



**HAL**  
open science

**Déformation récente et actuelle des Alpes occidentales.  
Mise en évidence, caractérisation et quantification par  
analyse géomorphologique et comparaison de  
nivellements**

Xavier Darmendrail

► **To cite this version:**

Xavier Darmendrail. Déformation récente et actuelle des Alpes occidentales. Mise en évidence, caractérisation et quantification par analyse géomorphologique et comparaison de nivellements. Géomorphologie. Université de Savoie, 1994. Français. NNT : . tel-00723701

**HAL Id: tel-00723701**

**<https://theses.hal.science/tel-00723701>**

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°21

**DÉFORMATION RÉCENTE ET ACTUELLE DES ALPES OCCIDENTALES.  
MISE EN ÉVIDENCE, CARACTÉRISATION ET QUANTIFICATION PAR ANALYSE  
GÉOMORPHOLOGIQUE ET COMPARAISON DE NIVELLEMENTS.**

**Xavier Darmendrail**



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°21**

**DÉFORMATION RÉCENTE ET ACTUELLE DES ALPES OCCIDENTALES.  
MISE EN ÉVIDENCE, CARACTÉRISATION ET QUANTIFICATION  
PAR ANALYSE GÉOMORPHOLOGIQUE ET COMPARAISON DE NIVELLEMENTS.**

**Xavier Darmendrail**



1994

**DÉFORMATION RÉCENTE ET ACTUELLE DES ALPES OCCIDENTALES.  
MISE EN ÉVIDENCE, CARACTÉRISATION ET QUANTIFICATION  
PAR ANALYSE GÉOMORPHOLOGIQUE ET COMPARAISON DE NIVELLEMENTS <sup>1</sup>**

Xavier DARMENDRAIL \*

**RÉSUMÉ** - La convergence des plaques africaine et eurasiennne, à la vitesse de 1 cm/an, fait des Alpes une chaîne de collision active. Nous cherchons à caractériser et quantifier les déformations superficielles traduisant cette activité dans les Alpes occidentales françaises, au Sud de Chambéry, du Pliocène à l'Actuel. Deux approches complémentaires sont mises en oeuvre: la géomorphologie pour l'analyse de la déformation finie et la comparaison de nivellements réalisés à 80 ans d'intervalle pour l'étude de la déformation instantanée.

Nous avons analysé l'éventuelle signification tectonique de la morphologie des versants de vallées. La morphologie en facettes triangulaires, caractéristique d'une surface de faille normale, est observée le long de la bordure est du Grésivaudan, de la vallée du bas Gelon et de la Combe de Savoie. Les failles ainsi caractérisées présentent un rejet vertical de 100 à 150 m, déduit de l'analyse des profils en long des torrents, attribué aux derniers 65 000 ans. Le début de l'activité de cette tectonique transversale à la chaîne n'est pas daté. Nous proposons aussi un contrôle par la tectonique extensive longitudinale de la basse vallée de la Maurienne (arguments morphostructuraux et thermochronologiques). Une extension de 3-4 km responsable de mouvements verticaux de 2000 m entre -7 Ma et l'Actuel est calculée dans Belledonne. La poursuite de ces mouvements après -65 000 ans est suggérée au niveau des Collines bordières par le basculement de dépôts quaternaires et l'inversion de la pente de la vallée du bas Gelon (40 à 100 m). Les captures successives de rivières au Sud de la confluence Arc-Isère (Arc, Bréda et Bens) sont interprétées en terme de tectonique. L'analyse des profils en long des torrents et la reconstitution d'un paléo-réseau hydrographique au Würm précoce permettent de proposer des vitesses de mouvements verticaux de 1,5 à 1,8 mm/an pour les derniers 65 000 ans. Une analyse analogue de la capture de la Romanche par le Drac, révèle des mouvements verticaux de l'ordre de 3,8 mm/an pour la même période de temps. L'ensemble de ces études suggère la superposition de deux tectoniques, longitudinale et transversale. La première s'enracine dans le socle, tandis que la seconde, est interprétée comme du glissement gravitaire affectant la couverture.

La comparaison des nivellements révèle des mouvements verticaux à l'échelle du siècle. Nous proposons une origine tectonique pour expliquer certains d'entre eux.

Les principaux mouvements verticaux de grande longueur d'onde mis en évidence sont, par rapport à l'avant-pays, la surrection des massifs subalpins du Vercors (1 mm/an) et de la Chartreuse (1,5 mm/an) et celle du massif cristallin de Belledonne (1 à 1,5 mm/an). Ces mouvements peuvent traduire la continuité de la surrection plio-quaternaire de Belledonne, éventuellement associée à l'activité de son chevauchement crustal. Le bloc Devoluy - SE de Belledonne, partie la moins sismique des Alpes occidentales, présente un affaissement de 0,8 à 1,9 mm/an par rapport à l'avant-pays (i.e. 2,5 mm/an par rapport au Vercors). Des mouvements localisés (> 0,7 mm/an) sont également mis en évidence dans cette région, les compartiments au Sud étant systématiquement affaissés par rapport à ceux au Nord. Le mouvement localisé le plus important se situe sur l'accident de l'Eau d'Olle (2,5 mm/an), ce qui en fait l'accident le plus actif connu dans les Alpes.

Les mouvements tectoniques ainsi caractérisés s'expriment par une extension à composantes longitudinale (qui affecte le socle) et transversale (plus superficielle). L'extension longitudinale se maintient depuis le Miocène supérieur. En revanche, compte tenu des marqueurs utilisés, on n'enregistre la tectonique transversale que depuis l'interglaciaire Riss-Würm (65 000 ans). Nous interprétons l'extension comme une conséquence de la surrection générale de la région étudiée. Plusieurs phénomènes semblent contribuer à cette surrection: - le chevauchement crustal de Belledonne depuis le Miocène; - un bombement régional d'origine mantellique depuis le Miocène supérieur; - le rebond post-glaciaire, dont la contribution actuelle à la surrection régionale semble cependant faible. En revanche, la déstabilisation gravitaire qui résulte du délestage glaciaire semble un phénomène majeur dans la déformation actuelle.

**MOTS CLÉS** - Alpes occidentales, vallées, géomorphologie, comparaison de nivellements, néotectonique, tectonique gravitaire.

\* Laboratoire de Géodynamique(URA 69), 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 21 Juin 1994 pour l'obtention du Diplôme de Doctotat Spécialité Sciences de la Terre, devant la commission d'examen:

M. TARDY	Président
G. MENARD	Directeur de thèse
J. FOURNIGUET	Rapporteur
J.L. MUGNIER	Rapporteur
B. DELCAILLAU	Examineur
M. LEPAPE	Examineur
R. LHENAFF	Examineur
J. MERCIER	Examineur

## INTRODUCTION

La formation des Alpes résulte du poinçonnement de la plaque lithosphérique eurasiennne par la plaque africaine, à une vitesse de l'ordre de 1 cm/an (Argand, 1922; Pavoni, 1961; Savostin *et al.*, 1986; Tapponnier, 1977; Ménard, 1988; Dewey *et al.*, 1989). Le mouvement relatif de l'Afrique est dirigé vers le NW depuis 9 Ma (Dewey *et al.*, 1973; Biju-Duval *et al.*, 1977; Tapponnier, 1977; Olivet, 1978; Dewey *et al.*, 1989).

En réponse, dans la chaîne, il se produit une migration des structures actives vers l'extérieur, les zones externes n'étant structurées que depuis l'Oligocène (Ménard, 1988; Dewey *et al.*, 1989; Guellec *et al.*, 1990; Mugnier *et al.*, 1990; Tardy *et al.*, 1990; Baudin et Marquer, 1993). C'est principalement

au niveau du chevauchement des Massifs cristallins externes sur l'avant-pays qu'est accommodée l'actuelle convergence NW-SE des plaques (DeMetz *et al.*, 1990).

Dans le cadre de la dynamique alpine, les vitesses de surrection des parties externes varient de 0,5 à 2 mm/an selon les méthodes utilisées pour les quantifier: géologie, géochronologie, géomorphologie ou géodésie (Clark et Jäger, 1969; Jeanrichard, 1975; Mayer, 1984; Nikonov, 1989).

Dans cette étude, sont abordés les aspects qualitatif et quantitatif de l'évolution de la déformation superficielle liée au régime de compression général, dans les Alpes nord-occidentales françaises (Fig. I-1).

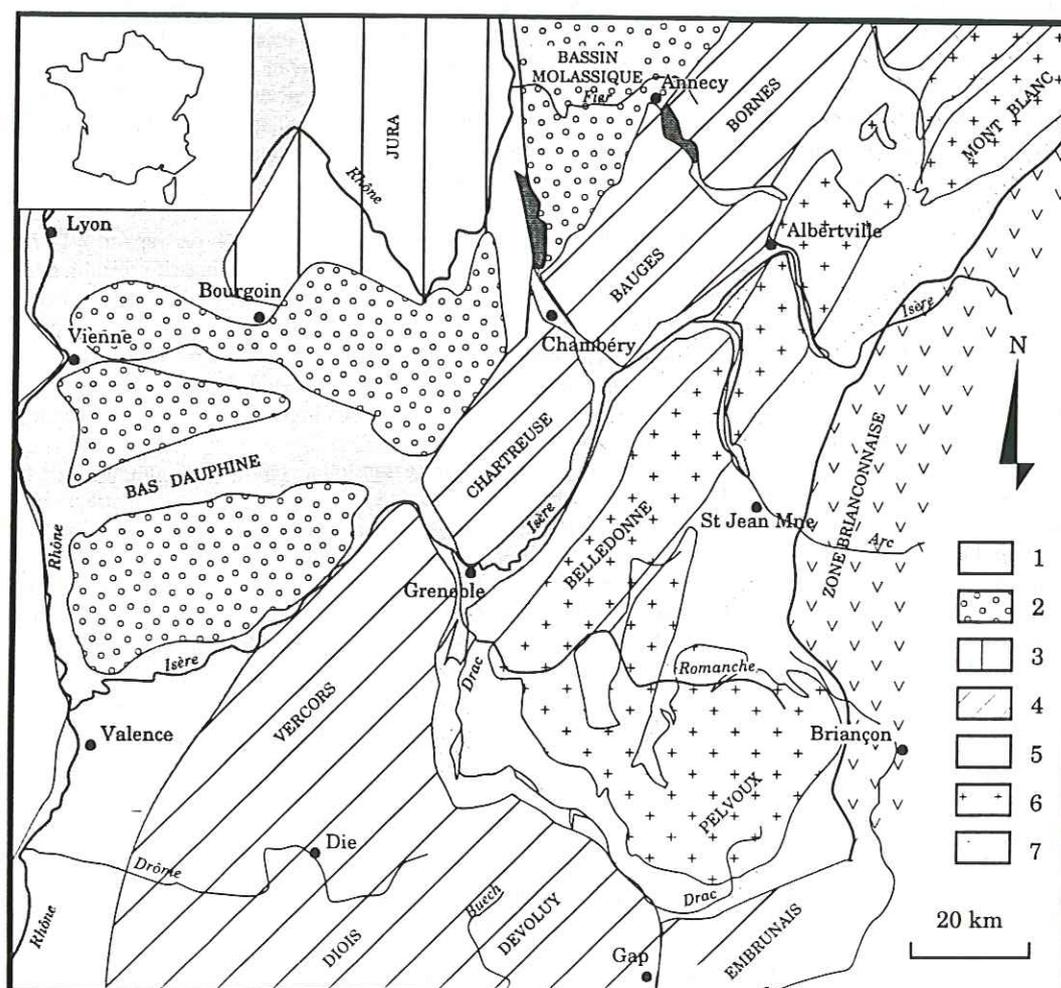


Fig. I-1. Carte géologique simplifiée de la région étudiée. 1- formations quaternaires; 2- Molasse miocène; 3- Jura; 4- Massifs subalpins; 5- couverture sédimentaire des Massifs cristallins externes; 6- Massifs cristallins externes; 7- Zones internes.

Elle présente deux volets, correspondant à deux approches de la néotectonique, basées: l'une sur l'analyse de la déformation finie (géomorphologie), l'autre sur l'étude de la déformation verticale instantanée (comparaison de nivellements).

Dans la première partie, nous présentons les effets des déformations d'origine tectonique sur la morphologie, les formes du relief traduisant partiellement les mouvements lithosphériques. Nous analysons alors les anomalies du réseau hydrographique et les marqueurs géomorphologiques de l'activité tectonique récente aux abords des grandes vallées des Alpes nord-occidentales françaises.

L'interprétation des relations entre tectonique et réseau hydrographique est confrontée aux résultats d'autres méthodes: analyse structurale, gravimétrie, sismicité historique.

La deuxième partie est consacrée à l'étude des mouvements verticaux actuels par comparaison de nivellements effectués à 80 ans d'intervalle par l'I.G.N. (Institut Géographique National). Le secteur alors concerné déborde celui de l'étude géomorphologique afin de replacer les mouvements mis en évidence dans un contexte plus général. L'interprétation géologique des taux de déplacements verticaux obtenus prend en compte les résultats fournis par d'autres méthodes, et en particulier par l'analyse géomorphologique.

Dans la dernière partie, synthèse est faite des mouvements récents et actuels déduits respectivement de la morphologie et des comparaisons de nivellements. Ils sont interprétés en terme de directions locales de déformation superficielle, et replacés dans le régime global de déformation.

## PREMIERE PARTIE

LES VALLÉES DES ALPES OCCIDENTALES:  
GÉOMORPHOLOGIE ET ORIGINE

## CHAPITRE 1

## PROBLÉMATIQUE ET MÉTHODOLOGIE

## 1. - LE PROBLEME DE L'ORIGINE DES VALLÉES ALPINES

## 1.1. Origine par érosion

La morphologie des vallées dépend de l'agent d'érosion et de transport qui les a empruntées. Dans les Alpes, durant le Quaternaire, les glaciers et les cours d'eau qui se sont succédé au rythme des glaciations et déglaciations l'ont engendrée. Aux larges vallées à fond plat, façonnées essentiellement durant les dernières glaciations du Riss et du Würm (Fig. I-2), s'opposent classiquement les étroites vallées fluviales, creusées durant les stades interglaciaires.

La majeure partie des formes du relief que l'on observe aujourd'hui résulte de l'action des derniers glaciers du Würm (Fig. I-3) et, depuis près de 30 000 ans, de l'érosion fluviale.

Cependant, tous les auteurs ne s'accordent pas sur le réel pouvoir érosif des glaciers.

Certains considèrent les glaciers comme les agents d'érosion les plus actifs: la glace en s'écoulant creuse profondément et indépendamment de la topographie préglaciaire.

Pour d'autres, les glaciers sont tout au plus un agent de transport: la fragmentation par le gel des versants des vallées prépare les matériaux qui sont charriés à la surface du glacier. Le rôle essentiel revient au défonçage périglaciaire (Boyé, *in* Derruau, 1967).

Les derniers admettent que les glaciers creusent, mais qu'il ne peuvent pas faire table rase de la surface préglaciaire (De Martone, *in* Derruau, 1967; Flint, 1957). De plus, la nature du substratum joue un grand rôle: il doit être fracturé et le glacier être armé de débris rocheux, pour que l'abrasion soit intense.

L'action érosive des glaciers n'est donc pas entièrement connue, si bien que les auteurs leur attribuent des façonnements de reliefs variés (Derruau, 1967 et 1990; Birot, 1968 et 1981; Veyret, 1971; Tricart, 1971 et Coque, 1993). Parmi les morphologies rencontrées dans les Alpes nord-occidentales françaises, certaines ne peuvent en outre être attribuées aux seules érosions; la part de la tectonique quaternaire est à prendre en compte.

## 1.2. Origine tectonique

La disposition géographique et la direction des vallées dans les Alpes occidentales ne sont pas compatibles avec un schéma simple de réseau hydrographique. Elles sont souvent guidées par les structures.

Des vallées sont installées le long d'accidents plus ou moins anciens. Cette disposition s'explique par la facilité qu'ont glaciers et cours d'eau, pour débayer ces zones fragilisées.

Table 2: plio-quaternary main stages definitions and ages given for these stages.

Historique	0 - 2 000 *	Actuel	0 - 2000
Post Glaciaire	8 200 - 0 (BC)**	Holocène	0 - 8 200 (BC)
Tardi Glaciaire	10 000 - 8 200		
Würm	80 000 - 10 000	Pléistocène supérieur	Pléistocène
R-W	120 000 - 80 000	120 000 - 8 200	
Riss	260 000 - 120 000	Pléistocène moyen	1 800 000 - 8 200
M-R	300 000 - 260 000		
Mindel	650 000 - 300 000	700 000 - 120 000	
G-M	700 000 - 650 000		
Günz	1 200 000 - 700 000	Pléistocène inférieur	
Donau-Günz	1 800 000 - 1 200 000	1 800 000 - 700 000	Villafranchien
Pliocène supérieur	3 400 000 - 1 800 000	Pliocène	3 400 000 - 1 200 000
Pliocène inférieur	5 300 000 - 3 400 000	5 300 000 - 1 800 000	

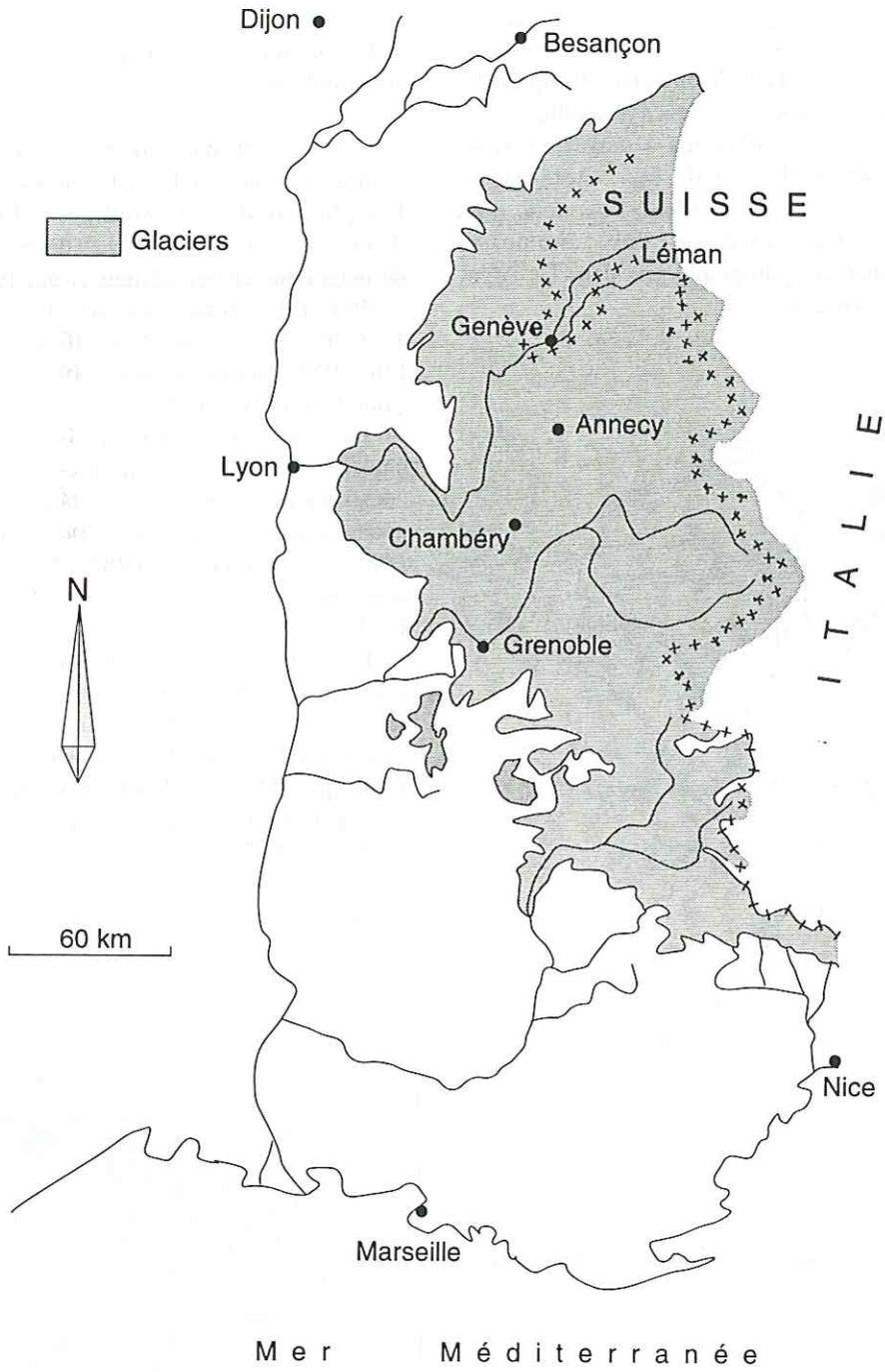


Fig. I-3. Extension des glaciers au Würm dans les Alpes occidentales (Montjuvent *et al.*, 1984).

D'autres vallées semblent guidées par des accidents tardifs, voire encore actifs. Dans certains cas, il peut s'avérer que des cours d'eau actuels ne font qu'emprunter des dépressions dont l'ouverture est d'origine tectonique; la vallée n'est pas toujours le résultat de l'érosion par le glacier qui a précédé la rivière actuelle.

S'il apparaît évident que tectonique et érosion sont souvent liées, la part attribuée à l'une ou à l'autre demeure incertaine (§ 1-1). En recherchant l'origine des principaux caractères morphologiques des vallées et de leurs abords, nous chercherons à déterminer, de manière qualitative, lequel de ces facteurs est principalement à l'origine des vallées. Pour cela, nous avons réalisé une analyse des anomalies géomorphologiques et hydrographiques dans les Alpes nord-occidentales (Fig. I-1).



Fig. I-4. Réseau hydrographique simplifié des Alpes nord-occidentales.

### 1.3. Le problème structural posé par le tracé des cours d'eau des Alpes nord-occidentales

Très tôt, le tracé des cours d'eau majeurs des Alpes nord-occidentales (Arc, Isère, Romanche) est apparu anormal (Lugeon, 1897 et 1901). Il révèle un découpage amont-aval des vallées en tronçons, tantôt parallèles, tantôt transverses aux structures (Fig. I-4).

La complexité du tracé du réseau hydrographique n'est pas liée aux seules structures alpines. Elle peut

refléter l'activité tectonique récente et actuelle de la région. Pour caractériser cette dernière, il est nécessaire de repérer dans la morphologie les marqueurs de la tectonique, et d'en faire l'analyse.

## 2. - MÉTHODES GÉOMORPHOLOGIQUES

### 2.1. Indices tectoniques décelables dans la morphologie

Les relations entre tectonique et réseau hydrographique sont l'objet de nombreuses études. Les plus nombreuses soulignent l'influence sur les débits des cours d'eau proches d'épicentres des séismes de magnitude élevée (Briggs *et al.*, 1955; Zones, 1957; Waller, 1966; Johnson *et al.*, 1974; Gregson *et al.*, 1976; Roeloffs, 1988; Roeloffs *et al.*, 1989; King et Ellis, 1990; Rojstaczer *et al.*, 1992; Morat *et al.*, 1992; Muir-Wood *et al.*, 1993).

Les séismes superficiels entraînant des déplacements le long de failles à la surface, créent des décalages de la topographie, décelables par une étude géomorphologique (Nash, 1980; Molnar *et al.*, 1984 et 1989; Peltzer *et al.*, 1988; Armijo *et al.*, 1991; Gaudemer *et al.*, 1992; Avouac, 1993; Avouac *et al.*, 1993).

La région que nous étudions ne présente pas de vitesses de déformation importantes et n'est affectée que par de rares séismes aux magnitudes élevées (Fig. I-5). Pour l'essentiel la déformation semble y être aismique (Ménard, 1988). En conséquence, il faut s'attendre à observer principalement des marqueurs géomorphologiques de déformation continue à faible vitesse, moins nets que ceux engendrés lors de forts séismes.

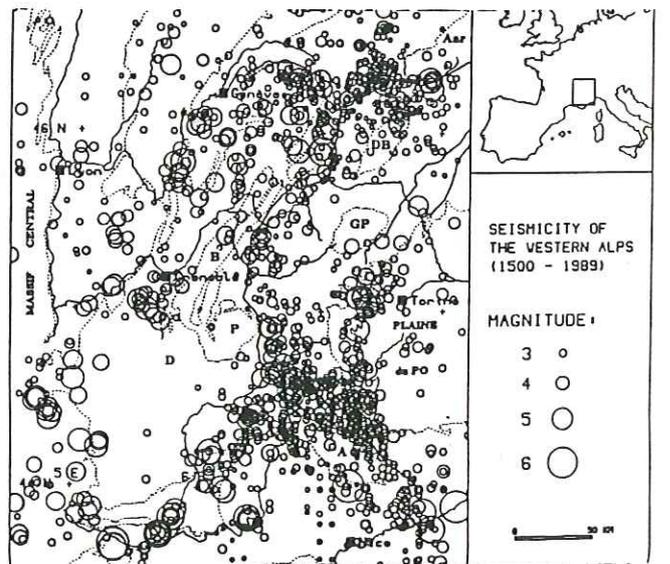
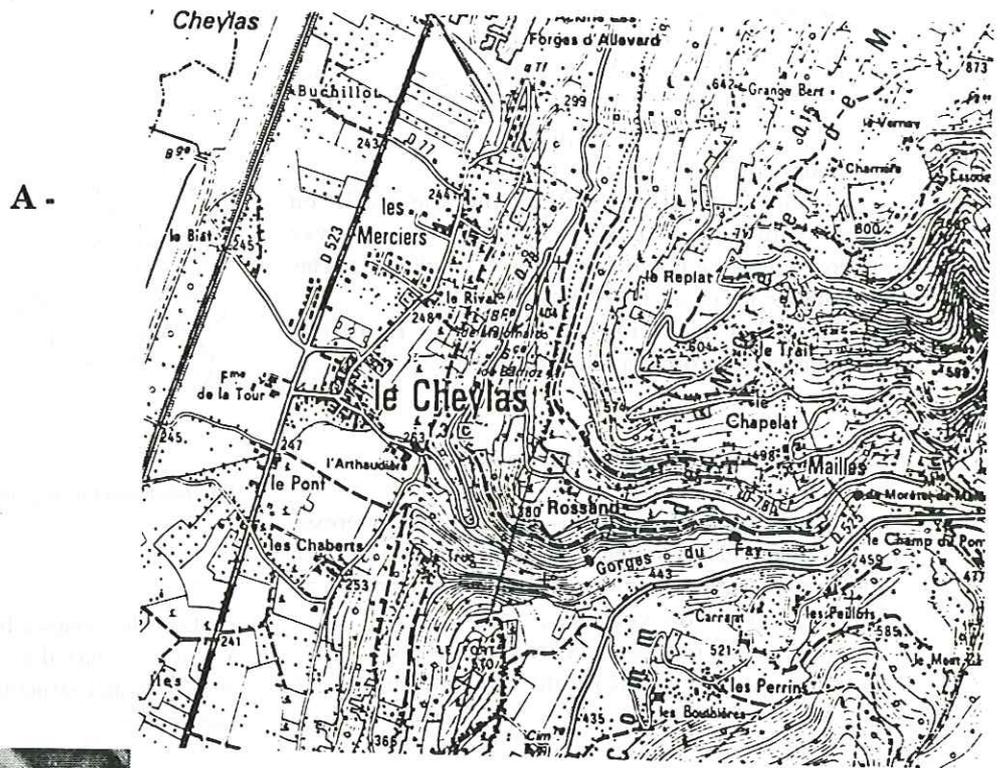
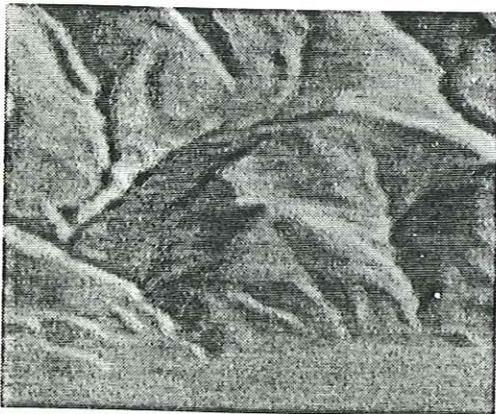


Fig. I-5. Carte de la sismicité historique (1550-1989) des Alpes occidentales (d'après Guyoton, 1991).



Feuille 3333 Est, Montmélian-Allevard

B -



Vue 3-D depuis le NW

Campagne Montmélian-Tignes, 1948

C -



Fig. I-6. Documents utilisés pour l'étude géomorphologique. A: carte topographique IGN au 1/25 000; B: photo d'une partie de la carte en relief IGN au 1/50 000; C: photo aérienne. Exemple du débouché du ruisseau du Fay dans le Grésivaudan, Isère.

## 2.2. Documents pour l'analyse géomorphologique

Différents supports ont été utilisés pour l'étude géomorphologique (Fig. I-6).

La **carte topographique** au 1/25 000 de l'I.G.N. est le principal document de travail disponible pour l'ensemble des Alpes. Les **photos aériennes** associées ont été consultées pour préciser certains traits morphologiques.

L'étude en 3-D du relief, indispensable en géomorphologie, est réalisée par analyse stéréoscopique de photos aériennes et emploi de **cartes en relief** de l'IGN au 1/50 000 et 1/100 000.

Enfin, l'observation sur le **terrain** fournit le complément d'information indispensable.

## 2.3. Les formes étudiées et leurs anomalies

L'étude géomorphologique de ce travail intéresse pour l'essentiel les vallées. Elle consiste en l'analyse du tracé du réseau hydrographique et des profils de cours d'eau et de versants, pour y déceler des anomalies (par rapport aux traits "normaux" de la morphologie régionale) dont l'origine peut être tectonique.

### 2.3.1. Le réseau hydrographique et ses anomalies

Un réseau hydrographique théorique normal est constitué par un système de cours d'eau aux débits de plus en plus importants, confluant vers le point bas topographique, correspondant au niveau de base (Horton, 1945, Fig. I-7).

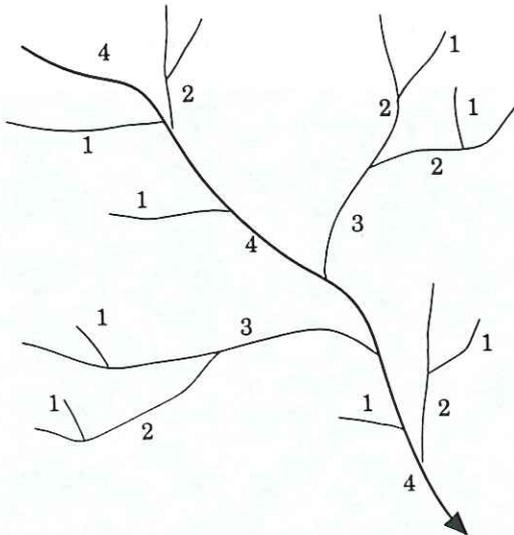


Fig. I-7. Hiérarchisation des talwegs selon Horton (1945). La réunion de 2 cours d'eau d'ordre  $n$  forme un tronçon de rivière (ou un talweg) d'ordre  $n+1$ .

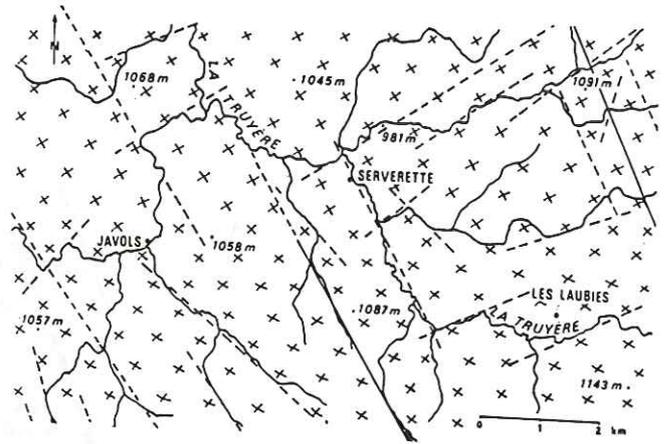


Fig. I-8. Réseau hydrographique et structure géologique (in Coque, 1993).

Dans les zones à lithologies contrastées, on s'attend à voir les cours d'eau s'écouler dans des dépressions parallèles aux structures, creusées dans les roches les plus tendres.

Les autres schémas de réseaux hydrographiques révèlent une relation avec la tectonique de deux manières possibles:

- la prédisposition structurale. Les cours d'eau empruntent des zones de fractures (Fig. I-8), héritage d'une tectonique plus ou moins ancienne (Lugeon, 1901; Gignoux et Moret, 1952; Masseport, 1955; Simon-Coinçon, 1993; Coque, 1993).
- la contemporanéité de l'installation (ou de l'abandon) du cours d'eau et du mouvement tectonique.

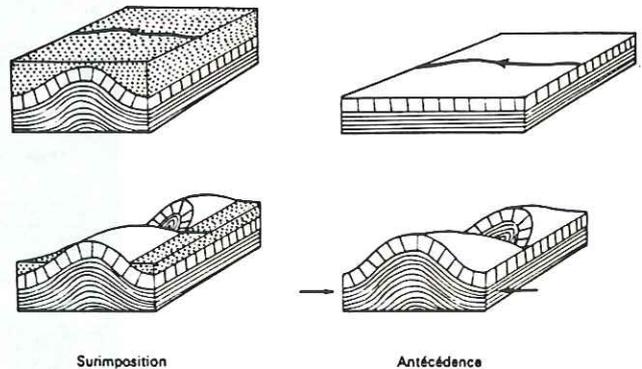
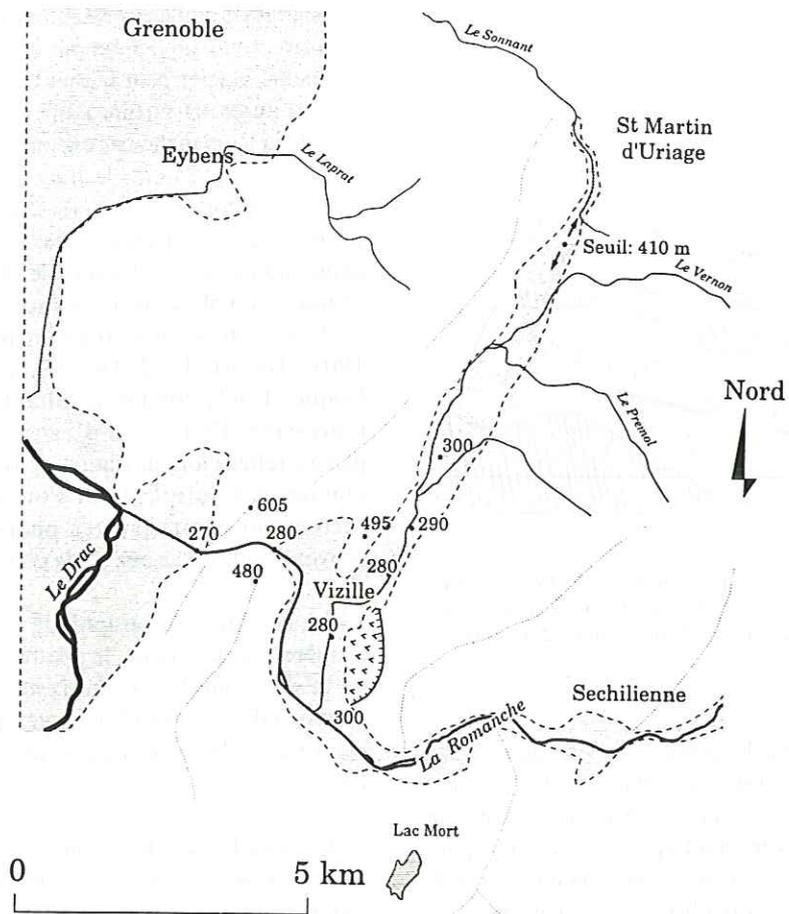


Fig. I-9. Les cluses, vallées sécantes aux structures géologiques et leurs origines (in Coque, 1993).



Vue 3-D depuis l'Ouest: photo de la carte en relief IGN-Grenoble-1/50 000

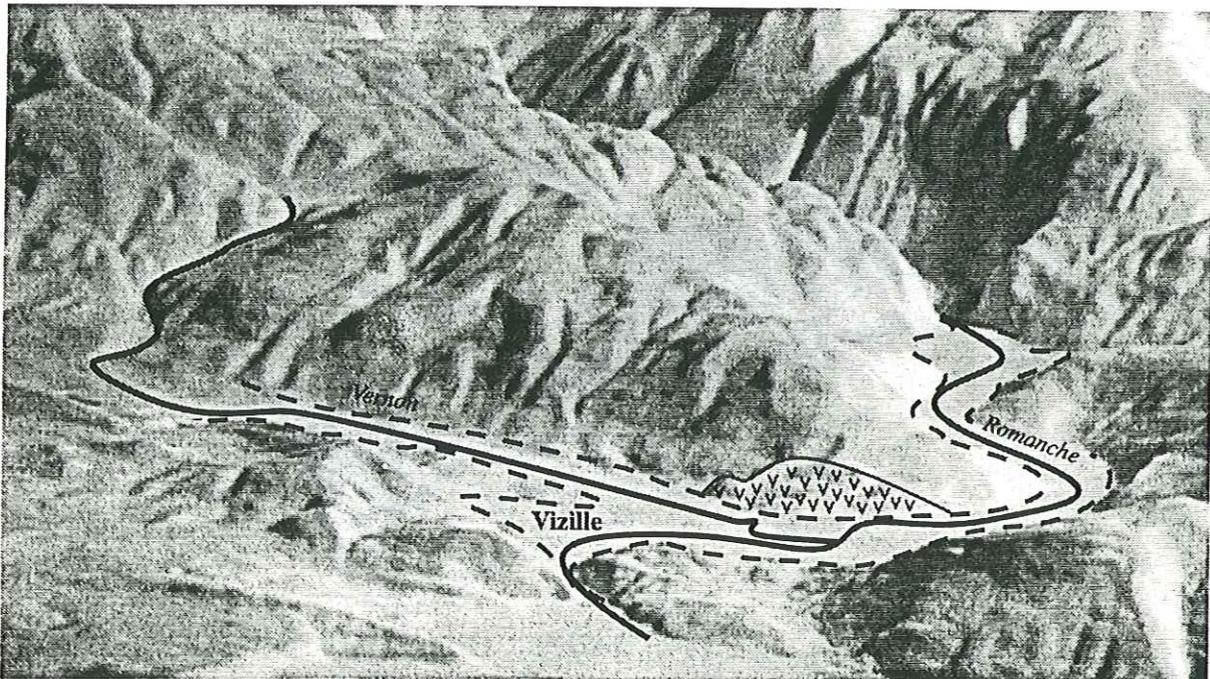


Fig. I-10. "Anomalie" hydrographique: la rivière "creuse" une gorge étroite au lieu d'emprunter la large dépression s'ouvrant devant elle. Exemple de la vallée de la Romanche.

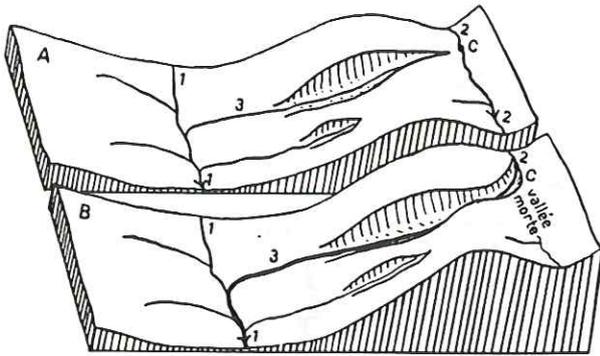


Fig. I-11. Capture de cours d'eau par recul de tête (in Derruau, 1967). A: avant capture; B: après capture; 1: cours d'eau principal; 2: cours d'eau subissant la capture; 3: cours d'eau capturant 2; C: coude de capture.

Les vallées mortes délaissées par les cours d'eau, ou les vallées dont la taille est disproportionnée par rapport à celles des cours d'eau qui les occupent sont aussi des anomalies hydrographiques. C'est le cas pour certaines cluses, vallées sécantes aux structures (Fig. I-9). De nombreux géomorphologues et géologues s'accordent depuis longtemps pour dire que les cluses ont une origine tectonique (Lory, 1885; Lugeon, 1897; Auboin *et al.*, 1968; Veyret, 1969).

Certaines vallées présentent des morphologies que l'érosion seule ne permet pas d'expliquer. Après retrait, un même glacier peut laisser une vallée large dans des roches dures, et étroite dans des roches plus tendres (cas de la Romanche par exemple).

Dans d'autres cas, le tracé de certains cours d'eau montre un coude, la rivière s'écoulant alors dans des gorges étroites et profondes, au lieu d'emprunter la dépression s'offrant devant elle (Fig. I-10). Il peut alors résulter d'un phénomène de capture.

Les captures sont souvent interprétées (Lugeon, 1901; Tricart, 1952; Goguel, 1954; Derruau, 1967; Coque, 1993) comme résultant de la seule érosion régressive d'un cours d'eau (Fig. I-11). Elle sont parfois reliées à la déviation de rivières par les langues glaciaires (Baulig, 1950; Fourneaux, 1975). Nous verrons plus loin que ces phénomènes externes ne peuvent expliquer à eux seuls certaines captures.

Le réseau hydrographique enregistre souvent de manière spectaculaire, le jeu décrochant d'accidents: les talweg sont décalés horizontalement, d'une valeur correspondant au rejet horizontal de la faille (Molnar et Lyon-Caen, 1989; Bellier *et al.*, 1993; Winter *et al.*, 1993).

Dans ce travail, les anomalies marqueurs d'activité tectonique sont recherchées sur cartes topographiques, photos aériennes, cartes en relief et sur le terrain. Une fois détectées, le phénomène principal qui en est à l'origine est déterminé, quantifié et daté, entre autre par reconstitution des paléo-réseaux hydrographiques.

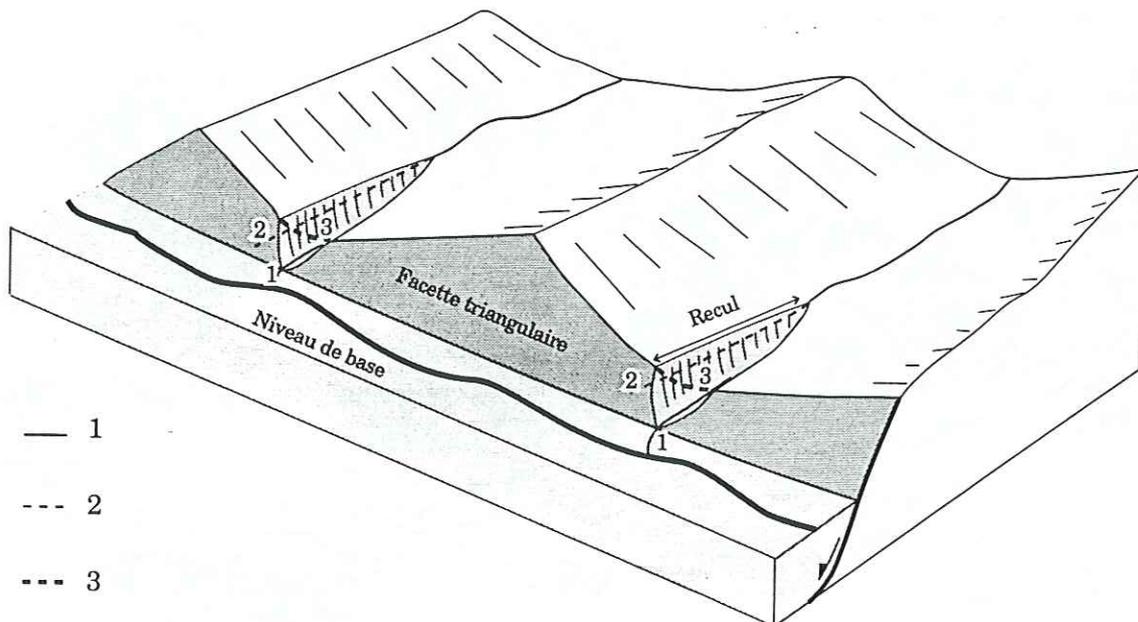


Fig. I-12. Recul d'une rupture de pente par érosion régressive, consécutive à la baisse du niveau de base (le moteur est le jeu d'une faille normale). Différents marqueurs permettent la reconstitution du paléo-niveau de base: 1: cours d'eau actuel; 2: restitution du paléo-cours d'eau à partir du profil en long extrapolé; 3: vallée perchée: restitution de l'ancien fond de la vallée correspondant à 2, d'après le profil en travers.

2.3.2. Les profils en long des cours d'eau et leurs anomalies

Aux endroits où des anomalies du réseau hydrographique ont été repérées, nous avons analysé les profils en long des cours d'eau principaux et leurs affluents.

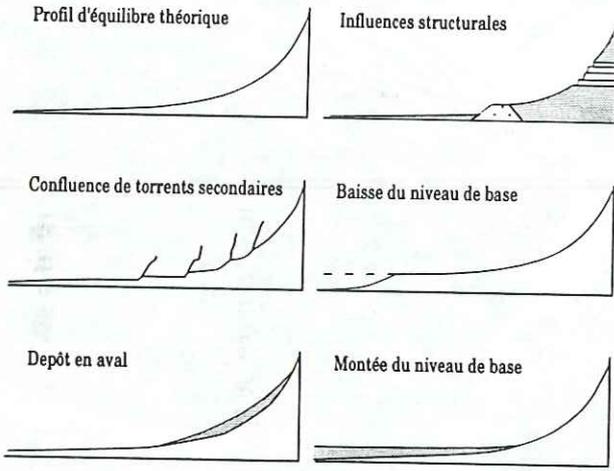


Fig. I-13. Profils en long simplifiés de rivières montrant les influences de différents facteurs (d'après Selby, 1985).

Notion de profil d'équilibre et de niveau de base:

Depuis D. Guglielmini (XVII<sup>ème</sup> siècle) il est montré que les rivières façonnent leur lit par ablation et dépôt jusqu'à la réalisation d'un état d'équilibre entre la force du courant et la résistance du fond (Coque, 1993). Le profil d'équilibre théorique est défini par une courbe régularisée, telle qu'en tous ses points la vitesse du courant assure le transport de la totalité de la charge solide venue d'amont, sans qu'il y ait ni creusement ni accumulation (Biro, 1961).

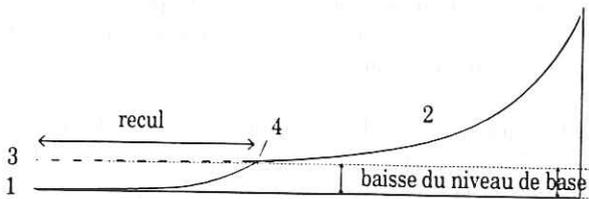


Fig. I-14. Evolution du profil en long d'un cours d'eau dont le niveau de base s'est abaissé. 1: cours inférieur actuel; 2: cours supérieur actuel; 3: paléo-cours correspondant à l'extrapolation du cours supérieur actuel; 4: rupture de pente correspondant à la limite atteinte par l'érosion régressive.

La notion de niveau de base fut proposée par A. Surell (XIX<sup>ème</sup> siècle), ainsi que le caractère régressif de l'action du torrent à partir de celui-ci (Fig. I-12), correspondant à sa confluence avec la rivière d'ordre supérieur (Horton, 1945; Coque, 1993).

Divers facteurs influent sur le profil en long d'un cours d'eau (Fig. I-13; Selby, 1985). Ce sont:

- la variation du débit (apports d'affluents);
- la vitesse de charge;
- les différences lithologiques le long du cours d'eau;
- la variation du niveau de base;
- le passage sur un accident actif.

Parmi ces facteurs, certains sont ou peuvent avoir une origine tectonique.

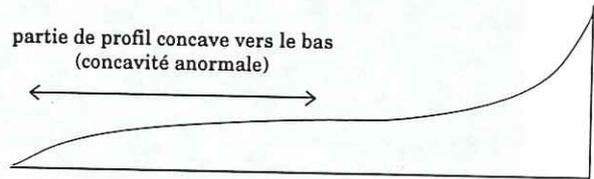


Fig. I-15. Profil en long d'un torrent présentant une concavité "anormale" tournée vers le bas.

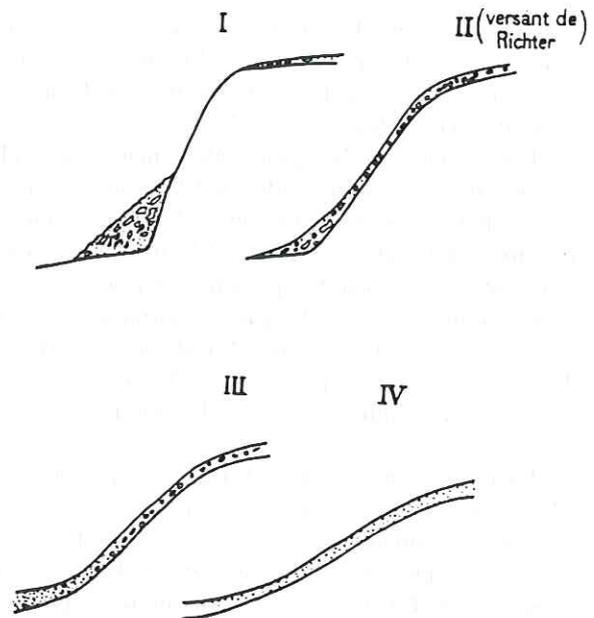
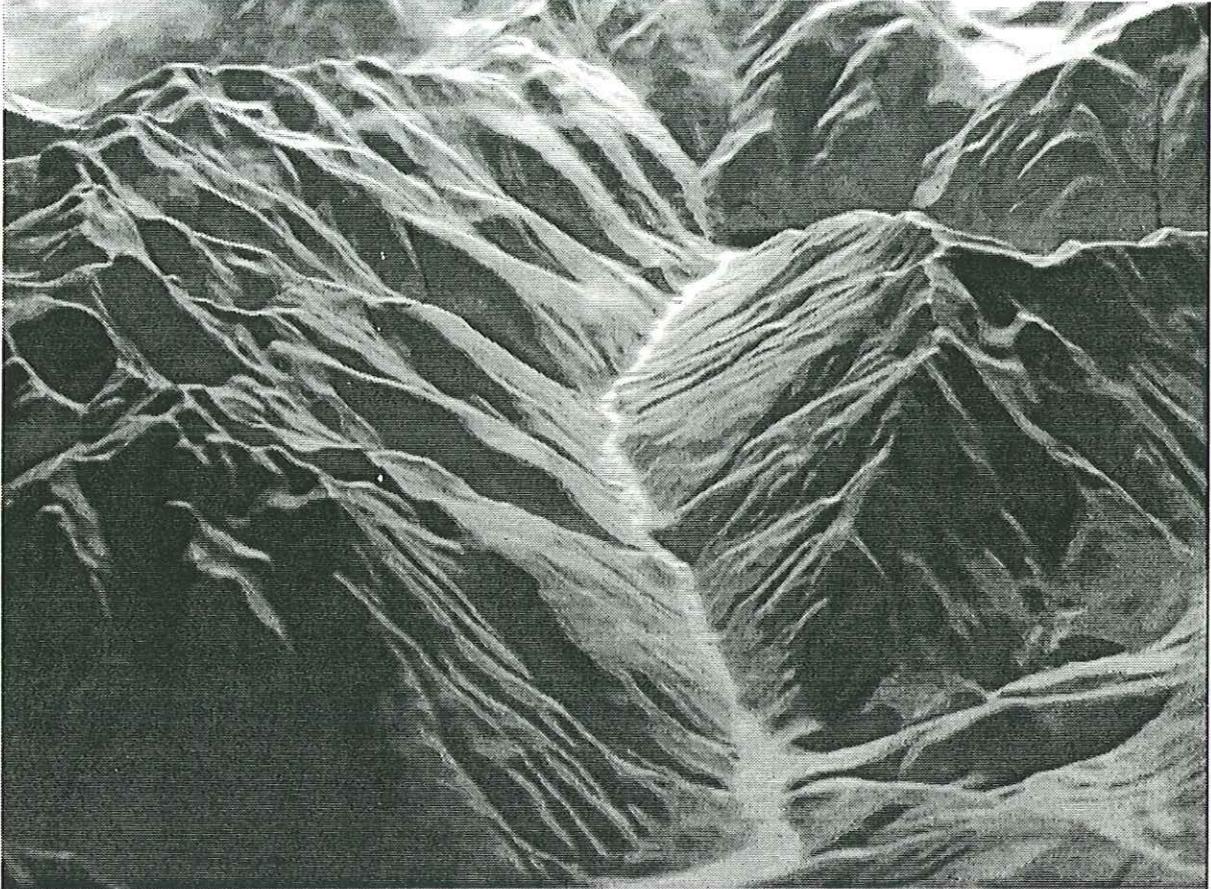


Fig. I-16. Evolution de la pente d'un versant (in Derruau, 1967).



**Fig. I-17.** Dissymétrie des versants d'une vallée visible dans la position amont-aval des entailles d'érosion des affluents. Les deux versants ont des lithologies homogènes et identiques. Exemple de la vallée de l'Eau d'Olle. Photo de la carte en relief de l'IGN (Grenoble 1/50 000).

Sur les profils longitudinaux, les "anomalies" apparaissent sous forme de ruptures de pente. Pour détecter celles qui peuvent être d'origine tectonique il faut éliminer celles qui sont dues à des confluences de cours d'eau ou à des contrastes lithologiques.

L'anomalie morphologique qui se manifeste le plus souvent dans la région étudiée est la rupture de pente causée par la baisse du niveau de base, conséquence possible du mouvement vertical le long d'une faille normale. Le cours d'eau présente alors deux profils amont-aval emboîtés. Le profil amont est lié à un ancien niveau de base, le profil aval à l'actuel (**Fig. I-14**). La rupture de pente entre les deux parties correspond à la limite atteinte par l'érosion régressive.

La forme générale du profil en long peut traduire d'autre façon une activité tectonique récente. Une concavité tournée vers le bas peut refléter un bombement, provenant d'un mouvement d'ensemble du versant (**Fig. I-15**). Le lit est alors déformé plus vite que le cours d'eau ne creuse, l'empêchant de tendre vers son profil d'équilibre.

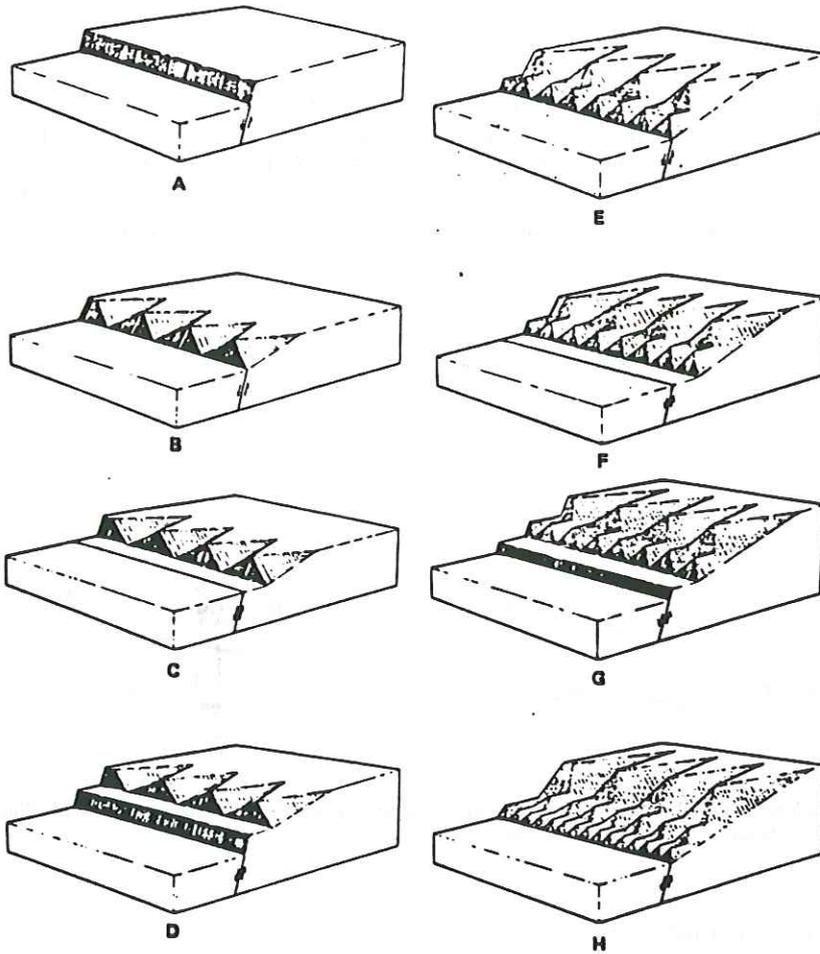
### 2.3.3. *La morphologie des versants des vallées et ses anomalies*

La morphologie des versants des vallées peut révéler des indices de déformation récente. Pour les déceler, il est nécessaire de comparer des versants aux lithologies identiques.

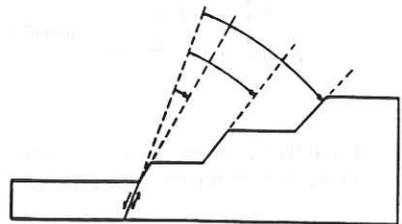
Là encore, la pente d'équilibre dépend du bilan ablation / dépôt le long du versant (**Fig. I-16**). En l'absence de tout autre phénomène, la pente diminue progressivement et se régularise par érosion du versant et dépôt en bas de pente.

La morphologie des versants est d'abord sous le contrôle de l'érosion des cours d'eau qui les descendent. Des variations de la profondeur amont-aval des talwegs torrentiels de part et d'autre d'une vallée, révèlent des modalités d'érosion différentes sur chacun des versants (**Fig. I-17**).

Parmi les éléments morphologiques marqueurs de l'activité tectonique au niveau des vallées, **les facettes triangulaires** sont généralement la traduction

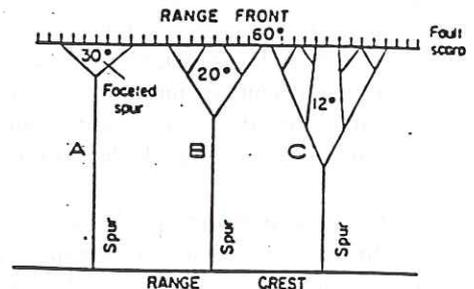
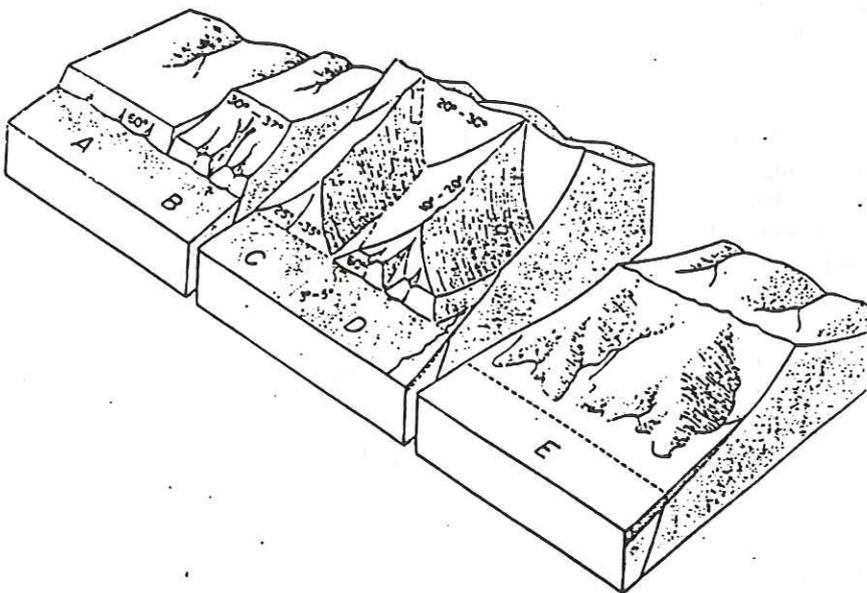


Diagrams showing evolution of faceted spurs produced by periods of movement separated by periods of stability. A. Undissected fault scarp; B, development of faceted spurs by streams cutting across scarp; C, period of stability with slope retreat and development of a narrow pediment; D, recurrent movement; E, dissection of new segment of scarp by major streams and by those developed on the face of faceted spurs formed in B; F, new period of stability with slope retreat and development of another narrow pediment at base of mountain front upthrown block; G, recurrent movement; H, dissection of scarp formed in G resulting in a line of small faceted spurs at base of mountain front. Remnants of narrow pediments are preserved at apices of each set of faceted spurs.



Progressive slope retreat is accompanied with age by a decrease in slope angle of faceted spurs.

Fig. I-18. Evolution de facettes triangulaires produites par des mouvements périodiques le long d'une faille, séparés par des périodes stables (d'après Hamblin, 1976).



—Diagram of drainage divides along fault-generated mountain fronts. Shown are the orthogonal patterns of crest and spurs, the division of the faceted spur with age (A-C), and the change in slope of the facets with age.

Fig. I-19. Morphologie de faille normale à jeu discontinu (d'après Wallace, 1978). A: développement du réseau hydrographique le long du front de la surface enveloppe de la faille; B: séquence de développement d'un escarpement de faille; C et D: répétition de A et B dans le temps; E: phase d'érosion.

morphologique d'une faille normale en bordure de vallée (Hamblin, 1976; Wallace, 1977, 1978 et 1980; Armijo *et al.*, 1991).

Ces facettes triangulaires résultent du façonnement d'un versant de vallée par érosion régressive des torrents. La reprise d'érosion est due à la baisse du niveau de base (fond de la vallée), conséquence du mouvement le long de la faille normale (Fig. I-18).

ouvrages humains qui se trouvent sur leur passage. Il faut pour cela que les vitesses de déformation soient importantes, comme c'est le cas par exemple, en Himalaya (Molnar et Tapponnier, 1978; Mugnier *et al.*, 1993), dans l'Arc de Luzon (Ringebach, 1992), à Taïwan (Delcaillau *et al.*, 1992) et en Californie.

Des accidents actifs peuvent également décaler des éboulis récents, comme c'est le cas dans les Alpes

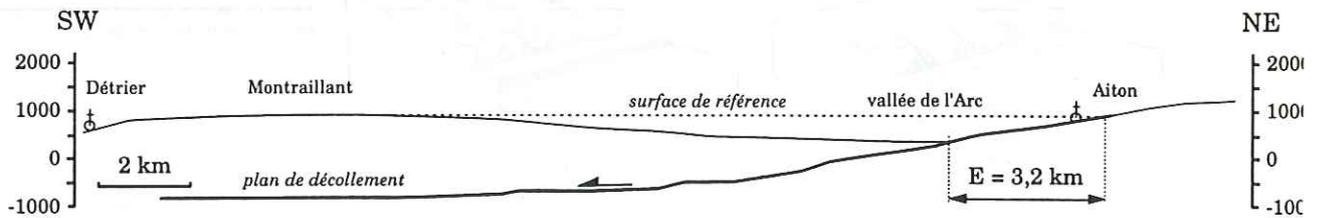


Fig. I-20. Enregistrement morphologique d'un basculement d'origine tectonique possible: roll-over marqué par la diminution d'altitude d'un crêt à l'approche de la faille. Exemple de la colline de Montrailant, à la confluence Arc-Isère.

Les facettes se forment durant des périodes de stabilité séparant les phases d'activité tectonique induisant les mouvements le long de la faille. L'inclinaison des facettes est de plus en plus forte pour des mouvements de plus en plus récents (Fig. I-18, I-19).

Cependant, les générations successives de facettes peuvent résulter de deux processus:

- phases d'érosion séparant des événements tectoniques assez brutaux (Hamblin, 1976; Wallace, 1977 et 1978);
- ou mouvement continu le long d'une faille sur lequel se surimposent des phases discontinues d'érosion (alternances glaciation / déglaciation).

Ces marqueurs morphologiques du contrôle d'une bordure de vallée par la tectonique sont accompagnés par d'autres indices au niveau des torrents coulant sur le versant. Sur la surface enveloppe du versant, découpée en facettes triangulaires, les profils en travers d'anciennes vallées, actuellement perchées, apparaissent (Fig. I-12).

Par ailleurs, la baisse du niveau de base, conséquence du mouvement vertical le long de la faille, entraîne une reprise d'érosion enregistrée sur le profil en long des torrents (Fig. I-12, I-14).

#### 2.3.4. Autres anomalies morphologiques

La tectonique peut perturber le relief autrement qu'en modifiant le réseau hydrographique. Les accidents actifs majeurs décalent la topographie et les

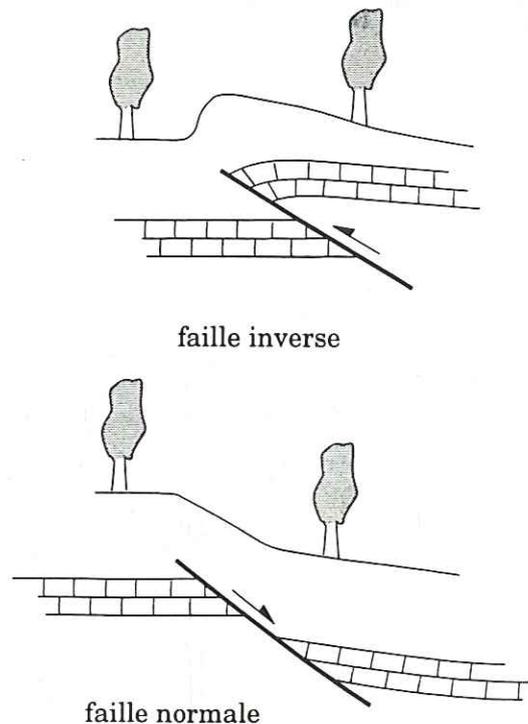


Fig. I-21. Marqueur morphologique d'un accident aveugle. La topographie agit comme un marqueur passif du mouvement le long de la faille.

occidentales françaises et le Briançonnais (Bordet, 1970; Bles *et al.*, 1993; Jouanne, 1994).

De même, l'activité de certaines failles peut être décelée par la **déformation des lignes de crêtes**. Le jeu des failles normales engendre une dénivelée des crêtes (blocs effondrés et remontés de part et d'autre de l'accident), la partie affaissée de la crête présentant une rotation vers le bas et vers la faille (roll-over). La ligne de crête s'abaisse donc progressivement en se rapprochant de l'accident (Fig. I-20).

### 2.3.5. Raisonement en "statique" - raisonement en "dynamique"

Sur les relations morphologie - déformation, dans les paragraphes 2-3-1 à 2-3-4 il a été souligné que les formes du relief peuvent s'interpréter en "statique" (résultat de la seule érosion), ou en "dynamique" (interaction érosion - tectonique). Les indices tectoniques relevés dans la morphologie des vallées et de leurs versants conduit à interpréter, dans ce travail, le relief alpin selon une logique dynamique. C'est dans cet état d'esprit qu'ont été recherchés les mécanismes à l'origine de certains marqueurs géomorphologiques.

connaît pas le jeu de l'accident en profondeur (Carbon *et al.*, 1993; Combes *et al.*, 1993 Fig. I-21).

Par ailleurs, l'érosion a estompé les anomalies morphologiques déjà peu marquées, car dues à des mouvements peu importants. Donc, seules les déformations très récentes de la région étudiée sont susceptibles d'être repérées par des traces évidentes dans la morphologie.

Il est également nécessaire de faire la part entre ce qui est imputable à la tectonique et ce qui est d'origine simplement gravitaire: tassement de versant, affaissement. Les études sur le terrain permettent alors de trancher.

Le dernier problème posé est celui de la datation des différents stades de la déformation. Quand cette datation est réalisable, il est possible d'évaluer les vitesses de déformation, en supposant celle-ci continue.

Cette hypothèse paraît vraisemblable compte-tenu du fait qu'une grande partie de la déformation dans les Alpes occidentales semble être aismique.

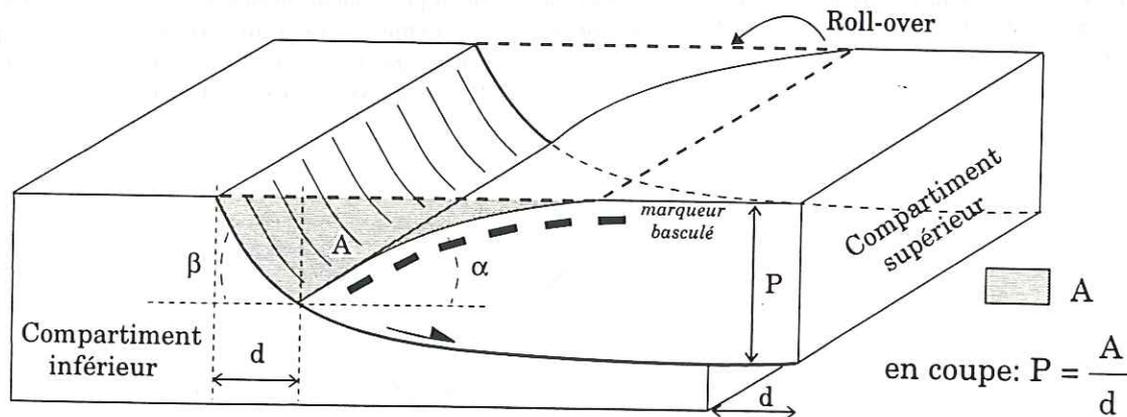


Fig. I-22. Signification morphostructurale des versants et notion de surface transférée (en extension). Caractéristiques géométriques d'une faille normale et du rejet horizontal: P: profondeur du niveau de décollement; d: déplacement horizontal le long de la faille; A: surface en défaut (2-D); α: pendage de la surface basculée (valeur maximale à proximité de la faille); β: pendage de la faille. En coupe (2-D) ces paramètres sont liés par la relation  $P = A / d$ : conservation de surface lors de la déformation.

## 2.4. Limites de la méthode

Les indices morphologiques d'activité tectonique sont d'autant plus facilement décelables que la déformation est importante et récente. Or, dans les Alpes occidentales, les déformations et leurs vitesses sont peu importantes (Ménard, 1988; Mugnier *et al.*, 1990), et les séismes sont rarement de magnitude suffisante pour créer des décalages visibles dans la topographie.

De plus, dans le cas d'une faille aveugle, la morphologie est difficilement interprétable si l'on ne

## 3. - MODELES DE STRUCTURES EXTENSIVES ADAPTES AUX MORPHOLOGIES TRANSVERSES DES VALLÉES D'ORIGINE TECTONIQUE

### 3.1. Notions de base

La majorité des marqueurs morphologiques de la néotectonique (§ 2-3), décelés dans le réseau hydrographique et les versants de vallées, sont compatibles avec des mouvements en extension.

Dans le cas le plus simple du contrôle d'une dépression par une faille normale passant à

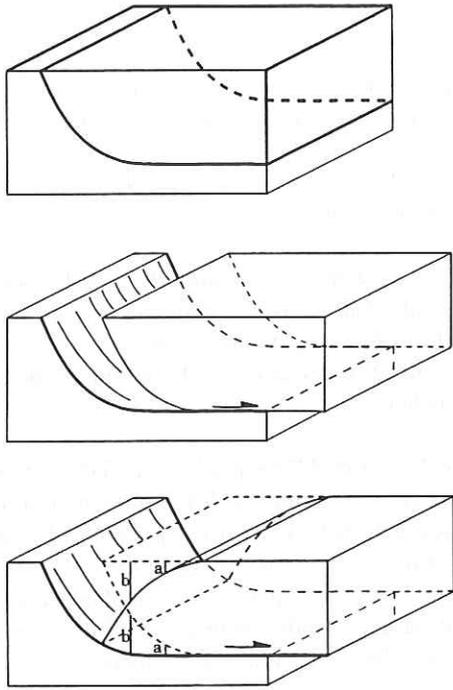


Fig. I-23. Construction géométrique de l'accommodation par effondrement du vide créé par déplacement du bloc supérieur sur une faille normale listrique.

structure basculée s'appelle roll-over, et dépend du pendage  $b$  de la surface de rupture et du déplacement horizontal  $d$ . Ce modèle, basé sur la notion de surface transférée (Goguel, 1948; Ménard et Thouvenot, 1987), suppose la conservation du volume des terrains au cours de la déformation et un régime de déformation plane (i.e. pas de déformation perpendiculaire au plan de coupe), ce qui implique la conservation des surfaces dans le plan de coupe (Fig. I-22).

### 3.2. Modèles de blocs basculés avec déformation interne

Le roll-over du compartiment supérieur est décrit par Hamblin (1965) comme étant la conséquence de l'éloignement de ce bloc par rapport au compartiment inférieur, puis de son effondrement comblant le vide ainsi créé (Fig. I-23). En déformation finie, ces deux opérations géométriques sont dissociées, alors que dans la nature elles se superposent durant chaque incrément de déformation.

Différents modèles de dépressions créées en extension sont proposés sur la Fig. I-24.

Sur les modèles figurés, la surface (en coupe) de la dépression ne dépend que de la valeur de l'extension et de la profondeur du plan de décollement. En revanche, la forme de la dépression dépend de plusieurs paramètres (Moretti, 1987; Withjack et Peterson, 1993; Darros de Matos, 1993), dont la géométrie de la faille:

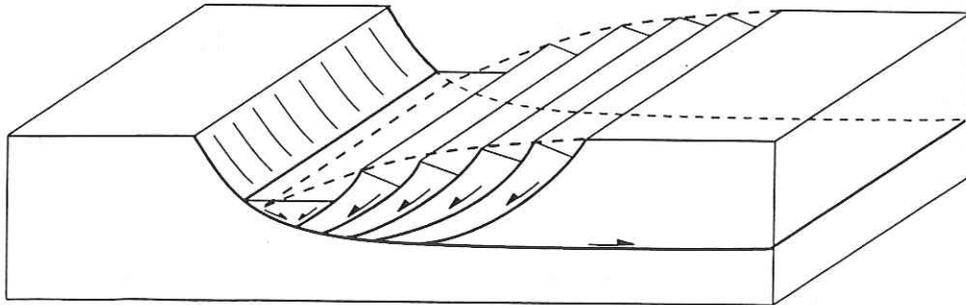


Fig. I-25. Effondrement du compartiment supérieur accommodé par failles normales et blocs basculés à proximité de l'accident principal. Le roll-over correspond à l'enveloppe de ces blocs basculés.

l'horizontale en profondeur, un des versant de la vallée a valeur de surface de faille, tandis que l'autre a valeur d'ancienne surface horizontale basculée (Fig. I-22). Cela se traduit par une dissymétrie structurale et morphologique des deux versants.

Le modèle correspondant considère un bloc supposé fixe (compartiment inférieur), par rapport auquel le bloc supérieur mobile s'écarte et s'effondre (Fig. I-22 et I-23). Le compartiment supérieur présente un basculement d'angle  $a$  à proximité de la faille. Cette

faille listrique ou faille avec plat et rampe (Fig. I-24).

La forme de la dépression dépend également de la manière dont la déformation du compartiment supérieur est accommodée: par cisaillement simple vertical (Gibbs, 1983) ou par cisaillement simple oblique (White *et al.*, 1986).

Pour les cas abordés dans cette étude (chapitres suivants), le modèle avec plat et rampe paraît le mieux adapté, les plats pouvant reprendre d'anciennes surfaces de chevauchement.

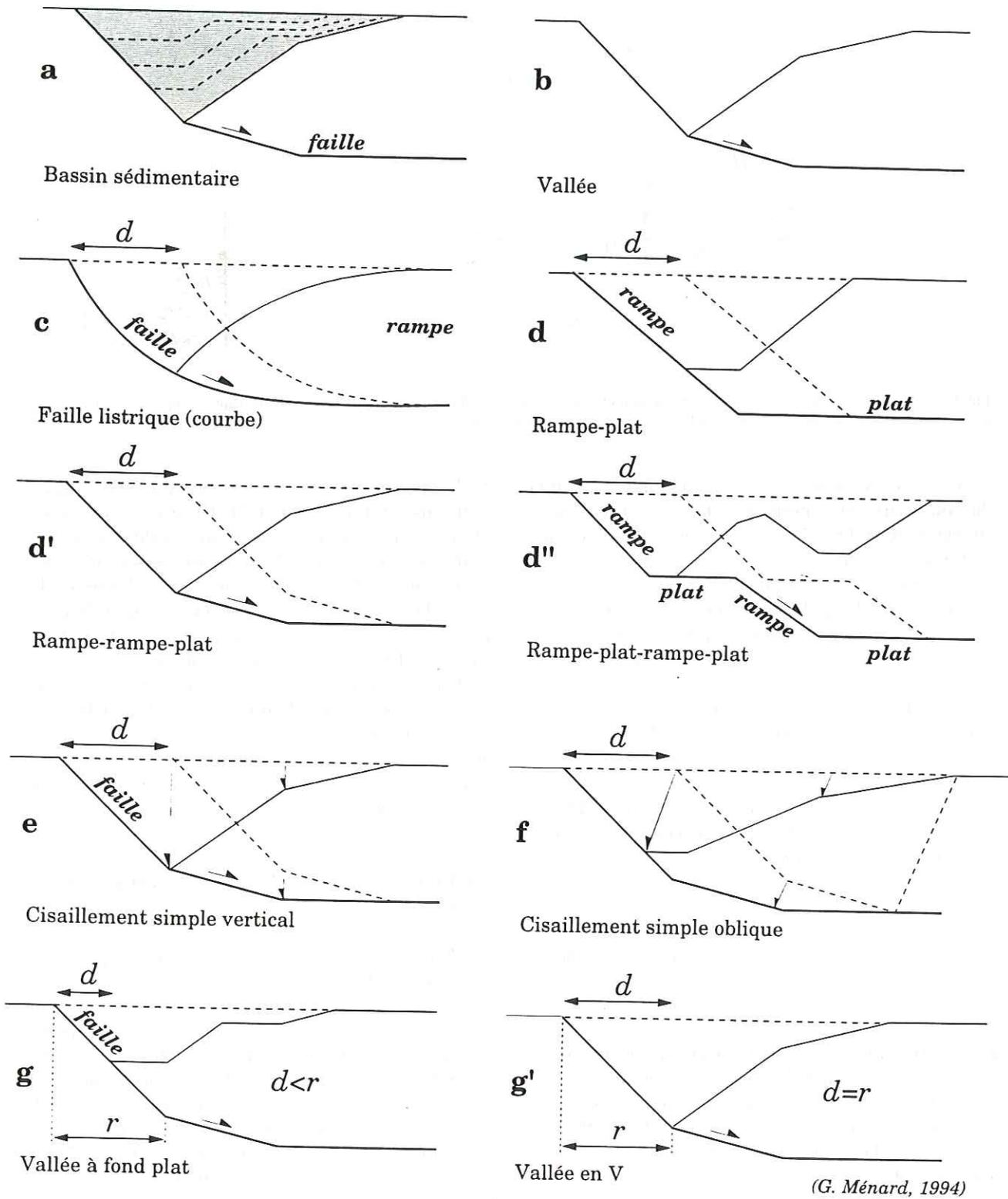


Fig. I-24. Modèles de base pour l'extension (d'après G. Ménard, 1994).  $d$ : déplacement horizontal;  $r$ : projection horizontale de la rampe.

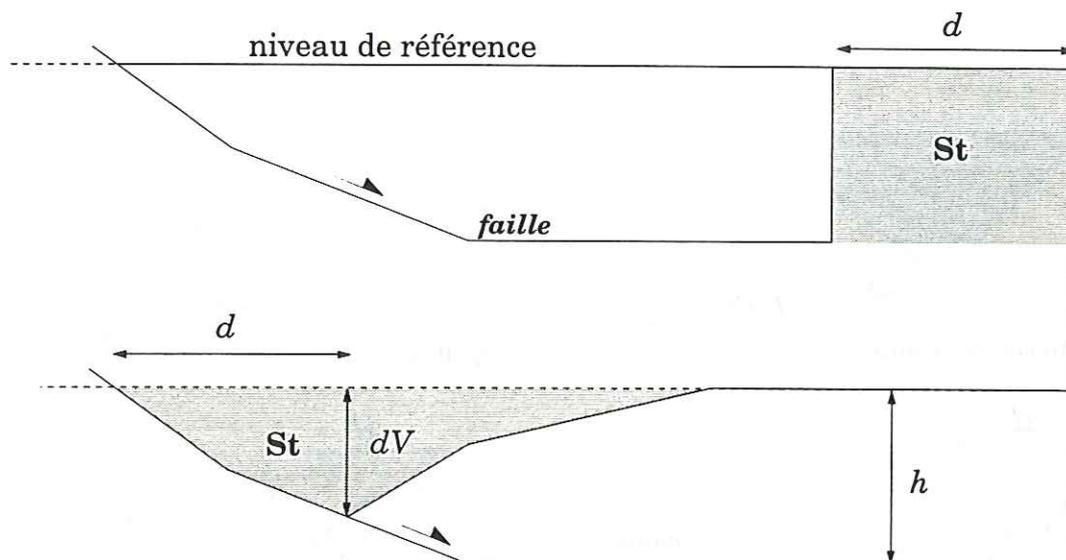


Fig. I-27. Paramètres géométriques à déterminer dans un modèle d'extension.  $h$ : profondeur du plan de décollement;  $d$ : déplacement horizontal;  $dV$ : composante verticale du déplacement le long de la faille;  $St$ : surface transférée.

Par ailleurs, nous supposons que la déformation du compartiment supérieur se fait par cisaillement simple vertical, hypothèse la plus simple en l'absence d'arguments contraires.

La géométrie de la dépression dans un modèle avec plat et rampe dépend également du rapport entre la valeur de l'extension et la dimension de la rampe. Si le déplacement ( $d$ ) est inférieur à la longueur projetée horizontale de la rampe ( $r$ ), la vallée a un fond plat (Fig. I-24-g). Ceci s'explique par l'existence d'une partie affaissée horizontale entre la faille et la partie basculée. En revanche, si le déplacement ( $d$ ) est égal à la longueur ( $r$ ), la partie basculée et la faille sont juxtaposées; la vallée a une forme en V (Fig. I-24-g'). Remarquons que ce modèle explique la différence entre vallée en U et vallée en V sans faire appel à des agents d'érosion différents.

### 3.3. Complications par rapport aux modèles de base précédents

Des failles normales peuvent apparaître dans le compartiment supérieur à proximité de la faille contrôlant la création de la dépression (Fig. I-25).

L'effondrement du bloc supérieur est alors accommodé le long de ces accidents et le roll-over correspond à la surface enveloppe des blocs basculés ainsi engendrés.

La présence d'un second accident contrôlant la cinématique engendre également des complications par rapport aux modèles de base (Fig. I-26). Notons le cas d'une faille dédoublée (Fig. I-26-a et b) et le cas où la

faille principale est associée à une faille antithétique, soit superficielle (Fig. I-26-b) qui conduit à un affaissement et à un basculement des deux versants, soit profonde (Fig. I-26-c) qui conduit à un affaissement allant au-delà des seuls abords de la vallée. Dans les deux premiers modèles (Fig. I-26-a/b), les accidents étant parallèles à l'un des versants peuvent être repris lors de mouvements gravitaires.

Un autre type de complication correspond à la reprise en faille normale d'un ancien chevauchement parallèle à la vallée (Fig. I-26-d). La quantification du déplacement le long de la faille est alors rendue difficile par l'absence de marqueurs se correspondant de part et d'autre de la vallée.

### 3.4. Utilisation des modèles précédents et approches complémentaires

#### 3.4.1. Paramètres à déterminer pour l'emploi des modèles (Fig. I-27)

L'utilisation des modèles précédents pour caractériser l'influence de l'extension sur l'origine d'une vallée nécessite, dans un premier temps, de déterminer lequel des deux versants de la vallée est basculé et lequel a valeur de faille. Pour cela, on utilise des marqueurs géologiques planaires (stratification, schistosité, familles de fractures), ou linéaires (axes de plis, axes d'anisotropie).

Cette étape franchie, c'est la géométrie de la faille en profondeur qui est le paramètre le moins bien contraint. Elle peut être déduite de la surface transférée



et du déplacement horizontal. La détermination de ces deux facteurs nécessite la connaissance du paramètre fondamental qui est le niveau de référence (niveau auquel se trouvait la surface de référence avant le jeu de la faille). Ce niveau peut être déduit de la morphologie ou de l'existence de niveaux repères horizontaux.

On peut également déterminer soit l'altitude à laquelle des marqueurs linéaires ne sont plus basculés, soit l'affaissement relatif d'un versant par rapport à l'autre en utilisant un marqueur thermo-chronologique (surface isotherme et isochrone définie par les traces de fissions sur apatite).

### 3.4.2. Approches complémentaires pour caractériser les structures extensives

La géomorphologie et la référence aux modèles ne permettent pas toujours une interprétation tectonique sûre des objets étudiés. Pour cela, il est nécessaire de mettre en oeuvre des **méthodes complémentaires**.

Quelques unes sont citées dans ce paragraphe, sans être décrites.

#### \* Mise en évidence des affaissements et des surrections

**En déformation instantanée**, une des méthodes particulièrement adaptées à la mise en évidence des mouvements verticaux différentiels, est la **comparaison de nivellements successifs** (Partie 2).

**En déformation finie**, les affaissements et les surrections peuvent être mis en évidence par l'**analyse morphostructurale** (cf. supra). Ils peuvent être également caractérisés par l'**étude des traces de fission**. Les isothermes et les isochrones sont utilisés comme marqueurs planaires décalés ultérieurement par la tectonique (Lelarge *et al.*, 1991; Ménard *et al.*, 1993).

Fig. I-28. Coefficient de corrélation (noté  $\epsilon$ ,  $\gamma$  ou  $\alpha$ ) entre la longueur d'une faille et son rejet. Volcanic Tableland, Californie (Dawers *et al.*, 1993 (A); Scholz *et al.*, 1993 (B)); Bassin lorrain, France (Villemin *et al.*, 1994 (C)).

**A** -  $D_{avg}$  vs.  $L$ . Linear scaling is consistent with profiles in upper and lower panels of Figure 2; however, scaling parameter,  $\gamma$  (i.e.,  $D_{avg}/L$ ) varies from 0.011 for short faults to 0.008 for longer faults. Also shown for references are lines of slope 1.5 and 2. Symbols are larger than estimated error bars for these data.

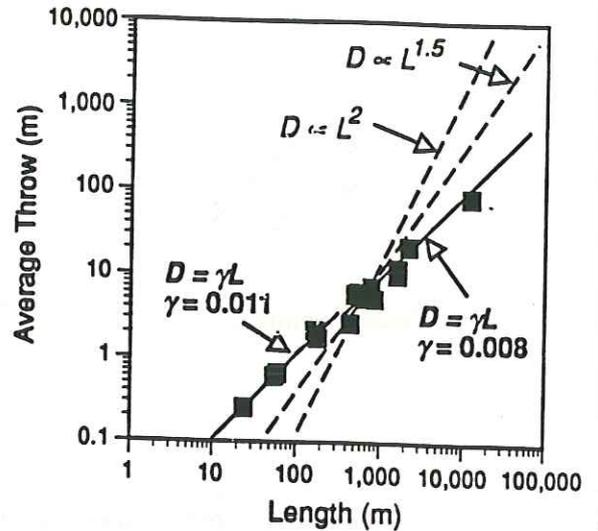
**B** - Scarp area plotted against length for normal faults of the Volcanic Tableland. The areas under the d-L curves were determined from data such as that shown in Figure 2 except for the longest fault, which was estimated from a 1:24,000 scale topographic map with a 10 m contour interval. The area scales as  $L^2$ , indicating that d is linearly proportional to L. Slopes of 2.5 and 3, as predicted by earlier empirical fits (Watterson, 1986; Walsh and Watterson, 1988; Marrett and Allmeninger, 1991) to combined data sets are also shown but are not supported by the data, (data from Dawer *et al.*, 1993).

**C** - (1): data from the General map of the Lorraine Coal Basin.

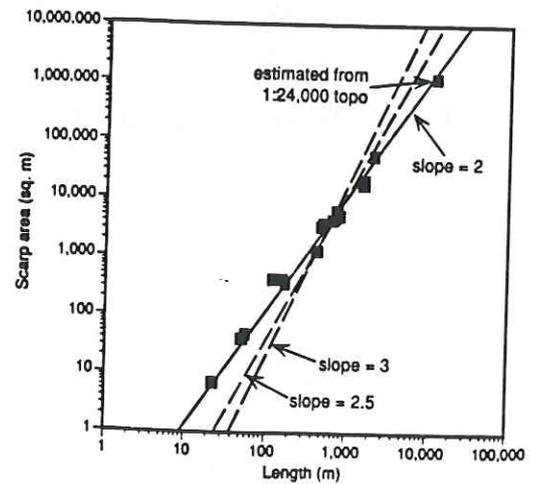
(2): data from the Vanejoul coal field map.

(d'après Villemin *et al.*, 1994)

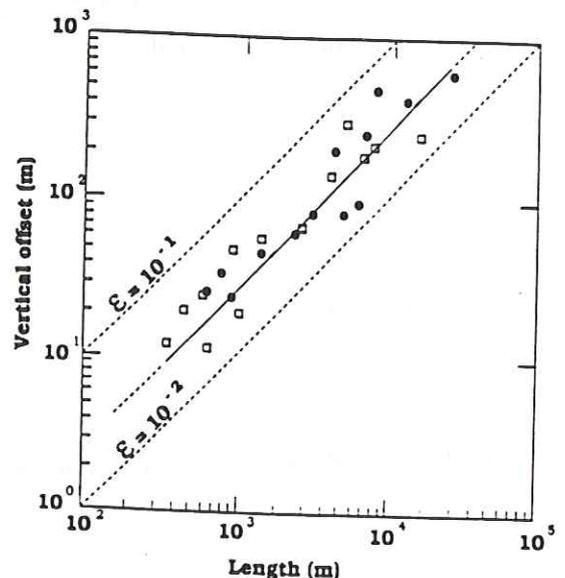
A -



B -



C -



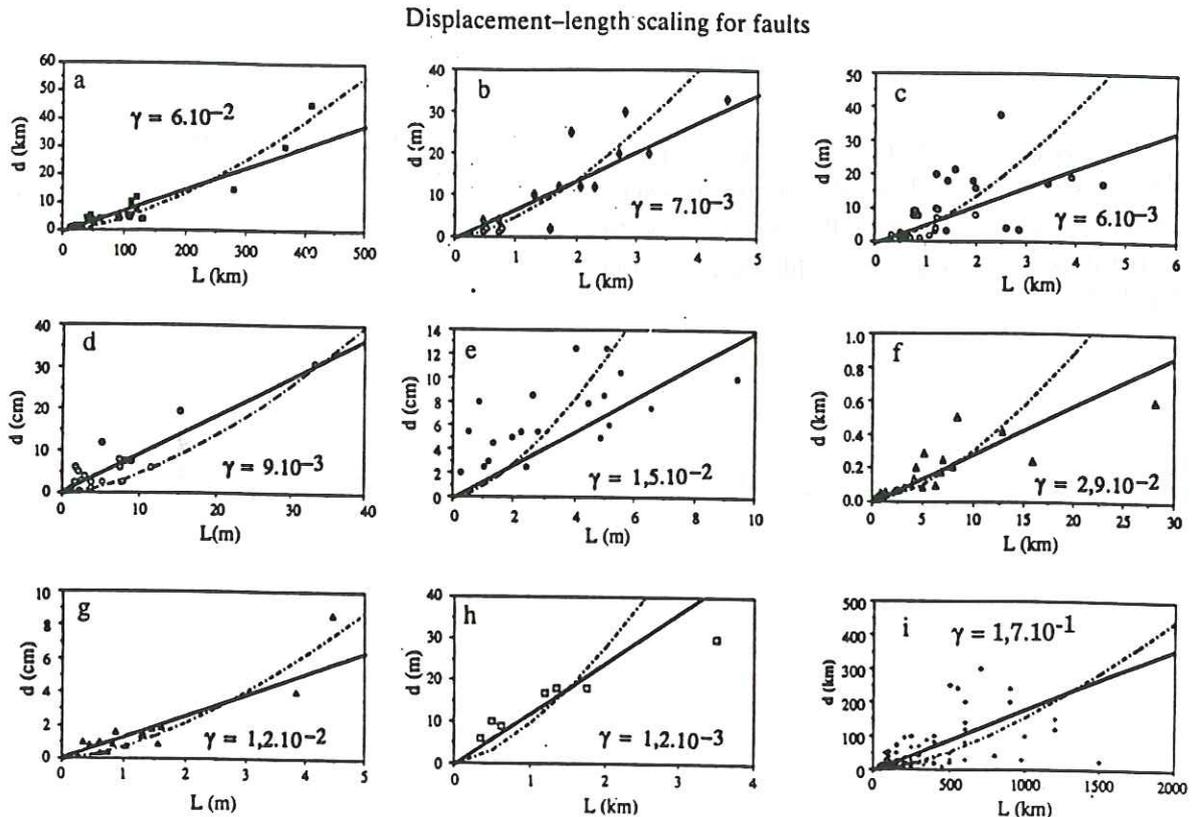


Fig. 1. Plots of maximum fault displacement vs fault length for nine different data sets: (a) Elliott (1976); (b) Krantz (1988); (c) Walsh & Watterson (1987); (d) Peacock & Sanderson (1991); (e) Peacock (1991); (f) Villemin *et al.* (in press); (g) Muraoka & Kamata (1983); (h) Opheim & Gudmundsson (1989); (i) MacMillan (1975).

Fig. I-29. Synthèse d'observations sur le coefficient de corrélation ( $\gamma$ ) entre la longueur d'une faille et son rejet (Cowie et Scholz, 1992).

#### \* Mise en évidence des basculements

Les méthodes employées pour mettre en évidence des basculements sont fondées sur l'emploi des marqueurs linéaires, planaires ou des ensembles de marqueurs planaires (réseau de failles par exemple).

L'analyse morphostructurale est une des principales méthodes de caractérisation des basculements en déformation finie (Gratier *et al.*, 1973; Bousquet *et al.*, 1977; Dufaure *et al.*, 1989; Schaer *et al.*, 1990; Deffontaines et Chorovicz, 1991; Girault et Aste, 1991; Deffontaines *et al.*, 1992; Burbank, 1992). Les marqueurs linéaires utilisés sont les crêtes, les axes de plis, les intersections de plans de failles. Des marqueurs planaires sont également utilisés: plans de stratification et de schistosité; familles de fractures.

L'analyse de susceptibilité magnétique ou ASM, permet également l'étude du basculement de marqueurs linéaires que sont les axes de susceptibilité magnétique (Rochette, 1983; Guillet *et al.*, 1983; Turner *et al.*, 1983; Lamarche, 1987 et Aubourg, 1990).

#### 4. - QUANTIFICATION DES REJETS DE FAILLES MARQUANT LA MORPHOLOGIE

Dans la région étudiée, le rejet des failles n'est que rarement déterminable directement. Par conséquent, nous faisons appel à une méthode indirecte, qui consiste à évaluer l'ordre de grandeur du rejet de la faille en fonction de sa longueur.

Une relation existe entre la longueur d'une faille  $L$  (en km) et son rejet  $D$  (en km), déterminée d'après des mesures de terrain (Cailleux, 1958):

$$D = K.L^a$$

Pour des failles mesurées à différentes échelles dans plusieurs régions (USA, Ecosse, Jura, etc.), les valeurs de  $K$  et  $a$  observées sont:

$$\log K = -1,73 \quad a = 1,25$$

La même relation existe pour des mouvements actuels intervenus au cours de tremblements de terre,

avec:

$$\log K = -4,50 \quad a \# 1$$

Des études ont été faites dans diverses régions; elles permettent d'estimer les valeurs limites du coefficient de corrélation entre la longueur d'une faille et son rejet (noté  $\alpha$ ,  $\varepsilon$  ou  $\gamma$  en fonction des auteurs).

Ce coefficient est de l'ordre de  $8.10^{-3}$  à  $1,1.10^{-2}$  dans le Volcanic Tableland en Californie (Dawers *et al.*, 1993; Scholz *et al.*, 1993). Il est de l'ordre de  $10^{-2}$  à  $10^{-1}$  dans le Bassin Lorrain (Villemin *et al.*, 1994; **Fig. I-28**).

Cowie et Scholz (1992) ont collecté de nombreuses données pour lesquelles le rapport entre la longueur des failles et leur rejet maximum est compris entre  $1,2.10^{-3}$  et  $1,7.10^{-1}$  (**Fig. I-29**).

Les données extrêmes obtenues dans ces différents travaux servent à évaluer l'ordre de grandeur du rejet des failles dont seules les longueurs sont connues dans la région étudiée.

## CHAPITRE 2

## L'ARC ET L'ISERE

## INTRODUCTION

Le cours moyen de l'Isère, entre Albertville et Grenoble, emprunte l'une des plus importantes vallées longitudinales des Alpes (Fig. I-30). Installée dans le sillon subalpin, elle porte les noms de Grésivaudan entre Grenoble et Montmélian et de Combe de Savoie entre Montmélian et Albertville.

Cependant, à propos des grandes vallées alpines, une interrogation ancienne demeure: sont-elles le résultat de la seule érosion fluvio-glaciaire, ou sont-elles, pour partie, d'origine tectonique? (Lugeon, 1901; Masseport, 1955). Cette question, abordée dans le premier chapitre, est posée pour le Grésivaudan, qui s'allonge sur près de 40 kilomètres parallèlement à

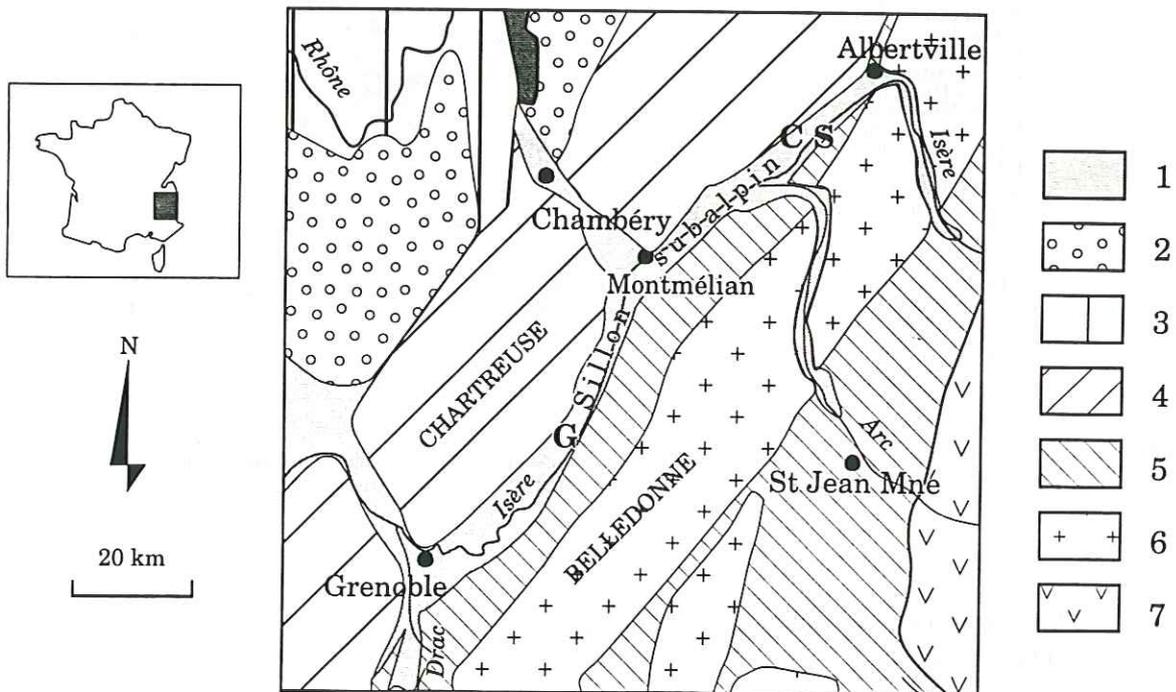


Fig. I-30. Carte géologique simplifiée du sillon subalpin et de ses abords. 1: formations quaternaires; 2: Molasse miocène; 3: Jura; 4: Massifs subalpins; 5: couverture sédimentaire des massifs cristallins externes (Collines bordières); 6: Massifs cristallins externes; 7: Zone Briançonnaise; G: Grésivaudan; CS: Combe de Savoie.

Cette dépression sépare des terrains de nature et d'âges différents (Lory, 1885). Ce sont, à l'Est, le massif cristallin externe de Belledonne et sa couverture décollée (Trias à Jurassique moyen) des Collines bordières (Barféty *et al.*, 1969; Barféty *et al.*, 1972), et, à l'Ouest, les massifs subalpins des Bauges, Chartreuse et Vercors, correspondant à la partie supérieure de la couverture mésozoïque (Jurassique supérieur à Crétacé inférieur) de Belledonne. La morphologie de cette vallée et de ses abords est marquée par les effets des glaciations du Riss et du Würm des derniers 200 000 ans (Gignoux et Moret, 1952; Nicoud *et al.*, 1987; Montjuvent et Nicoud, 1988).

## Belledonne.

Pour répondre à cette question, nous avons étudié par prospection géophysique la forme du remplissage alluvial de la vallée. Puis nous avons effectué une étude morphostructurale de la vallée et de ses versants. L'origine de la vallée de l'Arc (Maurienne) a ensuite été recherchée, toujours à partir de données géomorphologiques. Les modalités possibles de la capture de l'Arc par l'Isère sont l'objet du troisième paragraphe de ce chapitre. Enfin une étude analogue est menée sur la capture de la Romanche par le Drac, au Sud du Grésivaudan.

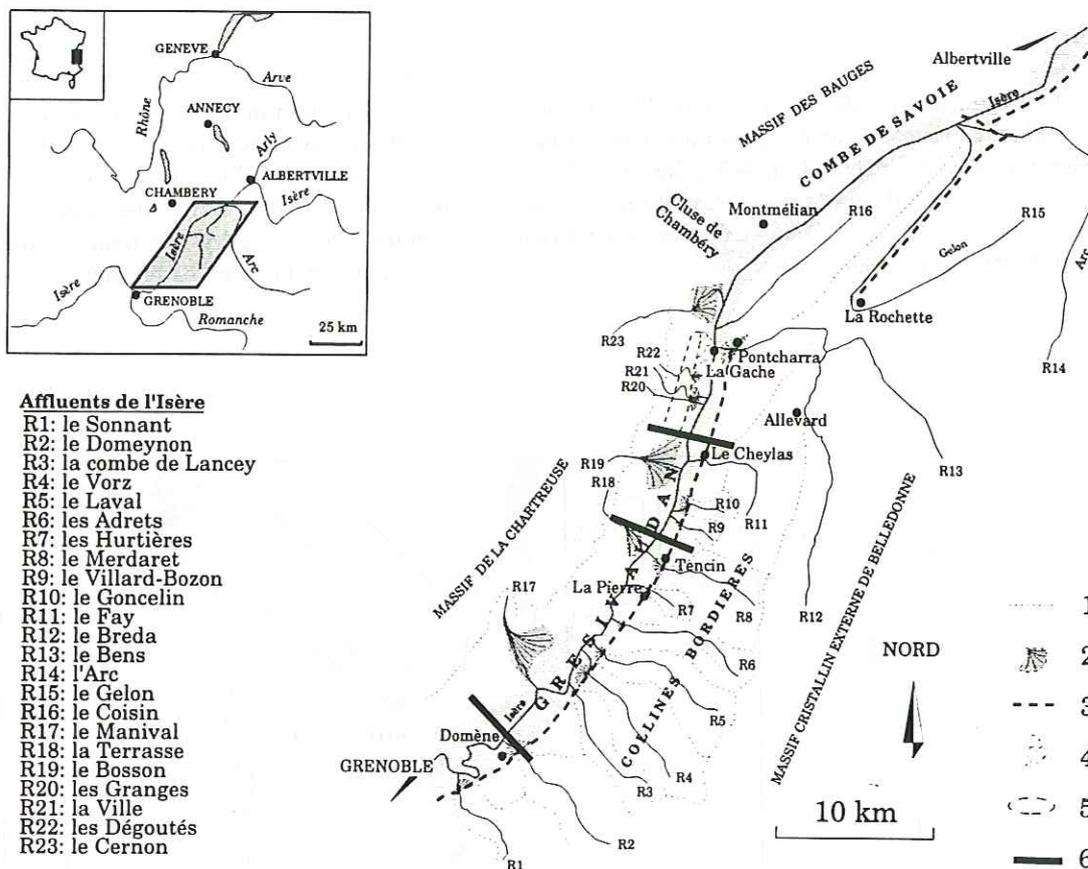


Fig. I-31. Situation géographique et réseau hydrographique de la zone étudiée. 1: lignes de crête délimitant les bassins versants; 2: cône de déjection; 3: limite orientale du Grésivaudan; 4: paléo-delta de La Gache; 5: terrasse glaciaire; 6: situation des profils gravimétriques.

## I. - GRÉSIVAUDAN ET COMBE DE SAVOIE

### 1.1. Recherche géophysique de la morphologie du bedrock du Grésivaudan

La forme du remplissage alluvial du Grésivaudan et ses variations longitudinales ont été modélisées à partir de trois profils gravimétriques transverses à la vallée, dont un est "calé" en profondeur par un profil de sismique réflexion (Darmendrail, 1991).

L'opération consiste à mettre en évidence et à mesurer les anomalies du champ de pesanteur terrestre provoquées par un excès ou un défaut de masse en profondeur. Un défaut de masse provoque une anomalie négative, ce qui est le cas pour les alluvions du Grésivaudan, moins denses que les roches voisines.

Les anomalies de pesanteur, ou anomalies de Bouguer (mesurées en mgal) sont reportées sur un graphe en fonction de la distance horizontale. Des modèles à priori de vallée représentant la géométrie du remplissage alluvial et son contraste de densité avec l'encaissant sont testés (Fig. I-32).

Un programme (élaboré par F. Thouvenot, Université J. Fourier de Grenoble) calcule l'anomalie

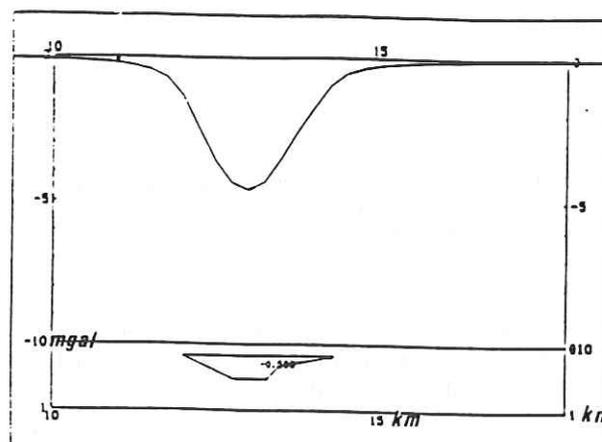


Fig. I-32. Modèle de vallée à priori et anomalie gravimétrique calculée (en mgal). Contraste de densité de 2.6 entre le remplissage de la vallée et les roches voisines.

de Bouguer résultant d'un tel modèle. Sa construction est optimisée par une méthode d'essais-erreurs, afin d'ajuster l'anomalie ainsi calculée avec l'anomalie mesurée sur le terrain (Fig. I-33).

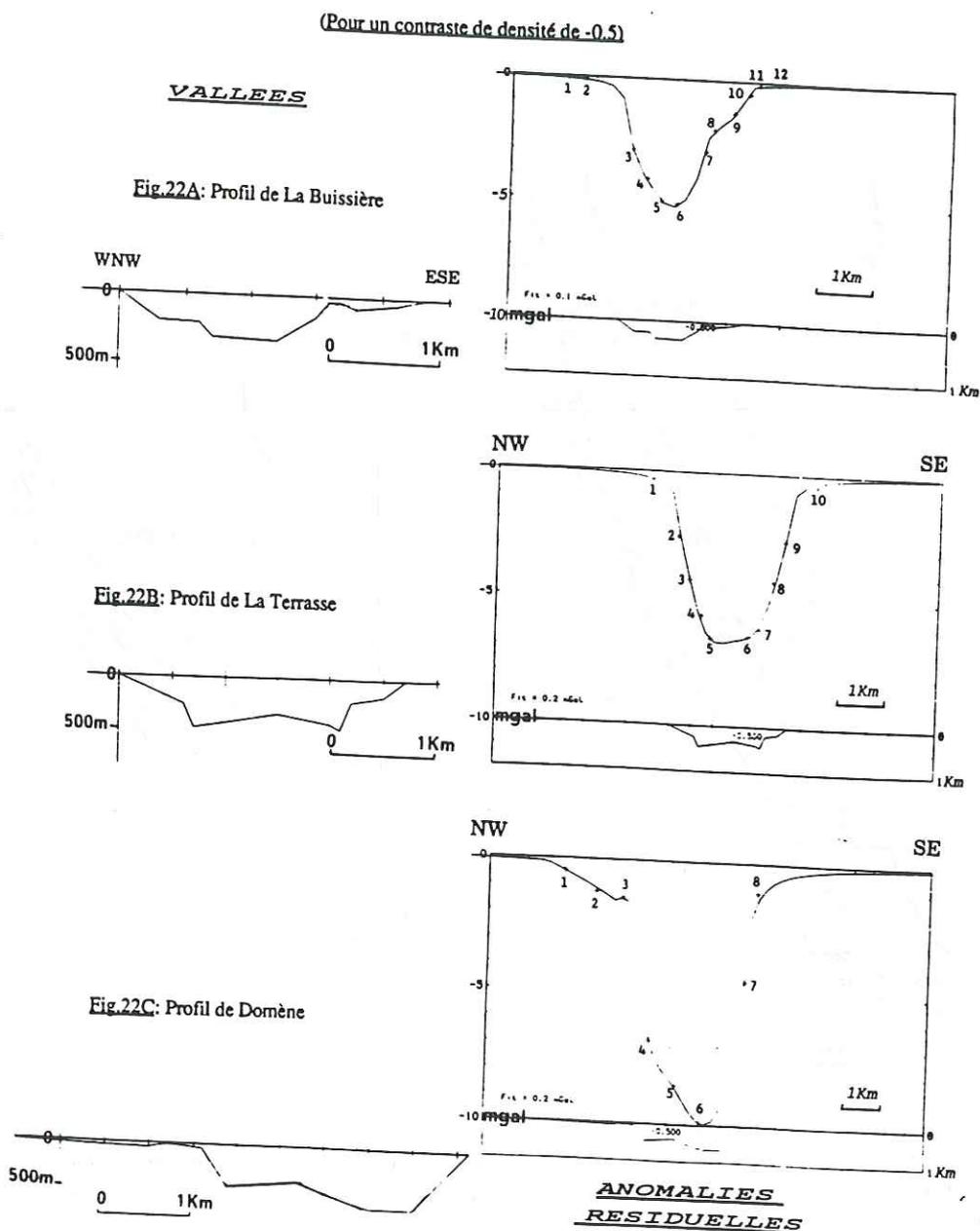


Fig. I-33. Profils gravimétriques transverses au Grésivaudan et modèles de forme de vallée. Les croix représentent les anomalies de Bouguer mesurées, la courbe les valeurs calculées pour le modèle de vallée proposé.

Les profils gravimétriques réalisés le long de la vallée (Fig. I-30) modélisent l'évolution longitudinale qualitative de sa forme, la profondeur déterminée par gravimétrie étant entachée d'environ 50% d'erreur.

Heureusement, le profil gravimétrique de Domène a pu être calé sur des données de sismique réflexion qui situent le fond de la vallée (bedrock) à 400 - 500 m sous la surface actuelle, en rive droite de l'Isère (Campillo, communication orale). Cela permet d'étalonner l'ensemble des profils gravimétriques, l'incertitude revenant à 10 - 15% (Darmendrail, 1991).

Il ressort de cette étude que l'épaisseur du remplissage alluvial et la forme du bed rock varient d'un profil à l'autre (Fig. I-33). Le fond de la vallée s'approfondit du Nord au Sud, passant de 350 m à La Buissière à plus de 600 m sous la surface alluviale à Domène. Des dissymétries E-W existent également dans la forme du fond de la vallée. Celui-ci remonte à l'Ouest, amenant à proximité de la surface, les marnocalcaires du Dogger. L'approfondissement de la vallée dans la partie est (Fig. I-33B et C) est interprété comme le prolongement en profondeur de la surface frontale des Collines bordières.

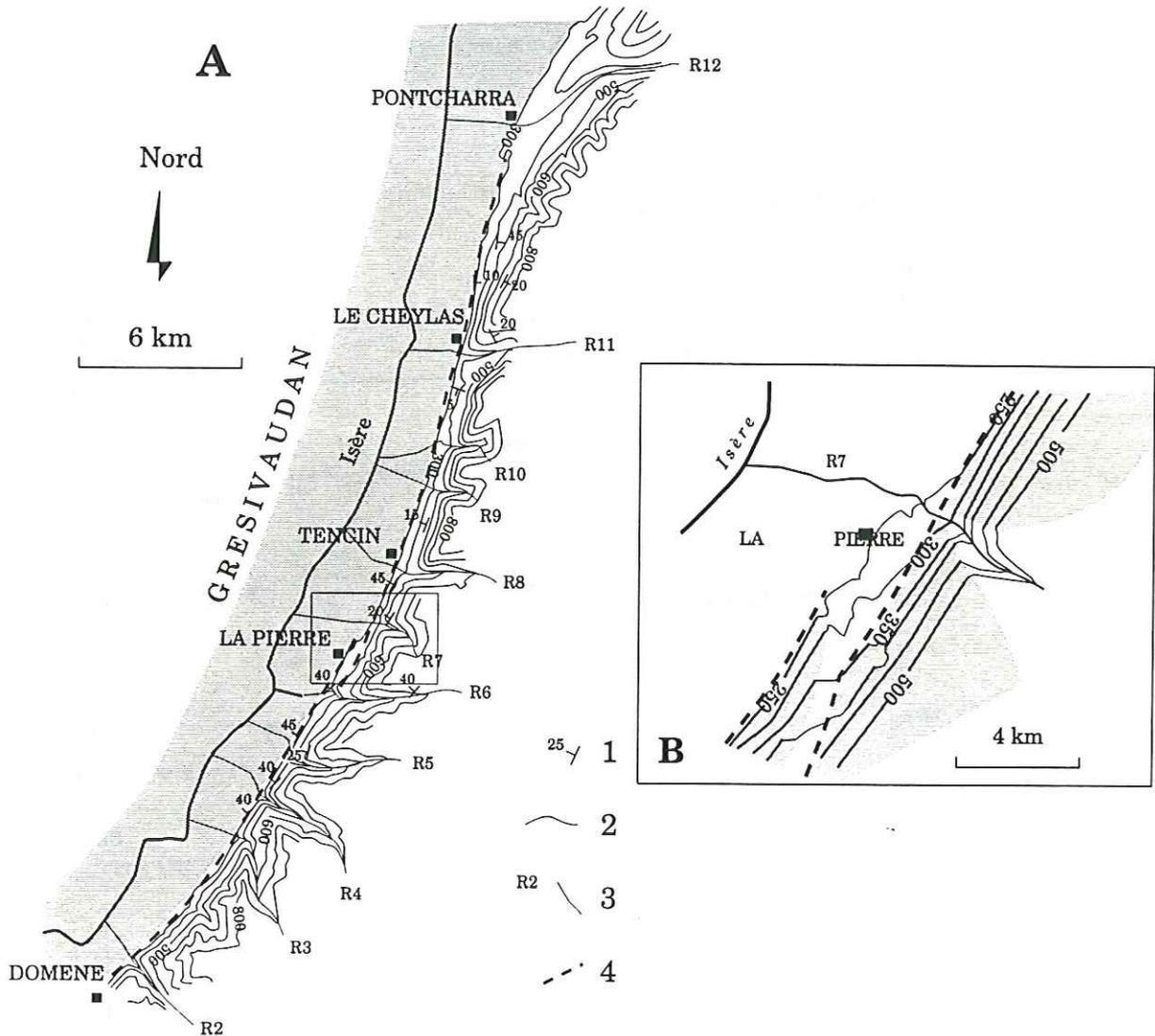


Fig. I-34. Détail des Collines bordières de Belledonne. Analyse morphostructurale de la surface enveloppe. A: 1: direction et pendage de la stratigraphie ( $S_0$ ); 2: courbes de niveau maîtresses; 3: faille récente déduite de la géomorphologie; 4: rivière et son numéro (cf. Fig. I-31). B: dédoublement de la surface enveloppe des Collines bordières correspondant au relais N-S de deux failles normales limitant le bord oriental du Grésivaudan.

## 1.2. Traits morphologiques notables du Grésivaudan

### 1.2.1. Les flancs du Grésivaudan

L'entaille du Grésivaudan recoupe des ensembles aux lithologies et formes variées, Belledonne et les collines bordières à l'Est (Gasquet, 1979; Lemoine *et al.*, 1981), Chartreuse à l'Ouest (Gidon, 1964; Arpin, 1988).

Le flanc ouest de la vallée ne présente pas d'anomalie morphologique notable par rapport à la forme classique du bord oriental des massifs subalpins septentrionaux qui domine le sillon subalpin. La morphologie semble en effet être exclusivement dictée

par les alternances lithologiques des formations du Jurassique moyen au Crétacé inférieur.

En revanche, la bordure est de la vallée, correspondant au versant occidental des Collines bordières (Barféty *et al.*, 1969)) présente une morphologie particulière. **Le front de ces collines s'inscrit à l'intérieur de deux surfaces enveloppes régulières se relayant près du village de La Pierre (Fig. I-31 et I-34).**

Ces surfaces ont des pendages compris entre  $20^\circ$  et  $40^\circ$  vers l'WNW. En outre, le découpage de ces surfaces en facettes triangulaires par l'entaille active des torrents (Fig. I-35), suggère qu'elles sont le marqueur morphologique de failles normales à pendage vers l'WNW (cf. Chapitre I, § 2-3-3).

Au débouché des torrents sur la surface enveloppe des Collines bordières, la morphologie de vallées perchées témoigne d'un cours ancien plus élevé, lié à un paléo-niveau de base, datant d'avant le mouvement vertical le long des failles (**photo 1**).

Outre ces relations avec S0, les surfaces de failles présentent des variations morphologiques longitudinales (N-S). En effet, dans la partie nord du Grésivaudan, le plan de faille présente une concavité normale tournée vers le haut (cf. Chapitre I, § 2-3-3), avec des pentages de 10 à 15° en bas de pente,

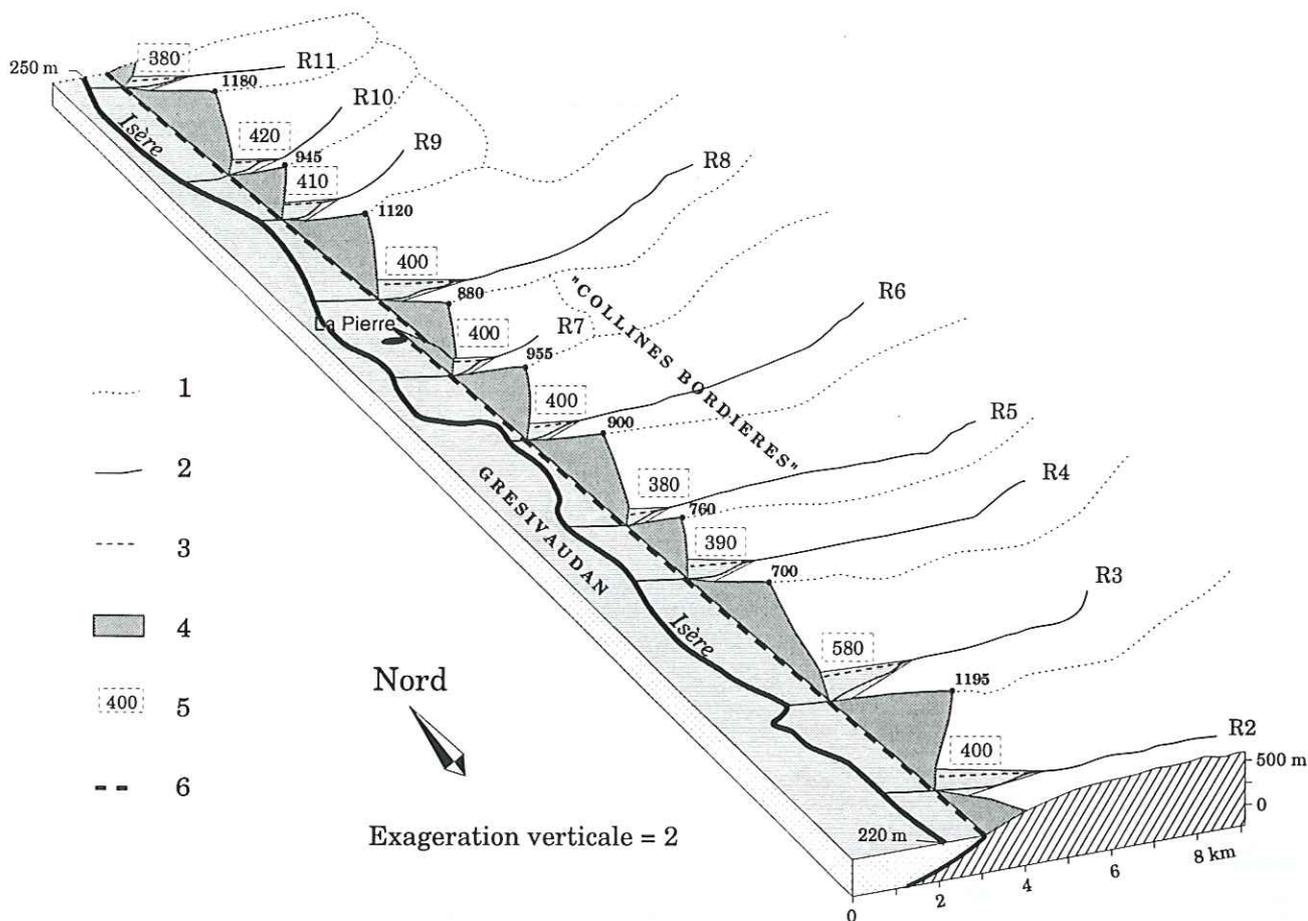


Fig. I-35. Profils en long des affluents en rive gauche de l'Isère, montrant deux cours amont-aval emboîtés (Darmendrail *et al.*, 1994). 1: interfluve; 2: profil en long de rivière; 3: paléo-cours; 4: facettes triangulaires de la surface enveloppe du front ouest des Collines bordières du Grésivaudan; 5: altitude des paléo-cours 6: failles bordières orientales du Grésivaudan.

Nous avons ensuite étudié les variations longitudinales des relations entre la stratification (S0) des couches géologiques des Collines bordières (Dogger) et les surfaces de failles. Les marnes et calcaires du Jurassique moyen sont affectés de plis d'axe NNE - SSW de plus en plus serrés vers le Nord.

Au Sud de Tencin, les surfaces des failles bordières du Grésivaudan sont parallèles aux couches supérieures du Jurassique moyen, alors qu'au Nord de cette localité, l'une d'elle recoupe les couches plissées de la même formation (**Fig. I-34**).

évoluant jusqu'à 35-40° vers le haut.

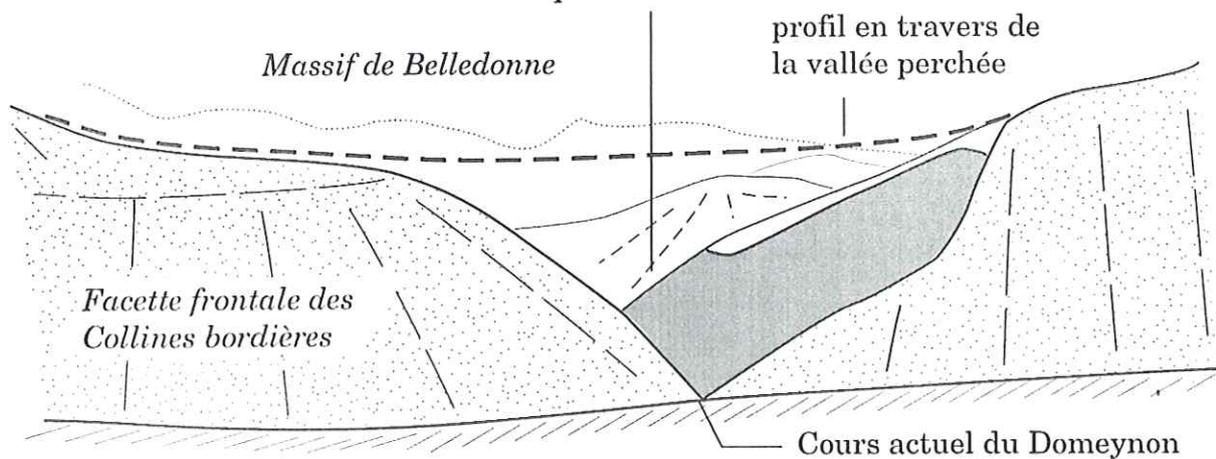
En revanche, au Sud de La Pierre, la concavité du versant est tournée vers le bas, le pendage variant de 30° en bas de pente à 15-20° vers le haut (**Fig. I-34**).

La dissymétrie entre les deux bords de la vallée concerne également les cônes de déjection latéraux (**Fig. I-31**). Ceux des affluents en rive gauche de l'Isère sont de taille systématiquement plus petite pour des bassins versants de surfaces comparables.

NNW

Entaille de la  
reprise d'érosion

SSE



GRESIVAUDAN (niveau de base du Domeynon)



**Photo 1.** Débouché du Domeynon en rive gauche du Grésivaudan (photo X.D., 1994). Marque de l'érosion régressive (entaille) et morphologie d'une vallée perchée.

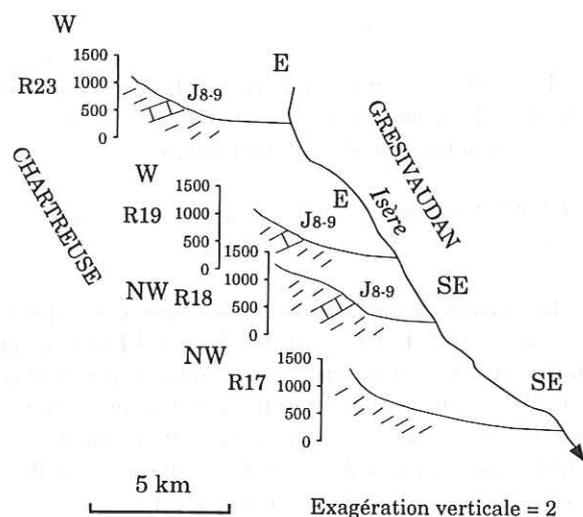


Fig. I-36. Profils en long des torrents affluents en rive droite de l'Isère. Ces profils s'approchent du profil d'équilibre théorique (en particulier R23 et R19), malgré le passage de roches aux lithologies contrastées. (mis à part R17: lithologie homogène tout le long de son cours).

### 1.2.2. Les profils en long des torrents affluents de l'Isère

Les profils en long des torrents se déversant dans le Grésivaudan sont comparés au profil longitudinal d'équilibre théorique (cf. chapitre I, § 2-3-2). Les ruptures de pentes observées sur ces profils sont discutées en fonction des facteurs pouvant en être la cause (Selby, 1985).

Les quelques ruptures de pente repérables sur les profils en long des affluents en rive droite de l'Isère sont d'importance mineure (Fig. I-36). Elles se situent aux franchissements de formations aux lithologies contrastées: calcaires tithoniques compris entre les marnes et calcaires plus tendres du Néocomien et les marnes noires de l'Oxfordien. Ces profils ne semblent avoir enregistré aucune activité tectonique récente.

Le profil en long du Cernon (R23; Fig. I-36) ne présente aucune rupture de pente au franchissement de la barre tithonique. Ceci nécessite une période de temps relativement longue durant laquelle le régime d'érosion du torrent n'a pas changé. Cela implique, entre autre, que l'altitude du niveau de base est restée constante avant et après la glaciation du Würm. Cela suggère également que la lithologie n'impose pas nécessairement de rupture de pente sur le profil en long, si la durée d'érosion est suffisante.

En revanche, ceux de la rive gauche de l'Isère présentent des ruptures de pentes majeures, dont l'origine est recherchée (Fig. I-35). Ces ruptures de pente ne correspondent ni à des contrastes lithologiques notables, ni à la confluence de torrents secondaires. Elles ne peuvent être qu'une conséquence de la baisse du niveau de base. Les ruptures de pentes se situent à la limite aujourd'hui atteinte par l'érosion régressive qui découle de cette baisse, et divisent les profils en long en deux parties (amont perchée et aval encaissée) emboîtées l'une dans l'autre. Le profil de la partie aval se raccorde au niveau de base actuel, situé à  $250 \pm 20$  m d'altitude, qui correspond au lit majeur de l'Isère. Le profil en long de la partie amont se raccorde à un ancien niveau de base situé aujourd'hui, 150 m plus haut, à la cote  $400 \pm 20$  m, à l'exception du ruisseau de la Combe de Lancey (R3), dont le cas est discuté plus loin. L'existence de ce paléo-niveau de base vers 400 m a également été signalé au Sud du Grésivaudan, à la confluence du Drac et de l'Isère (Lambert et Montjuvent, 1968).

Ce paléo-niveau était attribué à l'interglaciaire Riss-Würm durant lequel le Grésivaudan était occupé par un lac (Bellair *et al.*, 1970; Montjuvent *et al.*, 1973; Fourneaux, 1975; Couteaux *et al.*, 1976). Celui-ci se serait maintenu durant 50 000 ans, (de -170 000 à -120 000 ans; Nicoud *et al.*, 1987). Cet épisode est suffisamment long pour avoir permis aux torrents d'atteindre leurs profils d'équilibre.

### 1.3. Discussion et nouvelles interprétations sur l'origine du Grésivaudan

#### 1.3.1. Jeu des failles bordières orientales du Grésivaudan et baisse du niveau de base des affluents rive gauche de l'Isère

Jusqu'alors, seuls les profils en long des affluents en rive gauche de l'Isère avaient été analysés (Bourdier, 1962; Fourneaux, 1975), si bien que le paléo-niveau de base était attribué à la surface du lac interglaciaire Riss-Würm (entre -150 000 et -100 000 ans). Cependant, on ne connaît de celle-ci aucune plage fossile, et nous avons noté que ce paléo-niveau de base à  $400 \pm 20$  m n'est pas enregistré sur le versant ouest de la vallée.

**L'interprétation de la baisse du niveau de base des torrents en rive gauche de l'Isère, comme liée à la seule disparition du lac interglaciaire Riss-Würm installé dans un bassin stable, ne peut donc être retenue.**

La variation dissymétrique du niveau de base des torrents de part et d'autre du Grésivaudan trouve, par contre, une explication logique dans la déformation de la vallée et de ses bordures. Le jeu normal des failles bordières orientales du Grésivaudan, suggéré par la morphologie en facettes, en est alors la cause première (Fig. I-35).

L'enfoncement relatif du Grésivaudan par rapport aux Collines bordières, serait ainsi dû à l'effondrement de sa partie orientale par le jeu de ces failles à tracé cartographique courbe se relayant près de La Pierre.

Cet enfoncement a eu pour conséquence l'abaissement déjà mentionné du niveau de base des affluents rive gauche de l'Isère, la reprise de leur érosion avec entaille des surfaces de failles dégagant les facettes triangulaires, et l'ennoyage des cônes de déjection de ces mêmes torrents par les dépôts interglaciaires, glaciaires du Würm et par les alluvions modernes de l'Isère.

### 1.3.2. Essai de quantification du rejet vertical des failles bordières orientales du Grésivaudan

La baisse du niveau de base enregistrée sur les profils en long des affluents rive gauche de l'Isère est de l'ordre de 150 m au niveau des failles bordières. **Cette valeur est la résultante de plusieurs facteurs antagonistes**: enfoncement de la vallée par jeu des failles normales, creusement glaciaire au Würm, remplissages successifs par alluvions lacustres, glaciaires et fluviales. La mesure directe du rejet vertical des failles bordières orientales du Grésivaudan est ainsi particulièrement difficile. Il est donc nécessaire d'utiliser une approche indirecte pour accéder à la valeur de ce rejet.

Ce sont les résultats des études quantitatives réalisées sur les failles et leur croissance qui sont utilisés. Il a été rappelé qu'un facteur de  $10^{-2}$  à  $5.10^{-2}$  (en écartant les valeurs extrêmes) relie la longueur de la trace d'une faille et son rejet vertical (cf chapitre I, § 3-3). Appliqué aux failles se relayant près de La Pierre,

toutes deux longues de 15 km, ce critère conduit à des rejets verticaux compris entre 150 et 750 m. La valeur minimale correspond au dénivelé entre niveau de base actuel et paléo-niveau de base décrit précédemment (cf § 1-2-2). La valeur maximale du rejet correspond au dénivelé entre le paléo-niveau de base et le fond du remplissage, situé entre 300 et 600 m sous la surface, d'après les données géophysiques (§ 1-1) (Fig. I-37).

Par ailleurs, un rejet vertical de 150 à 750 m correspond, sur une faille à pendage d'environ  $25^\circ$ , à un déplacement horizontal de 300 à 1500 m.

### 1.3.3. L'âge du jeu des failles bordières orientales du Grésivaudan

Des études de paléosismicité (Rochette *et al.*, 1991; Beck *et al.*, 1992) menées sur les Argiles d'Eybens, ont montré qu'une activité sismo-tectonique se manifestait déjà durant le dépôt de cette formation lacustre interglaciaire Riss-Würm du Grésivaudan. Cette activité peut en partie être imputable au jeu des failles bordières du Grésivaudan. Par ailleurs, la présence de placages morainiques würmiens sur les facettes triangulaires (cartes géologiques au 1/50 000 : Montmélian et Domène) indique que les surfaces de rupture des deux accidents sont antérieures ou contemporaines à ces dépôts.

Il existe par ailleurs une opposition entre l'érosion en cours dans les parties basses des torrents en rive gauche de l'Isère et la quasi absence de cônes de déjection apparents à leurs débouchés dans la vallée. Cet ennoyage des seuls cônes de déjection des torrents actifs en rive gauche de l'Isère, prouve que l'affaissement par faille de la partie est du Grésivaudan

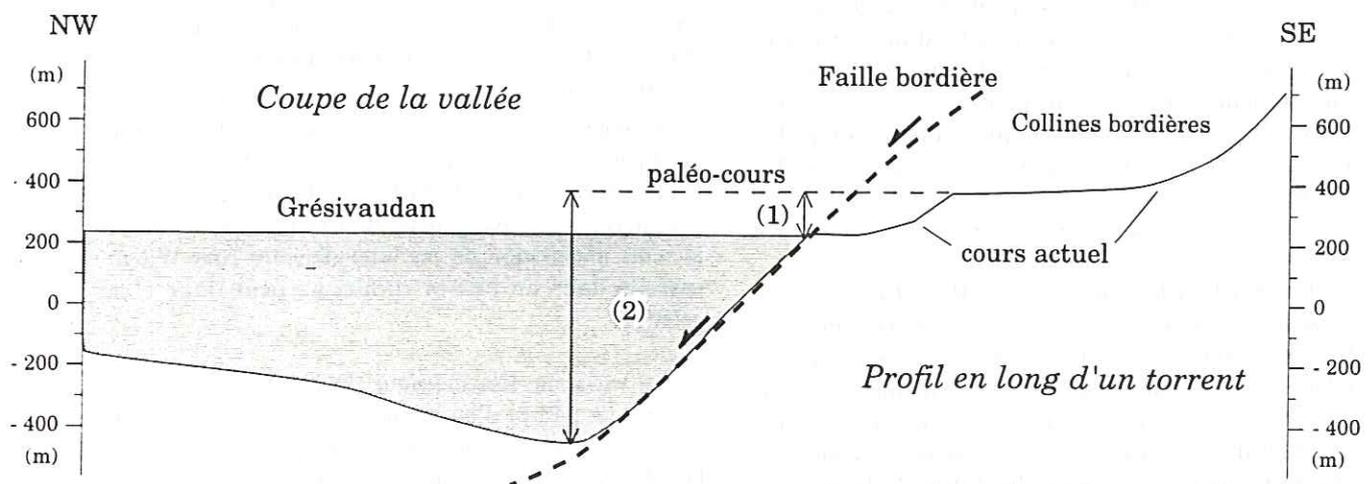


Fig. I-37. Mesure du rejet vertical le long des failles bordières orientales du Grésivaudan. (1): différence d'altitude entre le paléo-niveau de base et le niveau de base actuel (l'Isère); (2): différence d'altitude entre le paléo-cours et le fond de la vallée (déduit de la géophysique).

au pied des Collines bordières, s'est réalisé récemment, voire même qu'il se poursuit actuellement. L'existence de séismes (Rothé, 1967 et 1972; Dorel *et al.*, 1984; Ménard, 1988; Guyoton, 1991; Ménard et Fréchet, 1994) peut confirmer le caractère actuel de la déformation, le dernier séisme ( $M = 3,1$ ) recensé en 1991 ayant son foyer au Sud de Montmélian. Cette idée est renforcée par les mouvements verticaux mis en évidence par les comparaisons de nivellement (Fourniguet, 1977; Darmendrail *et al.*, 1993; et partie 2 de ce mémoire). Cependant, ces arguments ne permettent pas de savoir si la déformation actuelle est localisée sur les accidents décrits ci-dessus.

Une approche indirecte nous permet de proposer un ordre de grandeur pour la durée du jeu le long des failles bordières orientales du Grésivaudan. C'est l'existence de mouvements verticaux observés plus au Nord (vallée du bas Gelon), de rejets verticaux hectométriques, postérieurs au stade interglaciaire Riss-Würm (§ 3-3-1 de ce chapitre). On peut penser que les mouvements verticaux de l'ordre de 150 m observés le long des failles bordières, se produisent au cours d'une période de temps comparable, de l'ordre de 60 000 à 100 000 ans maximum.

#### 1.4. Les autres indices d'activité tectonique aux abords du Grésivaudan

##### 1.4.1. Les dépressions longitudinales

En arrière des failles du Grésivaudan, dans les

Collines bordières, deux dépressions sont marquées dans les formations du Lias et du Dogger. Comme l'avait décrit Masseport (1955) dans les Terres noires du sillon subalpin, ces dépressions peuvent correspondre aussi bien à du glissement couche sur couche d'origine gravitaire (Fig. I-38) qu'à une zone d'érosion préférentielle. Des mouvements actuels au niveau des dépressions situées dans le Dogger et le Lias sont suggérés par les comparaisons de nivellements (deuxième partie du mémoire; Fig.II-46).

##### 1.4.2. Le bombement du bassin versant de la Combe de Lancey

Dans la partie sud du Grésivaudan, un torrent affluent en rive gauche de l'Isère, le ruisseau de la Combe de Lancey, présente un profil en long "anormal": sa concavité est tournée vers le bas. Son altitude ainsi que celle des interfluves délimitant son bassin versant sont plus élevées que celles des autres torrents. De plus, l'altitude du paléo-niveau de base de ce torrent est anormalement élevée, à 580 m, soit plus de 180 m au dessus des paléo-niveaux de base des autres torrents (Fig. I-35). Enfin, le débouché de ce torrent dans le Grésivaudan s'effectue au niveau d'un changement de direction d'environ  $15^\circ$  de la faille bordant la vallée à cet endroit. A noter également que le profil de ce versant est de la vallée est convexe (§ 1-2-1).

Tous ces indices morphostructuraux indiquent que la partie des Collines bordières, située de part et d'autre du ruisseau de la Combe de Lancey, subit une

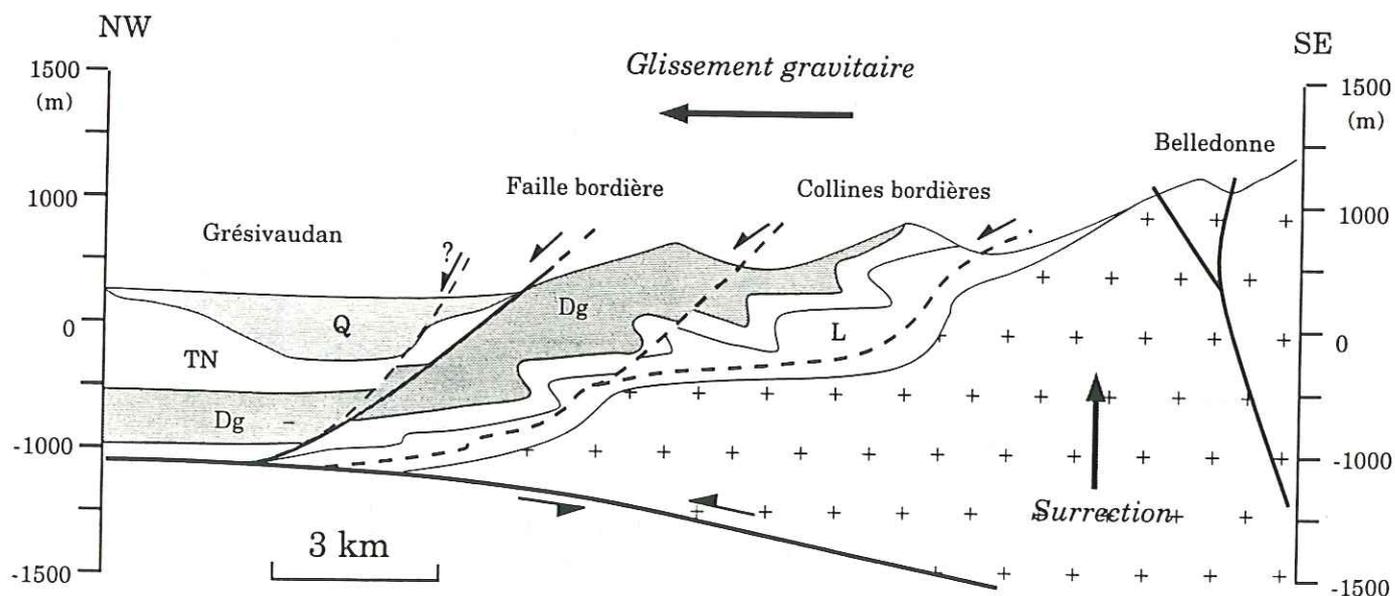


Fig. I-38. Jeu normal de la faille bordière orientale du Grésivaudan et glissement couche sur couche dans la couverture du massif cristallin de Belledonne. Cette tectonique extensive est interprétée comme une réponse gravitaire à la surrection de Belledonne. Q: alluvions quaternaires; TN: Terres Noires; Dg: Dogger; L: Lias.

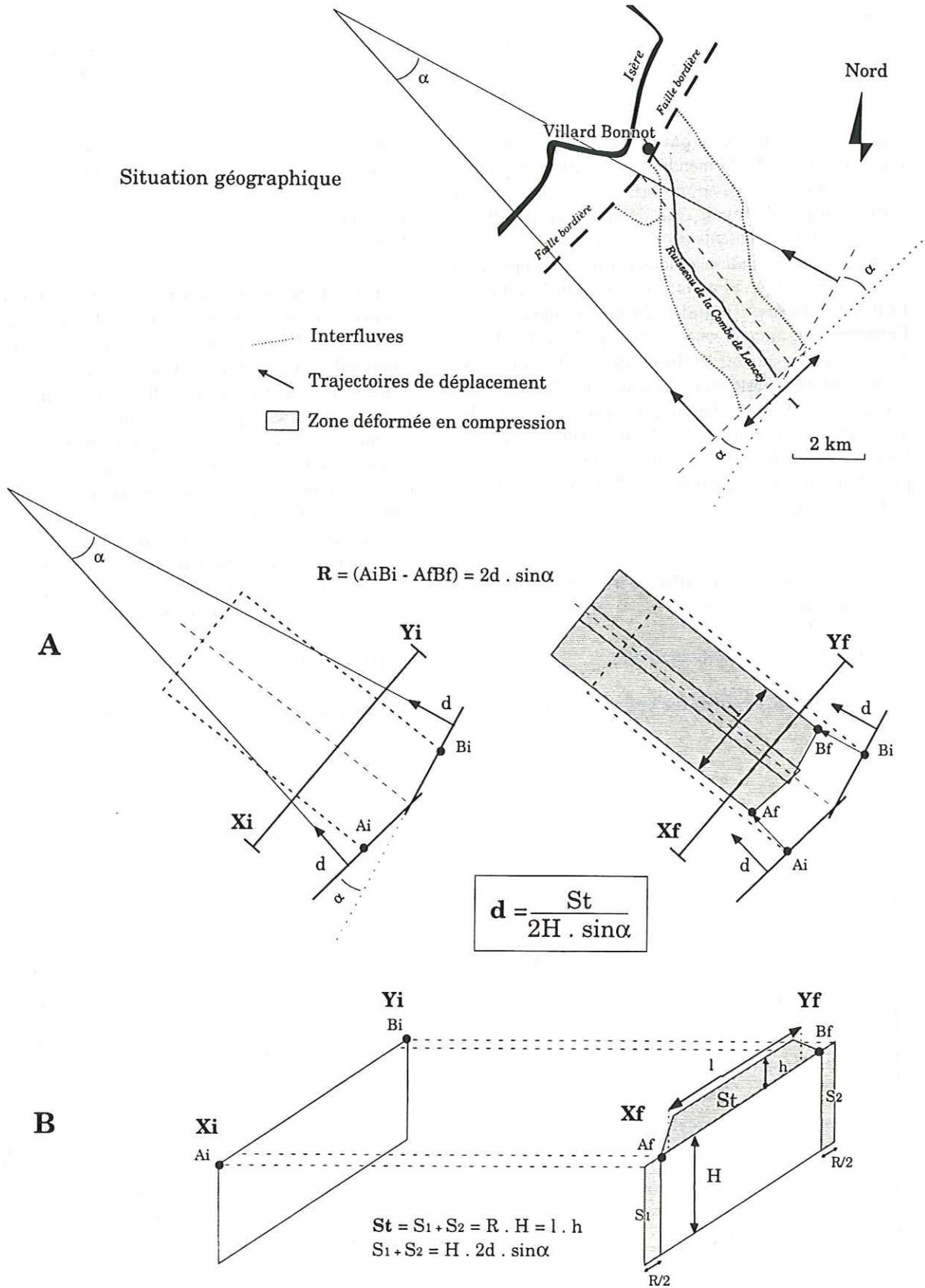


Fig. I-39. Convergence des trajectoires de déplacement (glissement des Collines bordières de Belledonne) au niveau de la Combe de Lancey; schémas en carte (A) et en coupe (B).  $\alpha$ : angle de convergence des trajectoires de déplacement; d: déplacement; horizontal; H: profondeur du niveau de décollement principal (Trias supérieur); h: hauteur de la surface en excès (par rapport au reste des Collines bordières); l: largeur de la surface en excès; R: raccourcissement transversal; St: surface transférée (= surface en excès).

déformation spécifique différente du reste des Collines bordières. Ils suggèrent l'existence locale de mouvements en compression singuliers dans le régime extensif qui affecte la couverture du massif cristallin de Belledonne (§ 1-3). Nous interprétons cette compression locale comme liée au changement de direction des trajectoires de déplacement associées au glissement (Fig. I-39).

Selon ce modèle, les trajectoires de glissement (déplacement transversal) convergent, entraînant un raccourcissement longitudinal (perpendiculaire au déplacement). Ce raccourcissement s'exprime par une zone surélevée par rapport à l'altitude moyenne des Collines bordières (St) située de part et d'autre du ruisseau de la Combe de Lancey (Fig. I-39).

A partir des données disponibles sur les directions de mouvements, les dimensions de la zone déformée et la profondeur du plan de décollement, il est possible de quantifier le déplacement horizontal lié au glissement couche sur couche. Les différents paramètres sont liés par la relation suivante:

$$d = \frac{St}{2.H.\sin\alpha}$$

avec: **d**: déplacement horizontal correspondant au glissement;  
 **$\alpha$** : angle de convergence des trajectoires de déplacement (= 15°);

**R**: raccourcissement transversal:  $R = 2d.\sin\alpha$ ;

**St**: la surface transférée (= surface en excès):

$St = R.H = H.2d.\sin\alpha$ ;

**l**: largeur approximative de la zone déformée (= 2,5 km);

**h**: excès d'altitude de la zone en compression par rapport au reste des collines (= 0,18 km  $\pm$  0,02);

**H**: profondeur du niveau de décollement principal situé dans le Lias (= 1 km  $\pm$  0,02).

Le déplacement horizontal ainsi calculé est de l'ordre de 1 km  $\pm$  0,3.

Cette valeur est comparable à celle obtenue pour le

déplacement horizontal le long des failles bordières orientales du Grésivaudan (§ 1-3-3).

L'extension transversale au niveau du Grésivaudan, accommodée d'une part par le jeu normal le long des failles bordières, d'autre part par le glissement couche sur couche à la base de la couverture du Massif de Belledonne, est d'ordre kilométrique: de 1,3 à 2,5 km.

## 1.5. Implication cinématique de cette extension

### 1.5.1. Interaction entre accidents actifs

Le glissement des Collines bordières peut expliquer un éventuel basculement des failles bordières orientales du Grésivaudan (Fig. I-40). En effet, le pendage des failles bordières (20° à 40° vers l'WNW), mesuré au niveau des facettes triangulaires (§ 1-3), peut paraître faible pour des failles normales.

Dans le modèle que nous proposons (Fig. I-39), les failles bordières se seraient activées à l'aplomb d'une rupture de pente du socle de Belledonne. Le glissement des Collines bordières, contemporain ou postérieur au jeu des failles bordières, aurait déplacé l'ensemble des collines vers l'Ouest, en éloignant ces failles de la rupture de pente du socle. Ce déplacement s'accompagnerait d'un basculement, voir de la déformation des surfaces de faille. Par ailleurs, le glissement dans le Dogger débiterait également tardivement.

### 1.5.2. Problème de l'amortissement frontal du glissement

Dans ce contexte de tectonique gravitaire, reste le problème de l'amortissement du glissement des Collines bordières. Nous proposons deux hypothèses: la première est que le glissement s'amortit au front de la Chartreuse; dans la seconde, hypothèse que nous privilégions, l'amortissement se fait rapidement, sous le

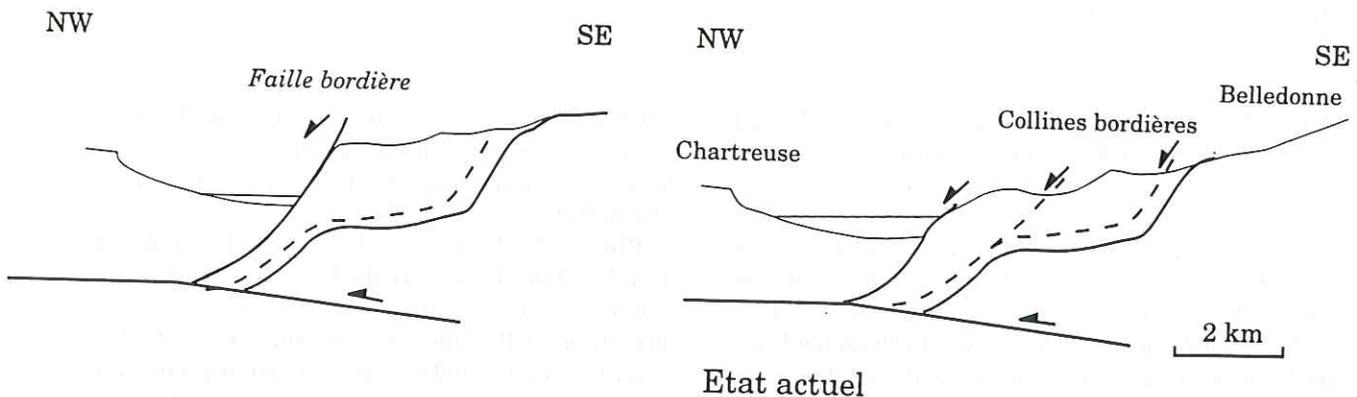


Fig. I-40. Modèle de basculement des failles bordières orientales du Grésivaudan lié au glissement des Collines bordières.

Grésivaudan.

En effet, compte tenu du rapport de masses, il paraît peu probable que ce glissement entraîne un déplacement de toute la Chartreuse. En revanche, l'amortissement en profondeur sous la forme d'un rétrochevauchement sous le bord oriental de la Chartreuse, permet d'expliquer d'une part les affleurements de Dogger en rive droite de l'Isère (Barféty *et al.*, 1969), d'autre part la surrection actuelle du bord est de la Chartreuse par rapport au Grésivaudan (comparaisons de nivellements; Fig. II-46).

Enfin, au moins dans la partie au Sud du village de La Pierre, les versants présentent une concavité inverse à la normale (pente forte en bas de versant, plus faible vers le haut), rappelant des morphologies de glissements de terrain superficiels.

de la basse vallée du Gelon et le long de la bordure SE de la Combe de Savoie, entre le débouché de la vallée de l'Arc et Albertville. Le jeu normal de ces accidents, transversal à l'allongement de la chaîne, contribue à l'allochtonie des massifs subalpin de la Chartreuse (Gidon, 1981; Thouvenot et Ménard, 1990) et des Bauges, et à l'ouverture d'une des plus grandes vallées longitudinales alpines.

Ces mouvements superficiels interviennent dans un contexte compressif (Fig. I-41), exprimé par le chevauchement crustal de Belledonne et sa surrection (Fourniguet, 1977; Ménard et Thouvenot, 1984 et 1987; Mugnier *et al.*, 1987 et 1990; Jouanne, 1994).

Dans notre interprétation, la déformation extensive superficielle est une réponse gravitaire à la surrection actuelle de Belledonne (Fig. I-38 et I-42).

A cette surrection d'origine tectonique, s'ajoute le rebond post glaciaire suivant le retrait des glaciers du

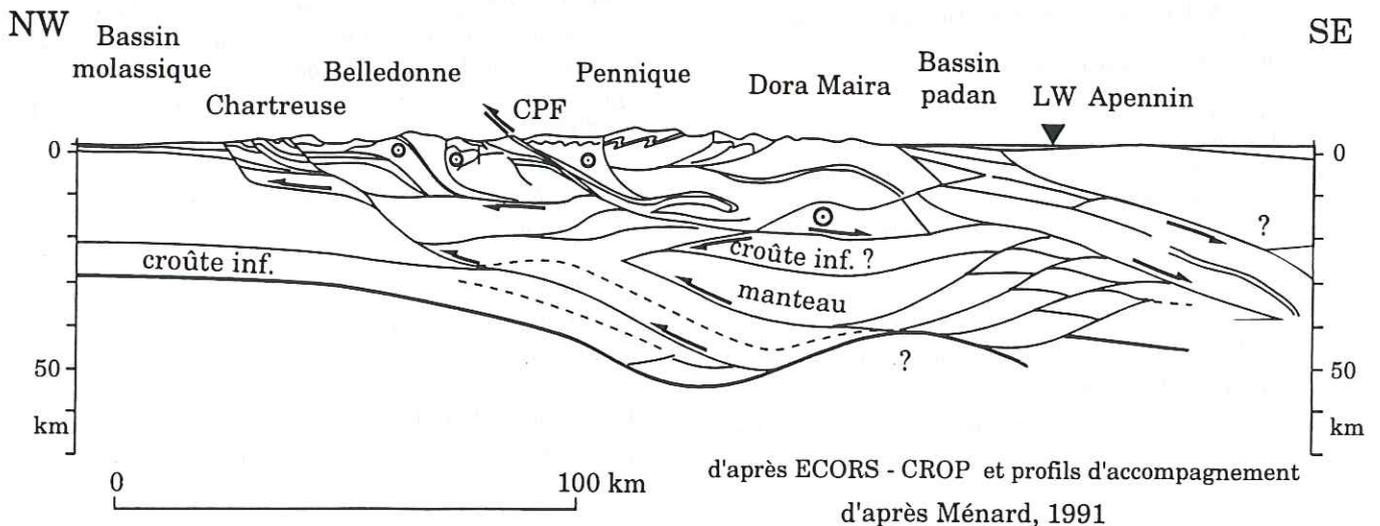


Fig. I-41. Coupe équilibrée à l'échelle crustale (Ménard, 1991) des Alpes occidentales montrant le chevauchement de socle de Belledonne. Cet accident est le plus occidental intervenant dans l'épaississement des Alpes externes françaises; il induit un raccourcissement plurikilométrique dans les massifs subalpins (Ménard, 1988).

### 1.6. Modèle géodynamique de contrôle du Grésivaudan par la tectonique extensive

La morphologie du Grésivaudan, façonnée généralement par l'érosion glaciaire, est marquée, entre Grenoble et Pontcharra, par le glissement couche sur couche dans le Lias et le Dogger, et par le jeu des deux failles normales longeant le pied des Collines bordières de Belledonne et se relayant à La Pierre. De telles failles listriques se retrouvent, avec des traits morphostructuraux aussi marqués, au NE, en rive droite

Würm. Même si la contribution actuelle de ce phénomène est faible, il a certainement contribué à la déstabilisation gravitaire des Collines bordières il y a 20 à 30 000 ans.

Plus au Sud, des marqueurs d'extension sont signalés dans le massif du Vercors, et attribués également à l'instabilité gravitaire répondant à la surrection de Belledonne (Lemoine, 1973; Gidon, 1981; Gamond, 1994). Cette extension pourrait se produire au niveau de rétro-chevauchements basculés (Gidon, 1982; Butler, 1987; Arpin, 1988; Arpin *et al.*,

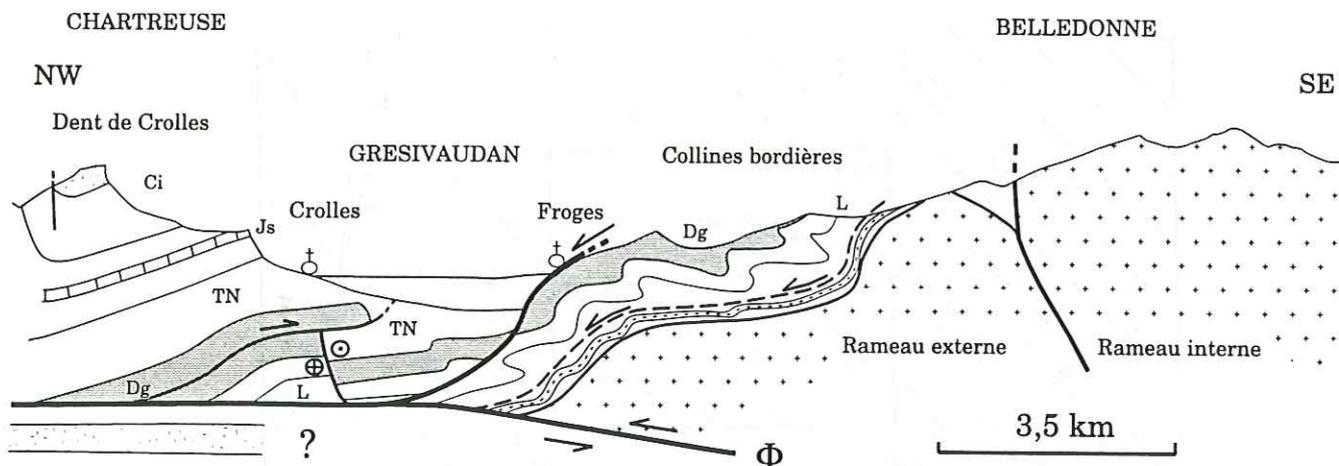


Fig. I-42. Coupe géologique interprétative incluant les données géomorphologiques (Darmendrail *et al.*, 1994). Forme et épaisseur du remplissage de la vallée sont déduites des données gravimétriques. La surrection de Belledonne résulte de son déplacement sur la surface de chevauchement  $\Phi$ . Le branchement des accidents à jeu normal (dont la faille bordière du Grésivaudan) sur  $\Phi$  est rendu nécessaire par le synchronisme et la compatibilité cinématique de ces deux mouvements. Ci: Crétacé inférieur; Js: Jurassique supérieur; TN: Terres Noires; Dg: Dogger; L: Lias.

1988; Ménard, 1988; Coward et Dietrich, 1989; Tardy, 1990 *et al.*; Vialon, 1990; Nicolas *et al.*, 1990), réactivés en failles normales (Gamond, 1994).

Sur la coupe de la Fig. I-42 est représenté un accident sub-vertical sous la bordure occidentale du Grésivaudan. Cet accident correspond au prolongement vers le Sud de la faille d'Arcalod. Sa position sur la coupe est arbitraire, mais sa présence est rendue nécessaire par l'impossibilité d'amortir les 7 km de décrochement dextre existant dans les Bauges entre le rebord méridional de ce massif et le Grésivaudan. A souligner que le jeu de cet accident est probablement plus ancien que les mouvements extensifs le long du Grésivaudan (plus ancien que le Miocène supérieur si l'on considère qu'il ne décale pas la cluse d'Annecy-Ugine dont l'existence remonterait à cette date (Veyret, 1969)).

Par ailleurs, des décrochements en transtension ont été observés dans les massifs subalpins septentrionaux (Goguel, 1948; Kerckhove et Antoine, 1964; Mugnier et Gidon, 1988). Ces mouvements sont attribués au mouvement coulissant dextre le long de la bordure occidentale du Massif de Belledonne (Mugnier et Gidon, 1988), dont le brusque approfondissement est décelé par la géophysique (Ménard, 1979; Mugnier *et al.*, 1987; Arpin, 1988). La contemporanéité de ces mouvements tardi-orogéniques avec l'extension très récente à actuelle que nous avons décrite, n'est pas établie.

## 2. - LA BASSE MAURIENNE (VALLÉE DE L'ARC)

Nous avons réalisé l'étude morphostructurale de la basse Maurienne, à proximité de la confluence Arc-Isère et de part et d'autre de l'accident médian de Belledonne (Fig. I-43). Les résultats d'une étude thermochronologique dans le rameau interne de Belledonne (Lelarge, 1993; Ménard *et al.*, 1993) ont été pris en compte dans le modèle d'origine de cette partie de la vallée que nous proposons.

### 2.1. Analyse morphostructurale de la basse Maurienne

Au départ sont trois profils topographiques réalisés suivant les lignes de crêtes majeures et recoupant la Maurienne au niveau des Collines bordières, du rameau externe et du rameau interne de Belledonne (Fig. I-44).

Ces profils montrent des dissymétries de pente des versants de part et d'autre de la vallée: un versant est à pente faible alors que son vis à vis est à pente plus forte. La lithologie d'ensemble de part et d'autre de la vallée est la même le long de chaque profil. Des différences d'érosion liées à l'exposition des versants (SW et NE) pourraient expliquer cette dissymétrie.

Cette hypothèse serait vérifiée si un versant présentait le même type de pente (faible ou raide) sur les trois profils topographiques; or, tel n'est pas le cas (Fig. I-44).

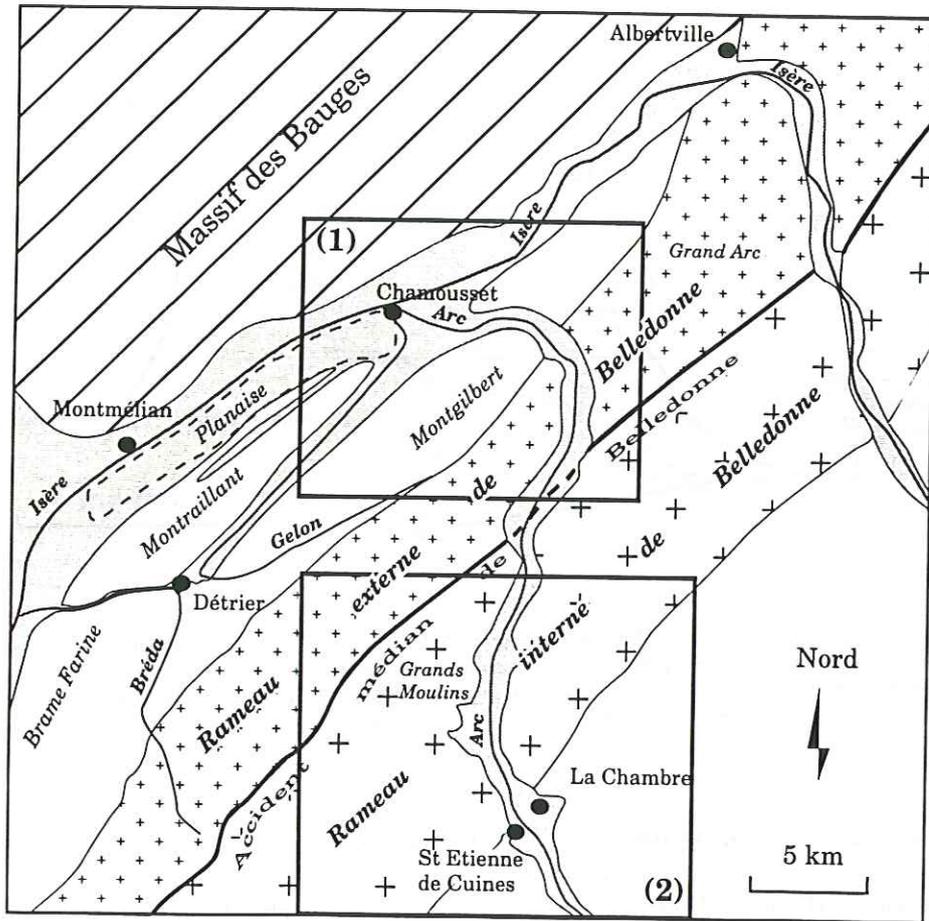


Fig. I-43. Localisation et nature des études menées dans la vallée de la Maurienne. (1): étude morphostructurale du rameau externe de Belledonne; (2): étude géomorphologique et thermochronologique du rameau interne.

En effet, sur les profils des Collines bordières (1) et du rameau externe (2), le versant en rive gauche de l'Arc plonge progressivement vers le NE, le versant rive droite étant plus abrupt. En revanche, sur le profil du rameau interne (3), c'est le versant rive droite qui plonge progressivement vers le SW, le versant rive gauche étant plus raide.

Par ailleurs, la courbure en carte de la vallée change de part et d'autre de l'accident médian (Fig. I-44): l'intérieur de la courbure est systématiquement tourné vers le versant en pente douce (vers le SW dans le rameau externe, vers le NE dans le rameau interne).

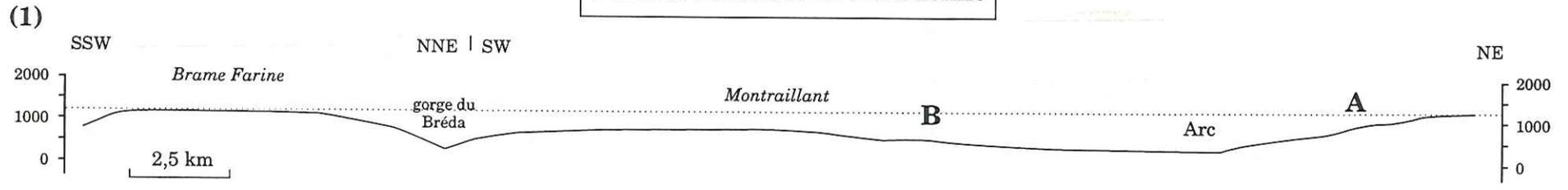
Pour expliquer cette double dissymétrie (de part et d'autre de la vallée et de part et d'autre de l'accident médian de Belledonne), nous proposons un modèle faisant intervenir la tectonique.

Dans ce modèle, le versant le plus raide correspond à la surface d'une faille normale (A) et la topographie plus douce du versant opposé (B) a valeur de basculement (roll-over) pour cette faille (Fig. I-44). A partir des modèles d'extension (Fig. I-24 et I-26)

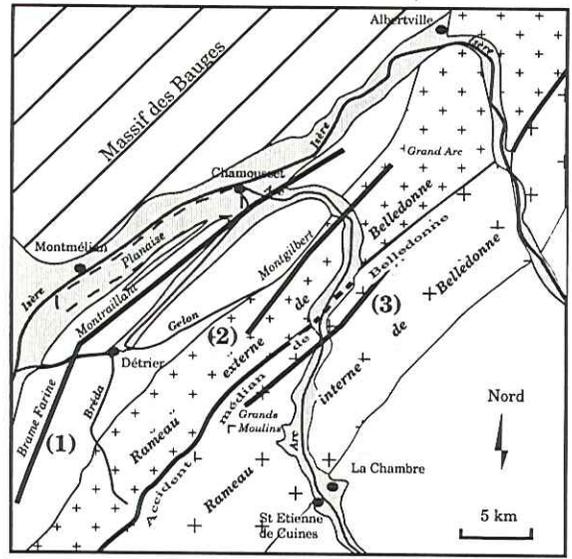
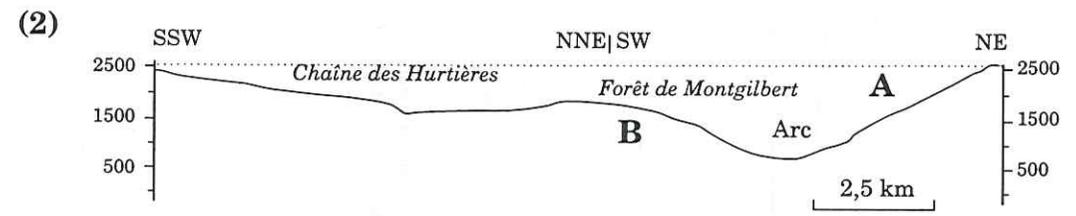
proposés par Ménard (1994), nous avons recherché la forme et la profondeur de la faille sous le compartiment basculé. Pour cela, nous avons appliqué la méthode des surfaces transférées (Fig. I-22) à la construction géométrique de la faille, en utilisant le principe du modèle proposé sur la Fig. I-23. La surface de référence du modèle correspond à la topographie horizontale, marqueur non basculé. Au niveau du massif de Belledonne, la surface topographique correspond également à une limite lithologique majeure: le toit du socle.

Nous avons appliqué cette méthode au profil topographique du rameau externe de Belledonne (Fig. I-45). Pour expliquer l'ensemble des pentes topographiques s'éloignant de la surface de référence horizontale, le modèle fait intervenir une faille antithétique au niveau de la chaîne des Hurtières, venant se brancher à un système en "crocodile" (Ménard, 1994). Le niveau de décollement ainsi construit se situe environ à 2.7 km sous la surface topographique. L'extension (E) qui en résulte est de

Collines bordières de Belledonne



Rameau externe de Belledonne



Rameau interne de Belledonne

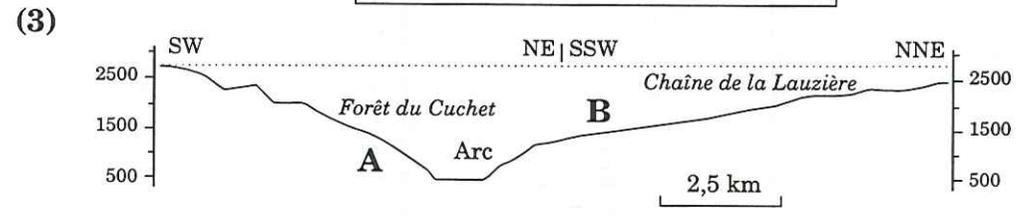


Fig. I-44. Profils topographiques (1, 2, 3) de part et d'autre de la vallée de la Maurienne. Interprétation morphostructurale des versants en terme de surface de faille (A) et de roll over (B).

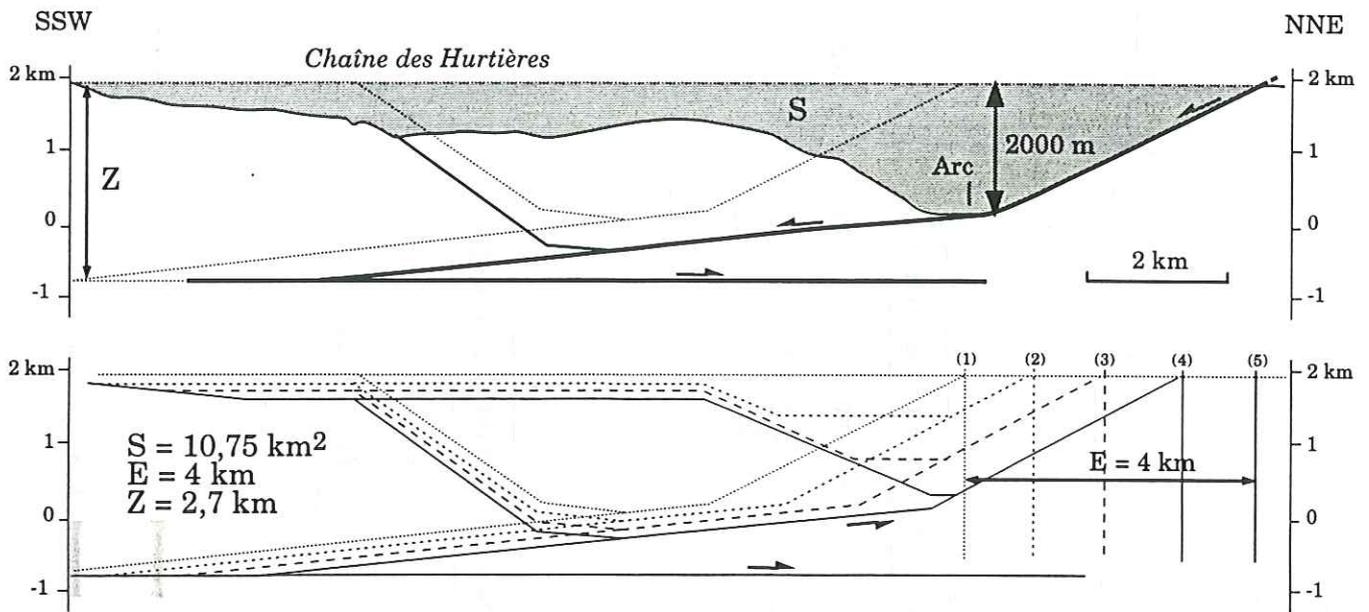


Fig. I-45. Enregistrement par la topographie du basculement vers le NE du compartiment au Sud de la confluence Arc-Isère (rameau externe de Belledonne): marqueur de la tectonique extensive longitudinale; reconstitution cinématique (stades 1 à 5) du déplacement le long de la faille.

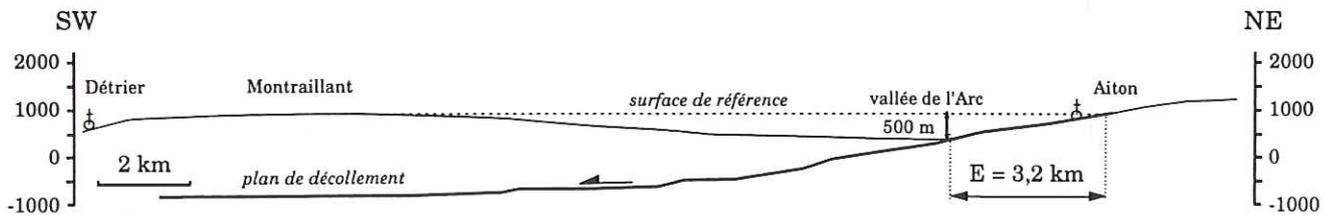


Fig. I-46. Enregistrement morphologique de la tectonique longitudinale extensive dans les Collines bordières au niveau de la Maurienne. L'extension horizontale déduite de ce modèle est de 3,2 km.

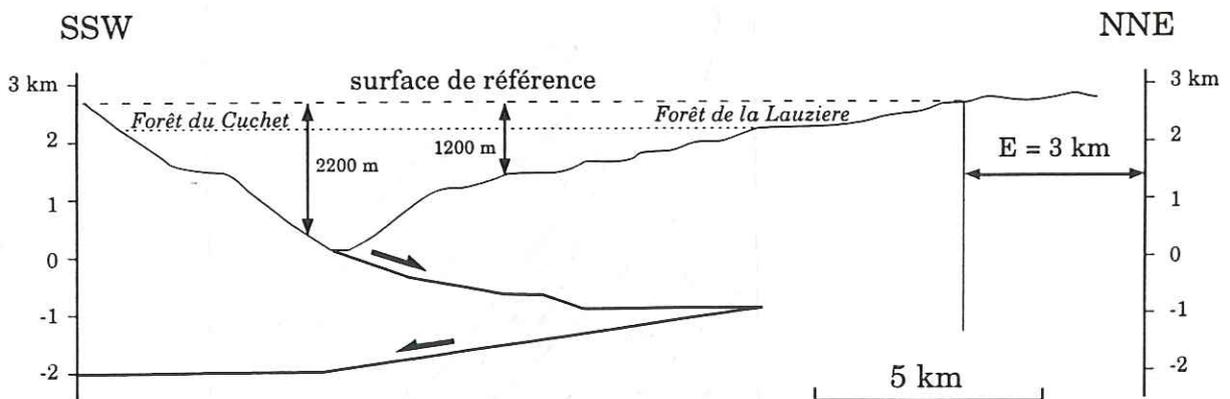


Fig. I-47. Enregistrement morphologique de la tectonique longitudinale extensive dans le rameau interne de Belledonne au niveau de la Maurienne (d'après Ménard *et al.*, 1993). L'extension horizontale déduite de ce modèle est de 3 km; le rejet vertical maximum est de 2200 m.

l'ordre de 4 km et le mouvement vertical d'environ 2000 m.

Un modèle analogue le long du profil topographique des Collines bordières suggère une extension horizontale de 3,2 km (Fig. I-46). Cette valeur est entachée d'incertitude, liée au décalage horizontal qui existe entre la crête basculée (Montraillant) et le versant ayant valeur de faille normale (Fig. I-44). Ce décalage est le résultat de la tectonique gravitaire transversale qui s'exprime par le déplacement de Montraillant vers le NW. Par ailleurs, le mouvement vertical enregistré le long de cette coupe est de l'ordre de 500 m, soit 4 fois moins important que dans le massif de Belledonne (cf ci-dessous)

Le modèle d'extension proposé pour le rameau interne (Ménard *et al.*, 1993) révèle un mouvement vertical maximum d'environ 2200 m et une extension horizontale de 3 km (Fig. I-47).

Par ailleurs, nous avons réalisé une analyse structurale le long du profil topographique du rameau externe, au niveau de la colline de Montgilbert (Fig. I-48). L'ensemble des marqueurs utilisés (stratigraphie, pôles de fracture, axes de plis) révèlent un plongement plus important du versant NE, c'est à dire le versant non basculé du modèle.

Pour intégrer ces résultats au modèle dans lequel le versant de Montgilbert est basculé (Fig. I-46) et devrait enregistrer les basculements les plus importants des différents marqueurs (Gratier *et al.*, 1973), trois hypothèses sont proposées:

1/ Les fractures mesurées en surface (Fig. I-48) correspondent à des failles normales antithétiques accommodant le basculement du compartiment supérieur vers le SE (cf. modèle Fig. I-25). Entre chacune de ces failles, les blocs seraient alors basculés d'environ 30° vers le SW.

2/ La faille normale passant au niveau de la rive droite de la vallée reprend un ancien chevauchement, au-dessus duquel se trouvait un anticlinal de rampe (Fig. I-26-d). Ainsi, les marqueurs structuraux que nous mesurons étaient basculés avant le jeu de la faille normale et la création du roll-over. Cette hypothèse est par ailleurs compatible avec le faible pendage de la faille (< 30°).

3/ comme dans l'hypothèse précédente, le jeu normal de la faille entraîne le basculements de marqueurs déjà basculés; ce basculement peut être le résultat d'une phase extensive antérieure.

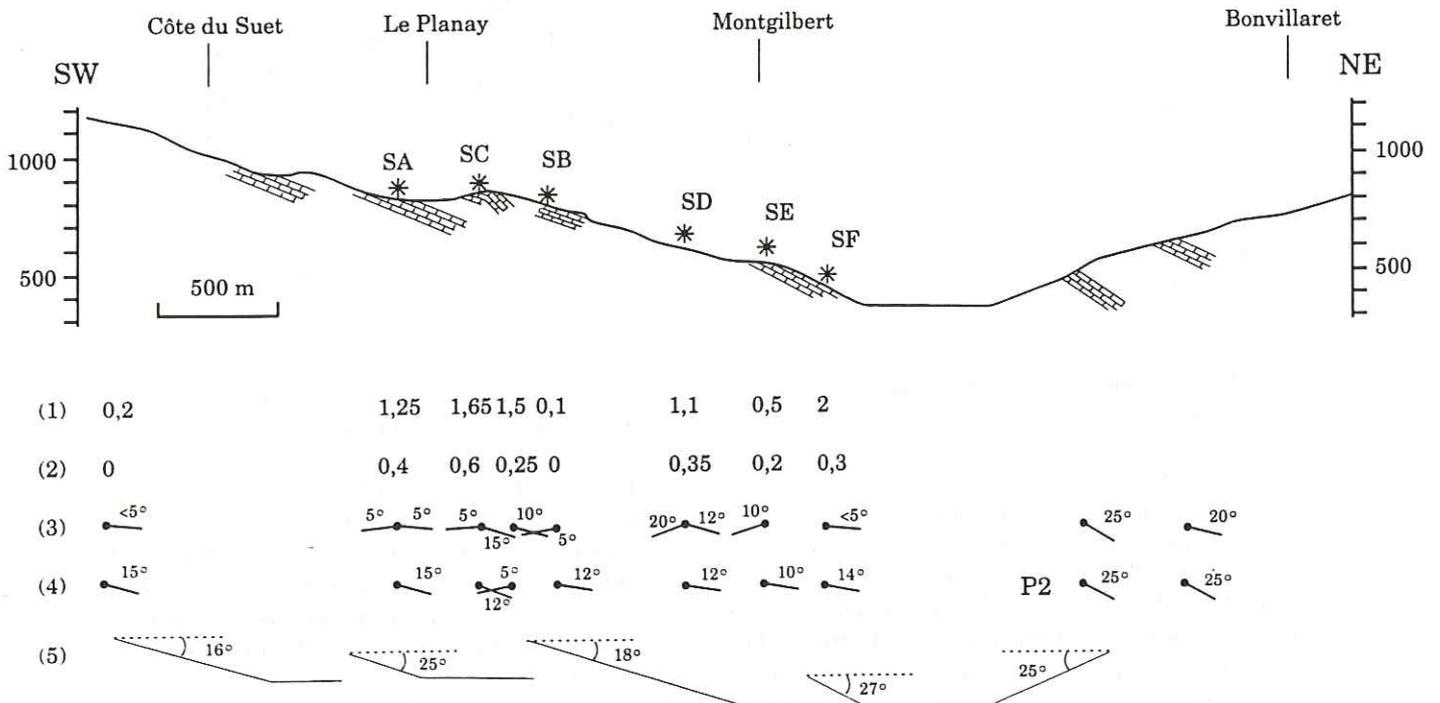


Fig. I-48. Étude morphostructurale de la colline de Montgilbert. (1): densité de fractures (par m); (2): ouverture des fractures (en cm/m); (3): plongement des pôles de fractures N120; (4): axes des plis; (5): pente topographique.

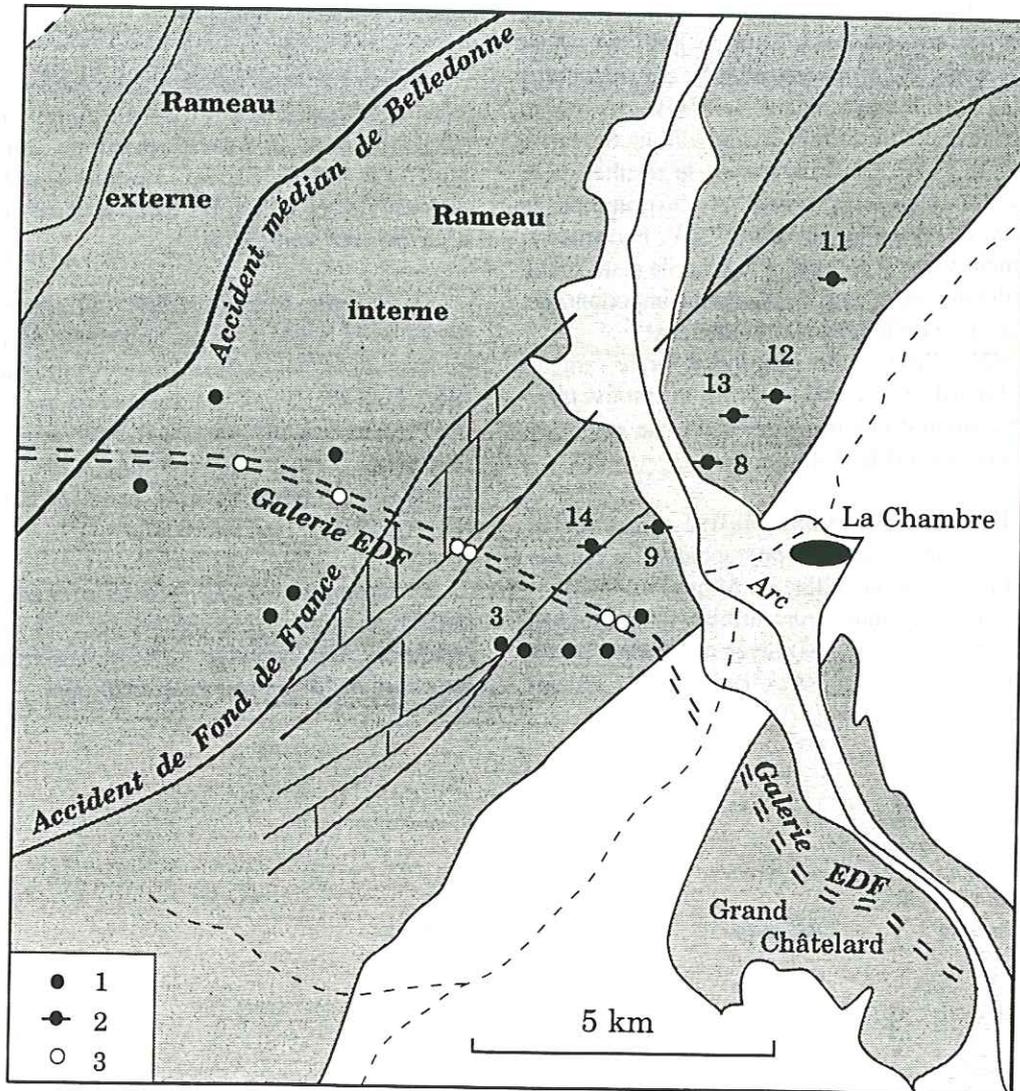


Fig. I-49. Localisation des échantillons de l'étude thermochronologique dans le massif de Belledonne et ses environs (Lelarge, 1993). 1: sites "normaux"; 2: sites "anormaux"; 3: échantillons prélevés dans la galerie EDF Arc-Isère.

## 2.2. Détermination des mouvements verticaux par thermochronologie

Pour être validé, le modèle proposé ci-dessus à partir des données morpho-structurales doit être confronté à un modèle obtenu par une autre méthode. Pour cela, nous avons utilisé les résultats d'une étude thermochronologique, réalisée suivant la coupe du rameau interne de Belledonne (Fig. I-49, I-50 et I-51).

La thermochronologie consiste à dater le franchissement d'isothermes (à 110°C pour les âges apparents obtenus par trace de fission sur cristaux d'apatites, si l'on considère un taux de refroidissement linéaire entre 140° et 60°).

La tendance régionale "normale" s'exprime par un âge croissant régulièrement avec l'altitude. Cette

tendance est fournie par les échantillons prélevés dans le massif de Belledonne (Fig. I-50).

Une coupe réalisée en travers de la vallée de la Maurienne montre des sites aux âges systématiquement "anormaux", à savoir trop vieux compte tenu de leur altitude d'échantillonnage (Fig. I-51). S'il est délicat d'envisager un refroidissement aussi précoce vers 4 km de profondeur, il est en revanche bien plus satisfaisant de considérer ces points comme trop bas compte tenu de leur âge (Ménard *et al.*, 1993).

Si on considère la différence d'altitude entre des sites de basse altitude (9 et 12) et un échantillon de même âge sur la courbe de référence régionale (3), on remarque que les points 12 et 9 sont "descendus" respectivement de 1200 et 2000 m (Fig. I-50).

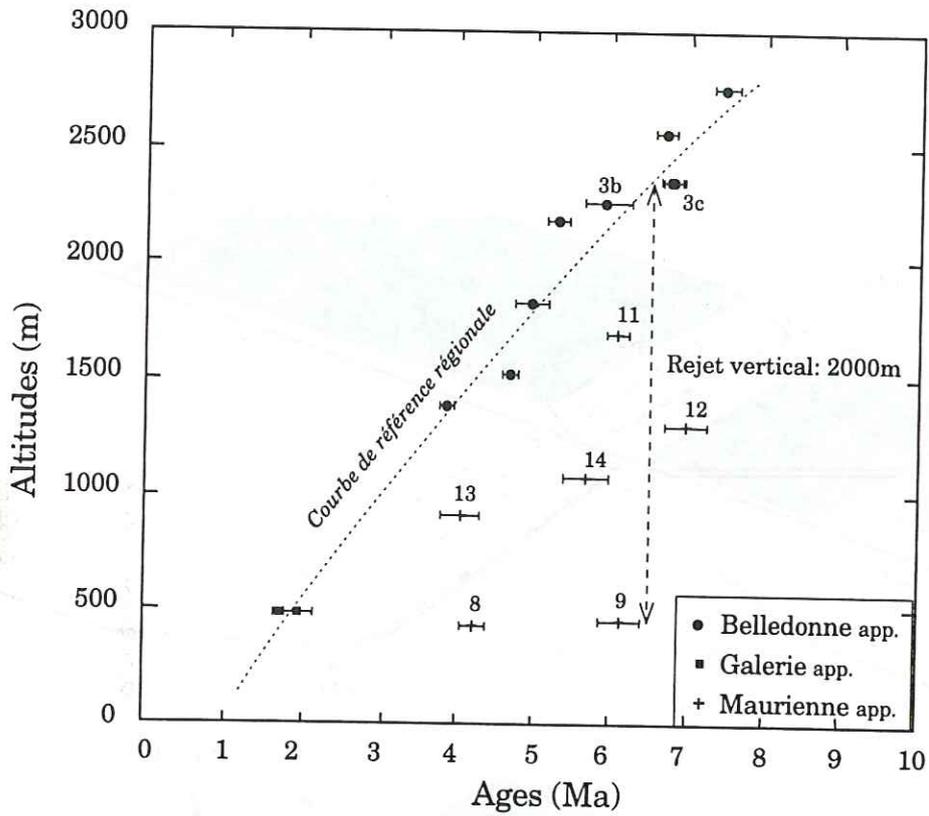


Fig. I-50. Distribution des âges apparents (app.) des échantillons prélevés dans Belledonne, la Maurienne et la galerie EDF Arc-Isère (d'après Lelarge, 1993).

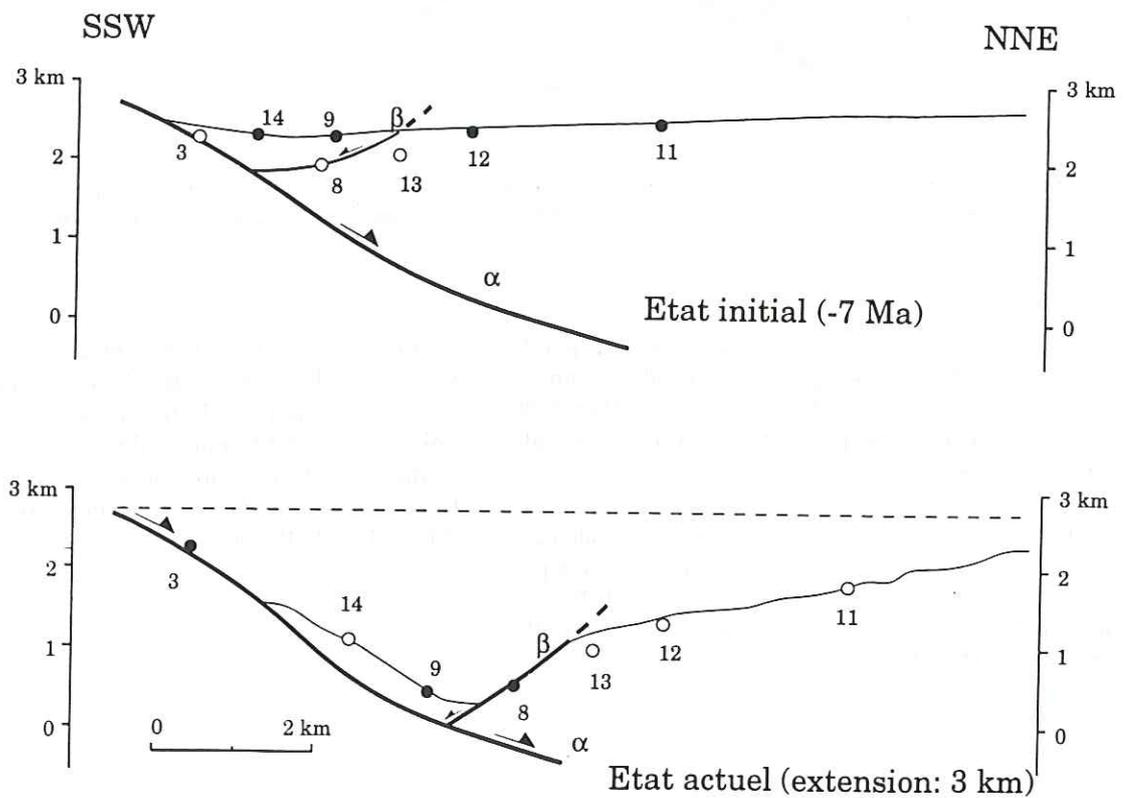


Fig. I-51. Modèle d'extension longitudinale dans la vallée de la Maurienne (d'après Ménard *et al.*, 1993) à partir de données thermochronologiques (Lelarge, 1993).  $\alpha$ : faille normale principale (versant sud);  $\beta$ : faille secondaire antithétique.

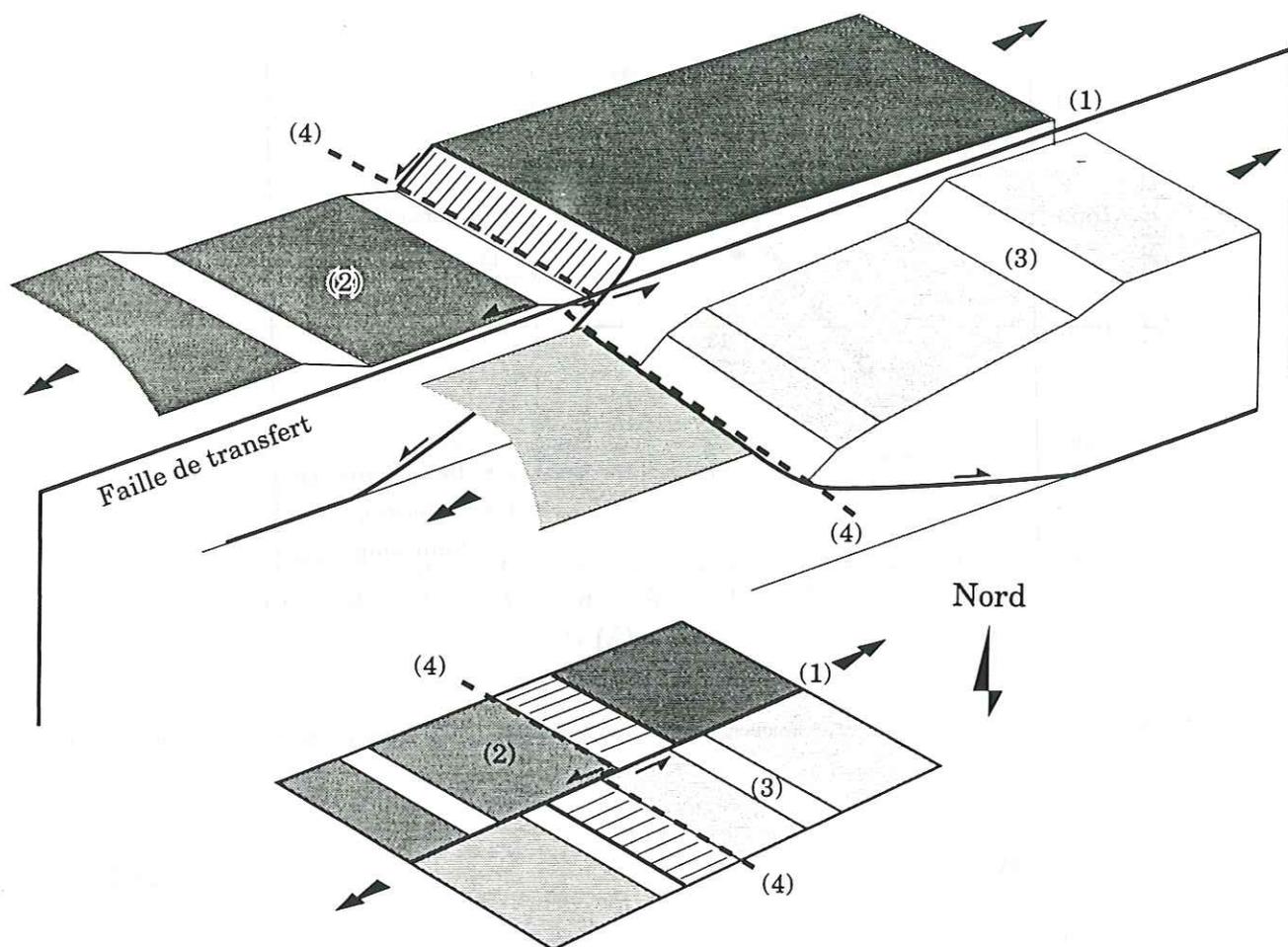


Fig. I-52. Modèle de tectonique extensive pour la basse vallée de la Maurienne, de part et d'autre de l'accident médian de Belledonne. (1): accident médian de Belledonne; (2): rameau externe au niveau d'Aiguebelle; (3): rameau interne au niveau de St Etienne de Cuines; (4): axe de la vallée.

Les affaissements de ces points prédits par le modèle d'extension proposé à partir des données géomorphologiques (Fig. I-47) étant de 1200 et 2200 m, nous considérons que cette concordance valide l'interprétation proposée.

Cependant, deux sites (9 et 14) suggèrent également que le versant sud est affaissé. Cette donnée n'est pas en accord avec le modèle de départ (Fig. I-47); ce modèle est donc modifié en y adjoignant une faille antithétique (Fig. I-51).

En revanche, l'affaissement des autres points du versant nord est inférieur à la valeur prédite par le modèle de départ. Cela traduit le fait que pour ces points, le franchissement de l'isotherme daté par thermochronologie se produit en cours d'extension. Le début de l'extension peut ainsi être daté à 7 Ma (Ménard *et al.*, 1993).

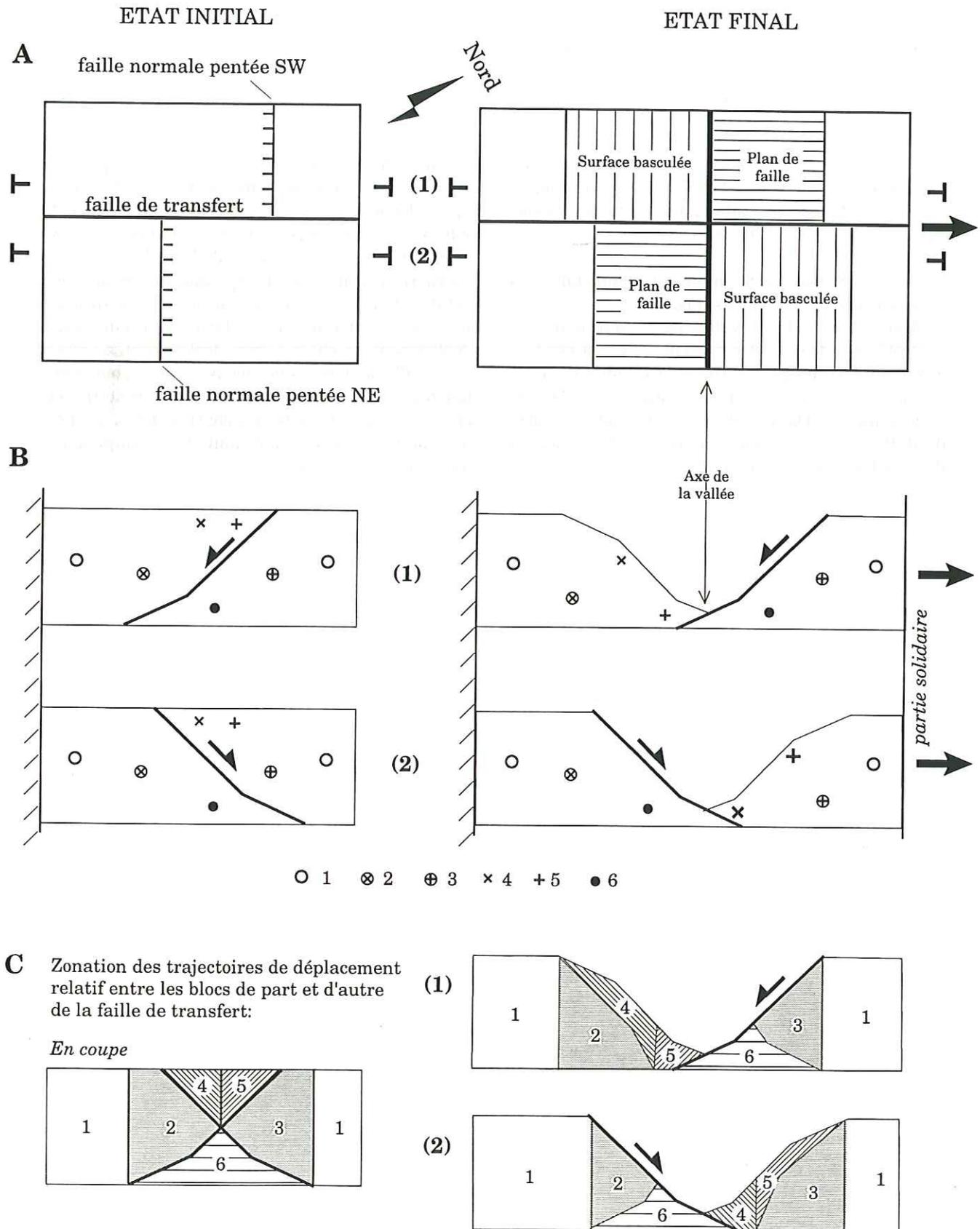


Fig.1-53. Modèle d'extension le long de deux failles normales à pendage opposé relayées par une faille de transfert verticale.

A- en carte; B- en coupe; C- déplacements relatifs entre les blocs situés de part et d'autre de la faille de transfert: 1- pas de mouvement; 2- surrection du bloc SE; 3- surrection du bloc NW; 4- décrochement senestre et surrection du bloc NW; 5- décrochement senestre et surrection du bloc SE; 6- décrochement dextre.

### 2.3. Conclusion sur l'origine de la basse Maurienne

Les deux modèles sur l'origine de la basse Maurienne que nous proposons ci-dessus, prennent en compte des données différentes: analyse morphostructurale pour le premier, thermochronologie pour le second. Ces arguments convergent un contrôle de la vallée par la tectonique extensive, avec des valeurs comparables obtenues par les deux approches: l'extension longitudinale est de l'ordre de 3 à 4 km, les affaissements qui en résultent atteignent des valeurs maximales de 2000 à 2200 m.

Nous proposons donc un modèle synthétique qui prend en compte ces résultats (**Fig. I-52**).

Dans ce modèle, la vallée de la Maurienne est contrôlée par deux failles normales, l'une à pendage SW dans le rameau externe de Belledonne et les Collines bordières, l'autre à pendage NE dans le rameau interne. Dans ce dispositif, l'accident médian de Belledonne rejoue en faille de transfert entre les deux failles normales (**Fig. I-52**).

Dans le rameau interne de Belledonne, les failles actives signalées dans des éboulis des Grands Moulins (Bordet, 1970) sont parallèles à l'accident médian de Belledonne (NE-SW), et sont subverticales. Elles expriment un mouvement de surrection des blocs situés au SE par rapport à ceux situés au NW. Un tel déplacement vertical sur un plan de faille lui même vertical est cinématiquement possible dans un modèle d'extension le long de deux failles normales à pendages opposés, reliées par une faille de transfert (**Fig. I-53**), cas analogue au modèle proposé pour la Maurienne. En effet, dans ce modèle, des marqueurs (à l'origine en vis à vis) situés de part et d'autre de la faille verticale de transfert présentent des composantes de mouvement relatifs variées: en fonction de la situation des marqueurs par rapport aux failles normales avant déplacement, on observe après déplacement, au niveau de la faille de transfert des mouvements à composante horizontale (décrochements dextre et senestre), mais aussi à composante verticale pure (**Fig. I-53**), ainsi que des mouvements combinant les composantes horizontale et verticale.

## 3. - LES CAPTURES PRES DE LA CONFLUENCE ARC-ISERE

La confluence Arc-Isère se situe aujourd'hui dans la Combe de Savoie près de Chamousset, 20 km au SW d'Albertville (Fig. I-54).

Au Sud de la confluence Arc-Isère (Fig. I-54), les cours d'eau secondaires (Bréda et Gelon) présentent des coudes de capture (Lugeon, 1897; Fourneaux, 1975; Pappini, 1976) qui les détournent du chemin le plus simple pour rejoindre l'Isère. Ces captures ont été décrites, mais jamais expliquées autrement que par des déviations par des langues glaciaires obligeant les cours d'eau à éroder les calcaires et marnes, en creusant de profondes gorges. Cette interprétation n'étant pas totalement satisfaisante (la dureté des roches est supérieure à celle de la glace!), nous recherchons, dans un premier temps, quel peut être le moteur responsable de ces captures. Puis, nous reconstituons les paléo-réseaux hydrographiques antérieurs aux captures. Enfin, un essai de datation de ces réseaux permet de dater et quantifier les mécanismes responsables de ces variations du réseau hydrographique près de la confluence Arc-Isère.

## 3.1. Approche géomorphologique

## 3.1.1. Le réseau hydrographique

Des coudes de capture marquent le Bréda à Détrier et le Gelon à La Rochette ainsi que deux cours d'eau moins importants, le Bens et le Fay (Fig. I-54). Par ailleurs, il existe une vallée morte au Sud d'Allevard.

Deux traits morphologiques majeurs sont associés aux captures: le Bréda entaille actuellement une gorge étroite et profonde ENE-WSW entre Détrier et Pontcharra, alors que s'ouvre vers le NE une large dépression rectiligne à fond plat. Le Bréda n'est séparé de cette dépression que par un seuil de moins de 20 m de dénivelée. Par contre, cette même dépression est empruntée par le cours inférieur du Gelon, dont le débit est insignifiant par rapport à la largeur de la vallée. Une origine glaciaire de la vallée du bas Gelon est peu probable: on ne note pas de moraine frontale au niveau de Détrier, dont la taille devrait être en rapport avec l'importance de la vallée. Au Sud-Ouest du coude de capture de La Rochette, des marqueurs morphologiques (alignement de dépressions), du paléo-cours du Gelon, alors affluent du Bens, ont été signalés (Pappini, 1976; Fig. I-55).

Par ailleurs, il existe dans la vallée du bas Gelon, à La Trinité (Fig. I-60) un affleurement de graviers à galets fluviatiles de la fin du stade interglaciaires Riss-Würm, ne pouvant provenir que des parties alpines internes du bassin versant de l'Arc (Perroud-Delgado, 1982). Le paléo-cours de l'Arc empruntait donc cette vallée entre -90 000 et -65 000 ans; la pente était alors nécessairement vers le Sud-Ouest.

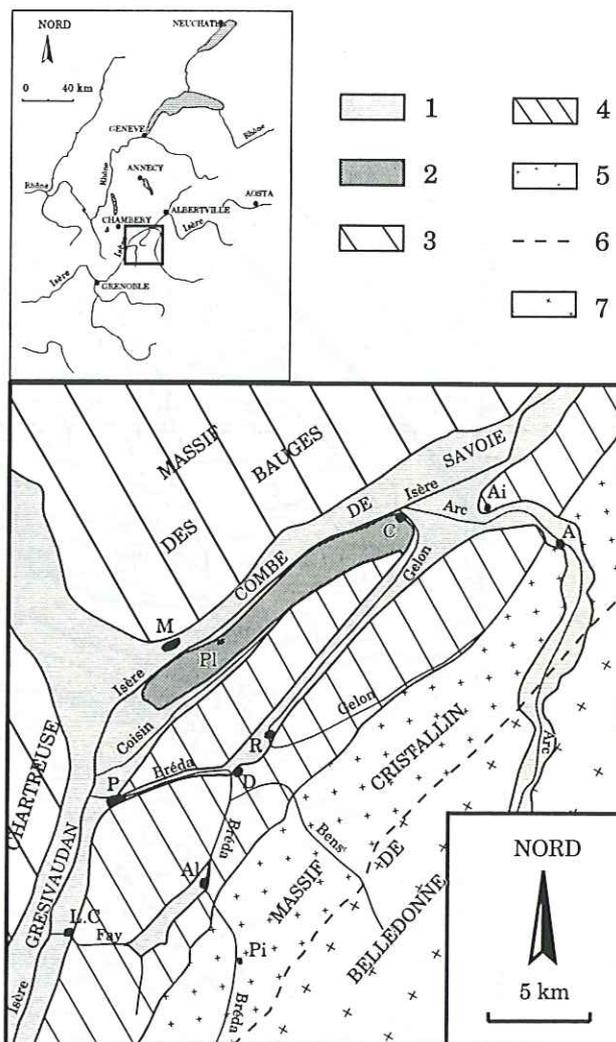


Fig. I-54. Cadre géographique et géologique de la zone étudiée.

1: alluvions fluviatiles actuelles; 2: dépôts fluvio-lacustres de l'interglaciaire Riss-Würm; 3: Massifs Subalpins (Jurassique supérieur à Tertiaire); 4: collines bordières, couverture sédimentaire du massif cristallin de Belledonne (Trias à Jurassique moyen); 5: rameau externe du massif cristallin externe de Belledonne; 6: accident médian; 7: rameau interne de Belledonne. A: Aiguebelle; Ai: Aiton; Al: Allevard; C: Chamousset; D: Détrier; L.C: Le Cheylas; M: Montmélian; P: Pontcharra; Pi: Pinsot; Pl: Planaise; L.R: La Rochette.

La présence de galets, dont la nature atteste qu'ils proviennent des zones internes, est également signalée dans le paléo-delta de La Gache (Fudral, 1994, communication orale), quelques kilomètres à l'Ouest de Pontcharra (Fig. I-60). Ce sont principalement des quartzites foliés, des orthogneiss à porphyroblastes de microcline (dits "dent de cheval") typiques du Grand Paradis, et des schistes verts du Permien. Seul l'Arc a pu amener ces galets; en effet, l'Isère ne peut avoir alimenté le paléo-delta compte tenu de l'existence d'un lac s'étendant à l'amont (Bellair *et al.*, 1970; Montjuvent *et al.*, 1973; Fourneaux, 1975; Couteaux *et al.*, 1976).

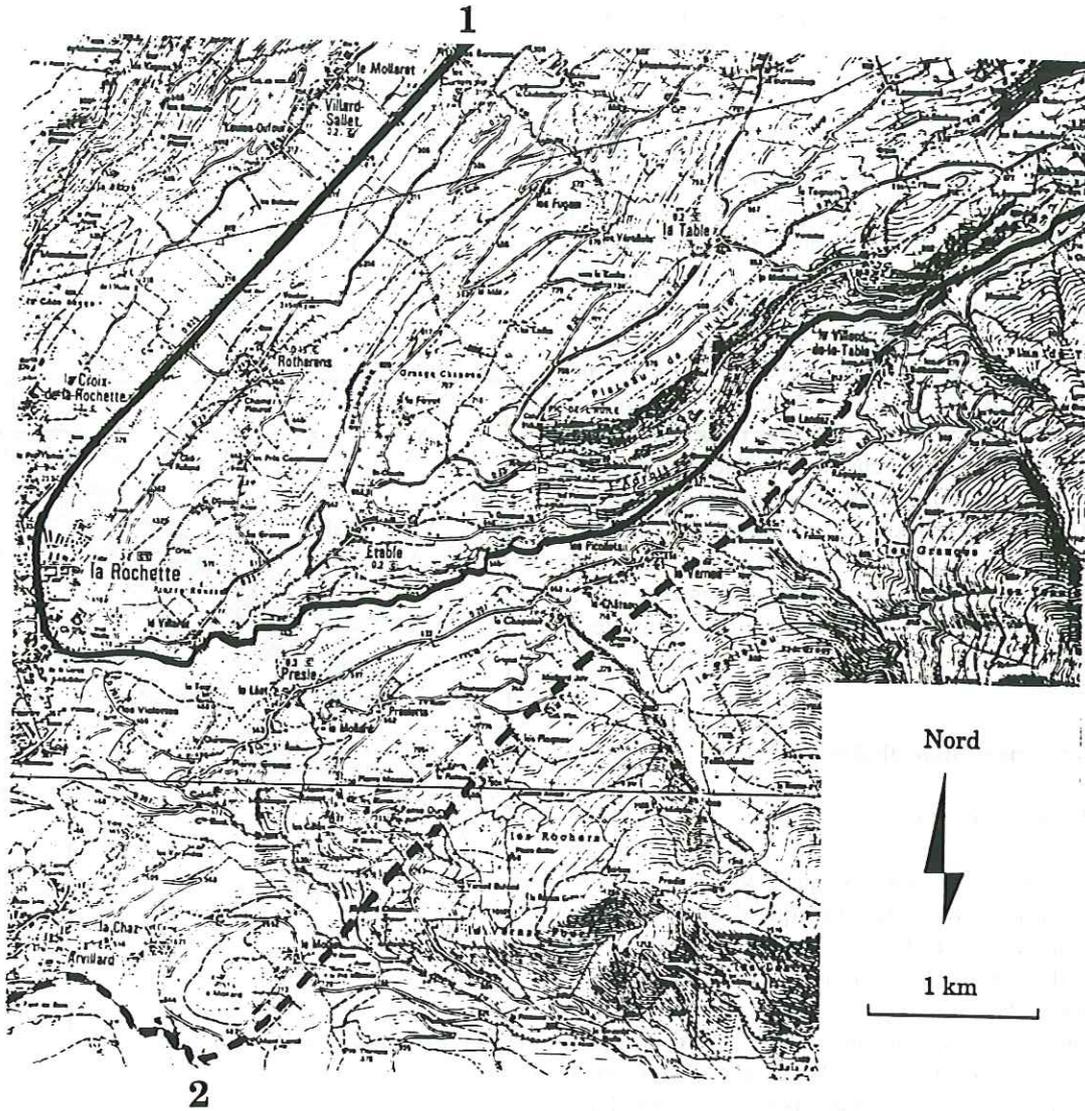


Fig. 1-55. Indices morphologiques du paléo-cours du Gelon (d'après Pappini, 1976). Extrait de la carte topographique au 1/25000 La Rochette (3433 ouest). 1: cours actuel du Gelon; 2: paléo-cours.

Nous avons également étudié les minéraux lourds contenus dans les sables de ce paléo-delta avec la collaboration de M. Mellières (Muséum d'Histoire Naturelle de Paris). Les cortèges de minéraux lourds obtenus par diffraction X ne permettent aucune conclusion quant à l'origine des dépôts du delta. En revanche, l'observation à la loupe binoculaire de ces mêmes minéraux lourds révèle la présence d'amphiboles bleues (glaucophane), typiques des faciès haute pression des roches métamorphiques des zones internes.

Ce résultat est un argument supplémentaire pour conclure au débouché à Pontcharra dans le Grésivaudan (alors occupé par le lac interglaciaire Riss-Würm entre -170 000 et -90 000 ans) du paléo-cours de l'Arc, après son passage par la vallée du bas Gelon actuel et celle du Bréda entre Détrier et Pontcharra.

Depuis, l'Arc a été capturé par l'Isère à Chamousset en même temps que le Gelon pour occuper leurs cours actuels.

Ces conclusions soulèvent trois questions:

- Comment l'Arc a-t'il été capturé par l'Isère ?
- Pourquoi la pente de la vallée du bas Gelon s'est elle inversée ?
- Pourquoi le Bréda ne s'écoule-t'il pas vers le NE dans la vallée du bas Gelon ?

Pour apporter une réponse à ces questions, nous avons recherché d'autres arguments dans les profils en long des torrents concernés, l'analyse morpho-structurale et l'étude gravimétrique du secteur concerné.

### 3.1.2. Analyse des profils en long des rivières

Les profils en long des cours d'eau présentant les coudes de capture précédemment signalés révèlent également une rupture de pente séparant deux profils amont-aval emboîtés (Fig. I-56).

En l'absence de contrastes lithologiques et d'apport latéral par des cours d'eau, secondaires à leurs niveaux, ces ruptures sont interprétées comme des réponses à la baisse du niveau de base. Cette baisse traduit un mouvement vertical relatif affaissant systématiquement le compartiment occidental. L'ampleur du mouvement est comprise entre 100 et 150 m, avec des imprécisions de l'ordre de  $\pm 20$  m.

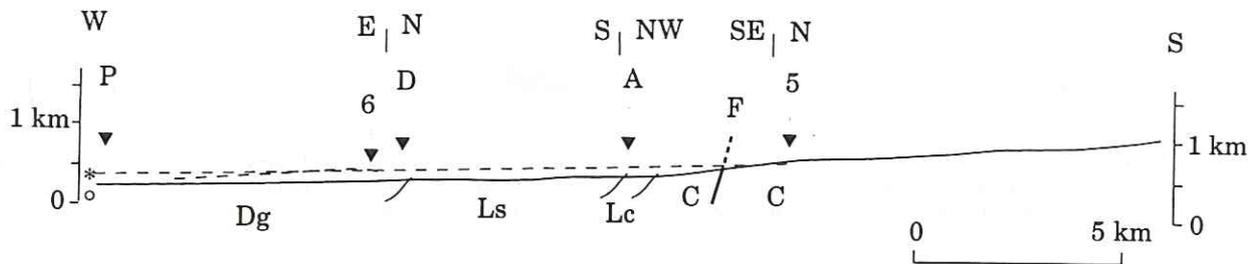
Sur le profil en long du Bréda (Fig. I-56a) ont été reportés les marqueurs d'une paléo-vallée, déduits de la morphologie. Il n'existe pas de trace de cette paléo-vallée dans la partie moyenne du cours du Bréda, parallèlement à l'allongement de la chaîne (N-S), entre Allevard et Détrier. Cela suggère que l'affaissement responsable des reprises d'érosion du Bréda en amont d'Allevard et du Bens en amont de Détrier (Fig. I-56b

et c) est localisé dans cette portion N-S de la vallée. La paléo-vallée reportée au niveau du cours inférieur du Bréda (Fig. I-56a) est déduite de la morphologie en rive droite de la rivière, sur le flanc sud du Montraiant. Elle est un marqueur associé à l'ancien niveau de base de la vallée de l'Isère, témoin du jeu normal des failles bordières orientales du Grésivaudan (§ 1) qui est également enregistré sur le profil en long du ruisseau du Fay.

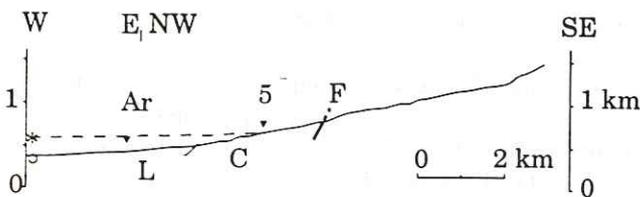
Ces mouvements verticaux sont respectivement de  $120 \pm 20$  m au débouché du Bréda et  $130 \pm 20$  m au débouché du Fay.

Sur le profil en long du haut Gelon, une rupture de pente est présente en aval du Bourget en Huile (Fig. I-56c). Elle traduit un affaissement de l'ordre de  $100 \pm 20$  m de la vallée du bas Gelon par rapport à celle du haut Gelon. Cet affaissement accompagné d'un basculement vers le NE a permis la capture du haut Gelon (en amont de La Rochette) par le paléo-cours de l'Arc inversé entre La Rochette et Chamousset.

a: Bréda



b: Bens



c: haut Gelon (en amont de La Rochette)

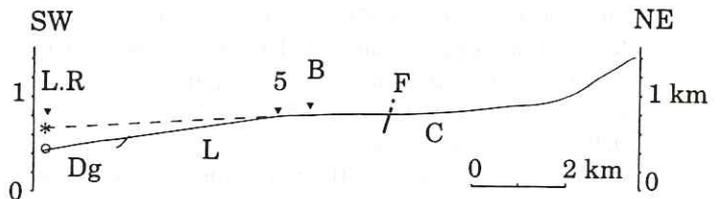


Fig. I-56. Marqueurs des mouvements verticaux sur les profils en long du Bréda, du Bens et du haut Gelon (exagération verticale: 2). 1: cours actuel; 2: paléo-cours; 3: niveau de base actuel; 4: ancien niveau de base; 5: rupture de pente correspondant à la limite supérieure atteinte par l'érosion régressive; 6: roll-over marqué dans la morphologie de la paléo-vallée en rive droite du Bréda; A: Allevard; Ar: Arvilard; B: Bourget en Huile; C: socle cristallin de Belledonne; D: Détrier; Dg: marno-calcaires du Dogger; F: faille (d'après la carte géologique au 1/50 000); L: Lias indifférencié; Lc: Lias calcaire; Ls: Lias schisteux; P: Pontcharra; R: La Rochette.

### 3.1.3. Autres marqueurs de mouvements verticaux

Les captures du Bréda, du Gelon et de l'Arc, trouvent une explication d'ensemble dans l'affaissement vers le NW et le basculement vers le NE de la vallée du bas Gelon. C'est donc à ce niveau que les autres marqueurs des mouvements verticaux ont été recherchés.

Tout d'abord, il semble que le basculement vers le NE du rameau externe de Belledonne (§ 2) s'inscrive dans cette logique. La continuité dans le temps de l'ouverture de la vallée de la Maurienne causée, à ce niveau, par le jeu normal le long d'une faille à pendage vers le SW, peut être un facteur intervenant dans l'inversion du sens de la pente du bas Gelon.

le NE, sous les alluvions actuelles de l'Arc. Un basculement analogue est observé dans le rameau externe de Belledonne, au niveau de la chaîne des Hurtières (Fig. I-45).

Par ailleurs, sur la carte des anomalies de Bouguer réalisée par ESSO R.E.P. en 1967 (Fig. I-58), une anomalie positive existe au niveau de Montrailant et de la banquette de Planaise. Elle est induite par les marnocalcaires du Dogger, dont la densité est supérieure à celle des dépôts quaternaires des vallées de l'Isère et du Gelon. Cette anomalie se prolonge vers le NE, au-delà de la confluence Arc-Isère, dans la Combe de Savoie. Elle signale vraisemblablement le prolongement, sous les alluvions récentes, du plongement vers le NE de la

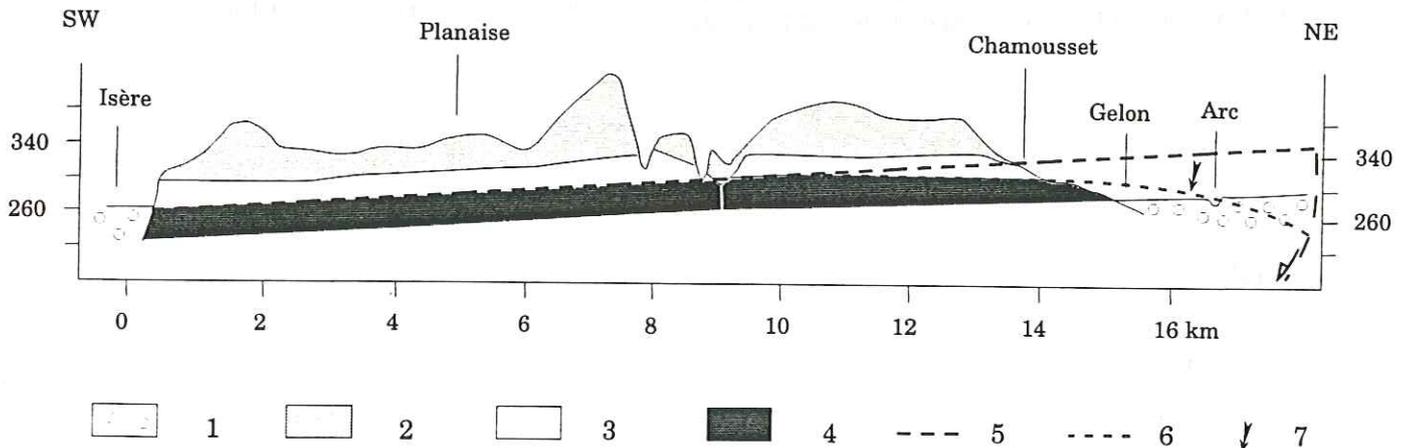


Fig. I-57. Basculement vers le NE des dépôts fluviolacustres du stade interglaciaire Riss-Würm (d'après Nicoud, 1983; réinterprété). 1: alluvions actuelles; 2: moraine würmienne; 3: sables fluviolacustres; 4: argiles lacustres; 5: pente initiale de la limite sables/argiles; 6: pente de la limite sables/argiles après basculement; 7: basculement de la limite ayant valeur de roll-over pour une faille NW-SE.

Les dépôts lacustres quaternaires de la banquette de Planaise située en rive droite de l'Isère entre Chamousset et Sainte Hélène du lac, ont été étudiés à partir de données de forages (Nicoud, 1983). La limite entre les sables fluviolacustres et les argiles lacustres du stade interglaciaire Riss-Würm est un marqueur de la pente de la paléo-vallée de l'Isère à ce moment là. Aujourd'hui cette limite dans sa partie amont est basculée vers le NE (Fig. I-57). Ce basculement de 0.4% qui affecte la banquette sur près de 10 km est interprété comme le roll-over d'un compartiment supérieur glissant sur une faille listrique à pendage vers le SW. Le rejet vertical le long de cette faille est de l'ordre de 40 m pour les derniers 80 000 ans.

Morphologiquement, ce basculement est également enregistré par le plongement de la ligne de crête de Montrailant dans la même direction, qui disparaît vers

banquette de Planaise et de la crête de Montrailant.

En outre, la différence d'altitude des paléo-cours perchés du haut Gelon (+ 120 m par rapport à l'altitude actuelle) et du ruisseau de Montendry (+ 200 m) confirme que la paléo-pente de la vallée du bas Gelon était orientée vers le SW (Fig. I-59).

L'ensemble des marqueurs du basculement vers le NE du compartiment situé au Sud de la confluence Arc-Isère permet d'expliquer la capture du haut Gelon par le bas Gelon et de l'Arc par l'Isère.

En effet, ce basculement a entraîné:

- l'inversion du sens de la pente de l'ancienne vallée de l'Arc devenue du bas Gelon;
- l'accès de l'Arc à l'Isère, obstrué par la colline de Montrailant avant basculement.

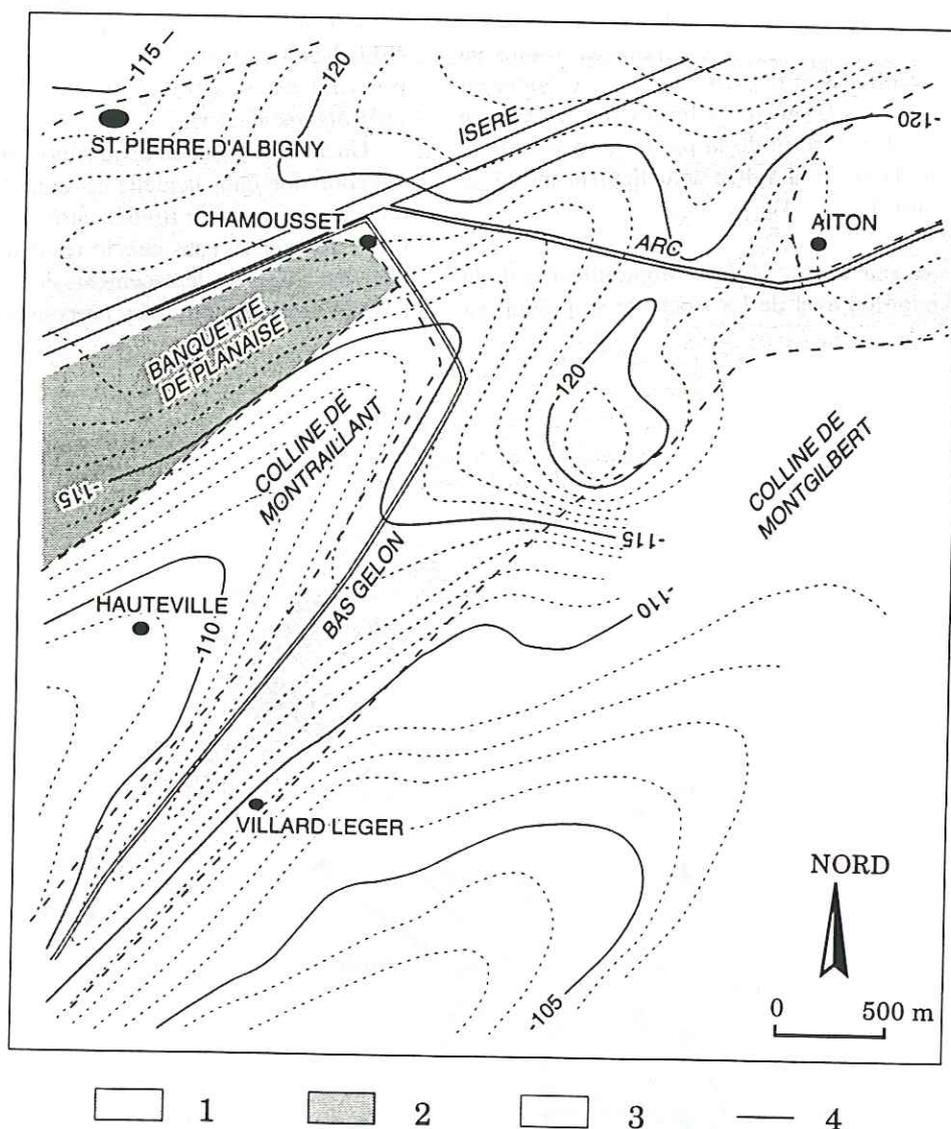


Fig. I-58. Extrait de la carte des anomalies de Bouguer pour  $d=2,6$  (d'après ESSO R.E.P., 1967 complétée). 1: remplissage alluvial actuel; 2: dépôts glaciaires (Würm); 3: Jurassique moyen; 4: courbes d'isolateur d'anomalie de Bouguer (en mgal).

### 3.2. Les causes des mouvements verticaux

C'est à la baisse des niveaux de base des différents torrents étudiés qu'il faut relier les captures des rivières qui nous intéressent. Les explications, jusqu'alors admises et faisant intervenir des détournements de cours d'eau par des langues glaciaires ou des arcs morainiques, ne sont pas convaincantes. En effet, cela signifierait que les rivières, bloquées par de tels barrages, auraient été amenées à entailler des formations marno-calcaires (Dogger) pour dévier leur cours. Ce phénomène d'érosion "sélective" ne semble pas en accord avec les duretés respectives des moraines, de la glace et des marno-calcaires. De plus, de tels barrages n'expliquent pas l'inversion du sens de

la pente d'une vallée.

Les mouvements verticaux associés à la baisse des niveaux de base mis en évidence (Fig. I-59) sont, à notre avis, à mettre en relation avec la tectonique gravitaire qui affecte les collines bordières et le bord oriental du Grésivaudan (§ 1).

Les **affaissements** vers le NW appartiennent à la logique de la tectonique gravitaire transversale à la chaîne, responsable des mouvements étudiés dans le Grésivaudan (chapitre II, § 1).

Le **basculement vers le NE** s'inscrit dans la logique de la tectonique longitudinale responsable, entre autre, de l'ouverture de la vallée de la Maurienne (chapitre II, § 2).

### 3.2.1. Les marqueurs de la tectonique transversale

Le mouvement responsable de la baisse du niveau de base du Bréda entre Allevard et Détrier, est localisé à la limite entre Lias calcaire et Lias schisteux. Du glissement couche sur couche, déjà observé plus au Sud dans les Collines bordières (§ 1), peut expliquer cet affaissement vers l'Ouest de la colline de Brame Farine, créant l'ouverture de la partie moyenne de la vallée du Bréda et de la vallée actuellement morte au Sud d'Allevard (Fig. I-54).

L'affaissement vers le NW du Montrailant et de la vallée du Gelon en aval de La Rochette se produit au

niveau des marno-calcaires du Dogger. La morphologie en facettes triangulaires de la bordure SE de la vallée du bas Gelon, traduit l'existence d'une faille N30 à jeu normal contrôlant vraisemblablement cet effondrement. Par ailleurs, la paléo-vallée du Bréda en aval de Détrier (Fig. I-56a) est affectée d'un basculement vers l'Est pouvant avoir valeur de roll-over pour la faille précédemment décrite.

Un autre résultat de cette tectonique transversale est la dépression dans laquelle est creusée la gorge étroite, du cours inférieur du Bréda, entre Détrier et Pontcharra. Cette dépression peut être le résultat de la divergence des trajectoires de déplacements de Brame Farine (vers l'WNW) et du Montrailant (vers le NW).

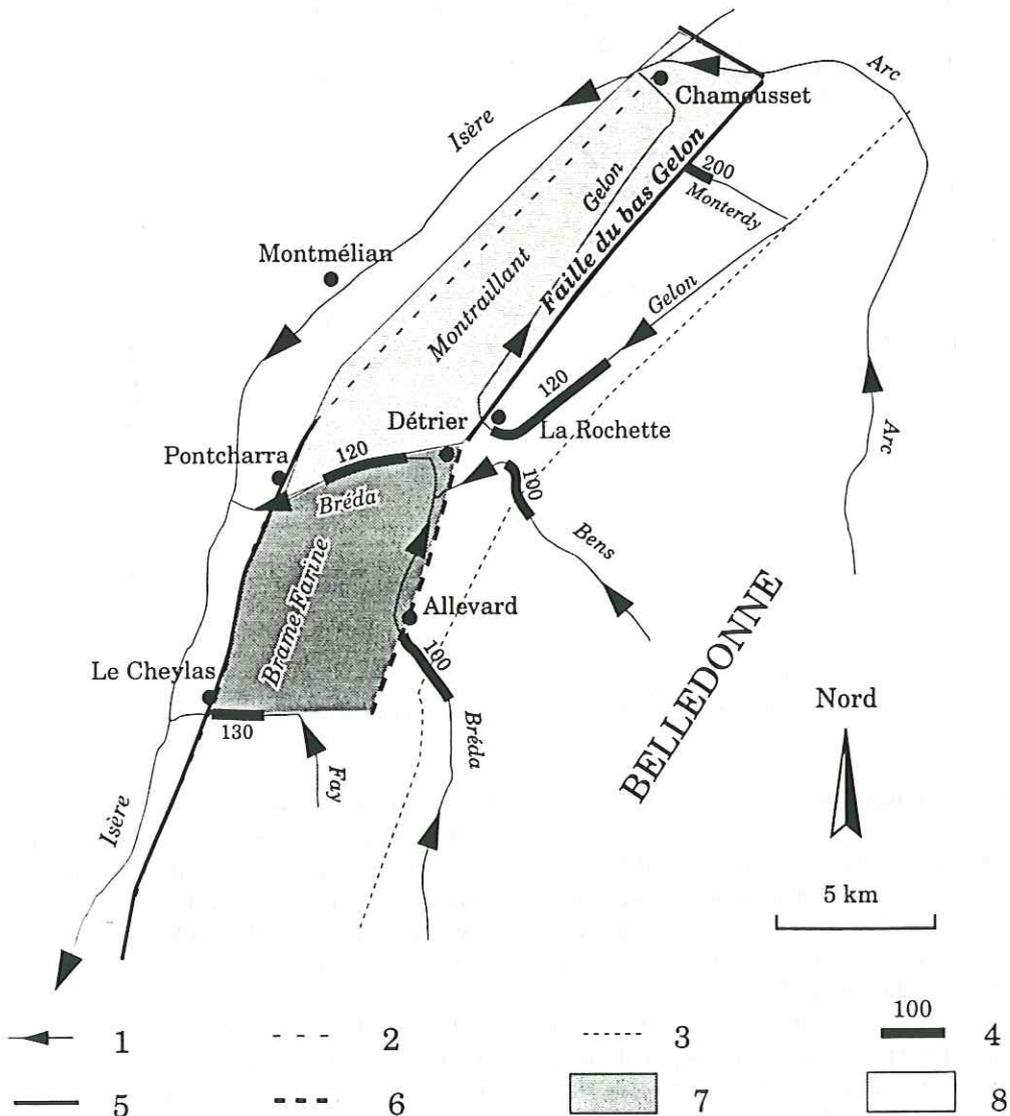


Fig. I-59. Synthèse des mouvements quaternaires déduits de la géo-morphologie. 1: cours d'eau et sens du courant; 2: limite orientale de la vallée de l'Isère; 3: limite socle/couverture; 4: marqueur de l'érosion régressive et valeur (à  $\pm 20$ m) de la baisse du niveau de base qui en est responsable; 5: accidents récents à actuels; 6: glissement couche sur couche; 7 et 8: compartiments effondrés par raptot à Bellefontaine.

La divergence de ces trajectoires de déplacement peut expliquer l'ouverture des gorges du bas Bréda, entre les deux blocs précédemment nommés.

Par ailleurs, la localisation de ces mouvements superficiels peut être guidée par la présence d'accidents de socle (pas nécessairement actifs) ou de ruptures de pente dans ce même socle.

Ces mouvements verticaux hectométriques (Fig. I-59) peuvent être interprétés comme résultant de la tectonique gravitaire transversale, conséquence de la surrection de Belledonne.

### 3.2.2. Les marqueurs de la tectonique longitudinale

Le principal marqueur de la tectonique longitudinale est le basculement vers le NE du compartiment situé au Sud de la confluence Arc-Isère (Fig. I-57 et I-45). Nous l'avons relié à la présence d'un probable accident superficiel à tracé courbe et à jeu normal (proposé dans le modèle Fig. I-46 et I-57) et qui présente un rejet vertical post interglaciaire Riss-Würm de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres.

Par ailleurs, la partie du rameau externe de Belledonne (chaîne des Hurtières) basculée et affaissée par la faille passant dans la basse vallée de la Maurienne, est de longueur comparable au Montrailant (environ 15 km). Ainsi, l'altitude plus basse du Montrailant (inférieure à 800 m) par rapport à Brame Farine (supérieure à 1200 m) peut s'expliquer par la combinaison de la tectonique gravitaire transversale (qui affaisse les deux collines par rapport à Belledonne) avec la tectonique longitudinale responsable de l'ouverture de la Maurienne et qui affecte principalement Montrailant et la chaîne des Hurtières.

### 3.2.3. Interaction entre tectoniques longitudinale et transversale

Dans le secteur étudié, la tectonique longitudinale extensive et la tectonique gravitaire transversale semblent donc liées, ou du moins contemporaines à l'échelle des derniers 150 000 ans. En outre, la tectonique longitudinale affecte le socle, alors que la tectonique gravitaire transversale, plus superficielle, est localisée dans la couverture sédimentaire, tout en étant probablement influencée par la géométrie du toit du socle.

## 3.3. Essai de datation des mouvements

Nous avons essayé de dater les différentes captures de rivières et donc les mouvements qui en sont responsables, afin d'évaluer les vitesses des déplacements associés à la tectonique récente dans le secteur qui nous intéresse. L'approche utilisée est la datation (par leurs dépôts quaternaires) des paléoréseaux hydrographiques que l'on peut retracer d'après les anomalies morphologiques observées.

La quantification de ces mouvements et leur vitesse

porte d'une part sur la déformation finie (échelle de temps:  $n.10^5$  ans), et d'autre part sur la déformation instantanée (échelle de temps:  $n.10^1$  ans). Les méthodes d'investigation sont la géomorphologie et l'étude du Quaternaire (pour la déformation finie), les comparaisons de nivellements (pour la déformation instantanée).

### 3.3.1. Déformation finie

La quantification des mouvements exposés dans le paragraphe 3-2 est précise à  $\pm 20$  m.

De même les datations dont nous disposons ne sont précises qu'à  $\pm 10\ 000$  ans. Il n'est donc possible d'accéder qu'à des ordres de grandeur des vitesses de mouvements.

Le basculement vers le NE de la banquette de Planaise (40 m sur 10 km) affecte des dépôts datés de la fin de l'interglaciaire Riss-Würm (limite sables fluviolacustres / argiles lacustres) c'est à dire de près de -80 000 ans (Nicoud, 1983). La vitesse maximum de déplacement vertical est de l'ordre de 0,5 mm/an, si l'on considère le mouvement continu dans le temps et encore actuel.

Par ailleurs, les galets de l'Arc trouvés dans la vallée du bas Gelon (Perroud-Delgado, 1982) et dans le paléo-delta de La Gache montrent que l'Arc coulait au Würm précoce (jusqu'à -65 000 ans) par l'actuelle vallée du bas Gelon. A cette époque ce cours empruntait également la vallée du bas Bréda pour déboucher dans le Grésivaudan et se jeter dans l'Isère (Fig. I-60).

Avant ce stade fluviatile, l'Arc se jetait près de Pontcharra dans le paléo-lac du Grésivaudan (durant le stade interglaciaire Riss-Würm), participant ainsi à l'élaboration du paléo-delta lacustre de La Gache. Ce paléo-delta est datée de l'Eémien, le lac du Grésivaudan ayant occupé cette partie de la vallée de -170 000 à -90 000 ans (Montjuvent et Uselle, 1973; Fourmeaux, 1975; Nicoud *et al.*, 1987).

L'affleurement de la Trinité (actuelle vallée du bas Gelon) situe le paléo-cours de l'Arc au stade fluviolacustre du Würm précoce, entre -90 000 et -65 000 ans (Perroud-Delgado, 1982; Nicoud, 1994, communication orale). Les altitudes du cours de l'Isère (395 m à La Gache et 375 m à La Flachère) supérieures de 60 m à celles de l'Arc (330 m à La Trinité) à cette époque confirment l'affaissement de la vallée du bas Gelon d'au moins 100 m, pour expliquer la paléo-confluence Arc-Isère vers 400 m à La Gache (Fig. I-60).

Les captures de l'Arc par l'Isère et du Gelon par le bas Gelon sont donc postérieures à -65 000 ans; le basculement de 100 m vers le NE nécessaire pour inverser le sens du courant dans la vallée du bas Gelon et les captures, s'est produit depuis. Cela n'empêche pas que ce mouvement a pu débuter plus tôt, la capture

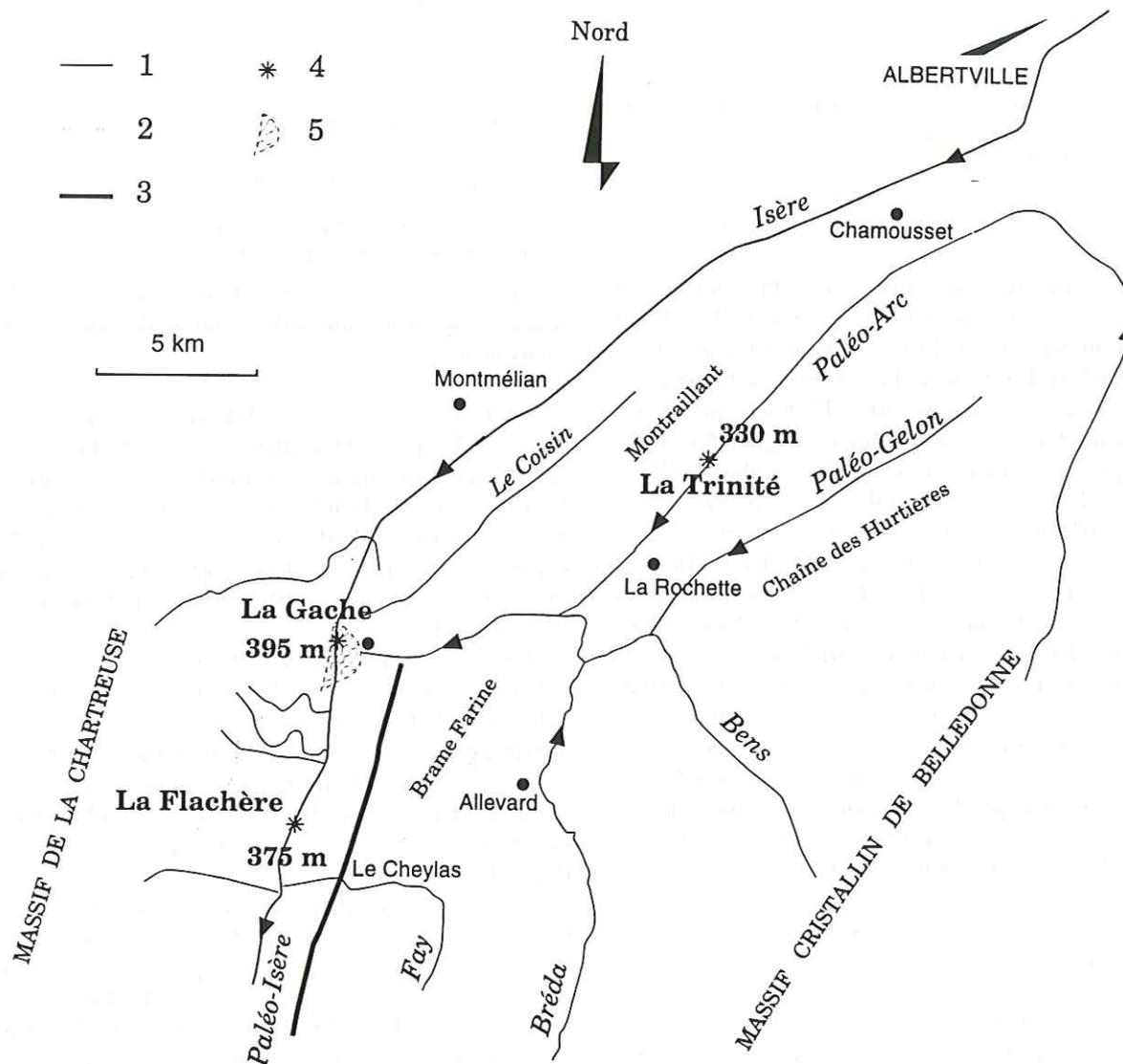


Fig. I-60. Paléo-réseau hydrographique du Würm précoce déduit des affleurements de galets fluvio-lacustres. 1: cours d'eau; 2: crêtes; 3: faille bordière orientale du Grésivaudan; 4: affleurement et cote actuelle de galets fluvio-lacustres du Würm précoce (-90 000 à -65 000 ans); 5: paléo-delta lacustre de La Gache (-170 000 à -90 000 ans).

correspondant à un instant particulier dans le continuum de déformation. Si l'on admet la continuité de ces mouvements jusqu'à l'Actuel, les vitesses de déplacement sont de l'ordre de 0,5 à 1,5 mm/an pour la tectonique extensive, longitudinale et transversale, mise en évidence à proximité de l'actuelle confluence de l'Isère.

### 3.3.2. Déformation instantanée

Dans le même secteur, nous avons étudié la déformation instantanée par comparaison de nivellements historiques. Cette approche étant

développée dans la partie II du mémoire, nous présentons ici seulement les résultats relatifs à l'étude de la continuité des mouvements mis en évidence dans la partie médiane du sillon subalpin.

Le profil de nivellement de 4<sup>ème</sup> ordre réalisé par l'IGN (Institut Géographique National) le long du Bréda a été mesuré deux fois, en 1901 et 1956. La comparaison porte sur les différences de dénivelées mesurées entre deux points voisins communs aux deux époques de mesure. Elle permet l'étude des mouvements verticaux instantanés sur une période de temps de 55 ans (Fig. I-61).

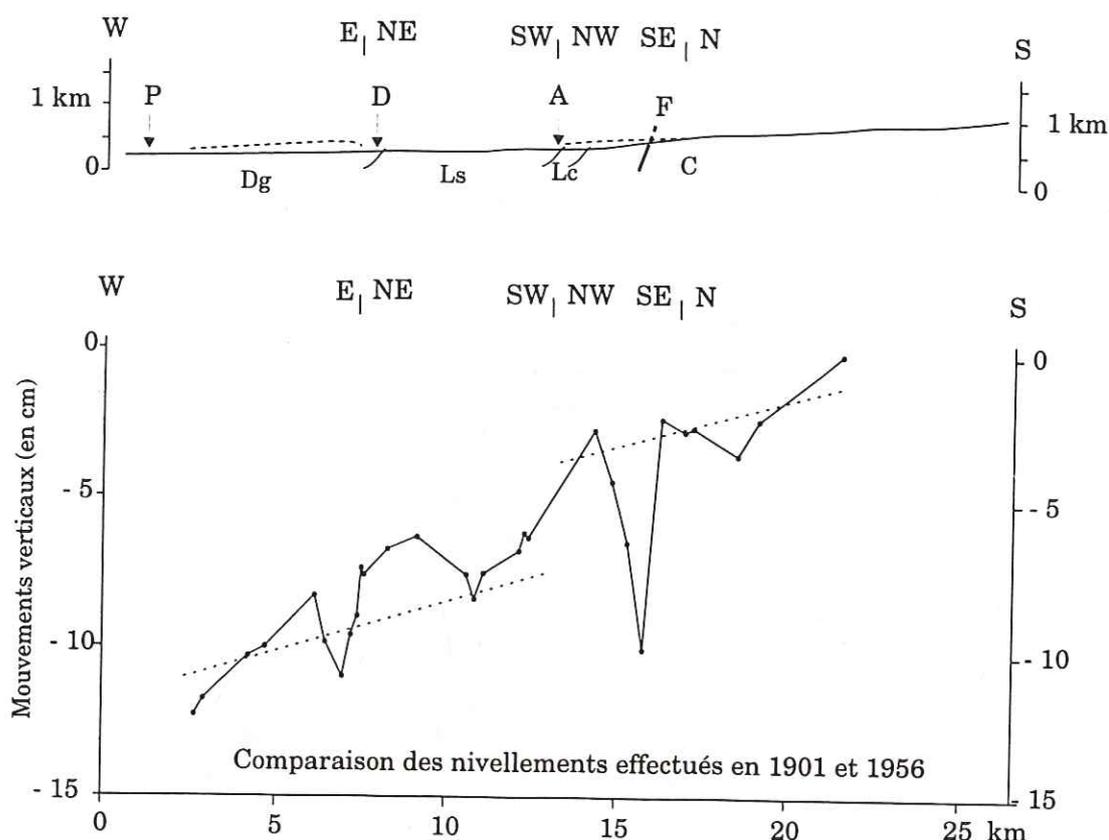


Fig. I-61. Mise en évidence de mouvements verticaux actuels (sur 55 ans) au droit du profil en long du Bréda, par comparaison des nivellements effectués en 1901 et 1956. A: Allevard; C: socle cristallin de Belledonne; D: Détrier; Dg: mamo-calcaires du Dogger; F: faille (d'après la carte géologique au 1/50000); Lc: Lias calcaire; Ls: Lias schisteux; P: Pontcharra.

La pente générale vers l'Ouest de la courbe de comparaison de nivellements n'est pas interprétable en terme de mouvement tectonique, sa corrélation avec la topographie pouvant refléter des erreurs de mesure.

En revanche, l'affaissement de la vallée du Bréda à l'aval d'Allevard est significatif et semble donc encore actuel. Il traduit un déplacement vertical relatif vers le bas de la vallée par rapport à Belledonne à une vitesse, sur 55 ans, de l'ordre de 0,8 mm/an. Cette vitesse est du même ordre de grandeur que celle déduite de l'approche géomorphologie sur les derniers 100 000 ans.

Un mouvement de l'ordre de 7 cm en 55 ans (0,5 mm/an) sur 2 km est décelé à l'Ouest de Détrier, au niveau du roll-over dessiné par la paléo-vallée du Bréda. Il peut traduire le basculement vers l'ESE du Montraiillant, lié à l'activité de la faille du bas Gelon.

L'activité actuelle de la composante transversale de la tectonique extensive est donc très probable compte tenu de ces résultats de comparaison de nivellements.

Elle traduit la réponse gravitaire à l'actuelle surrection de Belledonne (Clark et Jäger, 1969; Fourniguet, 1977; Ménard, 1988; Nikonov, 1989; Lelarge *et al.*, 1991).

Enfin, le séisme superficiel (1,76 km) d'Allevard du 04/02/94 (Magnitude 2,1), faisant suite à celui de Montmélian du 27/03/91 (Magnitude 3) marque l'activité tectonique de la région. Son épicentre se situe dans le prolongement Sud de la faille du bas Gelon, là où la tectonique gravitaire est accommodée par le glissement couche sur couche dans le Lias. Son mécanisme au foyer (Thouvenot, 1994, communication personnelle) est compatible avec le jeu d'une faille normale ayant une composante en décrochement dextre, orientée N30 à N40 (Fig. I-62).

Ce mouvement instantané actuel est comparable à celui proposé pour les derniers 150 000 ans en conclusion des interprétations des anomalies géomorphologiques (cf paragraphes précédents).

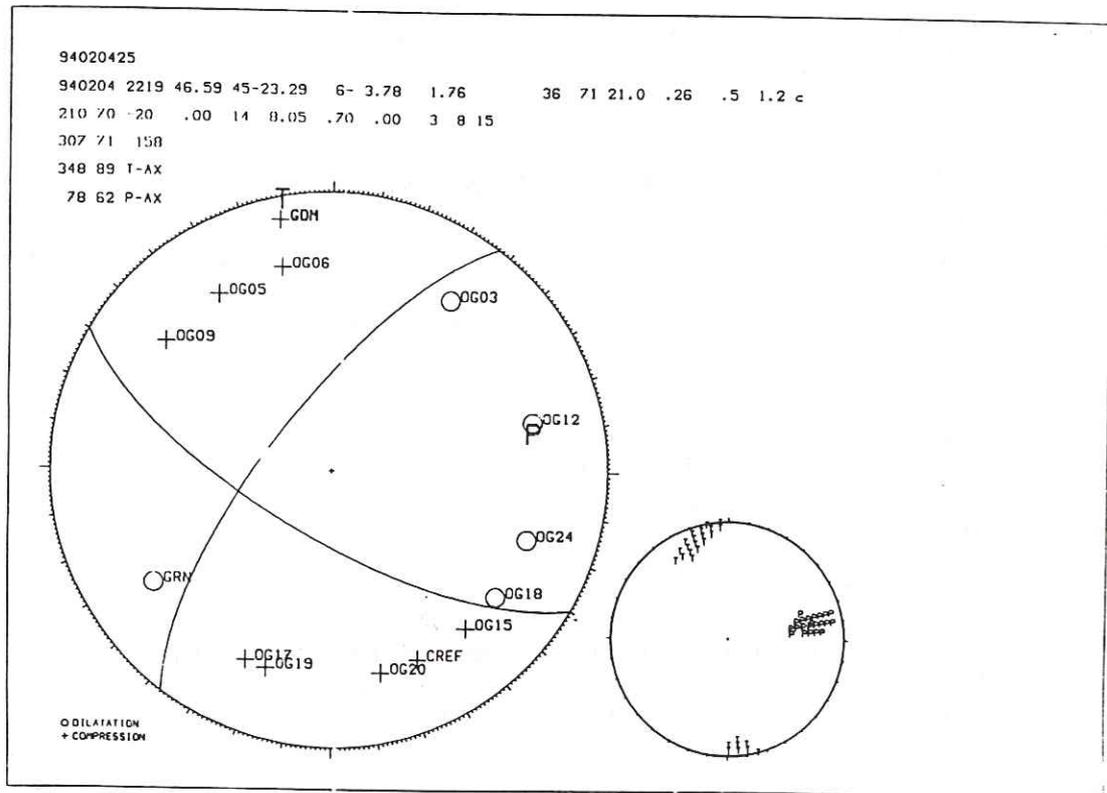


Fig. I-62. Mécanisme au foyer d'Alleverd du 04/02/94 (d'après Thouvenot, 1994, communication personnelle). Magnitude: 2.1; profondeur: 1.76 km.

### 3.4. Modélisation des captures des rivières au Sud de la confluence Arc-Isère

#### 3.4.1. Introduction, méthodologie

Selon l'argumentation développée et l'interprétation retenu, les captures sont la conséquence des mouvements extensifs d'origine tectonique exposés dans le § 3-3, ayant entraîné des effondrements, des basculements et la création de dépressions.

Dans un premier temps, nous avons reconstitué un paléo-réseau hydrographique, d'après la connaissance des tracés anciens de certains cours d'eau (§ 3-1-1). Plusieurs marqueurs ont permis de dater ce réseau (§ 3-3-1). A partir des valeurs des mouvements verticaux déduits de la morphologie (§ 3-2), nous avons replacé les confluences des cours d'eau aux altitudes anté-déplacement. Nous arrivons à un schéma présentant un paléo-réseau hydrographique avec les cotes minimales des cours d'eau, la part de l'érosion n'étant prise en

compte qu'en partie. Les altitudes des cours des rivières, en amont des ruptures de pente marquant la limite atteinte par l'érosion régressive en cours, sont celles prises en compte pour la détermination de l'altitude des paléo-cours (Selby, 1985; Coque, 1993): elles ne varient donc pas entre les deux réseaux hydrographiques succesifs (Fig. I-63).

Les captures du Gelon et de l'Arc d'une part (Fig. I-63), du Bréda et du Bens d'autre part (Fig. I-65), sont représentées séparément par soucis de clarté. Aucun marqueur ne permet d'établir une chronologie relative entre ces captures qui, soit se sont succédé, soit se sont produites en même temps, au cours des derniers 150000 ans.

Par ailleurs, durant cette même période, la région a été parcourue par les glaciers du Würm durant environ 35 000 ans (de -65 000 à -30 000 ans). La part relative de leur érosion difficilement quantifiable (§ 1), ne change pas le modèle de capture proposé.

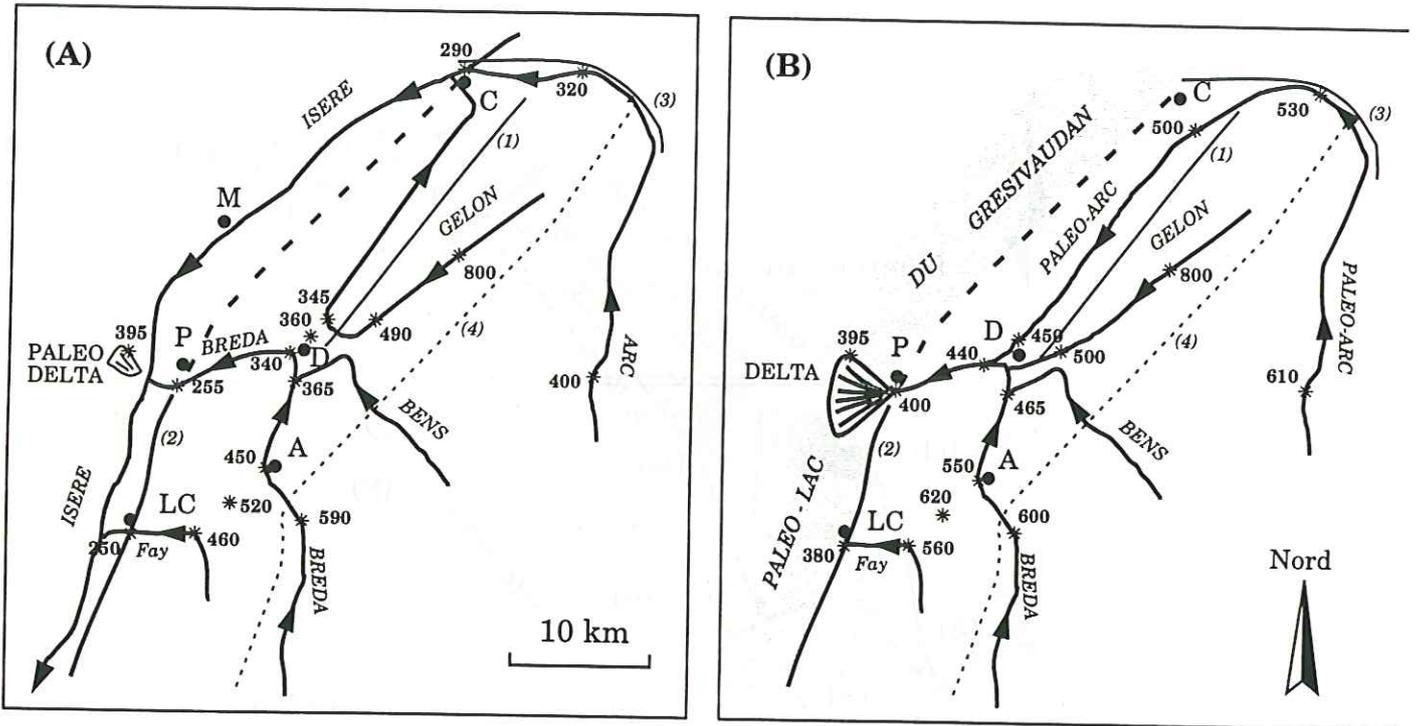


Fig. I-63. Modèle de captures de rivières entre le réseau hydrographique actuel (A) et le paléo-réseau hydrographique au Würm précoce (-90 000 à -65 000 ans) (B). \* altitudes; (1): faille du bas Gelon; (2): faille bordière orientale du Grésivaudan; (3): faille de la basse Maurienne; (4): limite socle/couverture.

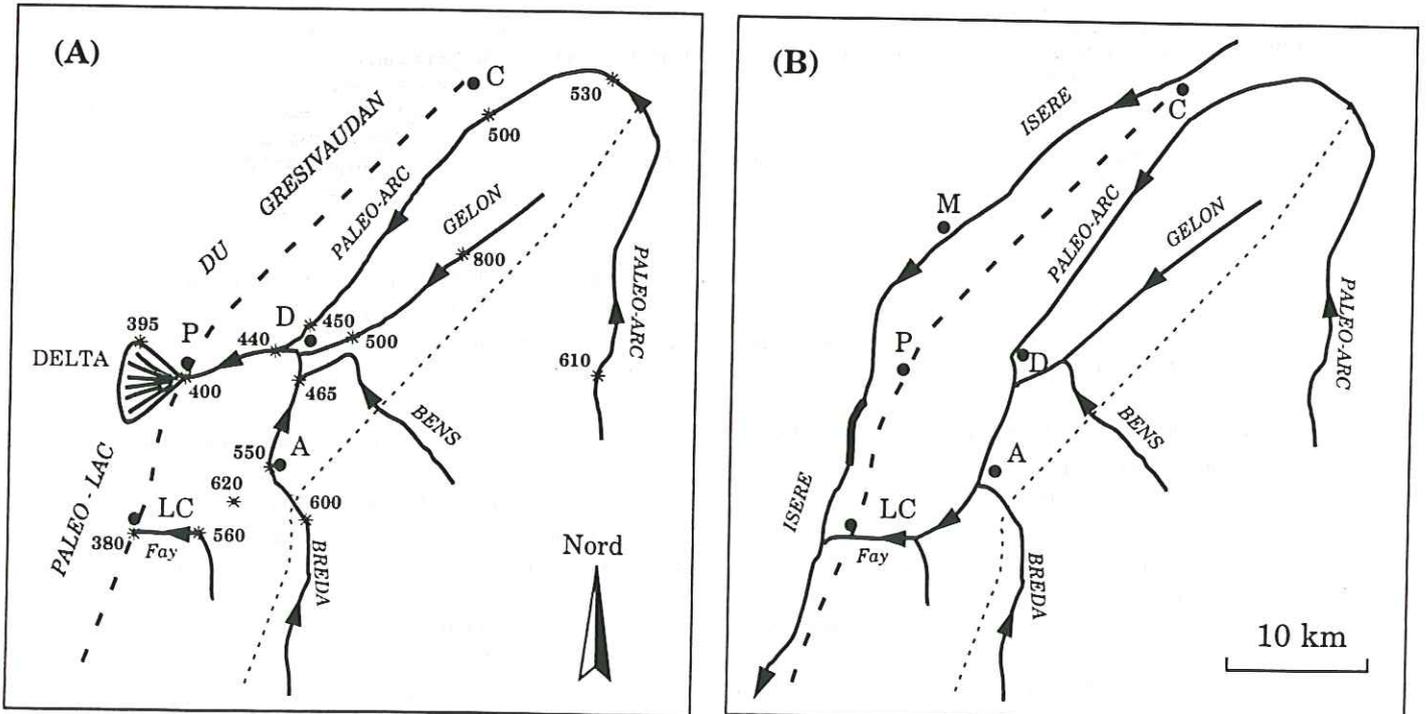


Fig. I-65. Modèle de captures de rivières entre le réseau hydrographique au Würm précoce (A) et le réseau précédent (B).

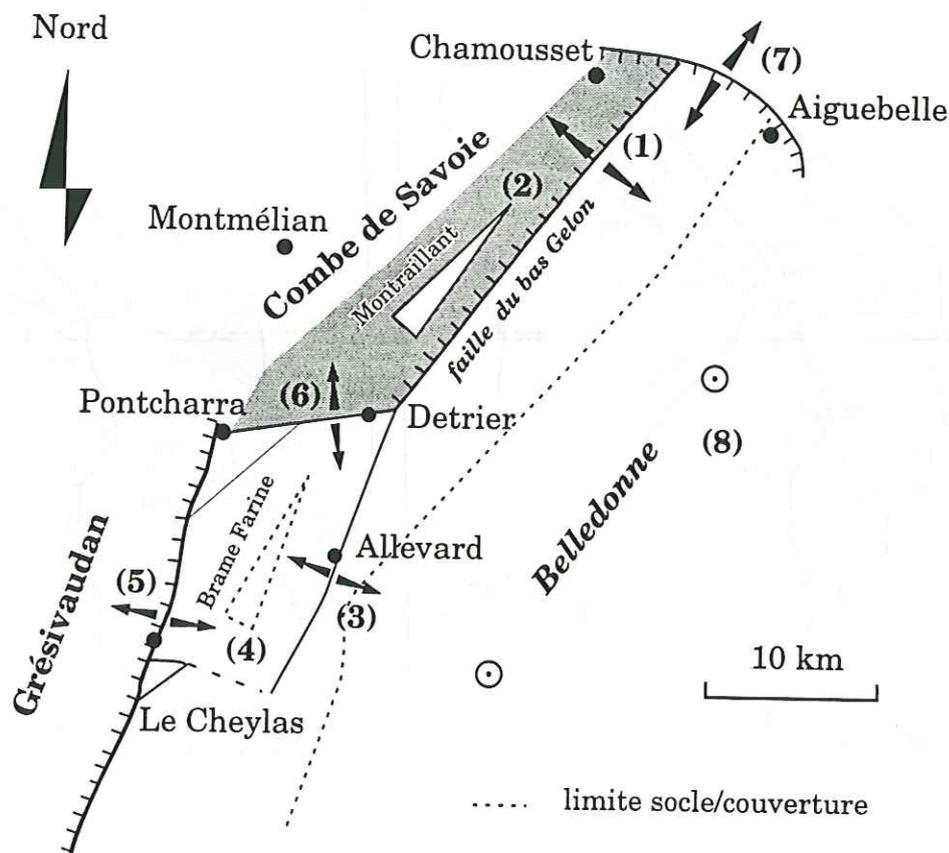


Fig. I-64. Synthèse des mouvements d'origine tectonique responsables des captures des affluents en rive gauche de l'Isère. (1): affaissement vers le NW du compartiment (Montraillant) situé au Sud de la confluence Arc-Isère (faille du bas Gelon: rejet vertical = 120 m); (2): basculement vers le NE du même bloc (rejet vertical = 100 m); (3): affaissement vers l'WNW du bloc de Brame farine le long de la vallée du moyen Bréda (glissement couche sur couche: rejet vertical = 100 m); (4): basculement vers le NNW de Brame Farine; (5): rejet vertical de l'ordre de 150 m le long de la faille bordière orientale du Grésivaudan; (6): ouverture de la gorge du bas Bréda dont l'origine peut être expliquée par la divergence des trajectoires de déplacement (1 et 3) des blocs situés de part et d'autre; (7): faille de la basse Maurienne; (8): surrection de Belledonne.

### 3.4.2. Le modèle

- *Le paléo-réseau hydrographique à l'Eémien/Würm précoce (Fig. I-63-B)*

L'Arc coulait vers le Sud dans l'actuelle vallée du bas Gelon entre -90 000 et -65 000 ans (§ 3-3-1). Les altitudes reportées sur le réseau tiennent compte des mouvements verticaux déduits de la morphologie. Lorsque l'information n'existe pas, la cote est déterminée par extrapolation de la pente du cours d'eau (supposée comparable à celle actuelle), à partir d'une altitude connue. Nous disposons également des données sur les mouvements le long de la faille bordière du Grésivaudan (§ 1): les cours d'eau débouchant dans la partie est du Grésivaudan entre 150 000 et 100 000 ans se trouvaient environ  $150 \pm 20$  m plus haut qu'actuellement.

L'altitude de l'Arc au niveau de Chamousset est déterminée en affectant à la pente de la paléo-vallée vers le SW la valeur de la pente de l'actuelle vallée vers le NE.

- *La tectonique responsable des captures (Fig. I-64)*

L'affaissement vers le NW et le basculement vers le NE du compartiment situé au Sud de la confluence Arc-Isère induisent la capture du haut Gelon et de l'Arc par l'Isère.

Par ailleurs, la divergence des trajectoires de déplacement du bloc de Montraillant vers le NW et du bloc de Brame Farine vers l'WNW peut expliquer l'ouverture des gorges du bas Bréda, à la limite des deux blocs, entre Détrier et Pontcharra.

En suivant ce modèle et en remontant dans le temps,

B e l l e d o n n e

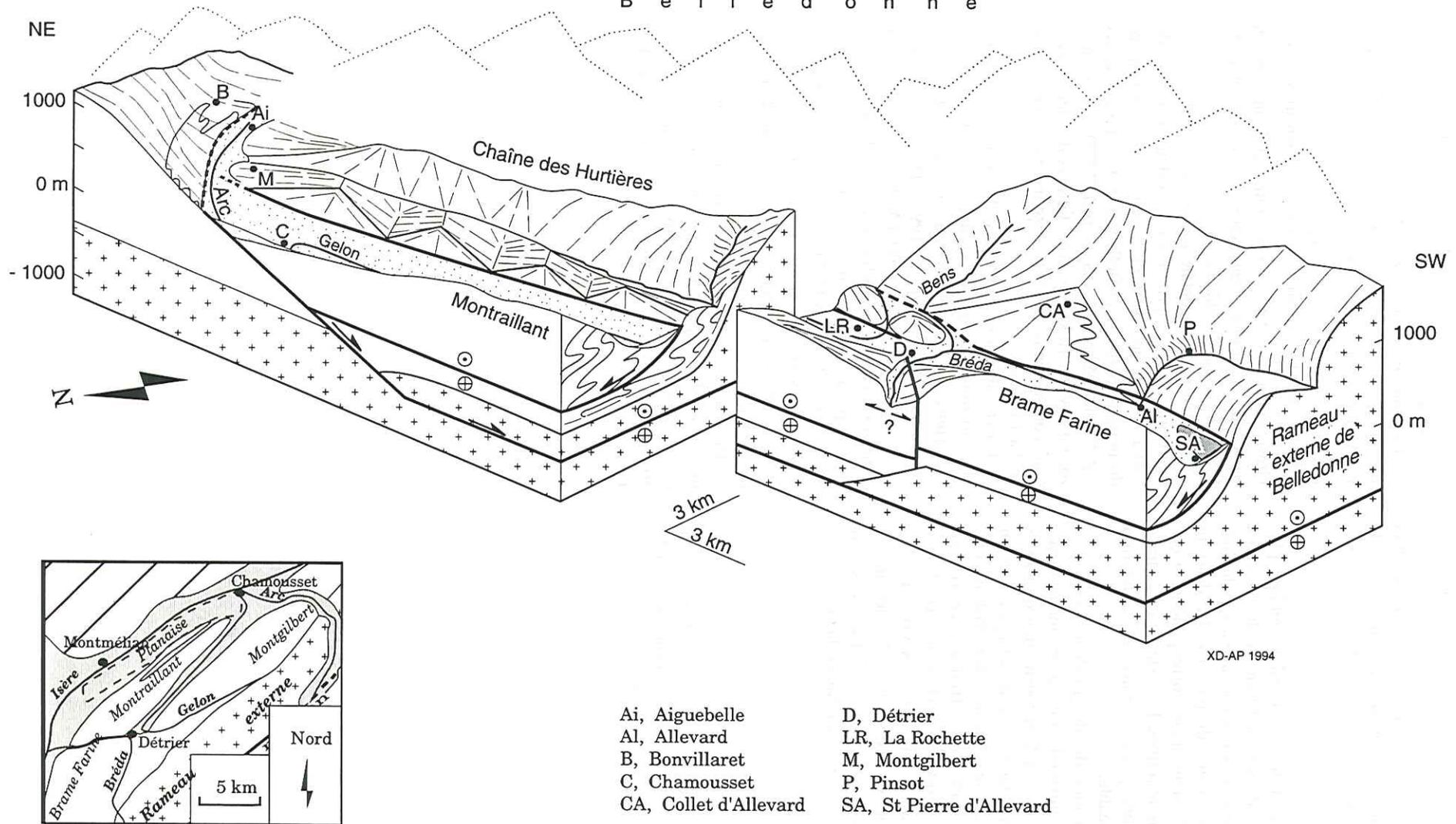


Fig. I-66 : Combinaison de la tectonique extensive longitudinale (NE-SW) et transversale (NW-SE) au front de Belledonne, au Sud de la confluence Arc-Isère. La tectonique extensive longitudinale affecte le socle; la tectonique transversale gravitaire, plus superficielle est localisée dans la couverture.

on annule les effets des divers mouvements. On remonte à un stade où le sens de la pente de la vallée du moyen Bréda, entre Allevard et Détrier, était inversée. Un paléo-Bréda coulait alors vers le Sud, empruntant la vallée aujourd'hui morte au Sud d'Allevard. L'Arc et le Gelon pouvaient alors s'écouler vers le Sud après s'être jetés dans le Bréda, comme déjà proposé par Fourneaux (1975).

On reconstitue ainsi un réseau hydrographique plus ancien (Fig. I-65-B) dans lequel l'ensemble des cours d'eau en rive gauche de l'Isère s'écoulaient vers le Sud. Cependant, aucune trace de paléo-delta dans le Grésivaudan, ni d'affleurement correspondant à ces paléo-cours n'ont été retrouvés. L'existence de ce tracé de rivières n'est donc pas confirmée, et sa datation précise n'est pas possible.

En se basant sur un ordre de grandeur des vitesses des mouvements, comparable à celui des mouvements plus au Nord ayant permis la reconstitution de l'autre réseau, ce réseau hydrographique aurait également pu exister pendant le stade interglaciaire Riss-Würm, entre -170 000 et -90 000 ans. Attribuer ce réseau hydrographique à l'anté-Riss (Fourneaux, 1975) supposerait des variations dans les vitesses des mouvements verticaux observés. Le modèle tectonique permettant de passer d'un réseau à l'autre serait analogue à celui des captures de l'Arc et du Gelon (Fig. I-64).

### 3.5. Conclusion

Sans annuler l'action des érosions glaciaires et fluviatiles, nous proposons que la morphologie et le réseau hydrographique au Sud de la confluence Arc-

Isère, sont contrôlés par une tectonique extensive active à deux composantes, longitudinale et transversale à l'allongement de la chaîne (Fig. I-66).

La composante transversale a valeur de réponse gravitaire à la surrection de Belledonne. Elle paraît n'affecter que la couverture sédimentaire et entraîne des mouvements verticaux superficiels de  $150 \pm 20$  m au niveau des failles bordières orientales du Grésivaudan et de  $100 \pm 20$  m au niveau de la faille du bas Gelon et du glissement couche sur couche dans le Lias des Collines bordières.

L'extension horizontale totale correspondant à ces mouvements est comprise entre les valeurs extrêmes de 500 à 1500 m, au niveau de la couverture sédimentaire du massif cristallin de Belledonne. Ces mouvements ont été montrés pour les derniers 150 000 ans, sur une zone d'environ 10 km de large. Le taux d'extension est donc compris entre 5 et 15% avec une vitesse moyenne de 2 à 10 mm/an.

L'extension longitudinale (NE-SW) est d'origine plus profonde, et son existence depuis le Miocène supérieur a été montrée au niveau de la basse Maurienne (Ménard *et al.*, 1993). Des mouvements verticaux post -7 Ma de 1500 à 2000 m, correspondant à une extension longitudinale de 3 à 4 km, ont été révélés par l'étude des traces de fissions sur apatite d'une part (Lelarge, 1993; Ménard *et al.*, 1993) et par la géomorphologie d'autre part. Les taux d'extension moyen du Miocène supérieur à l'Actuel sont de l'ordre de 0,5 mm/an.

Des mouvements longitudinaux ont également été mis en évidence pour les derniers 65 000 ans. La composante verticale de ces derniers est comprise entre 40 et 100 m, le taux de déplacement de l'ordre de 1 à 1,5 mm/an.

#### 4. - UNE AUTRE CAPTURE D'ORIGINE TECTONIQUE: LA ROMANCHE PAR LE DRAC

##### 4.1. Situation

La Romanche emprunte une vallée transversale qui sépare les massifs de Belledonne au Nord et du Pelvoux au Sud (Fig. I-1 et I-4). Le débouché de cette rivière à Vizille, se singularise par la présence de glissements et de tassements de terrain en relation avec les structures tectoniques (Debelmas et Sarrot-Reynauld, 1960; Sarrot-Reynauld, 1970; Barféty *et al.*, 1970; Fig. I-67).

Actuellement, cette vallée est pentée vers le Sud jusqu'au seuil de diffluence de Saint Martin d'Uriage, séparant le cours du Sonnant au Nord de celui du Vernon au Sud (vallée de Vaulnaveys).

La situation géomorphologique est analogue à celle du Bréda et du bas Gelon: pourquoi la Romanche ne coule-t-elle pas dans la vallée de Vaulnaveys (seuil à franchir de 130 m) au lieu de couler dans les gorges à l'Ouest de Vizille? Par ailleurs, comme pour la vallée du bas Gelon, il n'existe pas à St Martin d'Uriage de moraine en rapport avec les dimensions de la

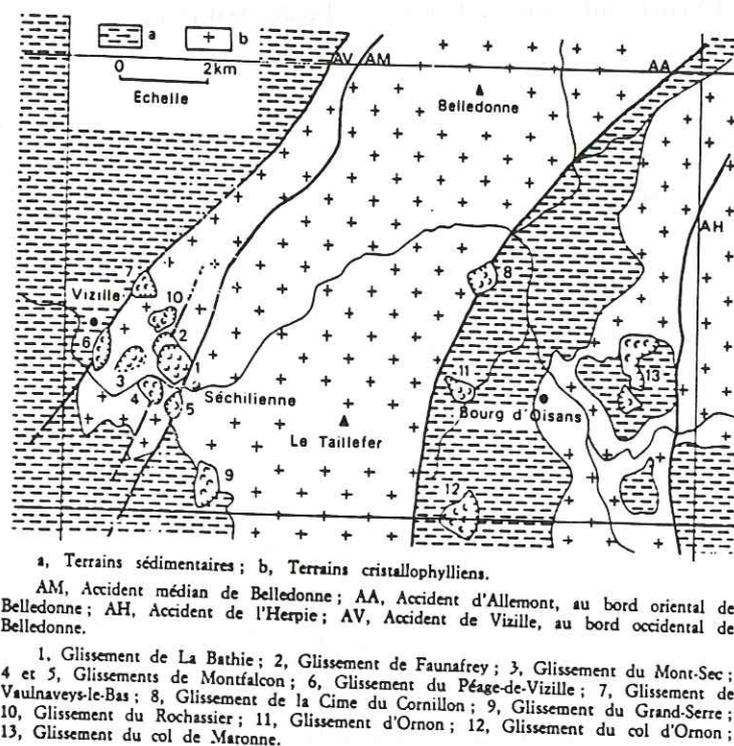


Fig. I-67. Correspondance entre les glissements de terrain et les failles récentes dans la basse vallée de la Romanche (d'après Barféty *et al.*, 1970).

##### 4.2. Indices géomorphologiques de la capture de la Romanche par le Drac

A l'aval de Vizille, deux morphologies s'opposent (Fig. I-68):

- l'actuel cours de la Romanche s'écoule vers l'Ouest, dans une étroite gorge entaillée dans les formations du Lias, 200 à 300 m en contrebas des crêtes environnantes;
- au Nord de Vizille, s'ouvre une vaste dépression (vallée de Vaulnaveys) empruntée par le glacier de la Romanche s'écoulant vers le Nord pendant le Würm.

dépression de Vaulnaveys: le rôle érosif du glacier n'apparaît pas de manière évidente.

L'étude sédimentologique et minéralogique de divers affleurements de graviers et galets quaternaires, situés entre Vizille et Uriage (Fig. I-68) permet de déterminer l'origine de ces dépôts. Elle consiste en une étude descriptive des formations fluviales et glaciaires, de leur analyse morphoscopique et de l'étude des minéraux lourds qu'elles renferment (Montjuvent, 1967).

Les résultats de l'étude confirment que la

dépression située entre Vizille et Uriage était empruntée par le glacier de la Romanche. Morphologiquement, cela n'est pas incompatible avec l'actuelle pente de la dépression vers le Sud, les glaciers pouvant remonter les pentes.

En revanche, la présence de dépôts fluviatiles dans cette dépression (Montjuvent, 1967; Fig. I-68) témoigne d'un cours de la Romanche vers le Nord, au Würm précoce (-90 000 à -65 000 ans). Cela implique que la pente de la vallée a ensuite été inversée.

Le basculement vers le Sud de la vallée de Vaulnaveys (inversant le sens de sa pente) et l'ouverture de la gorge à l'Ouest de Vizille, sont responsables de la capture de la Romanche par le Drac (Fig. I-68).

L'origine tectonique de ce basculement, à défaut d'autre explication proposée à ce jour, rentre dans la logique de la tectonique extensive longitudinale récente mise en évidence plus au Nord (confluence Arc-Isère).

Nous proposons donc d'expliquer cette capture très récente (moins de 65 000 ans) par la tectonique extensive. Deux phénomènes analogues au modèle proposé pour la confluence Arc-Isère peuvent être combinés: la tectonique longitudinale qui permet le basculement de la vallée de Vaulnaveys vers le Sud (roll-over pour une faille à pendage NNE passant en versant sud de la Romanche); la tectonique transversale qui permet l'ouverture de la dépression de Vaulnaveys ainsi que la formation des gorges à l'Ouest de Vizille.

#### 4.3. Quantification du basculement vers le Sud

Pour quantifier le basculement vers le Sud de cette vallée, qui s'est produit sur environ 10 km, nous posons comme hypothèse que la valeur algébrique de la pente de la vallée lorsqu'elle était pentée vers le Nord, est équivalente à celle observée aujourd'hui vers le Sud (de l'ordre de 0,15%).

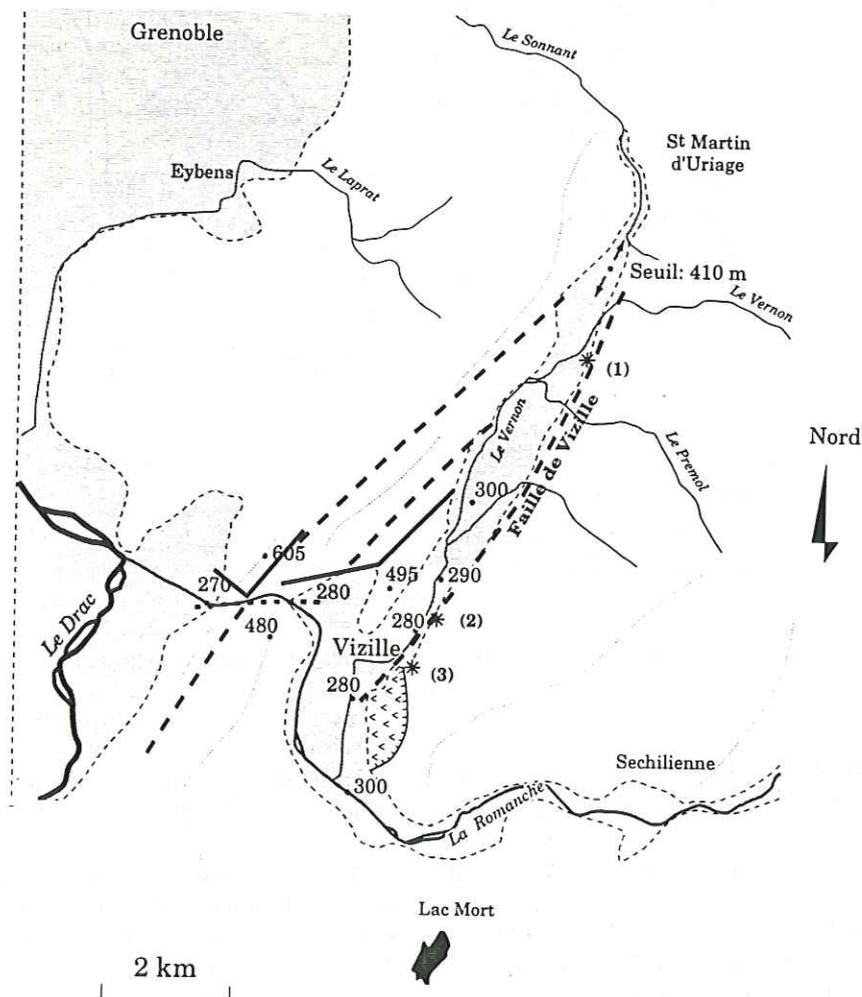


Fig. I-68. Cartemorphostructurale de la basse vallée de la Romanche. Situation des affleurements de galets fluviatiles déposés par un paléo-cours de la Romanche au Würm précoce (Montjuvent, 1967): (1): galets fluviatiles (Vaulnaveys le haut); (2): fluvio-glaciaire (Le Mas); (3): fluviatile (Vizille).

D'après cette hypothèse, le basculement est de l'ordre de 250 m (Fig. I-69).

Ce mouvement s'étant vraisemblablement effectué en moins de 65 000 ans, le taux de déplacement vertical au niveau de Vizille (en considérant Uriage fixe) est de l'ordre de 3,8 mm/an.

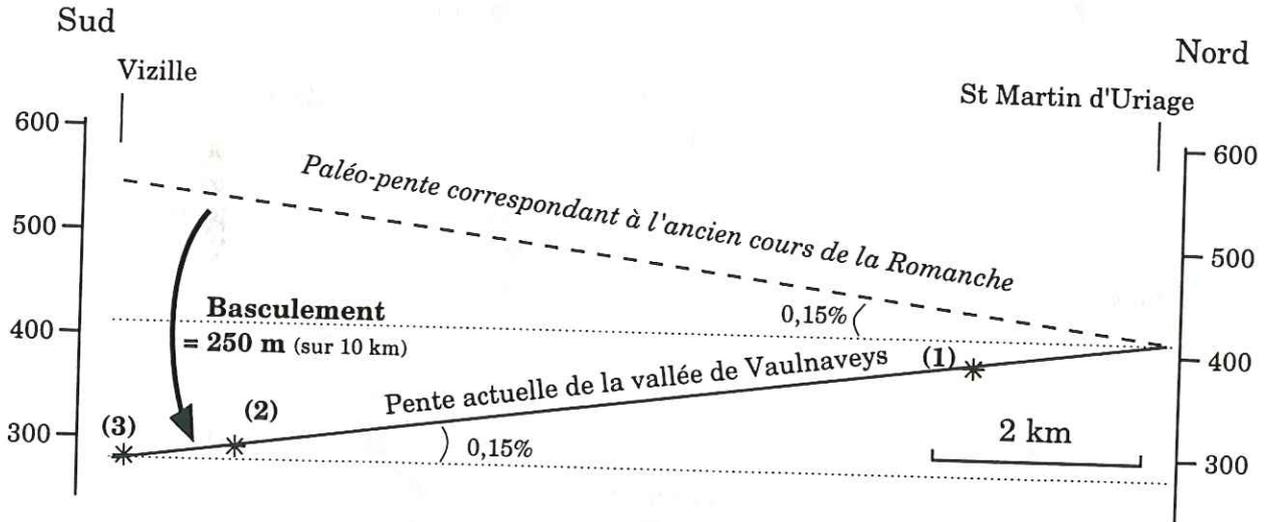


Fig. I-69. Quantification du basculement vers le Sud de la vallée de Vaulnaveys au cours des derniers 65 000 ans. Exagération verticale 10. (1), (2), (3): situation actuelle des affleurements de galets fluviaux témoignant du paléo-cours de la Romanche (cf Fig. I-68).

## CONCLUSION

### SYNTHÈSE CARTOGRAPHIQUE DES INDICES GÉOMORPHOLOGIQUES DE NÉOTECTONIQUE DANS LES ALPES NORD-OCCIDENTALES FRANÇAISES

Cette synthèse n'est pas un recueil de tous les indices néo-tectoniques des Alpes, pour lesquels il existe déjà des travaux (Fourniguet, 1984; Grellet *et al.*, 1993; Zoback, 1992).

Les indices géomorphologiques pour lesquels une origine tectonique est proposée sont regroupés sur deux figures (Fig. I-70, I-71): les indices d'une tectonique anté -100 000 ans ayant débutée au Miocène supérieur ou au Pliocène (Fig. I-70); les marqueurs géomorphologiques d'une activité néotectonique post -100 000 ans (Fig. I-71). A nos observations, nous avons ajouté celles dont nous nous sommes servi pour établir les modèles présentés dans cette première partie. L'ensemble de ces données sont résumées sur les Fig. I-70 et I-71 ainsi que dans le Tab. I-1.

Les résultats présentés n'ont pas tous le même degré de certitudes, en fonction des données que nous avons utilisées.

Un critère de qualité: "C" lorsque l'origine tectonique est démontrée, "P" lorsqu'elle est probable et "S" lorsqu'elle n'est que supposée rend compte de ces différences de fiabilités.

Lorsque c'est possible, nous proposons également le sens du jeu des accidents responsables des anomalies morphologiques: "N" pour les failles normales, "I" pour les failles inverses et "D" pour les décrochements.

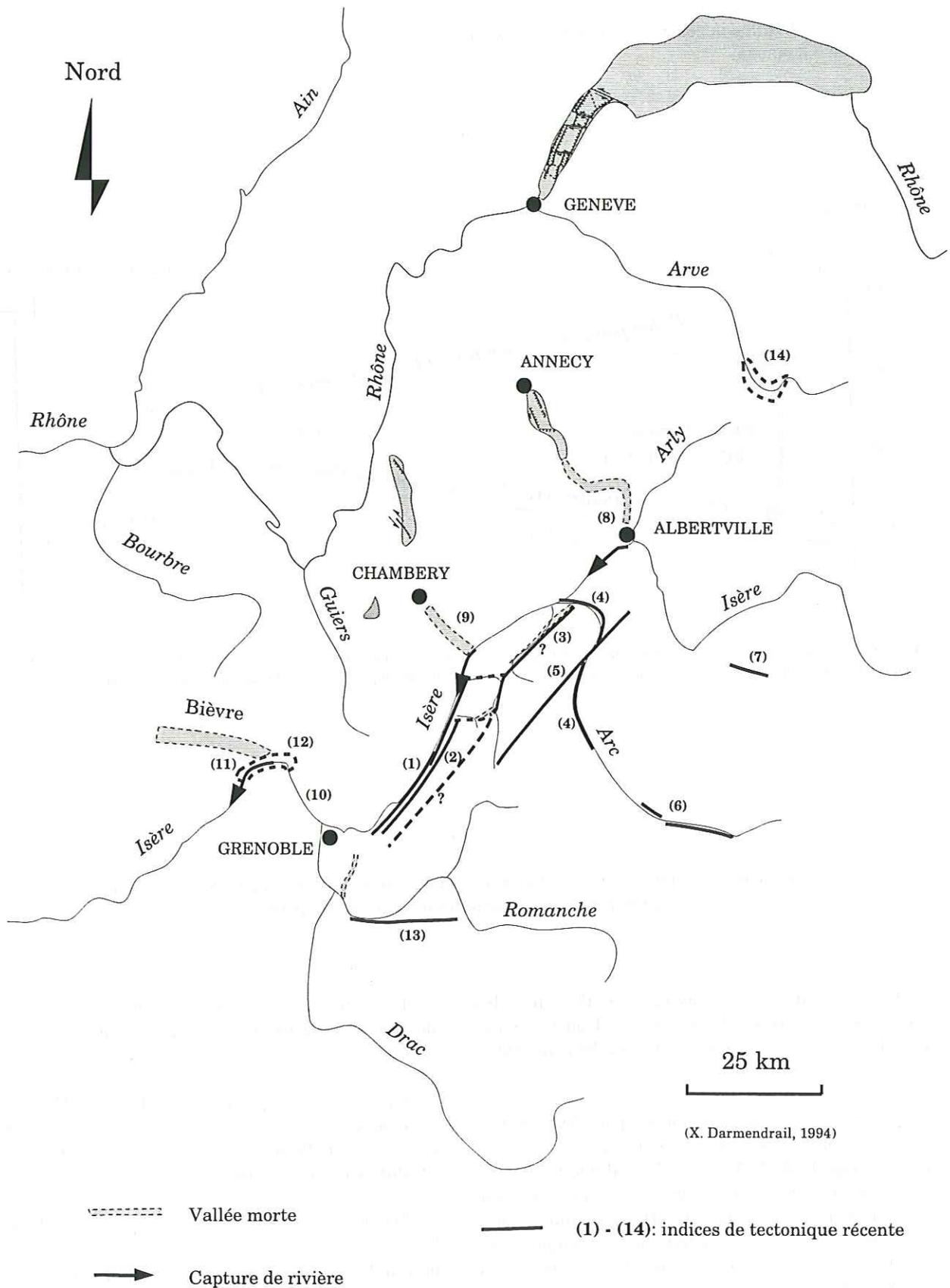


Fig. I-70. Synthèse des indices géomorphologiques de tectonique récente (post Miocène supérieur à Actuel) dans les Alpes nord-occidentales françaises. (1) à (14) correspondent aux observations résumées dans le tableau I-1.

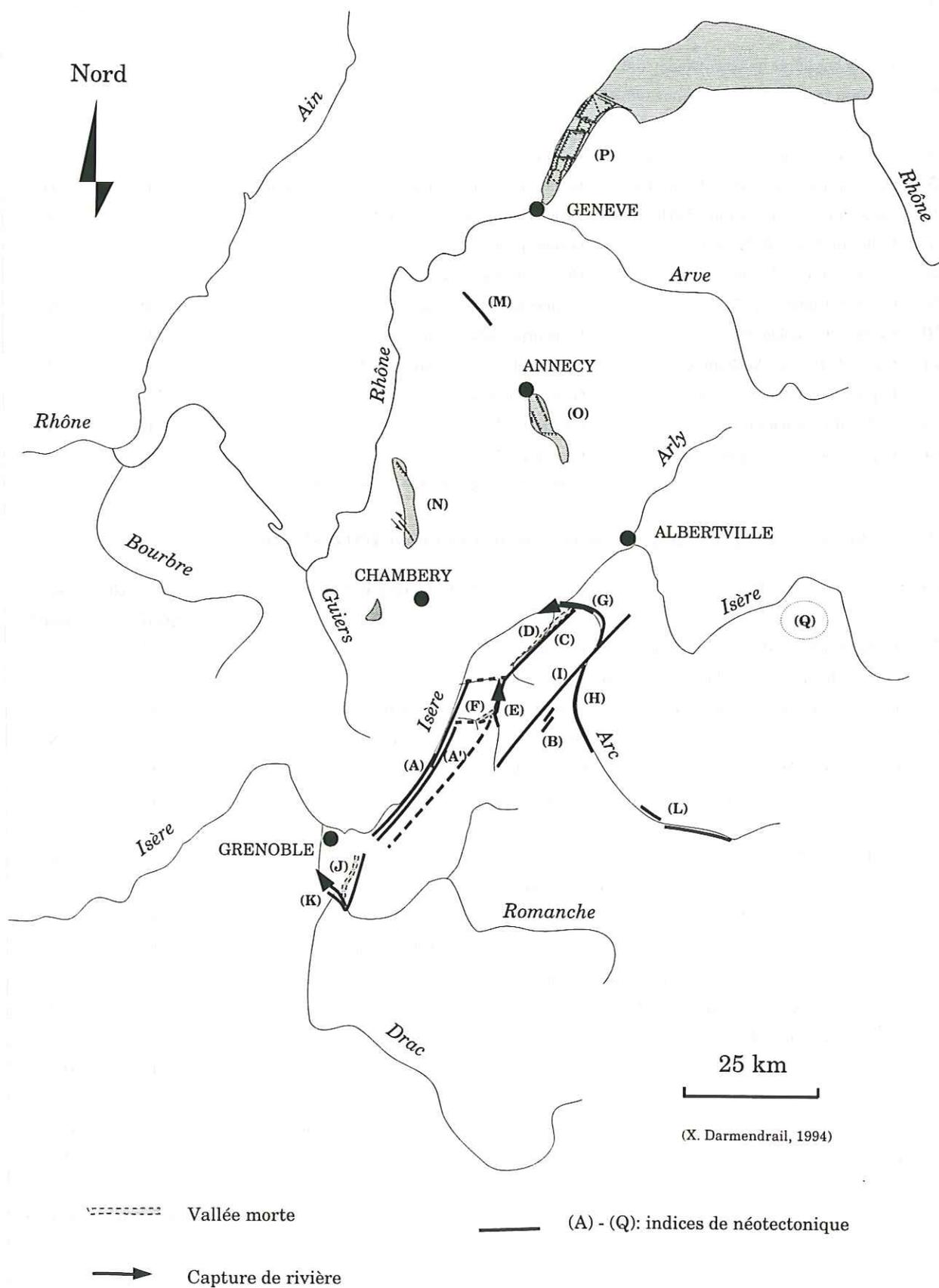


Fig. I-71. Synthèse des indices géomorphologiques de néotectonique post 100 000 ans dans les Alpes nord-occidentales françaises. (A) à (Q): correspondent aux observations résumées dans le tableau I-1.

<b>I Indices géomorphologiques de tectonique récente (post Miocène supérieur à Actuel)</b>				
<b>Indice</b>	<b>Lieu</b>	<b>Nature des indices</b>	<b>critère de qualité</b>	<b>mouvement</b>
<b>1</b>	Failles bordières du Grésivaudan (38-73)	Géomorphologie	P	N
<b>2</b>	Collines bordières de Belledonne (38-73)	Géomorphologie	S	N
<b>3</b>	Faille du bas Gelon (73)	Géomorphologie + structurale*	S	N
<b>4</b>	Failles de la basse Maurienne (73)	Géomorphologie + géochronologie**	C	N
<b>5</b>	Accident médian de Belledonne (73)	Géomorphologie + structurale*** + comp. niv.	C	D
<b>6</b>	Maurienne Sub-Briançonnais/Houiller	Géomorphologie + structurale****	P	N
<b>7</b>	Vallée du Doron de Bozel (73)	Géomorphologie	S	N
<b>8</b>	Cluse d'Annecy-Ugine (74)	Géomorphologie + comp. niv.	P	N
<b>9</b>	Cluse de Chambéry (73)	Géomorphologie + comp. niv.	P	N
<b>10</b>	Cluse de Grenoble (38)	Géomorphologie + comp. niv.	P	N
<b>11</b>	Vallée de Bièvre - Valloire (38)	Géomorphologie + comp. niv.*****	S	?
<b>12</b>	Dépression de Moirans (38)	Géomorphologie	S	?
<b>13</b>	Failles du Taillefer (73)	Géomorphologie°	C	N
<b>14</b>	Dépression de Sallanches (74)	Géomorphologie	S	?
		comp. niv. = comparaison de nivellements		
<b>II Indices géomorphologiques de néotectonique post 100 000 ans</b>				
<b>Indice</b>	<b>Lieu</b>	<b>Nature des indices</b>	<b>critère de qualité</b>	<b>mouvement</b>
<b>A</b>	Failles bordières du Grésivaudan (38-73)	Géomorphologie	C	N
<b>A'</b>	Collines bordières de Belledonne (38-73)	Géomorphologie	C	N
<b>B</b>	Failles des Grands Moulins (73)	Géomorphologie; décalage d'éboulis ***	C	?
<b>C</b>	Faille du bas Gelon (73)	Géomorphologie + structurale	S	N
<b>D</b>	Captures de l'Arc et du Gelon (73)	Géomorphologie	C	-
<b>E</b>	Capture du Bréda (38-73)	Géomorphologie	C	-
<b>F</b>	Vallée morte d'Allevard (38)	Géomorphologie	C	-
<b>G</b>	Failles de la Maurienne-rameau ext. (73)	Géomorphologie	C	N
<b>H</b>	Failles de la Maurienne-rameau int. (73)	Géomorphologie	P	N
<b>I</b>	Accident médian de Belledonne (73)	Géomorphologie	P	D
<b>J</b>	Vallée de Vaulnavéy (38)	Géomorphologie + pétro. Quaternaire°°	C	?
<b>K</b>	Capture de la Romanche par le Drac (38)	Géomorphologie + pétro. Quaternaire°°	C	-
<b>L</b>	Maurienne Sub-Briançonnais-Houiller	Géomorphologie + structurale****	P	N
<b>M</b>	Faille du Vuache (74)	Géodésie°°° (comp. niv. et triangulation)	C	D
<b>N</b>	Lac du Bourget (73)	Failles actives°°°° (Sismique réflexion)	P	D - N
<b>O</b>	Lac d'Annecy (74)	Failles actives°°°°° (Sismique réflexion)	P	N ?
<b>P</b>	Lac Léman	Failles actives°°°°°° (Sismique réflexion)	C	D - N
<b>Q</b>	Peisey-La Plagne (73)	Géomorphologie***** + séismes	C	D - N
	* Nicoud (1983)	° Debelmas et Sarrot-Reynaud (1970)	<b>critère de qualité</b>	<b>mouvement</b>
	** Lelarge et al. (1991) et Ménard et al. (1993)	°° Montjuvent (1969)		
	*** Bordet (1963 et 1970)	°°° Jouanne (1994)	C: certain	N: normal
	**** Sanchez (in Ménard, 1994)	°°°° De Batist et al. (1992)	P: probable	I: inverse
	***** Colleau et Lenôtre (1991)	°°°°° Van Rensbergen et al. (1993)	S: supposé	D: décrochant
	***** Blès et al. (1993)	°°°°°° Vernet et al. (1971)		
			(X. Darmendrail, 1994)	

Tab. I-1. Synthèse des indices géomorphologiques de néotectonique.

## DEUXIEME PARTIE

### ETUDE DES MOUVEMENTS VERTICAUX ACTUELS PAR COMPARAISON DE NIVELLEMENTS

#### INTRODUCTION

Au vu des mouvements récents mis en évidence par l'analyse géomorphologique, il paraît intéressant d'étudier le caractère actuel de la déformation.

Les méthodes particulièrement adaptées à l'étude des déformations en cours sont géodésiques: comparaison de triangulations pour les mouvements horizontaux (Maillard, 1991; Jouanne, 1994) et comparaison de nivellements pour les mouvements verticaux.

Les principaux travaux menés en France portent sur la comparaison des réseaux de premier, et de deuxième ordre. Il en est ainsi de l'étude des mouvements verticaux des massifs alpins (Jeanrichard, 1971 et Levallois, 1972), menée à partir des données brutes de dénivelées. J. Fourniguet (1977) étudie les mouvements verticaux dans le Sud-Est de la France par comparaison de nivellements successifs, à partir des altitudes orthométriques. S. Abours (1979) compare les différences de dénivelées des réseaux primordiaux NGF et IGN 69 du Sud-Ouest de la France, après avoir discuté les différentes méthodes de Holdahl (1975), et mis au point une méthode de comparaison de nivellements. J. Fourniguet (1987) applique un traitement numérique, volontairement simple, aux données de nivellement du Nord et du Nord-Est de la France. N. Lenôtre (1992) compare les différences d'altitudes des points communs des nivellements de premier ordre NGF et IGN 69, dans le Sud-Ouest de la France.

A une autre échelle, une carte de France des mouvements verticaux exprimés sous forme de courbes isocines (égal taux de déplacement vertical) a été réalisée à partir de la compensation des profils de premier ordre (Lenôtre *et al.*, 1993), et à l'aide de courbes isocines reprenant 6000 repères de nivellement.

Enfin, par comparaison de nivellements successifs les taux de déplacements verticaux du Jura du Sud et des Alpes du Nord ont été qualifiés et quantifiés (Jouanne, 1994; Jouanne *et al.*, 1994). Dans cette comparaison, les profils de 1<sup>er</sup>, 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> ordre sont compensés ensemble, fournissant une densité de données telle que l'interprétation en termes de néotectonique est possible.

Dans les Alpes occidentales françaises, il a été choisi, compte tenu des travaux antérieurs, d'utiliser les réseaux NGF et IGN 69 de 1<sup>er</sup>, 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> ordre, afin de mettre en évidence, avec la meilleure précision possible, des mouvements verticaux instantanés actuels (au cours des 100 dernières années). Notre étude porte sur la région qui fait suite, vers le Sud, à celle étudiée par F. Jouanne (1994). Bien que de moins bonne précision, certains profils de 4<sup>ème</sup> ordre ont été utilisés, pour densifier l'information dans des secteurs où l'étude géomorphologique est menée de manière détaillée (Grésivaudan).

Les méthodes du nivellement, le réseau du nivellement général de la France et la précision des données utilisées sont abordés dans un premier chapitre. Les principes utilisés pour la comparaison de nivellements, ainsi que les problèmes et les limites de la méthode, sont également discutés.

Les résultats des comparaisons pour les Alpes occidentales françaises sont exposés dans un deuxième chapitre.

Dans un troisième chapitre, les comparaisons des nivellements intéressant le Grésivaudan et ses bordures sont analysées; les résultats sont confrontés à ceux obtenus par l'étude géomorphologique.

## CHAPITRE 1

## MÉTHODES D'ÉTUDE DES MOUVEMENTS VERTICAUX

## 1. - MESURE DES DÉNIVELÉES PAR NIVELLEMENT DIRECT

Le nivellement direct consiste à déterminer les différences d'altitudes entre repères, au moyen d'un niveau de précision, stationné entre deux points.

## 1.1. Nivellement simple

La dénivelée entre deux points A et B est mesurée à l'aide d'un niveau, dont la ligne de mire détermine l'horizontale (tangente à l'équipotentielle de la pesanteur) au point de station (Fig. II-1).

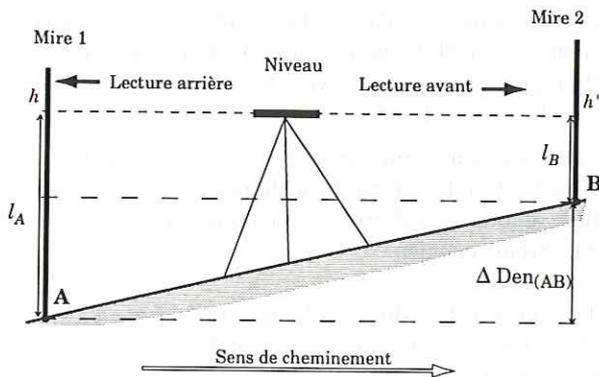


Fig. II-1. Principe de mesure des dénivelées par nivellement direct.

Le niveau est placé à égale distance des deux mires afin que les effets de la courbure de la terre et de la réfraction de la lumière s'annulent. Les lectures  $l_A$  et  $l_B$  sur les mires donnent les hauteurs comprises entre l'horizontale  $h h'$  et les points A et B. La différence des lectures  $l_A - l_B$  correspond à la dénivelée  $Den_{(AB)}$  entre A et B.

$$Den_{(AB)} = l_A - l_B$$

Connaissant l'altitude de A, celle de B est obtenue par l'ajout de la dénivelée  $Den_{(AB)}$ .

## 1.2. Nivellement par cheminement

Lorsque les points A et B sont trop éloignés, ou lorsque la dénivelée est supérieure à la hauteur de la

mire, plusieurs stations sont nécessaires pour déterminer un ou plusieurs points intermédiaires (Fig. II-2).

Cet ensemble de nivellements simples enchaînés s'appelle nivellement par cheminement. La dénivelée entre A et B est alors:

$$Den_{(AB)} = \sum_1^n l_{am} - \sum_1^n l_{avn}$$

## 1.3. Fermeture des cheminements

Pour la réaliser, le nivellement par cheminement parcourt une boucle ayant pour départ et arrivée un même point d'altitude connue, en passant par un certain nombre de points intermédiaires dont on mesure l'altitude. Le cheminement est dit fermé. La somme des dénivelées multipliées par la pesanteur en chaque point est nulle sur un cheminement fermé:

$$\sum_0^M g \cdot Den_i = 0$$

Plusieurs facteurs influent sur la précision des mesures. Le premier est lié à la précision intrinsèque du matériel utilisé (0,1 mm/km de précision pour la détermination d'une surface horizontale par un niveau).

S'ajoutent les erreurs aléatoires (instabilité des instruments pendant la mesure, variation de la verticale et déformation de la croûte due aux marées terrestres), qui sont fonction du jour et de l'heure des mesures (Jouanne, 1994). D'autres erreurs aléatoires peuvent être causées par la non verticalité de la mire (un écart de 1° pour une visée de 3 m de haut se traduit par une erreur de 0,45 mm), ou la non horizontalité du niveau (un écart de 0,5° pour une visée de 20 m se traduit par une erreur de lecture de 175 mm). Si ces écarts sont causés par de mauvais réglages ou un dysfonctionnement du niveau, ces erreurs peuvent être systématiques.

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

- irrégularité de graduation et d'étalonnage des mires;
- illumination et échauffement des instruments variant en fonction du temps et de l'azimut du cheminement;
- erreur de pointé de l'observateur;
- effet magnétique sur les niveaux automatiques, le miroir ou le prisme étant parfois suspendu par des pièces magnétiques (Rumpf et Meurish, 1981). Cet

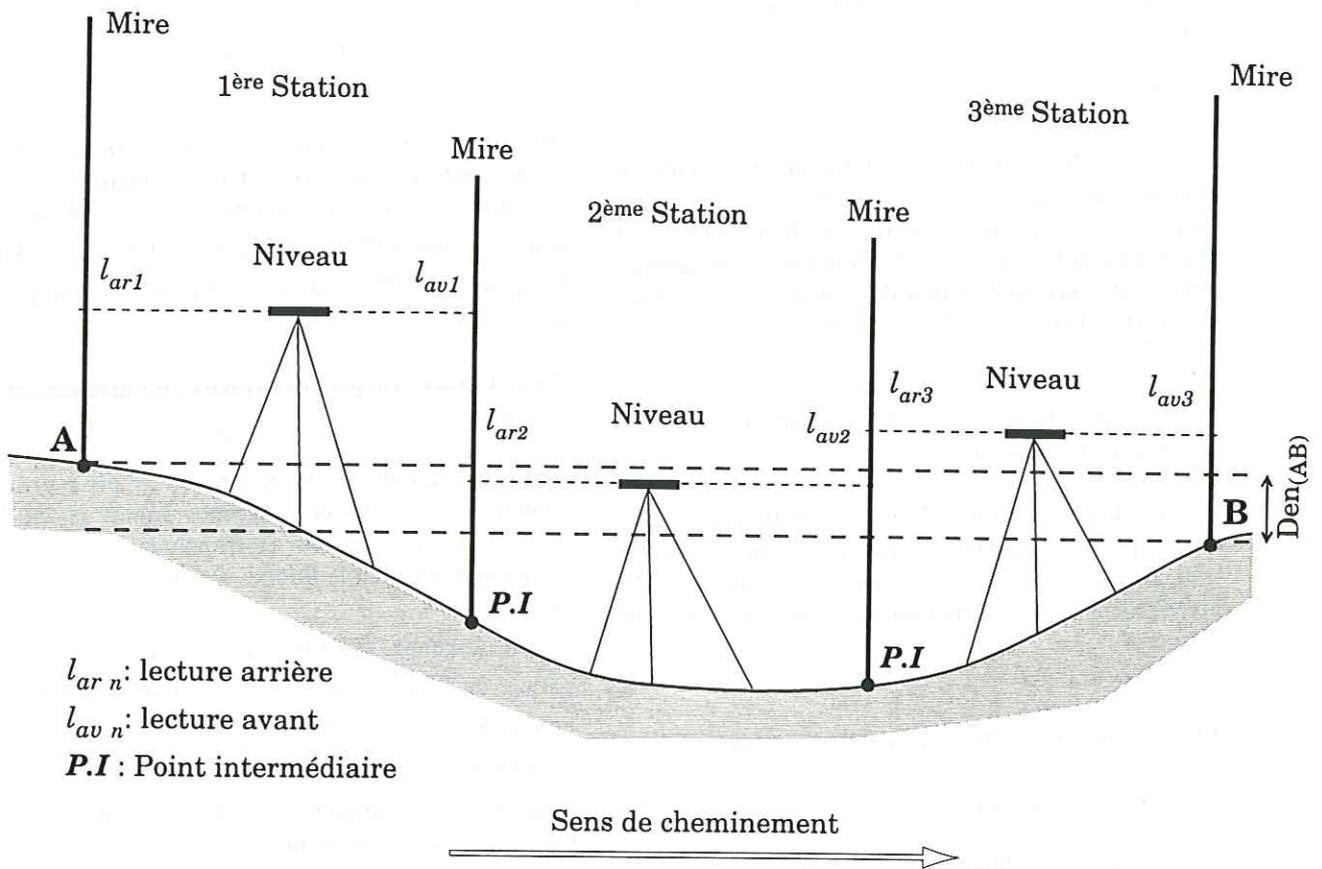


Fig. II-2. Principe du nivellement par cheminement.

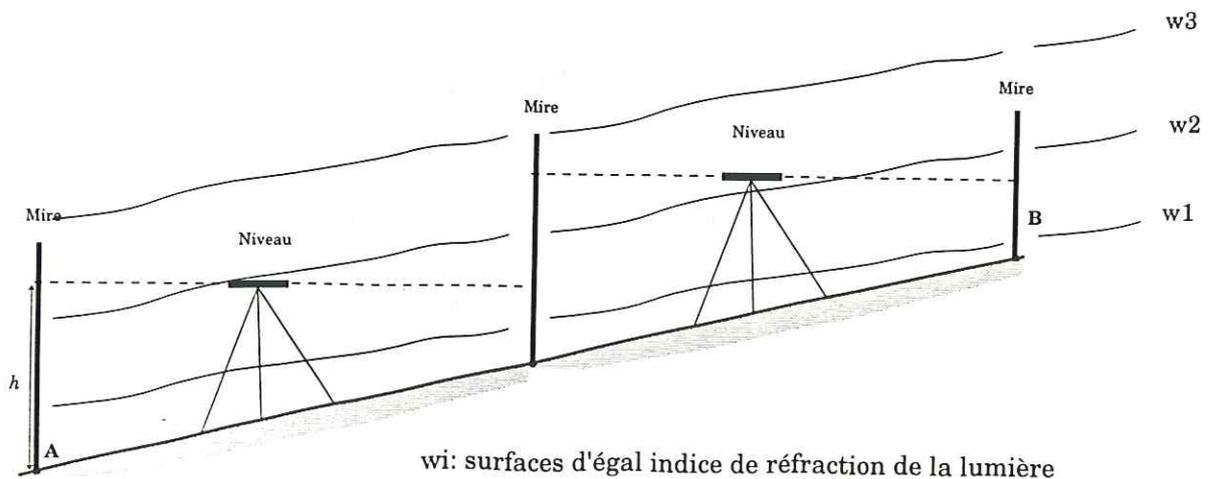


Fig. II-3. Nivellement et surfaces d'égal indice de réfraction. Ces surfaces ne sont pas parallèles à l'horizontale mais à la topographie; il peut donc exister une erreur systématique due au gradient d'indice de réfraction entre le niveau et les mires.

effet dépend de l'azimut du cheminement;

La principale source d'imprécision est le non parallélisme entre les surfaces ( $w_i$ ) d'égal indice de réfraction de la lumière (qui sont en général parallèles à

la topographie) et l'horizontale (Fig. II-3). Ces erreurs de mesures sont d'autant plus grandes qu'il existe des changements de température au cours du cheminement ou qu'une topographie aux pentes fortes imposent de

viser les extrémités des mires. Cet effet est important lorsque les cheminements présentent une pente constante sur une longue distance. Dans un cas défavorable extrême (pente forte et une mesure tous les 30 m) l'erreur peut atteindre 20 mm pour 100 m de dénivelée (Lambeck, 1988).

Ces différentes sources d'erreurs impliquent que la fermeture d'un cheminement le long d'une maille est rarement nulle. Lorsque la fermeture n'est pas nulle, il est nécessaire d'effectuer un calcul de compensation, lequel consiste à répartir sur l'ensemble du cheminement l'erreur totale de fermeture. La répartition des corrections est fonction de la distance entre deux points et de la précision des mesures.

## 2. - DONNÉES UTILISÉES: LE RÉSEAU DE NIVELLEMENT GÉNÉRAL DE LA FRANCE

Les données sont collectées à l'IGN (Institut Géographique National), et reportées sous forme de tableaux de dénivelées mesurées entre repères de nivellement voisins, communs aux deux époques de mesures.

### 2.1. Quelques rappels sur le nivellement général

#### 2.1.1. Objectif et principe

Le rôle du nivellement est de définir les altitudes précises de points caractéristiques, dits repères de

nivellements, à partir d'une surface de référence. La surface de référence "Zéro" du réseau de nivellement français est définie par l'altitude du repère fondamental situé à Marseille.

Les repères de nivellement s'agencent en quatre réseaux imbriqués les uns dans les autres. Chacun de ces réseaux, dits de premier, deuxième, troisième et quatrième ordre, sont nivelés avec une précision décroissante. Ces réseaux sont de plus en plus denses et les dimensions de leurs cheminements décroissent avec l'ordre: environ 150-200 km pour le 1<sup>er</sup> ordre, 80-100 km pour le 2<sup>ème</sup> et 50 km pour le 3<sup>ème</sup> (Fourniguet, 1987).

#### 2.1.2. Caractéristiques des réseaux du nivellement de la France

Le réseau de premier ordre, le plus précis, comprend 32 mailles ou polygones fermés de 550 km de périmètre en moyenne, et 10 polygones s'appuyant sur les frontières ou le littoral, soit 12 715 km au total (Fig. II-4).

En moyenne, chaque polygone de 1<sup>er</sup> ordre est partagé en 7 mailles de 2<sup>ème</sup> ordre. Il existe 18785 km de cheminement de 2<sup>ème</sup> ordre.

Chaque maille de 2<sup>ème</sup> ordre est à son tour partagée en moyenne en 10 mailles de 3<sup>ème</sup> ordre. Ce 3<sup>ème</sup> ordre représente 49 730 km de cheminement.

A l'intérieur de ces mailles de 3<sup>ème</sup> ordre, des traverses de 4<sup>ème</sup> ordre sont réalisées, représentant

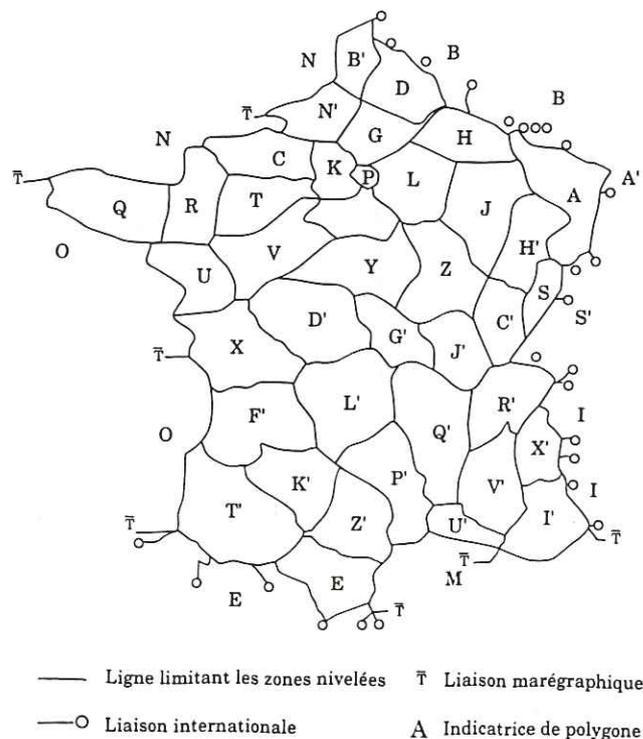
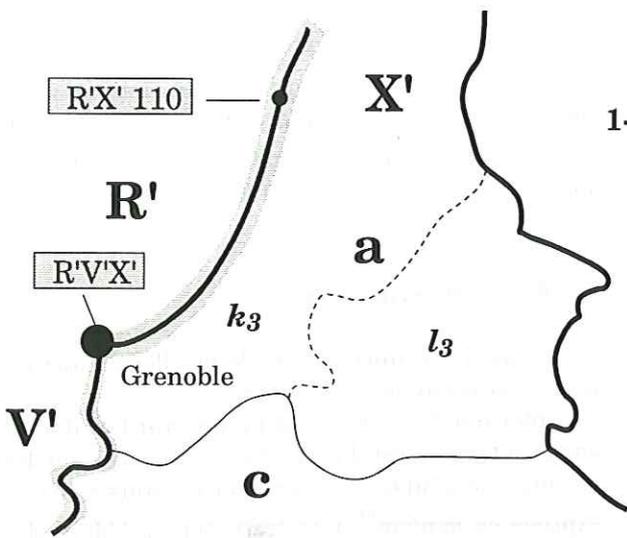
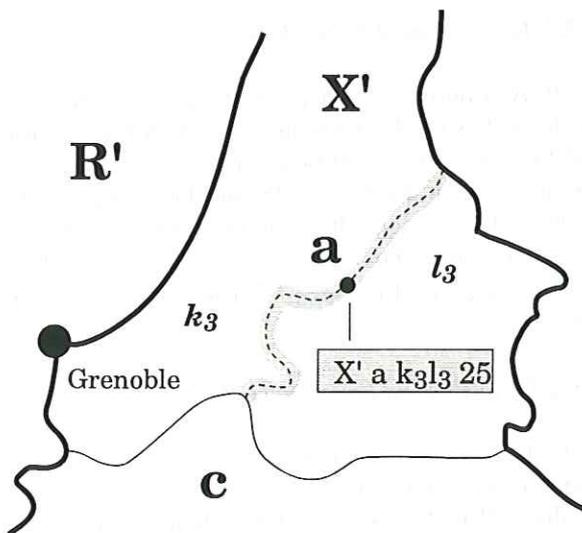
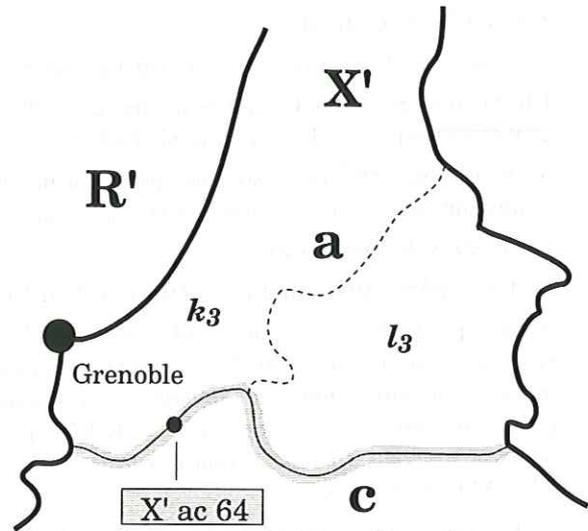


Fig. II-4. Carte du réseau de nivellement IGN (Levallois et Maillard, 1970).



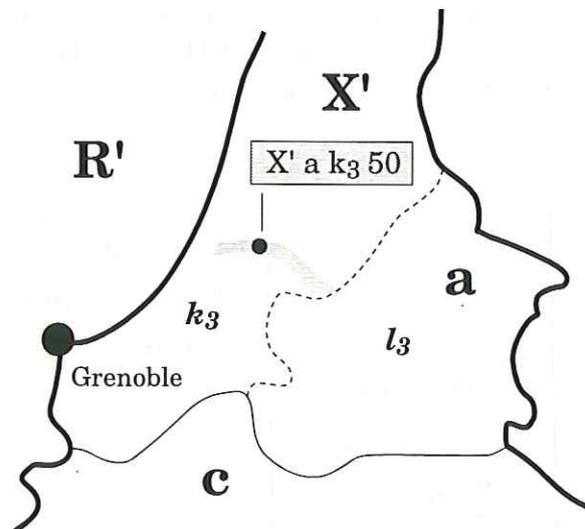
- 1- Repères de nivellement sur le profil de 1<sup>er</sup> ordre R'X' et à la jonction des mailles R', V' et X'

- 2- Repère de nivellement sur le profil de 2<sup>ème</sup> ordre X'ac



- 3- Repère de nivellement sur le profil de 3<sup>ème</sup> ordre X' a k3l3

- 4- Repère de nivellement de 4<sup>ème</sup> ordre dans la maille de 3<sup>ème</sup> ordre X' a k3



**R', V' et X'** mailles de 1<sup>er</sup> ordre  
**a et c** mailles de 2<sup>ème</sup> ordre  
**k<sub>3</sub> et l<sub>3</sub>** mailles de 3<sup>ème</sup> ordre

Fig. II-5. Désignation des repères de nivellement des 4 ordres de réseaux français.

environ 350 000 km de profils, avec une densité d'un repère de nivellement tous les 700 m à 4 km.

## 2.2. Immatriculation des repères de nivellement

Tout au long de ce travail, les noms de profils ou de repères de nivellement particuliers sont évoqués. Afin de pouvoir facilement les replacer sur une carte générale, la manière de nommer les repères de nivellement de l'IGN est rappelée.

### Les mailles (Fig. II-5)

Chaque polygone de 1<sup>er</sup> ordre est indiqué par une lettre majuscule (A, B, C,...). Les mailles de 2<sup>ème</sup> ordre sont repérées par une lettre minuscule (a, b, c,...). Enfin, les mailles de 3<sup>ème</sup> ordre sont indiquées par une lettre minuscule affectée d'un 3 en indice ( $k_3, l_3, m_3, \dots$ ).

### Les repères de nivellement

Un repère situé sur un profil de 1<sup>er</sup> ordre est désigné par les lettres des deux polygones de 1<sup>er</sup> ordre situés de part et d'autre du cheminement, suivies d'un numéro d'identification. Par exemple R'X'110 pour un point situé entre les mailles R' et X', et R'V'X' pour le point se trouvant à l'intersection des trois mailles R', V' et X' (Fig. II-5-1).

Les points situés sur les profils de 2<sup>ème</sup> ordre sont désignés par la lettre du polygone de 1<sup>er</sup> ordre à l'intérieur duquel ils se trouvent, suivie des deux lettres minuscules des mailles de 2<sup>ème</sup> ordre situées de part et d'autre du profil et d'un numéro d'identification. Par exemple X'ac 64 pour le point 64 du profil situé dans la maille de 1<sup>er</sup> ordre X', entre les mailles de 2<sup>ème</sup> ordre a et c (Fig. II-5-2).

Les repères de nivellement des profils de 3<sup>ème</sup> ordre sont désignés par les lettres des mailles de 1<sup>er</sup> et 2<sup>ème</sup> ordre, et les lettres minuscules des mailles de 3<sup>ème</sup> ordre situées de part et d'autre suivies d'un numéro d'identification; par exemple X' a  $k_3l_3$  25 sur la Fig. II-5-3. Par raison de facilité, ce repère est

indiqué dans le texte X' a  $k_3l_3$  25.

Un repère de 4<sup>ème</sup> ordre porte seulement un numéro d'identification précédé de l'indicatif de la maille de 3<sup>ème</sup> ordre à l'intérieur de laquelle il se trouve; par exemple X' a  $k_3$  50 sur la Fig. II-5-4.

## 2.3. Précision des données

Depuis 1857, trois réseaux de nivellement ont été réalisés successivement en France.

La précision dépend de l'ordre du profil et de son ancienneté. Elle est donnée par l'écart type sur les mesures de dénivelées entre deux points voisins, exprimé en  $\text{mm}/\text{km}^{1/2}$ . Ces écarts types, déduits des erreurs de fermeture pour les réseaux de nivellement réalisés en France, sont fournis par l'I.G.N. et correspondent à une valeur moyenne pour l'ensemble du réseau national.

Les deux réseaux de nivellement les plus récents (NGF et IGN 69) ont des précisions comparables. En revanche, la précision des mesures du premier réseau (Bourdaloüe) est cinq fois moins bonne. Pour cela, seules les données des réseaux NGF et IGN 69 sont utilisées dans ce travail.

### 2.3.1. Le nivellement Bourdaloüe

P. A. Bourdaloüe est le créateur du nivellement moderne. Les nivellements qu'il réalisa en France entre 1857 et 1868 constituent un des tous premiers réseaux au monde. Bien que très faible pour l'époque, l'erreur probable kilométrique, liée à la précision du matériel, atteignait 8 mm. Pour une distance donnée (en km) l'écart type est de  $15 \text{ mm}/\text{km}^{1/2}$  (Duquenne et Jeannot, 1989).

### 2.3.2. Le nivellement Lallemand (NGF)

C. Lallemand, en modernisant les méthodes et les instruments de mesure, accroît la précision des résultats. Il réalise le second nivellement en France entre 1885 et 1910, nommé Nivellement Général de la

Ordre	Erreur probable kilométrique (en mm)	Ecart-type (en $\text{mm}/\text{km}^{1/2}$ )	Tolérance (en $\text{mm}/\text{km}^{1/2}$ )
Premier	1,3	1,9	5,2
Deuxième	1,5	2,6	6,0
Troisième	2,0	2,6	8,0
Quatrième	3,0	4,5	12,0

Tab. II-1. Précisions moyennes des nivellements IGN 69 suivant l'ordre d'observation, données par l'IGN.

France (NGF).

Les profils de premier et second ordre ont été mesurés en aller et retour, d'où un écart type assez faible de  $2,6 \text{ mm/km}^{1/2}$  sur l'ensemble du réseau. En revanche, le nivellement de troisième ordre a été réalisé en aller simple. L'écart type sur ces mesures a été déduit de la différence de précision entre aller et retour et aller simple du réseau IGN 69 et de l'écart type des nivelées mesurées en aller et retour du NGF. La valeur ainsi déduite est  $3,5 \text{ mm/km}^{1/2}$ .

### 2.3.3. Le nivellement de l'Institut Géographique National (IGN)

Ce réseau, dit IGN 69, réalisé entre 1965 et 1979, reprend le réseau NGF, dont près de 50% des repères ont disparus, et entreprend des rattachements importants avec les pays voisins.

L'écart type sur les profils de premier ordre, nivelés en aller et retour, est de  $1,9 \text{ mm/km}^{1/2}$ . Les nivellements des second et troisième ordres ont été effectués en aller simple, et ont le même écart type de  $2,6 \text{ mm/km}^{1/2}$  (Tab. II-1).

## 3. - COMPARAISONS DE NIVELLEMENTS

Elles sont basées sur les données des réseaux nivelés deux fois ou plus. Elles consistent à faire la différence des dénivelées mesurées lors du nivellement récent et du nivellement ancien, entre deux repères de nivellement communs.

L'analyse des données de comparaison de nivellements se pratique à deux niveaux.

Tout d'abord l'analyse des profils bruts met en évidence des mouvements verticaux locaux.

Une seconde approche consiste à compenser les données (Abours, 1979, Gubler *et al.*, 1981, Fourniguet, 1987, Lenôte, 1992 et Jouanne, 1994). On répartit les erreurs liées à la précision des mesures sur l'ensemble des profils, et on fixe une origine commune aux données ainsi traitées. Ceci permet une représentation en carte de déplacements verticaux des repères de nivellements par rapport à un point de référence, et ainsi une analyse des mouvements à grande longueur d'onde en plus des mouvements localisés.

### 3.1. Comparaisons de nivellements à partir des données brutes

Afin d'allier densité et précision des données, les réseaux de 1<sup>er</sup>, 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> ordre ont été étudiés. Ceci permet de traiter des profils ayant des orientations diverses, augmentant ainsi la probabilité de recouper des structures géologiques actives.

La première étape du travail consiste à homogénéiser les données. Tout d'abord on retient les valeurs des dénivelées dont les corrections apportées sont communes aux deux époques de mesures. Ensuite, il est préférable d'étudier les mouvements verticaux au cours d'un même laps de temps à l'échelle du réseau.

#### 3.1.1. Homogénéité des valeurs: le système d'altitudes

Les précisions des données signalées précédemment ont conduit à ne comparer que les deux nivellements les plus récents, le NGF et l'IGN 69.

Toutefois, les altitudes recueillies sur les fiches de l'IGN, n'ont pas fait l'objet des mêmes corrections en fonction de l'ordre des profils. Seules les différences de dénivelées brutes des profils de 1<sup>er</sup> et 2<sup>ème</sup> ordre sont corrigées de la correction orthométrique (calculée à partir d'une valeur moyenne de la pesanteur sur la normale au géoïde; Abours, 1979; Maillard, 1990). Afin de répondre au critère d'homogénéité des valeurs comparées (Terrier *et al.*, 1989; Terrier, 1991), comme nous utilisons dans ce travail les données du 3<sup>ème</sup> ordre, seules les dénivelées brutes sont prises en compte.

#### 3.1.2. Homogénéité des données dans le temps

L'importante dimension du réseau de nivellement français, implique des mesures étalées dans le temps.

Les périodes de temps au cours desquelles les différents ordres des réseaux NGF et IGN 69 ont été mesurés, dans la région étudiée, sont de l'ordre de la dizaine d'années (Tab. II-2).

Cette non instantanéité des mesures dans le temps conduit à comparer les vitesses de déplacement entre deux points et non les différences de dénivelées (Holdhal, 1975 et Abours, 1979). Les périodes entre les campagnes de mesures NGF et IGN 69 variant autour de la centaine d'années, les différences de dénivelées entre deux points sont ramenées à 100 ans, ce qui

	Premier ordre	Deuxième ordre	Troisième ordre
NGF	1886 - 1898	1886 - 1901	1897 - 1907
IGN 69	1968 - 1969	1969 - 1979	1971 - 1982

Tab. II-2. Périodes de mesures des réseaux de nivellements.

Ordre des profils de nivellement	a <sub>1</sub> (en mm/km <sup>1/2</sup> )	a <sub>2</sub> (en mm/km <sup>1/2</sup> )
Premier ordre	2,6 (aller et retour)	1,9 (aller et retour)
Deuxième ordre	2,6 (aller et retour)	2,6 (aller simple)
Troisième ordre	3,5 (aller simple)	2,6 (aller simple)

Tab. II-3. Ecarts types sur les mesures de nivellements. a<sub>1</sub> est l'écart type sur les mesures anciennes (NGF) et a<sub>2</sub> sur les mesures récentes (IGN 69).

équivalent à prendre en compte des vitesses de déplacements verticaux.

Pour cela il est nécessaire de faire l'hypothèse que les vitesses de déplacement vertical sont constantes pendant la période séparant les deux mesures (Fujii, 1993). Cette hypothèse est réaliste si l'on considère que la région étudiée n'a pas subi de séisme majeur durant l'intervalle de mesures et que la déformation asismique se fait à vitesse constante.

Les comparaisons portent donc sur les différences de dénivelées  $Den_i$ , entre deux points voisins  $i$  et  $i+1$ , mesurées à deux époques  $t_1$  et  $t_2$ , ramenées à 100 ans:

$$\Delta Den = \frac{Den_i^{t_2} - Den_i^{t_1}}{t_2 - t_1} \cdot 100$$

Cette utilisation des taux de déplacement est d'autant meilleure que l'intervalle de temps entre deux campagnes de mesures est grand comparé au temps utilisé pour chacune de ces mesures (Gubler *et al.*, 1981).

Par ailleurs, les vitesses de mouvements ainsi obtenues sur 100 ans ne peuvent pas être extrapolées sur des durées supérieures sans autre argument, que ce soit dans le passé ou dans le futur (Lenôtre *et al.*, 1993).

### 3.1.3. Discordance N-S entre les nivellements NGF et IGN 69

La comparaison entre les profils de 1<sup>er</sup> ordre des nivellements NGF et IGN 69 montre une discordance N-S systématique qui atteint 60 cm entre Marseille et Dunkerque, en 1235 km de cheminement (Kasser, 1989). La nature de cette discordance, dont la composante E-W est quasiment nulle, est pour l'instant inconnue. A l'échelle du réseau que nous avons étudié, la prise en compte de ce phénomène se traduirait par un basculement d'environ 10 cm vers le Nord. Ce gradient serait ainsi introduit par une correction mal contrainte

dans la région étudiée. Par ailleurs, l'essentiel des mouvements que nous étudions sont orthogonaux à cette discordance. Seuls les mouvements de grande longueur d'onde N-S seraient affectés d'un basculement vers le Nord, par rapport aux données brutes; il serait de toute façon impossible d'interpréter les mouvements ainsi corrigés, compte tenu de l'origine inconnue de la discordance. La validité de la signification des mouvements verticaux de petite longueur d'onde, ou de grande longueur d'onde E-W, est indépendante de la prise en compte du facteur correctif N-S. Pour ces raisons, nous n'avons pas jugé utile d'appliquer cette correction aux données utilisées.

## 3.2. Comparaisons de nivellements à partir de données compensées

### 3.2.1. Compensation des données

Le réseau est compensé dans son ensemble, à partir d'un point fixe de référence dont on considère, arbitrairement, que la vitesse est nulle. Ce point est pris de préférence sur un profil de la plus haute précision (1<sup>er</sup> ordre), sur une portion présentant le moins de mouvement possible (à priori stable). Ce point doit, de plus, être choisi dans la partie centrale du réseau, afin de limiter la propagation d'erreurs lorsque l'on s'en éloigne.

Comparaison	Ecart type
1 <sup>er</sup> ordre / 1 <sup>er</sup> ordre	$3.2 \cdot D^{1/2} / (t_2 - t_1)$
2 <sup>ème</sup> ordre / 2 <sup>ème</sup> ordre	$3.7 \cdot D^{1/2} / (t_2 - t_1)$
3 <sup>ème</sup> ordre / 3 <sup>ème</sup> ordre	$4.3 \cdot D^{1/2} / (t_2 - t_1)$

Tab. II-4. Ecarts types sur les différences de vitesses de déplacement.

Dans ce calcul, effectué avec le logiciel GEOLAB, un poids différent est accordé aux mesures, en fonction de leur âge et de leur précision. Cette pondération est égale à l'inverse des écarts types des différences de vitesse, déterminés d'après les écarts types sur les mesures (Tab. II-3). Ces écarts types sont fonction des précisions définies précédemment.

La loi permettant d'obtenir les écarts types sur les différences de vitesses est de la forme:

$$\sigma = \frac{\sqrt{(a_1^2 + a_2^2) \cdot D}}{t_2 - t_1} \cdot 100$$

avec:

$\sigma$ : écart type des différences de vitesses ramenés à 100 ans (en mm)

D: distance entre deux repères de nivellement (en km)

$t_1$ : année de la première mesure des dénivelées (NGF)

$t_2$ : année de la seconde mesure des dénivelées (IGN 69).

Ce qui donne en fonction de l'ordre des profils:

Le calcul de compensation consiste en l'ajustement par moindres carrés des vitesses  $V_i$  (seconde méthode de Holdhal, in Jouanne, 1994). Il est basé sur  $n$  relations (1) d'observations et une équation (2) de condition par cheminement fermé (Holdhal, 1975):

$$(1) \quad (V_{P_{i+1}} - V_{P_i}) - \frac{Den_{t_2} - Den_{t_1}}{t_2 - t_1} = e_i$$

$$(2) \quad \sum_{i=1}^n \Delta V_{P_i} = 0$$

avec:

$V_{P_i}$ : taux de déplacement vertical du repère  $i$ ;

$Den_{t_1}$ : dénivelée entre les repères  $i$  et  $i+1$  à la date  $t_1$ ;

$t_2 - t_1$ : période séparant les deux campagnes de mesures;

$e_i$ : erreur sur la mesure.

### 3.2.2. Rapport entre distances entre points et mouvements significatifs

Les erreurs exposées dans le paragraphe 2-3-3, évoluent selon une loi en racine carrée en fonction de la distance. En fonction des erreurs probables kilométriques, les mouvements dépassant les valeurs proposées dans le tableau suivant (Tab. II-5), sont significatifs.

Ainsi, les mouvements localisés, déduits de comparaisons de nivellements réalisés à 80 ans d'intervalle, sont significatifs dès que leur vitesse est supérieure à 0,12 mm/an par rapport à un point voisin situé à 5 km, quel que soit l'ordre du profil. Cette valeur minimale significative est inférieure à 0,1 mm/an sur un profil de 1<sup>er</sup> ordre. Elle est de moins de 0,05 mm/an pour une distance de 1,5 km entre points voisins d'un profil de 1<sup>er</sup> ordre (distance fréquente dans les Alpes occidentales: cf Tab. II-6). Sur ces distances, il est donc possible de détecter des mouvements verticaux peu rapides, comme c'est le cas dans les Alpes nord-occidentales pour les mouvements d'origine tectonique.

En revanche, les mouvements de grande longueur d'onde seront moins souvent significatifs, étant donné qu'il est nécessaire que les taux de déplacements verticaux sur 50 km soient supérieurs à 0,3 mm/an (1<sup>er</sup> ordre), 0,35 mm/an (2<sup>ème</sup> ordre) et 0,4 mm/an (3<sup>ème</sup> ordre). A 200 km, les vitesses de déplacements verticaux sont significatives lorsqu'elles sont supérieures à 0,6 mm/an.

### 3.2.3. Critiques de la méthode

L'erreur de fermeture sur une maille est d'autant plus grande que les profils suivent des cheminements à forte pente. Cette erreur est généralement portée en grande partie par une seule portion de profil, empruntant une route de montagne, et dont la précision des mesures n'est pas optimale (3<sup>ème</sup> ordre). Ce cas de figure se présente souvent dans les Alpes. La compensation d'une telle maille répartit l'erreur importante sur l'ensemble des profils (y compris sur les

	5 km	10 km	50 km	100 km	200 km
1 <sup>er</sup> ordre	0,09	0,13	0,28	0,40	0,57
2 <sup>ème</sup> ordre	0,10	0,15	0,33	0,46	0,65
3 <sup>ème</sup> ordre	0,12	0,17	0,38	0,54	0,76

Tab. II-5. Valeurs minimales des vitesses (en mm/an) de mouvements verticaux significatives en fonction de l'ordre du profil et de la distance entre les points concernés. Ces calculs sont effectués pour la comparaison de deux nivellements réalisés à 80 ans d'intervalle.

PROFIL DE PREMIER ORDRE IX'  
 Comparaison des nivellements effectués en 1890 et 1969

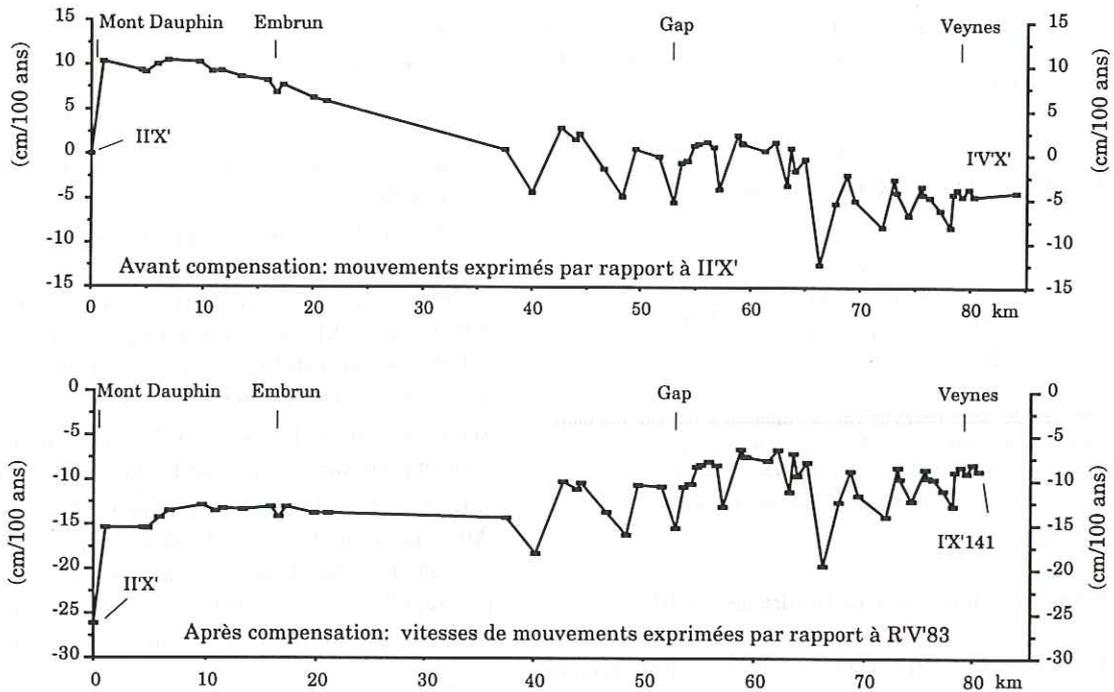


Fig.II-6. Basculement le long d'un profil de nivellement introduit par la compensation d'une maille dont l'erreur de fermeture est élevée.

PROFIL DE PREMIER ORDRE IX'  
 Comparaison des nivellements effectués en 1890 et 1969

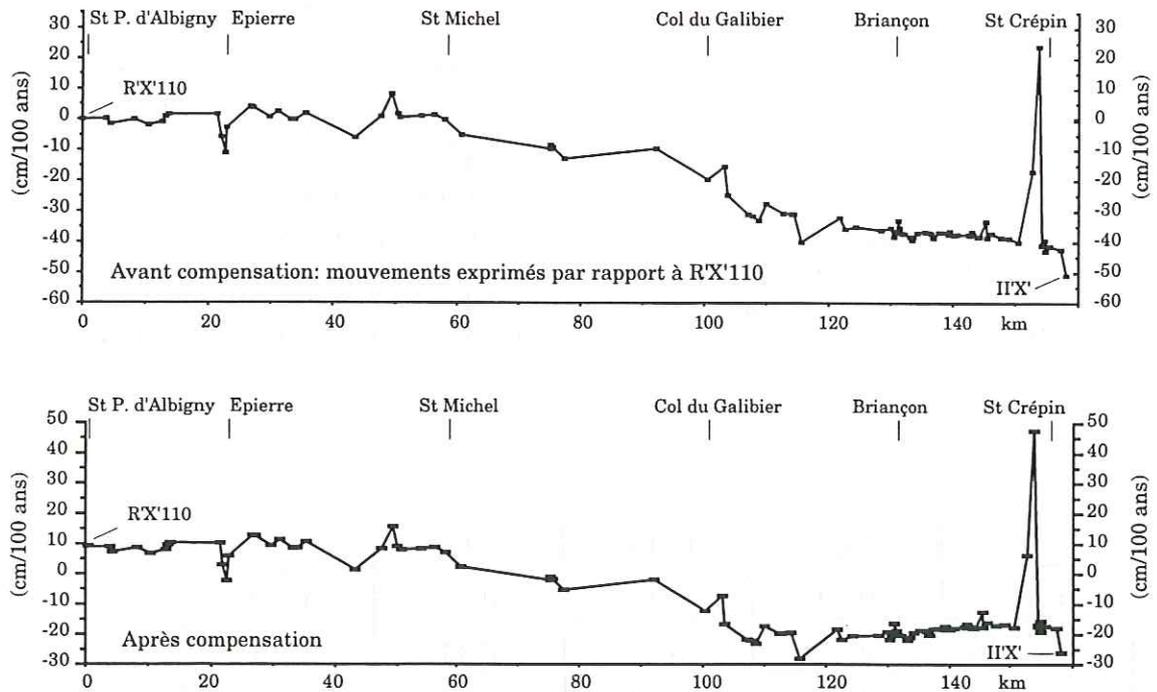


Fig. II-7. Comparaison entre les graphes de comparaison de nivellements d'un profil avant et après compensation d'une maille à bonne fermeture.

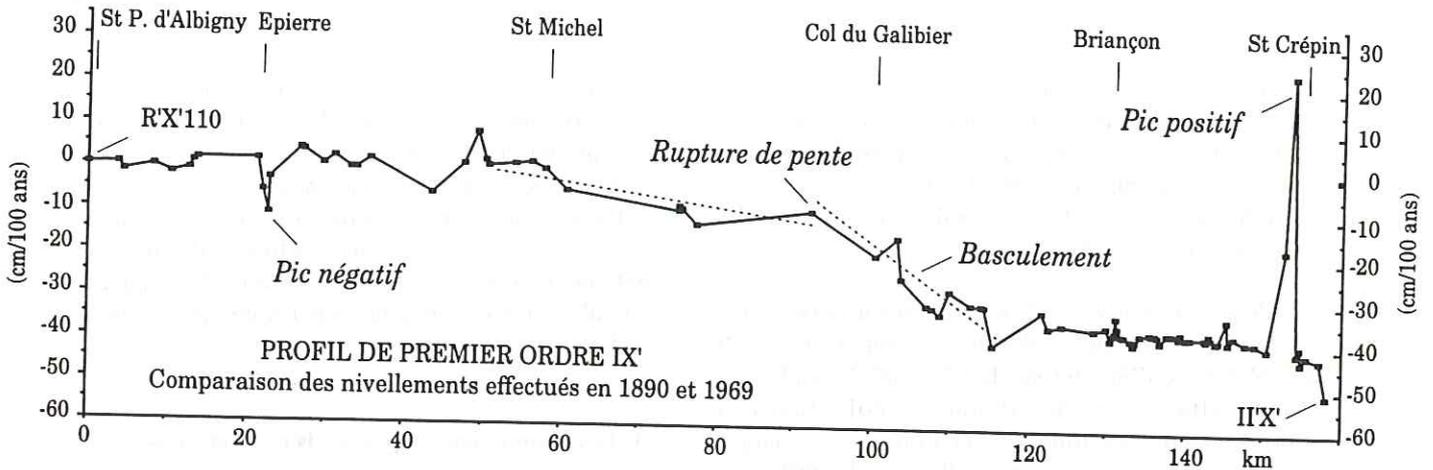


Fig. II-8. Exemple de profil de comparaison de nivellements présentant les différentes anomalies localisées.

profils de haute précision de la maille se trouvant dans les vallées (1<sup>er</sup> ordre). Il n'est alors plus possible de faire la part du bruit des mesures de celui introduit par le calcul (Fig. II-6).

En revanche, les profils compensés d'une maille dont l'erreur de fermeture est faible ne montrent pas de différences notables avec les profils bruts: la répartition de la faible erreur de fermeture de la maille sur les kilomètres de profils est négligeable (Fig. II-7).

L'intérêt principal des compensations est donc de donner une origine commune aux mouvements verticaux pour tous les profils, et de raisonner en mouvements relatifs à l'échelle de la région étudiée.

Il faut cependant faire attention au mode de représentation, qui figure des taux de déplacements verticaux par rapport à un point choisi arbitrairement, et non des mouvements verticaux positifs ou négatifs absolus.

### 3.3. Méthodes d'interprétation

Il existe plusieurs niveaux d'interprétation des données des mouvements verticaux à partir des comparaisons de nivellements.

Dès l'acquisition des données brutes et jusqu'aux résultats des compensations, l'interprétation des profils, révèle des mouvements locaux.

La réalisation de cartes permet une visualisation des résultats différente de celle des profils, essentielle pour l'étude des déplacements verticaux régionaux de grande longueur d'onde.

#### 3.3.1. Interprétation des comparaisons des données brutes

Les résultats sont présentés sur des graphes, dans lesquels le taux de déplacement vertical (mouvements ramenés à 100 ans) est en ordonnée, et la distance horizontale entre deux repères en abscisse (Fig. II-8). Ces graphes révèlent des anomalies locales sous forme de:

- ruptures de pentes;
- anomalies ponctuelles (pics négatifs ou positifs);
- points d'inflexion;
- basculements.

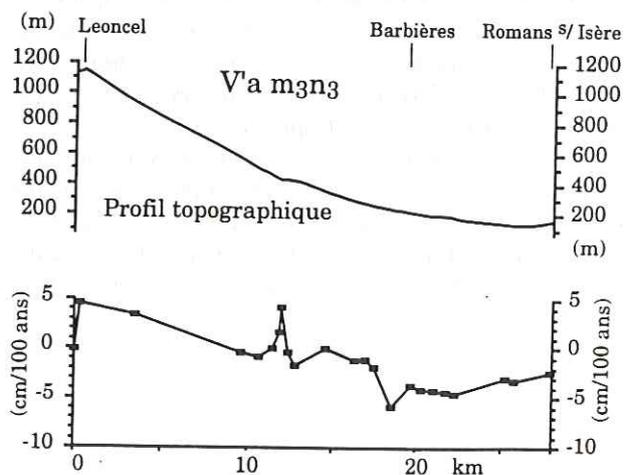


Fig. II-9. Exemple de profil de comparaison de nivellements présentant une corrélation avec la topographie.

Pour interpréter les pentes visibles sur ces graphes, il est nécessaire de les comparer avec la topographie. En effet, si le tracé des différences de dénivelées montre une corrélation nette avec la topographie de la section nivelée, ces pentes ne pourront pas être interprétées comme des mouvements verticaux de manière fiable (**Fig. II-9**). Cette corrélation est le résultat d'une erreur possible sur l'échelle des mires ayant servi à l'un des nivellements, erreur qui se répercute dans les différences entre dénivelées anciennes et récentes (Abours, 1979).

Dans tous les cas, les éventuelles anomalies locales demeurent interprétables.

Ce premier niveau d'interprétation permet une vision en une dimension des mouvements verticaux. Il est nécessaire d'insister sur la nécessité de confronter ces résultats avec des données géologiques et morphostructurales afin d'établir l'origine (tectonique ou autre) de ces mouvements (Colleau *et al.*, 1991).

### 3.3.2. *Interprétation des comparaisons des données compensées*

Le principal intérêt des résultats est de présenter des valeurs corrigées d'une partie des erreurs aléatoires (en tenant compte des remarques du § 3-2-2), mais surtout de rapporter les taux de déplacements verticaux de tous les repères de nivellement à une origine commune.

En outre, ce second niveau d'interprétation permet une représentation en carte des mouvements verticaux. Cette cartographie permet en particuliers de visualiser les mouvements à grande longueur d'onde.

La confrontation de telles cartes de vitesses de déplacements verticaux avec des cartes géologiques de même échelle, permet de voir si les mouvements sont localisés à l'aplomb de failles connues.

### 3.4. Conclusion

L'étude des mouvements verticaux par comparaison de nivellements successifs se fait en plusieurs étapes. Aux différents niveaux de saisie des données, de calculs des différences de dénivelées et de compensations, il est possible de faire des interprétations en terme de mouvements verticaux des repères de nivellement. Par la suite, il s'agit de rechercher l'origine de ces mouvements. Ces différentes étapes du traitement des données de comparaison de nivellement sont résumées sur la **Fig. II-10**.

## 4. - LES PHÉNOMÈNES SUSCEPTIBLES DE PRODUIRE DES MOUVEMENTS VERTICAUX

Le but principal des comparaisons de nivellement ici mises en oeuvre est de caractériser des déformations d'origine tectonique, bien que la tectonique ne soit pas la seule cause de mouvements verticaux. Les différents phénomènes susceptibles de créer des déplacements verticaux, ont été classés en deux grandes catégories (Fourniguet, 1987) selon qu'ils sont superficiels et atectoniques, ou profonds et tectoniques.

Ils engendrent des vitesses de déformation différentes, et affectent des volumes de matières également différents. Ils ne montrent donc pas, en général, la même signature sur les comparaisons de nivellements.

### 4.1. Les phénomènes superficiels et atectoniques

Ce sont des mouvements de terrains, tels les coulées, les écroulements, les glissements, la solifluxion ou la reptation qui peuvent être dotés de vitesses mesurables par la comparaison de nivellements successifs (Fourniguet, 1987).

Les écroulements, effondrements, glissements et coulées, bien que rapides et discontinus, peuvent être pris en compte par les comparaisons de nivellements, si ils interviennent entre deux mesures (**Fig. II-35**).

### 4.2. Les phénomènes profonds et tectoniques

Les mouvements que nous cherchons à détecter sont d'origine tectonique, et leurs processus sont dits "lents". Leur durée varie du million d'années à la centaine de milliers d'années pour le Quaternaire, alors que l'unité de temps utilisée est la centaine d'années.

Les comparaisons de nivellement n'enregistrent donc qu'un incrément d'un continuum de déformation. Cet enregistrement peut refléter le régime moyen de la déformation (avec des vitesses de l'ordre de un à quelques millimètres par an), ou une fraction "anormalement rapide", due au rejeu d'une faille, s'accompagnant ou non d'une activité sismique. Par ailleurs, les mouvements tectoniques possèdent une composante horizontale comparable à leur composante verticale, ce qui peut être vérifié par d'autres méthodes (comparaison de triangulations par exemple).

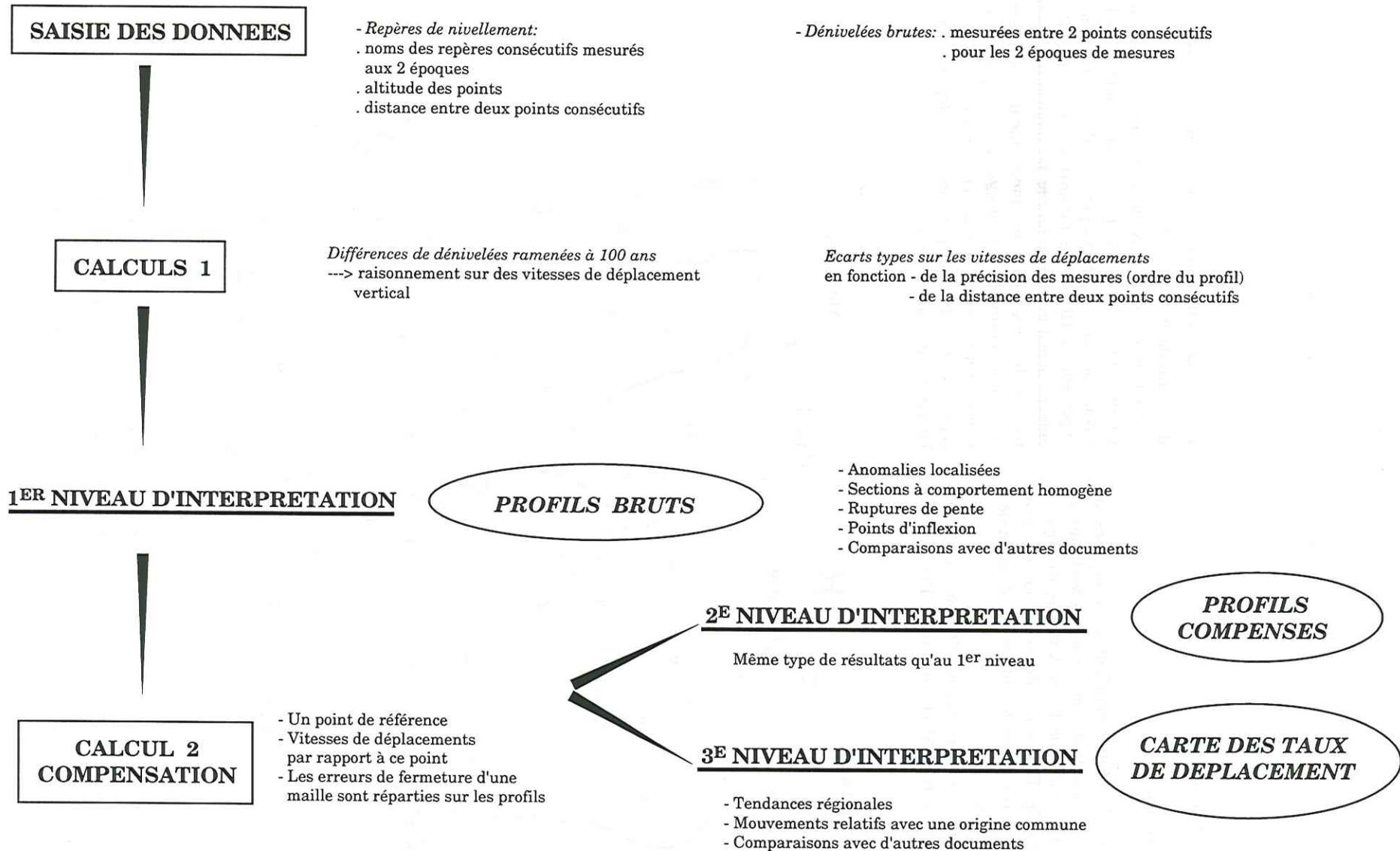


Fig. II-10. Résumé des différents niveaux d'exploitation et d'interprétation des comparaisons de nivellements.

## CHAPITRE 2

**ETUDE DES MOUVEMENTS VERTICAUX ACTUELS  
DANS LES ALPES OCCIDENTALES FRANÇAISES AU SUD DE CHAMBÉRY**

## 1. - DONNÉES UTILISÉES

## 1.1. Introduction

La partie des Alpes occidentales françaises sur laquelle porte l'étude des mouvements verticaux est située entre les villes de Lyon, Valence, Briançon et Albertville (Fig. II-11). Les déplacements verticaux sont étudiés en comparant les différences de dénivelées NGF et IGN 69.

Ce travail, pour le réseau de 1<sup>er</sup> ordre, a déjà été effectué par le BRGM (Fourniguet, 1987). Pour

resserrer la maille d'étude, nous incluons les données des profils de 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> ordre.

Certains repères de nivellement se révélant être sur un support instable ne sont pas pris en compte. C'est le cas quand un seul repère présente des mouvements supérieurs à 10 cm par rapport à ses voisins. Par ailleurs, quand le long de profils, les mouvements sont très faibles, les points aux mouvements anormaux (quelques centimètres) sont également supprimés de l'étude. En revanche, lorsque ce sont au moins deux repères consécutifs qui présentent des déplacements importants, ils sont conservés.

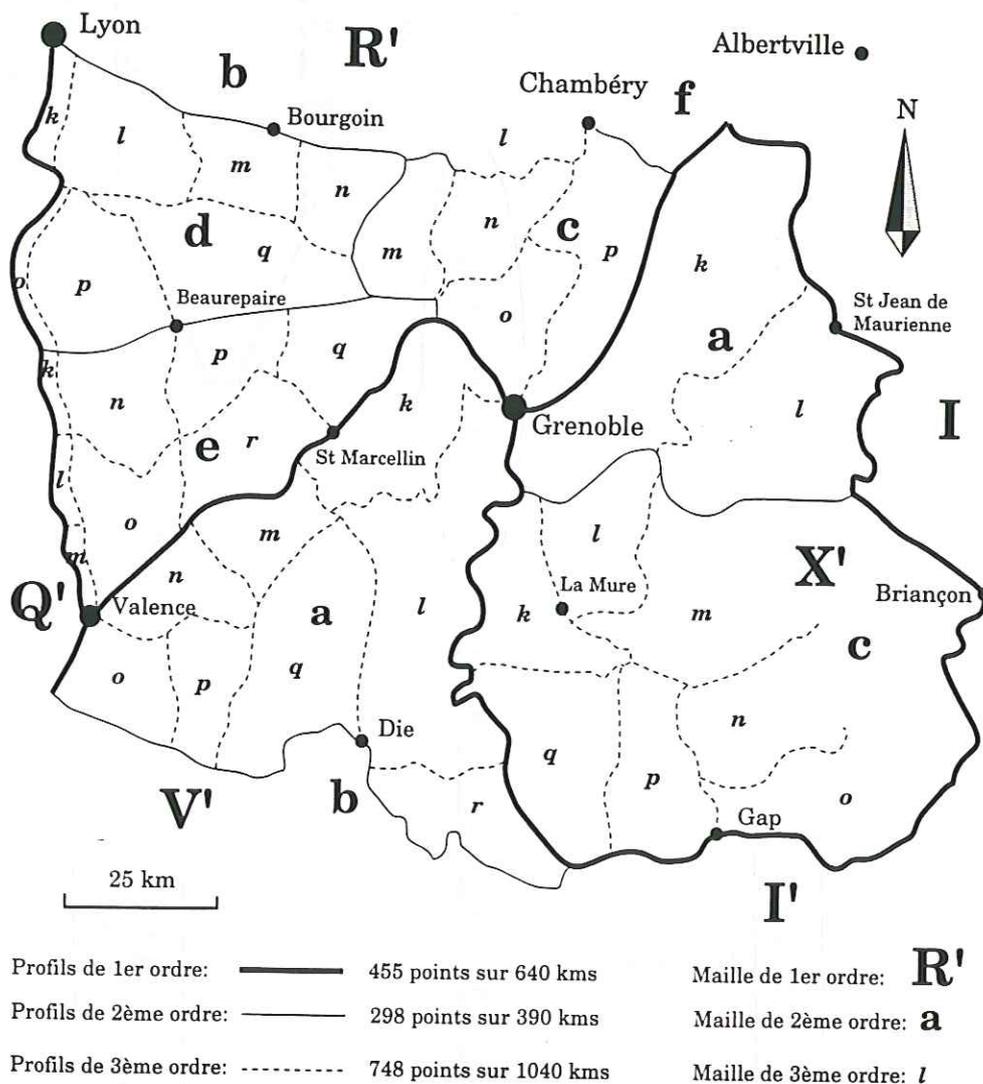


Fig. II-11. Profils de nivellement de 1<sup>er</sup>, 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> ordre, formant le réseau étudié des Alpes nord-occidentales (1500 points sur plus de 2000 kms de profils, soit une densité de 1 point tous les 1,4 km).

Dans un premier temps, les déplacements des repères de nivellement sont étudiés. Ce n'est que dans un second temps que leur origine (tectonique, glissement, autre...) est discutée.

Au total plus de 1500 points répartis sur 2000 kilomètres de profils sont pris en compte, de manières différentes de par l'hétérogénéité de leurs qualités.

### 1.2. Données brutes

Les graphes de comparaison de nivellements ont été réalisés pour tous les profils (annexe 2). Pour les profils non compensés, ce sont les données brutes qui sont représentées. Les tendances générales, les mouvements verticaux de grande longueur d'onde ne peuvent pas être étudiés à partir de telles données. Seuls les déplacements localisés peuvent avoir une signification physique.

En outre, ces graphes permettent d'établir des

corrélations entre les mouvements verticaux et la topographie.

### 1.3. Données compensées

L'erreur de fermeture de certaines des mailles étudiées est assez grande (Fig. II-12).

Afin de ne pas entacher d'erreurs des mesures de bonne qualité (1<sup>er</sup> ordre) par la répartition d'une forte valeur d'erreur sur l'ensemble des profils d'une maille, seuls sont compensés les profils formant des mailles dont la fermeture, pour les mesures anciennes, est inférieure à 8 cm pour une maille d'environ 90 km (Fig. II-13).

Cela représente environ 1300 repères de nivellement communs aux deux campagnes, NGF et IGN 69, répartis sur plus de 1750 km de profils (Tab. II-6).

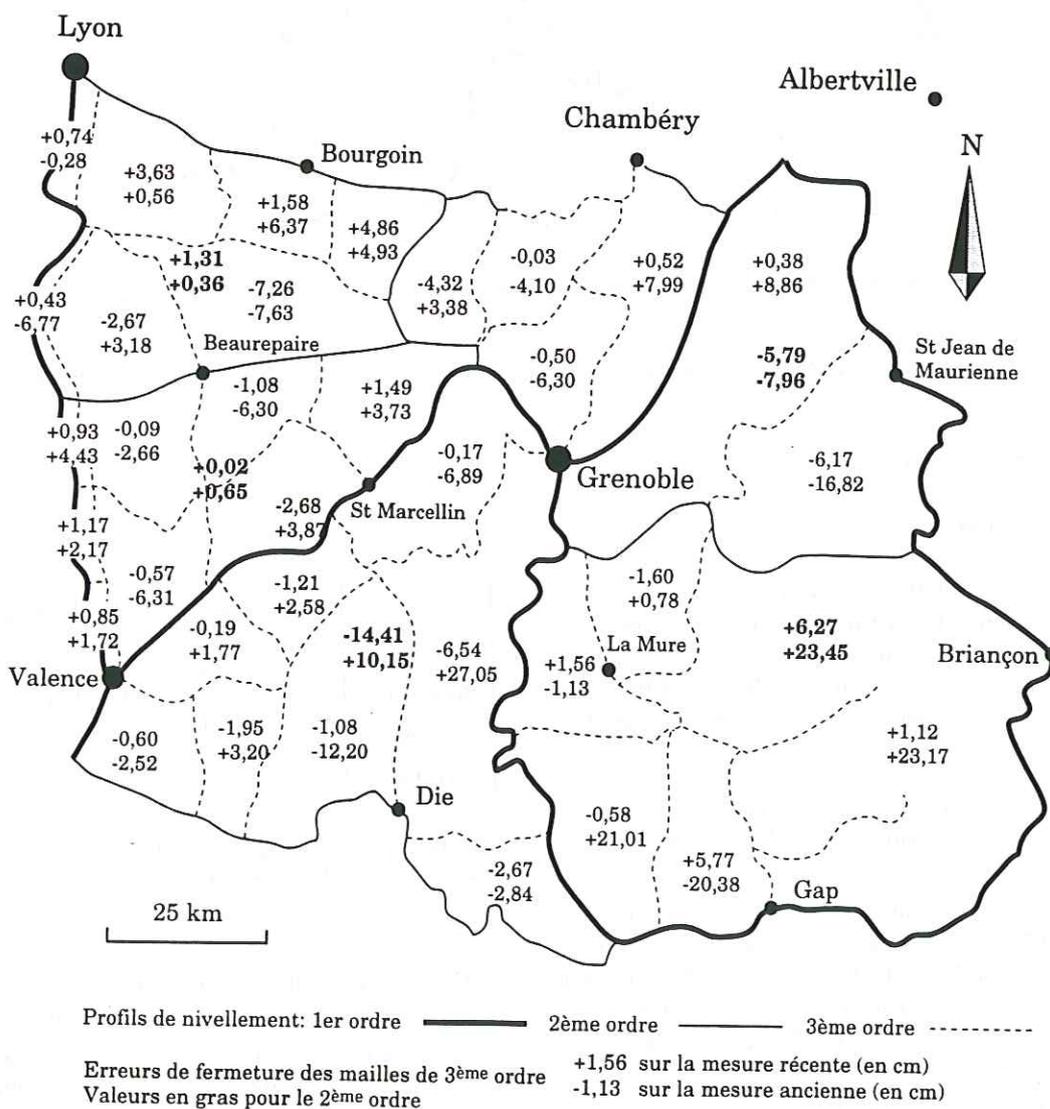


Fig. II-12. Fermeture des mailles de 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> ordre du réseau de nivellement étudié.



Dans ce paragraphe, nous présentons tout d'abord les options utilisées dans les calculs de compensation. Ensuite, nous décrivons les différentes compensations effectuées dans le but d'optimiser quantité et qualité des données traitées. Pour finir, nous présentons les différents modes de représentation utilisés.

## 2.2. Options retenues pour les calculs des compensations

Les compensations, réalisées avec le logiciel GEOLAB, portent sur les vitesses des déplacements verticaux entre repères de nivellement communs voisins. Ces valeurs sont associées à un écart-type, estimation de la précision de la mesure (§ 3-2-1).

### 2.2.1. Choix des points de références

Pour chacune des compensations, un point de référence est choisi, dont on fixe la vitesse de mouvement vertical à zéro. C'est par rapport à ce point que sont exprimées les vitesses de déplacement de tous les autres repères étudiés.

Nous avons choisi successivement deux points de référence, afin d'étudier l'effet de ce choix, d'une part sur les résultats des compensations, d'autre part sur leur représentation. Les mouvements verticaux relatifs entre repères sont les mêmes pour les deux compensations, mais les zones qui "montent" et qui "descendent" sont différentes, le zéro étant différent. Le fait d'avoir la vision des mêmes mouvements à partir de deux zéros différents évite de figer les interprétations à partir d'une image unique.

Les points fixés sont les repères de nivellement R'V' 83, situé à Saint Marcellin dans le Bas Dauphiné et V'X' 93 situé à Saint Martin de la Cluse, 20 km au Sud de Grenoble.

### 2-2-2 Caractéristiques des compensations

Les fichiers des données rentrées pour le calcul de compensations sont de la forme:

Point Pi	Point Pi+1	Vitesse relative (en m/100 ans)	Ecart type
RV80	RV83	0,000732	0,004320
RV83	RV85	0,004268	0,002789
RV85	RV86	0,002195	0,001985

## 2.3. Les différentes compensations réalisées

### 2.3.1. Compensation des données de 1<sup>er</sup> et 2<sup>ème</sup> ordre de bonne qualité

La compensation des données de 1<sup>er</sup> et 2<sup>ème</sup> ordre de bonne qualité théorique sert de base (Fig. II-14) à la recherche de l'optimisation "quantité / qualité" des

données traitées.

Les vitesses des déplacements verticaux le long de ces profils sont compensées en bloc, en donnant un poids plus important au 1<sup>er</sup> ordre (cf Chapitre Méthodes). Les principales caractéristiques de cette compensation sont résumées dans le Tab. II-7.

### 2.3.2. Deuxième compensation

Lors de la deuxième compensation, certains profils de 3<sup>ème</sup> ordre sont ajoutés aux profils utilisés dans la première (compensation de référence) (Fig. II-15).

La maille de 2<sup>ème</sup> ordre V'a a une mauvaise fermeture (-14,41 cm sur la mesure récente et +10,15 cm sur la mesure ancienne), en grande partie due à des erreurs localisées sur le profil V'ab. En conséquence, V'ab ainsi que les profils de 3<sup>ème</sup> ordre de la maille V'a ne sont pas pris en compte dans cette compensation. Seuls sont utilisés les profils de 3<sup>ème</sup> ordre des mailles R'd, R'e et R'c, ainsi que ceux de la maille X'c formant des mailles de 3<sup>ème</sup> ordre dont la fermeture est acceptable. Les taux de déplacements verticaux le long des profils de 1<sup>er</sup>, 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> ordre sont compensés en bloc. Un poids différent est affecté aux données en fonction de l'ordre du profil. Les principales caractéristiques de cette compensation sont résumées dans le Tab. II-8.

### 2.3.3. Troisième compensation

Tous les profils formant des mailles de 3<sup>ème</sup> ordre dont la fermeture est acceptable sont compensés d'un bloc, les valeurs étant affectées d'un poids différent en fonction de l'ordre du profil. En fait, dans cette compensation, sont introduits une partie du profil V'ab ainsi que certains profils de 3<sup>ème</sup> ordre de la maille V'a, en plus des données de la précédente compensation (Tab. II-9 et Fig. II-16).

### 2.3.4. Compensation globale

Afin de représenter sur une seule carte, avec une origine commune, les vitesses des déplacements verticaux de l'ensemble du réseau utilisé dans les Alpes nord-occidentales, un dernier calcul est réalisé, qui regroupe tous les profils (Fig. II-17). Cependant, il n'est pas possible de compenser d'un seul bloc l'ensemble des données, certaines mailles de 3<sup>ème</sup> ordre ayant des fermetures trop mauvaises (Fig. II-12).

Pour résoudre ce problème, nous avons utilisé une méthode pratiquée par l'IGN. Celle-ci consiste à caler les données des profils d'un ordre sur les valeurs issues de la compensation des profils de l'ordre supérieur. C'est à dire que nous avons affecté aux extrémités des profils rajoutés, les valeurs issues des vitesses des

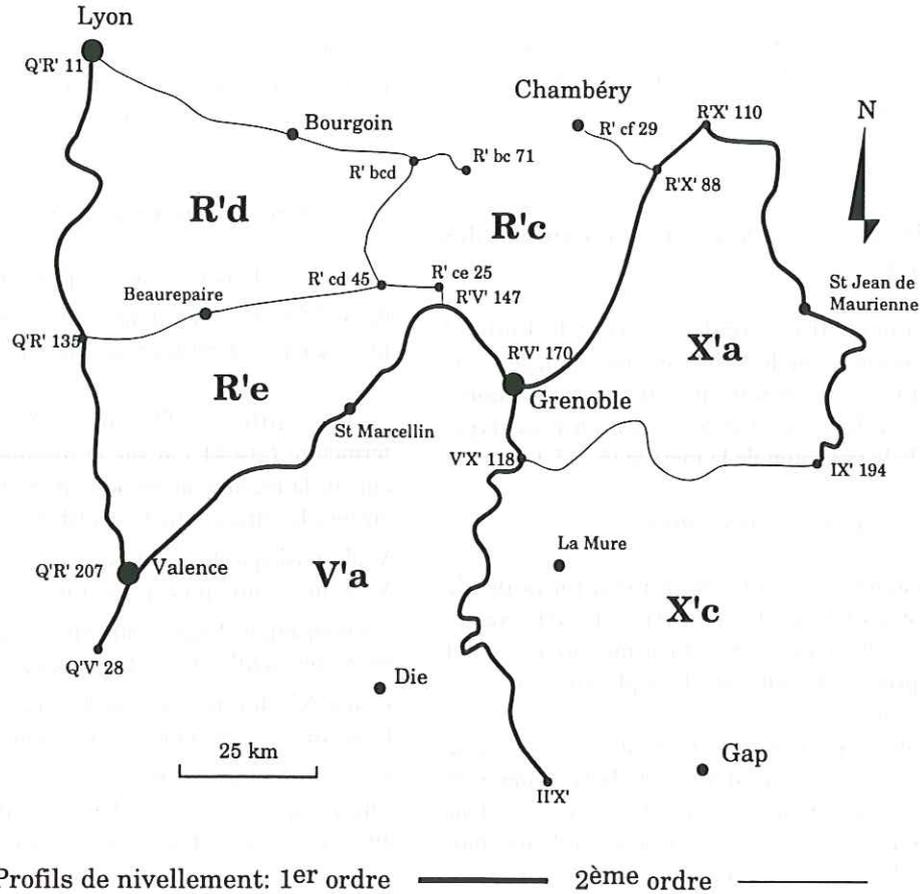


Fig. II-14. Réseau des profils de 1<sup>er</sup> et 2<sup>ème</sup> ordre utilisés dans la compensation de base.

<i>Nature des observations</i>	
Nombre de repères	505
Nombre de repères fixés	1
Nombre de repères libres	504
Vitesses des déplacements relatifs	507
Degré de liberté (Différence entre nbre de points et de vitesses calculées)	3
<i>Options de calcul</i>	
Mode de compensation	ajustement
Nombre max. d'itérations (Nbre de fois que les résultats sont réinjectés pour un nouveau calcul)	3
Critère de convergence (Valeur minimale de différence entre vitesses initiale et compensée pour laquelle une itération de calcul est lancée)	0,001
Taux de confiance	95%
Critère de rejet des résidus	Taux Max
<i>Résultats du calcul</i>	
Nombre d'itérations final	2
Facteur de variance estimé	0,4641
Nombre de résidus hors norme	0

Tab. II-7. Principales caractéristiques de la première compensation.





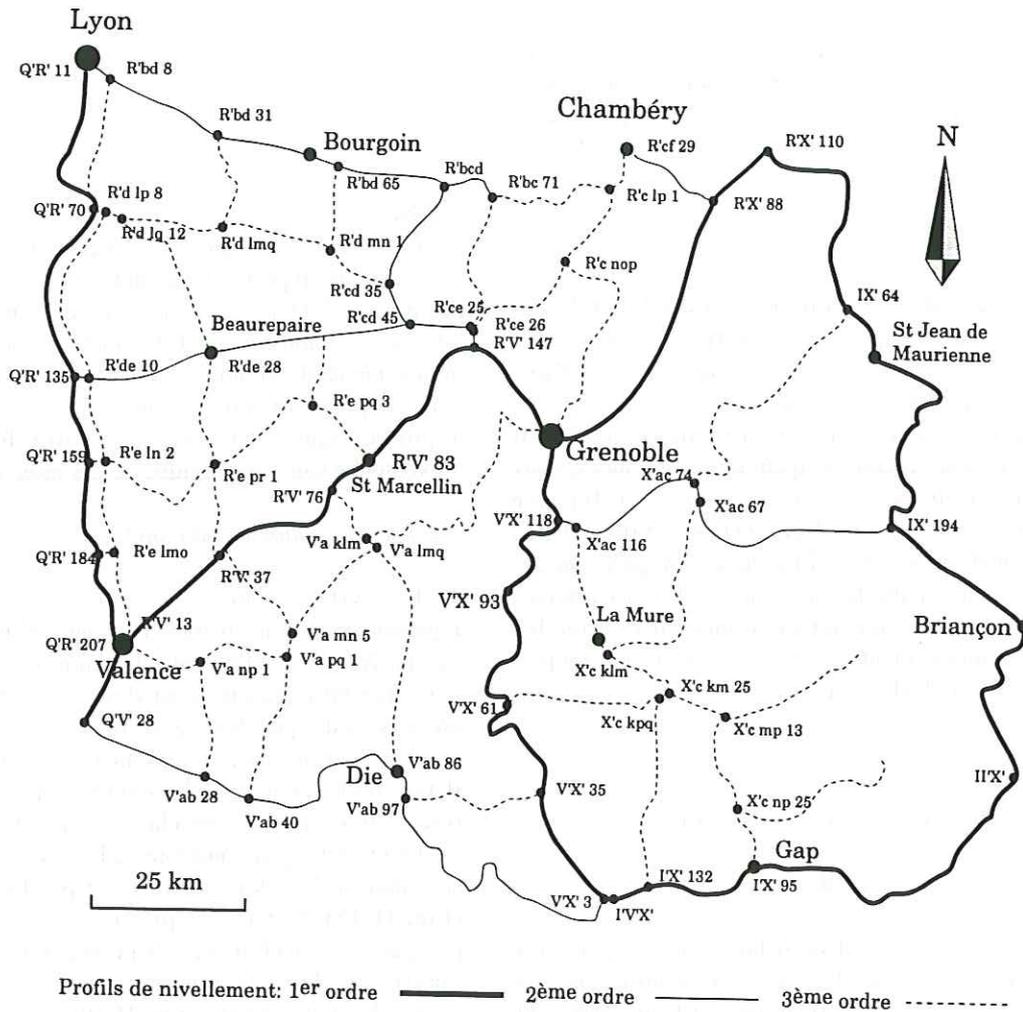


Fig. II-17. Réseau des profils de 1<sup>er</sup>, 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> ordre compensés en deux temps: 1- compensation des données à l'extérieur de la maille V'a; 2- compensation des profils de la maille V'a en bloquant leurs extrémités.

<i>Nature des observations</i>	
Nombre de repères	497
Nombre de repères fixés	14
Nombre de repères libres	483
Vitesses des déplacements relatifs	493
Degré de liberté (Différence entre nbre de points et de vitesses calculées)	10
<i>Options de calcul</i>	
Mode de compensation	ajustement
Nombre max. d'itérations (Nbre de fois que les résultats sont réinjectés pour un nouveau calcul)	3
Critère de convergence (Valeur minimale de différence entre vitesses initiale et compensée pour laquelle une itération de calcul est lancée)	0,001
Taux de confiance	95%
Critère de rejet des résidus	Taux Max
<i>Résultats du calcul</i>	
Nombre d'itérations final	2
Facteur de variance estimé	31,8914
Nombre de résidus hors norme	340

Tab. II-10. Principales caractéristiques de la compensation des profils aux extrémités fixées par les valeurs de la deuxième compensation.  
 Remarque: La valeur élevée du facteur de variance, lié au nombre important de résidus hors norme, témoigne de la moins bonne qualité des données par rapport aux compensations précédentes.

mouvements verticaux calculées par la deuxième compensation (**Tab. II-7**). Les vitesses de mouvements des repères de nivellement de tous les profils sont représentés par rapport à une même origine, mais doivent être interprétés séparément. Les principales caractéristiques de ce calcul sont résumées dans le **Tab. II-10**.

### 2.3.5. Conclusion

L'analyse des résultats (voir plus loin) de ces différents calculs permet de définir quels profils peuvent être compensés en bloc, en vue d'une interprétation géologique fiable.

Pour le réseau qui s'avère être le meilleur compromis entre qualité et quantité des données, deux compensations (avec deux points de référence différents: R'V' 83 et V'X' 93) sont faites. Elles permettent de montrer la différence de répartition des erreurs sur une maille fermée, à partir de deux origines différentes. Cela permet également d'étudier les vitesses de mouvements relatives des points par rapport à deux référentiels différents.

## 3. - MODES DE PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

### 3.1. Présentation par profil

Un graphe sur lequel la distance entre repères est portée en abscisse et la vitesse des mouvements verticaux en ordonnée sert de base à l'interprétation (**Fig. II-8**).

De tels graphes ont été réalisés pour l'ensemble des profils étudiés (**Annexe 2**). Les profils de nivellement ayant fait l'objet d'une compensation dont les résultats sont satisfaisants y sont présentés avec une origine commune pour les taux de déplacements verticaux: cette origine est la vitesse nulle du repère de référence de la compensation. Il s'agit de R'V' 83 pour les profils consignés en annexe.

Nous présentons ces profils non compensés, avec les vitesses de mouvements brutes, exprimées pour chacun, par rapport à l'une des extrémités du profil.

Le profil topographique est représenté au-dessus du graphe de comparaison de nivellement correspondant. Il est ainsi possible de juger si les pentes révélées par les comparaisons de nivellements ont une réalité physique ou si elles sont corrélées avec la topographie. Dans ce dernier cas, les pentes peuvent provenir d'une erreur systématique et ne peuvent alors être interprétées (cf chapitre sur les méthodes).

Il est nécessaire de noter que ces profils ne correspondent pas à une projection le long d'un plan de coupe. Ce sont des profils déroulés, c'est à dire que les distances réelles entre repères de nivellement sont reportées en abscisse, sans tenir compte des changements d'orientation du cheminement.

C'est pourquoi nous avons aussi représenté les mouvements verticaux en carte, afin de les situer par rapport aux reliefs et structures géologiques.

### 3.2. Présentation en carte

Nous avons retenu deux formes de présentation en carte des vitesses de mouvements; il s'agit de bâtonnets de longueur proportionnelle au taux de déplacement, ou de points dont la couleur représente une classe de vitesses de mouvement. Elles mettent en évidence les mouvements de grande longueur d'onde. En outre, ces cartes peuvent être superposées à des cartes topographiques et géologiques, afin de rechercher l'éventuelle cause géologique de ces mouvements.

#### 3.2.1. Présentation en bâtonnets

Les vitesses des mouvements positifs sont représentées par des bâtonnets rouges, situés au-dessus des profils de nivellement, alors que les mouvements négatifs sont représentés par des barres bleues, situées au-dessous des profils (**Fig. II-18**).

Afin d'optimiser la représentation des mouvements, il faut tenir compte de la disposition des profils du réseau étudié, par rapport à la verticalité des bâtonnets.

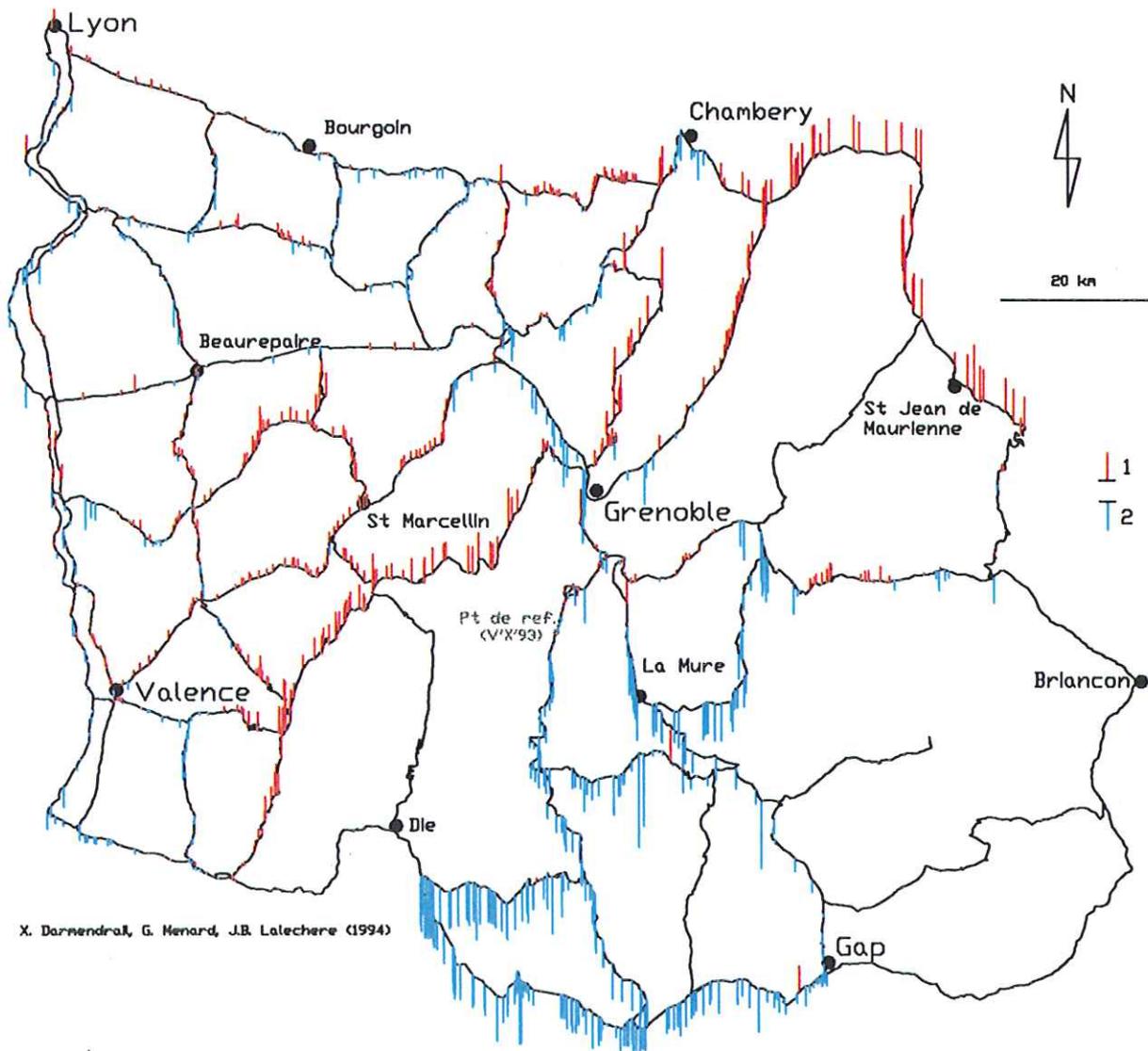
En effet, un grand nombre de barres de mouvements sont mal visibles lorsqu'elles sont parallèles au profil (**Fig. II-18**). C'est pourquoi une représentation en perspective est choisie, qui permet de distinguer le maximum de bâtonnets en respectant le tracé géographique des profils (**Fig. II-19**).

Par ailleurs, les altitudes des repères de nivellement sont portées sur une carte identique (**Fig. II-20**) afin d'être comparées aux taux de déplacement. Il est alors possible d'observer si les grandes longueurs d'onde des mouvements verticaux sont corrélées avec la topographie. En effet, la corrélation des mouvements avec la topographie peut révéler des erreurs dans les mesures et non nécessairement des mouvements d'origine tectonique.

#### 3.2.2. Présentation en points de couleur

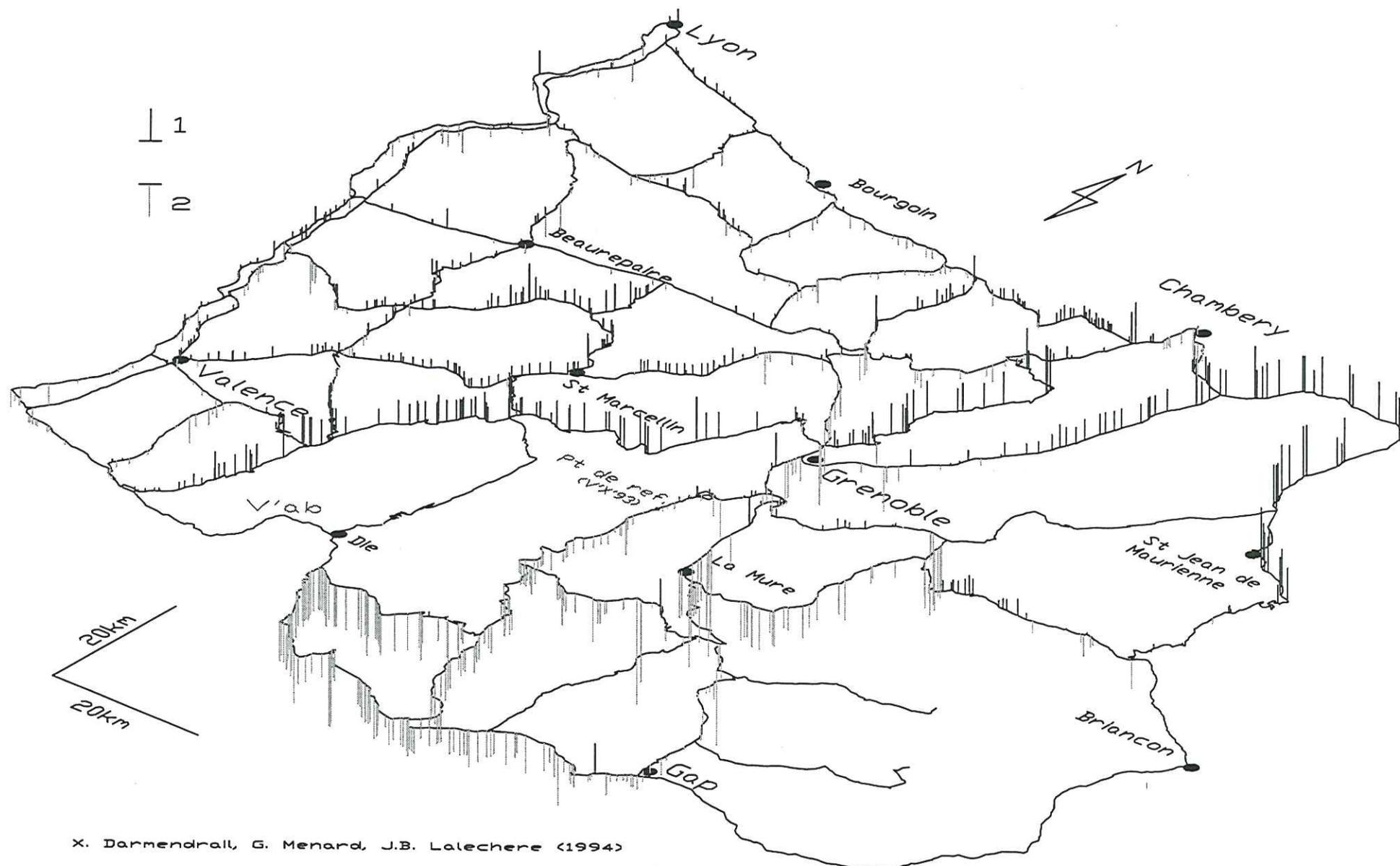
Dans ce mode de présentation, les vitesses de déplacements verticaux relatifs sont réparties en six classes (**Fig. II-21**). Elles sont exprimées par rapport au point de référence fixé pour la compensation (la vitesse de ce point est nulle par hypothèse). Les mouvements positifs sont représentés par des points rouges (vitesses supérieures à 1 mm/an), oranges ( $0,5 < V < 1$  mm/an) et jaunes ( $0 < V < 0,5$  mm/an); les mouvements négatifs par des points verts ( $-0,5 < V < 0$  mm/an), bleus ( $-1 < V < -0,5$  mm/an) et violets ( $V < -1$  mm/an).

Cette succession de couleurs permet deux niveaux de lecture de la carte. Un regard d'ensemble détecte les mouvements à grande longueur d'onde d'importance régionale. Une observation plus détaillée permet de repérer des mouvements plus localisés au sein de ces



X. Darnandrea, G. Menard, J.B. Lalechere (1994)

Fig.II-18. Vitesses des déplacements verticaux exprimées en mm/an par rapport au point de référence V'X'93  
 1: vitesse de mouvement positif de 1 mm/an 2: vitesse de mouvement négatif de 1 mm/an.



X. Darmendrail, G. Menard, J.B. Lalechere (1994)

Fig.II-19. Vitesses des déplacements verticaux exprimées en mm/an par rapport au point de référence V'X'93, représentées sur le réseau de nivellement vu en perspective. 1: vitesse de mouvement positif de 1 mm/an; 2: vitesse de mouvement négatif de 1 mm/an.

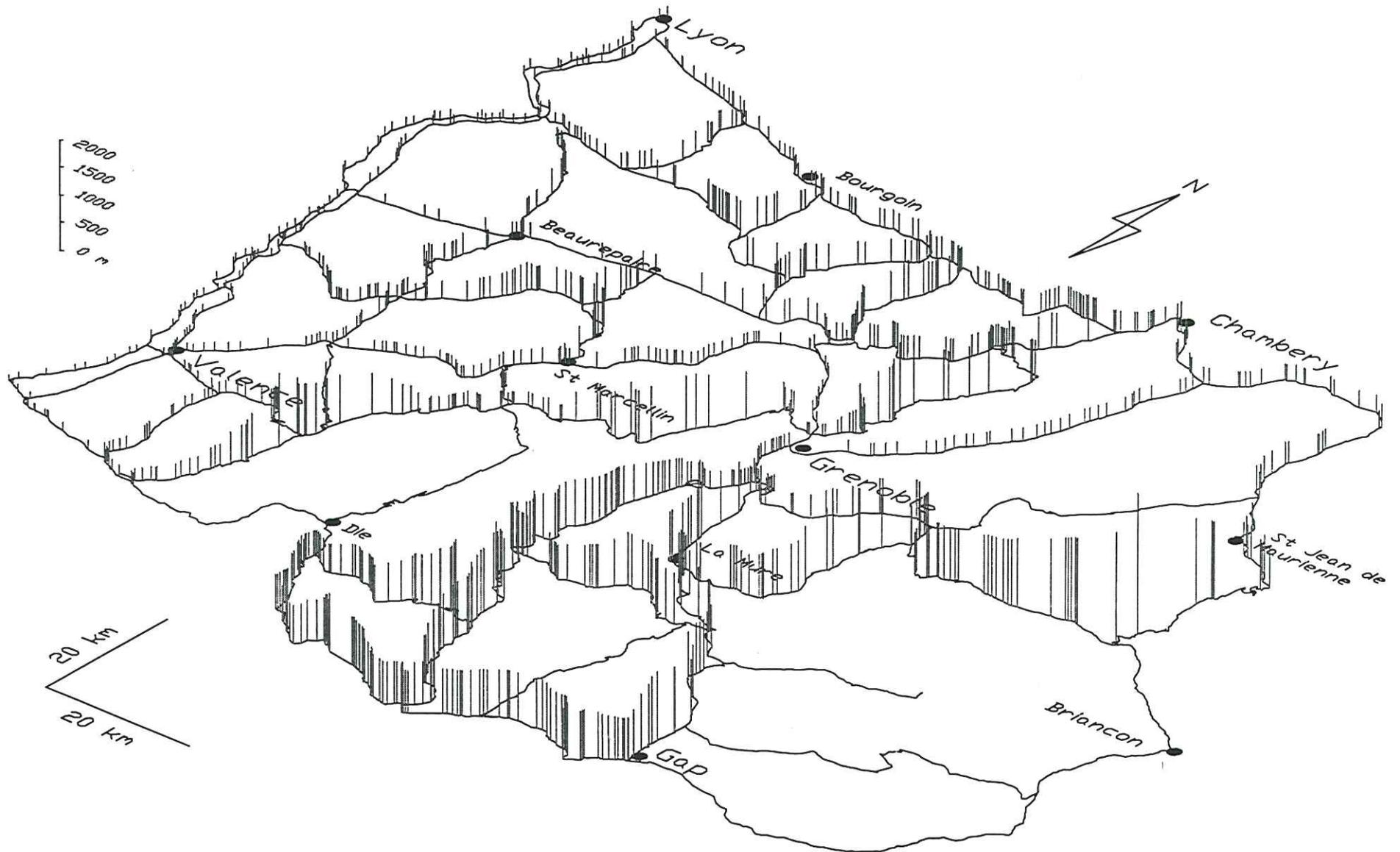
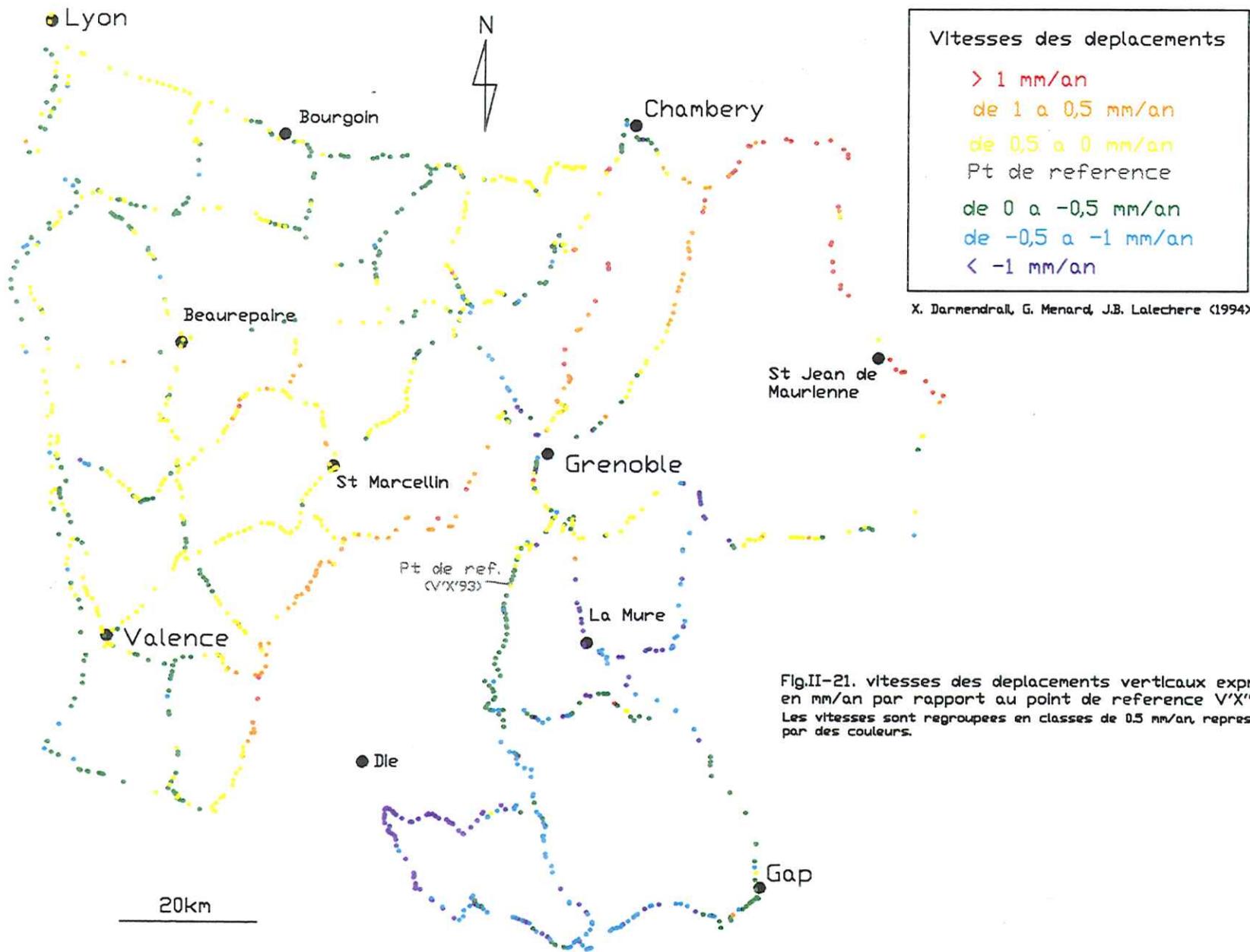


Fig.II-20. Représentation en batonnets des altitudes des repères de nivellements pris en compte dans les compensations; Vue du réseau en perspective.



régions. Ces anomalies locales sont plus visibles qu'avec le mode de représentation précédent.

Cependant, des points voisins aux vitesses de déplacement proches, peuvent apparaître de couleur différentes, car situés à la limite de deux classes successives.

### 3.2.3. Avantages et inconvénients de ces présentations

La présentation en bâtonnets permet de faire apparaître les grandes tendances (**Fig. II-19**), ainsi que certains mouvements localisés et les basculements de petite longueur d'onde. Cependant, les barres se répartissent de part et d'autre des profils en des ensembles qui "montent" et qui "descendent": le risque est alors de les interpréter en surrections et subsidences.

La mise en parallèle de deux cartes résultant de deux compensations, à partir de deux points de références différents permet d'éviter d'interpréter ces vitesses de déplacements relatifs comme des mouvements absolus (cf paragraphes précédents).

Sur la présentation des taux de déplacements en points de couleur, le nombre de classes ainsi que la progressivité des couleurs, permettent de se détacher du point de référence fixé. Les ensembles homogènes en couleur peuvent s'interpréter comme des zones aux vitesses de mouvements plus ou moins importantes que les zones voisines, sans pour cela avoir à faire référence à un point zéro (**Fig. II-21**).

### 3.2.4. Représentation des imprécisions

Un écart-type est affecté aux vitesses de mouvements verticaux calculées par la compensation.

Cet écart-type correspond à l'imprécision sur la valeur, pour un intervalle de confiance de 95%. (**Annexe 1**). Ces barres d'erreurs sont fonction (en racine carrée) de l'imprécision sur la mesure (écart type associé à la mesure) et surtout de la distance entre repère et point fixé. Ainsi, l'imprécision sur les vitesses de mouvements augmente avec la distance par rapport au point de référence, et est fonction de l'ordre du profil (cf chapitre 1, § 3-2-2).

Sur les cartes en bâtonnets, ces barres d'erreur sont représentées par des barres jaunes, à la même échelle que les taux de déplacements verticaux (**Fig. II-22**). L'interprétation de ces cartes est délicate: seuls les bâtonnets sortant des barres d'erreurs peuvent être interprétés comme des mouvements verticaux significatifs **par rapport au point de référence**. En aucun cas la réalité des mouvements entre repères proches n'est remise en cause (cf chapitre I, § 3-2-2).

Sur les cartes en points colorés, les imprécisions relatives à chaque point ne sont pas représentées. Par contre, dans le cas d'une compensation faisant intervenir des données hétérogènes en qualité, les valeurs fiables sont représentées par des points de diamètres supérieur à ceux représentant les valeurs de moins bonne qualité, issues de profils de mailles à erreur de fermeture élevée (**Fig. II-23**).

L'ensemble des compensations présentées dans ce paragraphe est résumé dans le **Tab. II-11**, avec leurs principales caractéristiques, le mode suivant lequel elles sont représentées et le numéro de figure correspondant.

Com p.	Profils (ordre)	Donnée	Point de référence		Mode de représentation		
			V'X' 93	R'V' 83	Batonnets	et barres erreur	points
1	1er et 2ème	14	24				24
2	1, 2 et 3ème sauf maille V'a	15					
3	1, 2 et 3ème bonne fermeture	16	18, 19, 21	25, 28	18, 19, 25	22	21, 28
4	idem 3 + V'ab entier		26		26		
5	tous les profils	14		23			23

**Tab. II-11.** Tableau récapitulatif des figures correspondant aux différentes compensations effectuées, leurs caractéristiques et leur mode de représentation. Les nombres en gras correspondent au numéro des figures dans le texte.

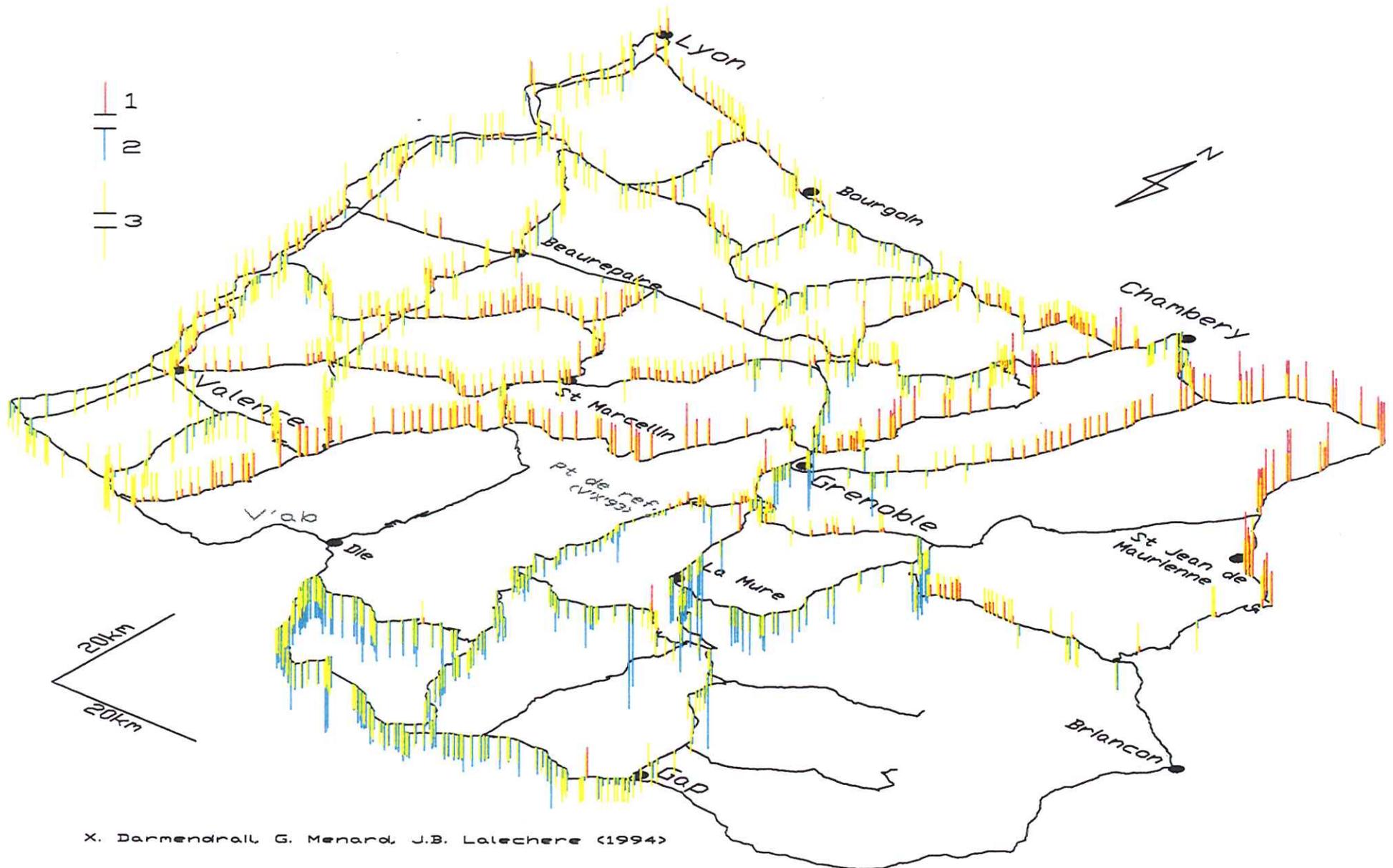
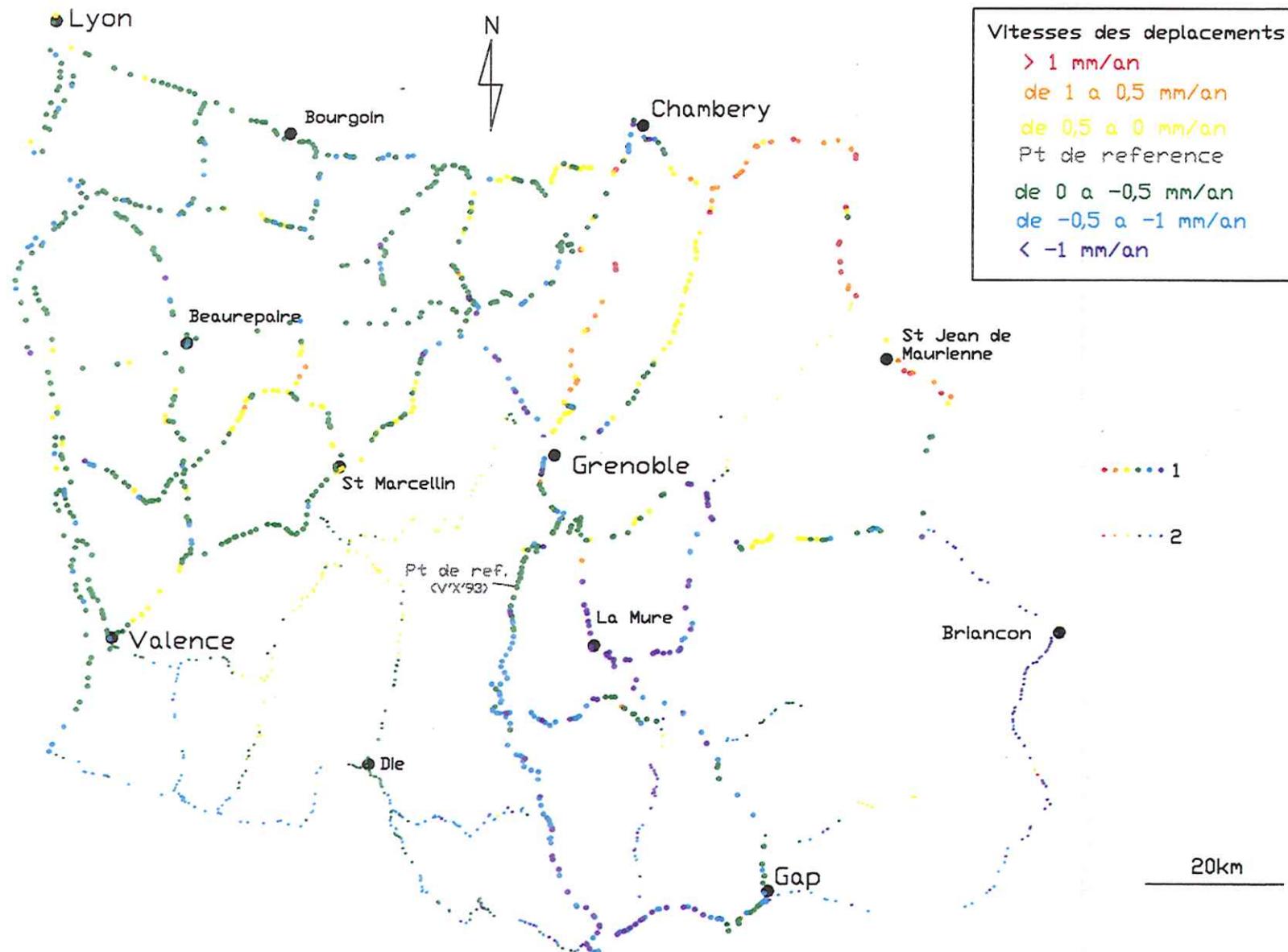


Fig.II-22. Vitesses des déplacements verticaux avec leurs barres d'erreur sur les profils de nivellement vus en perspective. 1: vitesse de mouvement positif de 1 mm/an; 2: vitesse de mouvement négatif de 1 mm/an; 3: barre d'erreur de  $\pm 1$  mm/an.



## 4. - RÉSULTATS DES COMPENSATIONS

### 4.1. La compensation de base

D'après les précisions des données (cf chapitre 1), les profils de 1<sup>er</sup> et 2<sup>ème</sup> ordre (à l'exception de V'ab) peuvent être considérés comme fiables; les résultats de leur compensation sont pris comme référence. Les vitesses des mouvements verticaux des repères de nivellement sont exprimées par rapport au point de référence V'X' 93 (Fig. II-24). La plupart des taux de déplacements calculés par cette compensation, sortent des barres d'erreurs, c'est-à-dire qu'ils sont significatifs par rapport au point de référence. Seuls les mouvements dans le Bas Dauphiné ont des vitesses souvent inférieures à  $\pm 0,5$  mm/an et ne sont donc pas significatifs par rapport à V'X' 93.

### 4.2. Influence du point de référence

Le test de l'influence du choix du point de référence sur le calcul est effectué pour la compensation regroupant les profils des mailles de 3<sup>ème</sup> ordre dont la fermeture est acceptable (3<sup>ème</sup> compensation). Pour cela, le même jeu de données (Fig. II-16 et Tab. II-9) est compensé en prenant successivement V'X' 93 et R'V' 83 comme points de référence. Au vu des résultats (Fig. II-19 et Fig. II-25), il n'apparaît pas de différence notable entre les deux calculs.

Ainsi, les résultats des compensations peuvent être interprétés indifféremment du point de référence qui sert d'origine à la compensation. Il est seulement nécessaire de savoir que V'X' 93 a une vitesse de mouvement vertical de  $-0,035$  m/100 ans ( $-0,35$  mm/an) par rapport à R'V' 83 (Annexe 1), cette valeur étant identique pour l'ensemble des valeurs compensées. Cela revient à dire que sur les représentations par rapport à V'X' 93, les vitesses se trouvent "translatées" de manière homogène de  $-0,035$  m/100ans par rapport à celles des compensations ayant pour origine R'V' 83.

Ces remarques sont aussi valables pour les barres d'erreur. En effet, la répartition des erreurs dans la compensation se fait de telle manière que seules les barres d'erreurs très proches des points de références varient en fonction des compensations. Par ailleurs, en s'éloignant du point fixé, les barres d'erreur croissent (selon une loi en racine carrée), pour atteindre des tailles variant peu à grande distance. Les barres d'erreur sont donc, elles aussi, comparables d'une compensation à l'autre.

Il ressort de ces observations que **le choix du point de référence n'a pas d'influence notable sur les résultats de la compensation**. Ce point doit cependant répondre aux critères de qualité exposés dans le

chapitre 1, à savoir: se trouver sur un profil de 1<sup>er</sup> ordre, vers le centre du réseau et sur un tronçon de profil stable.

### 4.3. Résultats des compensations peu fiables

La 4<sup>ème</sup> compensation, portant sur la totalité des profils (Fig. II-17, II-26 et Tab. II-10) ne présente pas de résultat dont l'interprétation puisse être fiable pour l'ensemble du réseau. Toute la partie du réseau à l'extérieur de la maille V'a, compensée dans un premier temps, est de bonne qualité. Par contre, les profils de la maille V'a subissent un basculement principalement vers l'Est, moins marqué au Sud qu'au Nord.

Ce basculement est causé par la prise en compte dans le calcul du profil V'ab, introduisant les fortes erreurs de fermeture des mailles V'a, V'aq3 et V'al3, réparties sur l'ensemble des profils.

Le non contrôle de la répartition de ces erreurs sur l'ensemble de la maille V'a impose de ne pas échaffauder d'hypothèse sur l'interprétation de tels résultats.

L'introduction des données de mauvaise qualité (V'ab et l'importante erreur de fermeture de la maille V'a) influence les résultats des profils de 1<sup>er</sup> et 2<sup>ème</sup> ordre. En effet, des différences notables s'observent par rapport aux résultats de la compensation de base: diminution de la vitesse des mouvements positifs le long du profil R'X' et X'ac; diminution des vitesses des mouvements négatifs le long du profil V'X'; inversion du signe des mouvements le long des profils R'V', R'de, R'bd et Q'R', et ce jusqu'à Lyon, c'est-à-dire à l'opposé du réseau par rapport au lieu de l'introduction de l'erreur.

**Cela souligne l'importance de la sélection initiale des données à compenser.**

En revanche, les autres compensations présentent des résultats acceptables, à partir desquels des interprétations géologiques des mouvements verticaux peuvent être tentées. C'est donc celle de ces compensations qui porte sur le plus de repères de nivellement qui est retenue dans la suite de ce travail.

### 4.4. Compensation retenue pour l'interprétation des mouvements verticaux

Les résultats de toutes les compensations sont comparés à partir de leur représentation en carte (cf paragraphes précédant et annexes).

Il ressort de ces comparaisons que la troisième compensation (Fig. II-16 et Tab. II-9), est celle qui concerne le plus de repères de nivellement et dont les résultats pour les 1<sup>er</sup> et 2<sup>ème</sup> ordre ne diffèrent pas de la compensation de base.

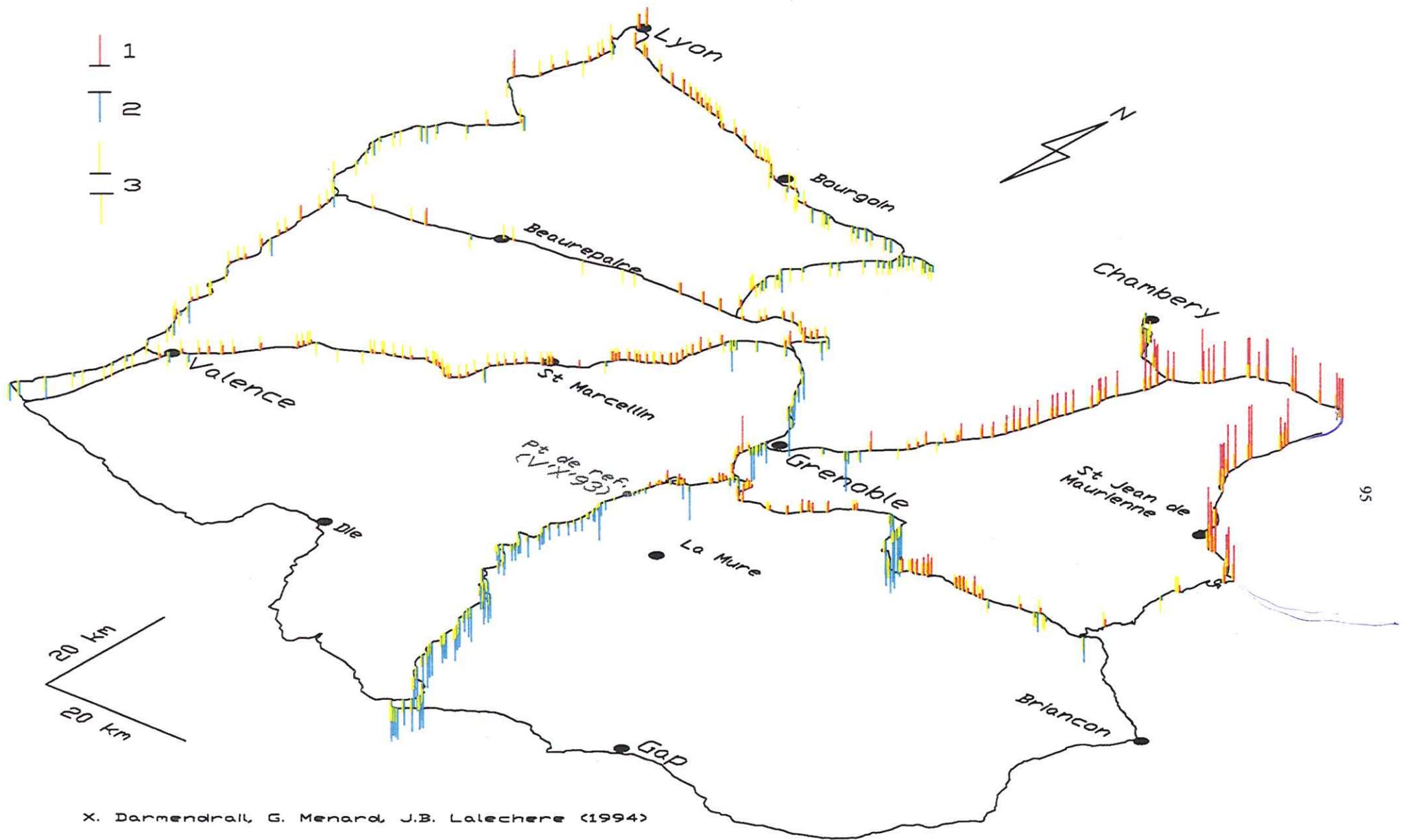
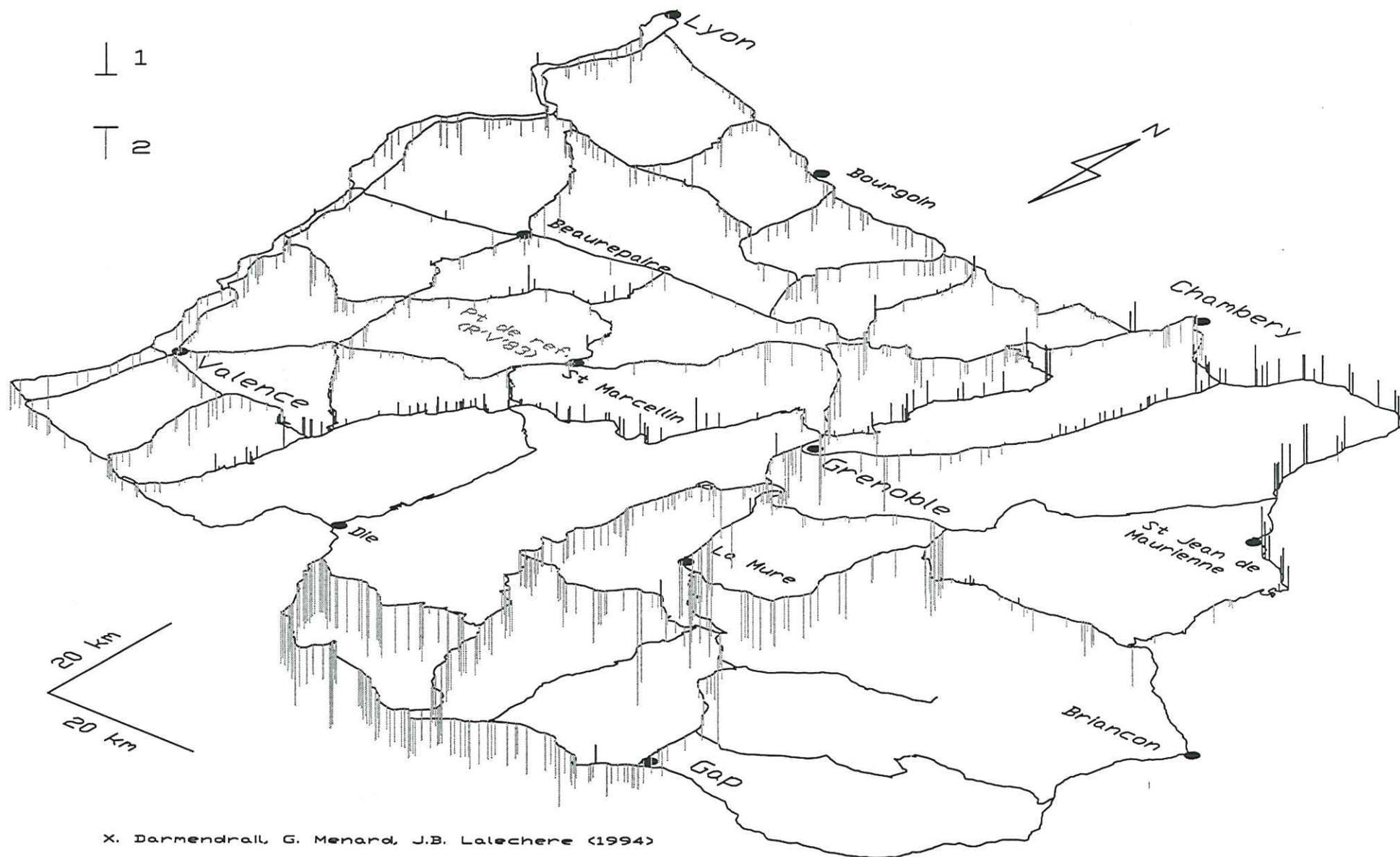
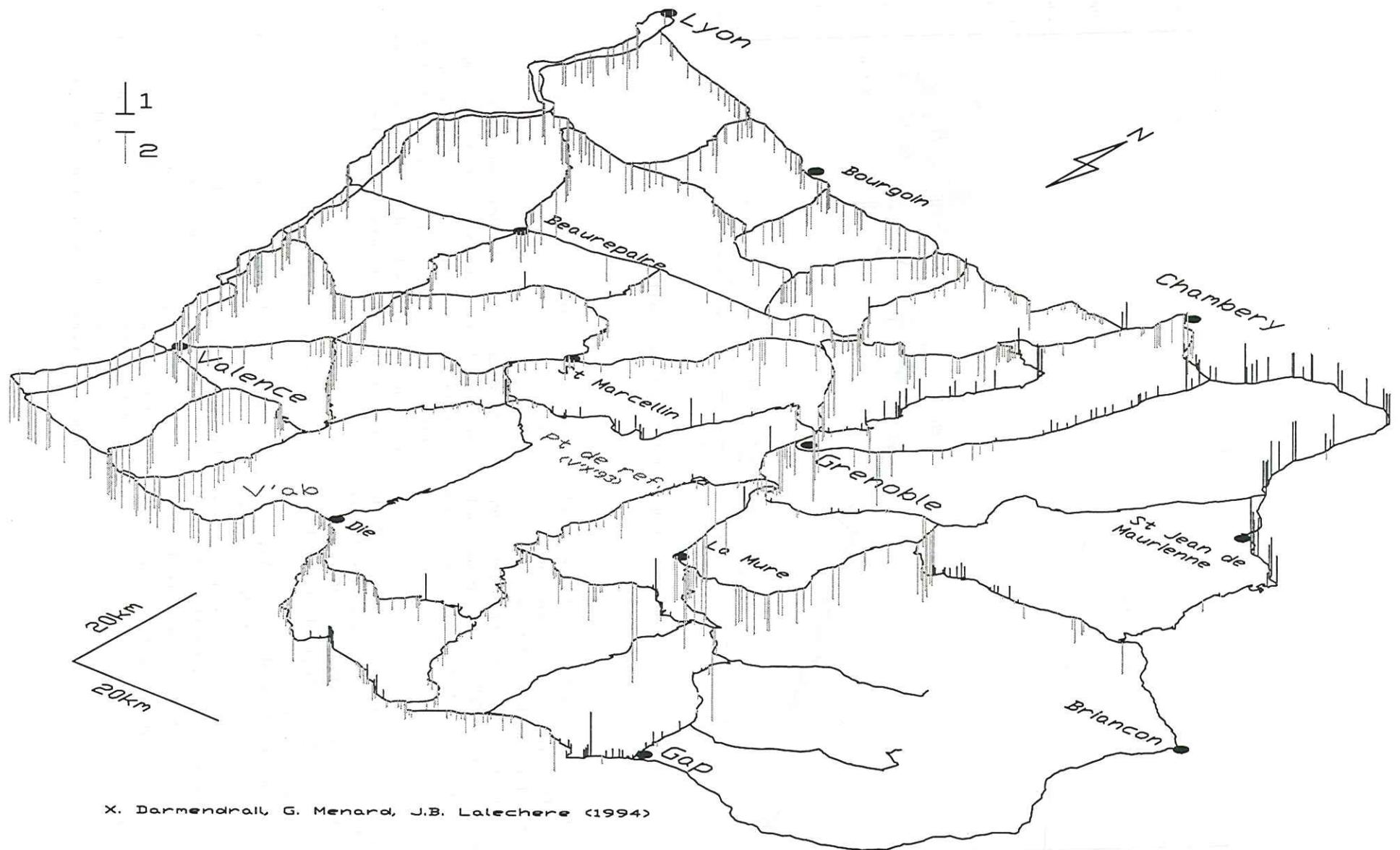


Fig.II-24. Vitesses des déplacements verticaux par rapport au point de référence V'X'93, et barres d'erreur; résultats de la compensation des données de 1<sup>er</sup> et 2<sup>ème</sup> ordre. 1: vitesse de mouvement positif de 1 mm/an; 2: vitesse de mouvement négatif de 1 mm/an; 3: barre d'erreur de  $\pm 1$  mm/an.



X. Darmendrail, G. Menard, J.B. Lalechere (1994)

**Fig.II-25.** Vitesses des déplacements verticaux exprimées en mm/an par rapport au point de référence R'V'83. 1: vitesse de mouvement positif de 1 mm/an; 2: vitesse de mouvement négatif de 1 mm/an.



X. Darmendrail, G. Menard, J.B. Lalechere (1994)

Fig.II-26. Vitesses des déplacements verticaux calculées par rapport au point de référence V'X'93; est incluí le profil V'ab. 1: vitesse de mouvement positif de 1 mm/an; 2: vitesse de mouvement négatif de 1 mm/an.

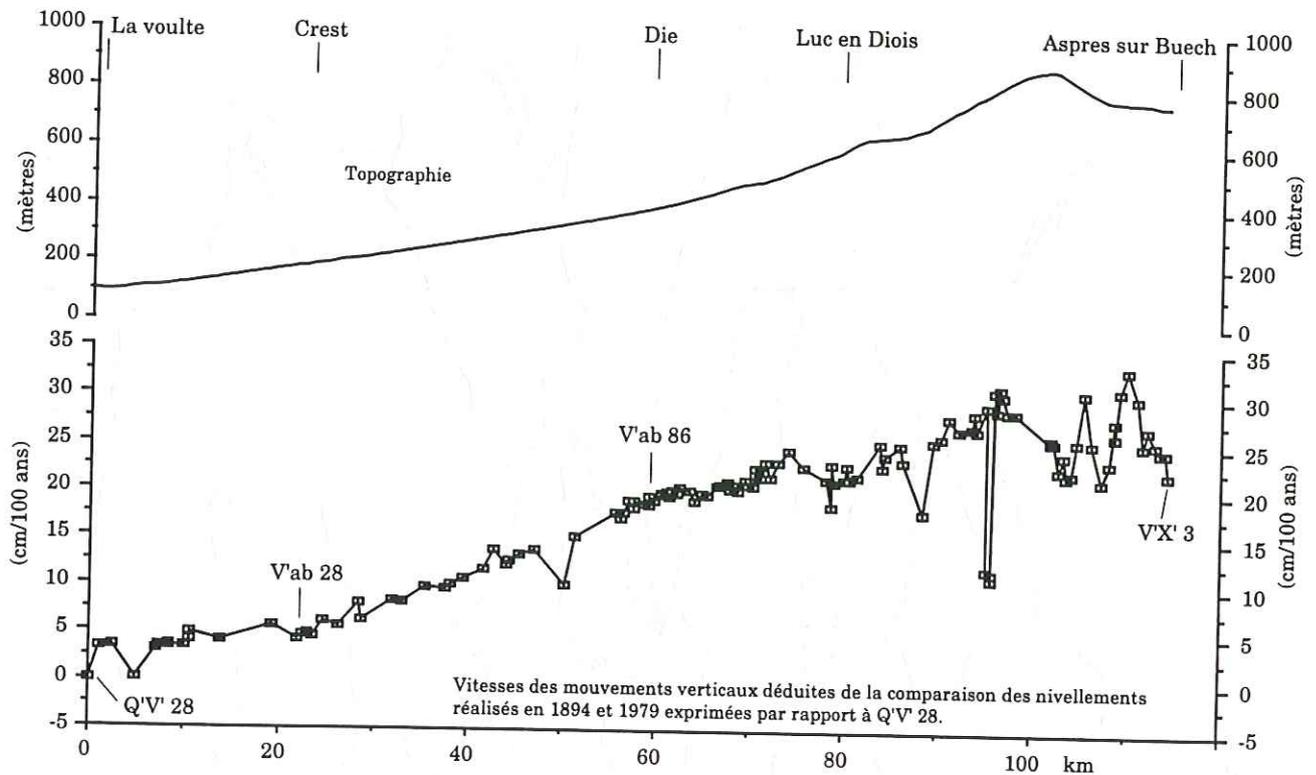


Fig. II-27. Comparaison des données brutes des nivellements réalisés en 1894 et 1979 le long du profil V'ab.

Cependant, les pentes sur les profils Est-Ouest de la partie sud de la maille V'a doivent être interprétées avec prudence. En effet, le profil V'ab brut présente une pente, corrélée avec la topographie, qui suggère une erreur systématique. Celle-ci est probablement la source de la forte erreur de fermeture de la maille V'a (Fig. II-12 et II-27).

Cette pente n'est pas prise en compte lorsque le profil V'ab n'intervient pas dans sa totalité dans la compensation. L'erreur de fermeture de V'a est alors concentrée dans une partie du profil, au lieu d'être répartie (cf paragraphe 4-3).

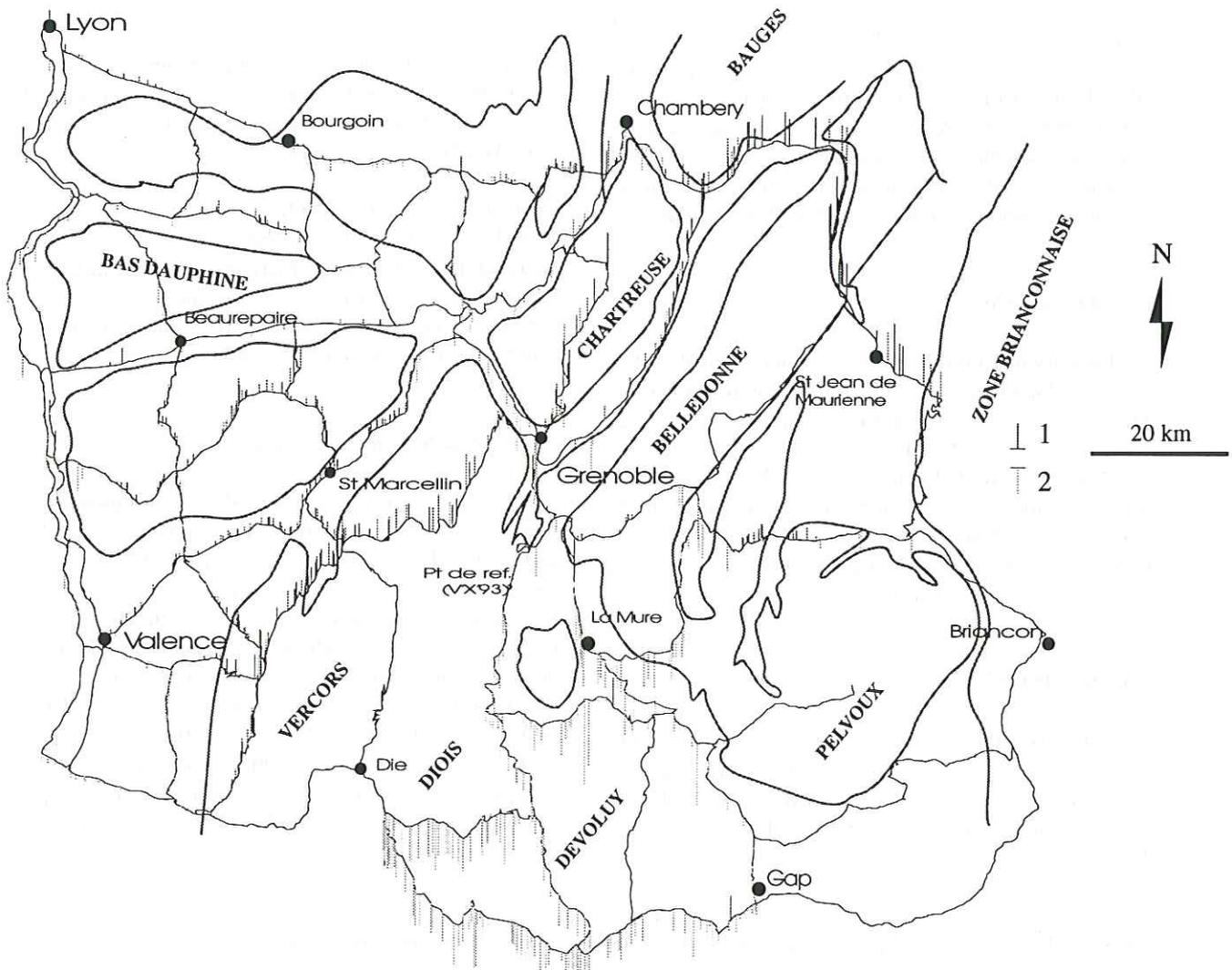
Cela s'exprime par un saut d'environ 20 cm (sur 100 ans) entre les deux extrémités de V'ab compensées (V'ab 40 et V'ab 97), au lieu d'être réparti sur l'ensemble du profil (Fig. II-19, II-25, II-26 et annexes 1 - 2). Cet effet est également sensiblement enregistré sur les profils de 3<sup>ème</sup> ordre de la maille V'a les plus proches.

## 5. - LES MOUVEMENTS VERTICAUX ACTUELS MIS EN ÉVIDENCE

Au vu des résultats des différentes compensations exposés ci-dessus, nous avons étudié les mouvements verticaux à partir des valeurs calculées par la troisième compensation (Fig. II-16, II-28 et Tab. II-9). L'ensemble des profils dont il est fait mention dans ce paragraphe (en italique), sont réunis dans l'**annexe 2**.

### 5.1. Dans les massifs subalpins

Les massifs de la Chartreuse et du Vercors montrent des mouvements verticaux positifs, par rapport au Bas Dauphiné (*R'cop, V'ann, V'ano, V'akm*). De même, la Chartreuse dans son ensemble s'élève, par rapport au bassin molassique, d'environ 1 mm/an. Cette vitesse atteint 1,5 mm/an au front de la Chartreuse, près de Saint Christophe sur Guiers. En revanche, le mouvement relatif du Vercors par rapport au bassin molassique est moins rapide, inférieur à 1 mm/an.



X. Darmendrail, G. Ménard, J.B. Lalechère (1994)

**Fig. II-28.** Vitesses de déplacements verticaux dans les Alpes occidentales françaises au Sud de Chambéry. Vitesses exprimées en mm/an par rapport au point de référence V'X'93.  
1: vitesse de mouvement positif de 1 mm/an; 2: vitesse de mouvement négatif de 1 mm/an.

Par ailleurs, il existe des mouvements différentiels à l'intérieur de ces massifs. La Chartreuse présente un basculement général vers le Sud (voir aussi le profil R'c o3p3, annexe 2), en s'approchant de la cluse de Grenoble. Ce basculement est essentiellement visible au Sud du Charmant Som, avec une valeur de 0,9 mm/an sur 10 km. Dans le Vercors (*V'akl*, *V'amq*, *V'anq*, *V'apq*, *V'aop*, *V'anp*), les mouvements verticaux semblent plus homogènes, à l'exception des abords de la cluse de Grenoble qui présentent un affaissement par rapport au reste du massif, avec des vitesses supérieures à 2 mm/an (*V'akl*).

Une partie de cet affaissement peut être due à des tassements dans le remplissage alluvial de la vallée.

### 5.2. Dans les cluses

En plus des mouvements précédemment décrits à ses abords, la cluse de Grenoble s'effondre à des vitesses comprises entre 1,5 et 2 mm/an par rapport au bassin molassique (*R'V'*).

La partie NW de la cluse de Chambéry présente un mouvement négatif par rapport au front de la Chartreuse à 1,2 mm/an, alors que la partie SE présente un mouvement vertical dans le prolongement de celui décrit en Chartreuse (*R'cf*).

### 5.3. Dans le Grésivaudan

Entre Montmélian et Grenoble, le Grésivaudan montre un basculement important vers le Sud: 1,5 mm/an entre ses deux extrémités (*R'X'*). L'étude des mouvements affectant cette vallée alpine est développée dans le chapitre 3.

### 5.4. Dans le massif cristallin externe de Belledonne

Les profils de nivellement du Pelvoux n'ayant pu être compensés (fermeture de mailles non satisfaisante), les mouvements dans ce massif sont étudiés à partir des profils bruts (*X'cmn*, *X'cno*). La chaîne de Belledonne est recoupée par le profil de la Maurienne (*IX'*). Dans cette traversée apparaissent les vitesses de mouvements verticaux relatifs positifs les plus importantes: de 1 à 1,5 mm/an par rapport au bassin molassique. Un résultat comparable a été obtenu plus au Nord (Jouanne, 1994). Cependant, au Sud de Valloire (*IX'*), ainsi que le long de la vallée de la Romanche (*X'ac*), ce mouvement n'apparaît plus. Il existe donc un mouvement différentiel de plus de 1,5 mm/an entre le Nord et le Sud du Massif de Belledonne.

### 5.5. Dans le Devoluy et le sud-est de Belledonne

C'est dans une région centrée sur le Devoluy (maille *X'c*), de Gap à Die au Sud et jusqu'à La Mure

au Nord, que sont mis en évidence les mouvements verticaux négatifs les plus importants: de 0,8 à 1,9 mm/an par rapport au point de référence (fixé dans le bas Dauphiné).

Ceci représente un mouvement différentiel de plus de 2,5 mm/an par rapport au massif du Vercors (Fig. II-28).

A cet affaissement général, se superposent des affaissements relatifs affectant systématiquement le compartiment sud par rapport au Nord; ils sont situés (Fig. II-29):

- au niveau de l'Eau d'Olle: au Sud du barrage de Grand Maison (*X'akl*): 2,5 mm/an;
- au Sud de St Michel de Maurienne (*IX'*): 1 mm/an;
- au Sud de Laffrey (*X'ckl*): 1,3 mm/an;
- au Sud du col d'Ornon (*X'clm*): 0,7 et 0,6 mm/an;
- au Sud de Corps (*X'cpq*): 1,7 mm/an.

### 5.6. Dans le bassin molassique

Le Bas-Dauphiné présente des mouvements aux vitesses homogènes, souvent faibles (inférieur à 0,5 mm/an), à l'exception de quelques mouvements localisés (mailles *R'd* et *R'e*). Ces déplacements verticaux localisés sont concentrés essentiellement au front des massifs subalpins. Il existe également un affaissement à l'Est de la Bièvre (0,9 mm/an), en direction de la cluse de Grenoble (*R'de*, *R'ce*, *R'V'*), déjà décrit par Colleau et Lenôtre (1991).

Par ailleurs, un bombement (0,5 à 0,8 mm/an) de quelques kilomètres de longueur d'onde est marqué par plusieurs repères de nivellement au Sud-Est de Beaurepaire (*R'epr*).

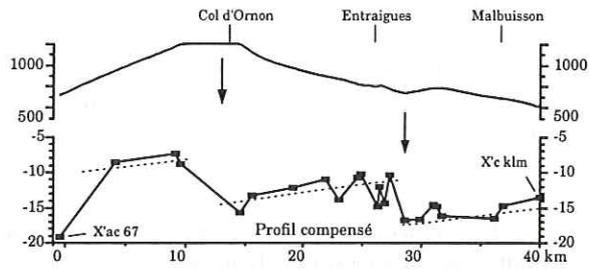
### 5.7. Dans la plaine de Bourg d'Oisans

Dans la vallée de la Romanche, en aval de Bourg d'Oisans, apparaissent des mouvements négatifs sur 15 km (*X'ac*). Cette partie d'affaissement relatif affecte 12 repères de nivellement, à des vitesses atteignant 1,9 mm/an. Ce mouvement est visible dans la partie sud du profil de l'Eau d'Olle, en amont de Rochetaillée (*X'akl*).

### 5.8. Les mouvements localisés

Certains mouvements localisés, n'affectant que quelques repères de nivellement, sont visibles sur la carte. Ces mouvements, au sud de la Chartreuse (*R'cop*), vers La Mure (*X'ckq*) ou à l'Ouest de Die (*V'ab*) par exemple, sont décrits et interprétés à partir des profils de comparaisons de nivellements, dans le paragraphe suivant.

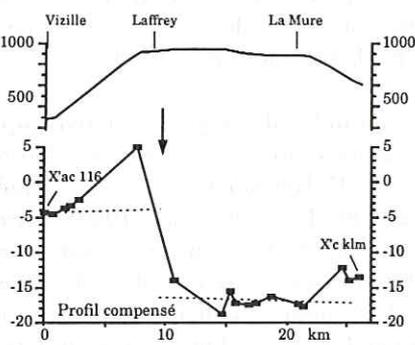
X'c lm



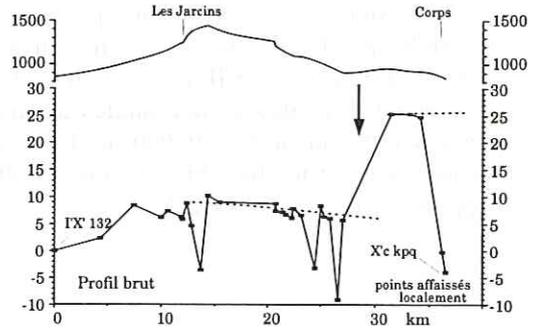
Les altitudes des profils topographiques sont exprimées en m.

Les vitesses de déplacements verticaux sont exprimées en cm/100 ans

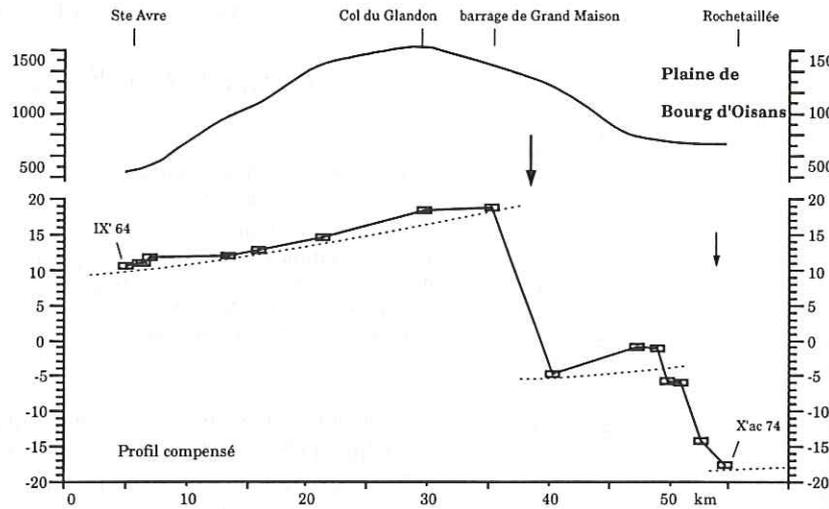
X'c kl



X'c pq



X'a kl



IX'

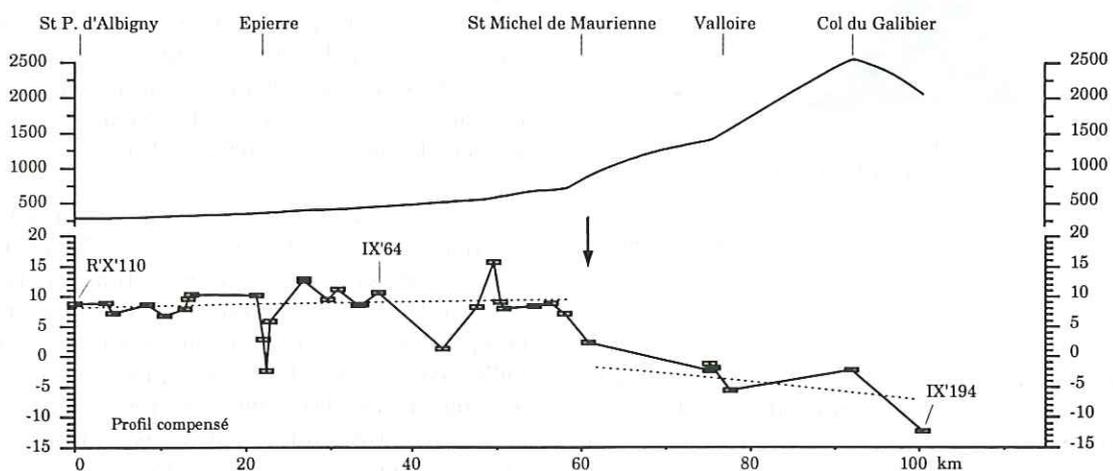


Fig. II-29. Mouvements d'origine tectonique probable. Les compartiments sud sont systématiquement affaiblis par rapport à ceux du Nord.

## 6. - INTERPRÉTATION TECTONIQUE DES MOUVEMENTS VERTICAUX

### 6.1. Mouvements à grande longueur d'onde

Certains mouvements verticaux de grande longueur d'onde ont une origine isostatique, due en particulier au rebond post-glaciaire. L'absence de composante horizontale significative de ces mouvements permet de les distinguer d'autres mouvements de surrection, en particuliers causés par l'activité d'un chevauchement.

N.A. Mörner (1977) a montré que le réajustement engendré par le délestage glaciaire sur le bouclier scandinave a débuté il y a environ 13 000 ans, entraînant des vitesses maximales de mouvement vertical de 50 cm/an vers -10 000 ans, les déplacements verticaux étant négligeables depuis 5 000 ans, par rapport à ce maximum (Fig. II-30).

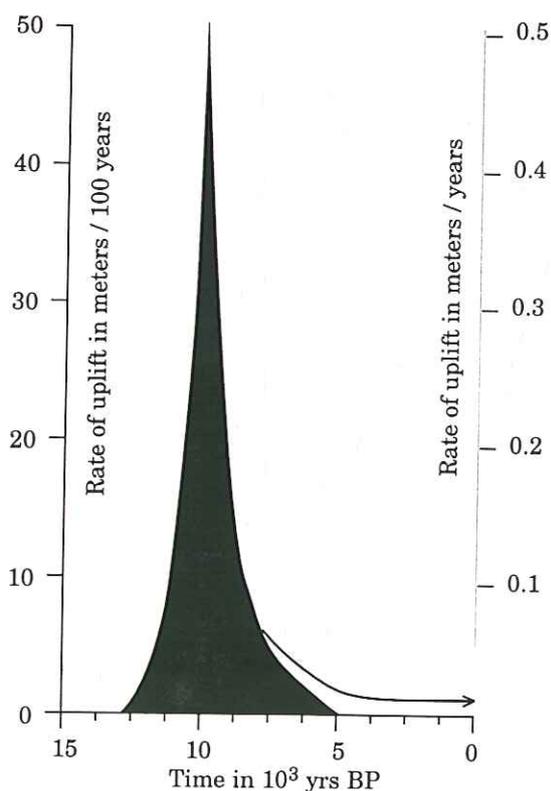


Fig. II-30. Taux de soulèvement glacio-isostatique du bouclier scandinave (d'après Mörner, 1977).

Même si un mouvement vertical de type isostatique subsiste encore dans cette région (Balling, 1977), on peut penser, que l'éventuelle présence d'un réajustement isostatique dans les Alpes est négligeable. En effet, les glaciers qui recouvraient les Alpes à la fin

du Quaternaire n'avaient pas la dimension de la calotte scandinave, et les glaciers s'étaient déjà retirés des grandes vallées alpines vers -30 000 ans (Montjuvent et Nicoud, 1988).

Ajoutons que la longueur d'onde d'un tel réajustement isostatique (la centaine de km) est différente de celle des mouvements verticaux d'origine tectonique superficielle. Ils peuvent par contre être confondus avec des phénomènes isostatiques dont la cause serait profonde. Il ne semble pas exister de relation entre le rebond post-glaciaire et les mouvements de surrection mis en évidence par les comparaisons de nivellements dans les Alpes (Schaer & Jeanrichard, 1974; Jouanne, 1994).

Un modèle de réponse isostatique à une perturbation en surface d'une colonne lithostatique rend compte de l'effet sur la croûte des glaciations et déglaciations (Le Meur *et al.*, 1993). L'évolution de l'altitude en fonction du temps, correspondant au rebond post-glaciaire est assimilée à la différence entre le profil au moment considéré et le profil que l'on obtiendrait dans le cas d'un équilibre instantané (donné par la loi de l'hydrostatique).

Cette évolution est donnée par l'équation suivante:

$$h(t) = h_0 + H_1 / 3 (e^{-t/\tau} - 1)$$

avec:

$h(t)$ : évolution de l'altitude en fonction du temps;

$H_1$ : épaisseur de glace maximale;

$\tau$ : constante de temps (correspond au temps au bout duquel l'accommodation est réalisée à 63% par rapport à la position d'équilibre = 5 000 à 7 000 ans (dans le cas des Alpes: d'après Oerlemans et Van Der Veen, 1980);

3: correspond à la différence de densité entre la lithosphère et la glace.

Pour une épaisseur de glace moyenne de 500 m sur les Alpes (1000 m dans les vallées et 200 m sur les crêtes), on obtient un enfoncement maximum de 165 m.

En considérant le retrait des glaces comme terminé à -30 000 ans (au moins dans les vallées), il reste aujourd'hui moins de 2,5 m à réajuster: 98% du phénomène de réajustement isostatique sont effectués dans les Alpes, et les vitesses actuelles de mouvements verticaux qui en résultent sont au maximum de 0,3 mm/an (ces valeurs sont calculées pour  $\tau = 7000$ ; pour  $\tau = 5000$  la vitesse est de 0,08 mm/an).

Ainsi, les effets du rebond post-glaciaire peuvent contribuer à la surrection générale; les faibles vitesses actuelles de ce phénomène n'en font pas la cause essentielle des mouvements enregistrés par les comparaisons de nivellements. La réactivation de failles, conséquence du délestage, peut être une source de mouvements. De même, une réponse gravitaire à cette surrection qui se surimpose au bombement lithosphérique d'origine mantellique (Lyon-Caen et Molnar, 1989; Guyoton, 1991) est envisageable.

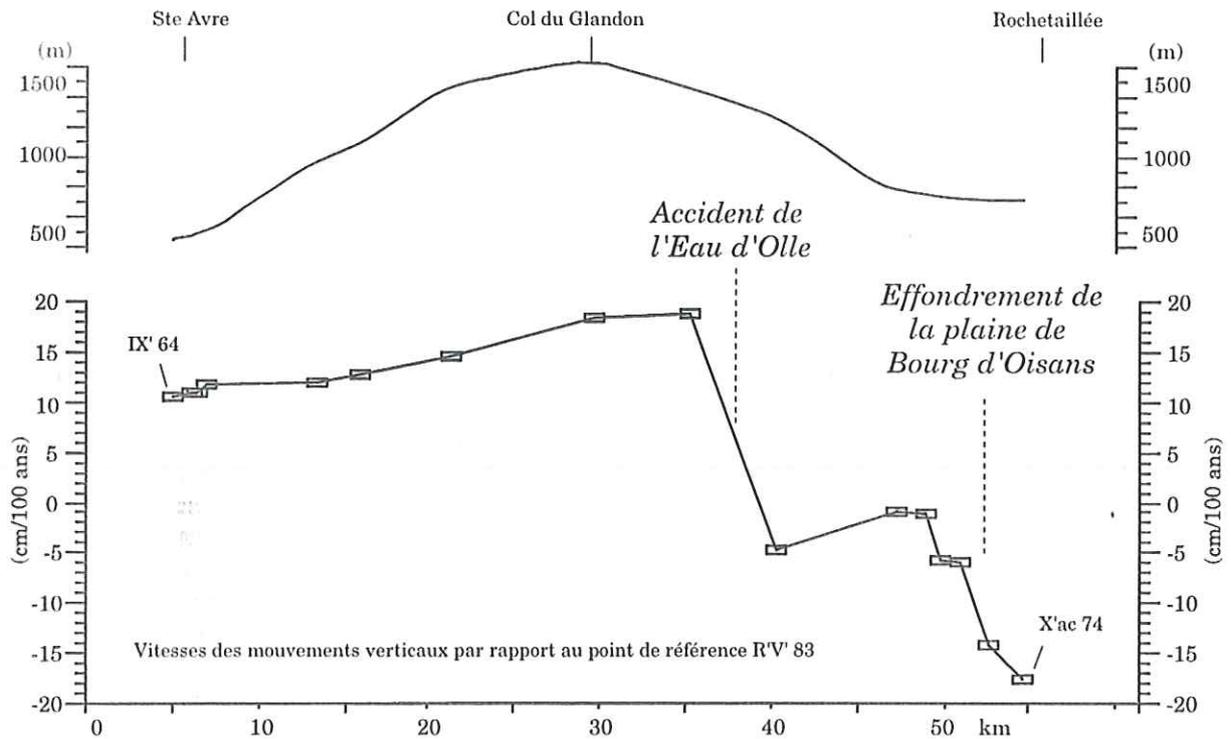


Fig. II-31. Comparaison de nivellements réalisés en 1903 et 1980, et topographie le long du profil de troisième ordre X' à kl. (Extrémités du profil fixées par les valeurs calculées par la compensation de point de référence R'V' 83).



Fig. II-32. Cascade des Sept Laux. Escarpement situé à l'aplomb de l'accident de l'Eau d'Olle mis en évidence par les comparaisons de nivellements.

### 6.1.1. Dans les massifs subalpins et la cluse de Grenoble

Les mouvements par rapport à l'avant-pays observés dans les massifs subalpins sont compatibles avec le chevauchement encore actif de ces massifs sur le bassin molassique, induisant des vitesses de mouvement verticales supérieures à 1 mm/an.

Les vitesses de déplacement relatives entre Vercors et bassin molassique sont plus faibles que celles entre Chartreuse et bassin molassique.

La surrection des massifs subalpins situés plus au Nord (Bauges et Bornes) par rapport au bassin molassique a aussi été montrée (Jouanne *et al.*, 1993; Jouanne, 1994).

Le basculement de la Chartreuse vers le Sud et l'affaissement de l'extrémité septentrionale du Vercors (2 mm/an) suggèrent un régime de déformation extensif au niveau de la cluse. Cette tectonique active pourrait, contribuer aux fortes valeurs d'affaissement enregistrées dans la plaine de l'Isère à cet endroit.

### 6.1.2. Dans le Grésivaudan et Belledonne

Comme dans la Chartreuse, les comparaisons de nivellement signalent dans le Grésivaudan un basculement vers le Sud. Le même mécanisme peut en être à l'origine. Le Grésivaudan et ses bordures font l'objet d'une étude plus détaillée dans le chapitre 3.

La surrection relative de Belledonne à 1,5 mm/an par rapport à l'avant-pays, est de grande longueur d'onde. Elle peut donc traduire l'activité d'un accident majeur assez profond comme le chevauchement crustal de Belledonne. Ce chevauchement explique également la surrection des massifs subalpins au niveau du front subalpin. L'activité du chevauchement de Belledonne, induisant des mouvements verticaux de 1,5 mm/an a été également proposée plus au Nord (Jouanne, 1994). Cette surrection semble être généralisée aux massifs cristallins externes du Nord (Belledonne, Mont Blanc, Aar et Gothard), pour lesquels des taux de surrection comparables ont été obtenus (Jeanrichard, 1971; Levallois, 1972; Huber *et al.*, 1972; Fourniguet, 1977;

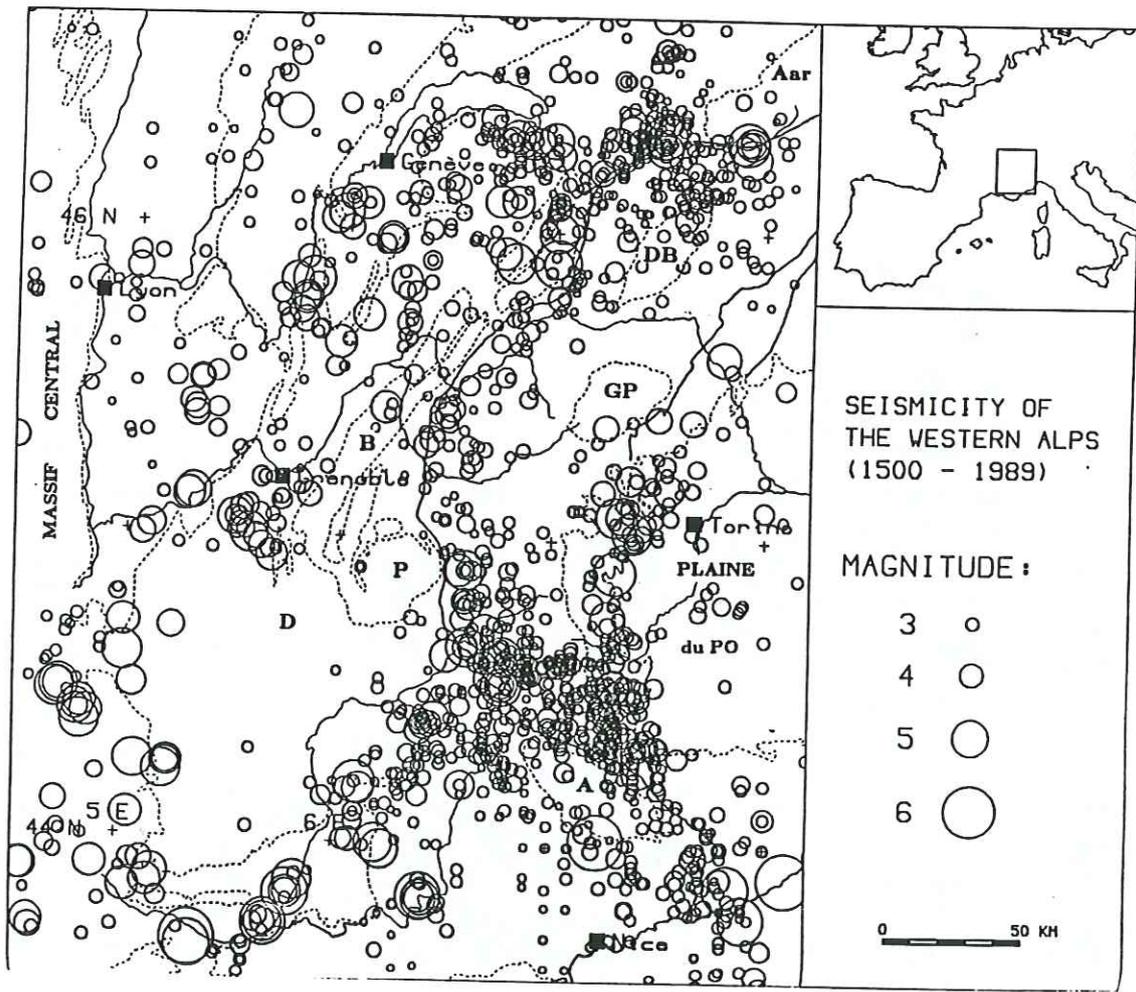


Fig. II-33. Carte de la sismicité historique (1550-1989) des Alpes occidentales (d'après Guyoton, 1991).

Gubler *et al.*, 1981; Molnar, 1987; Jouanne, 1994).

Cette surrection peut aussi résulter d'un bombement lithosphérique de grande longueur d'onde d'origine profonde.

### 6.1.3. Les mouvements de la partie sud-est de la région étudiée

Le résultat le plus inattendu de la compensation est la mise en évidence de l'affaissement de la partie sud-est du réseau par rapport au reste de la région. Cet affaissement s'exprime d'une part par une composante de grande longueur d'onde, d'autre part par l'existence d'anomalies localisées (failles) montrant l'affaissement systématique du compartiment sud par rapport au Nord à des vitesses de 1 à 2,5 mm/an.

La direction précise de ces failles n'est pas contrainte par les données de nivellement, et l'expression morphologique possible de ces accidents est difficile à mettre en évidence. Le seul cas étudié est celui de l'Eau d'Olle, où l'accident semble correspondre à un escarpement rocheux de 50 m de rejet visible qui implique un âge récent au phénomène (Fig. II-31 et II-32).

Deux remarques importantes sont à retenir:

- La zone d'affaissement mise en évidence correspond à une zone d'altitudes élevées alors que les mouvements jusqu'à présent observés suivaient plutôt les grandes tendances du relief. Cette observation conforte l'idée d'un phénomène très jeune.

- La zone d'affaissement, avec les 5 zones actives localisées (§ 5-5) correspond à la zone la moins sismique des Alpes occidentales (Rothé, 1941; Fréchet, 1978; Guyoton, 1991; Fig. II-33). Ceci implique que même au voisinage de la surface, la déformation localisée est essentiellement de type fluage.

Si, à partir des seules anomalies localisées, il est impossible de conclure entre failles normales et failles inverses (seule la mesure des mouvements horizontaux peut permettre de trancher), la superposition de ces anomalies à un affaissement régional suggère plutôt un régime de déformation extensif.

La jeunesse du phénomène précédemment invoquée, la position du secteur en bordure de la zone recouverte par les glaciers du Würm (Fig. II-34) nous conduit à proposer une relation entre ces mouvements et le délestage glaciaire (essentiellement pour les mouvements les plus au Sud). Cette extension serait

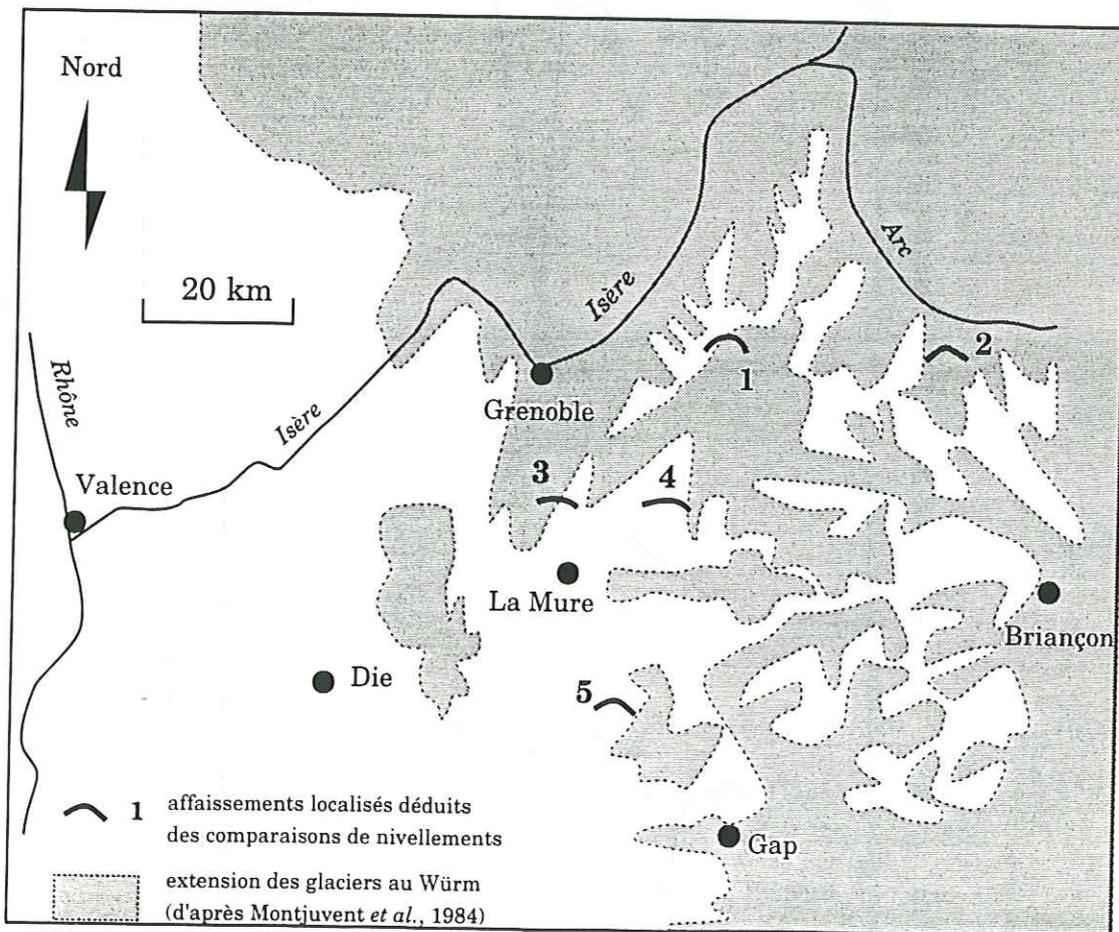
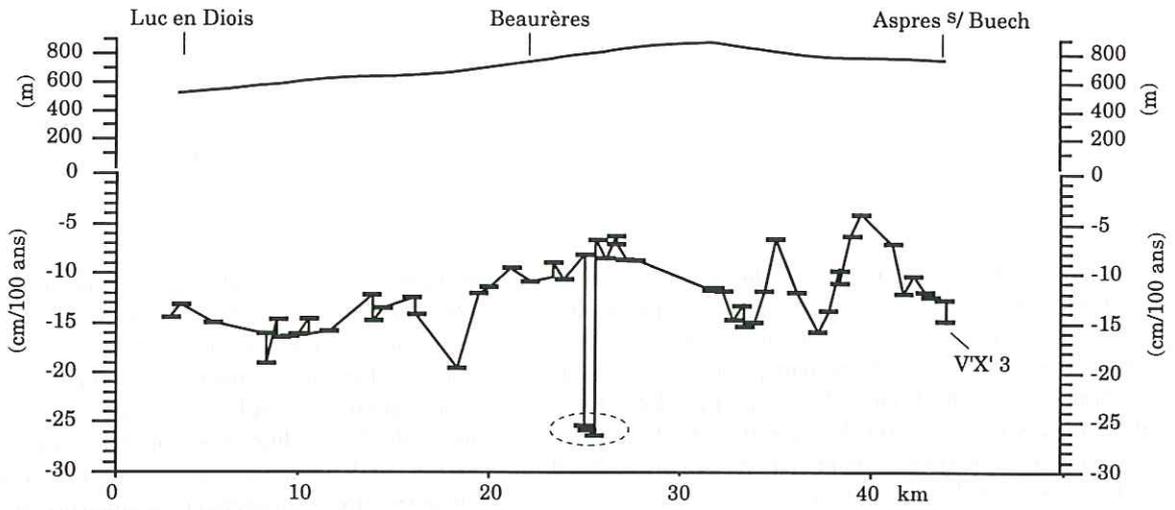
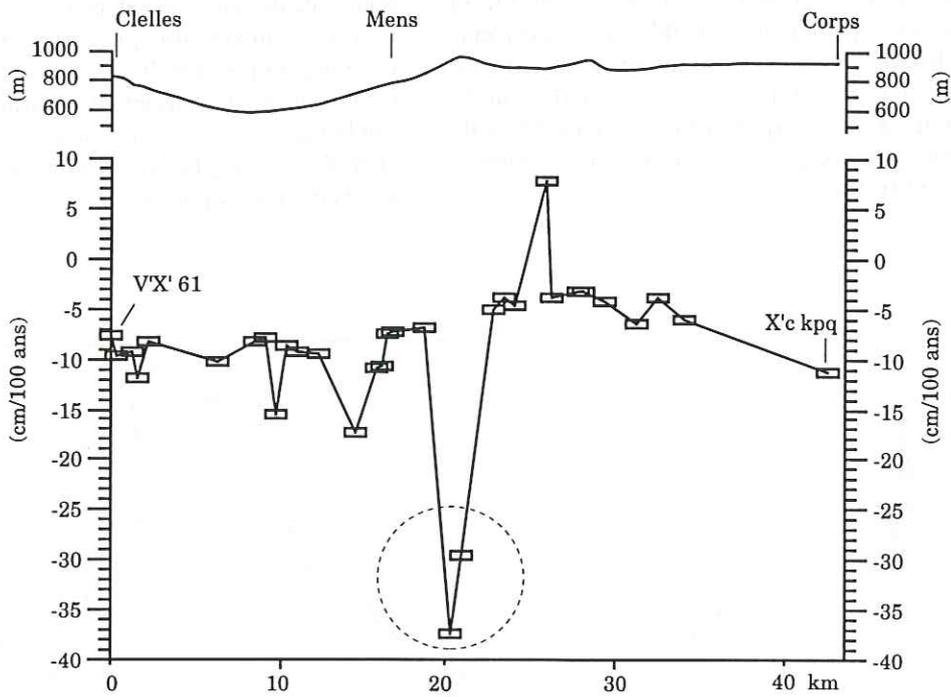


Fig. II-34. Localisation des principaux affaissements de la partie sud-est de la région étudiée et extension des glaciers au Würm.

V'ab



X' c kq



R'c op

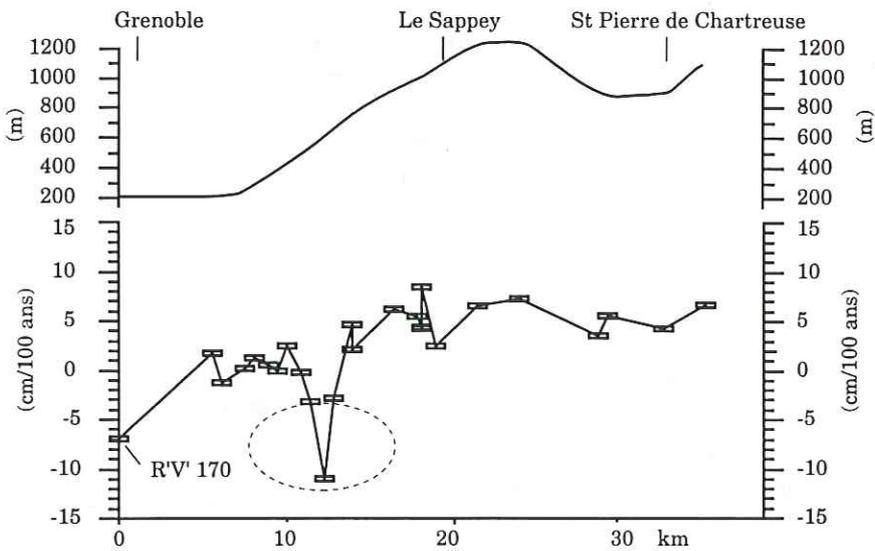


Fig. II-35. Mouvements de terrain mis en évidence par les comparaisons de nivellements.

ainsi la déstabilisation gravitaire consécutive à la surrection associée au retrait glaciaire post-Würm.

L'accident de l'Eau d'Olle, le long duquel sont observées des vitesses de mouvements actuelles de l'ordre de 2,5 mm/an (Fig. II-31) ne présente pas de marqueur géomorphologique évident de son activité. Seul un escarpement de 50 m de hauteur, franchi en cascade par le ruisseau des Sept Laux et situé entre deux repères de nivellement encadrant l'accident, pourrait en être l'expression morphologique (Fig. II-32).

La limite de ce phénomène vers le Sud pourrait correspondre aux mouvements observés au niveau de la faille de la Durance et de la nappe de Dignes (Philip, 1983; Jorda *et al.*, 1992; Ritz, 1992).

## 6.2. Les mouvements localisés

Pour l'interprétation des mouvements verticaux localisés, c'est-à-dire affectant peu de repères de nivellement sur de courtes distances, des données complémentaires (terrain, géomorphologie) sont nécessaires. La connaissance précise du site est alors indispensable.

### 6.2.1. Glissements de terrains

Des affaissements affectant 2 ou 3 repères de nivellement avec des vitesses élevées (souvent supérieures à 2 mm/an par rapport aux points voisins), s'observent en plusieurs endroits (Fig. II-28). Nous les attribuons à des glissements de terrain (Fig. II-35).

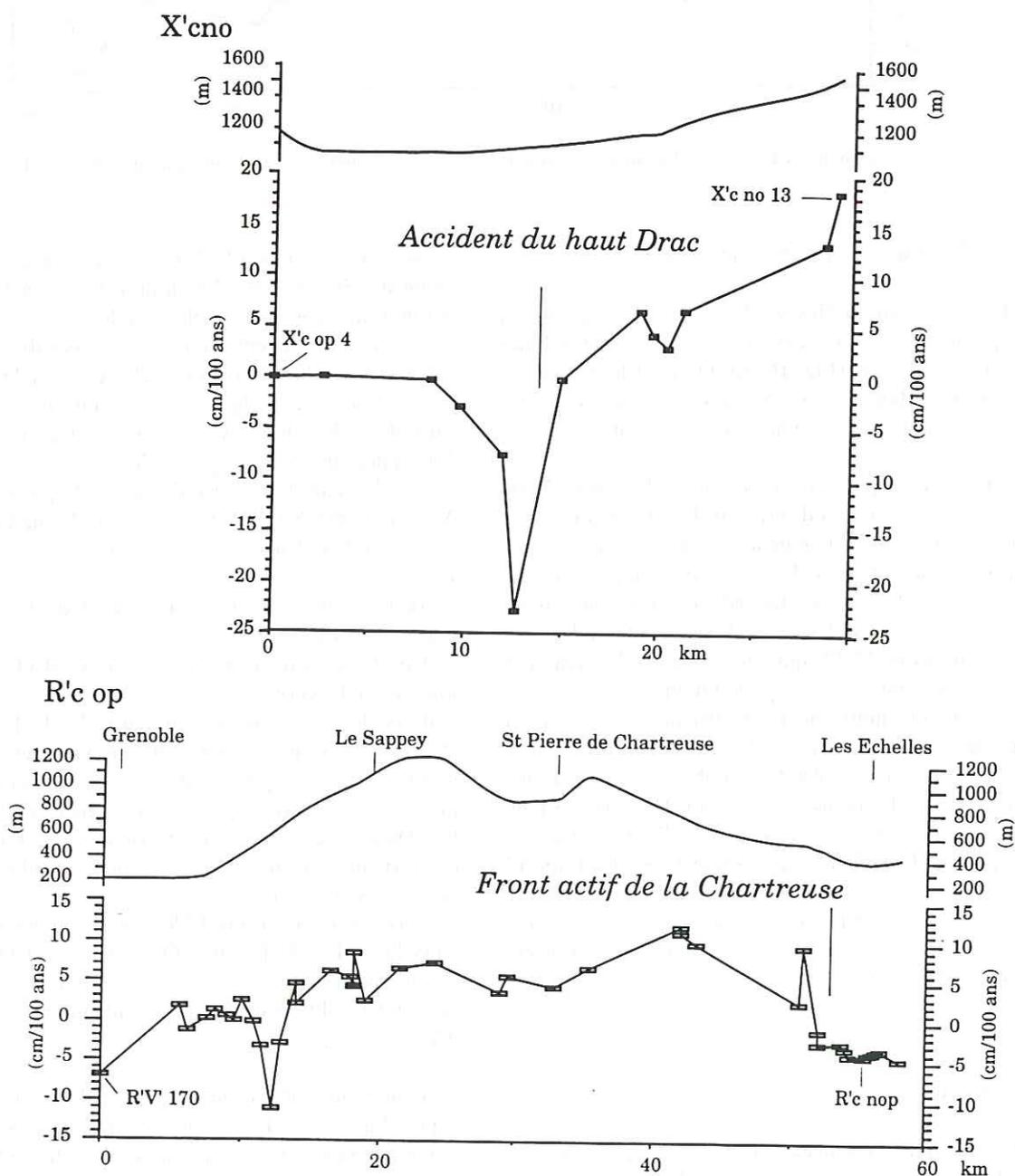


Fig. II-36. Mouvements verticaux le long de profils de comparaisons de nivellements, situés à l'aplomb d'accidents supposés actifs.

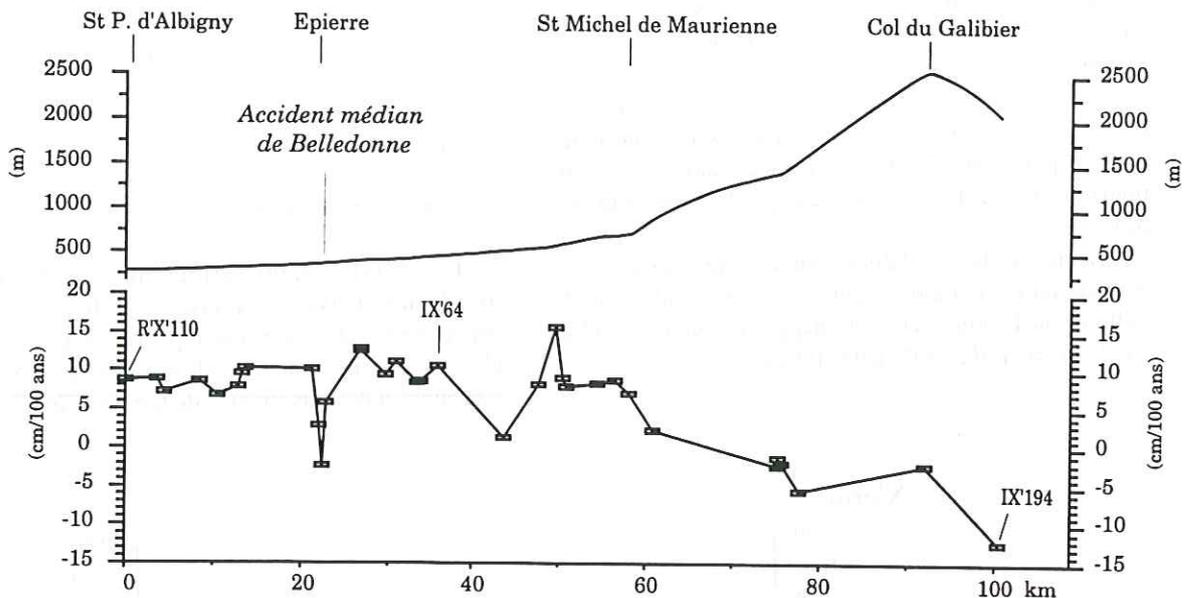


Fig. II-37. Mouvement vertical à l'aplomb de l'accident médian de Belledonne enregistré sur le profil de nivellement de 1<sup>er</sup> ordre IX'.

### 6.2.2. Mouvements d'origine tectonique

Certaines anomalies visibles sur les graphes des comparaisons de nivellement sont situées à l'aplomb d'accidents connus (Fig. II-36). On peut légitimement penser que, dans ce cas, les mouvements verticaux observés traduisent l'activité de ces accidents.

Un exemple peut être pris dans Belledonne. Nous avons signalé précédemment le mouvement de surrection de grande longueur d'onde de ce massif par rapport à l'avant-pays. Le profil de comparaison de nivellements le long de IX' révèle l'existence d'un affaissement à l'aplomb de l'accident médian de Belledonne (Fig. II-37) qui atteint 1,2 à 1,4 mm/an par rapport aux points situés de part et d'autre.

Le sens du mouvement est difficile à déterminer à partir de ces seules données. Un tassement différentiel des alluvions est improbable en l'absence de variations amont-aval de la nature de celles-ci. Des dissolutions dans les évaporites associées au "synclinal médian" ne sont pas exclues. Un affaissement type "pull-apart" associé au jeu localement décrochant de l'accident est également plausible compte tenu de son activité montrée par les failles vivantes des Grands Moulins (Bordet, 1963 et 1970).

## 7. - CONCLUSION

L'analyse des données issues des comparaisons de nivellements dans une partie des Alpes occidentales françaises révèle des mouvements verticaux aux

vitesse importantes (de 1 à 2,5 mm/an par rapport au point de référence R'V' 83), dont l'origine tectonique est vraisemblable dans la plupart des cas:

- surrection de Belledonne et des massifs subalpins de la Chartreuse et du Vercors (avec des vitesses de 0,8 à 1,5 mm/an) pouvant traduire l'activité du chevauchement crustal de Belledonne vers l'Ouest, ou un bombement lithosphérique d'origine profonde;
- effondrement de la cluse de Grenoble par rapport au Vercors (2 mm/an), à la Chartreuse (1,8 mm/an) et à la Bièvre (0,9 mm/an) associé à une probable ouverture de la cluse;
- effondrements de la partie ouest de la cluse de Chambéry (1,2 mm/an)
- effondrement de la plaine de Bourg d'Oisans (1,9 mm/an sur 15 km);
- dans le Devoluy et au Sud de Belledonne, affaissement général et mouvements verticaux négatifs de blocs avec compartiments sud effondrés (0,8 à 1,9 mm/an par rapport au point de référence situé dans le Bas Dauphiné, c'est à dire supérieurs à 2,5 mm/an par rapport au Vercors) pouvant être la traduction de glissements gravitaires;
- mouvement différentiel Nord-Sud sur un accident dans la vallée de l'Eau d'Olle, 3 km à l'Ouest du barrage de Grand Maison, à 2,5 mm/an; cela fait de cet accident le plus actif actuellement reconnu dans les Alpes.

Pour certains de ces mouvements, il reste cependant impossible de faire la part entre ce qui est associé à une tectonique profonde (ou gravitaire plus ou moins liée à cette tectonique) et ce qui peut être la conséquence de la réactivation de failles, suite au rebond post-glaciaire.

## CHAPITRE 3

## ETUDE DÉTAILLÉE DES MOUVEMENTS VERTICAUX ACTUELS DANS LE GRÉSIVAUDAN

## 1. - INTRODUCTION

Les mouvements verticaux du Grésivaudan, replacés dans un cadre régional des Alpes occidentales françaises ont été décrits dans le chapitre 2.

Cependant, la nature des données disponibles sur les profils de nivellement de cette vallée permet d'aborder deux problèmes:

- étudier la continuité des mouvements verticaux dans le temps, à l'échelle du siècle grâce à la répétition

des mesures (4 en 100 ans) le long du profil de 1<sup>er</sup> ordre R'X', entre Grenoble et Pontcharra;

- déterminer si les mouvements tectoniques quaternaires affectant les Collines bordières, mis en évidence par l'étude géomorphologique, sont toujours actuels. Les données utilisées sont les comparaisons de deux nivellements de profils de 4<sup>ème</sup> ordre et du profil R'X', réalisés en 1950 et 1993.

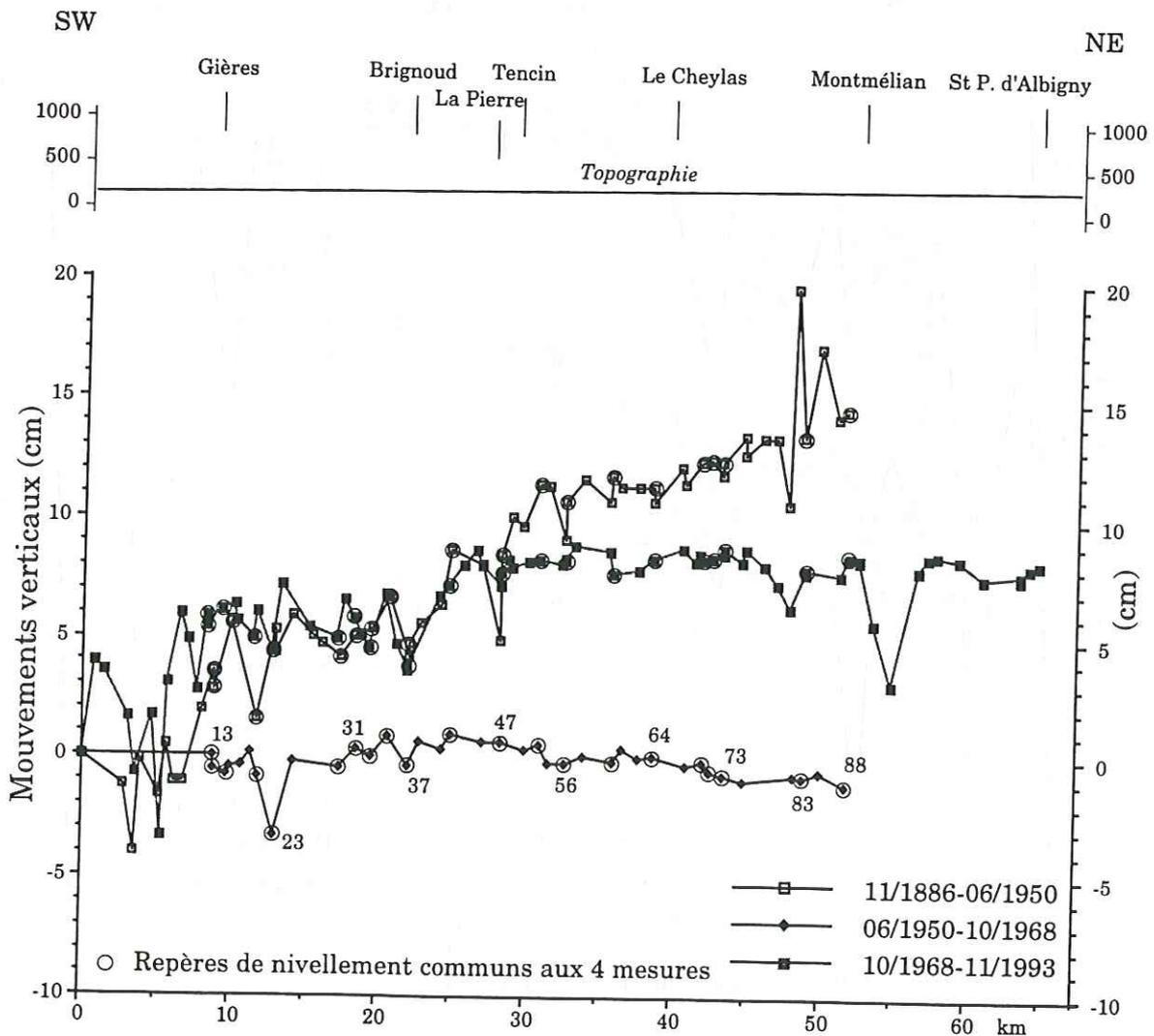


Fig. II-38. Evolution des mouvements verticaux dans le temps, d'après les comparaisons des nivellements réalisés en 1886, 1950, 1968 et 1993 le long du profil R'X'.

## 2. - ETUDE DE LA CONTINUITÉ DES MOUVEMENTS VERTICAUX DANS LE TEMPS

Dans le Grésivaudan, le profil R'X' a été nivelé en 1886, 1950, 1968 et 1993. Il existe donc un enregistrement des mouvements sur plus de 100 ans, avec deux mesures intermédiaires.

### 2.1. Les données

Suite à la disparition de certains repères entre 1886 et 1993 et à la pose de nouveaux repères en 1968, les quatre mesures ne portent pas rigoureusement sur les mêmes points. Les graphes de comparaison de nivellements sont réalisés pour tous les intervalles de temps. Il est donc possible d'étudier les mouvements verticaux intervenus durant les périodes successives

1886-1950, 1950-1968, 1968-1993. Nous avons également fait les compensations des mesures 1886-1968 (données utilisées dans la compensation des taux de déplacements des Alpes nord-occidentales exposées dans le chapitre 2) et 1950-1993, années communes aux mesures des profils de 4<sup>ème</sup> ordre (Annexe 3).

A partir de ces données, nous recherchons l'évolution des mouvements verticaux dans le temps, en nous appuyant sur deux types de représentation des résultats.

D'une part, l'évolution du sens des mouvements est étudiée à partir des données brutes (Fig. II-38).

D'autre part, ces mouvements, calculés dans chaque intervalle de mesure, ont été ramenés à 100 ans. C'est alors la continuité des vitesses de déplacements verticaux qui est analysée (Fig. II-39).

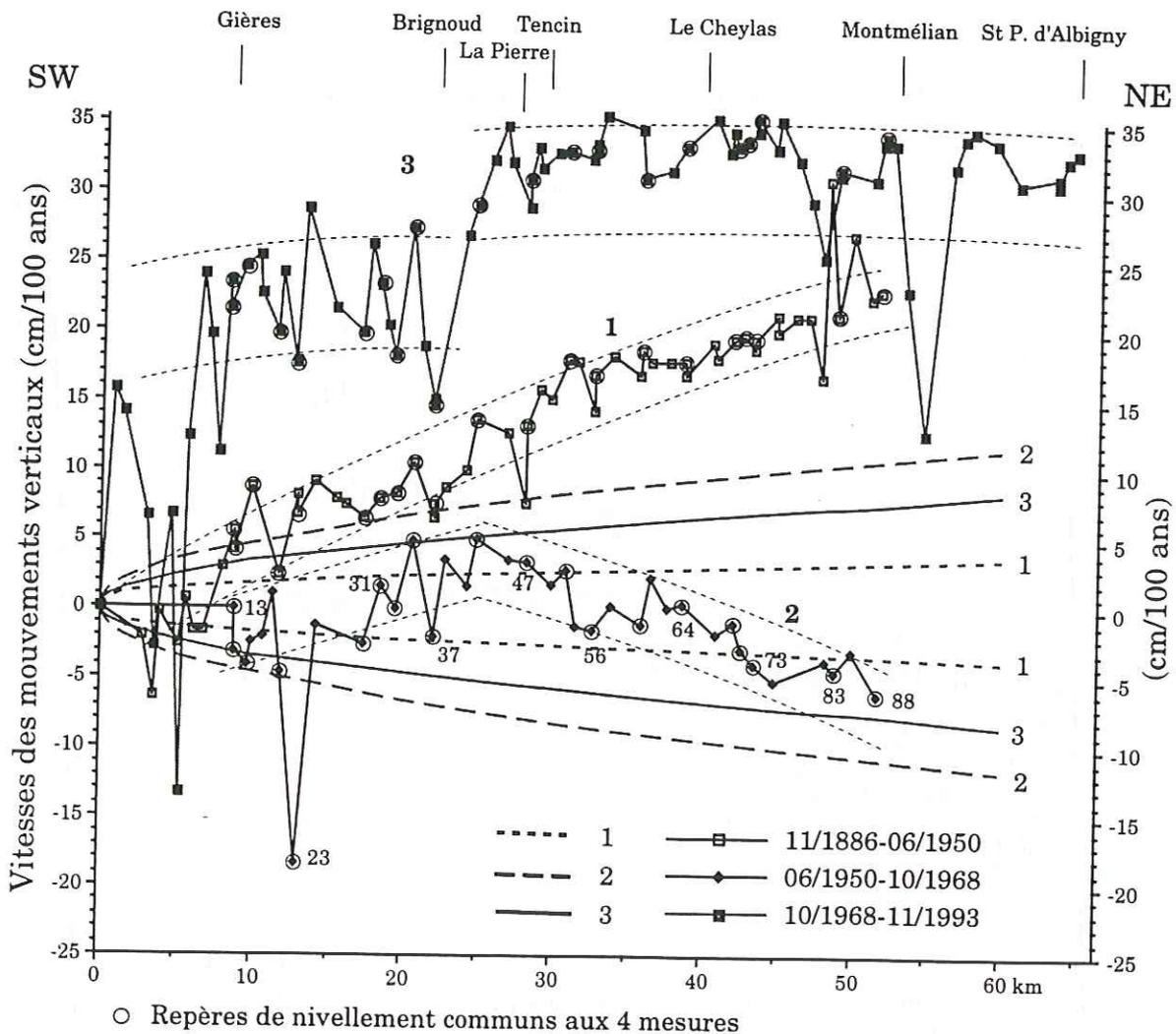


Fig. II-39. Evolution des vitesses de mouvements verticaux dans le temps, d'après les comparaisons des nivellements réalisés en 1886, 1950, 1968 et 1993 le long du profil R'X'. Les courbes en trait gras pointillé sont celles de la loi en racine carrée de la distance en fonction de l'intervalle de temps entre 2 mesures, au delà desquelles les mouvements sont significatifs.

## 2.2. Discussion et interprétation

L'analyse des données présentées ci-dessus porte exclusivement sur le caractère significatif ou non des différences de pente observées sur les profils de comparaisons de nivellements.

### 2.2.1. Variations des pentes sur les profils de comparaisons de nivellements

Trois intervalles de temps sont disponibles pour les étudier. Les déplacements sont mesurés sur 64 ans (1886-1950), 18 ans (1950-1968) et 25 ans (1968-1993). Malgré les durées variables des trois périodes (du simple au triple), les valeurs des mouvements sont peu différentes (**Fig. II-38 et Annexe 3**); les mouvements observés sur 25 ans (1968-1993) sont d'amplitude comparable à ceux mesurés sur 64 ans (1886-1950) et sont de quelques centimètres entre repères voisins.

En revanche, les mouvements enregistrés en 18 ans (1950-1968) sont de plus faible amplitude (de l'ordre de 1 cm).

Par ailleurs, les pentes observées sur la longueur du profil ne sont pas constantes non plus (**Fig. II-39**):

- le profil 1886-1950 présente une pente régulière vers le Sud;
- le profil 1950-1968 présente une pente vers le Sud au Sud de La Pierre et vers le Nord au Nord de ce village;
- le profil 1968-1993 présente deux "plateaux" séparés par un saut au niveau de La Pierre.

Avant tout, il est nécessaire de faire la part des pentes qui sont significatives par rapport à la précision instrumentale. Celle-ci est représentée par les courbes (1, 2 et 3: **Fig. II-39**) données par une loi en racine carrée de la distance en fonction de l'intervalle de temps entre deux mesures (cf chapitre I, § 3-2-1); au delà de ces courbes les vitesses de mouvements et les pentes sont significatives.

Il en ressort que les changements de pentes observés au niveau de La Pierre sont significatifs.

On note que ces changements de pentes s'observent de part et d'autre de La Pierre, village où nous avons déjà signalé une particularité dans l'étude morphostructurale (relai de failles).

Par ailleurs, ces variations dans le temps de l'enregistrement grande longueur d'onde (pentes) permettent d'exclure:

- tout phénomène de dérive Nord-Sud, à moins que cette discordance, mesurée entre nivellements NGF et IGN 69 (Kasser, 1989), ne soit pas constante dans le temps.
- tout problème d'erreurs corrélées avec le relief, la pente de la vallée le long de laquelle s'effectue le cheminement étant très faible, et ne s'étant pas inversée au cours du siècle dernier.

### 2.2.2. Interprétation

De cette étude sur les mouvements verticaux le long du profil R'X' mesurés sur trois intervalles de temps, il ne ressort pas de logique claire dans l'évolution des vitesses de ces mouvements au cours du temps.

Dans ce contexte de plaine alluviale qu'est le

<i>Nature des observations</i>	
Nbre de repères	147
Nbre de repères fixés	1
Nbre de repères libres	146
Vitesses des déplacements relatifs	151
Degré de liberté (Différences entre nbre de points et de vitesses calculées)	5
<i>Options de calcul</i>	
Mode de compensation	ajustement
Nbre max. d'itérations (Nbre de fois que les résultats sont réinjectés pour un nouveau calcul)	3
Critère de convergence (Valeur minimale de différence entre vitesses initiale et compensée pour laquelle une itération de calcul est lancée)	0,001
Taux de confiance	95%
Critère de rejet des résidus	Taux Max
<i>Résultats du calcul</i>	
Nbre d'itérations final	2'
Facteur de variance estimé	0,3172
Nombre de résidus hors norme	0

Tab. II-12. Principales caractéristiques de la compensation des différences de dénivelées entre les repères de nivellements du Grésivaudan et de ses bordures.

Grésivaudan, on doit s'interroger sur l'influence variable des battements de la nappe phréatique sur la compaction des sédiments récents. Par exemple, la coupure du méandre de l'Isère de Bois François (1 km en amont de Domène) en 1969, s'est traduit par une baisse du niveau de la nappe de plusieurs mètres, ressentie jusqu'à Pontcharra.

Un tel phénomène peut entraîner des tassements différentiels et expliquer l'augmentation de l'amplitude du "bruit" sur les comparaisons de nivellements après 1968 (Fig. II-39).

Les changements de pentes régionales au cours du temps sont plus difficilement interprétables en terme de variations de niveaux de la nappe. De plus, le fait que les changements de pentes majeurs se situent près de La Pierre autorise à ne pas exclure une signification tectonique de ces modifications de pentes régionales.

Notons toutefois que, quelle qu'en soit la cause, les taux de déplacements verticaux le long du Grésivaudan n'ont cessé d'augmenter au cours des 25 dernières années.

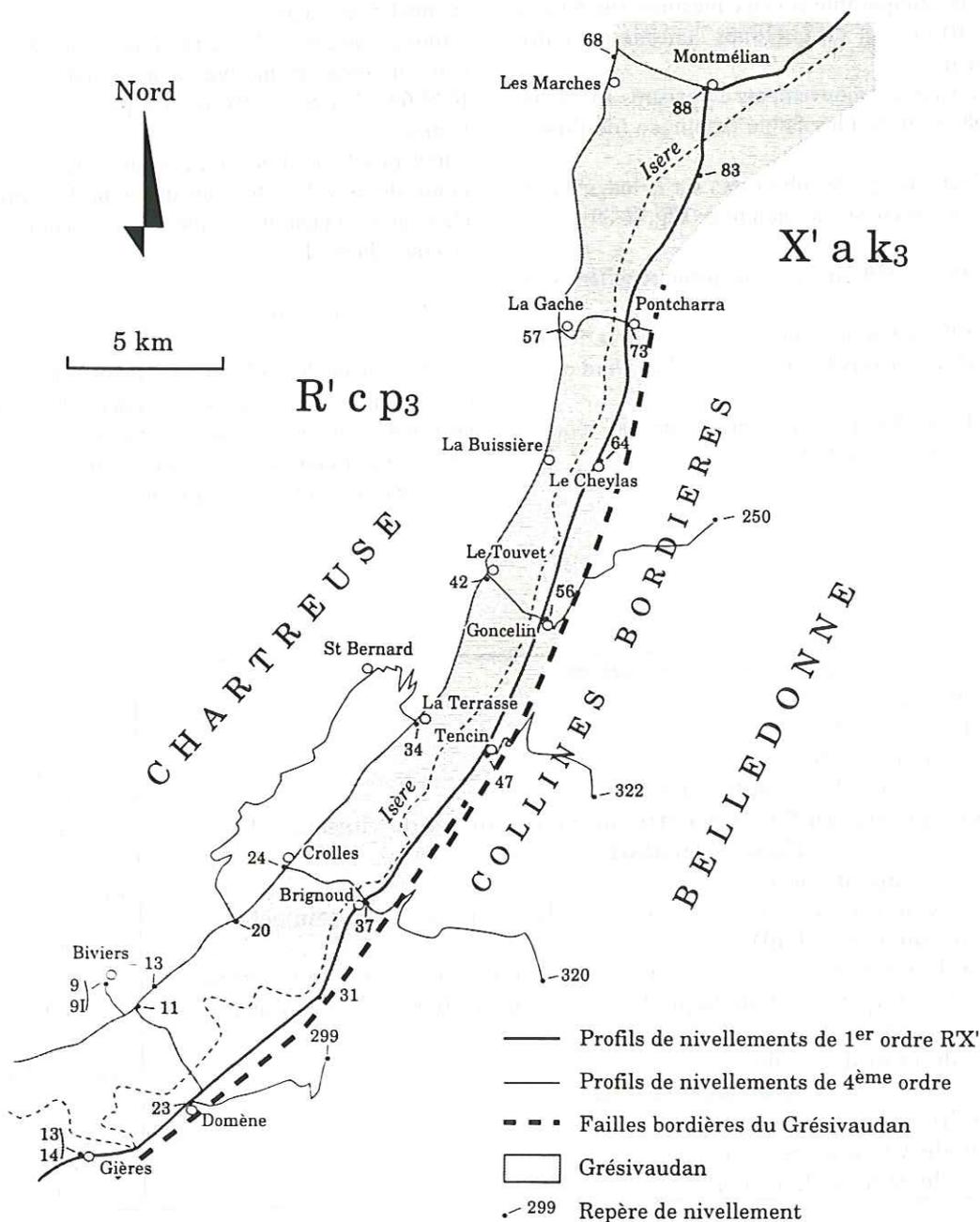


Fig. II-40. Carte de situation des profils de nivellements de 1<sup>er</sup> et 4<sup>ème</sup> ordre utilisés pour l'étude des mouvements verticaux dans le

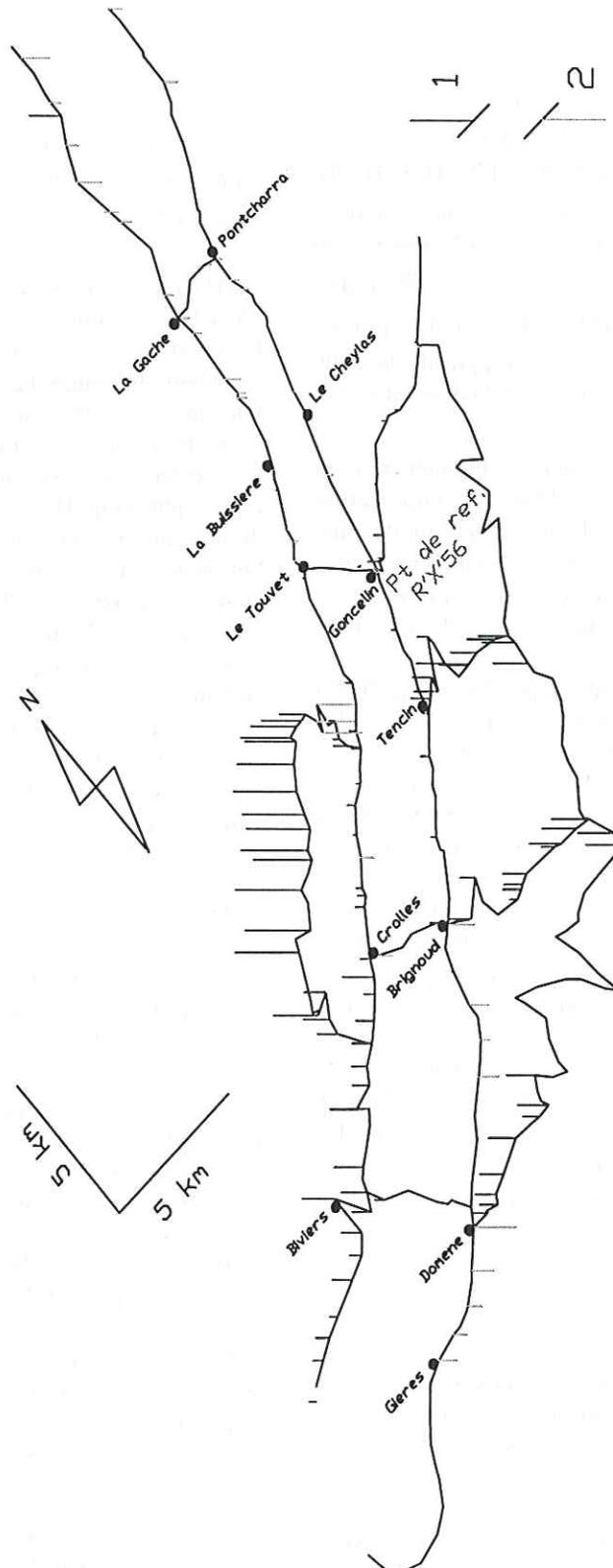


Fig.II-41. Vitesses des déplacements verticaux entre 1950 et 1993 de part et d'autre du Grésivaudan, exprimées en mm/an par rapport au point de référence R'X'56. Vue en perspective du réseau depuis le Sud. 1: vitesse de mouvement positif de 2 mm/an; 2: vitesse de mouvement négatif de 2 mm/an.

### 3. - LES MOUVEMENTS VERTICAUX ACTUELS LE LONG DU GRÉSIVAUDAN ET SUR SES BORDURES

#### 3.1. Les données

Nous avons utilisé des comparaisons effectuées sur les profils de 1<sup>er</sup> ordre (R'X') et de 4<sup>ème</sup> ordre (mailles R' cp<sub>3</sub> et X' ak<sub>3</sub>) mesurés en 1950 et 1993 (Fig. II-40). L'homogénéité en temps de ces données nous autorise à les compenser ensembles. Dans le calcul, compte tenu du mode opératoire (aller simple pour le 4<sup>ème</sup> ordre; aller et retour pour le 1<sup>er</sup> ordre) et des pentes topographiques importantes le long des profils de 4<sup>ème</sup> ordre, un poids plus important est attribué aux données du 1<sup>er</sup> ordre.

Le point de référence fixé pour cette compensation est R'X' 56, situé à Goncelin (Dans la compensation générale présentée dans le chapitre II ce point a une vitesse de déplacement vertical presque nulle par rapport au point de référence). Les principales caractéristiques du calcul sont résumées dans le Tab. II-12.

Les profils de nivellements disponibles (Fig. II-40) sont disposés à certains endroits clés pour l'étude des déformations actuelles du Grésivaudan et de ses bordures. Il existe deux profils le long de la vallée, de part et d'autre de l'Isère, qui permettent de contrôler si les deux bords de la vallée subissent les mêmes mouvements verticaux.

Un profil fait une boucle en montant en Chartreuse, sur le plateau des Petites Roches. Il permet de compléter les observations faites dans le chapitre 2, sur la surrection relative du massif de la Chartreuse par rapport à la vallée de l'Isère.

Plusieurs profils traversent la vallée d'Ouest en Est, recoupent les failles bordières du Grésivaudan, et montent sur les collines bordières de Belledonne. Ils permettent l'étude du cylindrisme des mouvements verticaux du Grésivaudan par rapport aux collines bordières.

#### 3.2. Analyse des résultats

La principale motivation de cette étude est de tester la persistance actuelle des mouvements tectoniques récents mis en évidence par la géomorphologie (Darmendrail *et al.*, 1994).

Les mouvements verticaux actuels sont présentés suivant deux points de vue, qui permettent une meilleure lecture des mouvements longitudinaux (Fig. II-41) et transversaux (Fig. II-42).

Un mouvement de basculement vers le Sud de la partie sud, vers le Nord de la partie nord, le long du profil R'X' est observable (Fig. II-43); la limite entre ces deux parties se situe près du village de La Pierre.

En rive droite de l'Isère, les mouvements des repères de nivellement le long du 4<sup>ème</sup> ordre semblent plus complexes. Il se produit dans la partie Sud un basculement vers le Sud. Entre St Ismier et Les Marches, deux parties horizontales sont séparées par un saut de 6 cm/an à Ste Marie d'Alloix.

La surrection relative de la Chartreuse par rapport au Grésivaudan (2<sup>ème</sup> partie, chapitre 2) s'observe sur le profil de 4<sup>ème</sup> ordre des Petites Roches (Fig. II-44).

Un mouvement atteignant 8,6 cm en 43 ans (20 cm/100ans) montre qu'il existe une surrection de la Chartreuse (essentiellement de la partie située au dessus de la barre tithonique) par rapport au Grésivaudan, avec une vitesse de 2 mm/an.

Cependant, ce profil de comparaison de nivellements présente une très forte corrélation avec la topographie (Fig. II-44). En effet, le graphe des taux de déplacement verticaux (sur 100 ans) présente un bombement qui est de 8 cm (en 43 ans) sur 8,5 km entre les repères R'cp 20 et R'cp 136. Si on considère que l'ensemble de ce phénomène est lié à la topographie, cela représente une erreur d'environ 1 cm/km.

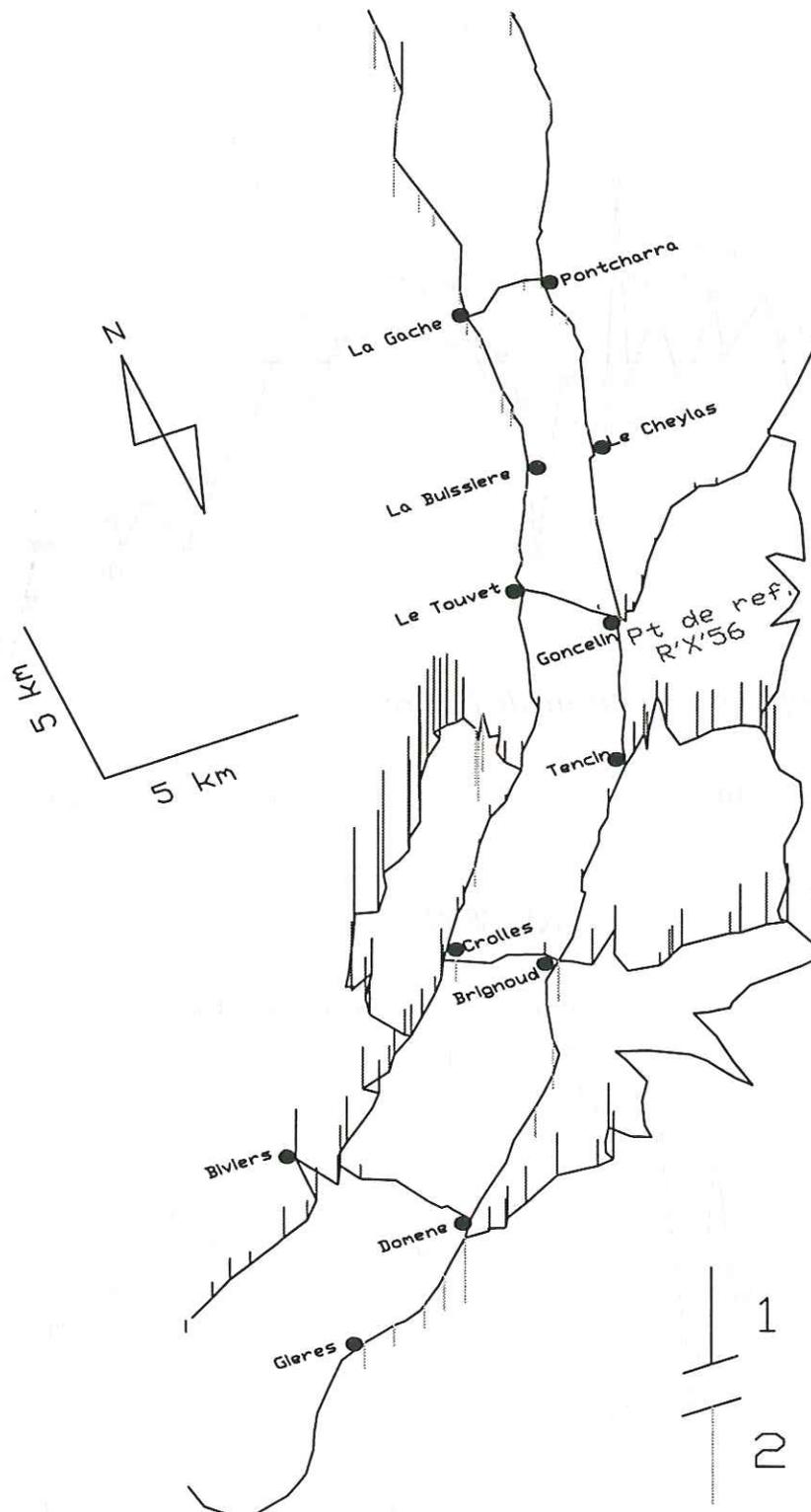
Le cheminement a été réalisé à raison de 30 nivelées par km en 1950 et 35 nivelées par km en 1993, ce qui implique une erreur de 0,35 mm à chaque lecture de mire, soit plus de 3 fois l'erreur généralement admise dans un nivellement "normal" (0,1 mm/lecture).

Dans des cas extrêmes de mauvaises conditions de nivellements, c'est-à-dire le long d'une pente topographique forte et régulière, avec une mesure tous les 30 m, l'erreur maximale est de 20 mm pour 100 m de dénivelée (Lambeck, 1988). En appliquant ces valeurs aux mesures du plateau des Petites Roches, où la dénivelée entre les points R'cp 20 et R'cp 136 est d'environ 650 m, l'erreur maximale "acceptable" est de 13 cm. Les 8,6 cm que nous observons peuvent donc être liés à un cumul d'erreurs de mesures dues à la topographie.

Il est donc impossible de conclure à une éventuelle surrection du plateau des Petites Roches à partir de ces seules données.

Par ailleurs, un important mouvement de terrain est enregistré sur ce profil. Il affecte 3 repères (R'cp<sub>3</sub> 119, 120 et 121) de nivellements qui descendent à une vitesse de 1,5 mm/an (Fig. II-44).

Quatre profils de 4<sup>ème</sup> ordre transverses franchissent la limite entre le Grésivaudan et les collines bordières (Fig. II-40). Ils recoupent les failles bordières du Grésivaudan à jeu récent (première partie). Les comparaisons de nivellements le long de ces profils (Fig. II-45) montrent un affaissement de la vallée par rapport aux collines. Ces mouvements ne sont pas homogènes dans l'espace (Fig. II-41, II-44). En effet, le mouvement vertical relatif entre la vallée et son



**Fig.II-42.** Vitesses des déplacements verticaux entre 1950 et 1993 de part et d'autre du Grésivaudan, exprimées en mm/an par rapport au point de référence R'X'56. Vue en perspective du réseau depuis l'Est. 1: vitesse de mouvement positif de 2 mm/an; 2: vitesse de mouvement négatif de 2 mm/an.

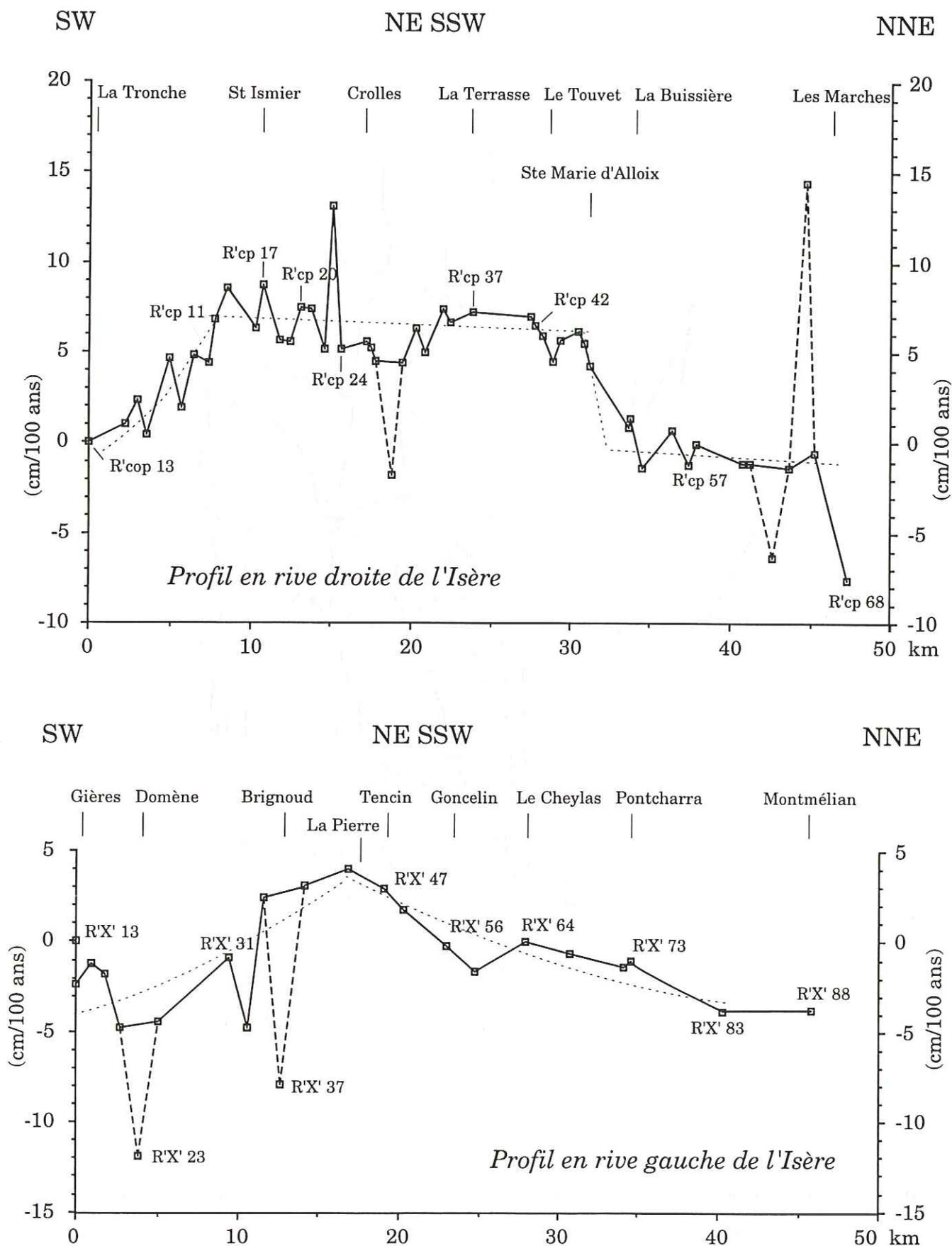


Fig. II-43. Comparaisons des nivellements effectués en 1950 et 1993 dans le Grésivaudan de part et d'autre de l'Isère. Profil de 1<sup>er</sup> ordre R'X' en rive gauche; profil de 4<sup>ème</sup> ordre de la maille R'c p3 en rive droite.

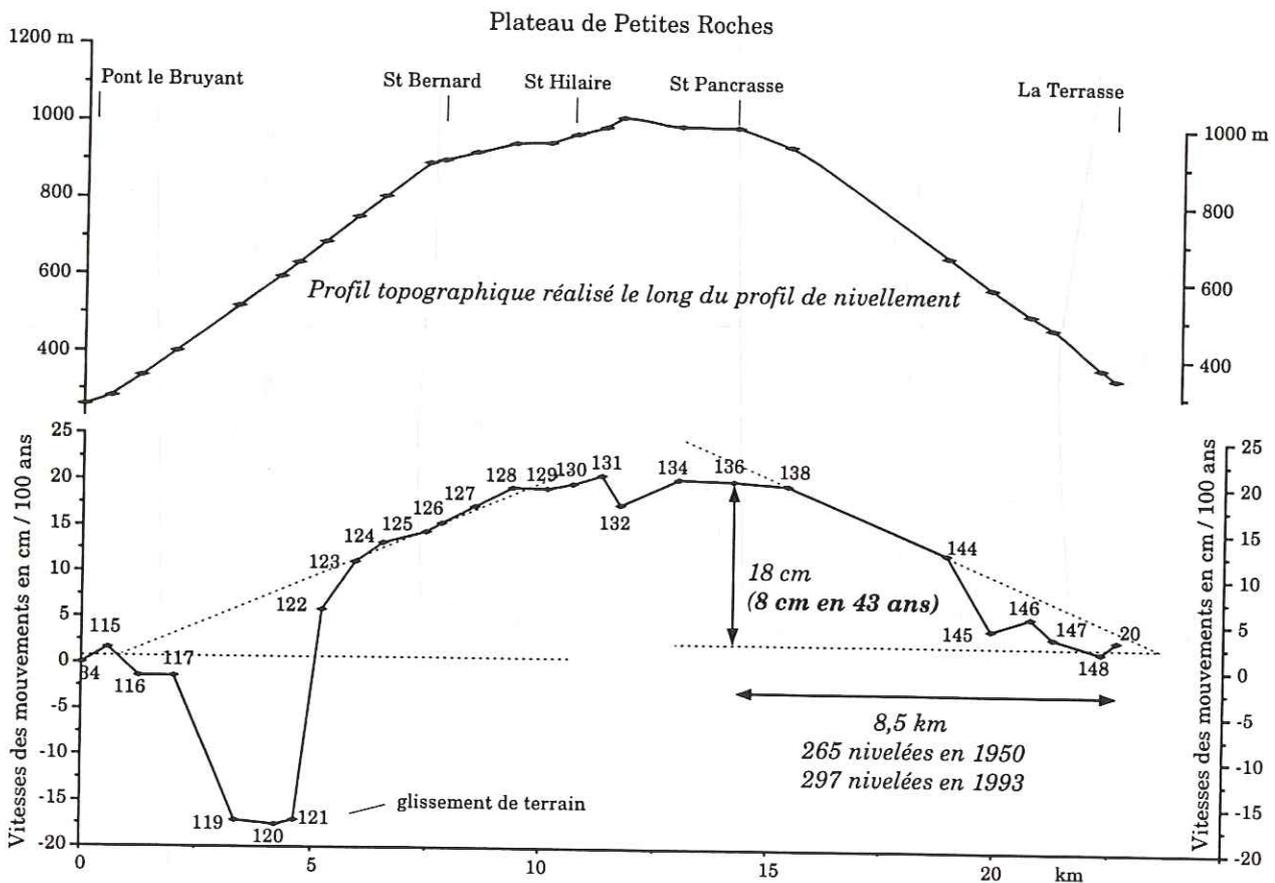


Fig. II-44. Comparaison des nivellements réalisés en 1950 et 1993 le long du profil de 4<sup>ème</sup> ordre du plateau des Petites Roches (maille R' c p<sub>3</sub>).

versant oriental au cours des 43 dernières années varie du Sud vers le Nord; les mouvements ramenés à 100 ans sont:

- quasiment nuls à Domène;
- d'environ 5,5 cm à Brignoud;
- 4,5 cm à Tencin;
- 2 cm à Goncelin.

En revanche, la vallée ne présente pas d'affaissement par rapport au versant occidental de la vallée, mis à part vers Biviers (mouvement de l'ordre de 6.5 cm en 100 ans), c'est à dire en vis à vis de l'absence de mouvement par rapport aux Collines bordières (Fig. II-45).

Ainsi, les mouvements verticaux observés de part et d'autre de la vallée d'une part, entre la vallée et ses bordures d'autre part, montrent des dissymétries, tant dans la logique longitudinale que dans la logique transversale.

### 3.3. Interprétation

Pour être interprétés, ces résultats sont intégrés dans un modèle de déformation actuelle prenant en compte les mouvements déduits de la géomorphologie.

#### 3.3.1. Dissymétrie N-S des mouvements dans la vallée

Les mouvements verticaux observés sur les profils de part et d'autre de l'Isère ne semblent pas suivre la même logique (Fig. II-43). Il est difficile d'affirmer la cause de ces mouvements: la situation des profils sur la plaine alluviale de l'Isère peut en effet suggérer que les mouvements enregistrés sont entraînés par des variations de niveau de la nappe phréatique ou des phénomènes de tassement d'alluvions récentes.

De plus, les deux profils de nivellement situés le long du Grésivaudan ne se trouvent pas à égale distance de l'Isère: le profil de 1<sup>er</sup> ordre R'X' est très proche de la rive gauche de la rivière (quelques centaines de mètres), le profil de 4<sup>ème</sup> ordre en rive droite en est éloigné (plus d'un kilomètre).

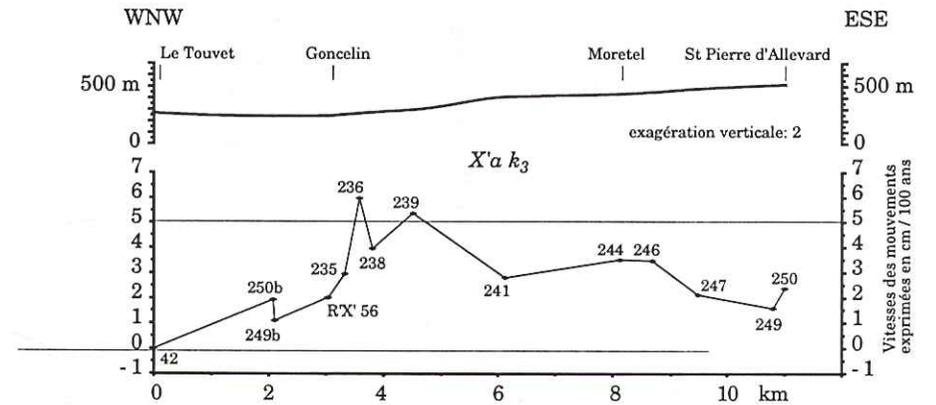
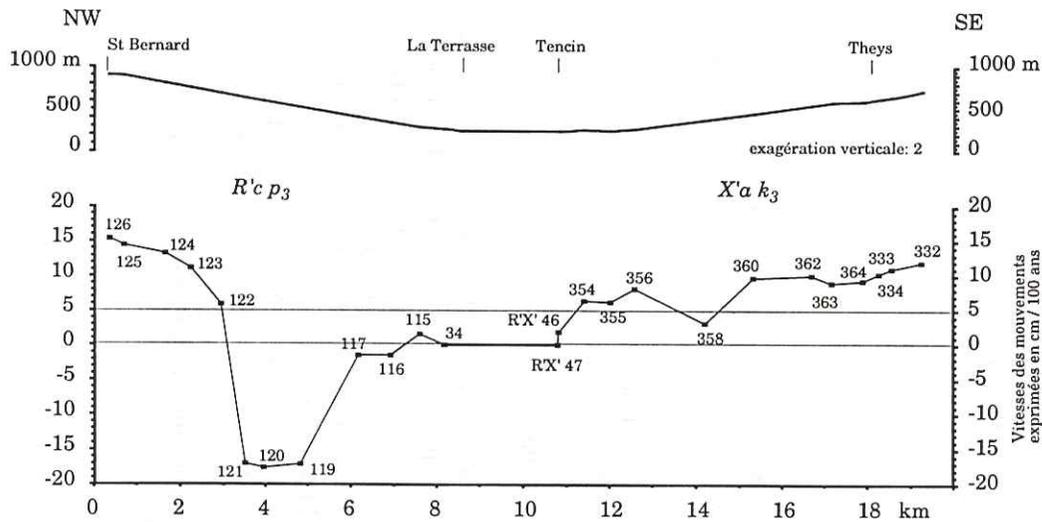
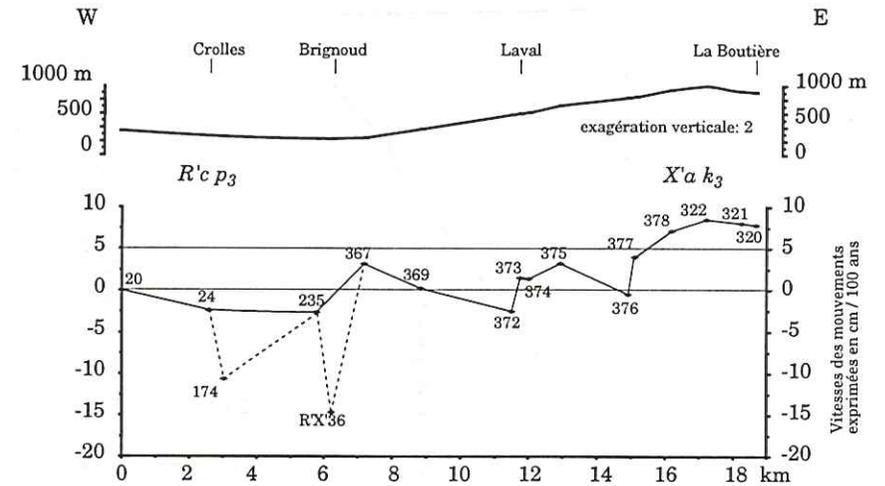
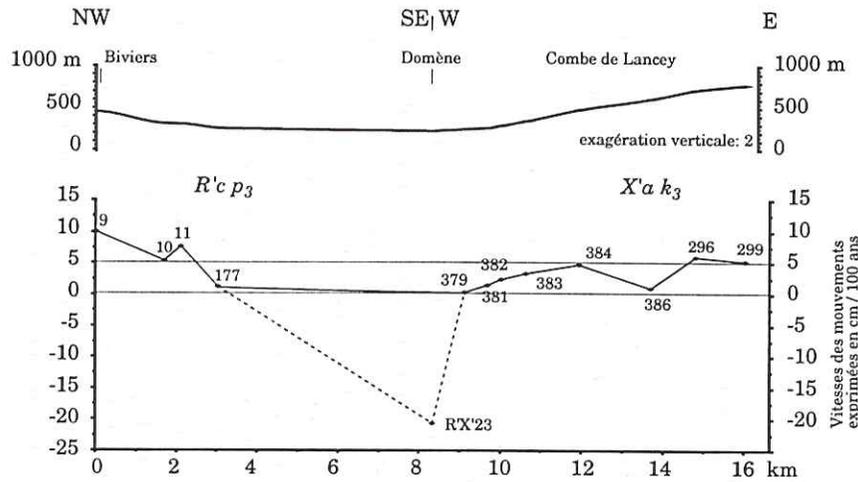


Fig. II-45. Profils de comparaison de nivellements à travers du Grésivaudan. Mesures effectuées en 1950 et 1993 sur des profils de 4<sup>ème</sup> ordre dans les mailles X'a k<sub>3</sub> et R'c p<sub>3</sub>.

On peut ainsi penser que les variations de niveau des eaux de la nappe n'est pas identifiée sur les deux profils. Par ailleurs, la moins bonne qualité du profil en rive droite (4<sup>ème</sup> ordre) peut être responsable de l'aspect bruité du graphe, duquel il est donc plus difficile de sortir des mouvements de courte longueur d'onde significatifs. Pour finir, nous avons montré au début de ce chapitre que les mouvements de grande longueur d'onde sont également difficilement interprétables d'après les critères mathématiques fixés.

En fonction de ces observations, il n'est pas possible de conclure sur l'origine des mouvements longitudinaux observés dans le Grésivaudan. Toutefois, le fait que certaines variations de tendance des mouvements verticaux se localisent près du village de La Pierre, permet d'envisager une origine en partie

tectonique à ces mouvements.

### 3.3.2. Dissymétrie E-W des mouvements verticaux de la vallée

Des mouvements verticaux constatés le long des profils de nivellement du 4<sup>ème</sup> ordre transverses sont localisés sur les failles bordières orientales (Fig. II-45), sauf sur le profil le plus méridional (Biviers-Domène).

En revanche, sur ce même profil (St Bernard-Theys), on note un mouvement vertical d'environ 6,5 cm en 100 ans (sur 1 km) entre la vallée et son versant occidental. Un mouvement analogue de surrection du plateau des Petites Roches par rapport au Grésivaudan est aussi visible (Fig. II-45 et II-46).

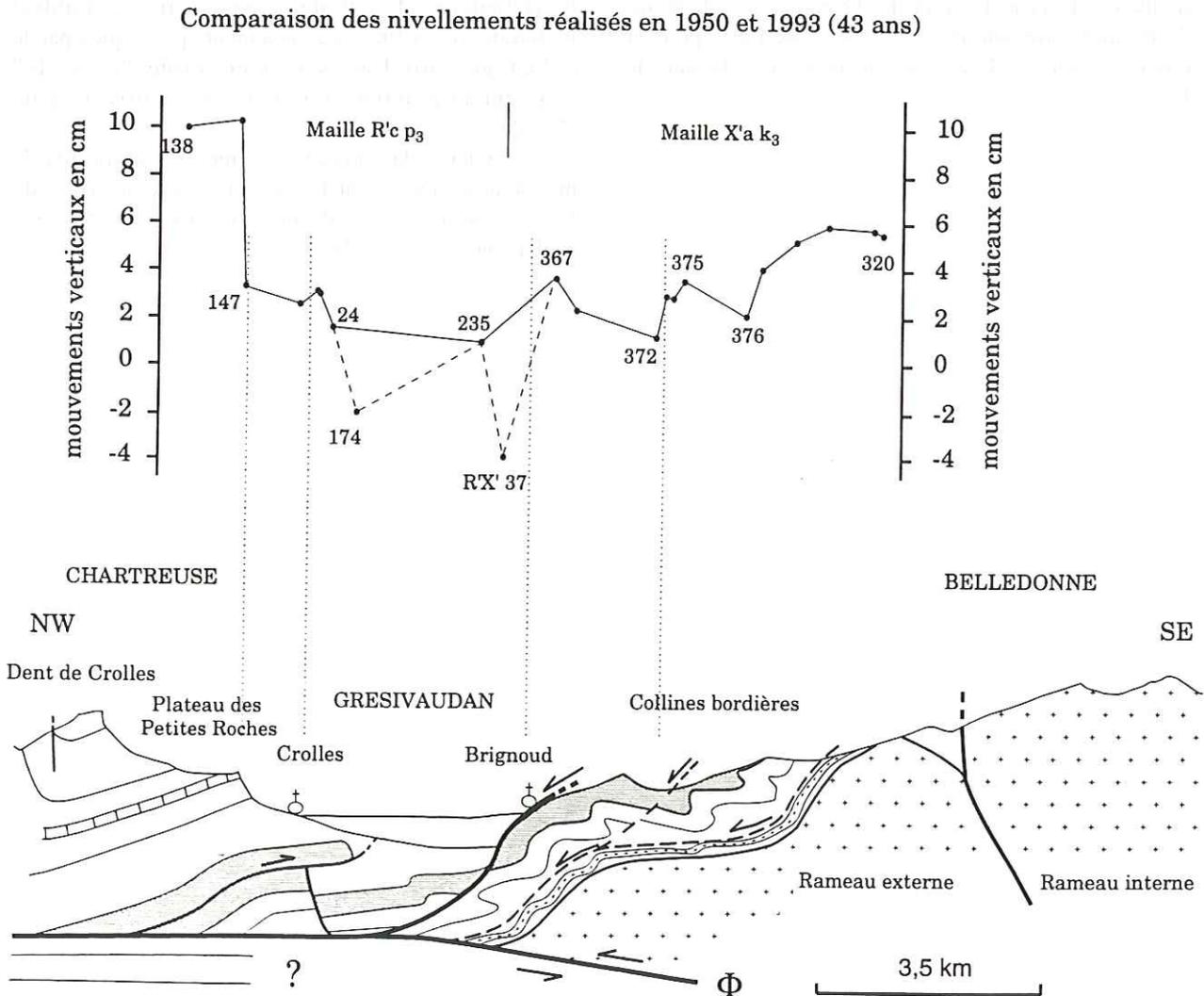


Fig. II-46. Relations entre les mouvements verticaux actuels déduits de la comparaison de nivellements d'un profil de 4<sup>ème</sup> ordre et les mouvements récents déduits de la géomorphologie (Darmendrail *et al.*, 1994).

Les mouvements des repères R'cp 174 et R'X' 37 ne sont pas significatifs de la tendance générale des mouvements dans le sens N-S (Fig. II-42, II-43); ainsi, c'est le mouvement des points R'cp 235 et R'cp 24 qui sont pris en compte pour l'évaluation des mouvements de la vallée par rapport à ses versants.

L'origine tectonique des mouvements verticaux entre la vallée et ses versants mis en évidence sur les profils de comparaison de nivellements est difficile à établir. Les affaissements de la vallée par rapport aux Collines bordières, ainsi que la dissymétrie E-W des mouvements peuvent traduire l'activité actuelle des failles bordières orientales du Grésivaudan (**Fig. II-46**). Ils peuvent également résulter de phénomènes de tassement d'alluvions liés au battement de la nappe phréatique de l'Isère.

Les principaux mouvements déduits des comparaisons de nivellements se situent au niveau du Dogger des Collines bordières. A cet endroit (profil Crolles-La Boutière), en l'absence de phénomène de tassement alluvial, l'origine tectonique gravitaire des affaissements est possible (même logique que les mouvements discutés dans le chapitre II de la première partie du mémoire).

Par ailleurs, nous avons montré l'existence d'un mouvement vertical actuel de 0,5 mm/an sur le profil du Bréda (Darmendrail *et al.*, 1993; **Fig. I-61**) qui peut être causé par du glissement couche sur couche dans le Lias.

### 3.4. Conclusion

De l'étude des mouvements verticaux par comparaison de nivellements dans le Grésivaudan et ses bordures, il ressort qu'une partie, au moins, des mouvements quaternaires récents d'origine tectonique mis en évidence par la géomorphologie (Darmendrail *et al.*, 1994; **Fig. II-46**) est encore active. Il s'agit principalement du glissement couche sur couche au niveau du Lias des Collines bordières de Belledonne. En revanche, les mouvements verticaux entre la vallée et le versant oriental de la vallée peuvent résulter de phénomènes de tassement d'alluvions, aussi bien que du jeu actuel le long des failles bordières.

En tout état de cause, même si ces failles sont encore actives aujourd'hui, leur activité semble moins importante (< 0,5 mm/an) qu'elle ne l'a été après la glaciation du Würm (cf. première partie). Il semble donc que le delestage glaciaire a une influence sur la tectonique, en terme de déstabilisation gravitaire se rajoutant à celle causée par la surrection "tectonique" de Belledonne. L'activité actuelle (vitesses faibles) traduirait soit la fin des mouvements provoqués par le delestage, soit l'activité tectonique "normale" (glissement gravitaire) associée à la surrection de Belledonne.

Par ailleurs, la répétition de mesures de profils de nivellements recoupant le contact socle/couverture de Belledonne permettra de montrer si cette limite est également active actuellement.

## TROISIEME PARTIE

### SYNTHESE ET CONCLUSIONS

Dans cette dernière partie, nous résumons succinctement l'état des connaissances sur la déformation des Alpes occidentales depuis l'Oligocène supérieur. Les mouvements quaternaires que nous avons mis en évidence par l'approche géomorphologique et les comparaisons de nivellements sont ainsi replacés dans un modèle général d'évolution de la déformation des Alpes occidentales, depuis 30 Ma.

Durant la courte période de temps prise en compte dans cette étude (quelques centaines de milliers d'années), les éventuelles différences de déformation par rapport au régime installé depuis 20 Ma ne doivent pas être interprétées comme un changement définitif. Les déformations que nous avons observées sont la conséquence, sur une courte période de temps et dans un domaine géographique réduit, de la convergence SE-NW des plaques africaines et eurasiennes.

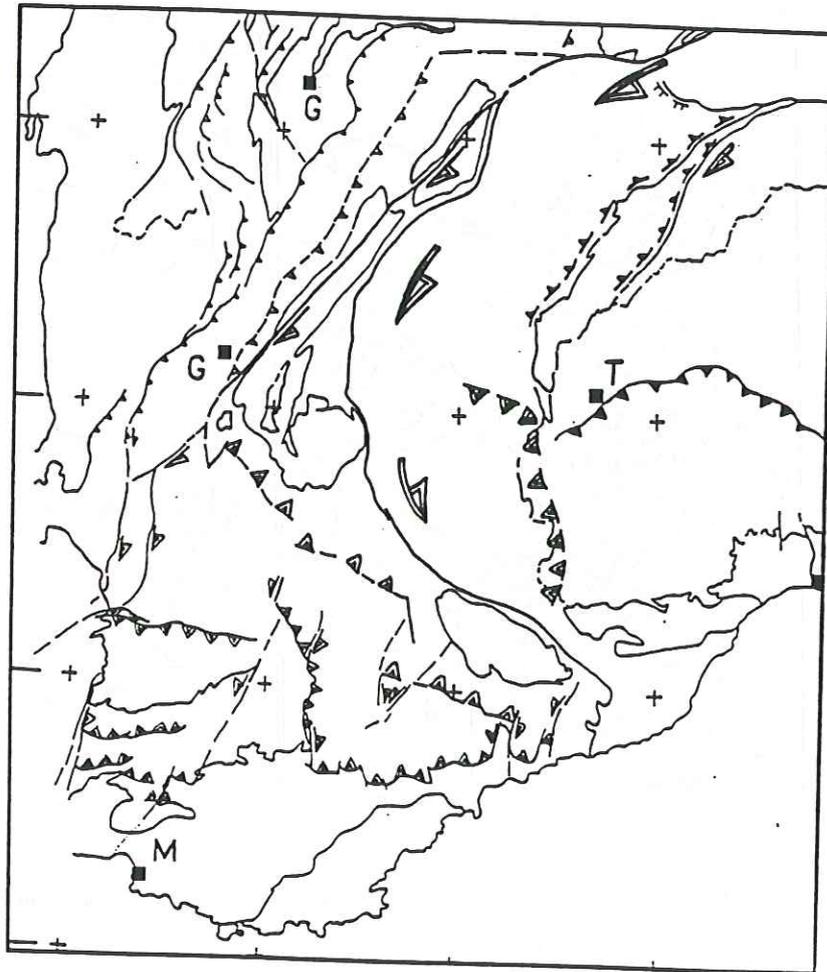


Fig. III-1. Expression de la rotation R2 dans les Alpes occidentales (d'après Ménard, 1988).

### 1. - RAPPEL SUR LA GÉODYNAMIQUE FINI-CÉNOZOÏQUE DES ALPES OCCIDENTALES

Au cours des derniers 22 Ma, l'évolution tectonique est marquée par la migration du front actif de la déformation vers l'extérieur de la chaîne. Se développe alors le chevauchement des massifs cristallins externes sur le socle subalpin avec absorption de 40 à 50 km de raccourcissement, et flexion du bassin molassique franco-suisse (Ménard, 1988; Dewey *et al.*, 1989; Mugnier *et al.*, 1990; Guellec *et al.*, 1990; Tardy *et al.*, 1990).

Pendant ce temps, la limite entre les socles pennique et delphino-helvétique est reprise à son tour en décrochement dextre (Ménard, 1988): rotation antihoraire (R2) de 26 à 27° (Fig. III-1).

Environ 100 km de raccourcissement seraient absorbés au niveau de ce décrochevauchement (Ménard, 1988).

En avant de la chaîne, dans le Bas Dauphiné, l'analyse des structures (plis, failles inverses, décrochements) révèle une compression E-W à WNW-ESE (Bergerat, 1987).

Au cours du Tertiaire, le poinçonnement de la plaque européenne par le promontoire apulien se traduit par une dynamique de rotation de la marge européenne déformée (Fig. III-2) avec expulsion latérale entraînant décrochements et décrochevauchements (Gidon, 1974; Tapponnier et Molnar, 1976; Ménard, 1988; Mugnier et Gidon, 1988; Vialon *et al.*, 1989).

### 2. - EVOLUTION PLIO-QUATÉNAIRE DE LA TECTONIQUE DANS LES ALPES NORD-OCCIDENTALES

La question de base, à l'amont de toute interprétation de la tectonique plio-quaternaire à actuelle, est celle de la continuité de cette tectonique avec celle connue pour le Miocène (Pavoni, 1961; Tapponnier, 1977; Savostin *et al.*, 1986; Ménard, 1988; Dewey *et al.*, 1989; Mugnier *et al.*, 1990; Guellec *et al.*, 1990; Tardy *et al.*, 1990).

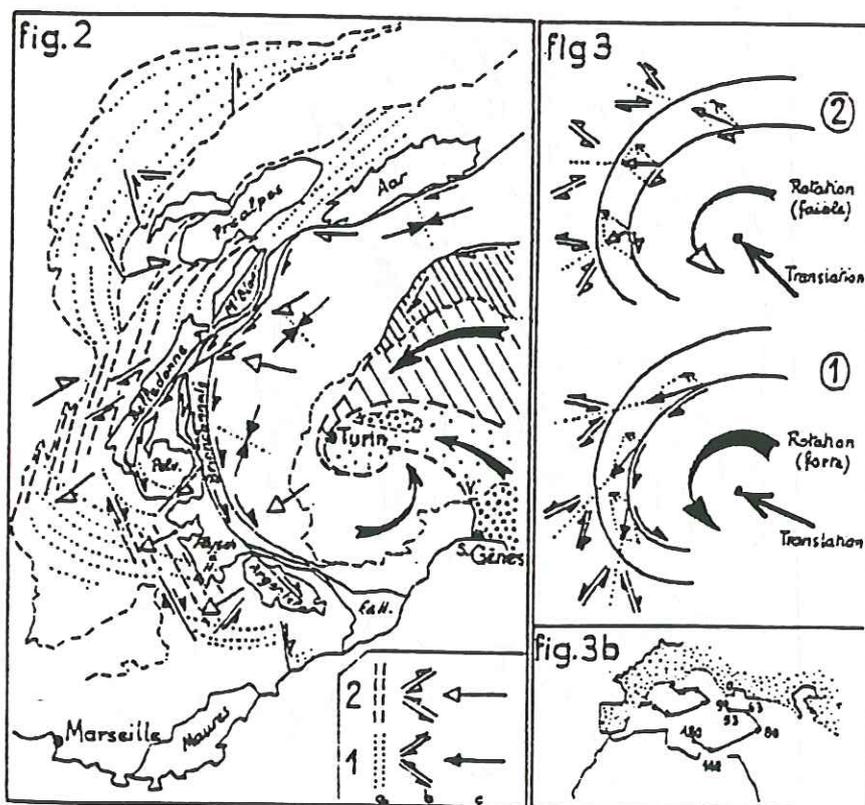


Fig. III-2. Interprétation des Alpes occidentales par combinaison de translations et de rotations (d'après Gidon, 1974).

A- Carte très schématisée des Alpes occidentales et du Jura: 1. Mouvements tertiaires précoces (a. Plis; b. Coulissages et tortions; c. Chevauchements); 2. Mouvements tertiaires tardifs. N. B.: Le domaine insubrique est hachuré et le domaine appenninique marqué de points de façon à figurer leurs limites, hypothétiques sous la plaine du Pô.

B- Modification des directions structurales depuis les mouvements tertiaires précoces (1) jusqu'aux plus tardifs (2) par atténuation de la rotation et modification de la translation de l'ensemble en rotation (on a indiqué la direction des résultantes de compression et celle des failles de coulissement connexes).

### 2.1. Dispositif mis en évidence pour le Plio-Quaternaire (Fig. III-3)

Dans les Alpes nord-occidentales françaises, l'existence d'un décrochement dextre le long de la bordure occidentale de Belledonne, serait associée aux structures en transtension NE-SW décrites en Chartreuse (Mugnier et Gidon, 1988) et à la création des cluses (Grenoble, Chambéry et Annecy) orientées NW-SE. Ces mouvements seraient dans le prolongement tectonique fini-tertiaire.

Les arguments en faveur de cette continuité sont la persistance de la surrection des massifs cristallins externes jusqu'à l'Actuel, ainsi que du champ de

déformation pliocène mis en évidence dans les Alpes du Sud (Philip, 1983; Jorda *et al.*, 1992; Ritz, 1992).

En revanche, certains éléments contredisent cette apparente continuité.

- L'avant-pays remonte vers la fin du Miocène (la molasse marine se trouve à plusieurs centaines de mètres d'altitude), alors que le chevauchement des massifs cristallins externes devrait continuer à enfoncer le bassin molassique en flexion.

- La surrection des massifs cristallins externes s'accélère depuis au moins 7-8 Ma (si l'on admet que les taux de dénudation fournis par les traces de fission sur apatites traduisent la surrection), pour atteindre 1,5 km dans le dernier Ma; cette valeur est à rapprocher

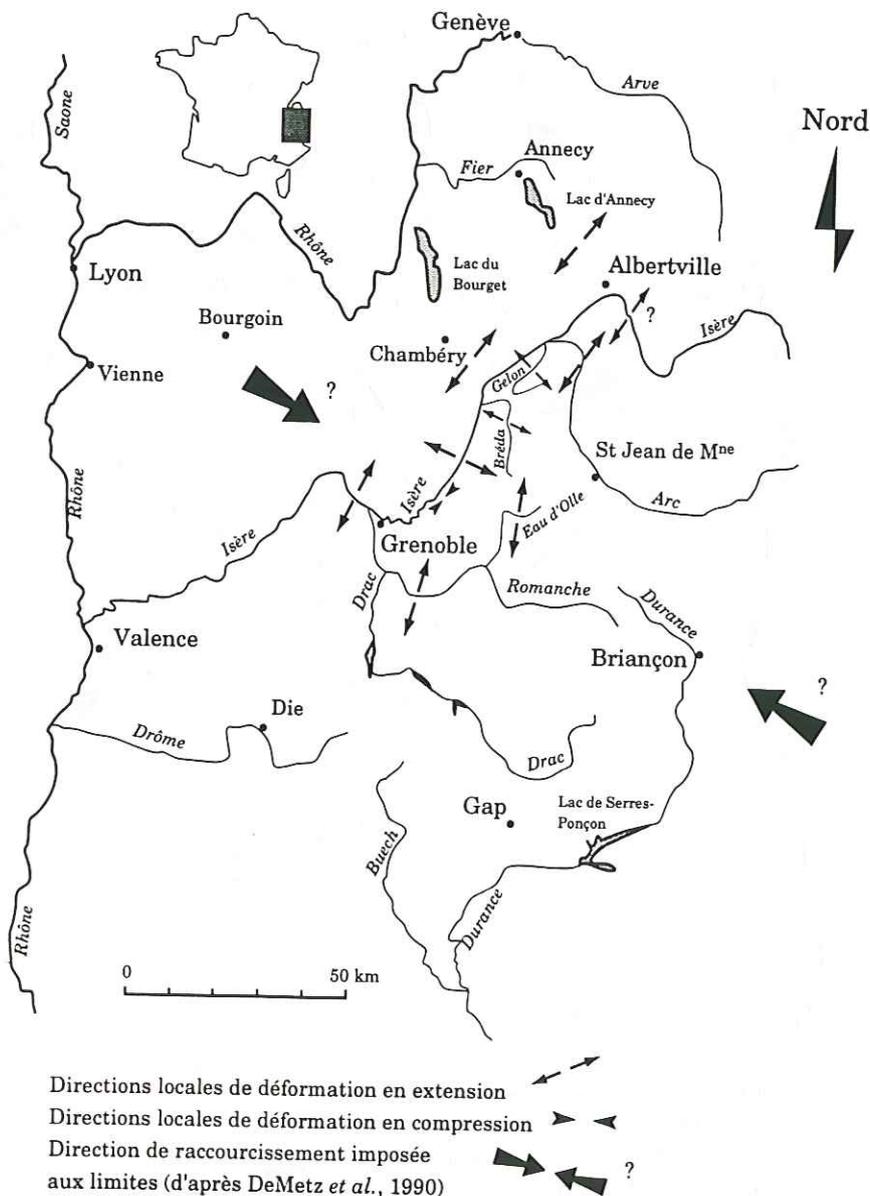


Fig. III-3. Interprétation des indices tectoniques déduits de la géomorphologie en terme de directions locales de déformation finie superficielle dans les Alpes occidentales.

des 1,5 mm/an caractérisant la surrection actuelle de Belledonne.

Le modèle que nous avons proposé pour expliquer les anomalies morphologiques aux abords du sillon subalpin combine les tectoniques longitudinale et transversale. Les phénomènes qui en découlent se manifestent à différentes profondeurs. La tectonique longitudinale affecte le socle, alors que la tectonique transversale, essentiellement gravitaire et plus superficielle, se concentre dans la couverture.

L'origine des basses vallées de la Maurienne, de la Romanche et certainement de la Tarentaise, est liée à la tectonique longitudinale; l'extension est d'au moins 5

km (sur 100 km), affectant Belledonne et sa couverture sédimentaire.

Cette tectonique longitudinale peut traduire trois phénomènes:

- une extension liée au chevauchement des massifs cristallins externes, en tant que conséquence de directions de déplacements divergentes de ces massifs (due à la courbure générale de l'Arc alpin);
- une extension accompagnant le phénomène d'expulsion latérale vers le SW, à l'échelle des Alpes occidentales (Gidon, 1974; Ménard, 1988; Mugnier et Gidon, 1988; Vialon *et al.*, 1989);
- une extension consécutive à la surrection d'origine lithosphérique.

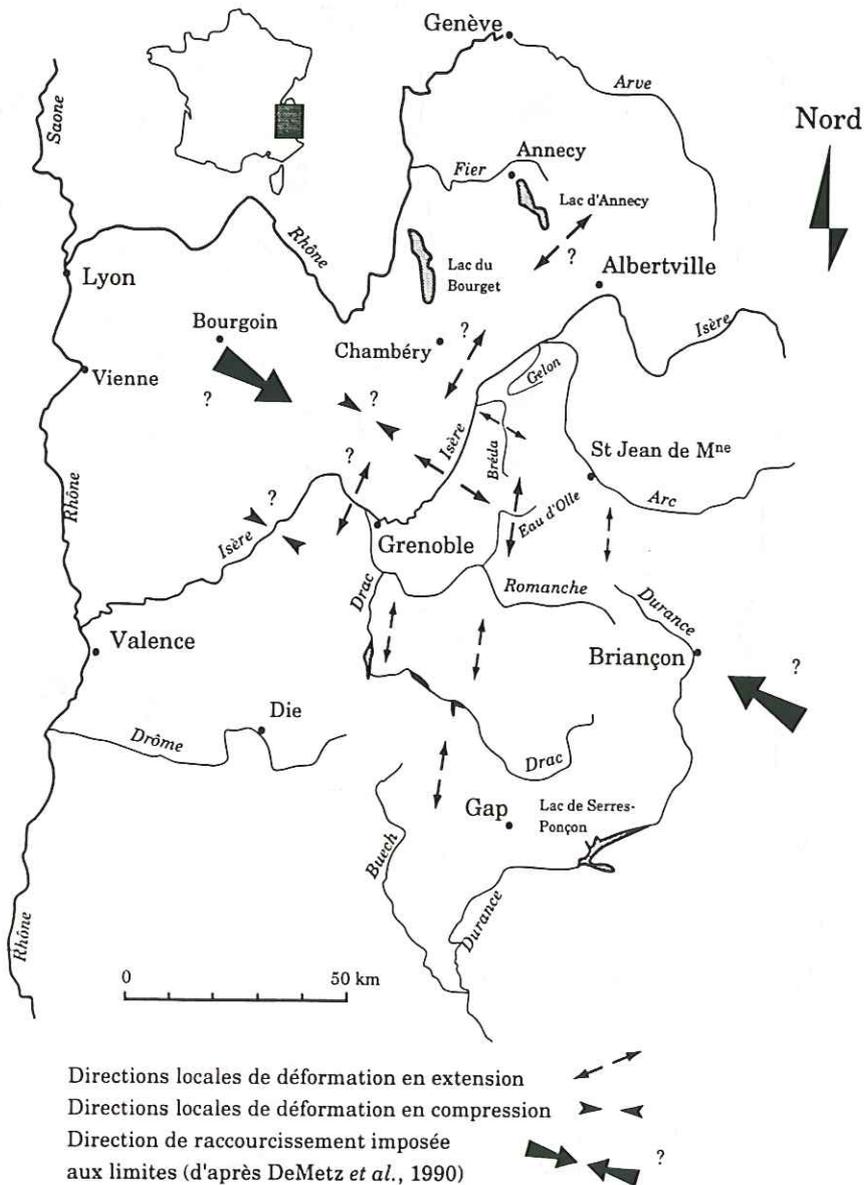


Fig. III-4. Interprétation des mouvements verticaux déduits des comparaisons de nivellements en terme de directions locales de déformation instantanée actuelle dans les Alpes occidentales.

Par ailleurs, des marqueurs de tectonique extensive transversale à l'axe de la chaîne, ont été mis en évidence au niveau du sillon subalpin. Ainsi, la création du Grésivaudan, par glissement de la Chartreuse par rapport à Belledonne le long des failles bordières orientales du Grésivaudan, et le glissement couche sur couche dans les Collines bordières, absorbent environ 2,5 km d'extension transversale.

Il nous est ainsi possible de proposer que la tectonique extensive, essentiellement pour sa composante transversale, est d'origine gravitaire, conséquence de la surrection de Belledonne, liée soit à l'activité du chevauchement du massif cristallin sur le socle subalpin, en continuité des mouvements miocènes, soit à un bombement régional d'origine plus profonde (Lyon-Caen et Molnar, 1989).

## 2.2. Dispositif de déformation instantanée actuelle (Fig. III-4)

Dans la deuxième partie de ce travail, nous avons conclu qu'une origine tectonique pour les mouvements verticaux déduits des comparaisons de nivellements n'est pas facilement démontrable, en particulier aux abords du Grésivaudan.

Cependant, parmi ces mouvements, l'origine tectonique de certains paraît très probable.

Nous avons essayé de traduire en carte l'expression en terme de directions de déformation horizontale de ces mouvements verticaux (Fig. III-4).

Il est vraisemblable que la logique cinématique actuelle est très comparable à celle qui prévaut au Plio-Quaternaire, du moins quant à ses directions.

Toutefois, deux remarques s'imposent:

- l'apparition d'un affaissement régional non corrélé avec le relief, traduisant une probable extension N-S dans la partie sud-est du domaine étudié; le jeunesse du phénomène suggère une possible réponse gravitaire au dernier delestage glaciaire;
- les faibles vitesses de la déformation actuelle autour du Grésivaudan (0,5 mm/an) par rapport aux vitesses moyennes post 65 000 ans (1,5 à 2,3 mm/an), suggèrent là encore, que la tectonique transversale est en partie une conséquence du delestage glaciaire, dont les effets ont presque totalement disparus.

En revanche, la surrection régionale semble traduire une tendance qui s'inscrit dans la continuité de celle du Plio-Quaternaire. Le delestage glaciaire apparaît comme une impulsion à un instant donné, qui perturbe temporairement le régime de déformation (accélération), sans en changer la logique.

## 3. - CONCLUSION

Les méthodes d'étude des mouvements récents et actuels que nous avons utilisées permettent une approche de la déformation affectant la partie superficielle de la croûte au niveau des Alpes nord-occidentales françaises.

Nous avons ainsi mis en évidence essentiellement des mouvements liés, d'une part à une tectonique extensive longitudinale et d'autre part à une tectonique gravitaire transversale, dont une partie semble liée au rebond post-glaciaire. Ces mouvements interviennent dans un régime convergent compressif lié à l'actuel déplacement de l'Afrique vers le NW (DeMetz *et al.*, 1990), auquel se superpose probablement un bombement régional d'origine mantellique (Lyon-Caen et Molnar, 1989; Guyoton, 1991)).

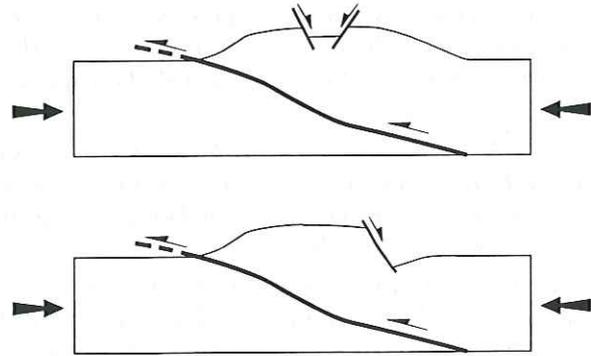


Fig. III-5. Modèles d'extension superficielle en régime compressif. L'extension est principalement une réponse gravitaire à la surrection.

Comme c'est le cas dans la majorité des chaînes de montagnes, la déformation observée et mesurée en surface n'est qu'une partie de la traduction des mouvements lithosphériques (Séranne et Malavieille, 1993; Tapponnier, 1993). Dans les Alpes nord-occidentales françaises, elle est caractérisée par une extension tardi-orogénique superficielle, laquelle est une réponse gravitaire à la surrection induite par le régime compressif général et les mouvements lithosphériques (Fig. III-5).

## REMERCIEMENTS:

*Cette thèse n'aurait pu être menée à bien sans l'aide, les conseils et les encouragements de nombreuses personnes que je tiens à remercier.*

*Mes remerciements vont tout d'abord à Gilles Ménard qui m'a proposé ce sujet et a suscité mon intérêt pour les Alpes et leur déformation récente. De par son enthousiasme, il a également su développer ma passion pour la recherche.*

*Je remercie aussi vivement Marc Tardy qui a co-dirigé ce travail, après m'avoir accueilli à Chambéry, voilà 5 ans de cela, à l'occasion de mon premier stage de Magistère.*

*Je remercie tout particulièrement Jackie Fourniguet et Jean-Louis Mugnier d'avoir accepté d'être les rapporteurs de ce travail.*

*Merci également à Bernard Delcaillau, René Lhénaff et Jacques Mercier pour leur participation au jury en tant qu'examineurs.*

*Je tiens à remercier Michel Le Pape, non seulement pour sa présence dans le jury, mais aussi pour les facilités accordées par l'IGN pour la collecte des données de nivellement, et les critiques qu'il a apportées en vue de l'amélioration de la deuxième partie du mémoire.*

*Merci aussi à Gérard Nicoud pour sa disponibilité, ses conseils et les données qu'il m'a communiquées sur le Quaternaire de la région, et pour le temps qu'il m'a accordé.*

*Je remercie aussi Alain Vautier de m'avoir accueilli dans les bureaux d'ESSO R.E.P., à Bègles, et de m'avoir laissé libre accès aux données de la campagne de gravimétrie Rhône 1967, ainsi qu'à la publication de certains résultats. Merci à M. Mélières du Museum d'Histoires Naturelles de Paris pour l'analyse des minéraux lourds qu'il a effectuée gracieusement, ainsi que la disponibilité dont il a fait preuve à mon égard.*

*Merci également à François Thouvenot pour m'avoir communiqué le mécanisme au foyer du séisme d'Allevard, et d'en avoir autorisé la publication.*

*C'est avec un grand plaisir que je remercie toutes les personnes qui ont contribué à rendre bénéfiques et agréables mes trois années de doctorat passées au Laboratoire de Géodynamique de Chambéry.*

*Merci donc, tout d'abord, à tous les enseignants-chercheurs du département de Géologie, tricycles y compris, français, indonésiens et savoyards, grâce auxquels les moments durs sont passés plus facilement.*

*Parmi eux, je tiens tout particulièrement à remercier Thierry Villemin pour son aide informatique, ses démonstrations de l'utilisation du logiciel Autocad et sa contribution à la bonne ambiance de tous les jours. En parlant de bonne humeur, merci et bravo à Chrystel qui m'a supporté tous les jours pendant 2 ans, qui m'a aidé dans la réalisation de certaines figures et l'utilisation du matériel vidéo, et qui a bien voulu être*

*la première lectrice de ce mémoire, au fur et à mesure de la rédaction.*

*Je remercie vivement Serge Fudral pour m'avoir fait partager son expérience de l'enseignement afin que je réalise au mieux ma tâche de moniteur de l'enseignement supérieur au cours des 3 années de thèse.*

*Je remercie François, mon prédécesseur dans la tâche de doctorant, qui m'a initié à l'utilisation du logiciel Geolab et a su me conseiller pour les comparaisons de nivellements.*

*Un grand merci à Jean-Baptiste qui a passé un mois à digitaliser le réseau de nivellement sur lequel j'ai travaillé, et dont la patience et la rigueur ont permis la réalisation des cartes de déplacements verticaux des Alpes nord-occidentales.*

*Je remercie aussi Monsieur Kerckhove qui m'a prêté ses diapos de vues aériennes de Belledonne. Merci également à Olivier, qui m'a piloté en avion afin que je fasse des vues aériennes, dont le développement de la pellicule fut malheureusement défectueux!*

*Il est impossible de travailler dans le Département de géologie de Chambéry sans avoir à remercier André Paillet, alias Dédé. En effet, j'ai mille raisons de lui dire merci, parmi lesquelles l'aide qu'il m'a apportée à l'utilisation d'Adobe Illustrator, sa collaboration pour réaliser certaines figures, sa bonne humeur, ses conseils et critiques sur tous les sujets, le tout sans avoir à le supplier trop longtemps...!!*

*Je tiens à remercier chaleureusement les personnes qui indirectement ont contribué à l'aboutissement de ma thèse, avec lesquelles j'ai passé de bons moments extra-travail.*

*Un infini merci à Serge avec qui j'ai fait des journées de ski hors-piste inoubliables, moments de détente formidables pendant les longues semaines de rédaction.*

*Merci également à Nathalie, Chrystel, Olivier, Vincent, Jean-Marc, Jean-Baptiste et tous ceux avec qui j'ai fait des ballades en montagne, de la rando, du ski, des bonnes bouffes et des campagnes GPS. Merci à nouveau à Gilles, cette fois pour avoir osé jouer contre moi au squash alors que nous faisons les corrections de ce mémoire. Merci aussi à mes copain(e)s moniteurs, Eric, Lolo, Françoise,..., avec lesquels j'ai passé de bons moments au CIES.*

*Pour finir, je remercie tout particulièrement mes parents qui m'ont toujours encouragé et aidé à suivre la voie dans laquelle je me suis engagé.*

*Mes derniers remerciements, et pas les moindres, s'adressent à Nanou qui a partagé tous les moments "extra-labo" de ma thèse, pendant lesquels elle m'a supporté, nourri et encouragé.*

*Je dédie ce travail à mes parents, à Nanou.*

X. D.

## Références

- 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 doctorat 3<sup>ème</sup> cycle, Strasbourg, 93 p.
- ANDREWS D.J., HANKS T.C. (1985): Scarps degraded by linear diffusion: inverse problem for age. *J. G. R.*, 90, p.10193-10208.
- ARGAND E. (1922): La tectonique de l'Asie. *Congrès de Bruxelles*.
- ARMIJO R., LYON CAEN H., PAPANASTASSIOU D. (1991): A possible normal fault rupture for the 464 BC Sparta earthquake. *Nature*, vol. 351, 3 p.
- ARPIN R. (1988): Déformations et déplacements des Massifs Subalpins de Vercors et Chartreuse. *Thèse, Université de Grenoble*, 150 p.
- ARPIN R., GRATIER J.P., THOUVENOT F. (1988): Chevauchements en Vercors-Chartreuse déduits de l'équilibrage des données géologiques et géophysiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, p. 1779-1786.
- AUBOUIN J., BROUSSE R., LHEMAN J.P. (1968): Précis de géologie tome 3: tectonique, morphologie; le globe terrestre. Dunod Université, 549 p.
- AUBOURG C. (1990): Méthodes d'étude de la fabrique magnétique appliquées aux roches sédimentaires peu déformées. Exemple des Terres Noires subalpines. *Thèse, Université de Grenoble*, 179 p.
- AVOUAC J.P. (1993): Analysis of scarp profiles: evaluation of errors in morphologic dating. *J. G. R.*, 98, p. 6745-6754.
- AVOUAC J.P., PELTZER G. (1993): Active tectonics in Southern Xinjiang, China: Analysis of terrace riser and normal fault scarp degradation along the Hotan-Qira fault system. *J. G. R.*, vol. 98, n° B12, p. 21,773-21,807.
- BALLING N. (1977): The fennoscandian land uplift in relation to regional gravity and isostasy. In: Earth rheology and late Cenozoic isostatic movements, Stockholm, pp. 297-322.
- BARFETY J.C., BORDET P., DEBELMAS J., GIDON M. (1969): Notice explicative de la carte géologique au 1/50 000, feuille Domène, XXXIII-34, doc. BRGM.
- BARFETY J.C., GIDON M., MONTJUVENT G. (1970): Extension et importance des glissements superficiels aux abords méridionaux de Grenoble. *Géol. Alpine*, t. 46, p. 17-22.
- BARFETY J.C., DEBELMAS J., MOUTERDE R. (1972): Caractères stratigraphiques, paléontologiques et structuraux du Jurassique inférieur et moyen de la bordure Ouest et Sud-Est du massif de Belledonne (Isère). *Géol. Alpine*, t. 48, fasc. I, p. 61-68.
- BAUDIN T., MARQUER D. (1993): Tertiary extensional structures in the penninic zone of the central Alps (Switzerland, Grisons). International meeting Montpellier abstracts Volume "Late orogenic extension in Mountain belts", *Doc. B.R.G.M. n° 219*, p. 18-19.
- BAULIG H. (1950): Essais de géomorphologie. *Publ. Fac. des lettres de l'Université de Strasbourg*, fasc. 114.
- BECK C., ROCHETTE P., TARDY M. (1992): Interprétation en termes de paléosismicité de niveaux destructurés intercalés dans des rythmites lacustres quaternaires des Alpes Nord-Occidentales. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 315, II, p. 1525-1532.
- BELLAIR P., MONTJUVENT G., SARROT REYNAULT J. (1970): Les argiles d'Eybens et le lac du Grésivaudan (Isère). *C.R. Acad. Sci. Paris*, Tome 270, pp. 7-10.
- BELLIER O., SEBRIER M., DETOURBET C., MERCIER C., FORNI O. (1993): Utilisation de l'imagerie SPOT en vue d'estimer des vitesses de décrochement "long-terme" en domaine tropical humide: exemple de la grande faille de Sumatra (Indonésie). *Géol. Alpine, Série spéciale Colloques et excursions*, n° 2, p. 8-9.
- BERGERAT F. (1987): paléo-champs de contrainte tertiaire dans la plate-forme européenne au front de l'orogène alpin. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, III, 8 (3), p. 611-620.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J., LE PICHON X. (1977): From the Tethys ocean to the mediterranean sea: 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 (Eds.), p. 143-164.
- BIROT P. (1961): Reflexions sur le profil d'équilibre des cours d'eau. *Zeitschrift für geomorphologie*, Bd. 5, Heft 1
- BIROT P. (1968): Les développements récents des théories de l'érosion glaciaire. *Ann. Géogr.*, LXXVII, n° 419, p. 1-13.
- BIROT P. (1981): Les processus d'érosion à la surface des continents, Paris, Masson, 624 p.
- BLES J.L., GROS Y. (1991): Stress field changes in the rhône valley from the Miocene to the present. *Tectonophysics*, 194, p. 265-277.
- BLES J.L., GHAFIRI A., SAURET B. (1993): Mise en évidence de déplacements horizontaux sub-actuels au voisinage des chevauchements du Briançonnais interne (Massif de l'Aiguille Grive, Savoie). *Géol. Alpine, Série spéciale 'Colloques et excursions'*, n° 2, p. 10-11.
- BOCQUET J. (1974): Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. *Thèse Sc. Grenoble*, 489 p.
- BORDET P. (1963): Déformations anciennes, récentes et actuelles dans les Massifs Cristallins Externes des Alpes françaises. *T. L. G., Grenoble*, t. 39, p. 173-198.
- BORDET P. (1970): Les failles vivantes du massif des Grands Moulins (massif cristallin externe de Belledonne). *Géologie Alpine*, t. 46, p. 43-47.
- BOURDIER F. (1962): Le bassin du Rhône au Quaternaire, in LAMBERT A. & MONJUVENT G. (1968): Quelques vues nouvelles sur l'histoire quaternaire de la vallée du Drac. *Géol. Alpine*, t. 44, p. 118-137.
- BOUSQUET B., DUFAURE J.J., PECHOUX P.Y. (1977): Le rôle de la géomorphologie dans l'évaluation des déformations néotectoniques en Grèce. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, n°3, pp. 685-693.
- BRIGGS R.C., TROXELL H.C. (1955): Effect of Arvin-Tehachapi earthquake on spring and stream flow, in Earthquakes in Kern Country, California during 1952, *Bull. Calif. Div. Mines*, 171, p.81-98.
- BURBANK D.W. (1992): Characteristic size of relief. *Nature*, v. 359, p. 483-484.
- BUTLER R.W.H. (1987): Thrust evolution within previously rifted regions: an example from the Vercors, French subalpine chains. *Mem. Soc. geol. It.*, 38, p. 5-18.

- CAILLEUX A. (1958): Etude quantitative de failles. *Rev. Géomorphologie Dyn.*, T. IX, n° 9-10, p.129-145.
- CARBON D., COMBES P., CUSHING M., GRANIER T. (1993): Enregistrement d'un paléoséisme dans des sédiments pleistocène supérieur dans la vallée du Rhône: essai de quantification. *Géol. Alpine, Série spéciale 'Colloques et excursions'*, n° 2, p. 13-14.
- CLARK S.F., JAGER E. (1969): Denudation rate in the Alps from geochronologic, and heat flow data. *Am. J. Sci.*, 267, p. 1143-1160.
- COLLEAU A., LENOTRE N. (1991): A new digital method for analysis of neotectonics applied to the Bonnevaux - chambaran area, France. *Tectonophysics*, 194, pp. 295-305.
- COMBES P., CARBON D., CUSHING M., GRANIER T., VASKOU P. (1993): Mise en évidence d'un paléoséisme pléistocène supérieur dans la vallée du Rhône: implications sur les connaissances de la sismicité en France. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 317, Série II, pp. 689-696.
- COQUE R. (1993): géomorphologie, 5<sup>ème</sup> édition, Armand Colin, 503 p.
- COUTEAUX M., DE BEAULIEU J.L. (1976): L'analyse pollinique des "Argiles d'Eybens" prouve un âge glaciaire. *C. R. Acad. Sci. Paris, Tome 282*, pp.277-280.
- COWARD M., DIETRICH D. (1989): Alpine tectonics - an overview. In: *Alpine tectonics* (edited by Coward M., Dietrich D., Park R.G.). *Spec. Publs. geol. Soc. Lond.*, 45, p. 1-29.
- COWIE P.A., SCHOLZ C.H. (1992): Displacement-length scaling relationship for faults: data synthesis and discussion. *J. Struct. Geol.*, v. 14, n° 10, p. 1149-1156.
- COWIE P.A., SCHOLZ C.H. (1992): Physical explanation for the displacement-length relationship of faults using a post-yield fracture mechanics model. *J. Struct. Geol.*, v. 14, n° 10, p. 1133-1148.
- DARMENDRAIL X. (1991): Contrôle par la tectonique récente du sillon subalpin. Etude morphologique de ses bordures; étude gravimétrique de la forme de son remplissage. *D.E.A. Univ. Savoie.*, 32 p. (inédit).
- 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), *Bull. Inst. Géol. du Bassin d'Aquitaine*, n° 53, p. 233-244.
- DARMENDRAIL X., MENARD G., TARDY M. (1994): Interprétation néotectonique d'"anomalies" géomorphologiques dans une grande vallée des Alpes nord-occidentales: le Grésivaudan. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 318, II, p. 815-821.
- DARROS DE MATOS R.M. (1993): Geometry of the Hanging Wall above a system of listric normal faults. A numerical solution. *Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, v. 77, n° 11, p. 1839-1859.
- DAWERS N.H., ANDERS M.H., SCHOLZ C.H. (1993): Growth of normal faults: displacement-length scaling. *Geology* (in press).
- DE BATIST M., BECK C., VAN RENSBERGEN P., TARDY M., MENARD G., JOUANNE F., VAN HEUVERSWYN E., CASTEL R. (1992): Enregistrement d'une activité sismo-tectonique récente dans les sédiments du lac du Bourget. 14<sup>e</sup> R.S.T., Toulouse, Vol. résumés, p. 49.
- DEBELMAS J., SARROT-REYNAULD J. (1960): Le réseau des failles du Massif du Taillefer. *T.L.G.G.*, t. 36, p. 51-58.
- DEFFONTAINES B., CHOROVICZ J. (1991): Principles of drainage basin analysis from multisource data: application to the structural analysis of the Zaire Basin. *Tectonophysics*, 194, pp.237-263.
- DEFFONTAINES B., CHOTIN P., AIT BRAHIM L., ROZANOV M. (1992): Investigation of active faults in Morocco using morphometric methods and drainage pattern analysis, *Sonderdruck aus Geologische Rundschau, Band 81, Heft 1*, pp.199-210.
- DEICHMANN N., EVA E., PASTORE S. (1992): Extensional deformation perpendicular to the alpine arc: evidence from earthquake focal mechanisms. *4th NFP 20 Symposium, Bull. 11, Interlaken*, p. 22.
- DELCAILLAU B., ANGELIER J., HERAIL G., CHU H.T., LEE J.C., LIEW P.M., LIN T.S., LU C.Y., TENG L., DERAMOND J., SOUQUET P. (1992): Evolution morphostructurale et sédimentaire d'un bassin d'avant-pays en régime de collision oblique: le Piémont occidental de Taïwan. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.315, série II, pp. 1239-1244.
- DEMETZ C., GORDON R.G., ARGUS D.F., STEIN S. (1990): Current Plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101, p. 425-478.
- DERRUAU M. (1967): Précis de géomorphologie, 5<sup>ème</sup> édition, Masson et Co, 415p.
- DERRUAU M. (1990): Les formes du relief terrestre; notions de géomorphologie, 5<sup>e</sup> édition. Masson, 115 p.
- 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.
- 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., Park R.G. (Eds.). *Alpine tectonics, Géol. Soc. Lond. Spec. Pub.*, 45, p. 265-283.
- DOREL J., FRECHET J., GAGNEPAIN-BEYNEX J., HAESSLER H., LACHAIZE M., MADARIAGA R., MODIANO T., PASCAL G., PERRIER G., PHILIP H., ROULAND D., WITTLINGER G. (1984). *Annales Geophysicae*, 1, p. 299-306.
- DUFAURE J.J., BOSSUYT D., RASSE M. (1989): Critères géomorphologiques de néotectonique verticale dans l'Apennin central adriatique. *Bull. A.F.E.Q.*, 3, pp. 151-160.
- DUQUENNE H., JEANNOT M. (1989): Le réseau français de nivellement de précision: préparation à la rédaction du Schéma Directeur de la Géodésie. *Rapport IGN 27.522, SGN, NT/G n° 59*, 20 p.
- ELLIOTT D. (1976): The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 283, p.289-312.
- EVA C., AUGLIERA P., CATTANEO M., GIGLIA G. (1990): Some considerations on seismotectonics of northwestern Italy. *The European Geotraverse: integrative studies. 5 ed.*, R. Freeman, P. Giese and S. Mueller (eds), European Science Foundation, p.277-288.
- FLINT R.F. (1957): *Glacial and Pleistocene Geology*, New York, J. Wiley and Sons, 453 p.
- FOURNEAUX J.C. (1975): Etude des échanges nappes-rivières. La nappe de la plaine de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble. *Thèse d'Etat, Univ. Grenoble*, 327 p.

- FOURNIGUET J. (1977): Mise en évidence de mouvements néotectoniques actuels verticaux dans le S.E. de la France par comparaisons de nivellements successifs, *rapport BRGM 77 SGN 081 GEO*, 35 p.
- FOURNIGUET J. (Coord.) *et al.* (1984): Néotectonique, planche Q6, in Debrand-Passard S. *et al.*, Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM Fr.*, n° 126.
- FOURNIGUET J. (1987): Géodynamique actuelle dans le Nord et le Nord-Est de la France. Apport des comparaisons de nivellement. *Mémoire du BRGM*, n°127, 173 p.
- FRECHET J. (1978): Sismicité du S.E. de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique. *Thèse 3è 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.
- GAMOND J.F. (1994): Normal faulting and tectonic inversion driven by gravity in a thrusting regime. *J. Struct. Geol.*, vol. 16, n° 1, p. 1-9.
- GASQUET D. (1979): Etude pétrographique, géochimique et structurales des terrains cristallins de Belledonne et du Grand Châtelard traversés par la galerie EDF Arc-Isère, Alpes françaises. *Thèse 3ème cycle*, Grenoble.
- GAUDEMER Y., ARMIJO R., AVOUAC J.P., TURCOTTE D.L., TAPPONIER P. (1992): décalages horizontaux des rivières et mouvements décrochants. Décalages verticaux des rivières et vitesse de soulèvement. *Dynamique et bilans de la Terre, résultats des travaux 1988-1992 - INSU, Thème 1, II*.
- GIBBS A.D. (1983): Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, 5, 2, p. 153-160.
- GIDON M. (1964): Nouvelle contribution à l'étude du Massif de la Grande Chartreuse et de ses relations avec les régions avoisinantes. *T.L.G.G.*, t. 40, p. 153-160.
- GIDON M. (1974): L'arc alpin a-t'il une origine tourbillonnaire ? *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, p. 21-24.
- GIDON M. (1981): Les déformations de la couverture des Alpes occidentales externes dans la région de Grenoble; leurs rapports avec celles du socle. *C. r. Acad. Sci. Paris*, t. 292, série II, p. 1057-1060.
- GIDON M. (1982): La reprise de failles anciennes par une tectonique compressive: sa mise en évidence et son rôle dans les chaînes subalpines des Alpes occidentales. *Géol. Alpine*, t. 58, p. 53-68.
- GIGNOUX M., MORET L. (1952): Géologie dauphinoise, 2è édition, Masson & Cie, 391 p.
- GIRAULT F., ASTE J.P. (1991): Caractérisation morphologique numérique de versants instables, *Rapport BRGM R 33096 ENV 4S 91*, 48 p.
- GOGUEL J. (1948): Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. Mémoire de la carte géologique détaillée de la France.
- GOGUEL J. (1954): Une capture subactuelle dans les Hautes-Alpes. *C. R. Som. Soc. Géol. France*, p.181-182.
- GRATIER J.P., LEJEUNE B., VERGNE J.L. (1973): Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. *Thèse 3ème cycle*, Grenoble, 289 p.
- GREGSON P.J., SMITH R.S., MAC CUE K.F. (1976): An explanation of water level changes preceding the Meckering earthquake of October 14, 1968. *Bull. Seismol. Soc. Geophys.*, 66, 631-632.
- GRELLET B., COMBES P., GRANIER T., PHOLIP H. (1993): Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 164, vol. 1, 76 p.
- GUBLER E., KAHLE H.G., KLINGELE E., MUELLER S. & OLIVIER R. (1981): Recent crustal movements in Switzerland and their geophysical interpretation. *Tectonophysics*, 71, pp. 125-152.
- GUELLEC S., MUGNIER J.L., TARDY M., ROURE F. (1990): Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of E.C.O.R.S. data and balanced cross section.
- GUILLET P., BOUCHEZ J.L., WAGNER J.J. (1983): Anisotropie de susceptibilité magnétique dans le granite de Guérande (Massif Armoricaïn): comparaison avec l'étude structurale. *C. r. Acad. Sci. Paris*, t. 296, pp. 115-119.
- GUYOTON F. (1991): Sismicité et structure lithosphérique des Alpes Occidentales, *Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble*, 290 pages.
- HAMBLIN W.K. (1965): Origin of "reverse-drag" on the downthrow side of normal faults. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 76, p. 1145-1164.
- HAMBLIN W.K. (1976): Patterns of displacement along the Wasatch fault. *Geology*, v. 4, n° 10, p. 619-622.
- HOLDHAL S. (1975): Models and strategies for computing vertical crustal movements in the united States. *XVIè Ass. Gén. UGGI, Grenoble, France*.
- HORTON R.E. (1945): Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bull. Geol. Soc. Am.*, LVI, p. 275-370.
- HUBER H., KOBOLD F., FISHER W., JEANRICHARD M.F., PAVONI N. (1972): Mise en évidence d'un mouvement de surrection des massifs cristallins alpins. *Congrès du Service Topographique Fédéral Seftigenstrasse (Berne)*.
- JEANRICHARD F. (1971): Contribution à l'étude du mouvement vertical des Alpes. *XVè Ass. Gén. UGGI, Moscou, URSS*.
- JEANRICHARD F. (1975): Summary of geodetic studies of recent crustal movements in Switzerland. *Tectonophysics*, 29, (1-4), p. 289-292.
- JOHNSON A.G., KOVACH R.L., NUR A. (1974): Fluid-pressure variations and fault creep in central California, *Tectonophysics*, 23, p.257-266.
- JORDA M., COMBES P., PHILIP H. (1992): Tectogénèse et morphogénèse quaternaire des chaînes subalpines méridionales (région de Digne et vallée de la Bléone). *Quaternaire*, 3, (3-4), p. 129-135.
- JOUANNE F. (1994): Mesure de la déformation actuelle des Alpes occidentales et du Jura par comparaison de données géodésiques historiques. *Thèse, Univ. Savoie*, 254 p.
- JOUANNE F., MENARD G., DARMENDRAIL X. (1994): Present-day vertical displacements in the North-Western Alps and Southern Jura: data from levellings comparisons. *Tectonics (submitted)*.
- KASSER M. (1989): Un nivellement de très haute précision: la traversée Marseille Dunkerque 1983. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 309, II, p.695-700.

- KERCKHOVE C., ANTOINE P. (1964): Sur l'existence de failles de décrochement dans le Massif des Bauges (Zone subalpine, savoie). *T.L.G., T. 40*, pp. 81-89.
- KING G.C.P., ELLIS M. (1990): The origin of large local uplift in extensional regions, *Nature*, 348, p. 689-692.
- KRANTZ R.W. (1988): Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application. *J. Struct. Geol.*, 10, p. 225-237.
- LAMARCHE G. (1987): Analyse microstructurale et fabrique magnétique. L'exemple des calcschistes et des flyschs de la zone dauphinoise (Alpes françaises). *Thèse de 3ème cycle, Univ. Grenoble*, 168 p..
- LAMBECK K. (1988): Geophysical geodesy, the slow deformations of the earth. *Oxford Science Publication*. (eds.), 718p.
- LAMBERT A., MONTJUVENT G. (1968): Quelques vues nouvelles sur l'histoire quaternaire de la vallée du Drac (note préliminaire). *Géol. Alpine*, t. 44, p. 118-137.
- LELARGE L., MENARD G., POUPEAU G. (1991): Fission track dating of apatites from the belledonne crystalline massif, western Alps. *Terra abstracts, EUG VI Strasbourg, vol. 3, n°1*, p.502.
- LELARGE L. (1993): Thermochronologie par la méthode des traces de fission d'une marge passive (dôme de Ponta Grossa, SE Brésil) et au sein d'une chaîne de collision (zone externe de l'Arc alpin, France). *Thèse Sc. Univ. Grenoble*, 259 p.
- LE MEUR E., GODEFROY P., GARCIN M. (1993): Géoprospective: approche physique de l'isostasie glaciaire 1ère partie: proposition d'un modèle de réponse isostatique de la terre. *Rapport ANDRA 620-RP-BRG-93-005*, 54 p. (Inédit).
- LEMOINE M. (1973): About gravity gliding tectonics in the western Alps. In: Gravity and Tectonics, edited by K.A. de Jong and R. Scholten, John Wiley, New York, p.201-216.
- LEMOINE M., GIDON M., BARFETY J.C. (1981): Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales: d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 292, p. 917-920.
- LENOTRE N. (1992): Les mouvements verticaux actuels dans le Sud-Ouest de la France. Comparaisons de nivellements. 4ème Colloque AGSO, Forum GFG, Bordeaux, Quantification en Géomorphologie, p.24.
- LENOTRE N., DELFAU M., FOURNIGUET J., MOUROUX B. (1993): Carte de France des mouvements verticaux actuels (Comparaison de nivellements). *Géologie Alpine, Série spéciale "Colloques et Excursions"*, n° 2, p. 33.
- LEVALLOIS J.J., MAILLARD J. (1970): Le nouveau réseau de nivellement de premier ordre du territoire français. Conséquences pratiques et scientifiques. Symposium sur la géodésie côtière (Munich). *Assoc.Géod. Intern. Pub.*, 26.848, IGN/2, 16 p.
- LEVALLOIS J.J. (1972): Sur la mise en évidence d'un mouvement de surrection des Massifs cristallins alpins. *Bull. Géod. Assoc. Géod. Int., nle série, n° 105*, pp.299-312.
- LORY C. (1885): Aperçu sommaire sur la structure géologique des Alpes occidentales, *Grenoble*.
- LUGEON M. (1897): Leçon d'ouverture du cours de Géographie Physique (*Université de Lausanne*), 36p.
- LUGEON M. (1901): Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. *Annales de Géographie, Tome X, (nos 52 et 54)*, p. 295-428.
- 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.
- MAC MILLAN R.A. (1975): The orientation and sense of displacement of strike-slip faults in continental crust. Unpublished B. Sc. thesis, Carlton University, Ottawa, Ontario.
- MAILLARD D. (1990): Procédés de mise en évidence de déplacements de terrain. *Mém. Ingénieur travaux géographiques et cartographiques de l'Etat (IGN)*.
- MAILLARD J. (1991): Note sur le nouveau système des altitudes françaises IGN 1969. *Note de l'Inst. Géol. Nat.*, 26.780 - SGNM, 6 p..
- MARRETT R., ALLMENDINGER R.W. (1991): Estimates of strain due to brittle faulting: sampling of fault populations. *J. Struct. Geol.*, 13 (6), p. 735-738.
- MASSEPORT J. (1955): Le sillon Alpin. Dépression d'érosion ou déchirure structurale ? *Revue de Géographie Alpine*, p.793-819.
- MAYER L. (1984): Dating Quaternary fault scarps formed in alluvium using morphologic parameters. *Quat. Res., N.Y.*, 22, p. 300-313.
- MENARD G. (1979): Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. *Thèse, Université Grenoble*, 178 p.
- MENARD G., THOUVENOT F. (1984): Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes Occidentales: arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea. *Bull. Soc. géol. France*, 7, t. XXVI, n° 5, pp. 875-884.
- MENARD G., THOUVENOT F. (1987): Coupes équilibrées crustales: méthodologie et applications aux Alpes occidentales. *Geodynamica Acta*, 1, p. 35-45.
- MENARD G. (1988): Structure et cinématique d'une chaîne de collision. Les Alpes occidentales et centrales, *Thèse d'état de l'Université Joseph Fourier, Grenoble*, 298 p.
- MENARD G. (1991): Pro et rétro-charriages crustaux dans les Alpes: modes de raccourcissement couplés ou indépendants ? 7ème congrès des Soc. Géol. Européennes, Paris, 10-12 sept. 1991.
- MENARD G., DARMENDRAIL X., JOUANNE F., LELARGE L., BECK C., TARDY M. (1993): L'origine des grandes vallées alpines: tectonique extensive ou érosion ? *Géol. Alpine, Série spéciale "Colloques et excursions"*, n° 2, p. 34-35.
- MENARD G. (1994): LGV Lyon-Turin, tunnel de base franco-italien sous le Mont d'Ambin; Présentation des résultats des études 1993. *Rapport SNCF, inédit*.
- MENARD G., FRECHET J. (1994): Mécanismes au foyer des séismes des Alpes Occidentales et modèle de déformation actuelle de la chaîne. *E.P.S.L. (in press)*.
- MOLNAR P., TAPPONNIER P. (1978): Active tectonics of Tibet. *J. Geophys. Res.*, 83, B2, p. 1180-1196.
- MOLNAR P., DENG Q.D. (1984): Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia. *J. G. R.*, 89, p. 6203-6228.

- 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*, 513, (6), pp. 663-670.
- MOLNAR P., LYON-CAEN H. (1989): Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan plateau and its margins. *Geophys. J. Int.*, 99, p. 123-153.
- MONTJUVENT G. (1967): Les formations quaternaires de la vallée diffuse de Vizille à Gières par Uriage. Etude sédimentologique et minéralogique. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LV, 3, p. 491-520.
- MONTJUVENT G. (1969): Essais morphologiques sur un piedmont alpin. I- La basse vallée de l'Isère. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LVII, 2, p. 233-275.
- MONTJUVENT G., USELLE J.P. (1973): Interpretation des "argiles" d'Eybens d'après la sédimentologie du sondage I.N.Q.U.A. 1969. *Bull. Assoc. française Etude Quat.*, 2-, pp. 103-127.
- MONTJUVENT G. (Coord.) et al. (1984): Würm, planche Q3, in Debrand-Passard S. et al., Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM Fr.*, n° 126.
- MONTJUVENT G., NICOUD G. (1988): Interprétation de la déglaciation rhodanienne au Würm, des moraines "internes" à la cuvette lémanique. *Bull. A.F.E.Q.*, 2/3, p. 129-140.
- MORAT P., LE MOUËL J.L. (1992): Signaux électriques engendrés par des variations de contrainte dans des roches poreuses non saturées. *C. R. Acad. Sci.*, 315, 955-963.
- MORETTI I. (1987): Modélisation de l'extension intracontinentale. Exemple du Golfe de Suez. Thèse Neuchâtel, 143 p.
- MORNER N.A. (1977): Past and present uplift in Sweden. Glacial isostasy tectonism and bedrock influence. *Geologiska Föreningens I, Stockholm*, vol. 99, part. 1, n° 508, pp. 48-54.
- MUGNIER J.L., ARPIN R., THOUVENOT F. (1987): Coupes équilibrées à travers le massif subalpin de la Chartreuse. *Geodynamica Acta*, 1, p. 123-135.
- MUGNIER J.L., CHALARON E., HUYGHE P., MASCLE G. (1993): Active normal fault close to the Main Boundary Fault of Himalaya. *Géol. Alpine, Série spéciale 'Colloques et excursions'*, n° 2, p. 39-40
- MUGNIER J.L., GIDON M. (1988): Décrochements en transtension dans la couverture des massifs subalpins septentrionaux: relations avec la tectonique du socle. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 307, II, p. 1669-1674.
- 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 ECORS profile, in Roure F., Heizmann P. and Polino R., Eds., Deep structures of the Alps. *Mém. Soc. Géol. Fr., Paris*, 156; *Mém. Soc. Géol. Suisse, Zürich*, 1; *Vol. spec. Soc. Geol. It., Roma*, p. 206-215.
- MUIR-WOOD R., KING G.C.P. (1993): Hydrological signatures of earthquake strain. *J. G. R.*, vol. 98, n° B12, p. 22,035-22,068.
- MURAOKA H., KAMATA H. (1983): Displacement distribution along minor fault traces. *J. Struct. Geol.*, 5, p. 483-495.
- NASH D.B. (1980): Morphological analysis of degraded normal fault scarps. *J. Geol.*, 88, p. 353-360.
- NICOLAS A., POLINO R., HIRN A., NICOLITCH R., ECORS-CROP Working Group (1990): Ecors-crop traverse and deep structure of the western Alps. A synthesis. In: Roure F., Heizmann P. and Polino R., Eds., Deep structures of the Alps. *Mém. Soc. Géol. Fr., Paris*, 156; *Mém. Soc. Géol. Suisse, Zürich*, 1; *Vol. spec. Soc. Geol. It., Roma*, n°1, p. 206-215.
- NICOUD G. (1983): Indices de la fracturation récente sur la répartition des dépôts pléistocènes dans l'avant-pays savoyard et la Combe de Savoie. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. CII, Lille, p. 247.
- NICOUD G., MONTJUVENT G., MAILLET-GUY G. (1987): Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines du nord par la dynamique lacustre. *Géologie Alpine, Mém. h.s. n°13*, pp.457-467.
- NIKONOV A.A. (1989): The rate of uplift in the Alpine mobile belt. *Tectonophysics*, 163, p. 267-276.
- OERLEMANS J., VAN DER VEEN (1980): Ice sheets and climate. *D. Riedel Publish Comp.*, 217 p.
- OLIVET J.L. (1978): Nouveau modèle et évolution de l'Atlantique nord et central, *Thèse doctorat, Univ. Paris*, (inédit).
- OPHEIM J.A., GUDMUNDSSON A. (1989): Formation and geometry of fractures, and related volcanism, of the Krafla fissure swarm, northeast Iceland. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 101, p. 1608-1622.
- PAPPINI G. (1976): Hydrogéologie du bassin versant du haut Gelon (Savoie). *Thèse Doctorat Spécialité, Univ. Grenoble*, 175 p.
- PAVONI N. (1961): Faltung durch horizontal verschiebung. *Eclogae Geol. Helv.*, 54, p. 515-534.
- PAVONI N. (1987): Zur seismotectonik Nordschweiz. *Eclogae geol. Helv.*, 80, p. 461-472.
- PAVONI N. (1990): Seismicity and fault-plane solutions along the EGT: data selection and representation as illustrated by the seismicity of Switzerland. *6th EGT workshop: data compilations and synoptic interpretation*, R. Freeman and S. Mueller (eds), European Science Foundation, p. 341-348.
- PEACOCK D.C.P. (1991): Displacement and segment linkage in strike-slip fault zones. *J. Struct. Geol.*, 13, p. 1025-1035.
- PEACOCK D.C.P., SANDERSON D.J. (1991): Displacement and segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *J. Struct. Geol.*, 13, p. 721-733.
- PELTZER G., TAPPONNIER P., GAUDEMER Y., MEYER B., GUO S., YIN K., CHEN C., DAI H. (1988): Offsets of late Quaternary morphology, rate of slip and recurrence of large earthquake on the Chang Ma fault. *J. G. R.*, 93, p. 7793-7812.
- PERROUD-DELGADO G. (1982): Géologie et hydrogéologie des bassins versants du Coisin et du bas Gelon. *Thèse Doctorat de spécialité, Univ. Grenoble*, 232 p.
- PHILIP H. (1983): La tectonique actuelle et récente dans le domaine méditerranéen et ses bordures; ses relations avec la sismicité. *Thesis, U.S.T.L., Montpellier*, 147 p.
- RENAULT-MISKOVSKY J. (1992): La palynologie du Quaternaire européen: chronostratigraphie, paléoclimatologie et paléoenvironnement végétal de l'homme fossile. *Géochronique n° 44*, Nov. 1992, pp. 21-24.
- RINGENBACH J.C. (1992): La faille Phillipine et les chaînes en décrochement associées (centre et nord de Luzon): évolution cénozoïque et cinématique. *Thèse Univ. Nice, Soc. Géol. France*, (inédit).

- RITZ J.F. (1992): Tectonique récente et sismotectonique des Alpes du Sud. Analyse en terme de contraintes. *Quaternaire*, 3, (3-4), p. 111-124.
- ROCHETTE P. (1983): Propriétés magnétiques et déformations dans des roches sédimentaires alpines. Application au Dogger de la zone dauphinoise. *Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Université de Grenoble*, 132 p.
- ROCHETTE P., MONJUVENT G., BECK C. (1991): Semiperiodic catastrophically disturbed layers in Pleistocene varved clays from Gresivaudan, SE France: inferences on today's seismic hazard. *Terra abstracts*, EUG VI Strasbourg, vol. 3, n°1, p.178.
- ROELOFFS E.A. (1988): Hydrologic precursors of earthquake: a review. *Pure Appl. Geophys.*, 126, p. 177-209.
- ROELOFFS E.A., BURFORD S.S., RILEY F.S., RECORDS A.W. (1989): Hydrologic effects of water level changes associated with episodic fault creep near Parkfield, California. *J. G. R.*, 94, p. 12,387-12,402.
- ROJSTACZER S., WOLF S. (1992) Permeability changes associated with large earthquakes: an example from Loma Prieta, California. *Geology*, 20, p. 211-214.
- ROTHE J.P. (1941): les séismes des Alpes françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales. *An. Inst. Phys. Globe Strasbourg*, III, 3<sup>è</sup> partie, p. 1-105.
- ROTHE E. (1967): Séismicité historique. *Annales de l'institut de Physique du Globe, Université de Strasbourg, Tome VIII*.
- ROTHE E. (1972): Séismicité historique. *Annales de l'institut de Physique du Globe, Université de Strasbourg, Tome IX*.
- RUMPF W.E. & MEURISH H. (1981): Systematische Änderungen der Ziellinie eines Präzisionskompensator-nivelliers-insbesondere der Zeiss Ni-1 durch magnetische Gleich- und Wechselfelder. *Proc. 16 Fed. Int. Geometres Congress, Montreux, Switzerland*.
- SAMBETH U. (1984): Seismotektonische Untersuchungen im Gebiet des Genfer Beckens, *Diplomarbeit, Eidgenössische Technische Hochschule, Zürich*.
- SARROT-REYNAULD (1970): Sur l'origine de certains tassements en masse aux abords de la Romanche et du Drac. *Géol. Alpine*, t. 46, p. 189-193.
- SAVOSTIN L.A., SIBOUET J.C., ZONENSHAIN L.P., LE PICHON X., ROULET (1986): Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamir since the Triassic. *Tectonophysics*, 123, p. 1-35.
- SCHAER J.P. & JEANRICHARD F. (1974): Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses. *Eclogae geol. Helv.*, 67/1, p. 101-119.
- SCHAER J.P., BURKHARD M., TSCHANZ X., GUBLER E., MATHIER J.F. (1990): Morphologie, contraintes et déformations dans le Jura central interne. *Bull. Soc. Neuchâtoise Sci. Nat.*, T. 113, pp. 39-50.
- SCHOLZ C.H., DAWERS N.H., YU J.Z., ANDERS M.H., COWIE P.A. (1993): Fault growth and fault scaling laws: preliminary results.
- SELBY M.J. (1985): Earth's changing surface. An introduction to geomorphology. *Oxford University press*, 607 p.
- SERRANNE M., MALAVIEILLE J. (1993): Late orogenic extension in Mountain belts. *Doc. B.R.G.M. Fr.*, n° 219, 230 p.
- SIMON-COINCON R. (1993): Incidence du paléodrainage miocène et de la tectonique sur le réseau hydrographique actuel dans le sud-ouest du Massif central. *Géologie de la France*, n° 1, pp. 29-39.
- TAPPONNIER P., MOLNAR P. (1976): Slip-line field theory and large scale continental tectonics. *Nature*, 264, p. 319-324.
- TAPPONNIER P. (1977): Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t.XIX, n° 3, p. 437-460.
- TAPPONNIER P. (1993): Mechanisms of "extensional or denudation" faulting in regions of crustal shortening: an updated overview. International meeting Montpellier abstracts Volume "Late orogenic extension in Mountain belts", *Doc. B.R.G.M. n° 219*, p. 192.
- 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 Canavese (Alpes occidentales). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, n°156, p.217-226, *Mém. Soc. Géol. Suisse n°1*, *Mém. Soc. Géol. It. n°1*, p. 206-215.
- TERRIER M., LENOTRE N. (1989): Reconnaissance néotectonique d'un accident majeur en Provence (France): utilisation de la comparaison de nivellements et de l'analyse morphostructurale. *Bull. A.F.E.Q.*, 3, pp. 161-170.
- TERRIER M. (1991): Néotectonique de la Provence occidentale (France): vers une analyse multicritère des déformations récentes. Application à la classification des structures sismogènes. *Thesis, Doc. B.R.G.M. n° 207*, 232 p.
- THOUVENOT F., MENARD G. (1990): Allochtony of the Chartreuse Subalpine Massif: seismic constraints. *J. Struct. Geol.*, Vol. 12, n° 1, p. 113-121.
- TRICART J. (1952): La partie orientale du Bassin de Paris, S.E.D.E.S., t.II: l'évolution morphologique au Quaternaire, p. 382-427.
- TRICART J. (1971): Précis de géomorphologie, t3: géomorphologie climatique, Paris, S.E.D.E.S., 313 p.
- TURNER G.M., GOUGH D.I. (1983): Magnetic fabric, strain and paleostress in the Canadian Rocky Mountains. *Tectonophysics*, 96, pp. 311-330.
- VAN RENSBERGEN P., DE BATIST M., BECK C. (1993): Post-glacial evolution of lake Le Bourget, Savoie, France, as derived from high resolution seismic profiles. *Terra Abstracts, EUG VII, Strasbourg, n° 1*, p. 735.
- VERNET J.P., HORN R. (1971): Etudes sédimentologique et structurale de la partie occidentale du lac Léman par la méthode sismique à réflexion continue. *Eclogae Geol. Helv.*, Vol. 64/2, pp.291-317.
- VEYRET P. (1969): Les cluses d'Annecy et de l'Arve. Essai de synthèse sur les quatre cluses des Préalpes françaises du Nord. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LVIII, 1, p.25-51.
- VEYRET P. (1971): Processus de l'érosion et de l'accumulation glaciaire en action, observation sur certains glaciers en crue du Massif du Mont Blanc (étés 1968-1970). *Rev. Géogr. alp.*, LIX, p. 155-170.
- VIALON P., ROCHETTE P., MENARD G. (1989): Identification and rotation in the Western Alpine arc. *Alpine tectonics*, 45, p. 329-338.
- VIALON P. (1990): Deep alpine structures and geodynamic

evolution: an introduction and outline of a new interpretation. In: Roure F., Heitzmann P. and Polino R., Eds., Deep structures of the Alps. *Mém. Soc. Géol. Fr., Paris, 156; Mém. Soc. Géol. Suisse, Zürich, 1; Vol. spec. Soc. Geol. It., Roma, n°1*, p. 206-215.

- VILLEMEN T., ANGELIER J., SUNWOO C. (1994): Fractal distribution of fault length and offsets: implications on brittle deformation evaluation: The Lorraine Coal Basin (N-E France). *Am. Assoc. Petrol. Geol. (in press)*.
- WALLACE R.E. (1977): Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 88, n° 9, p. 1267-1281.
- WALLACE R.E. (1978): Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, north-central Nevada. *US Geol. Survey Jour. of Research*, v. 6, n°5, p. 637-650.
- WALLACE R.E. (1980): Degradation of the Hebgen Lake fault scarps of 1959. *Geology*, v. 8, n° 5, p. 225-229.
- WALLER R.M. (1966): Effects of the earthquake on the hydrology of the Anchorage area, U. S. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 544-B, 28 p.
- WALSH J.J., WATTERSON J. (1987): Distribution of cumulative displacement and of seismic slip on a single normal fault surface. *J. Struct. Geol.*, 9, p. 1039-1046.
- WALSH J.J., WATTERSON J. (1988): Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *J. Struct. Geol.*, 10 (3), p. 239-247.
- WATTERSON J. (1986): Fault dimensions, displacements and growth, *Pure Appl. Geophys.*, 124, p. 365-373.
- WHITE N.J., JACKSON J.A., Mc KENZIE D.P. (1986): The relationship between the geometry of normal fault and that of the sedimentary layers in their hangingwall. *J. Struct. Geol.*, 8, p. 897-909.
- WINTER T., AVOUAC J.P., LAVENU A. (1993): Holocene kinematics of the Pallatanga strike-slip fault (Central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphological features. *Geophys. J. Int. (in press)*.
- WITHJACK M.O., PETERSON E.T. (1993): Prediction of normal-fault geometries. A sensitivity analysis. *Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, v. 77, n° 11, p. 1860-1873.
- ZOBACK M.L. (1992): First and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, n° B8, pp. 11,703-11,728.
- ZONES C.P. (1957): Changes in hydrolic conditions in the Dixie Valley and Fairview Valley areas, Nevada, after the earthquake of December 16, 1954, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 47, 387-396.

## ANNEXES

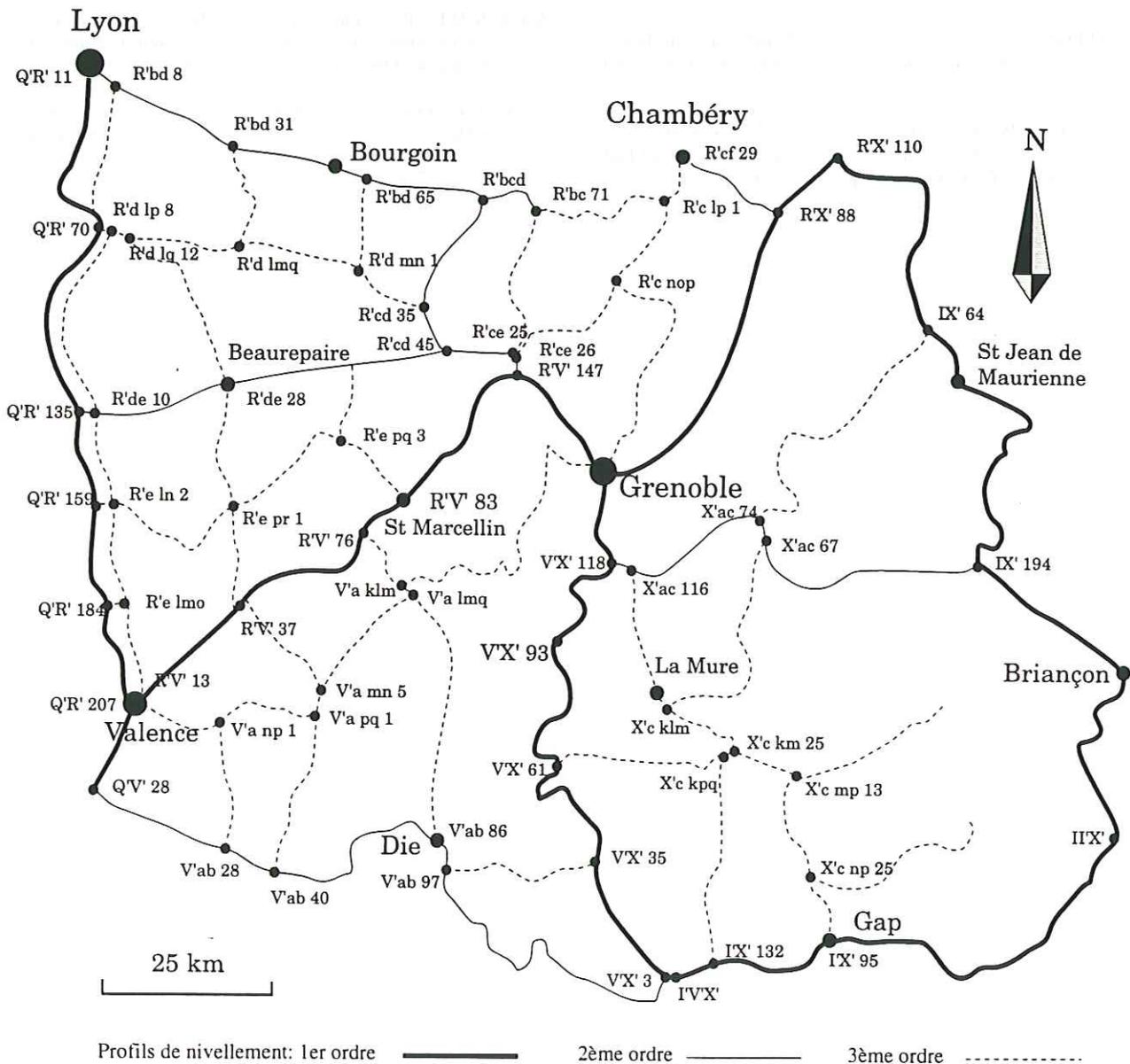
Les pages suivantes réunissent les données des comparaisons de nivellements ayant servi à l'étude des mouvements verticaux actuels.

### ANNEXE 1

Les données de la compensation de base de l'étude des mouvements verticaux dans les Alpes nord-occidentales françaises (2<sup>ème</sup> partie, chapitre 2) sont réunies dans un tableau. Le point de référence de la compensation considérée est R'V' 83. Dans ce tableau sont reportés pour chacun des 1300 points compensés:

- le nom IGN du repère de nivellement (R.N.);
- ses coordonnées géographiques en Lambert III (X et Y);
- son altitude en mètres;
- le taux de déplacement vertical calculé par la compensation (dZ) exprimé en mètres par 100 ans par rapport au point de référence R'V' 83;
- l'écart-type ( $\sigma$ ) correspondant à l'imprécision sur le taux de déplacement calculé, pour un intervalle de confiance de 95 %, exprimé en mètres par 100 ans.

Nous rappelons qu'un taux de déplacement vertical inférieur à la barre d'erreur exprimée par  $\sigma$  signifie un mouvement non significatif par rapport au point de référence. Cela ne veut en aucun cas dire que le mouvement n'est pas significatif par rapport aux repères de nivellement voisins.



Profil de nivellement étudiés et noms des repères de nivellements situés à des noeuds de profils. Ces noms sont marqués sur les profils de l'annexe 2.

## Annexe 2

L'ensemble des graphes représentant les vitesses de mouvements verticaux des repères de nivellement des profils de 1<sup>er</sup>, 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> ordre sont réunis. Ces vitesses (exprimées en cm par 100 ans) ont une origine commune R'V' 83 (même données que le tableau annexe 1).

Ces graphes sont regroupés en fonction de l'ordre du profil, de sa longueur et de la fourchette des vitesses de mouvements affectant les repères d'un même profil. Ainsi se trouvent sur une même planche des graphes aux échelles identiques, aussi bien pour les comparaisons de nivellements que pour les profils topographiques.

Pour pouvoir évaluer la validité de certaines tendances régionales (pentes) des profils de comparaison de nivellements, les profils topographiques (altitudes exprimées en mètres) sont placés au dessus. Les éventuelles corrélations entre mouvements et topographie peuvent ainsi ressortir.

Les profils de comparaison de nivellements des données non compensées sont également représentées sur des graphes, en vis à vis avec la topographie correspondante. Par soucis d'homogénéité, les différences de dénivelées représentées sont ramenées à 100 ans: les taux de

déplacements verticaux sont aussi exprimés en cm par 100 ans, mais par rapport à une des extrémités du profil concerné.

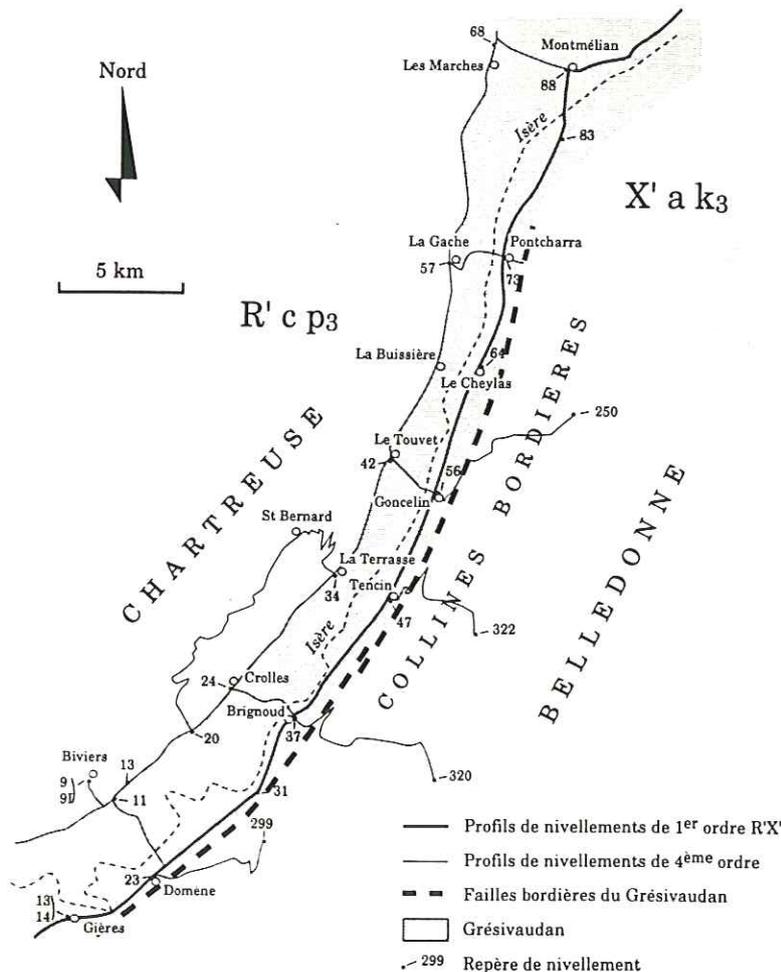
Sur tous les profils les noms IGN des repères de nivellement servant de raccord avec d'autres profils sont reportés. Ces mêmes points sont positionnés sur la carte jointe.

## Annexe 3

Les données de comparaison de nivellement le long du profil R'X', qui ont servi à l'étude sur la continuité des vitesses de mouvements verticaux dans le temps sont regroupées dans un tableau.

Les comparaisons pour chacun des incréments de temps à partir des mesures de 1886, 1950, 1968 et 1993 apparaissent dans ce tableau. Pour chacun des repères de nivellement est reporté:

- son nom IGN (n° RN);
- sa distance à l'extrémité du profil (dist);
- la différence de dénivelées cumulées correspondant au mouvement vertical du repère par rapport à l'origine du profil (dif. déniv. cum);
- cette même valeur convertie en vitesse (sur 100 ans).



Carte de situation des profils de nivellements de 1<sup>er</sup> et 4<sup>ème</sup> ordre utilisés pour l'étude des mouvements verticaux dans le Grésivaudan.

Les graphes correspondant à ces valeurs sont également présentés. Sur ces profils, certains numéros de repères sont marqués (cf carte jointe). Ils correspondent à des repères situés dans des gares, dont voici les noms:

R'X' 13: Gières  
14: Gières  
23: Domène  
31: Lancey  
37: Brignoud  
47: Tencin  
56: Goncelin  
64: Le Cheylas  
73: Pontcharra  
83: Ste Héléne du Lac  
88: Montmélian  
109: St Pierre d'Albigny

#### Annexe 4

Les données de comparaison de nivellements du Grésivaudan ont fait l'objet d'une étude à part (2<sup>ème</sup> partie, chapitre 3) portant sur le 1<sup>er</sup> et le 4<sup>ème</sup> ordre. Ces données brutes sont réunies dans un tableau (nom IGN des repères; distance par rapport à l'origine du profil; taux de déplacement vertical par rapport à l'origine). Les données du profil de 1<sup>er</sup> ordre correspondantes (1950-1993) se trouvent dans le tableau annexe 3, suivies des graphes des comparaisons de nivellements correspondant.

R.N.	X	Y	Alt.	dZ	σ	R.N.	X	Y	Alt.	dZ	σ	R.N.	X	Y	Alt.	dZ	σ
IX004	901.5150	369.5638	293	0,03863	0,07170	QV028	793.0356	280.1201	102	-0,08599	-0,05590	RX25	875.2128	329.1671	222	0,01643	0,05690
IX006	902.2019	369.3004	291	0,07153	0,07200	RV10	801.8632	295.1793	123	-0,02262	-0,04570	RX28	877.4974	331.2800	225	-0,04947	-0,05800
IX013	905.9562	369.0251	305	0,08551	0,07390	RV100	840.5673	326.7514	259	-0,00374	-0,02480	RX31	878.2618	332.0191	227	-0,02953	-0,05840
IX015	907.9977	369.4279	313	0,06750	0,07490	RV101	840.7831	327.1297	261	-0,00206	-0,02540	RX33	878.6885	333.0139	228	-0,02995	-0,05870
IX020	909.9151	368.1201	323	0,07898	0,07600	RV104	841.6318	327.8059	263	-0,00333	-0,02660	RX34	878.9554	334.0855	228	-0,00342	-0,05900
IX021	910.5823	367.3450	325	0,09593	0,07620	RV106	842.4130	328.1299	258	-0,00618	-0,02760	RX37	879.7285	335.1983	229	-0,05520	-0,05940
IX022	910.6058	366.8543	327	0,10314	0,07650	RV107	842.8609	328.1928	256	-0,00578	-0,02800	RX38	880.3000	335.7333	230	-0,03317	-0,05960
IX036	909.1790	359.7320	358	0,10212	0,07990	RV108	843.5384	328.5882	252	-0,00254	-0,02880	RX39	881.1049	336.8778	232	-0,02788	-0,06000
IX037	909.2773	359.1107	362	0,02844	0,08020	RV110	844.1670	329.0980	249	-0,00178	-0,02970	RX41	881.2021	337.3274	231	0,00684	0,06020
IX038	909.4154	358.3239	367	-0,02397	-0,08050	RV111	844.3245	329.1696	248	-0,02329	-0,02970	RX45	882.6460	339.2038	233	-0,00279	-0,06070
IX039	909.4032	358.2139	369	0,05855	0,08060	RV112	844.8386	329.6113	246	-0,00535	-0,03040	RX50	884.0794	341.6221	237	0,01231	0,06130
IX047	908.2477	354.6512	398	0,12836	0,08220	RV114	845.7760	329.9841	242	0,00440	0,03130	RX52	884.3272	342.6198	236	0,03567	0,06150
IX048	908.0987	354.3500	402	0,12570	0,08240	RV115	846.0970	330.6271	239	-0,00018	-0,03190	RX53	884.6518	343.2355	240	0,02429	0,06160
IX052	908.3305	351.7841	411	0,09439	0,08340	RV117	846.0176	331.6787	233	-0,00291	-0,03260	RX56	885.0626	344.3219	242	0,01630	0,06180
IX055	908.4465	350.3732	418	0,11196	0,08400	RV118	845.9025	332.7050	226	-0,02795	-0,03340	RX58	885.2839	345.5154	243	0,03026	0,06200
IX059	909.5833	348.4271	433	0,08458	0,08490	RV121	846.1773	333.2137	224,5	-0,00174	-0,03370	RX60	885.7264	347.4814	246	0,03028	0,06230
IX060	909.4848	347.9134	441	0,08545	0,08510	RV123	846.4225	334.2665	218	0,01219	0,03450	RX61	885.9265	348.0919	246	0,03110	0,06240
IX064	910.6912	346.8904	448	0,10555	0,08580	RV125	846.6916	335.5653	209	-0,01967	-0,03530	RX62	886.2579	349.1279	247	0,02628	0,06260
IX080	915.1334	340.5025	515	0,01368	0,11220	RV127	847.0758	337.1184	201,5	-0,01043	-0,03610	RX64	886.5601	350.0349	249	0,02708	0,06270
IX089	916.8376	337.5855	549	0,08234	0,11120	RV128	847.1322	337.5709	201	-0,04775	-0,03640	RX68	887.3672	352.2352	252	0,02392	0,06290
IX092	917.7341	336.1054	578	0,15611	0,11080	RV129	847.4711	338.2759	201	-0,13710	-0,03670	RX70	887.3950	353.3430	253	0,03252	0,06300
IX094	918.5467	335.7072	598	0,09065	0,11060	RV13	801.9086	296.6771	119	-0,06472	-0,04460	RX71	887.2266	353.8337	253	0,02944	0,06300
IX095	919.0185	335.7787	608	0,07887	0,11050	RV130	847.6178	338.4833	200	-0,05670	-0,03680	RX73	887.2830	354.6521	256	-0,02513	0,06310
IX102	922.0864	334.4003	680	0,08324	0,10960	RV131	847.8431	338.6891	200,5	-0,06790	-0,03700	RX76	887.8290	355.9868	256	0,03517	0,06320
IX105	923.1383	332.8075	692	0,08713	0,10910	RV134	849.7719	339.9176	192	-0,07111	-0,03790	RX81	889.3058	358.9603	262	0,01365	0,06330
IX108	924.6056	332.3055	712	0,07077	0,10860	RV140	852.9111	340.9954	198	-0,02137	-0,03900	RX83	889.5439	359.6024	263	0,03593	0,06330
IX114	924.1350	331.3168	897	0,02237	0,10790	RV141	853.0139	340.9988	197	-0,07033	-0,03910	RX85	889.6222	360.6912	270	0,08502	0,06330
IX144	921.7994	326.4212	1401	-0,02294	-0,10400	RV147	856.6600	339.2060	190	-0,08336	-0,04010	RX88	889.6757	362.4202	285	0,04651	0,06330
IX145	921.6142	326.4144	1404	-0,01193	-0,10390	RV15	803.0269	297.5996	127	-0,02128	-0,04440	RX89	889.6757	362.4202	286	0,04029	0,06330
IX146	921.4738	326.3611	1413	-0,01877	-0,10390	RV150	857.9868	338.0263	196,5	-0,12084	-0,04120	RX91	889.3493	362.5462	285	0,04699	0,06370
IX150	920.9610	324.4084	1557	-0,05563	-0,10330	RV152	858.4956	337.4852	200	-0,12599	-0,04160	RX95	893.0732	364.1881	272	0,13059	0,06560
IX178	920.5407	315.3001	2556	-0,02183	-0,09890	RV156	859.9609	334.8339	195	-0,09162	-0,04320	RX96	893.1940	364.2994	273	0,05486	0,06560
IX194	920.4030	311.8608	2056	-0,12312	-0,09620	RV159	860.6928	333.3269	198,5	-0,09521	-0,04390	RX97	893.6662	364.6457	273	0,06668	0,06600
QR011	793.7113	387.3159	167	0,00521	0,05930	RV160	860.9878	332.9060	199,5	-0,12148	-0,04420	RX98	894.0152	365.0047	274	0,07752	0,06630
QR020	792.9132	382.3348	167	-0,03940	-0,05950	RV162	861.8485	331.5810	202,5	-0,08728	-0,04480	VX001	872.5460	250.9022	782	-0,11268	-0,09420
QR023	793.7288	381.6306	164	-0,08186	-0,05940	RV166	862.7434	329.9225	206	-0,15389	-0,04540	VX002	872.0100	251.4882	769	-0,12611	-0,09400
QR025	794.5138	380.4202	163,5	-0,02924	-0,05940	RV170	864.1584	328.9326	209	-0,06881	-0,04590	VX003	871.5929	252.0578	762	-0,15013	-0,09380
QR027	794.3497	379.1983	163	-0,03197	-0,05930	RV18	804.4729	298.7350	145	-0,01535	-0,04410	VX005	873.1307	253.7536	776	-0,12056	-0,09380
QR029	794.4015	378.3999	162,5	-0,03698	-0,05920	RV19	805.3209	299.4084	155	-0,00738	-0,04380	VX006	873.4476	254.6060	785	-0,12004	-0,09380
QR031	794.2521	377.0475	162	-0,03569	-0,05900	RV21	806.5476	300.2188	162	-0,00455	-0,04350	VX009	872.7400	256.0342	810	-0,11079	-0,09370
QR032	793.9355	376.5015	161,5	-0,05438	-0,05900	RV22	806.5157	300.2196	162	-0,00376	-0,04340	VX013	870.0778	257.6008	841	-0,11176	-0,09330
QR036	793.0399	374.7164	161	-0,03557	-0,05870	RV23	807.4080	301.1908	164	-0,00957	-0,04300	VX017	868.7731	259.7494	872	-0,16016	-0,09270
QR040	792.3502	373.0247	160,5	-0,03482	-0,05830	RV28	809.1583	303.6660	172	-0,00393	-0,04190	VX023	867.4432	263.0633	922	-0,13325	-0,09170
QR043	792.1874	371.1378	159,5	-0,04116	-0,05790	RV33	811.9714	306.8868	164	-0,00339	-0,03970	VX025	866.5669	264.4514	944	-0,12156	-0,09120
QR049	790.0690	369.0851	161	0,03599	0,05700	RV34	812.1728	307.3586	161	-0,00647	-0,03920	VX026	866.5084	264.9468	955	-0,12189	-0,09100
QR053	790.5725	367.5021	159	-0,06481	-0,05630	RV35	812.3946	307.9292	162	-0,01737	-0,03870	VX030	866.3063	266.8610	994	-0,10415	-0,09100
QR068	796.9899	362.6427	158	-0,09342	-0,05520	RV36	812.4552	308.3123	163	-0,00971	-0,03850	VX032	866.4728	268.8726	1014	-0,11815	-0,08930
QR070	797.4873	361.6313	158,5	-0,04139	-0,05190	RV37	812.9277	308.8374	164	-0,02374	-0,03790	VX035	865.2061	271.0992	1077	-0,10943	-0,08800
QR076	795.0628	358.7550	153	-0,03023	-0,05270	RV42	815.6883	309.1257	172	-0,01980	-0,03710	VX038	864.6132	273.3381	1136	-0,10717	-0,08700
QR081	793.4735	357.2038	152,5	-0,06895	-0,05310	RV45	818.1672	310.5398	180	-0,02086	-0,03610	VX041	864.3888	276.1911	1127	-0,10124	-0,08570
QR088	790.8695	355.1386	150,5	-0,07033	-0,05330	RV46	818.9349	310.9614	183	-0,00963	-0,03570	VX043	864.4310	277.3033	1095	-0,09437	-0,08500
QR091	790.2747	354.1035	150	-0,09728	-0,05340	RV47	819.2973	311.1716	186	-0,01633	-0,03550	VX045	863.4086	277.5237	1067	-0,10374	-0,08450
QR093	789.7414	353.8000	149	-0,09162	-0,05340	RV48	820.0160	311.6378	189	-0,00730	-0,03510	VX047	862.3754	278.0633	1036	-0,09353	-0,08380
QR098	788.7739	351.5926	147	-0,04167	-0,05330	RV49	820.2889	311.6728	190	-0,01644	-0,03500	VX049	862.2254	278.8198	1006	-0,09382	-0,08320
QR100	788.4193	350.7687	147	-0,05457	-0,05320	RV51	821.3491	311.9946	189	-0,01094	-0,03450	VX041	872.5328	253.0620	769	-0,09607	-0,09380
QR104	787.9101	349.0492	147,5	-0,05311	-0,05300	RV52	822.3584	312.3448	188	-0,01349	-0,03380	VX050	861.9179	279.6995	981	-0,09221	-0,08250
QR107	788.0036	347.7825	147	-0,05403	-0,05280	RV54	823.1701	312.7585	187	-0,00860	-0,03330	VX051	861.2125	279.8288	965	-0,09727	-0,08210
QR111	788.7662	345.8038	146	-0,04581	-0,05240	RV58	824.3380	313.4820	179	-0,00614	-0,03190	VX054	859.9574	281.3079	902	-0,08674	-0,08050
QR116	789.4869	343.2056	142	-0,04443	-0,05180	RV59	825.7775	313.4502	177	-0,00369	-0,03120	VX061	858.3875	285.9485	831	-0,07774	-0,07610
QR124	789.6926	339.2729	146														

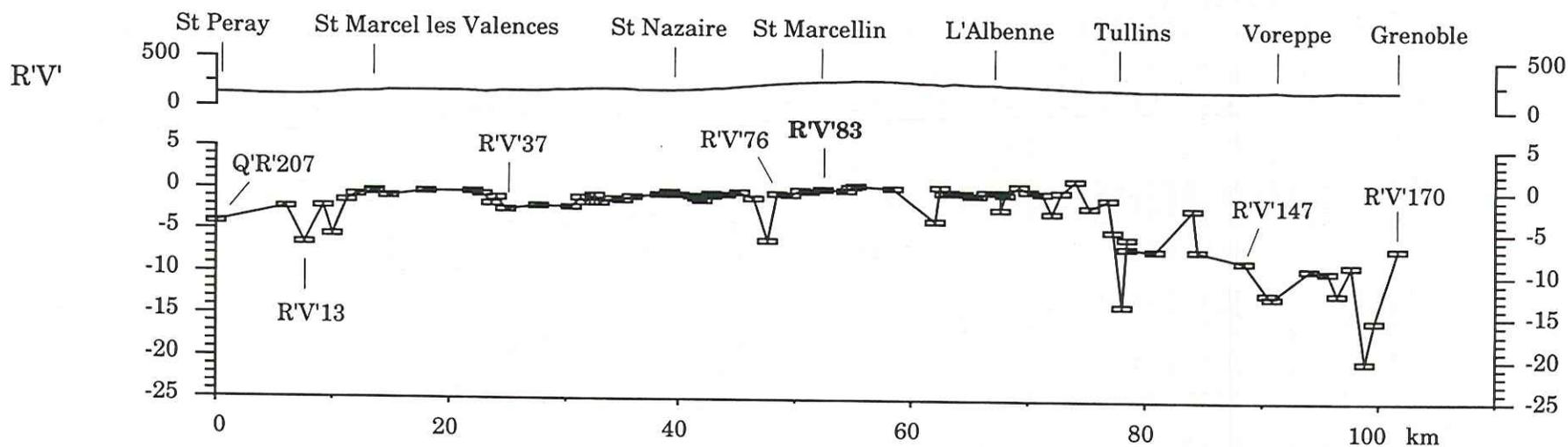
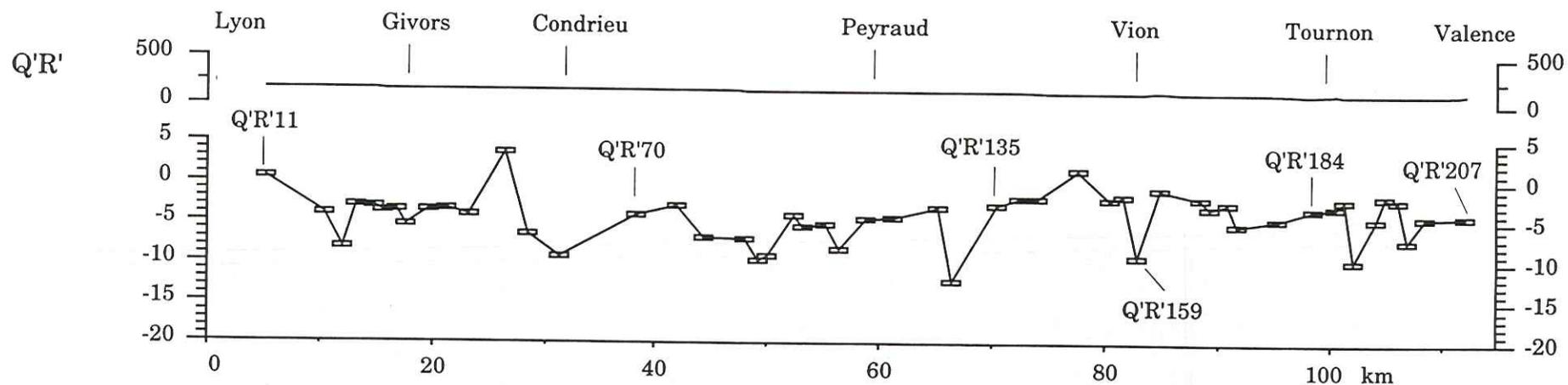
R.N.	X	Y	Alt.	dZ	σ	R.N.	X	Y	Alt.	dZ	σ	R.N.	X	Y	Alt.	dZ	σ
VX116	867.5286	314.3266	271	-0,06820	-0,05770	IX99	895.9582	257.2117	794	-0,05204	-0,09600	Rbd63	830.6304	369.1226	260	-0,03005	-0,05440
VX116I	867.8385	314.4579	270	-0,01849	-0,05750	Xac102	875.3834	311.8619	411	-0,03231	-0,06560	Rbd64	831.2959	368.6810	267	-0,04385	-0,05400
VX118	868.0578	315.1790	271	-0,10411	-0,05700	Xac103	875.1883	311.7350	365	-0,04221	-0,06550	Rbd65	831.5677	368.1854	274	-0,03922	-0,05380
VX118I	871.4855	257.4529	826	-0,14093	-0,09350	Xac108	871.9122	311.3532	360	-0,00918	-0,06310	Rbd66	831.8135	367.6792	283	-0,04607	-0,05390
VX120	867.1815	315.4447	265	-0,07233	-0,05640	Xac110	871.3602	311.2631	319	-0,01833	-0,06260	Rbd68	833.5356	367.2065	290	-0,02299	-0,05410
VX122	866.7406	315.6908	264	-0,01695	-0,05600	Xac112	870.5876	312.0191	306	-0,01868	-0,06170	Rbd70	834.7050	366.9851	300	-0,07801	-0,05410
VX123	866.3678	316.0857	261	-0,03248	-0,05560	Xac113	870.1091	312.7037	297	-0,04026	-0,06100	Rbd72	836.1683	367.1841	305	-0,03632	-0,05410
VX126	865.1710	318.0996	252	-0,02687	-0,05400	Xac114	870.4190	313.3241	291	-0,02349	-0,06050	Rbd73	836.6885	366.9521	309	-0,06270	-0,05410
VX126I	864.8064	318.6663	247	-0,04458	-0,05360	Xac115	870.3598	313.8094	285	-0,01513	-0,06010	Rbd74	837.1958	366.9617	309	-0,03960	-0,05400
VX128	864.5186	319.3041	245	-0,02164	-0,05300	Xac116	870.4666	314.0117	281	-0,04335	-0,05990	Rbd75	837.2755	366.9482	332	-0,03742	-0,05400
VX128I	864.6479	319.8371	242	-0,02707	-0,05260	Xac117	870.4332	314.1786	281	-0,02488	-0,05970	Rbd80	840.8641	366.6829	333	-0,04771	-0,05350
VX130	864.7447	320.8350	237	-0,03192	-0,05190	Xac118	870.5264	314.5178	279	-0,03999	-0,05940	Rbd82	841.4832	366.7787	339	-0,06019	-0,05340
VX130I	864.8436	321.0549	235	-0,15449	-0,05170	Xac13	914.3076	312.6929	375	-0,05655	-0,09240	Rbd84	842.2999	367.2228	339	-0,06781	-0,05320
VX130II	864.9342	321.4340	233	-0,15065	-0,05140	Xac14	913.8179	312.9600	1570	-0,07191	-0,09220	Rbd86	843.3845	366.9166	361	-0,04903	-0,05290
VX131	865.0158	321.7851	231	-0,04617	-0,05110	Xac15	913.2031	313.0154	1542	-0,02855	-0,09180	Rbd89	845.1961	367.0037	372	-0,06448	-0,05230
VX131I	865.0385	322.0588	230	-0,08028	-0,05090	Xac16	912.9997	312.7775	1505	-0,10391	-0,09170	Rbd90	845.9153	367.1224	410	-0,06733	-0,05210
VX132	865.0607	322.5413	230	-0,08182	-0,05070	Xac17	912.6612	312.7338	1495	-0,05983	-0,09150	Rbd94	848.8388	365.5841	412	-0,05357	-0,05040
VX133	865.1929	323.1558	226	-0,11196	-0,05010	Xac20	910.9055	312.3728	1482	-0,03014	-0,09080	Rcd03	849.3103	364.4778	411	-0,05089	-0,05060
VX133I	870.0435	257.8226	841	-0,08817	-0,09310	Xac26	906.9775	311.5454	1390	-0,06954	-0,08880	Rcd05	849.2539	363.3386	410	-0,04609	-0,05090
VX133II	867.5529	262.1450	907	-0,10876	-0,09200	Xac27	906.3156	311.3401	1242	-0,01504	-0,08840	Rcd06	849.0461	363.1686	405	-0,04742	-0,05100
VX30I	866.1123	267.4653	998	-0,09706	-0,08990	Xac28	905.8755	311.3095	1202	-0,03139	-0,08820	Rcd07	848.6078	362.7401	406	-0,04657	-0,05110
VX30II	866.2539	267.6066	999	-0,10054	-0,08980	Xac29	905.0404	311.4504	1179	-0,01788	-0,08770	Rcd08	848.0369	362.4668	405	-0,04675	-0,05120
VX32I	866.4794	269.0724	1014	-0,07113	-0,08920	Xac30	904.1232	311.4180	1133	-0,03016	-0,08730	Rcd10	846.8521	361.5337	406	-0,04687	-0,05130
VX32II	866.2118	269.5181	1027	-0,09287	-0,08900	Xac31	903.4232	311.4993	1113	-0,00039	-0,08700	Rcd15	845.1175	359.2887	414	-0,05196	-0,05130
VX33I	866.0405	270.1162	1044	-0,07950	-0,08860	Xac32	902.9194	311.4897	1098	-0,00188	-0,08670	Rcd17	844.4625	358.7957	461	-0,04557	-0,05130
VX33II	865.7161	270.5467	1058	-0,09137	-0,08840	Xac33	902.3354	311.5199	1093	-0,01317	-0,08630	Rcd22	842.8093	355.9658	479	-0,04573	-0,05070
VX37I	864.8377	272.4011	1111	-0,07912	-0,08740	Xac42	898.3764	312.0134	1053	-0,01036	-0,08320	Rcd25	841.9726	354.9533	496	-0,03729	-0,05020
VX37II	864.6963	273.7053	1145	-0,12663	-0,08690	Xac43	898.2521	311.5858	926	-0,02557	-0,08310	Rcd26	841.1871	354.1776	501	-0,10941	-0,04980
VX49I	862.4824	279.2248	990	-0,14845	-0,08290	Xac44	897.8587	311.3056	927	-0,01359	-0,08280	Rcd27	841.2907	353.8424	510	-0,04685	-0,04970
VX49II	862.2267	279.5884	983	-0,08007	-0,08270	Xac46	897.1501	311.0497	934	-0,00440	-0,08220	Rcd28	841.8882	353.2128	510	-0,04729	-0,04930
VX57I	860.3312	283.5597	853	-0,05670	-0,07860	Xac48	896.3834	311.1081	970	-0,00195	-0,08180	Rcd29	841.9364	353.0104	515	-0,05181	-0,04920
VX57II	860.3026	284.4610	841	-0,07360	-0,07800	Xac49	896.1080	311.1432	987	-0,01196	-0,08150	Rcd30	841.7580	352.6572	506	-0,04713	-0,04900
VX59I	859.6707	285.3499	836	-0,07083	-0,07710	Xac51	895.6195	310.3976	976	-0,00240	-0,08090	Rcd33	841.1643	351.4919	501,5	-0,06684	-0,04820
VX59II	857.7783	286.5323	819	-0,07894	-0,07580	Xac52	895.5034	310.2104	909	-0,00646	-0,08060	Rcd35	841.3149	350.6649	490	-0,06617	-0,04770
VX65I	859.0527	287.8541	823	-0,07587	-0,07530	Xac56	894.0435	309.9362	873	-0,00449	-0,07950	Rcd37	841.4144	349.8017	484	-0,04508	-0,04750
VX66I	858.8350	288.6751	813	-0,06563	-0,07500	Xac57	893.8150	310.2787	743	-0,05839	-0,07930	Rcd38	841.4301	349.3471	480	-0,03709	-0,04730
VX66II	858.7304	289.0545	809	-0,06930	-0,07490	Xac58	893.3184	311.0277	731	-0,14193	-0,07870	Rcd39	841.5393	349.0462	477	-0,03493	-0,04720
VX77I	858.9912	292.7489	826	-0,07997	-0,07290	Xac66	889.8202	314.2920	725	-0,15164	-0,07510	Rcd40	841.6254	348.8318	476	-0,03496	-0,04720
VX77II	860.7881	297.1652	805	-0,07254	-0,07110	Xac67	889.6167	314.6021	731	-0,19150	-0,07490	Rcd41	841.6312	348.5905	440	-0,03487	-0,04710
VX84I	860.5987	296.2201	830	-0,06521	-0,07140	Xac70	889.1694	316.3781	720	-0,20293	-0,07450	Rcd45	843.2296	344.8243	431	-0,02385	-0,04520
VX84II	860.8057	298.1002	783	-0,04379	-0,07070	Xac71	889.0942	316.6939	713	-0,22913	-0,07420	Rce02	845.2657	342.8908	415	-0,04066	-0,04600
VX85I	860.7454	298.4076	775	-0,05012	-0,07060	Xac72	889.0678	317.2907	713	-0,18963	-0,07410	Rce06	847.0118	343.7967	411	-0,03763	-0,04620
VX87I	860.6143	299.5023	747	-0,07338	-0,07010	Xac73	888.9729	317.7332	712	-0,20293	-0,07400	Rce07	847.2187	344.4616	411	-0,03822	-0,04620
VX88I	860.2954	300.9142	710	-0,05034	-0,06950	Xac74	888.9326	318.0741	711	-0,17656	-0,07380	Rce08	847.2187	344.4616	396	-0,04420	-0,04620
VX88II	860.3500	300.5621	720	-0,14795	-0,06960	Xac79	886.6440	319.4214	712	-0,17192	-0,07280	Rce11	848.5514	345.8722	379	-0,03103	-0,04620
VX88III	860.2878	300.7268	714	-0,11844	-0,06960	Xac80	886.1823	319.4874	709	-0,12294	-0,07240	Rce13	849.8647	345.8288	353	-0,02337	-0,04600
VX89I	860.3678	301.6615	691	-0,06022	-0,06920	Xac85	882.6573	318.0253	710	-0,02546	-0,07120	Rce17	851.7844	344.8678	343,5	-0,02769	-0,04550
VX90I	860.7550	302.8589	658	-0,03801	-0,06860	Xac86	882.3864	317.8825	645	-0,03117	-0,07110	Rce18	852.3068	344.4979	319	-0,03951	-0,04530
VX90II	861.4843	305.1882	605	-0,04469	-0,06750	Xac91	880.5699	315.5479	639	-0,01065	-0,06960	Rce21	853.8186	344.3396	310	-0,03684	-0,04470
VX94I	861.7198	305.7224	590	-0,04192	-0,06730	Xac94	879.3036	314.4422	542	-0,01592	-0,06870	Rce22	854.2341	344.8045	293	-0,03232	-0,04450
VX95I	861.9868	307.2582	579	-0,02216	-0,06650	Xac95	878.7737	314.3883	489	-0,01304	-0,06840	Rce24	854.8466	345.6053	290	-0,05644	-0,04400
VX95II	861.7732	306.3677	574	-0,03689	-0,06700	Xac97	878.3918	313.7000	474	-0,00530	-0,06800	Rce25	855.1923	345.5040	287,5	-0,06623	-0,04380
VX95III	861.9066	306.6231	566	-0,05013	-0,06680	Xac99	877.4662	312.3385	453	-0,01913	-0,06710	Rce26	855.5384	345.2068	272	-0,08808	-0,04370
VX96I	862.2015	308.1347	529	-0,03518	-0,06610	Rbc71	853.4029	365.3537	382	-0,03319	-0,05090	Rce28	855.2633	344.3489	245	-0,11663	-0,04360
VX96II	862.3287	308.4334	519	-0,02628	-0,06590	Rbc72	852.9322	365.3793	375	-0,03753	-0,05090	Rce30	853.7586	343.2644	244	-0,00926	-0,04330
VX96III	872.7512	250.9342	777	-0,10453	-0,09420	Rbc73	851.9949	365.7066	373	-0,05495	-0,05090	Rce31	853.6785	343.1975	218	-0,04308	-0,04330
VX97I	873.2488	251.1049	772	-0,11479	-0,09430	Rbc74	851.7254	365.7069	382	-0,04446	-0,05080	Rce34	852.8914	341.7525	293	-0,01125	-0,04290
IX100	895.4177	256.7953	811	-0,05771	-0,09600	Rbc75	850.4283	365.6417	391	-0,03470	-0,05070	Rcd05	887.3027	363.2274	297	-0,02629	-0,06330
IX101	894.8568	256.7521	823	-0,10521	-0,09600	Rbc76	850.0922	365.1962	403	-0,04528	-0,05060	Rcd07	886.5364	363.7857	308	-0,03957	-0,06330
IX102	893.9975	255.9452	863	-0,05911	-0,09610	Rbc77	849.3870	365.0713	4								

R.N.	X	Y	Alt.	dZ	σ	R.N.	X	Y	Alt.	dZ	σ	R.N.	X	Y	Alt.	dZ	σ
Vab104	844.5886	266.9476	501	-0.15984	-0.10140	R'cIn22	863.7263	363.3623	277	-0.02547	-0.05760	R'cop105	869.3076	353.3172	505	-0.01098	-0.05880
Vab106	847.2353	262.0311	578	-0.16144	-0.10120	R'cIn23	863.9789	363.0671	282	-0.01374	-0.05780	R'cop106	869.1791	353.3196	505	-0.02766	-0.05870
Vab111	847.3245	261.7115	581	-0.19012	-0.10120	R'cIn24	864.2957	362.5274	294	-0.01870	-0.05800	R'cop108	869.0780	354.3142	412	-0.02588	-0.05770
Vab112	847.2450	261.3449	584	-0.16361	-0.10120	R'cIn25	864.7807	362.0338	305	-0.05379	-0.05820	R'cop109	868.7939	354.3062	408	-0.03350	-0.05750
Vab114	847.4983	260.4272	603	-0.16094	-0.10110	R'cIn26	865.2453	361.4376	313	-0.01696	-0.05840	R'cop110	868.6157	354.2121	405	-0.04103	-0.05730
Vab115	847.4874	259.7339	617	-0.16088	-0.10110	R'cIn29	866.1998	363.3307	339	-0.00689	-0.05880	R'cop112	867.6562	353.7443	393	-0.04328	-0.05640
Vab116	848.1857	259.6112	634	-0.15763	-0.10100	R'cIn30	866.2916	363.9541	348	0.00026	0.05890	R'cop14	867.3742	328.5619	244	0.00188	0.05410
Vab118	849.7977	258.2875	643	-0.12155	-0.10080	R'cIn31	866.4755	364.3427	356	0.01080	0.05890	R'cop15	867.5810	328.9148	290	0.01212	0.05450
Vab119	849.8225	258.0989	644	-0.14741	-0.10080	R'cIn32	866.7582	364.9141	366	-0.00284	-0.05900	R'cop17	868.1573	329.6759	355	0.00520	0.05530
Vab120	847.3370	261.5372	581	-0.14551	-0.10120	R'cIn33	866.8316	365.3892	373	-0.00789	-0.05900	R'cop18	868.5317	329.7479	398	-0.00066	-0.05570
Vab122	849.9797	258.0280	644	-0.13516	-0.10080	R'cIn36	867.7765	365.9687	379	0.00129	0.05910	R'cop19	868.8290	329.8627	427	0.02422	0.05600
Vab123	851.4677	257.0056	649	-0.12395	-0.10060	R'cIn37	868.0100	366.0214	379	-0.01617	-0.05910	R'cop21	869.3496	330.2686	495	-0.00224	-0.05670
Vab126	853.1603	255.3804	676	-0.19515	-0.10030	R'cIn38	868.8563	365.5271	382	0.00609	0.05910	R'cop22	869.4236	330.6271	526	-0.03244	-0.05700
Vab128	853.9594	255.1080	694	-0.12061	-0.10010	R'cIn39	869.1924	365.5632	389	-0.01917	-0.05910	R'cop24	869.1958	330.7378	614	-0.10994	-0.05770
Vab129	854.5153	255.6439	711	-0.11465	-0.10000	R'cIn40	869.6919	365.4576	396	-0.01811	-0.05900	R'cop26	868.7490	330.8301	663	-0.02801	-0.05800
Vab131	854.6082	256.5360	729	-0.09458	-0.09990	R'cIn41	870.0350	365.2539	401	0.00805	0.05900	R'cop28	868.1393	331.3035	751	0.04588	0.05860
Vab133	855.4643	257.1476	747	-0.10778	-0.09970	R'cIn42	870.4474	365.1872	408	-0.00282	-0.05900	R'cop29	868.0532	331.4687	765	0.02072	0.05870
Vab135	855.7499	258.3007	772	-0.10331	-0.09950	R'cIn43	870.6897	365.4687	413	-0.00381	-0.05890	R'cop33	869.0699	333.2772	923	0.06177	0.06010
Vab137	855.9111	258.7365	781	-0.10621	-0.09940	R'cIn44	870.9007	365.4921	415	-0.00452	-0.05890	R'cop36	869.8546	334.2203	978	0.05484	0.06070
Vab138	856.1544	258.0501	796	-0.08095	-0.09920	R'cIn45	871.6069	365.4173	420	-0.00568	-0.05880	R'cop37	870.0245	334.4605	1000	0.04344	0.06090
Vab139	856.1831	257.4740	808	-0.26255	-0.09910	R'cIn46	871.7917	365.4083	425	-0.01057	-0.05880	R'cop38	870.0369	334.5689	1009	0.04314	0.06090
Vab14	804.6331	275.2627	145	-0.04882	-0.05880	R'cIn47	872.0046	365.4654	429	-0.00944	-0.05870	R'cop39	869.9623	334.7604	1015	0.08494	0.06100
Vab140	856.6326	257.1894	820	-0.08591	-0.09900	R'cInp01	875.6026	365.2041	394	0.05969	0.05770	R'cop41	869.7530	335.0833	1072	0.02447	0.06130
Vab141	857.1375	257.1612	830	-0.06952	-0.09890	R'cInp04	876.6523	366.4232	358	-0.01617	-0.05860	R'cop45	869.0833	336.8304	1237	0.06550	0.06220
Vab142	857.4438	256.7300	840	-0.08688	-0.09880	R'cInp05	876.8064	366.6122	353	-0.00953	-0.05870	R'cop50	869.1818	338.9452	1243	0.07320	0.06300
Vab143	858.0378	256.2108	857	-0.08716	-0.09860	R'cInp08	877.3966	367.7377	315	-0.06359	-0.05950	R'cop59	871.0138	341.7382	899	0.03596	0.06390
Vab147	861.7583	255.5551	882	-0.11696	-0.09770	R'cInp09	877.4151	368.1170	304	-0.06708	-0.05970	R'cop60	871.4913	342.0053	877	0.05555	0.06400
Vab148	861.9259	255.5550	882	-0.11400	-0.09770	R'cInp10	877.3455	368.4855	300	-0.06095	-0.05980	R'cop68	872.6271	344.0669	901	0.04262	0.06410
Vab149	862.1866	255.4589	879	-0.11810	-0.09760	R'cInp11	877.3897	368.6936	297	-0.07159	-0.05990	R'cop73	873.6319	346.0287	1104	0.06697	0.06410
Vab141	847.5437	259.9727	612	-0.14596	-0.10110	R'cInp13	877.6953	370.1799	270	-0.07136	-0.06060	R'cop85	875.5788	350.6620	779	0.12005	0.06300
Vab150	864.1814	254.6573	835	-0.11744	-0.09700	R'cInp16	878.1057	371.6854	258	-0.12644	-0.06130	R'cop86	875.5789	350.8310	773	0.11121	0.06300
Vab151	864.7424	253.8633	816	-0.06571	-0.09670	R'cInm02	854.8326	345.9990	299	-0.03268	-0.04470	R'cop88	875.5142	351.4324	709	0.09792	0.06270
Vab152	865.2197	253.4662	800	-0.11882	-0.09650	R'cInm03	854.3571	346.2425	317	-0.04273	-0.04530	R'dkl10	796.1376	377.4118	168	-0.02528	-0.06110
Vab153	866.0608	253.1433	786	-0.15886	-0.09620	R'cInm04	854.1420	346.4927	341	-0.13205	-0.04570	R'dkl11	796.0857	377.0817	168	-0.08962	-0.06120
Vab154	867.2484	252.2587	778	-0.10479	-0.09580	R'cInm05	854.1244	346.6085	346	-0.05766	-0.04580	R'dkl15	794.9582	374.9653	163	-0.01760	-0.06170
Vab155	869.2539	251.2029	775	-0.07122	-0.09550	R'cInm06	854.1611	346.7933	360	-0.04089	-0.04610	R'dkl18	794.1396	373.8386	162	-0.05931	-0.06170
Vab156	869.8351	251.0689	773	-0.12047	-0.09480	R'cInm08	853.9713	347.3403	383	-0.03455	-0.04680	R'dkl19	793.7493	373.3684	165	-0.03120	-0.06170
Vab157	871.4544	252.3908	761	-0.12651	-0.09400	R'cInm09	853.5125	348.0925	430.5	-0.04180	-0.04760	R'dkl20	793.5342	372.6923	164	-0.04322	-0.06170
Vab21	809.4478	273.7983	172	-0.03239	-0.05870	R'cInm10	853.3869	348.3023	454	-0.05086	-0.04790	R'dkl25	792.8315	370.8644	169	-0.03769	-0.06150
Vab26	812.2806	273.4997	186	-0.04659	-0.05840	R'cInm12	853.0783	349.3827	525	-0.04872	-0.04870	R'dkl32	791.8462	367.6898	161	-0.03189	-0.06060
Vab28	812.4912	272.9198	187	-0.04179	-0.05830	R'cInm13	853.0128	349.6183	517	-0.00963	-0.04890	R'dkl42	795.8443	363.5536	157	-0.09190	-0.05760
Vab29	812.8956	272.6979	193	-0.04125	-0.05850	R'cInm15	852.5540	350.1725	489	0.06656	0.04950	R'dkl46	797.5038	363.4325	159	-0.04223	-0.05620
Vab2ii	843.5578	268.0646	487	-0.15750	-0.10130	R'cInm16	852.3671	350.5481	478	-0.01236	-0.04990	R'dkl47	797.7280	363.1990	158	-0.03980	-0.05600
Vab30	813.4282	272.5392	193	-0.04418	-0.05880	R'cInm17	851.9347	351.0804	465	-0.03319	-0.05030	R'dkl48	796.2689	378.5256	165	-0.03310	-0.06080
Vab32	814.3139	271.9869	196	-0.02928	-0.05920	R'cInm18	851.6385	351.2454	465	-0.02121	-0.05050	R'dlmi1	812.1153	358.9255	296	-0.04112	-0.05600
Vab35a	855.7261	258.4778	774	-0.08871	-0.09940	R'cInm24	852.6252	354.6677	558	-0.03471	-0.05220	R'dlmi11	815.4074	364.2687	351	-0.10210	-0.05900
Vab36	815.8418	271.3495	207	-0.03544	-0.05980	R'cInm27	853.3559	356.0268	665	-0.00398	-0.05270	R'dlmi14	815.3829	366.3866	379	-0.04631	-0.05940
Vab38a	856.1266	257.8894	799	-0.25388	-0.09920	R'cInm28	853.5437	356.5144	692	-0.01029	-0.05270	R'dlmi18	815.5449	368.7448	381	-0.07976	-0.05950
Vab39a	856.4128	257.3532	811	-0.25642	-0.09910	R'cInm30	854.2622	358.1135	620	0.01301	0.05290	R'dlmi19	815.2965	369.0870	372	-0.02764	-0.05950
Vab39b	856.5396	257.2893	813	-0.06476	-0.09900	R'cInm31	854.2702	358.9372	557.5	-0.01382	-0.05290	R'dlmi20	814.7810	369.1403	355	-0.03288	-0.05940
Vab39i	817.7738	271.1348	214	-0.01296	-0.06060	R'cInm32	854.5120	359.2832	544	0.00483	0.05280	R'dlmi21	815.0496	369.4979	340	-0.02320	-0.05940
Vab3i	798.3471	277.0003	114	-0.05462	-0.05800	R'cInm34	854.4824	359.5900	529	0.01406	0.05280	R'dlmi24	814.1241	371.7517	345	-0.02751	-0.05890
Vab40	818.1547	270.9796	216	-0.03066	-0.06070	R'cInm35	854.4665	360.2929	546.5	-0.02015	-0.05270	R'dlmi25	814.1925	372.0116	345	-0.03166	-0.05880
Vab40a	857.0053	257.1020	827	-0.06200	-0.09890	R'cInm37	854.8394	361.6693	519.5	-0.00598	-0.05250	R'dlmi27	814.7559	373.1936	318	-0.03192	-0.05840
Vab49a	862.5659	255.2723	869	-0.14712	-0.09750	R'cInm42	854.0734	364.0096	404	-0.04325	-0.05160	R'dlmi28	814.9289	373.6666	307	-0.02703	-0.05810
Vab49b	863.1280	255.0803	857	-0.13142	-0.09730	R'cInm43	853.8444	364.3666	403.5	-0.03964	-0.05140	R'dlmi29	815.2054	374.1873	273	-0.02869	-0.05780
Vab49c	863.3126	254.9885	852	-0.15316	-0.09720	R'cInm44	853.7984	364.6452	399	0.04486	0.05130	R'dlmi3	813.1148	359.8702	307	-0.06140	-0.05690
Vab49d	863.8066	254.8196	842	-0.14995	-0.09710	R'cInm45	853.7495	364.8908	390.5	-0.02975	-0.05110	R'dlmi4	813.5788	360.1843	312	-0.04914	-0.05720
Vab4i	799.2988	276.8326	120	-0.05383	-0.05820	R'cno08	857.3367	345.7154	401	-0.02749							

R.N.	X	Y	Alt.	dZ	σ	R.N.	X	Y	Alt.	dZ	σ	R.N.	X	Y	Alt.	dZ	σ
Rdmq30	818.1717	359.4554	373	-0,01360	-0,05780	Reno22	805.3657	318.4652	288	-0,00090	-0,05030	Reqr27	831.2927	331.0219	658	-0,00194	-0,03810
Rdmq33	816.1367	359.2322	340	-0,01042	-0,05720	Reno23	805.3522	318.2989	287	-0,00010	-0,05030	Reqr31	829.0483	331.7708	600	-0,01529	-0,03930
Rdmq36	812.4851	358.6300	300	-0,04794	-0,05570	Reno25	806.0491	317.3904	265	-0,06424	-0,04990	Reqr32	828.6870	332.0847	554	-0,00887	-0,03950
Rdmq6	828.2444	356.7801	544	-0,05112	-0,05630	Reno26	806.2440	317.3155	258	-0,03097	-0,04990	Reqr33	828.3120	332.5793	518	-0,01446	-0,03970
Rdmq7	828.0810	356.7760	541	-0,01979	-0,05640	Reno27	806.6937	316.9795	232	-0,01201	-0,04970	Reqr5	835.5450	323.6197	295	-0,00947	-0,02010
Rdmq8	827.7539	356.8211	536	-0,03778	-0,05650	Reno28	807.0874	316.5387	202	-0,04329	-0,04940	Reqr9	834.3487	325.0080	371	0,02915	0,02590
Rdmq9	827.1709	356.9769	528	-0,00682	-0,05660	Reno29	807.5993	316.8185	204	-0,04273	-0,04910	Vakl01	865.2528	326.4502	212	-0,15510	-0,04870
Rdmq12	835.6066	351.1734	503	-0,02427	-0,05270	Reno30	807.8469	316.9006	207	-0,03683	-0,04900	Vakl02	865.0576	326.4700	213	-0,21109	-0,04900
Rdmq14	836.3136	351.2442	510	-0,05393	-0,05230	Reno31	808.1389	316.8703	204	-0,04975	-0,04880	Vakl03	864.9675	326.4615	213	-0,22683	-0,04900
Rdmq17	839.2292	351.7800	544	-0,05001	-0,05030	Reno32	808.8948	317.0467	215	-0,03585	-0,04850	Vakl14	860.9630	328.3509	212	-0,05349	-0,05240
Rdop10	795.2492	358.0088	156	-0,02162	-0,05580	Reno34	809.7572	318.1306	231	-0,00927	-0,04750	Vakl15	860.9203	328.4817	230	-0,03712	-0,05260
Rdop12	794.7554	357.3460	157	-0,02906	-0,05630	Reno35	810.0860	319.0316	241	-0,01311	-0,04690	Vakl16	860.8512	328.3387	212	-0,01237	-0,05250
Rdop13	794.2652	356.8229	156	-0,02993	-0,05660	Reno36	810.1978	319.2298	243	-0,01264	-0,04660	Vakl17	860.6665	328.7402	233	-0,04443	-0,05300
Rdop14	793.5680	356.3903	157	-0,03888	-0,05690	Reno37	810.4814	319.7602	243	-0,01901	-0,04610	Vakl19	860.3520	329.6773	324	-0,04198	-0,05350
Rdop19	791.9274	354.4606	155	-0,10615	-0,05780	Reno38	810.6897	319.9534	251	-0,00777	-0,04590	Vakl20	860.0814	329.5669	349	-0,01490	-0,05370
Rdop2	798.2617	360.9668	161	-0,03278	-0,05300	Reno40	811.4848	320.7369	254	-0,03923	-0,04490	Vakl22	859.7645	328.9658	416	-0,00912	-0,05340
Rdop20	791.7456	354.0708	156	-0,02517	-0,05780	Reno8	798.1715	322.6616	166	-0,14536	-0,04950	Vakl24	859.4707	329.0837	490	0,00426	0,05490
Rdop25	790.3289	352.9219	161	-0,04880	-0,05820	Reno9	798.8366	322.1666	173	-0,09051	-0,04980	Vakl37	857.9499	324.6721	857	0,02295	0,05710
Rdop32	790.7501	347.8893	156	-0,01482	-0,05810	Renp1	812.4030	321.9394	272	-0,07169	-0,04410	Vakl45	855.9892	320.7566	940	0,04602	0,05770
Rdop34	790.8966	347.0302	155	-0,01718	-0,05800	Renp10	812.2394	325.9723	412	-0,08008	-0,04800	Vakl47	855.2551	319.5829	1004	0,05102	0,05780
Rdop36	791.3823	346.0769	155	-0,02441	-0,05780	Renp12	811.6389	326.8197	456	-0,01336	-0,04870	Vakl48	854.7735	318.5266	1000	0,10813	0,05780
Rdop37	792.1254	344.9075	156	-0,02282	-0,05730	Renp14	811.0073	328.3672	449	-0,01073	-0,04950	Vakl55	853.3218	314.5010	979	0,04220	0,05720
Rdop38	792.4202	344.6329	158	-0,04671	-0,05730	Renp15	810.5403	328.4724	399	-0,00735	-0,04970	Vakl57	852.7744	313.0860	959	0,05552	0,05690
Rdop39	792.5925	344.2024	159	-0,02086	-0,05710	Renp16	810.4270	328.5697	394	-0,05453	-0,04970	Vakl58	852.3295	313.0850	951	0,06381	0,05670
Rdop46	793.2848	340.4381	154	-0,04705	-0,05530	Renp18	809.8945	328.4723	368	-0,01248	-0,05000	Vakl62	850.6813	314.2564	928	0,06518	0,05610
Rdop48	793.4999	338.8727	150	-0,00743	-0,05440	Renp19	809.8592	329.2850	349	-0,00227	-0,05020	Vakl67	849.8815	312.5533	810	0,05931	0,05520
Rdop5	797.4769	359.6075	157	-0,03667	-0,05420	Renp2	812.3871	322.1814	277	-0,02476	-0,04440	Vakl69	849.3442	312.5592	768	0,06150	0,05490
Rdop7	796.5760	358.6639	155	-0,04979	-0,05500	Renp23	810.7644	320.7925	310	-0,00481	-0,05050	Vakl77	846.3321	314.3661	655	0,02610	0,05290
Rdopq10	803.7752	358.0378	277	-0,03914	-0,05500	Renp25	811.0984	331.6307	298	-0,02195	-0,05050	Vakl78	845.9675	314.2478	650	0,02430	0,05260
Rdopq11	804.1336	357.8005	271	-0,03564	-0,05510	Renp26	811.0312	331.8153	299	-0,04253	-0,05050	Vakl82	844.4989	312.4810	530	0,05628	0,05100
Rdopq14	805.1963	356.7330	280	-0,03706	-0,05540	Renp27	811.2615	332.1209	315	-0,03651	-0,05050	Vakl88	843.4671	311.3734	309	0,05270	0,04850
Rdopq15	805.5510	356.3610	289	-0,04311	-0,05550	Renp29	811.3472	333.1073	376	-0,00435	-0,05040	Vakl89	843.3827	311.2795	309	0,04344	0,04850
Rdopq16	805.8503	356.0624	312	-0,03453	-0,05550	Renp3	812.5162	322.6700	281	-0,01191	-0,04490	Vakl91	841.7211	311.2986	350	0,05005	0,04650
Rdopq18	806.1535	355.7601	335	-0,03476	-0,05560	Renp36	812.2647	335.8672	308	-0,02842	-0,04920	Vakl94	840.5984	311.7613	282	0,00364	-0,04500
Rdopq24	808.0517	353.7086	408	-0,03557	-0,05550	Renp37	812.2405	336.1636	294	-0,02462	-0,04900	Vakl97	839.0616	311.7754	244	0,01891	0,04300
Rdopq25	807.9858	353.3983	391	-0,04988	-0,05550	Renp40	812.9528	339.2758	273	-0,01345	-0,04710	Vakl98	838.4488	311.8961	237	0,00773	0,04210
Rdopq26	808.2158	352.8146	345	-0,03360	-0,05530	Renp41	813.1503	339.7318	260	-0,06180	-0,04660	Vaklm	837.0432	311.1181	216	0,01849	0,03970
Rdopq29	808.7964	352.3565	344	-0,02905	-0,05520	Renp9	812.5376	325.7985	398	-0,01278	-0,04780	Vakm08	832.6660	314.4597	215	0,00550	0,03080
Rdopq31	808.9186	352.0350	357	-0,04466	-0,05510	Reor1	813.5592	309.1915	168	-0,00864	-0,03900	Vakm09	832.9920	314.2666	217	0,00664	0,03160
Rdopq36	809.8225	349.3774	453	-0,12721	-0,05420	Reor10	813.4017	313.7618	203	-0,05011	-0,04250	Vakm10	833.5735	313.8929	221	-0,00877	-0,03250
Rdopq42	810.5097	346.1346	321	-0,10461	-0,05240	Reor11	813.3463	313.9950	205	-0,02021	-0,04260	Vakm12	833.7019	313.1693	261	0,01073	0,03390
Rdopq43	810.5536	346.0204	322	-0,00899	-0,05230	Reor12	813.0306	314.5252	216	-0,00924	-0,04270	Vakm14	834.4739	312.4453	244	0,00440	0,03590
Rdopq45	810.8865	344.4190	315	-0,00991	-0,05120	Reor17	813.2228	317.2152	287	-0,00944	-0,04370	Vakm15	834.9901	311.9727	251	-0,00230	-0,03680
Rdopq46	810.9272	344.0165	313	-0,01171	-0,05090	Reor19	813.0142	318.4865	276	-0,00160	-0,04380	Vakm16	835.4428	311.3417	252	0,00556	0,03770
Rdopq5	812.9483	341.1020	261	-0,02693	-0,04740	Reor2	813.6648	309.7732	169	-0,05541	-0,03950	Vakm20	836.8478	311.1323	208	0,01552	0,03950
Rdop6	802.6132	358.6731	237	-0,04570	-0,05450	Reor20	812.7725	318.9624	277	-0,02487	-0,04380	Vakm3	836.7450	310.5973	211	0,00341	0,04140
Rdop7	802.9282	358.3994	251	-0,04739	-0,05470	Reor21	812.3992	319.6615	285	-0,00810	-0,04370	Vakm9	836.5784	309.6725	295	0,11014	0,04840
Rdop8	803.2283	358.1160	261	-0,04866	-0,05480	Reor23	812.5974	320.8494	263	-0,01638	-0,04350	Vakr1	843.2804	321.5663	453	-0,16871	-0,10120
Rekl1	794.6925	323.4081	132	-0,03794	-0,04670	Reor4	813.8140	310.5937	171	-0,06589	-0,04030	Vakr11	847.9093	269.9932	540	-0,17176	-0,10060
Rekln	794.7056	323.5776	139	-0,03168	-0,04660	Reor5	813.7333	311.1248	170	-0,07048	-0,04070	Vakr13	849.0919	270.5685	570	-0,16353	-0,10030
Rekn10	794.1378	330.6063	138	-0,00294	-0,05130	Reor9	813.4135	313.3277	196	-0,06120	-0,04220	Vakr14	849.3211	270.7555	570	-0,17637	-0,10030
Rekn12	794.0693	329.8683	138	-0,00611	-0,05100	Repq12	829.5377	338.3374	464	-0,00096	-0,04260	Vakr15	849.4271	270.6231	557	-0,18586	-0,10020
Rekn14	794.0532	329.6695	138	-0,01327	-0,05100	Repq13	829.7990	338.7942	452	-0,00459	-0,04280	Vakr16	849.9619	270.6916	564	-0,17379	-0,10010
Rekn21	794.8637	326.0763	140	-0,03317	-0,04890	Repq15	829.7963	339.7924	404	-0,00633	-0,04300	Vakr17	850.3645	270.4105	571	-0,23146	-0,10000
Rekn22	794.9352	325.7478	140	0,00889	0,04870	Repq16	829.6876	340.1946	395	-0,00929	-0,04310	Vakr18	850.8660	270.0623	589	-0,16514	-0,09990
Rekn23	794.8380	325.1730	142	0,00400	0,04820	Repq3	829.0065	334.1400	543	0,03281	0,04000	Vakr2	843.6741	271.3952	463	-0,16849	-0,10120
Rekn27	794.7056	323.5776	139	-0,05910	-0,04660	Repq5	829.4278	335.0869	615	0,04654	0,04090	Vakr20	852.0324	269.8965	594	-0,15555	-0,09960
Reimo	797.0629	311.0098	124	-0,02579	-0,04740	Repq8	830.3765	336.5310	624	0,04680	0,04150	Vakr21	852.2223	269.7004	599	-0,14706	-0,09950
Rein1	794.8317	323.2492	138	-0,03278	-0,04670	Repr1	812.7508	321.4207	265	-0,03071	-0,04330	Vakr22	852.4439	269.4760	604	-0,14883	-0,09940
Rein2	794.8729	322.9554	136	-0,03626	-0,04680	Repr											

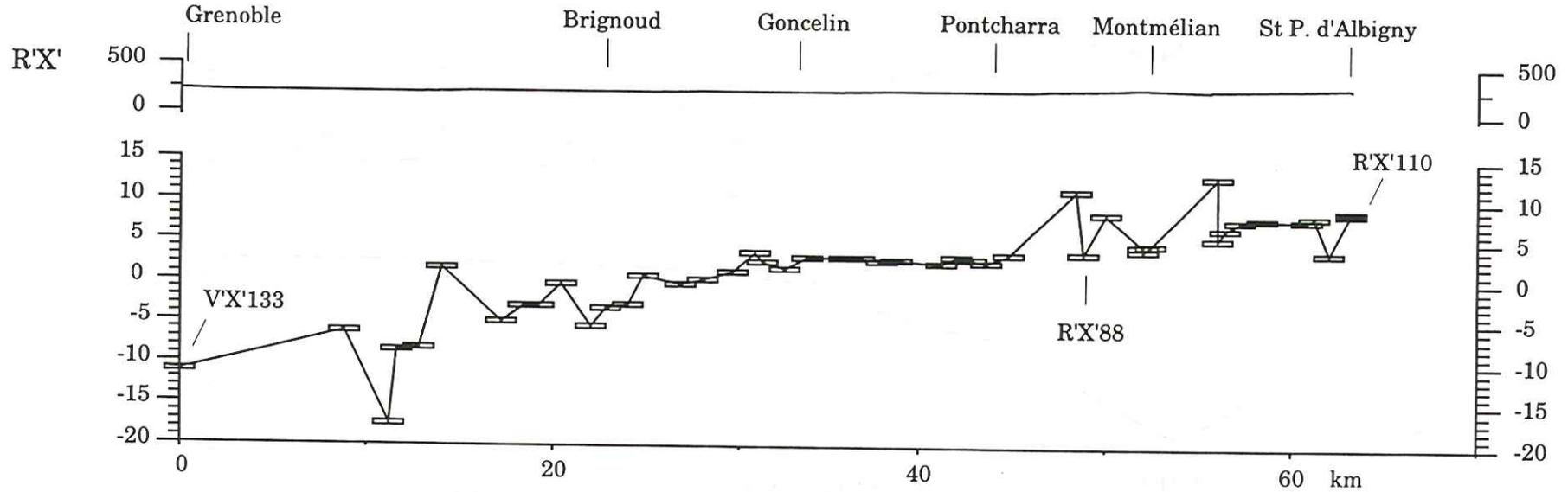
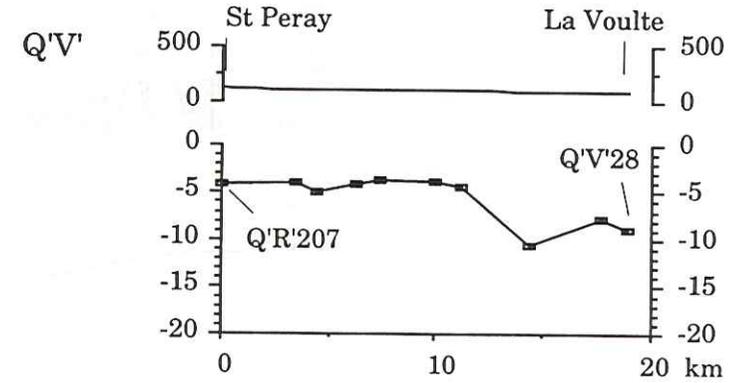
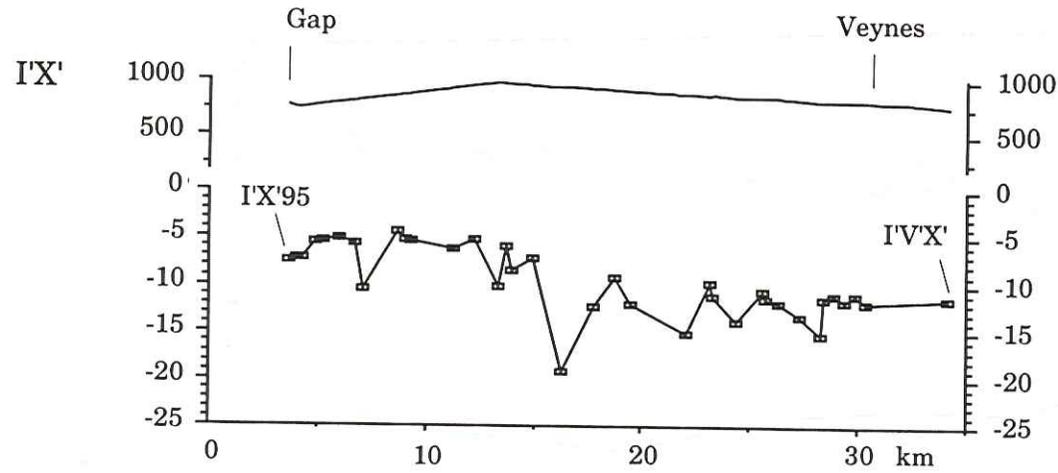
R.N.	X	Y	Alt.	dZ	$\sigma$	R.N.	X	Y	Alt.	dZ	$\sigma$	R.N.	X	Y	Alt.	dZ	$\sigma$
Vamn25	821.3271	298.7571	432	-0,00396	-0,05930	Vapq24	822.1977	280.4453	371	0,00418	0,06310	Xcmp10	888.2252	283.2497	785	-0,08533	-0,08550
Vamn26	820.8975	298.9409	421	-0,01671	-0,05910	Vapq25	822.1870	279.6213	396	0,00916	0,06330	Xcmp13	888.9693	281.6380	802	-0,27442	-0,08640
Vamn29	819.8594	300.1559	352	0,00073	0,05830	Vapq26	822.0206	279.1285	375	0,00028	0,06330	Xcmp13	890.8103	276.3893	863	-0,04783	-0,09050
Vamn32	818.8111	301.4562	291	-0,01185	-0,05710	Vapq28	822.1268	279.0449	369	0,05408	0,06340	Xcmp18	893.5296	273.9707	915	-0,08207	-0,09180
Vamn33	818.5181	302.0550	274	-0,01049	-0,05660	Vapq33	821.7672	277.3236	307	-0,01452	-0,06350	Xcmp25	895.8046	271.0179	963	-0,07601	-0,09300
Vamn34	818.1416	302.4972	258	-0,01859	-0,05610	Vapq36	821.2402	276.6388	294	0,00053	0,06350	Xcmp7	890.6514	279.1814	911	-0,08504	-0,08920
Vamn36	817.6165	303.4028	236	-0,05877	-0,05510	Vapq37	820.8059	275.6555	290	-0,01389	-0,06350	Xcmp8	890.6857	278.4802	914	-0,05562	-0,08950
Vamn37	817.0401	304.3203	217	-0,03643	-0,05390	Vapq38	820.7101	274.8840	267	-0,01173	-0,06340	Xcmp9	890.6013	277.9916	911	-0,05341	-0,08970
Vamn38	816.8027	304.9251	204	-0,04095	-0,05300	Vapq41	819.4092	273.3455	249	-0,03145	-0,06320	Xcop04	897.3543	266.4678	1182	0,04389	-0,09420
Vamn39	816.3725	305.3998	194	-0,04213	-0,05210	Vapq42	819.3610	273.2428	242	-0,02416	-0,06310	Xcop08	897.1292	263.8676	1249	-0,05070	-0,09480
Vamn40	815.8956	305.9507	195	-0,04360	-0,05110	Vapq43	818.9352	273.0212	242	-0,02614	-0,06300	Xcop09	897.1619	262.9631	1223	-0,08658	-0,09500
Vamn41	815.8084	306.5124	178	-0,04582	-0,05030	Vapq45	818.3102	272.2476	229	-0,02644	-0,06290	Xcop11	897.3950	262.1347	1142	-0,03224	-0,09520
Vamn46	813.6571	308.2375	143	-0,03020	-0,04480	Vapq46	817.7456	271.6951	221	-0,02828	-0,06270	Xcop14	897.2357	261.1114	1013	-0,05783	-0,09540
Vamn47	814.0060	308.2004	138	-0,03269	-0,04360	Vapq6	824.3635	287.5558	978	0,07410	0,05880	Xcop17	897.4382	259.6259	841	-0,06771	-0,09560
Vamq01	836.5204	309.6024	296	0,02745	0,04510	Xckl02	869.8977	314.1466	294	-0,04622	-0,06060	Xcop20	897.5513	258.6171	751	-0,07037	-0,09580
Vamq05	835.4927	307.4780	312	0,01332	0,04920	Xckl04	869.2083	313.3817	383	-0,03721	-0,06170						
Vamq06	835.3183	307.4396	312	0,02606	0,04950	Xckl05	869.0978	313.1390	416	-0,03359	-0,06200						
Vamq07	834.7279	307.8136	279	0,04967	0,05070	Xckl06	868.9015	312.4127	482	-0,02496	-0,06280						
Vamq09	833.5558	307.7332	249	0,02515	0,05290	Xckl13	870.8043	308.3248	910	0,04895	0,06690						
Vamq10	833.3566	307.2621	246	0,02016	0,05350	Xckl18	870.8730	305.2383	939	-0,13936	-0,06900						
Vamq11	832.9401	306.5000	252	0,02956	0,05440	Xckl20	871.0898	301.8219	938	-0,18833	-0,07100						
Vamq12	832.9379	306.2485	256	0,02582	0,05470	Xckl22	871.4403	300.9797	929	-0,15532	-0,07140						
Vamq13	832.8100	306.1277	253	0,02690	0,05490	Xckl23	871.5044	300.6282	916	-0,17221	-0,07150						
Vamq14	832.7119	305.6594	259	0,02813	0,05530	Xckl25	871.7015	299.4276	899	-0,17533	-0,07200						
Vamq16	832.0662	304.8078	250	0,03220	0,05640	Xckl26	871.7897	298.8078	890	-0,17183	-0,07230						
Vamq17	831.5744	304.0545	277	0,05145	0,05700	Xckl27	871.9784	297.6619	885	-0,16294	-0,07270						
Vamq18	831.5942	303.9183	281	0,03298	0,05720	Xckl33	872.1861	295.6947	887	-0,17360	-0,07330						
Vamq19	831.6965	303.6920	266	0,02745	0,05740	Xckl34	872.1965	295.3196	883	-0,17682	-0,07340						
Vamq21	830.6922	303.0106	359	0,03412	0,05850	Xckl40	874.3212	294.7085	695	-0,12122	-0,07400						
Vamq24	829.9641	302.7359	461	0,02371	0,05940	Xckl41	874.4006	294.4942	659	-0,14019	-0,07410						
Vamq25	829.9372	302.6270	473	0,03117	0,05950	Xcklm	874.7755	294.8923	607	-0,13498	-0,07410						
Vamq27	829.6898	301.6596	540	0,03095	0,05980	Xckm02	874.8057	294.1865	656	-0,11598	-0,07460						
Vamq30	828.7425	300.9342	641	0,04191	0,06010	Xckm05	875.4645	293.8142	761	-0,12375	-0,07530						
Vamq34	827.1514	299.6242	734	0,01309	0,06010	Xckm06	875.4020	293.5300	780	-0,13278	-0,07550						
Vamq40	825.9241	295.7435	878	0,01838	0,05890	Xckm07	875.5242	292.8704	827	-0,12176	-0,07590						
Vano01	802.2497	295.6403	126	-0,03335	-0,04650	Xckm15	878.7228	290.8902	787	-0,14516	-0,07760						
Vano02	802.4111	295.5070	125	-0,02984	-0,04680	Xckm17	878.3478	289.6823	850	-0,21557	-0,07820						
Vano03	802.5553	295.5389	125	-0,02845	-0,04690	Xckm20	879.6916	288.3590	907	-0,10845	-0,07880						
Vano04	802.7076	295.4104	126	-0,03423	-0,04720	Xckm25	882.8563	287.4965	925	-0,11209	-0,07990						
Vano05	802.9638	295.3723	125	-0,02420	-0,04730	Xckq01	858.8237	285.9074	826	-0,09707	-0,07630						
Vano06	803.0171	295.3423	126	-0,04110	-0,04740	Xckq03	859.5742	285.9726	773	-0,09270	-0,07690						
Vano10	805.5318	294.2851	151	-0,03031	-0,04980	Xckq04	859.7758	285.9448	766	-0,11837	-0,07700						
Vano11	806.3245	294.0658	151	-0,04287	-0,05050	Xckq06	860.2680	285.9950	743	-0,08325	-0,07730						
Vano12	806.6621	293.9592	150	-0,03869	-0,05060	Xckq13	863.3780	286.0024	597	-0,10290	-0,07930						
Vano15	808.2656	293.1923	166	-0,05197	-0,05170	Xckq16	863.8098	285.4455	587	-0,08254	-0,08010						
Vano19	810.6699	292.6627	197	-0,05671	-0,05290	Xckq19	864.5027	285.0110	598	-0,07802	-0,08040						
Vanp01	811.8735	292.4285	212	-0,04892	-0,05330	Xckq20	864.9913	284.8814	608	-0,15562	-0,08060						
Vanp03	812.2335	293.1357	220	-0,04709	-0,05390	Xckq21	865.4102	284.5651	613	-0,08654	-0,08080						
Vanp05	813.3742	293.7002	242	-0,04161	-0,05470	Xckq22	866.1004	284.1063	625	-0,09375	-0,08110						
Vanp07	814.5083	293.6504	261	-0,03903	-0,05540	Xckq24	866.9400	284.6783	655	-0,09391	-0,08140						
Vanp01	811.8735	292.4285	212	-0,05622	-0,05330	Xckq28	869.0319	285.0677	721	-0,17301	-0,08200						
Vanp11	816.5710	293.9500	309	-0,02036	-0,05650	Xckq30	869.6393	285.1634	769	-0,10853	-0,08230						
Vanp14	818.4125	294.0570	378	-0,01657	-0,05730	Xckq31	869.9392	285.1993	775	-0,10750	-0,08230						
Vanp15	818.5641	293.9901	386	-0,04084	-0,05730	Xckq32	870.2797	285.4233	787	-0,07472	-0,08240						
Vanp16	818.9780	293.7735	411	-0,01394	-0,05750	Xckq33	870.4508	285.5255	792	-0,07336	-0,08250						
Vanp17	819.2255	293.3826	426	-0,01042	-0,05760	Xckq36	871.4778	287.0626	850	-0,06823	-0,08280						
Vanp18	819.1989	292.8289	461	-0,00230	-0,05780	Xckq40	872.4454	288.1606	961	-0,37359	-0,08300						
Vanp21	819.7411	291.7807	536	-0,01292	-0,05800	Xckq42	873.0521	288.0697	961	-0,29507	-0,08310						
Vanp22	819.9811	292.0456	560	0,01501	0,05800	Xckq45	874.2632	288.4345	898	-0,05014	-0,08330						
Vanp33	821.1867	291.3721	937	0,02964	0,05800	Xckq47	875.0245	288.4273	893	-0,03901	-0,08330						
Vanp40	823.9832	291.0581	1015	0,05844	0,05700	Xckq48	875.5988	288.3939	889	-0,04729	-0,08330						
Vanq1	825.5818	294.0314	913	0,03829	0,05630	Xckq50	876.6217	287.0152	887	0,07779	0,08340						
Vanq4	825.4972	292.3056	926	0,04342	0,05640	Xckq52	877.0265	286.6656	899	-0,03878	-0,08340						
Vanq5	824.8887	291.3939	936	0,05493	0,05640	Xckq55	878.2454	285.8883	940	-0,03311	-0,08340						
Vanq6	824.8020	291.2757	938	0,05589	0,05640	Xckq56	878.4877	285.8715	946	-0,03251	-0,08330						
Vaop01	812.5214	273.0238	186	-0,02749	-0,05830	Xckq58	878.9525	285.0349	873	-0,04318	-0,08330						
Vaop02	812.6820	273.1592	187	-0,03147	-0,05840	Xckq62	879.4441	284.5117	876	-0,06509	-0,08310						
Vaop03	812.7149	273.3536	190	-0,03047	-0,05840	Xckq65	880.2599	285.1032	907	-0,03790	-0,08300						
Vaop04	812.5815	273.3907	187	-0,03633	-0,05850	Xckq67	881.7042	284.8093	915	-0,06070	-0,08280						
Vaop05	812.4069	273.5846	184	-0,04243	-0,05860	Xclm06	877.1997	293.8219	688	-0,14648	-0,07560						
Vaop06	811.9828	273.9219	187	-0,04518	-0,05870	Xclm07	877.7728	293.8038	699	-0,16463	-0,07590						
Vaop07</																	

# COMPARAISON DE NIVELLEMENTS ET TOPOGRAPHIE LE LONG DE PROFILS DE PREMIER ORDRE COMPENSES



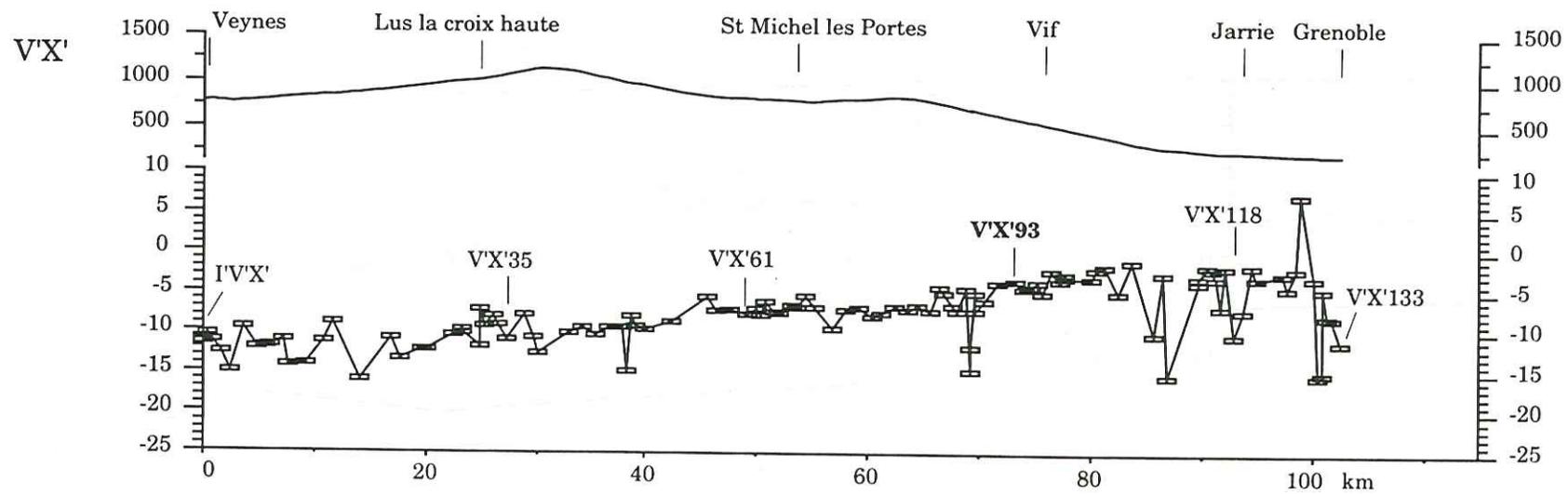
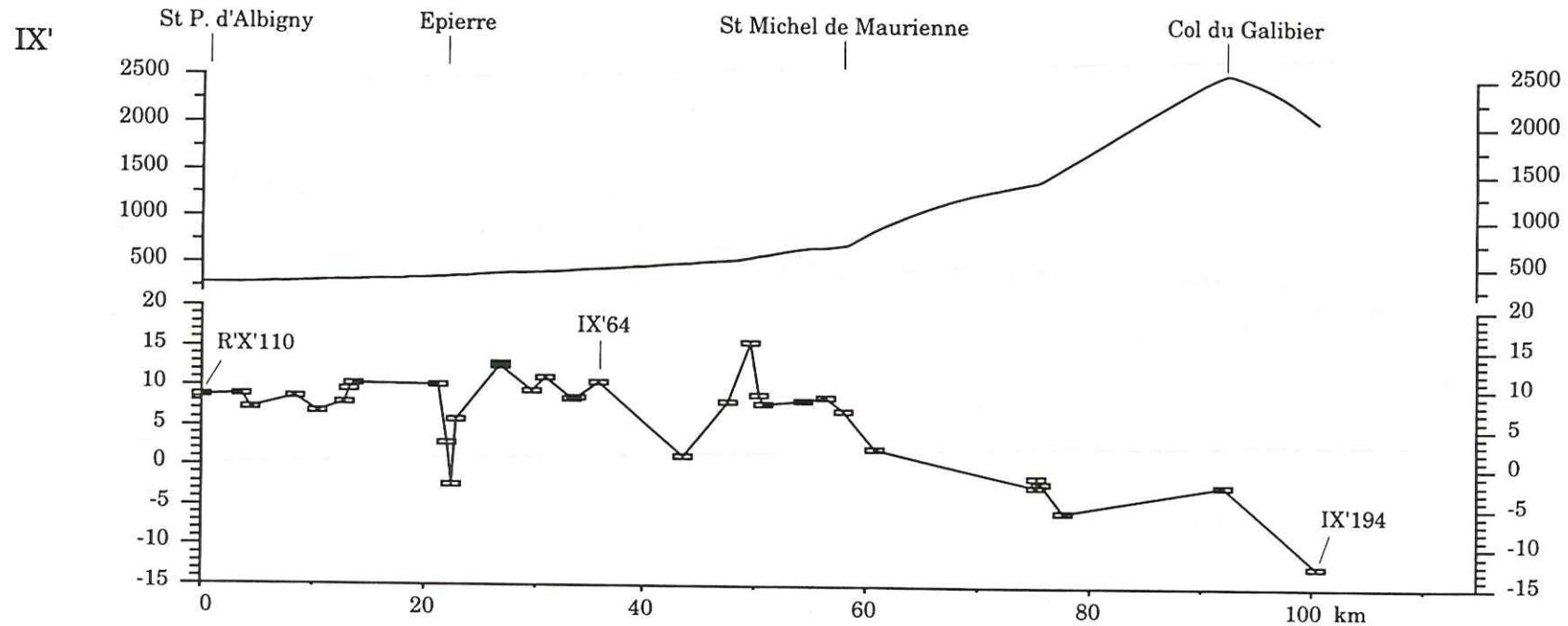
Vitesses des mouvements exprimées en cm par 100 ans par rapport au point de référence R'V' 83

## Comparaison de nivellements et topographie le long de profils de premier ordre compensés



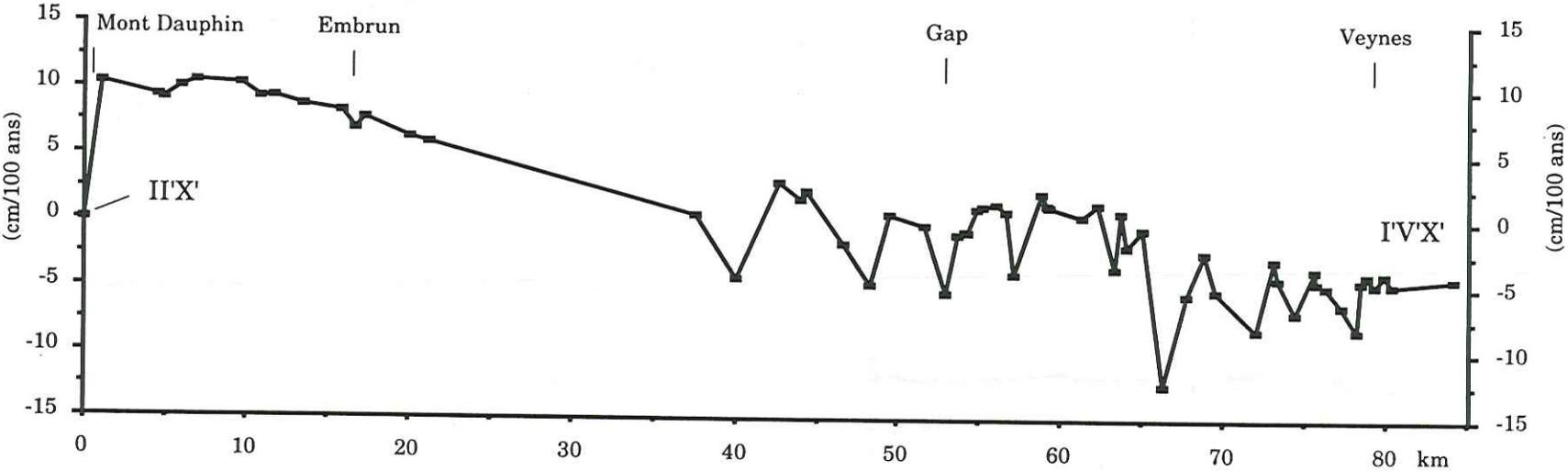
Vitesses des mouvements verticaux exprimées en cm par 100 ans par rapport au point de référence R'V' 83;  
Altitudes en mètres.

## Comparaison de nivellements et topographie le long de profils de premier ordre compensés



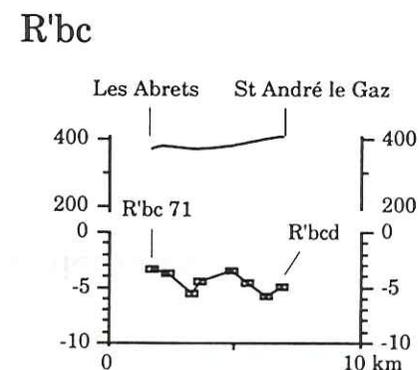
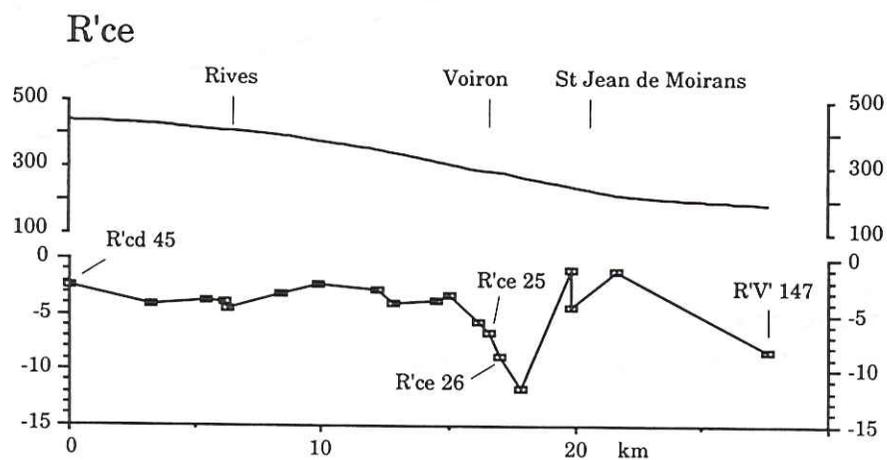
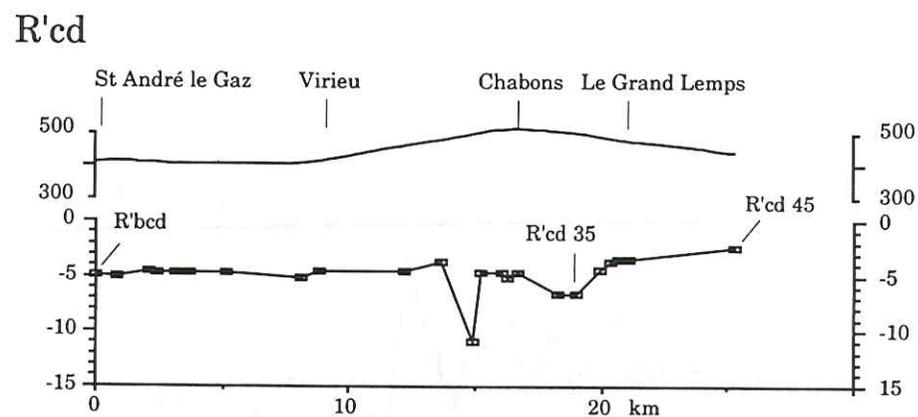
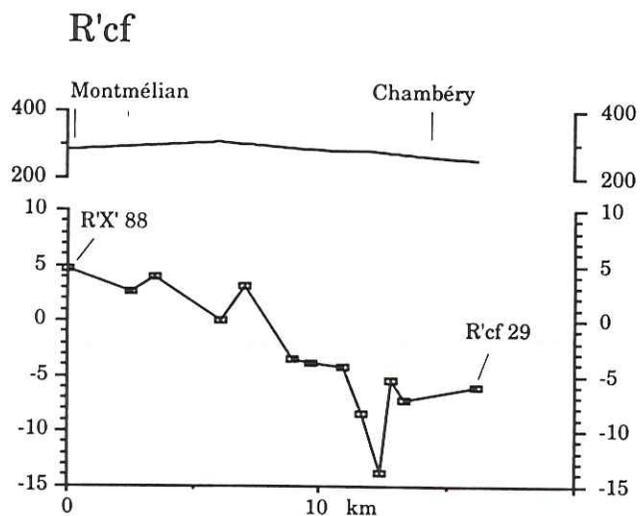
Vitesses des mouvements verticaux exprimées en cm par 100 ans par rapport au point de référence R'V' 83; Altitudes en mètres.

**Comparaison de nivellement le long du profil de premier ordre  
I'X' non compensé**  
(nivellements effectués en 1890 et 1969)



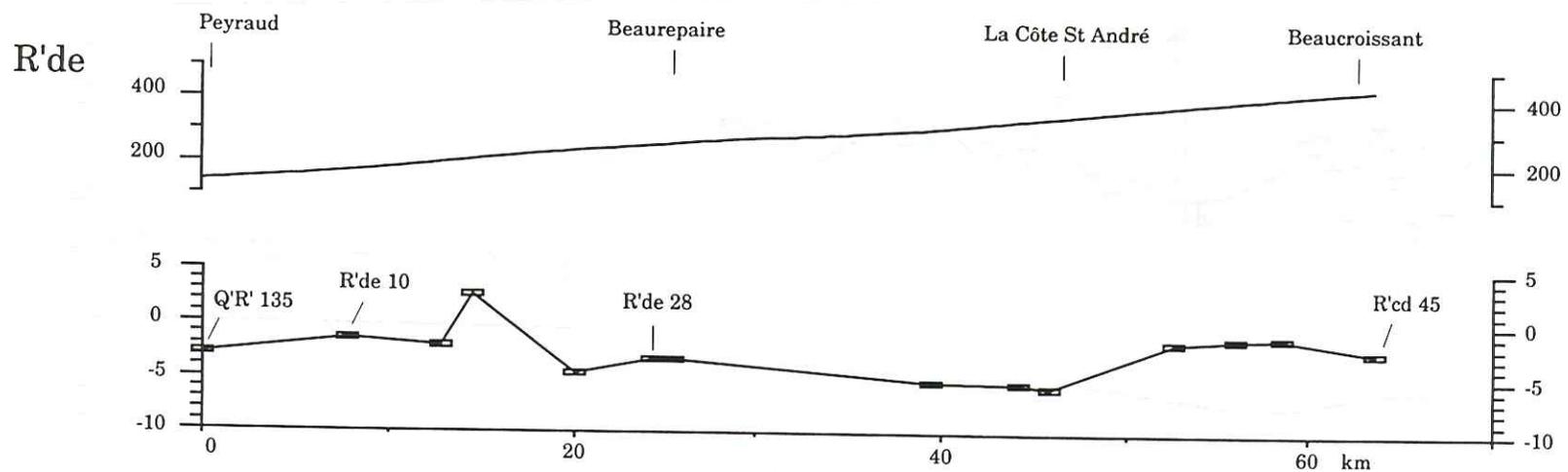
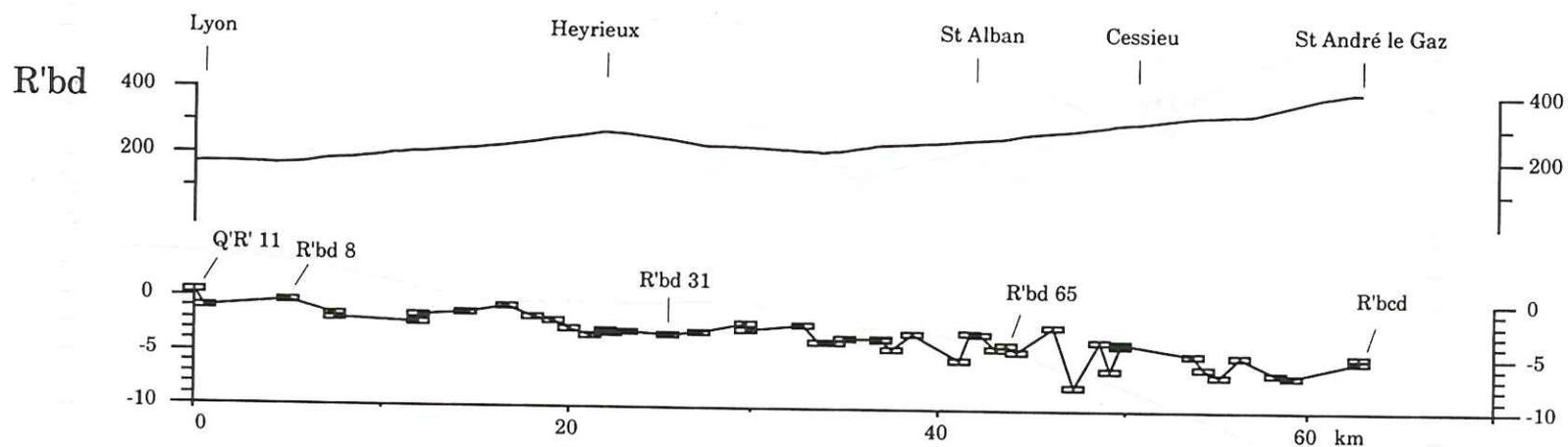
Annexe 2-4

## Comparaison de nivellements et topographie le long de profils de deuxième ordre compensés



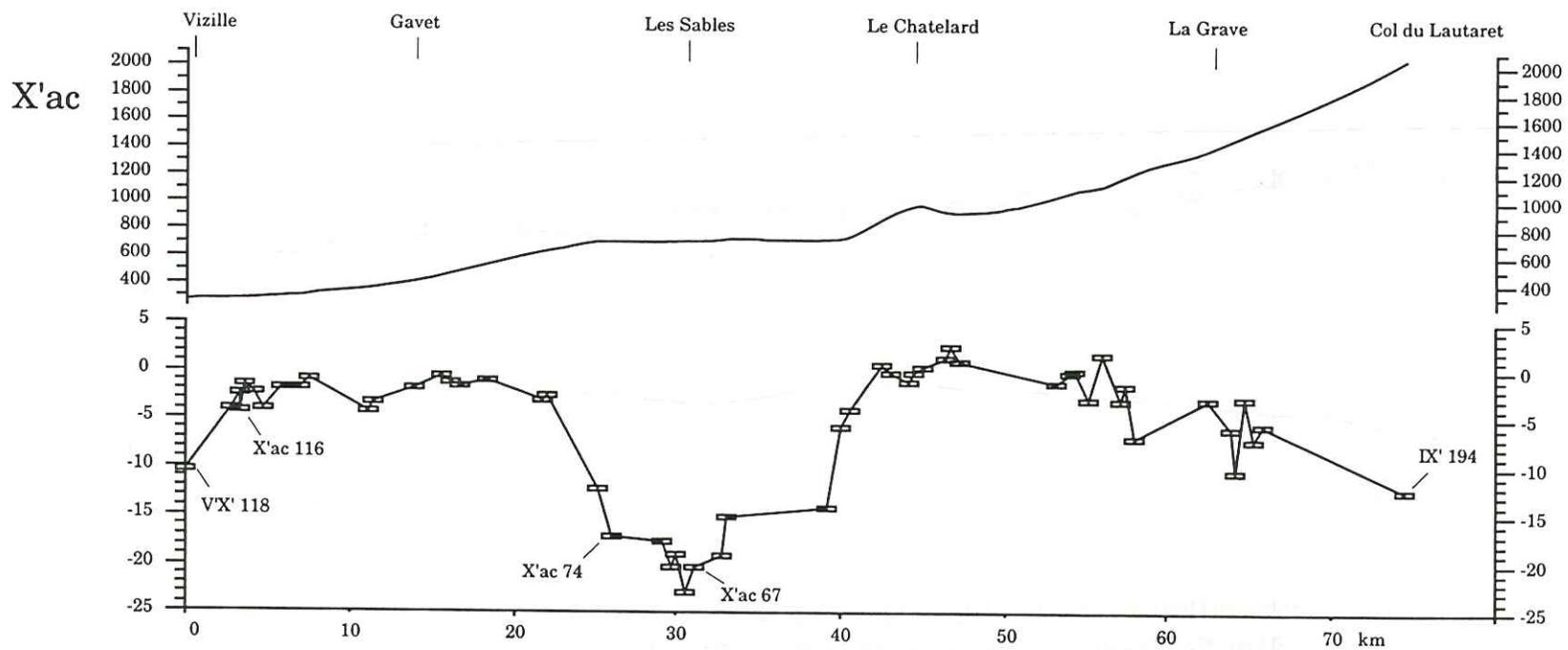
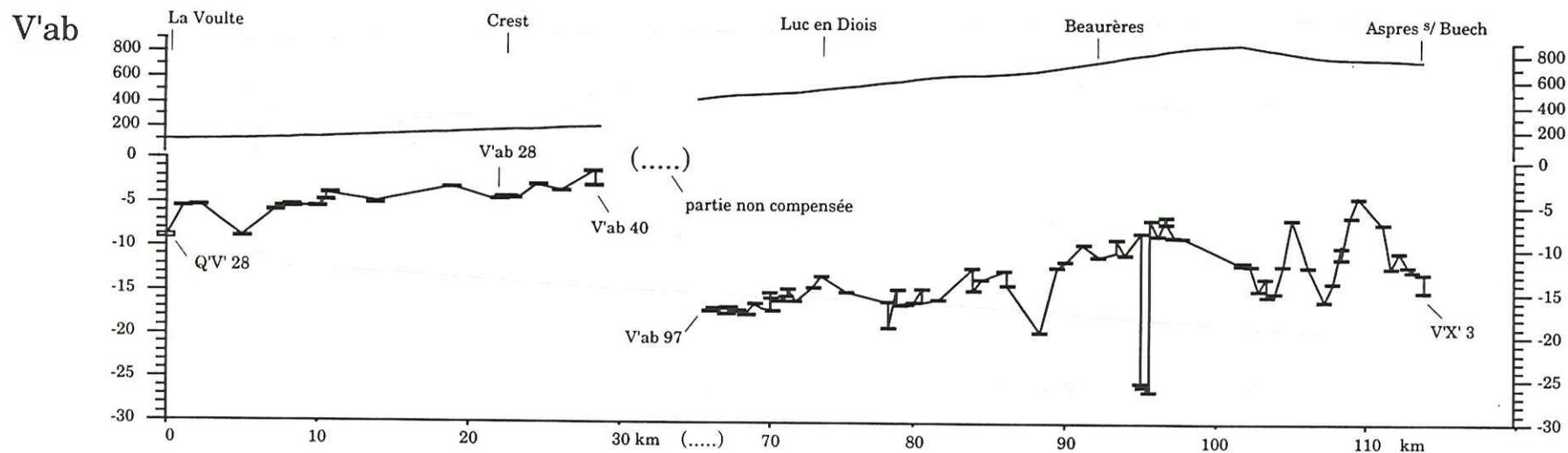
Vitesses des mouvements verticaux exprimées en cm par 100 ans par rapport au point de référence R'V' 83;  
Altitudes en mètres.

## Comparaison de nivellements et topographie le long de profils de deuxième ordre compensés



Vitesses des mouvements verticaux exprimées en cm par 100 ans par rapport au point de référence R'V' 83;  
Altitudes en mètres.

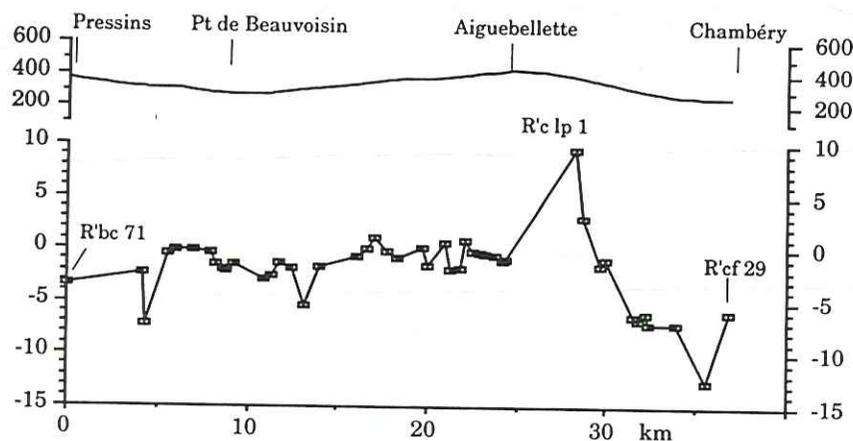
## Comparaison de nivellements et topographie le long de profils de deuxième ordre compensés



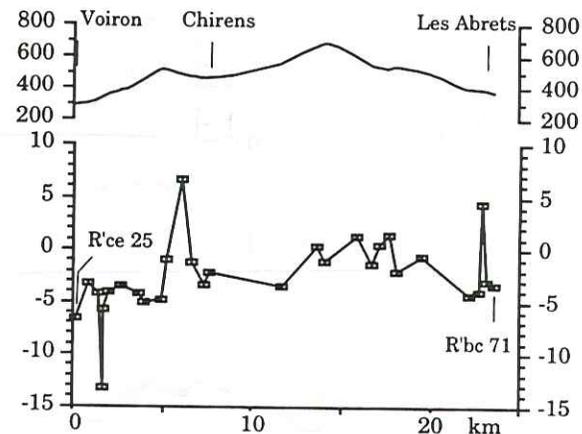
Vitesses des mouvements verticaux exprimées en cm par 100 ans par rapport au point de référence R'V' 83

# Comparaison de nivellements réalisés en 1902 et 1909, et topographie le long de profils de troisième ordre compensés

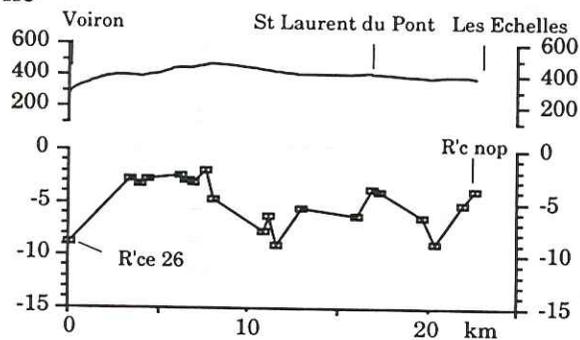
R'c ln et R'c lp



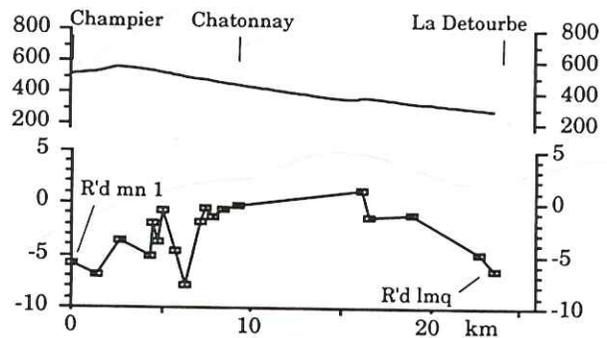
R'c mn



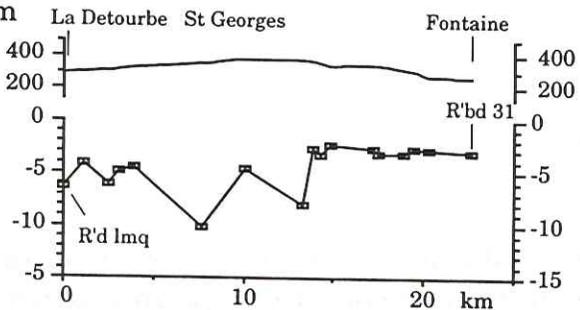
R'c no



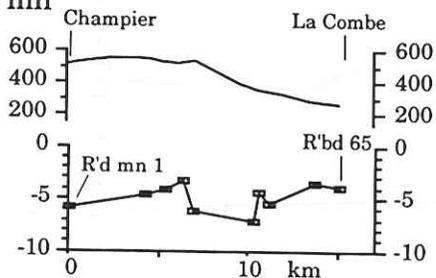
R'd mq



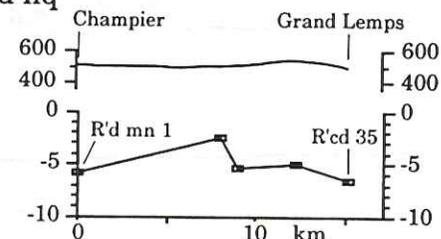
R'd lm



R'd mn



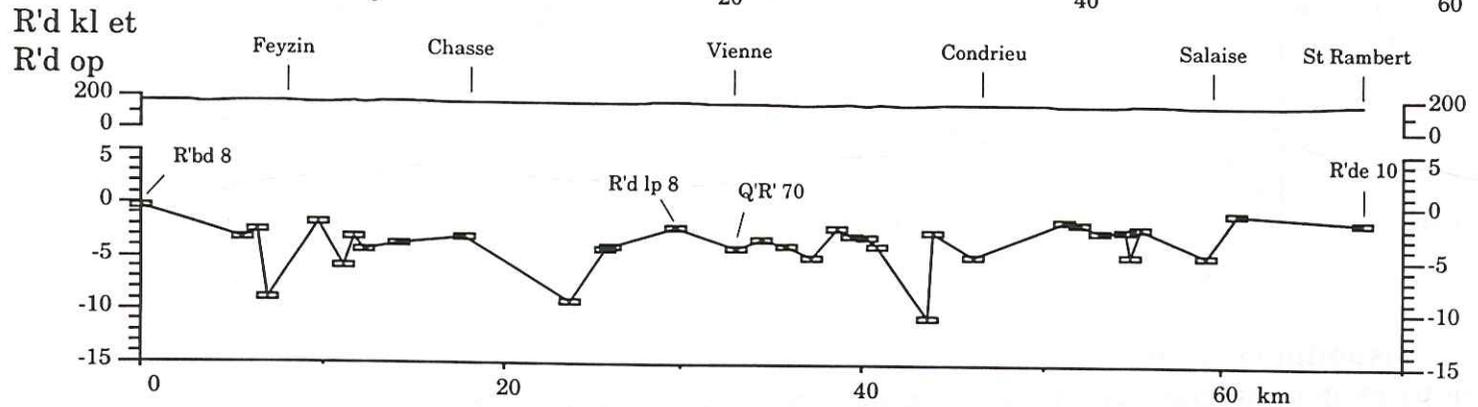
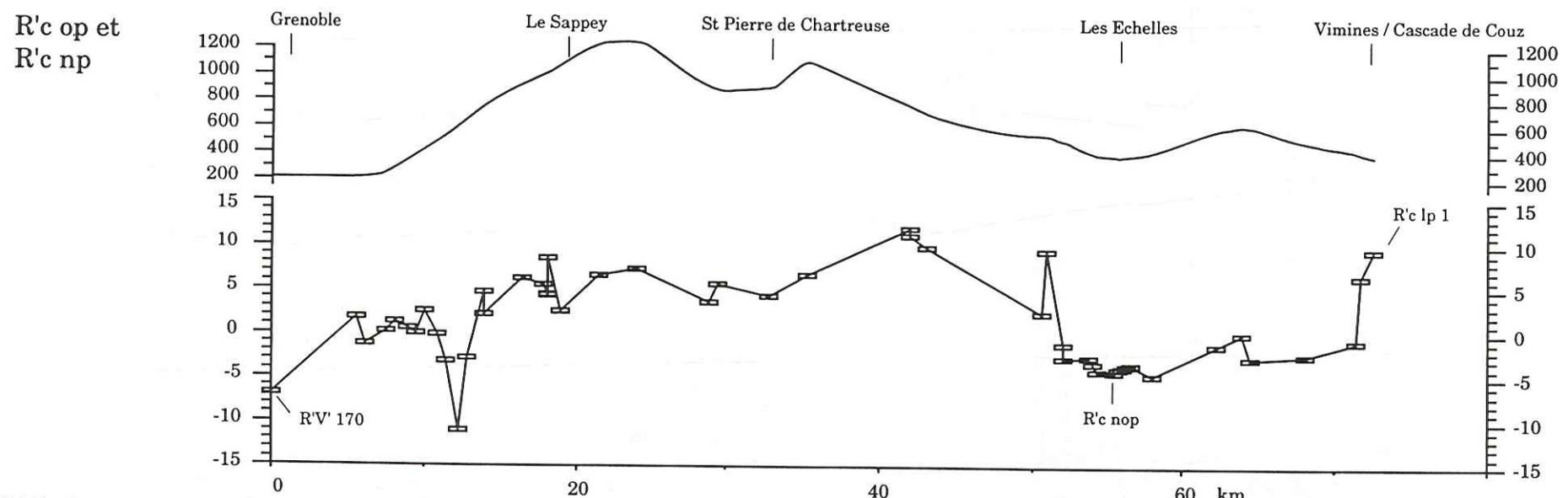
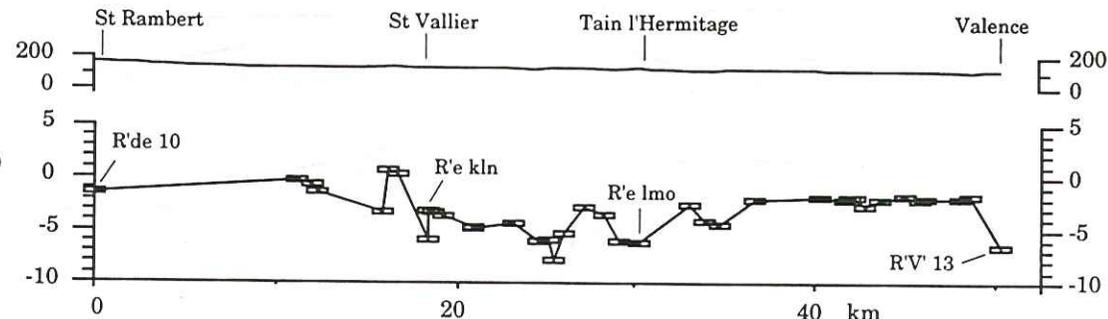
R'd nq



Altitudes en mètres

Vitesses des mouvements verticaux exprimées en cm par 100 ans par rapport au point de référence R'V' 83

# Comparaison de nivellements et topographie le long de profils de troisième ordre compensés



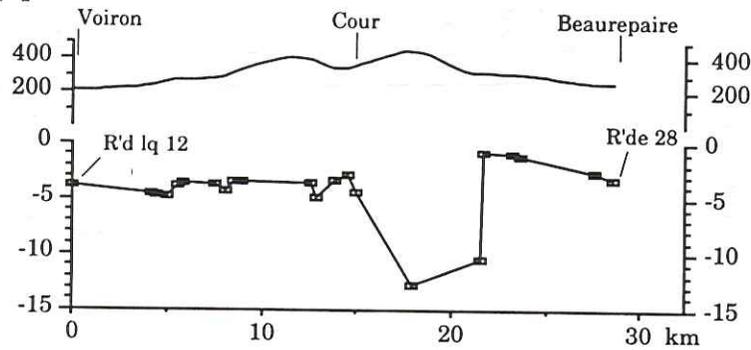
Altitudes en mètres

Vitesses des mouvements verticaux  
exprimées en cm par 100 ans  
par rapport au point de référence R'V' 83

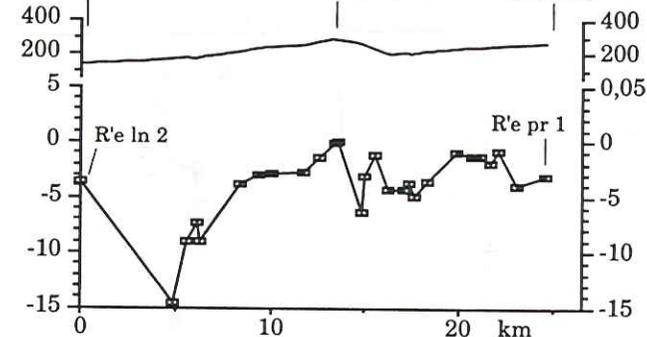
Annexe 2-9

## Comparaison de nivellements réalisés en 1902 et 1979, et topographie le long de profils de troisième ordre compensés

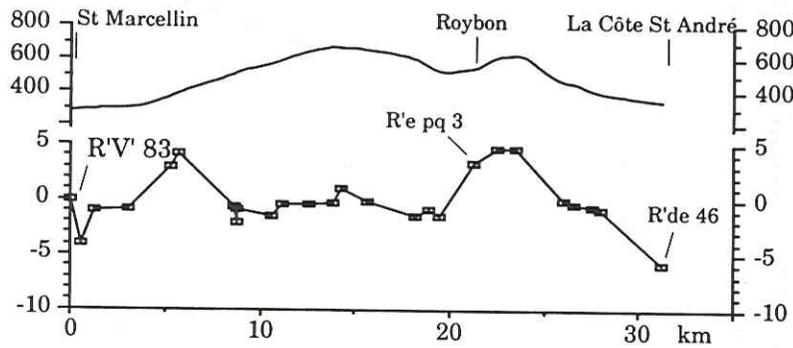
R'd pq



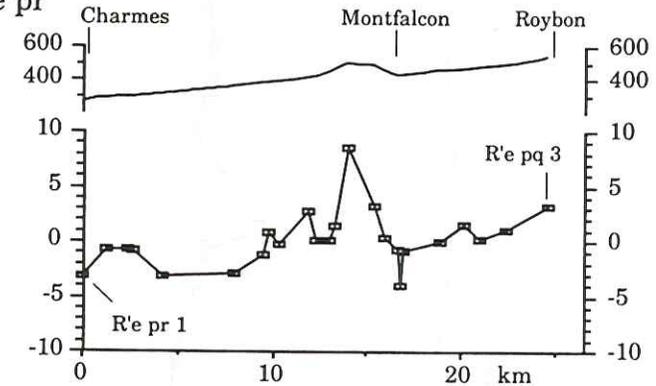
R'e no St Vallier Bren Charmes



R'e qr et R'e pq



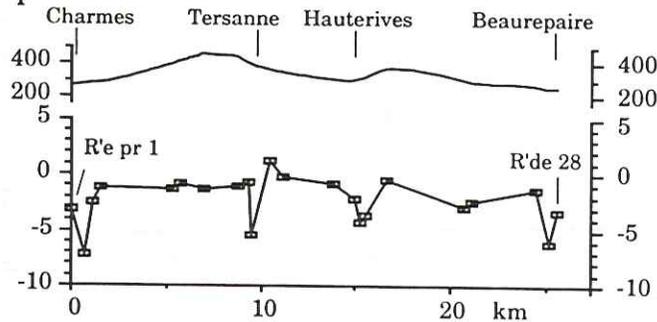
R'e pr



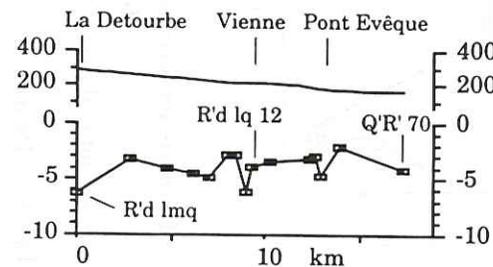
Annexe 2-10

151

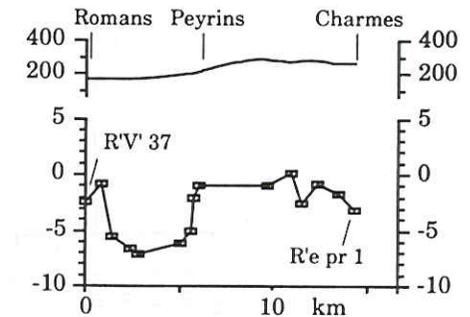
R'e np



R'd lp et R'd lq



R'e or



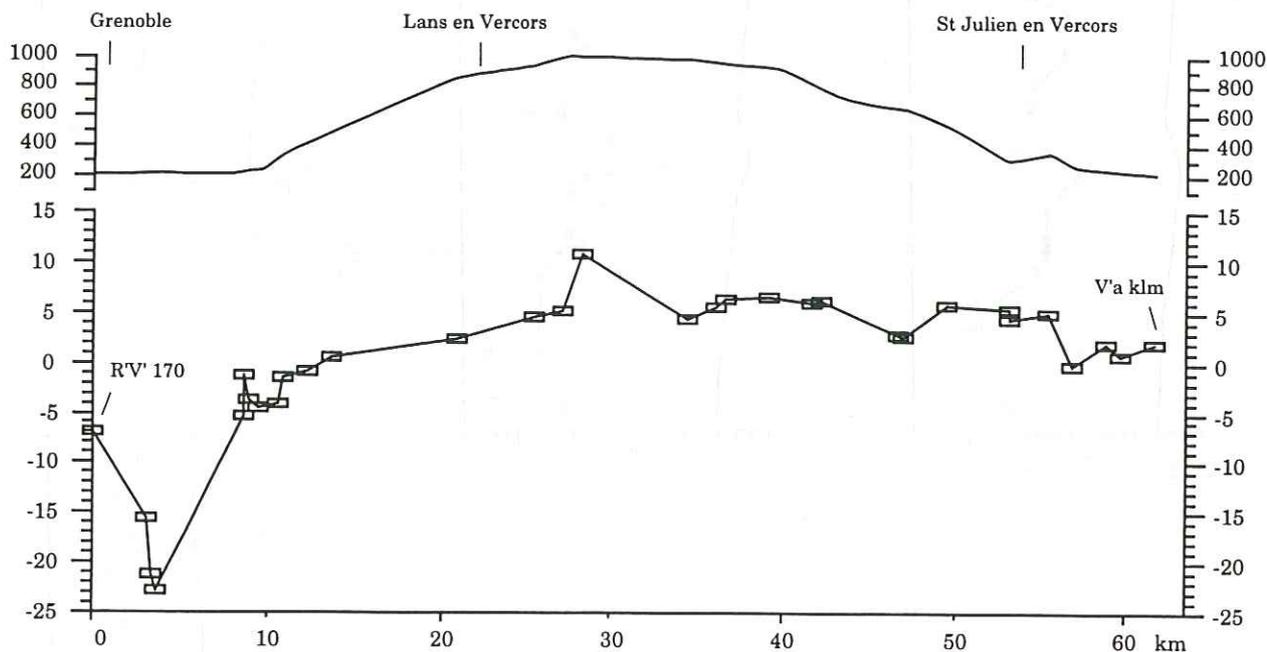
Altitudes en mètres

Vitesses des mouvements verticaux exprimées en cm par 100 ans par rapport au point de référence R'V' 83

### Comparaison de nivellements réalisés en 1905 et 1979, et topographie le long du profil de troisième ordre compensé V' a kl

Altitudes en mètres

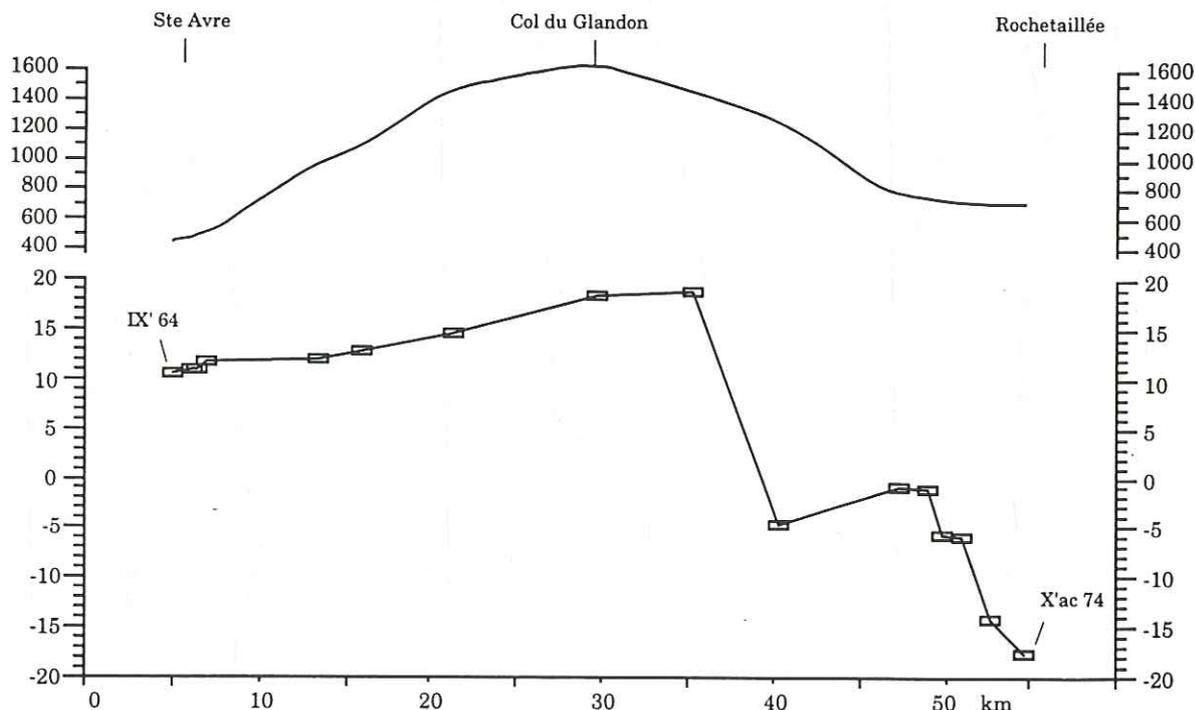
V'a kl (1905-1979)



### Comparaison de nivellements réalisés en 1903 et 1980, et topographie le long du profil de troisième ordre X' a kl

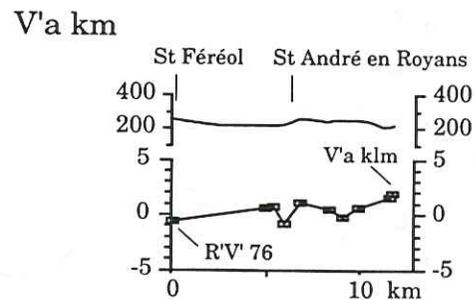
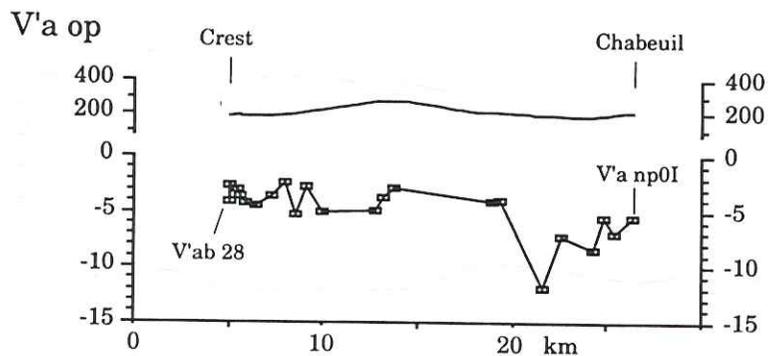
(Extrémités du profil fixées par les valeurs calculées par la compensation de point de référence R'V' 83)

X'a kl (1903-1980)



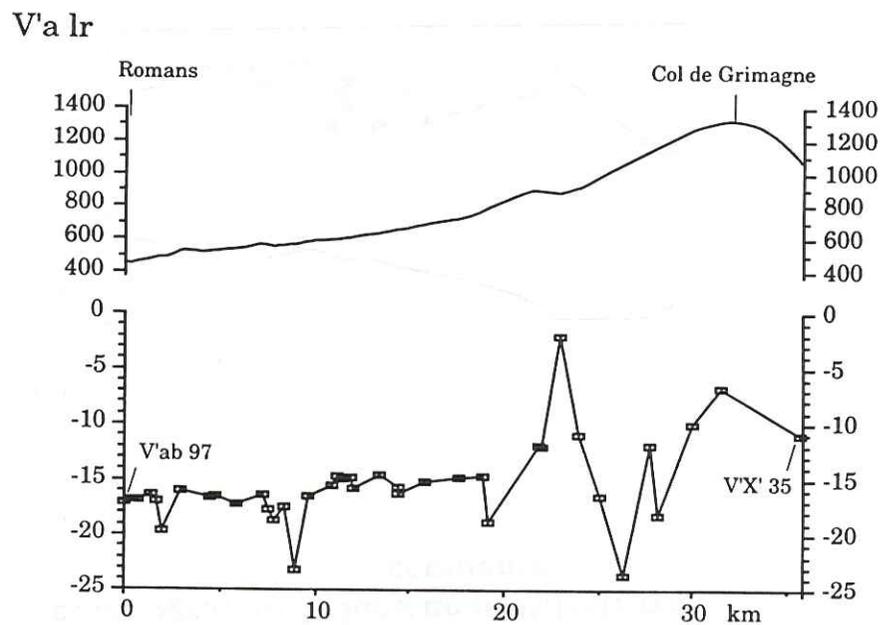
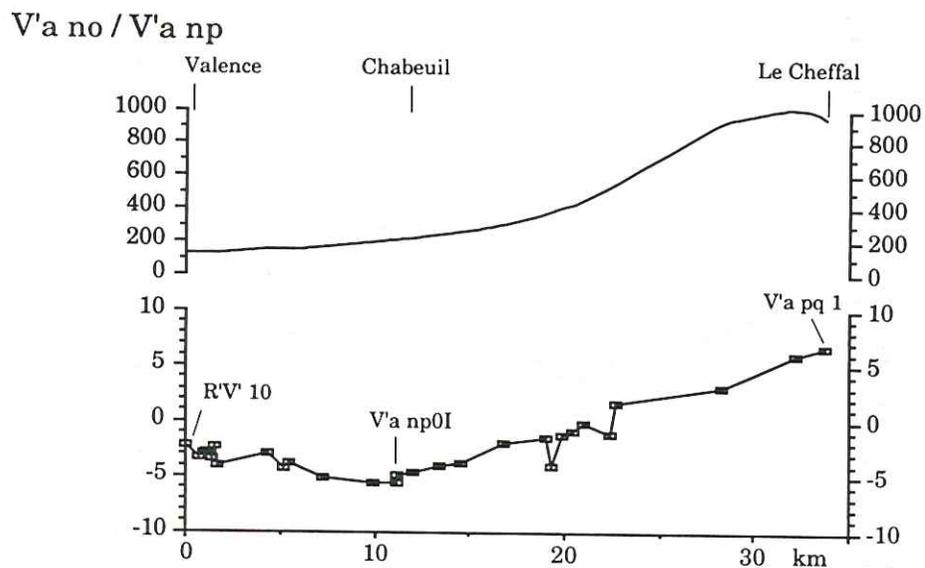
Vitesses des mouvements verticaux exprimées en cm par 100 ans par rapport au point de référence R'V' 83

## Comparaison de nivellements réalisés en 1904 et 1979, et topographie le long de profils de troisième ordre compensés

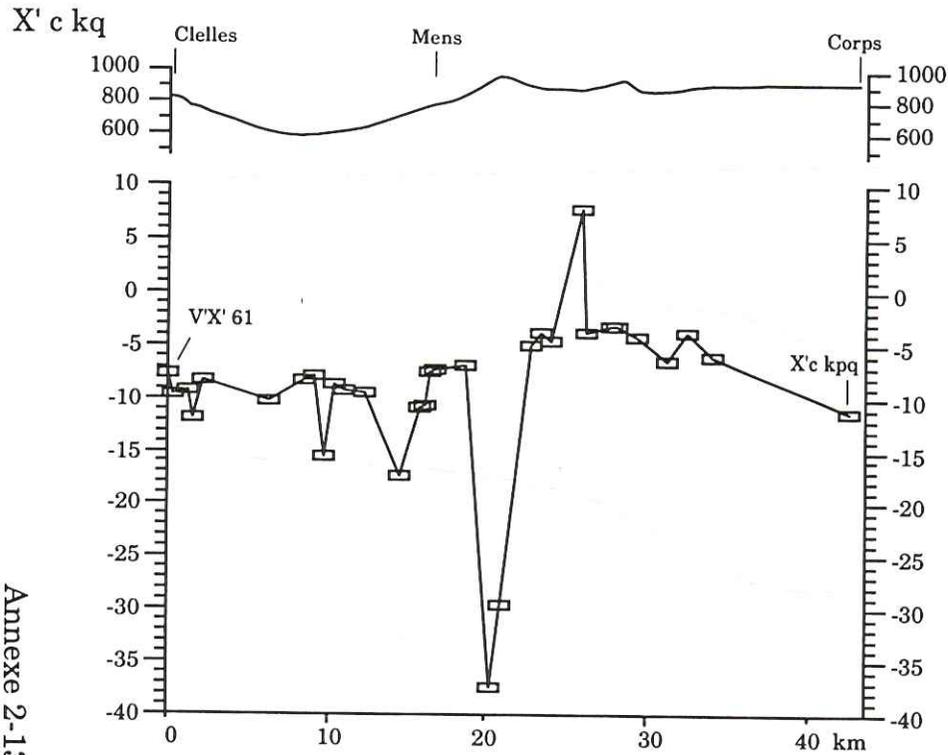


Altitudes en mètres

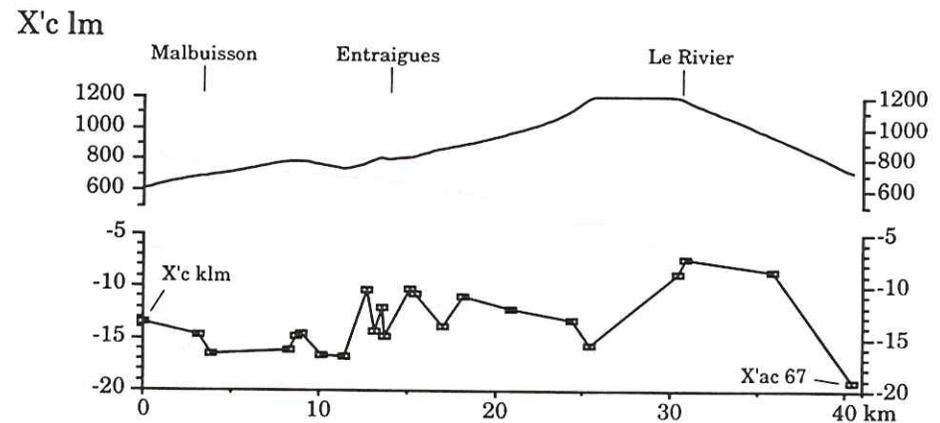
Annexe 2-12



Vitesses des mouvements verticaux exprimées en cm par 100 ans par rapport au point de référence R'V' 83



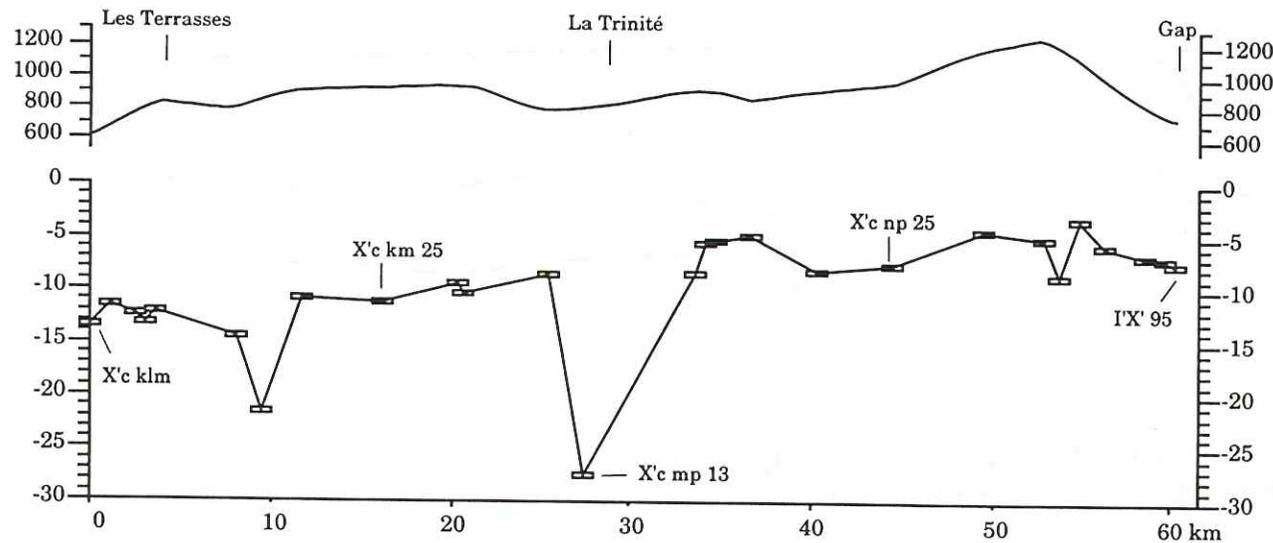
**Comparaison de nivellements réalisés en 1903 et 1982 et topographie le long de profils de troisième ordre compensés**



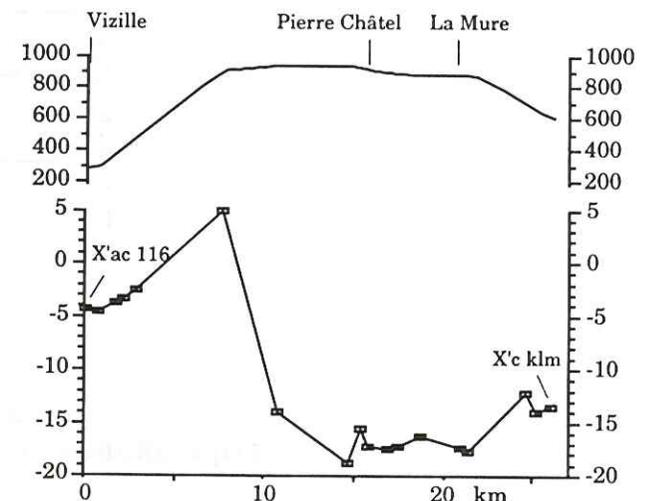
Annexe 2-13

154

X'c km, X'c mp, X'c np, X'c op



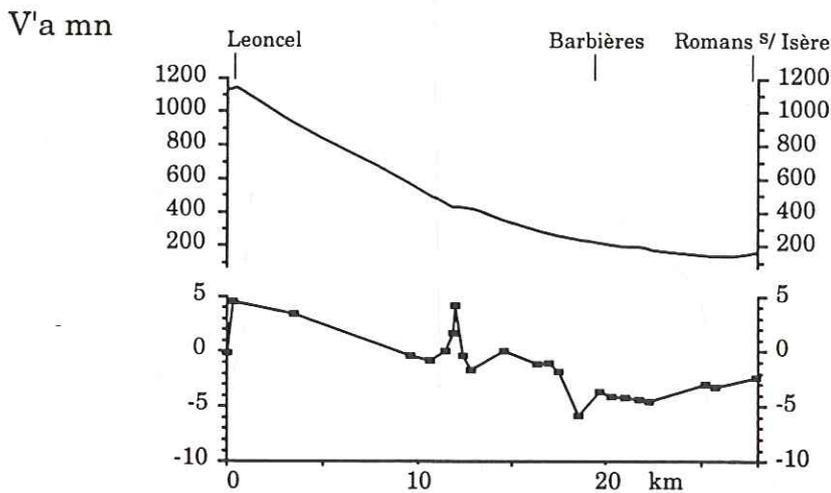
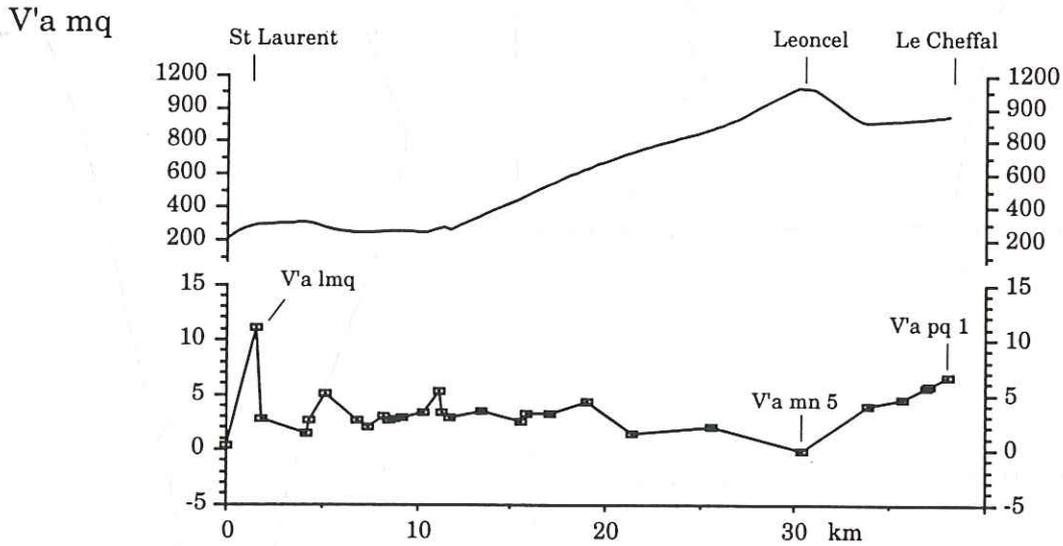
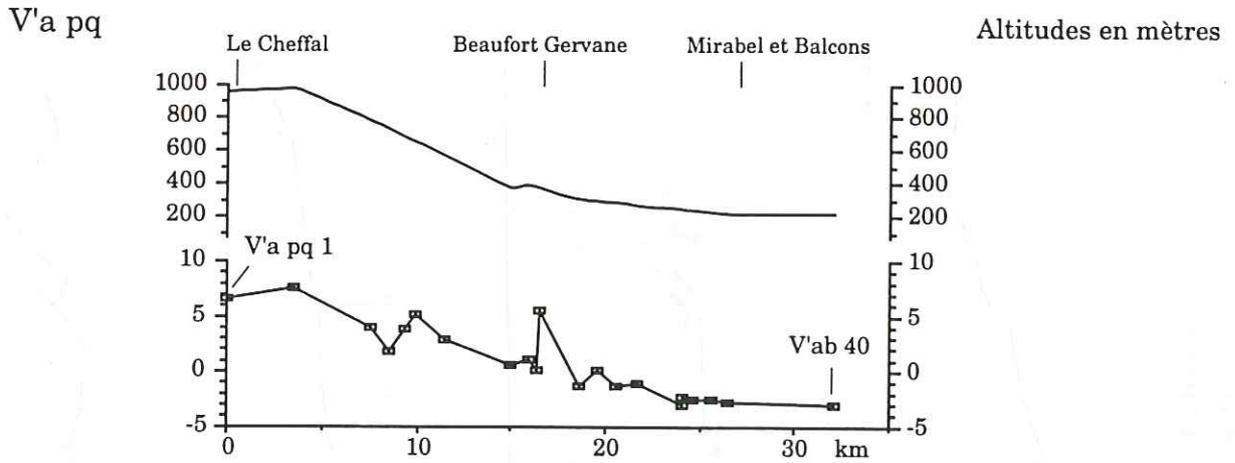
X'c kl



Altitudes en mètres

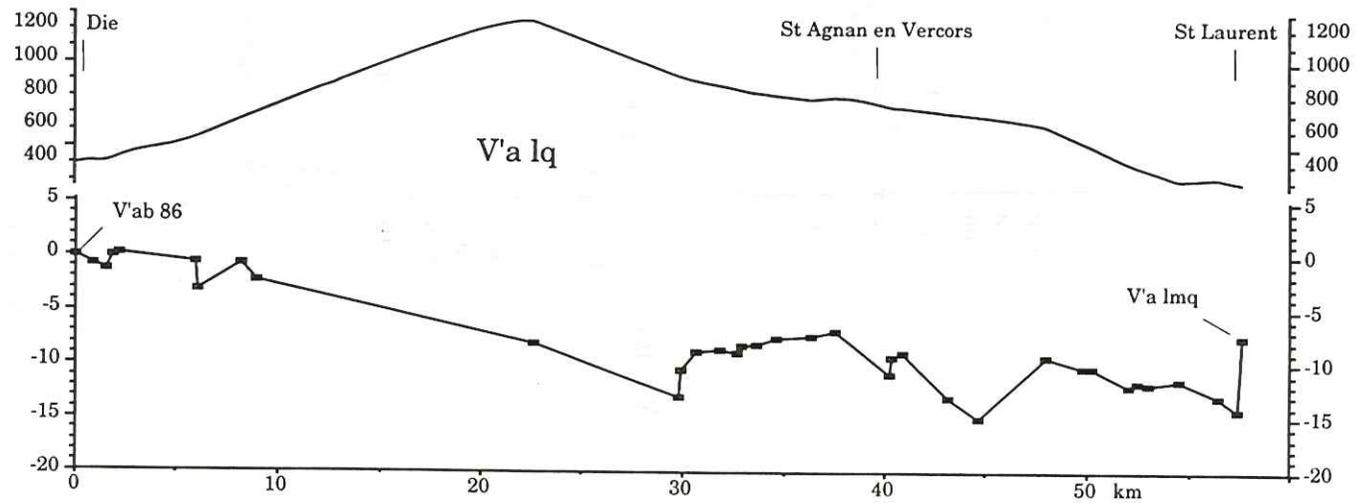
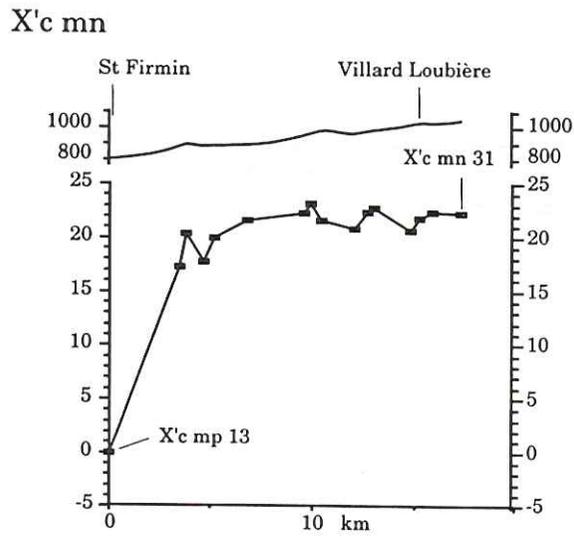
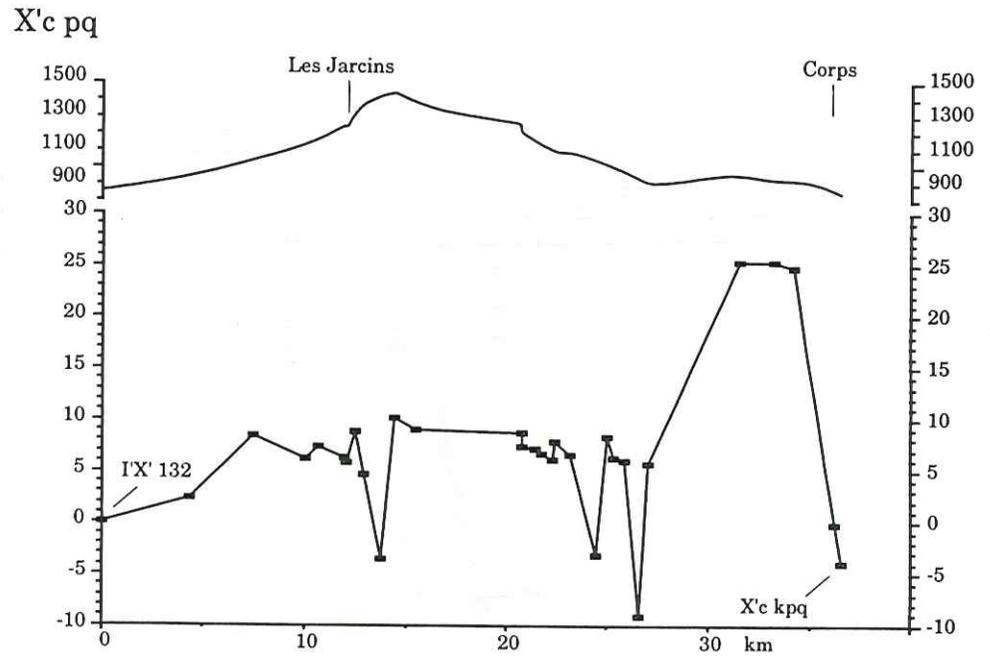
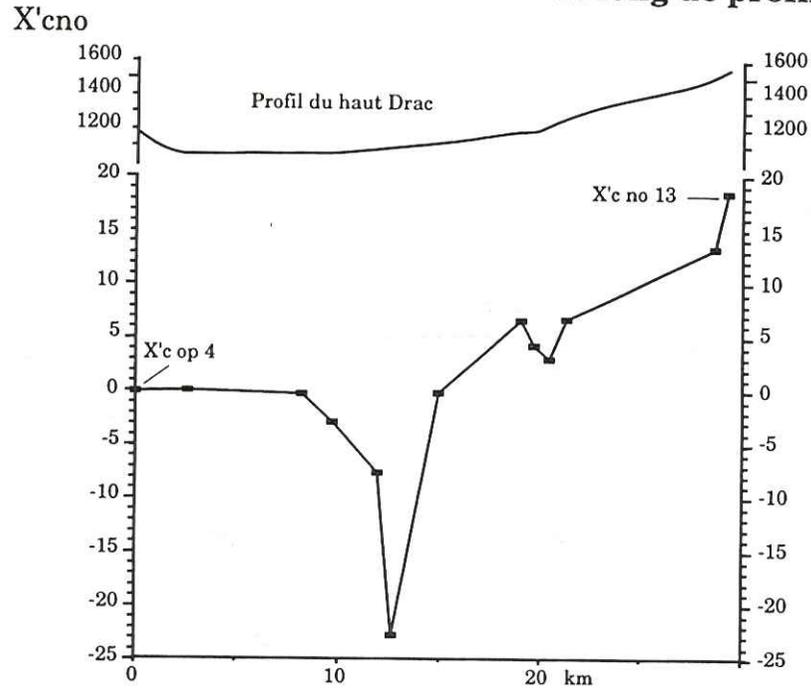
Vitesses des mouvements verticaux exprimées en cm par 100 ans par rapport au point de référence R'V' 83

Comparaison de nivellements réalisés en 1904 et 1979, et topographie le long de profils de troisième ordre compensés



Vitesses des mouvements verticaux exprimées en cm par 100 ans par rapport au point de référence R'V' 83

## Comparaison de nivellements et topographie le long de profils de troisième ordre non compensés



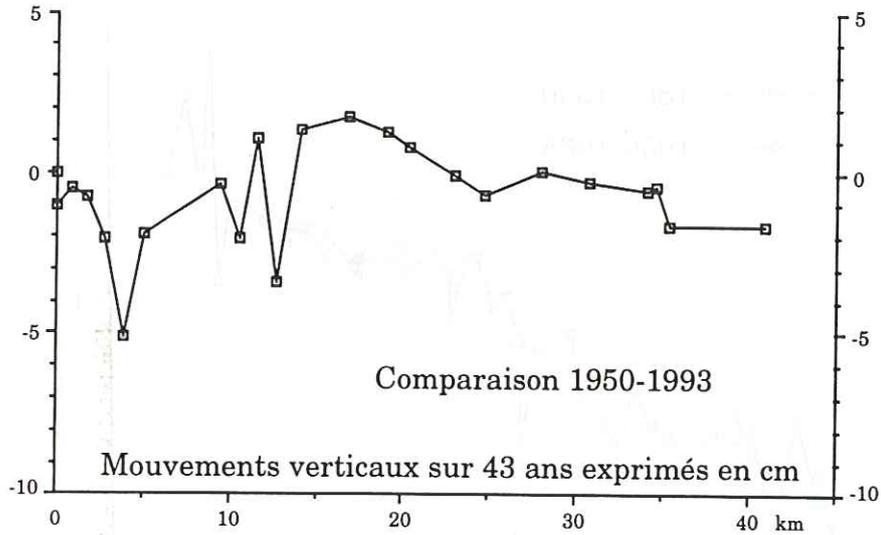
Vitesses des mouvements verticaux exprimées en cm par 100 ans; altitudes en mètres



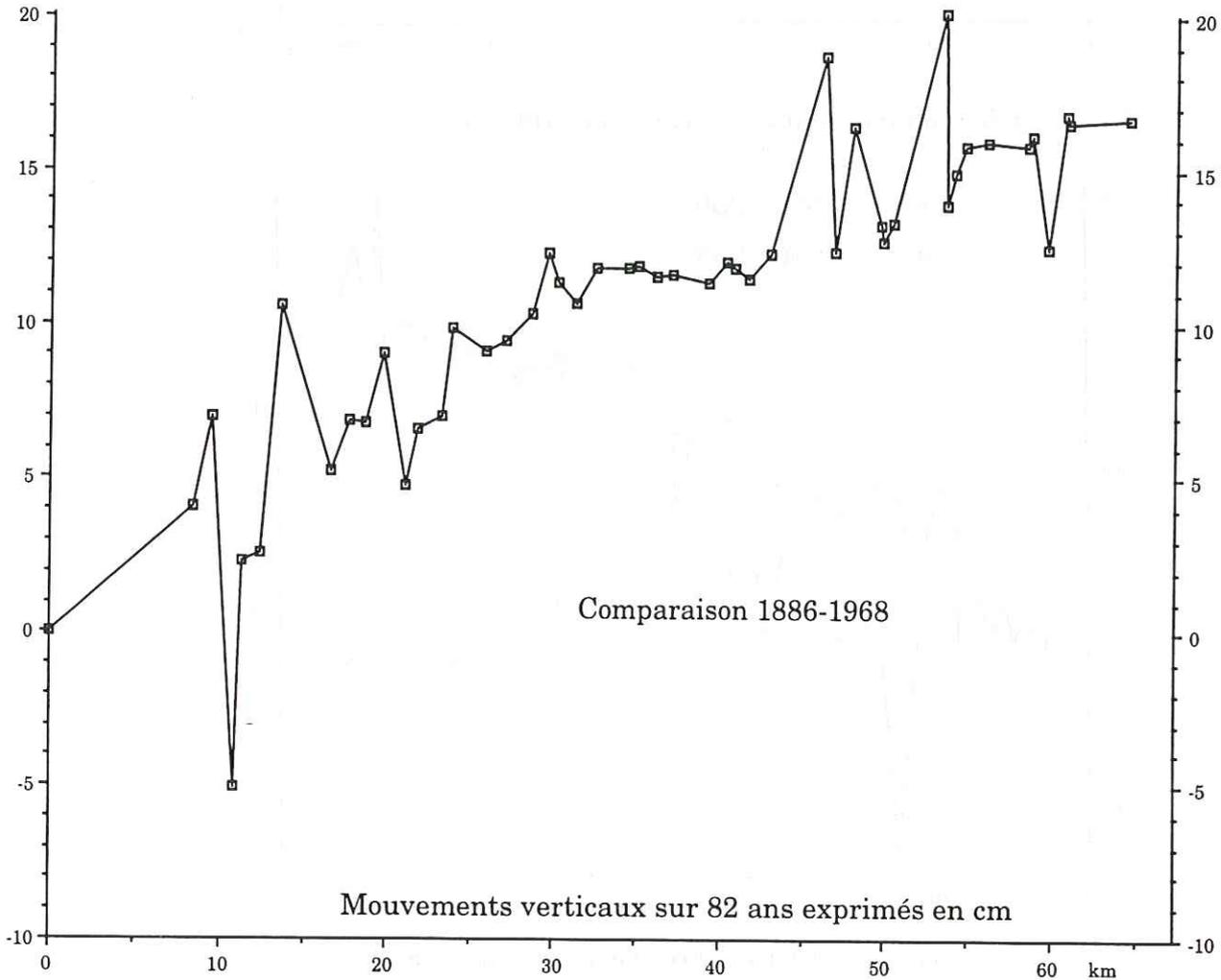


## Comparaison des nivellements réalisés le long du Grésivaudan (Profil R'X')

Données utilisées pour l'étude des mouvements verticaux du Grésivaudan  
et de ses bordures: chapitre 3.

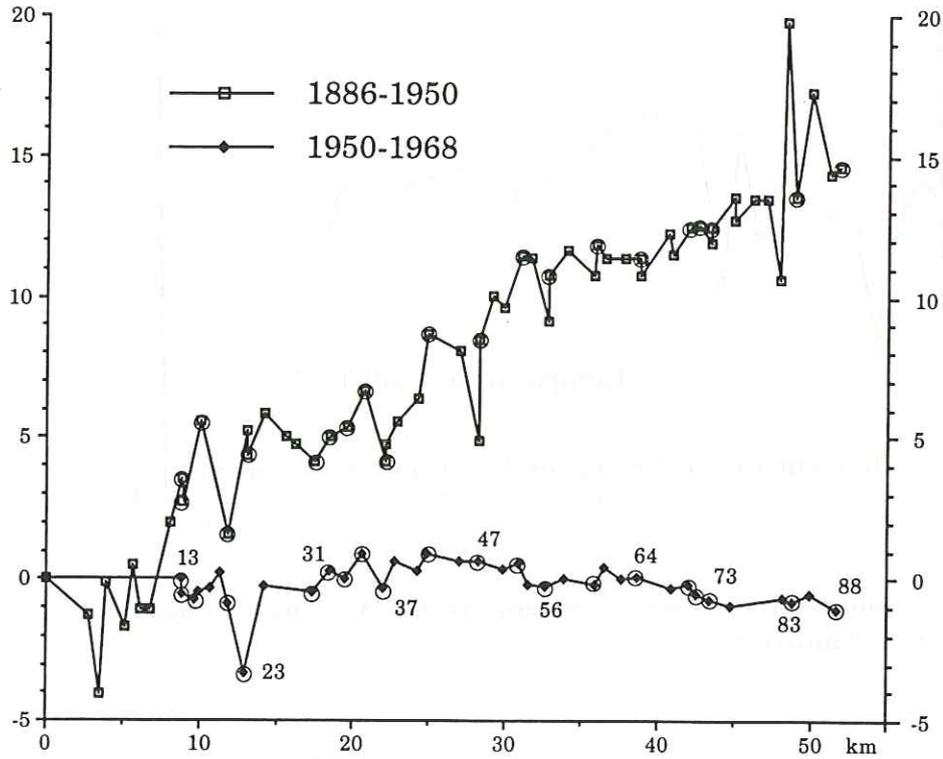


Données utilisées pour l'étude des mouvements verticaux dans les Alpes  
nord-occidentales: chapitre 2.

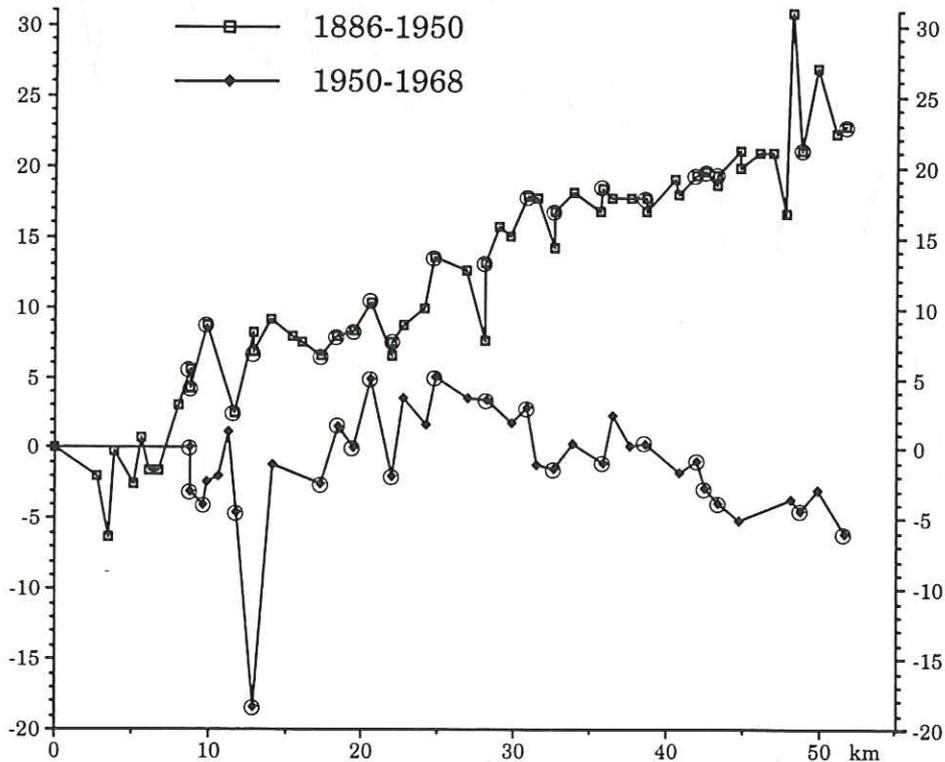


### Comparaisons le long du profil R'X' des nivellements réalisés en 1886, 1950 et 1968

Mouvements verticaux (cm)



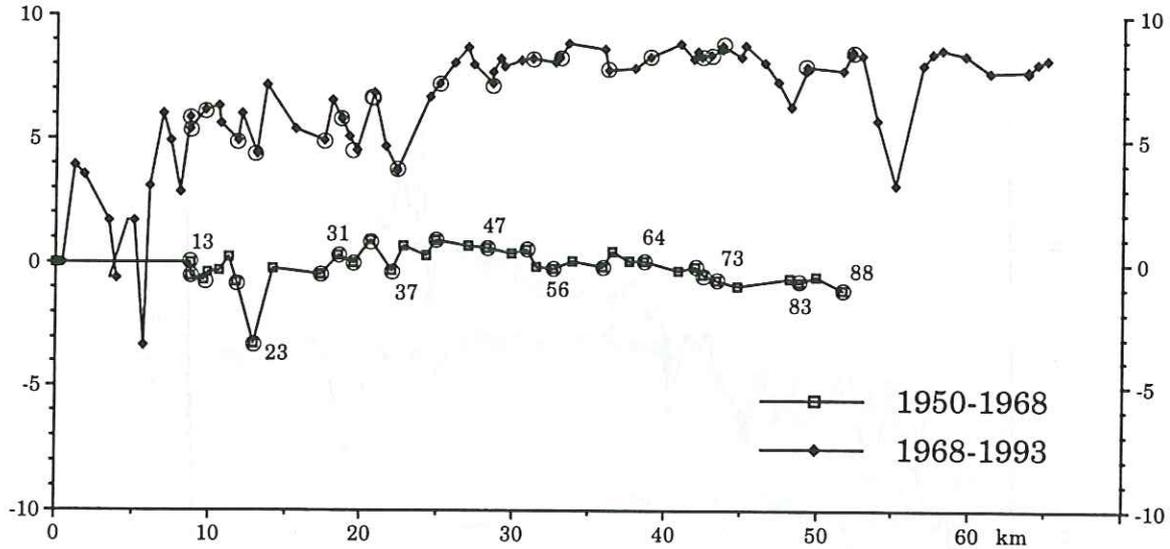
Vitesses des mouvements verticaux (cm/100 ans)



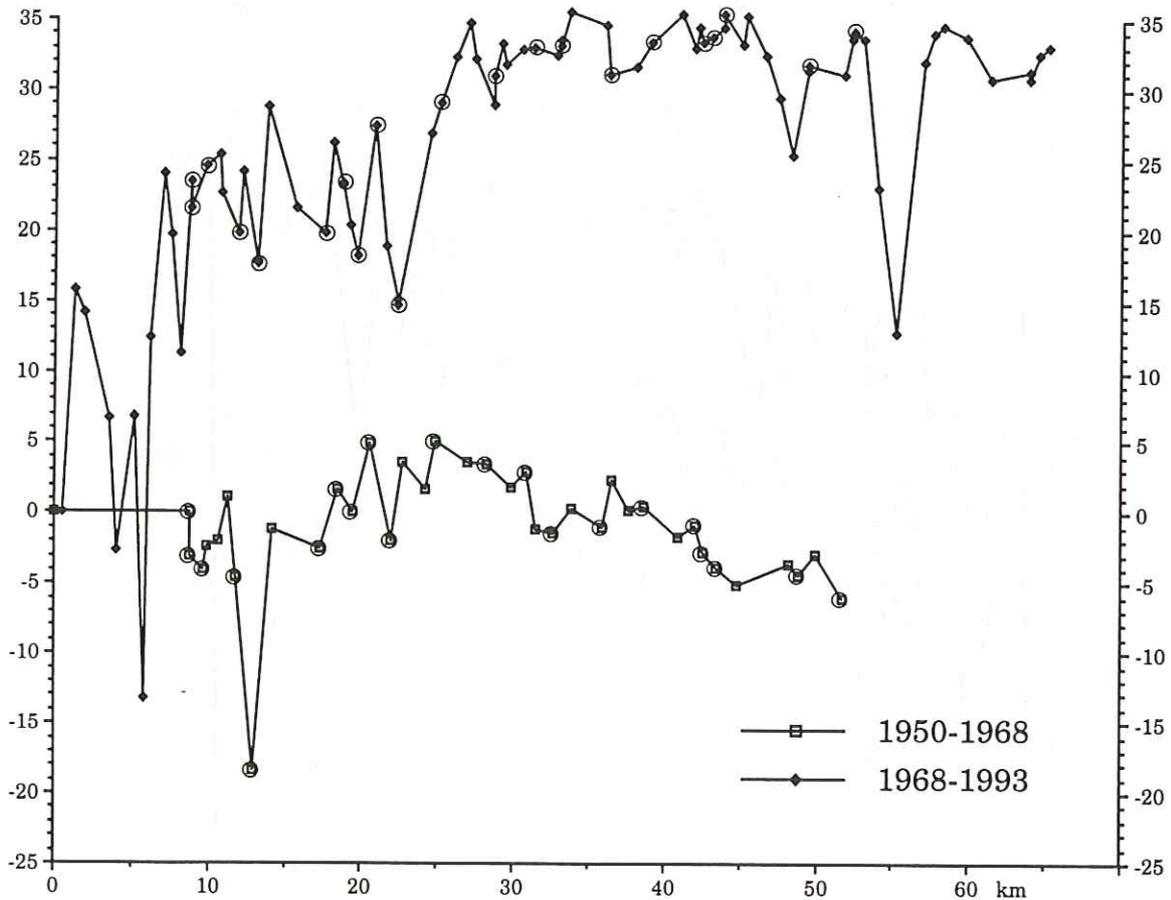
○ Repères de nivellement communs aux 3 mesures

## Comparaisons le long du profil R'X' des nivellements réalisés en 1950, 1968 et 1993

Mouvements verticaux (cm)

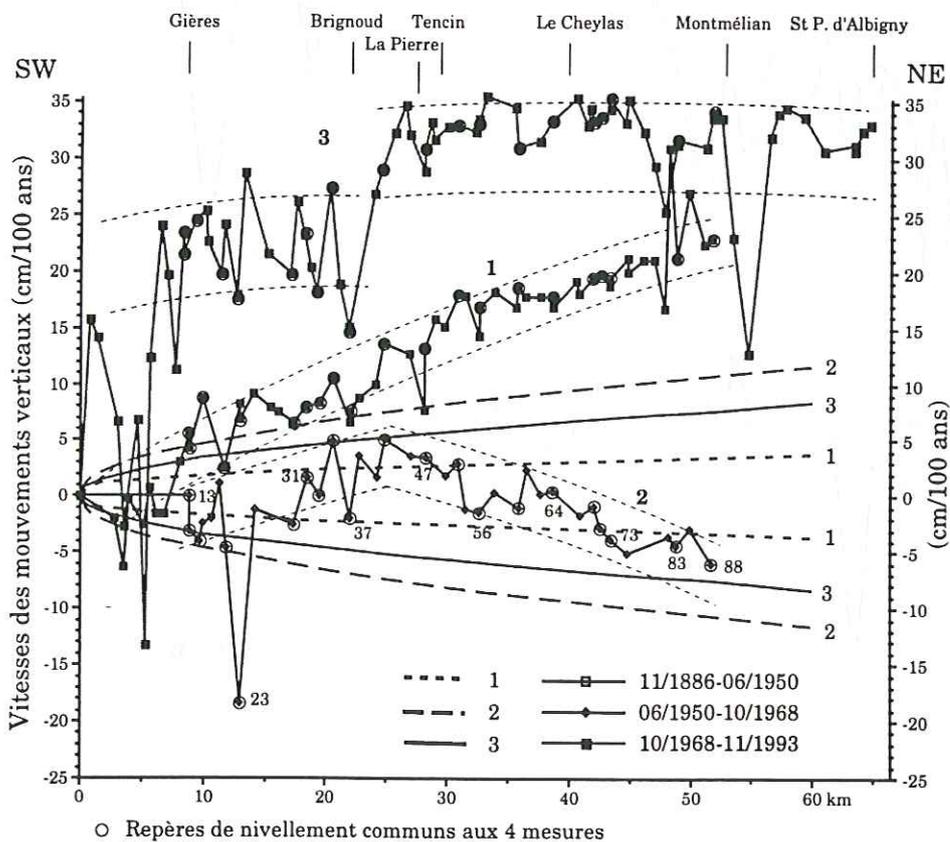
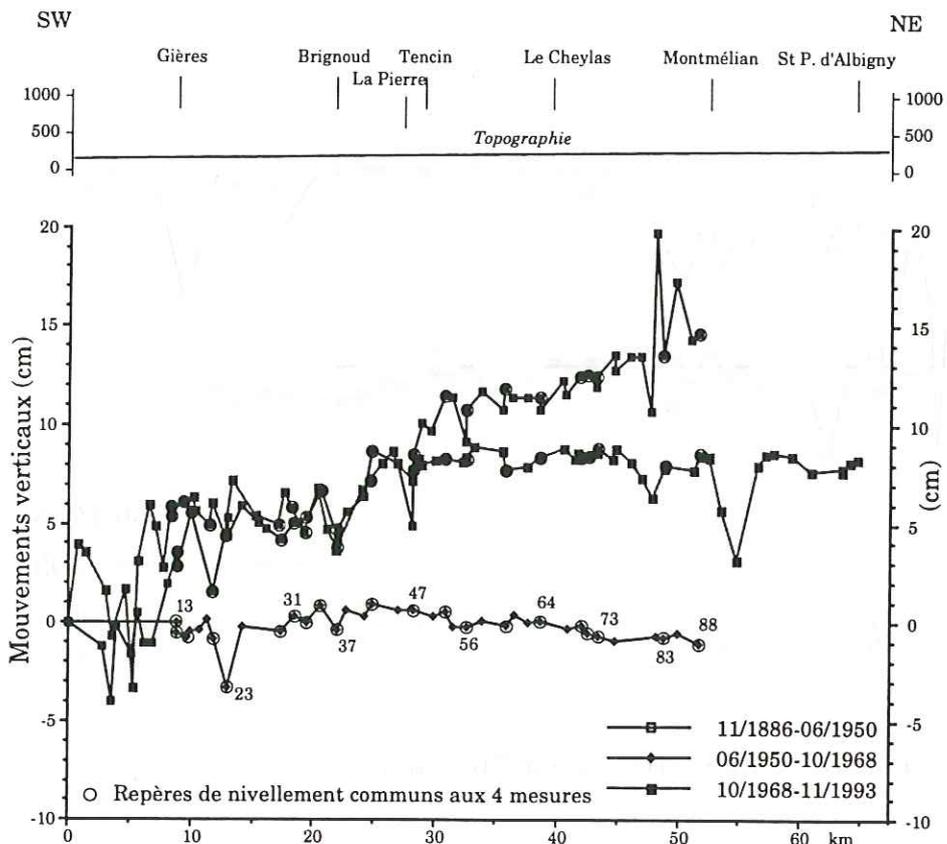


Vitesses des mouvements verticaux (cm/100 ans)



○ Repères de nivellement communs aux 3 mesures

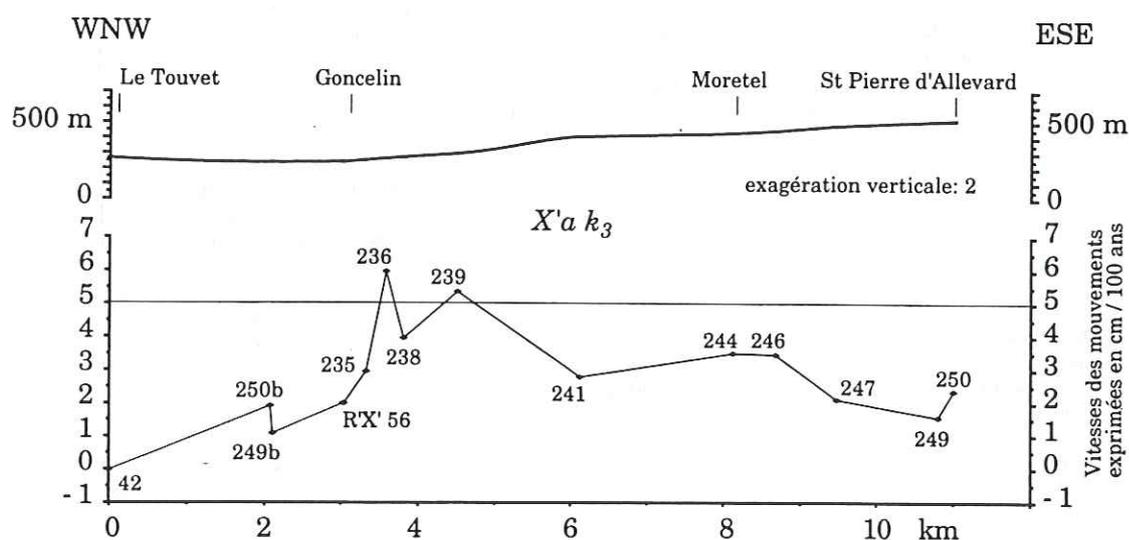
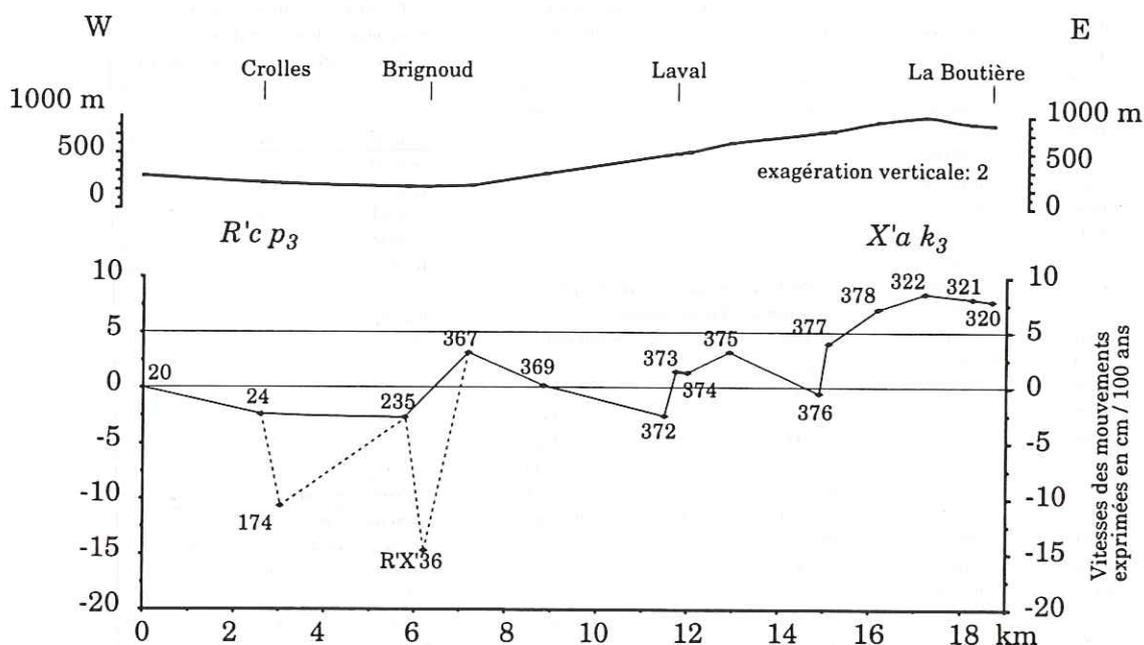
### Comparaisons des nivellements le long du profil R'X' réalisés en 1886, 1950, 1968 et 1993.



Annexe 3-6

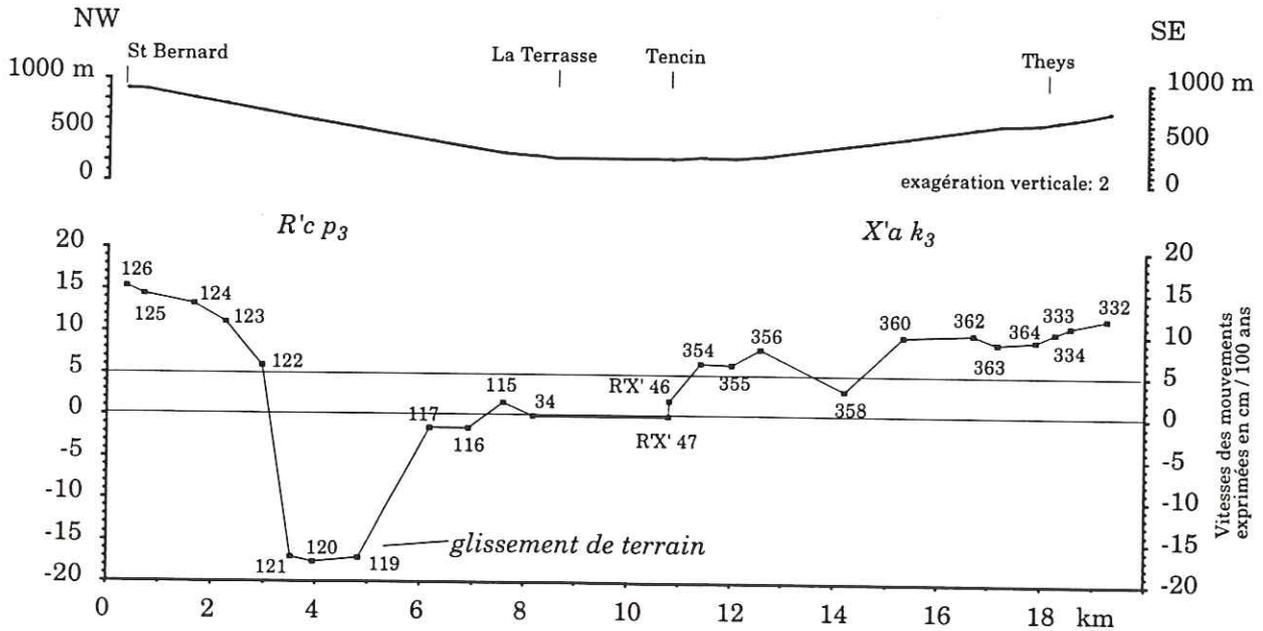
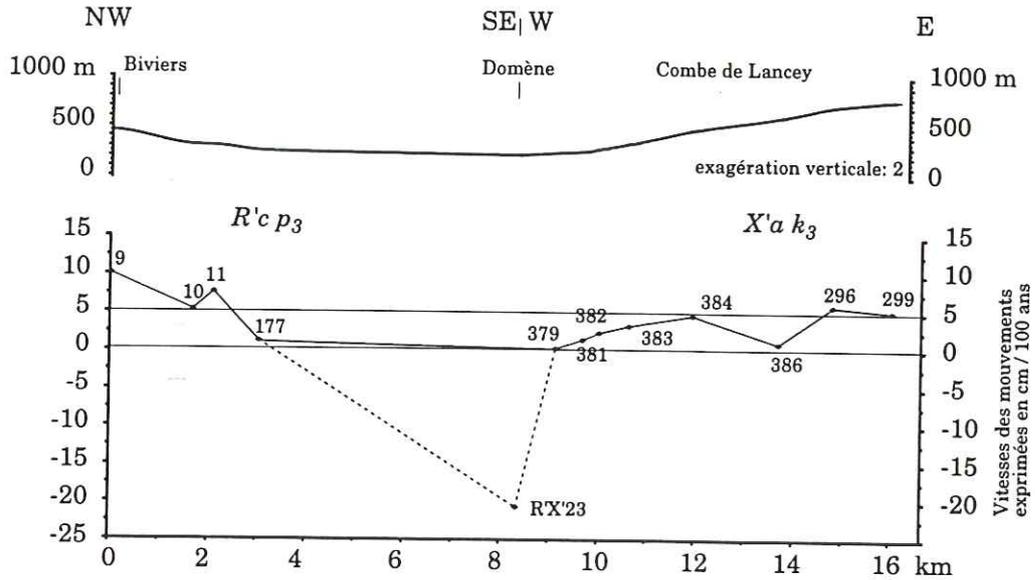


**Profils de comparaison de nivellements en travers du Grésivaudan.**  
 Mesures effectuées en 1950 et 1993 sur des profils de 4<sup>ème</sup> ordre dans les mailles X'a k<sub>3</sub> et R'c p<sub>3</sub>.



### Profils de comparaison de nivellements en travers du Grésivaudan.

Mesures effectuées en 1950 et 1993 sur des profils de 4<sup>ème</sup> ordre dans les mailles X'a k<sub>3</sub> et R'c p<sub>3</sub>.





## LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

Fig. I-1. Carte géologique simplifiée de la région étudiée. ....	2
Fig. I-2. Calendrier du Plio-quaternaire alpin (d'après Renault-Miskovsky, 1992). ....	4
Fig. I-3. Extension des glaciers au Würm dans les Alpes occidentales (d'après Montjuvent <i>et al.</i> , 1984). ....	5
Fig. I-4. Réseau hydrographique simplifié des Alpes nord-occidentales. ....	6
Fig. I-5. Carte de la sismicité historique (1550-1989) des Alpes occidentales (d'après Guyoton, 1991). ....	6
Fig. I-6. Documents utilisés pour l'étude géomorphologique. ....	7
Fig. I-7. Hiérarchisation des talwegs selon Horton (1945). ....	8
Fig. I-8. Réseau hydrographique et structure géologique (in Coque, 1993). ....	8
Fig. I-9. Les cluses, vallées sécantes aux structures géologiques et leurs origines (in Coque, 1993). ....	8
Fig. I-10. "Anomalie" hydrographique: la rivière "creuse" une gorge étroite au lieu d'emprunter la large dépression s'ouvrant devant elle. ....	9
Fig. I-11. Capture de cours d'eau par recul de tête (in Derruau, 1967). ....	10
Fig. I-12. Recul d'une rupture de pente par érosion régressive, consécutive à la baisse du niveau de base (le moteur est le jeu d'une faille normale). ....	10
Fig. I-13. Profils en long simplifiés de rivières montrant les influences de différents facteurs (d'après Selby, 1985). ....	11
Fig. I-14. Evolution du profil en long d'un cours d'eau dont le niveau de base s'est abaissé. ....	11
Fig. I-15. Profil en long d'un torrent présentant une concavité "anormale" tournée vers le bas. ....	11
Fig. I-16. Evolution de la pente d'un versant (in Derruau, 1967). ....	11
Fig. I-17. Dissymétrie des versants d'une vallée visible dans la position amont-aval des entailles d'érosion des affluents. ....	22
Fig. I-18. Evolution de facettes triangulaires produites par des mouvements périodiques le long d'une faille, séparés par des périodes stables (d'après Hamblin, 1976). ....	13
Fig. I-19. Morphologie de faille normale à jeu discontinu (d'après Wallace, 1978). ....	13
Fig. I-20. Enregistrement morphologique d'un basculement d'origine tectonique possible. ....	14
Fig. I-21. Marqueur morphologique d'un accident aveugle. ....	14
Fig. I-22. Signification morphostructurale des versants et notion de surface transférée (en extension). ....	15
Fig. I-23. Construction géométrique de l'accommodation par effondrement du vide créé par déplacement du bloc supérieur sur une faille normale listrique. ....	16
Fig. I-24. Modèles de base pour l'extension (d'après Ménard, 1994). ....	17
Fig. I-25. Effondrement du compartiment supérieur accommodé par failles normales et blocs basculés à proximité de l'accident principal. ....	16
Fig. I-26. Complications par rapport aux modèles de base pour l'extension (d'après Ménard, 1994). ....	19
Fig. I-27. Paramètres géométriques à déterminer dans un modèle d'extension. ....	18
Fig. I-28. Coefficient de corrélation (noté $e$ ou $a$ ) entre la longueur d'une faille et son rejet. ....	20
Fig. I-29. Synthèse d'observations sur le coefficient de corrélation ( $g$ ) entre la longueur d'une faille et son rejet (Cowie et Scholz, 1992). ....	21
Fig. I-30. Carte géologique simplifiée du sillon subalpin et de ses abords. ....	23
Fig. I-31. Situation géographique et réseau hydrographique de la zone étudiée. ....	24
Fig. I-32. Modèle de vallée à priori et anomalie gravimétrique calculée. ....	24
Fig. I-33. Profils gravimétriques transverses au Grésivaudan et modèles de forme de vallée. ....	25

Fig. I-34. Détail des Collines bordières de Belledonne. Analyse morphostructurale de la surface enveloppe.....	26
Fig. I-35. Profils en long des affluents en rive gauche de l'Isère, montrant deux cours amont-aval emboîtés (Darmendrail <i>et al.</i> , 1994).....	27
Fig. I-36. Profils en long des torrents affluents en rive droite de l'Isère.....	29
Fig. I-37. Mesure du rejet vertical le long des failles bordières orientales du Grésivaudan.....	30
Fig. I-38. Jeu normal de la faille bordière orientale du Grésivaudan et glissement couche sur couche dans la couverture du massif cristallin de Belledonne.....	31
Fig. I-39. Convergence des trajectoires de déplacement (glissement de la couverture du massif cristallin de Belledonne) au niveau de la Combe de Lancey.....	32
Fig. I-40. Modèle de basculement des failles bordières orientales du Grésivaudan lié au glissement des Collines bordières.....	33
Fig. I-41. Coupe équilibrée à l'échelle crustale (Ménard, 1991) des Alpes occidentales montrant le chevauchement de socle de Belledonne.....	34
Fig. I-42. Coupe géologique interprétative incluant les données géomorphologiques (Darmendrail <i>et al.</i> , 1994).....	35
Fig. I-43. Localisation et nature des études menées dans la vallée de la Maurienne.....	36
Fig. I-44. Profils topographiques de part et d'autre de la vallée de la Maurienne. Interprétation morphostructurale des versants en terme de surface de faille et de roll-over.....	37
Fig. I-45. Enregistrement par la topographie du basculement vers le NE du compartiment au Sud de la confluence Arc-Isère (rameau externe de Belledonne): marqueur de la tectonique extensive longitudinale.....	38
Fig. I-46. Enregistrement morphologique de la tectonique longitudinale extensive dans les Collines bordières au niveau de la Maurienne.....	38
Fig. I-47. Enregistrement morphologique de la tectonique longitudinale extensive dans le rameau interne de Belledonne au niveau de la Maurienne (d'après Ménard <i>et al.</i> , 1993).....	38
Fig. I-48. Etude morphostructurale de la colline de Montgilbert.....	39
Fig. I-49. Localisation des échantillons de l'étude thermochronologique dans le massif de Belledonne et ses environs (Lelarge, 1993).....	40
Fig. I-50. Distribution des âges apparents (app.) des échantillons prélevés dans Belledonne, la Maurienne et la galerie EDF Arc-Isère (d'après Lelarge, 1993).....	41
Fig. I-51. Modèle d'extension longitudinale dans la vallée de la Maurienne (d'après Ménard <i>et al.</i> , 1993) à partir de données thermochronologiques (Lelarge, 1993).....	41
Fig. I-52. Modèle de tectonique extensive pour la basse vallée de la Maurienne, de part et d'autre de l'accident médian de Belledonne.....	42
Fig. I-53. Modèle d'extension le long de deux failles normales à pendage opposé relayées par une faille de transfert verticale.....	43
Fig. I-54. Cadre géographique et géologique de la zone étudiée.....	45
Fig. I-55. Indices morphologiques du paléo-cours du Gelon (d'après Pappini, 1976).....	46
Fig. I-56. Marqueurs des mouvements verticaux sur les profils en long du Bréda, du Bens et du haut Gelon.....	47
Fig. I-57. Basculement vers le NE des dépôts fluvio-lacustres du stade inter-glaciaire Riss-Würm (d'après Nicoud, 1983).....	48
Fig. I-58. Extrait de la carte des anomalies de Bouguer pour $d=2,6$ (d'après ESSO R.E.P., 1967 complétée).....	49
Fig. I-59. Synthèse des mouvements quaternaires déduits de la géomorphologie.....	50
Fig. I-60. Paléo-réseau hydrographique du Würm précocé déduit des affleurements de galets fluvio-lacustres.....	52
Fig. I-61. Mise en évidence de mouvements verticaux actuels (sur 55 ans) au droit du profil en long du Bréda, par comparaison des nivellements effectués en 1901 et 1956.....	53
Fig. I-62. Mécanisme au foyer d'Allevard du 04/02/94 (d'après Thouvenot, 1994, communication personnelle).....	54
Fig. I-63. Modèle de captures de rivières entre le réseau hydrographique actuel (A) et le paléo-réseau hydrographique au Würm précocé (-90 000 à -65 000 ans) (B).....	55
Fig. I-64. Synthèse des mouvements d'origine tectonique responsables des captures des affluents en rive gauche de l'Isère.....	56

Fig. I-65. Modèle de captures de rivières entre le réseau hydrographique au Würm précoce (A) et le réseau précédent (B).....	55
Fig. I-66. Combinaison de la tectonique extensive longitudinale (NE-SW) et transversale (NW-SE) au front de Belledonne, au Sud de la confluence Arc-Isère.....	57
Fig. I-67. Correspondance entre les glissements de terrain et les failles récentes dans la basse vallée de la Romanche (d'après Barféty <i>et al.</i> , 1970).....	59
Fig. I-68. Carte morphostructurale de la basse vallée de la Romanche.....	60
Fig. I-69. Quantification du basculement vers le Sud de la vallée de Vaulnaveys au cours des derniers 65 000 ans.....	61
Fig. I-70. Synthèse des indices géomorphologiques de tectonique récente (post Miocène supérieur à Actuel) dans les Alpes nord-occidentales françaises.....	62
Fig. I-71. Synthèse des indices géomorphologiques de néotectonique post 100 000 ans dans les Alpes nord-occidentales françaises.....	63
Photo 1. Débouché du Domeynon en rive gauche du Grésivaudan.....	28
Tab. I-1. Synthèse des indices géomorphologiques de néotectonique.....	64
Fig. II-1. Principe de mesure des dénivelées par nivellement direct.....	66
Fig. II-2. Principe du nivellement par cheminement.....	67
Fig. II-3. Nivellement entre deux points A et C situés sur la même équipotentielle de pesanteur (Lambeck, 1988).....	67
Fig. II-4. Carte du réseau de nivellement IGN (Levallois et Maillard, 1970).....	68
Fig. II-5. Désignation des repères de nivellement des 4 ordres de réseaux français.....	69
Fig. II-6. Basculement le long d'un profil de nivellement introduit par la compensation d'une maille dont l'erreur de fermeture est élevée.....	74
Fig. II-7. Comparaison entre les graphes de comparaison de nivellements d'un profil avant et après compensation d'une maille à bonne fermeture.....	74
Fig. II-8. Exemple de profil de comparaison de nivellements présentant les différentes anomalies localisées.....	75
Fig. II-9. Exemple de profil de comparaison de nivellements présentant une corrélation avec la topographie.....	75
Fig. II-10. Résumé des différents niveaux d'exploitation et d'interprétation des comparaisons de nivellements.....	77
Fig. II-11. Profils de nivellement de 1er, 2ème et 3ème ordre, formant le réseau étudié des Alpes nord-occidentales.....	78
Fig. II-12. Fermeture des mailles de 2ème et 3ème ordre du réseau de nivellement étudié.....	79
Fig. II-13. Réseau des profils de 1er, 2ème et 3ème ordre compensés, alliant le meilleur rapport entre qualité et quantité des données traitées.....	80
Fig. II-14. Réseau des profils de 1er et 2ème ordre utilisés dans la compensation de base.....	82
Fig. II-15. Réseau des profils de 1er, 2ème et 3ème ordre formant les mailles de 3ème ordre dont la fermeture est acceptable (< 8cm).....	83
Fig. II-16. Réseau des profils de 1er, 2ème et 3ème ordre alliant le meilleur rapport entre qualité et quantité des données traitées.....	84
Fig. II-17. Réseau des profils de 1er, 2ème et 3ème ordre compensés en deux temps.....	85
Fig. II-18. Vitesse des déplacements verticaux exprimés en mm/an par rapport au point de référence V'X'93.....	87
Fig. II-19. Vitesse des déplacements verticaux exprimés en mm/an par rapport au point de référence V'X'93, représentées sur le réseau de nivellement vu en perspective.....	88
Fig. II-20. Représentation en batonnets des altitudes des repères de nivellements pris en compte dans les compensations; Vue du réseau en perspective.....	89
Fig. II-21. Vitesses des déplacements verticaux exprimées en mm/an par rapport au point de référence V'X'93.....	90
Fig. II-22. Vitesses des déplacements verticaux avec leurs barres d'erreur sur les profils de nivellement vus en perspective.....	92

Fig. II-23. Vitesses des déplacements verticaux calculées à partir de données de différentes qualités.....	93
Fig. II-24. Vitesses des déplacements verticaux par rapport au point de référence V'X'93, et barres d'erreur; Résultats de la compensation des données de 1 <sup>er</sup> et 2 <sup>ème</sup> ordre.....	95
Fig. II-25. Vitesses des déplacements verticaux exprimés en mm/an par rapport au point de référence R'V'83.....	96
Fig. II-26. Vitesses des déplacements verticaux calculées par rapport au point de référence V'X'93; Est inclus le profil V'ab.....	97
Fig. II-27. Comparaison des données brutes des nivellements réalisés en 1894 et 1979 le long du profil V'ab.....	98
Fig. II-28. Vitesses de déplacements verticaux dans les Alpes occidentales françaises au Sud de Chambéry. ....	99
Fig. II-29. Mouvements d'origine tectonique probable. Les compartiments sud sont systématiquement affaissés par rapport à ceux du Nord.....	101
Fig. II-30. Taux de soulèvement glacio-isostatique du bouclier scandinave (d'après Möner, 1977).....	102
Fig. II-31. Comparaison de nivellements réalisés en 1903 et 1980, et topographie le long du profil de troisième ordre X'akl. ....	103
Fig. II-32. Cascade des Sept Laux. Escarpement situé à l'aplomb de l'accident de l'Eau d'Olle mis en évidence par les comparaisons de nivellements. ....	103
Fig. II-33. Carte de la sismicité historique (1550-1989) des Alpes occidentales (d'après Guyoton, 1991).. ....	104
Fig. II-34. Localisation des principaux affaissements de la partie sud-est de la région étudiée et extension des glaciers au Würm..	105
Fig. II-35. Mouvements de terrain mis en évidence par les comparaisons de nivellements. ....	106
Fig. II-36. Mouvements verticaux le long de profils de comparaisons de nivellements, situés à l'aplomb d'accidents supposés actifs.....	107
Fig. II-37. Mouvement vertical à l'aplomb de l'accident médian de Belledonne enregistré sur le profil de nivellement de 1 <sup>er</sup> ordre IX'.....	108
Fig. II-38. Evolution des mouvements verticaux dans le temps, d'après les comparaisons des nivellements réalisés en 1886, 1950, 1968 et 1993 le long du profil R'X'.....	109
Fig. II-39. Evolution des vitesses de mouvements verticaux dans le temps, d'après les comparaisons des nivellements réalisés en 1886, 1950, 1968 et 1993 le long du profil R'X'.....	110
Fig. II-40. Carte de situation des profils de nivellements de 1 <sup>er</sup> et 4 <sup>ème</sup> ordre utilisés pour l'étude des mouvements verticaux dans le Grésivaudan. ....	112
Fig. II-41. Vitesses des déplacements verticaux entre 1950 et 1993 de part et d'autre du Grésivaudan, exprimées en mm/an par rapport au point de référence R'X'56. Vue en perspective du réseau depuis le Sud.....	113
Fig. II-42. Vitesses des déplacements verticaux entre 1950 et 1993 de part et d'autre du Grésivaudan, exprimées en mm/an par rapport au point de référence R'X'56. Vue en perspective du réseau depuis l'Est.....	115
Fig. II-43. Comparaison des nivellements réalisés en 1950 et 1993 dans le Grésivaudan de part et d'autre de l'Isère. ....	116
Fig. II-44. Comparaison des nivellements réalisés en 1950 et 1993 le long du profil de 4 <sup>ème</sup> ordre du plateau des Petites Roches (maille R' c p3). ....	117
Fig. II-45. Profils de comparaison de nivellements en travers du Grésivaudan.....	118
Fig. II-46. Relations entre les mouvements verticaux actuels déduits de la comparaison de nivellements d'un profil de 4 <sup>ème</sup> ordre et les mouvements récents déduits de la géomorphologie (Darmendrail et al., 1994). ....	119
Tab. II-1. Précisions moyennes des nivellements IGN 69 suivant l'ordre d'observation, données par l'IGN. ....	70
Tab. II-2. Périodes de mesures des réseaux de nivellements.....	71
Tab. II-3. Ecart types sur les mesures de nivellements. $a_1$ est l'écart type sur les mesures anciennes (NGF) et $a_2$ sur les mesures récentes (IGN 69).....	72
Tab. II-4. Ecart types sur les différences de vitesses de déplacement. ....	72
Tab. II-5. Valeurs minimales des vitesses de mouvements verticaux significatives en fonction de l'ordre du profil et de la distance entre les points concernés. ....	73

<b>Tab. II-6.</b> Principales données utilisées dans les calculs de compensation par le logiciel GEOLAB .....	80
<b>Tab. II-7.</b> Principales caractéristiques de la première compensation. ....	82
<b>Tab. II-8.</b> Principales caractéristiques de la deuxième compensation. ....	83
<b>Tab. II-9.</b> Principales caractéristiques de la troisième compensation. ....	84
<b>Tab. II-10.</b> Principales caractéristiques de la compensation des profils aux extrémités fixées par les valeurs de la deuxième compensation. ....	85
<b>Tab. II-11.</b> Tableau récapitulatif des figures correspondant aux différentes compensations effectuées, leurs caractéristiques et leur mode de représentation. ....	91
<b>Tab. II-12.</b> Principales caractéristiques de la compensation des différences de dénivelées entre les repères de nivellements du Grésivaudan et de ses bordures. ....	111
<b>Fig. III-1.</b> Expression de la rotation R2 dans les Alpes occidentales (d'après Ménard, 1988). ....	121
<b>Fig. III-2.</b> Interprétation des Alpes occidentales par combinaison de translations et de rotations (d'après Gidon, 1974). ....	122
<b>Fig. III-3.</b> Interprétation des indices tectoniques déduits de la géomorphologie en terme de directions locales de déformation superficielle dans les Alpes occidentales françaises. ....	123
<b>Fig. III-4.</b> Interprétation des mouvements verticaux déduits des comparaisons de nivellements en terme de directions locales de déformation instantannée actuelle dans les Alpes occidentales françaises. ....	124
<b>Fig. III-5.</b> Modèles d'extension superficielle en régime compressif. ....	125

## SOMMAIRE

INTRODUCTION .....	2	
<b>PREMIERE PARTIE</b>		
<b>LES VALLÉES DES ALPES OCCIDENTALES:</b>		
<b>GÉOMORPHOLOGIE ET ORIGINE .....</b>		<b>4</b>
<b>CHAPITRE 1: PROBLÉMATIQUE ET MÉTHODOLOGIE .....</b>	<b>4</b>	
1. LE PROBLEME DE L'ORIGINE DES VALLÉES ALPINES .....	4	
1.1 Origine par érosion .....	4	
1.2 Origine tectonique .....	4	
1.3 Le problème structural posé par le tracé des cours d'eau des Alpes nord-occidentales .....	6	
2. MÉTHODES GÉOMORPHOLOGIQUES .....	6	
2.1 Indices tectoniques décelables dans la morphologie .....	6	
2.2 Documents pour l'analyse géomorphologique .....	8	
2.3 Les formes étudiées et leurs anomalies .....	8	
2.3.1 Le réseau hydrographique et ses anomalies .....	8	
2.3.2 Les profils en long des cours d'eau et leurs anomalies .....	11	
2.3.3 La morphologie des versants des vallées et ses anomalies .....	12	
2.3.4 Autres anomalies morphologiques .....	14	
2.3.5 Raisonnement en "statique" - raisonnement en "dynamique" .....	15	
2.4 Limites de la méthode .....	15	
3. MODELES DE STRUCTURES EXTENSIVES ADAPTÉS AUX MORPHOLOGIES TRANSVERSES DES VALLÉES D'ORIGINE TECTONIQUE.....	15	
3.1 Notions de base .....	15	
3.2 Modèles de blocs basculés avec déformation interne.....	16	
3.3 Complications par rapport aux modèles de base précédents.....	18	
3.4 Utilisation des modèles précédents et approches complémentaires .....	18	
3.4.1 Paramètres à déterminer pour l'emploi des modèles .....	18	
3.4.2 Approches complémentaires pour caractériser les structures extensives .....	20	
4. QUANTIFICATION DES REJETS DE FAILLES MARQUANT LA MORPHOLOGIE .....	21	
<b>CHAPITRE 2: L'ARC ET L'ISERE .....</b>	<b>23</b>	
INTRODUCTION.....	23	
1. GRÉSIVAUDAN ET COMBE DE SAVOIE.....	24	
1.1 Recherche géophysique de la morphologie du bedrock du Grésivaudan .....	24	
1.2 Traits morphologiques notables du Grésivaudan.....	26	
1.2.1 Les flancs du Grésivaudan .....	26	
1.2.2 Les profils en long des torrents affluents de l'Isère .....	29	
1.3 Discussion et nouvelles interprétations sur l'origine du Grésivaudan.....	29	
1.3.1 Jeu des failles bordières orientales du Grésivaudan et baisse du niveau de base des affluents rive gauche de l'Isère .....	29	
1.3.2 Essai de quantification du rejet vertical des failles bordières du Grésivaudan.....	30	
1.3.3 L'âge du jeu des failles bordières orientales du Grésivaudan.....	30	
1.4 Les autres indices d'activité tectonique aux abords du Grésivaudan .....	31	
1.4.1 Les dépressions longitudinales .....	31	
1.4.2 Le bombement du bassin versant de la Combe de Lancey .....	31	
1.5 Implication cinématique de cette extension .....	33	
1.5.1 Interaction entre accidents actifs.....	33	
1.5.2 problème de l'amortissement frontal du glissement .....	33	
1.6 Modèle géodynamique de contrôle du Grésivaudan par la tectonique extensive .....	34	
2. LA BASSE MAURIENNE (VALLÉE DE L'ARC) .....	35	
2.1 Analyse morphostructurale de la basse Maurienne .....	35	
2.2 Détermination des mouvements verticaux par thermochronologie .....	40	
2.3 Conclusion sur l'origine de la basse Maurienne .....	44	
3. LES CAPTURES PRES DE LA CONFLUENCE ARC-ISERE .....	45	
3.1 Approche géomorphologique.....	45	
3.1.1 Le réseau hydrographique .....	45	
3.1.2 Analyse des profils en long des rivières .....	47	
3.1.3 Autres marqueurs de mouvements verticaux .....	48	
3.2 Les causes des mouvements verticaux.....	49	

3.2.1 Les marqueurs de la tectonique transversale .....	50
3.2.2 Les marqueurs de la tectonique longitudinale .....	51
3.2.3 Interaction entre tectoniques longitudinale et transversale .....	51
3.3 Essai de datation des mouvements .....	51
3.3.1 Déformation finie .....	51
3.3.2 Déformation instantanée .....	52
3.4 Modélisation des captures des rivières au Sud de la confluence Arc-Isère .....	54
3.4.1 Introduction, méthodologie .....	54
3.4.2 Le modèle .....	56
3.5 Conclusion .....	58
4. UNE AUTRE CAPTURE D'ORIGINE TECTONIQUE: LA ROMANCHE PAR LE DRAC .....	59
4.1 Situation .....	59
4.2 Indices géomorphologiques de la capture de la Romanche par le Drac .....	59
4.3 Quantification du basculement vers le Sud .....	60
CONCLUSION .....	61
<b>DEUXIEME PARTIE</b>	
<b>ETUDE DES MOUVEMENTS VERTICAUX ACTUELS PAR COMPARAISON DE NIVELLEMENTS</b> .....	65
INTRODUCTION .....	65
CHAPITRE 1: MÉTHODES D'ÉTUDE DES MOUVEMENTS VERTICAUX .....	66
1. MESURE DES DÉNIVELÉES PAR NIVELLEMENT DIRECT .....	66
1.1 Nivellement simple .....	66
1.2 Nivellement par cheminement .....	66
1.3 Fermeture des cheminements .....	66
2. DONNÉES UTILISÉES: LE RÉSEAU DE NIVELLEMENT GÉNÉRAL DE LA FRANCE .....	68
2.1 Quelques rappels sur le nivellement général .....	68
2.1.1 Objectif et principe .....	68
2.1.2 Caractéristiques des réseaux du nivellement de la France .....	68
2.2 Immatriculation des repères de nivellement .....	70
2.3 Précision des données .....	70
2.3.1 Le nivellement Bourdalouie .....	70
2.3.2 Le nivellement Lallemand (NGF) .....	70
2.3.3 Le nivellement de l'Institut Géographique National (IGN) .....	71
3. COMPARAISONS DE NIVELLEMENTS .....	71
3.1 Comparaisons de nivellements à partir des données brutes .....	71
3.1.1 Homogénéité des valeurs: le système d'altitudes .....	71
3.1.2 Homogénéité des données dans le temps .....	71
3.1.3 Discordance N.S entre les nivellements NGF et IGN 69 .....	72
3.2 Comparaisons de nivellements à partir de données compensées .....	72
3.2.1 Compensation des données .....	72
3.2.2 Rapport entre distances entre points et mouvements significatifs .....	73
3.2.3 Critiques de la méthode .....	73
3.3 Méthodes d'interprétation .....	75
3.3.1 Interprétation des comparaisons des données brutes .....	75
3.3.2 Interprétation des comparaisons des données compensées .....	76
3.4 Conclusion .....	76
4. LES PHÉNOMÈNES SUSCEPTIBLES DE PRODUIRE DES MOUVEMENTS VERTICAUX .....	76
4.1 Les phénomènes superficiels et atectoniques .....	76
4.2 Les phénomènes profonds et tectoniques .....	76
CHAPITRE 2: ETUDE DES MOUVEMENTS VERTICAUX ACTUELS DANS LES ALPES OCCIDENTALES FRANÇAISES AU SUD DE CHAMBÉRY .....	78
1. DONNÉES UTILISÉES .....	78
1.1 Introduction .....	78
1.2 Données brutes .....	79
1.3 Données compensées .....	79
2. LES COMPENSATIONS .....	80
2.1 Introduction .....	80
2.2 Options retenues pour les calculs des compensations .....	81
2.2.1 Choix des points de références .....	81
2.2.2 Caractéristiques des compensations .....	81

2.3 Les différentes compensations réalisées.....	81
2.3.1 Compensation des données de 1er et 2ème ordre de bonne qualité.....	81
2.3.2 Deuxième compensation.....	81
2.3.3 Troisième compensation.....	81
2.3.4 Compensation globale.....	81
2.3.5 Conclusion.....	86
3. MODES DE PRÉSENTATION DES RÉSULTATS.....	86
3.1 Présentation par profil.....	86
3.2 Présentation en carte.....	86
3.2.1 Présentation en bâtonnets.....	86
3.2.2 Présentation en points de couleur.....	86
3.2.3 Avantages et inconvénients de ces présentations.....	91
3.2.4 Représentation des imprécisions.....	91
4. RÉSULTATS DES COMPENSATIONS.....	94
4.1 La compensation de base.....	94
4.2 Influence du point de référence.....	94
4.3 Résultats des compensations peu fiables.....	94
4.4 Compensation retenue pour l'interprétation des mouvements verticaux.....	94
5. LES MOUVEMENTS VERTICAUX ACTUELS MIS EN ÉVIDENCE.....	98
5.1 Dans les massifs subalpins.....	98
5.2 Dans les cluses.....	100
5.3 Dans le Grésivaudan.....	100
5.4 Dans le massif cristallin externe de Belledonne.....	100
5.5 Dans le Devoluy et le sud.est de Belledonne.....	100
5.6 Dans le bassin molassique.....	100
5.7 Dans la plaine de Bourg d'Oisans.....	100
5.8 Les mouvements localisés.....	100
6. INTERPRÉTATION TECTONIQUE DES MOUVEMENTS VERTICAUX.....	102
6.1 Mouvements à grande longueur d'onde.....	102
6.1.1 Dans les massifs subalpins et la cluse de Grenoble.....	104
6.1.2 Dans le Grésivaudan et Belledonne.....	104
6.1.3 Les mouvements de la partie sud.est de la région étudiée.....	105
6.2 Les mouvements localisés.....	107
6.2.1 Glissements de terrains.....	107
6.2.2 Mouvements d'origine tectonique.....	108
7. CONCLUSION.....	108
<b>CHAPITRE 3: ETUDE DÉTAILLÉE DES MOUVEMENTS VERTICAUX ACTUELS DANS LE GRÉSIVAUDAN.....</b>	<b>109</b>
1. INTRODUCTION.....	109
2. ETUDE DE LA CONTINUITÉ DES MOUVEMENTS VERTICAUX DANS LE TEMPS.....	110
2.1 Les données.....	110
2.2 Discussion et interprétation.....	111
2.2.1 Variations des pentes sur les profils de comparaisons de nivellements.....	111
2.2.2 Interprétation.....	111
3. LES MOUVEMENTS VERTICAUX ACTUELS LE LONG DU GRÉSIVAUDAN ET SUR SES BORDURES.....	114
3.1 Les données.....	114
3.2 Analyse des résultats.....	114
3.3 Interprétation.....	117
3.3.1 Dissymétrie N-S des mouvements dans la vallée.....	117
3.3.2 Dissymétrie E-W des mouvements verticaux de la vallée.....	119
3.4 Conclusion.....	120
<b>TROISIEME PARTIE</b>	
<b>SYNTHESE ET CONCLUSIONS.....</b>	
	<b>121</b>
1. RAPPEL SUR LA GÉODYNAMIQUE FINI.CÉNOZOÏQUE DES ALPES OCCIDENTALES.....	122
2. EVOLUTION PLIO.QUATÉNAIRE DE LA TECTONIQUE DANS LES ALPES NORD.OCCIDENTALES.....	122
2.1 Dispositif mis en évidence pour le Plio-Quaternaire.....	123
2.2 Dispositif de déformation instantanée actuelle.....	125
3. CONCLUSION.....	125
Références.....	127