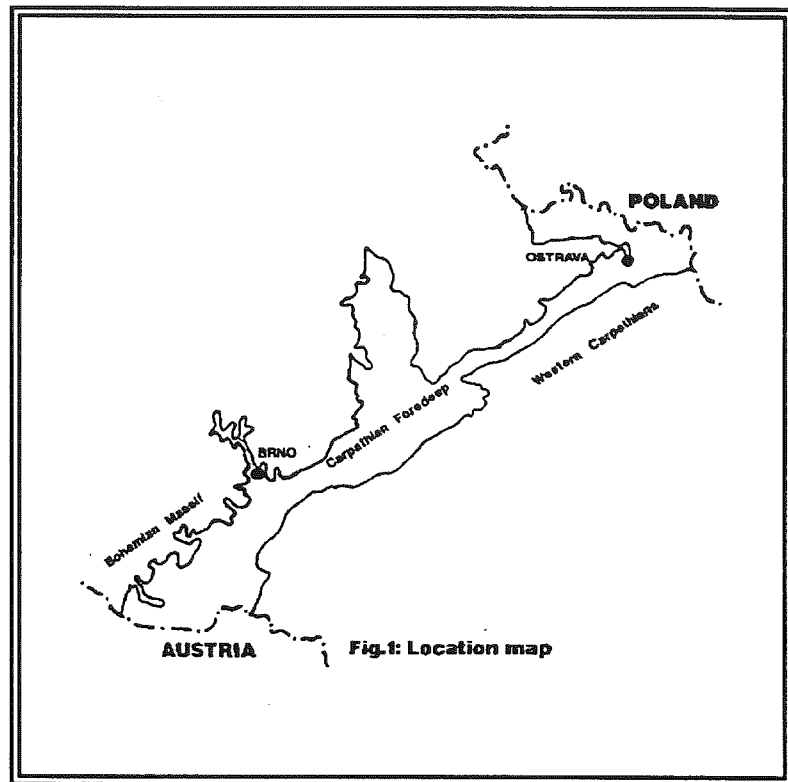


Fig.1: Location map

CONTROLE DU STYLE TECTONIQUE D'UN FRONT DE CHAÎNE PAR LA STRUCTURE DE SON AVANT-PAYS : EXEMPLE DU FRONT DE LA CHAÎNE ATLASIQUE EN TUNISIE ET EN ALGÉRIE ORIENTALE.

Fatima OUTTANI*, Eric MERCIER* , Dominique FRIZON DE LAMOTTE* , Jamel OUALI**, Samir BOUAZIZ** et Belkacem ADDOUM***

* Université de Cergy-Pontoise, Structure des matériaux géologiques, (CNRS-URA 1369, groupe de Cergy-Pontoise), Le Campus, 95033 Cergy-Pontoise Cedex (France).

** ENIS, département de Géologie, BP W, route de Soukra, 3038 Sfax (Tunisie).

*** SONATRACH et Université de Paris Sud, Laboratoire de Géologie Structurale (CNRS-URA 1369), bat. 504, 95405 Orsay Cedex (France).

La chaîne Atlasique d'Afrique du Nord s'est structurée lors de deux séries d'événements tectoniques ; des événements Tertiaires, dont les paroxysmes sont datés de l'Eocène à l'Ouest et du Miocène à l'Est, puis une phase Quaternaire. A l'ouest, ces déformations restent confinées dans les limites d'un bassin mésozoïque subsident : le "bassin Atlasique", mais à l'est, le front de déformation déborde largement sur la plate-forme.

Dans cette région orientale (Tunisie et Algérie orientale), les déformations s'expriment sous la forme d'une tectonique superficielle de "fault and thrust belt" en relation avec un niveau de décollement dans le Trias évaporitique. Ces déformations ne sont pas co-axiales (direction de raccourcissement: N 130°-140° pour la première série d'événements, N 170°-180° pour la phase récente ; réfs. *in* Mercier *et al*, sous presse). Le front actuel de la chaîne est d'âge varié : initié dès la phase Tertiaire ou seulement Quaternaire, selon les localités (fig. 1). Ce front de déformation a longtemps été considéré comme étant la conséquence du jeu de grands accidents décrochants (ex: l'accident Sud-Atlasique). En fait, les études récentes tendent à montrer qu'il est essentiellement chevauchant même si localement une composante en décrochement est indéniable, comme dans les structures latérales du paléo-front d'âge Tertiaire ("Axe Nord-Sud" et branche Ouest de la "Chaîne de Gafsa", (Zargouni, 1985) ; fig. 1).

Le front actuel de la chaîne présente de fortes variations de style tectonique avec notamment des secteurs où il apparaît comme une simple flexure, dans d'autres où il est marqué par un chevauchement, un décrocheuchement, ou encore par un rétrocheuchement. La réalisation de nombreuses coupes équilibrées, à l'aide de méthodes informatiques (logiciel Rampe (EM) : Mercier, 1990-1994) nous a permis de proposer, pour chaque coupe, une géométrie profonde et une évolution cinématique bien contraintes. Ces modélisations permettent d'illustrer une grande partie des cas de figures théoriques envisagés par Morley (1986) ou Vann *et al* (1986) dans leurs inventaires des types de fronts de chaînes. De plus, certains cas rencontrés nous imposent d'envisager des intermédiaires entre ces cas théoriques. L'objet de cette communication est de montrer comment la présence, ou l'absence, de bassins d'avant-pays installés sur la plate-forme saharienne (*s.l.*), contrôle, parmi d'autres paramètres, les variations du style tectonique frontal. Nous montrons notamment, que :

**d'une part*, l'absence de bassins subsidents Miocènes (fig. 1) permet le débordement du front de déformation sur la plate-forme.

**d'autre part*, en ce qui concerne le style du front :

-au droit des ces bassins , l'influence de l'héritage distensif est déterminant (cas E de Morley, 1986). Selon le degré de superposition entre ces bassins et les failles héritées, le chevauchement frontal peut être conforme (Fl. de Zaghuan ; Creuzot *et al* 1992) ou en rétro-chevauchement (Sud des Aurès; Frizon de Lamotte *et al* 1990, ce qui constitue un intermédiaire avec le cas B de Morley, 1986).

-au niveau de la chaîne des Chotts, un grabben de l'avant-pays, qui ne semble pas avoir été subsident au Miocène (Ben Ferjani *et al*, 1990), permet d'observer un cas de figure intermédiaire entre les cas D et E de Morlay (1986), il est caractérisé par l'absence de chevauchement émergent.

-dans l'axe Nord-Sud, l'influence de l'héritage est plus faible(Creuzot *et al* 1993). Il s'agit d'un schéma intermédiaire entre les cas C et D de Morley (1986) mais, de plus, compliqué par le polyphasage.

-dans les monts de Métaoui / Négrine, le niveau de décollement se situe dans la couverture mésozoïque et le déplacement est accommodé par de nombreux plis de propagation (Outtani *et al*, soumis). C'est un intermédiaire entre les cas A et D de Morley (1986).

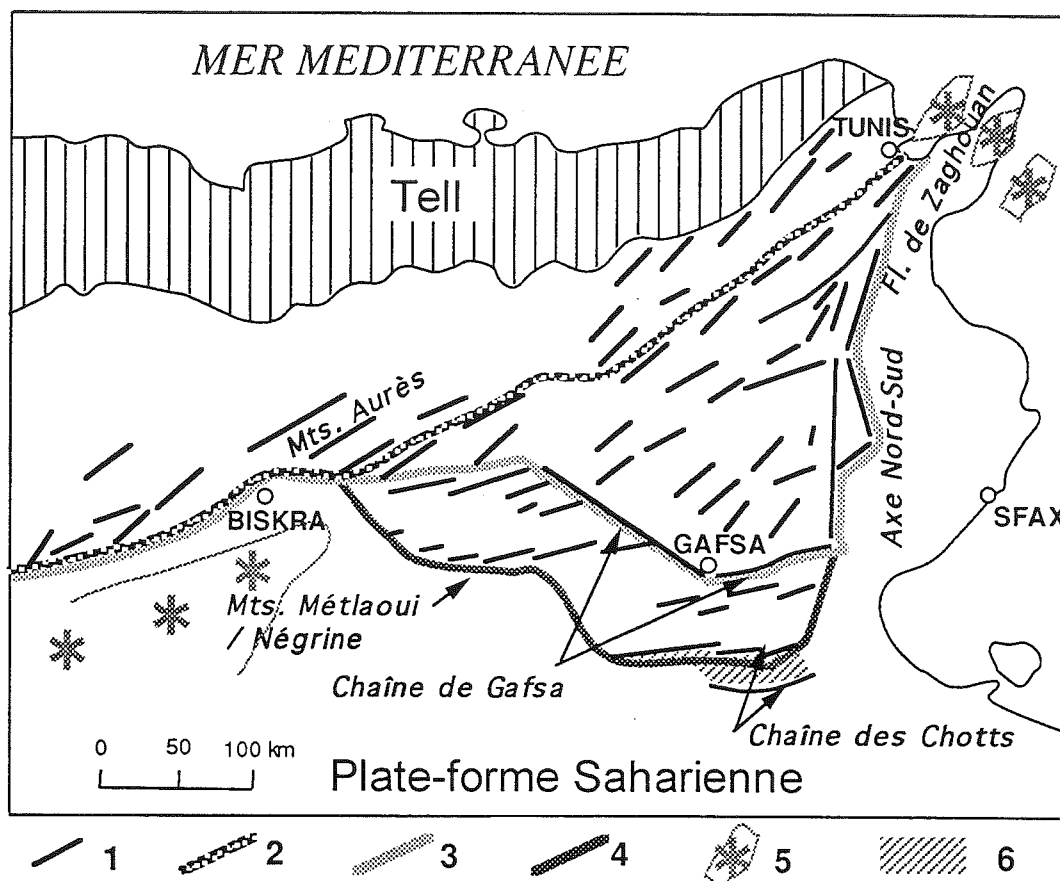


Figure 1: La chaîne Atlasique aux confins Algéro-Tunisiens. 1: principaux anticlinaux (phases Tertiaires et Quaternaire); 2: limite Sud du "bassin Atlasique"; 3: front de la déformation Tertiaire; 4: front de la phase Quaternaire; 5: dépôts-centres des bassins d'avant-chaîne fortement subsidents Miocènes; 6: grabben Jurassique de la Chaîne des Chotts.

Références

- BEN FERJANI A., BUROLET P. & MEJRI F. (1990).- *Petroleum geology of Tunisia*. Tunis, E.T.A.P.
- BUTLER R. W. H. (1987).- Thrust sequences. *J. Geol. Soc. London*, **144**, 619-634.
- CREUZOT G., MERCIER E., OUALI J. & TRICART P. (1993).- La tectogenèse atlasique en Tunisie centrale : apport de la modélisation géométrique. *Eclogae geol. Helv.*, **86/2**, 609-627.
- CREUZOT G., MERCIER E., OUALI J. & TURKI M. M. (1992).- Héritage distensif et structuration chevauchante: apports de la modélisation du chevauchement alpin de Zaghouan (Atlas tunisien). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **314**, II, 961-965.
- FRIZON DE LAMOTTE D., GHANDRICHE, H & MORETTI I. (1990).- La flexure saharienne: trace d'un chevauchement aveugle post-Pliocène de flèche plurikilométrique au Nord du Sahara (Aurès, Algérie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **310**, II, 1527-1532.
- MERCIER E. (1990-1994).- Rampe(EM). logiciel "domaine public" pour Macintosh.
- MERCIER E., OUTTANI F., FRIZON DE LAMOTTE D. & GHANDRICHE H. (sous presse).- Comment on "Geometry of Fault-propagation folds: method and application". *Tectonophysics*,
- MORLEY C. K. (1986).- A classification of thrust fronts. *AAPG Bull.*, **70**, 12-25.
- OUTTANI F., ADDOUM B., MERCIER E. & FRIZON DE LAMOTTE D. (soumis).- Geometry and kinematics of the south Atlas front (Algeria-Tunisia). An analysis emphasising the structural role of Fault-propagation folds.
- VANN I. R., GRAHAM R. H. & HAYWARD A. B. (1986).- The structure of mountain front. *Journal of Structural Geology*, **8** (3/4), 215-227.
- ZARGOUNI F. (1985).- Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie. Evolution géométrique et cinématique des structures en zones de cisaillement. Strasbourg.

LA BRESSE AU PLIO-PLÉISTOCÈNE : UN BASSIN D'AVANT-PAYS DE TYPE PELLICULAIRE. ARGUMENTS STRATIGRAPHIQUES

Christophe PETIT* et Michel CAMPY**

* Université de Picardie, Faculté des Sciences, 33 Bd St Leu, 80039 Amiens Cedex

** Université de Bourgogne, Centre des Sciences de la Terre, URA CNRS 157, 6 Bd Gabriel, 21000 Dijon

Des corrélations de plus de 500 forages recoupant le plio-pléistocène de Bresse permettent de proposer une nouvelle géométrie des unités sédimentaires calées chronologiquement (Petit, 1993)(Fig. 1). Jusqu'alors, deux interprétations concernant l'agencement de ces dépôts avaient été proposées, dans deux contextes géodynamiques très différents : l'une dans un contexte en compression (Delafond et Depéret, 1893) ; l'autre dans un contexte distensif, dans la poursuite du rift oligocène (Groupe Bresse, 1984).

Les dépôts sont organisés en deux séquences (A et B), qui sont progradantes. Chacune d'entre elles est constituée des faciès fins palustro-lacustres à la base, surmontés par des faciès sablo-graveleux au sommet. La séquence A débute par des marnes lacustres à palustres (A.M. datées de 5,2? à 3,4 Ma environ) et se termine par la mise en place des dépôts sablo-graveleux (A.C. de 3,4 environ à 2,6 Ma) qui affleurent actuellement sur la bordure orientale de la Bresse. La séquence B débute par des faciès lacustres à palustres (B.M. daté 2,6 à 1,7 Ma) et se termine par des dépôts sablo-graveleux et silteux (B.C. mis en place de 1,7 à 1,3 Ma) sur la bordure occidentale de la Bresse.

La répartition spatiale des différentes unités de ces deux séquences en Bresse du Nord, comme en Bresse du Sud, montre clairement un déplacement des zones de dépôt vers l'Ouest, contemporain d'un relèvement de la bordure orientale.

La position du bassin plio-pléistocène bressan (localisé au front du Jura, qui constitue la chaîne chevauchante la plus externe du système compressif associé à la collision alpine de la phase tectonique jurassienne ayant débuté au Miocène) et son fonctionnement sédimentaire (agencement des dépôts en deux séquences progradantes et migration des zones de dépôt, séloignant du front de chevauchement) permet de reconnaître un bassin d'avant-pays molassique, que l'on propose d'appeler de type pelliculaire (ou overfilled shallow molassic basin) (Fig. 2).

Dans un cadre plus large, la dynamique de remplissage de la Bresse au cours du Cénozoïque correspond à un bassin polyphasé : à une phase de rifting de l'Eocène à l'Aquitainien succède une phase de bassin d'avant-pays depuis le Miocène. Au cours de cette phase tectonique dite jurassienne, les bassins de l'avant-pays alpin présentent un fonctionnement diachrone, d'autant plus récent que l'on s'éloigne du front de collision alpin .

Références

- ALLEN P. A. , SARAH L. , CRAMPTON L. & SINCLAIR H. D. (1991). - The inception and early evolution of the North Alpine Foreland basin, Switzerland. Basin Research, vol. 3, p. 143-163.
- DELAFOND F. et DEPERET C. (1893). - Les terrains tertiaires de la Bresse et leurs gîtes de lignites et de minerais de fer. Etude des gîtes minéraux de la France. Paris, Imprimerie nationale, I: 332; II: atlas, 19 pl
- GROUPE BRESSE Coll. (1984). - Le Fossé bressan au Pliocène et au Quaternaire. Géologie de la France, BRGM, 3, 183-336.
- PETIT C. (1984). - Un bassin d'avant-pays de type pelliculaire: La Bresse au Plio-pléistocène. Thèse de l'Université de Bourgogne. 335 p.

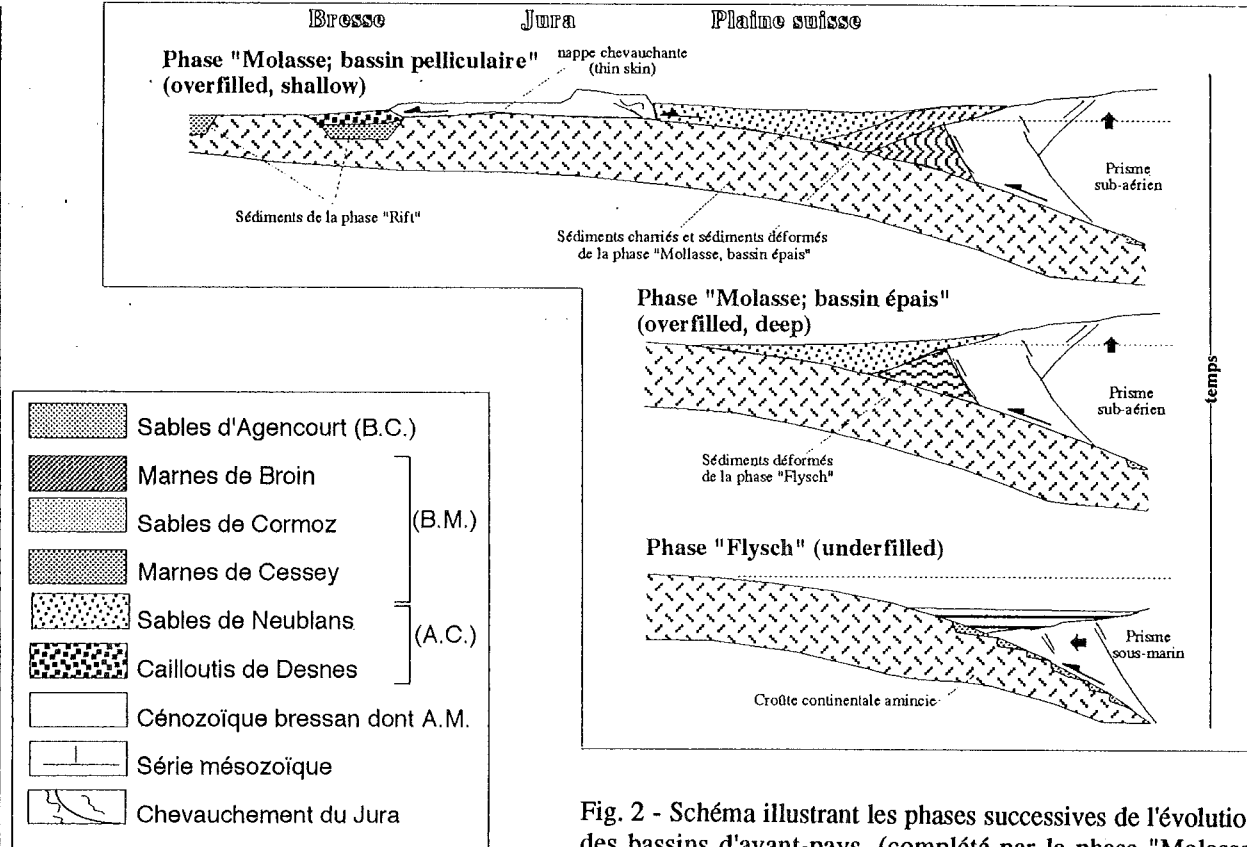
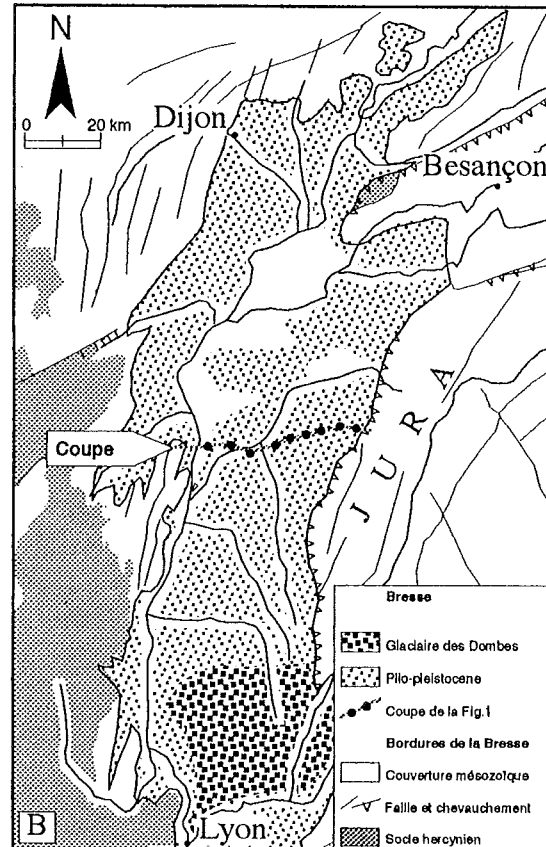
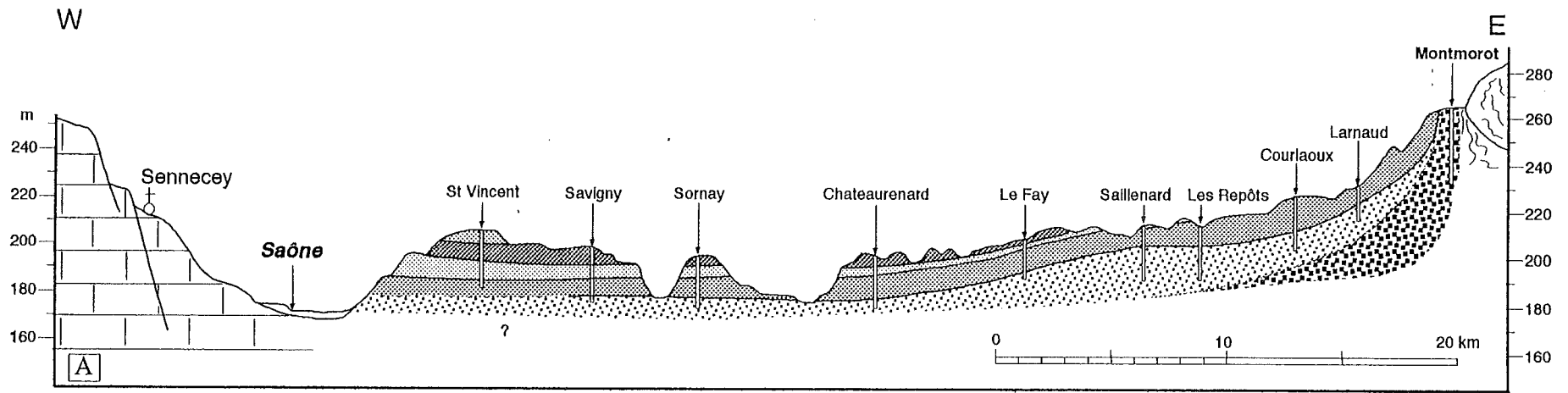


Fig. 1. - a. - Coupe E-W du remplissage plio-pléistocène de Bresse.
 b. - Localisation de la coupe.

Fig. 2 - Schéma illustrant les phases successives de l'évolution des bassins d'avant-pays. (complété par la phase "Molasse, bassin pelliculaire" ou "overfilled-shallow" par rapport à la figure de Allen *et al.*, 1991).

STRUCTURE AND EVOLUTION OF THE SWISS MOLASSE BASIN IN THE TRANSECT AAR MASSIF - BERN - CENTRAL JURA

STRUCTURE ET EVOLUTION DU BASSIN MOLASSIQUE SUISSE DANS LA TRANSVERSALE MASSIF DE L'AAR- BERNE - JURA CENTRAL

O. Adrian PFIFFNER

Geologisches Institut, Universität Bern Baltzerstr.1, CH-3012 Bern, Switzerland.

The NFP 20 seismic lines through the Molasse Basin and the adjoining Alps of eastern and western Switzerland (Piffner *et al.*, in press, Piffner & Erard, in press) reveal some differences related to the structural overprint of the two transects. In contrast to the eastern transect the Molasse Basin in the western transect (Biel-Bern-Zweisimmen) is a piggy-back foreland basin, owing to post-depositional shortening related to folding and thrusting in the Jura Mountains. Permo-Carboniferous grabens can be recognized in the western transect. Mild inversion of these grabens, together with faulting on steeply dipping faults deformed and dissected the Triassic evaporite horizon. Similarly, inverted Permo-Carboniferous grabens are suspected to underly the major Jura folds. Thus, the classic idea of a translation of the Molasse Basin along a gently dipping evaporite detachment horizon is found to be insufficient to explain the observed shortening in the Jura mountains. Such a gently dipping detachment is also unable to account for the present-day shape of the top of the OMM beds, a horizon which can be used as paleo-sea level reference horizon. It is suggested that the topmost basement underlying the Jura mountains and the western Molasse Basin was also involved in the deformation. The thickness of this deformed basement is estimated at 1-1.5 km. Deformation was possibly controlled by the geometry of the Permo-Carboniferous grabens, whose sedimentary infill is probably around 1-2 km thick. Compensation of this basement shortening is interpreted to be rooted beneath the external massifs.

The thrust faults which are responsible for the imbrications within the Subalpine Molasse level off southward within the basal Tertiary strata. Compensation of this cover shortening at deeper level has to be sought on the northern flank of the external basement massifs. Here imbrications and folding affected the top of the basement and the overlying Mesozoic strata. The overall shape of the massifs is asymmetric, the crest line of the top basement contact being uplifted over 10 km as compared to the adjoining Molasse Basin in the north. The internal structure of the external massifs suggests top-to-N sense of shear for recumbent folds and for thrust faults. Seismic data show that only the upper crust is involved in this deformation and that a crustal detachment must have occurred therefore. The depth to this detachment beneath the external massifs can be estimated by comparing curvilinear shortening (determined from bed lengths) and volumetric/area shortening (estimated from the excess area of the massif's bulge). The result, a depth to detachment of around 15 km, suggests that this detachment could well be kinematically linked to the basal thrust of the Adriatic indenter.

Fission track data suggest that exhumation of the external massifs, i.e. cooling in conjunction with vertical uplift, is of Miocene age, coeval with shortening related to thrusting and folding in the Subalpine Molasse and the Jura mountains. Retrodeforming the Aar massif in the transect of central Switzerland suggests that the youngest, Miocene-Pliocene uplift history accounts for about 4 km of vertical uplift for a material point in the central part of the massif. These 4 km can be explained by movement on two south-dipping thrust faults. The first is a gently dipping detachment within the basement underlying the Molasse Basin which accounts for \approx 5.5 km of shortening in the eastern Jura mountains.

The second is a moderately dipping thrust fault with a displacement of 6 km, which puts Aar massif basement onto Mesozoic foreland strata and which is connected upward with a thrust fault within the Subalpine Molasse.

References

- PFIFFNER, O.A., SAHLI, S. & STAUBLE, M. (in press). - Structure and evolution of the external basement massifs (Aar, Aiguilles Rouges/Mt. Blanc). In: Deep Structure of the Swiss Alps: results from NFP/PNR 20.
- PFIFFNER, O.A. & ERARD, P.-F. (in press). - Two cross sections through the Swiss Molasse Basin. In: Deep Structure of the Swiss Alps: results from NFP/PNR 20.

KINEMATICS OF FOLDING FROM CONGLOMERATIC GROWTH STRATA, IBERIAN CHAIN - EBRO BASIN.

E. ROCA*, T. LAWTON and J. GUIMERÀ***

* Dept. de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Univ. de Barcelona, C/ Martí i Franqués s/n, 08071 Barcelona (Spain).

** Dept. Geological Sciences, New Mexico State University, Las Cruces, NM 88003, U.S.A.

Syndeformational conglomerate on the southeastern flank of the Ebro basin records progressive deformation of frontal detachment folds of the Linking Zone orogen. The Linking Zone, an E-W thrust belt that connects the basement-involved Catalan Coastal Ranges and Iberian Range, consists of a major basement-involved thrust that, to the frontal areas originates an imbricate thrust and fold system of Mesozoic strata detached in Triassic evaporite and shale. Breached structural culminations within the orogen are cored by Middle to Upper Triassic salt, shale and limestone.

Folded synorogenic conglomerate, sandstone and shale derived from the thrust belt in Paleogene and early Neogene time form the northern external zone of the orogen. In the external zone, a syncline between two detachment folds, both involving the Mesozoic cover and the Tertiary nonmarine strata, contains conglomerate that onlaps both adjacent folds. Lateral and oblique ramps in the orogen created antecedent drainage that ensured long-lived gravel feed to the growing syncline.

Conglomerate geometry within the growth syncline demonstrates 1) progressive forelimb rotation of the southern fold throughout its active life; 2) synchronous development of the southeastern anticlinal forelimb and the northwestern anticlinal backlimb; 3) steepening and migration toward the foreland of the synclinal axial surface in progressively younger syntectonic strata. We suggest that the frontal folds formed synchronously as buckles detached above the Triassic shales and evaporites, with asymmetry and forelimb rotation, rather than by sequential development of foreland-stepping fault-propagation folds. The growing of these folds was produced by fold tightening of Triassic shale and evaporite levels and disharmonic folding of the interbedded Triassic limestones.

PROGRESSIVE UNCONFORMITIES IN LOWER EOCENE SHALLOW-MARINE CARBONATES RELATED WITH FAULT-RELATED FOLDS. SERRES MARGINALS, SOUTHERN PYRENEES

J.M. SAMSÓ^{***}, M.MARZO^{*}, J.A. MUÑOZ^{*}, J. POBLET^{**} and E. SAULA^{***}

* Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. Zona Universitària de Pedralbes. 08071-Barcelona. Spain.

** Department of Geology. Royal Holloway and Bedford New College. University of London. Egham Hill, Egham Surrey TW20 OEX. England (UK).

*** Servei Geològic de Catalunya. Paral.lel 71. 08001-Barcelona. Spain.

Progressive unconformities and other growth structures are common features in the frontal parts of the foreland fold-and-thrust belts. These structures have been largely described in subaerial alluvial sediments. These growth strata provide valuable information about the sedimentary and tectonic history of the foreland. However, precise timing of alluvial deposits is difficult and therefore rates of growth can not be accurately estimated.

We describe growth structures developed in Ilerdian to Cuisian shallow-marine carbonates. Chronostratigraphy has been based on benthic foraminifera (Alveolinids). Six biozones lasting for about 4 Ma (between 0.6 and 1.2 for each biozone) have been recognized. For the Early Eocene, this biostratigraphic approach gives a better chronostratigraphic resolution than other techniques (paleomagnetism).

Three growth structures located in the external units of the southern Pyrenees (Serres Marginals thrust sheets) have been studied. The three structures developed simultaneously in different structural units several kilometres apart. All of the growth structures present a similar geometry. They correspond to a syncline in the footwall of a thrust showing a prominent wedge geometry with intraformational truncation surfaces in the vertical to overturned back-limbs.

The extreme thickness decrease of the different stratigraphic units record the progressive uplift of the hanging wall and the progressive rotation of the backlimb of the footwall syncline.

Growth strata are exclusively represented by packstones and grainstones of miliolids, alveolinids and algae deposited between 10-40 m of water depth. No significant facies changes have been found in the growth syncline suggesting that tectonic uplift was compensated by sedimentation rates so that water depth remained constant. The absence of gravity induced sediment deformation is in agreement with the absence of significant slope gradients and also suggest a lithification of the previously tilted carbonates.

Estimated average tilting rates are in the order of 10^{-2} °/Ky although periods of tilting acceleration have been detected.

As illustrated in these examples and other Pyrenean examples rates of tectonic uplift control the facies of the syntectonic carbonates. Low rates of tectonic uplift give rise to non-resedimented carbonates while faster rates may produce breccias and resedimented deposits.

THE NUMMULITIQUE: A CARBONATE PLATFORM IN A FORELAND BASIN SETTING; EOCENE, FRENCH ALPS

Zoë R. SAYER

Department of Geological Sciences, University of Durham. DH1 3LE

The Eocene Nummulitique Formation (Lutetian to Priabonian) lies unconformably over a Mesozoic passive margin succession and represents the initial phase of subsidence of the Alpine Foreland Basin (AFB). This basin was formed by lithospheric subsidence caused by the advance of the Alpine orogenic wedge from the south and east (Allen *et al.*, 1991). The basin stretches from eastern Switzerland round to Nice and reflects the arcuate nature of the Alps and shows a typical foreland basin fill; initial subsidence marked by shallow water limestones (the Nummulitique), deepening into pelagic marls which then pass into turbidites and finally the basin fills with marine and freshwater molasse.

The subsidence of the foreland basin seems to have been complicated by the existence of pre-existing faulting in some areas. In Haute Savoie the structures are thought to be affected by the development of the Rhine and Bresse Grabens which underwent major rifting during the Upper Eocene. In the Champsaur the Eocene sits directly on top of crystalline basement thrust slices (Crampton, 1992) and in the Alpes Maritime many of the structures have a similar trend to that of the Pyrenean - Provençale orogeny which occurred at the end of the Eocene (Tempier, 1987).

The areas studied are the Aravis and the Massif de Platé in Haute Savoie and the Annot region in the Alpes Maritimes, France, where the Nummulitic Limestones were documented by section measurement and sample collection. The formation may be divided into two parts: the lower, clastic Infrannummulitique and the overlying Nummulitic Limestone, a shallow marine carbonate ramp. Above the Nummulitique, the sediments show a rapid deepening into the Globigerina Marls and the Taveyannaz / Annot sandstones.

In the Massif de Platé, Haute Savoie and the Annot region, the Infrannummulitique commonly lies between the erosional unconformity and the marine carbonates. It can be up to 35m thick and represents the earliest vestiges of basin subsidence and the Nummulitic transgression and is only usually preserved in faulted lows in the substratum. The Infrannummulitique consists of soils and associated channel conglomerates, marginal marine channel conglomerates and sandstones and brackish water *Cerithium* marls. It is very rare for all facies to be present at any given locality as one or more are usually absent.

The overlying Nummulitic Limestones represent a shallow marine carbonate ramp dominated by larger benthonic foraminifera (*Nummulites*, *Discocyclus*, *Operculina*, *Rotalia*) and calcareous red algae. The limestone has been divided into a number of characteristic microfacies based on lithology and the presence or absence of bioclasts along with the size and shape of the foraminifera and algae. The initial ramp deposits are quartz-rich representing the waning of clastic input into the basin. These pass up into the purer ramp carbonates. The succession as a whole is very rich in micrite, suggesting that most deposition occurred below fair weather wave base with some winnowing by storm currents. In Haute Savoie and parts of Provence, the ramp shallows up into algal boundstones in the form of low relief banks or patch reefs before deepening into the overlying marls. In Provence, the algae are less common and low relief foraminifera shoals / banks develop.

The formation is punctuated by a series of small-scale shallowing upwards cycles based on microfacies and field observations, which show the overall shallowing-up nature of the formation through a series of carbonate accumulation and flooding events. This continues until the deposition of the top algal boundstone / foraminifera bank after which subsidence appears to outpace deposition and the succession rapidly deepens into the overlying marls. These small scale cycles can be used to correlate the formation over an area.

It is hoped to be able to tie this work with that of other researchers in France and Switzerland (Bodelle, 1971; Campredon, 1977; Crampton, 1992) and to construct a scenario for the whole of the Alpine Foreland Basin during the deposition of the Nummulitique.

References

ALLEN P.A., CRAMPTON S.L. and SINCLAIR H.D. (1991). - The inception and early evolution of the North Alpine Foreland Basin, Switzerland. *Basin Res.* 3, 143-163.

BODELLE J. (1971). - Les formations Nummulitiques de l'Arc de Castellane. Thèse Nice, No CRNS, A05.183.

CAMPREDON R. (1977). - Les Formations paléogènes des Alpes Maritimes Franco Italiennes. *Mem. h. ser. Soc. Géol. France*, No 9. 199 pp.

CRAMPTON S.L. (1992). - Inception of the Alpine Foreland Basin: basal unconformity and nummulitic limestone. 2 vols. Unpublised PhD thesis Oxford University.

TEMPIER C. (1987). - Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bull. Soc. Geol. France*, (8), t 111/3, 533-540.

ANALYSIS OF INVERSION EVENTS IN THE NORTH ALPINE FORELAND BASIN USING THERMAL INDICATORS (VITRINITE REFLECTANCE, CLAY MINERAL TRANSFORMATION, APATITE FISSION TRACK)

Roland SCHEGG* and Werner LEU**

* Dép. de Géologie et Paléontologie, Université de Genève, 13, rue des Maraichers. CH-1211 Geneva 4, Switzerland

** Geoform, Geological Consulting and Studies Ltd., Anton Graff-Str. 6, CH-8401, Winterthur, Switzerland

For basin modelling purposes, uplift and erosion analysis is as important as subsidence analysis. Within the North Alpine Foreland Basin (NAFB) of Switzerland, three major interregional unconformities separate the sedimentary succession: i) the Late Paleozoic unconformity, ii) the Base Tertiary unconformity and iii) the Base Quaternary unconformity. The amount of missing section and the related time gap depends on the paleogeographic basin position and on different inversion mechanisms (thermal uplift, intraplate stress and isostatic rebound movements).

Several techniques exist to determine the magnitude and timing of maximum paleotemperatures and -gradients, facilitating direct estimation of the amount of section missing at unconformities. Our study presents new results from coalification, clay mineral transformation and apatite fission track analysis and compares them with recently published models and data concerning the magnitude of inversion in the NAFB. As younger burial and heating events tend to obliterate the fingerprints of older ones and as each technique is based on certain assumptions, such reconstructions provide only rough estimates:

i) For the Late Paleozoic unconformity three estimates based on coalification data in the northern NAFB indicate values of removed section ranging from 700 to 1200m.

ii) Reconstructions using vitrinite reflectance and fission track data suggest 600 to 1300m of Cretaceous sediments were eroded in the northern NAFB. In the southern part of the NAFB, 750-1800m of post-Malm erosion is indicated by our study.

iii) The post-Molasse erosion ranges from 1200 to 2500m in the western NAFB. This is in agreement with previous estimates based on clay mineral transformation.

Our results indicate that in the NAFB each inversion episode is accompanied by significant erosion. This has important consequences for basin models taking into account fluid flow, hydrocarbon generation, diagenetic evolution and reservoir characteristics. The large variation in our results may partly reflect calibration uncertainties of the applied methods, the quality of the data set and/or the basic assumptions of the chosen approach. In particular, in geothermal regimes characterized by dog-leg gradients (with higher gradient near the surface due to lateral fluid flow) a linear extrapolation of paleogeothermal gradients may not be justified for erosion estimates. These problems may be overcome by collecting comprehensive data sets for calibration of 2D- and 3D-basin models.

FORELAND BASIN SEDIMENTARY SEQUENCE FINGERPRINTS: A REVIEW

Frederick L. SCHWAB

Department of Geology, Washington and Lee University, Lexington, Virginia 24450 USA

Foreland basin sediments fill elongate depositional basins developed along formerly stable areas of the craton that lie in front of active, rising mountain systems. Analysis of sedimentary sequences associated with the Alpine, Appalachian, and Cordilleran orogens suggest that a number of "eternal truisms" about the fill of foreland basins can be used with caution.

1. Even though over long intervals of time sediment dispersal patterns remain generally constant and simple, thus constraining provenance, sediment dispersal paths can be surprisingly complex.

2. Sand-sized detritus in foreland basins belongs mainly to either of two petrofacies when modes are stated in terms of Dickinson indices of QFL, QmFLt, QpLvLs, and QmPK. Most sandstones are quartzose or quartzolithic. Quartzose sands dominate much of the early fill because initial source areas are deeply weathered cratonic rocks mantled with mature sediment. Quartzolithic sands derived from uplifted strata of fold and thrust belts dominate the later fill. However detritus from these and other provenance types may be mixed in a more complicated fashion, particularly if orogeny involves the amalgamation of far-travelled, diverse terranes, as is the case in the Canadian and New England Appalachians.

3. The search for through time (secular) variations in provenance, presumed to logically reflect systematic unroofing of source rocks shows some promise, but the task of definitively linking sand-sized detrital components to specific sources remains difficult. It may be more worthwhile either to concentrate on isotopic analyses of mineral separates of sand-sized clasts or to emphasize conglomeratic units.

4. The bulk chemistry of foreland basin fill logically mimics that of the continental rise-continental shelf sequences from which they are largely recycled. Significant differences in bulk chemistry allow foreland basin sequences to be distinguished from rift valley, forearc, and abyssal plain successions, but not from the fill of successor basins and foredeeps.

5. The rate of sediment accumulation in foreland basins accelerates with time and is typically high (200m+ per million years), but it does not genetically distinguish foreland sedimentation. Similar high rates characterize quite dissimilar types of basins.

References

SCHWAB, F.L., (1986). - Sedimentary 'signatures' of foreland basin assemblages: real or counterfeit? Foreland Basins, *Special Publication Number 8, International Association of Sedimentologists*, 395-410.

THRUST WEDGE DYNAMICS AS OPPOSED TO PASSIVE MARGIN STRUCTURE AS THE DOMINANT CONTROL ON THE FILLING OF THE ALPINE FORELAND BASIN

Hugh SINCLAIR

School of Earth Sciences, University of Birmingham, Edgbaston, Birmingham, B15 2TT, UK.

Outline

The long term development of peripheral foreland basins can be simplified into two phases: an initial phase characterised by deep-marine sedimentation ("flysch") termed the underfilled stage, and a subsequent period of shallow marine and continental sedimentation ("molasse") termed the filled to overfilled stage. The Alpine foreland basin of France and Switzerland provides one of the best documented examples of this two-phase development. The transition from an underfilled to a filled depositional state in the Alpine foreland basin has been explained in two ways: 1) the emergence of the thrust wedge above sea level associated with the migration of the thrust wedge over the hinge line of the inherent passive margin (Dewey, 1982; Stockmal & Beaumont, 1987; Homewood & Lateltin, 1988) and 2) a switch in the dynamics of the thrust wedge from dominantly frontal accretion to internal thickening and increased exhumation (Sinclair & Allen, 1992). It is clear that these two mechanisms are not mutually exclusive and that the latter may be a consequence of the former. However, analysis of the passive margin stratigraphy (Loup, 1993) combined with data derived from the underfilled foreland basin stratigraphy indicate that *inherent mechanical properties of the European craton played a negligible role in the transition from an underfilled to a filled depositional state in the basin, and that the dynamics of the thrust wedge acted as the primary control on the basin's evolution.*

Evidence for lack of influence of passive margin structure

- Loup (1993) indicates a lack of crustal extension in the Helvetic realm of western Switzerland suggesting that this area was a "sag basin" landward of the main extensional regime of the northern Tethyan margin. Hence, deep-water sediments of the underfilled basin which were deposited in the Helvetic realm must have accumulated landward of any "hinge line" to the passive margin.
- Palaeogeographic reconstructions of the underfilled foreland basin stratigraphy combined with information on thrust front advance rates indicate that the thrust wedge/foreland basin system migrated with a steady-state geometry over the European craton. This suggests that the basin did not significantly change width during its evolution as would be predicted by a change in the strength of the craton associated with a passive margin geometry.
- Separating the Mesozoic succession from the overlying strata of the underfilled foreland basin is a marked unconformity representing sub-aerial exposure prior to foreland basin subsidence (Allen et al, 1991). This clearly demonstrates the lack of any topographic low inherent from the passive margin that might be used to explain the deep marine nature of the early foreland basin (sensu Stockmal & Beaumont, 1987).
- By plotting the maximum radius of curvature in plan view of modern thrust belt/foreland basin systems against their flexural rigidity (T_e), it is possible to obtain an empirical maximum value of T_e for a given curvature. Therefore, by reconstructing the palaeocurvature of ancient basins, we are able to gain an insight into the maximum T_e value of the underlying lithosphere at that time. Using the carbonate platform deposits that fringed the cratonic margin of the underfilled Alpine foreland basin during Eocene times, it is possible to estimate an empirically based maximum T_e value of 30km for the European lithosphere underlying the western Alps during this time interval. A present day estimate of T_e by Karner & Watts (1983) places T_e at 28km using the Bouguer gravity anomaly. This suggests that there is very little difference in the strength of the European lithosphere underlying the present day Molasse basin and that which supported the ancient underfilled Alpine foreland basin. Once again, this indicates very little influence of spatially and temporally varying T_e values that might be expected when loading the north Tethyan passive margin.

In summary, there is no evidence to suggest that the northern passive margin of Tethys played a significant role in the transition from an underfilled to a filled foreland basin in the western Alps from Eocene to Miocene times.

The link between the filling of the basin and the dynamics of the thrust wedge

Sinclair & Allen (1992) demonstrated that the filling of the Alpine foreland basin during mid-Oligocene times was associated with a decrease in the rate of thrust front advance and an increase in the exhumation of the core of the mountain belt. Until now, it has been impossible to evaluate the origin of the forcing mechanism which caused the switch from frontal accretion to internal exhumation. Based on the above observations of the stratigraphy underlying the Alpine foreland basin, it now seems reasonable to eliminate changes in the mechanical properties of the European lithosphere as a driving mechanism for changes in the thrust wedge. Hence, we must consider either a change in the mechanical properties of the thrust wedge itself, or a change in the rate of removal of material from the upper surface of the wedge by denudation. There being no reason to infer any change in the mechanical properties of the thrust wedge, it is suggested that we must consider a change in the climate and vegetation facilitating denudation and the increased generation of sediment from the mountain belt. Whilst a major global cooling and associated drop in sea-level is known to have occurred at the Eocene/Oligocene boundary, the general climate model for the Oligocene was cool and fairly equable (Frakes et al, 1992). Hence, there seems to be no reason to infer global climate change as a reason for increased exhumation of mountain belts at this time; this is backed up by the fact that the mid-Oligocene is not a period of global "uplift" compared to the last 10-20Myr (Molnar & England, 1990).

In conclusion, the transition from a deep-water foreland basin ahead of a rapidly advancing thrust wedge to a shallow marine and continental basin ahead of a rapidly exhuming thrust wedge is not thought to be associated with changes in the structure of the underlying crust/lithosphere. Neither does it seem to be associated with any global climate change. Therefore, the reason for this significant change in the dynamics of the Alpine thrust wedge/foreland basin system remains unclear, but may be related to a more localised change in climate and/or vegetation.

References

- DEWEY, J.F., (1982). - Plate Tectonics and the evolution of the British Isles. *Journal of the Geological Society of London*, **139**, 371-412.
- FRAKES, L.A., FRANCIS, J.E. AND SYKTUS, J.I. (1992). - Climate modes of the Phanerozoic. *Cambridge University Press*. 274pp.
- LOUP, B. (1993). - Sea-level changes and extensional tectonics in the Lower Jurassic (northern Helvetic realm). In: Frostick, L.E. & Steel, R.J. (eds.) *Tectonic Controls and Signatures in Sedimentary Successions. Spec. Publ. Int. Ass. Sed.*, **20**, 129-159.
- MOLNAR, P. & ENGLAND, P., (1990). - Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climatic change: chicken or egg? *Nature*, **346**, 29-34.
- STOCKMAL, G.S., & BEAUMONT, C. (1987). - Geodynamic models of convergent margin tectonics: the southern Canadian Cordillera and the Swiss Alps. In: Beaumont, C. & Tankard, A.J. (eds.) *Basin forming mechanisms. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* **12**, 393-411.
- SINCLAIR, H.D. and ALLEN, P.A., (1992). - Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin: *Basin Research*, v. **4**, p.215-232.

SEDIMENTOLOGY AND STRATIGRAPHY OF A FLUVIALLY ATTACHED TURBIDITE SYSTEM OF THE FRENCH ALPINE FORELAND BASIN: THE ANNOT SANDSTONES OF SE FRANCE

Hugh SINCLAIR

School of Earth Sciences, University of Birmingham, Edgbaston, Birmingham, B15 2TT, UK.

Outline

Our classical understanding of turbidite systems comes from submarine fan settings where the sediment source is derived from feeder systems coming from the shelf-edge down the slope and into the basin. Consequently, the classic Bouma model of the depositional processes within a turbidite is based on the surge-type turbidity current with a waning, unsteady flow, originating from collapse off the shelf margin. The Annot Sandstones of Haute Provence and Alpes Maritimes (Fig.1) (where the Bouma sequence originated) provides an example of a well exposed turbidite system which was linked directly to its mountainous fluvial source via a sub-aqueous fan delta. The processes of deposition within this system involved both unsteady (surge type) flows derived from slope collapse, and steady flows which probably originated from storm and flood processes shedding material direct from the fluvial drainage basin. Consequently, the facies assemblage of this system reflects a complex interplay of mass flow and tractional processes, and the stratigraphic architecture is dominated by thick sandstone units which can be traced from the fan delta head to the basin floor splays. This type of deep-marine feeder system is typical of tectonically active regions of the world with high relief land sources and as such is considered fundamental to our understanding of turbidite systems in deep-marine foreland basin settings.

Stratigraphy of the Annot Sandstones

The Upper Eocene to Lower Oligocene Annot Sandstones were deposited on a thick (50-400m) succession of planktonic-rich calcareous mudstones known as the Globigerina (Blue) Marls. The age of the contact between these two formations is difficult to constrain tightly due to the poor resolution of the biostratigraphy at this time. However, it can be demonstrated that this contact varied between early Priabonian to middle Rupelian (Fig.2). The rapid spatial variations in the age of this contact is thought to be a result of thrust faulting prior to the arrival of the Annot Sandstones generating a significant relief on the upper surface of the Globigerina Marls.

The 3-4km succession of sandstones can be initially divided into two systems: an easterly derived (fig.1) succession which accumulated in the north of the area in the axis of the foreland trough and shows a marked onlap to the south; this is termed the basin floor complex. Overlying this, and downlapping onto it is a southerly sourced (Fig.1) sub-aqueous fan delta complex which feeds northward into a series of basin floor lobe splays.

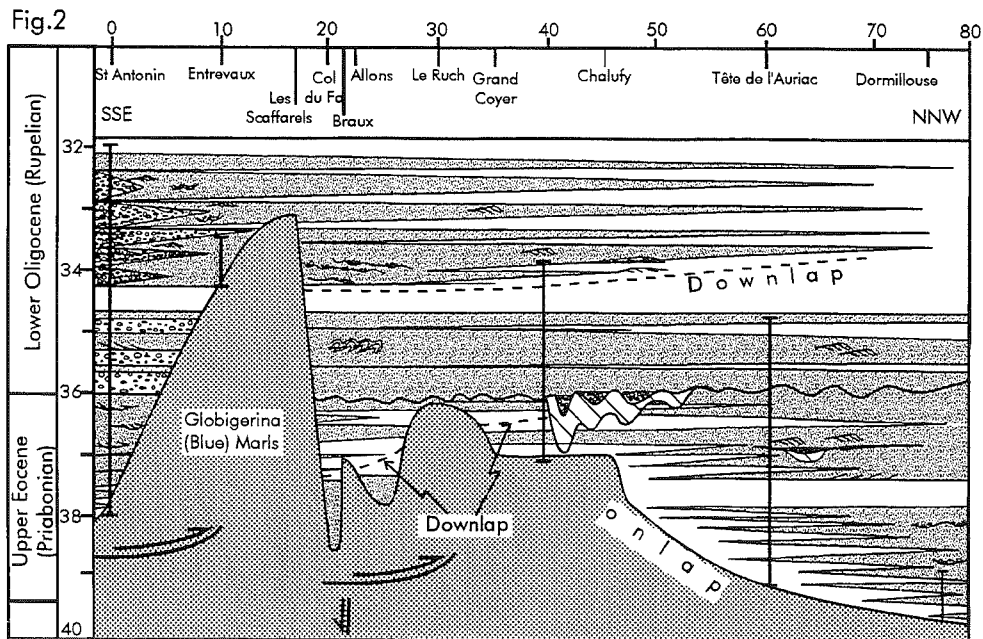
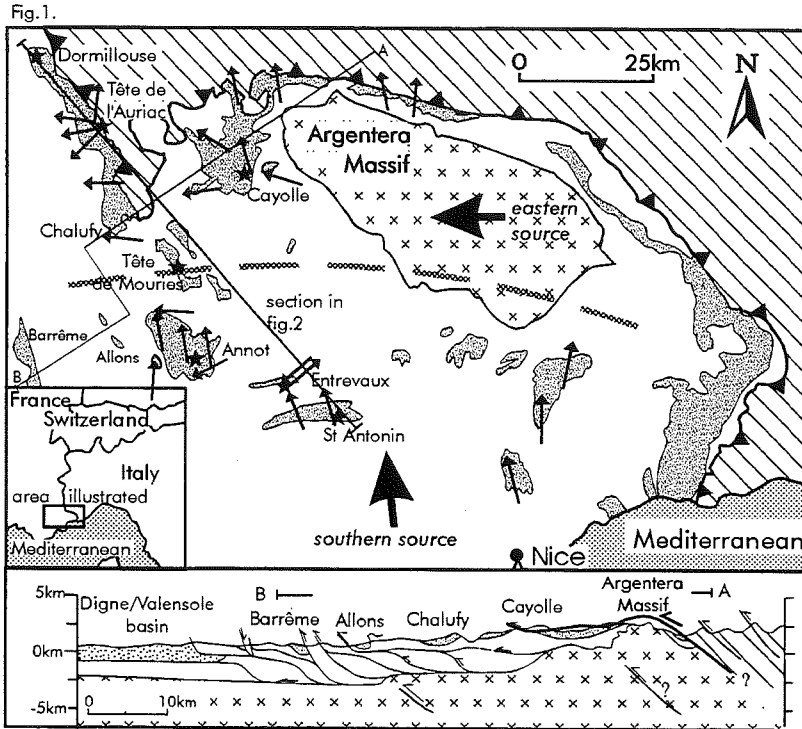
Within the fan delta system are two clear episodes of progradation marked by downlap surfaces at their base (Fig.2). These progradational packages range from 100-300m thick and are characterised internally by smaller scale (20-50m) packaging of sand-rich beds. The temptation to place sequence stratigraphic terminology to this succession is avoided due to the lack of evidence for relative sea-level fluctuations. Towards the base of the lower progradational package is an abrupt facies shift reflecting a rapid increase in flow energy in the system. In the more proximal regions (St Antonin) this marks the arrival of thick debris flows at the head of the fan. Down-fan is a marked erosion surface with steep-sided channels up to 40m thick; these erosive features are interpreted to occur near the base of the delta slope. Basinward of these channels are lobe-type splays onto the basin floor to the north.

Broad sedimentological characteristics

The basin floor complex is dominated by thick amalgamated turbidite sandstone packages, although higher in the section are increased cross-bedded facies and thick (up to 15m) planar laminated units. The most proximal southerly section of the fan delta complex at St Antonin is characterised by planar and trough cross-bedded sandstones and pebbly conglomerates, intercalated with matrix supported, very thick bedded muddy conglomerates. Northward and basinward are thick (up to 50m) amalgamated coarse massive sandstones as seen in the area around Annot. This facies continues basinward, but becomes less amalgamated, and thinner bedded.

Conclusions

The Annot Sandstones reflect two feeder systems from the south and the east intercalating into a basin floor setting. The southerly sourced system prograded as a sub-aqueous fan delta fed from the evolving mountains to the south (Esterel Massif and the Corsican/Sardinian Massifs). The facies associations and stratigraphic architecture of this fan delta/turbidite system reflect the processes associated with episodic influxes from a mountainous drainage system with a combination of surge type and steady flows over the delta and into the basin. These processes and subsequent facies and stratigraphy are considered typical of a feeder system into a deep-water foreland basin setting, as opposed to any form of detached submarine fan system located in relatively stable slope to basin floor settings.



ACTIVE DEFORMATION IN THE COMPLEX FORELAND BASINS OF THE TRANSVERSE RANGES, CALIFORNIA

John SUPPE^{*}, John H. SHAW^{**}, and Enrique NOVAO^{*}

^{*} Department of Geological and Geophysical Sciences, Princeton University, Princeton, New Jersey 08544-1003 USA

^{**} Texaco Inc., Exploration and Production Technology Department, 3901 Briarpark, Houston Texas 77042 USA.

The Transverse Ranges are a complex active compressive mountain belt that runs east-west, nearly perpendicular to the continental margin of California and coincides with the 'big bend' the San Andreas wrench fault. Because of this somewhat unusual perpendicular orientation, the mountain belt deforms thick Mesozoic and Cenozoic sedimentary sequences of the continental margin in the west, whereas it deforms Mesozoic and Precambrian crystalline basement complexes with little sedimentary cover in the east. Furthermore, just prior to the initiation of the present episode of major transpression, which roughly coincides with the beginning of opening of the Gulf of California approximately 5 m.y. ago, the region of the Transverse Ranges underwent a mid-to-late Cenozoic period of major crustal extension, core-complex formation, and large-scale rotation of crustal blocks.

The foreland of this mountain belt is composed of a number of irregular and partially isolated basins separated by mountains, inheriting the extreme bathymetry and topography of the horsts and grabens that are being impinged by the margins of the Transverse Ranges, as well as crustal-scale thrusting. The variable thickness of the Plio-Pleistocene sedimentary fill reflects both preexisting bathymetry and plate flexure. The greatest thicknesses exist where pre-existing grabens and large sediment sources are close together: in the eastern Santa Barbara Channel and in the Ventura, Los Angeles, and Bakersfield basins, which are richly petroliferous. Smaller basins include the San Fernando Valley (the site of the recent Northridge earthquake) and the San Gabriel-San Bernardino basin. Little in the way of foreland basins exist in the eastern Transverse Ranges where the highest relief exists, as well as the deepest mantle root. Only the Bakersfield basin exits on the north side of the mountain belt.

Within this complex of foreland basins, a number of active, seismogenic compressive structures exist, which involve thrust and strike-slip faults at several levels in the crust. These structures include deep basement thrusts, some of which flatten to decollement in mid to upper crust; complex wedge structures or triangle zones; ramping above normal faults; basement-involved anticlines of the Rocky Mountain type; basement drape folds; and fault propagation folds. Active strike-slip faults exist in the in both the hanging walls and foot walls of many of these structures.

Many of these structures display a well developed stratigraphic record of growth by mechanisms of kink-band migration. Growth triangles showing kink-band migration record slip rates of 1–2 mm/y on individual structures. These structures appear to grow largely in $M=6.5-7.5$ earthquakes with rather long recurrence (500–2500+ yr.). In contrast, the most important strike slip faults of the mountain belts (San Andreas and San Jacinto faults) display a more rapid recurrence (50–300 yr.).

This work on active structures was supported by ARCO, Chevron, EXXON, Intevp, Mobil, Shell, the Southern California Earthquake Center (SCEC), and the National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHERP).

References

CROUCH, J. K., and SUPPE, J. (1994). - Late Cenozoic tectonic evolution of the Los Angeles basin and Inner California Borderland: A model for core-complex-like crustal extension. *Geological Society of America Bulletin*, **105**, 1415–1434.

DAVIS, T. L., NAMSON, J. and YERKES, R. F. (1989). - A cross section of the Los Angeles area: Seismically active fold-and-thrust belt, the 1987 Whittier Narrows Earthquake and earthquake hazard. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 9644–9664.

- DOLAN, J. F., SIEH, K., ROCKWELL, T.K., YEATS, R.S., SHAW, J.H., SUPPE, J., HUFTILE, G., GATH, E. (1994). - Prospects for larger or more frequent earthquakes in the greater Los Angeles metropolitan region, California. *Science*, (submitted).
- MEDWEDEFF, D. A. (1988). Structural analysis and tectonic significance of Late-Tertiary and Quaternary compressive-growth folding, San Joaquin Valley, California. Ph.D. thesis, Princeton University, 184.
- MEDWEDEFF, D. A. (1992). Growth and kinematics of an active laterally-propagating wedge thrust, Wheeler Ridge, California. In *Structural Geology of Fold and Thrust Belts*, MITRA, S. and FISCHER, G., eds., Johns Hopkins University Press, Baltimore, 1-28.
- MOUNT, V. S., and SUPPE, J. (1992). - Present-day stress orientations adjacent to active strike-slip faults: California and Sumatra. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 11,995-12,031.
- NARR, W., and SUPPE, J. (1994). - Kinematics of basement-involved compressive structures. *American Journal of Science*, **294**, 802-860.
- SHAW, J. H., and SUPPE, J. (1994). - Active faulting and growth folding in the eastern Santa Barbara Channel, California. *Geological Society of America Bulletin*, **106**, 607-626.
- SHAW, J. H., and SUPPE, J. 1994, Earthquake hazards of active blind-thrust faults under the central Los Angeles basin, California. *Journal of Geophysical Research* (submitted).
- SUPPE, J. and MEDWEDEFF, D. A. (1990). - Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geol. Helv.*, **83**, 409-454.
- WRIGHT, T. L. (1991). - Structural Geology and Tectonic Evolution of the Los Angeles Basin, California. In *Active Margin Basins*, edited by K. T. BIDDLE, *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **52**, 35-134.
- YEATS, R. S. and BEALL, J. M. (1991). Stratigraphic controls of oil fields in the Los Angeles basin: a guide to migration history. In *Active Margin Basins*, edited by K. T. BIDDLE, *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **52**, 221-235.
- YEATS, R. S., HUFTILE, G. J., AND STITT, L. T. (1994). - Late Cenozoic tectonics of the east Ventura basin, Transverse Ranges, California. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **78**, 1040-1074.

SYNTECTONIC DEPOSITS TO CONSTRAIN FOLD-AND-THRUST DEFORMATION SEQUENCES: SOUTHERN PYRENEES

J. VERGÉS

Dept. Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Univ. de Barcelona, 08071 Barcelona, Spain

Most of the external regions of a compressional fold-and-thrust system involve syntectonic deposits related to the sedimentary basins within the inner part of the system (intramountainous or piggy-back basins) or adjacent and ahead of them (foreland basins). In both types of sedimentary basins, internal organization and spatial distribution of syntectonic infilling deposits are strongly dependent on the ongoing tectonic activity. These syntectonic deposits, particularly when they are adjacent to a growing structure, record the persistence of the tectonic activity through time as well as its particular migration following simple or complex sequences of folding and thrusting.

Growth strata internal geometries are strongly dependent on the ratio between the rate of sediment accumulation and the rate of crestal uplift. Changes in the internal organization of growth strata can be produced by either or both variations in sediment accumulation or/and crestal uplift rates. Where the absolute ages of growth strata are known they can be used to discriminate which parameter is varying through time.

External regions of modern orogens commonly display complex relationships between presently active tectonic structures and coeval sedimentary deposits in both marine and continental settings. The way in which tectonics controls the composition, position and extension of sedimentary bodies is mainly observed in map view. Only good quality seismic lines across these areas provide the possibility to recognize a cross-sectional view of the vertical geometry of syntectonic deposits associated to kilometric-scale folds and thrusts.

Where growth strata exist in inactive and dissected orogens they provide a good opportunity to resolve the internal stratal pattern, the relationship between different groups of growth strata as well as their boundary geometries with the adjacent structure. The 3 dimensional view and the scale of work of well-preserved growth strata field examples permit detailed analysis of geometric relations within the growth strata and with the tectonic structures. Furthermore the average scale of hundreds of meters or even smaller for the majority of field-based growth strata examples, a resolution that cannot be attained in the majority of the seismic lines, allows a different and complementary analysis of growth strata to the one provided by the study of seismic lines. The examination of suites of growth strata and associated tectonic structures allows us to determine the progression of deformation through both time and space.

Post-growth strata corresponding to an older (and inactive) tectonic structure and involved as growth strata in a younger (and active) one developed forward of the former determine in-sequence or piggy-back folding and/or thrusting migration. Younger and hindward tectonic structures involving post-growth strata related to older ones determine out-of-sequence or break-back sequences of deformation. Nevertheless these linear sequences of deformation can be complicated when we look at the scale of the whole orogen. Synchronous motion in two or more structures, coeval forward and hindward deformational sequences and a general bulk deformation may be present at this scale. Within this tectonic framework, the reactivation of previously active structures is also common. These tectonic structures show at least two sets of growth strata that are separated by a long period of time characterized by quiescence or slight tectonic activity.

Due to the specific characteristics of the Ebro foreland basin and surrounding mountain chains, an impressive number of syntectonic deposits with well-preserved growth geometries are attached to folds and thrusts. Syntectonic geometries and ages of growth strata permit us to restrain step-by-step restored cross-sections and palinspastic maps, allowing a well constrained deformational evolution for the Ebro foreland basin and Pyrenean and Catalan Ranges normal to and along the strike of these chains (Vergés, 1993).

Although this deformational analysis has been referred to the NE margin of the Iberian plate during the Late Cretaceous-Middle Miocene, at the time it was colliding with the European plate along the Pyrenean margin it can be broadly applied to other orogenic chains displaying syntectonic deposits.

References

VERGÉS J. (1993). - Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3 D.

EVOLUTION OF EASTERN PYRENEES AND ADJACENT FORELAND BASINS: PRESENT AND MIDDLE EOCENE FLEXURAL MODELLING

J. VERGÉS*, **H. MILLAN***, **E. ROCA***, **J.A. MUÑOZ***, **M. MARZO***, **J. CIRÉS****,
T. den BEZEMER***, **R. ZOETEMEIJER***** and **S. CLOETINGH*****

* Dept. de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Univ. de Barcelona, Martí i Franqués, s/n, 08071 Barcelona, Spain

** Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya. Paral·lel, 71, 08003 Barcelona, Spain

*** Institute of Earth Sciences, Vrije Universiteit, Amsterdam, Netherlands

The evolution of the Pyrenees and adjacent Aquitaine and Ebro foreland basins to the north and south respectively has been studied with the construction of 3-step crustal-scale cross-sections across the Eastern Pyrenees. The pre-, syn- and post-collision stages are represented by the totally restored section during the Late Cretaceous, the Middle Eocene restoration and the Present section.

The total calculated shortening is ~125 km. The maximum rate of shortening for the southern Pyrenean thrust system was ~5 mm/yr. (Vergés, 1993). Putting together the rates of shortening from the northern and southern Pyrenean thrust systems, the maximum rate of convergence between Iberia and Europe was almost 1 cm/yr. during the Early and Middle Eocene times (Vergés et al., in press).

Middle Eocene reconstruction is used to reconstruct an intermediate stage of orogenic wedge growth because the structural and stratigraphic framework is of good quality. The Middle Eocene coincides with the final emplacement of the Pedraforca thrust sheet in the Eastern Pyrenees at ~47 Ma (Middle Lutetian times). The Pedraforca unit was overthrust above a marine evaporitic sequence, infilling an almost closed basin, the Ripoll Basin, suggesting a similar amount of erosion and deposition for this period of time. After Middle Eocene times, scarce fission track data, tectonic reconstructions and paleoflora analysis seem to indicate an increase in topographic relief related to the Pyrenean chain and coeval with the terrestrial infilling of the Ripoll Basin. From Middle Eocene on, mountain erosion is at least twice that of the foreland basin accumulation leading a general by-pass of material towards the Atlantic to at least the lattermost Eocene and towards the Mediterranean since Middle Miocene. Preliminary rates of structural uplift for the Eastern Pyrenees, from the Middle Eocene times to the Present, are as maximum as 0.35 mm/yr. based on structural reconstructions, fission-track data and a combination of subsidence curves, vitrinite reflectance in organic material and topographic reconstructions using syntectonic conglomeratic deposits.

The geometries of the deflection of the Iberian plate for the Present-day and Middle Eocene times have been modelled using a broken-plate overlying an inviscid fluid model. The model accounts for lateral variations of the effective elastic thickness (EET). The best results for the present-day lithospheric bending are obtained with decreasing EET values toward the inner part of the chain together with additional subcrustal forces (Millán et al., in press). The southern, undeformed part of the Ebro lithosphere shows EET values of 27 km. Toward the northern boundary of the plate, EET values decrease to 16-11 km. Bending moment and vertical shear forces are relatively small compared to other collisional mountain chains. The best fit for the reconstructed Middle Eocene flexural behaviour of the lithosphere is obtained with almost constant values of EET (28-27 and 28-24 km in the inner part of the chain, close to the subduction region) and similar subcrustal forces to the Present-day flexural model. These flexural results for the Middle Eocene times correspond to a maximum elevation between 1000 and 2000 m above sea level in the highest part of the chain (water divide) ~ coinciding with the leading edge of the European plate below the northern Pyrenean thrust system. Higher topographies for the Middle Eocene reconstruction do not agree either with the geological constraints or with the EET values calculated for the present-day cross-section.

References

- VERGÉS J. (1993). - Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3 D. Ph.D. Barcelona University, 203 p.
- VERGÉS J., MILLAN H., ROCA E., MUÑOZ J.A., MARZO M., CIRÉS J., DEN BEZEMER T., ZOETEMEIJER R. AND CLOETINGH S. (in press). - Evolution of a collisional orogen: Eastern Pyrenees transect and petroleum potential. *Marine and Petroleum Geology*.
- MILLAN H., DEN BEZEMER T., VERGÉS J., ZOETEMEIJER R., CLOETINGH S., MARZO M., MUÑOZ J.A., PUIGDEFÀBREGAS C., ROCA E. AND CIRÉS J. (in press). - Present-day and Middle Lutetian flexural modelling in the Eastern Pyrenees and Ebro Basin. *Marine and Petroleum Geology*.

MISE EN PLACE DE GRANDS « GLACIERS DE SEL » SOUS-MARINS DANS L'AVANT-CHAÎNE ALPINE DE L'EST DU MAGHREB : COMPARAISON ENTRE LE DISPOSITIF OUENZA-LADJEBEL- MERIDEF (CONFIN ALGÉRO-TUNISIENS) ET CEUX DU GOLFE DE GASCOGNE, DE LA GULF COAST ET DU KHAZAKSTAN.

Jean-Marie VILA

Université Paul-Sabatier, Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie, U.R.A. C.N.R.S. 1405,
39 Allées Jules-Guesde, F 31 000 Toulouse.

L'étude de l'anticlinal complexe de l'Ouenza-Ladjebel-Meridef dans les confins algéro-tunisiens [Vila *et al.*, 1994 ; Vila, 1994] permet de proposer, au lieu d'une interprétation en diapir extravasé en champignon au Vraconien [Perthuisot et Rouvier, 1992; Bouzenoune, 1993; Aoudjehane *et al.*, 1992-94], un scénario de mise en place, à l'Albien moyen, d'un vaste « glacier de sel » sous-marin (25 X 12 km) dans un contexte distensif de rift chaud (fig. A, a à d). L'épandage brutal du matériel triasique se produit sur une pente sous-marine préexistante, dont la mobilité est enregistrée notamment par le complexe chaotique à blocs du quartier Hallatif de l'ancienne mine de l'Ouenza [Vila, 1993]. A la Koudiat ez Zerga et au quartier Hallatif, le matériel triasique inclut des blocs de tailles variées (1 km à quelques mètres) de calcaires d'âge respectivement aptien supérieur (minéralisée en sidérose) et albien inférieur (fig. A, d). Après l'épandage du matériel salifère, de petits récifs lenticulaires à polypiers et floridées s'installent. Depuis les travaux de Dubourdieu [1949, 1956], ces niveaux étaient considérés comme des séries aptiennes réduites. Ils sont rapidement recouverts en onlap par l'épaisse série des black shales de l'Albien supérieur au Cénomanién inférieur.

Des arguments géométriques, stratigraphiques, sédimentologiques, gravimétriques [Zerdazi, 1991] et métallogéniques [Bouzenoune, 1993] permettent d'appuyer cette réinterprétation drastique. Sur un plan régional, des dispositifs comparables p. p. en cours d'étude (*) : El Ouasta*, Mesloula [Charrière et Vila, 1994], Bou Khadra*, Bou Jaber [Vila et Charrière, 1994], Mzouzia*, Hameimat*, permettent de définir en Algérie orientale un domaine à « glaciers de sel », sous-marins sur une centaine de kilomètres de large entre le front des nappes au nord (région de Souk-Ahras [Vila, 1980]) et la région de Tebessa au sud [Vila, 1993]. L'étude de son prolongement en Tunisie (Kt ed Dalaa [Vila *et al.*, 1994], anticlinal du Kef*, Jebel Slata*), est en cours.

C'est avec l'exemple offshore du bassin de Parentis dans le Golfe de Gascogne [Curnelle et Marco, 1983] que les similitudes sont les plus fortes (fig. B) : extension horizontale, dispositif lenticulaire dissymétrique, nature chaotique du matériel épanché sur plus d'une centaine de km², présence d'un bloc kilométrique provenant du substratum, incorporé au « glacier de sel » et emporte sur son "dos" (forage IBIS 2bis), contexte de blocs basculés soumis ultérieurement à une inversion tectonique.

Dans l'offshore de Louisiane (Mississippi Canyon, fig. C) et du Texas, des épanchements superficiels [Wu *et al.*, 1990 ; Talbot, 1993] ressemblent beaucoup par leur taille (autour de 10 km de long, quelques centaines de mètres d'épaisseur maximale), leur allure lenticulaire dissymétrique et leur type de mise en place sous-marine, au dispositif de l'Ouenza-Ladjebel Meridef. Un épanchement à l'interface eau-sédiments sur une pente préexistante a été proposé [Fletcher *et al.*, 1993; Hudec *et al.*, 1993 ; Mcguiness et Hossack, 1993; Vandeville et Jackson, 1993]. Les tenants d'une injection sous couverture sédimentaire, parfois longue (plusieurs Ma) restent nombreux [Brooks, 1993; Brooks *et al.*, 1993; Hickman *et al.*, 1993].

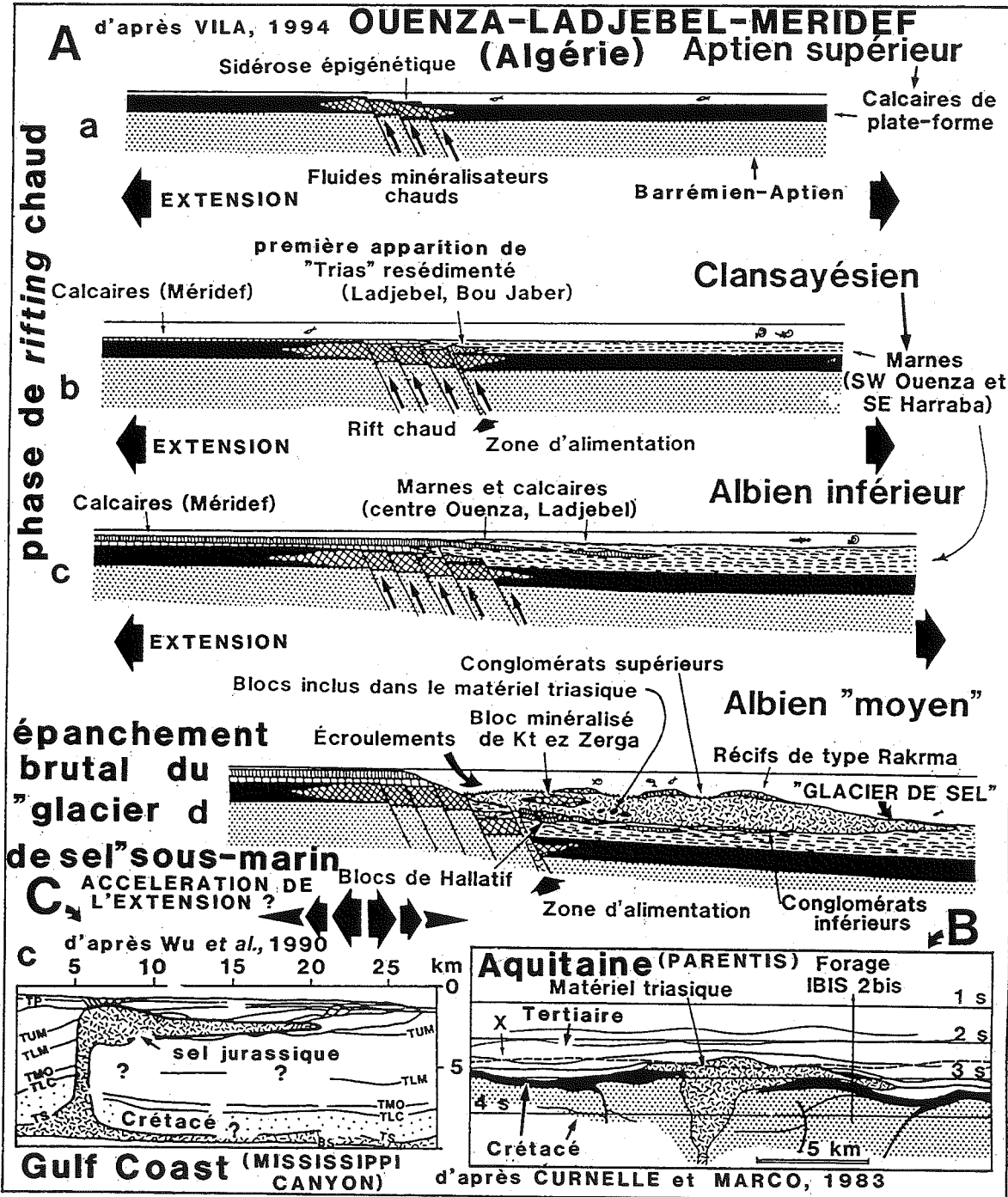
Au Khazakstan, le Bassin Précazien méridional [Volozh *et al.*, 1994] présente notamment, dans la région de Khoum à 100 km au nord-est d'Astrakhan, une lentille de sel interstratifié qualifiée de "glacier de sel sous-marin", décelée en subsurface. Ses dimensions sont comparables à celles du corps salifère de l'Ouenza (10 X 13 km), mais sa genèse est expliquée par la cristallisation de saumures provenant de la dissolution du sommet d'un dôme de sel voisin. Il s'agit plus d'un aspect très particulier du cycle du sel que d'halocinèse.

Dans le domaine tello-rifain d'Afrique du Nord [Leikine, 1969 ; Ciszak *et al.*, 1986], dans les Cordillères bétiques septentrionales [Foucault, 1966 ; Leclerc et Azema, 1976], en Aquitaine [Henry et Zolnaï, 1971 ; Fondécave-Wallez *et al.*, 1994], dans les Pyrénées [Souquet *et al.*, 1985 ; Thiebaut *et al.*, 1988] et dans les Alpes françaises [Kerckhove et Lereus, 1986], de nombreux corps salifères lenticulaires ou primitivement lenticulaires peuvent être interprétés comme d'anciens « glaciers de sel » sous-marins.

*Travaux en collaboration en Algérie avec F. Benkherouf (U.S.T.H.B.) et A. Charrière (U.P. -S. Toulouse), en Tunisie avec notamment M. Ben Youssef (I.N.R.S.T.), M. Chikhaoui et M. Ghanmi (O.N.M., S.G.T.)

References

in VILA J.-M. (1994). - Première étude de surface d'un grand .. glacier de sel n sous-marin: l'est de la structure Ouenza Ladjebel-Mbridef (confins algéro-tunisiens). Proposition d'un scénario de mise en place et comparaisons. *Bull. Soc. geol. France*, sous presse.



ACTIVITÉ QUATERNAIRE RÉCENTE DANS LES ALPES EXTERNES : RÉSULTATS D'ÉTUDES PRÉLIMINAIRES SUR LA FAILLE DU VERCORS

C.Q. XING, G. MASCLE, P. TRICART, J.M. GINET

Laboratoire de Géodynamique des Chaines Alpines, Grenoble, France.

L'interprétation d'images satellitaires et de photos aériennes, l'étude de terrains et l'analyse de morphologie ont montré qu'à la bordure nord-ouest du Vercors se développe une faille active quaternaire récente, dont l'orientation générale est d'environ N30°E et dont la longueur totale excède 60 km. Cette faille constitue une limite entre le massif surélevé (Vercors) et le bassin affaissé tertiaire (Valence). Des deux côtés de la faille existe une différence géomorphologique remarquable, et par conséquent elle est marquée par une caractéristique de linéament rectiligne visible sur l'image satellitaire. Sur la micromorphologie, dans les affleurements traversés par la faille, se sont souvent développées des topographies négatives sous forme de rigoles ou des morphologies sous forme de selles. Des découpages des ravins sont présents localement. Pour une dizaine de profils topographiques longitudinaux de vallées ou de ravins, cette faille est clairement marquée. D'autre part, les sources s'alignent le long de la faille ce qui est une caractéristique de la plupart des failles actives. Enfin, les séismes faibles sont distribués le long d'une bande de part et d'autre de cette faille.

L'analyse de division des systèmes fluviaux à différentes dimensions suggère que l'activité la plus récente de cette faille est pleistocène supérieur. Aussi elle n'a pas encore produit de rejet visible depuis l'holocène. Les découpages des ravins et les stries de faille montrent que les activités nouvelles au quaternaire récent de cette faille se sont produites avec une composante décrochante sénestre. Finalement, d'après l'interprétation de l'image satellitaire, la faille du Vercors a encore les prolongements bien visibles vers le NNE et vers le SSW. Sa longueur au total atteindrait plus de 400 km, et elle serait une grande faille active qui traverserait différentes unités structurales.

KINEMATIC SIMULATIONS OF TECTONIC CONTROL ON PIGGYBACK BASIN EVOLUTION; PRELIMINARY RESULTS FROM THE LA POBLA DE SEGUR BASIN, PYRENEES, SPAIN

R ZOETEMEIJER*, and D. MELLERE**

* Faculty of Earth Sciences, Vrije Universiteit, De Boelelaan 1085, 1081 HV Amsterdam, Netherlands

** Department of Geology, University of Bergen, A VD. A, Allégt. 41, 5007 Bergen - universitet, Norway

Apart from sediment supply the internal geometry of piggyback basins is mainly controlled by tectonic processes; 1) geometry of the underlying fault system, 2) amount of shortening, 3) timing and sense of the thrust activation, 4) the manner in which shortening is accommodated within the basin, 5) individual thrust velocities versus sedimentation rate, and 6) regional subsidence rate (caused by mountain loading). A Kinematic computer simulations (Zoetemeijer & Sassi, 1992) can provide insight in the characteristics of the internal geometries of the basin produced by these tectonic factors.

Here we present some results of synthetic examples predicting the development of the internal geometry at the distal and proximal margin of piggyback basins.

The distal margin of piggyback basins is often formed by the back limb of fault-bend folds or growth folds. At this margin, kinematic simulations predict narrowing or even offlap of the timelines, because the syntectonic sediments are tilted toward the basin and uplifted, causing a decrease in accumulation space.

Onlap is predicted only when the thrust related uplift of the back limb is less than the creation of accumulation space and infill in the basin. In more exceptional situations, when the syntectonic cover is detached from the underlying thrust system and behaves as a passive roof thrust, the internal geometry at the distal basin margin may also show onlap.

The proximal margin of the basin is formed by a (back)thrust plane or forelimb of a more internally situated fault-bend fold or growth fold. In case the proximal margin of the basin is formed by a hinterland dipping thrust plane, the basin is cut by this thrust plane, but is not necessarily deformed.

However, in case of back thrusting at the basin margin, the internal basin geometry is deformed and is similar to the deformation due to growth folding (fault-propagation folding). They produce a basinward tilt and uplift of the syntectonic sediments, and thus, decrease the accumulation space at this margin, leading to narrowing or even offlap of the time lines.

When a fault-bend fold forms the proximal margin of a piggyback basin, the fault plane continues under the basin causing an overall migration of the basin towards the foreland. No internal deformation at the proximal margin is predicted, and therefore, timelines onlap onto the forelimb of the fault-bend fold.

This general insight in the development of the internal geometry of piggyback basins help us to reconstruct the complex deformation history of piggyback basins. Such analyses have resulted in a reconstruction of the Pliocene development of syntectonic deposits in the Po basin (Zoetemeijer *et al.*, 1992, 1993). Preliminary simulation results of the La Pobla de Segur basin, Pyrenees, Spain are presented here.

The La Pobla de Segur basin is located in the hangingwall of the Bóixols thrust sheet. The proximal margin is formed by the Morreres backthrust, a passive roof thrust of the axial zone antiformal stack (Noguères). Along this margin, the Morreres back thrust moves the basin onto the Noguères thrust sheets, causing narrowing and decrease in the accumulation space. At the same time the backthrust induces subsidence to the north, resulting in the formation of a small basin (Senterada basin) located directly onto the Noguères units.

The deposits of the La Pobla de Segur basin consist of an alluvial fan complex which progrades into floodbasin and shallow lacustrine environments (Mellere, 1992, 1993; Mellere and Marzo, 1992). Internal geometry, paleocurrents and sediment analysis indicate a basinward tilting of the distal margin, accompanied by the migration of the sedimentary depocentres of the oldest deposits to the north as a consequence of the reactivation of the Bóixols thrust. Movement along the Morreres back thrust and uplift of the Noguères units are proved by progressive angular unconformities in the younger conglomeratic units of the La Pobla de Segur and Senterada basins by the

southward strong progradation of the alluvial fan deposits.

Although the reconstruction of the La Pobla de Segur basin was mainly done by field mapping and sedimentological analyses (Mellere, 1992, 1993; Mellere and Marzo, 1992), the role of tectonic deformation is now analyzed quantitatively for the 6 different factors mentioned above.

References

- MELLERE, D. (1992). - Conglomerati di Pobla de Segur: Stratigrafia Fisica a Relazioni Tettonica-Sedimentazione [*Ph.D. dissert.*]: Padova, Italy, Università degli Studi di Padova, 203 p.
- MELLERE, D. (1993). - Thrust-generated, back-fill stacking of alluvial fan sequences, south-central Pyrenees, Spain (La Pobla de Segur Conglomerates). In L.E. Frostick & R.J. Steel (eds.) Tectonic controls and signatures in sedimentary successions, *Int. Ass. Sed. Spec. Publ.*, **20**, 259-276.
- MELLERE, D. & MARZO, M. (1992). - Los depositos aluviales sintectonicos de La Pobla de Segur: alogrupos y su significado tectonostratigrafico. *Acta Geologica Hispanica*, **27**, 145-159.
- ZOETEMEIJER, R. & SASSI, W. (1992). - 2-D reconstruction of thrust evolution using the fault-bend fold method, In: K.P. McClay (ed.), *Thrust Tectonics*, Chapman and Hall, London, 133-140.
- ZOETEMEIJER, R., CLOETINGH, S., SASSI, W. & ROURE, F. (1993). - Modelling of piggyback-basin stratigraphy: record of tectonic evolution, *Tectonophysics*, **226**, 253-269.
- ZOETEMEIJER, R., SASSI, W., ROURE, F. & CLOETINGH, S. (1992). - Stratigraphic and tectonic modeling of thrust evolution, northern Apennines, Italy, *Geology*, **20**, 1035-1038.

INDEX

Adamek J.	78	Guezou J.C.	46	Suppe J.	100
Addoum B.	80	Guerra J.	1	Taberner C.	11, 40
Aleman A.	1	Guimerà J.	87	Tardy M.	15, 77
Allen A.	3	Haufmann H.J.	23	Thomas J.C.	25
Artoni A.	5	Hérail L. G.	50	Tondji Biyo J.J.	25
Assemat S.	15	Huyghe P.	52, 77	Trefois P.	32
Averbuch O.	6	Jeanbourquin P.	55	Tricart P.	109
Baby P.	8, 67	Kendall J.	1	van der Meer R.	32
Beck C.	15	Kissel C.	.6	Verges J.	103, 105
Berástegui X.	11	Kumar R.	57	Vially R.	65
Bergerat F.	42	Labaupe P.	58	Vila J.M.	106
Bertotti G.	13	Larroque C.	20, 61	Waltham D.	40
Berzin N.	32	Lawton T.	87	Wieczorek J.	42
Blanc E.	15	Le gall B.	62	Xing C.Q.	109
Bouaziz S.	80	Letouzey J.	26, 65	Zoetemeijer R.	105, 110
Bouillin J.P.	42	Leturmy P.	67	Zubieta D.	8
Buret C.	20	Leu W.	93		
Calassou S.	60	Lihou J.	68		
Campy M.	83	Malavieille J.	60		
Cannic S.	77	Martinod J.	71		
Capozzi R.	16	Marzo M.	89, 105		
Casero P.	5	Mascle G.	19, 67, 109		
Castellarin A.	16	Mascle J.	23		
Chalaron E.	19, 67	Mattei M.	6		
Chanier F.	20, 60	Meckel L.D.	72		
Chaumillon E.	23	Mellere D.	110		
Chermette J.C.	65	Menard G.	77		
Cires J.	105	Mercier E.	46, 74, 80		
Cloetingh S.	13, 105	Millan H.	105		
Cobbold P.	25	Molnar P.	71		
Coletta B.	8, 26, 65	Mugnier J.L.	19, 67, 77		
Cousin M.	15	Muñoz J.A.	89, 105		
Crampton S.	3	Novao E.	100		
de Libero C.	28, 31	Ouali J.	80		
de Urreiztieta M.	25	Oujezdska V.	78		
Delcaillau B.	34	Outtani F.	80		
Delvaux D.	32	Pedersen H.	23		
den Bezemer T.	105	Petit C.	83		
Deramond J.	34	Pfiffner O.A.	85		
Díaz Martínez J.	36	Philippe Y.	26		
Divies R.	39	Picotti V.	13		
Docherty C.	40	Poblet J.	89		
Dumont T.	42	Richert J.P.	45		
Eichenseer H.	45	Roca E.	87, 105		
Eva C.	16	Samsó J.M.	89		
Faugeres J.C.	52	Sassi W.	39		
Ferriere J.	20	Saula E.	89		
Floissac L.	34	Sayer Z.R.	90		
Frizon de Lamotte D.	6, 46, 80	Schegg R.	93		
Ginet J.M.	109	Schwab F.L.	95		
Glosh S.K.	57	Shaw J.H.	100		
Gorin G.E.	48	Signer C.	48		
Griboulard R.	52	Sinclair H.	96, 98		
Gruneisen P.	45	Souquet P.	34		
Guellec S.	77	Speranza F.	6		

LISTE DES PARTICIPANTS

- ALEMAN Antenor M., Amoco Production Company, 501 Westlake Park Blvd, HOUSTON, Texas 77079-2696 (Etats-Unis).
- ALLEN Philip A., Department of Earth Sciences, Oxford University, Parks Road, OXFORD OX1 3PR (Royaume Uni).
- ARTONI Andrea, Geologisches Institut, ETH-Zentrum, CH-8092 ZÜRICH (Suisse).
- AVERBUCH Olivier, Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique, Université des Sciences et Technologies de Lille, 59655 VILLENEUVE D'ASCQ Cedex (France).
- BABY Patrice, ORSTOM, Institut Dolomieu, 15, rue Maurice Gignoux, 38031 GRENOBLE Cedex (France)
- BALLARD Jean-François, ELF-Aquitaine Production, Département Interprétation Structure, CSTJF, Avenue Larribau, 64018 PAU Cedex (France).
- BECK Christian, Université de Savoie, Laboratoire de Géodynamique, BP 1104, 73011 CHAMBERY Cedex (France).
- BERÁSTEGUI Xavier, Generalitat de Catalunya, Departament de Política Territorial i Obres Públiques, Secretaria General, Servei Geològic de Catalunya, Av. del Paral·lel, 71, 08004 BARCELONA (Espagne).
- BERTHON Michel, Ingénieur Géologue, 48 chemin des Buclos 38 MEYLAN (France).
- BERTOTTI Giovanni, Institut of Earth Sciences, Free University, De Boelelaan 1085, 1081 HV AMSTERDAM, (Pays-Bas).
- BUISSON, COPAREX, 135 rue J.-Jacques Rousseau, 92138 ISSY-les-MOULINEAUX Cedex (France).
- BÜRGISSER Judith, Geologisches Institut, Sonneggstrasse 5, ETH-Zentrum, CH-8092 ZÜRICH (Suisse).
- CANNIC Sébastien - Institut Dolomieu, 15, rue Maurice Gignoux 38031 Grenoble Cedex (France).
- CARLOTTO Victor, Institut Dolomieu, 15, rue Maurice Gignoux 38031 Grenoble Cedex (France). et (UNSAAC Université Cuzco, Pérou)
- CASTELLARIN Alberto, Dipartimento di Scienze Geologiche del 'Universita' di Bologna, Via Zamboni 67. I - 40127 BOLOGNA (Italie).
- CHALARON Edouard, Institut Dolomieu, 15, rue Maurice Gignoux, 38031 GRENOBLE Cedex (France).
- CHANIER Frank, Université des Sciences et Technologies de Lille, Laboratoire de Géologie Dynamique SN5, URA 719, 59655 VILLENEUVE D'ASQ Cedex (France).
- CHAROLLAIS Jean, Département de Géologie et de Paléontologie, 13, rue des Maraîchers, 1211 GENEVE 4 (Suisse).
- CHAUMILLON Eric, Laboratoire de Géodynamique sous-marine, La DARSE, BP 48, 06230 VILLEFRANCHE/Mer (France).
- COBBOLD Peter, Géosciences Rennes (UPR 4661 du CNRS), Campus de Beaulieu, 35040 RENNES Cedex (France).
- COLLETTA Bernard, Institut Français du Pétrole, BP 311, 92506 RUEIL-MALMAISON Cedex (France).
- De LIBERO Cipriano, Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Bologna, Via Zamboni 67, 40127 BOLOGNA (Italie).
- DEBELMAS Jacques, Institut Dolomieu, 15, rue Maurice Gignoux, 38031 GRENOBLE (France).
- DELCAILLAU B., Université de Caen, Département de Géographie, 14000 CAEN Cedex (France).
- DELVAUX Damien, Royal Museum of Central Africa, Department of Geology and Mineralogy, B-3080 TERVUREN, (Belgique).
- DELVOLVE Jean-Jacques, Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie, 39, Allées Jules Guesde, 31062 TOULOUSE Cedex (France).
- DERAMOND Joachim, Université Paul Sabatier, Laboratoire de Géologie structurale et Tectonophysique, 38, rue des 36-Ponts, 31400 TOULOUSE (France).
- DÌAZ MARTÌNEZ Enrique, ORSTOM, C.P. 4875, SANTA CRUZ, (Bolivie).
- DIVIES Renaud, Institut Français du Pétrole, 1-4 Avenue de Bois-Préau, 92500 RUEIL MALMAISON (France).
- DOULCET, ELF-Aquitaine Production, CSTJF / DRGG - M17, Avenue Larribau, 64018 PAU Cedex (France).
- DUMONT Thierry, Lab. de Géodynamique des Chaînes Alpines, Institut Dolomieu, 15, rue M. Gignoux, 38031 GRENOBLE cedex (France).
- DUVERNOY Bernard, Ingénieur géologue ENSPM, 27, rue de la Croix de Fer, 78100 SAINT-GERMAIN EN LAYE (France).
- FORD Mary, Geologisches Institut, ETH-Zentrum, CH-8092 ZÜRICH, (Suisse).
- FRIZON de LAMOTTE Dominique, Université de Cergy-Pontoise, (CNRS URA 1369, groupe de Cergy), Le Campus, av. du Parc, F 95 033 CERGY-PONTOISE (France).

- GAMOND J.F., L.G.I.T. / I.RIGM, 414 rue de la Piscine, Domaine Universitaire, 38400 SAINT-MARTIN D'HERES (France).
- GARCIA-CASTELLANOS Daniel, Institut de Ciències de la Terra, CSIC, C/Marti i Franquès s/n., 08028 BARCELONA (Espagne).
- GORIN Georges, Dpmt. of Geology-Paleontology, University of Geneva, 13 rue des Maraîchers, 1211 GENEVE 4, (Suisse).
- GRATIER Jean-Pierre, L.G.I.T. / I.RIGM, 414 rue de la Piscine, Domaine Universitaire, 38400 SAINT MARTIN D'HERES (France).
- GUERY, COPAREX, 135, Rue J.-Jacques Rousseau, 92138 ISSY-les-MOULINEAUX Cedex (France).
- GUEZOU Jean Claude, 30 rue des Chardonnerets 91 940 LES ULIS (France).
- HENRY Pierre, ENS Paris, Département de Géologie, 24, rue Lhomond 75231 PARIS Cedex 05 (France).
- HERAIL Gérard, ORSTOM, CP 53390 Corres Central, SANTIAGO 1 (Chili).
- HUYGUE Pascale, Département de Géologie et d'Océanographie, URA 197 Avenue des Facultés, 33405 TALENCE (France).
- IVALDI Jean Pierre, Université de Nice-Sophia-Antipolis, Faculté des Sciences, Lab. de Géologie dynamique et appliquée, Parc Valrose, 06108 NICE Cedex 2 (France).
- JACAY Javier, I F E A, AP 18-1217, LIMA 18 (Pérou).
- JEANBOURQUIN Pascal, Chemin de la Reine Berthe 10, CH-1009 PULLY (Suisse).
- KUMAR Rotash, Wadia Institut of Himalayan Geology, PO Box 74, DEHRA DUN, 248001 (Inde).
- LABAUME Pierre, Université de Montpellier II, Case 057, Geofluides Bassins Eau, 34095 MONTPELLIER Cedex 05 (France).
- LARROQUE Christophe, Institut de Géodynamique, URA 1279, CNRS - Université de Nice , 3, Avenue Albert Einstein, 06560 VALBONNE (France).
- LASNIER Jacques, ELF-Aquitaine, Tour Elf, Cedex 45, 92078 PARIS-LA DEFENSE (France).
- LE GALL Bernard, Laboratoire de Géologie structurale, URA 1278 CNRS, Université de Bretagne Occidentale, 6, Avenue Le Gorgeu, BP 809, 29285 BREST Cedex (France).
- LETOUZEY Jean, Institut Français du Pétrole, BP 311, 92506 RUEIL-MALMAISON Cedex (France).
- LETURMY Pascale, URA CNRS 69, rue Maurice Gignoux, 38031, Grenoble (France).
- LIHOU Joanne, Department of Earth Sciences, University of Oxford, Parks Road, OXFORD OX1 3PR, (Royaume Uni).
- MALO Michel, LGCA, 15, rue Maurice Gignoux, 38031 GRENOBLE Cedex (France).
- MARTINOD Joseph, Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Observatoire de Grenoble, BP 53X, 38041 GRENOBLE cedex (France).
- MASCLE Georges, URA CNRS 69, rue Maurice Gignoux, 38031, GRENOBLE (France).
- MECKEL Lawrence D., Geologisches Institut, ETH-Zentrum, CH-8092 ZÜRICH (Suisse).
- MERCIER Eric, Université de Cergy-Pontoise, Structure des matériaux géologiques, (CNRS-URA 1369, groupe de Cergy-Pontoise), Le Campus, 95033 CERGY-PONTOISE Cedex (France).
- MOEN-MAUREL Laure, ELF-Aquitaine, Exploration France, 31360 ST MARTORY (France).
- MOREND Didier, Dpmt. of Geology-Paleontology, University of Geneva, 13 rue des Maraîchers, 1211 GENEVE 4, (Suisse).
- MUGNIER J.-L., URA CNRS 69, Institut Dolomieu, rue Maurice Gignoux, 38031, Grenoble cedex (France).
- MUÑOZ Josep Anton, Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. Zona Universitària de Pedralbes. 08071-BARCELONA. (Espagne).
- OUJEZDSKA Vlasta, Université de Genève, Département de Géologie et de Paléontologie, 13, rue des Maraîchers, 1211 GENEVE (Suisse).
- OUTTANI Fatima, Université de Cergy-Pontoise, Géologie, 95033 CERGY PONTOISE Cedex (France).
- PERRODON Alain, 5 rue de l'Eglise, 92420 VAUCRESSON (France).
- PETIT Christophe, Université de Picardie, Facultés des Sciences, 33 Bd St Leu, 80039 AMIENS Cedex (France).
- PIFFNER Adrian, Geological Institut, Baltzerstr. 1, CH-3012 BERN (Suisse).
- PICOTTI Vincenzo, Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Bologna, Via Zamboni 67, 40127 BOLOGNA (Italie).
- PIGUET Benoît, Dpmt. of Geology-Paleontology, University of Geneva, 13 rue des Maraîchers, 1211 GENEVE 4, (Suisse).
- PROUST Jean-Noël, Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres-Artois, U.A. CNRS 719 Tectonique et sédimentation, 59655 VILLENEUVE D'ASCQ Cedex (France).

- PUIDEFABREGAS Cai, Département de Medi Ambient, Av. Diagonal 525, 08029 BARCELONA (Espagne).
- RICHERT Jean-Paul, Elf-AQUITAINE, CSTJF, Avenue Larribau, 64018 PAU Cedex (France).
- ROCA Eduard, Dept. de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Univ. de Barcelona, C/ Martí i Franqués s/n, 08071 BARCELONA (Espagne).
- SAYER Zoé, Department of Geological Sciences, University of Durham. South Road, DURHAM, DH1 3LE (Angleterre).
- SCHEGG Roland, Departement de Géologie et Paléontologie, Université de Genève, 13, rue des Maraîchers, CH-1211 GENEVE 4 (Suisse).
- SCHWAB Frederic L., Department of Geology Washington and Lee University, Lexington, Virginia 24450 (Etats-Unis).
- SIGNER Claude Dpmt. of Geology-Paleontology, University of Geneva, 13 rue des Maraîchers, 1211 GENEVE 4, (Suisse).
- SINCLAIR Hugh, School of Earth Sciences, University of Birmingham, Edgbaston, BIRMINGHAM, B15 2TT, (Royaume Uni).
- SIRIEYS Pierre, Institut Dolomieu, 15, rue Maurice Gignoux , 38031 GRENOBLE Cedex (France).
- SOUQUET Pierre, Université Paul Sabatier, Géologie, 39, Allées Jules Guesde, 31000 TOULOUSE (France).
- SUPPE John, Geological and Geophysical Sciences, Princeton University, PRINCETON, New Jersey OJ 544 (Etats Unis).
- TABERNER Conxita, Institut de Ciències de la Terra , CSIC, C/ Martí i Franqués s/n., 08028 BARCELONA (Espagne).
- TARDY Marc, Université de Savoie, Laboratoire de Géodynamique, BP 1104, 73011 CHAMBERY Cedex (France).
- VERGES Jaume, Dept. Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Univ. de Barcelona, Fac. Geologia / Martí i Franques S/N, 08071 BARCELONA (Espagne).
- VILA Jean-Marie, Université Paul Sabatier, Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie, 39 Allées Jules Guesde, 31000 TOULOUSE (France).
- VILLIEN Alain, 39, rue del Souleilh 31120 LACROIX FALGARDE (France).
- WILLIAMS Edward, Geologisches Institut, ETH-Zentrum, CH-8092 ZURICH (Suisse).
- WOHLHUTER Philippe, Elf AQUITAINE, Tour Elf, Cedex 45, 92078 PARIS-LA-DEFENSE (France).
- XING C.Q., Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, 15, rue M. Gignoux 38031 GRENOBLE Cedex (France).
- ZOETEMEIJER R., Faculty of Earth Sciences, Vrije Universiteit, De Boelelaan 1085, 1081 HV AMSTERDAM, (Pays-Bas).
- ZUBIETTA David , 15, rue Maurice Gignoux , 38031 Grenoble Cedex (France) et (YPFB - GXG, CC 1659, Santa Cruz, Bolivia.

