



HAL
open science

Mesure de la déformation actuelle des Alpes occidentales et du Jura par comparaison de données géodésiques historiques

François Jouanne

► **To cite this version:**

François Jouanne. Mesure de la déformation actuelle des Alpes occidentales et du Jura par comparaison de données géodésiques historiques. Tectonique. Université de Savoie, 1994. Français. NNT : . tel-00723714

HAL Id: tel-00723714

<https://theses.hal.science/tel-00723714>

Submitted on 13 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.

GEOLOGIE ALPINE

EDITE PAR LE LABORATOIRE DE GEOLOGIE
DE L'UNIVERSITE I DE GRENOBLE

(Laboratoire de géodynamique des Chaînes Alpines associé au CNRS)

MEMOIRE H.S. N° 22

MESURE DE LA DÉFORMATION ACTUELLE DES ALPES OCCIDENTALES

ET DU JURA PAR COMPARAISON DE DONNÉES

GÉODÉSIQUES HISTORIQUES

François Jouanne



1994

GEOLOGIE ALPINE

**EDITE PAR LE LABORATOIRE DE GEOLOGIE
DE L'UNIVERSITE I DE GRENOBLE**

(Laboratoire de géodynamique des Chaînes Alpines associé au CNRS)

MEMOIRE H.S. N°22

**MESURE DE LA DEFORMATION ACTUELLE DES ALPES OCCIDENTALES
ET DU JURA PAR COMPARAISON DE DONNEES GEODESIQUES HISTORIQUES**

François Jouanne



1995

Mesure de la déformation actuelle des Alpes Occidentales et du Jura par comparaison de données géodésiques historiques.¹

Par François Jouanne*

RESUME. - La chaîne des Alpes est encore en formation. Sa sismicité étant modérée, la déformation actuelle y est soit faible, soit en grande partie asismique.

Pour mieux comprendre la tectonique actuelle du sud du Jura et du nord des Alpes occidentales, nous utilisons des comparaisons de nivellements pour obtenir les mouvements verticaux actuels et de triangulations pour mesurer les mouvements horizontaux. Les déplacements verticaux reflètent principalement la tectonique actuelle de la région, ceux liés au rebond post-glaciaire étant négligeables. La bonne corrélation entre la répartition des tendances régionales des mouvements verticaux et la position des principales rampes de chevauchement montre que les déplacements verticaux traduisent l'activité de ces accidents.

Pour estimer les taux de déplacement horizontal sur ces rampes, une inversion d'un profil de taux de déplacement vertical est réalisée. On obtient une vitesse de déplacement de 6 mm/an sur le chevauchement crustal de Belledonne, de 4 mm/an sur le chevauchement de socle du Jura interne (Haute Chaîne) sur le soubassement du Jura externe et de 4 mm/an pour le déplacement de la couverture du Jura externe sur ce soubassement. Dans la région étudiée, le chevauchement crustal le plus externe est donc localisé entre Jura interne et Jura externe.

Ce résultat est conforté par la comparaison de triangulations réalisée. Cette dernière a nécessité le développement de différents tests statistiques (test de Fischer, ellipses de confiance, calcul d'erreur sur les tenseurs de taux de déformation) qui établissent tous la présence d'une déformation importante et significative dans le Jura externe. Celle-ci est caractérisée par les tenseurs de taux de déformations qui montrent une compression proche de la direction E-W et un taux de raccourcissement de 5 mm/an. La déformation horizontale des Bauges apparaît très faible au regard de la précision des mesures. Cependant, le déplacement d'un point, au nord d'Annecy, indique une forte extension E-W de la cluse d'Annecy, résultat qui demande à être confirmé.

Ainsi, par deux méthodes indépendantes, il est établi que le Jura est le front actuellement actif de la partie nord des Alpes occidentales. La déformation du Jura est caractérisée par le jeu du chevauchement du socle du Jura interne sur le Jura externe avec une vitesse de 4 à 5 mm/an.

MOTS CLES. - Alpes occidentales, Jura, Tectonique actuelle, mouvements verticaux, mouvements horizontaux, comparaison de nivellements, comparaison de triangulations.

* Laboratoire de Géodynamique (URA69), Université de Savoie, 73356 Le Bourget du Lac.

1. Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géodynamique de l'Université de Savoie, soutenue à Chambéry le 10 Janvier 1994 pour l'obtention du Diplôme de Doctorat Spécialité Sciences de la Terre, devant la commission d'examen:

J. Angelier, Professeur à l'Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, rapporteur
K. Feigl, Chargé de Recherche au CNRS, Obs. Midi-Pyrénées, Toulouse, rapporteur
M. Kasser, Professeur à l'Inst. Nat. des Sciences Topographiques, Evry, rapporteur
M. Lepape, Chef de Service de la Géodésie et du Nivellement à l'IGN, Saint-Mandé, examinateur
G. Ménard, Chargé de Recherche au CNRS, Univ. de Savoie, Chambéry, directeur de thèse
G. Perrier, Professeur à l'Univ. Joseph Fourier, Grenoble, examinateur
P. Tapponnier, Physicien à l'Inst. de Physique du Globe de Paris, examinateur
M. Tardy, Professeur à l'Univ. de Savoie, Chambéry, président du jury

ABSTRACT. - The post Miocene tectonics in the north-western Alps and the Jura Mountains have been emphasised by different investigators using: apatite fission track dating, geomorphological analysis and neotectonics. The present-day tectonic activity of this area is demonstrated by a significant historical seismicity.

To quantify the present-day crustal displacements, we compute the horizontal displacement rates deduced from triangulations comparison and the vertical displacement rates recorded in the first, second and third order levelling lines to quantify the present-day vertical displacement rates undergone by the Jura Mountains and the north-western French Alps

Triangulations comparison.

The change of the coordinates of 44 geodetic points between two surveys epochs 1930-1936 and 1979-1984 are studied (Jouanne et al., 1994 a). The hypothesis of the lack of horizontal displacements between the surveys being rejected, we research the main characteristics of the present-day horizontal deformation. The discussion is supported by strain rate tensors and angular shear rates for different sets of three adjacent points as well as by calculated displacements together with their confidence ellipses. The southern Jura mountains undergo a relatively homogeneous pattern of deformation characterised by a roughly E-W to NE-SW compression and by a significant westward motion (4 mm / year) relative to the frontal Jura mountains. This deformation would be compatible with the few focal mechanisms of earthquakes available for this area. A displacement of nearly 2 cm/year affected a geodetic point north of Annecy. Unfortunately, this point is the only one that shows such a movement, we cannot exclude a local displacement of this benchmark.

Levellings comparison.

Two high-precision levelling networks were successively surveyed in France: the NGF measured during the 1886 to 1907 period, and the IGN69 measured from 1965 to 1979. The accuracy of these levellings (standard deviation of $1.8\text{mm}/\sqrt{\text{km}}$ to $3.8\text{mm}/\sqrt{\text{km}}$) allows us to compute the vertical displacements of the benchmarks between two different era.

The results indicate the occurrence of discrete zones of uplift and subsidence (Jouanne et al., 1994 b): (1) a regional uplift (up to 1.4 mm / year) of the Subalpine Massifs; (2) an important uplift of the Internal Jura (up to 2 mm / year); (3) a relative subsidence of the southern part of the Jura (0.8 mm / year); and (4) a relative subsidence of the Bresse Basin with respect to the External Jura.

Comparing the spatial distribution of zones of uplift and their respective vertical displacement rates with a regional structural cross-section, leads to the conclusion that present-days uplift of the Belledonne-Bornes massifs and of the internal parts of the Jura Mountains can be explained by crustal shortening along a major basement-involving thrust fault. The geometries and the horizontal displacement rates along the actives thrusts have been determined by inversion of uplift rates profiles. The basement involving thrust ramps up under the Bornes Massif from a depth of 12 km to 7 km, turns into a flat under the Molasse Basin, ramps up to the top of the basement at the north-eastern margin of the internal Jura Mountains and reaches the surface in the external Jura. The Salève ramp-anticline is carried by a bifurcation of this thrust. Horizontal displacement rates of 6 mm/year at the Bornes ramp, 2 mm/year at the Salève ramp and 4 mm/year at the internal Jura ramp have been determined by inversion of profile of uplift rates. Whether this basement involving thrust fault was already active during the Miocene main folding phase of the Jura Mountains or whether it was activated only during Pliocene-Pleistocene times is subject to debate.

KEY WORDS. - Western Alps, Jura Mountains, present-day tectonics, vertical displacements, horizontal displacements, levelling comparisons, triangulation comparisons.

INTRODUCTION.

La déformation actuelle des Alpes et du Jura est encore mal connue (régions historiquement asismiques, déformation quaternaire mal exprimée dans les dépôts de cet âge...). On considère généralement, que la déformation en cours se place dans la continuité de celle de la fin du Cénozoïque (fini-Miocène, Pliocène) rapportée principalement à un mécanisme de poinçonnement (Argand, 1922; Pavoni, 1961; Tapponnier, 1977; Ménard, 1988; Ratschbacher et al., 1991). La convergence Afrique-Europe semble ne pas avoir changé depuis la fin du Miocène (Dewey et al., 1989). Cette hypothèse peut toutefois être remise en cause sur la base de plusieurs éléments:

- les mouvements verticaux ont subi un changement notable depuis la fin du Miocène (9 Ma). On note une accélération de la surrection des massifs cristallins externes et un soulèvement très important du bassin molassique entre cette époque et l'Actuel (Lyon-Caen & Molnar, 1989). Les dépôts de molasses marines littorales du Miocène supérieur sont en effet à des altitudes variant entre 500 et 800 m (Deville et al., 1993). La subsidence de la plaine padane subit aussi une nette accélération (Balling & Banda, 1992).
- nous supposons que, depuis cette époque, la déformation de la couverture et du socle pourrait avoir migré vers l'avant-pays.

Pour identifier le régime de déformation actuel, nous disposons des données de la sismicité historique et instrumentale, des mesures de contraintes in situ et des quelques indices néotectoniques recensés. Pour préciser le schéma de déformation actuel, les mouvements verticaux et horizontaux ont été étudiés par des comparaisons de nivellements et de triangulations réalisés à plusieurs dizaines d'années d'intervalle. Nous disposons ainsi d'un nouveau type d'information sur les déplacements et les déformations instantanées.

Aussi, après avoir retracé l'histoire de la collision alpine (1^{ère} partie), recensé les données sur la tectonique récente et actuelle (2^{ème} partie), nous décrirons les méthodes d'ajustement des données et les tests statistiques que nous avons utilisés pour le calcul des mouvements actuels (3^{ème} partie et 4^{ème} partie). Il existe en effet de multiples méthodes de calcul selon le type de données, l'organisation des réseaux... et la connaissance de la déformation actuelle.

Une méthode ayant été choisie, les résultats significatifs seront analysés pour essayer d'identifier les déformations dues à la tectonique actuelle. La compatibilité entre mouvements horizontaux et verticaux sera testée pour essayer de valider l'interprétation tectonique proposée. Enfin, un modèle de déformation actuelle des Alpes occidentales et du Jura sera proposé et discuté.

PREMIERE PARTIE. LES ALPES: UNE CHAÎNE DE COLLISION.

CHAPITRE I: CONDITIONS AUX LIMITES.

Les Alpes constituent une chaîne de montagnes née de la collision entre l'Afrique et l'Europe. Les différentes étapes de la convergence entre ces deux plaques sont reconstruites en ajustant les anomalies magnétiques de la croûte océanique, du Crétacé jusqu'à l'Actuel (Dewey et al., 1973; Biju-Duval et al., 1977; Tapponnier, 1977; Olivet, 1978; Savostin et al., 1986 et Dewey et al., 1989). Les modèles utilisent principalement les anomalies magnétiques de l'Atlantique central et de l'Atlantique nord.

Les relations entre les changements de direction de convergence et les principaux événements géologiques peuvent être recherchées (Dewey et al., 1989; Fig. 1 et 2). Ainsi le début de la convergence marqué par le début de la subduction de la croûte océanique puis de la croûte continentale est rapproché du métamorphisme éclogitique daté de 92 Ma (Dewey et al., 1989).

Dans les Alpes, les différentes étapes de la collision sont marquées par la migration de la déformation vers les zones externes (Dewey et al., 1989, Fig. 2; Mugnier et al., 1990, Fig. 3) et

l'établissement de bassins flexuraux (comme le bassin molassique périalpin) déformés par la suite lors de la propagation de la déformation. On peut résumer les grandes étapes de la collision:

- Eocène (50-37 Ma): chevauchement de l'Austro-alpin sur le Pennique (Ménard, 1988; Dewey, 1989;...);

- Oligocène (37-22 Ma): chevauchement des zones internes; le chevauchement crustal alors actif est le chevauchement pennique frontal (Ménard, 1988; Dewey, 1989;...);

- Miocène à Actuel?: chevauchement des massifs cristallins externes (Ménard, 1988);

- Actuel: chevauchement du Jura interne sur le Jura externe? (Guellec, 1990; Jouanne et al., 1994b). Le raccourcissement total lors de ces trois étapes serait de 300 à 400 km (Savostin et al., 1986; Butler, 1986; Ménard, 1988; Dewey et al., 1989).

Pour les dix derniers millions d'années, les différentes études de l'évolution temporelle de la convergence (Dewey et al., 1973; Biju-Duval et al., 1977; Tapponnier, 1977; Olivet, 1978; Savostin et al., 1986 et Dewey et al., 1989) concluent toutes à l'existence d'une convergence de direction NS à NW-SE.

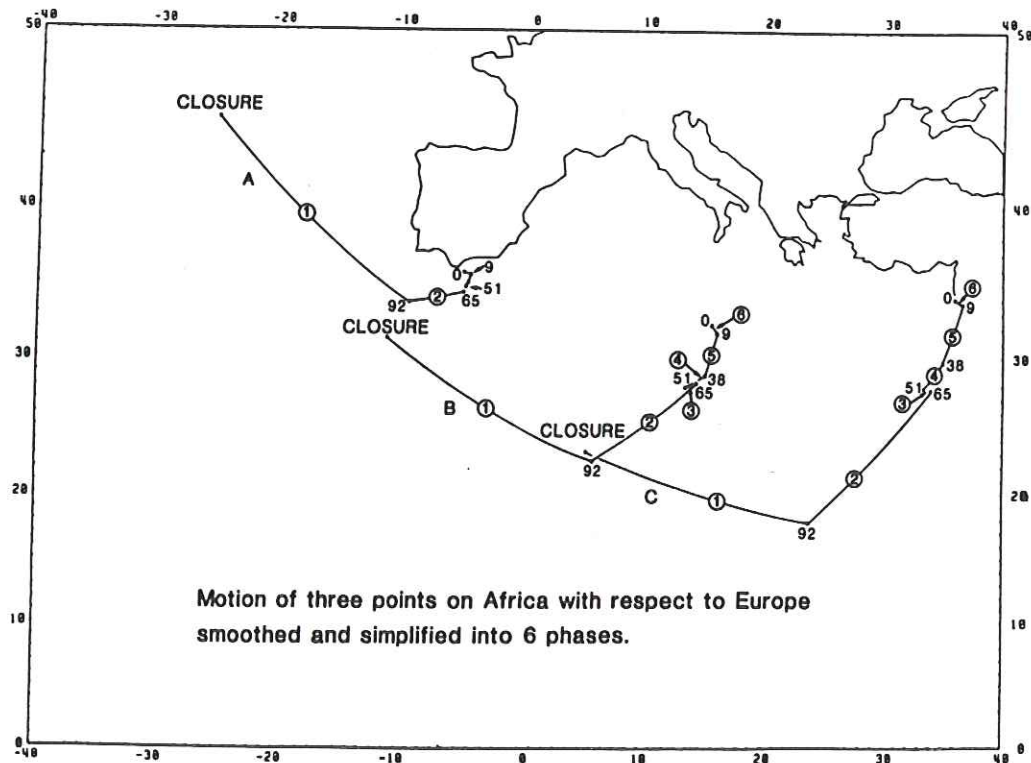


Fig. 1. Déplacement relatif de l'Afrique par rapport à l'Europe d'après les anomalies magnétiques et les principaux événements géologiques (Dewey et al., 1989). La convergence actuelle est dirigée NW-SE et dure depuis 9 Ma.

Period	Stage	Age	Anom.	Tectonic Phases	Plate Motion	Alps	
HOLOCENE							
PLIOCENE				PHASE 6	←	JURA FOLDING	
	MESSINIAN	5					
MIOCENE	U	9	5				
	TORTONIAN						
	M	12			↗		
	LANGHIAN			PHASE 5			
	L	19				HELVETIC THRUSTING	
	AQUITANIAN	25					
OLIGOCENE	CHATTIAN				↑		
	RUPELIAN	38	13			BACKFOLDING	
EOCENE	PRIABONIAN			PHASE 4	↗	PENNINIC/AUSTRO-ALPINE THRUSTING	
	BARTONIAN						
	LUTETIAN						
	YPRESIAN	51	21				
PALAEOCENE	THANETIAN	55	24	PHASE 3		PALAEOCENE RESTORATION	
	DANIAN					OPENING OF ATLANTIC	
CRETACEOUS	LATE	MAESTRICHTIAN	65	30			
		CAMPANIAN	67	33		↗	THRUSTING, HIGH PRESSURE METAMORPHISM AND SUBDUCTION OF CONTINENTAL CRUST
		SANTONIAN	74	34	PHASE 2		
		CONIACIAN	84			↗	
		TURONIAN					
	CENOMANIAN	92					
	EARLY	ALBIAN				↖	EXTENSIONAL BASINS
APTIAN		118	MO	PHASE 1		OPHIOLITES	
JURASSIC							
TRIASSIC							

Fig. 2. Corrélation entre les directions de convergence Afrique-Europe et les événements tectoniques enregistrés dans les Alpes, la Méditerranée et l'océan Atlantique (Dewey et al., 1989).

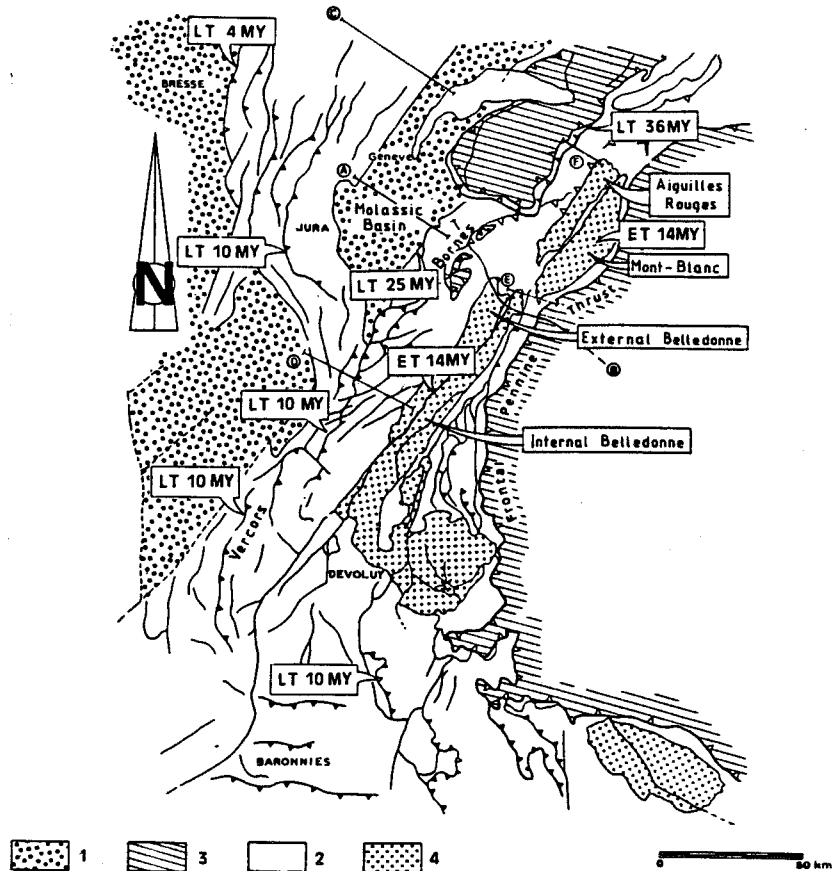


Fig. 3. Carte structurale des zones externes des Alpes occidentales et calendrier des chevauchements (Mugnier et al., 1990). 1: bassin cénozoïque; 2: Couverture mésozoïque; 3: Zone interne; 4: massif cristallin externe. ET: plus précoce que; LT: plus tard que.

2.1. Structure en coupe.

La connaissance de la structure lithosphérique des Alpes a beaucoup progressé à la fin des années 80 grâce à la réalisation de grands profils de sismique réflexion verticale (ECORS, CROP, NP20) (Ménard et Thouvenot, 1984; Tardy et al., 1990; Roure et al., 1990; Schmidt, 1992; Pfiffner, 1992), de profils de sismique réfraction et l'établissement de cartes d'anomalies gravimétriques et magnétiques. Ces données ont permis l'élaboration de coupes lithosphériques réalisées avec le souci d'équilibrer les structures. Différentes coupes équilibrées lithosphériques (Pfiffner, 1992, Fig. 4;

Tardy et al., 1990, Fig. 5) ont été proposées. Elles diffèrent sur le nombre d'écailles crustales, l'importance des rétrochevauchements, les connections entre les accidents émergents et les structures profondes... Mais, en revanche, elles aboutissent à la conclusion que les 500 km de raccourcissement ont été principalement absorbés par des déplacements sur des accidents majeurs. En d'autres termes, il apparaît que l'épaississement crustal ne s'est pas fait selon un mécanisme continu mais fondamentalement discontinu, le long de grands chevauchements. Aussi, si l'on admet que la déformation actuelle est en continuité avec la déformation passée des Alpes, il faudra rechercher quels sont le (les ?) grand(s) accident(s) crustaux aujourd'hui actifs.

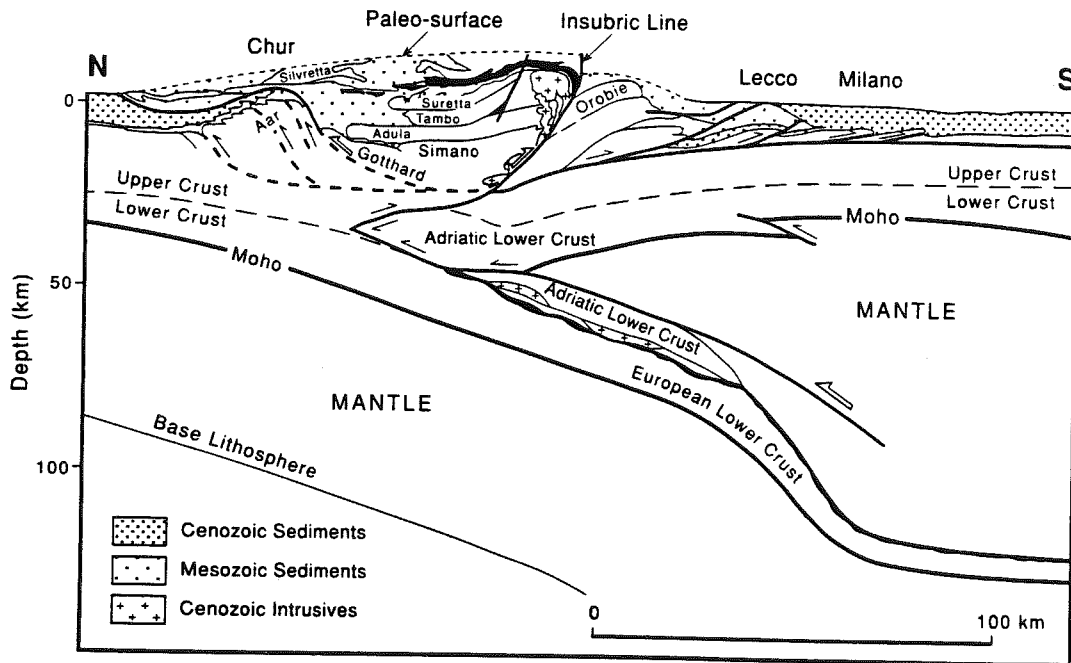


Fig. 4. Coupe crustale à travers les Alpes centrales le long du Profil EGT (Pfiffner, 1992). La structure est caractérisée par l'indentation de la lithosphère adriatique à travers la lithosphère européenne. La zone pennique au voisinage de la ligne insubrienne, est redressée, soulevée sous l'effet du poinçonnement. La couverture de la plaque adriatique est décollée et charriée vers le sud.

2.2. Distribution des masses et conséquences sur l'état de contrainte dans la lithosphère.

2.2.1. Répartition des masses dans l'édifice alpin.

L'étude des anomalies gravimétriques et des résidus télésismiques ont permis de mettre en évidence une structure située dans le manteau, révélée par une anomalie gravimétrique mantellique

(Werner, 1985; Mueller, 1989, Fig. 6) et des vitesses de propagation anormalement élevées dans le manteau (Guyoton, 1991). La géométrie de cette structure a été définie par la méthode des tracés de rais; on aboutit ainsi à l'image d'une plaque plongeant avec un angle de 70° jusqu'à une profondeur de 215 km (Guyoton, 1991, Fig. 7). Cette structure est assimilée à un morceau de la plaque européenne subducté sous le promontoire adriatique.

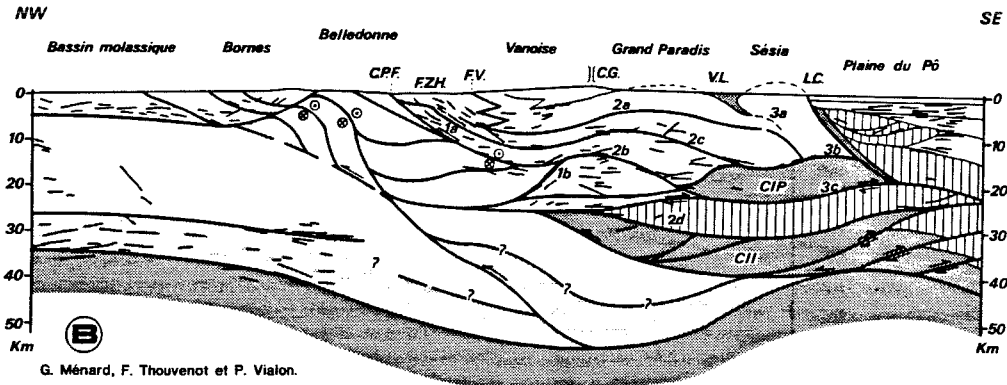
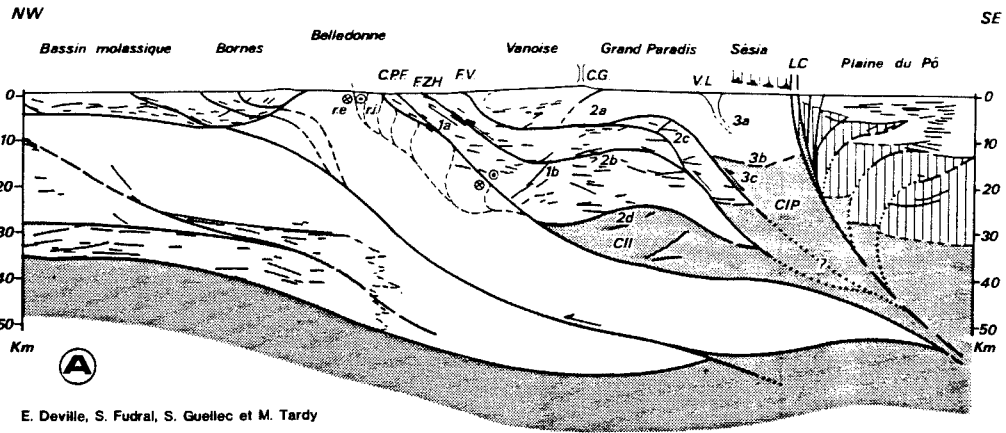


Fig. 5. Coupes crustales à travers les Alpes occidentales, le long du profil sismique ECORS -CROP (Tardy et al., 1990).

1: couverture sédimentaire; 2: croûte européenne supérieure ou indifférenciée; 3: croûte inférieure litée; 4: croûte continentale sud-alpine; 5: manteau. Deux solutions sont proposées: (A) la structure est caractérisée par un système d'écailles lithosphériques en procharriage vers le NW; (B) la structure est caractérisée par l'existence de rétrocharriages lithosphériques qui reprennent tardivement les procharriages du domaine pennique.

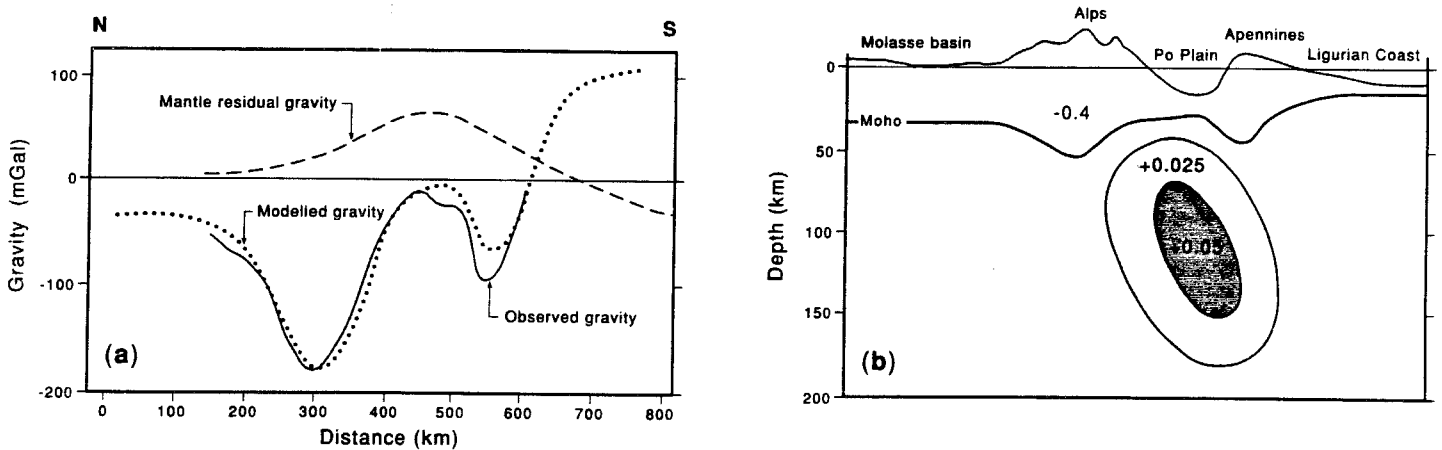


Fig. 6. Répartition des masses dans l'édifice alpin (Werner, 1985; Mueller, 1989).

(a) Anomalie gravimétrique de Bouguer, et anomalie gravimétrique modélisée pour les contrastes de densité indiqués en (b). L'anomalie gravimétrique résiduelle de grande longueur d'onde, supposée être causée par la répartition des masses dans le manteau, est indiquée en pointillé.

2.2.2. Etat de contrainte actuel induit par la répartition actuelle des masses.

On peut calculer l'état de contrainte induit par la seule répartition des masses dans l'édifice alpin. On suppose alors que les Alpes ne subissent pas de raccourcissement aux limites. Il apparaît ainsi que la répartition des masses, principalement celle de la croûte subductée sous la plaine padane, suffit pour induire un régime de contraintes significatives dans l'édifice alpin. Cet état de contrainte a été modélisé

en considérant la répartition des masses, le comportement rhéologique (viscosité) des différentes unités (Werner & Gudmundsson, 1992, Fig. 8) et les données de nivellement disponibles. Si la modélisation proposée est assez séduisante en ce qui concerne le champ de contrainte (Werner & Gudmundsson, 1992, Fig. 8 et 9), la comparaison entre les mouvements verticaux calculés et ceux déduits des comparaisons de nivellements (Gubler et al., 1981) incite à la prudence.

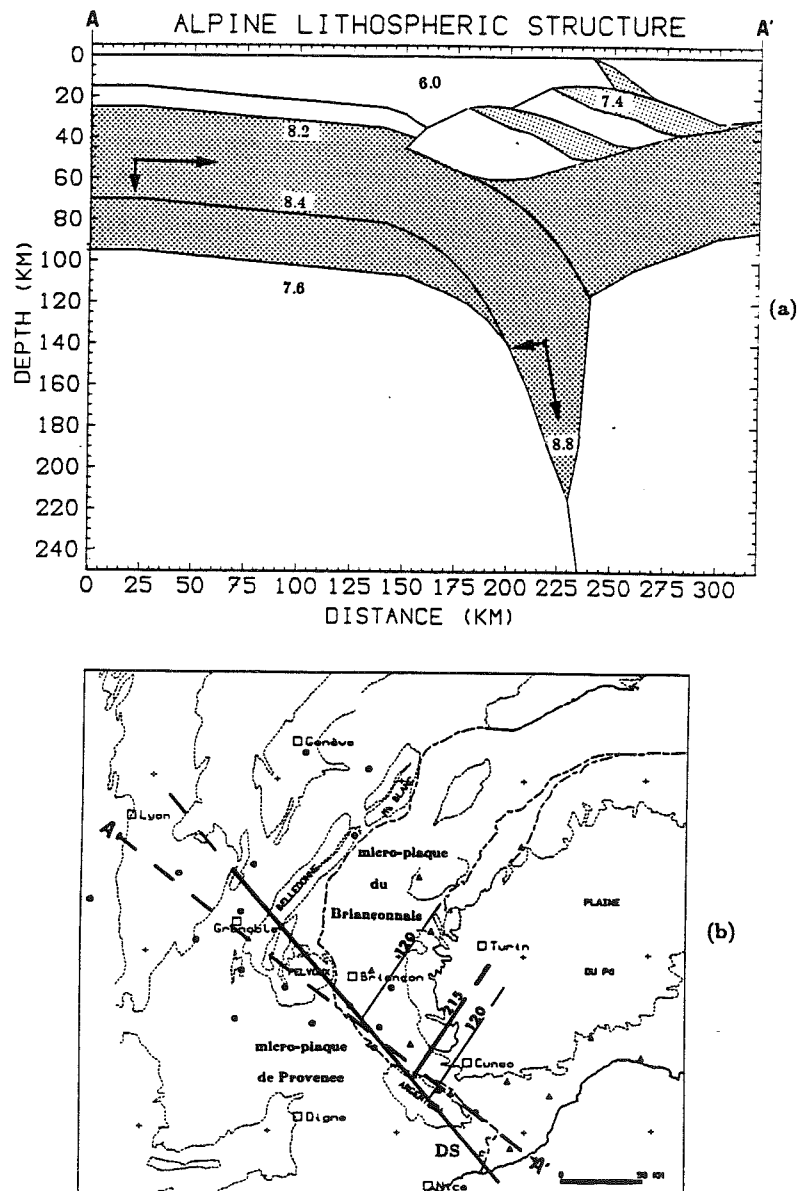


Fig. 7. Image de la lithosphère alpine déduite de l'application de la méthode des tracés de rais aux résidus téléseismiques (Guyoton, 1991).

(a) Image en coupe. On remarque l'existence d'une paléo-subduction de la plaque européenne sous le promontoire adriatique. Cette plaque plonge jusqu'à une profondeur de 215 km avec un pendage de 70°.

(b) Image en carte. Localisation de la plaque européenne subductée sous le promontoire adriatique.

Ce modèle prévoit bien une surrection modérée des Alpes, les mouvements verticaux calculés pour le bassin molassique et la plaine padane sont peu réalistes. Ce modèle prévoit en effet un mouvement vertical relatif entre les Alpes et le bassin molassique voisin de 2,5 mm / an alors qu'il atteint au maximum 1,7 mm / an (Gubler et al., 1981). De plus, le mouvement vertical relatif calculé entre les Alpes et la plaine du Pô atteint 2 mm / an alors que des valeurs voisines de 5 mm / an ont été observées (Balling & Banda, 1992). Les paramètres du modèle sont: la variation de la viscosité avec la profondeur représentée en (d) et les contrastes de densité figurés en (c).

On obtient comme résultats de la modélisation de l'état de contrainte induit par la répartition des masses dans l'édifice alpin: un profil de taux de subsidence/surrection, et des profils de valeur de contrainte horizontale maximale calculés pour 10 et 20 km de profondeur. Le profil de taux de mouvements verticaux calculé présente une forte subsidence du bassin molassique ($\sim 1,2$ mm / an), une surrection des Alpes ($\sim 1,2$ mm / an) et une subsidence modérée ($\sim 0,7$ mm / an) de la plaine padane.

Cette modélisation met en évidence de fortes hétérogénéités dans le régime de contrainte (Werner & Gudmundsson, 1992; Fig. 8 et 9). Dans le bassin molassique les contraintes seraient compressives à faible profondeur et nulles voire extensives à grande profondeur. Les contraintes régnant dans les Alpes seraient extensives à proximité de la surface puis compressives à partir de 30 km de profondeur. Le bassin padan serait caractérisé par de très fortes

contraintes en compression dans les premiers kilomètres qui chuteraient jusqu'à devenir extensives à 40 km de profondeur. Enfin, les Apennins seraient marqués comme les Alpes, par des contraintes extensives à faible profondeur qui décroîtraient ensuite.

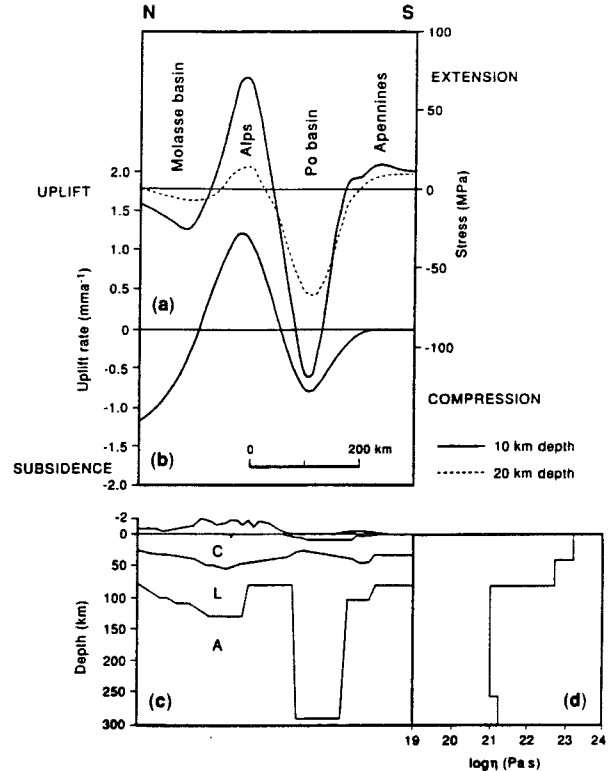


Fig. 8. Modèle de variation des taux de subsidence, de surrection et de contrainte horizontale (Werner & Gudmundsson, 1992).

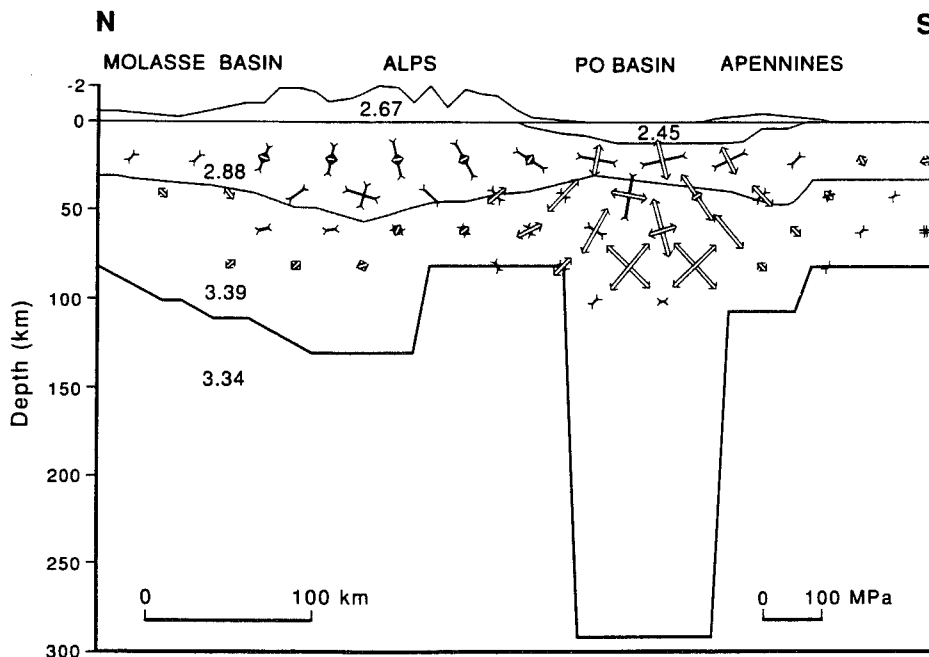


Fig. 9. Modélisation de l'état de contrainte de la lithosphère alpine (Werner & Gudmundsson, 1992).

2.2.3. Maintien en surcompensation du bassin molassique et du Jura.

L'analyse de profils gravimétriques transverses au bassin molassique (Lyon-Caen & Molnar, 1989) montre que cette région présente un important déséquilibre isostatique. Si on cherche à ajuster les anomalies de Bouguer à des modèles de plaques élastiques surmontant un liquide visqueux, on aboutit à une impossibilité: conditions aux limites invraisemblables, épaisseurs élastiques variant considérablement d'un profil à l'autre... (Lyon-Caen & Molnar, 1989). Il semble donc que la subsidence du bassin molassique soit contrecarrée par une surrection résultant de la convergence ou d'un phénomène asthénosphérique (Lyon-Caen & Molnar, 1989). Cette surrection doit être suffisamment importante pour contrecarrer la tendance à la flexure liée aux reliefs alpins en

maintenant la région dans un état de surcompensation. Ce phénomène peut expliquer l'altitude actuelle anormalement élevée des molasses marines miocènes (500 à 800 m).

2.3. Distribution spatiale de la déformation.

A l'examen de la distribution spatiale de la déformation oligo-miocène dans les Alpes, il apparaît un contraste marqué entre les Alpes occidentales caractérisées par des sens de chevauchement ou de rétrochevauchement perpendiculaires à la chaîne et les Alpes orientales où les décrochements longitudinaux (Ligne Insubrienne, du Gailtal...) et les failles normales transverses à la chaîne (faille du Simplon, failles des Tauern) tiennent une place très importante dans la déformation (Ratschbacher et al., 1991, Fig. 10).

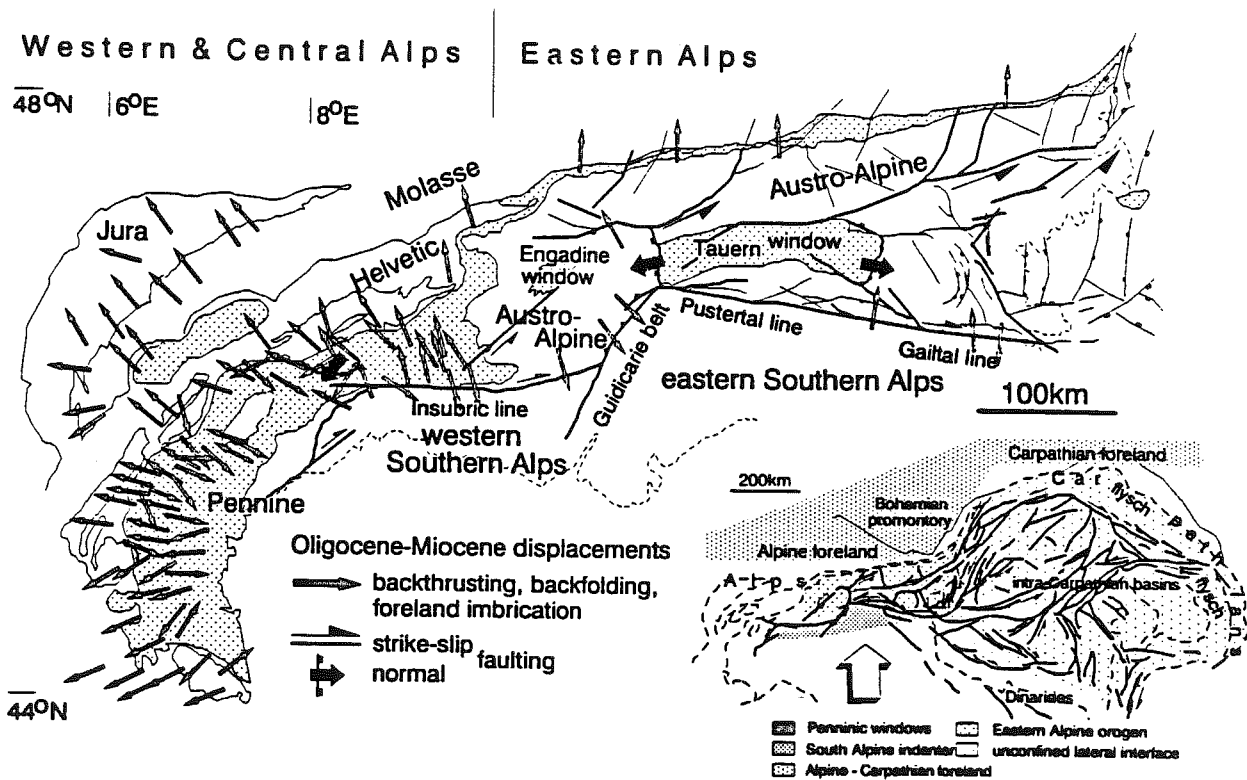


Fig. 10. Accommodation de la déformation dans l'arc alpin (Ratschbacher et al., 1991). On note que dans les Alpes occidentales et centrales, les chevauchements et les rétrochevauchements prédominent, alors que dans les Alpes Orientales la déformation aux limites est principalement accommodée par des décrochements et des failles normales associées.

Pour rendre compte de la déformation des Alpes centrales, des modèles en poinçonnement - extrusion latérale ont été proposés (Argand, 1922; Pavoni, 1961; Tapponnier, 1977; Ménard, 1988; Ratschbacher et al., 1991). Dans l'ensemble de ces modèles, le poinçon est constitué par la plaque adriatique.

La déformation néogène des Alpes occidentales suivrait un schéma un peu différent (Ménard, 1988; Fig. 11). Elle serait caractérisée par un chevauchement crustal dans les zones externes tandis que dans les zones internes un chevauchement ou un autre accident majeur ayant fonctionné antérieurement serait repris en décrochement dextre.

Ainsi, pendant le Miocène la déformation aurait été caractérisée par:

- le chevauchement crustal de Belledonne sur l'avant-pays (Ménard, 1988; Mugnier et al., 1990; Guellec et al., 1990; Tardy et al., 1990);
- le jeu normal de la faille du Simplon;
- le transfert de ce jeu normal dans la basse vallée du Rhône, puis entre Aiguilles Rouges et Mont Blanc (Gourlay & Ricou, 1983), et enfin dans le "synclinal médian" de Belledonne;
- l'amortissement de ces décrochements par les chevauchements NS de la nappe de Digne, de l'Embrunais et d'Ubaye (Ménard, 1988; Hubbard & Mancktelow, 1992);
- La reprise en décrochement dextre du chevauchement pennique frontal (Ménard, 1988).

CHAPITRE III: ETAT DES CONNAISSANCES SUR LA DEFORMATION ET LE CALENDRIER TECTONIQUE DES ZONES ALPINES EXTERNES, DU BASSIN MOLASSIQUE ET DU JURA.

3.1. Les massifs cristallins externes et les massifs subalpins.

3.1.1. Structures.

La bonne connaissance de la géologie de surface, la réalisation de profil de sismique réflexion verticale (ECORS) et de sismique réfraction permettent la réalisation de coupes équilibrées assez bien contraintes. Nous nous focaliserons

principalement sur les massifs subalpins des Bornes, Bauges et Chartreuse.

Ces massifs constitués par la couverture du massif cristallin externe de Belledonne chevauchent l'avant-pays molassique. Les coupes proposées (Thouvenot & Ménard, 1988; Arpin et al., 1988; Guellec et al., 1990; Mugnier et al., 1990) interprètent le raccourcissement aux limites de ces massifs comme principalement localisé au niveau de grands chevauchements, les plis n'étant qu'une conséquence du déplacement sur ces accidents. Ces grands accidents se localisent sur plusieurs niveaux de décollement que sont les évaporites du Trias et certaines formations du Jurassique (marnes du Lias, "Terre Noires" de l'Oxfordien...).

Deux moteurs du raccourcissement sont proposés (Mugnier et al., 1990): le glissement de la couverture depuis le socle de Belledonne et la connexion des chevauchements crustaux de Belledonne et des chevauchements au sein de la couverture. Si ces deux moteurs coexistent probablement, l'interprétation repose sur l'importance relative de ces deux mécanismes qui conduisent à différentes géométries (Mugnier et al., 1990; Fig. 12).

Les raccourcissements calculés d'après ces modèles sont: -pour les Bornes: de 28,5 km selon Guellec et al. (1990), et de 15 à 30 km selon Mugnier et al. (1990);

-pour la Chartreuse; de 12 - 15 km selon Arpin (1988) à 25 km selon Thouvenot et Ménard (1988).

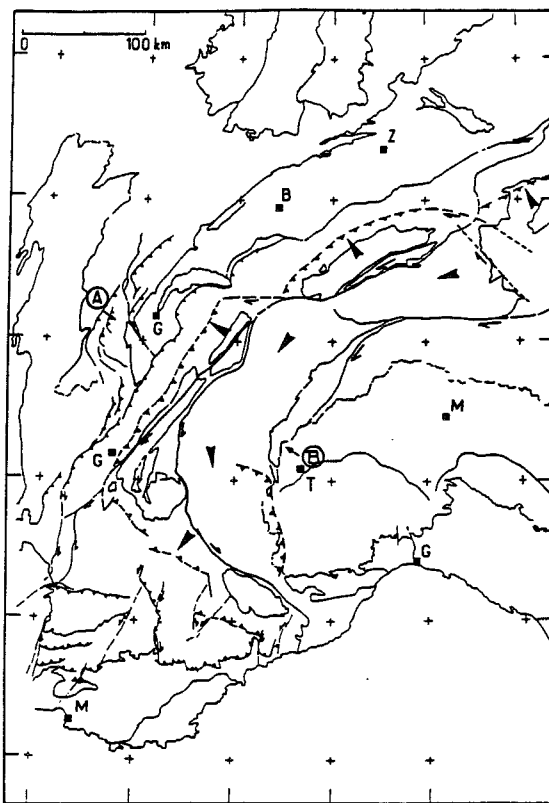


Fig. 11. Modèle cinématique actuel des Alpes occidentales (Ménard, 1988).

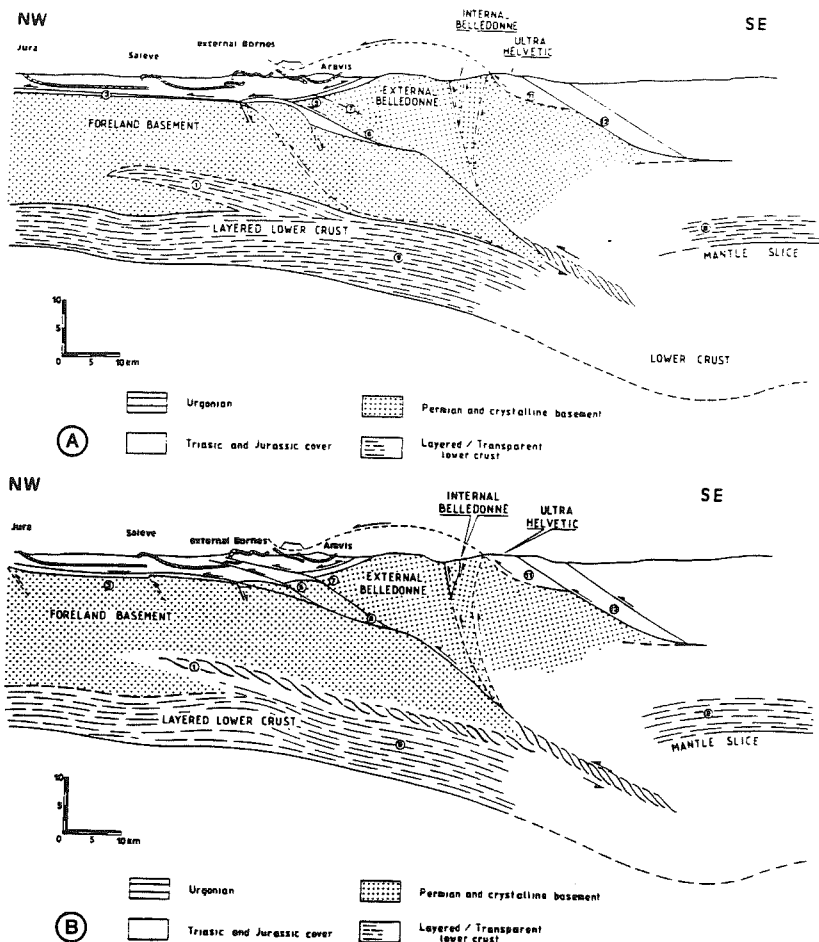


Fig. 12. Interprétation de la structure crustale des Alpes externes sur le tracé du profil ECORS (Mugnier et al., 1990). Deux interprétations de la structure du socle cristallin sous les Bornes sont proposées:

- en A le socle des Bornes et des Aravis présente une seule écaille, la déformation des Aravis et des Bornes est conditionnée principalement par la gravité (pas de connexions entre les chevauchements de socle et de couverture).
- en B le socle des Bornes et des Aravis présente une succession d'écailles limitées par des chevauchements qui se poursuivent dans la couverture (voir aussi Fig. 14), la participation de la gravité comme moteur de la déformation est moins importante.

3.1.2. Calendrier tectonique.

Les éléments de datation des déformations principales subies par les zones externes des Alpes (Fig. 3) reposent sur des données radiochronologiques qui permettent de quantifier le taux de dénudation des massifs cristallins externes et surtout sur des données stratigraphiques (types et âge des dépôts survenus dans le bassin molassique ayant valeur de bassin flexural d'avant-chaine pendant les premières phases du chevauchement des massifs subalpins sur l'avant-pays).

3.2. Le bassin molassique.

3.2.1. Structure.

Le bassin molassique franco-suisse se développe entre le Jura et les Alpes. Son extrémité méridionale est marquée par la rencontre entre le Jura et le massif subalpin de la Chartreuse dans la région de Chambéry. Son extrémité orientale est située au

droit de la disparition du Jura à la longitude de Bâle. La partie française du bassin molassique est marquée par l'émergence de plis de rampe (Deville et al., 1993, Fig. 13; Guellec et al., 1990 Fig. 14) à affinité jurassienne tels les plis du Salève, de la Mandallaz et du Gros Foug (Fig. 13). Ces chevauchements se connecteraient au chevauchement de Belledonne (Fig. 14) par l'intermédiaire des évaporites du Trias constituant le niveau de décollement général de la couverture. En Suisse, les déformations de la couverture mésozoïque demeurent masquées par les dépôts molassiques. Le profil ECORS révèle dans le socle du bassin molassique des réflecteurs semblables à ceux d'une croûte inférieure litée. Ces réflecteurs qui recoupent la croûte supérieure vers le Jura interne pourraient marquer l'existence d'un chevauchement crustal en avant du chevauchement de Belledonne (Tardy et al., 1990; Mugnier et al., 1990) qui correspondrait au front actuel de la déformation crustale.

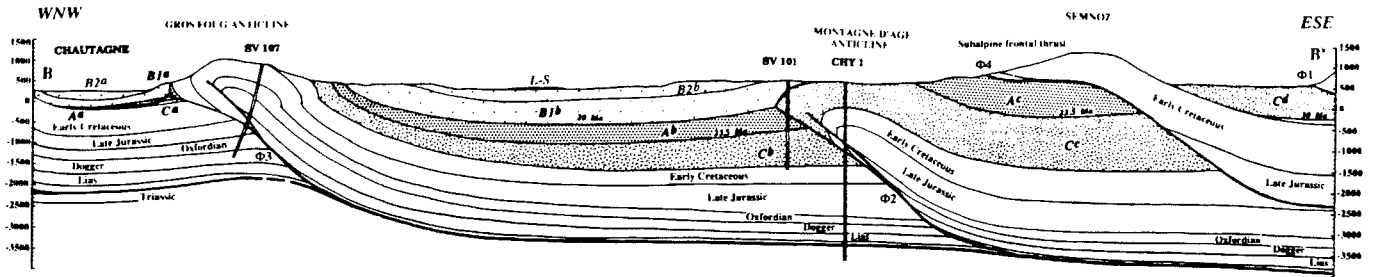


Fig. 13. Coupe équilibrée de l'extrémité méridionale du bassin molassique (Deville et al., 1993). Du Chattien (Ca à Cd) à la fin de l'Aquitainien (Aa à Ac); la géométrie des formations indique des dépôts dans un contexte de bassin flexural d'avant-chaine; pendant le Burdigalien (B1a, B1b, B2a et B2b) et le Langhien-Serravalien (L-S) la géométrie des formations est conditionnée par le développement des anticlinaux de rampes qui interfèrent avec la subsidence du bassin flexural.

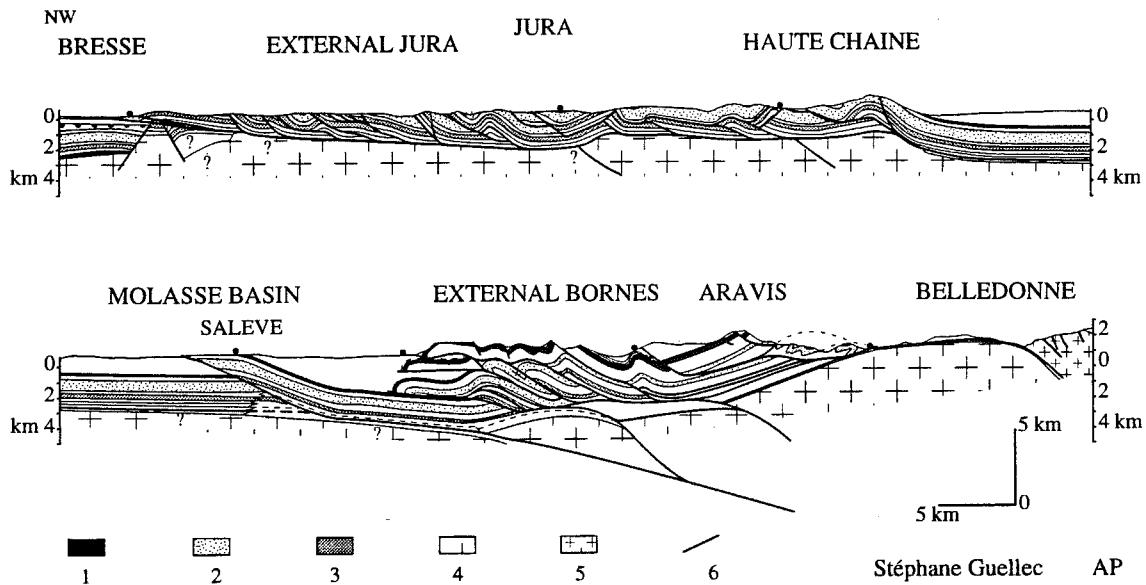


Fig. 14. Coupe équilibrée le long du profil ECORS (Guellec et al., 1990).

1: calcaire Urgonien; 2: calcaire du Jurassique supérieur; 3: calcaire du Jurassique moyen; 4: Trias supérieur; 5: socle du Jura et de Belledonne; 6: socle de Belledonne interne; 7: chevauchements et autres failles.

3.2.2. Calendrier tectonique.

Des études stratigraphiques et géométriques fines ont été réalisées dans la partie sud du bassin molassique (Deville et al., 1993, Fig.13). Elles permettent de dater le passage des dépôts réalisés dans un bassin flexural (Chattien et Aquitainien) à des dépôts dont la géométrie est conditionnée par le développement de plis (Langhien-Serravalien). Le changement de sédimentation correspond à la transgression de la molasse marine supérieure qui serait due à l'interaction des fluctuations eustatiques et du développement des plis (Blanc, 1991). Comme nous le verrons plus loin, il est probable que certains des plis alors créés sont encore actifs de nos jours. Actuellement, les derniers dépôts molassiques sont portés à des altitudes qui varient entre 500 et 800m, marquant bien l'existence d'une surrection généralisée du bassin molassique depuis 9 Ma.

3.3. Le Jura.

3.3.1. Structure.

Le Jura est classiquement subdivisé en deux parties: le Jura interne ou Haute Chaîne et le Jura externe.

3.3.3.a. Le Jura interne.

Le Jura interne, correspond à la partie la plus élevée de la chaîne qui pourrait marquer une culmination de socle (Glangeaud, 1951; Guellec et al., 1990). Celle-ci correspond soit à un horst individualisé lors de l'extension oligocène (Guellec et al., 1990), soit plus probablement à un relief créé lors du fonctionnement d'un ou plusieurs chevauchements de socle (Glangeaud, 1951; Laubscher, 1961, 1972; Mugnier et al., 1990; Guellec et al., 1990; Jouanne et al., 1994).

La déformation de la couverture au front du Jura interne (synclinal d'Oyonnax sur le profil ECORS) présente clairement une première déformation exprimée par la genèse des chevauchements à vergence NW, suivie d'un épisode marqué par le développement du rétrochevauchement d'Oyonnax (Fig. 14). Cette seconde déformation marquerait le début du développement du chevauchement du socle du Jura interne sur le socle du Jura externe. Ce chevauchement correspondrait à la réactivation d'une faille normale bordant un bassin permocarbonifère (Guellec et al., 1990). Cette hypothèse a été récemment confirmée par une nouvelle analyse des données du profil ECORS (Philippe, 1994, Fig. 15). Le chevauchement crustal qui se trouverait sous le bassin molassique (voir plus haut) pourrait alors être identique au chevauchement du socle du Jura interne sur le Jura externe.

Mécaniquement, il est difficile de propager une déformation à travers une mince couverture sédimentaire (décollée au niveau du Trias) sur de longues distances, depuis les massifs cristallins

externes jusqu'au front du Jura par exemple (Mugnier, 1986). Pour cette raison, il a été proposé que le front du Jura corresponde à une zone en extension et non à une zone en compression (Mugnier, 1986). L'existence du chevauchement crustal du Jura interne permet de comprendre comment la déformation de la fine couverture mésozoïque du Jura est possible. On peut ainsi proposer le schéma suivant: (1) la couverture du Jura interne aurait subi au Miocène terminal une première déformation liée au chevauchement crustal des massifs cristallins externes; (2) la couverture du Jura externe se serait déformée en liaison avec le chevauchement crustal du Jura interne sur le Jura externe. Dans le synclinal d'Oyonnax, ces deux épisodes auraient été enregistrés.

Pendant ce temps, les plis à affinité jurassienne du bassin molassique (Salève, Gros Foug) seraient restés actifs. Ils exprimeraient la persistance d'une activité du chevauchement des massifs cristallins externes.

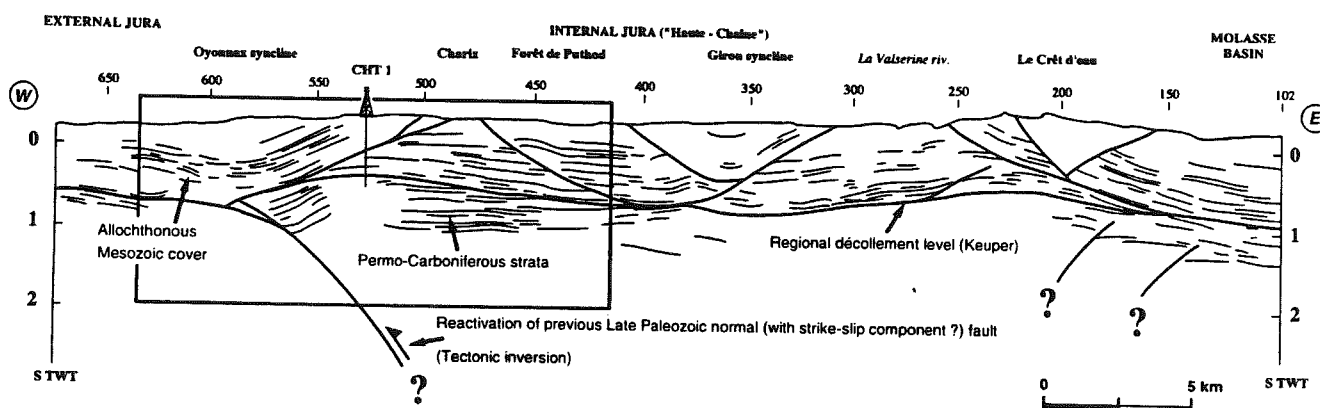


Fig. 15. Line-drawing du profil ECORS dans le secteur de la Haute Chaîne du Jura (Philippe, 1994).

Les réflecteurs sont interprétés à la lumière d'un forage comme étant dans le remplissage d'un bassin du Paléozoïque supérieur dont la faille bordière occidentale a été inversée lors de l'orogénèse alpine.

3.3.3.b. Le Jura externe.

Le Jura externe est l'objet d'une subdivision nord-sud (Trümpy, 1980, Fig. 16): au nord se développe le Jura des plateaux marqué par l'alternance de plateaux non déformés et de faisceaux où se localise la déformation; au sud s'étend le Jura méridional structuré par la série de chevauchements du faisceau d'Ambérieu (In Guellec et al.; 1990). Du nord au sud, le front du Jura est marqué par un chevauchement de la couverture mésozoïque sur les dépôts tertiaires terminaux de la Bresse (Pliocène)

ou du bassin du Bas Dauphiné (Miocène sup.). Au sud, le Jura présente une terminaison complexe marquée par sa jonction avec la Chartreuse et par une direction de raccourcissement $N60^\circ$ qui diffère notablement de la direction de transport classique dans le Jura et la Chartreuse qui est $N100^\circ$ - $N110^\circ$ (Philippe, 1994, Fig. 17). La forme de cette terminaison serait conditionnée principalement par l'extension géographique des évaporites triasiques qui faciliteraient le décollement de la couverture au nord.

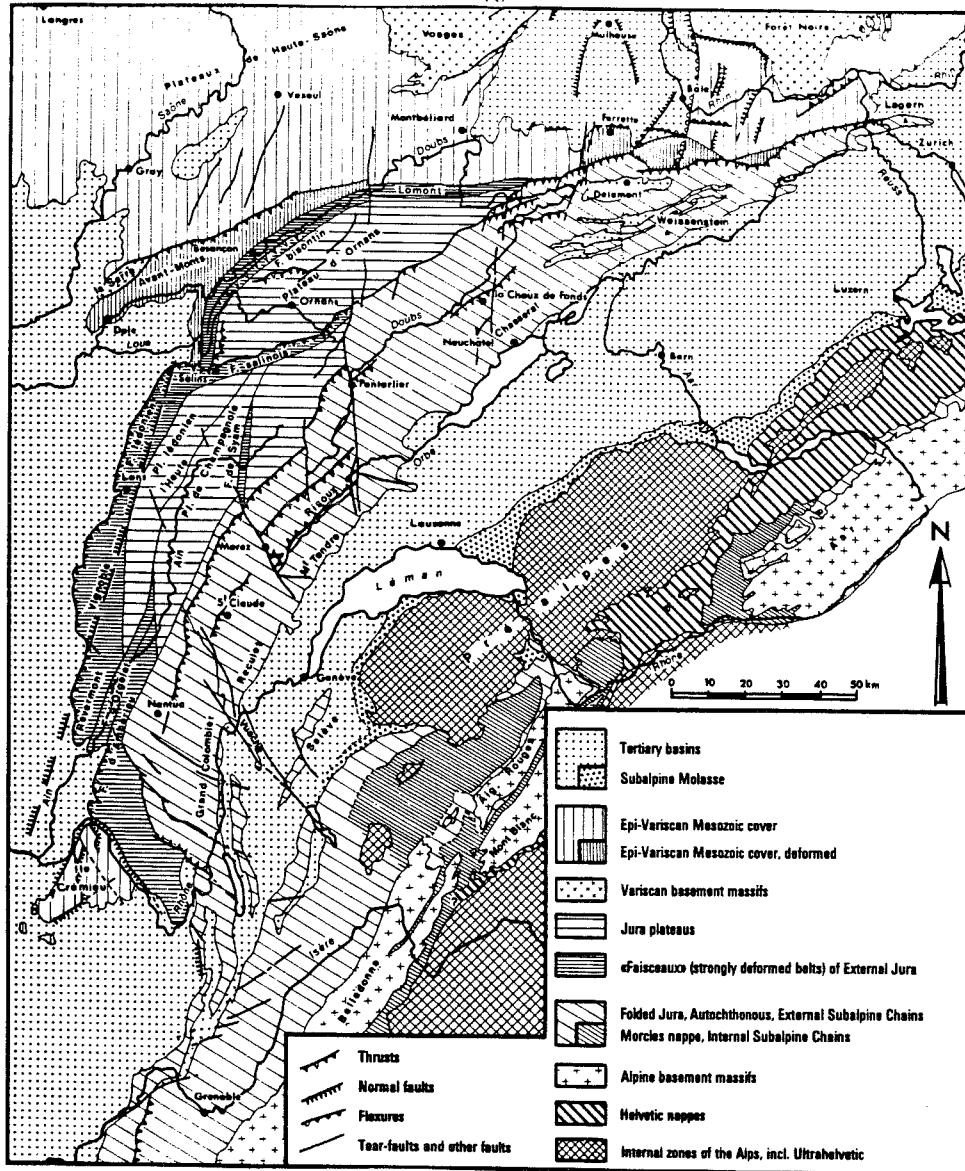


Fig. 16. Structure du Jura (Trümpy, 1980).

On remarque l'opposition de style tectonique entre le Jura externe central et septentrional où plateaux et faisceaux alternent, et le Jura externe méridional caractérisé par une zone fortement déformée: le faisceau d'Ambérieu.

3.3.2. Calendrier tectonique.

Comme nous venons de le voir, les chaînons les plus internes du Jura méridional se sont formés au sein du bassin molassique il y a environ 10 Ma. Les dépôts continentaux du Miocène terminal et du Pliocène occupant une très petite surface, il est difficile de suivre l'évolution de la déformation récente de l'ensemble du Jura.

Les éléments dont nous disposons sont les suivants:

- La déformation atteint le front actuel du Jura entre les dépôts pontiens de la Bresse affectés par celle-ci et les dépôts pliocènes qui ne sont pas déformés (Trümpy, 1980).

- Les dépôts fluviatiles du Pontien (Miocène terminal) et du Pliocène sont marqués par la présence de galets typiquement vosgiens, indiquant l'existence de communications entre les Vosges et le Jura externe (Chauve, 1975; Trümpy, 1980). La majeure partie de la déformation du Jura externe serait postérieure à ces dépôts (Trümpy, 1980). La déformation se serait donc probablement poursuivie dans le Jura après le chevauchement du Jura sur la Bresse (déformation "out of sequence").

- Dans le faisceau bisontin (Besançon), une surface d'érosion probablement pontienne, marquée par des alluvions provenant des Vosges, est fortement déformée (Chauve, 1975).

- Des contre-pentes dans un méandre pliocène du Doubs (région de Besançon) ont été reliées aux déformations pliocènes du Jura externe (Chauve, 1975).

- Des indices de déformations quaternaires dans le Jura interne (surrection de l'anticlinal du Gros Foug, de Parves) témoignent d'une activité actuelle.

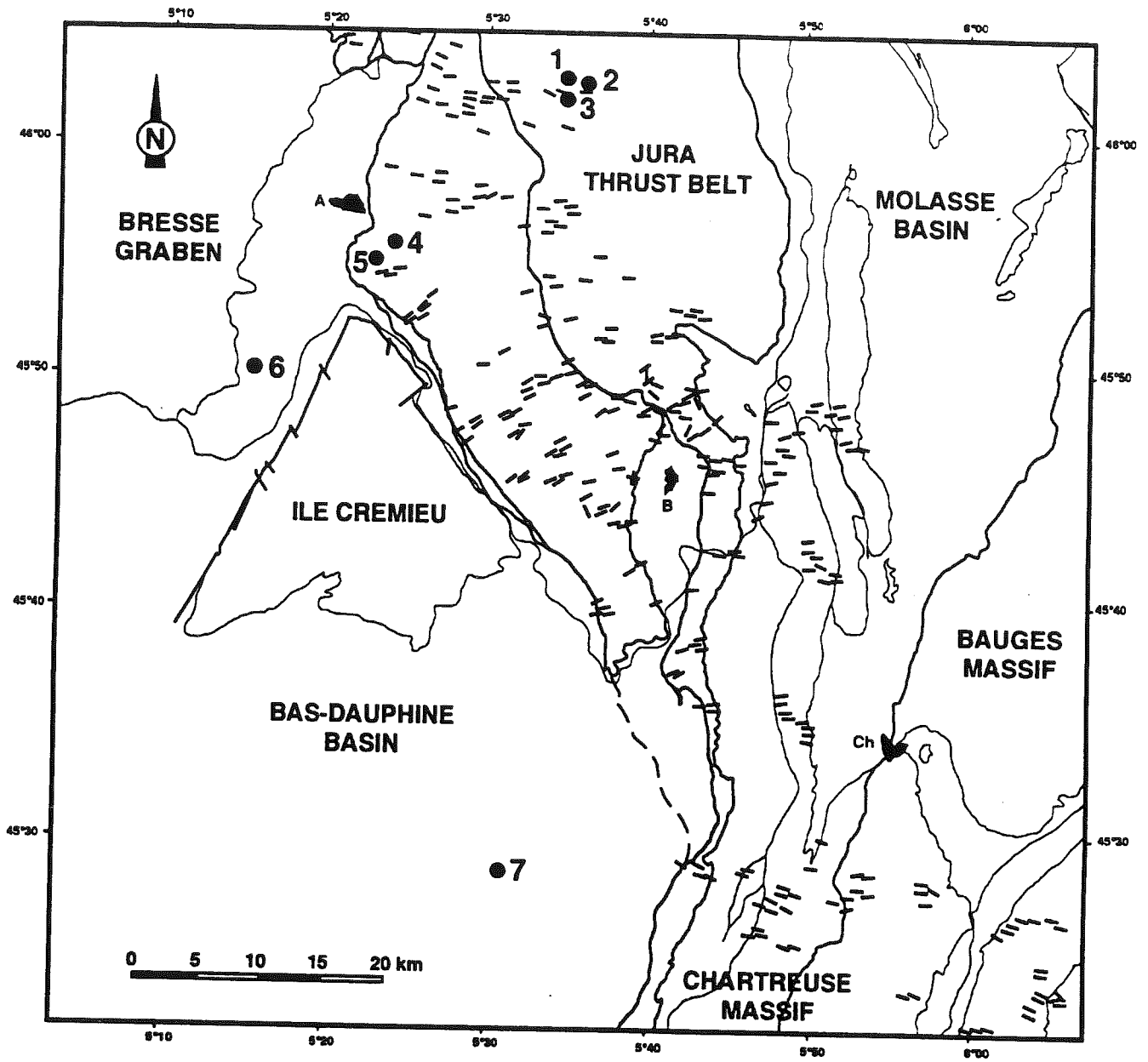


Fig. 17. Carte des directions de transports (directions de déplacement sur des failles inverses) dans le Jura méridional et le massif subalpin de la Chartreuse (Philippe, 1994).

DEUXIEME PARTIE. CONTRAINTES ET DEFORMATIONS ACTUELLES

DANS LES ALPES ET LE JURA.

Les données de la sismicité historique et instrumentale, de la néotectonique (Cushing et al., 1993, Fig. 18) et des quelques mesures de contraintes in situ disponibles, permettent de tracer le cadre général de la déformation active dans les Alpes et le Jura. Si ces données ne permettent pas toujours l'élaboration de schémas de déformation complets, elles sont néanmoins indispensables pour conforter ou infirmer les modèles, malgré l'absence de données pour des régions entières.

CHAPITRE I: NÉOTECTONIQUE DES ALPES OCCIDENTALES ET DU JURA.

1.1. Indices de déformations récentes dans le Jura et le bassin molassique.

La structuration du Jura est très récente: le chevauchement du Jura sur la Bresse est daté de la limite mio-pliocène (5 Ma) (Chauve, 1975; Guellec et al.; 1990). Cette chaîne qui constitue le front actuel de déformation des Alpes occidentales, est donc probablement le siège de mouvements récents. Cependant, dans cette région les indices de déformations qu'on peut attribuer au Quaternaire sont rares. Ceci peut être en grande partie le reflet de la rareté relative de bons affleurements de Quaternaire (couvert végétal dense). Néanmoins, il convient de citer les indices de plissement de la région de Besançon (voir ci-dessus) et surtout la déformation cassante qui affecte le remplissage quaternaire du lac du Bourget dans le Jura méridional (De Batist et al., 1992). A ces quelques indices néotectoniques s'ajoutent les anomalies hydrographiques que l'on relève dans l'organisation du réseau et dans les profils des rivières.

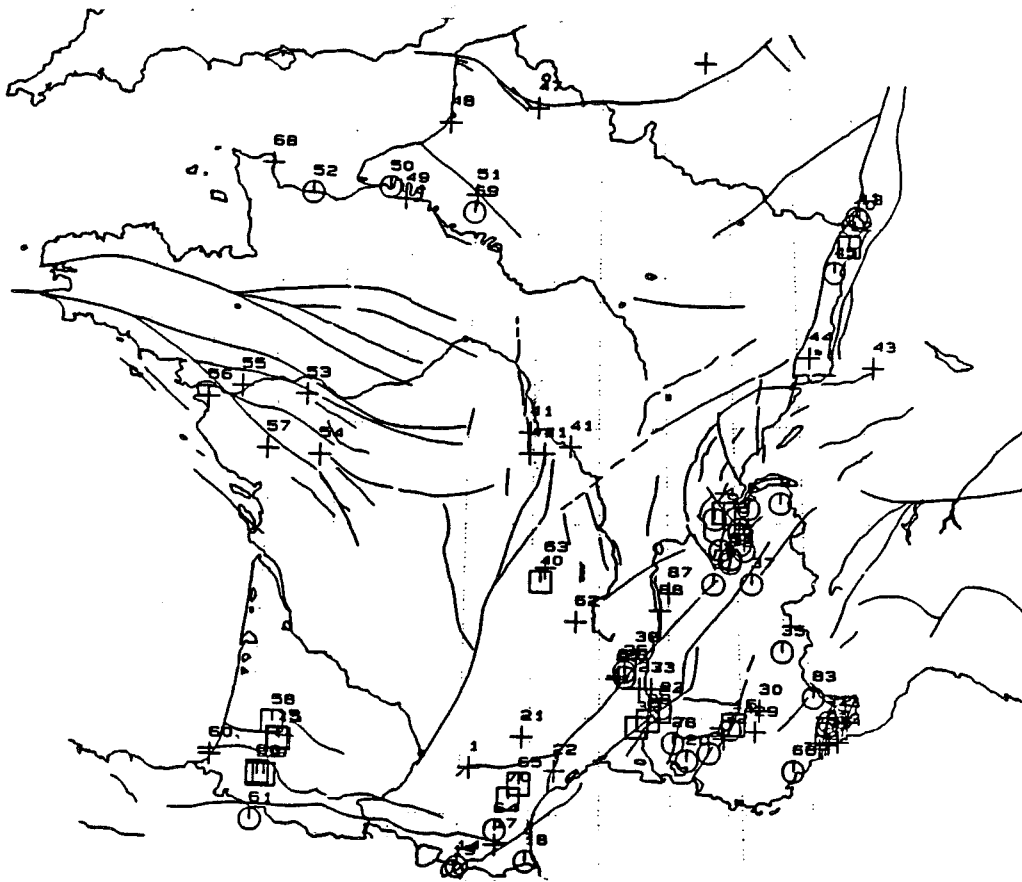


Fig. 18. Répartition des indices de déformations affectant des formations quaternaires ou pliocènes en France (Cushing et al., 1993). On note la forte densité des indices dans l'arrière-pays niçois et dans le bassin molassique.

1.1.1. Les déformations affectant des formations quaternaires.

1.1.1.a. La déformation post-Würm enregistrée dans la région du lac du Bourget.

Le lac du Bourget est enchâssé, au niveau de la terminaison méridionale du bassin molassique, entre le chaînon du Gros Foug/Chambotte à l'est et le chaînon de l'Epine à l'ouest (Fig. 19).

Cet emplacement fut occupé par un premier lac durant l'interglaciaire Riss-Würm comme l'atteste la présence de dépôts glacio-fluvio-lacustres puis d'argilites lacustres de cette époque (Montjuvent & Nicoud; 1988). Pendant la dernière glaciation, ces formations furent entaillées pour laisser place à la dépression, qui s'étend de Chambéry à la Chautagne au nord du lac. Les marqueurs d'une activité quaternaire voire actuelle (décrits plus loin) sont:

- des déformations cassantes dans les terrasses rapportées à l'interglaciaire Riss -Würm;
- des déformations cassantes dans les dépôts post-Würm à actuels affleurant de place en place;
- des failles et des slumps probablement déclenchés par des séismes dans le remplissage post-Würm du lac;
- une sismicité historique marquée entre autres par un tremblement de terre de magnitude estimée à 6,2 suivi de nombreuses répliques en 1822 (Rothé, 1941).

Les déformations cassantes dans les terrasses rapportées à l'interglaciaire Riss-Würm.

Le principal site d'observation de ces failles quaternaires est une carrière en exploitation à Voglans (G. Nicoud communication orale), quelques kilomètres au sud-est du lac du Bourget (Fig. 19). De bonnes conditions d'affleurement permettent l'observation de plusieurs failles normales présentant des rejets décimétriques à métriques et une faille normale de grande extension horizontale, plus d'une centaine de mètres (supérieure à la dimension de l'affleurement), présentant un rejet plurimétrique à pluridécamétrique (notre observation).

La faille normale majeure (photo 1) présente une orientation N20° un pendage de 65 à 70° vers l'ouest et un pitch de stries de 75° N. Elle met en contact un niveau de lignites du sommet de la série interglaciaire et des formations antérieures dans la série. Le rejet vertical calculé est de 35 m environ. L'accident majeur est associé à de multiples failles satellites présentant des rejets pluridécimétriques et des orientations assez diverses de N25° à N95° (photo2). Pour compléter le cadre tectonique du site étudié, il faut noter que l'affleurement est situé presque au contact du substratum mésozoïque. C'est-

à-dire quelques mètres à l'ouest d'une structure (Fig. 19) qui est probablement en continuité avec l'anticlinal actif du Gros Foug/Chambotte (Jouanne et al., 1994b).

Compte tenu de son environnement, on peut attribuer à cette faille soit une origine tectonique, soit une origine gravitaire. Dans ce cas, il y aurait eu glissement d'une partie de la terrasse de l'interglaciaire Riss / Würm dans la dépression laissée par le retrait du glacier würmien maintenant occupée par la plaine alluviale de la Leysse (Nicoud, communication orale). Dans l'état actuel de nos connaissances, il est difficile de trancher entre ces deux origines.

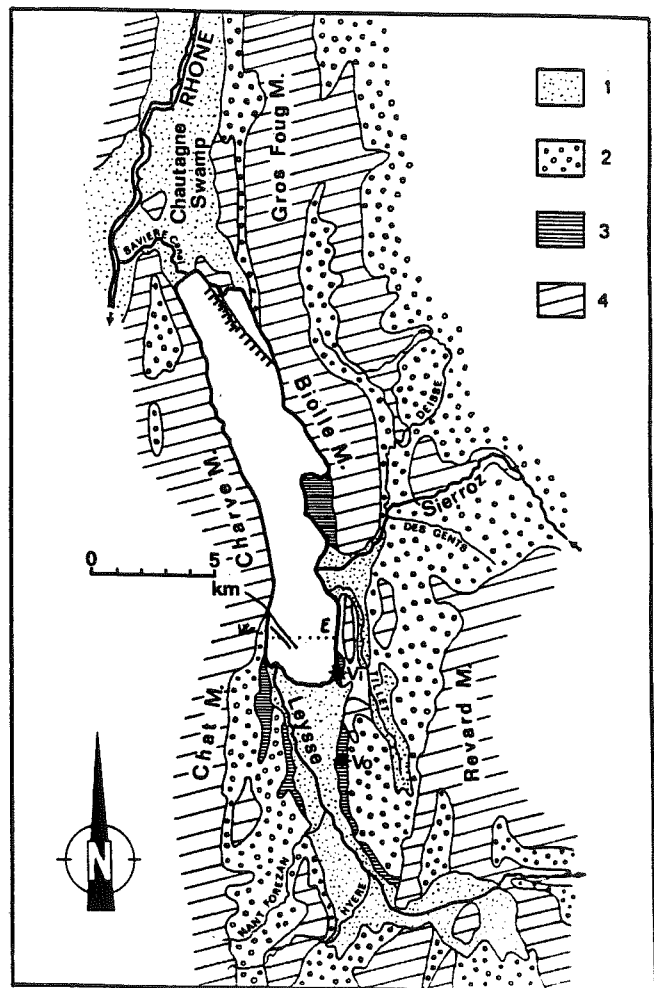


Fig. 19. Indices de tectonique récente dans la région du lac du Bourget (C. Beck communication personnelle, 1993; nos propres observations).

1: alluvions modernes; 2: dépôts glaciaires würmiens; 3: dépôts de l'interglaciaire Riss -Würm; 4: formations cénozoïques et mésozoïques. Vo: site de Voglans; Vi: site du Vivier du Lac.

Les failles qui affectent le remplissage quaternaire du lac sont reportées, on note au nord une faille présentant une composante normale (abaissement du compartiment sud par rapport au compartiment nord) et au sud une faille probablement décrochante.

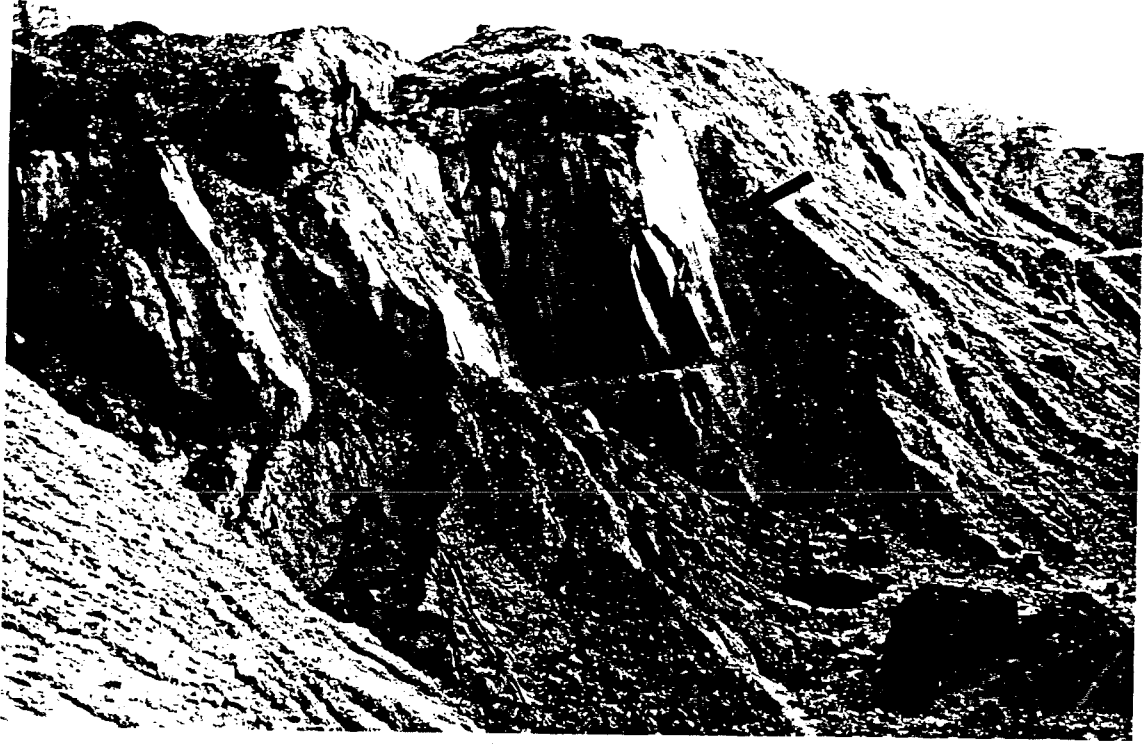


Photo 1. Faille normale affectant des formations quaternaires datées de l'interglaciaire Riss-Würm à Voglans (Vo sur la figure 19).



Photo 2. Failles normales de rejet décimétriques observées dans la carrière de Voglans.

Les déformations cassantes dans des formations datées du Würm.

Une faille de même direction, N25°, que l'accident cassant majeur de Voglans a été observée dans des terrains identifiés comme würmiens à l'extrémité méridionale du lac du Bourget (Fig. 19). Au voisinage de sa surface, de multiples galets fracturés en faille normale indiquent une direction d'extension qui varie entre N20° et N55° avec un maximum autour de N40°.

La présence de failles et de slumps dans le remplissage post-Würm du lac.

Des campagnes de sismique réflexion haute résolution, de bathymétrie et de sonar ont été réalisées sur le lac du Bourget par une association de chercheurs appartenant au Renard Center of Marine Geology (Gand) et au laboratoire de Géodynamique de Chambéry.

Les profils sismiques réflexion révèlent dans les sédiments post-Würm du lac la présence de failles et de slumps très volumineux. Certains accidents affectent les derniers dépôts attestant du caractère actuel de la déformation (Beck & Van Rensbergen, communication personnelle, fig 20).

La direction des accidents (Beck, Van Rensbergen & Chaterjee, communication personnelle, Fig. 19) trouvée par corrélation entre les profils sismiques est N110°, ce qui correspond à la direction des décrochements sénestres de la région. La géométrie de ces accidents au nord et au sud du lac indique que leur jeu est probablement décrochant (géométrie en fleur).

La corrélation entre les accidents affectant le remplissage du lac et les failles reconnues à terre est bonne: ainsi l'accident situé au sud du lac est en continuité avec le décrochement du col du Chat. De

même, la faille du nord du lac est dans le prolongement sud-est de l'accident décrochant qui limite le sud de la Haute Chaîne au niveau du Grand Colombier. Cet accident majeur est probablement le siège de mouvements d'origine sismique. En 1822, au nord du lac du Bourget se produisit en effet un séisme de magnitude estimée à 6,2 (Rothé, 1941) qui fut suivi de nombreuses répliques dans les mois qui suivirent le choc principal.

Si on suppose que la déformation actuelle est la prolongation de la déformation fini-miocène à pliocène, alors ces accidents sont probablement sénestres. Malheureusement, bien que de nombreux séismes historiques aient été localisés au nord et au sud du lac, il n'existe pas de mécanismes au foyer (le dernier séisme remonte à 1961) qui pourrait conforter ou infirmer cette analyse.

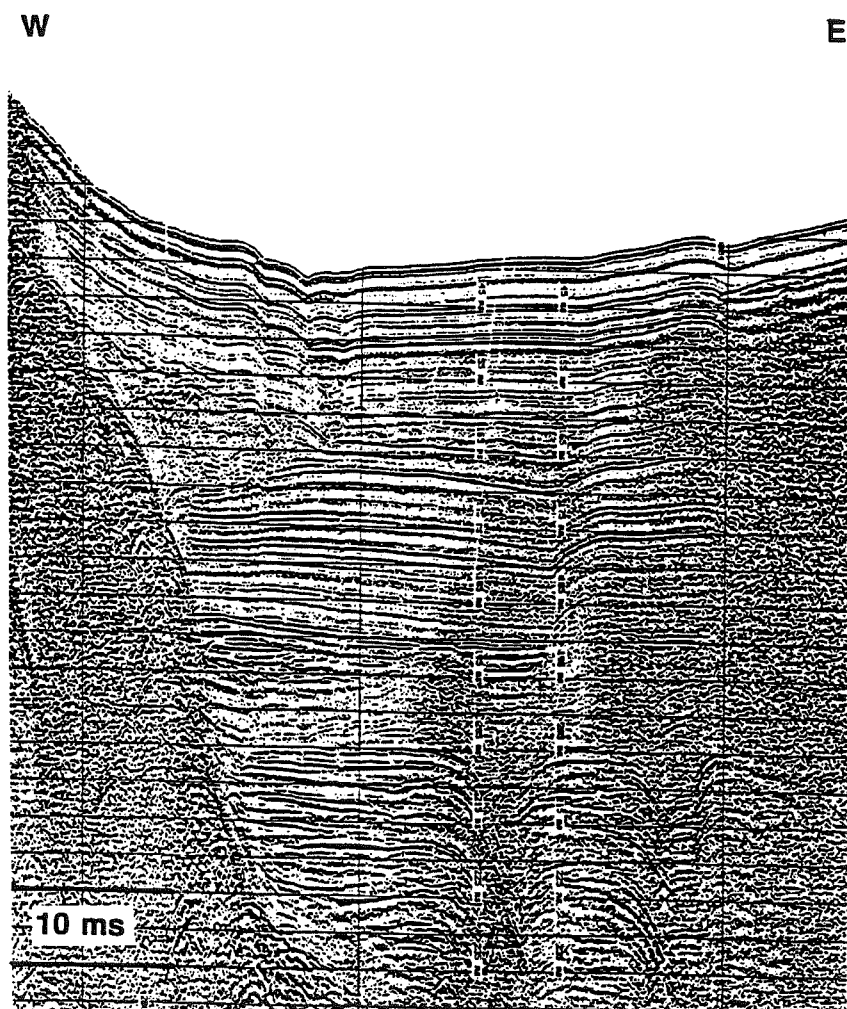


Fig. 20. Profil sismique haute résolution réalisé sur le lac du Bourget (localisation sur la figure 19) (Beck & Van Rensbergen, communication personnelle).

On observe la présence de failles qui pourraient être le sommet d'une structure en fleur dans le remplissage post-Würm à Actuel du lac qui attestent l'existence d'une tectonique actuelle.

Le problème de l'existence de séismes de forte voire de très forte magnitude pendant le Quaternaire est posé par la présence de slumps très volumineux (plusieurs kilomètres cube) entre deux horizons bien précis de la stratification sismique. Tout ce passe comme si, au même instant, des glissements sous-lacustres très volumineux s'étaient déclenchés à partir des pentes immergées du lac (Van Rensbergen, 1992). Cet épisode bien marqué sur l'image sismique du lac, sépare deux régimes de sédimentation: un premier marqué par l'influence des crues du Rhône au nord du lac, un second caractérisé par un fin drapé. Il semble donc que cet événement qui semble instantané, est lié à une perte de communication directe entre le Rhône et le lac. Ces différents éléments prouvent l'existence d'un événement majeur probablement sismique il y a environ 5000 ans (Beck, communication orale).

1.1.1.b. Les indices de déformation quaternaire dans le bassin molassique.

Quelques indices de déformation quaternaire ont été signalés dans le sud du bassin molassique (Delaunay & Rampnoux, 1981; Cushing et al., 1993, Fig. 18). Ces indices sont principalement constitués par des failles à fort pendage présentant des jeux inverses ou normaux.

Sur le tracé même de la faille du Vuache qui s'étend du lac d'Annecy jusqu'à la Haute Chaîne du Jura, une carrière de matériel fluvio-lacustre würmien (Balme de Silingy localisée sur l'annexe n°1) permet l'observation de failles quaternaires verticales présentant des rejets décimétriques (notre propre observation). Ces accidents verticaux sont principalement orientés parallèlement à la faille principale du Vuache. L'analyse de quelques plans de faille striés indique que le jeu sur ces failles serait selon le pendage de ces accidents très verticaux soit normal soit inverse. Ils pourraient donc refléter la composante verticale du jeu sur la faille qui serait soit sénestre, soit normal sénestre d'après les mécanismes au foyer (Fréchet, 1978; Sambeth et al., 1984; Ménard, 1988).

1.1.2. Les anomalies du réseau hydrographique.

1.1.2.a. Les anomalies de profils de rivière.

Les anomalies de profil de rivière recensées dans le Jura sont principalement localisées au niveau de la Haute Chaîne ou Jura interne. On peut distinguer les rivières, qui s'écoulent vers l'ouest à partir de la Haute Chaîne, telles le Doubs, l'Ain et la Birse de celles qui s'écoulent vers le bassin molassique (Fig. 21). La première catégorie de rivières montre des

profils équilibrés (par ex. celui de la Birse, Schaer et al., 1990, Fig. 22), la seconde (par ex. ceux de La Suze, du Seyon, de l'Areuse, de l'Arnon et de l'Orbe) est caractérisée par des profils qui n'ont pas atteint leur équilibre (Fig. 22). Ce déséquilibre des profils de rivière qui s'écoulent vers le bassin molassique trouve sans doute son explication dans l'existence d'un mouvement vertical relatif positif entre la surface de la Haute Chaîne et la surface du bassin molassique. On peut proposer pour ce phénomène deux explications: soit la Haute Chaîne est affectée par une surrection d'origine tectonique, soit l'effondrement relatif du bassin molassique est dû à l'abaissement de ce plateau suite aux glaciations (érosion de la molasse miocène...?). Dans le cas de l'Areuse on peut de surcroît invoquer l'existence de variations du niveau de base de cette rivière constitué par le lac de Neuchâtel (Schaer et al., 1990). L'hypothèse de l'origine tectonique de ces anomalies est renforcée par le fait que les principales anomalies sont toutes situées dans le secteur de l'anticlinal le plus interne de la Haute Chaîne. De plus, au niveau de l'anomalie principale du cours de l'Orbe, des déformations würmiennes ou post-würmiennes ont été signalées (Aubert, 1956, Schaer et al., 1990).

Plus au sud, le réseau hydrographique du Jura est caractérisé par un écoulement général soit parallèle aux structures soit vers l'ouest. On ne peut donc pas vérifier la continuité du phénomène de mouvement vertical relatif quaternaire de la Haute Chaîne par rapport au bassin molassique.

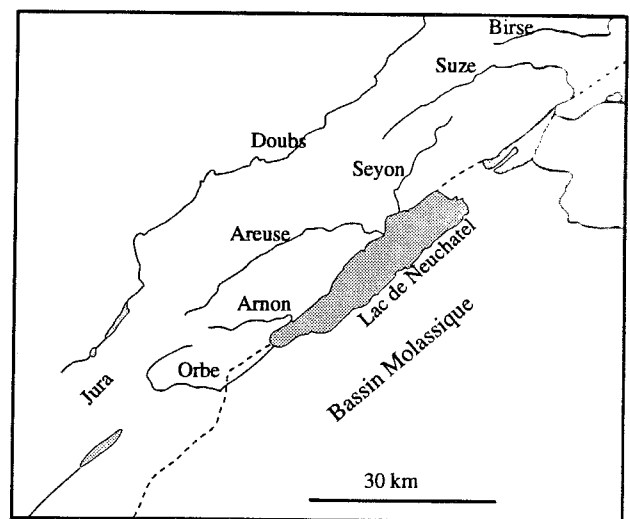


Fig. 21. Localisation des rivières étudiées.

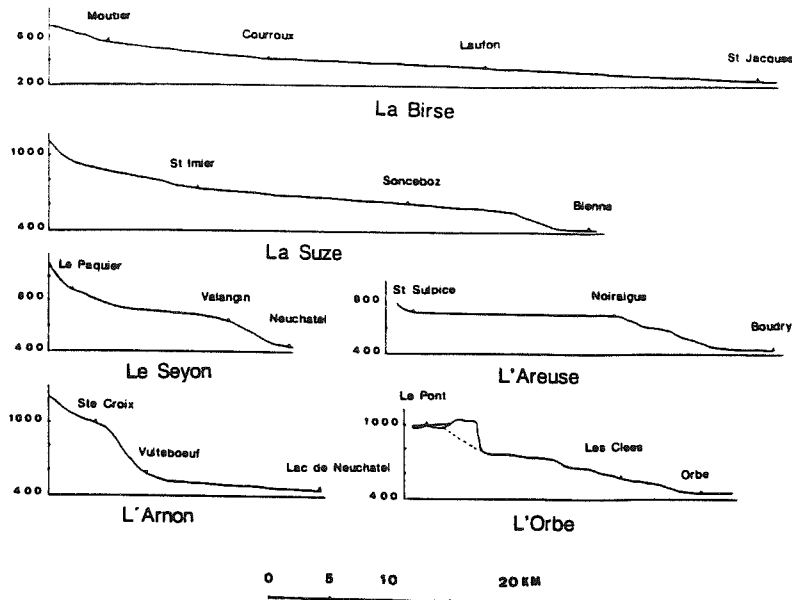


Fig. 22. Profils en long des rivières (Schaer et al., 1990).

On note que les profils des rivières qui s'écoulent vers le bassin molassique présentent des ruptures de pente marquées.

1.1.2.b. Etude du réseau hydrographique.

Les cluses.

Les anomalies du réseau hydrographique n'ont pas fait l'objet d'un inventaire systématique. On peut néanmoins souligner la présence de cluses à travers des chaînons:

- cluse du Fier à travers l'anticlinal du Gros Foug - Chambotte (annexe n°1);
- cluse du Rhône à travers le chaînon Vuache-Credo (annexe n°1);
- paléocluse du Rhône et cluse actuelle du Rhône à travers l'anticlinal de Parves au sud du Jura (annexe n°1).

La genèse de ces cluses ne s'explique que par un phénomène d'antécédence récent. Dans les exemples cités, les cours d'eau qui empruntent les cluses semblent avoir choisi en effet la solution la plus difficile à réaliser. Dans le cas de la cluse du Fier, cette rivière s'engage dans d'étroites gorges à travers un anticlinal alors qu'au nord et au sud se développent les formations moins résistantes du bassin molassique. Tout ce passe donc comme si les cours s'étaient établis avant l'émergence de l'anticlinal en tant que relief et s'étaient maintenus lors de la surrection de ces plis. Les cours d'eau de la région s'étant établis après le dépôt de la molasse marine helvétique (-12 Ma), la surrection de l'anticlinal du Gros Foug a donc atteint 400 à 550m (altitude du sommet de l'anticlinal 1000m, altitude moyenne du sommet de la molasse marine 450 m à l'ouest de l'anticlinal et 500 à 600 à l'est) en 12 Ma soit selon cette hypothèse et sans tenir compte de l'érosion un taux de surrection minimum de 0,03 à 0,045 mm par an.

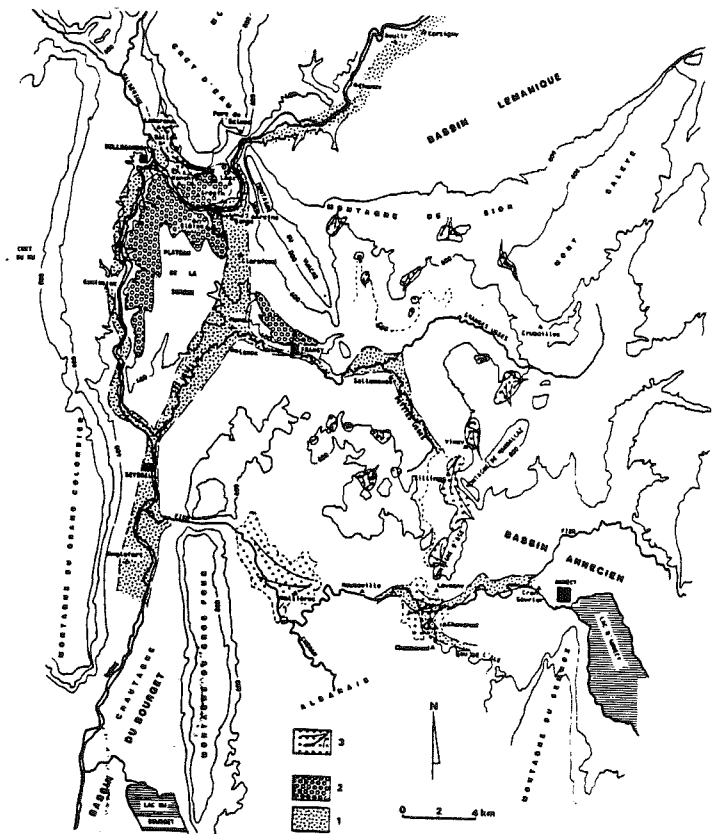


Fig. 23. Capture du Rhône par la Valserine (Nicoud, 1985).

- 1: Alluvions grossières infra-morainiques en "position basse";
- 2: Alluvions grossières infra-morainiques en "position haute";
- 3: Alluvions deltaïques supra-morainiques.

Les captures de rivières.

La capture la mieux connue est la capture du Rhône par la Valserine au cours du Quaternaire (Nicoud, 1985). Elle serait due à un affaissement du

compartiment sud de la faille du Vuache plus marqué à l'ouest qu'à l'est. On aurait ainsi une nouvelle preuve de l'activité récente de cet accident majeur (Nicoud, 1985, Fig. 23).

1.2. Indices de déformations récentes dans les Alpes externes nord-occidentales.

1.2.1. Les déformations affectant des formations quaternaires.

1.2.1.a. Les déformations post-Würm enregistrées dans le remplissage du lac d'Annecy.

Une série de profils de sismique réflexion haute résolution a été réalisée en 1993 sur le lac d'Annecy par une association tripartite Syndicat intercommunal du lac d'Annecy, Laboratoire de Géodynamique (Chambéry) et Renard Center (Gand). Ces profils, en cours de dépouillement, permettent l'étude des déformations enregistrées lors du remplissage post-Würm du lac d'Annecy.

Le lac d'Annecy se situe entre les massifs subalpins des Bornes au nord et des Bauges au sud, son extrémité nord-occidentale au niveau de la ville d'Annecy se situe au front subalpin c'est-à-dire au niveau du chevauchement des massifs subalpins sur le bassin molassique. Ce lac se situe dans le prolongement de la faille active du Vuache qui barre le bassin molassique depuis le front subalpin jusqu'au Jura. Le jeu actuel de cet accident serait sénestre ou sénestre-normal selon que l'on privilégie l'une ou l'autre des deux solutions focales proposées pour le séisme de 1983 sur la faille du Vuache (Fréchet, 1978; Sambeth, 1984; Ménard & Fréchet dans Ménard, 1988).

La position géologique du lac (Fig. 24) est complexe. Il est en effet situé dans le compartiment chevauchant des massifs subalpins à l'aplomb d'une grande faille située dans le compartiment chevauché (le bassin molassique). On ne doit donc pas

s'attendre à trouver dans le remplissage du lac le prolongement de la faille du Vuache située dans le compartiment chevauché mais une déformation compatible avec son jeu.

Les profils de sismique réflexion haute résolution permettent de localiser plusieurs failles dans le remplissage quaternaire (Berthier, Beck & Clemente communication personnelle, Fig. 24) qui présentent une composante normale (Beck, De Batist & Van Resbergen communication personnelle, Fig. 25) et montrent une migration de l'axe d'approfondissement au cours du temps. La disposition des accidents ne permet pas de trancher entre un jeu transtensif ou purement décrochant de la faille du Vuache. La migration des dépôts-centre semble indiquer une asymétrie des accidents contrôlant la géométrie du remplissage.

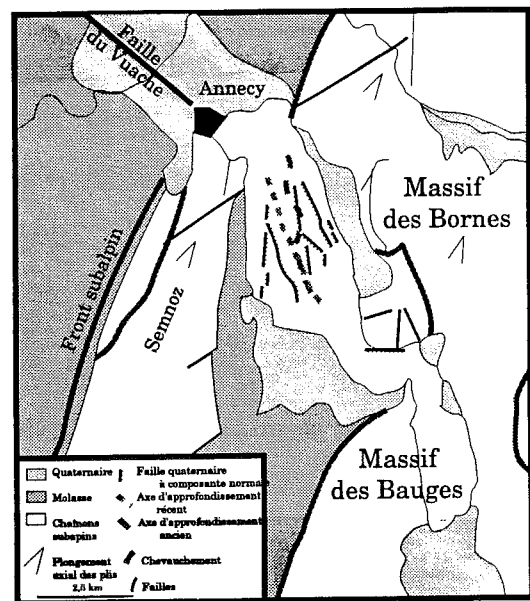


Fig. 24. Distribution des accidents dans le remplissage quaternaire du lac d'Annecy. Les failles comportent une composante normale, le compartiment abaissé est indiqué (Berthier, Beck & Clemente communication personnelle).

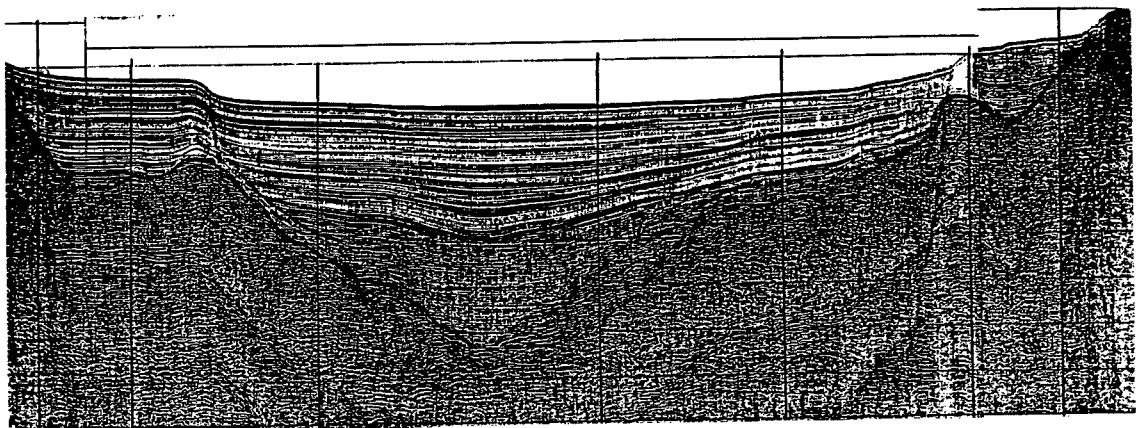


Fig. 25. Profil sismique haute résolution réalisé sur le lac d'Annecy (Beck, De Batist & Van Resbergen communication personnelle). On note la présence de failles à composantes normales dans le remplissage post-Würm du lac.

1.2.1.b. Les failles actives des Grands Moulins (Belledonne).

Dans le rameau interne du massif cristallin externe de Belledonne, des failles qui affectent aussi bien le cristallin que les moraines et éboulis récents ont été reconnues par vue aérienne (Bordet, 1970). Ces failles ont une orientation NE-SW et présentent des pendages proches de la verticale. Leur géométrie semble indiquer une surrection relative du compartiment SE par rapport au compartiment NW.

1.2.2. Les anomalies du réseau hydrographique.

Des études sur les anomalies du réseau hydrographique ont été récemment réalisées dans la Combe de Savoie et le Grésivaudan (Darmendrail et al., 1993).

1.2.2.a. Les anomalies de profils de rivière.

Les profils des cours d'eau s'écoulant du massif cristallin externe de Belledonne vers la vallée de l'Isère (Combe de Savoie et Grésivaudan) ont fait l'objet d'une étude détaillée (Darmendrail et al., 1993, Fig. 26). Les paléo-cours de ces rivières, déduits des entailles d'érosion, montrent des ruptures de pente brutales interprétées comme des reprises d'érosion dues à une baisse du niveau de base. Ce phénomène serait d'origine tectonique, et traduirait l'existence d'un glissement couche sur couche dans le Lias des Collines Bordières. Le moteur de ce glissement serait la gravité, les collines bordières s'affaissant par rapport au socle de Belledonne en surrection (Fourniguet, 1977; Jouanne et al., 1994b annexe n°5). L'ordre de grandeur de la composante verticale de ces mouvements est de 1 à 3 mm / an.

1.2.2.b. L'analyse du réseau hydrographique.

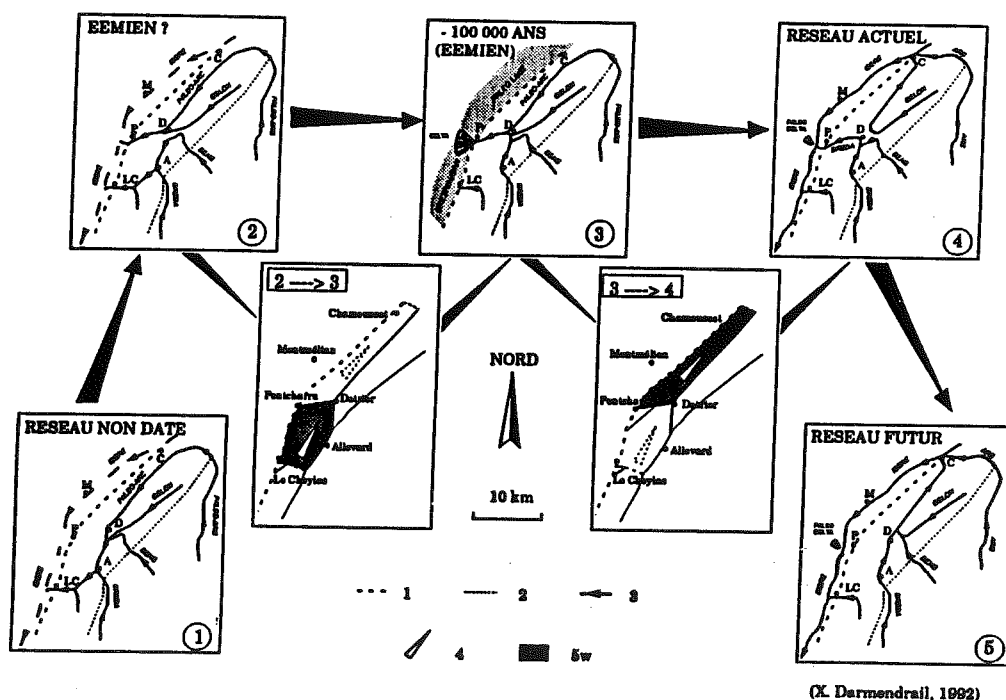


Fig. 26. Modèle de captures successives: réseaux hydrographiques à différents stades et moteur tectonique des captures (Darmendrail et al., 1993). 1: limite entre Grésivaudan et collines bordières; 2: limite socle/couverture; 3: cours d'eau et sens du courant; 4: basculement (tectonique distensive longitudinale); 5: bloc dont l'affaissement est responsable de la capture faisant passer d'un stade de réseau hydrographique au suivant. A: Allevard; C: Chamousset; LC: Le Cheylas; M: Montmélian; P: Poncharra.

L'analyse détaillée du réseau hydrographique montre une succession de captures du sud vers le nord échelonnées dans le temps (Darmendrail et al., 1993, Fig. 26) qui traduisent l'existence de mouvements verticaux différentiels longitudinaux à la chaîne (basculement du SW vers le NE).

L'existence de ces mouvements est confirmée par la géométrie actuelle de la "banquette" de Planaise (Nicoud, 1983) dans la Combe de Savoie (annexe n°1) formée de dépôts quaternaires anciens, qui présente un basculement vers le NE. Ce basculement de la "banquette" de Planaise, affectant des formations déposées il y a 80000 ans, atteint 40m; la vitesse moyenne de basculement est de 0,5 mm / an sur 15 km.

1.3. Indices de déformations quaternaires dans les Alpes internes nord-occidentales.

Une série d'indices de déformations quaternaires a été étudiée ces dernières années dans le massif de la Vanoise (zone briançonnaise). Dans cette région, il existe en effet des accidents plurikilométriques qui affectent des formations quaternaires et modèlent la morphologie. Ainsi, dans la Zone Houillère au voisinage du chevauchement du Briançonnais interne (annexe n°2), ont été identifiées des failles qui décalent des formations quaternaires (Goguel, 1969; Bles, 1993). Ces accidents de direction NNE-SSW sont surtout marqués dans la morphologie par des escarpements à contre-pente de 3 à 5 m de haut qui indiquent l'existence

d'un jeu à composante normale. L'existence d'une composante décrochante est indiquée par la présence de petits lacs jalonnant les failles. Le sens de cette composante a été déterminé grâce au décalage dextre d'un thalweg et d'une ligne de crête (10-15m de décalage) (Bles, 1993). Le secteur affecté par ces failles est long de 5 km et large de 1 km.

Ces accidents actifs semblent se poursuivre plus au sud dans la vallée de Champagne (annexe n°2) comme le montre l'existence de failles normales de direction E-W (observation personnelle) affectant des éboulis récents qui pourraient être en relais sur cette zone de cisaillement dextre NNE-SSW.

De même, l'accident de Modane-Chavière qui met au contact la Zone Houillère et le Briançonnais, est encore actif comme le montre le décalage d'éboulis récents sur son passage (notre propre observation) et la morphologie en gradin (photo 3) que cet accident et ses satellites conditionnent. Cet accident subméri dien présente lui aussi une composante normale caractérisée par un affaissement du compartiment ouest par rapport au compartiment est (photo 4).

On peut supposer que ces deux accidents plurikilométriques, qui occupent la même position structurale (contact de la Zone houillère et du Briançonnais interne), sont probablement en continuité, ils pourraient ainsi marquer l'existence d'un accident actif majeur présentant un jeu transtensif dextre. Il faudrait rechercher la continuité de cet accident au sud de Modane et au nord de Peysey-Nancroix.

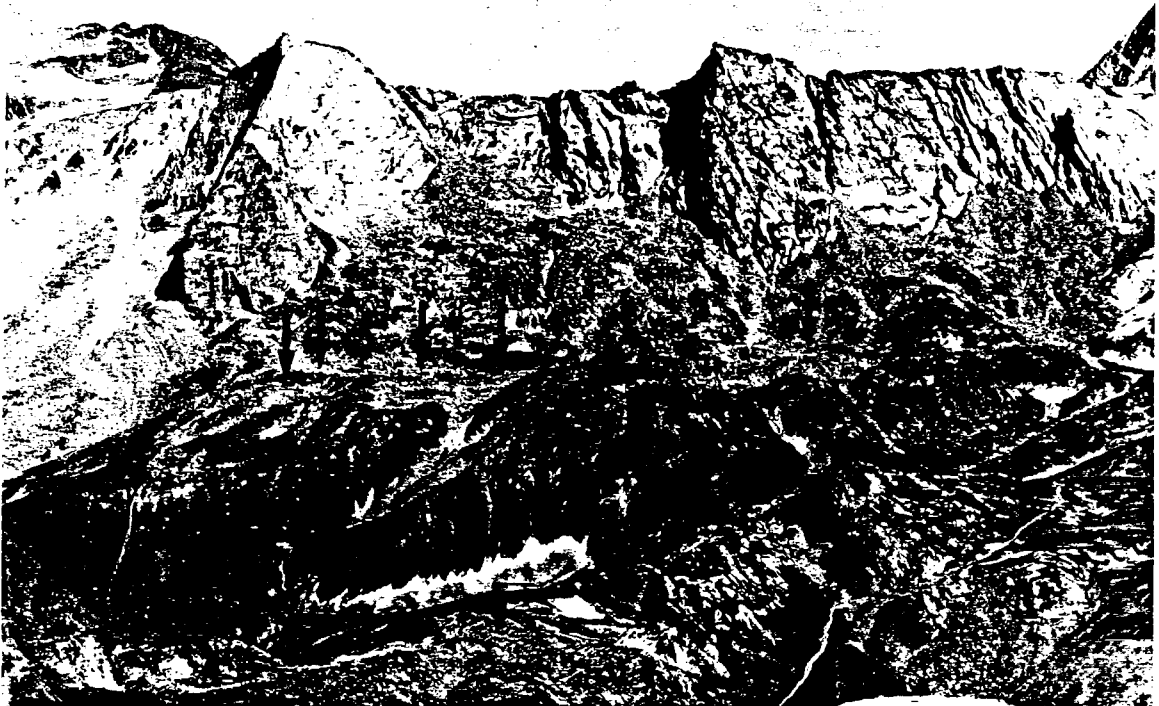


Photo 3. Photo de la morphologie en gradins conditionnée par la faille active Modane-Chavière.



Photo 4. Détail d'une faille affectant des éboulis récents.

CHAPITRE II: SISMICITE DES ALPES OCCIDENTALES ET CENTRALES ET DU JURA.

2.1. Répartition spatiale de la sismicité.

La répartition de la sismicité est principalement basée sur des études de sismicité historique. La localisation des séismes a été faite, pour les séismes anciens, à l'aide de données macrosismiques, et, depuis 1920, avec des données instrumentales. La précision de la localisation en carte des séismes anciens peut être évaluée au mieux à 10 km (Fréchet, 1978). Les événements récents sont situés avec des précisions de 5 km environ en carte et de 5 à 10 km en profondeur (Thouvenot et al., 1990).

La sismicité de la Suisse (Pavoni & Mayer - Rosa, 1978, Fig. 27), du Jura et des Alpes franco-italiennes (Thouvenot et al., 1990, Fig. 28) paraît relativement faible. Les événements majeurs ont une magnitude estimée de 6,2 pour le séisme de 1909 à Lambesc en Provence (Guyoton, 1991), de 6,2 pour le séisme de Chautagne en 1822 (Rothé, 1941), et de 6,5 à 7,2 pour le séisme de Bâle en 1386 (Meyer & Lacassin, 1993). La répartition de la sismicité historique n'est pas homogène dans les Alpes et le Jura: à côté de zones où la sismicité est diffuse, coexistent des zones où elle est concentrée en essaims ou, au contraire, totalement absente.

2.1.1. Les zones à sismicité concentrée.

Dans les Alpes occidentales on a défini deux "arcs" sismiques (Rothé, 1941): un premier compris entre les massifs de l'Argentera et de Lanzo au

voisinage de la ligne du Canavèse; un second qui se dessine dans le Briançonnais depuis le massif de l'Aar, au nord, jusqu'au massif de l'Argentera, au sud (Guyoton, 1991).

Dans les Alpes centrales, la sismicité est concentrée dans une bande E-W joignant le nord du massif des Aiguilles Rouges et le sud de l'Aar, et dans la région comprise entre l'est de l'Aar et la fenêtre de l'Engadine.

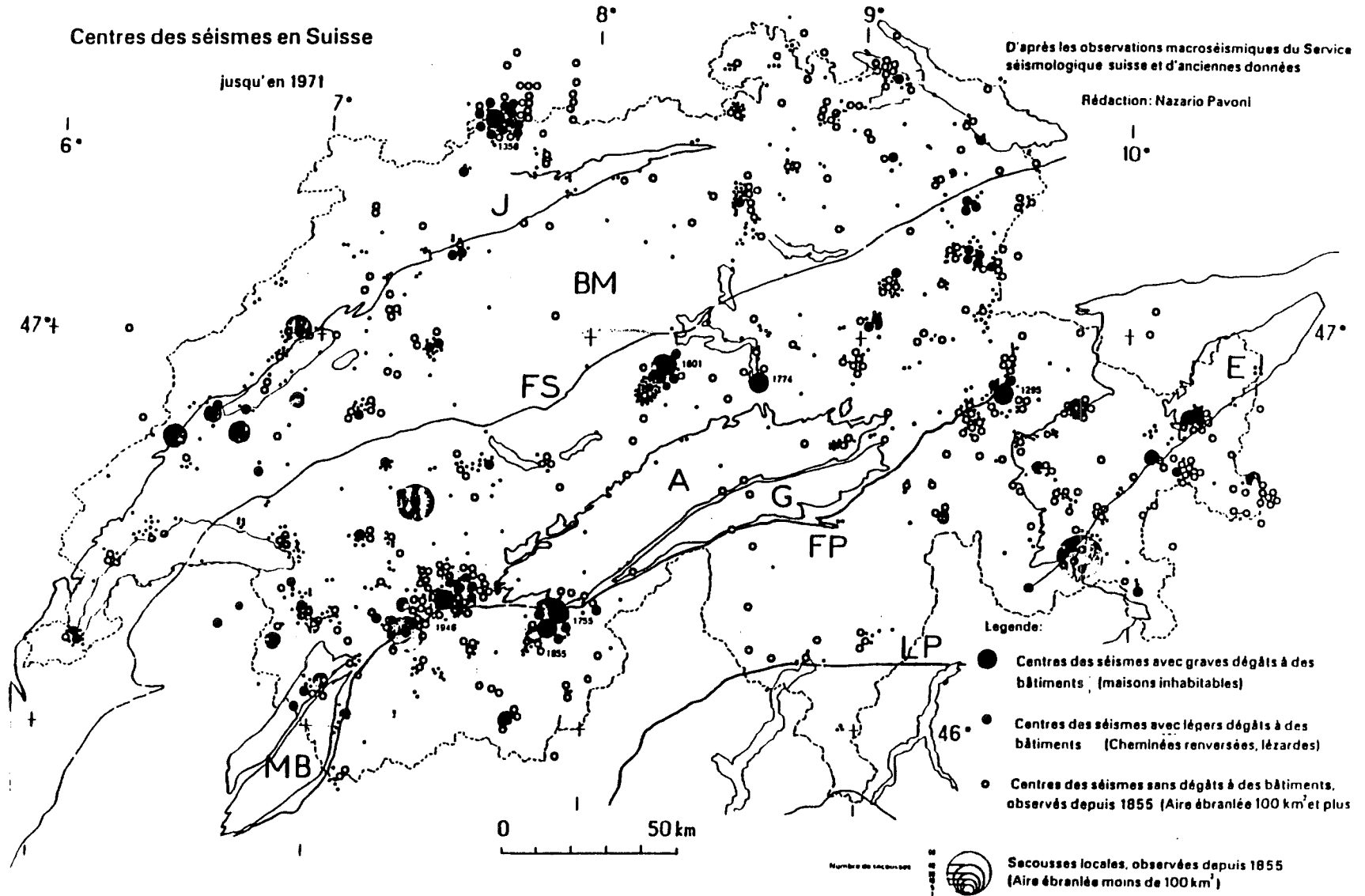
2.1.2. Les zones à sismicité diffuse.

Dans la région étudiée, les massifs subalpins septentrionaux, le bassin molassique, le Jura et le sud de l'Argentera présentent une sismicité diffuse. Cependant, de petites régions où plusieurs événements historiques sont regroupés peuvent être individualisés. Parmi celles-ci, on peut citer la région de Bâle, le sud du bassin molassique au voisinage de la faille du Vuache, le nord et l'ouest du lac du Bourget et le massif subalpin du Vercors.

2.1.3. Les zones asismiques.

L'absence de sismicité historique doit être notée dans le domaine lépontin, entre la Dent Blanche et le massif du Grand Paradis, dans la région qui s'étend du Pelvoux au Lubéron et dans le massif de la Chartreuse (Thouvenot et al., 1990, Fig. 28). La zone asismique englobant le Pelvoux, les Grandes Rousses, le Dévoluy, les Baronnies, le Lubéron et le Ventoux est comprise entre des alignements de séismes historiques aux magnitudes importantes: l'alignement de la faille de la moyenne Durance au sud-est et celui de la faille de Nîmes au nord-ouest.

Fig. 27. Centres des séismes en Suisse jusqu'en 1971 (Pavoni et al., 1978).



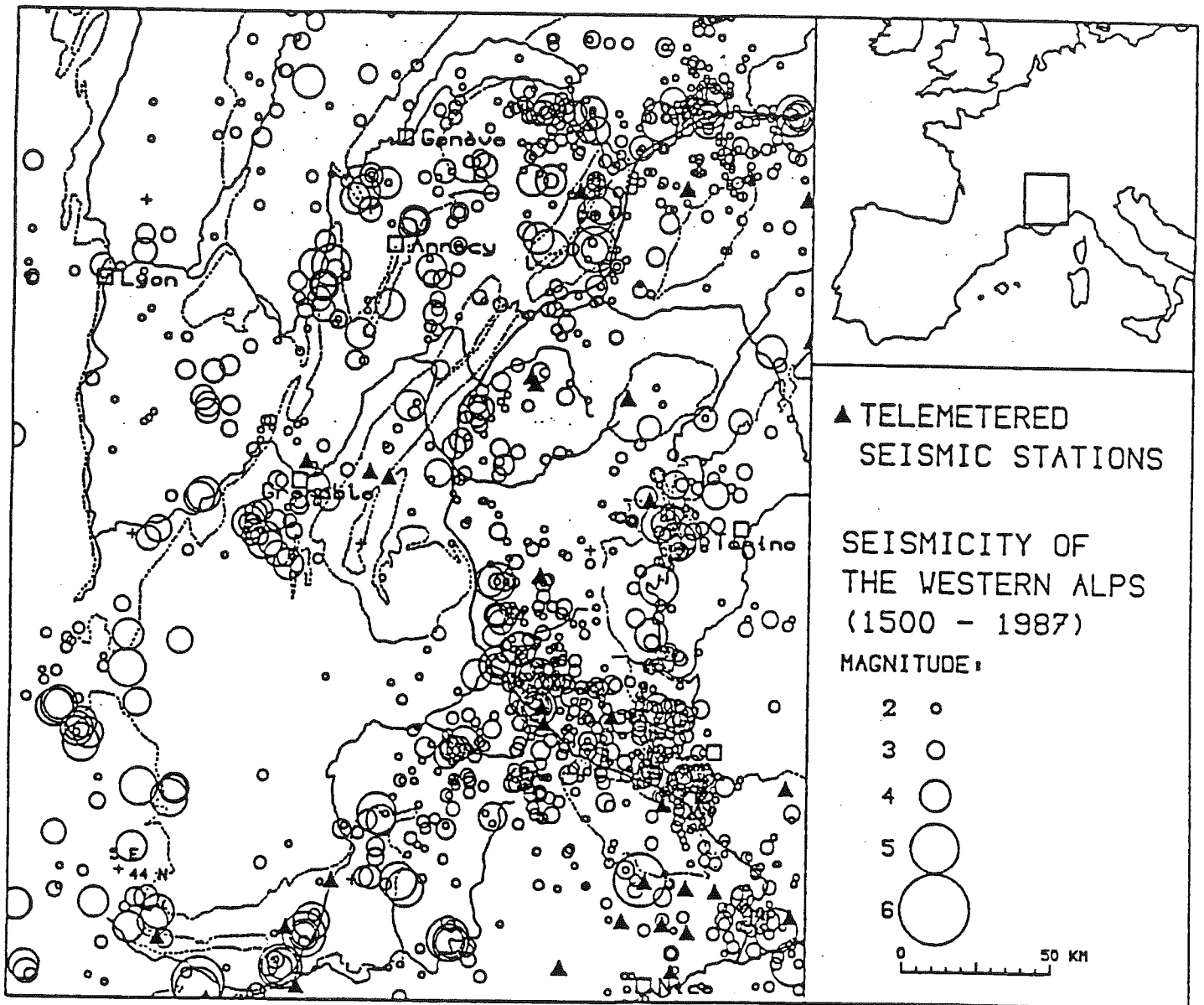


Fig. 28. Carte de la sismicité historique des Alpes occidentales (1500 - 1989) (Thouvenot et al., 1990).

2.1.4. Signification de cette répartition.

La juxtaposition de zones asismiques et de zones à sismicité notable, pose avec acuité le problème de l'importance que la sismicité historique doit avoir dans l'évaluation de l'activité tectonique d'une chaîne

de montagne. Le principal problème soulevé par de telles enquêtes est de déterminer la part de la déformation qui est sismique. Celui-ci est particulièrement important à résoudre dans le cas du Jura situé au front actuel de la déformation alpine mais qui ne présente pas une activité sismique importante (excepté le séisme de Bâle). Peut-on

invalider l'hypothèse d'une activité récente et actuelle du Jura au seul examen de la sismicité historique ou bien la déformation du Jura est-elle véritablement asismique? La période de récurrence des séismes majeurs n'est-elle pas trop importante pour que les études de sismicité historique (depuis 1500 ou un peu avant) puissent déceler l'importance de la déformation qui s'exprime sous forme de séismes?

2.1.5. Evaluation du temps de récurrence entre séismes majeurs dans le secteur Chambéry-Grenoble.

La région comprenant du nord au sud la Cluse de Chambéry, la Combe de Savoie et le Grésivaudan a été occupée par un grand lac durant l'interglaciaire Riss-Würm. Les varves (sédiment caractérisé par l'alternance de dépôt d'été et de dépôt d'hiver) qui se sont alors déposées présentent quelques bancs sableux perturbés au milieu d'argilites. Les figures de perturbation (Rochette et al., 1991; Beck et al., 1992, Fig. 29) interprétées comme des sismites, résulteraient de la perturbation in situ du sédiment pendant un séisme.

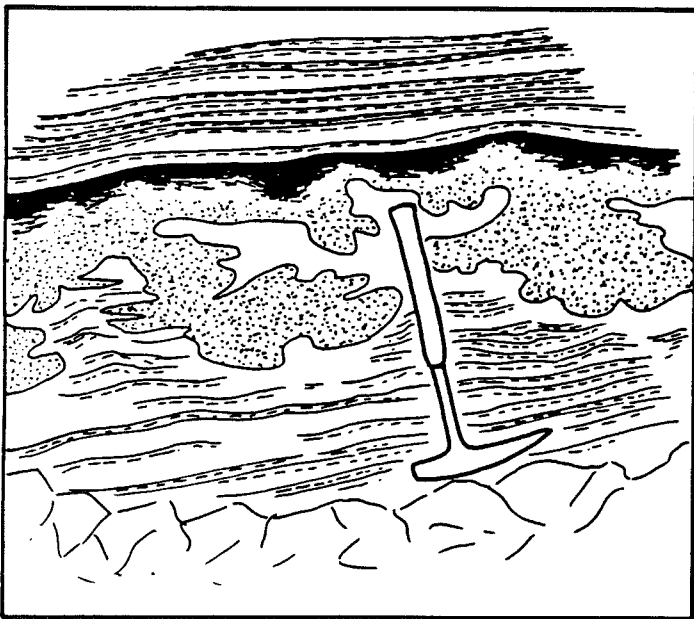


Fig. 29. Détails de l'affleurement de Chamousset (Beck et al., 1992).

Lit sableux perturbé intercalé dans les lits précédents.

Dans la banlieue de Grenoble, une carotte de 86 m a permis l'observation de 30 niveaux perturbés qui représentent autant de séismes de magnitude assez importante pour avoir déstructuré le sédiment. Une analyse de la fréquence des sismites (Beck et al., 1992, Fig. 30) au cours du temps a été réalisée en mesurant la distance entre deux sismites et l'épaisseur moyenne d'un doublet (dépôt d'hivers plus dépôt d'été). La période de récurrence la plus fréquemment observée des séismes importants serait de 500 ans

dans cette région, intervalle de temps supérieur à celui couvert par les études de sismicité historique.

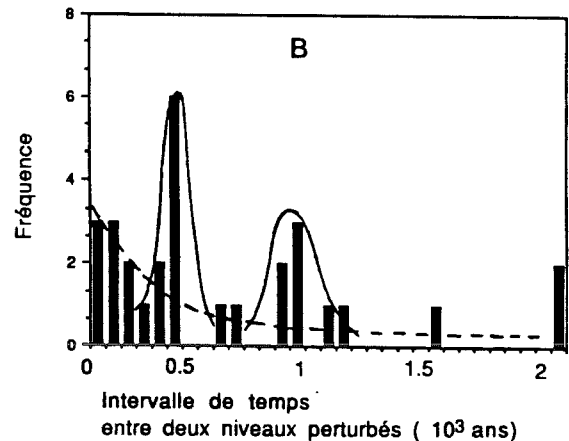


Fig. 30. Fréquence des intervalles de temps entre deux niveaux perturbés calculée en supposant que le doublet sable - argilite se dépose en un an (Beck et al., 1992).

2.2. Etude de la sismicité instrumentale.

Les enregistrements qui permettent la caractérisation des mécanismes au foyer remontent à 1959 (séisme de Saint Paul sur Ubaye en France) et à 1928 (séisme de Tolmezzo dans les Alpes Carniques) dans les Alpes. A part quelques rares événements de magnitude supérieure à 5, l'ensemble des solutions focales publiées se rapporte à des séismes de faible magnitude. Il faut donc garder à l'esprit que la majeure partie des mécanismes au foyer publiés traduisent de petits déplacements qui ne sont pas forcément significatifs de la déformation régionale.

Les auteurs des mécanismes au foyer ont très souvent privilégié les mécanismes en décrochement. Aussi, se référera-t-on le plus souvent possible aux données originelles c'est-à-dire aux projections stéréographiques des premières arrivées, pour apprécier comment sont contraintes les solutions focales.

2.2.1. Les données disponibles pour la Suisse.

2.2.1.a. Répartition de la sismicité en profondeur.

La répartition en profondeur selon la coupe Bâle - Locarno (Deichmann & Baer, 1990, Fig. 31) montre deux domaines distincts. Dans l'avant-pays alpin (Forêt Noire, Jura et bassin molassique) les hypocentres des séismes sont répartis depuis la surface jusqu'au Moho; l'ensemble de la croûte est affecté par la déformation sismique. Au SE du domaine précédemment défini, celui constitué par les nappes helvétiques, les massifs de l'Aar et du Gothard et enfin les nappes penniques, est caractérisé par des foyers situés dans les seuls 20 premiers kilomètres de la croûte. La limite entre ces deux domaines est un

plan qui émerge au voisinage du front des nappes helvétiques et qui plonge vers l'est sous l'Aar. La signification de ce plan qui sépare deux croûtes continentales à comportement mécanique différent reste hypothétique. Son inclinaison (45°) est en effet trop importante pour assimiler ce plan au chevauchement de l'Aar sur l'avant-pays. Ce plan séparerait deux croûtes à comportements mécaniques différents probablement dus à des différences de régimes thermiques. Les séismes les plus superficiels se localisent dans le bassin molassique et le Jura. Ils caractérisent probablement la déformation de la couverture sédimentaire.

2.2.1.b. Mécanismes au foyer.

Les solutions focales sont présentées sous forme d'une carte synthétique (Fig. 32) qui regroupe les données disponibles pour les Alpes occidentales et centrales et leur avant-pays (des Vosges au Morvan) et sous la forme de tableaux (Fig. 33 et 34) présentant les projections stéréographiques des premières arrivées quand elles ont été publiées.

2.2.1.c. Suisse nord-orientale.

La région qui s'étend de Neuchâtel au SW, au lac de Constance au NE, a été affectée par plusieurs séismes durant les vingt dernières années dont la magnitude n'excède pas la valeur de 4,2 (Deichmann, 1992). Elle englobe la bordure orientale du Jura central et sa terminaison orientale, une partie du bassin molassique suisse et l'avant-pays du Jura oriental. Malgré la faible magnitude des séismes de ces vingt dernières années, la densité des stations du réseau suisse permet une bonne localisation en profondeur des hypocentres et le calcul de mécanismes au foyer fiables. Les événements sismiques se répartissent, comme nous l'avons vu précédemment, dans l'ensemble de la croûte continentale depuis la couverture sédimentaire jusqu'au Moho (Deichmann & Baer, 1990, Fig. 31). Les solutions focales se répartissent en deux grandes familles: décrochements dextres sur des directions NE-SW ou sénestres sur des directions NNE-SSW et failles normales sur des directions NNE-SSW à NNW-SSE. Il n'existe pas de variation de la direction des plans focaux en fonction de la profondeur des foyers des séismes. Le régime tectonique ne varie donc pas avec la profondeur.

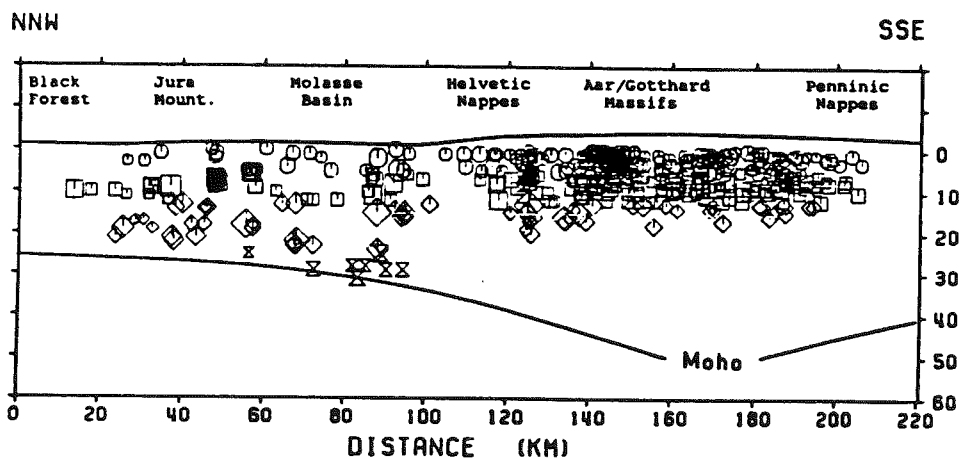


Fig. 31. Profondeurs focales projetées sur une coupe Bâle - Locarno entre 1975 et 1990 (Deichmann & Baer, 1990).

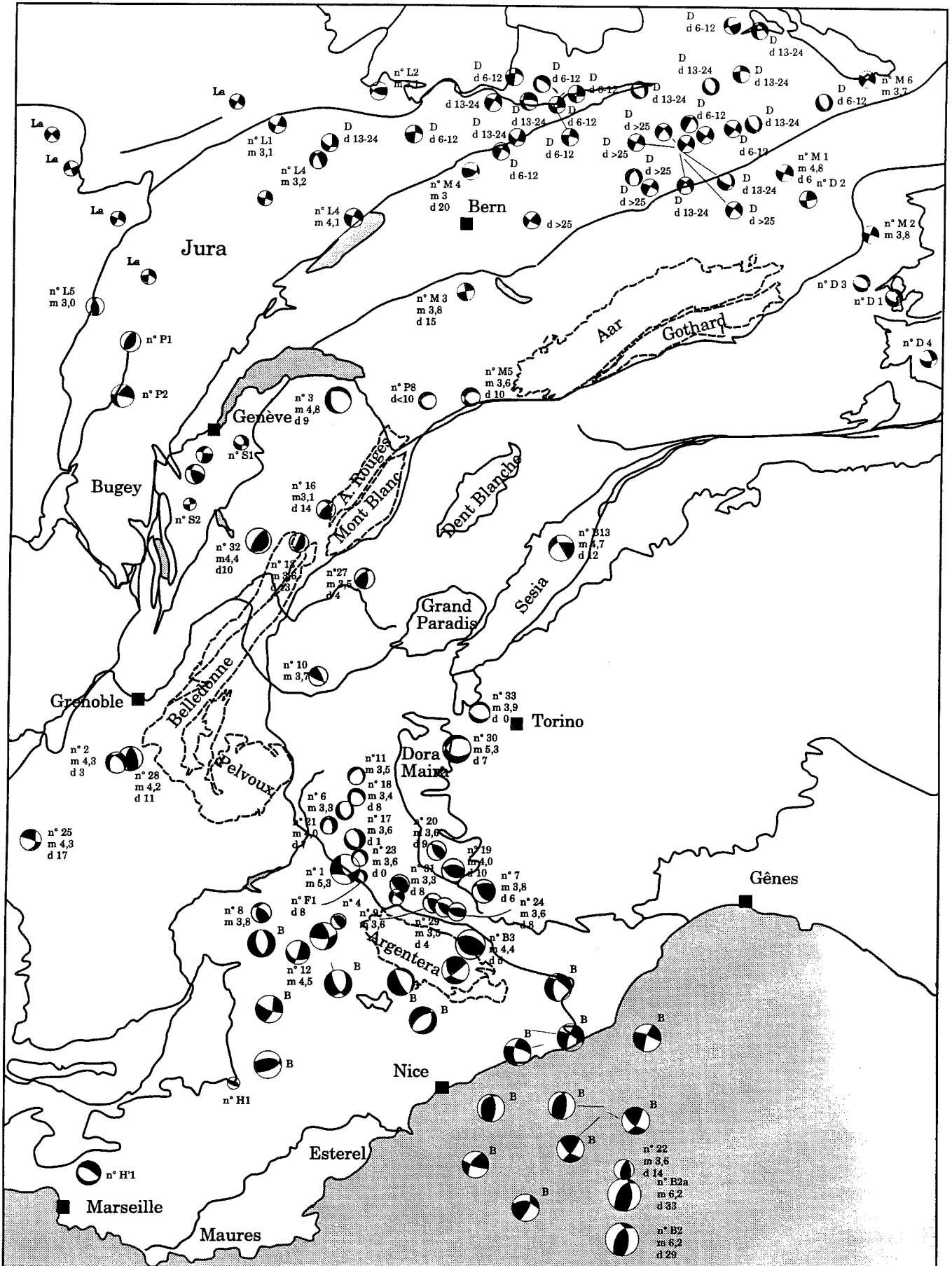


Fig. 32. Synthèse des mécanismes au foyer publiés pour les Alpes Occidentales et Centrales et leur avant-pays.

m: magnitude; d: profondeur. Si un numéro est indiqué, la solution focale est représentée sur la figure 33 ou 34. 1 à 33 (Ménard & Fréchet); P1, P2 (Pavoni & Peterschmidt, 1974); P8 (Pavoni, 1977b); S1 & S2 (Sambeth, 1984); B2 à B13 (Bossolasco et al., 1972); M (Mayer-Rosa & Pavoni, 1977); F1 (Fréchet & Pavoni, 1979); H1 (Hoang et al., 1977); H1' (Haessler et al., 1985); L1 à L5 (Lachaize, 1982); B (Béthoux, 1992); D (Deichmann, 1992); n° D 1 à D 4 (Pavoni et Roth, 1990); La (Lachaize, 1979).

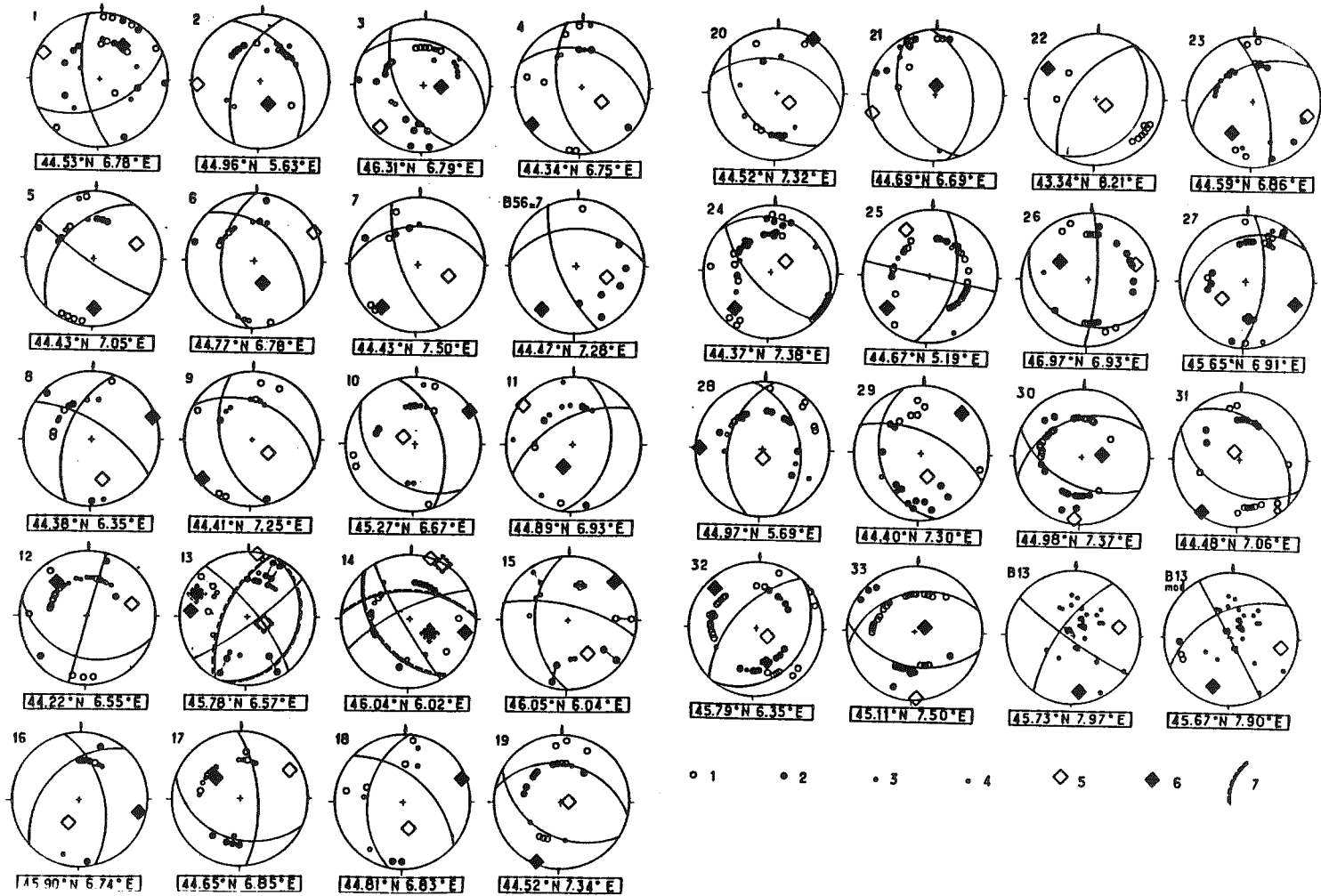


Fig. 33. Solutions focales des mécanismes au foyer numérotés de 1 à 33 et du mécanisme B 13 (Ménard & Fréchet, communication personnelle). 1 : dilatation; 2 : compression; 3 : dilatation peu sûre; 4 : compression peu sûre; 5 : axe T; 6 : axe P; 7 : autre solution.

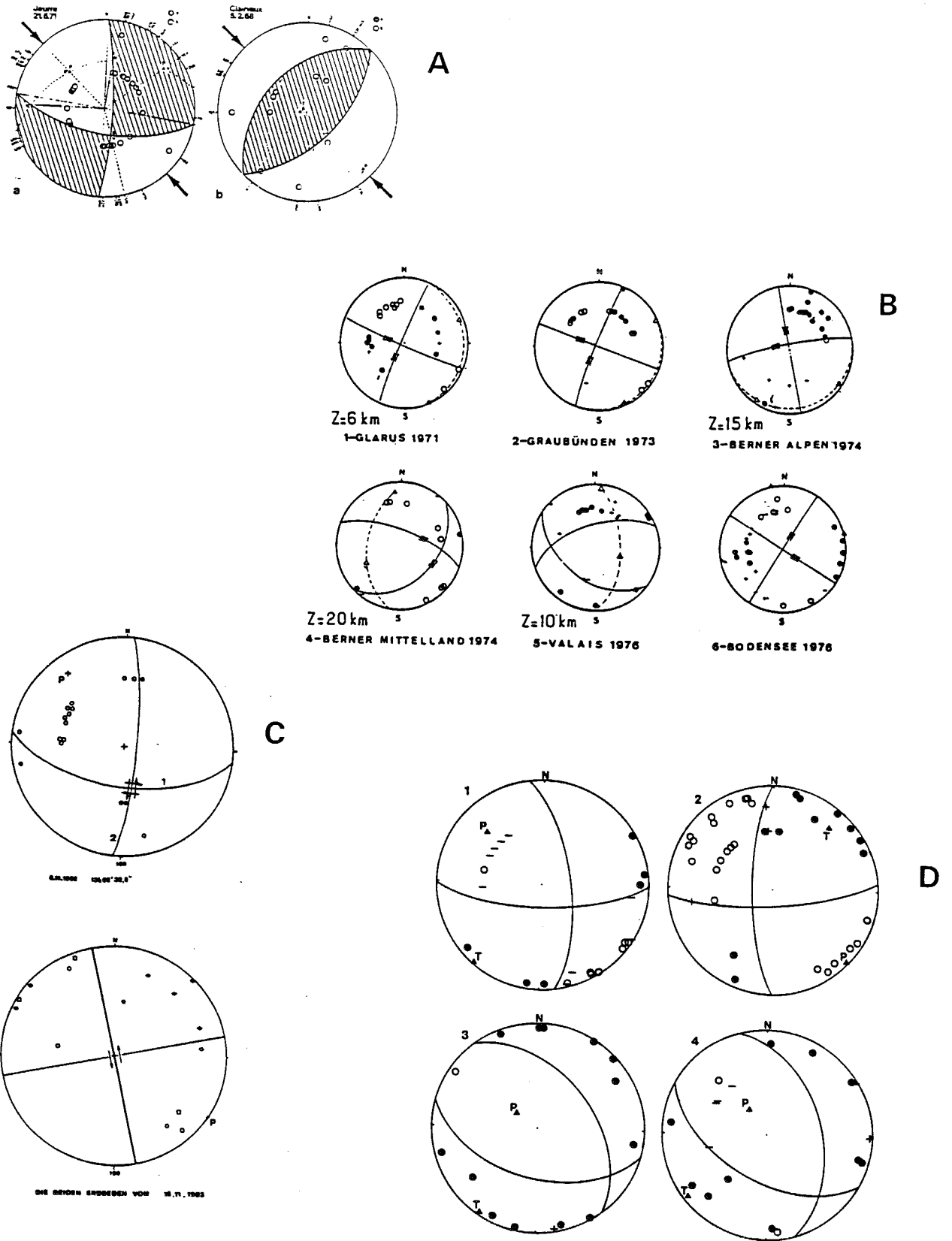


Fig. 34. Mécanismes au foyer (les numéros renvoient à la figure 32).

A: Pavoni & Peterschmidt, 1974; B: Mayer-Rosa & Pavoni, 1977; C: Sambeth, 1984; D: Pavoni N. & Roth P., 1990.

En résumé, ces mécanismes au foyer indiquent un raccourcissement régional de direction NNW-SSE perpendiculaire aux structures des Alpes et du Jura et une extension WSW-ENE qui affectent l'ensemble de la croûte.

Au sud-est de cette région, au sud du front subalpin, la déformation sismique ne concerne plus que les 12 premiers kilomètres de la croûte (Deichmann, 1992; Pavoni & Roth, 1990). La déformation sismique se caractérise par des solutions focales en cisaillement dextres sur des plans E-W ou sénestres sur des plans N-S ou en failles normales sur des plans NNE-SSW. On note ainsi un changement dans l'orientation des plans focaux (de NE-SW à E-W pour les plans de cisaillement dextres) entre l'avant-pays alpin et les Alpes (au sud du front subalpin).

2.2.1.d. Suisse occidentale.

La Suisse occidentale présente une forte sismicité historique dans le Valais, entre le nord du massif des Aiguilles Rouges et le sud du massif de l'Aar. Le tremblement de terre le plus important que la Suisse ait connu pendant ce siècle, s'est produit dans cette région en 1946 avec une magnitude de 5,6. Les solutions focales publiées à ce jour convergent toutes (Franck et al; 1984, Fig. 35) pour caractériser la déformation sismique de cette région par un cisaillement dextre. La zone sismogène est située quelques kilomètres au nord de la vallée du Rhône selon une direction approximativement E-W comme l'a précisé une étude de microsismicité réalisée en 1976 et 1977 (Franck et al; 1984, Fig. 35). Cette zone E-W qui s'étend entre le nord des massifs des Aiguilles Rouges et le sud des massifs de l'Aar et du Gothard peut être interprétée comme

la structure décrochante qui transforme le chevauchement de ces massifs cristallins externes sur l'avant-pays.

2.2.2. Les mécanismes au foyer des séismes du Jura et des Alpes franco-italiennes (Fig. 32, 33 et 34).

2.2.2.a. Le fossé bressan.

Il est marqué par une activité caractérisée, sur sa bordure est par une solution focale mal contrainte en faille normale (séisme de Lons-le-Saunier, Lachaize, 1979) et sur ses bordures nord et ouest par quelques mécanismes au foyer montrant une compression voisine de N-S.

On trouve ici un contraste entre le Jura soumis à une direction de compression alpine et les bordures septentrionale et occidentale de la Bresse soumises à une direction de compression approximativement N-S. On peut voir dans ces deux directions de compression, la différence de régime de déformation qui peut exister entre le front d'une chaîne en collision et son avant-pays.

2.2.2.b. Le Jura central et méridional.

Le Jura central et méridional présente quelques zones à sismicité plus marquée: l'extrémité SE de la faille du Vuache et la région du lac du Bourget à l'extrémité méridionale de la chaîne (Fig. 28). Si la sismicité d'une grande partie du Jura est diffuse, il convient toutefois de noter que cette région correspond au front de déformation actuelle des Alpes, en raison non seulement de sa position externe mais aussi de sa structuration récente (Pliocène pour le Jura externe).

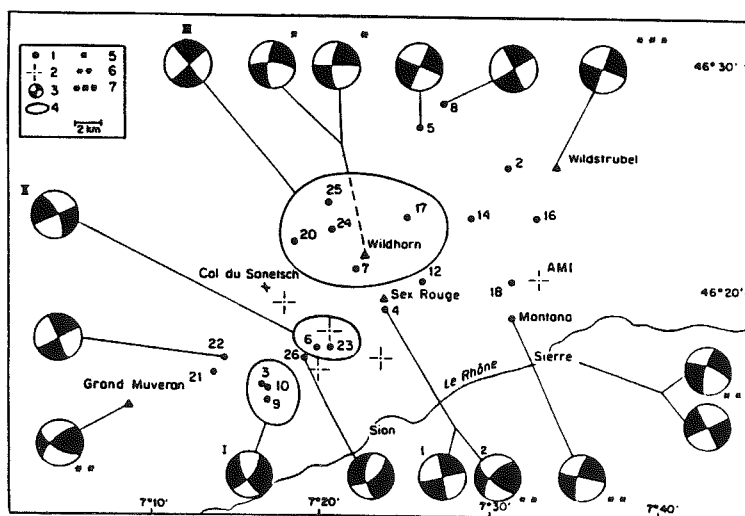


Fig. 35. Répartition et solutions focales des séismes de l'essaim du haut Valais (Franck et al; 1984). On note que les solutions focales calculées sont compatibles avec l'existence d'une zone décrochante dextre orientée approximativement E-W. 1: épicerentre; 2: sismographe; 3: solution du mécanisme au foyer (en noir quadrant en compression, en blanc quadrant en dilatation); 4: séismes inclus dans le calcul de solutions composites.

La déformation sismique du Jura central et méridional est connue par quelques mécanismes en faille inverse ou en décrochement présentant des axes P NW-SE perpendiculaires à la chaîne (Pavoni & Peterschmidt, 1974; Lachaize, 1979; Lachaize, 1982; Sambeth, 1984; Deichmann, 1992), qui se distribuent depuis la Haute Chaîne (séisme de Neuchâtel, magnitude 4,1) jusqu'au front de la chaîne (séismes de Delle et de Baume les Dames)

L'activité sismique de la faille du Vuache (Rothé, 1941; Sambeth, 1984) est connue au travers de nombreux séismes historiques aux foyers peu profonds. Un mécanisme au foyer a été calculé pour un séisme qui admet deux solutions focales, une solution en décrochement sénestre et une solution en faille normale (Fig. 33, n°14). Pour lever cette indétermination nous disposons de données géodésiques (comparaison de triangulations et de nivellements), d'analyse morphologique et de profils de sismique réflexion réalisés sur le lac d'Annecy. Ces données permettent de caractériser la déformation récente du remplissage quaternaire du lac situé à l'extrémité est de la faille du Vuache.

Nous ne disposons malheureusement pas de mécanismes au foyer pour la Chautagne qui présente une très importante sismicité historique; néanmoins, comme nous l'avons vu précédemment, le jeu actuel de deux accidents de la région peut être caractérisé par l'analyse du remplissage quaternaire du lac du Bourget.

2.2.2.c. Les Alpes au nord-ouest de Belledonne et du Mont Blanc (Ménard, 1988).

Cette région est caractérisée par des séismes aux foyers localisés dans le socle et qui admettent des solutions focales en faille inverse compatibles avec un schéma simple de compression perpendiculaire à la chaîne. Il ne semble pas exister de changement notable de direction de compression entre les Alpes et le Jura. Un séisme important survenu à Abondance dans le Chablais, présente une solution en faille normale selon une direction NNW-SSE qui semble appartenir à la même logique que les solutions focales en décrochements dextres sur une direction E-W du Valais.

2.2.2.d. La zone briançonnaise entre les massifs du Pelvoux et de l'Argentera.

Dans cette région la sismicité est concentrée et caractérisée par la coexistence de petits événements (Fréchet & Pavoni; 1979) qui présentent des mécanismes en faille normale N-S et d'événements

de plus forte magnitude en cisaillement dextre pour le plan nodal NNW-SSE. Cette coexistence de deux types de déformation peut laisser penser que le régime de déformation est en cisaillement dextre extensif selon une direction plus ou moins parallèle au Front Pennique (Ménard, 1988). Les événements en faille normale, tels les séismes de l'essaim de Chambeyron, traduisent la composante extensive de la déformation.

2.2.2.e. La région comprise entre le massif cristallin externe de l'Argentera et la plaine padane.

Les solutions focales des séismes de cette région sont principalement en faille inverse avec des plans nodaux NNW-SSE, c'est-à-dire parallèles à l'axe du massif de l'Argentera (Béthoux, 1992).

CHAPITRE III: CONTRAINTES DANS LES ALPES ET LE JURA.

Les directions de contraintes dans les Alpes et le Jura ont fait l'objet d'études qui utilisent uniquement les directions d'axes P (Pavoni 1987 et 1990) et T de mécanismes au foyer (Eva et al.; 1990, Fig. 36) ou également les quelques mesures de contrainte in situ.

3.1. Etude des axes P et T des mécanismes au foyer.

3.2. Etude des mesures de contrainte in situ.

Nous présentons dans un premier temps les quelques mesures de contraintes in situ et d'ovalisation de puits publiées pour les Alpes occidentales et le Jura.

3.2.1. Mesures de contrainte in situ dans le Jura oriental.

Au nord de la Suisse, de part et d'autre de l'extrémité orientale du Jura, des mesures de contraintes in situ ont été réalisées dans le cadre d'études de risques (Diebold & Müller; 1985, Fig. 37) en vue de définir des sites de stockage de déchets nucléaires.

Ces données permettent de définir une orientation de la contrainte maximale NE - SW conforme aux orientations des axes P des séismes c'est-à-dire perpendiculaire aux structures mio-pliocènes du Jura.

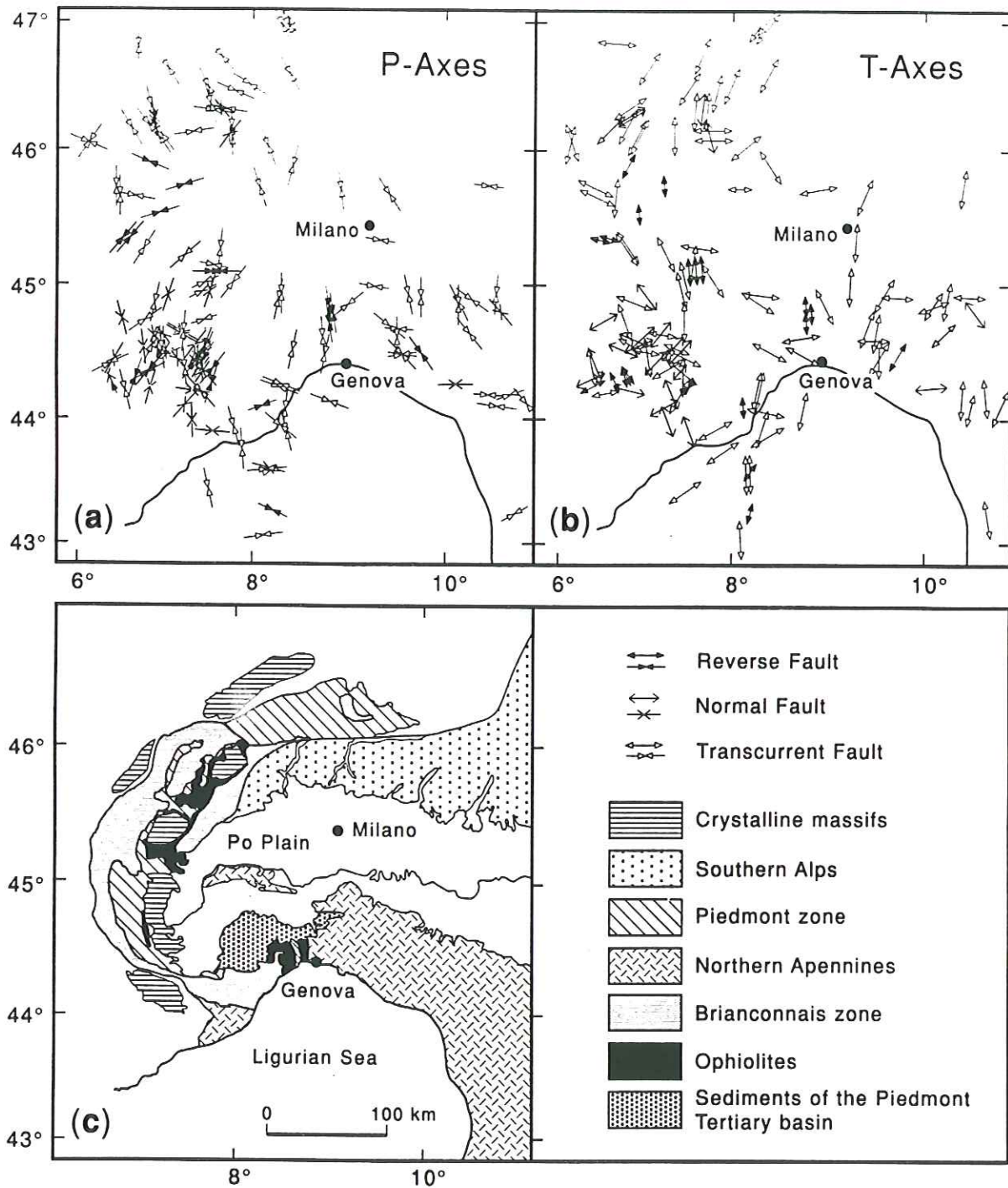


Fig. 36. Orientation des axes P (a) et T (b) dans les Alpes centrales et occidentales. La longueur des flèches est proportionnelle à l'inclinaison de l'axe (Eva et al; 1990).

3.2.2. Mesures de contrainte *in situ* dans les Alpes centrales et le nord des Alpes occidentales.

Des mesures de contraintes *in situ* par surcarottage (Hast, 1973; Greiner & Illies, 1977, Fig. 38) ont été réalisées dans les Alpes centrales et dans le nord des Alpes occidentales. Dans les Alpes centrales et leur avant-pays les directions de la contrainte horizontale maximale varient du NNW - SSE au NW - SE. Il doit être noté que l'excès de

contrainte horizontale est beaucoup plus important dans les Alpes elles-mêmes où il atteint plusieurs dizaines de MPa que dans l'avant-pays où il n'est plus que de quelques MPa.

Dans les Alpes occidentales les données les plus fiables ont été acquises dans le tunnel du Mont Blanc (Hast, 1980, Fig. 38) où la direction de la contrainte horizontale maximale est NW-SE, selon l'axe d'allongement du massif. Dans ce massif, la direction de contrainte maximale est donc perpendiculaire à celle mesurée dans le massif de l'Aar.

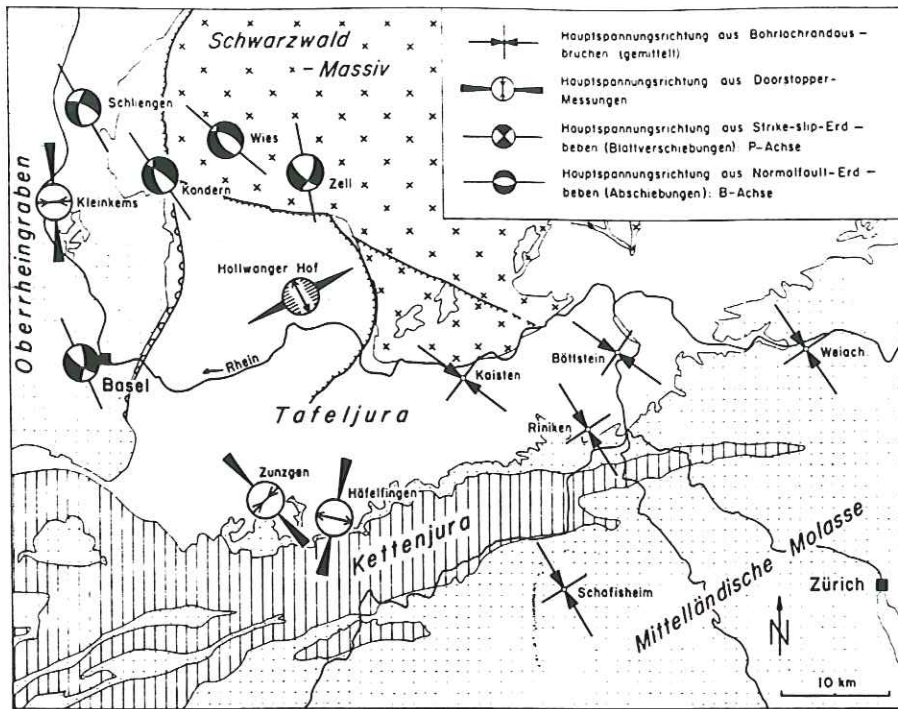


Fig. 37. Direction de contrainte horizontale compressive déduite de mesure de breakout, de fracturation hydraulique et direction d'axe P ou T dans le Jura oriental et son avant-pays (Diebold & Müller; 1985).

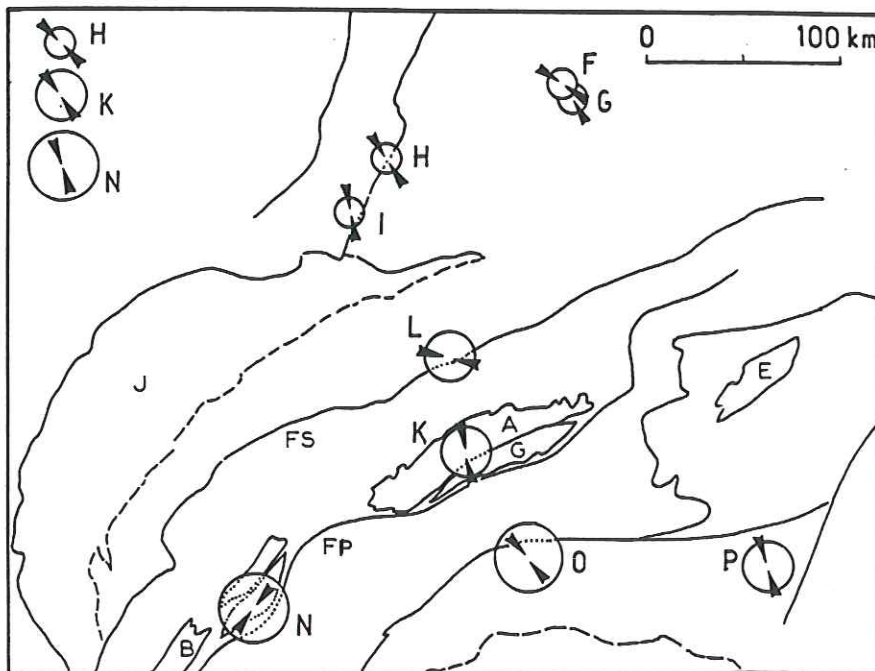


Fig. 38. Direction de contrainte horizontale compressive dans les massifs cristallins externes septentrionaux (Greiner & Illies, 1977; Hast, 1973).

3.3. Analyse des directions de contrainte horizontale maximale en compression.

En conclusion de ces études sur les directions de contraintes compressive horizontale (σ_1), on peut séparer la chaîne alpine en plusieurs domaines: -le Jura, l'avant-pays alpin et les chaînes subalpines au nord de Grenoble caractérisés par des directions de σ_1 perpendiculaires aux structures mio-pliocènes.

-l'avant-pays alpin et les chaînes subalpines méridionales, au sud de Grenoble, marqués par des directions de σ_1 plus obliques aux structures.

-les massifs cristallins externes et les zones internes où, localement, les directions de compression sont très fortement obliques aux structures.

Cette répartition spatiale des directions de σ_1 peut correspondre à: -une indentation crustale de grande longueur d'onde correspondant au

rapprochement NS de l'Afrique et de l'Europe, ou à un champ de contrainte uniquement dû à des effets topographiques et lithosphériques locaux qui ajouterait une composante E-W à la compression subie par l'avant-pays alpin (Grünthal & Stromeyer, 1992).

Si nous retenons le premier modèle, les directions de σ_1 calculées dans les zones internes montreraient l'existence d'une tectonique transversale aux structures caractérisée probablement par des décrochements éventuellement conjugués à des failles normales. L'obliquité des directions de contraintes dans les chaînes subalpines méridionales par rapport aux structures s'expliquerait aussi par l'activité des décrochements qui bordent les arcs des chaînes subalpines au sud de Grenoble.

TROISIEME PARTIE: ETUDE DES MOUVEMENTS VERTICAUX.

CHAPITRE I: TECHNIQUES DE MISE EN EVIDENCE DES MOUVEMENTS VERTICAUX.

L'établissement de réseaux de nivellement de précision par les instituts géodésiques nationaux est destiné à fournir à l'utilisateur des repères dont l'altitude est connue précisément. L'établissement de réseaux successifs selon les mêmes itinéraires et comportant des points communs permet l'étude des mouvements verticaux subis par ces repères avec une précision suffisante pour déterminer les déplacements verticaux d'origine tectonique. Les données que nous avons utilisées proviennent de l'Institut Géographique National.

1.1. Détermination des altitudes.

Les altitudes des repères de nivellement sont déterminées de proche en proche à partir d'un point de référence, qui est, dans le cas de la France, un groupe d'une vingtaine de repères situé à proximité de Marseille. La mesure élémentaire est celle de la différence de niveau entre deux repères successifs. Une différence de niveau entre deux points est mesurée à l'aide d'un niveau de précision déterminant l'horizontale au point de station (tangente à une équipotentielle de la pesanteur) et de deux mires (Lambeck; 1988, Fig. 39). La différence de niveaux entre les deux mires est obtenue en différenciant les lectures sur les deux mires.

Les équipotentielles de pesanteur ne sont pas parallèles les unes aux autres (Lambeck; 1988, Fig. 40), la dénivelée entre deux repères dépend donc du cheminement réalisé pour la mesurer. En d'autres termes, la somme des dénivelées n'est pas nulle sur une boucle fermée.

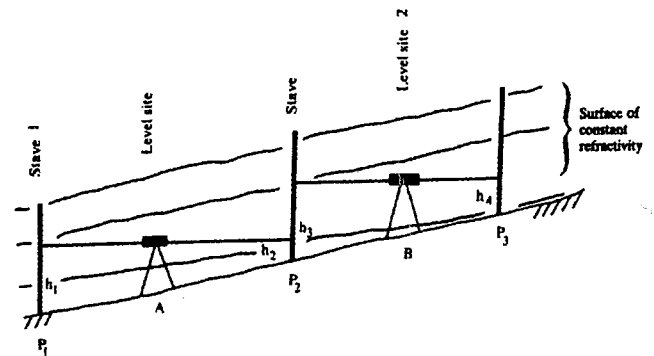


Fig. 39. Principe de réalisation du nivellement de précision (Lambeck; 1988).

Le niveau de précision placé en A définit la surface horizontale, c'est-à-dire la surface tangente à l'équipotentielle de pesanteur passant par A. La surface horizontale intersecte les mires 1 et 2 placées en P1 et P2 aux hauteurs h_1 et h_2 , la différence de niveau entre P1 et P2 est obtenue alors par $h_1 - h_2$. Le niveau est ensuite déplacé en B, entre 2 et 3 et l'opération est renouvelée. En général les surfaces d'égal indice de réfraction ne sont pas parallèles à l'horizontale mais à la topographie; il peut donc exister une erreur systématique due au gradient d'indice de réfraction entre le niveau et les mires.

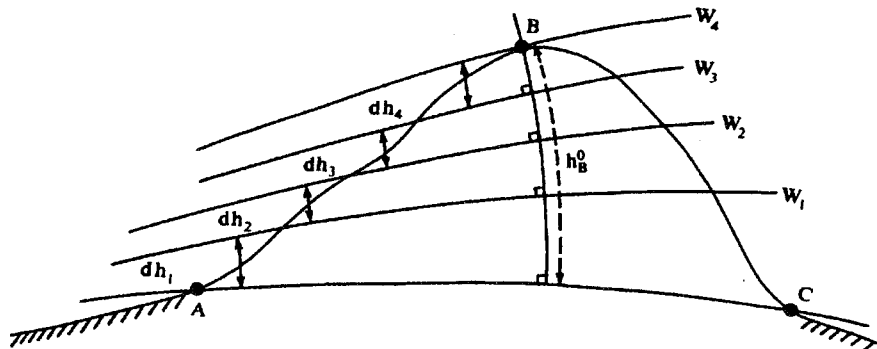


Fig. 40. Nivellement entre deux points A et C situés sur la même équipotentielle de pesanteur (Lambeck; 1988). La différence de niveau entre les points A et C n'est pas nulle, en effet lors du cheminement A-B-C les surfaces équipotentielles ne sont pas parallèles entre elles. Si l'équipotentielle portant A et C est l'équipotentielle correspondant au géoïde alors H_0B est l'altitude orthométrique de B au-dessus du géoïde.

En revanche, la somme des travaux ($\Sigma_0^M g \cdot dh$) est par définition nulle sur un cheminement fermé. L'altitude h_M d'un point est donc définie par la relation [1]:

$$h_M = \int_{\text{Géoiide}}^M g \cdot dh / \gamma_M \quad [1]$$

Avec g pesanteur mesurée en chaque point
dh dénivelée entre deux points

γ_M valeur qui modélise la valeur de la pesanteur au point considéré.

Pour définir une altitude il faut donc connaître la valeur de la pesanteur γ_M .

Les altitudes seront dites:

- dynamiques si on prend comme valeur de γ_M , la valeur de la pesanteur à l'altitude zéro, a altitude sera dite dynamiques quand $\gamma_M = 980,629$ valeur de la pesanteur normale pour une altitude nulle à la latitude de 45° .

- orthométriques quand on calcule la pesanteur γ_M intégrée depuis le géoïde jusqu'au point M

par une relation [2] prenant en compte la gravité à l'altitude 0 et un terme lié à la topographie.

$$\gamma_M = \gamma_0 - \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \gamma}{\partial h} + 4 \pi G \rho \right) h_M^0 \quad [2]$$

En pratique, tout revient à corriger la différence de niveau entre deux points par une correction orthométrique qui dépend de l'altitude du point pour obtenir la différence d'altitude entre ceux-ci.

1.2. Comparaisons de nivellements.

La comparaison de nivellements successifs réalisés sur les mêmes itinéraires s'avère être la meilleure méthode d'étude des mouvements verticaux. Plusieurs méthodes de traitement ont été appliquées à l'étude des comparaisons de nivellements depuis la comparaison des différences de niveaux jusqu'à des traitements plus élaborés consistant à calculer les mouvements verticaux en fonction des coordonnées des repères. Pour justifier le choix de la méthode de calcul adoptée, les principaux types de traitement seront rapidement présentés (paragraphe III et IV).

1.3. Comparaisons de nivellements réalisés sans compensation des observations.

1.3.1. Comparaison directe des dénivelées entre réseaux de nivellement.

La comparaison directe des dénivelées entre réseaux de nivellement a été utilisée lors des premières études des mouvements verticaux actuels dans les Alpes (Senftl, 1970; Jeanrichard, 1971; Levallois, 1972). Cette méthode présente

l'inconvénient de donner des résultats qui ne sont pas homogènes d'un profil à l'autre et qui, de ce fait ne peuvent pas être représentés en carte pour une étude régionale. Néanmoins, les tendances les plus importantes peuvent être ainsi montrées. Si les erreurs de fermeture des mailles sont importantes, cette méthode peut s'avérer être préférable aux méthodes de calcul faisant intervenir un ajustement par moindres carrés, car elle évite la répartition des erreurs de mesure sur l'ensemble du réseau.

1.3.2. Etude des discordances entre altitudes.

Cette méthode d'analyse, principalement développée au BRGM (Fourniguet, 1977) consiste à comparer les différences d'altitudes calculées à partir des données anciennes et des données récentes. Dans un premier temps, les discordances entre les altitudes des deux réseaux sont calculées; dans un second temps, les vitesses de déplacement relatif entre repères voisins sont déduites de ces valeurs. Un point de référence arbitraire est choisi pour exprimer les vitesses par rapport à ce point; les vitesses de déplacement sont alors les discordances cumulées depuis le point de référence.

1.4. Compensation des comparaisons de nivellements.

Pour une étude régionale des mouvements verticaux, il est nécessaire d'obtenir une vision en carte des déplacements verticaux. Pour cela, il faut donner une origine unique à tous les mouvements verticaux et prendre en compte l'existence de cheminements fermés qui apporte une redondance dans la résolution des mouvements verticaux. La compensation des comparaisons de nivellements permet de réaliser ces conditions.

1.4.1. Comparaison de réseaux mesurés instantanément.

Dans le cas où les deux réseaux comparés ont été mesurés instantanément par rapport à l'intervalle de temps qui sépare les mesures, on peut calculer simplement les vitesses de déplacements verticaux (Holdahl, 1975). La méthode de résolution par moindres carrés conduit à poser pour chaque réseau: - m relations d'observations du type [3]:

$$H_{P_{i+1}}^t - H_{P_i}^t - den_i^t = \varepsilon_i \quad [3]$$

où den_i^t est la mesure de dénivelée entre les points;

$H_{P_{i+1}}^t$ et $H_{P_i}^t$ sont les altitudes des points P_i et P_{i+1} lors du nivellement réalisé à la date t et ε_i l'erreur de mesure.

- une équation de condition par cheminement fermé [4]:

$$\sum_{i=1}^n \Delta H_i^t = 0 \quad [4]$$

Une fois la compensation effectuée pour chaque réseau, les altitudes orthométriques des repères communs sont comparées. La vitesse de déplacement vertical d'un point entre les époques de mesure t et t' est alors obtenue par la relation [5].

$$V_{Pi} = \frac{H_{Pi}^{t'} - H_{Pi}^t}{t' - t} \quad [5]$$

1.4.2. Comparaison portant sur des nivellements non instantanés.

Si les nivellements n'ont pas été réalisés instantanément, des déplacements verticaux sont susceptibles de s'être produits pendant la réalisation du réseau. L'équation de condition [3] ne peut plus alors être appliquée. Si plus de deux nivellements peuvent être comparés, deux méthodes de résolution sont alors possibles, on peut faire l'hypothèse soit que les vitesses peuvent fluctuer au cours du temps, soit qu'elles sont continues dans le temps.

1.4.2.a. Résolution de vitesses en fonction du temps.

Pour calculer les vitesses de déplacement des repères sans imposer qu'elles soient continues entre le premier nivellement et le dernier, on doit définir une nouvelle équation de condition qui portera sur les vitesses de déplacements (Holdahl, 1975).

On définit la différence de vitesse de déplacement vertical entre les points P_{i+1} et P_i par la relation [6],

$$DV_i = V_{P_{i+1}} - V_{P_i} \quad [6]$$

où $V_{P_{i+1}}$ et V_{P_i} sont respectivement les vitesses de déplacement des points P_{i+1} et P_i .

La somme des différences de vitesses sur une boucle fermée s'exprime alors par [7].

$$\forall j \in \{1, \dots, k\} \sum_{i=1}^n \Delta V_i^j = \sum_{i=1}^n (V_{P_{i+1}}^j - V_{P_i}^j) = V_{P_{n+1}}^j - V_{P_1}^j \quad [7]$$

En remarquant que sur un cheminement fermé $P_{n+1} = P_1$, on peut poser k équations de condition définies par:

$$\forall j \in \{1, \dots, k\} \sum_{i=1}^n \Delta V_i^j = 0 \quad [8]$$

où k est le nombre de comparaisons de nivellements possibles.

1.4.2.b. Calcul de vitesses de déplacement continues au cours du temps.

Les vitesses de déplacement peuvent être résolues quand on dispose de plusieurs nivellements en considérant que la vitesse de déplacement d'un point est constante au cours du temps (Fujii, 1993).

L'altitude d'un point au temps t est alors une fonction de l'altitude du point à l'instant t_0 , de la vitesse du point V_i , de la variation du terme de correction orthométrique (négligeable) et de l'intervalle $Dt = t - t_0$:

$$H_i^t = H_i^0 + \Delta i + V_i \Delta t \quad [9]$$

Les relations d'observations définies par [3] sont alors remplacées par:

$$(V_{P_{i+1}} - V_{P_i}) \Delta t - d_i^t = \varepsilon_i \quad [10]$$

où $V_{P_{i+1}}$ est la vitesse du point P_{i+1} , d_i^t la différence d'altitude entre les points P_i et P_{i+1} et ε_i le résidu.

On pose alors une seule équation de condition:

$$\sum_{i=1}^n \Delta V_i = 0 \quad [11]$$

1.4.2.c. Comparaison de deux nivellements.

Si la comparaison ne peut porter que sur deux réseaux de nivellements, comme cela est souvent le cas, une équation de condition sera posée pour chaque cheminement fermé (Holdahl, 1975).

L'équation de condition [8] pour deux nivellements devient:

$$\sum_{i=1}^n \Delta V_i = 0 \quad [12] \text{ équation équivalente à [11].}$$

En adoptant cette équation de condition, nous adoptons l'hypothèse que les vitesses de déplacement vertical sont constantes au cours du temps.

Pour simplifier l'équation [12] remarquons que la différence de vitesse entre les points P_{i+1} et P_i (équation [6]) peut être transformée en fonction des altitudes de ces points aux temps t' et t comme défini par les relations [14] et [15].

$$\Delta V_i = V_{P_{i+1}} - V_{P_i} = \frac{H_{P_{i+1}}^{t'} - H_{P_{i+1}}^t}{t' - t} - \frac{H_{P_i}^{t'} - H_{P_i}^t}{t' - t} \quad [13]$$

$$\Delta V_i = \frac{\Delta H_i^{t'} - \Delta H_i^t}{t' - t} \quad [14]$$

La variation de correction orthométrique entre les deux nivellements pour un point affecté d'un déplacement de 10 cm situé à 100 m d'altitude est

de 0,001 mm (Abours, 1979) et de 0,0001 mm pour un point situé à 1000m. Il est donc justifié de négliger le terme de correction orthométrique et la relation [14] devient donc:

$$\Delta V_i = (\Delta H_i^{t'} - \Delta H_i^t) / (t' - t) \cong d_i^v = (den_i^t - den_i^{t'}) / (t' - t) \quad [15]$$

La nouvelle relation [15] est donc fonction des dénivelées géométriques den_i^t entre deux points, quantité qui est la mesure brute.

L'ajustement des vitesses V_i par moindres carrés (seconde méthode de Holdahl) est donc fondé sur m relations d'observations [16] et sur une équation de condition par cheminement fermé [17].

$$\Delta V_i - d_i^v = \varepsilon_i \quad [16]$$

$$\sum_{i=1}^n \Delta V_i = 0 \quad [17]$$

1.4.2.d. Méthodes de compensation basées sur l'hypothèse que les déplacements sont une fonction de surface.

Hodalh a proposé différentes méthodes basées sur l'hypothèse que la vitesse d'un point est une fonction de surface c'est-à-dire fonction des coordonnées du point (Holdahl, 1975) (troisième et cinquième méthode de Holdahl). Ces méthodes ne peuvent s'appliquer raisonnablement que si l'hypothèse d'homogénéité de la déformation peut être confortée par des informations complémentaires (autres données géodésiques, grande homogénéité géologique, absence de fracturation importante), donc en général sur de petites régions bien connues où la densité de repères est très importante. Ce type de méthode pourrait être appliquée comme complément à une première étude basée, par exemple, sur la première ou la seconde méthode de compensation, s'il s'avère que la déformation ainsi montrée est homogène.

1.4.3. Choix d'une méthode d'ajustement.

1.4.3.a. Etude simultanée de plus de deux réseaux de nivellement.

Comme nous venons de le voir les méthodes de résolution par fonction de surface sont difficilement applicables avec toutes les garanties qu'elles demandent. On peut, en revanche résoudre les vitesses de déplacements en considérant qu'elles sont constantes dans le temps (Fujii, 1993). Ce mode de résolution peut être intéressant si le régime de déformation ne fluctue pas au cours du temps.

L'emploi de cette méthode est donc à proscrire si la déformation suit une logique de cycle sismique (comme dans la péninsule de Boso au Japon par exemple).

1.4.3.b. Etude de deux réseaux de nivellement.

L'application de la première méthode est restreinte au cas rare où on dispose de deux réseaux réalisés instantanément. Comme nous le verrons plus tard, la réalisation des réseaux de nivellement s'échelonne en général sur plusieurs années, cette méthode d'ajustement, certainement la plus robuste, est donc rarement applicable.

Dans le cas général, deux réseaux de nivellement peuvent être utilisés pour étudier les mouvements verticaux, le choix d'une méthode d'ajustement doit donc se porter sur les seconde, troisième ou cinquième méthodes présentées ci-dessus.

Les méthodes basées sur des fonctions de surface (troisième et cinquième méthode de Holdahl) supposent que la déformation est homogène sur l'ensemble du domaine étudié. Cette hypothèse étant en général rarement réalisée ou vérifiable, ces méthodes de compensation sont rarement utilisées.

La seconde méthode d'ajustement de Holdahl paraît être le meilleur mode d'ajustement des vitesses de déplacements dans le cas fréquent où la comparaison porte sur deux réseaux réalisés non instantanément. Cette méthode est basée sur l'hypothèse (équation de condition [17]) que les vitesses de déplacement vertical sont constantes pendant la période qui s'étend des mesures aux dernières mesures. Nous avons adopté cette méthode de compensation en constatant l'absence de séismes majeurs entre le début et la fin des mesures (1886/1979) et en supposant que la déformation asismique se fait à vitesse constante.

1.4.4. Etude de la continuité temporelle des vitesses de déplacement.

Dans une étude de déformation dans le plan vertical, ou comme nous le verrons plus tard dans le plan horizontal, de nombreuses méthodes de traitement sont basées sur l'hypothèse que les déformations sont continues dans le temps. Cette hypothèse peut être discutée pour les quelques profils situés dans les Alpes où plusieurs nivellements de haute précision peuvent être comparés.

Un bon exemple de non - continuité temporelle des vitesses de déplacements est fourni par le profil Schwyz - Gothard - Mendrisio mesuré en 1869, 1872, 1919 et 1970 (Kobold, 1977, Fig. 41). Entre 1869 et 1919 la ligne Périadriatique (entre Arbedo

et Bellinzona) est marquée par un effondrement significatif du compartiment sud par rapport au compartiment nord, en revanche entre 1919 et 1970 le passage de cet accident majeur n'est pas marqué par des déplacements verticaux importants. Il est probable que ces changements dans les mouvements

verticaux ont une signification tectonique, il est donc vraisemblable que, même en l'absence d'événements sismiques, les vitesses de déplacements verticaux puissent ne pas être constantes dans le temps.

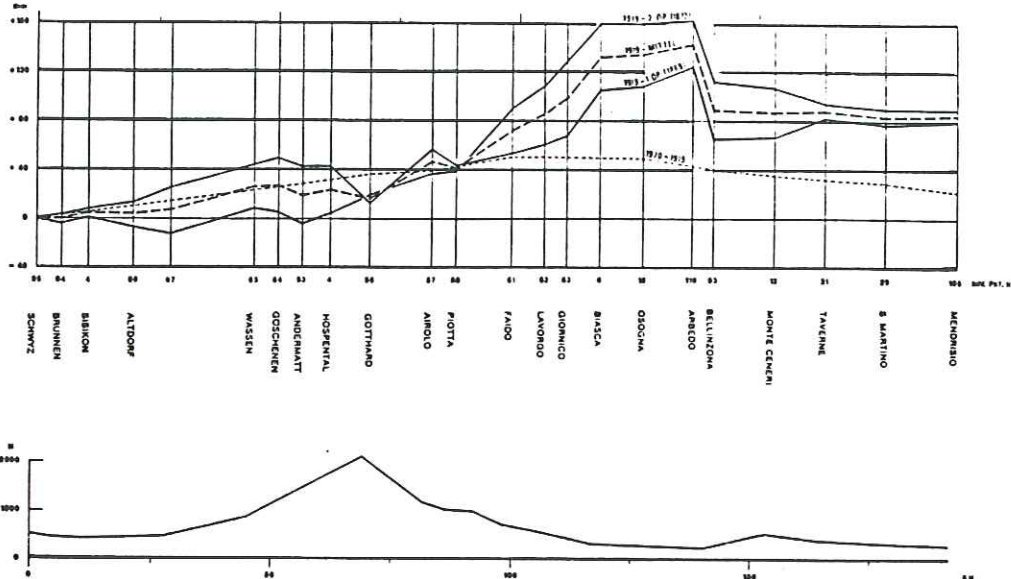


Fig. 41. Mouvements verticaux le long du profil N-S Schwyz-Gotthard-Mendrisio calculés à partir de trois nivellements de précision réalisés en 1869/72, 1919 et 1970 (Kobold, 1977). Noter le saut au passage de la ligne Périadriatique qui existe entre 1869 et 1919 et qui disparaît par la suite entre 1919 et 1979.

Ces éventuelles variations de vitesses de déplacement ne peuvent malheureusement pas être appréhendées dans le cas général ou seulement deux nivellements sont disponibles. Nous appliquerons donc la seconde méthode de Holdahl comme la meilleure méthode d'ajustement de préférence aux ajustements par fonction de surface.

1.5. Précision des mesures.

1.5.1. Les erreurs de mesures.

Un niveau de précision permet de définir une surface horizontale avec une précision de $2,5 \cdot 10^{-2}$ mm sur une distance de 50 m. On devrait donc avoir pour une série de mesures cumulées une précision d'environ $0,1 \text{ mm} / \sqrt{\text{km}}$, si l'erreur aléatoire du niveau était la seule source d'erreur. Mais il s'avère que la source d'imprécision majeure est l'existence de surfaces d'égal indice de réfraction non parallèles à la surface équipotentielle définissant l'horizontale (Fig. 39). Ces erreurs de mesures dues à la réfraction peuvent être très importantes dans les cas de changements systématiques de température pendant le cheminement ou si la topographie impose de viser la base et le sommet des mires. Cet effet peut devenir important lorsque les cheminements

présentent une pente constante sur une longue distance ou quand les visées sont réalisées sur de trop grandes distances.

D'autres causes d'erreurs systématiques peuvent intervenir (Lambeck, 1988) :

- irrégularité de graduation et de calibration des mires. Cet effet est minimisé dans le cas d'un cheminement en terrain penté ou vallonné car la lecture sur les mires ne se fait pas au même niveau sur la mire selon que la visée soit avant ou arrière. Les défauts de graduation se cumulent du bas vers le haut de la mire, on peut donc déterminer un facteur correctif c de la forme $c = \alpha \cdot l$ où l est la lecture sur la mire. Le facteur α est déterminé à l'atelier. Lors de la réalisation d'un nivellement, on apparie des mires ayant un α identique.
- illumination et échauffement des instruments variable et inégal. Cet effet peut dépendre de l'azimut du cheminement.
- erreur systématique de pointé de l'observateur.
- erreur systématique de pointé liée aux variations d'éclaircissement de la mire (l'observateur perçoit différemment les graduations selon l'éclaircissement).
- effet magnétique sur les niveaux automatiques, le miroir ou le prisme étant parfois suspendu par des pièces réalisées en matériaux magnétiques. Cette cause d'erreur (Rumpf & Meurish, 1981) dépend de l'azimut du cheminement.

Erreurs aléatoires:

- erreur aléatoire du niveau.
- erreurs dues à la non-verticalité de la mire. Si l'erreur est causée par un mauvais réglage des bulles de la mire, cet effet peut être systématique.
- erreurs dues à la non-horizontalité du niveau, un erreur de 0,1" induit une erreur de lecture de 0,0025 mm pour une visée de 50m. Si cet écart est lié à un dysfonctionnement du niveau, cette erreur sera systématique.
- erreurs liées à la mauvaise position du talon des mires sur les repères.
- instabilité des instruments pendant la mesure, si on commence toujours par viser la mire arrière cette erreur peut être systématique, on aura alors un systématisme lié au sens de marche, cet effet peut être corrigé par un cheminement réalisé en aller et retour.
- changement de la verticale et déformation de la croûte due aux marées terrestres. L'importance de cette dernière erreur est fonction du jour et de l'heure à laquelle les mesures ont été réalisées.

1.5.2. Modélisation des écarts types sur les mesures.

Les vitesses de déplacement vertical sont déterminées par un ajustement par moindres carrés. Dans ce calcul, il faut tenir compte des différences de précision des mesures. Une mesure entre deux points distants de quelques centaines de mètres doit avoir un poids supérieur au poids d'une mesure entre des points localisés à plusieurs kilomètres l'un de l'autre. Pour prendre en compte ces différences de précision, des écarts types sont associées aux mesures.

1.5.2.a. Ecart type sur les mesures, calcul de σ_1 et σ_2 .

Différentes approches ont été proposées pour pondérer les observations. On peut ainsi considérer des lois d'écarts types fonction:

- de la différence entre le cheminement aller et le cheminement retour dans le cas d'un nivellement réalisé en aller et retour (mode de calcul des écarts type pour le réseau NGF).
- du nombre de nivelés (nombre d'opérations élémentaires nécessaires à la réalisation de la mesure).
- de la distance entre deux repères ce qui modélise assez bien le nombre de nivelés.

Les écarts types sont en général modélisés comme une fonction de la distance D par la relation [18].

$$\sigma_h = (a_1^2 D + a_2^2 D^2)^{1/2} \quad [18]$$

Où a_1 modélise la composante aléatoire de l'erreur de mesure tandis qu' a_2 représente la somme des erreurs systématiques.

Pour les profils de nivellement de premier ordre, le United States Geodetic Survey considère qu' $a_1 = 3 \text{ mm} \cdot \text{km}^{-1/2}$ et qu' $a_2 = 0$. Un modèle stochastique de même nature a été adopté par l'Institut Géographique National.

Le coefficient a_1 peut être évalué soit par l'étude statistique des différences entre cheminement aller et cheminement retour, soit par l'étude des fermetures des mailles. Il a été observé que la première méthode donne des estimations plus optimistes que la seconde et ceci d'autant plus que le cheminement aller est proche dans le temps du cheminement retour ce qui est souvent le cas.

L'étude des fermetures de maille a été souvent appliquée en considérant des nivellements échelonnés dans le temps. Il conviendrait, en toute rigueur, de considérer uniquement des nivellements réalisés "instantanément", l'existence de mouvements verticaux pouvant dans le cas contraire fausser le calcul de la fermeture.

1.5.2.b. Ecart type sur le déplacement vertical relatif entre repères communs voisins.

L'écart type sur le déplacement vertical relatif est obtenu simplement en combinant les écarts types sur la mesure ancienne et sur la mesure récente par la relation [19].

$$\sigma = (\sigma_1^2 + \sigma_2^2)^{1/2} \quad [19]$$

Où σ_1 et σ_2 sont les écarts types des mesures des deux nivellements comparés.

Cette relation suppose que les erreurs de mesures ne sont pas corrélées, c'est-à-dire qu'il n'existe pas de causes d'erreur communes aux deux différences de niveau. Comme nous l'avons vu précédemment, un certain nombre d'erreurs de mesure sont étroitement liées aux caractéristiques géométriques (azimut, topographie) du profil. Une partie des erreurs est donc commune aux deux jeux de mesures. Elle sera éliminée lors du calcul des mouvements verticaux relatifs.

En conclusion, comme nous ne pouvons pas accéder au degré de systématisme commun aux deux jeux de mesures, l'écart type calculé par la relation [19] doit être appliqué bien que cette relation n'assume pas réellement la nature des erreurs affectant les mesures. Les écarts types calculés par la relation [19] seront probablement surestimés.

CHAPITRE II: LES COMPARAISONS DE NIVELLEMENTS DANS LES ALPES ET LE JURA.

2.1. Les données suisses.

Une étude des mouvements verticaux a été réalisée sur le réseau de premier ordre suisse selon la seconde méthode de Holdahl (Gubler communication personnelle, 1993, Fig. 42)

(hypothèse de continuité temporelle des vitesses) par l'Office fédéral de topographie (Gubler *et al.*, 1981; Schaer *et al.*, 1990; Gubler communication personnelle).

2.1.1. Les mesures.

Le réseau de premier ordre suisse a été mesuré pour la première fois de 1903 à 1925 et remesuré à partir de 1943. Les tronçons du réseau de nivellement situés en région montagneuse ont été dans l'ensemble mesurés après l'introduction des mires invar (en 1914). L'emploi de telles mires a permis de minimiser les effets des erreurs d'étalement des mires particulièrement importants en région montagneuse. La qualité du réseau n'a donc probablement pas été dégradée par les tronçons situés en région à fort relief. Les écarts types calculés à partir des erreurs de fermeture des mailles sont respectivement de $1,4 \text{ mm} / \text{km}^{1/2}$ (1903-1925) et

de $0,8 \text{ mm} / \text{km}^{1/2}$ (à partir de 1943), on dispose donc de deux réseaux de nivellement de haute précision.

2.1.2. Calcul des vitesses de déplacement.

L'ajustement des vitesses de déplacement a été adopté, pour tenir compte de l'étalement dans le temps des mesures et de l'absence de séismes importants dans la période d'enregistrement de la déformation. La loi d'écart type considérée dans le calcul des vitesses de déplacement est de la même forme [20]:

$$\sigma_V = \frac{\sqrt{a_1^2 D + a_2^2 D}}{t-t} \quad [20]$$

où $a_1 = 1,4 \text{ mm} / \text{km}^{1/2}$, $a_2 = 0,8 \text{ mm} / \text{km}^{1/2}$ et $t-t$ est la période d'enregistrement de la déformation.

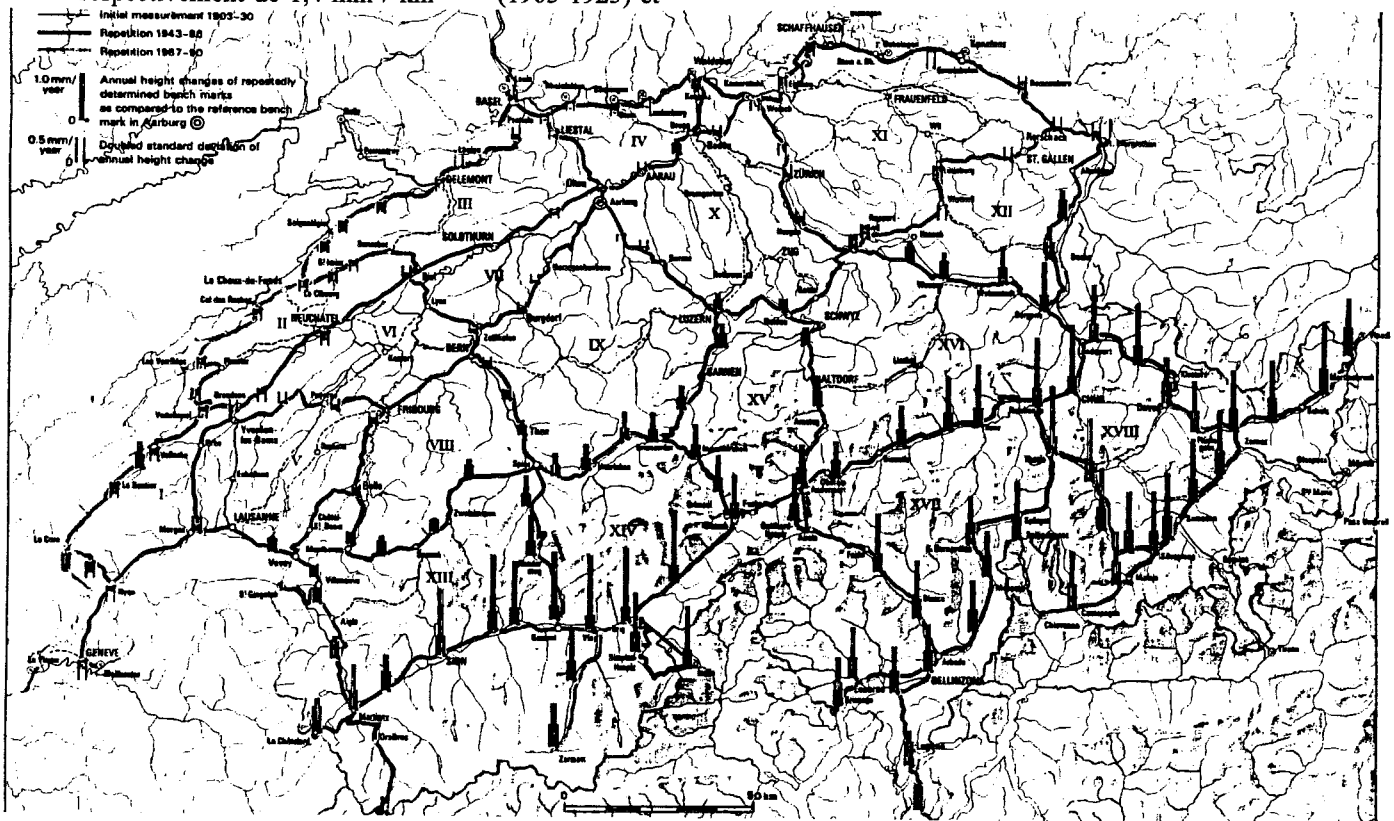


Fig. 42. Mouvements verticaux obtenus par comparaison de nivellement en Suisse. L'étude porte uniquement sur les profils de premier ordre.

2.1.3. Représentation des résultats.

Les auteurs ont opéré une sélection parmi les repères de nivellements aboutissant ainsi à un échantillonnage de l'information avec un pas assez large. Les déplacements ont été représentés par des barres munies de leurs barres d'erreur pour un niveau de confiance de 95% (Fig. 42). Les vitesses de déplacement obtenues sont exprimées par rapport à un point fixé arbitrairement près de Aarburg (sur le

premier chaînon du Jura, à proximité du bassin molassique).

2.1.4. Principaux résultats.

Les principaux résultats sont: (1) des mouvements non significatifs dans le bassin molassique par rapport au point fixé choisi sur le premier chaînon du Jura, (2) des mouvements verticaux négatifs dans la Haute Chaîne du Jura si on excepte une surrection notable près de Vallorbe, (3) une surrection d'environ

0,6 mm/an enregistrée dans la vallée du Rhône dans le prolongement des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges (région de Martigny), (4) une surrection très importante de l'ensemble Aar-Gothard par rapport au bassin molassique (Aarburg). Cette surrection débute au niveau de Sion dans la Vallée du Rhône, atteint un maximum de 1,7mm/an à Brig au sud-ouest du massif de l'Aar. La zone en forte surrection se dispose suivant une direction WNW-ESE, se prolonge à l'est de l'Aar jusqu'à la frontière autrichienne et (5) une surrection significative des zones internes des massifs cristallins externes de l'Aar et du Gothard jusqu'à la Ligne périadriatique.

2.2. Comparaison de nivellements dans les Alpes et le Jura français.

2.1.1. Travaux antérieurs.

Dans les Alpes et le Jura, les mouvements verticaux ont été étudiés sur les profils de premier ordre par Levallois (Levallois, 1972) qui compara les mesures brutes (dénivelées corrigées des effets de température pour le réseau N.G.F.) et par Fourniguet (Fourniguet J., 1977) qui étudia les changements d'altitudes sur des profils de premier ordre également. Les principaux résultats de ces études sont la mise en évidence de l'existence de la surrection des massifs cristallins externes (Belledonne, Pelvoux, Mercantour) par rapport à l'avant-pays et l'absence de subsidence notable dans l'avant-pays alpin. Une seconde étude du même

auteur (Fourniguet, 1987) a porté sur les mouvements verticaux dans le nord et le nord-ouest de la France en utilisant des profils de premier et de second ordre. L'auteur montre des mouvements verticaux notables dans le Jura central et septentrional (annexe 4) qui ne correspondent pas au front du Jura mais qui sont plutôt en position plus interne (à l'ouest de Pontarlier). Cependant la représentation des résultats rend mal aisée l'interprétation géodynamique: les mouvements verticaux sont représentés sous forme d'une carte isocline dont le tracé a nécessité l'interpolation des mouvements verticaux entre des profils espacés de plusieurs dizaines de km. Il faudrait donc que la longueur d'onde des phénomènes enregistrés soit supérieure à cet espacement, ce que nous ignorons.

2.2.2. Localisation géographique.

L'étude des vitesses de déplacement vertical des Alpes et du Jura a été réalisée (Jouanne *et al.*, 1993b en annexe) pour essayer de répondre aux questions suivantes: (1) la déformation est-elle localisée ou non? (2) les Alpes sont-elles affectées par une importante surrection par rapport à l'avant-pays alpin?

Les profils de nivellements utilisés recourent de l'ouest à l'est (Fig. 43), l'extrémité orientale de la Bresse, le Jura, le sud du bassin molassique, les massifs subalpins et les massifs cristallins externes des Aiguilles Rouges et de Belledonne.

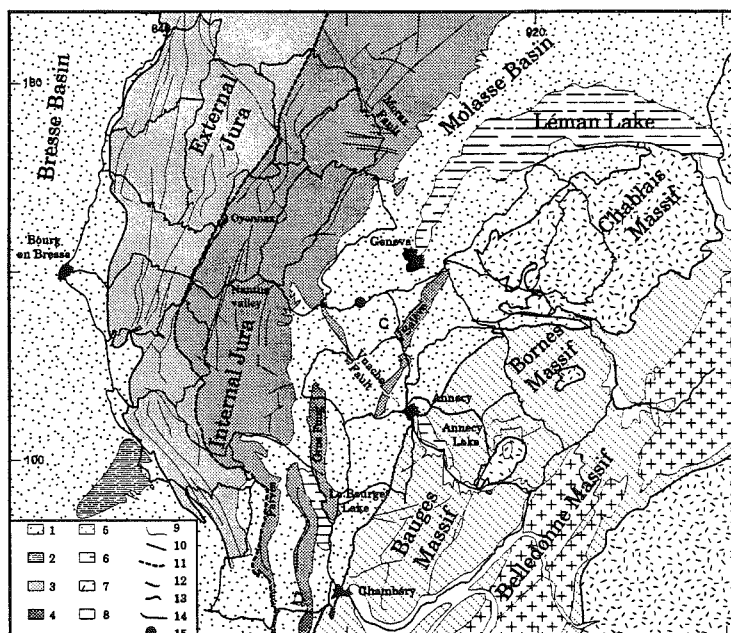


Fig. 43. Localisation des profils de nivellements utilisés.

1: bassin molassique; 2: couverture mésozoïque non déformée; 3: Jura externe; 4: Jura interne; 5: massifs subalpins; 6: massifs cristallins externes; 7: zones internes; 8: formations quaternaires des vallées alpines; 9: failles; 10: chevauchement frontal du Jura; 11: limite Jura interne/Jura externe; 12: front subalpin; 13: chevauchement pennique frontal; 14: profil de nivellement; 15: point de référence.

	Bourdaloüe	NGF	IGN69
Premier ordre	15	2,6	1,8
Second ordre	?	2,6	2,6
Troisième ordre	?	3,8	2,6

Tab. 1. Ecart types en mm/\sqrt{km} déduits des erreurs de fermeture pour les réseaux de nivellement réalisés successivement en France (notice technique de l'IGN).

L'écart type sur les mesures des profils de troisième ordre du NGF a été calculé en considérant qu'il existe le même rapport de précision entre le premier et le troisième ordre récent (mesure en aller et retour et en aller simple) qu'entre le premier et le troisième ordre ancien.

2.2.3. Données disponibles pour l'étude des mouvements verticaux.

La détection de déplacements verticaux à signification tectonique requiert, étant donné l'ordre de grandeur de tels mouvements (au maximum quelques mm / an), des nivellements de haute précision. Ainsi, comme le montre le tableau 1, le premier nivellement réalisé en France (nivellement Bourdaloüe) ne peut pas être utilisé faute d'une précision suffisante (erreur probable kilométrique supérieure au cm). En revanche, comme proposé par différents auteurs, des comparaisons peuvent porter sur les profils de premier et de second ordre du Nivellement Général de la France et du réseau IGN (Tab. 1). Il nous a semblé souhaitable d'inclure les profils de troisième ordre pour resserrer la maille d'étude, tout en gardant à l'esprit la moins bonne précision de telles mesures.

Les profils de nivellement utilisés sont les profils de premier, de second ordre et ceux parmi les profils de troisième ordre qui participent à une maille dont l'erreur de fermeture (Fig. 44) est suffisamment faible pour que la comparaison entre nivellements puisse être envisagée sans trop de réserves. Le calcul de fermeture des mailles doit cependant être utilisé avec prudence; en effet on ne quantifie que la somme des erreurs sur un cheminement fermé et non l'amplitude de ces erreurs. Il faut noter que les mailles sont constituées par des profils réalisés à des périodes différentes, il est donc très vraisemblable que les erreurs de fermeture sont surestimées par l'incorporation de mouvements verticaux survenus pendant les 15-20 ans que nécessitent la réalisation d'un réseau. On peut remarquer que les erreurs de fermeture calculées pour les mailles du réseau NGF et du réseau IGN69 ne sont pas radicalement différentes (Fig. 44).

2.2.4. Réalisation des réseaux comparés.

Les réseaux de nivellement français ont été réalisés dans le but de déterminer le plus grand nombre de repères possibles avec une précision satisfaisante. Dans d'autres pays, comme la Suisse ou les pays scandinaves l'accent a été mis sur la

précision des mesures, la fiabilité des supports... Le nivellement français présente donc l'avantage d'être extrêmement dense par comparaison avec le nivellement des pays précités et l'inconvénient de ne pas avoir été réalisé avec une précision optimale compte tenu des impératifs de productivité.

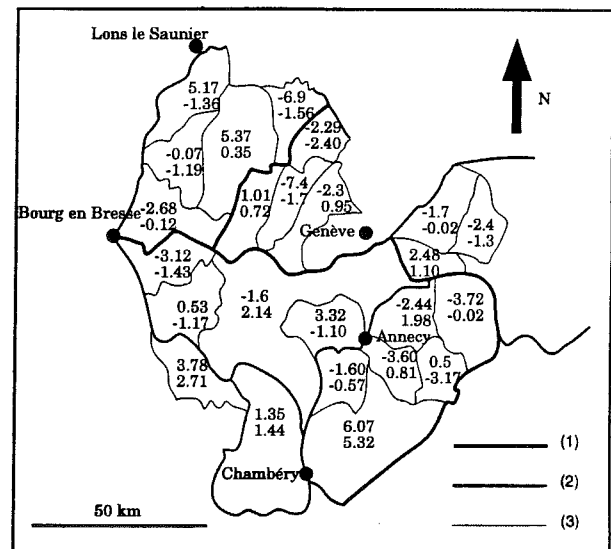


Fig. 44. Ordre des profils de nivellement utilisés (1: premier ordre; 2: second ordre; 3: troisième ordre) et erreur de fermeture des mailles de troisième ordre. Dans chaque boucle, les erreurs de fermeture de la maille des réseaux NGF et IGN69 sont successivement indiquées.

2.2.4.a. Le réseau NGF.

Les instruments de mesure.

Le réseau de nivellement NGF a été réalisé avec des mires à compensation. La dilatation de ces mires en acier ordinaire était mesurée en comparant deux réglottes en métaux de dilatation très différente. Une correction d'étalonnage était apportée sur chaque mesure. Lors du nivellement NGF les niveaux de précision qui ont été utilisés sont des niveaux à nivelle fixe.

La réalisation des mesures.

Les profils de premier et de second ordre ont été mesurés en aller et retour avec la même

instrumentation, la précision des mesures est donc très probablement semblable pour ces profils. Une mesure sur un profil de premier ou de second ordre est donc la moyenne de deux dénivelées corrigées d'une correction de mire variable (dépendant de la dilatation). Les profils de troisième ordre ont été réalisés en aller simple, la précision attendue sera donc plus faible.

2.2.4.b. Le réseau IGN69.

Les instruments de mesure.

Le nivellement IGN69 a bénéficié de l'apparition des mires en métal invar, métal dont la dilatation est faible (de l'ordre de 10^{-6} pour le métal invar au lieu de 10^{-5} pour l'acier). La graduation des mires est réalisée à quelques microns, les erreurs de graduation sont corrigées par l'application de la correction de mire $c=a*l$ où a est la pente de la correction déterminée en atelier et l la lecture. De plus, pour minimiser l'effet des erreurs de graduation on apparie des mires ayant un a semblable.

Les niveaux à nivelle fixe ont continué à être utilisés pour les profils de premier ordre tandis qu'était adopté l'utilisation des niveaux automatiques pour la mesure des profils de second et de troisième ordre.

La réalisation des mesures.

Lors du nivellement IGN69 seuls les profils de premier ordre ont été réalisés en aller et retour (mesure avant et arrière). Alors que les profils de second et de troisième ordre ont été mesurés en aller simple. Toutes ces mesures sont corrigées par une correction de mire ($c=a*l$) ne dépendant que des mires utilisées.

2.2.5. Modélisation des différences de précision des mesures: la modélisation des écarts types associés aux mesures.

L'étude porte sur des comparaisons de profils de nivellement de premier, de second ou de troisième ordre, donc sur des mesures de précision différentes. Ainsi les deux mesures d'un profil de premier ordre ont été réalisées en aller et retour, les mesures d'un profil de second ordre en aller et retour pour la mesure NGF et en aller simple pour la mesure IGN69, enfin un profil de troisième ordre a été mesuré en aller simple quel que soit le réseau. La modélisation des écarts types doit, de surcroît, prendre en compte les améliorations instrumentales advenues entre la réalisation des deux réseaux: abandon des mires à compensation, adoption des mires en métal invar, remplacement des niveaux à

nivelles fixes par des niveaux automatiques pour les profils IGN69 de second et de troisième ordre. Nous adopterons une loi d'écart type fonction de la distance entre les repères comme proposé par l'IGN avec des coefficients issus de ses études (Tab. 1). Le coefficient sur le troisième ordre ancien n'est pas issu des études de l'IGN, pour le déterminer nous avons considéré que le rapport entre les écarts types adoptés pour les mesures en aller et retour et en aller simple est le même pour les deux réseaux.

Comme nous l'avons vu précédemment, l'ajustement portera sur les vitesses relatives entre repères voisins. Pour des raisons de format de données, nous compenserons les vitesses relatives ramenées à 100 ans. Nous avons donc adopté pour calculer les écarts types associés à ces valeurs la relation [21]:

$$\sigma_h = \left(\sqrt{a_1^2 D + a_2^2 D} / (t' - t) \right) * 100 \quad [21]$$

Où a_1 et a_2 sont les écarts types pour le nivellement NGF et pour le réseau IGN69 issus du tableau 1 et $t'-t$ l'intervalle de temps séparant les deux mesures.

2.2.6. Discordances NS entre les nivellements NGF et IGN69.

2.2.6a Description et analyse du phénomène.

La comparaison entre les profils de premier ordre des nivellements NGF (erreur probable kilométrique 1,7 mm / km) et IGN69 (erreur probable kilométrique 1,3 mm / km) a montré l'existence d'une discordance systématique NS (Kasser, 1989, Fig. 45) entre ces deux nivellements qui atteint 60 cm entre Marseille et Dunkerque, en 1235 km de cheminement (Kasser, 1989).

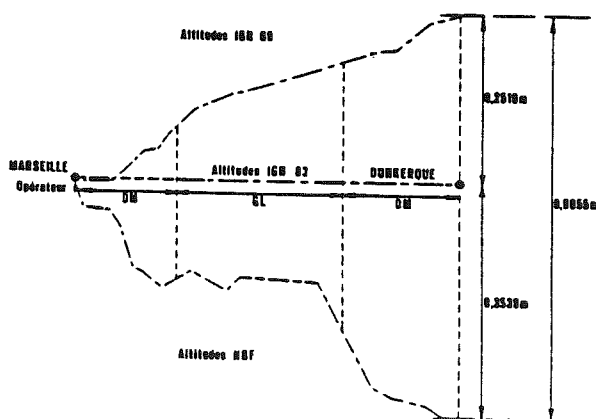


Fig. 45. Répartition des écarts entre les profils Marseille-Dunkerque I.G.N. 69, N.G.F. et I.G.N. 1983 (Kasser, 1989). Les sections mesurées par chaque opérateur sont signalées. Il ne semble pas y avoir de systématismes visibles dus à l'observateur.

Les erreurs probables kilométriques des deux nivellements ne peuvent pas rendre compte des discordances de ces nivellements si un modèle d'erreur gaussien est adopté (au maximum ce modèle peut expliquer 23 cm de discordance). L'origine de cette discordance qui paraît avoir une composante E-W quasiment nulle (Fig. 45) a été recherchée par la réalisation d'un profil (Fig. 46) de nivellement de très haute précision (erreur probable kilométrique déduite des allers-retours 0,27 mm / km). Les discordances de ce profil avec les profils Marseille-Dunkerque NGF et IGN69 présentent une progression régulière du sud au nord. Le nivellement IGN83 apparaît intermédiaire (Kasser, 1989, Fig. 46) entre les deux nivellements anciens.

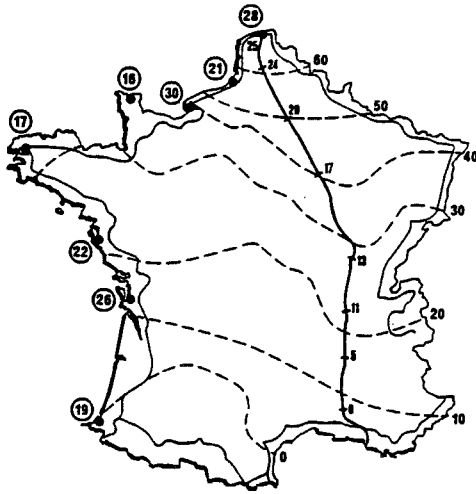


Fig. 46. Itinéraire nivelé, et écarts en centimètres avec les valeurs IGN69 (Kasser, 1989). Les lignes grossièrement est-ouest figurent l'écart entre les mesures NGF et IGN69 en centimètres, de 0 à Marseille à 60 cm près de Dunkerque. Les points le long des côtes représentent les marégraphes, les valeurs dans les ronds sont les cotes en centimètres du niveau moyen de la mer, dans un système fictif IGN83 prolongé en est-ouest en suivant la discordance IGN69 - NGF. L'altitude moyenne du niveau de la mer (Atlantique et Manche) ne présente plus de pente nord-sud appréciable.

En résumé, cette étude n'a pas permis d'établir le degré de systématisme qui existe entre les trois réseaux comparés. Il apparaît très vraisemblable que les altitudes IGN83 sont plus fiables que les altitudes IGN69. Pour clore cette discussion, il doit être noté qu'une discordance systématique N-S existe également dans les nivellements des Etats-Unis et d'Angleterre; une signification physique de la discordance entre nivellements n'est donc pas à exclure totalement.

Il a été proposé (Fourniguet, 1977) d'ajouter aux dénivelées NGF le terme correctif $k \cdot dSN$ avec k coefficient de correction variable selon la région étudiée et dSN composante NS du cheminement. Le choix du coefficient k est particulièrement difficile. On ne peut en effet pas utiliser une valeur

déduite de la différence entre le nivellement NGF et IGN69 dans un domaine où d'importants mouvements verticaux sont attendus. De plus, en l'absence de certitudes quant à l'absence de signification physique de cette discordance, doit-on corriger les vitesses? En résumé, une telle correction n'est pas forcément justifiée, surtout dans une région soumise à d'importants mouvements verticaux où le choix d'un terme correctif est extrêmement difficile. Nous avons décidé en conséquence de ne pas corriger les vitesses de déplacements de la discordance N-S.

2.2.7. Choix du point de référence.

La détermination des vitesses requiert qu'un point serve de référence. En l'absence de point dont la variation d'altitude au cours du temps a pu être déterminée de manière indépendante des comparaisons de nivellement (par un marégraphe par exemple), il faut choisir arbitrairement un repère de nivellement comme référence. Toutes les vitesses de déplacement vertical des points seront exprimées par rapport à ce point dont la vitesse sera considérée comme nulle.

Ce point, supposé fixe au cours du temps, est choisi sur un profil de nivellement de la plus haute précision, donc sur un profil de premier ordre. Il est sélectionné dans un secteur où les mouvements verticaux entre points sont extrêmement faibles pour que la stabilité du support soit assurée et dans une région géologiquement homogène pour que l'origine ainsi définie ait une signification géologique. Nous avons choisi ce point de référence au centre du réseau, dans le bassin molassique prêt d'Annemasse. Le choix d'un point central permet par ailleurs d'éviter une trop importante propagation des erreurs lorsque l'on s'éloigne de ce point de référence (Fig. 43).

2.2.8. Caractéristiques de la compensation.

La compensation des vitesses de déplacement vertical a été effectuée grâce au logiciel GEOLAB. Les observations qui ont servi à la compensation sont les différences de déplacement vertical ramenées à 100 ans entre repères de nivellement voisins avec leurs écarts types définis par la relation [21]. Les vitesses initiales des points, c'est-à-dire les valeurs estimées servant à l'ajustement par moindres carrés, ont toutes été considérées comme nulles.

Exemple de fichier de données:

point Pi	point Pi+1	vitesse relative	écart type
46 RV23	RV28	0,003780	0,005587
46 RV28	RV33	-0,002073	0,006615
46 RV33	RV34	-0,003537	0,002789

Chaque repère de nivellement est lié à son voisin par une différence de niveau, la précision sur cette mesure est estimée par l'écart type associé à la mesure.

Caractéristiques de la compensation:

- Nature des observations:
- nombre de repères: 1203
- nombre de repère fixé: 1 (le point de référence)
- nombre de repères libres: 1202 (points pour lesquels on calcule une vitesse de déplacement vertical)
- nombre de vitesses de déplacement relatif: 1228
- degrés de liberté: 26 (exprime la différence entre le nombre de mesures et le nombre de vitesses calculées)

Options de calcul:

- nombre maximum d'itérations: 3 (nombre maximum de fois que l'on réinjecte les résultats pour effectuer un nouveau calcul)
- critère de rejet des résidus: taux max
- critère de convergence: 0,001 (pour recommencer une itération il faut que la différence entre la vitesse initiale et la vitesse compensée soit supérieure à 0,001)

Indicateurs issus du calcul:

- nombre d'itérations final: 2
- facteur de variance estimé: 1,2876
- nombre de résidu hors norme: 0

test du χ^2 sur le facteur de variance réussi:
(7,9854e-001 < 1,0000 < 2,4182e+000)

2.2.9 Représentation des résultats (Fig. 47a, b et c).

Les taux de déplacement vertical ont été représentés par des barres sur une carte à l'endroit précis des repères, une barre placée au nord du profil marque un déplacement positif (une surrection par rapport au point de référence); de même une barre dessinée au sud du profil correspond à un déplacement négatif.

2.2.10. Principales tendances des taux de déplacement vertical calculés (Fig. 47 a, b et c).

2.2.10.a. Le Jura externe.

Le Jura externe présente une succession de régions larges de quelques kilomètres, orientées NNE-SSW qui présente alternativement des mouvements en surrection et des mouvements négligeables par rapport au point de référence. La limite occidentale de cette région est marquée par un effondrement brutal de la Bresse par rapport au Jura externe.

2.2.10.b. Le Jura interne au nord de la cluse de Nantua.

Le Jura interne, au nord de la Cluse de Nantua, est marqué par une importante surrection qui dépasse localement 2 mm / an que cela soit par rapport au point de référence (bassin molassique), ou par rapport au Jura externe. Cette zone large de 20 km présente une orientation NNE-SSW parallèle aux structures géologiques régionales. Cette zone en forte surrection est limitée au nord par la vallée de Morez et au sud par la cluse de Nantua.

2.2.10.c. Le Jura méridional.

Au sud de la cluse de Nantua, on ne dispose malheureusement pas de données qui permettraient de tester l'hypothèse que le Jura interne dans le secteur du Grand Colombier est également affecté par une surrection.

On retrouve cependant une importante surrection du Jura par rapport au sud du bassin molassique ou au sud de la Bresse. Ces mouvements positifs s'organisent selon une direction nord-sud en atteignant des maxima d'environ 1,7 mm / an. Cette zone ne se limite pas au contour du Jura, elle présente en effet un prolongement dans le nord-est du bassin du Bas- Dauphiné où des mouvements de 0,4 mm / an ont été calculés.

2.2.10.d. Le Bassin molassique.

Le nord de la partie française du bassin molassique, au voisinage de Genève, est marqué par une absence de mouvements verticaux relatifs importants; ce qui valide, à posteriori, le choix du point de référence dans cette unité. En revanche, à l'ouest de la ville d'Annecy, des taux de surrection relativement importants ont été calculés.

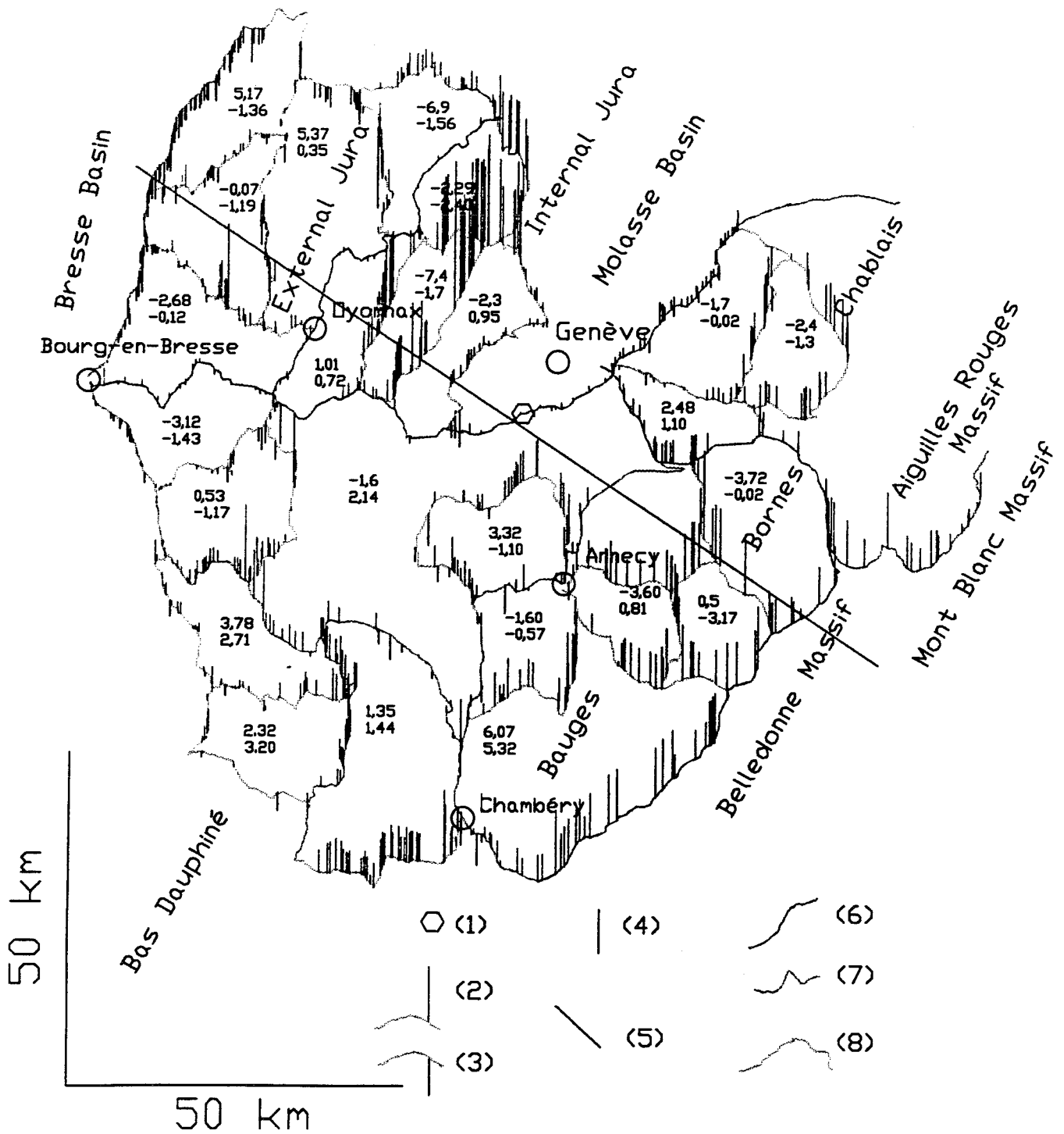


Fig. 47 a. Taux de déplacement vertical calculés par référence au point fixé (1) (Jouanne et al., 1994).

(1) Point de référence, (2) surrrection, (3) subsidence, (4) déplacement vertical de 1 mm/an, (5) coupes utilisées dans l'analyse des mouvements verticaux, (6) profil de nivellement de premier ordre, (7) profil de nivellement de second ordre et (8) profil de nivellement de troisième ordre.

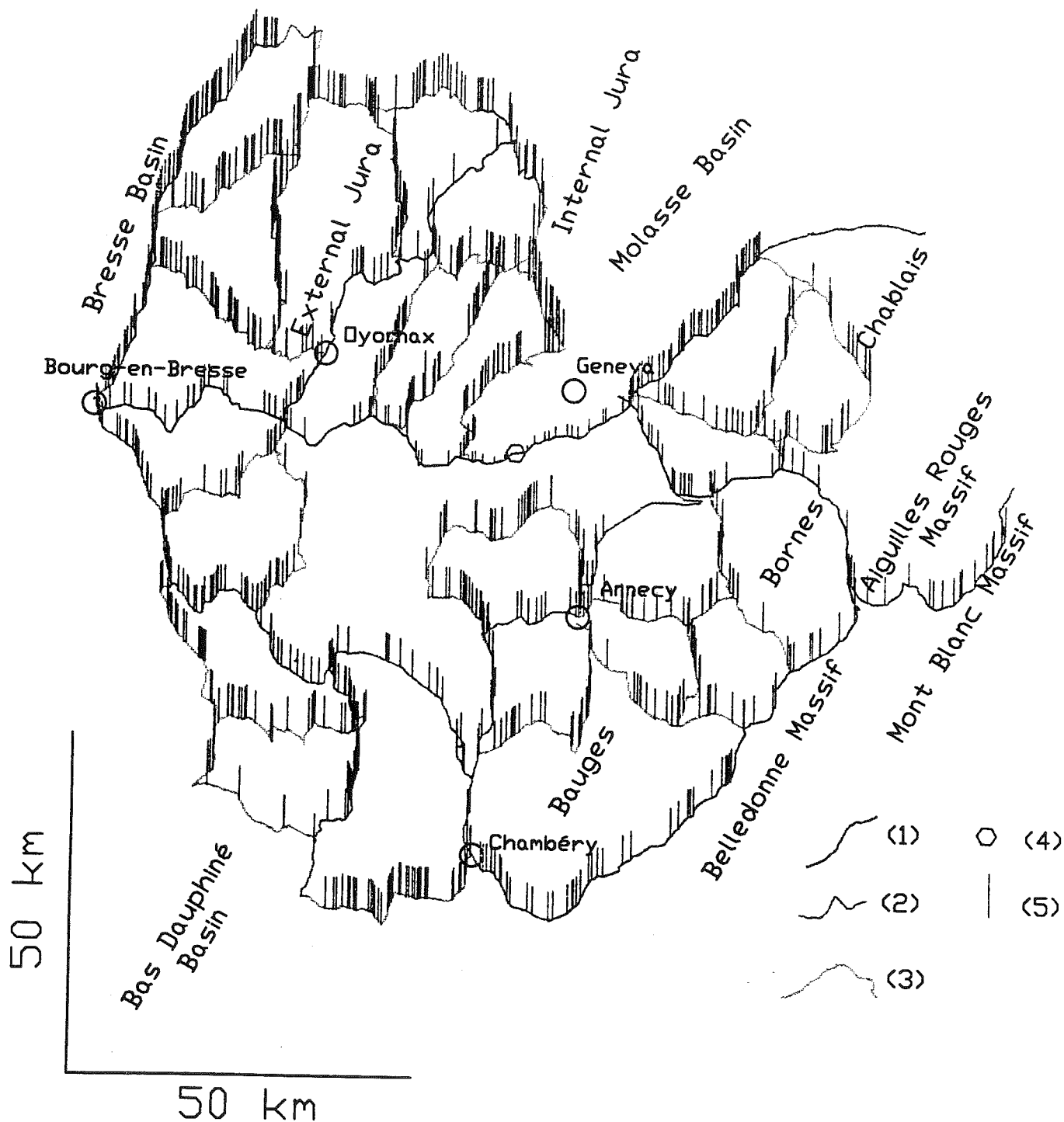


Fig. 47 b. Barres d'erreur sur les taux de déplacement vertical pour un niveau de 95% de confiance et mise à l'échelle par le facteur de variance (Jouanne et al., 1994).

(1) profil de nivellement de premier ordre, (2) profil de nivellement de second ordre, (3) profil de nivellement de troisième ordre, (4) point de référence et (5) erreur de 1mm/an.

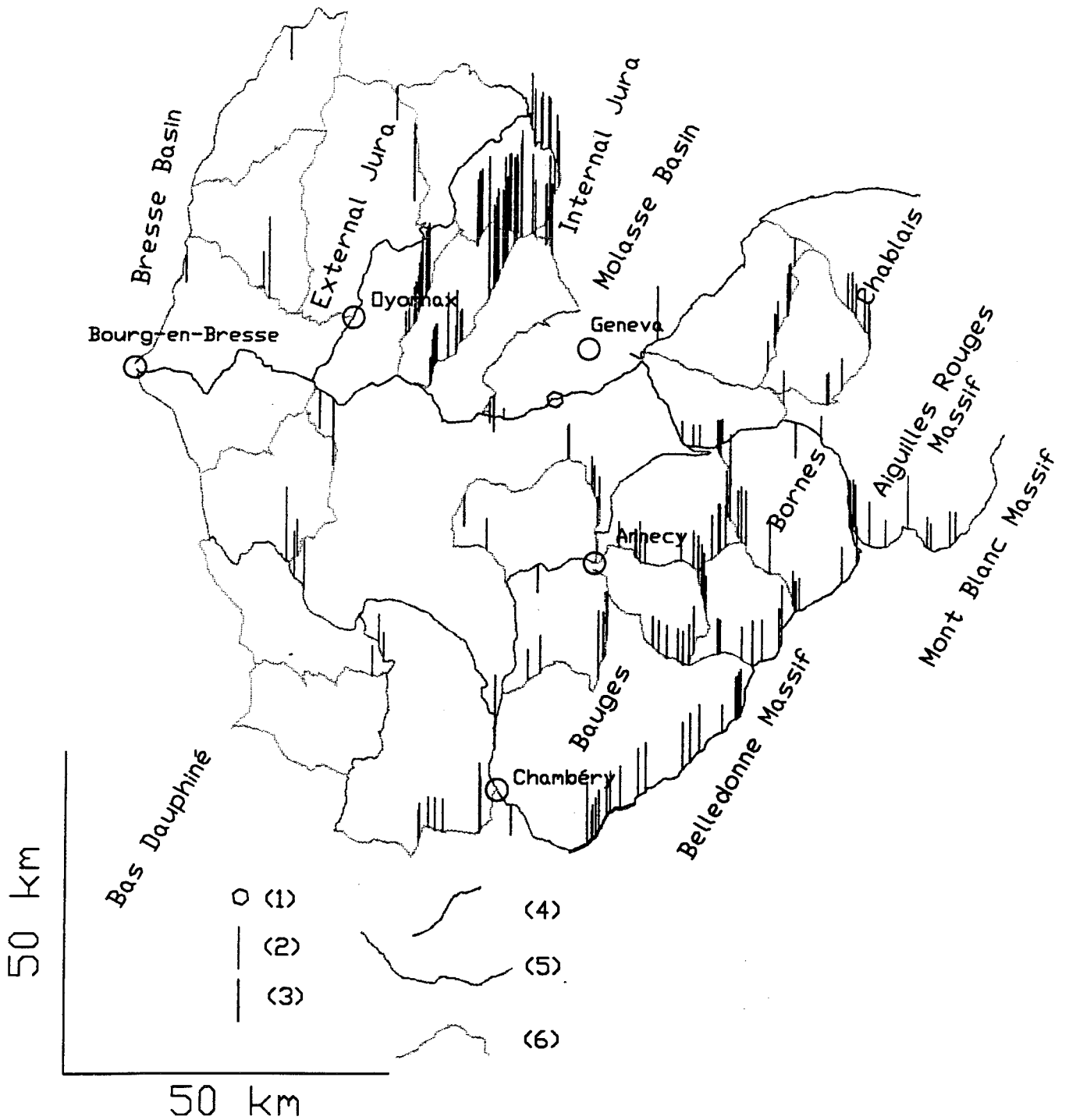


Fig. 47 c. Taux de déplacement vertical significatifs pour un niveau de confiance de 95% (1) (Jouanne et al., 1994).

(1) Point de référence, (2) surrection de 1mm/an, (3) subsidence de 1mm/an, (4) profil de nivellement de premier ordre, (5) profil de nivellement de second ordre et (6) profil de nivellement de troisième ordre.

2.2.10.e. Les massifs subalpins (Chablais, Bornes, Bauges) et les massifs cristallins externes (Aiguilles Rouges, Mont Blanc et Belledonne).

La carte des déplacements verticaux montre une surrection importante de ce ensemble par rapport au bassin molassique. Cette zone de soulèvement de 70 km de large au moins, est caractérisée par une orientation NNE-SSW, par une largeur de 70 km au moins, et par des taux de surrection qui croissent depuis la limite bassin molassique - massifs subalpins (0 mm / an) jusqu'à la limite occidentale des massifs cristallins externes où des taux de surrection de 1,5 mm / an par rapport au bassin molassique ont été calculés.

2.3. Signification des mouvements verticaux.

2.3.1. *Les mouvements verticaux ont-ils une signification physique?*

Les études présentées ont été réalisées pour une partie en domaine montagneux, caractérisé par des reliefs notables. Les profils recoupant des reliefs accusés peuvent présenter des erreurs de mesures importantes si les mires présentent des erreurs d'étalonnage. En effet, s'il existe une erreur d'étalonnage, celle-ci s'introduira dans les différences entre profils anciens et récents. Si cette erreur est de premier ordre par rapport à des mouvements d'origine tectonique, la comparaison entre les nivellements présente une nette corrélation avec la topographie du profil.

Nous considérons donc que les mouvements verticaux calculés dans ces deux études ont une signification physique réelle. On considérera que le mouvement vertical d'un repère est la somme: (1) d'un mouvement local lié à la non-stabilité du support du repère, (2) d'un mouvement lié au tassement des terrains peu consolidés, (3) d'un mouvement lié à un éventuel rebond postglaciaire et (4) d'un mouvement tectonique.

2.3.2. *Les mouvements locaux.*

Les mouvements locaux des repères sont difficilement appréciables surtout s'ils sont de faible ampleur, c'est pour cette raison que nous interpréterons uniquement les mouvements verticaux qui affectent plusieurs repères. Dans le cas d'un déplacement important affectant un seul repère, celui-ci n'est pas pris en compte dans l'étude.

2.3.3. *Déplacements liés aux formations quaternaires.*

Il semble qu'il n'existe pas de changement systématique de taux de déplacement au passage

d'un cheminement sur des formations consolidées à un cheminement sur des formations quaternaires (Abours, 1979; Fourniguet, 1977). Nous considérons donc que les affaissements liés au tassement du Quaternaire et les mouvements verticaux liés aux battements des nappes phréatiques contribuent peu aux mouvements verticaux mesurés. Il faut noter que s'il existe des mouvements verticaux causés par ces phénomènes, ceux-ci seront localisés dans les grandes vallées, c'est à dire sur des profils de premier ou de second ordre. Les mouvements verticaux calculés sur des profils de troisième ordre qui pénètrent les massifs montagneux, empruntent des cols présenteront probablement une composante liée aux formations récentes moins importante.

2.3.4. *Rebond postglaciaire.*

Au cours du Quaternaire, les Alpes ont connu une série de glaciations et de déglaciations. La dernière grande déglaciation s'est produite il y a 30000 / 35000 ans (Monjuvent et al., 1988, Fig. 48). Durant cette période les grandes vallées ont été occupées par des glaciers épais de plusieurs centaines de mètres, créant ainsi une surcharge importante qui a enfoncé les Alpes. Depuis la déglaciation des mouvements verticaux de rééquilibrage ont pu se produire. Nous allons essayer d'apprécier si le rebond postglaciaire engendre encore aujourd'hui des mouvements verticaux et si ceux-ci sont de premier ou de second ordre par rapport aux mouvements calculés. Pour cela, nous allons étudier le cas du bouclier scandinave où l'existence d'un rebond postglaciaire est avéré, pour essayer de déterminer les relations entre la surcharge de glace, la superficie recouverte d'une part et l'amplitude des mouvements verticaux d'autre part.

2.3.4.a. Exemple du bouclier scandinave.

Le nord de l'Europe a été recouvert par une calotte glaciaire dont l'épaisseur moyenne aurait atteint 3000m. Le paroxysme de la glaciation a eu lieu entre - 20000 et - 25000 BP (Denton & Huges, 1981; Fjeldskaar & Cathles, 1991), la déglaciation s'est produite entre - 18000 et - 10000 ans BP. Le retrait rapide des glaces a provoqué un déséquilibre isostatique. Le retour à l'équilibre a engendré d'importants mouvements verticaux dont l'histoire est bien connue grâce à l'évolution des lignes de rivage au cours du temps. En effet des plages fossiles ont été portées à des altitudes importantes suite à ces mouvements (281 m pour une plage de 9250 BP par exemple, Mörner, 1980 et 1990). Ce réajustement isostatique aurait démarré il y a 13000 ans environ (Mörner, 1977, Fig. 49) pour atteindre

son maximum il y a 10000 ans environ avec des taux de 50cm / an.

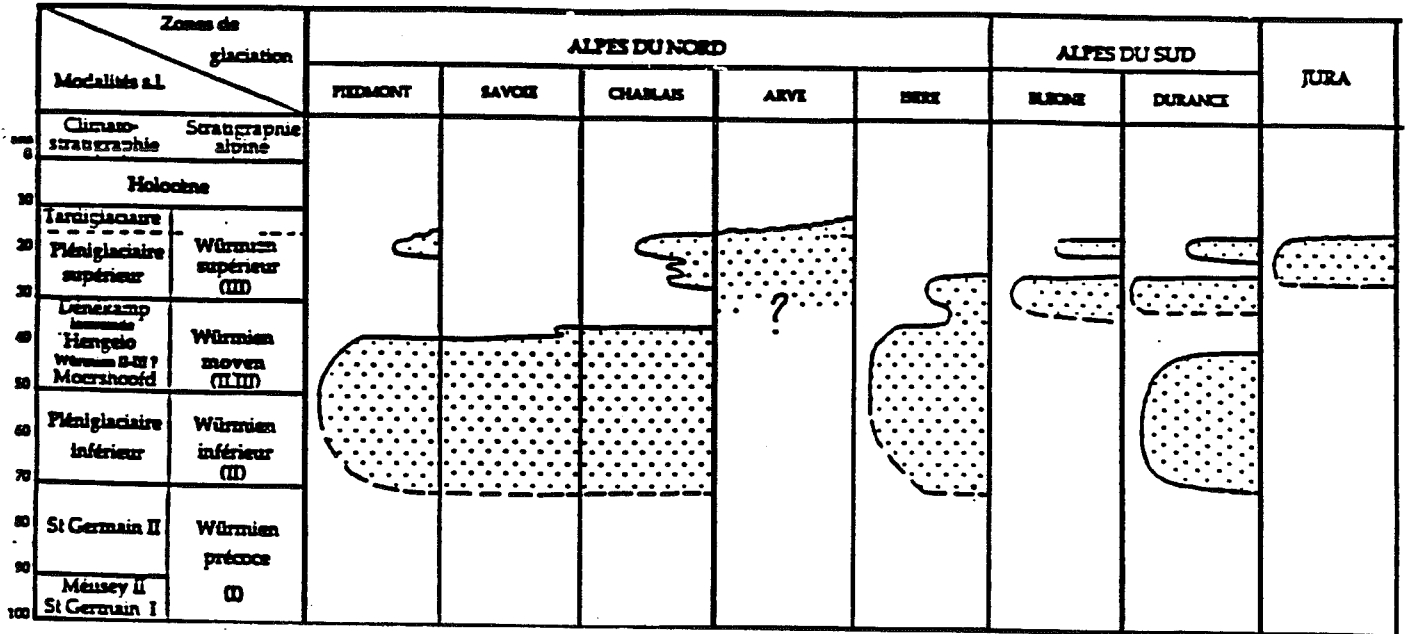


Fig. 48. Récapitulation des principaux événements glaciaires et non glaciaires dans les Alpes et le Jura d'après Monjuvent et al., 1988.

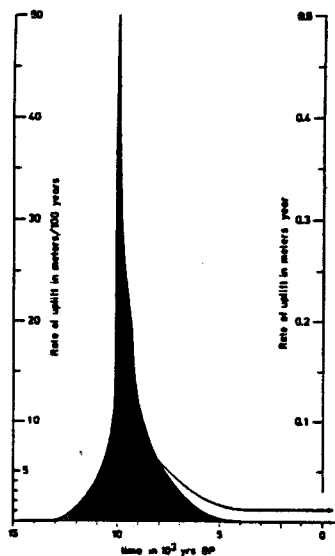


Fig. 49. Variations du taux de surrection du bouclier fennoscandinave depuis 15000 ans (Mörner, 1977).

Les mouvements verticaux actuels obtenus par comparaison de nivellements et par enregistrement de marégraphes (Balling, 1980) témoignent d'un soulèvement qui atteint 9 mm par an sur une distance de 12000 à 18000 km (Fig. 50). Ce qui correspondrait, compte tenu des variations du niveau de la mer, à un soulèvement par rapport au centre de la terre de 10 à 11 mm par an. Ce phénomène ne peut pas être uniquement expliqué par un modèle de plaque élastique, il existe donc une composante visqueuse dans la réponse isostatique (Balling et Banda, 1992; Blundell et al., 1992).

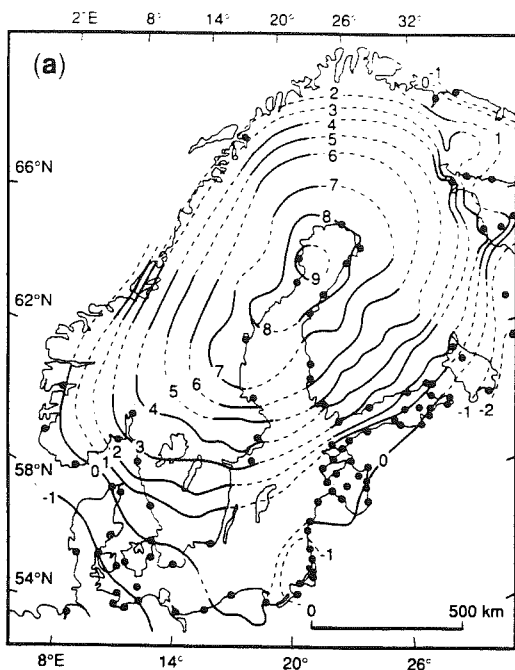


Fig. 50. Taux de mouvements verticaux actuels en mm / an en Fennoscandinavie déduits des enregistrements de marégraphes (figurés par des ronds noirs) et des comparaisons de nivellements (Balling et al.; 1980).

2.3.4.b. Importance du rebond postglaciaire actuel dans les Alpes.

Comparaison avec la Fennoscandinavie.

Lors de la dernière glaciation, la calotte qui recouvrait les Alpes avait une épaisseur moyenne (400 m dans les Alpes centrales d'après Schaer et Jeanrichard, 1974, contre 3000m en Fennoscandinavie d'après Balling, 1992) et une extension réduite par comparaison avec la calotte fénno-scandinave (Fig. 51). L'enfoncement des Alpes sous le poids de la glace était donc bien inférieur à celui du bouclier fénno-scandinave. La principale déglaciation dans les Alpes remonte à 30 000 ans alors qu'elle ne débuta qu'il y a 15000 ans environ en Fennoscandinavie (à cette époque les glaciers alpins se limitaient aux hautes vallées).

A partir de ces différents éléments, on peut supposer que l'influence du rebond postglaciaire dans les mouvements verticaux actuels des Alpes est mineure, pour le vérifier nous allons étudier la correspondance spatiale entre les charges de glaces pendant la dernière glaciation et les mouvements verticaux actuels.

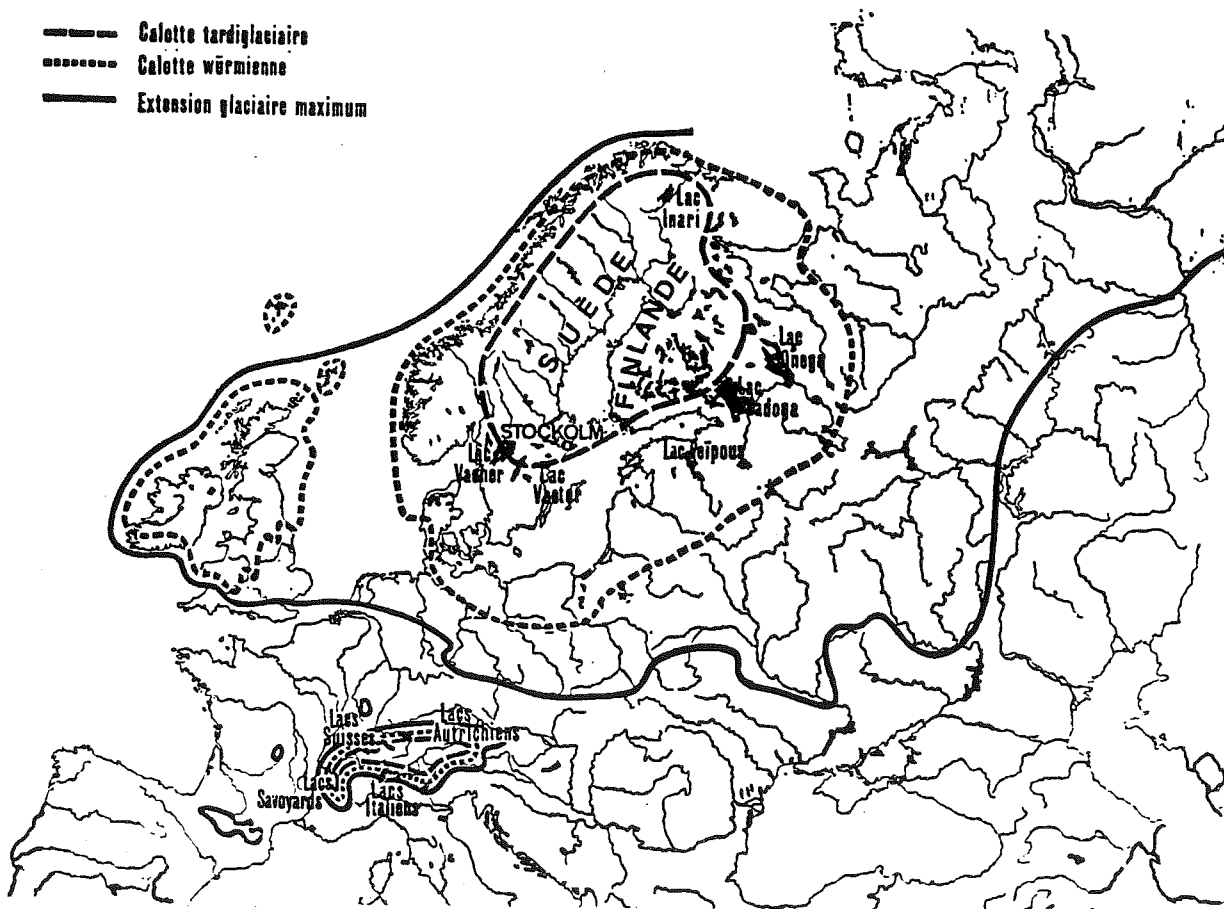


Fig. 51. Régions recouvertes par les glaciers durant le maximum de la glaciation würmienne (Aubouin et al., 1968).

Comparaison entre la répartition de la charge de glace lors de la dernière glaciation et les mouvements verticaux actuels.

Le long du profil de nivellement de premier ordre Olten-Chiasso qui recoupe du nord au sud la

Suisse, les mouvements verticaux actuels peuvent être comparés avec la répartition de la charge de la glace (Schaer et Jeanrichard, 1974, Fig. 52) lors de la dernière glaciation.

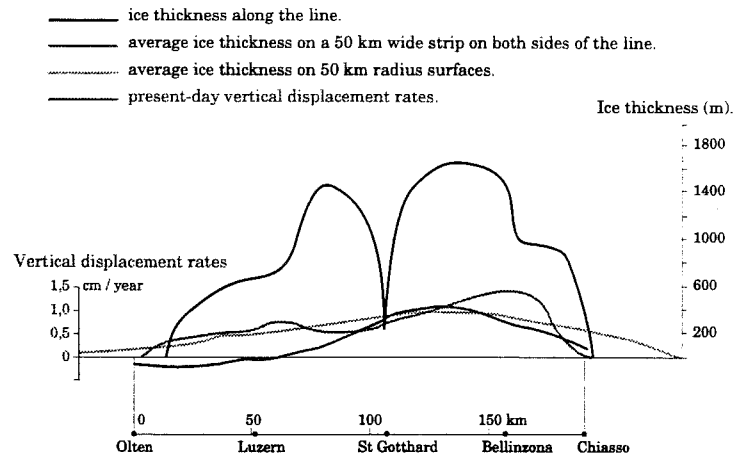


Fig. 52. Comparaison entre charge de la glace durant la dernière glaciation et les mouvements verticaux actuels le long du profil Olten-Chiasso (Schaer et Jeanrichard, 1974): (a) épaisseur de la glace le long du profil, (b) épaisseur moyenne de la glace en prenant en considération des glaces situées de part et d'autre jusqu'à 50 km, (c) épaisseur moyenne de la glace répartie sur des surfaces de 50 km de rayon, (d) mouvements verticaux actuels. On observe que les courbes (a), (b) ou (c) de charge de la glace diffèrent notablement de celle des mouvements verticaux (d).

Pour interpréter ces courbes nous nous référerons à l'étude du lac Bonneville (210 km de large, 460 km de long) en Utah-Nevada qui présente un remarquable exemple de déformation induite par la disparition d'une charge. Ici la décharge correspond à la disparition d'une tranche d'eau de 145 m d'épaisseur sur un bassin de 50000 km². L'étude de la déformation des lignes de rivage permet de montrer une grande similitude entre les courbes d'iso-taux de déformation et la courbe de charge (Crittenden, 1966, Fig. 53).

A la lumière de ces différents éléments, on peut supposer que les mouvements verticaux actuels ne sont pas principalement dus au rebond postglaciaire. Nous considérerons donc que ces mouvements reflètent l'activité tectonique de la chaîne alpine.

2.3.5. Origine tectonique des mouvements verticaux.

Nous allons tester l'hypothèse que les tendances régionales des mouvements verticaux sont liées à l'activité tectonique actuelle du Jura et des Alpes.

Pour essayer de conforter l'hypothèse de l'origine tectonique des déplacements, les mouvements verticaux ont été projetés le long de coupes crustales (Fig. 54 et 55) qui s'échelonnent depuis les Alpes centrales jusqu'à la terminaison sud du bassin molassique.

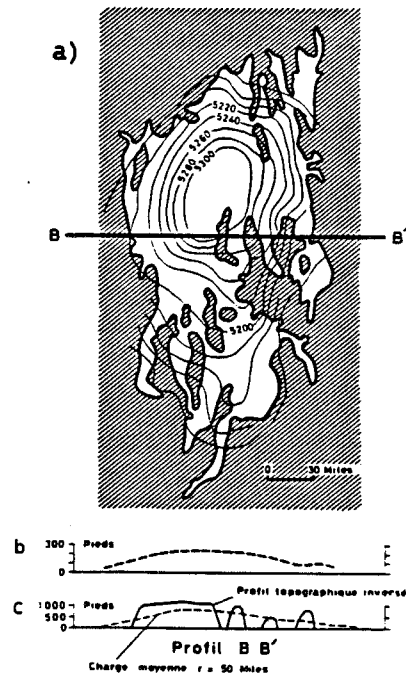


Fig. 53. Etude des déformations verticales induites par la disparition d'une masse d'eau dans le lac Bonneville (Crittenden, 1966): (a) déformation des lignes de rivage du lac Bonneville, (b) profil de déformation selon BB', (c) profil topographique renversé selon BB' et moyenne de la charge répartie sur 40 miles (56 km).

On observe sur ces figures une étroite corrélation entre les mouvements verticaux et la présence de rampes situées dans la couverture ou la croûte. Les

mouvements verticaux semblent être la conséquence de l'activité tectonique du système alpin. Cette corrélation spatiale entre mouvements verticaux et rampes de chevauchement nous a conduit à

proposer que les mouvements verticaux calculés en comparant des nivellements révèlent principalement des déplacements actuels sur des rampes.

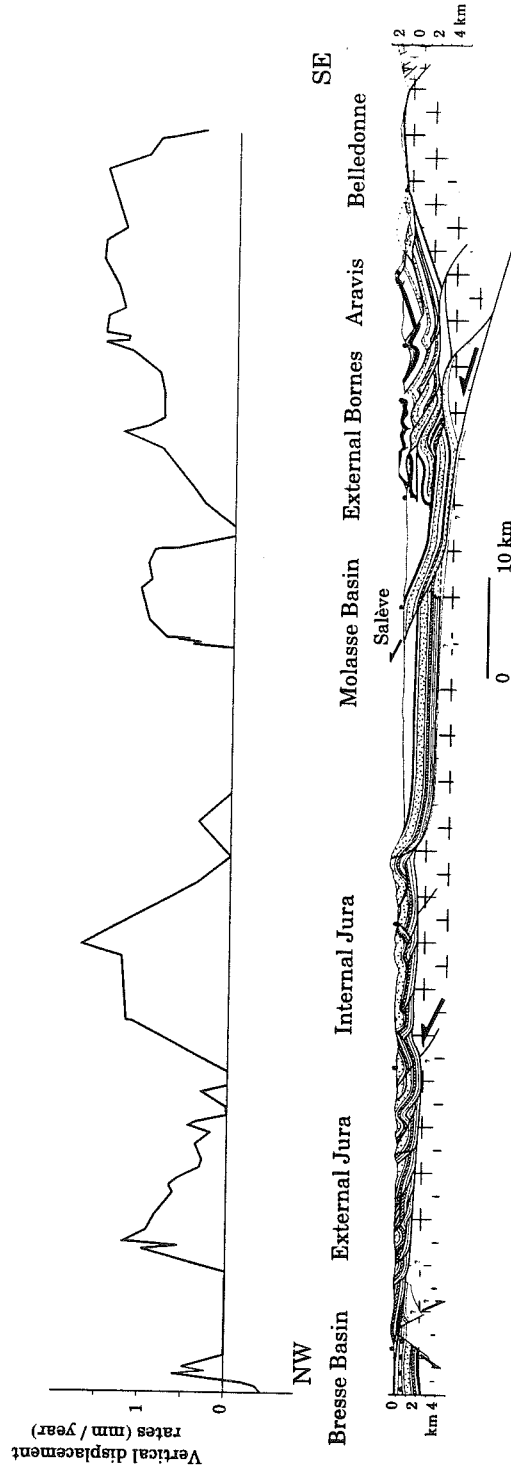
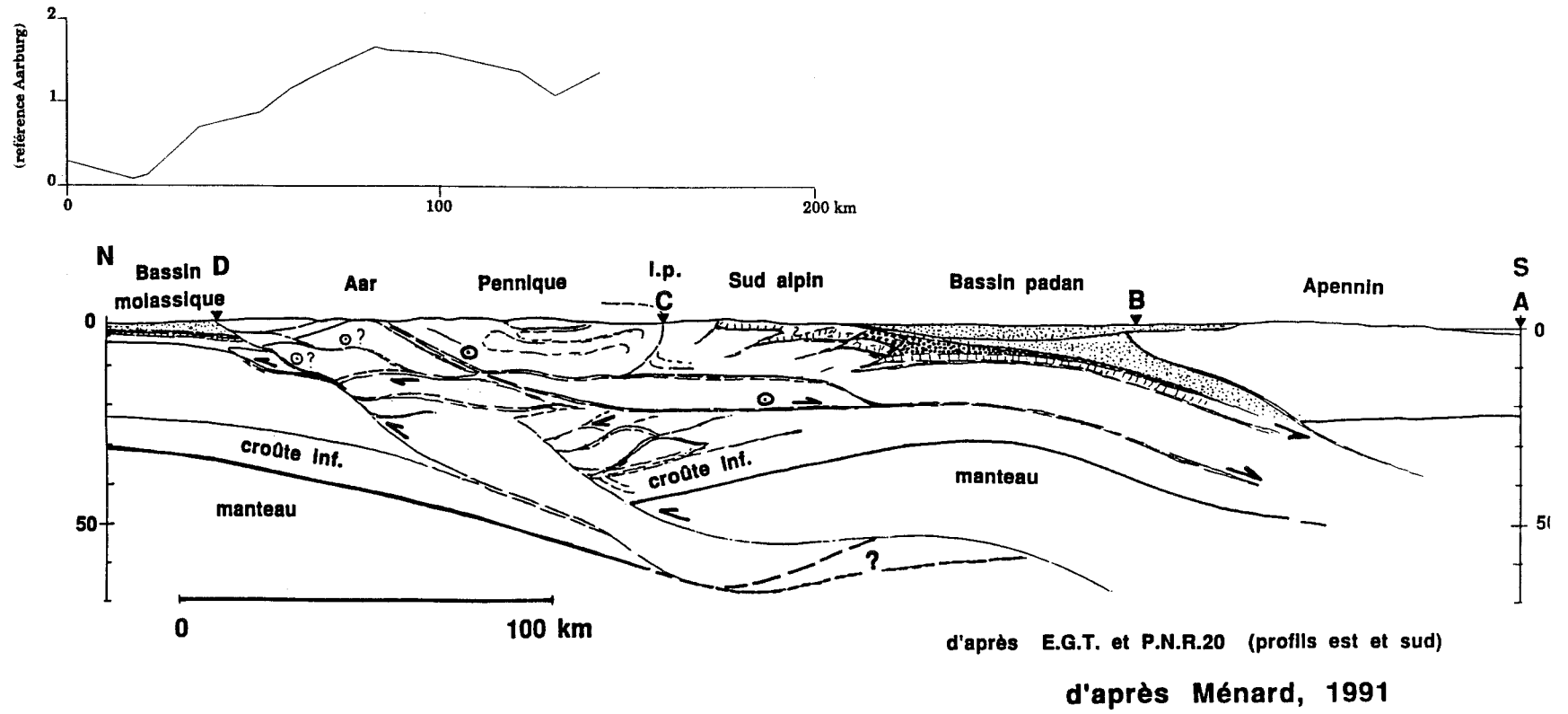


Fig. 54. Projection le long du profil ECORS (localisation de la coupe Fig. 43 A-B).

Fig. 55. Projection le long du profil EGT des taux de déplacement vertical calculés en Suisse (Gubler et al., 1993). La coupe de G. Ménéard est inédite.



2.4. Inversion des profils de surrection pour déterminer la géométrie des chevauchements et les vitesses de déplacement horizontal.

Nous avons émis l'hypothèse que les tendances régionales des mouvements verticaux obtenus par comparaison de nivellements, sont dues à l'activité de chevauchements localisés dans la couverture ou le socle. Des inversions des profils de mouvements verticaux vont être réalisées pour proposer une géométrie probable de ces chevauchements et une approximation raisonnable des vitesses de déplacement horizontal.

Le modèle d'inversion (Molnar, 1987) recherche l'équation $y = f(x)$ décrivant la géométrie de la faille en profondeur, x et y étant respectivement dans la direction horizontale et verticale.

On suppose que la plaque inférieure ne subit pas de déformation, et que seule la plaque supérieure se déforme dans le cas où la faille est incurvée (Fig. 56). On émet de surcroît l'hypothèse que la déformation de la plaque supérieure est accommodée par des cisaillements simples sur des plans verticaux.

Les déplacements verticaux sont alors fonction de la composante verticale du vecteur déplacement et du produit de la pente au point considéré et de la composante horizontale du vecteur déplacement.

Ce modèle d'inversion ne prend pas en compte les réajustements isostatiques liés aux déplacements des masses sur l'avant-pays par l'intermédiaire du chevauchement étudié. On ne prend donc pas en considération la composante verticale négative liée à la flexion de la plaque. Les mouvements horizontaux obtenus par cette inversion seront donc des minima. En toute rigueur, il faudrait additionner les mouvements verticaux calculés et la norme de la composante verticale liée à la flexion, valeur difficilement quantifiable.

Le taux de surrection au point x est alors obtenu par la relation:

$$u(x) = V_y - V_x \cdot dy/dx$$

$$u(x) = -V \cdot \sin \theta - V \cdot \cos \theta \cdot dy/dx \quad [22]$$

Où θ est le plongement du vecteur déplacement.

L'équation de la faille le long du profil est obtenue par la relation [23]:

$$y(x) = y_0 - (x - x_0) \tan \theta - \frac{1}{V \cos \theta} \int_{x_0}^x u(x) dx \quad [23]$$

Nous considérerons que le vecteur déplacement sur la faille est horizontal la relation [23] se simplifie

$$\text{alors: } y(x) = y_0 - \frac{1}{V} \int_{x_0}^x u(x) dx \quad [24]$$

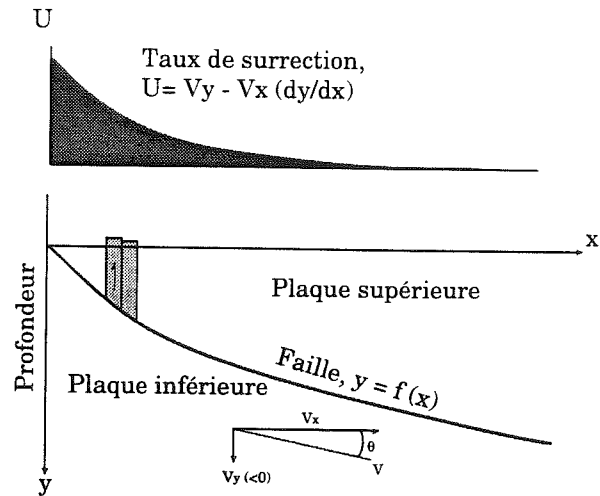


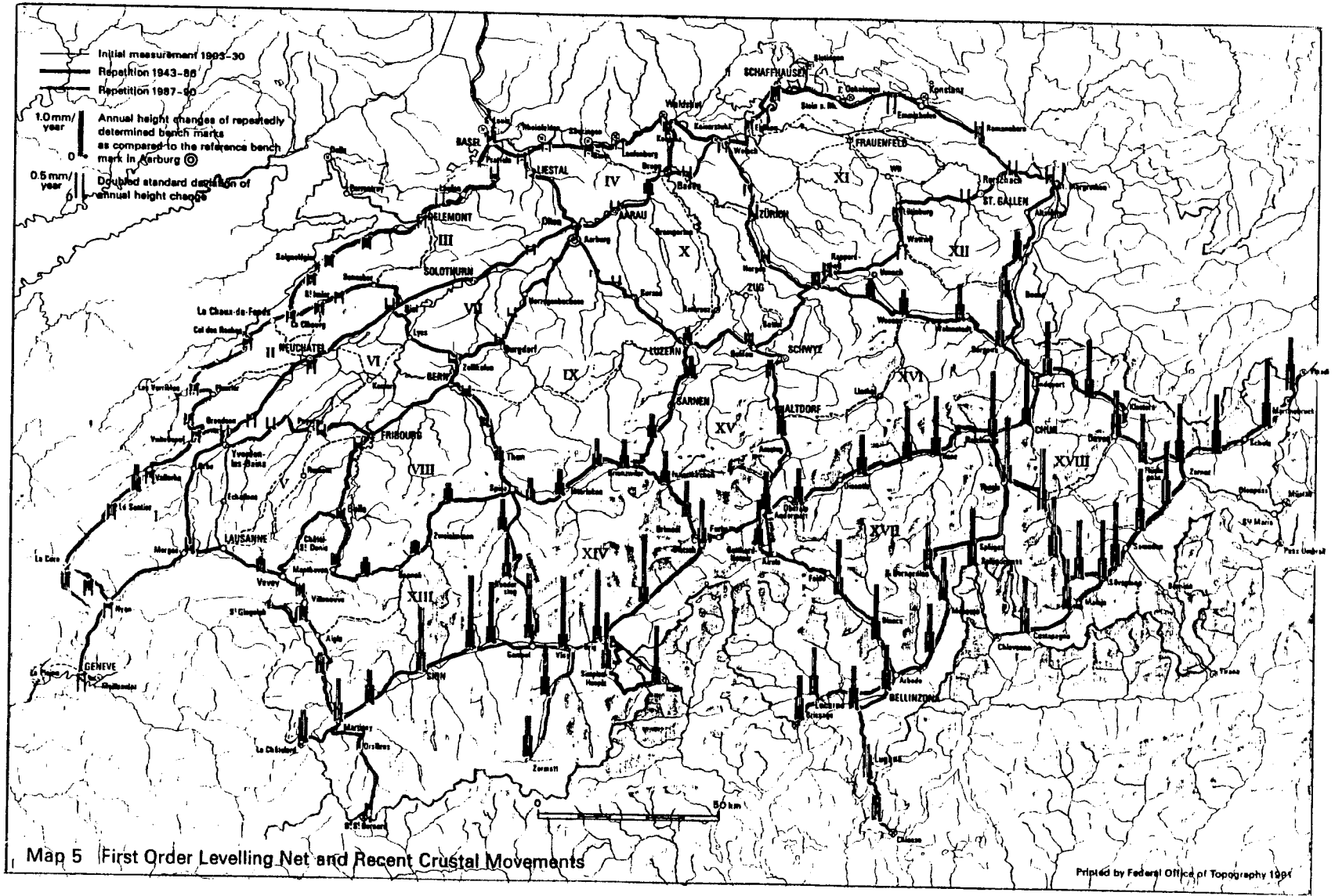
Fig. 56. Modèle d'inversion des taux de surrection pour déterminer la géométrie du chevauchement et la vitesse de déplacement sur celui-ci (Molnar, 1987). On admet que la plaque supérieure se déforme par des cisaillements simples sur des plans verticaux alors que la plaque inférieure ne se déforme pas.

On obtient des équations de faille fonction de la vitesse de déplacement horizontal V . Si on réussit à déterminer quelle est la géométrie la plus probable, sur des arguments géologiques (profondeur du niveau de décollement par exemple), alors on obtient par cette méthode une estimation raisonnable du taux de déplacement horizontal sur l'accident étudié. Inversement, si grâce à des mesures géodésiques de mouvements horizontaux (obtenus par comparaison de triangulations, trilatération ou GPS), on peut apprécier le vecteur déplacement, on peut par cette méthode, avoir une idée de la géométrie de l'accident.

Nous disposons dans la région étudiée de quelques coupes équilibrées à l'échelle crustale qui précisent la géométrie et la profondeur des niveaux de décollement sur lesquels se localisent les déplacements. Nous allons pouvoir sélectionner les solutions (géométrie et vitesse de déplacement horizontal) en considérant qu'une rampe située dans la couverture doit atteindre la surface et le niveau de décollement de la couverture en profondeur.

2.5. Interprétation des mouvements verticaux enregistrés en France et en Suisse (Fig. 57 a et b).

Fig. 57. Taux de déplacement vertical déduits par comparaison de nivellements en Suisse (a) (Gubler et al., 1993) et dans le nord des Alpes françaises et le sud du Jura (b) (Jouanne et al., 1994b en annexe). Le point de référence suisse serait à +0,2 mm / an du point de référence français.



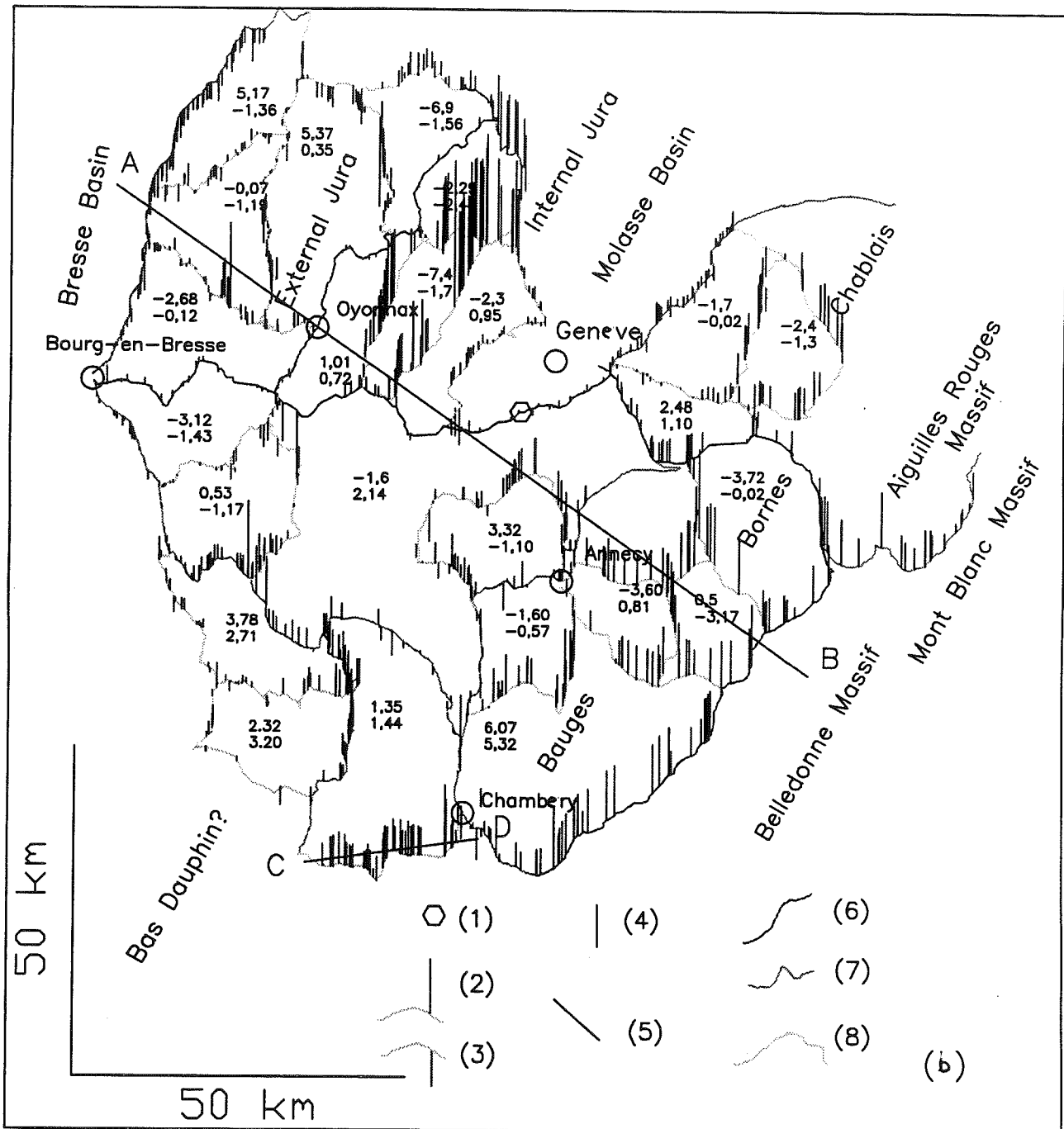


Fig. 57 b. Taux de déplacement vertical déduits par comparaison de nivellements dans le nord des Alpes françaises et le sud du Jura (Jouanne et al.; 1994b en annexe). Le point de référence suisse serait à +0,2 mm / an du point de référence français.

2.5.1. Problème de la différence entre les points de référence.

Les mouvements verticaux de ces deux études n'ont malheureusement pas le même point de référence. Dans l'étude des mouvements verticaux en Suisse (Gubler et al.; 1981; 1993) le repère de référence est situé à Aarburg. Pour le réseau français nous avons choisi un point de référence dans la région d'Annemasse, près de la frontière suisse. Le bassin molassique au sud de la frontière apparaît être relativement stable avec des vitesses négligeables par rapport à la référence, on peut donc supposer qu'il en est de même au nord de cette frontière. Si on suppose de surcroît que le mouvement vertical montré par Gubler à Genève est significatif de cette stabilité, il apparaît que le point de référence suisse est à $+ 0.2 \pm 0.5$ mm / an du point de référence que nous avons adopté.

2.5.2. Le Jura (Fig. 57 a et b et Fig. 55).

Le Jura peut être subdivisé en deux régions, le Jura interne et le Jura externe. Le Jura interne ou Haute Chaîne correspond à la partie la plus élevée du Jura, et, selon de nombreux auteurs, à une culmination de socle (Glangeaud, 1951; Guellec et al., 1990; Philippe, 1994, Ménard & Molnar, 1988). Le Jura externe est structuré par une succession d'anticlinaux de rampe qui affectent la couverture décollée du socle au niveau des évaporites du Trias. Au nord de la région étudiée le Jura externe s'élargit considérablement pour former le Jura des Plateaux, où plateaux non déformés et faisceaux d'accidents et de plis alternent.

2.5.2.a. La terminaison orientale du Jura.

Les quelques déplacements verticaux publiés dans la région de Bâle ne présentent pas de surrection significative du Jura par rapport au bassin molassique et par rapport à la terminaison méridionale du fossé du Rhin. On observe une contradiction entre l'analyse de la morphologie, des paléo-cours de rivières, qui démontrent une activité du front de la chaîne dans cette région (Meyer et Lacassin, 1993) et les données de nivellement. La disposition des lignes de décroissance macrosismique du séisme de Bâle semble indiquer que ce séisme de forte magnitude est lié à l'activité du front du Jura.

2.5.2.b. La partie suisse de la Haute Chaîne.

Les mouvements verticaux de la partie suisse du Jura ne présentent pas la surrection attendue, mais plutôt une tendance à l'affaissement par rapport au

bassin molassique. Il convient toutefois de noter qu'une surrection notable d'environ 0.4 mm / an affecte un repère situé près de Vallorbe. Soulignons également l'absence de cohérence entre la subsidence de la Haute Chaîne et les anomalies morphologiques des cours d'eau qui s'écoulent de la Haute Chaîne vers le bassin molassique qui indiquent une surrection récente de la Haute Chaîne par rapport au bassin molassique (Schaer et al., 1990). Il est possible que la zone de surrection importante soit reportée au nord de la frontière en France par le fonctionnement d'une faille de transfert qui pourrait être le décrochement N170 de Morez. Cette dernière hypothèse demanderait à être testée par de nouvelles comparaisons sur les profils de nivellement situés dans la partie française du Jura.

2.5.2.c. Le Jura externe au sud de la faille de Morez.

A l'ouest du domaine étudié, les mouvements verticaux présentent d'importants mouvements verticaux négatifs du front du Jura et de la Bresse par rapport à la partie plus interne du Jura externe (Fig. 54 et 57). Ces déplacements verticaux relatifs peuvent être expliqués par deux mécanismes: un chevauchement actif du Jura sur la Bresse ou l'activité des failles normales bordières de la Bresse.

Si on suppose que ces mouvements verticaux sont liés à l'activité de failles, alors cet effondrement traduit, par son caractère brutal, l'activité d'une ou plusieurs failles à pendage élevé. Les failles normales ont classiquement un pendage supérieur à celui des chevauchements; il semble donc que l'activité des failles normales du fossé bressan soit plus probable que le chevauchement du Jura sur la Bresse.

Plus à l'est, dans le Jura externe, les mouvements verticaux présentent des alternances de zones, larges de quelques kilomètres, affectées alternativement par des surrections et des déplacements négligeables par rapport au point de référence (Fig. 57). La longueur d'onde de ces phénomènes (quelques kilomètres) suggère que ces déplacements soient liés à une activité tectonique localisée dans la couverture, peut être la succession de rampes et de plats. Comme nous le voyons sur la figure 54, il semble que cette succession de surrections et de mouvements négligeables débute quelques kilomètres à l'est du front du Jura, au niveau d'un chevauchement, et se termine au niveau de la bordure occidentale du Jura interne.

La corrélation avec les structures géologiques étant relativement bonne, nous allons poursuivre l'interprétation par l'inversion de quelques profils de mouvements verticaux. Pour cela, il faut définir une origine locale, telle que tous les mouvements relatifs par rapport à cette origine soient positifs ou nuls

(positifs dans le cas d'une rampe, nuls dans le cas d'un plat) et que cette origine corresponde à l'émergence d'une rampe en surface ou à la connexion d'une rampe et du niveau de décollement général de la couverture en profondeur (auquel cas y_0 sera la profondeur du plat suivant la rampe). L'origine choisie est située à l'émergence d'un chevauchement et dans une zone de déplacement vertical relatif nul par rapport à la référence. Nous chercherons lors de l'inversion, d'une part à préciser la géométrie du chevauchement et d'autre part à déterminer la vitesse de déplacement horizontal sur cet accident. Différentes géométries du chevauchement actif correspondant à différentes vitesses de déplacement sont proposées (Fig. 58). La solution la plus probable est celle qui correspond à la géométrie du chevauchement qui atteint la surface au niveau de l'origine et qui est tangente au niveau de décollement de la couverture, à 1,7 km de profondeur dans les évaporites du Trias au contact Jura interne - Jura externe. Nous proposons donc (Fig. 58) une vitesse de déplacement de 4 mm / an, du Jura externe sur le front du Jura. Le front du Jura ne serait donc pas le front actif de la chaîne, celui-ci serait en position plus interne.

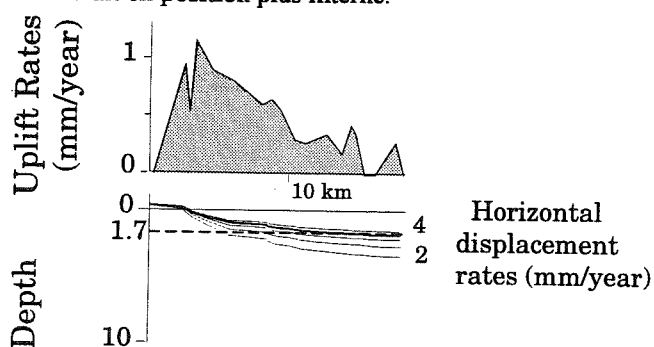


Fig. 58. Profil de taux de déplacements verticaux le long du profil ECORS et inversion du profil pour déterminer les caractéristiques (géométrie et vitesse de déplacement) du chevauchement.

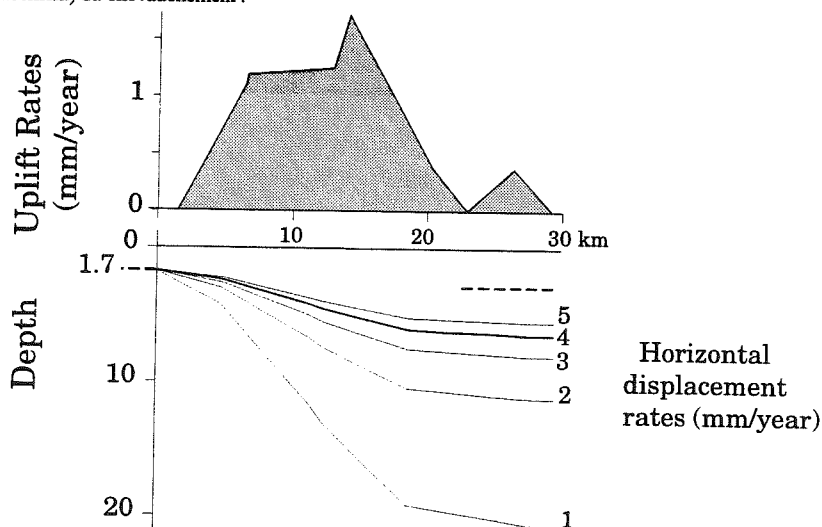


Fig. 59. Profil de taux de déplacements verticaux le long du profil ECORS et inversion du profil pour déterminer les caractéristiques (géométrie et vitesse de déplacement) du chevauchement (Jouanne et al., 1994b en annexe).

2.5.2.d. Le Jura interne au sud de la faille de Morez.

Des taux de déplacements verticaux très importants (plus de 2 mm par an) ont été observés dans une zone, large de 20km, orientée NNW-SSE, qui est comprise entre la limite Jura interne - Jura externe à l'ouest, la bordure occidentale du bassin molassique à l'est, la faille de Morez au nord et la Cluse de Nantua au sud. La largeur de cette zone indique que le phénomène responsable de cette surrection est probablement à une échelle crustale.

La limite occidentale de cette zone en surrection semble correspondre au chevauchement du socle du Jura interne sur le socle du Jura externe (Guellec et al., 1990; Philippe, 1994). Ce chevauchement majeur correspondrait à l'inversion d'une faille normale bordant un bassin permo-carbonifère (Guellec et al., 1990; Philippe, 1994, Ménard & Molnar, 1988).

Nous envisageons donc que la surrection du Jura interne par rapport au Jura externe et au bassin molassique traduit le déplacement du Jura interne sur le chevauchement de socle du Jura interne sur le Jura externe. Ce chevauchement doit présenter une rampe large de 20 km sous le Jura interne et un plat sous le bassin molassique pour rendre compte à la fois de la surrection mais aussi des mouvements verticaux négligeables observés dans le bassin molassique. L'hypothèse de l'activité actuelle du chevauchement du Jura interne est renforcée par l'observation que les déformations engendrées par ce raccourcissement crustal sont postérieures aux premières déformations mio-pliocènes de la couverture (Laubscher, 1961; Guellec et al., 1990). L'existence de ce chevauchement expliquerait de surcroît la culmination de socle et l'élévation de la Haute Chaîne (Mugnier et Vialon, 1986).

Pour déterminer la géométrie de cet accident, une inversion d'un profil de taux de surrection peut être réalisée (Fig. 59). Il est vraisemblable que les déplacements du Jura externe et du Jura interne vers l'ouest sont étroitement liés. On peut, sans trop de réserves, considérer qu'il y a continuité de la vitesse de déplacement horizontal entre le chevauchement du Jura externe et le chevauchement du Jura interne. Nous retiendrons donc comme solution la plus probable de l'inversion, celle qui correspond à une vitesse de déplacement de 4 mm par an et à une profondeur à l'origine $y_0 = 1,7\text{km}$, correspondant à la cote du niveau de décollement à la limite Jura interne Jura externe.

La zone en surrection est bordée au nord et au sud par deux accidents majeurs, la faille de Morez au nord, et la faille du Vuache au sud. L'absence de données au sud de la faille du Vuache ne permet pas d'établir s'il existe une relation entre la surrection de la région étudiée et celle qui affecte le sud du Jura.

2.5.2.e. Le Jura méridional et le bassin molassique du Bas - Dauphiné.

La couverture mésozoïque du sud du Jura est structurée par une succession d'anticlinaux de rampes (Philippe, 1994). Cette région subissant des mouvements verticaux importants par rapport au bassin molassique, nous émettons, comme précédemment, l'hypothèse que ceux-ci sont causés par l'activité de ces chevauchements. L'existence de mouvements verticaux actuels importants est confortée par l'existence de cluses comme celle du Rhône à travers l'anticlinal de Parves. La genèse de celles-ci peut être uniquement expliquée par un phénomène de surimposition du cours d'eau sur un anticlinal en cours de surrection.

Le nord du bassin molassique du Bas - Dauphiné est structuré par une série de plis et de chevauchements aveugles affectant le miocène comme l'a montré la sismique pétrolière. La limite occidentale de la zone en surrection semble correspondre au front ici aveugle du Jura.

2.5.3. Le bassin molassique.

2.5.3.a. Le nord du bassin molassique (Suisse) (Gubler et al., 1981).

Le bassin molassique depuis le lac de Constance jusqu'aux environs de Genève est caractérisé par une absence de mouvements verticaux significatifs par rapport au point de référence de Aarburg situé sur le premier chaînon du Jura. Cette unité est bordée au sud par une zone en surrection qui débute avec les premiers contreforts des Alpes.

2.5.3.b. Le sud du bassin molassique (France).

Notre zone d'étude recouvre l'extrémité méridionale du bassin molassique depuis la région genevoise où il est encore large de 50km jusqu'à la région de Chambéry où il disparaît, les Alpes et le Jura se rejoignant au niveau de la Chartreuse et de la chaîne de l'Epine.

Au nord de la zone d'étude, les mouvements verticaux traduisent encore une grande stabilité du bassin molassique, mais déjà au sud du Salève et à l'ouest d'Annecy dans les gorges du Fier des mouvements verticaux en surrection apparaissent. La répartition spatiale de ces mouvements est étroitement corrélée avec la présence des premiers anticlinaux de rampe du Jura, l'anticlinal du Salève et celui du Gros Foug qui structurent le sud du bassin molassique.

Nous supposons que les chevauchements qui portent ces anticlinaux sont encore actifs. Cette hypothèse est une fois de plus confortée par l'existence de la Cluse du Fier qui recoupe l'anticlinal du Gros Foug à l'endroit précis où ont été mesurés les mouvements verticaux. La genèse de cette Cluse ne peut être expliquée que par l'établissement d'un cours d'eau sur un anticlinal en cours de surrection.

Pour préciser à la fois la géométrie du chevauchement du Salève et la vitesse de déplacement horizontal, un profil de surrection a été inversé. La solution la plus probable correspond à la géométrie qui atteint la surface au front du Salève et qui est tangente à l'interface socle - couverture à l'est du Salève à 3,6 km de profondeur. La vitesse de déplacement la plus probable est une vitesse de déplacement horizontal de 2 mm par an (Fig. 60).

De l'analyse conjointe de ces résultats, il ressort une opposition entre le sud du bassin molassique caractérisé par l'existence d'anticlinaux de rampes (Salève et Gros Foug) qui s'avèrent être encore actifs et le nord du bassin où de telles structures n'existent pas et où les mouvements verticaux sont négligeables.

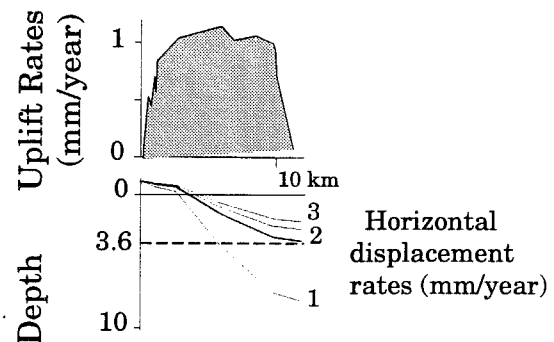


Fig. 60. Inversion du profil pour déterminer les caractéristiques du chevauchement.

La faille du Vuache, au nord-ouest d'Annecy, est marquée par des mouvements négatifs localisés sur son tracé et par un affaissement général du compartiment sud par rapport au compartiment nord (Fig. 61).

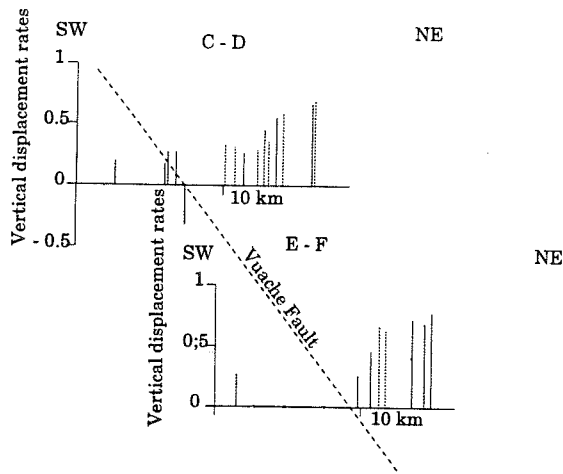


Fig. 61. Projection des mouvements verticaux selon un profil perpendiculaire à la faille du Vuache (localisation des profils Fig. 43).

L'activité actuelle de la faille du Vuache est également marquée par des anomalies de profils de rivières, par une sismicité notable et par de nombreux indices de déformation quaternaire.

2.5.4. La surrection des Alpes externes par rapport au bassin molassique.

Ce phénomène que l'on met en évidence depuis le lac de Constance à l'est jusqu'à la terminaison sud du bassin molassique près de Chambéry prouve bien que la tectonique alpine est active. Cette surrection par rapport au bassin molassique est de surcroît caractérisée par des taux forts semblables d'un secteur à l'autre:

- 1,6 mm par an à la frontière helvético-autrichienne;
- 1,7 mm / an au niveau de l'Aar;
- 1,5 mm / an pour le massif de Belledonne (en n'oubliant pas que les points de référence sont dissemblables dans ces différents cas).

2.5.4.a. Les massifs subalpins (Chablais, Bornes, Bauges) et les massifs cristallins externes (Aiguilles Rouges, Mont Blanc et Belledonne).

L'analyse des taux de déplacements verticaux montre une importante surrection de l'ensemble massifs subalpins - massifs cristallins externes par rapport au bassin molassique. La surrection de cet ensemble débute au front subalpin et atteint son maximum près de la bordure externe des massifs cristallins externes de Belledonne et des Aiguilles

Rouges où des taux de 1,4 mm par an de surrection ont été calculés. Nous relierons cette surrection au chevauchement des massifs cristallins externes sur l'avant-pays alpin par l'intermédiaire d'un chevauchement crustal majeur comme cela fut proposé par Molnar (1987) pour expliquer la surrection du massif de l'Aar par rapport au bassin molassique. Ce mécanisme est en accord avec les quelques mécanismes au foyer disponibles pour la région qui indiquent le jeu de failles inverses dans le socle

En accord avec cette hypothèse, une inversion d'un profil de taux de surrection peut être réalisée. Cette inversion réalisée le long du profil ECORS doit prendre en compte le chevauchement du Salève avec une vitesse de 2 mm par an qui atteint l'interface socle - couverture pratiquement à l'émergence du chevauchement crustal, et être compatible avec l'existence, sous le bassin molassique, du plat du chevauchement de socle du Jura interne (Fig. 62). La géométrie du chevauchement de Belledonne sur l'avant-pays doit donc correspondre d'une part, à la solution calculée pour un taux de 2 mm par an pour la partie du chevauchement située au-dessus du plat du chevauchement du Jura interne et d'autre part à la solution correspondant à une vitesse de 6 mm par an (2+4) pour la partie située sous ce plat. Il en effet logique d'appliquer la condition de continuité des vitesses de déplacement horizontal au point de conjonction entre le chevauchement du Jura interne et le chevauchement de Belledonne.

La surrection des massifs cristallins externes et de leur couverture se retrouve en Suisse. Nous allons maintenant étudier les similitudes et les différences qui existent entre ces surrections.

2.5.4.b. La surrection des massifs cristallins externes et de leur couverture: similitudes et différences.

Les massifs de Belledonne, Mont Blanc - Aiguilles Rouges et Aar - Gothard occupent la même position structurale dans la chaîne alpine. Nous adopterons le modèle couramment admis que ces massifs chevauchent sur l'avant-pays par l'intermédiaire d'un chevauchement crustal. La comparaison des deux études permet de souligner quelques différences.

La surrection de l'ensemble Chablais, Bornes, Bauges, Aiguilles Rouges, Mont Blanc et Belledonne est relativement cylindrique tandis que la surrection de l'ensemble Aar - Gothard est caractérisée par deux maxima, à l'ouest et à l'est (respectivement 1,7 mm / an et 1,6 mm / an), encadrant une partie centrale marquée par une surrection notablement moins importante (1,1 mm / an).

D'autres différences peuvent être soulignées. Ainsi la surrection que nous interprétons comme liée au chevauchement des massifs cristallins externes débute à 30 km à l'W-NW des premiers affleurements de socle dans le cas des chevauchements des massifs de Belledonne, du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges alors qu'elle ne débute probablement qu'une dizaine de km au NW du socle de l'Aar. Ceci est probablement lié à la

position de la rampe du chevauchement qui serait plus externe au sud de la vallée du Rhône qu'au nord de cette vallée. Cette explication peut être corroborée par l'observation de la position des maxima de surrection: au sud ils sont situés près de la limite socle - couverture à l'affleurement tandis qu'au nord ceux-ci sont situés dans la partie orientale des massifs de l'Aar et du Gothard.

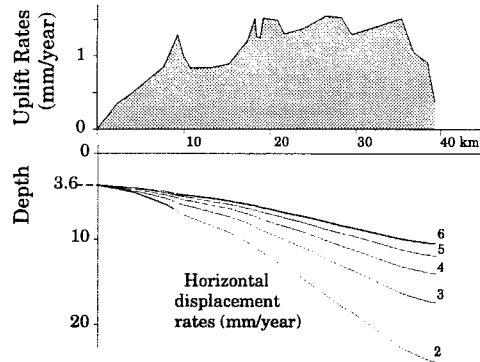


Fig. 62. Profil de taux de déplacements verticaux le long du profil ECORS et inversion du profil pour déterminer les caractéristiques (géométrie et vitesse de déplacement) du chevauchement (Jouanne et al.; 1994b en annexe).

Comme montrée précédemment, la surrection que l'on associe au chevauchement de l'ensemble Aiguilles Rouges - Mont Blanc se termine relativement rapidement au nord (au niveau du lac Léman et du Valais). Les déplacements verticaux qui seraient associés au chevauchement des Aiguilles Rouges ne sont plus que de 0.7 mm / an à Martigny dans le Valais. La surrection de l'Aar n'apparaît qu'en amont de Sion, dans le haut Valais. Il semble donc que les zones en surrection sont disjointes; le problème de la transition entre Mont Blanc - Aiguilles Rouges et Aar - Gothard est de nouveau posé. Si, comme nous l'avons proposé, ces massifs sont dans la même position structurale, il faut envisager l'existence d'un accident transformant dextre entre les chevauchements de l'Aar-Gothard et de l'ensemble Mont-Blanc - Aiguilles Rouges. La zone à forte sismicité historique du Valais dans la région de Sion, qui indique la présence d'une zone où la déformation est localisée, pourrait faire partie de cette structure. Les quelques mécanismes au foyer disponibles pour cette région (Franck et al., 1984) confortent ce modèle en montrant des cisaillements dextres sur une direction E-W à quelques kilomètres au nord de la vallée du Rhône.

2.5.5. Les zones internes.

En Suisse, les zones internes sont affectées par une surrection qui décroît lentement depuis l'Aar (Brig) jusqu'à la plaine padane (Chiaso) dans la région des Grands Lacs (Gubler et al., 1981; Kobold, 1977). Entre 1869 - 1872 et 1919, cette décroissance graduelle est marquée par un affaissement brutal au passage de la ligne péri-adriatique qui disparaît entre 1919 et 1970. Cet affaissement non continu dans le temps, probablement d'origine tectonique, permet de souligner qu'une déformation instantanée peut ne pas être continue dans le temps, même en absence de séismes et qu'une déformation aismique (absence d'événements historiques au voisinage de la faille) peut être localisée sur un accident majeur. La surrection des Alpes centrales peut être liée à un bombement de grande longueur d'onde depuis Schwyz jusqu'à Chiaso qui présenterait des variations longitudinales. En France, les quelques données disponibles montrent au contraire que la surrection de Belledonne décroît rapidement vers l'est (Fourniguet; 1977, Fig. 63).

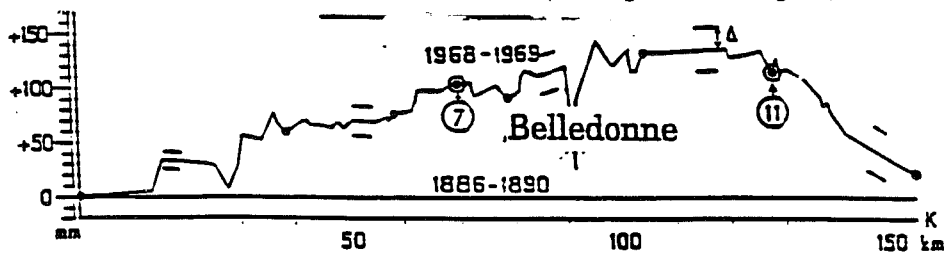


Fig. 63. Mouvements verticaux sur le profil Grenoble - tunnel du Fréjus (Fourniguet; 1977).

2.6. Conclusions.

La comparaison des mouvements verticaux calculés en Suisse (Gubler et al., 1981; Gubler communication personnelle, 1993) et en France (Fourniguet, 1977; Jouanne et al., 1994b) montre que tous les massifs cristallins externes sont affectés d'une surrection d'environ 1,5 mm / an par rapport au bassin molassique. Nous interprétons ce trait majeur des mouvements crustaux dans les Alpes comme étant la signature du chevauchement de ces massifs sur l'avant-pays alpin.

Outre le chevauchement des massifs cristallins externes, nous proposons qu'un second chevauchement, plus externe, soit actuellement actif.

Les déplacements horizontaux se localiseraient sur deux grands accidents crustaux (Fig. 64):

- le chevauchement de Belledonne (déplacement horizontal de 2 mm / an)
- le chevauchement du socle du Jura interne sur le Jura externe (4 mm / an).

Le déplacement sur le chevauchement de Belledonne serait transféré sur les chevauchements du Salève, du Gros Foug qui affectent le sud du bassin molassique.

Le déplacement sur le chevauchement du Jura interne se distribuerait ensuite sur les chevauchements qui affectent la couverture du Jura externe.

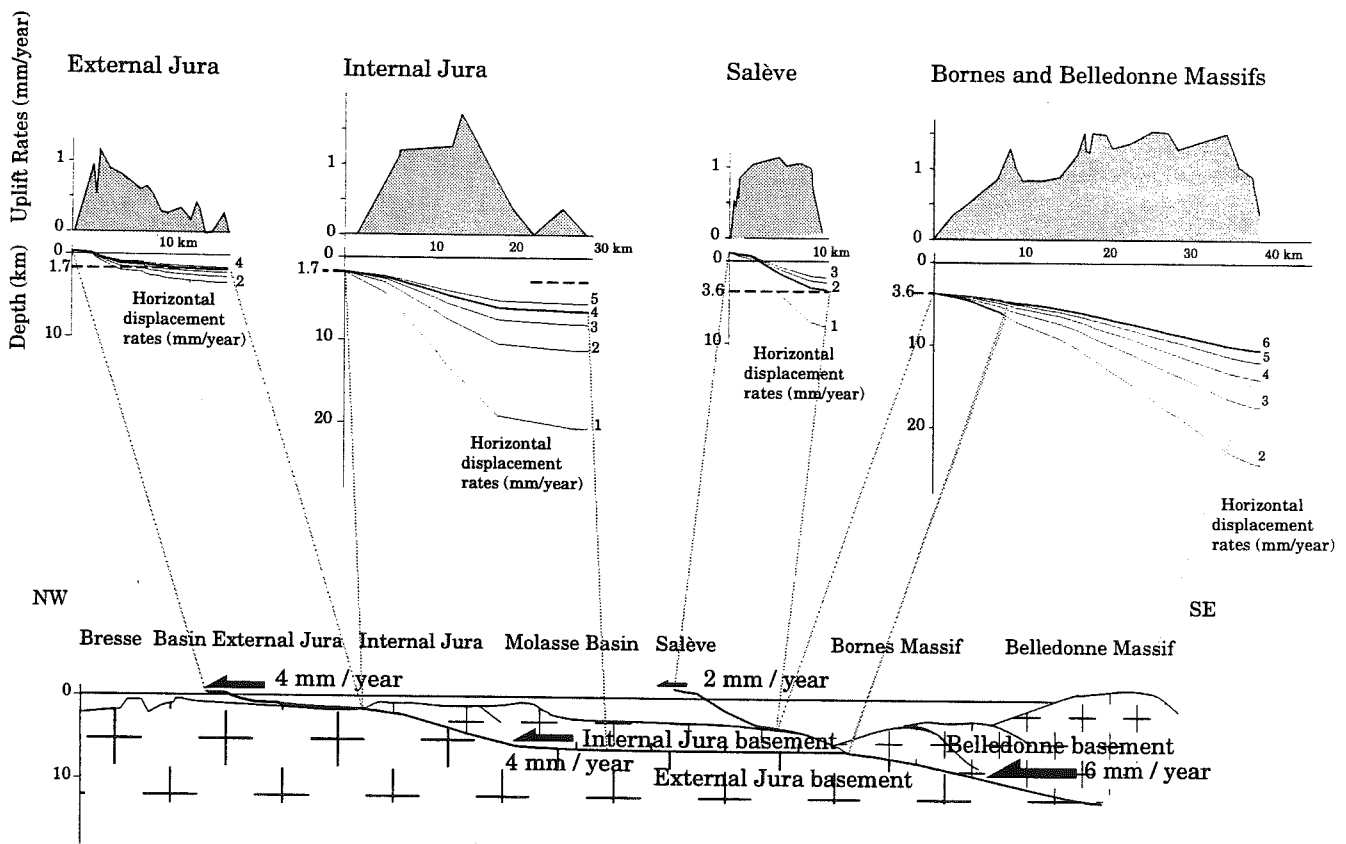


Fig. 64. Détermination de la géométrie des chevauchements majeurs par inversion de profils de taux de déplacements verticaux.

Pour déterminer la géométrie des chevauchements localisés dans la couverture nous supposons que la faille atteint la surface et est tangente au niveau de décollement en profondeur. On retient ainsi, des vitesses de déplacement horizontal de 4 mm / an pour le chevauchement du Jura externe et de 2 mm / an pour le chevauchement du Salève. La géométrie des chevauchements localisés dans le socle est construite en appliquant la continuité des vitesses de déplacement aux limites socle / couverture. La géométrie du chevauchement du Jura interne sur le Jura externe correspond à une vitesse de déplacement de 4 mm / an. La géométrie du chevauchement de Belledonne correspond à un taux de déplacement de 2 mm / an au-dessus du plat du chevauchement du Jura interne et à une géométrie correspondant à une vitesse de 6 mm / an au-dessous.

Quatrième partie. ETUDE DES MOUVEMENTS HORIZONTAUX.

CHAPITRE I: METHODES DE DETERMINATION DE LA DEFORMATION.

Les comparaisons de réseaux ou d'observations géodésiques visent à déterminer un champ de déformation significatif résultant de la tectonique actuelle. Différentes approches peuvent être suivies selon la nature des observations comparées, la configuration des réseaux et le rapport signal sur bruit prévisible. Nous allons passer en revue ces différentes méthodes de détermination, puis cerner leurs limites et leurs domaines d'application. Toutes ces méthodes font appel au lien entre déplacements et déformations, que nous allons expliciter maintenant.

1.1. Analyse de la déformation.

1.1.1. Du champ de déplacement à la déformation.

Nous nous placerons dans le cas général où seules les composantes horizontales de la déformation peuvent être résolues. Soient deux points P et Q placés avant déformation aux positions respectives P (xi, yi) et Q (xi+dx, yi+dy).

Après déformation ces points occupent les positions P' (xi+U, yi+V) et Q' (xi+U+dx+dU, yi+V+dy+dV), U et V étant les déplacements selon l'axe des x et selon l'axe des y. Dans le cas général les déplacements varient lentement avec les coordonnées; on peut donc négliger les termes de second ordre et adopter les relations [24]:

$$\begin{aligned}\delta U &= \frac{\partial U}{\partial x} dx + \frac{\partial U}{\partial y} dy \\ \delta V &= \frac{\partial V}{\partial x} dx + \frac{\partial V}{\partial y} dy\end{aligned}\quad [24]$$

Considérons maintenant le triangle (P, Q, R) dont les sommets sont: P (xi, yi), Q (xi, yi + dy) et R (xi + dx, yi).

Après déformation, les sommets du triangle occupent les positions (Fig. 65): P' (xi + U, yi + V),

Q' (xi + U + $\frac{\partial U}{\partial y} dy$, yi + V + dy + $\frac{\partial V}{\partial y} dy$)

et R' (xi + U + dx + $\frac{\partial U}{\partial x} dx$, yi + V + $\frac{\partial V}{\partial x} dx$).

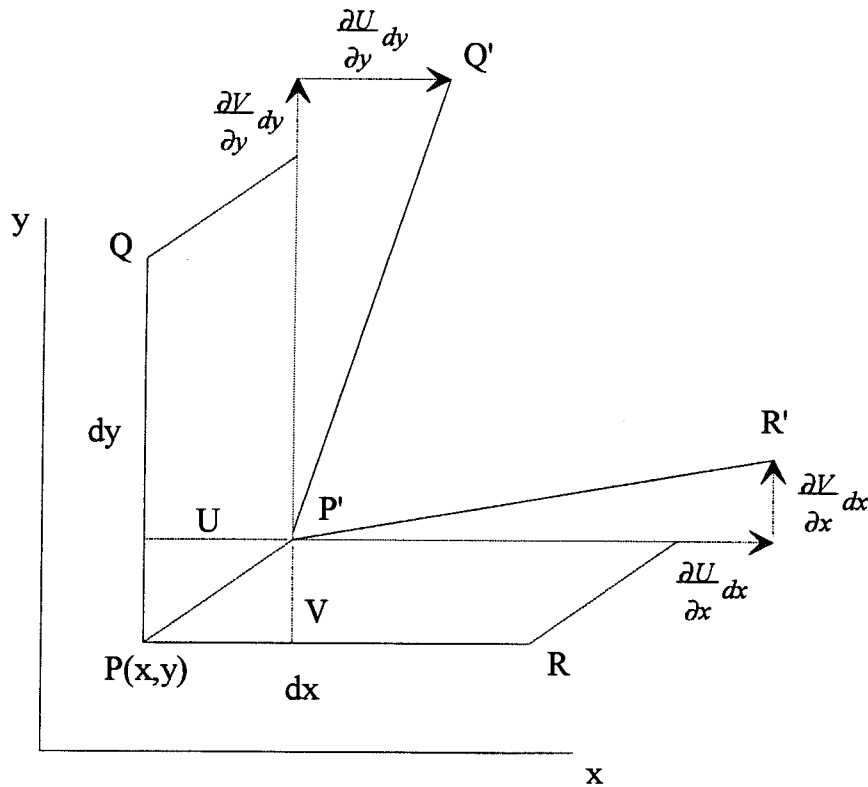


Fig. 65. Changement de coordonnées des points P, Q et R suite à la déformation.

Le coté P'Q' a subi une rotation depuis sa position originelle PQ de $\frac{\partial U}{\partial y} dy$. De même le segment P'R' a tourné de l'angle $\frac{\partial V}{\partial x} dx$ par rapport au segment PR.

Le triangle PQR a subi une déformation (Fig. 66) qui se traduit par la fermeture de l'angle PQR de $\frac{\partial U}{\partial y} dy +$

$\frac{\partial V}{\partial x} dx$ et par une rotation rigide $\omega = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U}{\partial y} - \frac{\partial V}{\partial x} \right)$.

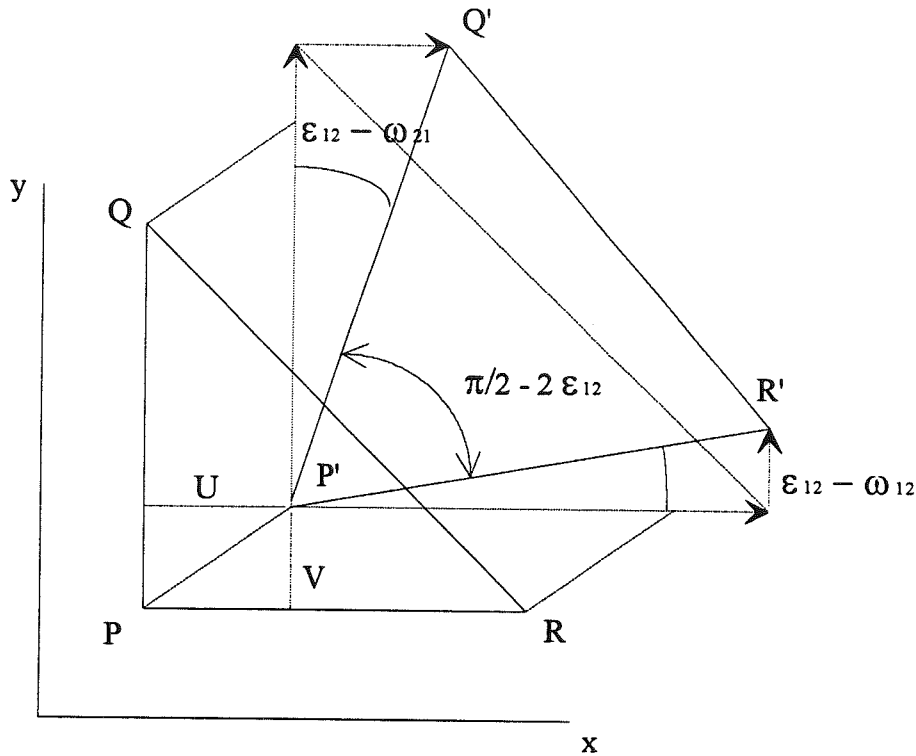


Fig. 66. La déformation du triangle peut être décomposée comme somme d'une translation rigide de composante (U, V), d'une rotation rigide ω et d'une déformation interne.

Le gradient de déplacement peut en effet s'écrire sous en fonction d'un tenseur de déformation qui exprime la déformation interne du triangle (P', Q', R') par rapport au triangle initial (P, Q, R) [25]:

$D_{i,j} = e_{i,j}$ tenseur de déformation + $\omega_{i,j}$

$$\begin{pmatrix} \frac{\partial U}{\partial x} & \frac{\partial U}{\partial y} \\ \frac{\partial V}{\partial x} & \frac{\partial V}{\partial y} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\partial U}{\partial x} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) & \frac{\partial V}{\partial y} \end{pmatrix} \quad [25]$$

$$+ \begin{pmatrix} 0 & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U}{\partial y} - \frac{\partial V}{\partial x} \right) \\ -\frac{1}{2} \left(\frac{\partial U}{\partial y} - \frac{\partial V}{\partial x} \right) & 0 \end{pmatrix}$$

On obtient ainsi deux tenseurs d'ordre deux.

1.1.2. Principaux types de déformation.

Si on considère une déformation infinitésimale qui conserve les surfaces, alors celle-ci peut être décrite comme la somme d'un cisaillement pur et d'un cisaillement simple.

- Déformation par cisaillement pur ou aplatissement.

Exemple: aplatissement parallèle à l'axe des y (Fig. 67).

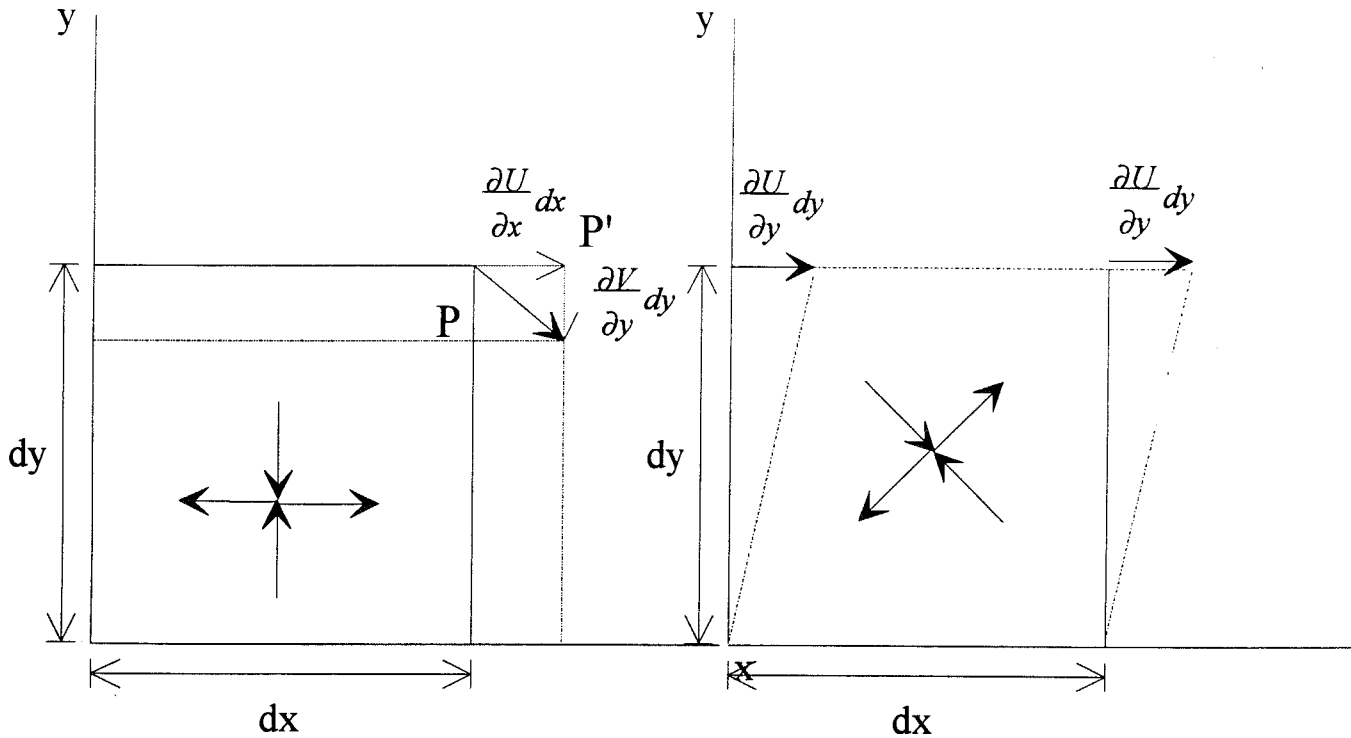


Fig. 67. Exemple de déformation par cisaillement pur parallèle à l'axe des y. La déformation ne comporte qu'un terme celui de déformation interne.

La surface du carré de départ est conservée ($\frac{\partial U}{\partial x} = -\frac{\partial V}{\partial y}$), la déformation ne comporte pas de rotation, les termes $\frac{\partial U}{\partial y}$ et $\frac{\partial V}{\partial x}$ étant tous deux nuls.

Dans l'exemple présenté, la déformation est représentée par un tenseur de déformation dont les axes propres sont parallèles aux axes des x et y [26]:

$$\begin{pmatrix} \frac{\partial U}{\partial x} & 0 \\ 0 & \frac{\partial V}{\partial y} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\partial U}{\partial x} & 0 \\ 0 & \frac{\partial V}{\partial y} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} 0 & 0 \\ 0 & 0 \end{pmatrix} \quad [26]$$

- Déformation par cisaillement simple.

Exemple: cisaillement simple parallèlement à l'axe des x (Fig. 68).

Fig. 68. Exemple de cisaillement simple parallèle à l'axe des x. La déformation peut être exprimée en fonction d'un tenseur de déformation qui exprime la déformation interne du triangle.

La surface est conservée par la déformation ($\frac{\partial U}{\partial x} = \frac{\partial V}{\partial y} = 0$). La déformation est rotationnelle, le terme $\frac{\partial U}{\partial y}$ étant non nul [27]. Dans l'exemple présenté, la déformation est caractérisée par un tenseur de déformation dont les axes propres (axes qui définissent les directions de compression ou d'extension maximale) sont à 45° de l'axe des x et de l'axe des y (Fig. 68). Les deux valeurs propres étant de norme égale et de signes opposés il n'existe pas de variation de surface.

$$\begin{pmatrix} 0 & \frac{\partial U}{\partial y} \\ 0 & 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U}{\partial y} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U}{\partial y} \right) & 0 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} 0 & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U}{\partial y} \right) \\ -\frac{1}{2} \left(\frac{\partial U}{\partial y} \right) & 0 \end{pmatrix} \quad [27]$$

1.1.3. Représentation de la déformation.

1.1.3.a. Tenseur de déformation.

Comme nous l'avons vu précédemment (relation [25]), le tenseur de déformation est un tenseur symétrique qui s'exprime en deux dimensions par [28]:

$$e_{i,j} = \begin{pmatrix} \frac{\partial U}{\partial x} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) & \frac{\partial V}{\partial y} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \alpha & \beta \\ \beta & \gamma \end{pmatrix} \quad [28]$$

Pour représenter graphiquement les résultats des calculs de tenseurs de déformation, il est pratique de dessiner les axes principaux de la déformation (Fig. 67 et 68). On cherche donc les valeurs propres qui définissent les valeurs d'extension ou de compression maximale et les vecteurs propres du tenseur qui définissent les directions des axes du tenseur.

On définit ainsi deux valeurs propres:

$$\lambda_1 = \frac{\alpha + \gamma + \sqrt{(\alpha - \gamma)^2 + 4\beta^2}}{2} \quad [29]$$

$$\lambda_2 = \frac{\alpha + \gamma - \sqrt{(\alpha - \gamma)^2 + 4\beta^2}}{2}$$

L'orientation des axes de déformation est définie par les vecteurs propres associés aux valeurs propres qui vérifient la relation: $(a - \lambda_1)x + by = 0$

On obtient donc une orientation de l'axe de déformation principal correspondant à λ_1 par la relation [30]:

$$\theta = \text{Arctg} \frac{\lambda_1 - \alpha}{\beta} \quad [30]$$

L'orientation de la seconde direction de déformation principale est par définition perpendiculaire à la première.

Une extension est caractérisée par un $DL/L > 0$ donc par une valeur propre positive, au contraire une compression est marquée par $DL/L < 0$ donc par une valeur propre négative.

Le calcul des tenseurs de déformation est un problème non linéaire, on ne peut donc pas calculer simplement les intervalles de confiance sur ce mode de représentation de la déformation.

1.1.3.b. Cisaillement angulaire (Feigl et al.; 1990, Fig. 69).

Le cisaillement angulaire γ_1 [31] mesure la variation angulaire d'un segment originellement à $45^\circ \pm 90^\circ$ de l'axe des x.

$$\gamma_1 = \frac{\partial U}{\partial x} - \frac{\partial V}{\partial y} = \varepsilon_{11} - \varepsilon_{22} \quad [31]$$

Le cisaillement angulaire γ_2 [32] mesure la variation de l'angle droit (xoy) avec la déformation. Cet angle droit subit une variation de:

$$\gamma_2 = \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} = 2\varepsilon_{12} \quad [32]$$

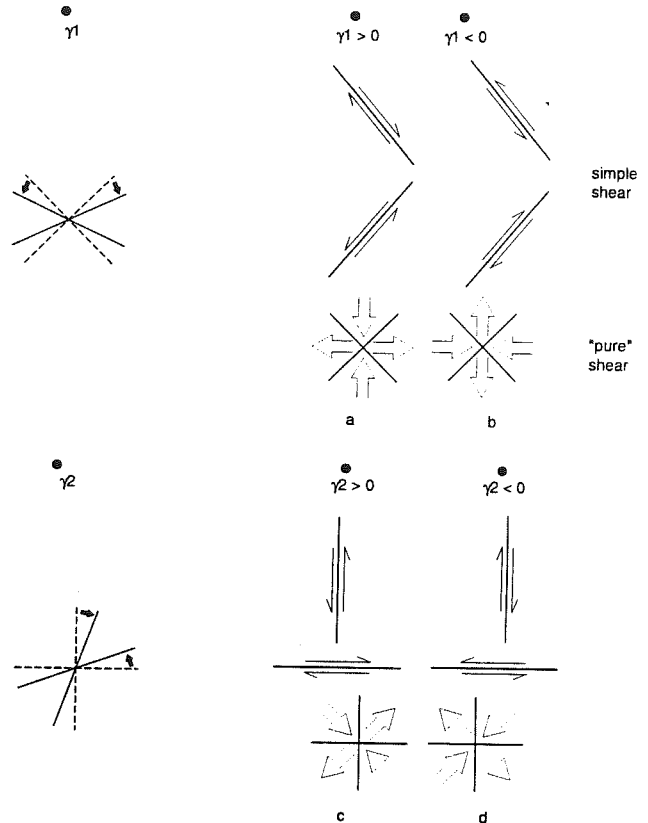


Fig. 69. Signification des taux de cisaillement angulaire (Feigl et al.; 1990).

1.1.3.c. Utilisation des modes de représentation de la déformation.

Les tenseurs de déformation sont indépendants de toute translation et de toute rotation d'un réseau par rapport à l'autre. Mais si les réseaux comparés n'ont pas la même mise à l'échelle, alors il existera une dilatation d'un réseau par rapport à l'autre qui apparaîtra dans les termes $\frac{\partial U}{\partial x}$ et $\frac{\partial V}{\partial y}$. Le calcul

des tenseurs de déformation sera donc sensible à cette dilatation.

En revanche, les cisaillements angulaires γ_1 et γ_2 définis par [31] et [32] ne sont pas sujets à cette dilatation. Ils apparaissent donc être le meilleur mode de représentation de la déformation quand une différence de mise à l'échelle des réseaux est probable.

1.2. Caractérisation de la déformation par comparaison directe des observations répétées au cours du temps.

La comparaison directe des observations requiert que les mesures des deux époques soient de même nature et que le rapport signal sur bruit soit a priori reconnu comme bon. En effet, cette méthode de comparaison directe des observations ne permet pas d'estimer la fiabilité des résultats ce que permettent les méthodes faisant appel à un ajustement.

1.2.1. Comparaison de mesures de distance.

Nous nous placerons dans le cas où les trois cotés d'un triangle ont été mesurés par distancemétrie lors de deux campagnes. On mesure donc ainsi l'élongation des cotés, qui permet de définir le tenseur de déformation du triangle.

En effet, l'élongation d'un segment PQ faisant un angle θ avec la direction des x s'exprime par [33] (Jaeger, 1969):

$$\varepsilon_{PQ} = \frac{(PQ - PQ_0)}{PQ_0} = \varepsilon_{11} \cos^2 \theta + \varepsilon_{22} \sin^2 \theta + 2\varepsilon_{12} \sin \theta \cos \theta \quad [33]$$

A partir de trois mesures d'élongation ε_{PQ} , ε_{PR} , ε_{PQ} on peut déterminer les trois inconnues ε_{11} , ε_{22} , ε_{12} donc le tenseur de déformation et les valeurs extrêmes de l'élongation qui sont les axes principaux de la déformation λ_1 et λ_2 définis ci-dessus.

Par cette méthode on peut déterminer le tenseur de déformation sans redondance. Ainsi toute erreur de mesure, toute différence d'étalonnage des instruments induisant un facteur d'échelle seront prises en compte lors de la détermination. Le calcul d'erreur sur le tenseur de déformation ne reposera que sur les connaissances a priori des erreurs instrumentales et opératoires.

1.2.2. Comparaison directe de mesures de direction.

De même, en comparant des mesures de direction (angles mesurés dans le plan horizontal entre des points géodésiques) on peut résoudre les cisaillements angulaires subit par le triangle. En l'absence de mesures de distance, la dilatation ou contraction du triangle au cours du temps n'est bien sûr pas accessible.

1.3. Analyse de la déformation par ajustement des observations.

1.3.1. Introduction.

L'ajustement des observations permet l'utilisation de réseaux qui diffèrent par leur nature (comparaison d'un réseau de triangulation avec un réseau GPS par exemple) ou par leurs configurations, ce que ne permet pas la comparaison directe des observations. Ces méthodes permettent donc l'utilisation de réseaux anciens qui n'ont pas été remesurés dans les mêmes conditions que les réseaux récents. L'ajustement des observations permet la prise en compte de toutes les observations quelles que soient leurs natures et une analyse de la précision des observations par l'étude des résidus après compensation. Le calcul des critères d'erreur (ellipses de confiance...) reflète mieux les imprécisions réelles révélées par les résidus que les erreurs "a priori" utilisées lorsque les données brutes sont utilisées pour l'analyse de la déformation.

1.3.2. Analyse de la déformation par ajustement de réseaux répétés dans le temps.

Si des réseaux de nature et de configuration différente peuvent être utilisés pour la détermination de la déformation, il faut apporter un soin particulier à la pondération des observations, et à la réduction des observations sur l'ellipsoïde de référence qui diffère selon la nature des observations (direction, distance, base GPS). Si ce dernier problème est mal abordé, les résultats peuvent être dépendants de la réduction des observations et du modèle de géoïde (étude comportant des mesures classiques et des mesures GPS par exemple).

On peut décrire les déplacements au cours du temps des points géodésiques soit en déterminant les coordonnées des points et donc les vecteurs déplacement, soit en calculant directement le tenseur de déformation E.

Il existe différentes manières de poser le problème par moindres carrés. La résolution de l'ajustement requiert en effet que les paramètres libres de l'ajustement dont le nombre varie selon la nature des observations, soient définis. Les différentes méthodes d'ajustement diffèrent sur la manière de fixer ces paramètres.

Pour fixer les paramètres libres de l'ajustement (Tab. 2) on peut fixer un point origine et, selon la nature des observations, une distance et une orientation c'est-à-dire un second point si un des réseaux est une triangulation ou une direction si les réseaux sont des trilatérations.

Cette méthode est particulièrement appropriée quand on peut considérer qu'il existe un bloc stable dans le réseau (Billiris et al., 1991).

Observations	Paramètres à déterminer	Paramètres fixés	Indétermination
Triangulation	Origine, échelle, orientation	Deux points	Translation + rotation + dilatation
Trilatération	Origine, orientation	Un point et une orientation	Translation + rotation
GPS	Origine	Un point	Translation

Tab. 2. Nature des paramètres libres de l'ajustement selon la nature des observations. Paramètres pouvant être fixés pour définir ces paramètres et indétermination du champ de déplacement résultant.

Les déplacements obtenus sont alors exprimés par référence à ces deux points. Dans le cas où il existe un mouvement relatif entre les deux points fixés, alors ce mouvement relatif va engendrer une rotation (Fig. 84) et une dilatation (similitude) entre les deux jeux de coordonnées des points (Tab. 2). Cette méthode d'ajustement permet l'étude de la déformation en dérivant tenseurs de déformation, cisaillements angulaires... , à partir des vecteurs déplacement.

Des modes de représentation de la déformation qui permettent d'obtenir des résultats ne dépendant pas du choix de ces paramètres fixés ont été proposés (Feigl et al., 1990). Ainsi les cisaillements angulaires ne dépendent pas d'une éventuelle dilatation d'ensemble d'un réseau par rapport à l'autre et les tenseurs de déformation sont peu sensibles à une possible rotation rigide entre les jeux de coordonnées.

Si on ne désire pas favoriser une direction ou un couple de point particulier, on peut imposer que le centre de gravité des réseaux comparés demeure fixe et éliminer toute rotation rigide entre les deux jeux de coordonnées par un ajustement des déplacements. Deux méthodes existent pour garder invariant le centre de gravité, les inverses généralisés ou la méthode des coordonnées contraintes (Brunner, 1979; Welsch, 1979).

1.3.2.a. Ajustement en fixant un point, un point et une direction, deux points.

Le calcul des déplacements par cette méthode présente l'avantage de pouvoir être réalisé avec la majeure partie des logiciels de traitement géodésiques, que cela soient ceux du commerce (Geolab...) ou celui de l'IGN (chaîne de calcul RSG). A partir de tout ajustement, on peut obtenir la solution qui serait obtenue par la méthode des inverses généralisés. Les déplacements sont ajustés pour définir la translation qui fait coïncider les deux centres de gravité des réseaux et la rotation et la dilatation qui ajustent au mieux les vecteurs déplacement. Selon cette approche, les vecteurs déplacement seront les résidus de cette minimisation.

1.3.2.b. Détermination d'un champ de déformation homogène dans l'espace et constant au cours du temps.

Principe de la méthode.

Cette méthode permet la détermination de la déformation à partir de réseaux échelonnés dans le temps, qui peuvent ne pas couvrir la totalité de la zone d'étude (Feigl et al., 1990). Cet ajustement repose sur le principe d'ajustement simultané (Bibby, 1982; Snay et al., 1983) qui cherche à déterminer à partir de p réseaux ($p \geq 2$) la déformation de la région supposée être homogène dans l'espace et constante dans le temps.

L'algorithme DYNAP développé par Drew et Snay (1987) pose comme inconnue les paramètres de la déformation homogène $\frac{\partial U}{\partial x}$, $\frac{\partial U}{\partial y}$, $\frac{\partial V}{\partial x}$ et $\frac{\partial V}{\partial y}$.

Pour calculer ces inconnues, une origine temporelle t_0 et une origine spatiale $x_0(t_0)$ au temps t_0 sont choisies a priori. On peut alors décrire les déplacements des points comme étant la somme d'une translation rigide (U,V) décrite par le changement de coordonnées du point de référence et d'une déformation interne fonction des coefficients $\frac{\partial U}{\partial x}$, $\frac{\partial U}{\partial y}$, $\frac{\partial V}{\partial x}$ et $\frac{\partial V}{\partial y}$, des coordonnées relatives des points par rapport au point de référence et de l'intervalle de temps ($t_p - t_0$) écoulé depuis t_0 . On peut alors écrire la relation [34]:

$$\Delta x_p^m = \Delta x_0^m + (t_p - t_0) u^m \quad [34]$$

Si la déformation est constante dans le temps et uniforme dans l'espace, le taux de déformation interne est une fonction de la vitesse de déplacement du point origine u^0 , du tenseur de taux de déformation E et de la vitesse de rotation rigide Ω [35]:

$$u^m = u^0 + (E + \Omega) * (x_0^m - x_0^0) \quad [35]$$

où $(x_0^m - x_0^0)$ exprime les coordonnées barycentriques du point M au temps t_0 .

Directions	Distances	Azimu t	d	Contraintes	Grandeurs fixés	Indétermination
*	*	*	4	Origine, vitesse initiale	Un point commun, une vitesse initiale	$x_0(t_0), u_0(t_0)$
*	*		6	et 2 azimuts	Un point commun, un azimut commun, et une vitesse initiale	$x_0(t_0), u_0(t_0), \text{rotation}$
*			8	et 2 azimuts, 2 distances	Deux points communs et une vitesse initiale	$x_0(t_0), u_0(t_0), \text{rotation}$ dilatation

Tab. 3 . Paramètres libres, contraintes minimales, exemples de paramètres fixés et indéterminations dus aux types de données (d'après Feigl, 1990).

Comme précédemment, pour effectuer l'ajustement, il faut définir les paramètres libres de l'ajustement. Dans le cas de réseaux de trilatération il existe 6 paramètres libres imposant de définir l'origine $x_0(t_0)$, la vitesse de déplacement u^0 de l'origine et la rotation rigide ω (Tab. 3). L'origine et sa vitesse de déplacement peuvent être choisies comme nulles en considérant comme fixe une station observée à toutes les époques. De même, la rotation rigide peut être choisie comme nulle en considérant comme fixe un azimut.

Par cette méthode d'ajustement, on résout le tenseur

de taux de déformation \dot{E} .

Dans le cas de comparaison de triangulations il faudrait en outre définir une échelle en considérant une distance entre stations comme invariante (Tab. 3). La possibilité de l'existence d'un défaut d'échelle et d'une rotation entre les deux jeux de coordonnées est donc envisageable. La déformation peut être alors caractérisée par les taux de cisaillement angulaires exprimés à partir de \dot{E} [35] et [36].

$$\gamma_1 = \left(\frac{\partial U}{\partial x} - \frac{\partial V}{\partial y} \right) / \Delta t = \varepsilon_{11} - \varepsilon_{22} \quad [35]$$

$$\gamma_2 = \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) / \Delta t = 2 \varepsilon_{12} \quad [36]$$

Utilisation de la méthode.

Cette méthode d'ajustement suppose que la déformation est uniforme sur l'ensemble du réseau et constante dans le temps. Comme nous l'avons vu en nivellement pour les troisièmes et cinquièmes méthodes de Holdahl (troisième partie, chapitre I-IV), il faudrait disposer d'informations complémentaires pour s'assurer de l'homogénéité de la déformation pour appliquer cette méthode de résolution. Notons que cette méthode permet l'étude de la déformation à partir de remesures partielles du réseau ce qui élargit considérablement les possibilités d'utilisation des mesures anciennes.

Extension de la méthode: résolution d'un champ de déformation constant dans le temps et variant continûment dans l'espace.

Il est possible de résoudre le champ de déformation en supposant que celui-ci est constant dans le temps mais non dans l'espace (Reilly & Gubler, 1990). On suppose alors que le champ de déformation varie continûment dans l'espace, en introduisant dans la relation [35] la dérivée seconde du déplacement, c'est-à-dire un gradient de déformation.

1.3.2.c. Les inverses généralisés.

Pour s'affranchir de tout effet de similitude dans les champs de déplacement ou de déformation on peut rechercher un champ de déplacement qui ne comporte pas de translation, de rotation et de dilatation d'ensemble. Pour obtenir ce résultat, on peut: soit chercher la similitude qui ajuste le mieux les vecteurs déplacement en ajustant le champ de déplacement par un polynôme de degré 1, soit ajuster les observations par la méthode des inverses généralisés.

1.3.2.d. Adaptation polynomiale de degré 1 du champ de déplacement.

Principe de la méthode.

Une adaptation polynomiale de degré un a pour objet de rechercher la translation, la rotation rigide et le facteur d'échelle qui permettent de passer d'un jeu de coordonnées à un autre. On exprime donc les coordonnées des points issus des observations récentes en fonction des coordonnées issues du premier réseau selon la formulation suivante [37]:

$$\begin{aligned} x_{t1} &= U + A(x_{t0} - X_{O_{t0}}) - \omega(y_{t0} - Y_{O_{t0}}) \\ y_{t1} &= V + \omega(x_{t0} - X_{O_{t0}}) + A(y_{t0} - Y_{O_{t0}}) \end{aligned} \quad [37]$$

où U et V sont les composantes de la translation entre les barycentres des deux réseaux, $X_{0_{to}}$ et $Y_{0_{to}}$ les coordonnées du barycentre du réseau ancien, A le terme de dilatation uniforme et ω le terme de rotation rigide du réseau récent par rapport au réseau ancien.

Dans le cas d'une comparaison de triangulation (Maillard, 1990) il est justifié de prendre les coefficients U , V , A et ω non nuls. Si on étudie des trilatérations (Prescott, 1981), alors il est justifié de ne pas résoudre A car il n'existe pas de dilatation uniforme d'un réseau par rapport à l'autre. Enfin, dans le cas de réseau GPS, seule la translation d'un réseau par rapport à l'autre doit être résolue ($A = \omega = 0$).

Résolution des paramètres de la transformation U , V , A et ω .

Soient les matrices:

$[x, y]$ Matrice des coordonnées approchées (correspondant indifféremment à un des deux réseaux).

$[dx, dy]$ Matrice des déplacements entre les deux réseaux telle que:

$$[dx, dy]^T = [dx_1, dy_1, dx_2, dy_2, \dots, dx_n, dy_n]$$

$[\Delta x, \Delta y]$ Matrice des déplacements après ajustement.

On peut écrire la relation [38]:

$$[\Delta x, \Delta y] = [dx, dy] + GT \quad [38]$$

où T est la matrice de transformation $T^T = (U, V, \omega, A)$

Avec U et V les composantes de la translation qui fait coïncider les barycentres des deux jeux de coordonnées, ω la composante qui exprime la rotation rigide et A l'homothétie entre les deux jeux de coordonnées.

La matrice G s'exprime sous la forme [39]:

$$G^T = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 1 & 0 & \dots & \dots & 1 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 1 & \dots & \dots & 0 & 1 \\ y_1 & -x_1 & y_2 & -x_2 & \dots & \dots & y_n & -x_n \\ x_1 & y_1 & x_2 & y_2 & \dots & \dots & x_n & y_n \end{pmatrix} \quad [39]$$

Les deux premières lignes expriment la composante de translation dans le déplacement d'un point, la troisième celle de rotation et la quatrième celle de dilatation. On cherche à déterminer la matrice T telle que les déplacements après transformation $[\Delta x, \Delta y]$ soient minimisés. La résolution de [38] avec [39] est donc exprimée par la relation [40]:

$$T = -(G^T G)^{-1} G^T [dx, dy] \quad [40]$$

La matrice des déplacements après ajustement est obtenue à partir des relations [38] et [40], on obtient ainsi [41]:

$$[\Delta x, \Delta y] = [dx, dy] - G(G^T G)^{-1} G^T [dx, dy]$$

$$[\Delta x, \Delta y] = (1 - G(G^T G)^{-1} G^T) [dx, dy] \quad [41]$$

$$[\Delta x, \Delta y] = A[dx, dy]$$

Si on appelle Q_s la matrice de variance-covariance sur les composantes de déplacements, on peut écrire la matrice de variance covariance Q_i sur les déplacements après ajustement [42]:

$$Q_i = A Q_s A^T \quad [42]$$

A partir de Q_i les ellipses de confiance sur les déplacements après ajustement peuvent être calculées.

Utilisation de la méthode.

Les résultats que nous devons interpréter sont les résidus de l'ajustement polynômial de degré un, ces vecteurs déplacement sont exprimés par référence au barycentre des réseaux comparés supposé être invariant. Cette méthode permet l'obtention de résultats sans a priori sur le choix des points fixes (Prescott, 1981, Fig. 70).

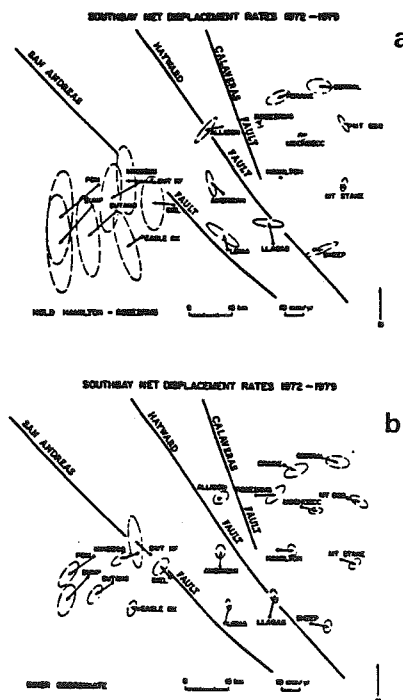


Fig. 70. Champs de déplacement calculés pour différentes hypothèses (Prescott, 1981). En (a) Champ de déplacement correspondant à une solution particulière (la station Hamilton et l'azimut de la ligne Hamilton-Rose2RM5 sont fixés) et en (b) champ de déplacement obtenu par ajustement des déplacements (le barycentre du réseau demeure fixe, la composante de rotation rigide est éliminée ainsi que la dilatation ou constriction d'un réseau par rapport à l'autre).

On peut néanmoins remarquer que les déplacements après ajustement sont aussi fonction d'un a priori, l'absence de translation uniforme, de dilatation et de rotation entre les deux réseaux.

On peut s'interroger sur la validité de telles considérations, par exemple, dans le cas d'une région soumise à un cisaillement simple. Dans ce cas, le champ de déplacement contient une rotation rigide (déformation rotationnelle) qui sera supprimée du champ de déplacement lors de l'ajustement en modifiant considérablement la configuration du champ de déplacement. De même, si une région subit une extension ou une compression dans toutes les directions du plan horizontal, la partie isotrope de la déformation sera prise dans le terme A de dilatation uniforme.

1.3.2e Minimisation des déplacements selon une direction.

Principe de la méthode.

Au lieu de minimiser les deux composantes des vecteurs déplacement, on peut rechercher à minimiser les composantes de déplacement selon une direction, par exemple dans une direction perpendiculaire à un décrochement... (Prescott; 1981, Fig. 71). Dans le cas simple où on souhaite minimiser les déplacements selon la direction x et non selon la direction y, il suffit de considérer une matrice G modifiée où les coefficients relatifs à la composante y sont nuls.

On obtient ainsi la matrice H telle que:

$$H^T = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 1 & 0 & \dots & \dots & 1 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 1 & \dots & \dots & 0 & 1 \\ y_1 & 0 & y_2 & 0 & \dots & \dots & y_n & 0 \\ x_1 & 0 & x_2 & 0 & \dots & \dots & x_n & 0 \end{pmatrix} \quad [43]$$

Pour résoudre la matrice de transformation T, il suffit de remplacer G par H dans la résolution exposée ci-dessus pour l'ajustement polynômiale de degré un.

Utilisation de la méthode.

La minimisation des déplacements selon une direction est un outil qui peut être utilisé raisonnablement si on dispose non seulement de solides connaissances sur le régime de déformation de la région étudiée mais aussi si le régime de déformation apparaît simple. Si ces conditions sont réunies, on peut se demander si les écarts au modèle simple que représentent les composantes de déplacement minimisées ne sont pas les informations les plus intéressantes.

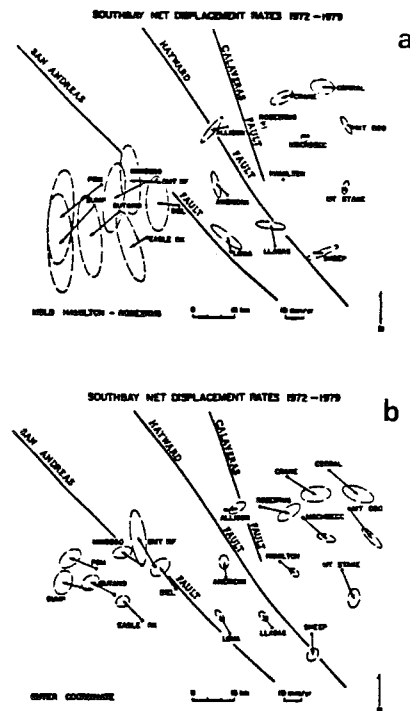


Fig. 71. Comparaison entre un champ de déplacement obtenu en fixant un point et un azimuth et un champ de déplacement calculé après minimisation des déplacements selon une direction (Prescott; 1981). En (a) champ de déplacement correspondant à une solution particulière (la station Hamilton et l'azimut de la ligne Hamilton-Rose2RM5 sont fixés) et en (b) champ de déplacement obtenu après minimisation des déplacements perpendiculaires à la direction des décrochements (ici N35°).

1.3.3. Choix d'une méthode d'ajustement.

Dans le cas où on peut supposer qu'il existe une partie du secteur étudié qui n'est pas soumise à une déformation, il semble préférable de choisir les paramètres libres de l'ajustement en fixant les coordonnées approchées de deux points (dans le cas d'une triangulation) (Billiris et al., 1991). Le choix des paramètres fixés pour lever l'indétermination semble ainsi le moins arbitraire possible.

En revanche, dans le cas où le réseau ne comprend pas de partie supposée stable, le choix de la méthode d'ajustement se pose avec acuité. Si l'ajustement des déplacements par une translation, une rotation et une mise à l'échelle apporte une solution indépendante de tous choix de points fixés, la solution apportée n'est a priori pas plus juste qu'une solution obtenue en fixant deux points. La déformation tectonique peut en effet comporter une rotation (déformation rotationnelle par exemple si la déformation est en cisaillement simple) ou une compression ou une extension isotrope.

Outre ces réserves, on peut remarquer que si quelques déplacements sont dus à une mauvaise configuration d'un des deux réseaux, alors

l'ensemble des vecteurs ajustés sera pollué par ces déplacements.

En conclusion, il apparaît que le champ de déplacement obtenu après ajustement a le même degré d'a priori que les solutions initiales et que l'ensemble des vecteurs peut être pollué par l'existence de déplacements dus à une mauvaise configuration du réseau. Nous déciderons donc de ne pas utiliser cette méthode.

1.3.4. Critères d'erreur sur les déplacements et les représentations de la déformation.

1.3.4. a. Les vecteurs déplacement.

L'incertitude sur un vecteur déplacement est représentée par une ellipse de confiance qui est en fait l'ellipse relative entre deux points, le point récent et le point ancien.

Soient le point ancien et le point récent de coordonnées respectives (x_1, y_1) et (x_2, y_2) , le vecteur déplacement s'exprime par [44]:

$$V = \begin{pmatrix} -1 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & -1 & 0 & 1 \end{pmatrix} * \begin{pmatrix} x_1 \\ y_1 \\ x_2 \\ y_2 \end{pmatrix} = A * X \quad [44]$$

Si on considère la matrice de variance covariance C associée aux deux points de coordonnées (x_1, y_1) et (x_2, y_2) , alors la matrice de variance-covariance sur le vecteur V s'exprime par la relation [45]:

$$C_V = A * C * A^T$$

$$C_V = \begin{pmatrix} (\alpha_1 x_1 + \alpha_2 x_2 - 2 \alpha_1 x_2) & (\alpha_1 y_1 + \alpha_2 y_2 - \alpha_1 y_2 - \alpha_2 y_1) \\ (\alpha_1 y_1 + \alpha_2 y_2 - \alpha_1 y_2 - \alpha_2 y_1) & (\sigma_1 y_1 + \sigma_2 y_2 - 2 \sigma_1 y_2) \end{pmatrix} \quad [45]$$

Cette matrice symétrique est diagonalisée, les valeurs propres sont les axes principaux de l'ellipse de confiance et les vecteurs propres permettent d'orienter ces axes dans l'espace. Pour obtenir une ellipse de confiance pour un seuil de probabilité de 95%, il suffit de multiplier la valeur des axes de l'ellipse par le facteur k exprimé par la relation [46]:

$$k = \sqrt{Ln \frac{1}{(1-p)^2}} \quad [46]$$

où p est le seuil de probabilité, pour un niveau de confiance de 67%, $k=1,489$, de 95%, $k=2,450$

1.3.4.b. Représentation des erreurs sur les tenseurs de déformation.

Le calcul d'un tenseur de déformation e à partir des deux jeux de coordonnées de trois points est un calcul linéaire. Seul le calcul des axes et valeurs propres de la déformation (diagonalisation du tenseur) n'est pas linéaire. On ne peut donc pas calculer directement les critères d'erreur sur les représentations des tenseurs de déformation. Pour franchir cet obstacle deux démarches peuvent être suivies: soit on linéarise le calcul non linéaire, soit on modélise les erreurs par une méthode de Monte Carlo. Cette dernière méthode a notre préférence car elle permet d'éviter les approximations importantes de la linéarisation.

Modélisation des erreurs par linéarisation du calcul du tenseur de déformation.

Cette première méthode de calcul consiste à linéariser le calcul des valeurs et axes propres du tenseur de déformation pour pouvoir calculer à partir de la matrice de variance-covariance les erreurs sur les axes principaux des tenseurs de déformation. Les erreurs seront représentées par des éventails symétriques représentant les erreurs sur l'orientation et la norme des axes principaux.

Modélisation des erreurs par perturbation des observations.

Pour représenter les erreurs sur les tenseurs de déformation, une analyse par une méthode de Monte Carlo peut être utilisée (Kasser et al., 1987; Ortlieb et al., 1989). La méthode développée par ces auteurs consiste à ajouter un bruit aléatoire aux mesures. Ce bruit aléatoire présente une distribution normale prenant en compte l'écart type sur la mesure. Les tenseurs de déformation correspondant à ce jeu d'observation perturbées sont alors calculés et représenté par un point représentant ses axes principaux. A l'issue d'une centaine de compensations, le degré de confiance des tenseurs de déformation est estimé en observant la dispersion des solutions perturbées autour des solutions non perturbées.

Modélisation des erreurs par perturbation des déplacements (Jouanne et al, 1994a).

La méthode présentée ci-dessus est extrêmement lourde en calcul, une centaine de compensations étant nécessaire. Nous avons remarqué qu'une telle approche pouvait être suivie en perturbant non pas les observations mais directement les vecteurs déplacement. Pour perturber les vecteurs déplacement on doit tenir compte des corrélations qui existent entre les composantes de ces vecteurs: un vecteur déplacement n'est pas indépendant du déplacement du point voisin. La matrice de variance-

covariance C sur les composantes des vecteurs déplacement (matrice qui exprime les corrélations entre les composantes des vecteurs) doit donc être utilisée. Celle-ci peut être aisément calculée en suivant une démarche similaire à celle suivie pour le calcul des ellipses de confiance sur les déplacements. Pour perturber les déplacements, la matrice A des composantes des déplacements doit être exprimée dans une base où la matrice de variance-covariance C est diagonale. Dans cette base il n'existe pas de corrélation entre les composantes des vecteurs, on peut donc perturber ces valeurs indépendamment les unes des autres.

La première étape de l'analyse consiste donc à obtenir une matrice diagonale de C , D et la matrice de passage correspondante P .

A est exprimée dans la nouvelle base par l'identité:

$$An = P * A \quad [47]$$

Dans cette base les composantes des déplacements peuvent être perturbées sans problèmes de corrélation. Pour perturber An nous avons généré $6*80$ nombres aléatoires (p) dont la répartition suit une loi normale. La matrice des valeurs perturbées Anp peut être calculée dans la base où C est diagonale par la relation [48]:

$$Anp_i = An_i + 2.45 * p * \sqrt{D_{i,i}} \quad [48]$$

le coefficient 2,45 exprimant le niveau de confiance de 95%.

Pour calculer les tenseurs de déformation ou les cisaillements angulaires perturbés, la matrice Anp doit être exprimée dans la base de départ. La matrice des valeurs perturbées Ap utilisée pour ces calculs est obtenue simplement par l'identité:

$$Ap = P^T * Anp \quad [49]$$

Les solutions perturbées sont alors représentées comme précédemment par un nuage de points qui représente alors la région correspondant à un niveau de 95% de confiance.

Comparaison des différentes modélisations des erreurs sur les tenseurs de déformation.

Les modélisation des erreurs par perturbation des observations et des déplacements ne font pas appel à une linéarisation pour calculer les erreurs sur les tenseurs de déformation contrairement à la méthode des éventails.

Il s'avère dangereux de linéariser le calcul des axes principaux des tenseurs de déformation comme le montre l'obtention fréquente de nuages de points non symétriques, qui illustrent bien la non linéarité du calcul. Pour ces tenseurs on peut se demander quelle serait la validité d'une représentation des erreurs par la méthode des éventails! Il apparaît donc que les deux méthodes de Monte Carlo apportent une modélisation des erreurs bien plus fiable que celle des éventails.

La modélisation des erreurs par perturbation des observations utilise comme observations non perturbées les observations compensées et comme écarts types des observations, les résidus (assimilés aux erreurs de mesure) associés aux observations. Les observations d'un même tour d'horizon sont perturbées indépendamment les unes des autres, il ne doit donc pas exister de corrélation, de cause d'erreur commune à ces observations. Cette hypothèse raisonnable peut être délicate à formuler dans les rares cas où il existe une importante erreur de centrage de l'instrument de mesure.

La modélisation des erreurs par perturbation des vecteurs déplacement requiert une seule compensation, cette approche est donc beaucoup moins lourde en calcul que la méthode exposée ci-dessus. Pour un tenseur, la représentation graphique des résultats est obtenue à l'issue d'un calcul de 5 minutes, temps de calcul assez long dû au tirage des variables aléatoires qui ne doivent pas être corrélées (les variables sont obtenues à partir de l'horloge du PC, entre chaque tirage une pause aléatoire est imposée pour s'assurer l'absence de corrélation entre les différents tirages). Dans cette modélisation, contrairement à la méthode exposée ci-dessus, on peut choisir à quel degré de confiance (95% dans l'exemple présenté) on désire modéliser les erreurs. Il reste à comparer, sur un même chantier, les résultats obtenus par ces deux méthodes de modélisation des erreurs pour pousser plus avant la discussion.

1.4. Test de modèles de déformation.

Les méthodes de détermination de la déformation exposées ci-dessus permettraient le calcul d'un champ de déformation en supposant différentes hypothèses sur l'origine du réseau, sa mise à l'échelle... mais non le test d'un modèle de déformation a priori.

Avant de commencer l'étude de déformation, nous testerons l'hypothèse selon laquelle tous les vecteurs déplacement reflètent les erreurs de mesure. Le test de cette hypothèse, l'hypothèse nulle, permet de conclure à l'absence ou à la présence d'une déformation significative.

On peut de même tester des modèles de déformation a priori pour tester la cohérence des résultats de l'étude de déformation avec d'autres données qui peuvent être par exemple des mécanismes au foyer ou des vitesses de déplacement sur des failles déduites de l'inversion de profil de mouvements verticaux.

1.4.1. Le test de l'hypothèse nulle.

Le test de l'hypothèse nulle que nous avons utilisé abondamment (Jouanne et al., 1994a) est un

outil précieux pour apprécier la faisabilité d'une étude de déformation quand le rapport signal sur bruit est a priori proche de 1. C'est un test qui convient parfaitement au cas développé ci-dessous: une étude de déformation à partir de comparaisons de triangulations dans une région où les taux de déformation sont mal connus et a priori faibles.

Quelle que soit l'hypothèse testée, l'adoption ou le rejet de celle-ci doit se faire sur des critères statistiques, en l'occurrence par l'application d'un test de Fischer-Snedecor (Segall & Matthews, 1988) dont le principe va être exposé dans le cas du test de l'hypothèse nulle H_0 .

Pour répondre à cette question préliminaire à toute étude, nous allons tester l'hypothèse nulle H_0 que tous les déplacements obtenus en différenciant les deux jeux de coordonnées sont dus aux erreurs de mesures aléatoires. Si l'hypothèse est rejetée alors on recherchera les points pour lesquels il est justifié de calculer deux jeux de coordonnées.

Pour tester l'hypothèse nulle H_0 , on compare deux solutions (Jouanne et al., 1993a):

- une solution dite "libre" où deux jeux de coordonnées sont calculés pour les points communs; on permet l'existence d'un déplacement;

- une solution dite "contrainte" où on impose qu'il n'y ait pas de déplacement en calculant un seul jeu de coordonnées avec les deux jeux d'observations. Pour ce faire, les points communs sont identifiés de la même manière dans les deux jeux d'observations.

Si des déplacements sont advenus entre les deux époques de mesures, alors la somme des résidus croît de la solution libre à la solution contrainte. Pour déterminer si cet accroissement est significatif pour un niveau de confiance de 95%, un test de Fischer-Snedecor est appliqué. Dans ce test, le rapport F fonction de la somme des carrés des résidus pour la solution contrainte et pour la solution libre et des nombres de degré de liberté k_1 et k_2 ; est comparé avec $F_{0,k_1,k_2,95\%}$. On définit le rapport F par la relation [50]:

$$F = \frac{S_1^2 / S_2^2}{\left(\frac{\sum v^2}{k_2} \right) / k_1} \quad [50]$$

Le rapport $F_{0,k_1,k_2,95\%}$ est tel que:

$$P \left(\frac{\chi^2(k_1)}{\chi^2(k_2)} \leq F_{k_1,k_2,95\%} \right) \quad [51]$$

avec $k_1 = (nc-pc)-(nf-pf)$ et $k_2 = nf-pf$, où n désigne le nombre d'observations, p le nombre

d'inconnues et $n-p$ le nombre de degré de liberté de l'ajustement. Les indices c et f sont respectivement relatifs aux solutions contrainte et libre.

Les sommes des carrés des résidus sont calculées à partir des estimateurs par moindres carrés par [52]:

$$\sigma = \frac{\sum v^2}{(n-p)} \quad [52]$$

Si $F \leq F_{0,k_1,k_2,95\%}$ alors l'hypothèse nulle H_0 est acceptée, il n'existe pas de déformation significative entre les deux réseaux. Si ce n'est pas le cas, alors, il existe au moins un point pour lequel il est justifié de calculer deux jeux de coordonnées. Pour trouver ce point, il suffit de libérer un à un les points communs et de calculer le rapport F correspondant au nouvel ajustement. Le point pour lequel il est le plus justifié de calculer deux jeux de coordonnées sera celui qui provoquera la plus importante diminution de la somme des résidus, c'est-à-dire celui qui sera associé au plus faible estimateur des moindres carrés. Si le rapport F reste supérieur à F_0 après la libération d'un premier point alors il faut rechercher le second point pour lequel il faut calculer deux jeux. On peut ainsi obtenir une liste des points communs pour lesquels il faut calculer deux jeux de coordonnées pour que l'hypothèse de stabilité H_0 soit satisfaite.

Il convient de noter que la libération d'un point A "stable" peut être associée à une forte chute de l'estimateur des moindres carrés, si ce point est au voisinage d'un point B pour lequel il convient de calculer un déplacement (Jouanne et al., 1993a). Dans ce cas, si on

libère simultanément ces deux points A et B, le rapport F ne décroît pas significativement comparé au cas où seul B est libéré. En raison des différences de configuration entre les deux réseaux, des systématismes non révélés par l'inversion par moindres carrés peuvent contaminer les résultats de ce test.

De la même manière, on peut tester un modèle de déformation a priori en imposant non plus la stabilité des points mais l'existence de déplacements entre points anciens et points récents D (D_x, D_y) en liant ces deux points par les différences de coordonnées (D_x, D_y).

1.4.2. Tests de modèles de déformation.

Si l'hypothèse nulle est rejetée, alors il peut être intéressant de tester d'autres modèles de déformation. Pour cela, au lieu d'imposer l'absence de déplacement du point on impose l'existence d'un déplacement correspondant à l'hypothèse de déformation testée (Fig. 72). La validité de cette hypothèse est testée comme l'hypothèse nulle par

l'application d'un test de Fischer en comparant la solution libre et la solution contrainte qui rend compte du modèle.

On va donc imposer un champ de déplacement qui rend compte du modèle de déformation.

Les deux composantes des vecteurs déplacement sont exprimées par un polynôme comme fonction des coordonnées des points et des paramètres de la déformation.

1.4.2.a. Exemple de modèles de déformation.

Dans le cas général, un modèle de déformation simple peut être décrit par le déplacement des points du réseau (dx , dy); ceux-ci sont alors exprimés par

une fonction polynomiale des coordonnées de ces points (Chrzanowski et al., 1982):

$$\begin{aligned} dx &= a_0 + a_1 x + a_2 y + a_3 xy + a_4 x^2 + \dots \\ dy &= b_0 + b_1 x + b_2 y + b_3 xy + b_4 x^2 + \dots \end{aligned} \quad [53]$$

Les modèles simples de déformation, comme les modèles de déformation homogène avec ou sans discontinuité (Chrzanowski et al., 1982, Fig. 72) sont modélisés par des polynômes d'ordre 1. Le choix de ces coefficients reste bien sûr le principal problème de cette méthode, on peut choisir ces coefficients après une première étude de déformation. Le calcul d'un tenseur de déformation sur l'ensemble d'une région peut ainsi être testé.

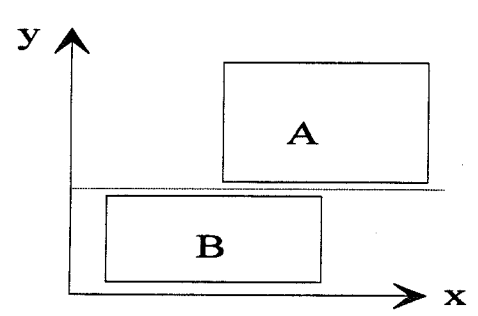
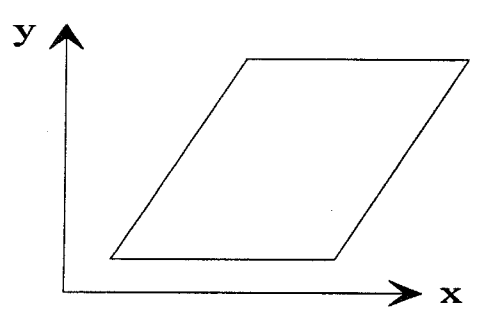
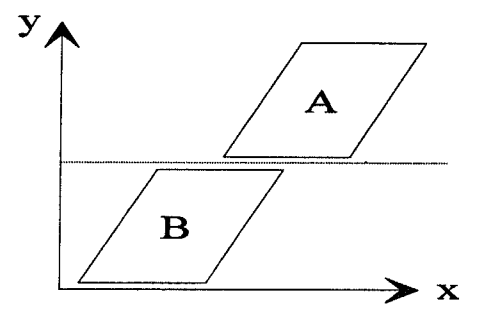
	<p>Bloc A $dx = 0$ $dy = 0$ Bloc B $dx = a_0$ $dy = b_0$</p>
	<p>$dx = \epsilon_{xx} x + (\epsilon_{xy} - \omega) y$ $dy = (\epsilon_{xy} + \omega) x + \epsilon_{yy} y$</p>
	<p>Bloc A $dx = \epsilon_{xx} x + (\epsilon_{xy} - \omega) y$ $dy = (\epsilon_{xy} + \omega) x + \epsilon_{yy} y$ Bloc B $dx = a_0 + \epsilon_{xx} x + (\epsilon_{xy} - \omega) y$ $dy = b_0 + (\epsilon_{xy} + \omega) x + \epsilon_{yy} y$</p>

Fig. 72. Exemple de modèles simples de déformation, décrits par le déplacement des points (Chrzanowski et al., 1982). Les composantes des vecteurs déplacement sont calculées par une fonction polynomiale des coordonnées.

Les Alpes et le Jura sont des régions soumises à des déplacements dont on peut penser que seule une petite partie s'exprime par des séismes vu la présence de zones asismiques qui jouxtent des zones à sismicité plus concentrée, et le niveau relativement faible de l'activité sismique de la chaîne. La quantification de la déformation horizontale peut permettre de répondre aux questions:

- Quelle est la part de la convergence Afrique - Europe que subissent les Alpes?
- Comment se distribuent les déplacements au sein de la chaîne?
- Quelle est la part de la déformation sismique et de la déformation asismique?

La détermination de la déformation horizontale dans une région qui ne subit pas, a priori, de forts taux de déformation requiert l'utilisation de mesures si possible très précises et un grand intervalle de temps entre les deux jeux de mesures comparés.

Les données géodésiques dont nous disposons sont des réseaux de triangulation du SGA (Service Géographique des Armées) et de l'IGN (Institut Géographique National) répétés à 45 ans d'intervalle (1932-1936 / 1979-1984). On espère dans cette étude pallier la relative imprécision des mesures utilisée par un grand intervalle de temps de mesure de la déformation.

2.1. Préparation des jeux d'observations.

L'établissement des cartes et les travaux des géomètres requièrent que les coordonnées de certains points soient connues avec précision. Pour répondre à ces demandes, des réseaux géodésiques de triangulation ont été successivement établis en France. Ces méthodes de mesure ont été utilisées depuis le XVIII^{ème} siècle jusqu'en 1991 où la dernière mission de géodésie classique a été réalisée par l'IGN. Depuis quelques années déjà, l'utilisation du GPS permet non seulement la détermination des coordonnées avec une meilleure précision (de 5 ppm en classique à 0,1 ppm environ en GPS), mais aussi la mise en oeuvre de missions beaucoup moins lourdes en personnel ainsi que la détermination de points qui ne sont plus nécessairement en intervisibilité.

2.1.1. Organisation du réseau français.

La détermination des coordonnées par des mesures de triangulation est appuyée: (1) sur la méridienne de France (chaîne de triangle NS passant par Paris), (2) sur des parallèles et méridiens réalisés avec grande précision (parallèle de Lyon,

d'Avignon...) et (3) sur la mesure de quelques bases (de Lyon, d'Antibes, du Mont Saint Michel...) dont les coordonnées des extrémités sont déterminées par des mesures astronomiques très précises et la longueur par des mesures réalisées avec très grand soin.

Toutes les quantités mesurées (direction, distance) sont réduites sur un ellipsoïde de référence qui devrait être une bonne approximation du géoïde de la région mesurée. A partir de ces bases, les coordonnées des points géodésiques sont déduites par des mesures d'angles horizontaux entre sites géodésiques. Les altitudes des points géodésiques de second ou de premier ordre (sur des sommets) sont déterminées par des mesures d'angles zénithaux (dans le plan vertical) sur des points géodésiques rattachés au réseau de nivellement (en général des points de détail). Pour minimiser les erreurs de mesure liées aux fortes variations d'indices de réfraction dans le plan vertical les mesures sont réalisées sur les distances les plus courtes possibles, et si possible simultanément entre les deux sites (le premier théodolite vise la lunette du second et vis versa).

Un réseau de triangulation de premier ordre (Fig. 73) a ainsi été établi à la fin du siècle dernier et au début de ce siècle autour de quelques méridiens et parallèles (de Lyon, d'Avignon...) puis sur l'ensemble du territoire français. Ce réseau de premier ordre, repris parfois ultérieurement dans certaines régions, forme le cadre sur lequel se sont appuyés tous les réseaux de détail que ce soient ceux du Service Géographique des Armées ou ceux réalisés par l'Institut Géographique National. Les réseaux de détail sont organisés en réseau de second, de troisième, quatrième et cinquième ordre selon une densité de points croissante. La mesure des réseaux de détail a été entièrement reprise; un premier réseau a été établi par le SGA (du début du siècle à 1940), un second réseau par l'Institut Géographique National (de 1940 à 1991).

2.1.2. Les mesures.

La qualité des observations d'un réseau est fonction non seulement de la qualité des mesures mais aussi de sa configuration. Dans l'analyse de la configuration d'un réseau il faut non seulement considérer le nombre de visées qui concourent à la détermination du point, mais aussi leur répartition sur l'horizon. L'évolution de la précision des coordonnées d'un point avec l'adjonction d'observations supplémentaires est bien montrée par les figures 74 et 75 dans les cas de réseau de triangulation et de trilatération.

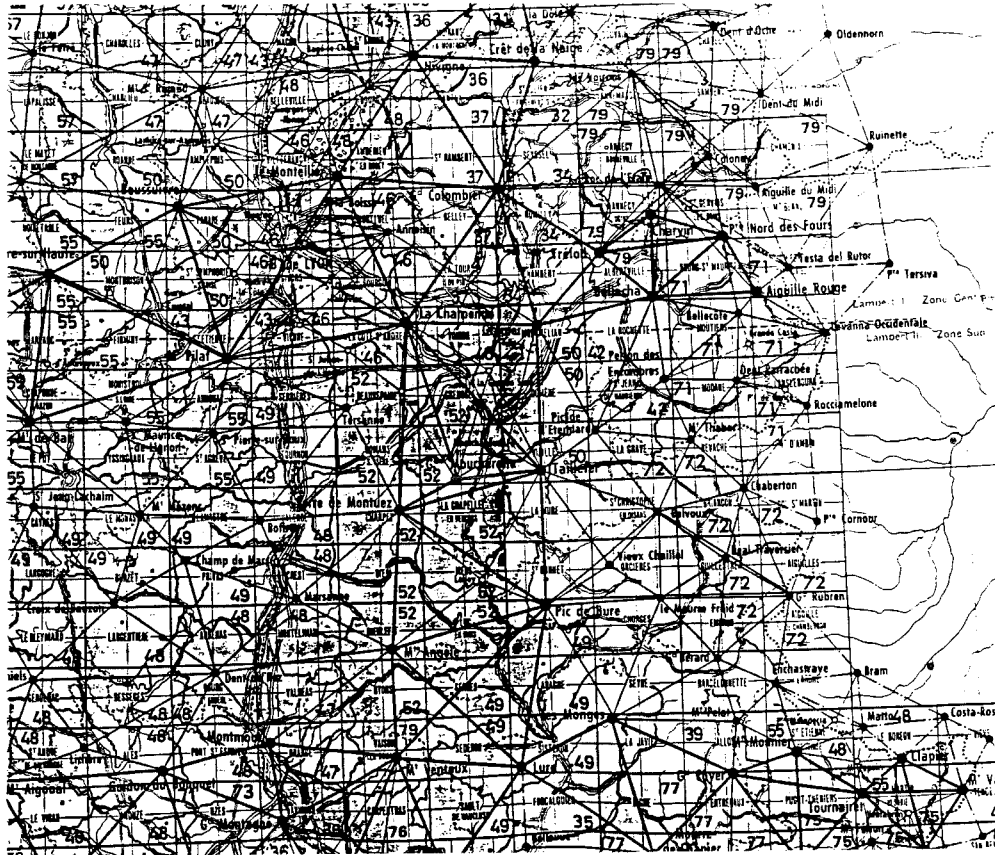


Fig. 73. Organisation du réseau de premier ordre français (document de I.I.G.N.).

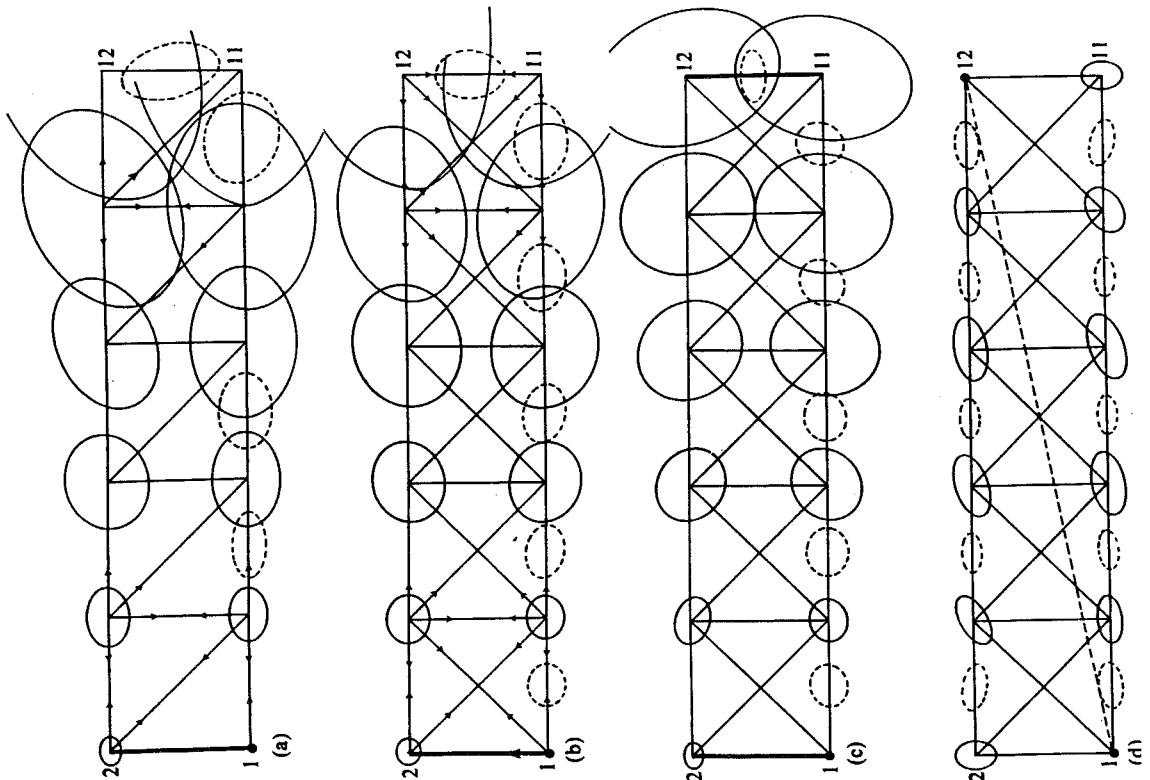


Fig. 74. Evolution de la précision de détermination des points par triangulation selon la configuration du réseau et en particulier le degré de redondance des mesures (Lambeck, 1988).

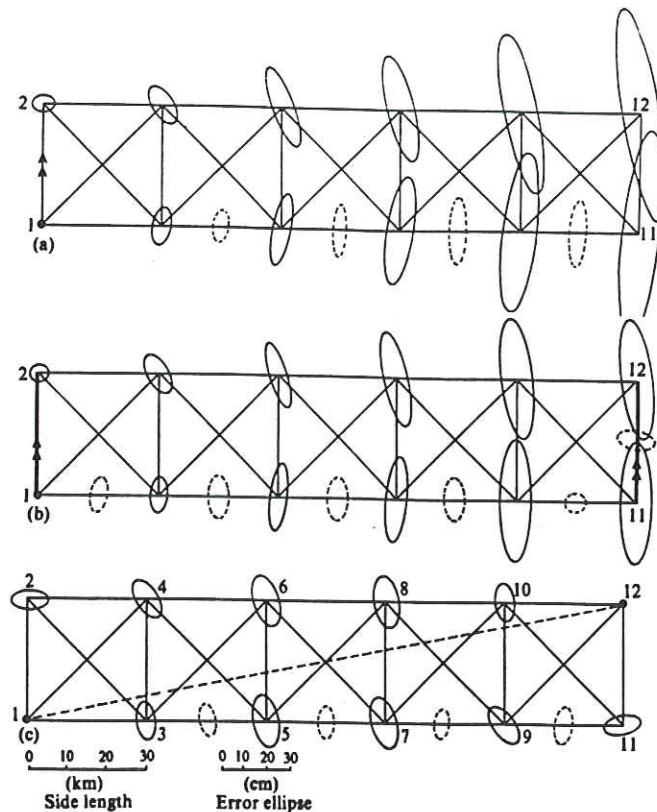


Fig. 75. Evolution de la précision de détermination des points par trilatération selon la configuration du réseau et en particulier le degré de redondance des mesures (Lambeck, 1988).

Pour chaque époque de mesure nous allons successivement examiner l'instrumentation et la technique de mesure ainsi que la configuration des réseaux.

2.1.2.a. Les mesures anciennes.

Instrumentation et mode de mesure.

Les mires utilisées étaient des mires en bois triangulaires qui permettaient une moins bonne précision de pointé que les mires utilisées par la suite par l'IGN.

Les mesures anciennes ont été réalisées avec des cercles azimutaux de Chasselon ou des théodolites Wild n°2 ou n°3. Pour éviter les erreurs de mesures liées aux erreurs de graduation des cercles, il était d'usage de décaler la référence de 25 ou de 50 grades après une série de quatre ou huit mesures pour décrire ainsi l'ensemble du cercle azimutal.

En général, une mesure de direction est la moyenne de 32 mesures pour un réseau de premier ordre, de 16 ou plus rarement 8 mesures pour un réseau de second ordre. Il faut noter qu'il est fréquent que les points anciens aient été stationnés plusieurs jours de suite, il est donc vraisemblable que les effets atmosphériques sont moins importants dans ces mesures que dans les mesures récentes où un point

de second ordre n'est en général stationné qu'une seule fois.

Le mode de réalisation des mesures était, dans la majeure partie des cas, la méthode du tour d'horizon: des séries de mesures sont effectuées sur les mires en décrivant l'horizon dans le sens horaire sans changer de mire de référence.

Organisation du point géodésique.

Les sites géodésiques des régions montagneuses présentent très peu de stations auxiliaires et de points rattachés. Dans notre étude les rattachements entre points anciens sont l'exception, ce qui semble une garantie de précision étant donné la mauvaise précision reconnue des mesures de rattachements de cette époque. Dans le cas général, un point géodésique est donc constitué par une borne à l'aplomb de laquelle est stationné un théodolite et montée une mire en bois triangulaire.

Configuration des réseaux (Fig. 76).

Si on excepte les réseaux de premier ordre, les réseaux anciens sont en général mal configurés. Les réseaux présentent ainsi assez souvent des visées en "sifflet" (mauvaise couverture azimutale des visées), des visées longues, voisinant avec des visées

extrêmement courtes rendant ainsi la pondération des observations assez complexe. La répartition des points géodésiques est extrêmement variable, dense voire très dense en région montagneuse, faible dans les régions de plateau (bassin molassique entre le Mont Salève et le Chablais). L'existence de figure a priori instable (dans notre étude entre le Jura et le Chablais) peut rendre inutilisable certaines parties du réseau ancien. La connexion entre les réseaux réalisés lors de différentes missions peut être très bonne comme dans le Jura (nombreux points

communs et visées communes) ou déficiente comme entre les Bornes et le Chablais. Dans ce dernier cas, il n'existe pas de mesures entre les Bornes et le Chablais, la connexion de ces deux parties du réseau étant assurée uniquement par l'intermédiaire des points du Salève et de la Haute Chaîne du Jura. En conclusion, les mesures ont une précision satisfaisante, en revanche la configuration est déficiente (manque de reconnaissances approfondies ou de temps?).

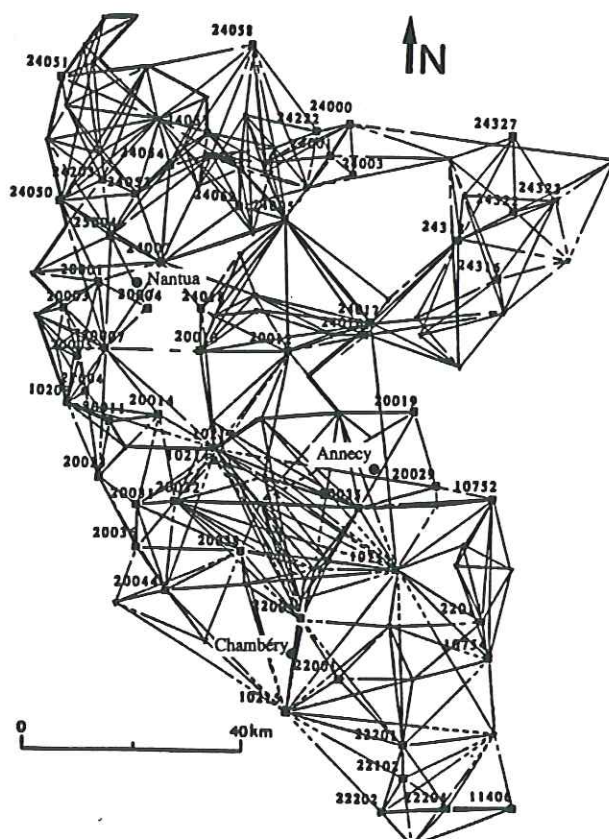


Fig. 76. Organisation du réseau de second ordre réalisé par le SGA (1931-1936) dans la région du nord des Alpes occidentales françaises et le sud du Jura.

2.1.2.b. Les mesures récentes.

Instrumentation et mode de mesure.

Les mesures récentes ont été réalisées avec des théodolites Wild T3 ou quand les conditions de portage ne le permettent pas avec des théodolites Wild T2. La méthode des tours d'horizon a été appliquée pour la détermination des directions. Le nombre de tour d'horizon pour un point de second ordre varie de 32 à 8. Le nombre de repères auxiliaires, voire de stations auxiliaires est relativement important, il est ainsi fréquent que des rattachements fassent partie des observations nécessaires à la détermination du point principal.

Dans les réseaux de second ordre, il est rare que des mesures de distance entre points aient été réalisées, ceci dans un souci d'homogénéité du réseau de second ordre IGN dont la mesure s'échelonne depuis 1941 jusqu'à 1991 (les premiers distancemètres datent des années soixante). L'existence d'un défaut d'échelle probable du réseau de premier ordre qui sert d'appui au calcul des coordonnées a également conduit à mesurer les réseaux de second ordre récents sans introduction des rares mesures de distance dans les compensations de l'I.G.N.. Néanmoins, aux bordures des réseaux récents (mission Jura 1984 par exemple), il n'est pas rare que des distances aient été mesurées pour fermer la figure lors du calcul.

Le mode classique de compensation par l'IGN des réseaux récents consiste à fixer les points de premier ordre ou des points appartenant à une autre figure de second ordre pour assurer une relative homogénéité des coordonnées.

Organisation des points géodésiques.

Comme nous l'avons vu précédemment les sites géodésiques comportent souvent des repères et des stations auxiliaires. Le théodolite, la mire ne sont pas systématiquement stationnés à l'aplomb de la borne. Les mesures de rattachement participent ainsi relativement souvent à la détermination des coordonnées de la borne (repère principal), ce qui

nuit à l'homogénéité du jeu d'observations donc à l'analyse statistique. Il convient toutefois de noter que la précision des rattachements est assurée au mm par des mesures d'angles et de distance précises et parfois par une légère redondance des mesures.

Configuration des réseaux (Fig. 77).

Les réseaux réalisés par l'IGN sont, dans la majeure partie des cas, bien configurés, la couverture azimutale des visées étant bonne et la densité des points relativement uniforme. Les connections entre missions de différentes époques sont assurées par une bande de plusieurs triangles mesurés aux deux époques.

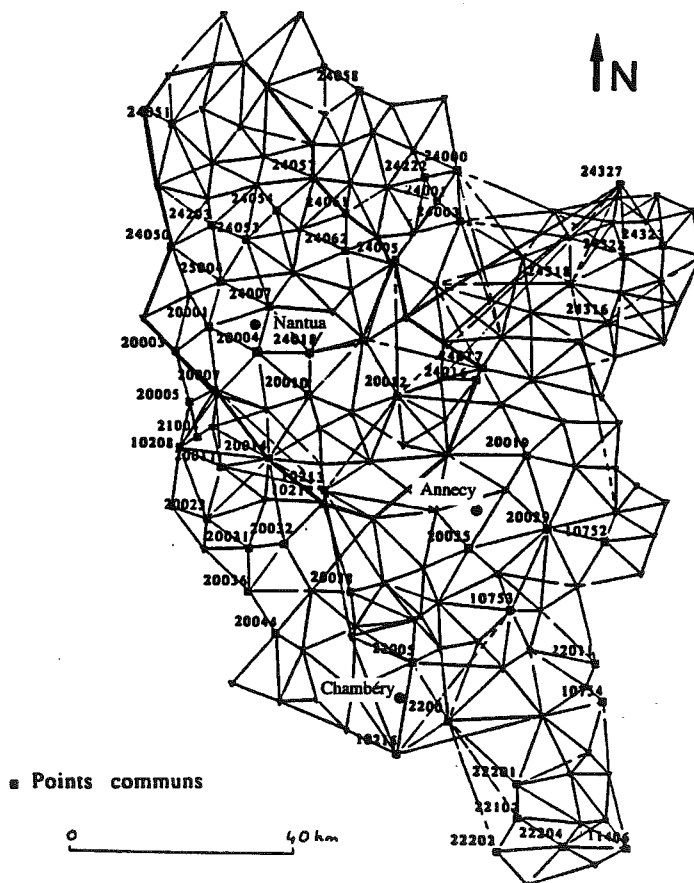


Fig. 77. Organisation du réseau de second ordre réalisé par l'IGN (1979-1984) dans la région du nord des Alpes occidentales françaises et le sud du Jura.

Précision des mesures.

La principale cause d'erreur outre les erreurs de centrage du théodolite, des mires... est l'existence de réfraction atmosphérique qui dévie le rayon entre le site stationné et le site visé. Cette réfraction atmosphérique est principalement contrôlée par l'existence de changements de température entre les deux sites, ces changements sont contrôlés entre autres par l'existence d'une couverture nuageuse, de relief, la présence d'eau... (Lambeck, 1988). La précision peut être dégradée de manière très importante. Ainsi si la précision peut atteindre 10^{-6} , il est fréquent que celle-ci soit dégradée jusqu'à des précisions de $5 \cdot 10^{-6}$ environ. Les mesures anciennes réalisées sur plusieurs jours sont probablement moins sensibles aux variations d'indices de réfraction que les mesures récentes. Malgré les quelques progrès instrumentaux survenus entre la réalisation des deux réseaux, nous considérerons pour la raison exposée ci-dessus (multiplication des sessions de mesures dans les réseaux anciens), que la précision instrumentale est quasiment identique entre les deux époques de mesure.

2.1.3. Constitution des jeux d'observations.

2.1.3.a. Saisie des observations.

Les mesures de direction ont été réalisées selon le principe du tour d'horizon: des séries de mesures sont effectuées sur les mires en décrivant l'horizon dans le sens horaire sans changer de mire de référence. Les mesures effectuées lors du même tour d'horizon et donc de même référence sont donc caractérisées par un numéro dit numéro de groupage. Dans le fichier de données (Fig. 78); un site est caractérisé par un numéro (25011 dans la Fig. 78), les points dans ce site par un identifiant (M pour un point matérialisé, une borne par exemple, S pour un point stationné c'est-à-dire où on a placé le théodolite, V pour la mire). Les coordonnées approchées d'un point géodésique (ici la borne) sont données. Les observations comportent l'identifiant du point stationné (ici M25011S011), les identifiants des points visés, la mesure de direction en grade, l'écart type en décimilligrade et le numéro de tour d'horizon, pour que les mesures appartenant à des tours d'horizon différents effectués à partir du même points ne soient pas mélangées.

Caractéristiques du site et des points géodésiques du site.

numéro	nom de la commune	département
RSGSIT M25011	ST-LAURENT-LA-ROCHE	01
RSGDSC M25011	0091 39488	0092 3227
identifiant de la borne du point géodésique		
RSGPTG M25011M0100180000030		SGA
POINT COMMUN		
identifiant de la borne du point géodésique		
RSGPTG M25011S011	304	
identifiant de la borne du point géodésique		
RSGPTG M25011V0161780000602		
coordonnées approchées de la borne en Lambert II		
RSGCRH M25011M010002		843596,408
183466,650	2 555,66630100102	
rattachement du point stationné à la borne (le théodolite est à 1,39 m au-dessus de la borne)		
RSGRAT M25011M010S011	0.000	0.000
1,3900130100102002	840625	
rattachement de la mire à la borne (la mire est à 5,03 m au-dessus de la borne)		
RSGRAT M25011M010V016	0.000	0.000
5,0330130100102002	840625	

Caractéristiques des observations

pt stationné	pt visé	valeur en
grades	écart type	nb n
RSGOBS M25011S011	29003V016	10
282,22898000304	3 1,512	16 1 8406251435 GRM
RSGOBS M25011S011	25012V016	10
165,03373000304	3 2,230	16 1 8406251435 GRM
RSGOBS M25011S011	24051V016	10
301,64181000304	3 1,636	16 1 8406251435 GRM
RSGOBS M25011S011	25000V016	10
352,39703000304	3 1,831	16 1 8406251435 GRM
RSGOBS M25011S011	28062V016	10
0.00000000304	3 1,217	32 1 8406251435 GRM
RSGOBS M25011S011	24704V016	10
79,56290000304	3 1,785	16 1 8406251435 GRM

nb est le nombre de tours d'horizon (le point de référence a un nombre de pointés considérés comme double du nombre de pointés des autres points).

n est le numéro de tour d'horizon.

Fig. 78. Organisation des données dans un fichier traité par la chaîne de calcul RSG (IGN) (explications dans le texte).

Les observations ont été saisies à l'aide du logiciel Vsapof de l'Institut Géographique National qui permet la vérification des rattachements, le test des valeurs saisies grâce au calcul des résidus avant compensation et au calcul des paramètres de groupage V (azimut de la référence d'une mesure de direction). Les tests des observations sont de deux

ordres: la fermeture des triangles et l'étude de résidus avant et après compensation.

2.1.3.b. Tests des observations.

La fermeture des triangles.

Ce test est basé sur la constatation simple que la somme des angles d'un triangle doit être égale à 200 grades. Les données sont des angles entre des points situés sur une sphère (en première approximation), il faut donc corriger les angles de l'excès sphérique pour calculer la fermeture d'un triangle. Pour réaliser ce test, il faut que les visées soient systématiquement faites en aller et retour, ce qui n'est pas toujours le cas dans les réseaux anciens. Si le réseau se prête bien à cette étude alors ce test peut être appliqué. Il convient toutefois de ne pas oublier que l'erreur de fermeture ne chiffre que la somme des erreurs et non la valeur de chaque erreur. Il est possible d'avoir une erreur de fermeture négligeable avec des erreurs angulaires importantes mais dont la somme algébrique est faible.

Etude des résidus avant compensation.

Les coordonnées des points géodésiques qui constituent le réseau ont déjà été calculées, on dispose donc de coordonnées initiales de bonne précision. Il est ainsi possible de tester la cohérence

entre les observations et les coordonnées saisies. Pour cela, des études de résidus avant compensation ont été systématiquement réalisées pour déterminer les erreurs de saisies que cela soit sur les observations ou sur les coordonnées initiales. Si les coordonnées estimées ont été mal saisies, alors toutes les observations sur ce point ou à partir de celui-ci sont affectées d'un fort résidu. En revanche, si une observation isolée présente un fort résidu, soit la saisie de cette observation est entachée d'erreur, soit le point visé a été mal identifié. Le calcul des V (gisement moyen station-point visé appelé paramètre de groupage) pour chaque observation permet enfin de tester si toutes les observations appartiennent bien au même tour d'horizon.

Etude des résidus après un premier ajustement (Fig. 79).

Après un premier ajustement on peut détecter les dernières erreurs de saisie et les erreurs de mesures les plus importantes en étudiant les résidus sur les observations (observation - observation ajustée) les résidus normalisés par l'écart type sur la mesure qui permet d'apprécier la qualité du modèle stochastique et enfin l'écart d'une mesure par rapport à la moyenne des V (paramètre de groupage) d'un tour d'horizon qui permet de tester encore une fois l'homogénéité des observations d'un tour d'horizon.

POINT 25009M 10 CRENANS 02																		
VERTICALE LOCALE CODE 2010 : LONG = 6.3892258, LAT = 51.5356130, ALTITUDE = 897.863																		
STATION	VISEE	TYPE	NBG	TYPE	NBGT	V.GR.	V.IND.	VAL.335.	EC.ABS	EC.TYP	Q	EC.LIN.	DIST(M)	AZIMUT	D.ZENITH.			
250095	13	26006V	16	10	1	VO	GR.	1	286.17925	286.17937	140.97039	-1.167	1.435	0.8	-0.011	5903.791	27.17037	100.24395
250095	13	26007V	16	10	1	VO	GR.	1	286.17925	286.17916	219.23736	0.911	1.497	0.6	0.008	5437.667	105.38359	98.03111
250095	13	26008V	16	10	1	VO	GR.	1	286.17925	286.17918	3.00000	0.723	0.952	0.8	0.024	21160.945	321.77851	100.77257
250095	13	26004V	16	10	1	VO	GR.	1	286.17925	286.17926	72.01294	-0.098	1.004	0.1	-0.002	13411.577	358.19219	100.97971
250095	13	24057V	16	10	1	VO	GR.	1	286.17925	286.17936	311.35637	-1.049	1.393	0.3	-0.010	6122.973	197.78391	99.33201
POINT 25009V 16 CRENANS 02																		
VERTICALE LOCALE CODE 2010 : LONG = 6.3892258, LAT = 51.5356129, ALTITUDE = 927.994																		
260045	11	25009V	16	10	1	VO	GR.	1	351.15795	351.15733	206.94861	1.141	1.004	1.1	0.024	13412.174	159.10642	98.99116
250075	13	25009V	16	10	1	VO	GR.	1	40.12007	40.11997	77.27147	1.958	0.998	2.0	0.090	29395.964	85.47508	99.47985
250085	13	25009V	16	10	1	VO	GR.	1	3.55252	3.55228	82.53336	2.395	1.135	2.1	0.080	21161.477	121.56941	99.12766
250075	13	25009V	16	10	1	VO	GR.	1	22.24635	22.24611	283.19713	2.409	1.497	1.6	0.021	5436.929	305.44409	101.52038
240575	11	25009V	16	10	1	VO	GR.	2	47.36811	47.36804	350.13058	0.769	1.393	0.6	0.007	6122.644	397.78514	100.35591
POINT 250114 10 ST-LAURENT-LA-ROC																		
VERTICALE LOCALE CODE 2010 : LONG = 6.1310359, LAT = 51.7856479, ALTITUDE = 555.666																		
250115	11	25003V	16	10	1	VO	GR.	1	334.49809	334.49805	282.22878	0.364	1.195	0.3	0.027	47816.014	218.54260	100.18320
250115	11	25012V	16	10	1	VO	GR.	1	334.49809	334.49827	-165.03373	-1.828	1.492	1.2	-0.016	5463.380	99.53152	99.03925
250115	11	24051V	16	10	1	VO	GR.	1	334.49809	334.49800	301.64131	0.995	0.997	0.9	0.019	13814.193	236.13944	99.41053
250115	11	25000V	16	10	1	VO	GR.	1	334.49809	334.49821	352.39733	-1.198	1.165	1.0	-0.016	8586.385	286.89525	102.37256
250115	11	28062V	16	10	1	VO	GR.	1	334.49809	334.49808	0.00000	0.117	0.757	0.2	0.003	15110.965	334.49724	101.32315
250115	11	24704V	16	10	1	VO	GR.	1	334.49809	334.49805	79.56290	0.427	1.127	0.4	0.006	9306.817	14.06088	101.18223
280625	11	25011V	16	10	1	VO	GR.	1	395.93547	395.93547	-134.42519	0.104	0.978	0.1	0.002	15110.965	134.36060	98.82246
250125	11	25011V	16	10	1	VO	GR.	1	18.84113	18.84103	280.74833	0.957	1.492	0.6	0.008	5463.380	299.58908	101.04517
250035	11	25011V	16	10	1	VO	GR.	1	16.70512	16.70478	0.00000	3.436	1.022	3.4	0.258	47816.014	18.49873	100.29459
240515	13	25011V	16	10	1	VO	GR.	1	60.36233	60.36243	375.69901	-0.972	0.997	1.0	-0.021	13814.193	36.06139	100.72740

Fig. 79. Exemple d'un calcul de résidus après compensation (chaîne de calcul RSG de l'I.G.N.).

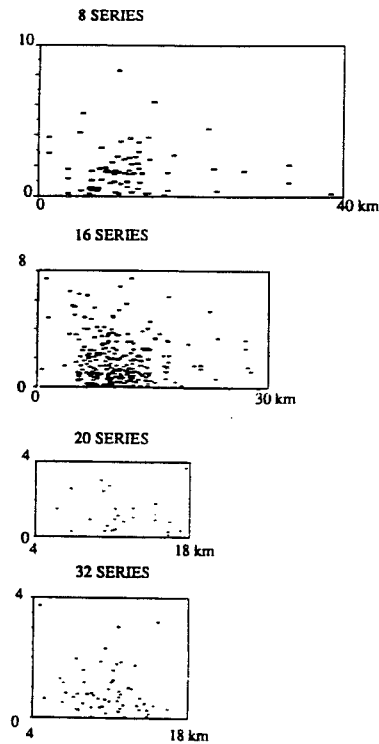
STATION: point où est placé le théodolite; VISEE: point géodésique visé; NBG: numéro du tour d'horizon dans le fichier de données; TYPE: nature de la mesure ici 10 code pour mesure de direction; NBGT: numéro du tour d'horizon dans le calcul; V. GR.: valeur moyenne du paramètre de groupage calculée avec toutes les observations; V. IND.: valeur du paramètre de groupage calculée pour chaque observation; EC. ABS: écart observé moins écart calculé après correction de rattachement exprime en décimiligrade; EC. TYPE: écart type de l'observation; Q: rapport EC. TYPE/EC. ABS; EC. LIN.: écart linéaire en m de l'écart absolu; DIST: distance entre le point stationné et le point visé; D. ZENITH: angle calculé dans le plan vertical entre le point stationné et le point visé (une valeur de 100 grades définit l'horizontale).

2.1.3.c. Pondération des observations.

Différentes méthodes peuvent être appliquées pour déterminer le modèle stochastique qui rende le mieux compte de la précision des observations. Une

approche "pragmatique" qui cherche à déterminer les écarts types à partir de graphe résidus - distance peut être réalisée mais il s'avère extrêmement difficile d'établir une loi simple à partir de telles études (Fig. 80).

PREMIERE TRIANGULATION (1930).



SECONDE TRIANGULATION (1980).

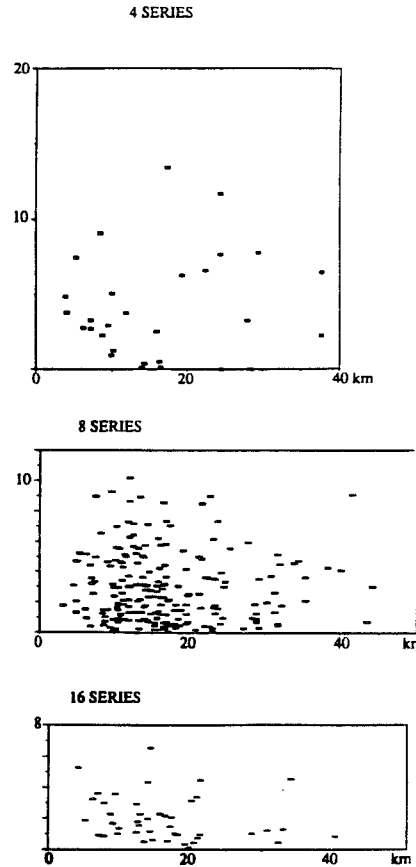


Fig. 80. Graphes représentant les résidus en fonction de la longueur des visées pour des mesures récentes réalisées avec 8, 16 ou 32 tours d'horizon.

Si la somme des résidus diminue bien selon le nombre de répétitions de la mesure (Fig. 80) comme le montre les différents graphiques présentés (pour 8, 16 ou 32 tours d'horizon), il est extrêmement difficile de déduire de ces études une loi fonction de la distance qu'elle soit linéaire ou en racine carrée de la distance... Nous avons donc abandonné cette voie de recherche de détermination des lois d'écart type pour adopter des lois d'écarts types plus classiques (Lambeck, 1988).

Nous avons donc utilisé des lois d'écart type proche de celles adoptées par l'IGN en prenant toutefois des coefficients plus réalistes. L'écart type est fonction de deux termes, un premier dû aux erreurs de centrage des instruments (théodolite et mires) dont l'importance décroît avec la distance entre point stationné et point visé, un second fonction de l'écart type du théodolite et du nombre de tours d'horizon [54]:

$$\sigma = \sqrt{\left(\frac{A}{D}\right)^2 + \left(\frac{B}{\sqrt{n}}\right)^2} \quad [54]$$

où A/D modélise l'erreur introduite par les erreurs de centrage, $\left(\frac{B}{\sqrt{n}}\right)$ représente l'erreur instrumentale fonction des caractéristiques du théodolite et du nombre, n , de répétition de la mesure.

2.1.3.d. Homogénéisation des observations.

Les observations que nous avons saisies et testées vont servir à une étude de déformation actuelle qui comporte principalement l'application de tests statistiques. Pour que l'application de ces tests soit réalisée dans des conditions optimales, il est nécessaire de disposer d'un jeu d'observations qui soit le plus homogène possible. Pour essayer de satisfaire le mieux possible à cette exigence, les

observations de rattachement ont été supprimées des observations si la distance entre les points rattachés est inférieure à 10 m. D'un calcul sur l'autre les variations de différences de coordonnées entre points voisins n'excèdent pas 10 cm pour une distance de 10 km, il apparaît donc raisonnable de considérer que l'influence d'une variation de coordonnée sur la mesure de direction du rattachement est négligeable (10 cm à 10 km, donc 0.1 mm à 10 m) si les points rattachés sont situés à moins de 10 m les uns des autres. Si la condition énoncée ci-dessus est satisfaite, le rattachement sera exprimé par des différences de coordonnées (DX, DY, DZ).

2.1.3.e. Ellipsoïde de référence.

Le calcul des coordonnées des points géodésiques demande qu'une surface de référence soit définie. Cette surface de référence doit être une bonne approximation du géoïde donc un ellipsoïde. L'ellipsoïde adopté par le SGA et l'IGN est l'ellipsoïde Clarke 1880.

2.1.3.f. Déviation de la verticale.

La réduction des observations sur l'ellipsoïde de référence s'opère par projection sur cette surface où sont calculées les coordonnées des points. Si le géoïde et l'ellipsoïde de référence ne sont pas

confondus, alors il existe un angle entre la verticale définie au point géodésique et la normale à l'ellipsoïde. Lors d'une comparaison de réseaux géodésiques (triangulation, trilatération, bases GPS) de nature ou de configuration différente, l'existence de forts gradients de hauteur du géoïde par rapport à l'ellipsoïde peut influencer sur les résultats. Comme nous le verrons plus tard, la majeure partie de la zone couverte par notre étude est à l'ouest du fort gradient de hauteur du géoïde par rapport à l'ellipsoïde induit par les Alpes (Fig. 81). Nous avons tenté malgré tout une modélisation de la déviation de la verticale par l'adjonction dans le fichier RSG de coordonnées astronomiques fictives déduites des coordonnées géographiques corrigées de la différence astronomique/géographique. Cette correction a été réalisée à l'aide des quelques points pour lesquels on dispose des deux types de coordonnées, les différences en latitude et en longitude ont ensuite été interpolées entre ces points pour tracer les deux abaques (correction en latitude et longitude). Nous ne sommes pas parvenu à une modélisation qui améliore le calcul c'est-à-dire qui soit associée à une diminution nette de l'estimateur des moindres carrés. Il me semble que le très faible nombre de points d'échantillonnage du signal ne permet pas de localiser avec fiabilité le gradient principal de hauteur du géoïde par rapport à l'ellipsoïde.

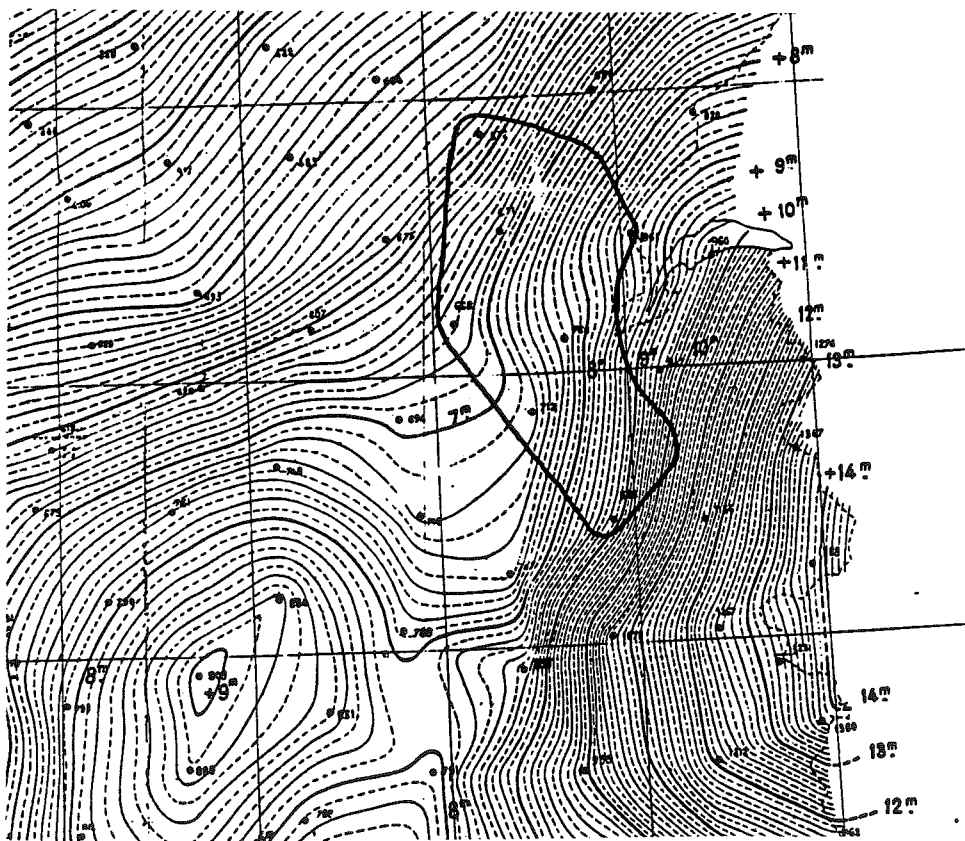


Fig. 81. Détail de la carte du Géoïde de l'IGN (hauteur du géoïde sur l'ellipsoïde Clarke 1880).

2.1.4. Observations retenues pour l'étude de déformation.

L'étude de la déformation horizontale par comparaison de triangulations doit s'appuyer sur des réseaux qui présentent non seulement une précision suffisante mais aussi une bonne configuration.

Après la saisie de l'ensemble des observations homogènes en date 1932-1939 et 1979-1987 et les premiers calculs, il est apparu que la partie méridionale du réseau correspondant à la région de la Maurienne présentait une précision non compatible avec les objectifs fixés. Comme cette partie du réseau ne contribuait pas à sa stabilité nous l'avons supprimée de l'étude.

La présence de visées "en sifflet" dans le réseau ancien, c'est-à-dire de points qui ne sont déterminés que par des visées venant d'une seule direction peut introduire de graves désordres dans l'étude de déformation. En effet, dans cette configuration une très légère erreur de mesure se traduit par un grand déplacement selon la direction de la bissectrice de l'angle déterminé par les visées. Dans le réseau ancien, les points du Mont Salève et les points du Chablais sont reliés au reste du réseau par des visées "en sifflet" (Fig. 76), un effet de cette mauvaise configuration est donc à redouter. Cette partie du réseau a donc été supprimée des données (Fig. 82) pour ne pas "polluer" l'analyse de la déformation par des déplacements dont la signification tectonique est peu probable.

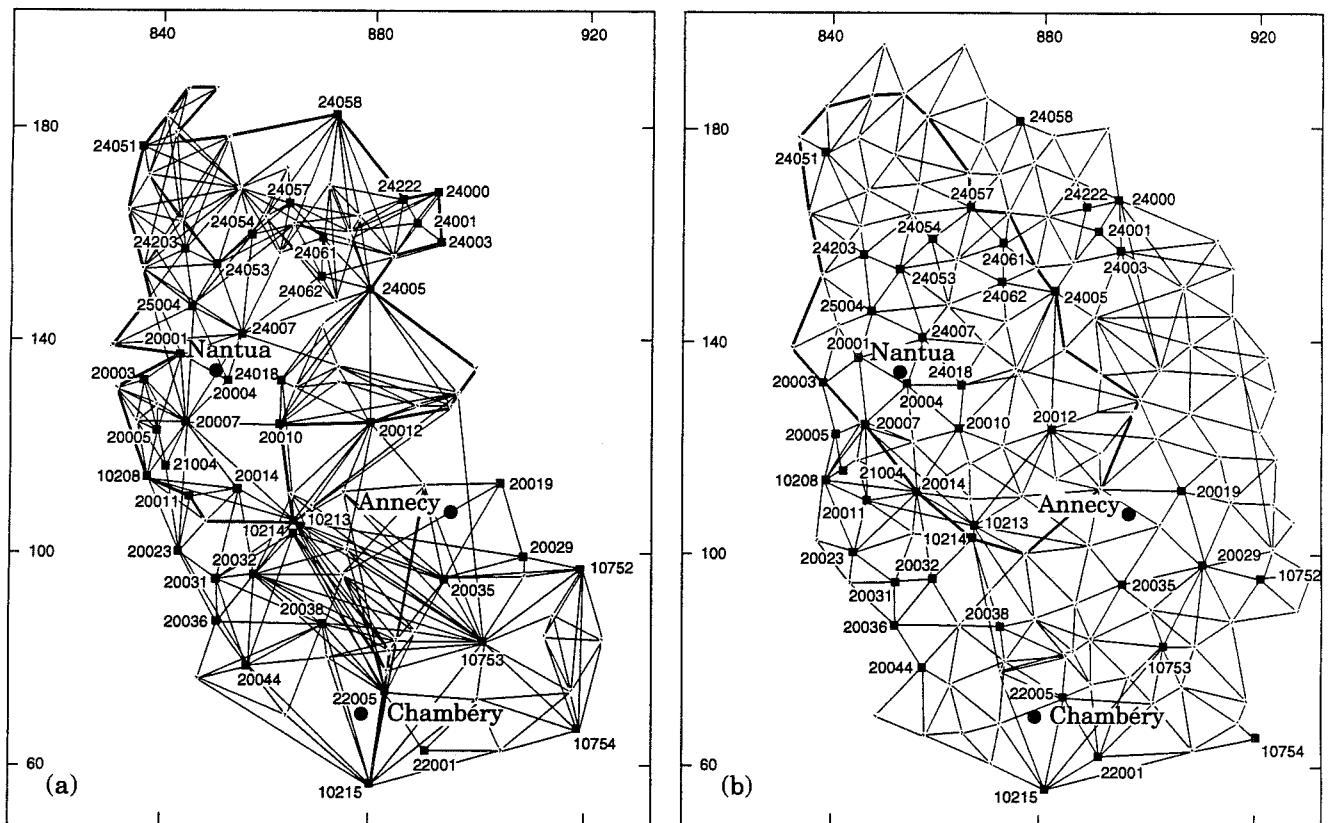


Fig. 82. Réseaux de triangulations utilisés pendant l'étude de la déformation horizontale. En (a) Réseau ancien mesuré par le S.G.A. (1931-1936); Les coordonnées indiquées sont exprimées en km, en (b). Réseau récent mesuré par l'I.G.N. (1979-1984). Les coordonnées indiquées sont exprimées en km (projection Lambert II).

2.1.4.a. Objectifs de l'étude.

Le domaine étudié recouvre des domaines géologiques très différents, le Jura externe, le Jura interne, le bassin molassique et les massifs subalpins des Bornes, des Bauges et de la Chartreuse.

On pourra donc tester s'il existe des déformations localisées:

- sur le Front Subalpin (chevauchement des massifs subalpins sur le bassin molassique),
- dans le bassin molassique à l'émergence des chevauchements du Salève, du Gros Foug,
- dans le bassin molassique sur les failles actives du Vuache et du Bourget,
- à la limite Jura interne/Jura externe et dans le Jura externe,
- sur des failles normales à la limite occidentale du Jura externe, au voisinage de la Bresse.

Dans la région étudiée, il existe, comme le prouve cette énumération, de nombreuses discontinuités susceptibles de localiser les déplacements, il apparaît donc difficile, voire dangereux de considérer que le domaine étudié subit une déformation homogène. Il serait tout aussi dangereux, dans la méconnaissance où nous sommes de l'activité tectonique de la région, de considérer que la déformation varie de manière continue dans l'espace. Il faut, en effet, considérer que les gradients de déplacements reflètent non

seulement la déformation interne des massifs mais aussi l'activité de plusieurs chevauchements ou autres failles.

A l'examen de ces observations, les méthodes d'analyse de la déformation sont restreintes à la méthode qui consiste à analyser le champ de déplacement et le champ de déformation dérivé de celui-ci. Ce mode d'ajustement est en effet celui qui suppose le moins de connaissances préalables ou d'a priori.

2.1.4.b. Choix de la méthode d'ajustement.

Les réseaux utilisés dans l'étude des déformations des Alpes occidentales et du Jura sont de configuration très différentes. Une étude de déformation basée sur la comparaison des observations ne peut donc pas être réalisée. On cherchera en revanche, à mettre en évidence des déformations à partir des changements de coordonnées des points géodésiques communs.

La question de l'existence d'une déformation significative entre les deux réseaux est une question préalable à ce type d'étude où le rapport signal sur bruit est a priori mauvais. Cette réponse est apportée par le test de l'hypothèse que tous les déplacements obtenus en différenciant les deux jeux de coordonnées sont uniquement dus aux erreurs de mesures aléatoires (test de l'hypothèse nulle).

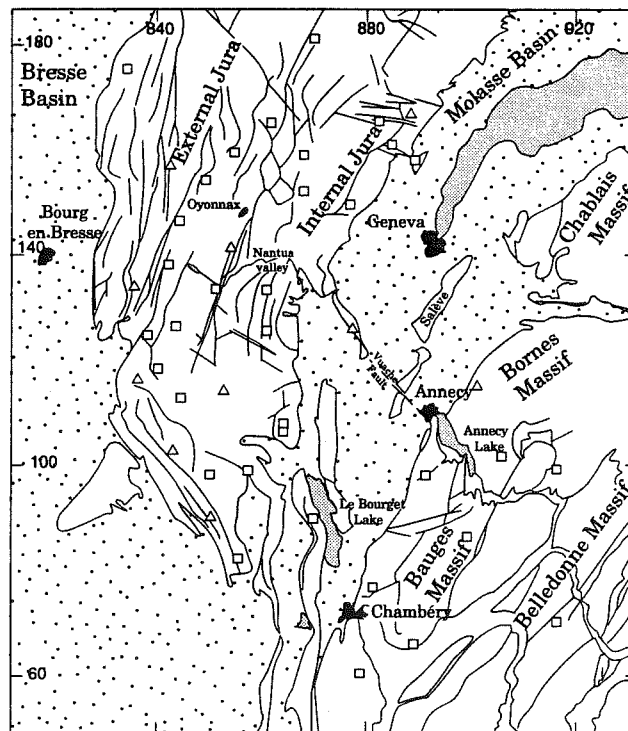


Fig. 83. Répartition des points géodésiques utilisés dans l'étude de la déformation horizontale présentée.

2.2. Résultats.

Les résultats de cette étude ont été publiés dans Jouanne *et al.*, 1994.

2.2.1. Abstract.

The change of the coordinates of 44 geodetic points between two surveys epochs 1930-1936 and 1979-1984 are studied. The discussion is supported by strain rate tensors and angular shear rates for different sets of three adjacent points as well as by calculated displacements together with their confidence ellipses.

The southern Jura mountains may undergo a relatively homogeneous pattern of deformation characterised by a roughly E-W to NE-SW compression and by a significant westward motion (5 mm / year) relative to the frontal Jura mountains. This deformation would be compatible with the few focal mechanisms of earthquakes available for this area.

A displacement of nearly 2 cm/year affected a geodetic point north of Annecy. Unfortunately, this

point is the only one that shows such a movement, we cannot exclude a local displacement of this benchmark.

2.2.2. Introduction.

Studies of the deformation of the french Northwestern Alps and of the Southern Jura have been based on levelling comparisons (Fourniguet, 1977), and on the analysis of earthquakes focal mechanisms (Pavoni & Peterschmitt, 1974; Fréchet, 1978; Sambeth, 1984; Ménard & Fréchet, 1988). Although few major seismic events appear in the historical record (Thouvenot, 1990) (Fig. 84), there is some evidence for recent seismic activity as suggested by two independent types of observation: first, recent sedimentological data concerning Pleistocene lacustrine sediments from northwestern Alps indicate that the interval between two earthquake-disturbed layers is about 600 years (Rochette *et al.*, 1991; Beck *et al.* 1992), such a time span is too long for the seismological studies (Rothé, 1941, 1967, 1972) to be relevant.

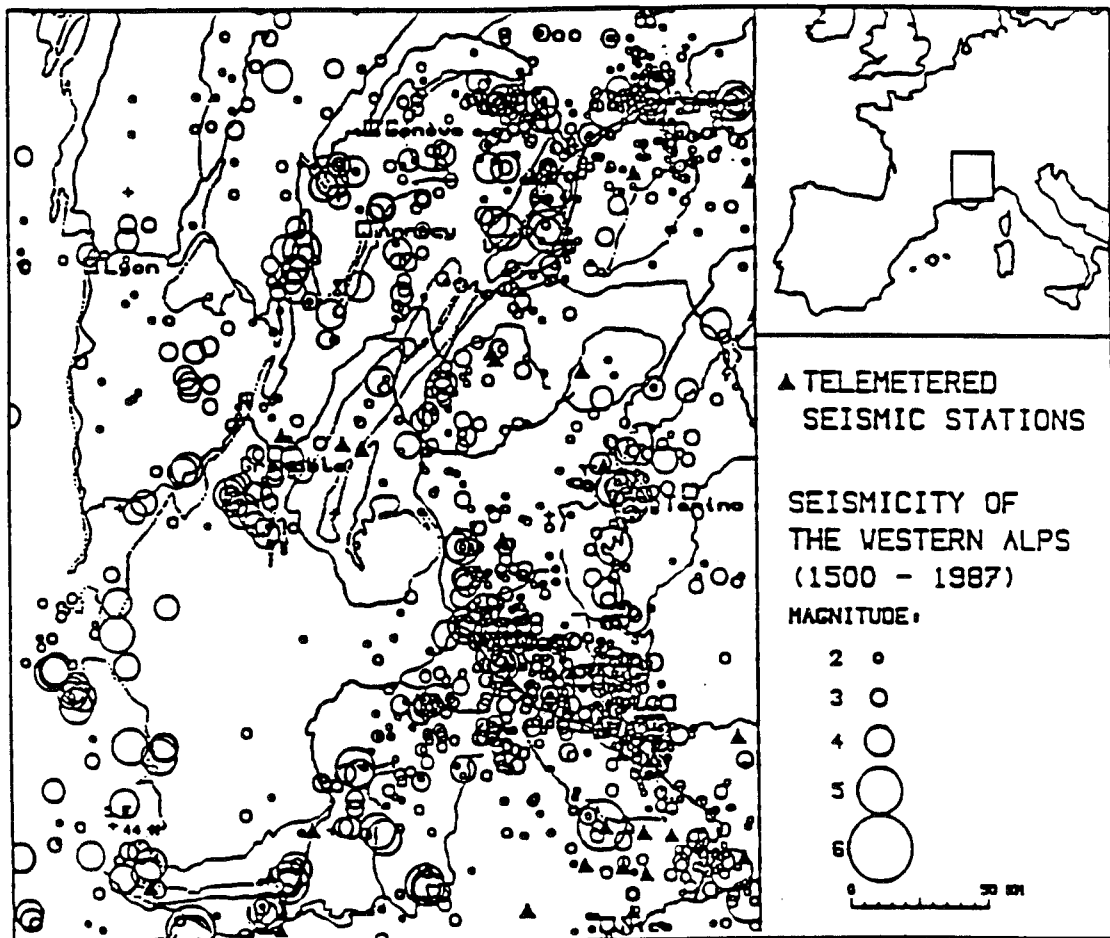


Fig. 84. Seismicity of the western Alps (1500-1989) after Thouvenot *et al.* (1990).

Second, high resolution seismic profiling on the Bourget Lake (Van Rensbergen *et al.*, 1991; De Batist *et al.*, 1992) and on the Annecy Lake (Berthier, Beck oral communication) indicates both active faulting of Holocene sediments and occurrences of slumps which may be linked to seismic events. The seismicity (historical or instrumental) appears to be low if a significant part of the Africa/Europe convergence (1cm / year after Dewey *et al.*, 1989) is absorbed throughout the Alps. We present in this paper detailed geodetic studies which may provide some constraints on current deformation rates with 10-100 km length scale.

2.2.3. Analysis of the compared networks.

2.2.3.a. Geodetic data.

The observations had been conducted to build the french second order geodetic reference network in this area. As a result, the configuration of the network is not optimal for geophysical investigations: for instance, there are few benchmarks surrounding the main active faults such as the Vuache Fault (Fig. 85). The older survey (96 geodetic points, 624 measurements) was performed using theodolites to measure horizontal angles between intervisible stations (Fig. 86a) between 1930 and 1936 by the S.G.A. (Service Géographique des Armées). The second one (147 geodetic points, 907 measurements) consists of angle measurements and of three distance measurements made between 1979 and 1984 by IGN (Institut Géographique National) (Fig. 86b).

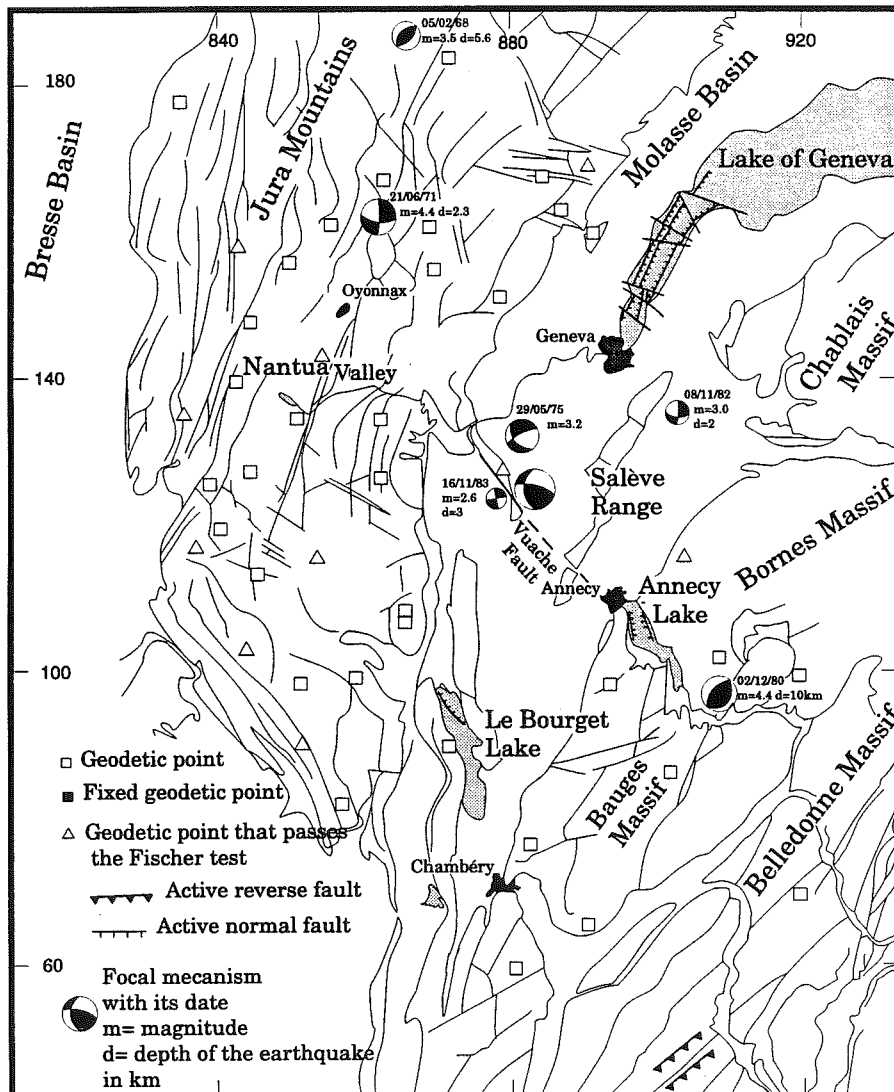


Fig. 85. Structural map of the studied area

Focal mechanism of earthquakes (Pavoni *et al.*, 1974 and Sambeth U., 1984), active fault in the Belledonne Cristalline Massif (Bordet, 1970) and in the quaternary infill of the perialpine lakes: Léman Lake (Verney, 1971) in the Bourget Lake (De Batist *et al.*, 1991) in the Annecy Lake (Berthier *et al.*, 1993).

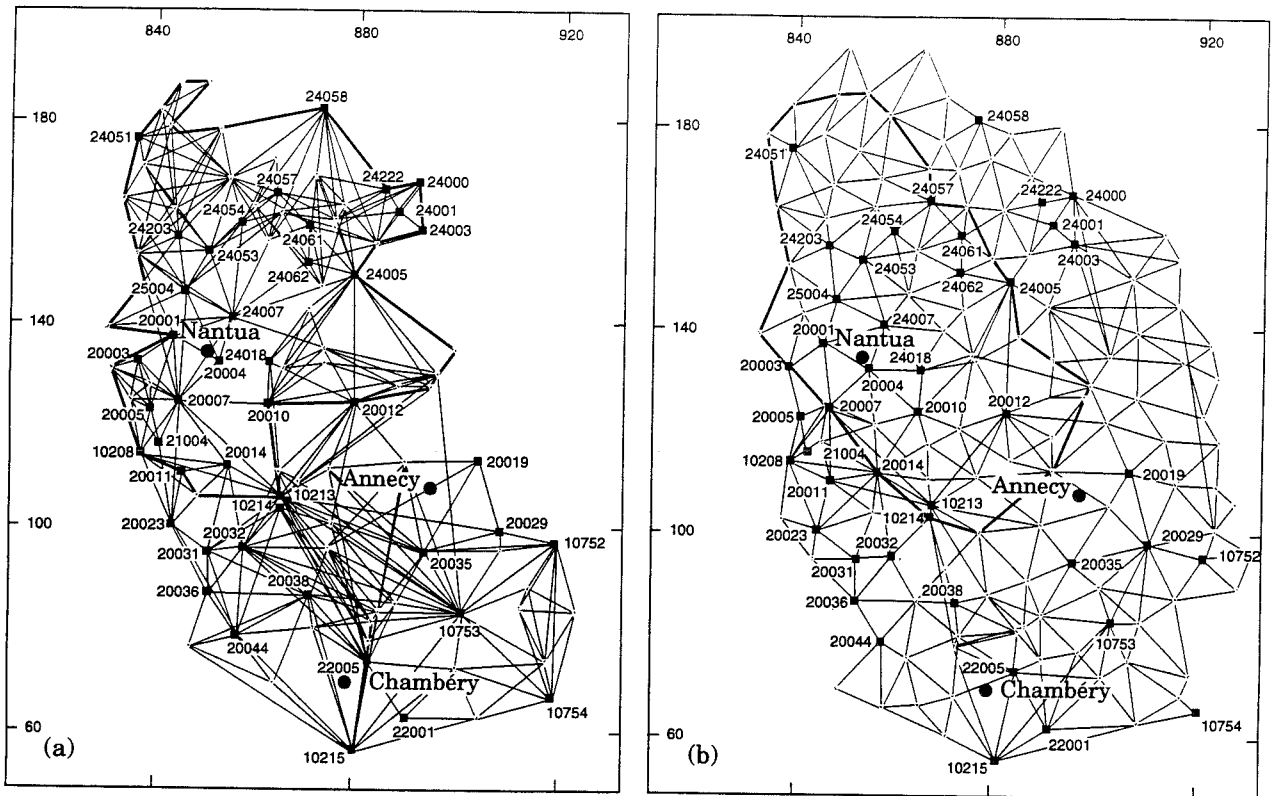


Fig. 86. Second order triangulation networks performed (a) in 1931, 1932, 1936 and (b) in 1979, 1980 and 1984. Points common to both epochs are shown by black squares and numbered. Lambert coordinates (km) are indicated. The test of the null hypothesis has been realized on the partial network surrounded by a thick line.

These both networks do not include astronomic azimuth observations. The mean interval between the two surveys will be taken as 45 years. Since these networks are different, only 53 angles are common to both surveys and a direct comparison between angles cannot be used to solve for the strain (Frank *et al.*, 1966; Prescott *et al.*, 1976).

The standard deviation of a direction observation is assumed to be eq. 1:

$$\sigma_v = \sqrt{k * (A/D)^2 + (B/\sqrt{n})^2} \quad (1)$$

where σ_v is expressed in 10^{-4} degrees, D is the distance in km, n is the number of repetitions of the measurement, and A and B are respectively the standard deviations of centering and the standard deviation of the instrumental error (according to I.G.N studies). A is expressed in mm, B in (10^{-4} degrees) and $k = \left(\frac{360 * 10^{-2}}{2 * \pi}\right)^2 = 0.3283$ converts mm^2 to $(10^{-4} \text{ degrees})^2$.

The choice of the parameters A and B (table 4) allows us to take into account the differences of precision between the two networks.

	A(mm)	B for T2	B for T3
1930-1939	21	7.6	6.3
1979-1987	14	6.7	5.4

Tab. 4. Choice of the parameters of the standard deviation model.

The parameter A represents the standard deviation of centering in mm and B the standard deviation of the instrumental error in 10^{-4} degrees. T2 and T3 are two different Wild theodolites used by the SGA and IGN.

2.2.3.b. Estimation of coordinates.

We have calculated independent coordinates for both surveys. For the 44 stations common to both surveys, we can thus obtain displacements by differencing the 1935 and 1980 coordinates. The coordinates have been computed with the IGN software RSG, with the IGN Clarke 1880 reference ellipsoid. The vertical deviation effects have not been modelled, the studied area being west of the important gradient of geoid height above ellipsoid due to the Alps. To make the observations homogeneous, the observations between different benchmarks of a single station have been replaced by coordinates differences between the different

benchmarks (if the distance between the benchmarks is less than 10 meters). The addition of the three distance measurements did not introduce significant changes of coordinates (not more than 2 mm). These data have been taken into account in the computation of the displacement rates (Fig. 87a and 87b) and in the deformation analysis.

Observational blunders have been tracked down through the examination of the differences between observed and calculated values (residuals of the adjustment). The observations have been also tested by the application of a Tau test (Geolab software). It can be either observational or caused by a bad reading of the documents. Adjusting the entire network simultaneously takes into account redundant

observations and allows us to calculate the associated covariance matrix and, next, to apply statistical tests.

The nature of the measurements, namely directions, and the lack of distance observation in the first network, requires that two points are fixed to scale and orient the network (fixed points are shown by black squares on Fig. 87a and 87b). If these points have moved with respect to one another, then an apparent dilatation and rotation will be introduced between the two sets of coordinates. The calculated motions may have many causes: tectonic motions, local motions (landslide...), errors in measurement but also dilatation and rotation introduced by the choice of the fixed points.

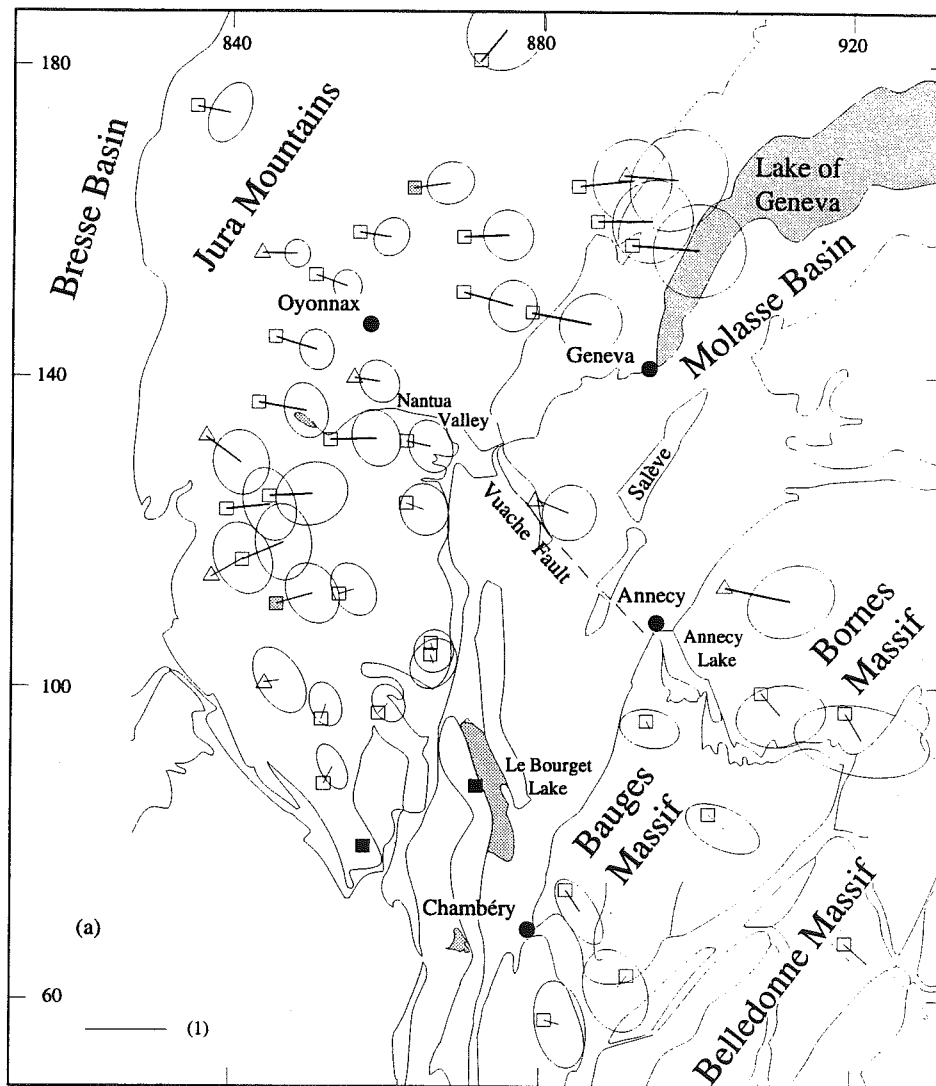


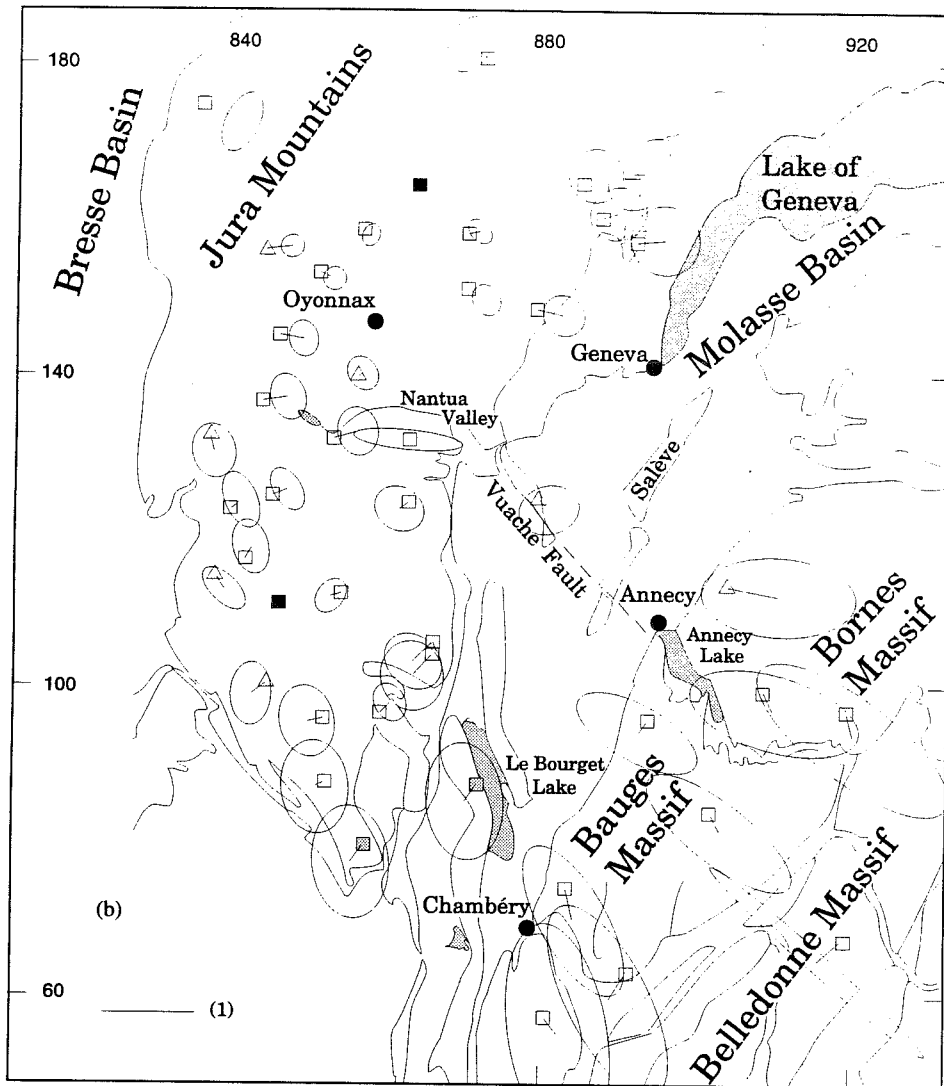
Fig. 87. Displacement rates with their error ellipses calculated at a 95% confidence level.

Two different computation options are presented:

in (a) points 20038 and 20044 shown by black squares are fixed (the fixed points of the other option are shown by grey squares),

in (b) points 20011 and 24057 shown by black squares are fixed (the fixed points of the other option are shown by grey squares).

□ Geodetic point, ■ fixed geodetic point, △ geodetic point indicated as 'unstable' by Fischer test, (1) horizontal displacement rate of 2 cm/year.



It is possible to compute the values of the dilatation and of the rotation which minimise the differences between the two sets of coordinates (Margrave and Nyland, 1980). The displacements to be interpreted would be the residuals of this transformation. These results would be independent of the fixed points.

Instead we chose to compute the strain rate tensor because it is independent of any rotation and translation. Unfortunately, a dilatation of the network may still change the tensors. In order to present results independent of the fixed points we also present the engineering angular shear rate parameters γ_1 and γ_2 (Fig. 88 and 89).

2.2.3.c. Statistical tests.

Confidence ellipses.

Confidence ellipses are drawn to decide whether the displacements are significant (Fig. 87a and 87b, Tab. 5). Unfortunately, the confidence ellipses of the horizontal relative displacements depend on the choice of the fixed points (compare Fig. 87a and 87b). In the southern Jura mountains, the network is well configured and there are numerous common geodetic points. Hence changes of coordinates with small amplitude (5mm/year) can be monitored. Outside this area, confidence ellipses are larger and the changes of coordinates are not significant. In

order to obtain a list of the significantly "displaced" points by an other way, we apply a Fischer-Snedecor

test (Segall and Matthews, 1988).

Points	Δx	Δy	αe_1	e_1	e_2
10208	7.7	4.55	174.2	81.6	61.7
10213	0.6	-2.1	21.2	47.1	44.1
10214	0.7	-2.1	42.3	58.6	48.2
10215	3.6	-1.0	186.9	96.8	53.8
10752	4.0	-2.7	111.6	148.3	75.7
10753	3.7	-3.3	128.3	87.6	44.5
10754	5.3	-4.8	146.2	175.2	19.9
20001	11.5	-2.0	180.9	61.7	45.8
20003	8.4	-6.3	186.5	71.7	60.7
20004	11.3	0.3	176.9	63.7	52.3
20005	10.5	1.1	180.4	82.1	56.1
20007	10.2	0.5	74.8	79.6	67.7
20010	4.5	-1.6	173.5	57.5	52.8
20011	8.6	2.5	166.6	69.7	53.8
20012	7.6	-3.2	28.4	61.7	58.5
20014	3.6	1.1	163.1	62.3	45.3
20019	16.1	-3.2	72.9	99.6	75.7
20023	4.0	0.5	164.2	79.6	47.8
20029	4.9	-5.5	90.8	99.6	67.5
20031	1.1	3.5	177.2	49.8	33.3
20032	2.4	2.4	166.0	44.5	33.8
20035	0.9	-1.9	112.0	66.7	41.8
20036	2.1	4.0	170.2	53.3	27.1
20038	xxxx	xxxx	xxxxxxx	xxxxxx	xxxxxx
20044	xxxx	xxxx	xxxxxxx	xxxxxx	xxxxxx
21004	10.0	4.3	194.0	84.6	61.2
22001	-2.8	-3.6	173.7	94.1	68.2
22005	3.4	-5.2	163.6	81.6	35.8
24000	13.4	-1.0	43.8	119.5	99.6
24001	13.4	0.1	42.3	93.6	86.6
24003	16.6	-1.2	68.6	103.5	101.7
24005	14.3	-2.7	61.5	71.2	65.7
24007	6.1	-1.0	157.6	49.3	41.3
24018	5.9	-1.3	172.2	59.7	47.3
24051	7.8	-1.6	29.4	69.7	41.6
24053	7.5	-2.7	179.0	34.8	31.5
24054	7.7	-1.1	38.8	43.7	37.6
24057	8.9	1.2	75.9	53.3	45.7
24058	6.3	7.8	49.6	94.6	81.1
24061	10.9	0.5	140.8	57.2	54.3
24062	12.0	-3.2	7.6	56.5	54.3
24203	8.4	-0.2	188.9	30.4	27.4
24222	13.0	1.4	9.8	91.6	87.4
25004	9.7	-3.0	186.3	44.8	36.6

(a)

Points	Δx	Δy	αe_1	e_1	e_2
10208	1.6	-2.5	148.9	5.9	2.9
10213	-4.0	-4.0	146.7	6.9	5.5
10214	-3.9	-4.3	185.6	7.7	6.9
10215	2.8	-3.4	188.1	24.8	11.1
10752	1.3	-5.0	141.0	25.3	8.9
10753	1.8	-3.5	141.0	19.6	6.5
10754	-5.1	-4.3	145.9	31.3	2.1
20001	5.5	0.7	180.0	5.1	3.7
20003	0.8	-3.1	183.4	5.9	4.7
20004	5.2	1.4	184.0	5.3	4.4
20005	2.0	1.8	173.6	6.5	3.5
20007	3.0	1.2	164.4	5.1	2.9
20010	-2.1	-1.5	133.0	5.7	4.7
20011	xxxx	xxxx	xxxxxx	xxxxxx	xxxxxx
20012	1.9	-2.0	84.0	6.7	5.3
20014	-2.3	-0.7	42.8	4.1	2.9
20019	11.1	-2.0	104.0	17.0	8.7
20023	-3.2	-2.4	2.0	6.9	4.5
20029	2.2	-4.7	117.8	19.2	8.2
20031	-3.3	-0.7	185.6	7.9	5.9
20032	2.1	2.1	165.8	4.4	3.4
20035	-1.9	-2.3	132.0	14.8	6.1
20036	-1.6	-0.7	193.3	10.3	7.3
20038	2.4	3.5	193.1	12.9	8.5
20044	-2.4	-3.5	193.0	12.4	8.4
21004	1.4	2.3	182.0	6.1	3.9
22001	-3.1	-5.3	169.2	23.2	8.9
22005	1.6	-6.8	166.7	18.6	7.4
24000	2.6	0.0	54.3	9.3	6.5
24001	3.2	1.0	70.0	6.3	5.7
24003	6.1	0.5	145.0	7.7	7.5
24005	5.8	-1.2	136.8	4.7	4.3
24007	0.9	0.5	157.0	3.9	3.1
24018	0.2	0.0	106.0	12.1	2.1
24051	7.9	-4.0	28.9	6.9	3.7
24053	3.1	-1.4	0.0	2.5	2.5
24054	1.5	-1.3	25.7	2.5	1.9
24057	xxxx	xxxx	xxxxxx	xxxxxx	xxxxxx
24058	-3.9	3.1	1.1	6.5	4.5
24061	2.3	0.5	154.0	3.1	2.1
24062	4.0	-2.4	159.0	3.6	2.9
24203	5.6	0.6	79.4	2.5	2.5
24222	2.5	1.9	100.0	5.9	5.9
25004	5.0	-0.9	188.3	4.0	3.1

(b)

Tab. 5. Numerical values of the displacement rates expressed in mm/year. Ellipses represent 95% confidence scaled by the a posteriori estimate of the variance factor ν^2 . In (a) numerical values of the displacement rates plotted in Fig. 4a (points 20038 & 20044 fixed). In (b) numerical values of the displacement rates plotted in Fig. 4b (points 20011 and 24057 fixed). Δx et Δy are the components of the displacement rate in mm/year, αe_1 is the azimuth (in grades) of the major axis of the ellipse, e_1 and e_2 are the values of the semi-major axis and of the semi-minor axis of the ellipse.

Fischer-Snedecor test.

The goal of this statistical test is to identify which stations have undergone significant changes of coordinates. Formally, we test the null hypothesis H_0 that the displacements estimated by differencing the two sets of coordinates are due to random noise in the data (Pelzer, 1971; Niemeier, 1981; Chrzanowski *et al.*, 1982; Welsch, 1983). If this hypothesis is rejected, it is possible to interpret the motion of some of the stations. However, the geometry of the networks and the methods of observation are different from one epoch to the other. Systematic errors, which would not show up in the least squares adjustment, can be expected. Results of this test will be contaminated by these systematic errors. To perform the test we compared two solutions, one "free", and the other one "constrained".

To get the free solution, a set of coordinates is calculated independently for each survey. Since there are redundant observations, it allows us to estimate the internal consistency of the observations at each epoch. Then, we assume that no motion occurred between the two epochs. All the observations are mixed to give a single solution valid for both epochs. If motion occurred between the two epochs, the sum of the residuals increases. The Fischer-Snedecor test allows to determine whether this increase is significant.

$F = S_1^2 / S_2^2$ is compared with $F_{0, k_1, k_2, 95\%}$ where $F_{0, k_1, k_2, 95\%}$ is such that

$$P\left(\frac{\chi^2(k_1)}{\chi^2(k_2)} \leq F_{0, k_1, k_2}\right) = 95\% \quad (2)$$

$\chi^2(k_1)$ and $\chi^2(k_2)$ are random variables, independently χ^2 distributed with k_1 and k_2 degrees of freedom with $k_1 = (n_c - p_c) - (n_f - p_f)$ and $k_2 = n_f - p_f$, where n is the number of the observations ($n_c = n_f$) and p the number of unknowns ($p_c < p_f$).

Index f refers to the free network (where the two epochs are treated as independent) and index c refers to the constrained network (where the common points are constrained to have identical coordinates).

Denoting the weighted sum of squares of residuals by Ω - in the case of the "free" network by Ω_f , in the constrained case by Ω_c - the quantities S_1^2 and S_2^2 are defined as follows:

$$S_1^2 = \frac{\Omega_c - \Omega_f}{r_c - r_f}, \quad r_c = n_c - p_c \quad (3)$$

$$S_2^2 = \frac{\Omega_f}{r_f}$$

$$r_f = n_f - p_f = (n_f - p_f)_I + (n_f - p_f)_{II} \quad (4)$$

where

$$\Omega_f = (v_f^T P v_f) = (v_f^T P v_f)_I + (v_f^T P v_f)_{II} \quad (5)$$

$$\text{and } \Omega_c = (v_c^T P v_c), \quad (6)$$

P matrix of observational weights, v_f and v_c the residuals of the free and constrained adjustments. The roman numbers denote the epochs of observation (I and II).

Test criterion: if $F = \frac{S_1^2}{S_2^2} \leq F_{0, k_1, k_2, 95\%}$, the

hypothesis of no motion is accepted, based on the significance level of 95%.

Table 6 presents one of the studies realised on the north-western part of the network (Fig. 86). The partial network consist of 16 geodetic points common to both surveys, the older network (59 geodetic points, 323 angle measurements) has been performed in 1934 - 1936, the recent one (58 geodetic points, 302 angle measurements) has been realised in 1981.

Here $n_c = n_f = 625$, $p_f = 347$, $p_c = 309$, the least squares indicator of the free adjustment

$S_f = \sqrt{\Omega_f / (n_f - p_f)} = 1.5107$, the least squares indicator of the constrained adjustment

$S_c = \sqrt{\Omega_c / (n_c - p_c)} = 1.6988$, $F = 3.19$ and $F_{0, 38, 278, 95\%} = 1.44$, hence $F > F_{0, 38, 278, 95\%}$,

the null hypothesis is rejected at the 95% level.

The coordinates of at least one point have to be different from one epoch to the other. The Fischer-Snedecor test can then be used, in a second step, to define the points for which we have to calculate two different sets of coordinates, or to try and propose a deformation model. This test is a very efficient way to detect displaced benchmarks. If F is still too large after the choice of a first moving point, then two different sets of coordinates have to be assigned also to two, three or more points. A point A without significant motion may appear to have moved if it is situated in the neighbourhood of a point B affected by a significant motion. In this case, if both A and B are released, the ratio F does not decrease significantly compared to the case where only B is released, and the displacement of A is shown not to be significant.

Even with four released points (Table 6), the null hypothesis cannot be accepted at the 95% level. However with more released points, the decrease of

F becomes slower and the conclusions weaker. Since the points, for which two different sets of coordinates have to be accepted, are located in the same part of the network, a deformation of this part can be suspected.

This test has been applied in the whole network and the points for which two different sets of coordinates must be computed (according to the Fischer-Snedecor test) are drawn with triangles in the figure 87.

points	S_c	Δx	Δy	F	Fo
20001	1.698	81	-10		
10213	1.703	-19	-89		
20003	1.655	156	-239		
20004	1.689	156	5		
20007	1.678	75	152		
20010	1.702	39	259		
20012	1.704	39	22		
20014	1.676	-675	502		
24005	1.696	140	-11		
24007	1.67	-145	101		
24018	1.704	-7	6		
24057	1.698	-102	-36		
24061	1.703	-1	34		
24062	1.693	45	-87		
24203	1.65	173	86	2.68	1.5
25004	1.7	-308	51		

(a)

points	S_c	Δx	Δy	F	Fo
20003	1.6039	-250	-239	2.11	1.46
24203		175	86		

(b)

points	S_c	Δx	Δy	F	Fo
20003		-252	-251		
24203	1.5701	174	88	1.73	1.49
24007		-153	99		
20003		-205	-210		
24203	1.5973	176	86		
20014		-419	346		
20003		-245	-245		
24203	1.5945	171	87		
20004		146	20		

(c)

points	S_c	Δx	Δy	F	Fo
20003		-252	-250		
20004		153	11		
24007	1.56	-153	99	1.64	1.5
24203		173	87		

(d)

points	S_c	Δx	Δy	F	Fo
20003		-209	-304		
20012		89	109		
20014		-413	343		
24007	1.5504	-153	98	1.52	1.53
24203		175	87		

(e)

Tab. 6. Application of a Fischer-Snedecor test in the north-western part of the network (Fig. 86).

S_c is the least squares indicator of the adjustment ($S_c = \sqrt{\Omega_c / (n_c - p_c)}$), Δx and Δy are the displacement components of the released points expressed in mm, F is the tested ratio and Fo is the Fischer-Snedecor value for a 95% confidence level.

The application of a Fischer-Snedecor test in this area demonstrated the existence of significant displacements.

To identify the points affected by significant displacements, the null hypothesis of motion restricted to one, two, three... point is applied.

In (a) each point is released alone, the point affected by the most significant displacement is associated with the lowest least squares indicator S_c . The displacement of the 24203 point appears then to be significant, but as $F > F_o$ this displacement cannot explain alone the rejection of the null hypothesis.

As shown in (b), (c), (d) and (e), five points must be simultaneously released to obtained a ratio $F < F_o$, the displacements of the points 20003, 20012, 20014, 24007 and 24203 are then significant according to this analysis..

2.2.3.d. Calculation of strain rate tensors and of the shear rates for N points and Monte Carlo analysis of errors.

Calculation of the strain tensor and of the shear rates.

This calculation assumes that the deformation pattern is continuous within finite elements consisting of triangles formed by three

points of the network. Then the equations of continuum mechanics can be used and there is a linear relation between the coordinates of the points and the strain. When strain tensors are calculated for each set of three points, barycentric coordinates are convenient. It is important to check afterwards that the tensors for two adjacent sets of points are similar enough. Otherwise the hypothesis of homogeneous deformation has to be rejected.

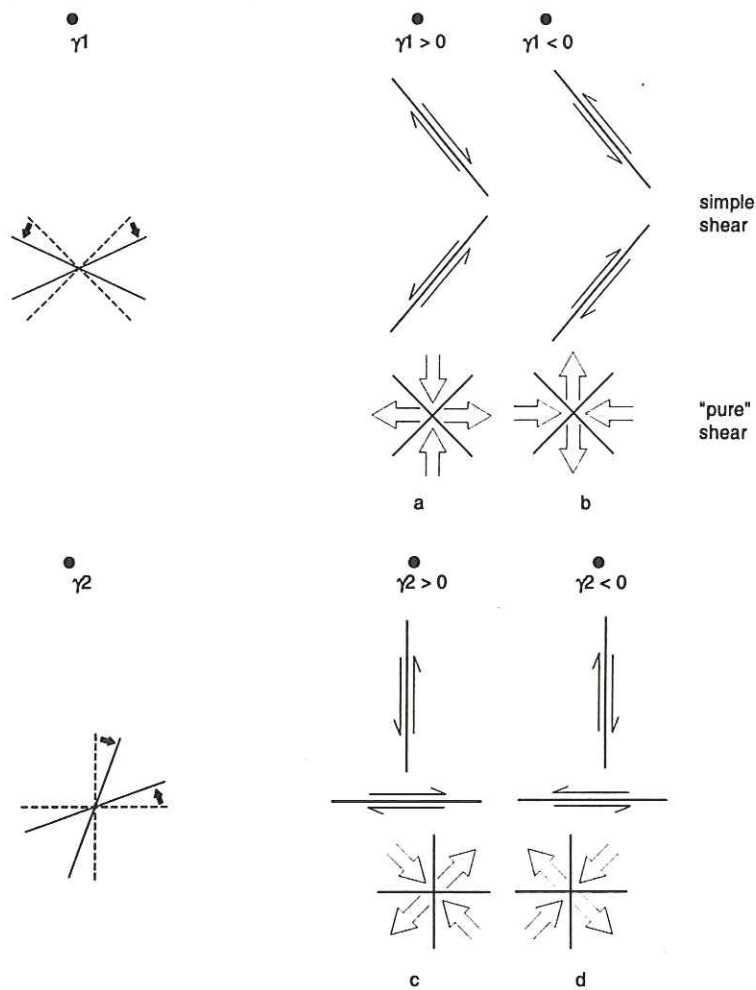


Fig. 88. Engineering parameters in Feigl *et al.*, 1990.

The engineering parameters $\dot{\gamma}_1$ and $\dot{\gamma}_2$ used to describe the angular shear rate. The $\dot{\gamma}_1$ component is equal to the rate of increase in the (initially) right angle formed by the solid lines and measures in three different cases (top to bottom): (1) simple shear across a fault striking NW, (2) simple shear across a fault striking NE, and (3) N-S pure shear. The $\dot{\gamma}_2$ component is equal to the rate of increase in the (initially) right angle formed by the solid lines and measure shear in three different cases (top to bottom): (1) simple shear across a fault striking N, (2) simple shear across a fault striking E, and (3) NE-SW pure shear.

(a) $\dot{\gamma}_1 > 0$, (b) $\dot{\gamma}_1 < 0$, (c) $\dot{\gamma}_2 > 0$ and (d) $\dot{\gamma}_2 < 0$.

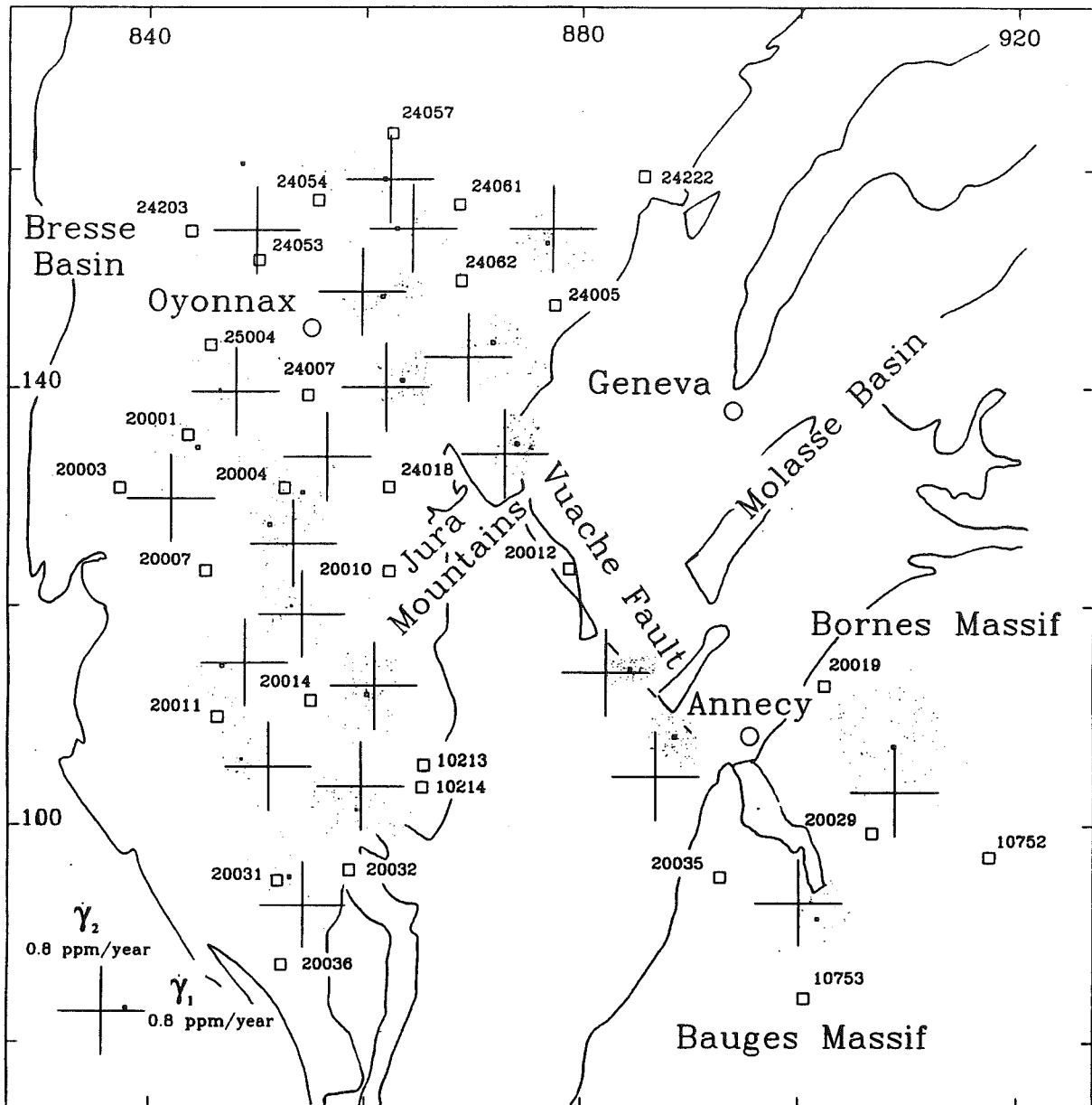


Fig. 89. Engineering angular shear rates for different sets of three adjacent geodetic points drawn at the triangle barycentres with the cloud of points computed by our Monte Carlo analysis. Lambert coordinates (in km) are indicated.

The linear relation is written:

$$dX_i = \frac{\partial U}{\partial x} X_i + \frac{\partial U}{\partial y} Y_i \quad (7)$$

$$\text{and } dY_i = \frac{\partial V}{\partial x} X_i + \frac{\partial V}{\partial y} Y_i \quad (8)$$

$$\text{with } X_i = x_i - \frac{\left(\sum_{i=1}^N x_i\right)}{N} \quad (9)$$

$$Y_i = y_i - \frac{\left(\sum_{i=1}^N y_i\right)}{N} \quad (10)$$

$$\text{and } dX_i = dx_i - \frac{\left(\sum_{i=1}^N dx_i\right)}{N} \quad (11)$$

$$dY_i = dy_i - \frac{\left(\sum_{i=1}^N dy_i\right)}{N} \quad (12),$$

where U and V are the displacement components along the x axis and the y axis; $\frac{\partial U}{\partial x}$, $\frac{\partial U}{\partial y}$, $\frac{\partial V}{\partial x}$, and $\frac{\partial V}{\partial y}$, are the components of the displacement gradient; X_i and Y_i are the barycentric coordinates of the points; x_i and y_i are the coordinates of the

point. and dX_i and dY_i are the displacement components with respect to the barycenter.

The numerical values of the constants $\frac{\partial U}{\partial x}$, $\frac{\partial U}{\partial y}$, $\frac{\partial V}{\partial x}$, and $\frac{\partial V}{\partial y}$ are determined from the displacements given at a subset of $n \geq 3$ points of the network.

The results given in the paper are related to $n=3$, i. e. to triangular finite elements with vertices in the points of the network. The components of the strain tensor can easily be calculated from the obtained solutions by (13):

$$\begin{pmatrix} \frac{\partial U}{\partial x} & \frac{1}{2}(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x}) \\ \frac{1}{2}(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x}) & \frac{\partial V}{\partial y} \end{pmatrix} \quad (13)$$

The principal strain axes (and their directions) are the largest eigenvalues (and the associated eigenvectors) of the strain tensor. This last problem is non-linear, this is the reason why a Monte Carlo analysis of the precision on the maximum and minimum strain has been proposed. (Kasser *et al.*, 1987). The strain rate tensor is the strain tensor divided by the time span between the two epochs.

The two components of angular shear rate (Prescott *et al.*, 1979; Savage, 1983; Feigl *et al.*, 1990) have been proposed as another way to represent the deformation.

$$\gamma_1 = \left(\frac{\partial U}{\partial x} - \frac{\partial V}{\partial y} \right) / (t_1 - t_0) \quad (14)$$

$$\text{and } \gamma_2 = \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) / (t_1 - t_0) \quad (15)$$

This representation is independent from any dilatation introduced by a relative displacement between the fixed points. The obtained values have

been represented in a graph with γ_1 in the x axis

and γ_2 in the y axis (Figs. 88 and 89 and Tab. 7).

Strain rate tensors allow us to discard the rotational component of the deformation which cannot be determined because of the lack of orientation observations in the adjustment. *The strain rate tensors include a dilatation whose magnitude depends on the validity of our assumption of no motion between the fixed points.* The tensors shown have been calculated with points 20038 and 20044 fixed (as in Fig. 87a). The resulting strain rate tensors must be interpreted with care (Fig. 90 and Tab. 8). Differences between the tensors may have a real meaning. On the contrary, representations of shear rates are independent of a possible dilatation.

Triangles	γ_1	e_{γ_1}	γ_2	e_{γ_2}
20001 - 20007 - 20003	0.53	0.80	0.91	0.80
20004 - 20010 - 20007	-0.43	0.95	0.36	0.66
20007 - 20010 - 20014	-0.18	0.56	0.14	0.46
20007 - 20014 - 20011	-0.43	0.50	-0.06	0.88
20010 - 10213 - 20014	-0.13	0.38	0.15	0.72
20011 - 20014 - 20031	-0.53	0.30	0.12	0.76
20014 - 10214 - 20032	-0.08	1.03	-0.43	0.40
20019 - 10213 - 20012	0.42	0.39	0.04	0.23
20019 - 10752 - 20029	-0.04	1.07	0.88	0.87
20019 - 20035 - 10213	0.34	0.53	0.69	0.52
20031 - 20032 - 20036	-0.24	0.72	0.50	0.99
20035 - 20029 - 10753	0.24	0.53	-0.26	0.70
24005 - 20012 - 24018	0.23	0.27	0.19	0.53
24005 - 24062 - 24018	0.46	0.50	0.26	0.69
24007 - 20001 - 25004	-0.30	0.88	0.04	1.18
24007 - 24018 - 20004	0.46	1.10	0.65	0.58
24007 - 24062 - 24018	0.32	0.53	0.11	0.34
24054 - 24053 - 24203	-0.30	1.14	1.20	1.07
24054 - 24062 - 24007	0.38	0.69	-0.08	0.42
24057 - 24061 - 24054	-0.11	1.22	0.04	0.61
24061 - 24062 - 24054	-0.30	0.91	0.00	0.69
24061 - 24222 - 24005	-0.08	0.82	-0.25	0.42

Tab. 7. Numerical values of the angular shear rates γ_1 and γ_2 plotted in Fig. 6 and their uncertainties e_{γ_1} and e_{γ_2} derived from the Monte Carlo simulation for a 95% confidence scaled by the a posteriori estimation of the variance factor \bar{v}^2 .

Monte Carlo analysis of the error.

In order to represent the error criteria on the strain rate tensor and on the shear angle we used a Monte Carlo analysis (Kasser *et al.*, 1987). The method of Kasser *et al.* consists in adding random noise on the observations. Then they calculate coordinates, changes with time of these coordinates, and strain tensors with these fictitious observations. The dispersion of the principal strain directions indicates whether the computed tensors are significant.

Now, we note that the calculation of the strain tensor is linear, only the calculation of the eigenvalues and eigenvectors is not linear. It is a waste of time to calculate the strain tensor from perturbed observations at each iteration. So we used also a Monte Carlo method but we added random noise directly on the changes of coordinates with their confidence ellipses. It is important to take care of the correlation between the different points. This is the main trap in this method.

The strain and the shear components are then calculated with the perturbed values. The resulting

cloud of points represents the region of 95% confidence (Fig. 89 and Tab. 7, Fig. 90 and Tab. 8).

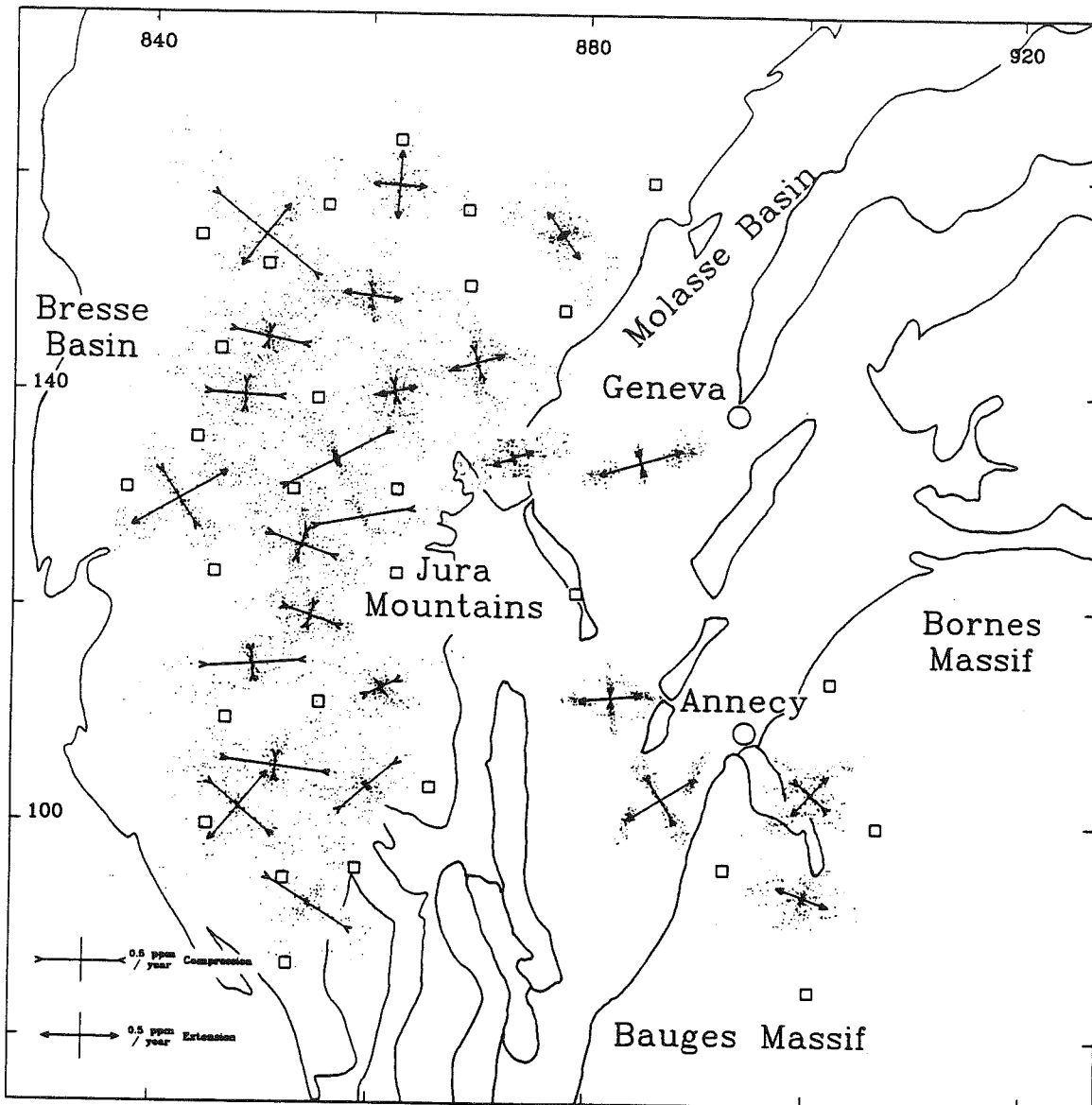


Fig. 90. Strain rate tensors for different sets of three adjacent geodetic points drawn at the triangle barycentres with the cloud of points computed by our Monte Carlo analysis. Lambert coordinates (in km) are indicated.

2.2.4. Interpretations (Fig. 84, 85, 87, 89 and 90).

2.2.4.a. Other data to be taken into account (Fig. 85).

There are two kinds of additional data to be taken into account: Instantaneous deformation data and Quaternary tectonics.

Instantaneous tectonics.

A few focal mechanism (Pavoni and Peterschmitt, 1974; Fréchet, 1978; Sambeth, 1984; Ménard, 1988) can be used as additional data

(Fig. 85). But geodetic results concern the deformation of the surface. Their comparison with the focal mechanisms of earthquakes, which occur well below the topographic surface, must be made with care: the earthquakes have a too small magnitude (Fig. 85) to produce significant deformation at the surface.

Faults crossing the quaternary infill of the alpine lakes.

High resolution seismic profiling on the Bourget Lake (Van Rensbergen *et al.* 1991; De Batist *et al.*, 1992), on the Anancy Lake (Berthier oral

communication) and on the Geneva Lake (Verney & Horn, 1971) allows us to infer faults in the quaternary infill of these lakes (Fig. 85).

The profiles performed on the Bourget Lake present faults with normal component in Holocene lacustrine sediments. These faults are probably linked with the important historical seismicity in the northern part of the lake (Fig. 84). Important slumps, at the same time in the whole of the lake surface, are probably due to the existence of major events which may be associated with major earthquakes.

Seismic profiles of the floor of the Annecy Lake have shown N-S faults with a normal component involving the whole of the quaternary infill. This deformation may be linked with the activity of the Vuache Fault acting with an important normal component.

The quaternary infill of the western part of the Geneva Lake is crossed by NNE - SSW faults with normal component. That indicates a possible quaternary extension in the Molasse Basin near Geneva. Unfortunately seismic profiles do not permit to decide whether there is a strike-slip component on these faults. These data must then be used with care.

Triangles	Az	e Az	λ_1	e_{λ_1}	λ_2	e_{λ_2}
20001 - 20007 - 20003	65.4	24.4	0.65	0.55	-0.38	0.52
20001 - 25004 - 24007	5.5	36.1	-0.16	0.35	-0.45	0.53
20004 - 20010 - 20007	21.6	35.6	-0.16	0.29	-0.40	0.50
20004 - 24018 - 20010	188.8	30.9	0.02	0.32	-0.58	0.46
20007 - 20010 - 20014	21.1	36.3	-0.12	0.18	-0.37	0.37
20007 - 20014 - 20011	195.1	40.7	-0.16	0.33	-0.58	1.12
20010 - 10213 - 20014	172.6	63.8	0.02	0.31	-0.20	0.85
20011 - 20014 - 20031	9.1	32.8	-0.11	0.35	-0.63	0.47
20011 - 20032 - 20023	44.0	27.0	0.53	1.04	-0.48	0.55
20014 - 10213 - 20032	155.1	47.9	0.02	0.49	-0.45	0.40
20019 - 20012 - 10213	95.2	6.4	0.41	0.24	-0.04	0.46
20019 - 20012 - 24005	81.5	22.2	0.55	0.31	-0.03	0.22
20019 - 20029 - 20035	47.6	33.3	0.35	0.49	-0.23	0.41
20019 - 20035 - 10213	64.6	13.2	0.50	0.19	-0.29	0.37
20029 - 10753 - 20035	122.2	47.8	0.35	0.52	-0.10	0.37
20031 - 20032 - 20036	36.0	40.3	0.03	0.79	-0.56	0.86
24005 - 20012 - 24018	77.9	34.5	0.27	0.48	-0.02	0.23
24005 - 24018 - 24062	83.7	28.2	0.35	0.62	-0.15	0.73
24005 - 24061 - 24222	162.2	42.8	0.37	0.52	-0.09	0.26
24007 - 24018 - 20004	169.5	27.4	0.07	0.37	-0.73	0.47
24007 - 24062 - 24018	87.8	52.1	0.25	0.62	-0.08	0.53
24053 - 24007 - 25004	13.2	53.7	-0.06	0.29	-0.44	0.62
24054 - 24053 - 24203	42.9	20.4	0.46	0.40	-0.79	0.93
24054 - 24057 - 24061	4.2	19.9	0.43	0.80	0.34	0.62
24054 - 24062 - 24007	107.3	30.0	0.37	0.74	-0.02	0.31

Tab. 8. Numerical values of the strain rate tensors plotted in Fig. 7 and their uncertainties derived from the Monte Carlo simulation for a 95% confidence level scaled by the a posteriori estimate of the variance factor \bar{v}^2 .

Az, λ_1 , λ_2 are respectively the orientation of the tensor major axis, the value of the tensor major axis and the value of the tensor minor axis; e_{Az} , e_{λ_1} and e_{λ_2} are the values of the uncertainty in these parameters.

2.2.4.b. Inferred regional deformation.

The Jura Mountains.

The post-miocene tectonics of the Jura Mountains can be described as a cover deformation linked with a basement shortening between the internal Jura and the external Jura (Guellec *et al.*, 1990; Laubscher, 1961, 1972). According to this mechanism, the internal Jura may not present an

important horizontal deformation, but the external Jura undergoes probably an important horizontal deformation linked with the activity of the cover thrusts.

The internal Jura.

The internal Jura does not present important horizontal deformations (fig. 90 & 8), as it has been previously demonstrated by the analysis of the Swiss network (Reilly and Gubler, 1990). These authors demonstrated the existence of shear-strain rate of 0.05 $\mu\text{rad}/\text{year}$ in the Swiss Jura mountains that constitute the internal Jura north of our network.

The external Jura.

In the southern external Jura mountains, deformation characterised by strain rate tensors with NW-SE to E-W compression (negative shear rate γ_1) can be suspected (Fig. 89 and 90). The comparison of these deformation representations seems to indicate that the deformation of this area is characterised by a compression roughly directed E-W. The high values of strain computed in the external Jura (triangles 24007 - 24018 - 20004, 20004 - 20010 - 20007 and 20004 - 24018 - 20010) are close to the strain rates for triangles of same size computed in the Ventura Basin, California (Donnellan *et al.*, 1993; Feigl *et al.*, 1993) that absorbed a similar convergence rate (5 mm/year). These high strain rate values may reveal either the emergence at the surface of the basement thrust of the internal Jura above the external Jura or the development of a fault propagation fold.

The tectonic origin hypothesis for this deformation agrees with the few focal mechanisms available in this area (Fig.85) (Pavoni *et al.*, 1974), and with the present-day vertical displacements computed by levellings comparison in external Jura (Fourniguet, 1977; Jouanne, 1994). These displacements present a good spatial correlation with the localisation of the main thrusts. Furthermore, an inversion of a vertical displacement rates profile has permitted to estimate the horizontal displacement rate along the external Jura cover thrusts at 4 mm/year (Jouanne, 1994). This convergence rate is close to the westward motion of the internal Jura by reference to the frontal Jura mountains (5 mm/year) presented in this paper. According to these results an important part of the Africa/Europe convergence (1cm/year, Dewey *et al.*, 1989) would be absorbed throughout the Jura Mountains.

The present-day activity of the external Jura has been also demonstrated in its eastern part by geomorphological and neotectonics analysis (Chauve, 1975; Meyer and Lacassin, 1993) and by a new interpretation of the 1356 Basel earthquake (Meyer and Lacassin, 1993).

As a conclusion, the external Jura Mountains undergo an E-W compression that may be part of the post-miocene tectonics that built the folded

structures in this area. We cannot decide if the miocene frontal thrust of the Jura Mountains still acts at present, because of the lack of geodetic points surrounding the frontal thrust of the Jura Mountains.

The Vuache fault and Annecy lake valley.

The strain rate tensors in the area around the lineament formed by the Vuache fault and by the Annecy Lake valley (Fig. 90) (from the Annecy Lake to the Jura Mountains north of Oyonnax), indicate a

E-W extension ($\gamma_1 > 0$). This deformation may result from an eventual configuration effect (compare also Fig. 87a and Fig. 87b) or from a local displacement of the point 20019. The hypothesis of a non-tectonic origin for this displacement is reinforced by the lack of subsidence linked with the recorded extension in the vertical displacement rates computed from levellings comparison (Fourniguet, 1977; Jouanne, 1994).

Nevertheless, the present-day tectonic activity of the Vuache fault is well demonstrated by the existence of coeval deformed terrains close to the Vuache fault (Delaunay *et al.*, 1981, our own observations) and by significant historical seismicity (Fig.1), (Thouvenot *et al.*, 1990).

The Molasse Basin south of the Vuache Fault, and the Bauges massif.

Displacements of benchmarks in this area are not significant at the 95% confidence level. No reliable deformation has then been recorded in the southern part of the Molasse Basin, in the Bauges massif and along the external Belledonne boundary. It does not necessarily imply that this area does not undergo a deformation, but it means that the measurements are not accurate enough to show the possible slow deformation of this area. The existence of such a slow deformation is suggested by the significant historical seismicity in the neighbourhood of the Bourget Lake (Fig.1), and by the existence of active faults with a normal component, in the Quaternary infill of the Bourget Lake (Van Rensbergen *et al.*, 1991; De Batist *et al.*, 1992).

2.2.5. Conclusions.

Displacement vectors, a few strain rate tensors and shear rates reveal deformation in the external Jura. The homogeneity of the deformation, and its relatively good coherence with the available focal mechanisms and represent additional arguments that crustal motion has been monitored by geodetic measurements. The observed compression may be the present-day trace of the post-miocene tectonics in

this area. However comparison of networks with different geometries is very difficult. Figure 87b makes clear that the detected changes of coordinates are very close to the noise level. Even if there were no tectonic deformations, systematics could explain why the null hypothesis is rejected after the Fischer test. New geodetic measurements are necessary to decide whether the detected changes of coordinates in the southern Jura have a tectonic origin. By the way GPS campaigns are now being planned. The deformation located near the Vuache Fault is not reliable because of an eventual local displacement of the point 20019.

2.2.6. Etude des variations de surface des triangles définis lors de l'étude des tenseurs de déformation.

L'étude de la variation de surface des triangles comportent deux volets:

- la répartition spatiale des variations de surface des triangles permet d'apprécier le caractère homogène ou hétérogène de la déformation,

- la variation relative de surface du réseau indique, si globalement, la déformation se fait à surface constante ou non.

Une très forte variation de surface de l'ensemble du réseau, pourra indiquer la présence d'une forte composante de distorsion due à un mouvement relatif des points fixés entre les deux époques de mesure.

Les variations relatives de surface des triangles sont obtenues en sommant les valeurs des deux axes principaux du tenseur de déformation. Les tenseurs de déformations et les nuages de points représentant leurs erreurs sont représentés dans l'annexe 6 à la fin de ce volume. Le lecteur pourra ainsi mieux se rendre compte de la précision des tenseurs de déformation calculés.

Sur la figure 91, on observe que les variations relatives de surface sont très hétérogènes d'un secteur à l'autre du réseau. Il semble donc que la dilatation d'ensemble du réseau ne soit pas de premier ordre dans le signal détecté. On remarque de même que les variations relatives de surface ne sont pas nulle (les tenseurs de déformation ne présentent pas un axe en compression et un axe en extension de même norme), on ne peut donc pas adopter un modèle de déformation à surface constante.

Si malgré tout on admet l'hypothèse que sur la variation de surface de l'ensemble du réseau doit être nulle, alors on pourra identifier la variation mesurée avec le défaut d'échelle introduit par un mouvement relatif entre les points fixés.

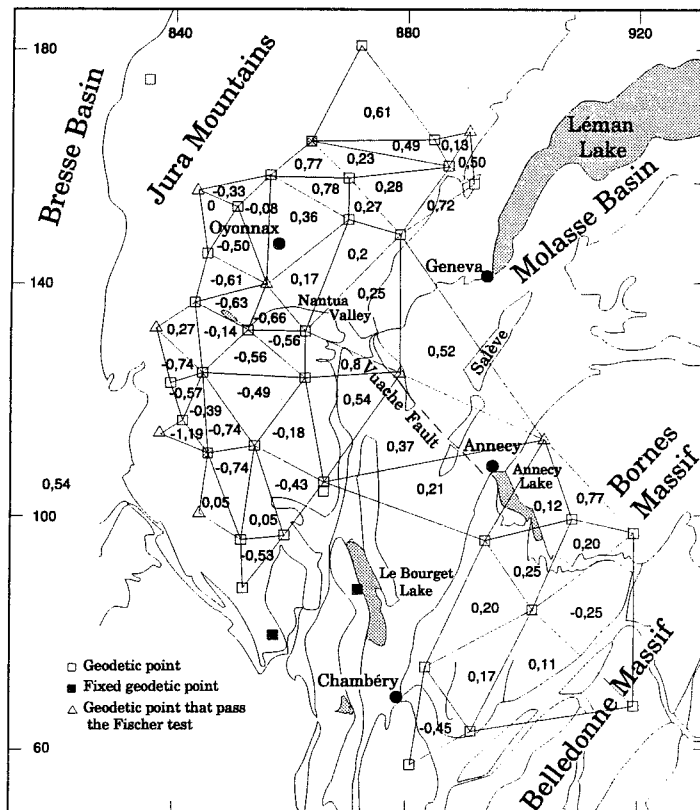


Fig. 91. Taux de variation de surface des triangles exprimés en ppm*ppm calculés pour l'option de calcul où les points 20038 et 20044 sont fixés

3.1. Les données.

L'étude de la déformation faite par Reilly & Gubler (1990) est basée sur trois réseaux de premier ordre réalisés successivement dans le temps (Fig. 92), un réseau de triangulation de premier ordre établi de 1854 à 1879, un second réseau de triangulation réalisé de 1905 à 1922 et enfin une

trilatération entre points de premier ordre mesurée de 1967 à 1971.

Le domaine étudié comprend la bordure méridionale de la Haute Chaîne du Jura, le bassin molassique, et l'ensemble des Alpes suisses depuis le front subalpin jusqu'à la plaine padane. Les effets de déviation de la verticale n'ont pas été modélisés dans cette étude.

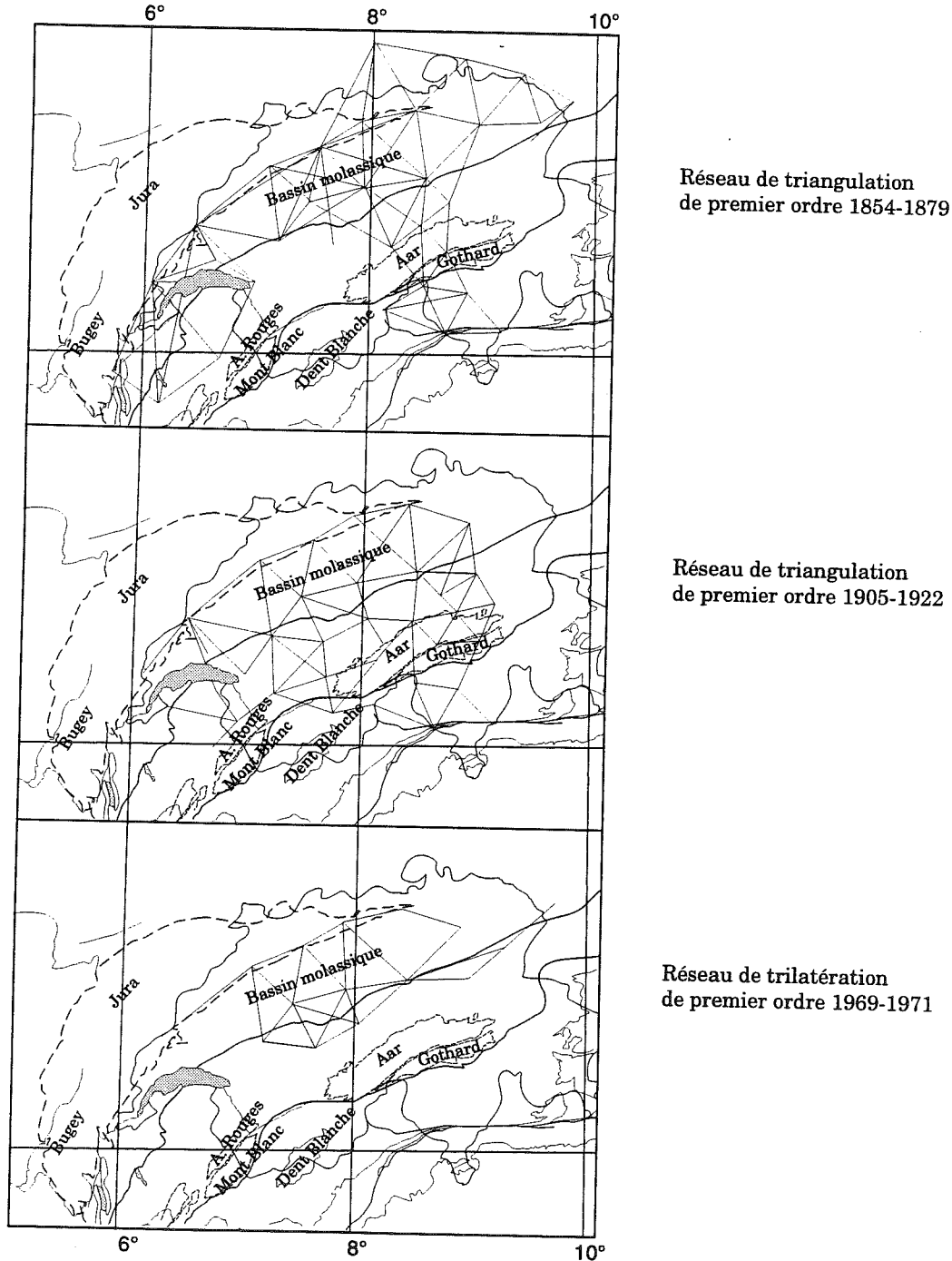


Fig. 92. Réseaux géodésiques utilisés dans l'étude des déformations crustales en Suisse (Reilly & Gubler, 1990).

3.2. Analyse de la déformation.

Une comparaison entre les deux réseaux de triangulation avait été réalisée auparavant en analysant le champ de déplacement des points communs et les déplacements relatifs entre points voisins (Habib, 1966; Kobold & Habib, 1966). Les auteurs de cette étude concluent à l'absence de déformation significative malgré l'existence de trois points présentant un petit déplacement.

3.2.1. Le modèle de déformation.

Les auteurs ont successivement testé deux modèles, le premier supposant que la déformation est continue dans le temps et l'espace, et un second modèle supposant que la déformation continue dans le temps présente des variations continues dans l'espace.

3.2.2. Les résultats.

Une première étude utilisant uniquement les deux réseaux de triangulation réalisés à 40 ans d'intervalle, concluait à l'existence d'une déformation homogène caractérisée par une compression N124° +/- 10° et par un taux de cisaillement angulaire de 0.05 +/- 0.02 mrad / an.

En revanche, suite à l'introduction des mesures de distance, le modèle de déformation continue ne pouvait plus rendre compte des observations; un gradient de déformation a donc été introduit.

Dans ce second modèle (Fig. 93), les axes de compression maximale varient depuis un raccourcissement de direction N 42° +/- 9° avec une norme de 0.05 +/- 0.02 mrad/an dans le Jura jusqu'à un raccourcissement de direction N138° +/- 5° avec un taux de 0.21 +/- 0.04 mrad/an dans le Tessin.

Il convient de noter que les directions de raccourcissement de ces deux axes de compression sont presque à 90° l'une de l'autre. Aussi au lieu de représenter une compression N 42° dans le Jura, on pourrait représenter une extension N132°.

De part et d'autre du bassin molassique, se trouvent donc deux zones caractérisées par des déformations radicalement différentes. Deux explications peuvent être proposées:

- le changement de direction de compression est réel;
- le changement de direction est imposé par la recherche d'une déformation variant continûment et ne présente pas de signification tectonique.

La seconde solution paraît la plus probable étant donné que les mécanismes au foyer nos résultats plus au sud dans le Jura, indiquent une compression dans le Jura E-W à NW-SE et non NE-SW.

En revanche, la direction de compression dans les Alpes est conforme à celle qu'on peut attendre. Cependant l'augmentation des taux de déformation du bassin molassique vers la plaine du Pô est surprenante. On s'attendrait en effet à ce que les taux de déformation présentent un maximum selon les cas, au N-W des massifs cristallins externes de l'Aar et du Gothard, ou en avant de la Haute Chaîne du Jura, c'est-à-dire en avant du chevauchement crustal le plus externe.

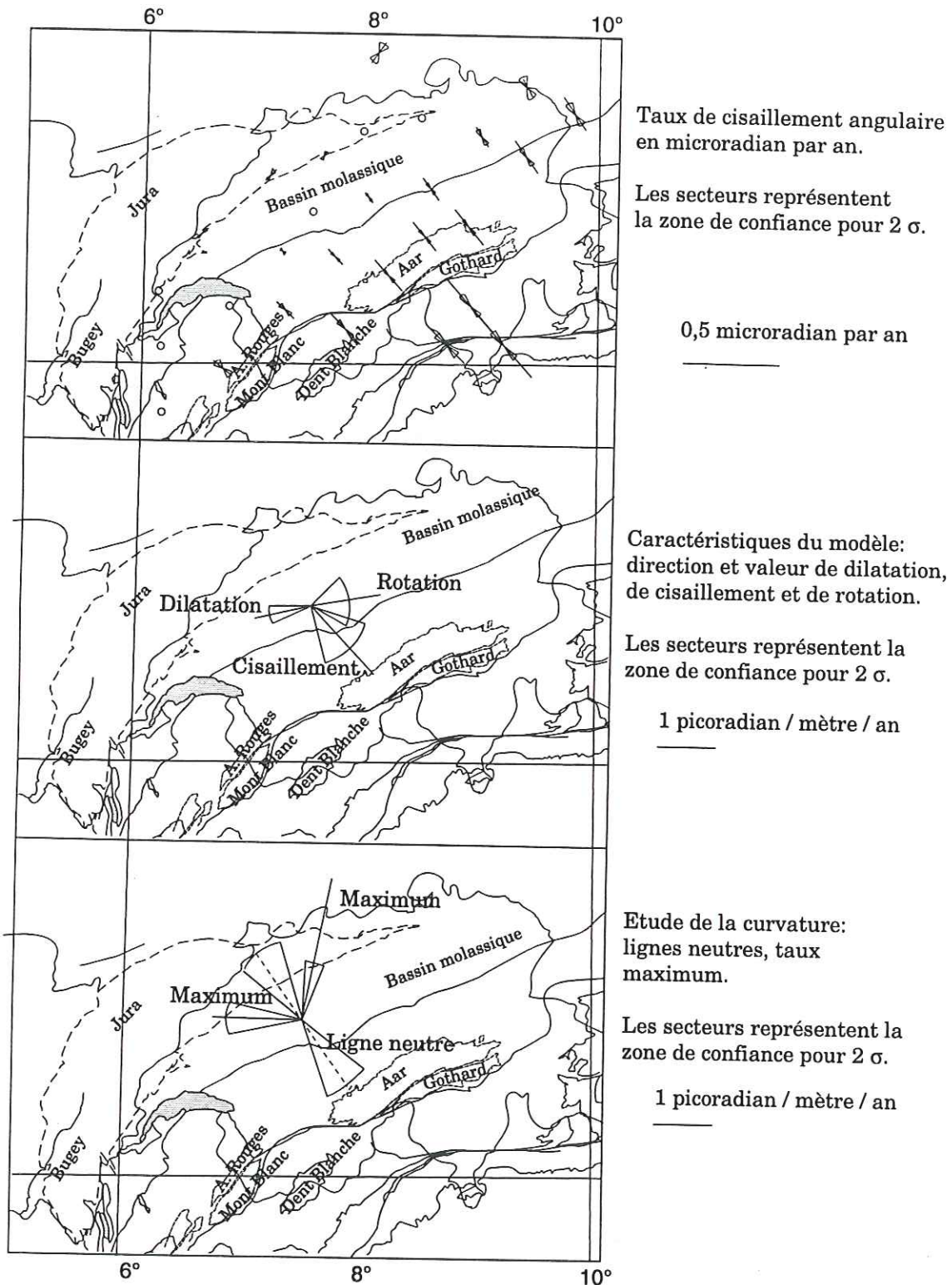


Fig. 93. Déformations crustales en Suisse, calculées en supposant un champ de déformation constant dans l'espace et variant continûment dans l'espace (Reilly & Gubler, 1990).

CINQUIEME PARTIE: COMPATIBILITE ENTRE LES TAUX DE DEPLACEMENT VERTICAL ET LES VITESSES DE DEPLACEMENT HORIZONTAL.

Les taux de déplacements verticaux et horizontaux que subissent actuellement le nord des Alpes occidentales et le sud du Jura ont été mesurés par comparaison de nivellements et de triangulation. Ces déplacements traduisent une déformation instantanée à l'échelle géologique, un petit incrément de déformation, et non une déformation finie. Il n'est donc pas sûr que l'on puisse extrapoler ces déplacements sur une trop grande période de temps.

On ne dispose pas de points géodésiques où ont été calculées à la fois la composante horizontale et la composante verticale du mouvement : les profils de nivellement empruntent les vallées et les points géodésiques occupent les sommets. Nous ne pouvons donc pas obtenir une image rigoureuse des déplacements en trois dimensions. Mais, sur quelques considérations simples nous pouvons essayer d'apprécier la compatibilité entre les vitesses de déplacement horizontal et les mouvements verticaux.

La comparaison de mesures géodésiques réalisées à quelques dizaines d'années d'intervalle permet de connaître la déformation instantanée de la région étudiée. Celle-ci peut être interprétée selon plusieurs modèles de déformation tectonique.

CHAPITRE I: DIFFERENTS MODELES DE DEFORMATION.

1.1. Modèle de déformation continue.

Selon ce modèle (Fig. 94) toute la croûte est soumise à une déformation continue dans l'espace. La déformation n'étant pas localisée sur des discontinuités, il ne doit pas exister de corrélation étroite entre les structures géologiques et les déplacements verticaux ou horizontaux calculés. Selon ce modèle, les variations des taux de déplacement sont continues. On ne doit donc observer de mouvements verticaux de courtes longueurs d'onde, ni de brusques variations de déformation horizontale.

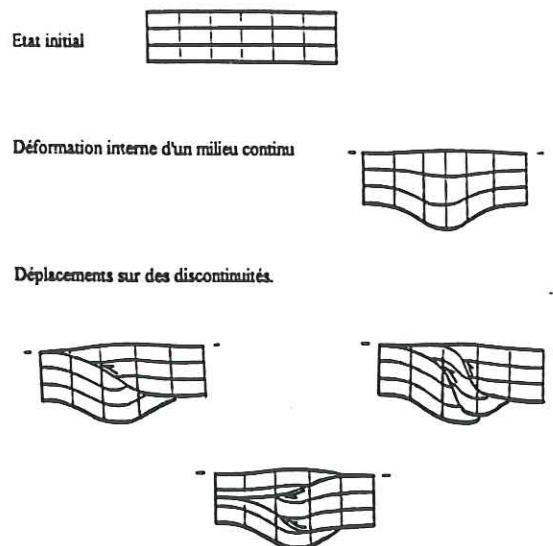


Fig. 94. Mécanismes de déformation crustale sans changement de volume (Ménard, 1988).

1.2. Modèle de déformation discontinue.

La déformation à l'échelle de la chaîne est, selon ce modèle, accommodée par des déplacements sur des discontinuités majeures. Dans le cas des Alpes on peut citer le Chevauchement Pennique Frontal, le chevauchement des massifs cristallins externes sur l'avant-pays comme exemple de grandes discontinuités jouant ou ayant jouées lors de la déformation alpine.

Selon ce modèle, on observe une corrélation étroite entre les variations de taux de déplacement et la position spatiale des grandes discontinuités (chevauchements...). La déformation apparaît

discontinue et caractérisée par des variations perpendiculaires aux directions des grands accidents. Ainsi, il peut exister des variations brutales de mouvements verticaux et des brusques changements de déformation horizontale au passage d'une telle discontinuité.

1.3. Choix d'un modèle de déformation.

Les taux de déplacement vertical, de déformation (Fig. 95 et 96), que nous avons calculés ne présentent pas de variations continues dans l'espace et sont corrélés avec les structures géologiques.

Aussi, le modèle de déformation discontinue peut être adopté.

Pour étudier les relations entre les déplacements verticaux et horizontaux, nous avons adopté un modèle (Molnar, 1987) qui considère que la déformation du compartiment situé au-dessus d'un chevauchement est accommodée par des cisaillements simples sur des plans verticaux. Les mouvements horizontaux et verticaux ne coïncident

donc pas spatialement (Fig. 97). Les mouvements horizontaux sont localisés à l'émergence des chevauchements actifs, les mouvements verticaux sont, au contraire, situés à l'aplomb des rampes. D'une manière générale, les mouvements horizontaux associés à un chevauchement sont en position plus externe par rapport aux mouvements verticaux (toujours selon ce modèle très simple).

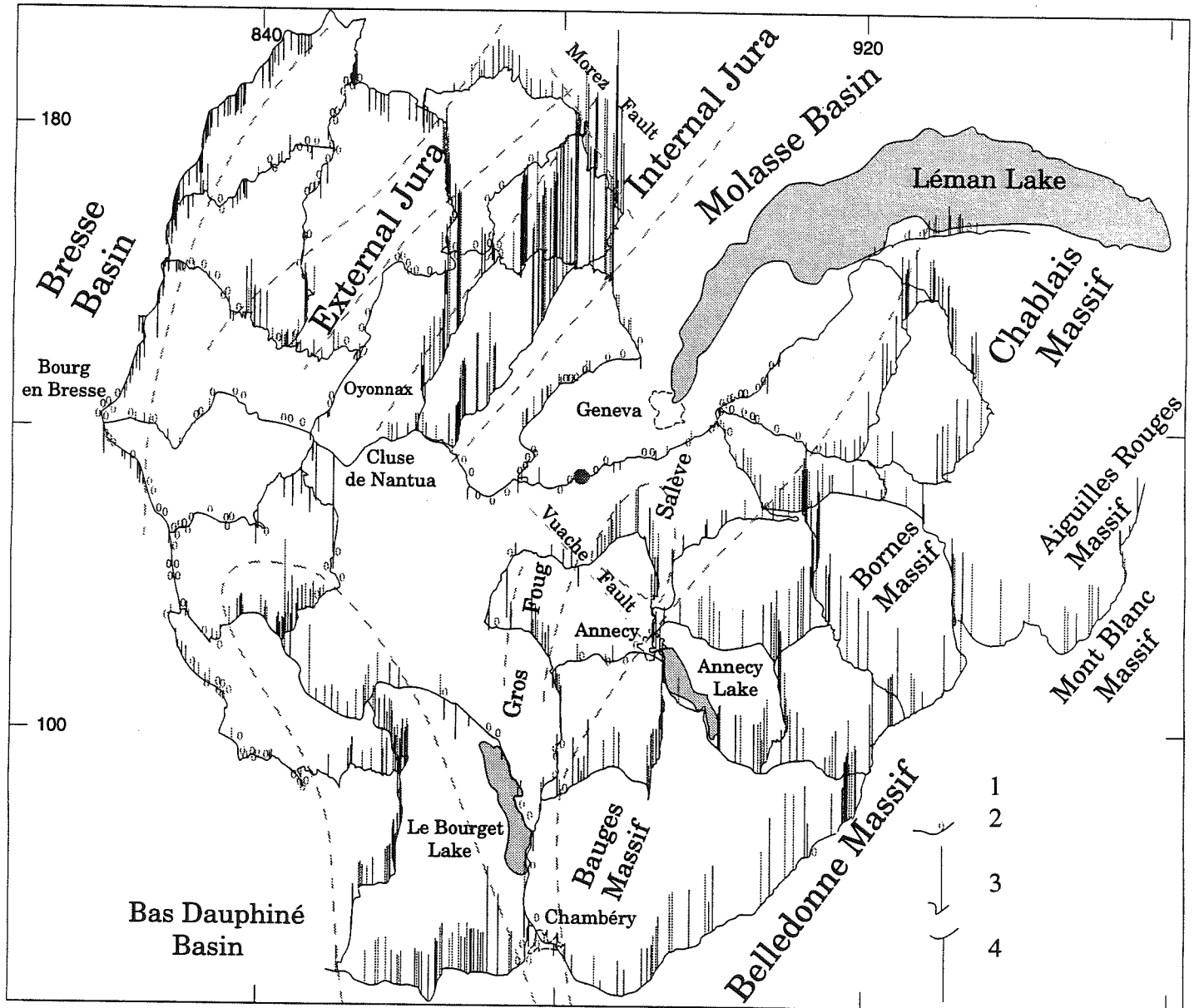


Fig. 95. Vitesses de déplacement vertical enregistrées dans le nord des Alpes occidentales et le sud du Jura (Jouanne et al., 1993b).

1: point de référence; 2: déplacement vertical négligeable; 3: déplacement vertical de +1mm / an; 4: déplacement vertical de - 1 mm / an; 5: limite des principales tendances régionales.

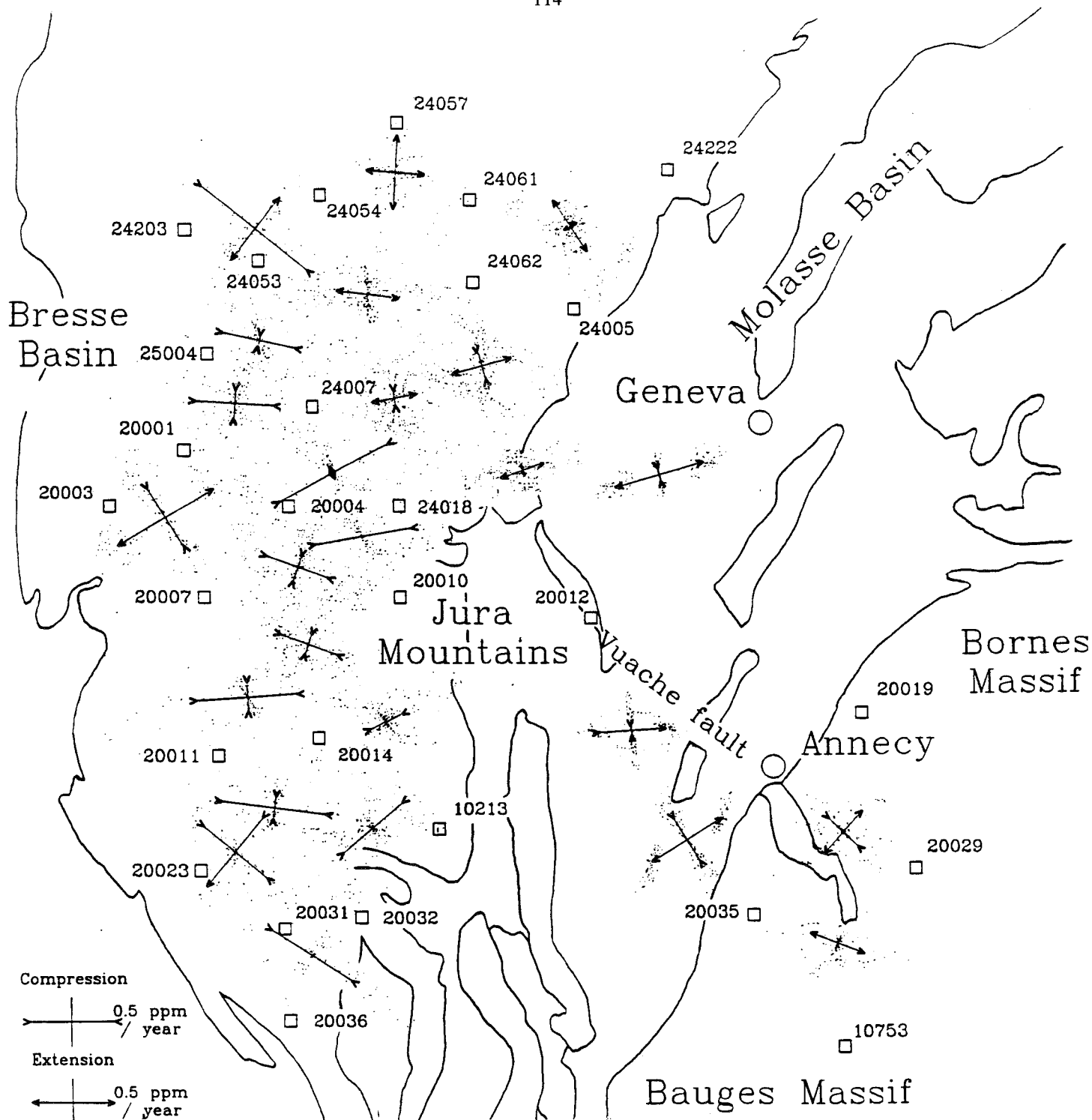


Fig. 96. Tenseurs de déformation calculés dans le sud du Jura (Jouanne et al., 1994b).

CHAPITRE II: RELATIONS ENTRE MOUVEMENTS VERTICAUX ET HORIZONTAUX DANS LE SECTEUR ETUDIÉ.

2.1. Les massifs subalpins.

Dans le massif des Bauges situé à l'aplomb du chevauchement crustal du massif cristallin externe de Belledonne sur l'avant-pays (Thouvenot & Ménard, 1988; Guellec et al., 1990; Mugnier et al., 1990) on note la coexistence entre des mouvements verticaux importants qui marquent la position de la rampe et des tenseurs de taux de déformation très

faibles et non-significatifs. On aurait ici l'illustration de la non-correspondance spatiale entre les mouvements verticaux et horizontaux à l'aplomb d'une rampe.

2.2. Le Jura.

Comme nous l'avons vu précédemment, le Jura comprend deux parties: le Jura interne et le Jura externe. Le Jura interne oriental est marqué par une forte surrection par rapport au bassin molassique et par rapport au Jura externe, et par une absence de

forts taux de déformation horizontale. Au contraire, dans le Jura externe et au front occidental du Jura interne coexistent des taux de surrection modérés et de forts taux de déformation horizontale. Selon notre interprétation (Jouanne et al., 1994), la surrection du Jura interne oriental refléterait son passage sur une rampe de socle. L'absence de forts taux de déformation horizontale serait expliquée par le mode de déformation de la plaque supérieure: des cisaillements simples sur des plans verticaux.

Les forts taux de déformation horizontale du Jura externe et du front occidental du Jura interne

marqueraient l'émergence des chevauchements de couverture connectés au chevauchement de socle du Jura interne sur le socle du Jura externe.

On doit de surcroît noter qu'au niveau de Nantua, les inversions de taux de mouvements verticaux et l'étude des mouvements horizontaux sont toutes deux compatibles avec l'émergence d'un chevauchement actif affecté d'une vitesse de déplacement d'environ 4 mm / an. Il est difficile d'aller réellement plus loin en raison des incertitudes importantes des résultats de la comparaison de triangulation.

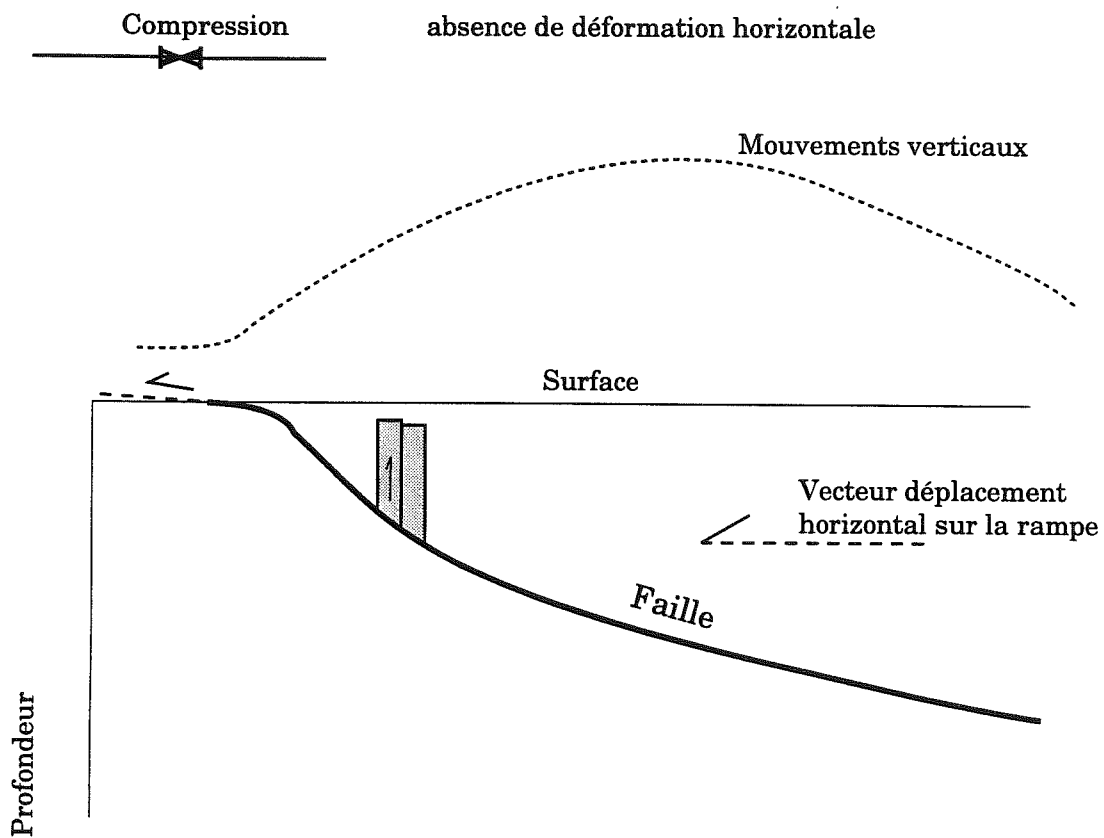


Fig. 97. Relation spatiale entre déplacements verticaux et déplacements horizontaux selon Molnar 1987.

CONCLUSION: LE REGIME DE DEFORMATION ACTUEL DU NORD DES ALPES OCCIDENTALES ET DU SUD DU JURA

Dans le cadre de ce travail, j'ai entrepris l'étude des déformations actuelles du nord des Alpes occidentales et du sud du Jura en comparant des données géodésiques. L'étude de mesures de nivellement répétées dans le temps a permis la détermination des mouvements verticaux, l'examen de mesures de triangulation réalisées à 45 ans d'intervalle a montré l'existence de déformations horizontales significatives.

La comparaison de deux réseaux de nivellement réalisés à 80 ans d'intervalle sur les mêmes itinéraires et comportant des points communs a permis le calcul des mouvements verticaux subis par la région étudiée. Après avoir envisagé que ces déplacements sont dus aux erreurs de mesure, à des tassements locaux ou encore au rebond postglaciaire consécutif à la dernière déglaciation, l'origine tectonique de ces déplacements a été établie. La bonne corrélation spatiale entre les mouvements verticaux et la position des principaux chevauchements identifiés le long du profil de sismique réflexion verticale ECORS, a rendu possible l'inversion de profils de taux de déplacement vertical pour déterminer à la fois la géométrie des chevauchements et les taux de déplacement horizontal localisés sur ces derniers. Un modèle de répartition des déplacements sur les accidents crustaux et localisés dans la couverture est proposé suite à cette étude.

L'analyse des réseaux de triangulation de second ordre réalisés de 1932 à 1936 et de 1979 à 1984 pour déterminer la déformation horizontale de la région a nécessité une étude statistique approfondie. Ainsi, nous avons non seulement appliqué des tests statistiques couramment utilisés (ellipses d'erreur, test de Fischer), mais aussi développé un logiciel d'analyse des erreurs sur les tenseurs de déformation (simulation de Monte Carlo sur les vecteurs déplacement en utilisant la matrice de variance-covariance issue de la compensation). Nous avons ainsi pu montrer une déformation significative dans le sud du Jura, caractérisée par des tenseurs de déformation montrant des directions de compression E-W à NW-SE conformes aux directions des axes P des mécanismes au foyer.

La synthèse des résultats a non seulement fait appel aux études géodésiques mais aussi aux indices néotectoniques, aux anomalies du réseau hydrographique et à l'analyse des profils de sismique haute résolution réalisés sur les lacs du Bourget et d'Annecy.

A l'issue de ces études, la déformation des Alpes nord-occidentales et du sud du Jura peut être caractérisée.

CHAPITRE I: LA DEFORMATION EN COURS DANS LE JURA.

1.1. Le Jura externe.

Les comparaisons de données géodésiques sur le Jura externe révèlent l'existence d'une compression horizontale E-W à NW-SE et de mouvements verticaux, alternativement positifs ou négatifs par rapport au point de référence, qui s'organisent en bande NNE-SSW, parallèlement aux structures. La convergence de ces deux types de données indique l'existence d'une déformation importante dans cette région, caractérisée par une compression E-W à NW-SE conforme aux directions des axes P des mécanismes au foyer. Cette région est le front de la déformation actuelle de la chaîne alpine. L'inversion d'un profil de mouvements verticaux conduit à proposer un déplacement de 4 mm / an de la couverture du Jura sur son socle, vitesse compatible avec l'étude des déplacements horizontaux sur l'ensemble du Jura.

Le front du Jura externe est marqué par l'effondrement brutal du compartiment ouest. Ce mouvement vertical est probablement dû à l'activité de failles présentant un pendage important. Deux types de failles coexistent dans cette région: le chevauchement plat du Jura sur la Bresse et les failles normales bordières du bassin bressan. Tout se passe donc comme si les failles normales bordières de la Bresse étaient encore actives. On passe donc géographiquement très rapidement d'un domaine en compression, le Jura, à un domaine en extension, le bassin bressan en position de bassin flexural.

Au sud du secteur étudié, les mouvements verticaux dessinent une zone en surrection recouvrant le sud du Jura et la partie orientale du bassin du Bas-Dauphiné. D'après des données de sismique industrielle, la limite ouest de cette zone correspond à la limite de l'extension géographique des chevauchements et anticlinaux dans le bassin molassique du Bas-Dauphiné.

1.2. Le Jura interne.

Les comparaisons de nivellements ont permis d'y distinguer:

-la partie au nord de la faille de Morez, en Suisse, où les mouvements verticaux sont négligeables par rapport au bassin molassique;

-au sud de cet accident, en France, la partie de la Haute Chaîne où les mouvements verticaux montrent

une surrection très importante (2 mm / an) jusqu'à la cluse de Nantua,
-l'extrémité sud du Jura avec une surrection importante (1,7 mm / an).

L'absence de mouvements verticaux importants au nord de la faille de Morez peut être expliquée par le transfert du déplacement plus à l'ouest (en France) du Jura interne sur le Jura externe par l'intermédiaire de ce décrochement. Il convient de noter, qu'une surrection du Jura interne par rapport au bassin molassique existe ou a existé au cours du Quaternaire, au nord de la faille de Morez, comme le montre le déséquilibre de nombreux profils de rivières s'écoulant du Jura vers le bassin molassique.

Au sud de la faille de Morez, la partie orientale du Jura interne est marquée par une forte surrection et par l'absence de déformation horizontale notable. Tout se passe comme si, la surrection du Jura interne oriental était due à son passage passif sur une rampe. Nous liions cette surrection à l'activité du chevauchement du socle du Jura interne sur le socle du Jura externe. La partie occidentale du Jura interne est marquée par une forte compression horizontale E-W liée sans doute à l'émergence de chevauchements de couverture connectés au chevauchement du Jura interne ou à l'activité de rétrochevauchements.

Nous proposons que les chevauchements de couverture du Jura externe soient connectés à ce chevauchement de socle. En conséquence nous supposons que le socle du Jura interne chevauche le socle de l'avant-pays alpin avec une vitesse de 4 mm / an. Cet accident serait le chevauchement de socle le plus externe du système alpin et le plus jeune. Son jeu explique la culmination du Jura interne, permet de mieux comprendre comment la déformation de la fine couverture du Jura est possible. En effet, il est extrêmement difficile de propager la déformation jusqu'au front du Jura si le chevauchement de socle le plus externe est le chevauchement des massifs cristallins externes. La rampe du chevauchement de socle serait suivie par un plat sous le bassin molassique à 6,5 km de profondeur (7 km sous la surface).

CHAPITRE II: LA DEFORMATION EN COURS DANS LE BASSIN MOLASSIQUE FRANCO-SUISSE.

2.1. Aperçu général.

Les mouvements verticaux permettent de séparer dans le bassin molassique deux régions: celle située au nord du Salève, où les déplacements verticaux sont très faibles sur toute la largeur du bassin; et celle située au sud du Salève où cette "stabilité" est perturbée par des mouvements verticaux positifs

corrélés à l'émergence des premiers anticlinaux de rampe du Jura: le Salève, le Gros Foug. Ces mouvements verticaux révèlent l'activité des chevauchements qui portent ces anticlinaux. Ainsi, ces plis qui ont commencé à se structurer dès le Miocène seraient encore en formation. Cette hypothèse est confortée par la présence de la cluse du Fier à travers l'anticlinal du Gros Foug qui ne peut être expliquée que par la surimposition de ce cours d'eau au travers de l'anticlinal en surrection.

Après inversion du profil de déplacement vertical à travers le Salève, nous proposons une vitesse de déplacement horizontal de 2 mm / an sur la rampe qui porte l'anticlinal du Salève.

2.2. Les accidents NW-SE.

2.2.1. La faille du Vuache.

Au sud du Salève, la faille du Vuache recoupe dans toute sa largeur le sud du bassin molassique. Cet accident dirigé NW-SE s'étend depuis le Jura interne jusqu'à la cluse d'Annecy, entre les massifs subalpins des Bauges et des Bornes. La déformation finie sur cet accident est un décrochement sénestre avec une importante composante normale, le compartiment sud étant abaissé par rapport au compartiment nord (au nord, l'âge le plus récent de la molasse conservée remonte à l'Aquitainien, au sud les derniers dépôts sont datés du Miocène supérieur). Actuellement l'activité de cet accident est marquée par:

- une sismicité historique notable caractérisée par des événements à faible profondeur (décroissance macrosismique rapide) localisés à son extrémité nord-occidentale,
- un mécanisme au foyer qui admet deux solutions, une en faille normale, une en décrochement sénestre,
- les failles normales qui affectent le remplissage quaternaire du lac d'Annecy,
- des déformations affectant des terrains quaternaires sur le tracé de la faille,
- un abaissement du compartiment sud par rapport au compartiment nord montré par les mouvements verticaux actuels (Fig. 61) d'environ 0,6 mm / an.

Si l'importance du décrochement dans le jeu actuel de la faille du Vuache est mal connue, on peut néanmoins affirmer à la lumière de ces données, qu'actuellement il existe une composante normale importante qui se traduit par un abaissement du compartiment sud par rapport au compartiment nord.

2.2.2. Les failles du lac du Bourget.

Le nord du lac du Bourget est marqué par une sismicité historique très importante qui peut être mise, au moins en partie, en relation avec la grande

faille NNW-SSE qui affecte le remplissage quaternaire du lac du Bourget. Là encore, seule la composante verticale du jeu de cet accident peut être étudiée: le compartiment ouest est abaissé par rapport au compartiment est.

Au sud de ce même lac, les formations quaternaires sont affectées par une série de failles dont le dispositif semble dessiner une structure en fleur; elles marqueraient la présence d'un décrochement de direction N160°.

CHAPITRE III: LA DEFORMATION EN COURS DANS LE S MASSIFS SUBALPINS..

3.1. Les déplacements verticaux et la déformation horizontale à l'intérieur des massifs subalpins.

Ces massifs sont affectés par une importante surrection par rapport au bassin molassique. L'absence de déformation horizontale notable à l'intérieur de ces massifs indique que la surrection enregistrée n'est pas due à une déformation interne de ces massifs mais plutôt à un transport passif sur le chevauchement des massifs cristallins externes. Pour déterminer la géométrie du chevauchement de Belledonne par inversion d'un profil de mouvements verticaux nous prenons en compte les éléments suivants:

-le chevauchement du Salève est probablement connecté au chevauchement des massifs cristallins externes au niveau du Trias;

-le chevauchement du Jura interne sur le socle de l'avant-pays alpin est plat sous le bassin molassique à 7 km (6,5 km de profondeur) sous la surface et se connecte géométriquement au chevauchement de Belledonne.

Nous proposons donc qu'au-dessus de 6,5 km de profondeur, le déplacement sur le chevauchement de Belledonne est de 2 mm / an et qu'au-dessous la vitesse de déplacement est la somme de vitesse de déplacement sur la rampe du Salève et de la vitesse de déplacement sur la rampe du Jura interne c'est-à-dire 6 mm / an.

3.2. Une extension de part et d'autre de la cluse d'Annecy ?

Le déplacement très important du Parmelan (plus de 2 cm / an), point géodésique du sud des Bornes, relève plus probablement d'un effet de mauvaise configuration du réseau ancien ou d'un déplacement local que d'une réalité tectonique. Si le déplacement de ce point était d'origine tectonique, il existerait une extension très importante de part et d'autre du lac d'Annecy. Or, les mouvements verticaux ne présentent pas d'affaissements suffisamment importants pour rendre compte de cette extension. Les mouvements négatifs associés à la faille du Vuache sur laquelle pourrait être localisée cette déformation ne sont que de 0,6 mm / an.

CHAPITRE IV: LA DEFORMATION ACTUELLE DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES.

Les comparaisons de nivellements permettent d'établir que les massifs cristallins externes (Aar, Gothard, Aiguilles Rouges, Mont Blanc, Belledonne, Pelvoux, Mercantour) sont affectés par une surrection d'environ 1, 5 mm / an par rapport à leur avant-pays. Cette surrection généralisée peut être mise en relation avec le chevauchement crustal de ces massifs sur l'avant-pays alpin.

Entre l'Aar et le Gothard au nord, et les Aiguilles Rouges et le Mont Blanc au sud, il existe une structure décrochante E-W marquée par de nombreux séismes. Cet accident transforme le déplacement entre le chevauchement de l'Aar - Gothard et le chevauchement des Aiguilles Rouges - Mont Blanc. L'inversion d'un profil de surrection à travers le massif des Bornes (Jouanne et al., 1994) indique que la vitesse de déplacement sur le chevauchement crustal de Belledonne serait de 6 mm / an, l'essentiel de la convergence Afrique/Europe serait absorbé sur ce chevauchement.

CHAPITRE V: LA DEFORMATION ACTUELLE DES ZONES INTERNES.

Malgré le peu d'éléments dont nous disposons pour caractériser la déformation actuelle dans les zones internes des Alpes nord-occidentales, il semble, à la lumière de quelques indices néotectoniques, que la limite entre le Briançonnais interne et le Briançonnais externe soit, en Vanoise, le siège d'un jeu normal-dextre.

Remerciements.

Je tiens à remercier chaleureusement Gilles Ménard et Marc Tardy de m'avoir confié ce passionnant sujet de recherche: étudier comment bougent nos montagnes!

Le premier sera remercié pour sa fougue, sa passion dévorante pour la recherche et ses bons gâteaux, le second pour sa pondération, qui permet de prendre le recul nécessaire au scientifique, et pour sa grande connaissance de la belle chaîne alpine.

Mes remerciements iront surtout à Dominique Jault pour son aide précieuse dans l'élaboration des tests statistiques divers et variés que nous avons utilisés dans la comparaison de triangulations historiques, pour sa grande disponibilité et pour son dévouement.

Ce travail n'aurait pas pu être réalisé sans le soutien de Messieurs C. Boucher et M. Lepape, P. Willis de l'Institut Géographique National qui m'ont permis de disposer des données de triangulation et de nivellement mais aussi d'avoir accès à la chaîne de compensensation RSG. Tous mes remerciements vont aussi à D. Maillard, D. Marcel, J-C. Nothere et bien d'autres qui m'ont formé et conseillé à la consultation des registres anciens et récents et à l'emploi de la chaîne de calcul RSG.

Je dois aussi beaucoup à Kurt Feigl qui m'a apporté ses conseils dans cette étude et qui m'a fait l'amitié de bien vouloir rapporter sur ce manuscrit.

Je tiens aussi à témoigner ma gratitude au Professeur Jacques Angelier pour avoir regardé de son oeil critique ce manuscrit.

Je remercie le Professeur M. Kasser d'avoir bien voulu accorder beaucoup d'intérêt à ce travail et d'avoir accepté la charge de rapporteur.

Mes remerciements vont aussi à Monsieur M. Lepape pour m'avoir accueilli à l'IGN et avoir accepté d'examiner ce travail.

Je tiens à remercier le Professeur P. Tapponnier, qui me fait l'honneur de juger ce travail.

Je n'oublie pas non plus le Professeur G. Perrier qui a bien voulu participer à ce jury.

Mes remerciements iront bien sûr à Thierry Villemin, pour son soutien sans cesse renouvelé en informatique, sa disponibilité de chaque jour et sa bonne humeur. Comment oublierais-je Christian Beck qui a su m'accueillir avec chaleur, et me donner un autre aperçu de la tectonique actuelle par l'étude de nos beaux lacs?

Mes remerciements chaleureux vont à tous les enseignants-chercheurs de la "maison" Serge, Pierre-Louis, Michel, Marc... qui ont su rendre légère ma charge d'enseignement.

Enfin, je n'oublierai pas Françoise et André qui m'ont apportés un soutien efficace dans la réalisation de ce manuscrit et tous les "jeunes" du laboratoire: Xavier, Christian et Chrystel pour leur soutien dans les moments durs et leur amitié.

Enfin, je tiens à remercier très chaleureusement Claire, pour son aide précieuse, son soutien chaque jour renouvelé.

A Claire, ma femme et Hadrien, mon fils.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.

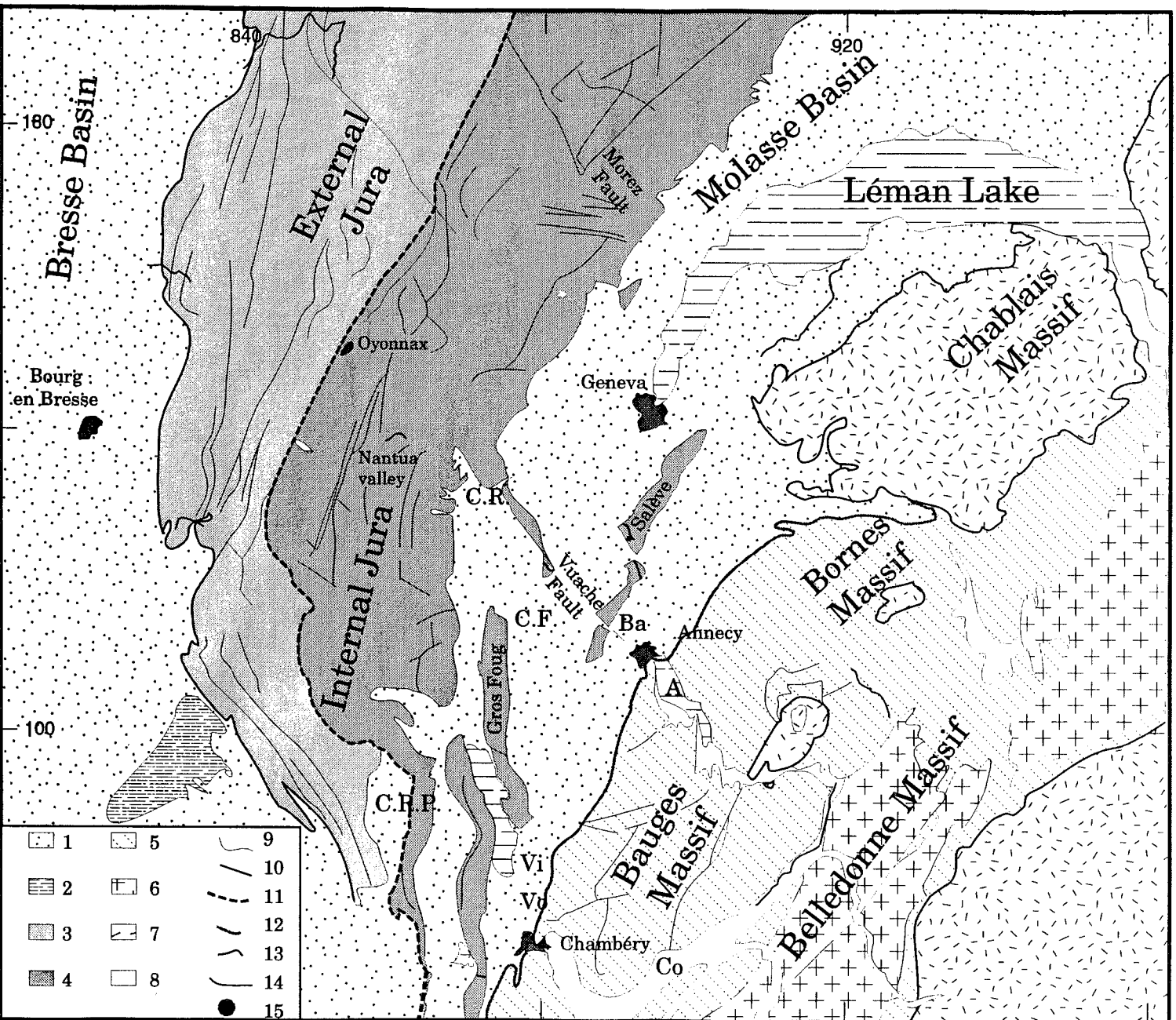
- ABOURS S. (1979). - Apport du nivellement à la mise en évidence des mouvements verticaux de la croûte terrestre application à la région Pyrénées - Aquitaine. *Thèse de troisième cycle Université Louis Pasteur, Strasbourg.*
- AHORNER Z., MURAWSKI H. & SCHNEIDER G. (1972). - Sismotektonische Traverse von der Nordsee bis zum Apennin, *Geol. RdSch.*, p 9154-942.
- ARGAND E. (1922). -La tectonique de l'Asie. *Congrès de Bruxelles.*
- ARPIN R., GRATIER J.P. & THOUVENOT F. (1988). - Chevauchements en Vercors et Chartreuse déduits de l'équilibrage de données géologiques et géophysiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, p. 1779-1789.
- AUBERT D. (1956). -Hydrographie ancienne et tectonique récente de la gorge de l'Orbe, *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.* 66/291:259-271.
- AUBOUIN J., BROUSSE R. & LEHMAN J.-P. (1968). - *Précis de géologie, tome III, tectonique, morphologie, le globe terrestre, Ed. Dunod université.*
- BALLING N. & BANDA E. (1992). - Europe's lithosphere - recent activity, In: Blundell D., Freeman R. et Mueller S (ed.), *A continent revealed, the European Geotraverse*, p. 124-131, Cambridge University Press.
- BALLING N. (1980). - The land uplift in Fennoscandia, gravity field and isostasy, In: N.-A. Mörrer (ed.), *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*, p. 251-284, John Wiley and Sons, New York.
- BECK C., ROCHETTE P. & TARDY M. (1992). - Intercalation de niveaux destructurés par des secousses sismiques dans des varves quaternaires des Alpes Nord-Occidentales: application au risque sismique, *C. R. Acad. Sci. Paris* 315, II, p. 1525-1532.
- BETHOUX N. (1992). - Mécanismes au foyer et néotectonique: application à la mer Ligure (Méditerranée occidentale); *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, p. 97-104.
- BIBBY H. M. (1982). - Unbiased estimate of strain from triangulation data using the method of simultaneous reduction, *Tectonophysics*, 82, p. 161-174.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. & LE PICHON X. (1977). - From the Tethys ocean to the mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. *Internat. Symp. on the structure history of the mediterranean basins. Split, Biju-Duval et Montadert ed.*, p. 143-164.
- BILLIRIS H., PARADISSIS D., VEIS G., ENGLAND P., FEATHERSTONE W., PARSONS B., CROSS P., RAYSON M., SELLERS P., ASHKENAZI V., DAVISON M., JACKSON J. & AMBRASEYS N. (1991). - Geodetic determination of tectonic deformation in central Greece from 1900 to 1988, *Nature*, Vol. 350, 14 Mars.
- BLANC E. (1991). - Evolution sédimentaire syntectonique au front d'une chaîne de collision en environnement littoral. Le cas du Miocène (molasse marine) de la région de Chambéry, France, *D.E.A Univ. Savoie.*
- BLES J. L., GHAFIRI A. & SAURET B. (1993). - Mise en évidence de déplacements horizontaux subactuels au voisinage des chevauchements du Briançonnais interne (massif de l'Aiguille Grive, Savoie), *Géologie Alpine, série spéciale "colloques et excursions" n°2, résumés du géoatelier "Mesure de la déformation récente et actuelle." Chambéry, Mai 1993*, p. 10-11.
- BLUNDELL D., MUELLER S. & MENGEL K. (1992). - Geodynamics of Europe, In: Blundell D., Freeman R. et Mueller S (ed.), *A continent revealed, the European Geotraverse*, p. 215-231, Cambridge University Press.
- BORDET P. (1970). - Les failles vivantes des Grands Moulins (massif cristallin externe de Belledonne), *Géologie Alpine*, t. 46, p. 43-47.
- BOSSOLASCO M., CICCIONI G., EVA C., PASQUALE V. (1972). - La rete sismica dell'Instituto Geofisico di Genova e primi risultati sulla sismotettonica delle Alpi marittime e occidentali e del Mar ligure, *Riv. ital. Geofis.*, 23, p. 57-63.
- BRUNNER F. K. (1979). - On the analysis of geodetic networks for the determination of the incremental strain tensor, *Survey Review*, 25, p. 56-67.
- BUTLER R.W.H., MATTHEWS S.J., & PARISH M. (1986). - The NW external Alpine thrust belt and its implication for the geometry of the Western Alpine Orogen. In: Coward M.P., Dietrich D. and Park R.G. (eds), *Alpine tectonics. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 19, p 245-260.
- CHAUVE P. (1975). - *Guide géologique régional du Jura, édité par Massc. & Cie.*
- CHRZANOWSKI A., YONG-QI C & SECORD J. M. (1982). - On the analysis of deformation surveys. *Fourth Canadian Symposium on Mining Surveying and Deformation Movements, Banff, Alberta, Canada.*
- CRITTENDEN M. D. JR. (1966). - New Data on the Isostatic deformation of Lake Bonneville. *U.S. Geol. Survey. Prof Paper* 454-E, 31p.
- CUSHING M., GRELLET B., COMBES PH. & GRANIER TH. (1993) - Ruptures de surface en France dans le plio-quaternaire *Troisième colloque National AFPS, St-Rémy-lès-Chevreuse*
- DARMENDRAIL X., MENARD G., & TARDY M. (1993). - Résultats préliminaires d'une étude des marqueurs géomorphologiques des mouvements verticaux actuels le long du sillon subalpin (Alpes Occidentales, France). *In press in Bull. Soc. Géol. du Bassin d'Aquitaine.*
- DE BATIST M., BECK C., VAN RENSBERGEN P., TARDY M., MENARD G., JOUANNE F., VAN HEUVERSWEYN E. & CASTEL R. (1992). - Enregistrement d'une activité sismo-tectonique récente dans les sédiments du lac du Bourget, *Abstract, 14th R.S.T. Soc. Géol. Fr.*
- DEICHMANN N. & BAER M. (1990). - Earthquake focal depths below the Alps and northern Alpine foreland of Switzerland. In: *The European Geotraverse: Integrative Studies. Sed. by*

- Freeman R., Giese P. & Mueller St.), *European Science Foundation, Strasbourg, France*, p. 277-288.
- DEICHMANN N. (1992). - Recent seismicity of the northern Alpine foreland of Switzerland. *Eclogae geol. Helv.*, 85/3, 701-705.
- DELAUNAY A. & RAMPNOUX J.P. (1981). - Les déformations au front des massifs des Bornes et des Bauges: analyse de la tectonique cassante de l'avant-pays savoyard (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXIII, n° 2, p. 203-212.
- DELOUIS B., HAESSLER H., CISTERNAS A. & RIVIERA L. (1993). - Stress tensor determination in France and neighbouring regions, *Tectonophysics*, 221, p. 413-417.
- DENTON G.H. & HUGHES T. J. (1981). - The last Great Ice Sheets. *Wiley, Chichester*.
- DEVILLE E., BLANC E., TARDY M., BECK C., COUSIN M., & MENARD G., (1993). - Thrust propagation and syntectonic sedimentation in the Savoy tertiary molasse basin (Alpine foreland), submitted to *EAPG spec. public. n°4 "Exploration and petroleum geology of France" (A. Mascle Ed.)*.
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.W. & KNOTT S.D., (1989). - Kinematics of the western Mediterranean. In: Coward M.P., Dietrich D. and Park R.G. (eds), *Alpine tectonics. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 45*, p 265-283.
- DEWEY J.F., PITMAN W.C., RYAN W.B.F., BONNET J. (1973). - Plate tectonics and the evolution of the alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 3137-3180.
- DIEBOLD P. & MÜLLER W. H. (1985). - Szenarien der geologischen Langzeitsicherheit: Risikoanalyse für ein Endlager für hochaktive Abfälle in Nordschweiz. *Technischer Bericht 84-26*, Nagra.
- DREW A.R. & SNAY R. A. (1987). - DYNAP: The Crustal Dynamics Adjustment Program. software version 1.0 *Natl. Geod. Surv., Rockville. MD*.
- EVA C., AUGLIERA P., CATTANEO M. & GIGLIA G. (1990). - Some considerations on seismotectonics of northwestern Italy. In: *The European Geotraverse: Integrative Studies. Sed. by Freeman R., Giese P. & Mueller St.), European Sci. Foundation, Strasbourg, France*, p. 277-288.
- FEIGL K., KING W, JORDAN T. (1990). - Geodetic Measurement of Tectonic Deformation in the Santa Maria Fold and Thrust Belt, California, *J. Geophys. Res.*, Vol. 95, n° B3, p. 2679-2699.
- FIELDSKAAR W. & CATHLES L. (1991). - The present rate of uplift of Fennoscandia implies a low-viscosity asthenosphere, *Terra Nova*, 3, p. 393-400.
- FOURNIGUET J. (1977). - Mise en évidence de mouvements néotectoniques actuels verticaux dans le sud-est de la France, par comparaison de nivellements successifs, *Mémoire du B.R.G.M n°12*.
- FOURNIGUET J. (1987). - Géodynamique actuelle dans le Nord et le Nord-Est de la France, apport des comparaisons de nivellements, *Mémoire du B.R.G.M n°12*.
- FRANCK P., WAGNER J.-R., ESCHER A. & PAVONI N. (1984). - Evolution des contraintes tectoniques et sismicité dans la région du col du Sanetsch, Alpes valaisannes helvétiques, *Eclogae geol. Helv.*, v. 77, n°2, p. 383-393.
- FRANK F.C. (1966). - Deduction of Earth strains for surveys data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 56, p. 35-42.
- FRECHET J. & PAVONI N. (1979). - Etude de la sismicité de la zone briançonnaise entre Pelvoux et Argentera (Alpes Occidentales) à l'aide d'un réseau de stations portables. *Eclog. geol. Helv.*, 72, 3, p. 763-769.
- FRECHET J. (1978). - Sismicité du SE de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique. *Thèse 3ème Cycle. Grenoble*.
- FUJII Y. (1993). - Vertical crustal movement in the Boso peninsula, South Kanto, Japan, as deduced from the adjustment of a geodetic network with signals, *Tectonophysics*, 218, p. 309-322.
- GLANGEAUD L. (1951). - Les problèmes du Jura. In: Réunion extraordinaire de la Soc. géol. Fr. dans le Jura Franco-Suisse, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, p. 765-770.
- GOGUEL (1969). - Des failles quaternaires à Peisey (Savoie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XI, p. 35-39.
- GOURLAY P. & RICOU L. E. (1983). - Le décrochement dextre tardif de la structure de Chamonix (Alpes françaises et suisses), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 296, p. 927-932.
- GREINER G. & ILLIES H. (1977). - Central Europe: Active or Residual Tectonic Stresses. *Pageoph.*, 115, p. 11-26.
- GRÜNTAL G. & STROMEYER D. (1992). - The Recent Crustal Stress Field in Central Europe: Trajectories and Finite Element Modeling, *J. Geophys. Res.*, vol. 97, n°B8, p. 11805-11820.
- GUBBLER E., KAHLE H.G., KLINGELE E., MUELLER S. & OLIVIER R. (1981). - Recent crustal movements in Switzerland and their geophysical interpretation. *Tectonophysics*, 71, p. 125-152.
- GUELLEC S., MUGNIER J. L., TARDY M. & ROURE F. (1990). - Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross section. In: Roure F., Heizmann P. and Polino R., Eds., *Deep structures of the Alps. Mem. Soc. Géol. Fr., Paris, 156; Mém. Soc. géol. suisse, Zürich, 1; Vol. spec. Soc. Geol. It., Roma*, p. 203-216.
- GUYOTON F. (1991). - Sismicité et structures lithosphériques des Alpes occidentales: relocalisation et résidus télésismiques. *Thèse, Univ. sci. technol. médic., Grenoble*, 290 p.
- HABIB, A.F., A. M. (1966). - Studien über die Ermittlung von Krustenbewegungen in der Schweiz auf Grund der Triangulation erster Ordnung, *Diss. No 3790, ETH, Zürich*.
- HAESSLER H., HOANG-TRONG P., LEGROS Y. (1985). - L'événement sismique du 19 février 1984 en Provence Occidentale: séismo-tectonique ou coup de terrain minier? dans *Seismic activity in western Europe*, P. Melchior, p. 223-232.
- HAST N. (1973). - Global measurements of absolute stress, *Phil. Trans. R. Soc.*, 274, p. 409-419.
- HAST N. (1980). - In situ stress measurements. Stress field, Fracture Systems and the Mechanism for Movements in the Gneiss-Granite Area of the Mont Blanc Massif. *Rock Mechanics, sup. 9*, p. 183-192.
- HOANG-TRONG P., WITTLINGER G. & HASSLER H. (1977). - Etude de la sismicité par un réseau sismologique local: application à l'arrière-pays niçois (Alpes maritimes), *rapport INAG*.
- HOLDAHL S. (1975). - Models and strategies for computing vertical crustal movements in the United States, *Int. Symp. on recent crustal movements, XVIème ASS. GEN. UGGI, Grenoble, France*.

- HUBBARD M. & MANCKTELOW N. (1992). - Southwest-directed, orogen-parallel displacement during Neogene convergence in the western and central Alps, *Géologie Alpine. Série spéciale "colloques et excursions" n°1, 1992*.
- JAEGER J. C. (1969). - Elasticity, fracture and flow. Methuen, London.
- JOUANNE F., MENARD G. & JAULT D., (1994). - Present-day deformation measurement in the French-northwestern Alps/southern Jura Mountains: data from triangulations comparison, *Geophys. J. Int.*
- JOUANNE F., MENARD G. & DARMENDRAIL X., (1994). - Present-day vertical displacements in the NW Alps and southern Jura: data from levellings comparison, accepted by *Tectonics*.
- KASSER M. (1989). - Un nivellement de très haute précision: la traversée Marseille-Dunkerque 1983. *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 309, Série II, p. 695-700*.
- KASSER M., RUEGG J. C., LESAGE P., ORTLIEB L., PAGARETE J., DUCH N., GUERRERO J. & ROLDAN J. (1987). - Geodetic measurements of plate motion across the central Gulf of California, *Geophys. Res. Lett.*, 14, P. 5-8.
- KOBOLD F. & HABIB A. F. (1966). - Über einen Versuch, aus dem Vergleich der Landestriangulation erster Ordnung von 1911 bis 1916 mit der Gradmessungstriangulation von 1860 bis 1879 nachzuweisen Krustenbewegungen in der Schweiz nachzuweisen, *Schweizerische Zeitschrift für Vermessung, Photogrammetrie und Kulturtechnik*, 64, 228-244.
- LACHAIZE M. (1979). - Contribution à l'étude sismotectonique du Jura et des bordures de la Bresse. *7ème Réunion. Sc. Terre, S.G.F.*, p. 346.
- LACHAIZE M. (1982). - Mécanismes au foyer de séismes récents du Jura et de ses bordures. *9ème Réunion. Sc. Terre, S.G.F.*, p. 346.
- LAMBECK K. (1988). - Geophysical Geodesy, The Slow Deformations of the Earth. *Oxford Science Publication*.
- LAUBSCHER H.P. (1961). - Fernschubhypothese der Jurafaltung. *Eclogae Geol. Helv., Basel*, 54, p. 221-282.
- LAUBSCHER H.P. (1972). - Some overall aspects of the Jura dynamics, *Am. J. Sci., Washington*, 272, p. 293-301.
- LEVALLOIS J. J. (1972). - Sur la mise en évidence d'un mouvement de surrection des massifs cristallins alpins, *Bull. Géodésique*, n°105.
- LYON-CAEN H. & MOLNAR P. (1989). - Constraints on the deep structure and dynamic processes beneath the Alps and adjacent regions from an analysis of gravities anomalies. *Geophys. J. Int.*, 99, p. 19-32.
- MAILLARD D. (1990). - Procédés de mise en évidence de déplacements de terrain, *Mémoire présenté pour l'admission au grade d'ingénieur des travaux géographiques et cartographiques de l'état (IGN)*.
- MARGRAVE G. F. & NYLAND E. (1980). - Strain from repeated geodetic surveys by generalized inverse methods, *Can. J. Earth Sci.*, 17, p. 1020-30.
- MAYER-ROSA D. & PAVONI N. (1977). - Fault plane solutions of earthquakes in Switzerland from 1971 to 1976, *Publis. Inst. Pol. Acad. Sci.*, A-5, 116, p. 321-326.
- MENARD G. & THOUVENOT F. (1984). - Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes d'Ivrea, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 5 Ser. 26, p. 875-884.
- MENARD G. & THOUVENOT F. (1987). - Coupes équilibrées crustales: méthodologie et application aux Alpes Occidentales, *Geodinamica Acta 1*, p. 35-45.
- MENARD G. & MOLNAR P. (1988). - Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Paleozoic European basin and range province. -*Nature, London*, 334, 6179, p. 235-237, .
- MENARD G. (1988). - Structure et cinématique d'une chaîne de collision les Alpes occidentales et centrales, Thèse d'état, *Université J. Fourier de Grenoble*.
- MEYER B. & LACASSIN R. (1993). - The Basel 1356 earthquake: a large magnitude thrust event along the Jura front?, *Terra abstract*, p. 263.
- MOLNAR P. (1987). - Inversion of profiles of uplift rates for the geometry of dip-slip faults at depth, with examples from the Alps and the Himalaya. *Annales Geophysicae*, 5B, (6), p. 663-670.
- MONTJUVENT G., NICOUD G. (1988). - Interprétation de la déglaciation rhodanienne au Würm, des moraines <<internes>> à la cuvette lémanique. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, p. 129-140.
- MONTJUVENT G., NICOUD G. (1988). - Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français: synthèses et réflexions. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, p. 147-156.
- MÖRNER N.A. (1990). - Glacial isostasy and long term crustal movements in Fennoscandia with respect to lithospheric and asthenospheric processes and properties. *Tectonophysics*, 76, 13-24.
- MÖRNER N.A. (1977). - The fennoscandinavian uplift: geological data and their geodynamic implication. In: Earth rheology and late Cenozoic isostatic movements. 31 July - 8 August 1977 - *Intern. Symp. Geol. Instit. Stockholm University. Abstracts* p. 79 - 92.
- MÖRNER N.A. (1980). - The fennoscandinavian uplift: geological data and their geodynamic implication. In: N.-A. Mörner (ed.), *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*, p. 251-284, *John Wiley and Sons, New York*.
- MUELLER ST. (1989). - Deep-reaching geodynamic processes in the Alps. In: Coward M.P., Dietrich D. and Park R.G. (eds), *Alpine tectonics. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 19, p 30-28.
- MÜLLER B., ZOBACK M. L., FUCHS K., MASTIN L., GREGERSEN S., PAVONI N., STEPHANSSON O. & GREGERSEN S. (1992). - Regional Patterns of Tectonic Stress in Europe, *J. Geophys. Res.*, vol. 97, n° B8, p. 11783-11803.
- MUGNIER J.-L., GUELLEC S., MENARD G., ROURE F., TARDY M. & VIALON P. (1990). - Crustal balanced cross-sections through the external Alps deduced from the Ecos profile. In: Roure F., Heitzmann P. and Polino R., Eds., *Deep structures of the Alps. Mem. Soc. Géol. Fr., Paris*, 156; *Mém. Soc. géol. suisse, Zürich*, 1; *Vol. spec. Soc. Geol. It., Roma*, p. 206-215.
- MUGNIER J.L. & VIALON P. (1986). - Deformation and displacement of the Jura cover on its basement. *J. Struct. Geol., Oxford*, 8, 314, p. 167-180.
- NICOUD G. (1985). - Les complexes fluvio-glaciaires de l'avant-pays savoyard (France), *Bull. Assoc. Fr. pour l'étude du quaternaire*, 2-3, p. 151-157.

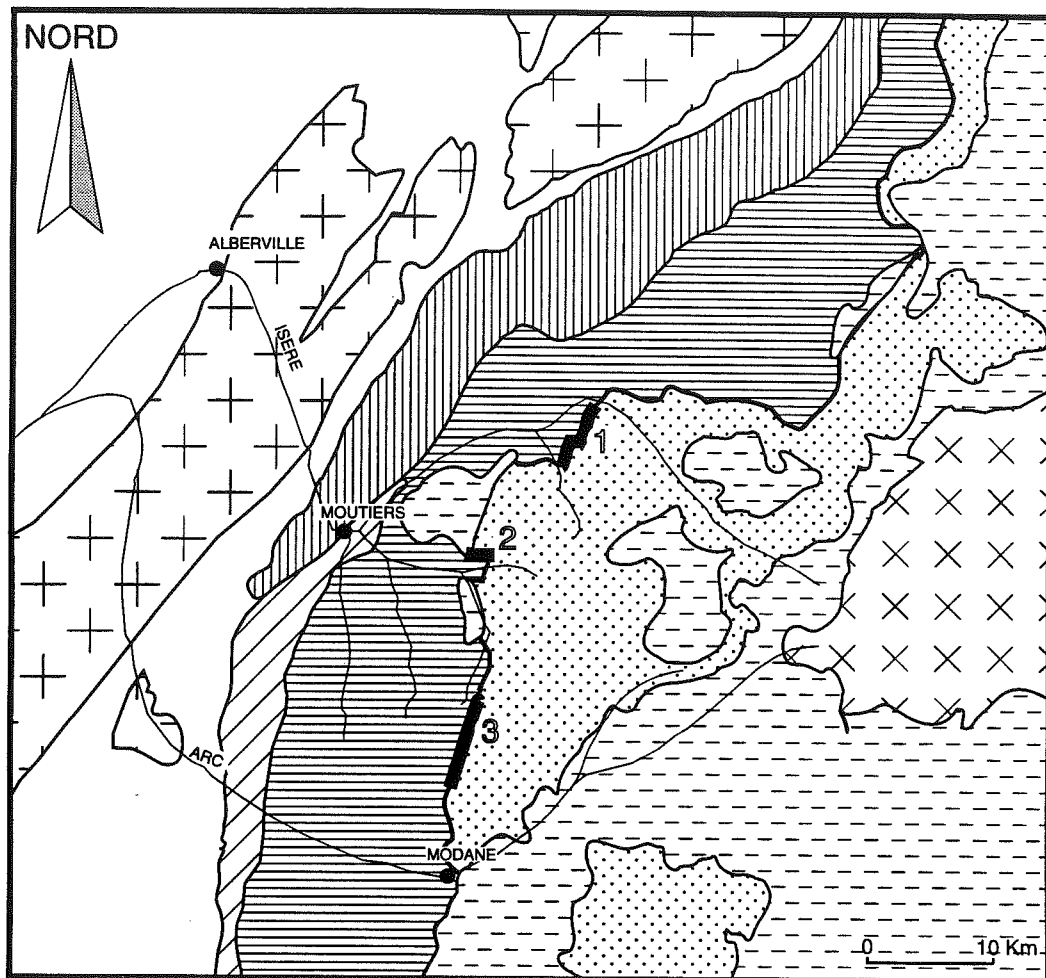
- OLIVET J.L. (1978). - Nouveau modèle et évolution de l'Atlantique nord et central, *Thèse sc., Paris*.
- ORTILEB L., RUEGG J. C., ANGELIER J., COLLETTA B., KASSER M. & LESAGE P. (1989). - Geodetic and tectonic analyses along an active plate boundary: the central gulf of California. *Tectonics, Vol. 8, n°3, p. 429-441*.
- PAVONI N. (1961). - Faltung durch horizontal verschiebung. *Eclogae geol. Hel.*, 54, p. 515-534.
- PAVONI N. & PETERSCHMIDT E. (1974). - Das Erdbeben von Jeure vom 21. Juni 1971 und seine Beziehungen zur Tectonik des Faltenjura, *Approches to Taphrogenesis Illies and Fuchs (Ed.), Schweitzerbart, Zurich, p. 322-329*.
- PAVONI N. (1977a). - Erdbeben im Gebiet der Schweiz, *Eclogae geol. Hel.*, 70, 2, p. 351-370.
- PAVONI N. (1977b). - An investigation of micro-earthquakes activity in the Central Valais (Swiss Alps), *Publis. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci., A-5, 116, p. 317-320*.
- PAVONI N. & MAYER - ROSA D. (1978). - Seismotektonische Karte der Schweiz 1:750000. *Eclogae geol. Hel.*, v 71/2, 293-295.
- PAVONI N. (1987). - Zur seismotectonick Nordschweiz, *Eclogae geol. Hel.*, 80 p. 461-472.
- PAVONI N. & ROTH P. (1990). - Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps, results of microearthquake investigations 1983-1988. In: Roure F., Heitzmann P. and Polino R., Eds., Deep structures of the Alps. *Mem. Soc. Géol. Fr., Paris, 156; Mém. Soc. géol. suisse, Zürich, 1; Vol. spec. Soc. Geol. It., Roma, p. 203-216*.
- PAVONI N. (1990). - Seismicity and fault-plane solutions along the EGT: data selection and representation as illustrated by the seismicity of Switzerland. In: R. Freeman and St. Mueller (eds), *Sixth EGT workshop: Data compilations and synoptic interpretation, p. 341-348, European Science Foundation, Strasbourg, France*.
- PIFFNER A. (1992). - Alpine orogeny, In: Blundell D., Freeman R. et Mueller S (ed.), *A continent revealed, the European Geotraverse, p. 124-131, Cambridge University Press*.
- PHILIPPE Y. (1993). - Transfer zone in the Southern Jura Thrust Belt (Eastern France): Geometry, Development and Comparison with Analogue Modelling Experiments. Submitted to *EAPG special publication n°4 "Exploration and petroleum geology of France" (A. Mascle Ed.)*.
- PRESCOTT W. (1981). - The determination of displacements field from geodetic data along a strike slip fault, *J. Geophys. Res.*, vol. 86, n° B7, p. 6067-6072.
- PRESCOTT W.H., SAVAGE J.C. & KINOSHITA W.T. (1979). - Strain accumulation in the western United States between 1970 and 1978, *J. Geophys. Res.*, 84, p. 5423-5435.
- RATSCHBACHER L., FRISCH W., LINZER H.G., & MERLE O. (1991). - Lateral extrusion in the Eastern Alps: part 1: boundary conditions and experiments scaled for gravity, *Tectonics, 10, p. 245-256*.
- REILLY W. I. & GUBLER E. (1990). - Crustal strain in Switzerland 1870-1970, *Geophys. J. Int.*, 103, 251-256.
- ROCHETTE P., MONTJUVENT G. & BECK C. (1991). - Semiperiodic catastrophically disturbed layers in Pleistocene varved clays from Gresivaudan, S.E. France: inferences on to day's seismic hazard, *Terra Abstract, 3:178*.
- ROTHER E. (1941). - Universität de Strasbourg, *Annales de l'Institut de Physique du Globe, tome III*.
- ROTHER E. (1967). - Universität de Strasbourg, *Annales de l'Institut de Physique du Globe, tome VIII*.
- ROTHER E. (1972). - Universität de Strasbourg, *Annales de l'Institut de Physique du Globe, tome IX*.
- ROURE F., POLINO R., & NICOLISH R. (1990). - Early Neogene deformation beneath the Po plain: constraints on post-collisional Alpine evolution. In: Roure F., Heitzmann P. & Polino R., Eds., Deep structures of the Alps. *Mem. Soc. Géol. Fr., Paris, 156; Mém. Soc. géol. suisse, Zürich, 1; Vol. spec. Soc. Geol. It., Roma, p. 309-322*.
- RUMPF W. E. & MEURISCH H. (1981). - Systematische Änderungen der Ziellinie eines Präzisionskompensator-nivelliers insbesondere der Zeiss Ni-1 durch magnetische gleich- und wechselfelder. *Proc. 16 Fed. Int. Géométrés Congress, Montreux, Switzerland*.
- SAMBETH U. (1984). - Seismotektonische Untersuchungen im Gebiet des Genfer Beckens, *Diplomarbeit, Eidgenössische Technische Hochschule, Zürich*.
- SAVAGE J.C. (1983). - Strain accumulation in the western United States, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 11, 11-43.
- SAVOSTIN L. A., SIBOUET J.-C., ZONENSHAIN L.P., LE PICHON X., & ROULET (1986). - Kinematic evolution of the Thetis belt from the Atlantic Ocean to the Pamir since the Triassic. *Tectonophysics, 123, p. 1-35*.
- SCHAEER J.-P. & JEANRICHARD F. (1974). - Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses, *Eclogae geol. Hel.*, v 67/1, 101-119.
- SCHAEER J.-P., BURKHARD M., TSCHANZ X., GUBLER E. & MATHIER J.-F. (1990). - Morphologie, contraintes et déformations dans le Jura central interne. *Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences naturelles, t. 113, 1990*.
- SCHMIDT S. (1992). - Geodynamic evolution of the Alps along the european geotraverse. Part1: pennine units and deep structure. *Géologie Alpine, série spéciale "colloques et excursions" n°1, résumés du géoatelier alpin Grenoble, Novembre 1992, p. 86*.
- SEGALL P. & MATTHEWS P. V. (1988). - Displacements calculation from geodetic data and the testing of geophysical deformation models, *J. Geophys. Res.*, 93, B12, p 14954-14966.
- SIMKIN T., TILLING R., TAGGART J., JONES W & SPALL H. (1989). - This dynamic planet: world map of volcanoes, earthquakes, and plate tectonics, *US Geological Survey/Simthsonian Institute, USA*.
- SNAY R. A., CLINE M.W. & TIMMERMAN E. L. (1983). - Regional deformation of the earth model for the San Diego Region, California, *J. Geophys. Res.* 88, p. 5009 - 5024.
- SOOM M. A. (1990). - Abkühlungs - und Hebungsgeschichte der Externmassive und der penninischen Decken beidseits des Simplon - Rhône - Linie seit dem Oligozän: Spätspurdaterungen an apatit/ Zircon und K-Ar - Datierungen an Biotit/Muscovit (Westliche Zentralalpen), *Inauguraldissertation der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät des Universität Bern zur Erlangung der Doktorwürde*.








- TAPPONNIER P. (1977). - Evolution en poinçonnement du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XIX, 3, p. 437-460.
- TARDY M., DEVILLE E., FUDRAL S., GUELLEC S., MENARD G., THOUVENOT F. & VIALON P. (1990). - Interprétation structurale des données du profil de sismique réflexion profonde Ecors-Crop Alpes entre le front Pennique et la ligne du Canavèse (Alpes Occidentales). In: Roure F., Heitzmann P. & Polino R., Eds., Deep structures of the Alps. *Mem. Soc. Géol. Fr., Paris, 156; Mém. Soc. géol. suisse, Zürich, 1; Vol. spec. Soc. Geol. It., Roma, p. 217-226.*
- THOUVENOT F. & MENARD G. (1988). - Allochtony of the Chartreuse Subalpine massif: Seismic constraints, *J. Struct. Geol.*
- THOUVENOT F., FRECHET J., GUYOTON F., GUIGUET R., JENATTON L. (1990). - Sismalp: an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps. *Cahier du centre européen de Géodynamique et de Séismologie, Vol. 1, p. 1-10.*
- TRÜMPY R. (1980). - Switzerland - An outline of the Geology of Switzerland, *26e congrès intern., livret-guide d'excursion*, édité par *Schweizerische Geologische Kommission Wepf & Co. publishers, Basel - New York.*
- VAN RENSBERGEN P., DE BATIST M., BECK C. & VAN HEUVERSWEYN E. (1991). - Aperçu de la structure et du remplissage lacustre du lac du Bourget par sismique haute résolution, *3ème Congrès de sédimentologie*, p. 285. Brest.
- VAN RENSBERGEN P., DE BATIST M., BECK C. & VAN HEUVERSWEYN E. (1991). - Aperçu de la structure et du remplissage lacustre du lac du Bourget par sismique haute résolution, *3ème Congrès de Sédimentologie* p. 285. Brest.
- VAN RENSBERGEN P., DE BATIST M., BECK C. (1992). - Detailed analysis of debris flow deposits on high-resolution seismic profiles on Lake Le Bourget (French Alps). *Intern. Assoc. Sedimentologists, 13th Reg. Meet., Iéna.*
- VERNEY J.-P. & HORN R. (1971). - Etudes sédimentologiques et structurales de la partie occidentale du lac Léman par la méthode sismique à réflexion continue, *Eclogae geol. Helv. Vol 64/2, p. 291-317.*
- WELSCH W. (1979). - A review of the adjustment of free networks, *Gt. Brit. Surv. Rev.*, 25 (194), p. 167 - 180.
- WERNER D. & GUDMUNDSSON H. (1992). - Four geodynamic profiles crossing the Alps, *in prep.*
- WERNER D. (1985). - A two-dimensional geodynamic model for the southern segment of EGT. In: Galson, D & Mueller, St. (eds). *Second EGT Workshop - The Southern Segment. European Science Foundation (Strasbourg, France).*



Annexe 1. Localisation des indices de déformation quaternaire et des anomalies du réseau hydrographique.

1: bassin molassique; 2: couverture mésozoïque non déformée; 3: Jura externe; 4: Jura interne; 5: massifs subalpins; 6: massifs cristallins externes; 7: zones internes; 8: formations quaternaires des vallées alpines; 9: failles; 10 chevauchement frontal du Jura; 11: limite Jura externe/Jura interne; 12: front subalpin; 13: chevauchement pennique frontal; A: lac d'Annecy; B: lac du Bourget; Co: Combe de Savoie; Ba: Balme de Sillingy; Vo: Voglans; Vi: Vivier du Lac; C. F.: cluse du Fier; C.R.: cluse du Rhône; C.R.P.: cluse du Rhône à travers l'antichenal de Parves.



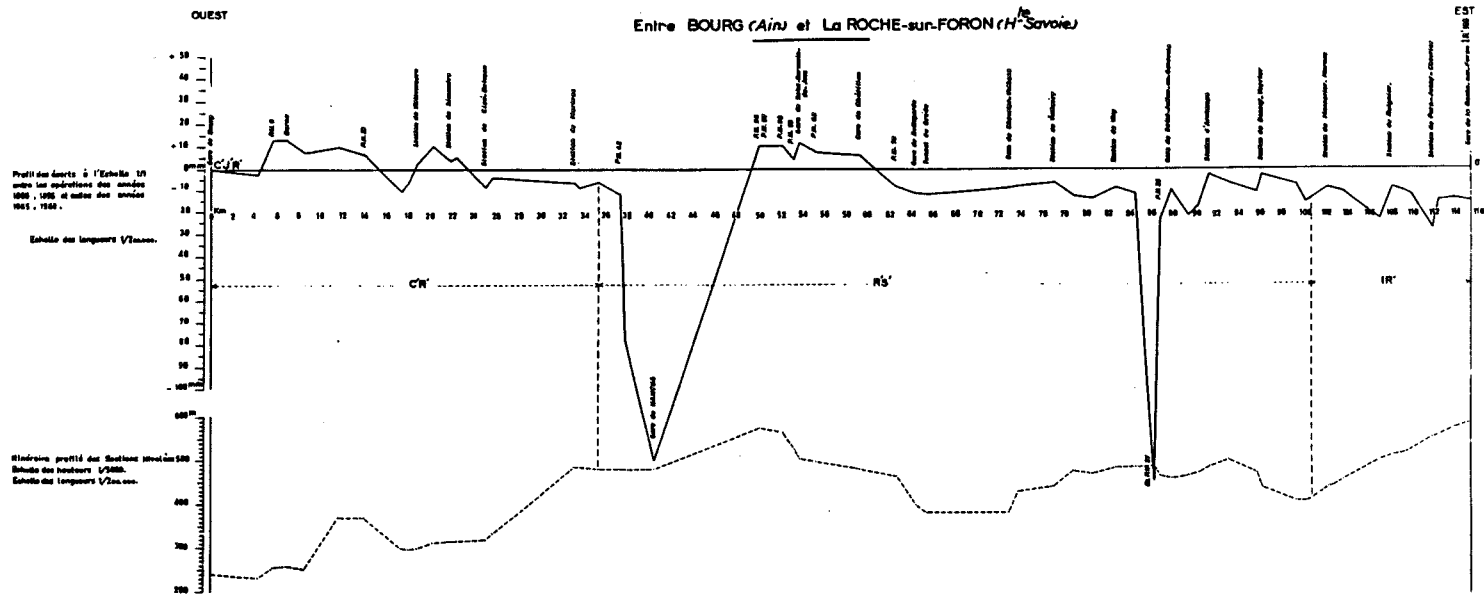
- | | | | |
|---|-------------------------------|---|---|
|  | Couverture de la zone externe |  | Zone briançonnaise externe |
|  | Massifs cristallins externes |  | Zone des schistes lustrés + gypse de base |
|  | Zone valaisane |  | Massifs cristallins internes |
|  | Zone subbriançonnaise | | |

1 : Faille active de Pesey - Nancroix (Goguel, 1969; Bles, 1993).

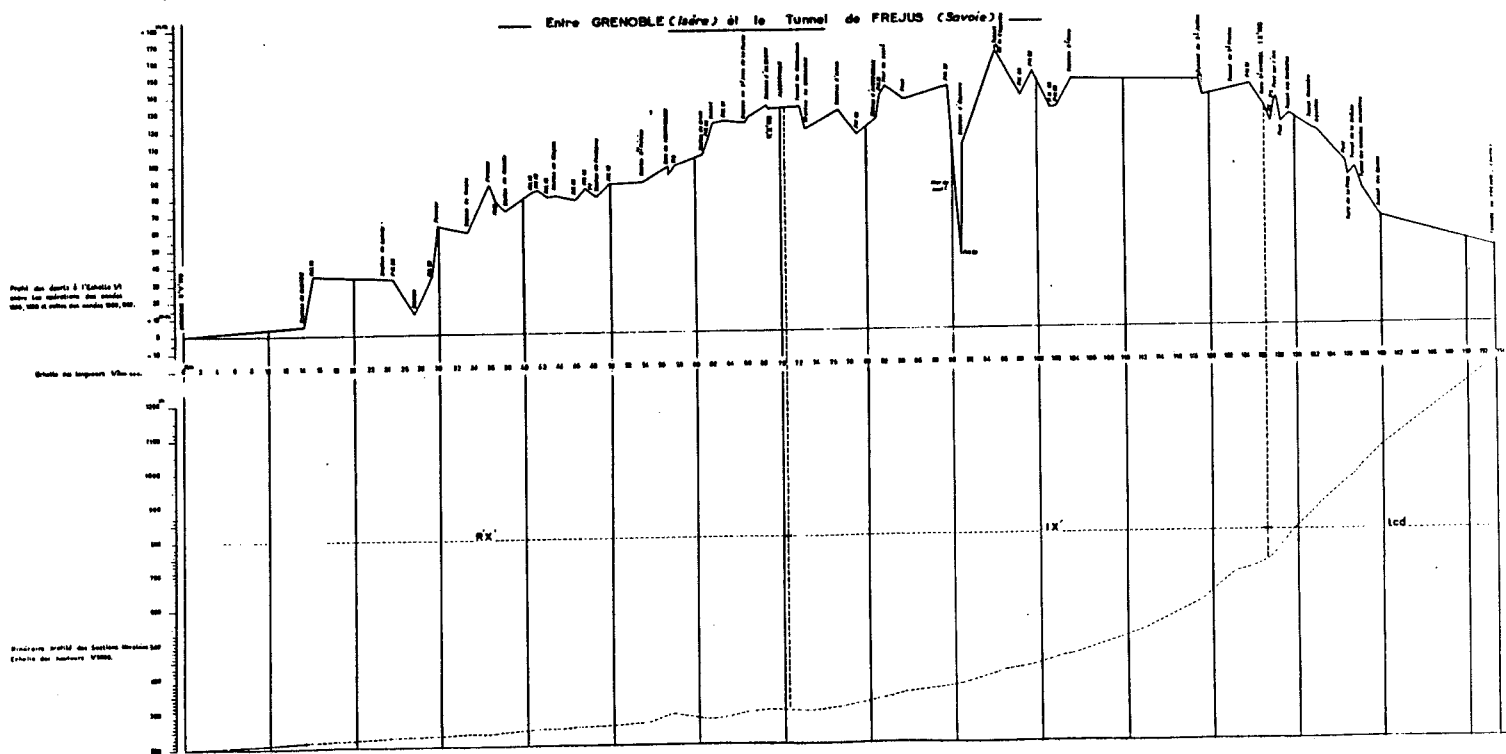
2 : Faille active de Champagny.

3 : Accident actif de Modane-Chavière.

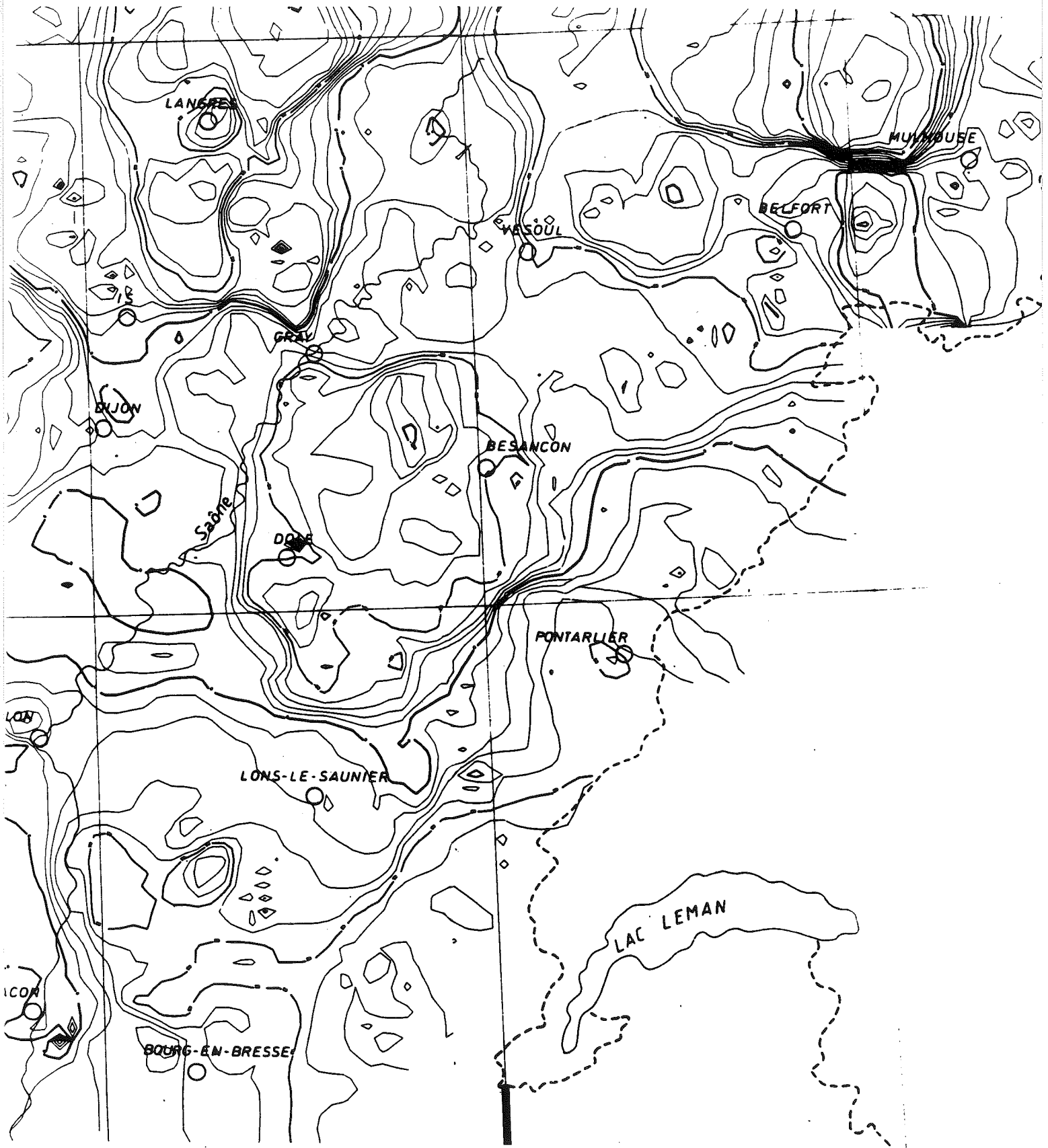
COMPARAISON des NIVELLEMENTS de 1^{er} ORDRE 1886, 1895 et 1965, 1968 —



COMPARAISON des NIVELLEMENTS de 1^{er} ORDRE et 2^{ème} ORDRE 1886, 1890 et 1968, 1969 —



Annexe 3. Etude des mouvements verticaux dans les Alpes et le Jura par comparaison de nivellements de premier ordre (comparaison des dénivelées brutes corrigées de la correction de température pour le nivellement NGF). Levallois J.J.; 1972.



Annexe 4. Carte isocine calculée pour le NE de la France (Fourniguet, 1987). Les contours sont dessinés tous les 0.1 mm/an.

**PRESENT-DAY VERTICAL DISPLACEMENTS
IN THE NORTH-WESTERN ALPS AND SOUTHERN JURA MOUNTAINS:
DATA FROM LEVELLINGS COMPARISONS.**

F. Jouanne, G. Ménard and X. Darmendrail

- Université de Savoie - Laboratoire de Géodynamique -- U.R.A. CNRS 69 -
B.P. 1104 - F - 73011 Chambéry - Cedex; Tel: 33-79-75-88-87, Fax: 33-79-75-87-77.

ABSTRACT

Two high-precision levelling networks were successively surveyed in France, the NGF measured during the 1886 - 1907 period, and the IGN69 measured from 1965 to 1979. The accuracy of these levellings (standard deviation of $1.8\text{mm}/\sqrt{\text{km}}$ to $3.8\text{mm}/\sqrt{\text{km}}$) allows us to compute the vertical displacements of the benchmarks between two different eras.

The results indicate the occurrence of discrete zones of uplift and subsidence: (1) a regional uplift (up to 1.4 mm / year) of the Subalpine Massifs; (2) an important uplift of the Internal Jura (up to 2 mm / year); (3) a relative subsidence of the southern part of the Jura (0.8 mm / year); and (4) a relative subsidence of the Bresse Basin with respect to the External Jura.

Comparing the spatial distribution of zones of uplift and their respective vertical displacement rates with a regional structural cross-section, leads to the conclusion that present-days uplift of the Belledonne-Bornes massifs and of the internal parts of the Jura Mountains can be explained by crustal shortening along a major basement-involving thrust fault. This fault ramps up under the Bornes Massif from a depth of 12 km to 7 km, turns into a flat under the Molasse Basin, ramps up to the top of the basement at the north-eastern margin of the internal Jura Mountains and reaches the surface in the external Jura. The Salève ramp-anticline is carried by a bifurcation of this thrust. Horizontal displacement rates of 6 mm/year at the Bornes ramp, 2 mm/year at the Salève ramp and 4 mm/year at the internal Jura ramp have been determined by inversion of profile of uplift rates. Whether this basement involving thrust fault was already active during the Miocene main folding phase of the Jura Mountains or whether it was activated only during Pliocene-Pleistocene times is subject to debate.

1 INTRODUCTION

The post Miocene tectonics in the north-western Alps and the Jura Mountains have been emphasised by different investigators using: apatite fission track dating (Soom, 1990), morphological analysis (Chauve, 1975; Schaer *et al.*, 1990; Darmendrail *et al.*, 1993, 1994; Meyer *et al.*, 1994) and the analysis of the deformation undergone by Quaternary formations (Delaunay & Rampnoux, 1981; De Batist *et al.*, 1992; Jouanne, 1994). Apatite fission track dating on External Crystalline Massifs (Soom, 1990) suggest that these areas were uplifted since the end of the Miocene. Moreover, the present elevation of the top of the marine Miocene molasses (300-400 m u. s. l.) indicates an uplift of the foreland since this period (Schaer *et al.*, 1990).

The present-day tectonic activity of the north-western Alps and of the southern Jura is well demonstrated by a significant historical seismicity (Pavoni & Mayer-Rosa, 1978; Thouvenot *et al.*, 1990), by levellings comparison (Levallois, 1972; Fourniguet, 1977) and by horizontal displacements in the Jura Mountains (Jouanne *et al.*, 1994) and in the Alps (Reilly & Gubler, 1990) deduced from triangulations comparison. Levellings comparison

have been already studied in Switzerland (Jeanrichard, 1972) where a map of uplift rates has been published for the first order network (Gubler *et al.*, 1981), and in France where only comparisons of altitude changes on first order lines, without adjustment, have been published (Levallois, 1972; Fourniguet, 1977). In this study, we compute the uplift rates recorded in the first, second and third order lines to quantify the present-day vertical displacement rates undergone by the Jura Mountains and the north-western French Alps (Fig. 1).

	NGF	IGN69
First order	2.6	1.8
Second order	2.6	2.6
Third order	3.8	2.6

Table 1. Standard deviation ($\text{mm}/\sqrt{\text{km}}$) estimated for the different networks established in France.

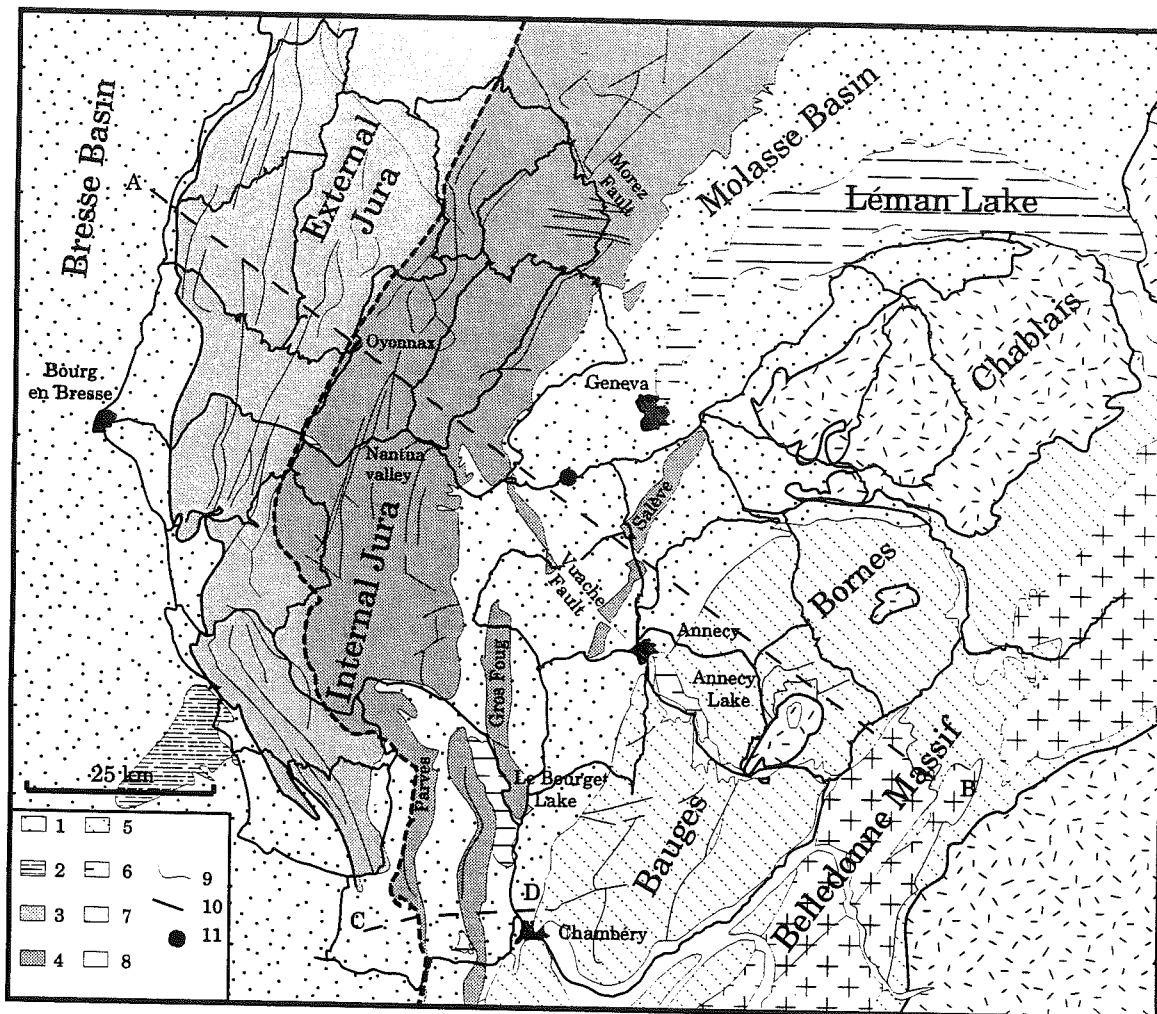


Fig. 1. Structural map showing position of the levelling network.

The levelling profiles across the southern Jura Mountains (external and internal part), the southern peri-alpine Molasse Basin, the northern Subalpine Massifs (Chablais, Bornes and Bauges) and the External Crystalline Massifs of Belledonne, Aiguilles Rouges and Mont Blanc Coordinates (in km) are indicated.

1: Tertiary Molasse; 2: Undeformed Mesozoic sediments, 3: Mesozoic series of the External Jura, 4: Mesozoic series of the Internal Jura, 5: Sedimentary cover of the Subalpine Massifs, 6: External Crystalline Massifs, 7: Sediments of the Internal Alps, 8: Quaternary sediments of the Alpine valleys, 9: Thrusts faults, 10: Levelling lines, 11: Reference benchmark, line A-B location of structural cross-section given in Fig. 4 a, line A - C cross section given in Fig. 4 b.

2 ADJUSTMENT OF THE RELATIVE DISPLACEMENT RATES.

2.1 The compared surveys.

Standard deviations on measurements (table 1) indicate that the NGF (1886-1907) and the IGN69 (1965-1979) networks are sufficiently accurate for a

comparison of repeated levelling results to compute vertical displacements with a tectonic meaning. This study is based on the benchmarks common to NGF and IGN69 networks, the average distance between these points is about 1.5 to 2.5 km. The benchmarks are generally embedded in rocks or in walls of buildings with good foundations.

2.1.1 The NGF network (1886-1907).

The measurement of the NGF network have been realised with compensation rods. Dilatation of these steel rods was estimated by comparing two setting stick made of metals of very different dilatations. A correction of dilatation and of calibration was applied on each measurement. The first and second order lines have been performed with a to and fro method of observation. The misclosures of the first and second order loops permit to estimate the standard deviation at $2.6\text{mm}/\sqrt{\text{km}}$ (Duquesne & Jeannot, 1989). The standard deviation of the third order lines, measured with only one way, is estimated at $3.8\text{mm}/\sqrt{\text{km}}$ (Jouanne, 1994).

2.1.2 The IGN69 network (1965-1979).

The IGN69 networks has been observed with invar rods calibrated by the Institut Géographique National. Calibration includes the determination of the index and graduation errors. To minimise the impact of these errors, rods with the same calibration have been matched. The measurements have been corrected according the rod calibration. The first order line have been observed with Wild N3 or IGN 50 levelling instruments according to a to and fro method of observation (standard deviation $s = 1.8\text{mm}/\sqrt{\text{km}}$, Duquesne & Jeannot, 1989). The second and third order lines have been measured with Zeiss NI2 levelling instruments with only one way ($s = 2.6\text{mm}/\sqrt{\text{km}}$, Duquesne & Jeannot, 1989).

2.1.3 Accuracy of the studied networks.

As indicated by the misclosures of the third order loops (Fig. 2a), the accuracy of the studied data seems to be good enough to compute the vertical displacements that have been recorded during the 70-80 years period separating the realisation of the two surveys.

2.2 Calculation of vertical displacement rates.

The non-simultaneity of the measurements leads to compute the relative displacement rates rather than vertical displacements (Holdahl, 1975). We assume that displacement rates are constant during period between measurements of the two networks. This hypothesis seems to be reasonable as no major seismic events occurred during this period. The adjustment is thus based on the following equations:

- one relation equation for each computed displacement rate:

$$V_{p_{i+1}} - V_{p_i} - (Den_i^{t_2} - Den_i^{t_1}) / (t_2 - t_1) = e_i \quad (1)$$

Where Den_i is the level difference between the benchmarks i and $i+1$, V_{p_i} is the vertical displacement rates of the benchmark i , $t_2 - t_1$ is the period between the two measurements and e_i the error on this measurement.

- a condition equation for each loop: $\sum_{i=1}^n \Delta V_i = 0$
(2)

2.3 Modelling of accuracy differences.

The least square adjustment must take into account the accuracy differences according to the used level and rods, the method of observation (one way or to and fro) and the number of measurements between the benchmarks. Thus standard deviation laws were used following the order of the line (one way or to and fro), the period of measurements (changes in instrumentation) and the distance between the benchmarks (approximation of the number of measurements). Assuming a non-correlation in errors of measurements, the standard deviations on a relative displacement rate is given by the relation (3):

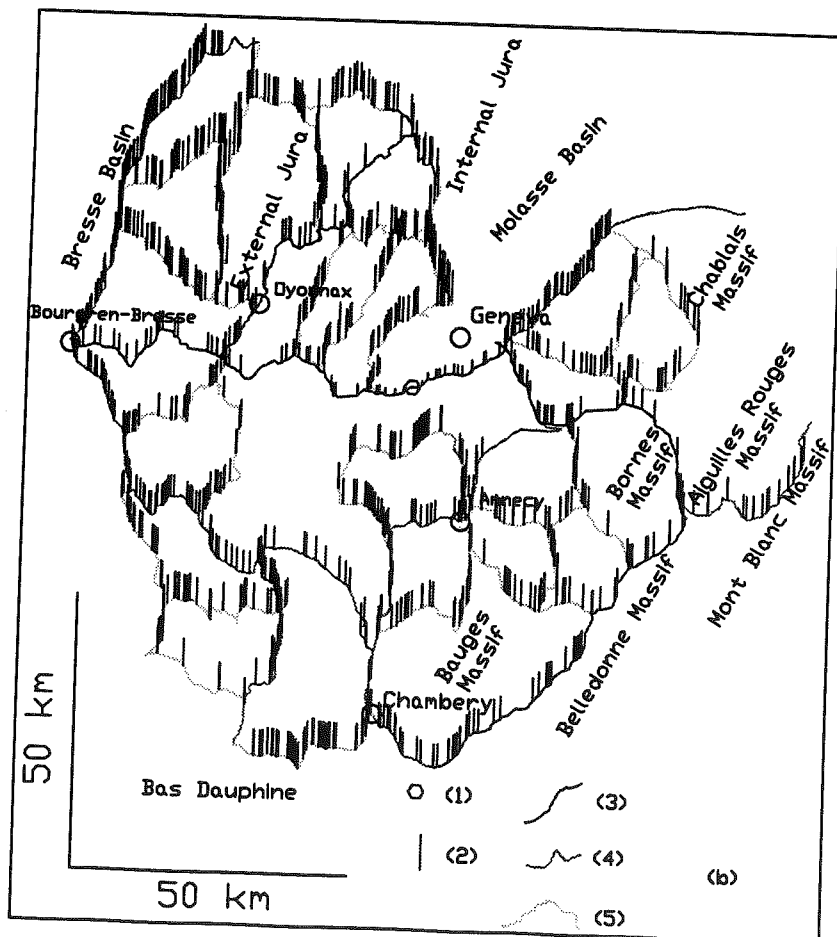
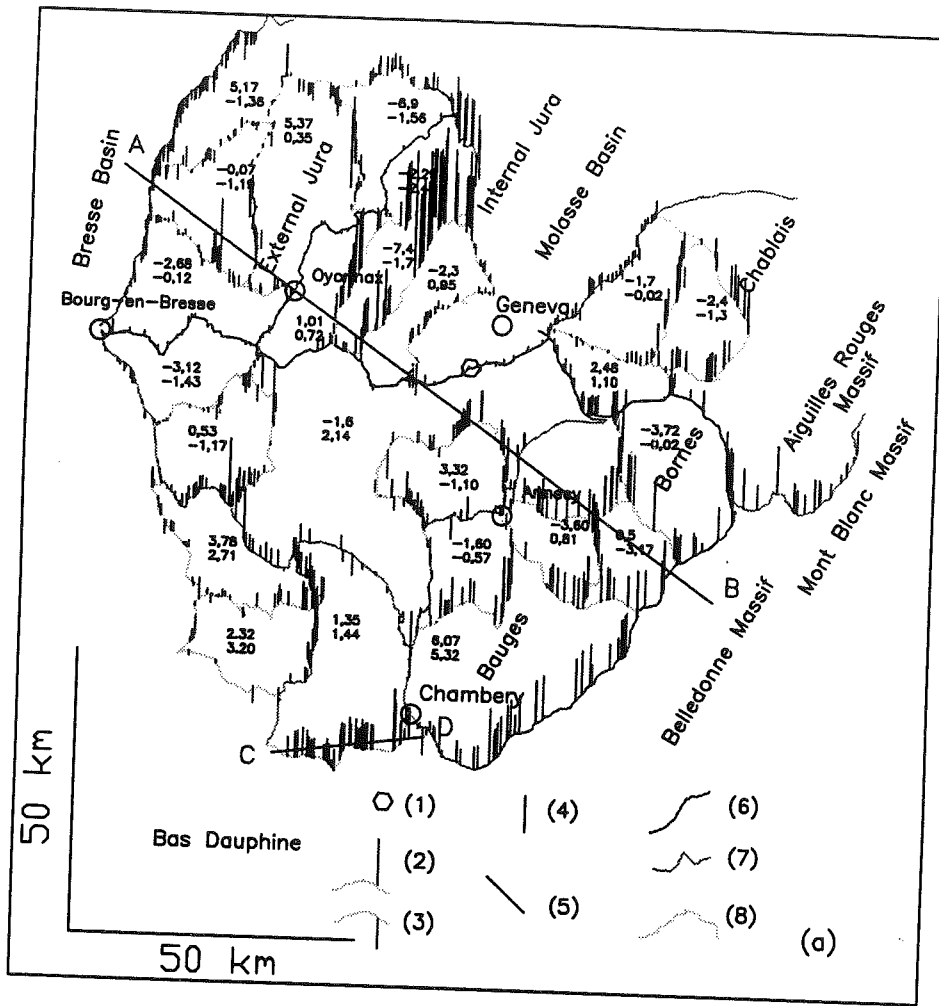
$$\sigma = \sqrt{(\sigma_1^2 + \sigma_2^2)D} / (t_2 - t_1) \quad (3)$$

where s_1 and s_2 are the standard deviation for the first and second epochs of measurements, D the distance between the benchmarks and $t_2 - t_1$ the recording period.

3 RESULTS

3.1 Representation of vertical deformation.

All the vertical displacement rates are computed and represented with reference to a single fixed benchmark. The latter has been chosen in a first order line section across the Molasse Basin which does not show any significant displacements: vertical displacement rate do not exceed 0.1 mm/year 20 km in both sides of this point. The interpretation is mainly based on a map (Jouanne and Ménard, 1994) on which the vertical displacement rates are figured by vertical bars, drawn according to the displacement rate amplitudes (Fig. 2a). The results have been tested by the computation of error criteria, scaled by the variance factor, for a 95% confidence level (Fig. 2b). The significant vertical displacement rates are drawn on figure 2c.



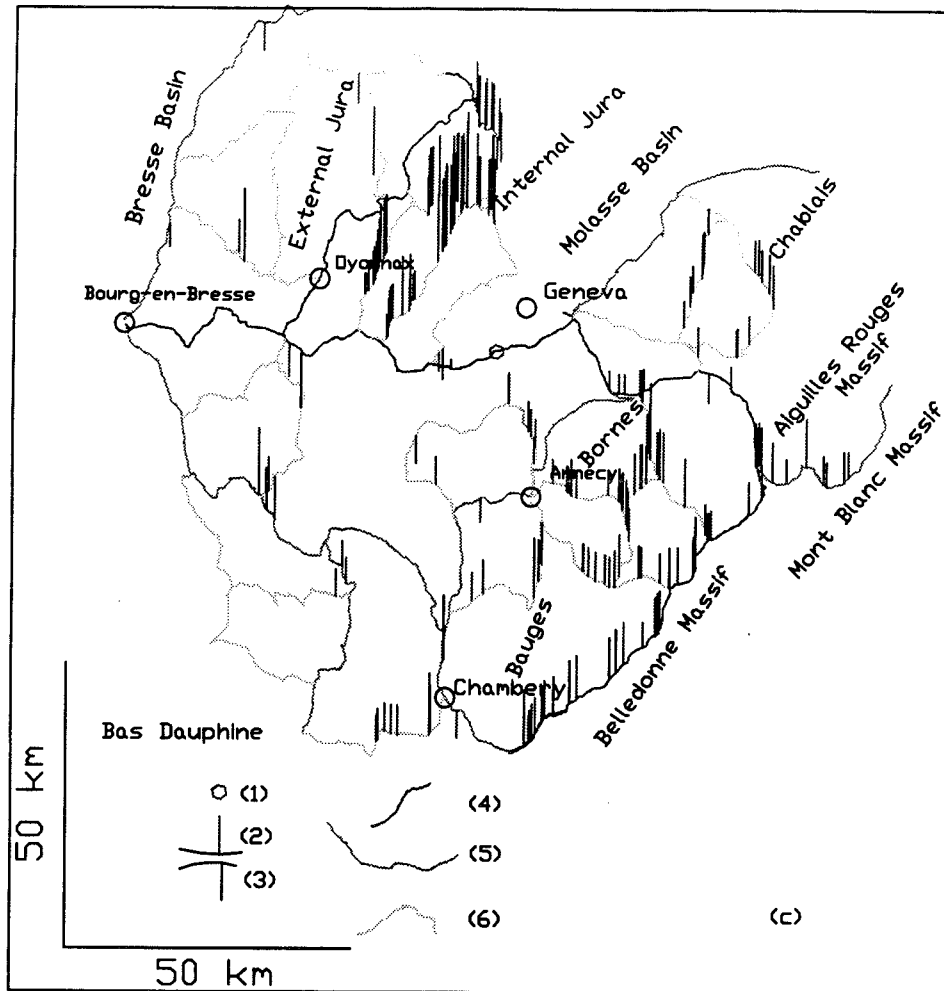


Fig. 2. Vertical displacements rates by reference to the fixed point.

(a) Map of the vertical displacement rates (modified after Jouanne and Ménard, 1994).

1: Reference point, 2: Positive vertical displacement rate compared to the fixed point, 3: negative vertical displacement rate compared to the fixed point, 4: Vertical displacement rate of 1 mm / year, 5: Localisation of the cross sections A-B and C-D used Fig. 4, 6: First order levelling line, 7: Second order levelling line and 8: Third order levelling line. In each third order loop the misclosure of the NGF and of the IGN69 network is indicated in cm.

(b) Error criteria for a 95% confidence level, scaled by the variance factor, of the vertical displacement rates. 1: Reference point, 2: Error of 1 mm / year, 3: First order levelling line, 4: Second order levelling line and 5: Third order levelling line.

(c) Significant displacement rates for a 95% confidence level (modified after Jouanne and Ménard, 1994). 1: Reference point. 2: Significant positive vertical displacement of 1 mm / year, 3: Significant negative vertical displacement of 1 mm / year, 4: First order levelling line, 5: Second order levelling line and 6: Third order levelling line.

3.2 Main tendencies of computed vertical displacement rates (Fig. 2 a & 2 c).

3.2.1 The Jura Mountains.

The vertical displacement rates (Jouanne and Ménard, 1994) of the Jura Mountains permit to distinguish several tendencies: (1) a subsidence of the Bresse Basin and of the western External Jura; (2) an uplift of the eastern External Jura, (3) an important uplift (up to 2 mm / year) of the Internal Jura north of the Nantua Valley and south of the Morez Valley (wide of 20 km and a NNE-SSW direction) and (4) an important uplift (up to 1.4 mm / year) of the southern Jura Mountains.

3.2.2 The Molasse Basin.

The Molasse Basin shows a lack of important displacement rates near Geneva and significant uplift west of Annecy. The lack of vertical deformation in the Molasse Basin near Geneva is consistent with the study of the vertical displacements computed in the Swiss part of the Molasse Basin (Gubler *et al.*, 1981).

3.2.3 The Subalpine Massifs (Chablais, Bornes and Bauges Massifs) and External Crystalline Massifs (Belledonne and Aiguilles Rouges Massifs).

This area is characterised by significant uplift (Fig. 2) increasing from the Molasse Basin - Subalpine Massifs boundary (0 mm / year) to the Belledonne Massif (1.5 mm / year). This regional tendency is consistent with the Aar - Gothard uplift

of 1.7 mm / year by reference to the Molasse Basin (Gubler *et al.*, 1981).

4 DISCUSSION

4.1 Influence of an eventual post-glacial isostasy effect on the vertical displacement rates.

During the Würm period, the Alps were the site of an icecap. During the post-glacial period, the Alps may have undergone isostatic uplifts in response to ice-unloading. Assuming that the thickness of the asthenosphere determines the depression of the bedrock, the equation of the rate of change of bedrock equation is (Oerlemans & Van Der Veen, 1980):

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{g H^3}{3\nu} \frac{\partial^2}{\partial x^2} (h_0 - h + w)$$

where h is the bedrock elevation, H the ice thickness, h_0 the undisturbed bedrock profile and w the coefficient asthenosphere density/ice density.

As this equation is a diffusion equation characterised by a relaxation time T function of the typical length scale of the load, L , and of the diffusivity coefficient D governing the viscous behaviour of the lithosphere.

During the glaciation the bedrock elevation may be described by (4):

$$h(t) = \frac{H}{w} (e^{-\frac{t}{T}} - 1) \quad (4)$$

We will consider the coefficients: $H = 380$ m (Schaer & Jeanrichard, 1974), $w=3$ and $T=5000$ years (Oerlemans & Van Der Veen, 1980). Assuming that, at the end of the glaciation, the equilibrium was reached, the maximum depression of the bedrock before the deglaciation was $h_{\max} = 125$ m.

After the glaciation the change of bedrock elevation may be modelled by (5):

$$h(t) = 125 e^{-t/T} \quad (5)$$

At present ($t=30000$ year after Montjuvent *et al.*, 1988), the residual depression may be estimated at

0.3 m and the rate of change $\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{-1}{T} h$ at 0.06

mm/year.

Furthermore, it must be noticed that the comparison present-day vertical displacements - ice thickness distribution, along the Olten - Chiasso line (Switzerland), indicate also that isostatic uplifts in response to ice-unloading are a negligible component of the present-day vertical displacement rates (Schaer & Jeanrichard, 1974).

4.2 Tectonic interpretation of vertical displacement rates.

We advance the hypothesis that the observed regional vertical displacement rates pattern is related to crustal or lithospheric phenomena involving activity along major faults. Based on this assumption, we attempt to interpret the results of precision

levellings comparison with the help of two balanced deep cross sections given by Guellec *et al.*, 1990; Phillippe, 1994 (Fig. 4). From now on, we will interpret vertical displacement rates as a consequence of the present-day tectonics activity of the area under consideration.

4.3 Inversion of profiles of uplift rates to determine the geometry of dip-slip faults at depth.

The analysis of the regional uplift and subsidence trends has been completed with an inversion of an uplift rates profile according to Molnar (1987) in order to determine both an approximation of the geometries and the horizontal displacement rates of the active thrusts. We used the model proposed by Molnar (1987) that researches the equation $y = f(x)$ describing the fault profile (x and y corresponding to the horizontal and vertical directions respectively). This model assumes that the displacement along a listric fault is accommodated by the deformation of the upper plate by simple shear along vertical planes (Fig. 3) and that the lower plate does not undergo deformations. Uplift is controlled by the slope (dy/dx) of the fault at the point x and by the velocity (6):

$$u(x) = V \cdot dy/dx \quad (6)$$

The fault profile equation is obtained by integrating the uplift along the x direction (7):

$$y(x) = y_0 - \frac{1}{V} \int_{x_0}^x u(x) dx \quad (7)$$

The hypothesis that the deformation of the upper plate is accommodated by simple shear along vertical planes is supported by the observation that the internal Jura undergoes an important uplift but not an important horizontal deformation as it has been demonstrated by triangulations comparison (Reilly & Gubler, 1990; Jouanne *et al.*, 1994).

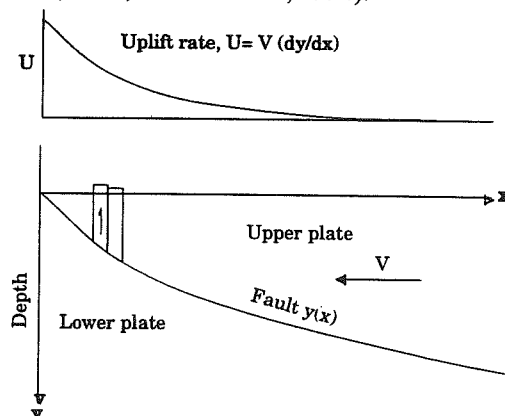


Fig. 3. Model of inversion of uplift rates profiles. In Molnar P. (1987).

Deformation in the hanging wall is assumed to be accommodated by simple shear on vertical planes, yielding the curve of uplift rates $U(x)$ shown above the coordinates system.

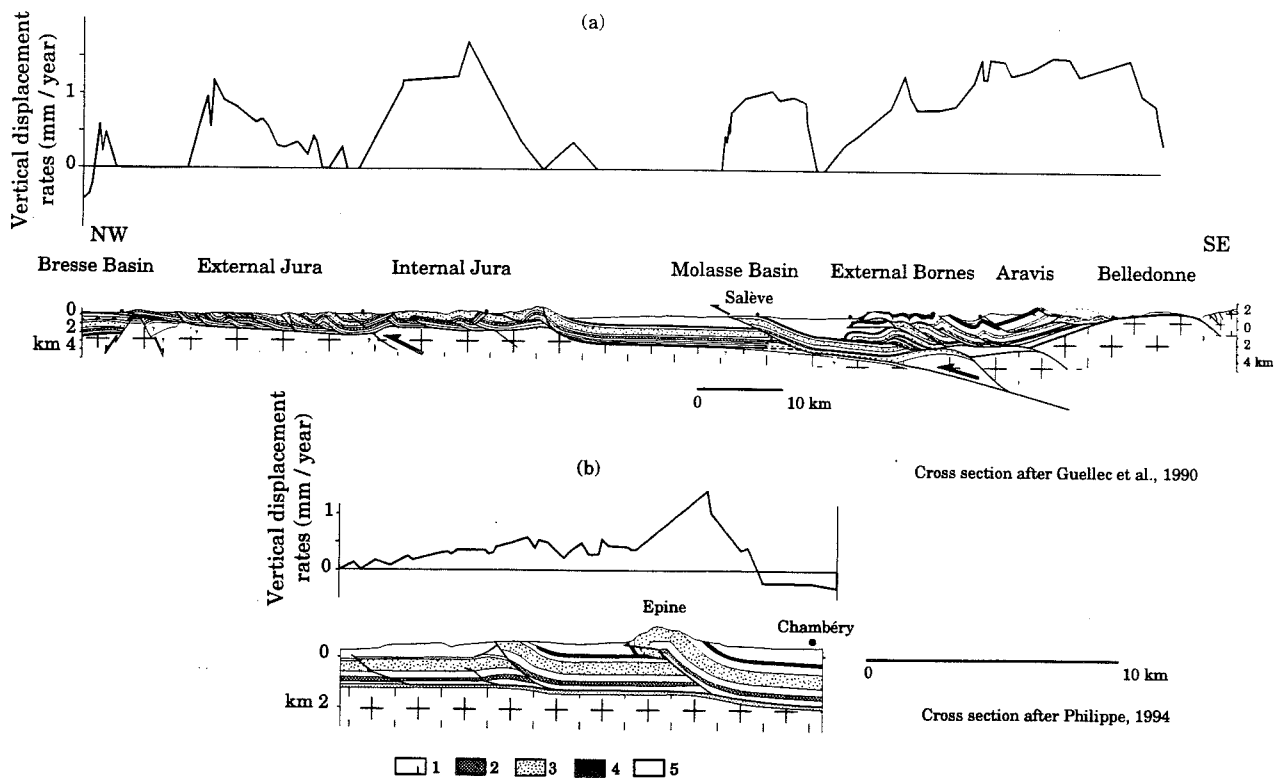


Fig. 4. Correlation between the vertical displacement and the geological structures.

Uplift rates projected on a deep cross section based on the results of the E.C.O.R.S. deep reflection seismic line (Guellec *et al.*, 1990) (Fig. 4a) and on a cross section realised across the southern Jura (Philippe, 1994) (Fig. 4b). We propose that vertical displacement rates are caused by the present-day crustal shortening and linked with displacements above these major faults.

1: Undifferentiated Paleozoic; 2: Dogger; 3: Malm; 4: Urgonian facies; 5: Tertiary.

4.4 Interpretation of vertical displacement rates as a consequence of present-day tectonics.

4.4.1 The External Jura.

An important zone of subsidence is evident in the Bresse Basin and in its vicinity (Fig. 4a). This subsidence may be explained either by: active thrusting of the Jura Mountains over the Bresse Basin, or by normal faults forming part of the Bresse graben. This subsidence does not appear to be continuous, suggesting that the dip of the fault inducing these displacements is steep. On Figure 4, the Jura frontal thrust displays only a gentle dip, and there is no evidence for its recent reactivation, activity of this fault appears then to be improbable. Therefore it is likely that subsidence of the Bresse Basin is related to reactivation of normal faults delimiting the Bresse graben which is a segment of the Central European Rift System.

The pattern of vertical displacement rates, computed for the central part of the External Jura, consists of a few kilometres wide areas, which

undergo alternatively uplift and subsidence. The widths of these areas indicate that vertical displacements are possibly a superficial phenomenon that may be related to thin skinned thrust tectonics involving a succession of active flats and ramps (Fig. 4a).

Inversion of the uplift rate profile permit to evaluate horizontal displacement rate along this fault. To select the most probable displacement rate among the several solutions geometry/displacement, we assume that the fault must reach the surface and the detachment layer (Fig. 3) at depth.

The most probable solution is then an horizontal displacement rate of 4 mm/year. This estimate is compatible with the horizontal displacement rates computed by triangulations comparison in this region (Jouanne *et al.*, 1994).

4.4.2 Internal Jura north of the Nantua Valley.

The width of this NNW-SSE zone of significant uplift which is approximately 20 km, may indicate that a crustal scale phenomenon is responsible for its present deformation. The eastern and western limits

of this zone seem to correspond (Fig. 4a) to the boundary Jura Mountains / Molasse Basin and to the

Internal Jura / External Jura limit (Guellec *et al.* 1990; Philippe, 1994).

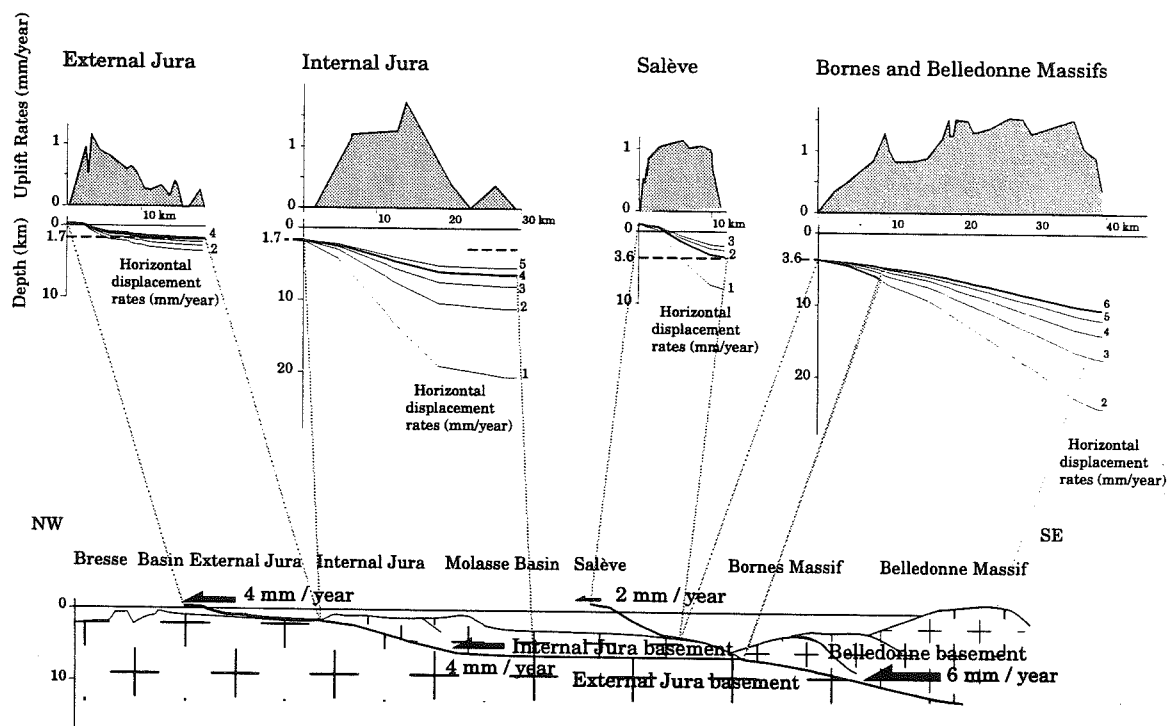


Fig. 5. Determination of fault equations by inversion of uplift rates profile.

We assume that the "best" solution is obtained when the fault reaches the detachment layer at depth.

- External Jura. The sole active thrust of the External Jura is located at the top of the basement (1.7 km according to the cross-section) and ramps up to the surface. The best solution appears to be a 4 mm / year horizontal displacement rate.
- Internal Jura. The thrust of the Internal Jura is assumed to have the same horizontal displacement rate than the External Jura thrust and to reach the detachment layer of the cover at 1.7 km.
- Salève Mountain. The thrust of the Salève Mountain reaches the surface and ramps down to a layer at a depth of 3.6 km (according to the deep cross section).
- Belledonne and Bornes Massifs. The western boundary of the thrust of the Bornes and Belledonne Massifs is assumed to be at a depth of 3.6 km.
- Model proposed for the present-day deformation of the Alpine Foreland.

The Salève Mountain and the upper part of the Belledonne thrust are assumed to have a displacement of 2 mm / year. Belledonne thrust is assumed to have an horizontal displacement rate of 2 mm / year above the flat of the Internal Jura thrust and a rate of 6 mm/year below this fault. The Internal Jura overthrusts the foreland basement with a displacement rate of 4 mm / year.

As demonstrated by the ECORS reflection seismic profile, the Internal Jura coincides with a basement high that carried out by a north-west vergent thrust fault (Glangeaud, 1951; Guellec *et al.*, 1990; Philippe, 1994). This major basement thrust

corresponds to the reactivation of a late Palaeozoic extensive structure (Ménard and Molnar, 1988; Guellec *et al.*, 1990; Philippe, 1994). We propose that the differential uplift of the Internal Jura as compared to the External Jura and to the Molasse

Basin, involves displacements along this intra-crustal ramp. The hypothesis of present-day activity along this crustal thrust is compatible with the observation that the basement shortening post-dates the first (Mio-Pliocene) phase of deformation of the sedimentary cover (Laubscher, 1961; Guellec *et al.*, 1990): the Oyonnax "syncline" has been structured in two phases: (1) thrust followed by a back thrust of the Mesozoic cover and (2) deformation of the entire structure by an upthrust basement slice.

Following our hypothesis, we assume that displacement of the External Jura is related to the displacement along this basement involving major thrust. We propose then a geometry for this thrust corresponding to a horizontal displacement rate vector of 4 mm / year. The absence of uplift in the Molasse Basin between the Internal Jura and the Salève Mountain suggests that this ramp is associated with a flat under this area (Fig. 5b and 6e). The existence of active folds and thrusts and the functioning of a crustal thrust has been recently proposed in the eastern Jura Mountains (Meyer *et al.*, 1994).

The Vuache Fault limits the southern end of part of the Internal Jura affected by an important uplift. The lack of data southward of this fault does not permit to precise the link between this area and the southern Jura which is affected by a significant uplift. If the uplift of the southern Jura has the same signification, the Vuache Fault may be a transform fault between these two active areas.

4.4.3 Jura south of the Nantua Valley and the Bas Dauphiné Molasse Basin.

The Mesozoic cover of the southern Jura is structured by a succession of ramp anticlines (Philippe, 1994). Observed vertical displacements correlate with the localisation of main thrusts of the southern Jura (Fig. 4b), therefore we assume then that the post-Miocene shortening continues still at present. This hypothesis is reinforced by the existence of the transverse valley of the Rhône river through the Parves anticline that can be only explained by an antecedent river system that incised itself into an active anticline.

4.4.4 The Molasse Basin

Significant uplifts have been computed on the Salève and Gros Foug anticlines, these structures are apparently still active as indicated by the post-Miocene uplift of the Gros Foug anticline indicated by the existence of the Fier valley which cuts this range (Delaunay & Rampnoux., 1981). To define the geometry of the Salève thrust, we inverse the vertical displacements rates of the Salève range. In our model, the best horizontal displacement rate is obtained for the geometry of fault that reaches the surface and the basement-cover limit, east of the Salève Mountains (Fig. 5c). We propose then the

existence of an horizontal displacement rate vector of 2 mm / year along this thrust.

Vertical displacement vectors in the central part of the Molasse Basin are indicative for active subsidence in the areas surrounding the Vuache fault. Subsidence values reach a maximum on the fault itself (Fig. 2) near Annecy, the compartment south of this fault shows a greater rate of subsidence as compared to the north. Present-day activity along this fault is also demonstrated by the existence of Quaternary deformed terrains (Delaunay & Rampnoux, 1981) in its vicinity and by a significant historical seismicity (Thouvenot *et al.*, 1990). The existence of a vertical component of the Vuache Fault is in accordance with the focal mechanism solution of one of the most important instrumental seismic event (29/05/1975, magnitude: 4.2) (Ménard, 1988).

4.4.5 The Subalpine Massifs (Chablais, Bornes and Bauges Massifs) and External Crystalline Massifs (Belledonne, Mont Blanc and Aiguilles Rouges Massifs).

Vertical displacement rates in this area are indicative of an ongoing important uplift of the Subalpine Massifs and External Crystalline Massifs (Fig. 2). The external limit of the uplifting area appears to coincide with the eastern boundary of the perialpine Molasse Basin (Fig. 4). Therefore, we propose that the major part of this uplift is mainly caused by the displacement of the External Crystalline Massif and Subalpine Massifs set along the Belledonne thrust sheet as it has been proposed for the Aar Massif uplift (Molnar, 1987). This explanation is in accordance with focal mechanisms that reveal the existence of active reverse faults in the basement of the Belledonne and Aiguilles Rouges Massifs (Ménard, 1988).

Geometry of the Belledonne thrust (Fig. 5d) must be compatible with: (1) the horizontal displacement rate on the Salève thrust (2 mm / year), (2) the emergence of this thrust at the basement-cover limit east of this range, (3) the horizontal displacement rate of the Internal-External Jura thrust of 4 mm / year and (4) the existence of the flat of the thrust of the Internal Jura under the western Molasse Basin (Fig. 5e). We propose then that the geometry of this fault corresponds to a 2 mm / year horizontal displacement above the flat of the Internal Jura thrust and to a 6 mm / year (4 + 2) below this fault (Fig. 5e).

The Belledonne thrust ramps up (Fig. 5e) from a depth of about 12 km under Belledonne and the Bornes massif to 7 km under the Bornes- Molasse Basin boundary, where it bifurcates into the Salève ramp thrust and a flat which extends to the Jura Mountains where it ramps up to the top of the basement at the boundary between the internal and

the external Jura and ultimately through the sedimentary cover of the external Jura.

The width of the scale (7.5 km) under the Molasse Basin, at a depth of 7 km, appears to be important enough to permit the transmission of the compression between the Alps and the Internal Jura.

We can thus conclude that this thrust fault plays a major role in the tectonics of the western Alps since the Miocene and continues to do so at present. Vertical displacement rates recorded in the Aar Massif and in the Gotthard Massif (Gubler *et al.*, 1981) are also probably due to present-day activity along thrust fault which carry the these other External Crystalline Massifs over the Molasse Basin.

The present-day vertical displacement are not limited to the Alps or to the Jura Mountains: the north-west foreland up to the English channel undergoes vertical displacement rates. In the western Paris Basin these displacements often correlated with NW-SE major faults (such as the Fécamp fault, the Seine fault, the Bray fault, the Somme fault...) (Fourniguet, 1987). It seems that the present-day alpine shortening induced the reactivation of the NW-SE major faults that structured the western Paris Basin at a distance of 500 km from the Jura Mountains.

CONCLUSIONS

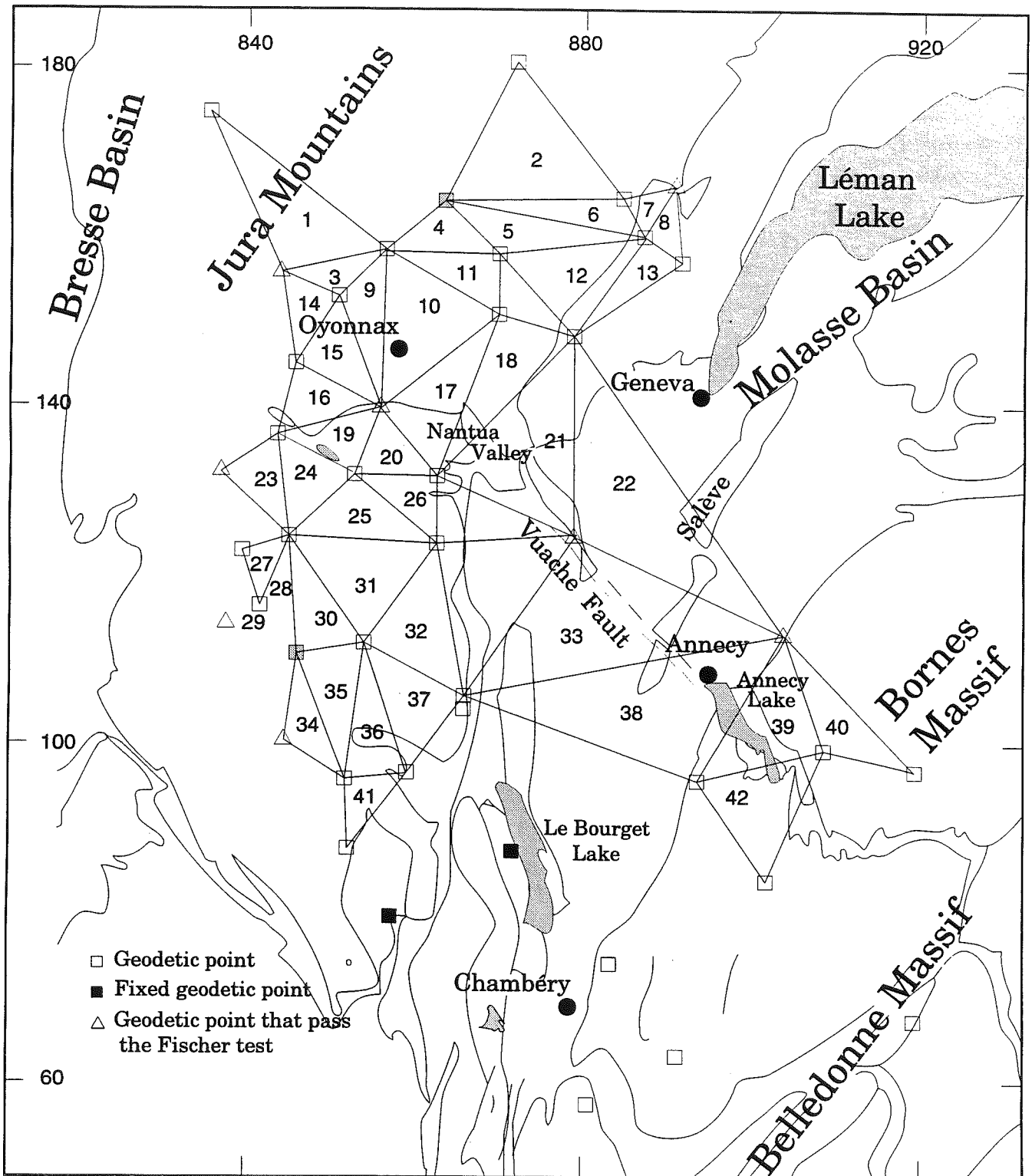
The levellings comparison yields important information on the spatial distribution of the vertical displacement rates. The study of these displacements supports the hypothesis that regional uplift and subsidence pattern is related to displacements along major faults. The hypothesis presented in this paper suggests that the basement is involved in the structuration of the Jura Mountains, at least during the last and present stage of deformation. The Jura-Salève-Bornes-Belledonne basement fault is the most external structural element of the Alpine orogen. Inversion of uplift rates profiles permit to propose an horizontal displacement rate of 4 mm / year for the basement involving thrust which underlies the Internal Jura and a displacement of 2 mm / year along the Salève thrust.

Acknowledgements: We thank the reviewers Dr. M. Burkhard, Dr. K. Lambeck and Dr. P.A. Ziegler and an anonymous reviewer for their constructive remarks. We thank also T. Villemin, M. Tardy and C. Beck for their helpful comments. We are grateful to the Institut Géographique National (France) and especially to M. Lepape, Jeannot, Bonnetain and Desmurs (S.G.N) who permit us the use of the existing data.

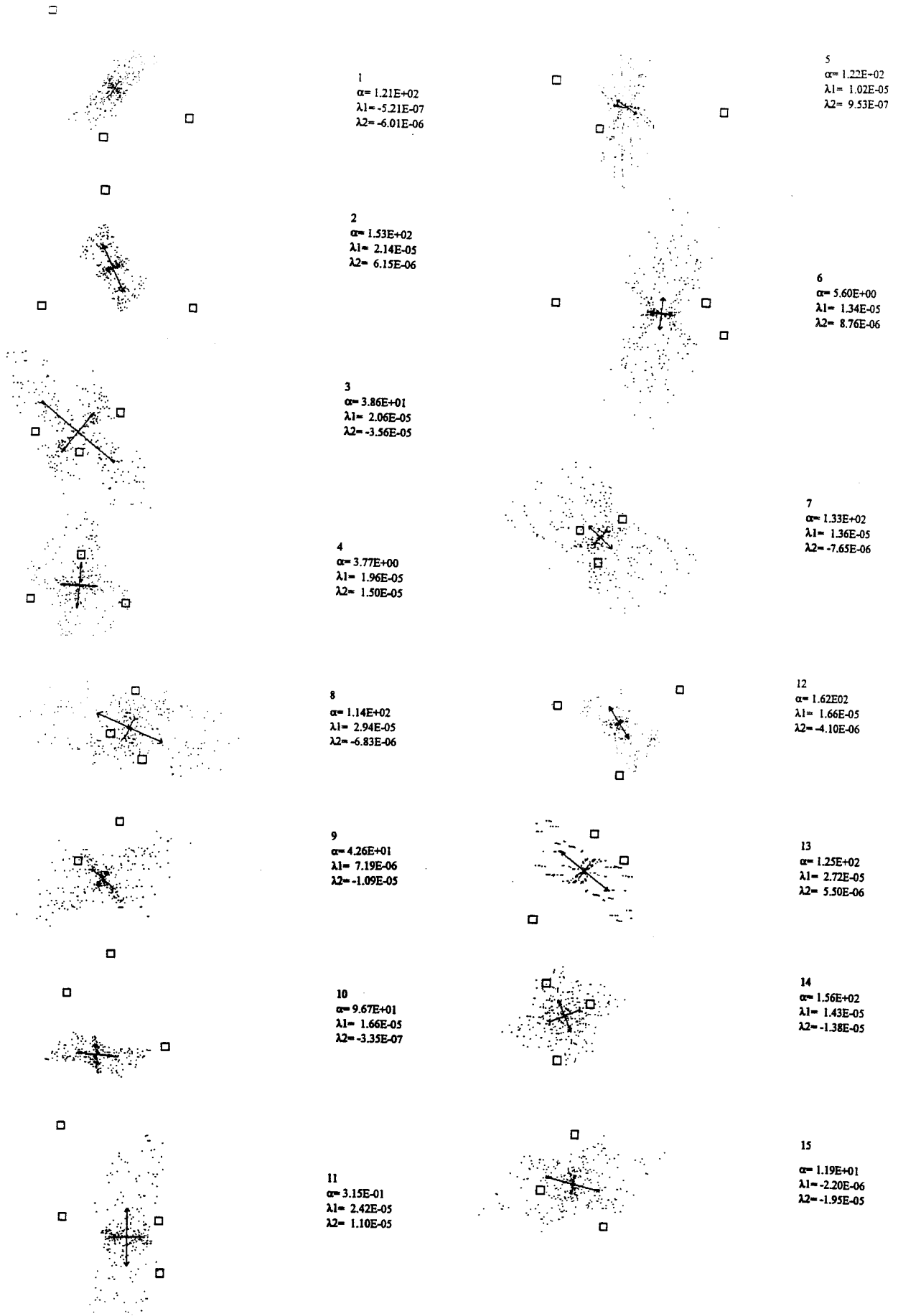
REFERENCES:

- Chauve P.**, *Guide géologique régional du Jura, édité par Masson & Cie*, 1975.
- Darmendrail X., Ménard G., and Tardy M.**, Résultats préliminaires d'une étude des marqueurs géomorphologiques des mouvements verticaux actuels le long du sillon subalpin (Alpes Occidentales, France). *Bull. Soc. Géol. du Bassin d'Aquitaine*, 233-244, 1993.
- Darmendrail X., Ménard G., and Tardy M.**, Interprétation néotectonique d'«anomalies» géomorphologiques dans une grande vallée des Alpes nord-occidentales: le Grésivaudan. *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 318, série II*, 815-821, 1994.
- De Batist M., Beck C., Van Rensbergen P., Tardy M., Ménard G., Jouanne F., Van Heuverswyn E., Castel R.**, Enregistrement d'une activité sismo-tectonique récente dans les sédiments du lac du Bourget. *14ème Réun. Sc. Terre, S.G.F.*, 49, 1992.
- Delaunay A. and Rampoux J.P.**, Les déformations au front des massifs des Bornes et des Bauges: analyse de la tectonique cassante de l'avant-pays savoyard (France). *Bull. Soc. géol. France, (7), t. XXIII, n° 2*, 203-212, 1981.
- Duquesne H. and Jeannot M.**, Le réseau français de nivellement de précision, préparation à la rédaction du schéma directeur de la géodésie, *Notice technique de l'Institut Géographique National*, 20 p., 1989.
- Fourniguet J.**, Mise en évidence de mouvements néotectoniques actuels verticaux dans le sud-est de la France, par comparaison de nivellements successifs, *Rapport B.R.G.M 77 SGN 081 GEO*, 35 p., 1977.
- Fourniguet J.**, Géodynamique actuelle dans le Nord et le Nord-Est de la France, Apport des comparaisons de nivellements, *Mémoire du B.R.G.M n°127*, 173 p., 1987.
- Glangeaud L.**, Les problèmes du Jura. In: Réunion extraordinaire de la Soc. géol. Fr. dans le Jura Franco-Suisse, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, 765-770, 1951.
- Gubler E., Kahle H.G., Klingelé E., Mueller S. and Olivier R.**, Recent crustal movements in Switzerland and their geophysical interpretation. *Tectonophysics*, 71, 125-152, 1981.
- Guellec S., Mugnier J. L., Tardy M. and Roure F.**, Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross section. In: Roure F., Heitzmann P. and Polino R., Eds., Deep structures of the Alps. *Mem. Soc. Géol. Fr., Paris, 156; Mém. Soc. géol. suisse, Zürich, 1; Vol. spec. Soc. Geol. It., Roma*, 203-216, 1990.
- Holdahl S.**, Models and strategies for computing vertical crustal movements in the United States, *Int. Symp. on recent crustal movements, XVIème ASS. GEN. UGGI*, Grenoble, France, 1975.

- Jeanrichard F.**, Contribution à l'étude du mouvement vertical des Alpes, *Boll. Geodesia XXXI*, 1972.
- Jouanne F., Ménard G. and Jault D.**, Present-day deformation measurement in the French north-western Alps/southern Jura Mountains: data from triangulations comparison, *Geoph. J. Int.*, vol. 119, n°1, p. 151-165, 1994.
- Jouanne F. and Ménard G.**, Quantification des mouvements verticaux actuels du Sud du Jura et des Alpes nord-occidentales par comparaison de nivellements: première analyse, *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 319, série II, p. 691-697, 1994.
- Jouanne F.**, Mesure de la déformation actuelle des Alpes occidentales et du Jura par comparaison de données géodésiques historiques, *Thèse de l'Université de Savoie*, 234 p., 1994.
- Laubscher H.P.**, Fernschubhypothese der Jurafaltung, *Eclogae Geol. Helv.*, Basel, 54, 221-282, 1961.
- Levallois J. J.**, Sur la mise en évidence d'un mouvement de surrection des massifs cristallins alpins, *Bull. Géodésique*, n°105, 299-314, 1972.
- Ménard G. & Molnar P.**, Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Paleozoic European basin and range province. -*Nature, London*, 334, 6179, 235-237, 1988.
- Ménard G.**, Structure et cinématique d'une chaîne de collision les Alpes occidentales et centrales, *Thèse d'état, Université J. Fourier de Grenoble*, 1988.
- Meyer B., Lacassin R., Brulhet J. and Mouroux B.**, The Basel earthquake: which fault produced it?, *Terra Nova*, Vol. 6, n°1, 54-63, 1994.
- Molnar P.**, Inversion of profiles of uplift rates for the geometry of dip-slip faults at depth, with examples from the Alps and the Himalaya. *Annales Geophysicae*, 5B, (6), 663-670, 1987.
- Montjuvent G. and Nicoud G.**, Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs alpins: synthèses et réflexions. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 147-156, 1988.
- Oerlemans J. & Van Der Veen C. J.**, Ice sheets and climate, D.Riedel Publish Comp., 217p, 1980.
- Pavoni N. & Mayer - Rosa D.**, Seismotektonische Karte der Schweiz 1:750000. *Eclogae geol. Helv.*, v 71/2, 293-295, 1978.
- Philippe Y.**, Transfer zone in the Southern Jura Thrust Belt (Eastern France): Geometry, Development and Comparison with Analogue Modelling Experiments. *Special publication of the European association of petroleum geoscientists n°4 "Hydrocarbon and Petroleum Geology of France" (A. Mascle Ed.)*, Springer-Verlag, 327-346, 1994.
- Reilly W. I. & Gubler E.**, Crustal strain in Switzerland 1870-1970, *Geophys. J. Int.*, 103, 251-256, 1990.
- Schaer J.-P., Burkhard M., Tschanz X., Gubler E. & Mathier J.-F.**, Morphologie, contraintes et déformations dans le Jura central interne. *Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences naturelles*, t. 113, 39-50, 1990.
- Schaer, J.-P. & Jeanrichard F.**, Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses, *Eclogae geol. Helv.*, 67/1, 101-119, 1974.
- Soom M. A.** Abkühlungs- und Hebungsgeschichte der Externmassive und der penninischen Decken beidseits der Simplon - Rhône - Linie seit dem Oligozän: Spasurdaterungen an Apatit/Zircon und K/Ar Datierungen an Biotit/Muscowit (Westliche Zentralalpen), *Inauguraldissertation der Philosophisch - naturwissenschaftlichen Fakultät des Universität Bern zur Erlangung der Doktorwürde*, 1990.
- Thouvenot F., Fréchet J., Guyoton F., Guiguet R. and Jenatton L.** Sismalp: an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps. *Cahier du centre européen de Géodynamique et de Séismologie*, Vol. 1, 1-10, 1990.



Annexe 6. Plan de position des tenseurs de déformation figurant dans la suite de l'annexe. Les tenseurs de déformation (1 à 42) sont caractérisés par l'orientation du grand axe du tenseur exprimé en degré et les valeurs des axes principaux.

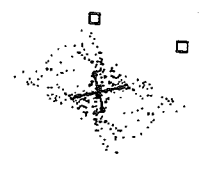




16
 $\alpha = 3.63E-00$
 $\lambda_1 = -7.06E-06$
 $\lambda_2 = -2.05E-05$



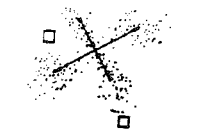
17
 $\alpha = 7.89E+01$
 $\lambda_1 = 1.14E-05$
 $\lambda_2 = -3.48E-06$



18
 $\alpha = 7.53E+01$
 $\lambda_1 = 1.59E-05$
 $\lambda_2 = -6.76E-06$



19
 $\alpha = 1.45E+02$
 $\lambda_1 = 1.65E-05$
 $\lambda_2 = 3.81E-06$



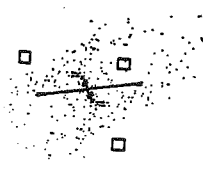
23
 $\alpha = 5.89E+01$
 $\lambda_1 = 2.94E-05$
 $\lambda_2 = -1.71E-05$



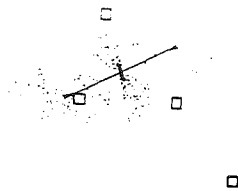
24
 $\alpha = 6.40E+01$
 $\lambda_1 = 4.80E-06$
 $\lambda_2 = -1.11E-05$



25
 $\alpha = 2.16E+01$
 $\lambda_1 = -7.20E-06$
 $\lambda_2 = -1.08E-05$



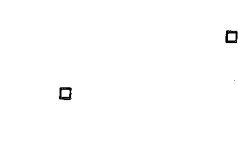
26
 $\alpha = 1.69E+02$
 $\lambda_1 = -1.04E-06$
 $\lambda_2 = -2.62E-05$



20
 $\alpha = 1.60E-02$
 $\lambda_1 = 5.29E-06$
 $\lambda_2 = -1.51E-05$



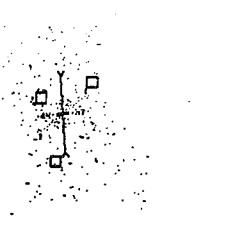
21
 $\alpha = 7.02E+01$
 $\lambda_1 = 1.21E-05$
 $\lambda_2 = -8.42E-07$



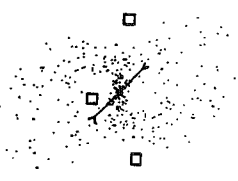
22
 $\alpha = 7.35E+01$
 $\lambda_1 = 2.47E-05$
 $\lambda_2 = -1.14E-06$



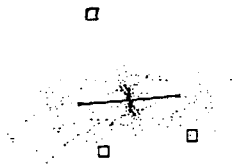
27
 $\alpha = 8.45E+01$
 $\lambda_1 = -2.81E-06$
 $\lambda_2 = -2.30E-05$



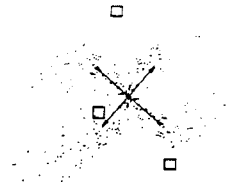
28
 $\alpha = 1.34E+02$
 $\lambda_1 = 3.63E-06$
 $\lambda_2 = -2.14E-05$



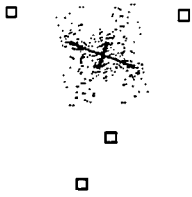
29
 $\alpha = 1.27E+02$
 $\lambda_1 = 1.29E-05$
 $\lambda_2 = -6.66E-05$



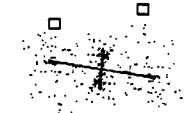
30
 $\alpha = 1.75E-02$
 $\lambda_1 = -7.15E-06$
 $\lambda_2 = -2.65E-05$



34
 $\alpha = 3.95E+01$
 $\lambda_1 = 2.36E-05$
 $\lambda_2 = -2.16E-05$



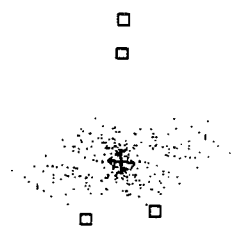
31
 $\alpha = 1.95E+01$
 $\lambda_1 = -5.49E-06$
 $\lambda_2 = -1.65E-05$



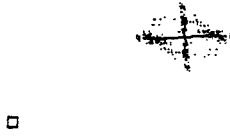
35
 $\alpha = 7.55E+00$
 $\lambda_1 = -5.12E-06$
 $\lambda_2 = -2.83E-05$



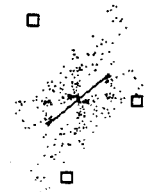
32
 $\alpha = 1.54E+02$
 $\lambda_1 = 6.92E-07$
 $\lambda_2 = -8.82E-06$



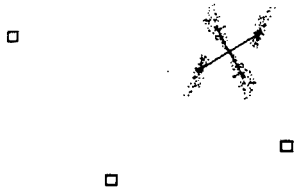
36
 $\alpha = 9.29E+01$
 $\lambda_1 = 7.61E-06$
 $\lambda_2 = -5.46E-06$



33
 $\alpha = 8.56E+01$
 $\lambda_1 = 1.83E-05$
 $\lambda_2 = -1.95E-06$



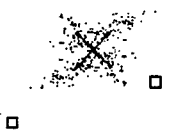
37
 $\alpha = 1.39E+02$
 $\lambda_1 = -3.46E-07$
 $\lambda_2 = -2.01E-05$



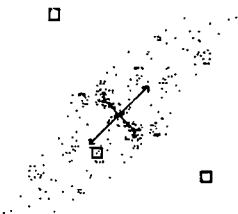
38
 $\alpha = 5.81E+01$
 $\lambda_1 = 2.25E-05$
 $\lambda_2 = -1.30E-05$



42
 $\alpha = 1.22E+02$
 $\lambda_1 = 1.57E-05$
 $\lambda_2 = -1.12E-05$



39
 $\alpha = 1.22E+02$
 $\lambda_1 = 1.02E-05$
 $\lambda_2 = 9.53E-07$



40
 $\alpha = 4.42E+01$
 $\lambda_1 = 2.45E-05$
 $\lambda_2 = -1.24E-05$



41
 $\alpha = 4.28E+01$
 $\lambda_1 = 1.55E-05$
 $\lambda_2 = -1.04E-05$

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX.

Fig. 1. Déplacement relatif de l'Afrique par rapport à l'Europe d'après les anomalies magnétiques et les principaux événements géologiques.	5
Fig. 2. Corrélation entre les directions de convergence Afrique-Europe et les événements tectoniques enregistrés dans les Alpes, la Méditerranée et l'océan Atlantique.	6
Fig. 3. Carte structurale des zones externes des Alpes occidentales et calendrier des chevauchements.	6
Fig. 4. Coupe crustale à travers les Alpes centrales le long du Profil EGT.	7
Fig. 5. Coupes crustales à travers les Alpes occidentales, le long du profil sismique ECORS-CROP.	8
Fig. 6. Répartition des masses dans l'édifice alpin.	8
Fig. 7. Image de la lithosphère alpine déduite de l'application de la méthode des tracés de rais aux résidus téléseismiques.	9
Fig. 8. Modèle de variation des taux de subsidence, de surrection et de contrainte horizontale.	10
Fig. 9. Modélisation de l'état de contrainte de la lithosphère alpine.	10
Fig. 10. Accommodation de la déformation dans l'arc alpin.	11
Fig. 11. Modèle cinématique actuel des Alpes occidentales.	12
Fig. 12. Interprétation de la structure crustale des Alpes externes sur le tracé du profil ECORS.	13
Fig. 13. Coupe équilibrée de l'extrémité méridionale du bassin molassique.	14
Fig. 14. Coupe équilibrée le long du profil ECORS.	14
Fig. 15. Line-drawing du profil ECORS dans le secteur de la Haute Chaîne du Jura.	15
Fig. 16. Structure du Jura.	16
Fig. 17. Carte des directions de transports dans le Jura méridional et le massif subalpin de la Chartreuse.	17
Fig. 18. Répartition des indices de déformation affectant des formations quaternaires ou pliocènes en France.	18
Fig. 19. Indices de tectonique récente dans la région du lac du Bourget.	19
Fig. 20. Profil sismique haute résolution réalisé sur le lac du Bourget.	21
Fig. 21. Localisation des rivières étudiées.	22
Fig. 22. Profils en long des rivières.	23
Fig. 23. Capture du Rhône par la Valserine.	23
Fig. 24. Distribution des accidents dans le remplissage quaternaire du lac d'Annecy.	24
Fig. 25. Profil sismique haute résolution réalisé sur le lac d'Annecy.	24
Fig. 26. Modèle de captures successives: réseaux hydrographiques à différents stades et moteur tectonique des captures.	25
Fig. 27. Centres des séismes en Suisse jusqu'en 1971.	28
Fig. 28. Carte de la sismicité historique des Alpes occidentales.	29
Fig. 29. Détails de l'affleurement de Chamousset.	30
Fig. 30. Fréquence des intervalles de temps entre deux niveaux perturbés.	30
Fig. 31. Profondeurs focales projetées sur une coupe Bâle - Locarno.	31
Fig. 32. Synthèse des mécanismes au foyer publiés pour les Alpes occidentales et centrales et leur avant-pays.	32
Fig. 33. Solutions focales des mécanismes au foyer.	33
Fig. 34. Mécanismes au foyer.	34
Fig. 35. Répartition et solutions focales des séismes de l'essaim du haut Valais.	35
Fig. 36. Orientation des axes P et T dans les Alpes centrales et occidentales.	37
Fig. 37. Direction de contrainte horizontale dans le Jura oriental et son avant-pays.	38
Fig. 38. Direction de contrainte horizontale compressive dans les massifs cristallins externes septentrionaux.	38
Fig. 39. Principe de réalisation du nivellement de précision.	40
Fig. 40. Nivellement entre deux points A et C situés sur la même équipotentielle de pesanteur.	40
Fig. 41. Mouvements verticaux le long du profil N-S Schwyz-Gotthard-Mendrisio.	44
Fig. 42. Mouvements verticaux obtenus par comparaison de nivellement en Suisse. L'étude porte uniquement sur les profils de premier ordre.	46
Fig. 43. Localisation des profils de nivellements utilisés sur un fond géologique.	47
Fig. 44. Localisation des profils de nivellement utilisés et erreurs de fermeture.	48
Fig. 45. Répartition des écarts entre les profils Marseille-Dunkerque I.G.N. 69, N.G.F. et I.G.N. 1983.	49
Fig. 46. Itinéraire nivelé, et écarts en centimètres avec les valeurs I.G.N.69.	50
Fig. 47a. Taux de déplacement vertical.	52
Fig. 47b. Barres d'erreur sur les taux de déplacement vertical.	53
Fig. 47c. Taux de déplacement vertical significatifs pour 95% de confiance.	54

Fig. 48. Récapitulation des principaux événements glaciaires et non glaciaires dans les montagnes françaises	56
Fig. 49. Variations du taux de surrection du bouclier fénno-scandinave depuis 15000 ans	56
Fig. 50. Taux de mouvements verticaux actuels en mm / an en Fennoscandinavie.	57
Fig. 51. Régions recouvertes par les glaciers durant le maximum de la glaciation würmienne	57
Fig. 52. Comparaison entre charge de la glace durant la dernière glaciation et les mouvements verticaux actuels le long du profil Olten-Chiasso.	58
Fig. 53. Etude des déformations verticales induites par la disparition d'une masse d'eau dans le lac Bonneville.	58
Fig. 54. Taux de déplacement vertical le long du profil ECORS.....	59
Fig. 55. Projection le long du profil EGT des taux de déplacement vertical calculés en Suisse.	60
Fig. 56. Modèle d'inversion des taux de surrection pour déterminer la géométrie du chevauchement et la vitesse de déplacement sur celui-ci.	61
Fig. 57 a et b. Taux de déplacement vertical déduits par comparaison de nivellements en Suisse et dans le nord des Alpes françaises et le sud du Jura.	62-63
Fig. 58. Profil de taux de déplacements verticaux le long du profil ECORS et inversion du profil pour déterminer les caractéristiques (géométrie et vitesse de déplacement) du chevauchement.....	65
Fig. 59. Profil de taux de déplacements verticaux le long du profil ECORS et inversion du profil pour déterminer les caractéristiques (géométrie et vitesse de déplacement) du chevauchement.....	65
Fig. 60. Profil de taux de déplacements verticaux le long du profil ECORS et inversion du profil pour déterminer les caractéristiques (géométrie et vitesse de déplacement) du chevauchement.....	66
Fig. 61. Projection des mouvements verticaux selon un profil perpendiculaire à la faille du Vuache.....	67
Fig. 62. Profil de taux de déplacements verticaux le long du profil ECORS et inversion du profil pour déterminer les caractéristiques (géométrie et vitesse de déplacement) du chevauchement.....	68
Fig. 63. Mouvements verticaux sur le profil Grenoble-tunnel du Fréjus.....	68
Fig. 64. Détermination de la géométrie des chevauchements majeurs par inversion de profils de taux de déplacements verticaux.	69
Fig. 65. Changement de coordonnées des points P, Q et R après déformation.....	70
Fig. 66. La déformation d'un triangle.	71
Fig. 67. Exemple de déformation par cisaillement pur parallèle à l'axe des y.	72
Fig. 68. Exemple de cisaillement simple parallèle à l'axe des x.	72
Fig. 69. Signification des taux de cisaillement angulaire.....	73
Fig. 70. Champs de déplacements calculés pour différentes hypothèses.	77
Fig. 71. Comparaison entre un champ de déplacement obtenu en fixant un point et un azimut et un champ de déplacement calculé après minimisation des déplacement selon une direction.	78
Fig. 72. Exemple de modèles de déformation simples, décrits par le déplacements des points.	82
Fig. 73. Organisation du réseau de premier ordre français.	84
Fig. 74. Evolution de la précision de détermination des points par triangulation selon la configuration du réseau et en particulier le degré de redondance des mesures	84
Fig. 75. Evolution de la précision de détermination des points par trilatération selon la configuration du réseau et en particulier le degré de redondance des mesures	85
Fig. 76. Organisation du réseau de second ordre réalisé par le SGA (1931-1936) dans la région du nord des Alpes occidentales françaises et le sud du Jura.	86
Fig. 77. Organisation du réseau de second ordre réalisé par l'IGN (1979-1984) dans la région du nord des Alpes occidentales françaises et le sud du Jura.	87
Fig. 78. Organisation des données dans un fichier traité par la chaîne de calcul RSG (IGN).....	88
Fig. 79. Exemple d'un calcul de résidus après compensation.	89
Fig. 80. Graphes représentant les résidus en fonction de la longueur des visées pour des mesures récentes réalisées avec 8, 16 ou 32 tours d'horizon.	90
Fig. 81. Détail de la carte du géoïde de l'IGN (hauteur du géoïde sur l'ellipsoïde Clarke 1880).	91
Fig. 82. Réseaux retenus pour l'étude de déformation.	92
Fig. 83. Répartition spatiale des points géodésiques..	93
Fig. 84. Seismicity of the western Alps..	94
Fig. 85. Structural map..	95
Fig. 86. Second order triangulation networks..	96
Fig. 87 a and b. Displacement rates with their error ellipses..	97-98
Fig. 88. Engineering parameters..	102
Fig. 89. Engineering parameters with theirs clouds of points.....	103

Fig. 90. Strain rate tensors.....	93
Fig. 91. Variations de surface des triangles.....	108
Fig. 92. Réseaux géodésiques utilisés dans l'étude des déformations crustales en Suisse.....	109
Fig. 93. Déformations crustales en Suisse.....	111
Fig. 94. Mécanismes de déformation crustale sans changement de volume.....	112
Fig. 95. Vitesses de déplacement vertical enregistrées dans le nord des Alpes occidentales et le sud du Jura.....	113
Fig. 96. Tenseurs de déformation.....	114
Fig. 97. Relation spatiale entre déplacements verticaux et déplacements horizontaux.....	115
Tab. 1. Ecart types déduits des erreurs de fermeture pour les réseaux de nivellement réalisés successivement en France.....	48
Tab. 2. Nature des paramètres libres de l'ajustement selon la nature des observations.....	75
Tab. 3. Paramètres libres, contraintes minimales, exemples de paramètres fixés et indéterminations dus au type de données.....	76
Tab. 4. Standard deviation model.....	96
Tab. 5. Numerical values of the displacements.....	99
Tab. 6. Test of the null hypothesis.....	101
Tab. 7. Numerical values of the engineering parameters.....	104
Tab. 8. Numerical values of the strain rate tensors.....	104
Photo 1. Faille normale affectant des formations quaternaires datées de l'interglaciaire Riss-Würm à Voglans.....	20
Photo 2. Failles normales de rejet décimétrique observées dans la carrière de Voglans.....	20
Photo 3. Morphologie en gradins conditionnée par la faille active Modane-Chavière.....	26
Photo 4. Détail d'une faille affectant des éboulis récents.....	27

SOMMAIRE.

RESUME	1
ABSTRACT	2
INTRODUCTION	3
 Première partie. LES ALPES: UNE CHAÎNE DE COLLISION	 5
Chapitre I: CONDITIONS AUX LIMITES.....	5
Chapitre II: STRUCTURE DES ALPES.....	7
2.1. STRUCTURE EN COUPE.....	7
2.2. DISTRIBUTION DES MASSES ET CONSEQUENCES SUR L'ETAT DE CONTRAINTE DANS LA LITHOSPHERE.....	7
2.2.1. Répartition des masses dans l'édifice alpin.....	7
2.2.2. Etat de contrainte actuel induit par la répartition actuelle des masses.....	9
2.2.3. Maintien en surcompensation du bassin molassique et du Jura.....	11
2.3. DISTRIBUTION SPATIALE DE LA DEFORMATION.....	11
Chapitre III: ETAT DES CONNAISSANCES SUR LA DEFORMATION ET LE CALENDRIER TECTONIQUE DES ZONES ALPINES EXTERNES, DU BASSIN MOLASSIQUE ET DU JURA.....	12
3.1. LES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES ET LES MASSIFS SUBALPINS.....	12
3.3.1. Structures.....	12
3.3.2. Calendrier tectonique.....	13
3.2. LE BASSIN MOLASSIQUE.....	13
3.2.1. Structure.....	13
3.2.2. Calendrier tectonique.....	14
3.3. LE JURA.....	14
3.3.1. Structure.....	14
3.3.2. Calendrier tectonique.....	16
 Deuxième partie. CONTRAINTES ET DEFORMATIONS ACTUELLES DANS LES ALPES ET LE JURA.....	 18
Chapitre I: NÉOTECTONIQUE DES ALPES OCCIDENTALES
ET DU JURA.....	18
1.1. INDICES DE DEFORMATIONS RECENTES DANS LE JURA ET LE BASSIN MOLASSIQUE.....	18
1.1.1. Les déformations affectant des formations quaternaires.....	19
1.1.2. Les anomalies du réseau hydrographique.....	22
1.2. INDICES DE DEFORMATIONS RECENTES DANS LES ALPES EXTERNES NORD-OCCIDENTALES.....	24

1.2.1. Les déformations affectant des formations quaternaires.....	24
1.2.2. Les anomalies du réseau hydrographique.....	25
1.3. INDICES DE DEFORMATIONS QUATERNAIRES DANS LES ALPES INTERNES NORD- OCCIDENTALES.....	26
Chapitre II: SISMICITE DES ALPES OCCIDENTALES ET CENTRALES ET DU JURA.....	27
2.1. REPARTITION SPATIALE DE LA SISMICITE.....	27
2.1.1. Les zones à sismicité concentrée.....	27
2.1.2. Les zones à sismicité diffuse.....	27
2.1.3. Les zones asismiques.....	27
2.1.4. Signification de cette répartition.....	29
2.1.5. Evaluation du temps de récurrence entre séismes majeurs dans le secteur Chambéry- Grenoble.....	30
2.2. ETUDE DE LA SISMICITE INSTRUMENTALE.....	30
2.2.1. Les données disponibles pour la Suisse.....	30
2.2.2. Les mécanismes au foyer des séismes du Jura et des Alpes franco-italiennes.....	35
Chapitre III: CONTRAINTES DANS LES ALPES ET LE JURA.....	36
3.1. ETUDE DES AXES P ET T DES MECANISMES AU FOYER.....	36
3.2. ETUDE DES MESURES DE CONTRAINTE IN SITU.....	36
3.2.1. Mesures de contrainte in situ dans le Jura oriental.....	36
3.2.2. Mesures de contrainte in situ dans les Alpes centrales et le nord des Alpes occidentales.....	37
3.3. ANALYSE DES DIRECTIONS DE CONTRAINTE HORIZONTALE MAXIMALE EN COMPRESSION.....	39
Troisième partie. ETUDE DES MOUVEMENTS VERTICAUX.....	40
Chapitre I: TECHNIQUES DE MISE EN EVIDENCE DES MOUVEMENTS VERTICAUX.....	40
1.1. DETERMINATION DES ALTITUDES.....	40
1.2. COMPARAISONS DE NIVELLEMENTS.....	41
1.3. COMPARAISONS DE NIVELLEMENTS REALISEES SANS COMPENSATION DES OBSERVATIONS.....	41
1.3.1. Comparaison directe des dénivelées entre réseaux de nivellement.....	41
1.3.2. Etude des discordances entre altitudes.....	41
1.4. COMPENSATION DES COMPARAISONS DE NIVELLEMENTS.....	41
1.4.1. Comparaison de réseaux mesurés instantanément.....	41
1.4.2. Comparaison portant sur des nivellements non instantanés.....	42
1.4.3. Choix d'une méthode d'ajustement.....	43
1.4.4. Etude de la continuité temporelle des vitesses de déplacement.....	43
1.5. PRECISION DES MESURES.....	44

1.5.1. Les erreurs de mesures.....	44
1.5.2. Modélisation des écarts types sur les mesures.....	45
Chapitre II: LES COMPARAISONS DE NIVELLEMENTS DANS LES ALPES ET LE JURA.....	45
2.1. LES DONNEES SUISES.....	45
2.1.1. Les mesures.....	46
2.1.2. Calcul des vitesses de déplacement.....	46
2.1.3. Représentation des résultats.....	46
2.1.4. Principaux résultats.....	46
2.2. COMPARAISON DE NIVELLEMENTS DANS LES ALPES FRANCAISES.....	47
2.2.1. Travaux antérieurs.....	47
2.2.2. Localisation géographique.....	47
2.2.3. Données disponibles pour l'étude des mouvements verticaux.....	48
2.2.4. Réalisation des réseaux comparés.....	48
2.2.5. Modélisation des différences de précision des mesures: la modélisation des écarts types associés aux mesures.....	49
2.2.6. Discordances NS entre les nivellements NGF et IGN69.....	49
2.2.7. Choix du point de référence.....	49
2.2.8. Caractéristiques de la compensation.....	49
2.2.9. Représentation des résultats.....	51
2.2.10. Principales tendances des taux de déplacement vertical calculés.....	51
2.3. SIGNIFICATION DES MOUVEMENTS VERTICAUX.....	55
2.3.1. Les mouvements verticaux ont-ils une signification physique?.....	55
2.3.2. Les mouvements locaux.....	55
2.3.3. Déplacements liés aux formations quaternaires.....	55
2.3.4. Rebond postglaciaire.....	55
2.3.5. Origine tectonique des mouvements verticaux.....	58
2.4. INVERSION DES PROFILS DE SURRECTION POUR DETERMINER LA GEOMETRIE DES CHEVAUchements ET LES VITESSES DE DEPLACEMENT HORIZONTAL.....	61
2.5. INTERPRETATION DES MOUVEMENTS VERTICAUX ENREGISTRES EN FRANCE ET EN SUISSE.....	61
2.5.1. Problème de la différence entre les points de référence.....	64
2.5.2. Le Jura.....	64
2.5.3. Le bassin molassique.....	66
2.5.4. La surrection des Alpes externes par rapport au bassin molassique.....	67
2.5.5. Les zones internes.....	68
2.6. CONCLUSIONS.....	69

Quatrième partie. ETUDE DES MOUVEMENTS HORIZONTAUX	70
Chapitre I: METHODES DE DETERMINATION	70
1.1. ANALYSE DE LA DEFORMATION.....	70
1.1.1. Du champ de déplacement à la déformation.....	70
1.1.2. Principaux types de déformation.....	71
1.1.3. Représentation de la déformation.....	73
1.2. CARACTERISATION DE LA DEFORMATION PAR COMPARAISON DIRECTE DES OBSERVATIONS REPETEES AU COURS DU TEMPS.....	74
1.2.1. Comparaison de mesures de distance.....	74
1.2.2. Comparaison directe de mesures de direction.....	74
1.3. ANALYSE DE LA DEFORMATION PAR AJUSTEMENT DES OBSERVATIONS.....	74
1.3.1. Introduction.....	74
1.3.2. Analyse de la déformation par ajustement de réseaux répétés dans le temps.....	74
1.3.3. Choix d'une méthode d'ajustement.....	78
1.3.4. Critères d'erreur sur les déplacements et les représentations de la déformation.....	79
1.4. TEST DE MODELES DE DEFORMATION.....	80
1.4.1. Le test de l'hypothèse nulle.....	80
1.4.2. Tests de modèles de déformation.....	81
Chapitre II: ETUDE DE LA DEFORMATION HORIZONTALE	83
2.1. PREPARATION DES JEUX D'OBSERVATIONS.....	83
2.1.1. Organisation du réseau français.....	83
2.1.2. Les mesures.....	83
2.1.3. Constitution des jeux d'observations.....	88
2.1.4. Observations retenues pour l'étude de déformation.....	92
2.2. ETUDES DE LA DEFORMATION.....	94
2.2.1. Abstract.....	94
2.2.2. Introduction.....	94
2.2.3. Analysis of the compared networks.....	95
2.2.4. Interpretations.....	105
2.2.5. Conclusions.....	107
2.2.6. Etude des variations de surface des triangles.....	108
Chapitre III: ETUDE DE LA DEFORMATION HORIZONTALE DANS LES ALPES SUISSES.....	109
3.1. LES DONNEES.....	109
3.2. ANALYSE DE LA DEFORMATION.....	110
3.2.1. Le modèle de déformation.....	110
3.2.2. Les résultats.....	110

Cinquième partie. COMPATIBILITE ENTRE LES TAUX DE DEPLACEMENT VERTICAL ET LES VITESSES DE DEPLACEMENT HORIZONTAL.....	112
Chapitre I: DIFFERENTS MODELES DE DEFORMATION.....	112
1.1. MODELE DE DEFORMATION CONTINUE.....	112
1.2. MODELE DE DEFORMATION DISCONTINUE.....	112
1.3. CHOIX D'UN MODELE DE DEFORMATION.	112
Chapitre II: RELATIONS ENTRE MOUVEMENTS VERTICAUX ET HORIZONTAUX DANS LE SECTEUR ETUDIE.....	114
2.1. LES MASSIFS SUBALPINS.	114
2.2. LE JURA.....	114
CONCLUSION.....	116
Chapitre I: LA DEFORMATION EN COURS DANS LE JURA	116
1.1. Le Jura externe.	116
1.2. Le Jura interne.....	116
Chapitre II: LA DEFORMATION EN COURS DANS LE BASSIN MOLASSIQUE FRANCO-SUISSE..	117
2.1. Aperçu général.	117
2.2. Les accidents NW-SE.....	117
2.2.1. La faille du Vuache.....	117
2.2.2. Les failles du Lac du Bourget	117
Chapitre III: LA DEFORMATION EN COURS DANS LES MASSIFS SUBALPINS.....	118
3.1. Les déplacements verticaux et la déformation horizontale à l'intérieur des massifs subalpins.....	118
3.2. Une extension de part et d'autre de la cluse d'Annecy?.....	118
Chapitre IV: LA DEFORMATION ACTUELLE DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES.	118
Chapitre V: LES ZONES INTERNES.	118
REMERCIEMENTS.....	119
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	121
ANNEXES.....	126
annexe 1 Localisation des indices de déformation quaternaire.....	126
annexe 2 Localisation des failles actives de Vanoise.....	127
annexe 3 Comparaison nivellement sur des profils de premier ordre dans les Alpes	128
annexe 4 Carte des isocines dans le N-E de la France	129

annexe 5 Present-day vertical displacements in the north-western Alps and southern Jura: data from levellings comparisons	130
annexe 6 Tenseurs de déformations (détail des tenseurs)	141

