



HAL
open science

**Centre géologique et géophysique de Montpellier -
CNRS . Rapport d'activité 1988-1989**
- Centre Géologique Et Géophysique de Montpellier

► **To cite this version:**

- Centre Géologique Et Géophysique de Montpellier. Centre géologique et géophysique de Montpellier
- CNRS . Rapport d'activité 1988-1989. 1990. hal-02103633

HAL Id: hal-02103633

<https://hal-lara.archives-ouvertes.fr/hal-02103633v1>

Submitted on 18 Apr 2019

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.

Denis REY

20248

TOAE



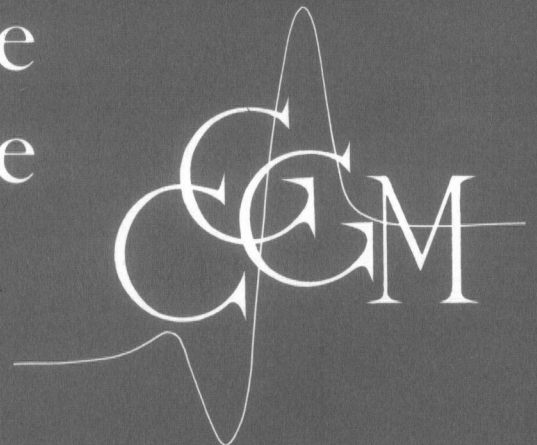
Structure crustale des Alpes Occidentales
le long du profil E C O R S - C R O P
d'après la sismique réflexion et
le champ de pesanteur.

1990 n° 24

ISSN 0755 267

DOCUMENTS ET TRAVAUX DU

Centre Géologique
et Géophysique de
Montpellier



673256

DOCUMENTS ET TRAVAUX

CENTRE GEOLOGIQUE ET GEOPHYSIQUE DE MONTPELLIER

NUMERO 24

**STRUCTURE CRUSTALE DES ALPES OCCIDENTALES
LE LONG DU PROFIL ECORS-CROP
D'APRES LA SISMIQUE REFLEXION ET LE CHAMP DE PESANTEUR**

par

Denis REY

Centre Géologique et Géophysique
Université des Sciences et Techniques du Languedoc
34095 - MONTPELLIER Cedex 2 - France

- Janvier 1990 -

ISSN - 0755 267 X

ISBN - 2.907826.04.2

Ce mémoire a fait l'objet d'une Thèse de Doctorat (Spécialité Géophysique) soutenue le 22 septembre 1989 à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, devant un Jury composé de Mrs A. NICOLAS, M. DAIGNIERES, R. LANZA, R. BAYER, R. CABY, et A. HIRN.

pour obtenir cet ouvrage, veuillez adresser vos commandes au
LABORATOIRE DE GEOPHYSIQUE
Service Documentation
Univ.Sci.Techn.Languedoc
34095 - MONTPELLIER CEDEX 2
France

Je tiens en debut de ce mémoire à adresser mes remerciements aux membres de l'équipe du Programme ECORS-CROP qui m'ont permis de prendre part à leurs travaux de recherches sur les Alpes Occidentales.

Mes remerciements vont tout particulièrement à :

- Mr Nicolas qui en plus de son rôle prépondérant lors de la réalisation de ce programme ECORS-CROP, a accepté de présider le jury,
- Mr Hirn qui a bien voulu faire partie de ce jury,
- Mr Roberto Lanza qui a accepté d'être rapporteur de ce travail et dont j'ai pu apprécier durant ces trois années la collaboration très instructive et amicale. Merci également à Mme Miletto pour sa coopération.

Un grand merci à Marc Daignières pour son rapport sur ce travail et à Guy Vasseur qui, malgré son emploi du temps chargé, a toujours accepté d'apporter son jugement sur mes travaux, en moment opportun.

J'exprime mes sincères remerciements à Roger Bayer, qui en plus de ces obligations en qualité de directeur de thèse, m'a constamment suivi et guidé durant la réalisation de cette thèse.

Merci à Renaud Caby pour les discussions très riches en enseignements sur les Alpes que nous avons pu avoir, et à Jean Pierre Burg pour ses conseils et son soutien "logistique" lors de la réalisation de ce mémoire.

Merci à A. Galdéano et à P. Mouge pour leur collaboration efficace et amicale.

Merci à Claude Perez, Martine Rosset, Renée Cazalet, qui m'ont souvent déchargé des tracasseries administratives, et également pour leur gentillesse.

Enfin un grand Merci à tous les étudiants que j'ai eu le plaisir de connaître durant mon séjour au C.G.G.. Je pense plus particulièrement à mon compère de la première heure Benoît de Cabissole qui m'a apporté, entre autre, son aide précieuse en informatique, et à Bertrand Daudré dont j'ai pu apprécier la bonne humeur et l'esprit en partageant son bureau.

Ce travail constitue l'aboutissement de trois années d'études, durant lesquelles se sont succédées, tour à tour, des périodes très intéressantes et riches d'enseignements mais aussi des moments plus délicats, empreints d'incertitudes. Je dois le fait d'avoir réussi à surmonter ces problèmes à Véronique sans qui cette thèse n'aurait vraisemblablement pas vu le Jour.

SUMMARY

This work was supported by the ECORS-CROP Alps Jura-Bresse program. We use gravity data and seismic reflections (vertical and wide angle) to constrain the deep structures beneath the Western Alps.

Two gravimetric surveys were carried out in 1986-1987, leading to 1030 new sites over the higher topography of the french Alps. Thanks to these data, we were able to produce two NW-SE (transvers to the belt) density cross sections, parallel to the ECORS-CROP vertical seismic line. These new data, added to those of previous surveys allowed us to produce a Bouguer anomaly map and isostatic map with an accuracy better than $5 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ according to error evaluations on topographic corrections and gravity measurements. The two density sections proposed here are constrained by the seismic results of ECORS-CROP Alps and E.G.T. surveys.

The interpretations of these cross sections, as well as the gravity maps, are discussed in three articles which are included in the Interpretation chapter. The main results are that we can confirm the cylindricity of the belt (in the Western part) and support the idea that the shortening is due to continental accretion.

The isostatic maps confirm the existence of characteristic couple of disymetric positive-negative anomalies due to the kinematics and rheology of the Apulian and European lithospheres. Among the different mechanical models involved to explain the anomalies, the variable stiffness model approach seems to give the best results although it does not explain the whole anomaly.

In particular, it explains the gradient in Moho observed under the Penninic Front and the fact that there is no isostatic root under the Jura mountains. It also constrains the mechanical and rheological behaviour of european crustal material (under the internal zone at approximatively 55-60 km depth).

RESUME

Ce travail a été réalisé conjointement au programme ECORS-CROP ALPES 1986-1987 et Jura-Bresse. Il a pour but l'étude de la structure crustale de la chaîne des Alpes Occidentales grâce à l'acquisition et à la compilation de données gravimétriques sur cette région et à l'interprétation, par modélisation en densité, en utilisant les résultats des campagnes de sismique réflexion verticale écoute longue et de sismique réflexion grand angle.

Nous avons donc mené à bien deux campagnes gravimétriques apportant 1030 nouvelles valeurs de champ gravifique, qui ont permis:

- la réalisation de deux profils NW-SE, transverses à la chaîne et parallèles au profil en sismique réflexion verticale ECORS-CROP.
- d'assurer une couverture gravimétrique, en zone de haute montagne, suffisante à la réalisation d'une carte d'anomalie de Bouguer (incluant les données des études antérieures).

L'évaluation de l'erreur sur ces mesures gravimétriques et surtout sur les corrections de relief associées montrent qu'une précision supérieure à $4 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$ est atteinte dans les cas les plus difficiles, et à $2 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$ dans la majorité des autres cas.

Ces interprétations de l'anomalie de Bouguer, en particulier le long des deux profils ECORS-CROP et E.G.T., confirment le caractère cylindrique de la chaîne.

La flexion du Moho européen qui en résulte est étudiée à l'aide de modèles mécaniques simples (compensation locale, compensation élastique). Un modèle de plaque élastique, de rigidité apparente décroissante en direction de la partie interne de la chaîne, rend compte de la flexion observée mais n'explique pas l'épaisseur crustale sous la partie la plus interne. Ce désaccord peut être expliqué par les mécanismes de déformation ductile et fragile.

MOTS CLES : Alpes Occidentales, Gravimétrie, Programme ECORS - CROP, Sismique Réflexion Verticale, Sismique Réflexion Grand Angle, Moho, Accrétion Crustale, Isostasie.

SOMMAIRE

I - INTRODUCTION GENERALE page 19

II - CADRE GEOLOGIQUE page 23

A - INTRODUCTION page 23

B - LES DIFFERENTS DOMAINES ALPINS page 25

 1) LES DIFFERENTES CLASSIFICATIONS POSSIBLES page 25

 a- Les nappes de charriage page 25

 b- Les domaines structuraux page 25

 c- Les différents domaines en fonction de leur chronologie de mise en place page 26

 2) LES NAPPES DE CHARRIAGE ET LEURS COUVERTURES PARAAUTOCHTONES page 27

 a- Les nappes austroalpines page 27

 b- Les nappes penniques page 29

 c- Les nappes du flysch à helmintoïdes page 29

 d- Les zones externes page 29

 3) LES EVENEMENTS PREALPINS page 30

4) <u>LES DISTENSIONS, RIFTOGENESE,</u> <u>OCEANISATION</u>	page 34
5) <u>CONVERGENCE ET COLLISION</u>	page 36
C - LA CINEMATIQUE GLOBALE	page 41
III CADRE GEOPHYSIQUE	page 47
ETAT DES CONNAISSANCES SUR LA STRUCTURE DE LA CROUTE PAR DIVERSES APPROCHES GEOPHYSIQUES ENTRE LES ALPES OCCIDENTALES ET LES ALPES LIGURES	
A - APPROCHE PAR METHODE DE POTENTIEL	page 47
1) <u>LA GRAVIMETRIE</u>	page 47
2) <u>LE MAGNETISME</u>	page 51
B - APPROCHES SISMIQUES	page 55
1) <u>SISMICITE NATURELLE</u>	page 55
2) <u>SISMIQUE PROVOQUEE</u> - Campagnes avant 1986 : ...	page 58
C - CONCLUSIONS	page 61

I V - APPORT du PROGRAMME ECORS - CROP
ALPES 1985 - 1987 page 65

A - LE PROGRAMME ECORS-CROP 1985-1987 page 65

1) SISMIQUE REFLEXION GRAND-ANGLE :
ECORS - CROP 85 page 67

2) LE PROGRAMME ECORS - CROP ALPES
en sismique reflexion verticale page 71

B - LA CARTE D'ANOMALIE DE BOUGUER
SUR LES ALPES OCCIDENTALES page 75

1) LES DONNEES GRAVIMETRIQUES
DISPONIBLES EN AOUT 1986 page 75

a- Le levé Coron page 76

b- Le levé Suisse page 77

c- Les données du B.G.I.
(Bureau Gravimétrique International) page 79

d- Les données acquises par la Compagnie
Générale de Géophysique pour le compte
de ESSO-REP dans la région de Chambéry
en 1967. page 80

e- Les données du B.R.G.M. page 82

-
- f- Les données fournies par la banque
de données de la nouvelle carte
gravimétrique d'Italie. page 83

2) LE LEVE GRAVIMETRIQUE ECORS - CROP

- 1986 - 1987 page 88

- a- Choix de la densité de stations de mesure page 88

- b- Choix des bases de référence page 91

- c- Répartition des stations gravimétriques page 94

- d- Les corrections topographiques page 97

- e- Caractéristiques de la carte page 104

- i) Repartition des stations page 104

- ii) Elaboration de la carte page 107

Caractéristiques de la Grille Interpolée : page 107

La carte générale d'Anomalie de Bouguer : page 108

C - DESCRIPTION DE LA CARTE

GRAVIMETRIQUE page 109

1) LOCALISATION DES GRANDS DOMAINES

D' ANOMALIES page 109

a- L' axe de minimum de Gravité page 109

b- Les anomalies positives de
Locarno -Ivrée -Lanzo - Cuneo page 111

c- L'anomalie négative de la plaine du Po page 112

d- Les corrélations entre anomalies
et unités géologiques page 113

e- Les corrélations entre les grands accidents
et les anomalies gravifiques page 116

La ligne Insubrienne page 116

La ligne de Viu-Locana page 116

Le Front Pennique page 117

L'accident frontal de Belledone page 117

La zone de Strona-Ceneri page 118

D - STRUCTURE PROFONDE LE LONG DES PROFIL

ECORS - CROP ALPES II ET JURA - BRESSE

D'APRES LES DONNEES : GRAVIMETRIQUES,

SIMIQUES, ET MAGNETIQUES page 123

-
- 1) GRAVITY MODELLING ALONG THE ECORS-CROP
VERTICAL SEISMIC REFLECTION PROFILE
THROUGH THE WESTERN ALPS page 123

ARTICLE PUBLIE A TECTONOPHYSICS
(soumis le 8 août 1988, accepté le 2 septembre 1988)
Référence : Tectonophysics, 162, pp. 203-218
1989

- 2) GRAVITY AND AEROMAGNETIC MAPS ON THE WESTERN ALPS :
CONTRIBUTION TO THE KNOWLEDGE ON THE DEEP STRUCTURES
ALONG THE ECORS-CROP SEISMIC PROFILE page 139

ARTICLE SOUMIS
AUX SOCIETES GEOLOGIQUES : DE FRANCE, D'ITALIE, DE SUISSE
POUR UNE PUBLICATION SPECIALE
1989

3) STRUCTURES PROFONDES SOUS LE JURA ET LA BRESSE :
CONTRAINTES SISMIQUES ET GRAVIMETRIQUES
LE LONG DU PROFIL ECORS-BRESSE-JURA page 171

ARTICLE SOUMIS
AUX SOCIETES GEOLOGIQUES : DE FRANCE, D'ITALIE, DE SUISSE
POUR UNE PUBLICATION SPECIALE
1989

V - CONTRAINTES APPORTEES PAR LES
NOUVELLES DONNEES GEOPHYSIQUES
sur la COMPENSATION ISOSTATIQUE
dans les ALPES OCCIDENTALES page 191

A - POSITION DU PROBLEME page 191

B - LES ECARTS AUX MODELES ISOSTATIQUES
LOCAUX DANS LES ALPES OCCIDENTALES page 201

V I - CONCLUSIONS page 219

- BIBLIOGRAPHIE -	page 225
ANNEXE I	
Les Systèmes Gravimétriques Internationaux et les réseaux de Bases français.	page 243
ANNEXE II	
Les problèmes posés par la réalisation de campagnes gravimétriques en zone de hauts reliefs.	page 249
ANNEXE III	
Rappel sur les mesures gravimétriques relatives et leurs traitements.	page 259
ANNEXE IV	
Quelques statistiques sur les données gravimétriques acquises durant la mission ECORS-CROP.	page 263
ANNEXE V	
Plan de position sur les Bases Gravimétriques utilisées durant la mission ECORS-CROP.	page 279
ANNEXE VI	
Listes des mesures gravimétriques réalisées durant la mission ECORS-CROP.	page 293
LISTE DES FIGURES.	page 311

INTRODUCTION

I - INTRODUCTION GÉNÉRALE

La localisation géographique privilégiée des Alpes a permis son étude suivant des critères géologiques de plus en plus élaborés, depuis maintenant plusieurs siècles.

La complexité évidente de cette chaîne a poussé de nombreux géologues à effectuer un ensemble de travaux considérables dans tous les domaines touchant de près ou de loin aux Sciences de la Terre.

Il en résulte une somme de connaissances formidables sans cesse complétées, ou réinterprétées en fonction d'approches nouvelles ou de nouveaux concepts géodynamiques.

Ces modèles géodynamiques deviennent de plus en plus élaborés et nécessitent des contraintes de plus en plus directives.

Les études géophysiques, en particulier en sismique et en étude de champs de potentiel (gravimétrie, magnétisme), depuis 30 ans, ont permis de donner des cadres structuraux très précieux pour l'étude des différentes parties de la chaîne jugées importantes.

Ces expérimentations coûteuses devant bénéficier d'une organisation (et de moyens) d'envergure internationale, un programme scientifique liant des pays comme l'Italie et la France, tel que le programme ECORS-CROP, a pu voir le jour.

Le but de ce projet est : d'une part de fournir le plus de renseignements géophysiques possibles à l'aide de techniques d'acquisition et de traitement très récentes sur les Alpes Occidentales, et d'autre part l'interprétation géologique de ces données.

Ce programme a permis l'acquisition de données gravimétriques faisant jusque alors défaut sur les zones à fort relief et qui ont été utilisées, conjointement à d'autres levés antérieurs, pour réaliser une carte de l'anomalie de Bouguer à l'échelle des Alpes Occidentales présentée chapitre IV.

Ces données viennent conforter le fait que des études gravimétriques en zone de montagnes sont réalisables tout en garantissant une précision sur les valeurs des anomalies de Bouguer suffisante pour mener à bien une étude à l'échelle régionale.

Mais les Alpes constituent une chaîne complexe dont l'étude nécessite certains rappels géologiques et géophysiques sommaires.

Le contexte géologique et l'état des connaissances géophysiques au commencement de ce programme sont présentés dans le chapitre II et III. Ils nous permettront de mieux cerner la réalité des objets géologiques à étudier, mais également d'avoir une idée sur les connaissances des structures profondes de la chaîne en 1986.

L'étude conjointe par méthodes gravimétrique, sismiques, et magnétique permet d'apporter certaines réponses concrètes à des problèmes précis, comme la géométrie et la profondeur du Moho et d'hétérogénéités intracrustales de densité (donc de vitesse des ondes P). Nous avons réalisé des interprétations sous forme de coupes en densité (contraintes par les données sismiques et magnétiques ECORS-CROP) qui donnent lieu à trois articles dont deux sont écrits en collaboration avec les géophysiciens italiens en particulier Roberto Lanza. Ces articles sont présentés chapitre IV.

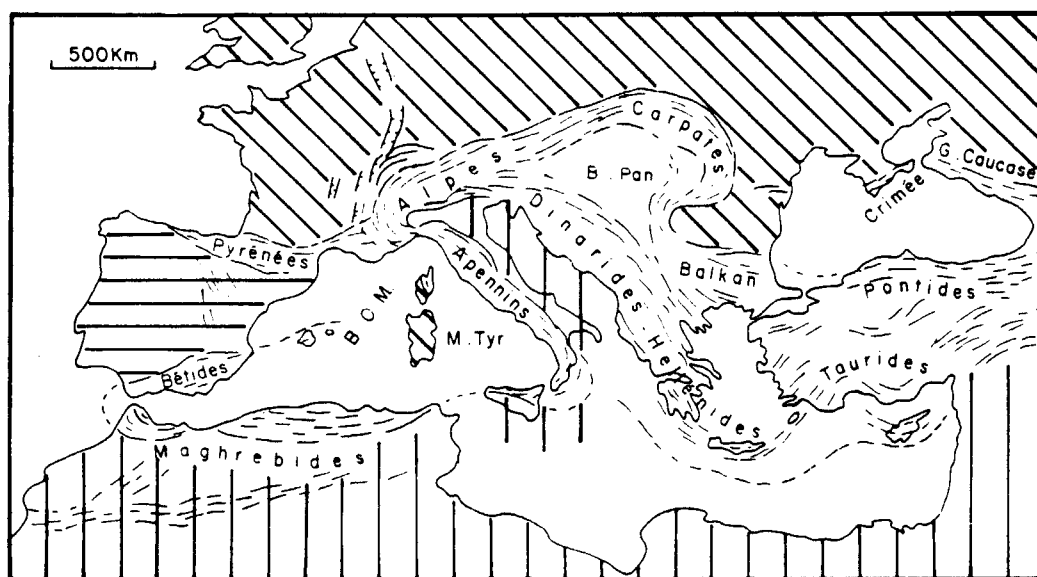
Il est généralement admis que l'épaississement dans les chaînes de collision s'opère principalement par le jeu de grands chevauchements, l'empilement de grandes unités et la flexion résultante de la lithosphère continentale qui subducte. De ce point de vue les modèles en densité constituent un outil privilégié pour étudier le mode de déformation dans les chaînes. Dans le chapitre V, ces contraintes seront prises en compte pour expliquer la flexion de la lithosphère européenne dans les Alpes Occidentales à l'aide de modèles mécaniques simples.

CADRE GEOLOGIQUE

II - CADRE GEOLOGIQUE

A - INTRODUCTION

Les Alpes Occidentales forment une chaîne de montagnes s'inscrivant dans un cadre méditerranéen complexe, orientée suivant une direction Sud-Ouest Nord-Est (Fig.II-1). Cette géométrie est principalement due à la collision entre la croûte européenne et la croûte apulienne qui a commencé au crétacé et qui se poursuit actuellement.



Hachures obliques : Europe et bloc corso-sarde. Hachures verticales : Afrique et bloc apulo-adriatique (ou Adria). Hachures horizontales : bloc ibérique. B.O.M. : bassin occidental de la Méditerranée. Tyr. : mer Tyrrhénienne. B. Pan : bassin pannonique.

Fig. II-1 : Esquisse structurale des chaînes alpines périméditerranéennes entre l'Europe et l'Afrique. D'après Boillot et al., 1984.

Pour proposer un modèle géodynamique de génèse de la chaîne, plusieurs approches ont été conjointement ou individuellement menées, utilisant les données suivantes.

- Les données pétrologiques et stratigraphiques, les âges radiométriques, ainsi que les reconstitutions paléothermobarométriques qui ont permis de définir les différentes étapes chronologiques de cet orogène.
- Les critères structuraux et/ou microtectoniques (comme l'étude des directions d'allongement), la distribution régionale des directions de la déformation finie qui donne une idée plus ou moins précise de la cinématique de mise en place (Caby et al., 1978 ; Malavieille et al., 1984 ; Choukroune et al., 1987)
- Les modèles expliquant les modes de raccourcissement et de déformation lors de collisions continentales (Laubscher, 1987 ; Caby et al., 1978 ; Trümpy, 1987 ; Polino et al., 1985)
- Enfin, plus récemment, les données géophysiques telles que les données sismiques, gravimétriques, paléomagnétiques, téléseismiques et magnétiques, qui ont permis d'élaborer de nouveaux scénarii géodynamiques prenant généralement en compte les données géologiques de surface (Choudhury et al., 1976 ; Giese et Prodhel, 1976 ; Ménard et Thouvenot, 1984 ;)

Il semble évident qu'à l'heure actuelle aucun modèle ne peut être conçu sans utiliser les contraintes apportées par ces données. Il est admis, de façon générale, que la chaîne alpine résulte de la convergence entre au moins deux blocs continentaux : la plaque européenne et la plaque sud-alpine (ou apulienne) qui étaient séparées au préalable par un domaine océanique majeur : l'océan liguro-piémontais.

Ce domaine océanique a disparu suivant un processus de subduction-obduction.

B - LES DIFFERENTS DOMAINES ALPINS

Au cours du XX^{ème} siècle, les géologues travaillant sur les Alpes ont proposé de classer les unités géologiques alpines en les regroupant au sein de domaines plus généraux définis en fonction de différents critères géologiques.

1) LES DIFFERENTES CLASSIFICATIONS POSSIBLES

a- Les nappes de charriage

Au début du siècle, les grandes nappes de charriage actuellement admises ont été reconnues et décrites au moyen d'approches lithologiques. La première classification d'unités fut donc établie en fonction de l'appartenance à l'une ou à l'autre de ces nappes.

b- Les domaines structuraux

Puis, les connaissances sur la géodynamique de la mise en place s'affinant, les Alpes Occidentales furent divisées en trois domaines principaux qui sont :

- le domaine externe
- le domaine interne,
- le domaine insubrien ou sud alpin ou apulien.

Les deux premiers, séparés par le front pennique, appartiennent à la plaque européenne (à l'exception de la nappe des schistes lustrés).

Le troisième, que nous qualifierons de domaine apulien dans la suite de ce mémoire, est séparé des deux autres domaines par une zone de structure complexe appelée ligne insubrienne ou bien ligne du Canavese (Fig. II-2). Il est considéré comme appartenant à la plaque africaine avec toutefois une désolidarisation durant l'orogène décelable grâce aux données paléomagnétiques (Lowrie, 1986 ; Baird et Dewey, 1986 ; Platt et al., 1989).

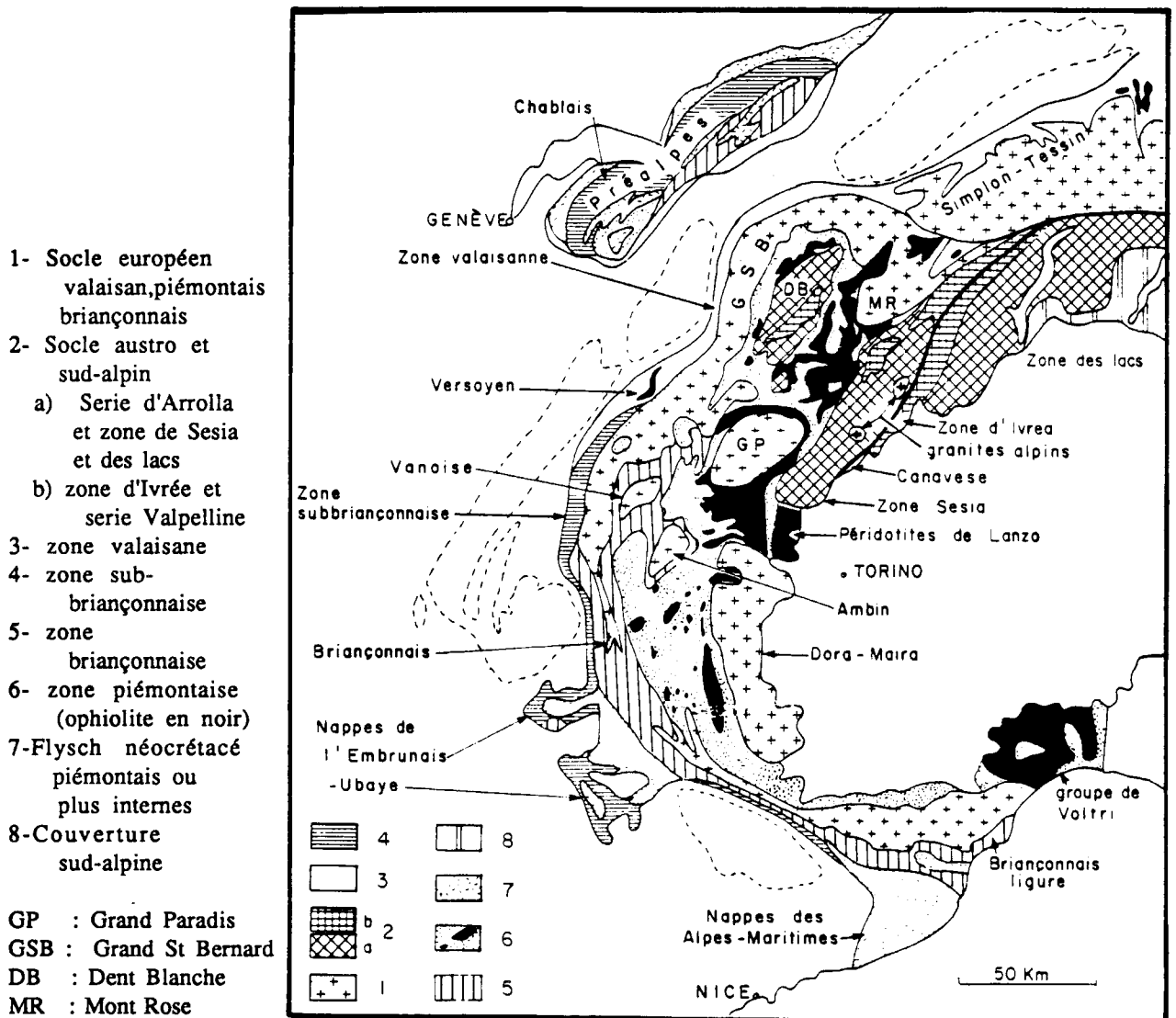


Fig. II-2 : Schéma structural des zones internes des Alpes Occidentales montrant la localisation des différentes domaines. D'après Biju-Duval, 1984

c- Les différents domaines en fonction de leur chronologie de mise en place

Une troisième classification plus audacieuse consiste à décrire, dans un premier temps, les nappes de charriage reconnues depuis le début du siècle, puis de situer les différentes unités structurales alpines suivant leur ordre chronologique de mise en place en précisant toutefois à quel domaine elles appartiennent au stade actuel de l'orogénèse.

C'est ce que nous allons tenter de faire dans le chapitre suivant.

2) LES NAPPES DE CHARRIAGE ET LEURS COUVERTURES PARAAUTOCHTONES

a- Les nappes austroalpines (Fig. II-3)

Ces nappes appartiennent au domaine apulien. Alors qu'elles sont bien représentées dans les Alpes autrichiennes, elles se réduisent considérablement vers le Sud-Ouest en donnant la zone de Sesia et la nappe de la Dent Blanche.

Cependant il faut remarquer que l'origine de Sesia est à l'heure actuelle très fortement controversée.

En effet, certains l'interprètent comme s'agissant d'un micro-continent au sein de l'océan Ligure (Debelmas, 1975 ; Lemoine, 1984) qui aurait subi le métamorphisme alpin de haut grade, alors que d'autres s'appuient sur des arguments géométriques ainsi que sur les disparités de facies entre Sesia , les massifs de Lanzo et d'Ivrée pour suggérer une appartenance européenne de Sesia (Mattauer et al, 1987).

SCHEMA TECTONIQUE DES ALPES

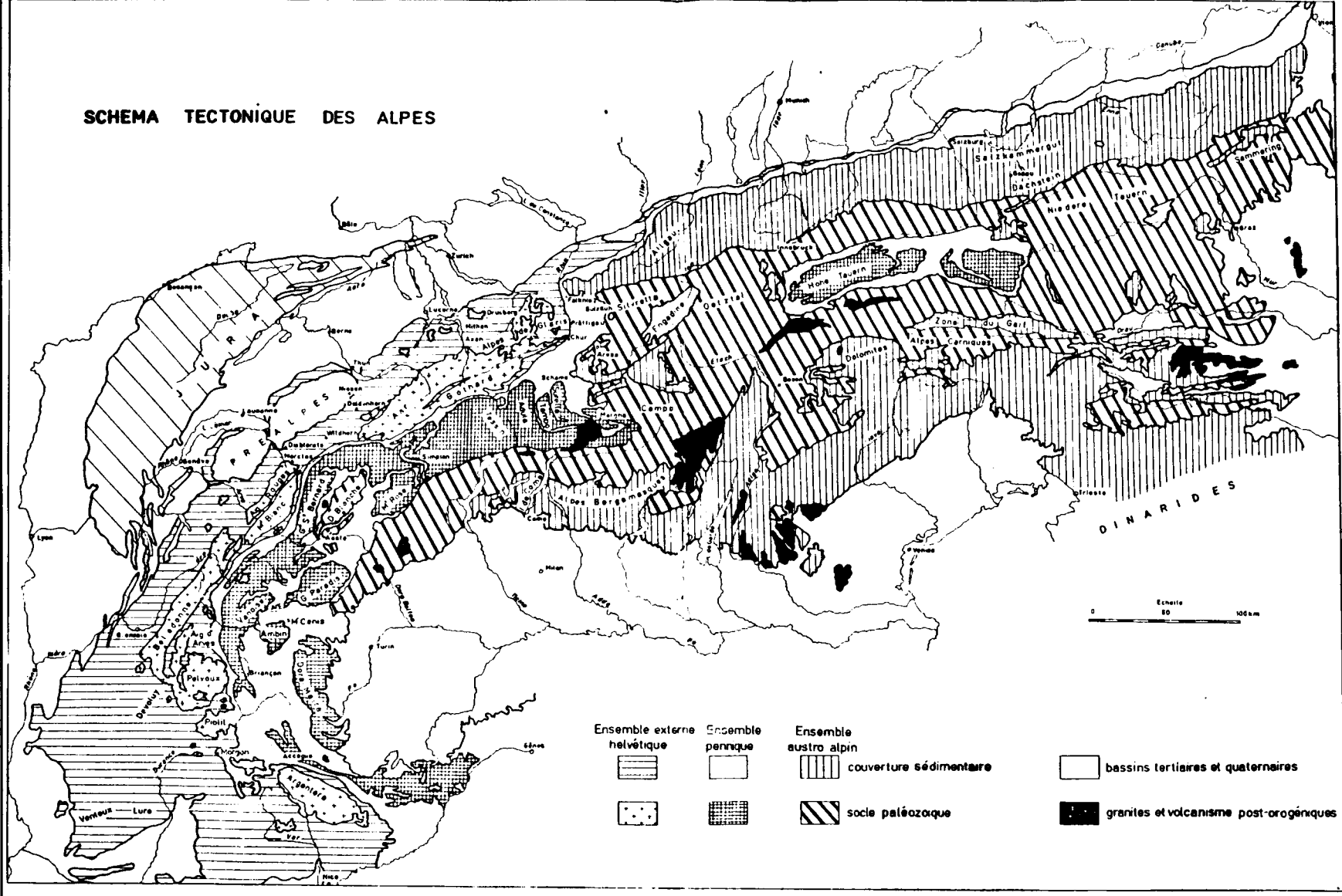


FIG II-3 Schéma Structural des Alpes Occidentales et Centrales : d'après Debelmas , 1975.

b- Les nappes penniques

Elles sont limitées au Nord-Ouest par le chevauchement pennique frontal qui les individualise des zones externes. Ces nappes ont subi les plus forts événements métamorphiques ainsi que des déformations ductiles durant l'orogénèse alpine.

Nous distinguons deux types de nappes :

- les nappes affectant la marge et la croûte continentale européenne (zone briançonnaise s.l., massifs cristallins internes) qui forment un empilement d'unités de socle prétriasiques et de couverture mésozoïque.
- les nappes issues du domaine océanique liguro-piémontais (nappe des schistes lustrés) qui ont été charriées vers l'Ouest et qui s'enracinent à l'Est au niveau de l'accident tectonique du Viù Locana.
- le Versoyen qui correspondrait à un domaine aminci intrudé par des sills d'âge crétacé et où on trouve quelques ophiolites s.s.

c- Les nappes du flysch à helminthoïdes

Charriées sur l'avant-pays provençal ainsi que la klippe des préalpes charriée sur l'avant-pays helvétique, l'origine de ces nappes pose un problème. L'hypothèse la plus communément admise à l'heure actuelle consisterait à les rattacher au domaine apulien (Bernoulli et al., 1979).

d- Les zones externes

Elles s'étendent de la limite formée par le chevauchement pennique frontal jusqu'à l'avant-pays "européen" et correspondent à la croûte continentale européenne paraautochtone. Elles regroupent d'une part les domaines provençal, dauphinois, helvétique, jurassien qui sont caractérisés par une tectonique de couverture et, d'autre part, le cordon des Massifs Cristallins Externes alignés régulièrement selon l'axe Belledonne-Mont-Blanc-Aar au Nord et moins régulièrement au Sud (Pelvoux, Mercantour).

Ces Massifs Cristallins Externes sont constitués de roches métamorphiques et granitiques d'âge paléozoïque incluant parfois des lambeaux de sédiments Permo-Carbonifères, dans d'anciens bassins carbonifères limités par des accidents tardi Hercyniens réactivés durant l'alpin. Ces Massifs Cristallins Externes constituent une partie du socle sur lequel reposent les sédiments déposés sur la marge européenne de l'océan Ligure.

3) LES EVENEMENTS PREALPINS

Il est de plus en plus couramment admis que la Néothétys était vraisemblablement composée d'au moins 2 domaines (bassins ?) ayant subi, à des degrés divers, des processus d'amincissement crustal qui auraient, pour l'un de ces domaines, entraîné une océanisation complète (Lemoine et Trümpy, 1987 ; Bernoulli et Weissert ; 1985).

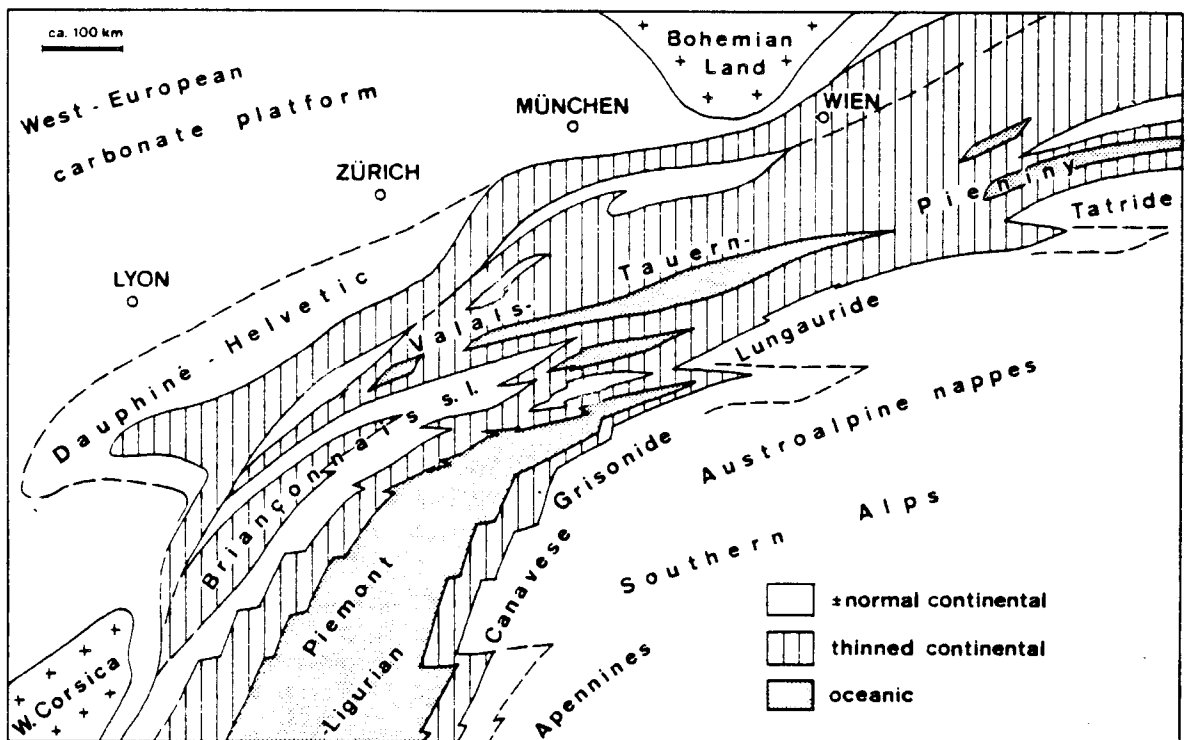


Fig. II-4 : Reconstitution paléogéographique anté-orogène alpine au Jurassique supérieur. D'après Lemoine et Trümpy, (1987).

Le Versoyen :

Il correspond à un domaine situé au Nord du parallèle passant par Bourg-Saint-Maurice et pincé entre la zone pennique et la zone externe.

Il est représentatif d'une croûte amincie avec des roches intrusives tholéitiques et peut-être aussi des restes d'un cortège ophiolitique. Il évolue en direction du Nord-Est en un domaine à croûte océanique plus affirmée qui est bien représentée dans les Alpes Centrales sous le nom de domaine valaisan (Lemoine et al., 1984 ; Bernoulli et Weissert, 1985). Sa présence, au niveau du front pennique, pose des problèmes d'ordre paléogéographiques et géodynamiques car il implique soit l'existence de nappes de matériel océanique très étendues, soit la création d'un bassin secondaire parallèle à l'océan Ligure.

La zone piémontaise :

Elle comprend les nappes penniques supérieures qui peuvent être classifiées en tant qu'unités de marges continentales ou unités océaniques.

Les premières unités sont caractérisées par une base triasique et sont généralement dépourvues d'ophiolites.

Les autres sont liées à un substratum ophiolitique et possèdent une couverture sédimentaire de type océanique.

Nous pouvons également diviser la zone piémontaise en :

Une zone piémontaise externe :

dont la série sédimentaire Jurassico-Crétacé (à brèches et sans ophiolites) possède un substratum triasique formé principalement de gypse du Carnien et de séries dolomitiques du Norien (230 à 210 M.a.). Cette zone n'existe pas en Savoie mais un sillon à facies pré-piémontais sans ophiolites (formant actuellement la nappe de la Grande Motte) s'individualise au sein de la zone briançonnaise interne de Vanoise (zone de Val d'Isère -Ambin) (Ellenberger, 1958 ; Jaillard, 1985).

Dans cette zone nous pouvons également inclure les klippes les plus externes des Préalpes et du Chenaillet qui ne sont pas affectées par le métamorphisme alpin.

Une zone piémontaise s.s. à socle océanique :

La couverture sédimentaire est d'âge jurassique et crétacé et présente des analogies avec les séries de même âge de la zone piémontaise externe. Cependant des ophiolites sont remaniées dans ces sédiments.

Les caractéristiques majeures de la zone piémontaise s.s. sont les suivantes :

- la mise à nu de roches du cortège ophiolitique y compris des péridotites mantelliques dès avant le Kimméridgien (140 M.a.).
- les massifs ophiolitiques sont toujours déracinés. Certains auteurs (Tricart et Lemoine, 1983) proposent que ces ophiolites aient été impliquées au Crétacé supérieur dans la mise en place d'olistolites (type Apennins)

Une zone dite de Zermatt-Saas :

qui coïncide avec la nappe des schistes lustrés inférieurs (Caby et al, 1978) à métamorphisme éclogitique.

Cette nappe comprend les grands massifs ophiolitiques à métamorphisme éclogitique de Zermatt-Saas-Fee, de Rocciavre, du Monviso, de Voltri.

Certains auteurs classent également les péridotites du massif de Lanzo dans cet ensemble (Compagnoni, 1977 ; Bodinier, 1986 ; Lagabrielle, 1988).

La nappe de la zone du Combin :

ou nappe des schistes lustrés supérieurs (Caby et al ; 1978) affectés par un métamorphisme de type schiste vert qui s'enracine au front Nord-Ouest de la zone de Sesia, i.e. au niveau de la ligne de Viù-

Locana qui, pour certains auteurs, a été considérée comme la suture de l'océan liguro-piémontais.

Si nous sommes en mesure d'expliquer assez simplement la présence de ces domaines océaniques en évoquant la présence principalement d'un (ou plusieurs) océan s.s. liguro-piémontais, la détermination de la suture, entre le domaine européen et le domaine apulien lors du processus de subduction/obduction, ainsi que la place exacte à l'origine de ce(s) océan(s) liguro-piémontais, sont plus controversées.

En effet, de nombreux auteurs situent cette limite le long de la bordure Nord-Ouest de Sesia en raison de l'enracinement des schistes lustrés au niveau de la ligne de Viù-Locana, alors que d'autres (Mattauer et al, 1987 ; Aubouin et al, 1977) la situent au Sud-Est de Sesia, au niveau de la ligne du Canavèse, faisant ainsi de Sesia une microplaque à affinité européenne (Platt, 1989).

Les principaux critères qui permettront, dans un proche avenir, de trancher seront vraisemblablement d'ordre structural, pétrologique, radiochronologique et géophysique.

Nous distinguerons deux périodes majeures sur le plan de l'évolution géodynamique : l'une relative aux phases en distension (riftogenèse et océanisation), l'autre relative à la convergence et à la collision alpine.

4) LES DISTENSIONS, RIFTOGENESE, OCEANISATION

Les différentes périodes d'extension et d'amincissement crustal liées aux mouvements relatifs de la plaque apulienne par rapport à l'Europe ont pu être mis en évidence grâce à l'interprétation de nombreuses données telles que (entre autres) la lithostratigraphie, la paléogéographie, la sédimentologie, la géologie structurale, le paléomagnétisme. Nous allons décrire brièvement ces différents épisodes .

Du Trias au Crétacé inférieur, l'ouverture de l'Atlantique Central entraîne un mouvement entre l'Afrique et l'Europe qui induit un écartement relatif de direction grossièrement Est-Ouest.

Le mouvement est contrôlé au Sud de l'Espagne par une zone transformante dite "de Gibraltar" (Biju-Duval et al, 1984)

Au niveau des Alpes s'ouvre un ou plusieurs bassins dont la géométrie est vraisemblablement du type "pull-apart".

Au Nord, la distension est contrôlée le long de la zone transformante nord-pennique (Biju-Duval et al, 1984) (Fig. II-5).

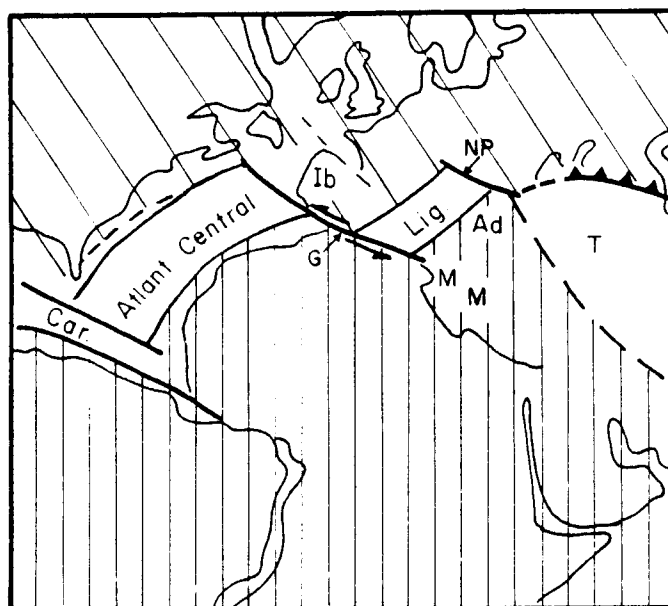


Fig. II - 5 : Schéma Structural montrant le jeu des accidents majeurs permettant la création de l'océan Ligurien. D'après Biju-Duval et al,(1977).

Des sédiments carbonatés de plate-forme se déposent durant la période "Pré-Rift" au Trias, suivie d'une période "Rifting" jusqu'au Jurassique moyen qui est caractérisée par la formation de structures en blocs basculés (Graciansky et Lemoine, 1980).

Dans les zones internes, de la croûte océanique se crée dans au moins un bassin . Cette océanisation se poursuit du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur avec une sédimentation de matériaux pélagiques qui donneront les épaisses séries de calcschistes mésozoïques.

La marge européenne était donc à cette époque structurée en une série de blocs basculés dont certains vont donner les Massifs Cristallins Externes. Certains auteurs (Caby et al, 1978) émettent l'hypothèse que les Massifs Cristallins Internes formèrent des microplaques séparées de la marge européenne par de la croûte océanique alors que d'autres considèrent ces derniers comme la continuation orientale de la marge continentale européenne structurée en blocs basculés depuis les Massifs Cristallins Externes (Graciansky et Lemoine,1980). Cette dernière hypothèse suppose un océan liguro-piémontais s.s. unique et situé à l'Est des Massifs Cristallins Internes (Graciansky et Lemoine, 1980).

Nombre d'auteurs admettent que Sesia ait pu se trouver dans la première situation durant cette période. Il est également probable que les structures en distension aient repris certains accidents majeurs acquis lors d'événements tardi-hercyniens.

Les différentes approches ayant permis d'évaluer l'âge de la croûte océanique la plus ancienne qui ait pu être créée, sont les suivantes :

- la détermination de l'âge des premiers sédiments pélagiques déposés sur la croûte océanique qui fixe à l'Oxfordien-Kimméridien (140 M.a.) comme âge minimum de la croûte située dans la zone "piémontaise externe" (Weber et Caby, 1981),
- les études radiométriques telles que celles réalisées par :
Carpena et Caby, (1984) : par trace de fission sur zircon et qui fixe à 212 Ma +/- 8 Ma et 192 Ma +/- 6 Ma l'âge minimum de la croûte océanique piémontaise externe.

5) CONVERGENCE ET COLLISION

A partir du Crétacé, le mouvement cisailant entre l'Europe et l'Afrique se transforme graduellement en un mouvement de plus en plus convergent ce qui produit des raccourcissements importants (Crétacé moyen - sup) (principalement au niveau du (des) bassin(s) océanique(s)) Fig. II-6.

Une (ou plusieurs) zone (s) de subduction, ainsi que de grands chevauchements intracrustaux, se forment en bordure du bassin liguro-piémontais, résorbant de ce fait progressivement la totalité du (des) bassin(s) préalablement ouvert(s).

L'existence d'un fort raccourcissement Est-Ouest dans les Alpes Occidentales est pourtant incompatible, à cette époque, avec les directions de mouvements relatifs entre l'Europe et l'Afrique.

Pour expliquer cette convergence il faut donc admettre que la remontée de la plaque apulienne, en direction du Nord, expulse une partie de cette plaque vers l'Ouest (Tapponnier, 1976 ; Platt et al., 1989)) Fig. II-9.

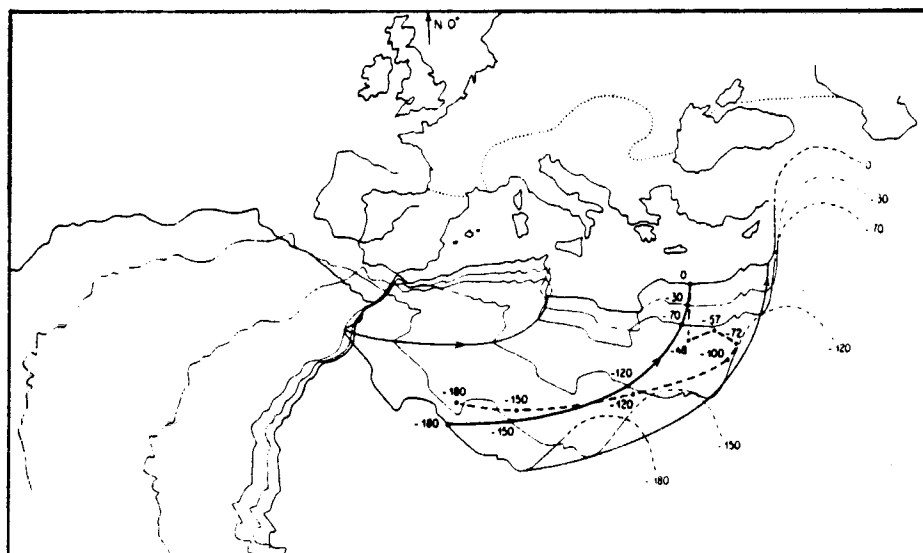


Fig. II- 6 : Mouvement relatif de l'Afrique par rapport à l'Europe considérée comme stable. Le trait tireté (Biju-Duval, 1976) indique un déplacement dextre au Paléocène-Eocène impliquant une composante Ouest dans le raccourcissement .

Afin de dater, de façon précise et absolue, l'âge de l'océan alpin, des datations radiométriques de différents types ont été effectuées sur les roches (ou les minéraux) ayant enregistré le métamorphisme alpin Haute Pression - Basse Température qui est communément associé aux phénomènes de subduction - obduction (Monié, 1985 ; 1988 ; Paquette, 1989).

Ces datations radiométriques donnent des âges allant de 130 M.a. à 80 M.a. suivant les techniques employées et les échantillons utilisés, ce qui correspond au Crétacé inférieur-moyen.

Cette phase de convergence donne lieu à une collision intercontinentale qui est responsable pour certains auteurs (Mattauer et al., 1987 ; Polino et al., 1985) de la déformation des ophiolites et du charriage vers l'Ouest des nappes de schistes lustrés ainsi que de grands chevauchements crustaux migrant vers l'Ouest (Ménard et Thouvenot, 1984 ; Gillet et al., 1986).

Pour d'autres auteurs (Caby et al., 1978) cette collision intercontinentale se traduit par deux subductions, décalées dans le temps, à vergence Est d'abord, puis Ouest (Fig. II-8 b).

Les caractéristiques majeures du premier type de collision continentale sont:

- la subduction de la croûte océanique et de la marge continentale européenne, (Chopin et Monié, 1984 ; Rubie , 1984).
- au niveau de la marge sud-alpine : les sous-charriages crustaux sont à l'origine des nappes austroalpines (Dal Piaz et al, 1972),
- l'empilement de la zone pennique interne (Massifs Cristallins Internes et des nappes des schistes lustrés) qui se prolongerait, d'après certains auteurs, à l'Ouest vers la zone pennique externe grâce à des chevauchements intracrustaux synthétiques de la subduction (Fig. II-7) (Mattauer et Tapponier, 1978 ; Mallavieille et al., 1984 ; Gillet et al., 1986 ; Mattauer et al., 1987).

Suivant ce modèle, l'âge de cet empilement serait vraisemblablement Eocène moyen mais, durant l'Eocène supérieur - oligocène inférieur, une phase de rétrocharriage aurait déversé les structures vers l'Est et le Sud-Est.

Toutefois, il convient de noter que certains auteurs (Dal Piaz, 1974 ; Caby et al., 1978 ; Laubscher et Bernouilli, 1982), proposent de nouveaux modes de "subduction" impliquant, lors d'un stade postérieur à la subduction initiale vers l'Est, une amorce de subduction inverse (vers l'Ouest).

Ce type de structuration, communément appelés "sous-charriages", affecte les domaines penniques internes en les "subductant" sous les domaines penniques externes (Fig. II-8).

L'élaboration de tels mécanismes crustaux s'explique :

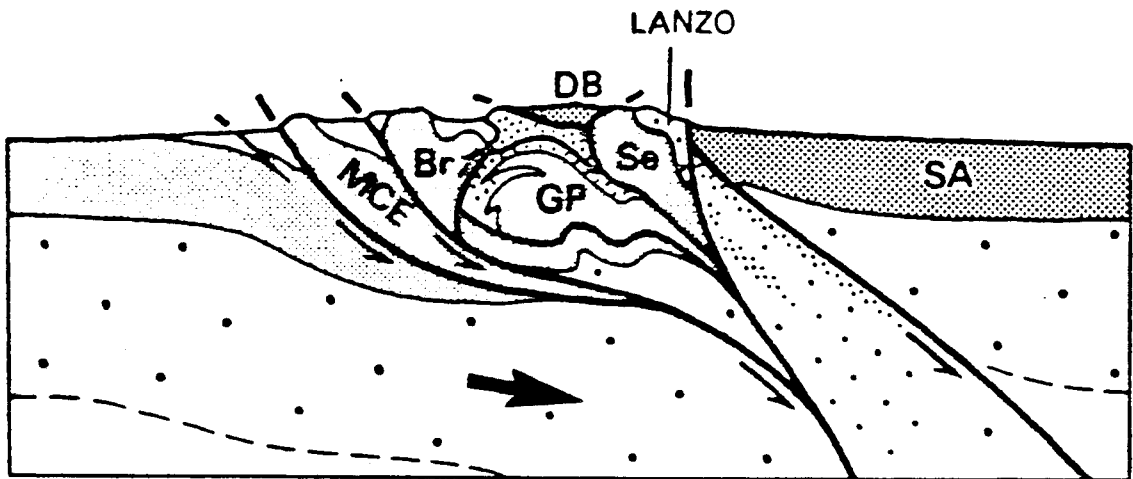
- par la présence de certaines paragenèses Haute Pression - Basse Température (qui caractérisent normalement des matériaux subductés) dans le domaine pennique externe (Goffé et Velde, 1984).
- par les rétrocharriages contemporains de ces événements Haute Pression - Basse Température qui sont observés dans le domaine interne.

Dans les zones les plus externes, les déformations dues à la collision continentale (Milnes, 1978 ; Trümpy, 1980) se sont produites à l'Oligocène inférieur - moyen.

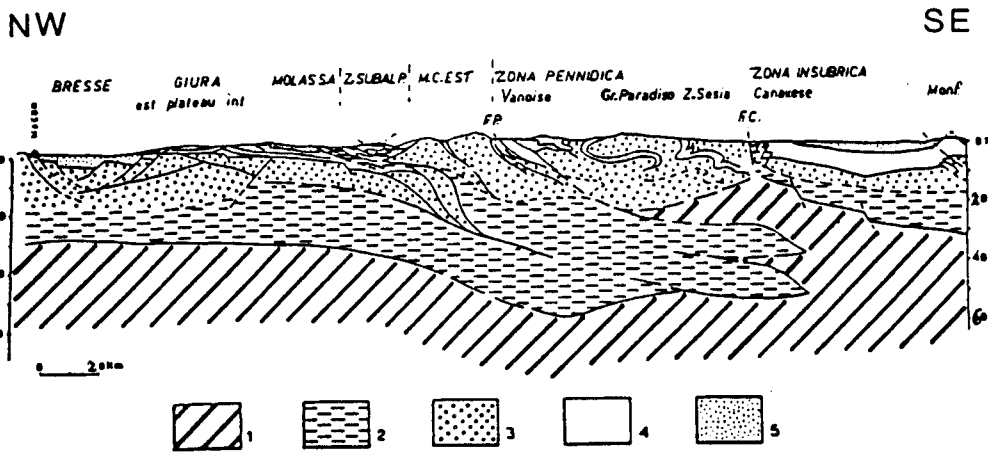
Sont associés à ces déformations : les translations des domaines austro-alpins et des flyschs à helminthoïdes, le dépôt de molasses oligocène, ainsi que les intrusions de granodiorites et de tonalites de part et d'autre de la ligne insubrienne et des andésites de la zone de Sesia datées -28 M.a. à -32 M.a. (Hunziker, 1974).

A l'Oligocène supérieur et au Miocène : les molasses sont déformées (Debelmas, 1977) et la ligne insubrienne rejoue en d'importants décrochements dextres (Steck, 1984 ; Ménard et Frechet, 1988).

Les dernières phases de compression post-miocène donnent lieu à une tectonique superficielle affectant principalement les couvertures sédimentaires (ex : nappes de Digne, du Jura, du domaine helvétique) et sont responsables des translations en direction du Nord-Ouest des Préalpes.



a)

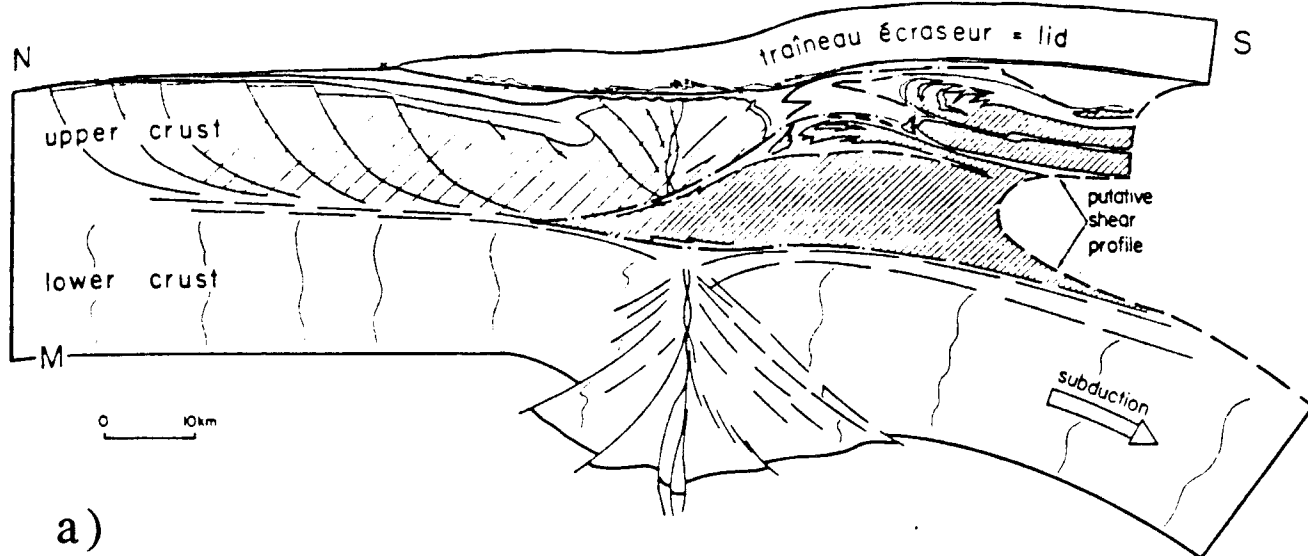


b)

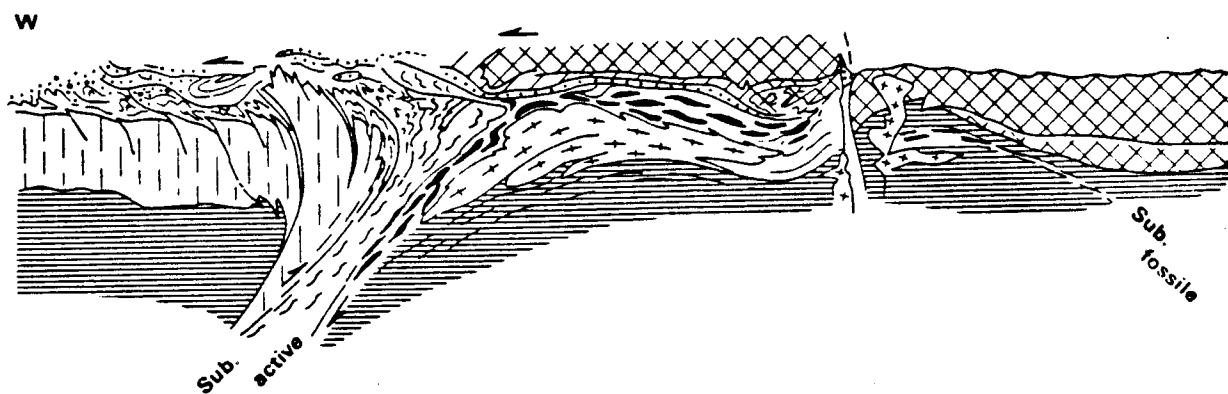
- 1- Manteau Supérieur
- 2- Croûte inférieure
- 3- Croûte supérieure
- 4- série sédimentaire mésozoïque
- 5- Bassin molassique

Fig. II - 7 a) et b): Coupes Géologiques transverses aux Alpes Occidentales proposant un mécanisme d'accrétion continentale avec des charriages intra-crustaux :

- a) Mattauer, 1987
- b) Polino et Ecors team, 1985.



a)



b)

Fig. II- 8 a) et b) : Coupes Géologiques faisant intervenir à divers degrés un mécanisme de sous charriage crustal;
 - a) Laubscher, 1984 ;
 - b) Caby et al., 1978

C - LA CINEMATIQUE GLOBALE

L'études des anomalies magnétiques océaniques situées symétriquement de part et d'autre de la dorsale médio-océanique atlantique a permis de reconstituer les mouvements relatifs au bloc continental africain par rapport à la plaque européenne (que nous supposons fixe) et ceci depuis le Trias (Dewey et al., 1973 ; Biju-Duval et al., 1977 ; Frisch, 1979).

Le mouvement relatif principal entre ces deux blocs s'est fait suivant une composante convergente en décrochement sénestre.

Puis, du Paléocène à l'Eocène, cette convergence s'est faite suivant une composante en décrochement dextre (Fig. II- 4).

Il est intéressant de comparer les informations paléomagnétiques (Lowrie, 1984 ; Baird et Dewey, 1986) avec celles apportées par l'étude et la compilation de critères microtectoniques, en particulier celle des directions de linéations d'étirement (Caby et al, 1978; Philippot, 1988; Malaveille et al, 1984; Choukroune et al, 1987 ; Platt et al., 1989), appliquées aux différentes nappes du système alpin.

De façon générale, la distribution homogène de ces directions indique que les mouvements globaux des grands chevauchements se sont faits suivant des directions transverses, en tout point, à la chaîne.

Cette structuration a-t-elle réellement été acquise au cours de l'obduction, c'est-à-dire au Crétacé inférieur-moyen et s'est elle poursuivie après la phase de collision à l'Oligocène-Miocène? Il faudra répondre à ce type de question pour confirmer ou infirmer les hypothèses de déplacements transverses (radiaux) en tout point de la chaîne (Platt et al., 1989).

En poursuivant cette étude plus avant, la distinction entre deux générations de linéations d'étirement a pu être faite dans les massifs de Sesia et des schistes lustrés internes (Choukroune et al, 1986 ; Philippot, 1988).

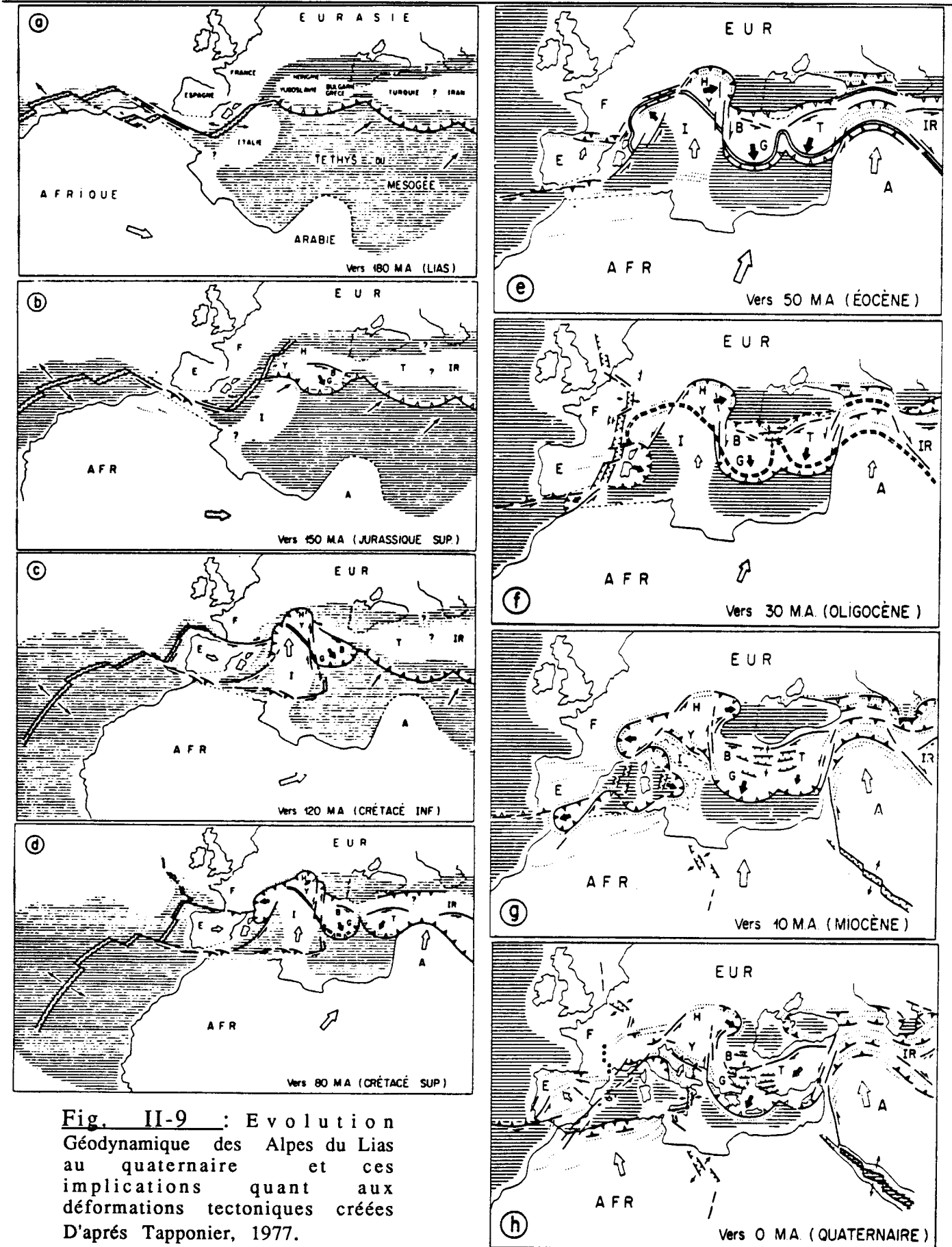


Fig. II-9 : Evolution Géodynamique des Alpes du Lias au quaternaire et ces implications quant aux déformations tectoniques créées D'après Tapponier, 1977.

La première génération attribue une direction Nord 150° à la direction du mouvement durant l'obduction des matériaux océaniques et de la plaque sud-alpine sur le continent européen.

La seconde génération, qui est une linéation rétromorphique, donne une orientation Est-Ouest de la direction des mouvements durant la phase de collision continentale au Paléocène-Eocène.

Nous avons défini brièvement l'objet géologique auquel nous allons nous intéresser en tentant de répondre à certaines questions restées sans réponses concluantes jusqu'alors. Mais avant cela, il convient de faire le rappel des connaissances géophysiques que nous avons sur cette chaîne de montagne.

Puis nous préciserons quelles sont les contraintes récentes apportées par les méthodes d'investigation géophysiques utilisées lors de la campagne ECORS-CROP et principalement par l'étude du champ de pesanteur sur les Alpes Occidentales.

CADRE GEOPHYSIQUE

III CADRE GEOPHYSIQUE

ETAT DES CONNAISSANCES SUR LA STRUCTURE DE LA CROUTE PAR DIVERSES APPROCHES GEOPHYSIQUES ENTRE LES ALPES OCCIDENTALES ET LES ALPES LIGURES

A - APPROCHE PAR METHODES DE POTENTIEL

1) LA GRAVIMETRIE

Bien que les deux traits de caractères principaux des anomalies de pesanteur soient connus depuis le début de ce siècle, à savoir : le minimum "briançonnais" ou "pennique" et le maximum de la zone d'Ivrée, il a fallu attendre la deuxième moitié du XX siècle, malgré les tentatives d'explications de ces anomalies (Niggli, 1946 ; Coron, 1963), pour que certains auteurs se lancent dans la modélisation des coupes en densité.

Cependant, les premiers modèles n'avaient d'autre prétention que de proposer un assemblage géométrique de densité afin d'expliquer l'anomalie de champ de pesanteur dans la zone d'Ivrée où l'anomalie gravimétrique de Bouguer atteint son maximum positif de $60 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

C'est précisément le cas de Berckhemer (1968) qui, à la lumière de résultats de sismique réfraction sur cette partie de la chaîne, propose une modélisation en densité du "Corps d'Ivrée" faisant intervenir un corps de densité 3100 kg/m^3 (i.e. intermédiaire entre la densité du manteau supérieur et de la croûte inférieure) dont la forme portera désormais le nom de "tête d'oiseau" (Fig. III-1).

Ces modèles, suivant deux coupes transversales à la chaîne, attribuaient la totalité de l'anomalie gravimétrique positive à cette intrusion de matériel mantellique que représente ce corps géophysique.

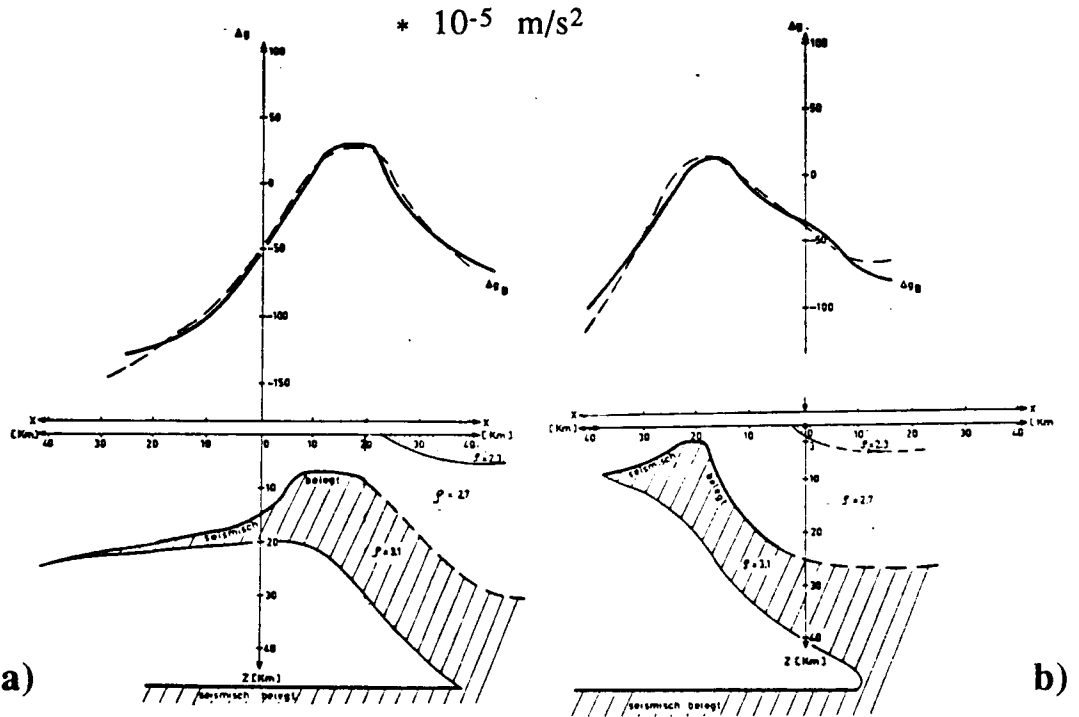


Fig. III - 1 : Coupes en densité transverses au corps d'Ivrée "géophysique" a) au niveau d'Ivrée et b) au niveau du Lac Majeur. Les contraintes géométriques sont fournies par les données sismiques. D'après Berckhemer (1968).

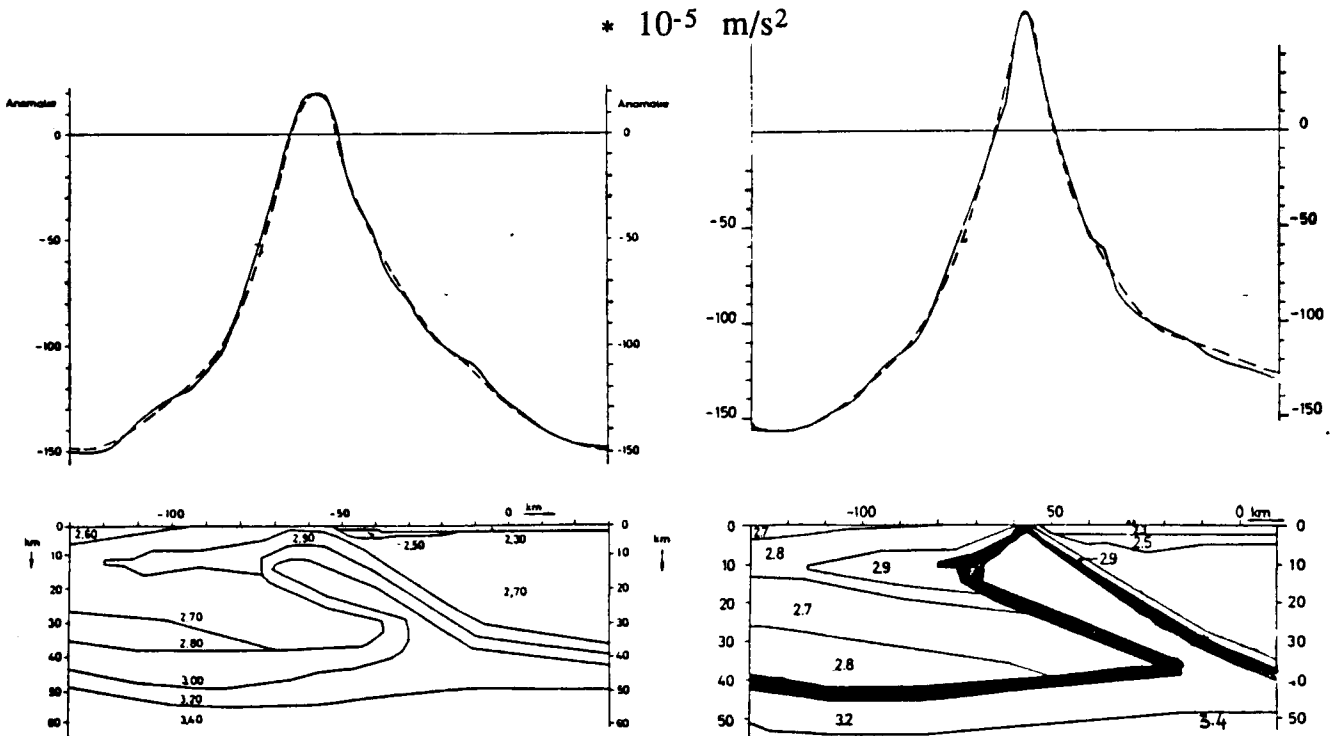


Fig. III - 2 : Coupes en densité transverses au corps "géophysique" d'Ivrée réactualisées par Kaminski et Menzel (1968).

Kaminski et Menzel (1968) réactualisèrent ce modèle en densité en s'inspirant toujours de données sismiques, ou plus précisément en attribuant des masses volumiques spécifiques aux corps dont la vitesse apparente est déterminée par la sismique (Fig. III - 2).

Ces auteurs ont introduit dans leurs modèles des corps de densité de 2900 Kg/m^3 qui sont interprétables comme étant de la croûte inférieure. La totalité de l'anomalie est alors expliquée par l'effet conjugué de l'écaille de matériel mantellique et par la croûte inférieure.

Puis, incorporant les concepts de plus en plus admis de la tectonique des plaques, les modèles en densité des années 70 essayèrent de lever les indéterminations quant aux caractéristiques structurales liées à certains scénarii géodynamiques (Coron, Guillaume, 1968).

Les cartes d'anomalies de Bouguer (Fig. III-3) déjà publiées (Vecchia, 1968 ; Coron et Guillaume, 1976), ont permis de suivre sur la chaîne, l'évolution du couple négatif-positif observé sur les profils des figures III-1 et III-2.

L'anomalie négative située en France et en Suisse est principalement due :

- dans les zones externes : aux bassins molassiques ainsi qu'aux chevauchements des Massifs Cristallins Externes impliquant la présence de matériaux d'origine sédimentaire (donc de moindre densité) à des profondeurs pouvant atteindre 8 km (Ménard, 1979).
- dans la zone briançonnaise : au fort épaissement crustal qui atteint 50 à 60 km au voisinage de la zone piémontaise.

Le chapelet d'anomalies positives s'échelonne suivant un axe Nord-Sud de Cunéo à Bardonecchia puis oblique au Nord-Est jusqu'à Locarno. Les plus fortes valeurs d'anomalie sont situées sur les massifs ultrabasiques de Rivara, Baldissero ($+60 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$) et de Lanzo ($+30 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$).

Récemment, Ménard et Thouvenot (1984), partant de l'idée que la chaîne alpine résultait d'un empilement d'unités impliquant de la croûte et du manteau supérieur, ont utilisé la gravimétrie à grande échelle pour préciser la nature et la forme des écailles de manteau supérieur sous la chaîne (Fig. III - 4).

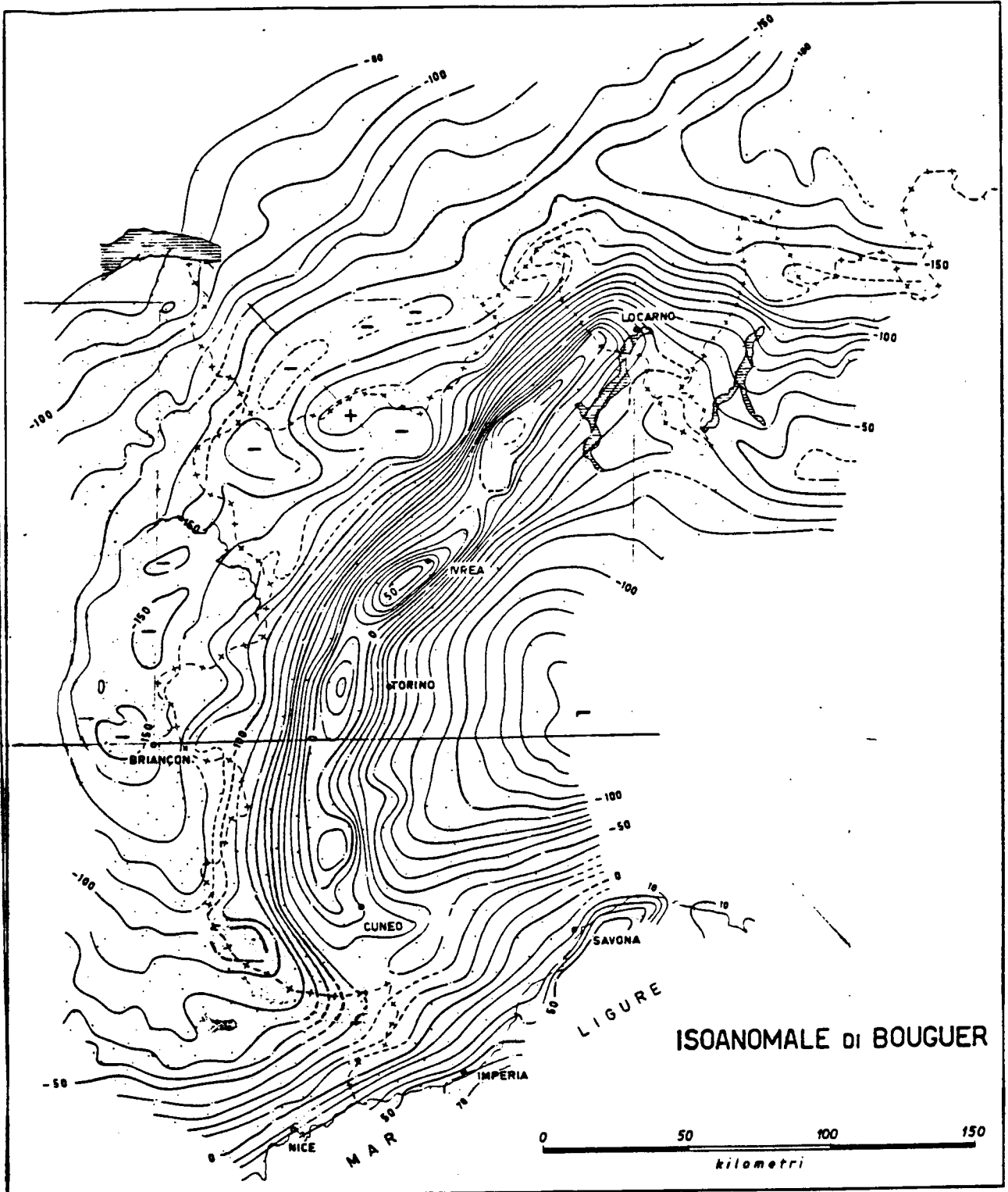


Fig. III - 3 : Carte gravimétrique d'anomalies de Bouguer des Alpes Occidentales d'après Vecchia ,(1968).

L'anomalie négative centrée sur la plaine du Po est considérée comme en partie imputable à l'épaisse série sédimentaire de 8 kilomètres d'épaisseur commençant au mésozoïque mais dont la majeure partie est constituée par les sédiments cénozoïques et quaternaires. Ces séries sédimentaires n'expliquent pourtant pas l'intégralité de cette anomalie négative qui doit prendre en compte la structuration complexe des Mohos apulien et ligurien (Nadir, 1988).

A ce stade, il est admis que la gravimétrie est un outil indispensable à la connaissance des structures profondes, mais que la quantité d'informations disponibles avant 1986 ne permettait pas une étude structurale fine des Alpes Occidentales.

2) LE MAGNETISME

L'utilisation de données géomagnétiques dans les Alpes Occidentales s'est développée dans les années 1970 avec la réalisation principalement de profils au sol, en particulier en travers de la zone d'Ivrée (Albert, 1974 ; Lanza, 1974 ; Froideveaux et Guillaume, 1979). Plus tard, ces informations furent complétées par des levés aéromagnétiques italiens de l'AGIP (Cassano et al., 1980 ; Arisi et al., 1981), le levé suisse (Klingelé, 1986).

Le programme E.G.T. (European Geotraverse) a servi de cadre à la réalisation par Mouge et Galdéano (1989) d'un assemblage de ces cartes avec la carte aéromagnétique française réalisée par le C.N.R.S. en 1964 (Le Mouél, 1968).

La distribution de l'anomalie magnétique sur les Alpes Occidentales est présentée dans Rey et al. (1989) (Cf chapitre IV-D). Ce document montre un contraste important entre : les domaines externes à l'Ouest du front pennique, la zone interne et la plaine du Po.

Le domaine externe est caractérisé par des anomalies magnétiques régionales négatives de faible amplitude (-50 nT), à l'exception du massif de Belledonne où les séries métamorphiques surmontées par les ophiolites de Chamrousse, analogues à celles observées dans le Massif Central Français (Carme, 1971), affleurent et possèdent une signature magnétique.

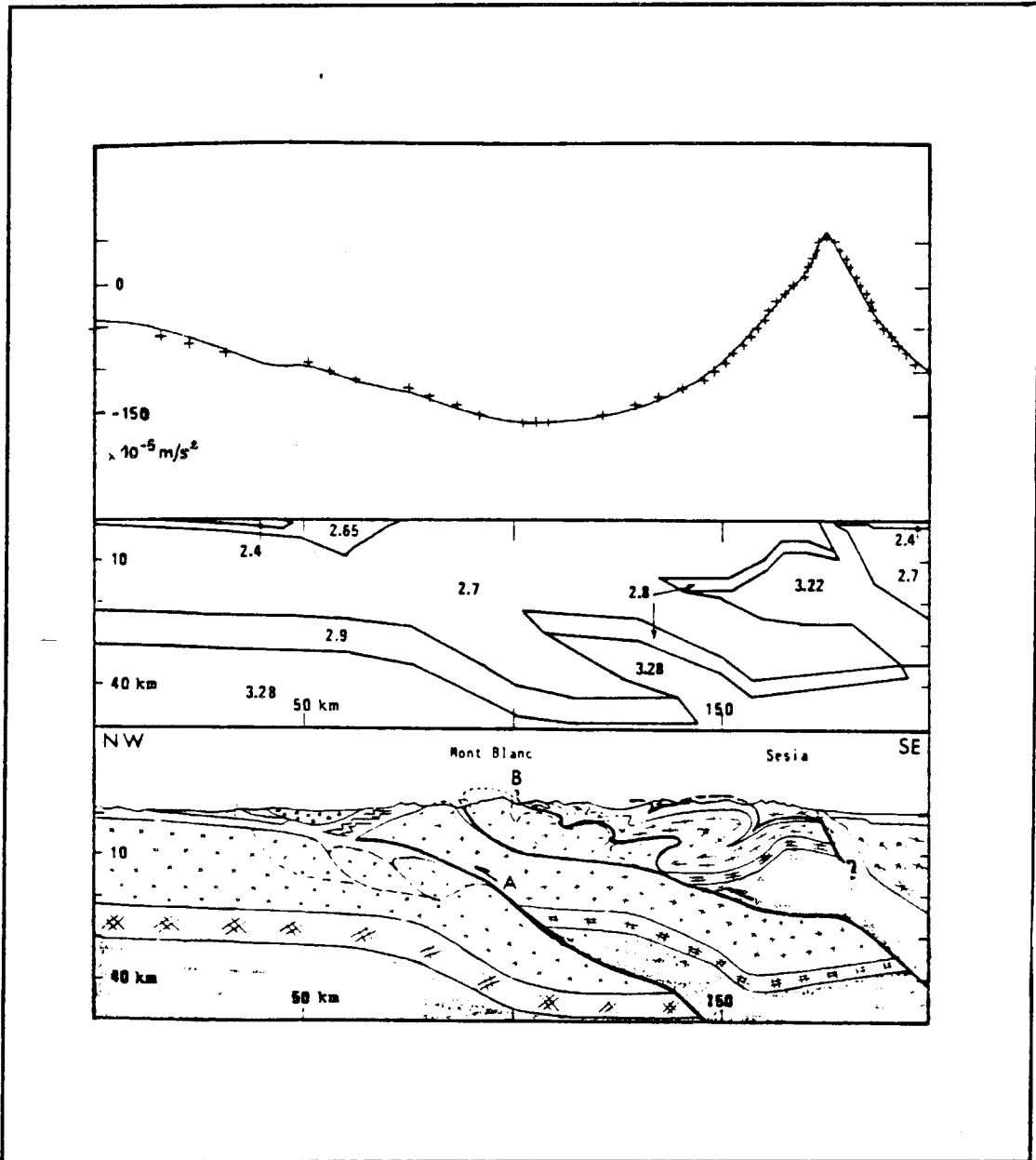


Fig. III - 4 : Coupes gravimétrique et géologique transverses à la chaîne et passant par le Mont Blanc, montrant deux écailles de manteau supérieur, d'après Ménard et Thouvenot, (1984).

La zone pennique est également caractérisée par une série d'anomalies très importantes qui se corrèle très bien avec les massifs ophiolitiques serpentinisés (en particulier celui de Lanzo).

La limite des zones internes se caractérise par des anomalies dépassant 1000 nT (Fig. III-5) recouvrant en partie les anomalies gravimétriques positives suivant les affleurements de péridotites serpentinisées le long de la zone du Canavèse et les metabasites dans la zone d'Ivrée-Verbano (Lanza, 1982).

Les tentatives de modélisation des anomalies le long de la ligne du Canavese, entre Locarno et Turin, avait pour but de préciser la relation entre les corps aimantés et le corps dense d'Ivrée. Les résultats (Lanza, 1982) montrent des structures en lame de quelques kilomètres d'épaisseur, plongeant vers l'Est-Sud-Est à 60° avec un toit, 2 ou 3 km plus superficielles que le toit du corps gravimétrique (Fig III-5).

Faut-il voir dans ces structures orientées la partie serpentinisée du manteau supérieur du corps d'Ivrée (Lanza, 1982 ; Ménard et Thouvenot, 1984) ou la présence en profondeur de metabasites rattachées au massif d'Ivrée-Verbano (Lanza, 1982) ?

Signalons enfin que des levés aéromagnétiques ont été réalisés pour contraindre la géométrie du socle sous la plaine du Po (Cassano et al., 1982) et ont montré la structure complexe de celui-ci, en particulier sur la région du Monferrato au Sud-Est de Turin.

En conclusion, le magnétisme apparaît comme une méthode complémentaire à la gravimétrie et indispensable car elle recouvre des objets géologiques généralement différents de ceux de la gravité (à l'exemple des massifs ophiolitiques).

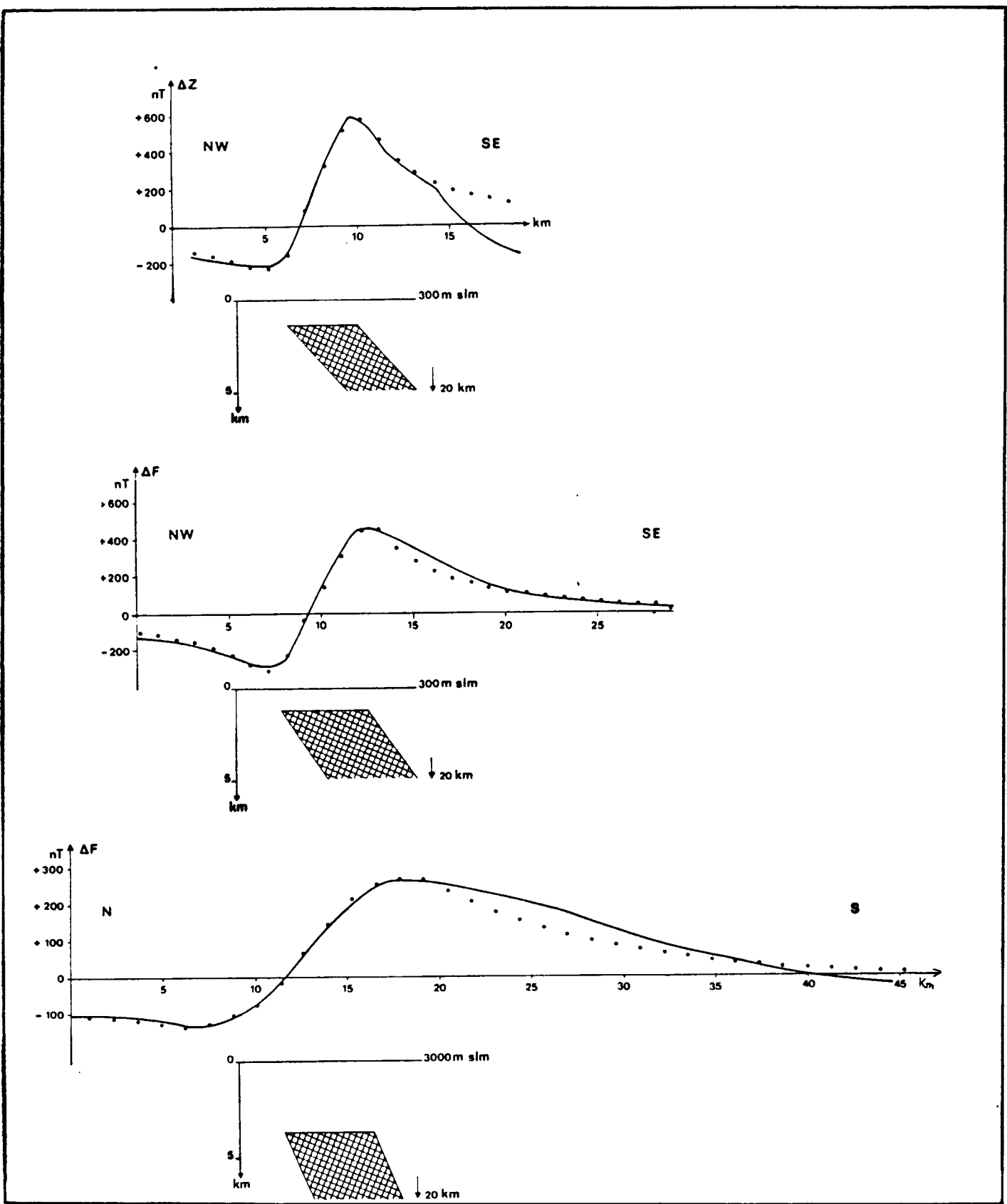


Fig. III - 5 : Coupes magnétiques permettant l' étude de l'évolution de la profondeur du toit du corps géophysique d'Ivrée. d'après Lanza (1982)

B - APPROCHES SISMIQUES

1) SISMICITE NATURELLE

Grâce à certains travaux de compilation de données historiques (Rothé, 1941) et à ceux de localisation d'épicentres fiable effectués depuis les années 1970 (Fréchet, 1978; Ménard et Fréchet, 1986), nous savons que la grande majorité des foyers sismiques, dans les Alpes Occidentales françaises, se situe dans les quinze premiers kilomètres de la croûte.

Le plus souvent ces séismes sont attribués aux mécanismes de décollement de couverture post-triasique bien que des ambiguïtés persistent.

Si nous analysons les cartes dressées par Ménard et Fréchet (1986) sur la répartition géographique des épicentres de ces séismes, nous observons au premier abord une diffusion de cette sismicité sur les parties internes et externes de l'arc alpin ainsi qu' au niveau des accidents de Viù Locana et du Canavese (Fig. III - 6 et III - 7).

Toutefois certains traits généraux ont déjà été notés auparavant, tels que l'alignement suivant deux bandes orientées Sud-Ouest Nord-Est entre le Rhône et l'Isère et au niveau de la vallée de la Durance (Perrier, 1979) mais également suivant deux bandes Nord-Nord-Ouest et Sud-Sud-Est allant de Valence à Aix-en-Provence et de Briançon à Nice.

Dans un domaine s'étendant de la fosse vocontienne au Grand Paradis, la sismicité est pratiquement absente.

Les solutions des mécanismes au foyer que présentent Ménard et Fréchet (1986) et les analyses cinématiques de déformations post-Oligocène permettent de déterminer les orientations des contraintes principales qui sont généralement perpendiculaires à l'arc formé par les massifs allant de l'Aar au Nord à l'Agentera au Sud.

Ces auteurs expliquent la répartition et le mécanisme au foyer des séismes comme la conséquence d'un poinçonnement frontal transverse à la chaîne qui affecte les zones externes et provoque un échappement latéral vers le Sud-Ouest ou des déplacements radiaux comme ceux des zones internes.

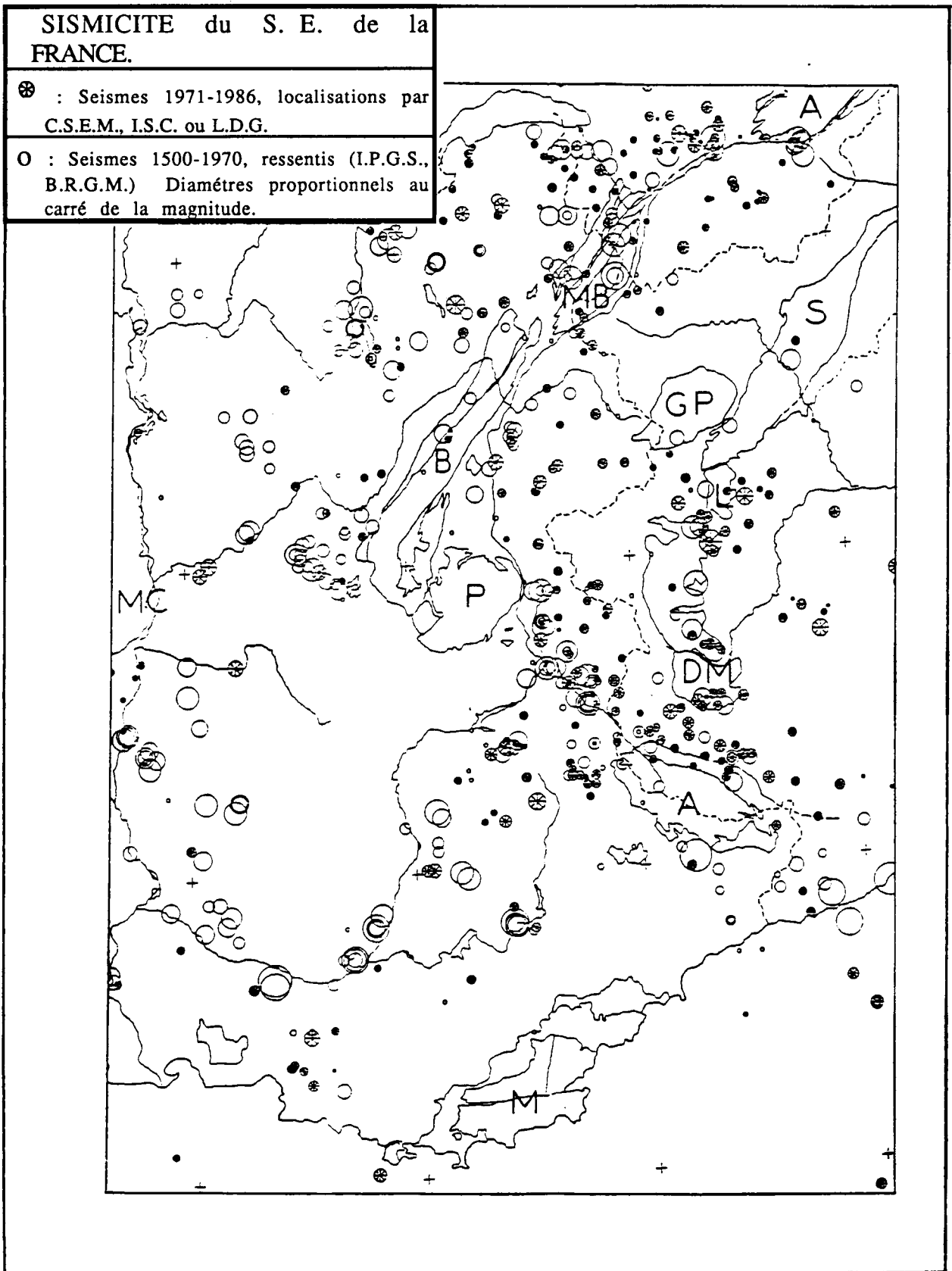


Fig. III- 6 : Carte de localisation des principaux séismes ayant affectés le Sud-Est de la France depuis le XIV^{ième} siècle. D'après Ménard et Frechet, 1986.

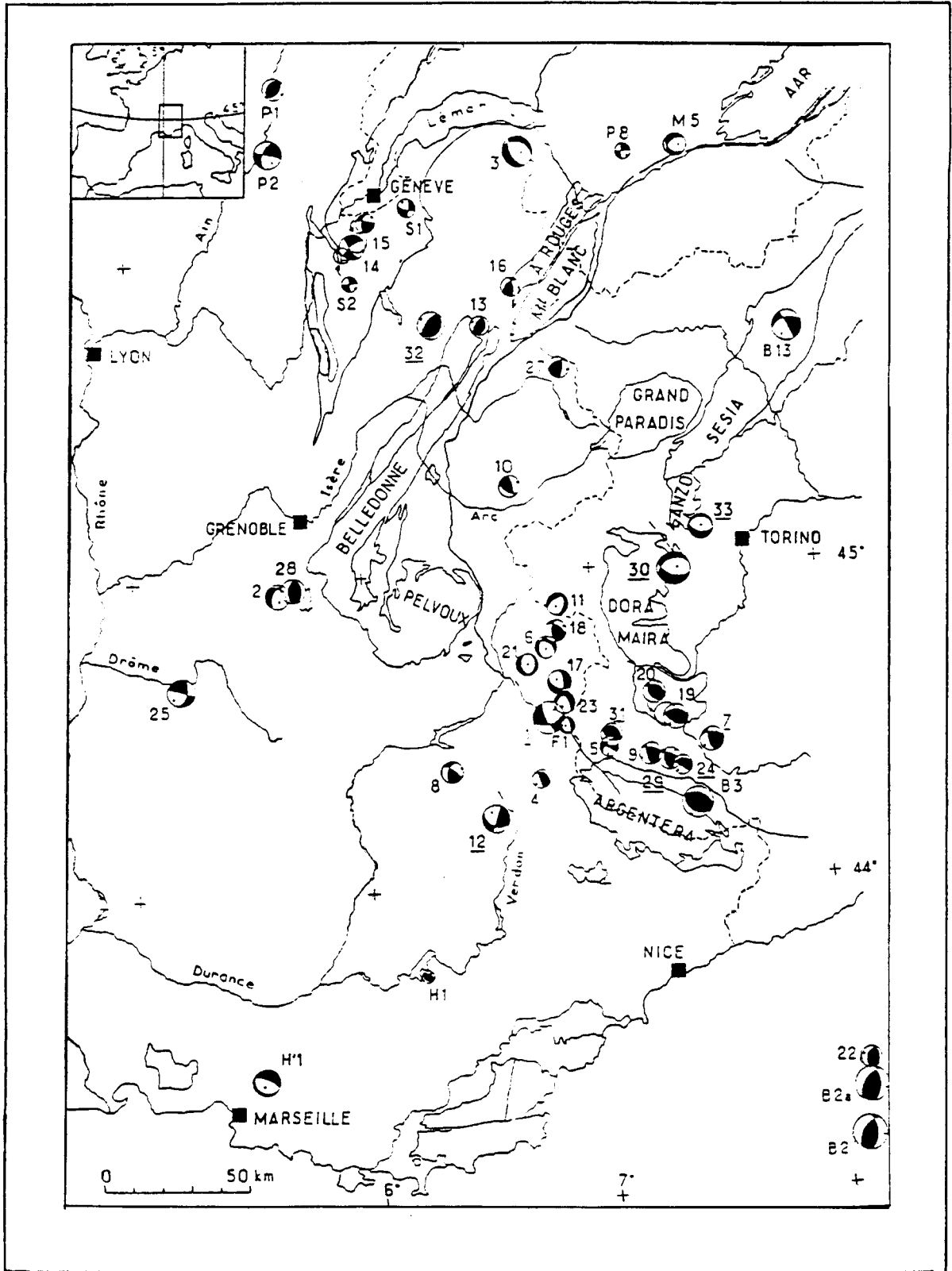


Fig. III- 7 : Carte indiquant les interprétations de mécanismes au foyer de quelques séismes récents sur le Sud-Est de la France . D'après Ménard et Frechet, (1986).

2) SISMIQUE PROVOQUEE - Campagnes avant 1986:

L'étude de la structure profonde sous la chaîne alpine par des méthodes sismiques débuta à la fin des années 1950 (Groupe d'Etudes des Explosions alpines 1963 et plus particulièrement en 1963 avec les travaux de Closs et Labrouste, puis tout au long des années soixante et soixante-dix avec Choudhury, Giese et de Visintini (1971), Perrier (1973), Giese et Prodehl (1976).

Ces travaux mirent en évidence l'existence de matériel rapide sous Sesia et en précisèrent la géométrie approximative. Ils apportèrent aussi de nombreuses informations quant à la position du Moho sous les parties externes et internes de la chaîne. Ils ont été complétés, à partir de 1975, par de grands profils longitudinaux (Ansorge et al, 1979 ; Thouvenot et Perrier, 1981) et transversaux à la chaîne tels que le programme European Géotraverse (E.G.T.-85).

Ce dernier a eu pour but d'étudier l'évolution de la lithosphère continentale le long d'un profil Nord-Sud allant de Gênes en Italie jusqu'à Kiel au Nord de la République Fédérale d'Allemagne et ceci à l'aide de méthodes sismique verticale et grand angle. Les résultats de sismique réflexion grand angle obtenus sur le tronçon Sud (Nadir, 1988) qui traverse les Apennins du Nord, la plaine du Po et les Alpes centrales, sont utilisés conjointement à ceux énoncés ci avant, pour préciser les points suivants :

La position du socle anté-triasique dans les Alpes françaises

Les profils NW-SE, transverses à la chaîne sur la partie française, mettent en évidence la présence d'un bassin d'avant-chaîne bordant les Massifs Cristallins Externes de Belledonne jusqu'aux Aiguilles Rouges (Ménard, 1979).

Ces bassins sont chevauchés, le long du front de chevauchement de Belledonne, par les Massifs Cristallins Externes. Ces études mettent en évidence des zones à inversion de vitesse sismique correspondant aux sédiments incorporés jusqu'à des profondeurs de 8 km.

Structure sismique de la croûte et évolution du Moho sous les Alpes Occidentales.

Les travaux sismiques ont principalement mis en évidence l'évolution en profondeur du Moho sous la chaîne. Nous illustrons cette évolution à l'aide de deux profils NW-SE, passant par Turin et Grenoble (Choudhury et al., 1971 ; Perrier et Vialon , 1976) (Fig. III-8 et III-9).

Depuis l'avant pays européen, le Moho s'enfonce progressivement pour atteindre sous la zone interne la profondeur de 50 à 60 Kilomètres. Certains auteurs (Ménard et Thouvenot, 1984) introduisent des discontinuités dans l'allure de la surface, sous les Massifs Cristallins Externes. La dissymétrie observée dans l'épaississement crustal est expliquée par la tectonique en grands chevauchements dans la zone interne (Ménard et Thouvenot, 1984).

L'un des problèmes majeurs réside dans le prolongement crustal du Moho européen en direction de l'Apulie. A l'exemple du modèle sismique de la figure (III-8) , de nombreux auteurs admettent une extension importante du Moho sous la croûte apulienne. Les relations complexes entre le Moho européen, le Moho "Adriatique" et le Moho "Ligurien" ont récemment été étudiées par Nadir (1988). La figure (III-10) montre l'imbrication des différents Mohos , en particulier l'avancée du Moho européen sous la plaine du Po ainsi que l'extension méridionale du Moho "Adriatique" sous le Moho "Ligurien" à l'aplomb du Monferrato.

Le toit du corps d'Ivrée constitue vraisemblablement la partie la plus haute du Moho sous la chaîne. Celui ci varie entre 5 et 10 kilomètres sur un manteau supérieur de vitesse réduite à 7,4 Km/s. D'autres écailles de manteau supérieur (Cf Fig. III-4) plus à l'Ouest, ont été suggérées en accord avec les résultats sismiques (Ménard et Thouvenot, 1984).

Les données sismiques ne permettent pas d'avoir une idée précise de l'évolution des vitesses dans les diverses croûtes continentales impliquées dans la chaîne.

De nombreux auteurs font intervenir des zones à faible vitesse, de 4,0 Km/s à 5,1 Km/s (Fig. III-8 ; Choudhury et al., 1971), de 5,7 Km/s (Fig. III-9 ; Perrier et Vialon, 1980) situées soit sous la zone pennique, soit sous cette zone et sous les Massifs Cristallins Externes, au voisinages de 20 Kilomètres de profondeur.

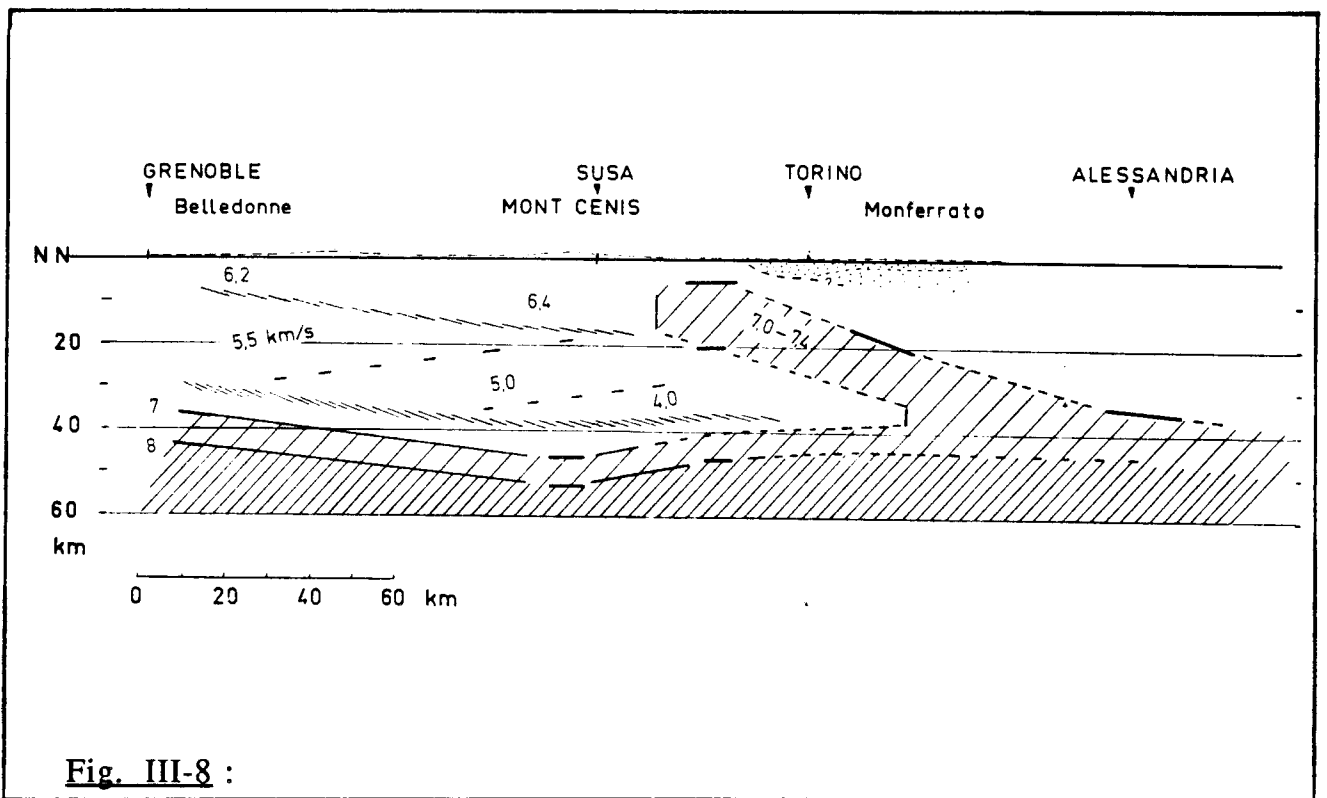


Fig. III-8 :

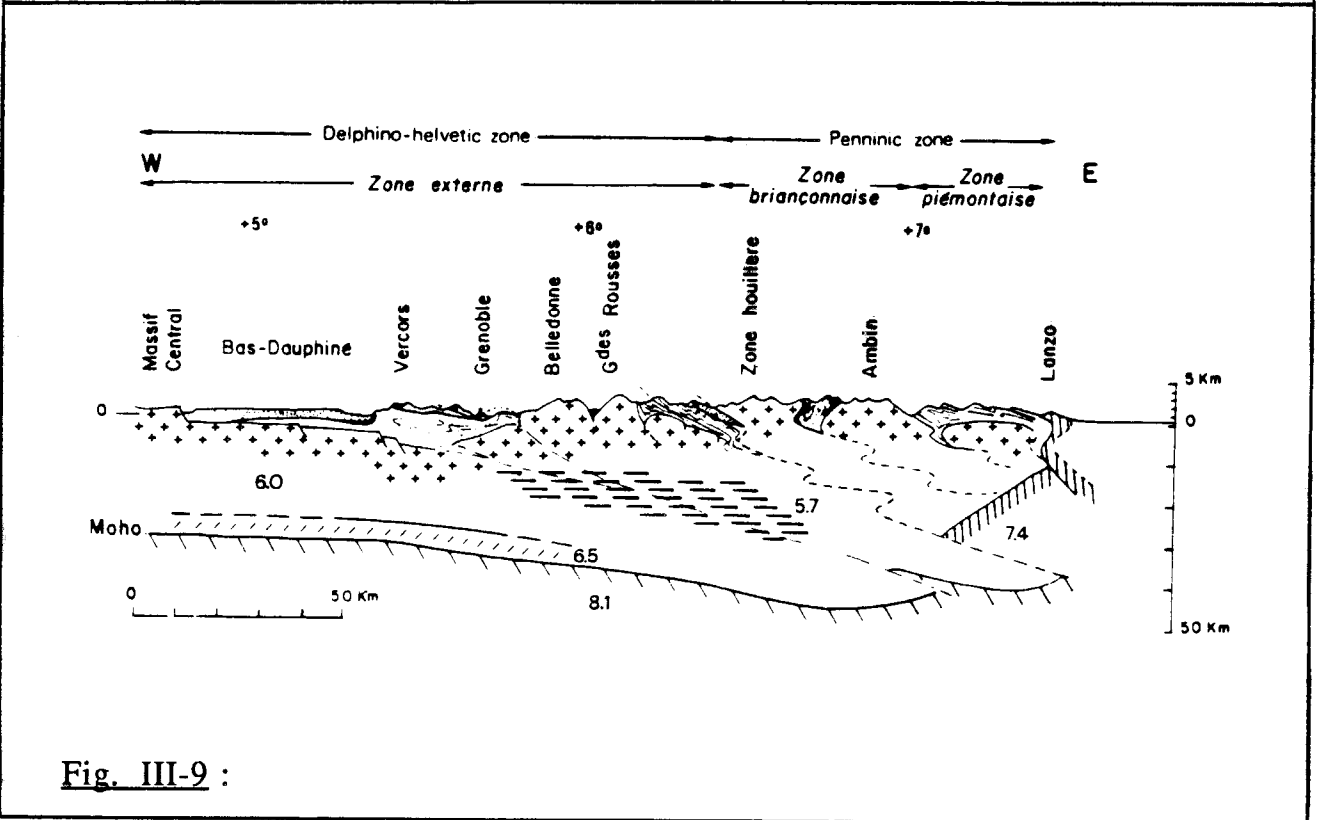


Fig. III-9 :

Fig. III- 8 et 9 : Coupes synthétiques montrant deux modèles de répartition de vitesses sismiques sous les Alpes Occidentales. Noter l'écaille de matériel rapide sous le domaine interne et l'inversion de vitesse sous les zones internes. D'après Choudhury et al.,(1971) ; Perrier et Vialon, (1980).

Cette inversion de vitesse peut être expliquée par la présence de fluides en quantité importante (Hall et Ali, 1985).

En effet une porosité de 0,5 % à saturation peut conduire à une diminution de vitesse des ondes P de 10 %. La présence de fluide peut être mise en relation avec la déshydratation de roches par élévation du degré de métamorphisme.

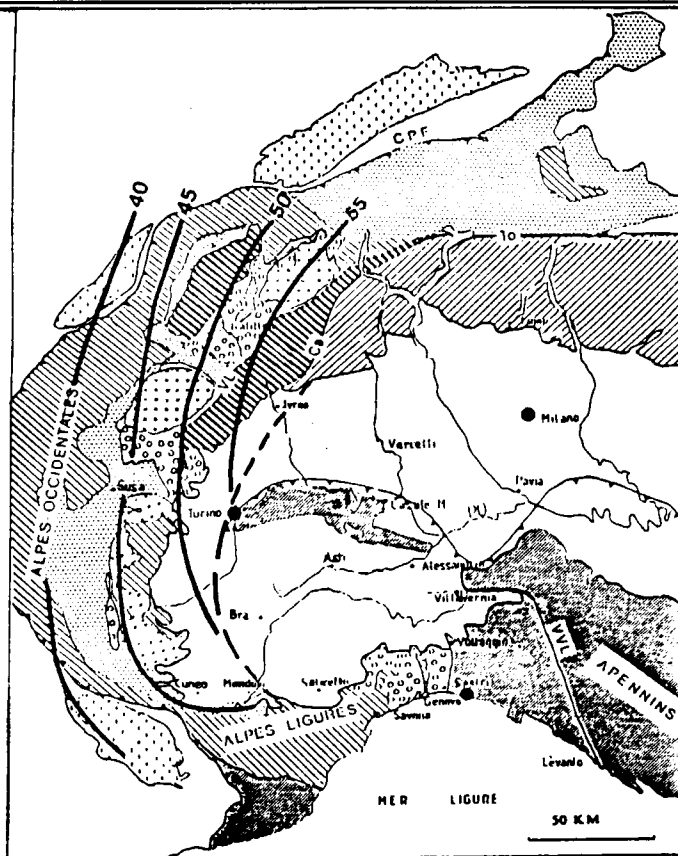
Un autre problème majeur posé par ces résultats est l'existence de la croûte inférieure sous les Alpes. Si ce niveau est bien reconnu sur le Moho avec une épaisseur de l'ordre de 6 Kilomètres sous la partie externe de la chaîne, comme dans le domaine hercynien, en revanche la sismique ne peut pas préciser la géométrie de cette partie de la croûte sous la zone interne et sous la plaine du Po.

C- CONCLUSIONS

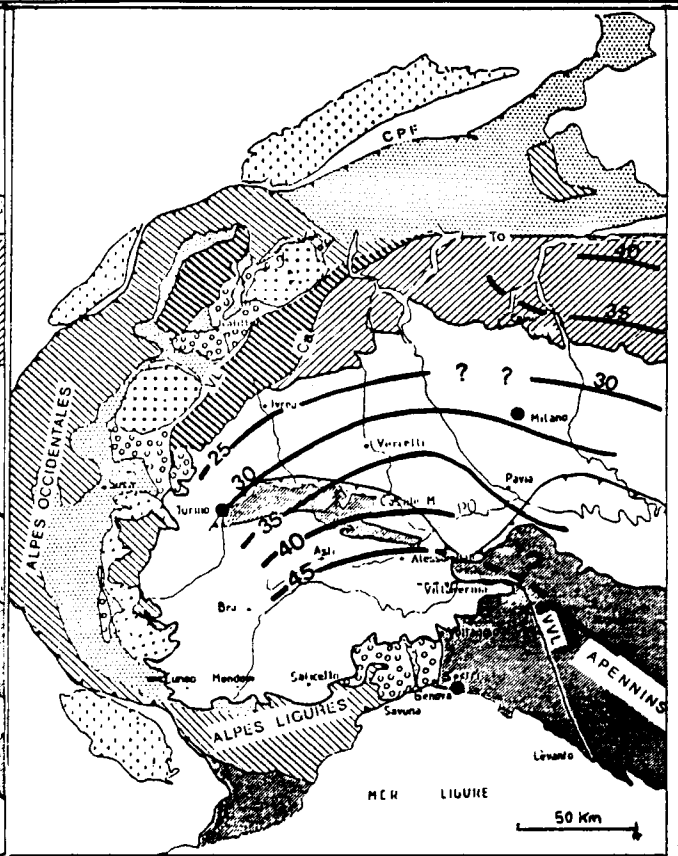
Cet inventaire rapide des données géophysiques sur les Alpes Occidentales illustre la faible quantité d'informations sur les structures profondes comparée à l'état des connaissances de la géologie sur la chaîne.

Cette revue met aussi l'accent sur le caractère complémentaire des données géophysiques à l'image de la gravimétrie et de la sismique.

De cette étude, découlent quelques grandes questions auxquelles le programme ECORS-CROP était susceptible d'apporter des réponses : telles la topographie "lisse" ou "accidentée" du Moho , l'existence d'écailles mantelliques , ou encore la structure fine de la croûte profonde.

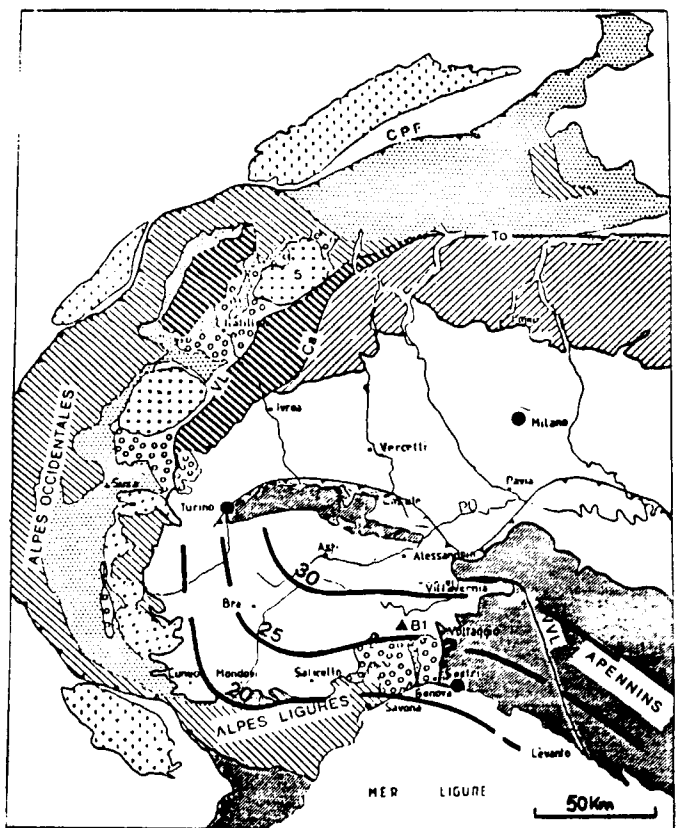


a) Isobathes du Moho "Européen"



b) Isobathes du Moho "Adriatique"

Fig. III-10 : Cartes des isobathes des Mohos :
 -a) européen
 -b) adriatique
 -c) Ligurien
 sous les Alpes Occidentales et la plaine du Po. D'après Nadir (1988).



c) Isobathes du Moho "Ligurien"

Programme ECORS-CROP

IV - APPORT du PROGRAMME ECORS - CROP ALPES 1985 - 1987

A - LE PROGRAMME ECORS - CROP 1985-1987

Lancé en 1982 par l'Institut Français du Pétrole, l'Institut National des Sciences de l'Univers, Elf Aquitaine, l'Institut Français pour l'Exploitation de la Mer, le programme ECORS s'est fixé l'étude de la structure de la croûte continentale et océanique dans sa globalité et ce sur le territoire Français avec des collaborations Européennes (en particulier avec le Royaume Uni, l'Espagne, l'Italie, l'Allemagne Fédérale).

Le moyen d'investigation privilégié est la sismique réflexion verticale qui, après avoir prouvé son efficacité en milieu sédimentaire et superficiel de la croûte, bénéficie de constants développements dans de nombreux domaines tels que l'électronique, l'informatique, le calcul numérique, est maintenant appliquée à l'étude des structures crustales .

Parallèlement aux projets similaires réalisés aux Etats-Unis (COCORP), en Grande-Bretagne (BIRPS), en Allemagne Fédérale (DEKORP) dont les résultats ont été très satisfaisants, la France a pu réaliser à ce jour 7 profils (Fig. IV -1) en des parties très intéressantes du pays dont voici le détail :

- *Le profil Nord de la France* a permis l'étude de la structuration Nord-Hercynienne sous la couverture sédimentaire du Bassin de Paris suivant un profil Nord-Est Sud-Ouest de 230 Km.

- *Le profil Gascogne*, long de 300 Km, avait pour objectif l'étude de la plate-forme Aquitaine depuis le domaine faillé Sud-Armoricain jusqu'au chevauchement Nord Pyrénéen en traversant le Bassin de Parentis.
- *Le profil SWAT*, réalisé en collaboration avec BIRPS, a permis l'étude des structures Nord Hercynienne et des bassins sous-jacents (1.800 Km de profil).
- *Le profil WAM*, réalisé en collaboration avec BIRPS (645 Km), a permis l'étude du passage Croûte Continentale - Croûte Océanique.
- *Le profil Pyrénées* dont la partie française (100 Km) a été réalisée en collaboration avec ESSO REP et l'ENIEPSA.
- *Le profil Fossé Rhénan*, à peine achevé, est en cours de traitement.

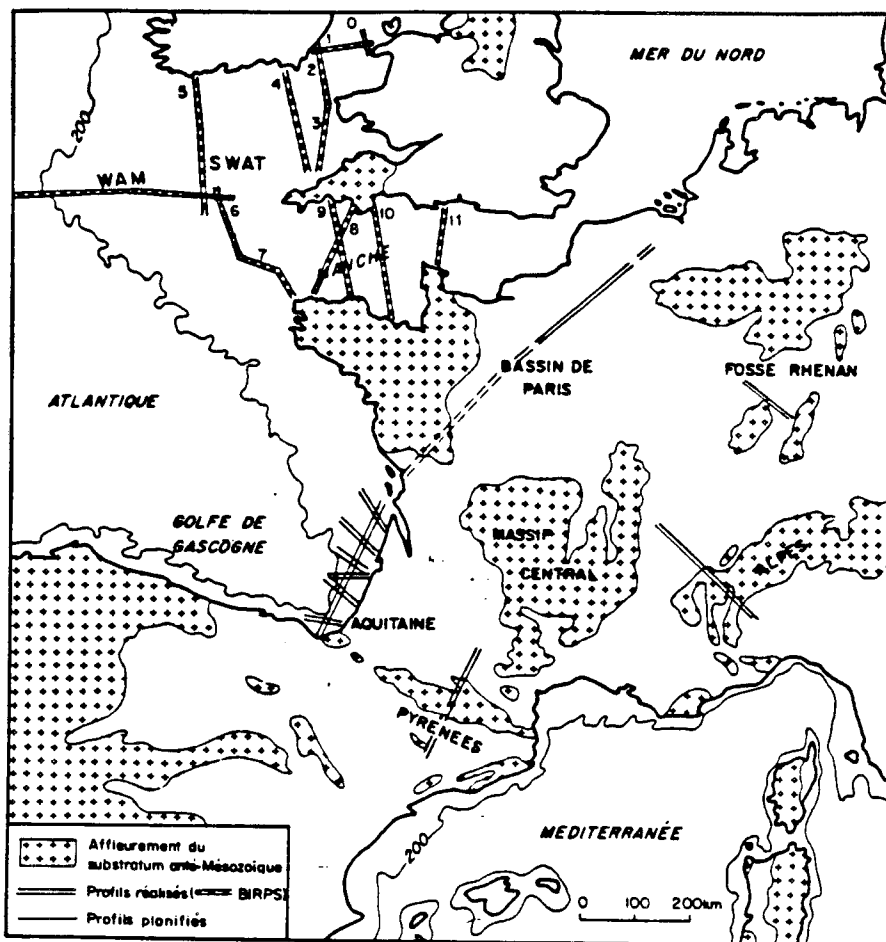


Fig. IV-1 : Programme ECORS : Plan de position des profils en sismique réflexion verticale (écoute longue) déjà réalisés.

1) SISMIQUE RÉFLEXION GRAND-ANGLE : ECORS-CROP 85

De façon préliminaire au programme de sismique réflexion verticale ECORS-CROP, une campagne de sismique réflexion grand angle s'est déroulée dans les Alpes franco-italiennes à l'automne 85 ; la Figure IV- 2 nous indique l'emplacement des points de tirs, des dispositifs d'écoute ainsi que des structures "éclairées".

Constituée de cinq tirs de 1 tonne chacun disposés le long d'une transversale allant du Sud de Grenoble au Sud-Est de Turin, cette expérimentation mobilisa 70 appareillages autonomes mis en place par les Universités de Paris, Grenoble, Trieste, Milan et Naples (Nadir, 1988 ; Hirn et al., 1989).

Résultats de la campagne.

Les résultats de cette campagne ont montré que de grandes variations de profondeur affectent la "mohographie" de la croûte européenne pouvant impliquer des décalages du Mohode plus de 20 km.

D'Ouest en Est, nous observons :

Le profil (Fig. IV-2) correspond à la compilation des données de sismique Grand Angle et de sismique réflexion verticale écoute longue acquises lors des campagnes ECORS-CROP, le long de la coupe en densité réalisée dans le même cadre. Cette projection suppose donc une cylindricité des structures profondes sous la chaîne. Le passage en profondeur est opéré en prenant une vitesse moyenne dans la croûte de 6250 m/s pour les ondes P.

Sous les Massifs Cristallins Externes, la profondeur du Moho telle que déterminée par la sismique grand angle est de 37 Km et augmente brusquement à l'aplomb de la zone briançonnaise pour atteindre 55 Km environ sous les Massifs Cristallins Internes (zone piémontaise, Dora Maria, Grand Paradis). Ce fait est corrélé par les données gravimétriques qui montrent un axe de minimum à l'Ouest de ces domaines. Mais un trait intéressant, relevé par la sismique grand angle, est la présence d'un réflecteur (II) situé entre 25 et 30 Km sous les Massifs Cristallins Internes qui surmontent le réflecteur (I) situé plus en-dessous à 55 Km de profondeur.

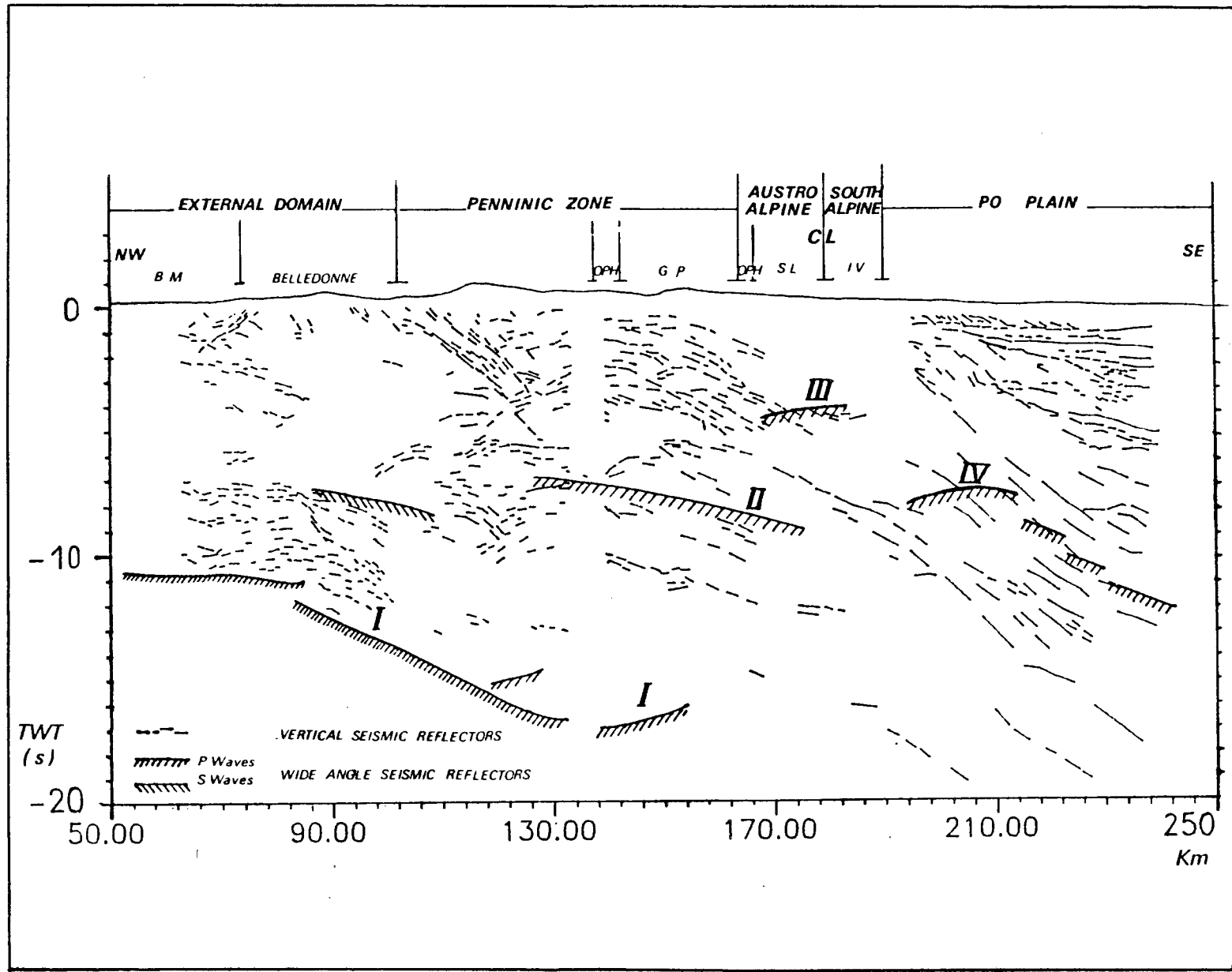


Fig. IV-2 : Profil NW-SE passant approximativement par Annecy et Turin où sont reportées les données de sismique Grand Angle et de sismique réflexion verticale écoute longue acquises lors des campagnes ECORS-CROP.

Ce réflecteur (II) semble être dû à une transition brusque entre des matériaux possédant un contraste d'impédance acoustique du type croûte inférieure - manteau supérieur.

Si tel est le cas, seule la superposition de morceaux de croûte et de manteau supérieur mis en place pendant la phase de collision continentale peut expliquer cette géométrie. Par conséquent, la direction de charriage impliquée pour cette lame de matériel ultra basique serait vers l'Ouest. Plus à l'Est, sous le massif de Sesia, un réflecteur (III) pouvant également correspondre à une limite croûte - manteau est mis en évidence à 13 km de profondeur. Il se prolonge en direction de la Plaine du Po vers la ville de Vercelli par des interfaces (IV) qui passent graduellement de 25 Km au voisinage de Sesia sous la ligne Insubrienne à 35 Km sous la Plaine du Po.

Toutefois, ces données ne permettent pas de trancher quant à l'éventuelle continuité du marqueur III à 13 Km sous Sesia et le marqueur IV à 25 Km. La question est d'autant plus importante que sa réponse peut apporter une solution quant au rôle de la faille Insubrienne dans le contexte géodynamique de l'orogénèse alpine.

Un autre tir réalisé sur le massif de Lanzo, et dont l'enregistrement s'est effectué au Nord sur le massif de Sesia, a procuré des enregistrements mettant en évidence :

- du matériel crustal ayant une vitesse de 6,3 Km/s à une profondeur de 5 Km,
- des horizons sous-jacents situés à 13 Km et 15-25 Km de profondeur.

Ces réflecteurs se situent sous l'anomalie gravimétrique positive qui est classiquement interprétée comme étant due à la remontée de matériels basiques et ultrabasiques (constituant le corps, au sens géophysique, d'Ivrée).

Durant les années 60, des profils de sismique réflexion grand angle avaient déjà permis d'observer de telles structures possédant une vitesse de 7,2 à 7,4 Km/s et dont la profondeur était de 7 à 10 Km (Giese, 1976).

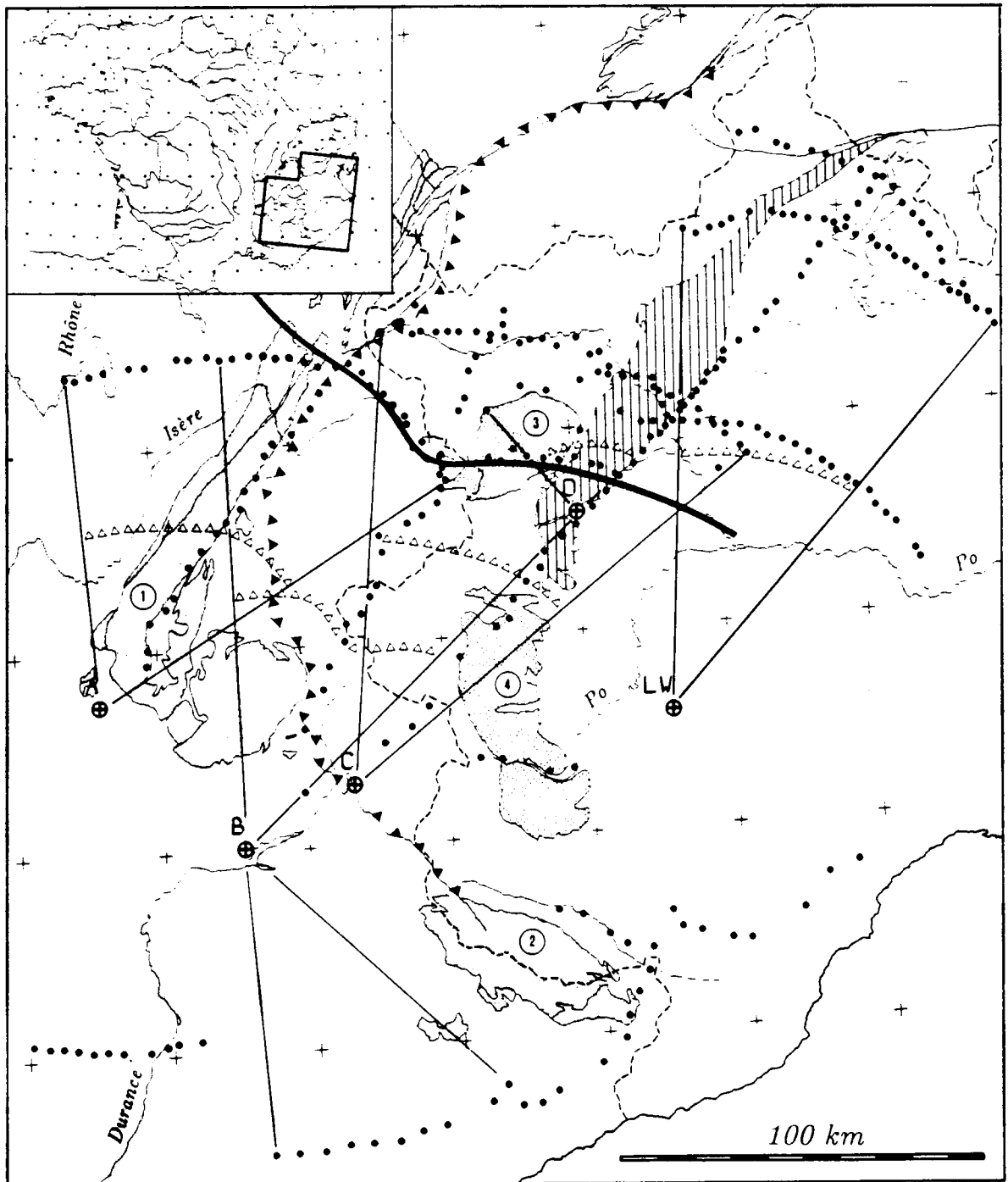


Fig. IV-3 : Plan de position des dispositifs de tir et d'écoute en Sismique Réflexion Grand Angle ainsi que la localisation des structures éclairées.
 1- Belledonne 2- Argentera 3- Grand Paradis 4- Dora Maira . D'après Hirn et al ,1989.

L'explication la plus couramment admise consiste à faire remonter de la croûte inférieure et du manteau supérieur durant la collision continentale entre l'Europe et l'Apulie, mais les indéterminations sont nombreuses et seule l'extension en surface de cette structuration peut être approximée à l'aide des anomalies gravifiques positives qui jalonnent la bordure occidentale de la Plaine du Po entre Cuneo au Sud et Locarno au Nord. C'est avec l'espoir de pouvoir résoudre certains de ces problèmes fondamentaux, et ainsi faire le lien entre ces différents marqueurs sismiques grand angle, que le profil de sismique réflexion verticale ECORS-CROP a été réalisé entre Vercelli et Thones en Automne 1986.

2) LE PROGRAMME ECORS-CROP ALPES, ALPES II et JURA-BRESSE en SISMIQUE REFLEXION VERTICALE (écoute longue).

Le programme ECORS-CROP Alpes est le deuxième de ce type (après le programme ECORS Pyrénées) à avoir implanté un profil sismique en région montagneuse à fort relief.

Associé au programme CROP italien, il consiste en la réalisation un profil au travers des Alpes Occidentales.

Le choix définitif du tracé s'est porté sur un parcours passant par :

- Vercelli (30 Km au Nord de Turin),
- le Val d'Orco (moins perturbé que le Val de Suze plus au Sud),
- le Col de la Galise, où un raccord fut effectué en été 1987 entre le projet CROP et celui d'ECORS,
- la haute vallée de l'Isère jusqu'à Bourg Saint Maurice,
- le col du Cormet de Roselend, Flumet, le Col des Aravis, Saint Jean de Sixt, Thorens-les-Glières, puis intervient une baïllonnette de raccordement entre Thorens-les-Glières et le point de départ du

profil Alpes II situé quelques kilomètres plus à l'Ouest sur le plateau des Glières.

- Ce deuxième tronçon relie le plateau des Glières à Cluseilles (15 Km au Nord d'Annecy).
- Puis ce profil vient se raccorder au tracé du profil Jura-Bresse qui passe par Bellegarde en Valserine, Nantua, Macon pour finir sur les contreforts Est du massif Central

Le choix de ce tracé a été fonction de deux critères majeurs :

- longueur minimale du profil à réaliser,
- limiter, dans la mesure du possible, les perturbations industrielles.

La chaîne des Alpes s.s. constitue un système géologique complet. Il est donc logique que l'équipe du Programme ECORS ait choisi un tracé permettant l'investigation du plus grand nombre de structures associées à cette orogénèse.

D'une manière globale, le but de ce projet est d'affiner notre compréhension : des modes de fonctionnement de phases d'extension puis de rifting et d'océanisation, ainsi que des phénomènes de subduction/obduction et de collision continentale fermant ces anciennes zones en distension.

Si nous voulons faire une distinction plus fine entre les grands domaines géologiques, nous pouvons énumérer les problèmes et les questions propres à chacun d'eux :

- *le fossé Bressan* : mécanismes et origines de l'effondrement du Graben de la Bresse,
- *les Massifs Cristallins Externes* : mécanismes d'étirement d'une marge passive et reprise, pendant la phase de collision, de failles dues à cette extension, et d'accidents hercyniens,

- *le bassin Molassique* : évaluation de l'ampleur du charriage des Massifs Cristallins Externes sur l'avant-pays et flexion de la lithosphère Européenne au front des Massifs Cristallins Externes (étude du déséquilibre isostatique),
- Vérification de l'existence d'une zone à faible vitesse sismique située à une quinzaine de kilomètres de profondeur sous le *domaine briançonnais* qui serait également une zone de découplage mécanique préférentielle entre de la croûte supérieure et de la croûte inférieure,
- Vérification de l'hypothèse d'approfondissement du Moho sous les *Massifs Cristallins Externes* et sous la partie interne de la chaîne par redoublement crustal (du moins sous les Massifs Cristallins Externes),
- Dans les *zones internes* : origines et extensions des grands accidents affleurant (front pennique, ligne Viù Locana, ligne insubrienne) afin de mieux contraindre les modèles géodynamiques et structuraux qui tentent de rendre compte de la collision des plaques européennes et sud-alpines.

Plus précisément les questions fondamentales, qui portent sur des structures situées dans les zones internes et à propos desquelles ce programme tente d'apporter quelques éléments de réponse, sont les suivantes :

- la suture entre la plaque européenne et la plaque apulienne coïncide-t-elle avec la *ligne Viù-Locana* (qui est la limite orientale des ophiolites où ces dernières s'enracinent) ?
- ou bien coïncide-t-elle avec la *ligne insubrienne* ? (qui est la limite orientale du métamorphisme alpin Haute Pression - Basse Température).
- quelle est l'origine de l'unité crustale de *Sesia* ?
- quelle est la relation entre la *zone d'Ivrée* et la *plaque sud-alpine* ?

Pour mener à bien cette étude et conforter ses résultats, l'équipe ECORS-CROP a tenu à réaliser, en complément au programme en sismique réflexion verticale, une campagne de sismique grand angle (décrite ci-avant) ainsi qu'une campagne d'acquisition de données gravimétriques.

C'est précisément cette dernière que nous développerons dans ce mémoire, car elle constitue notre travail spécifique, en essayant d'incorporer autant que cela est possible les contraintes apportées par les méthodes sismiques aux différents modèles gravimétriques élaborés au cours de cette étude.

Il convient tout d'abord d'énumérer les différents levés gravimétriques disponibles en 1986 sur les Alpes Occidentales ainsi que leurs caractéristiques.

B - LA CARTE D' ANOMALIE DE BOUGUER SUR LES ALPES OCCIDENTALES

1) LES DONNEES GRAVIMETRIQUES DISPONIBLES EN AOUT 1986

Nous avons utilisé 6 études gravimétriques antérieures couvrant soit une région des Alpes Occidentales, soit des secteurs beaucoup plus spécifiques et d'étendue plus réduite traitant un secteur uniquement dans un but de recherche pétrolière ou minière. Ceci entraîne une répartition des stations (Fig. IV- 10) sur la zone d'étude très hétérogène avec des régions à très haute densité de mesures .

C'est le cas de la plaine du Po, la Vallée du Haut-Rhône en amont du Lac de Genève, le Bassin de Genève où le nombre de stations au km² est supérieur à 2, allant ponctuellement jusqu'à 9 stations au km².

D'autres domaines, tels que le bassin de Valence ou la région de Chambéry, possèdent également une bonne répartition de stations (de l'ordre de 2 stations au km²) mais la situation se dégradait très vite à mesure que l'on s'approchait des régions à fort relief. En effet la seule source de données sur ces zones à fort relief provenait de la mission réalisée par Coron (1978) couvrant l'ensemble des Alpes mais avec une densité sensiblement égale à 1 station pour 40 km².

Cette répartition, bien que suffisante pour mettre en évidence les grandes caractéristiques de la chaîne, se révéla trop imprécise pour une étude plus fine comme le stipulait le programme ECORS-CROP.

La partie descriptive qui suit présente les six différents levés qui ont permis de réaliser cette carte gravimétrique et les caractéristiques des traitements que nous avons dû effectuer pour les homogénéiser.

a- Le levé Coron

Réalisé en système C.G.F. (Annexe I), ce levé avait pour but de réaliser une couverture à grande échelle des Alpes Occidentales. La densité de stations atteint $1/40 \text{ km}^2$ dans les zones montagneuses et les points de mesure sont principalement localisés dans les vallées et sur les voies d'accès principales (Fig. IV- 4).

Les 600 stations utilisées comprennent la valeur de Gmesuré, le repérage géographique et altimétrique et la valeur de la correction topographique calculée dans un rayon de 0 à 166 km autour de la station ainsi que la valeur de l'anomalie de Bouguer dans le système C.G.F.

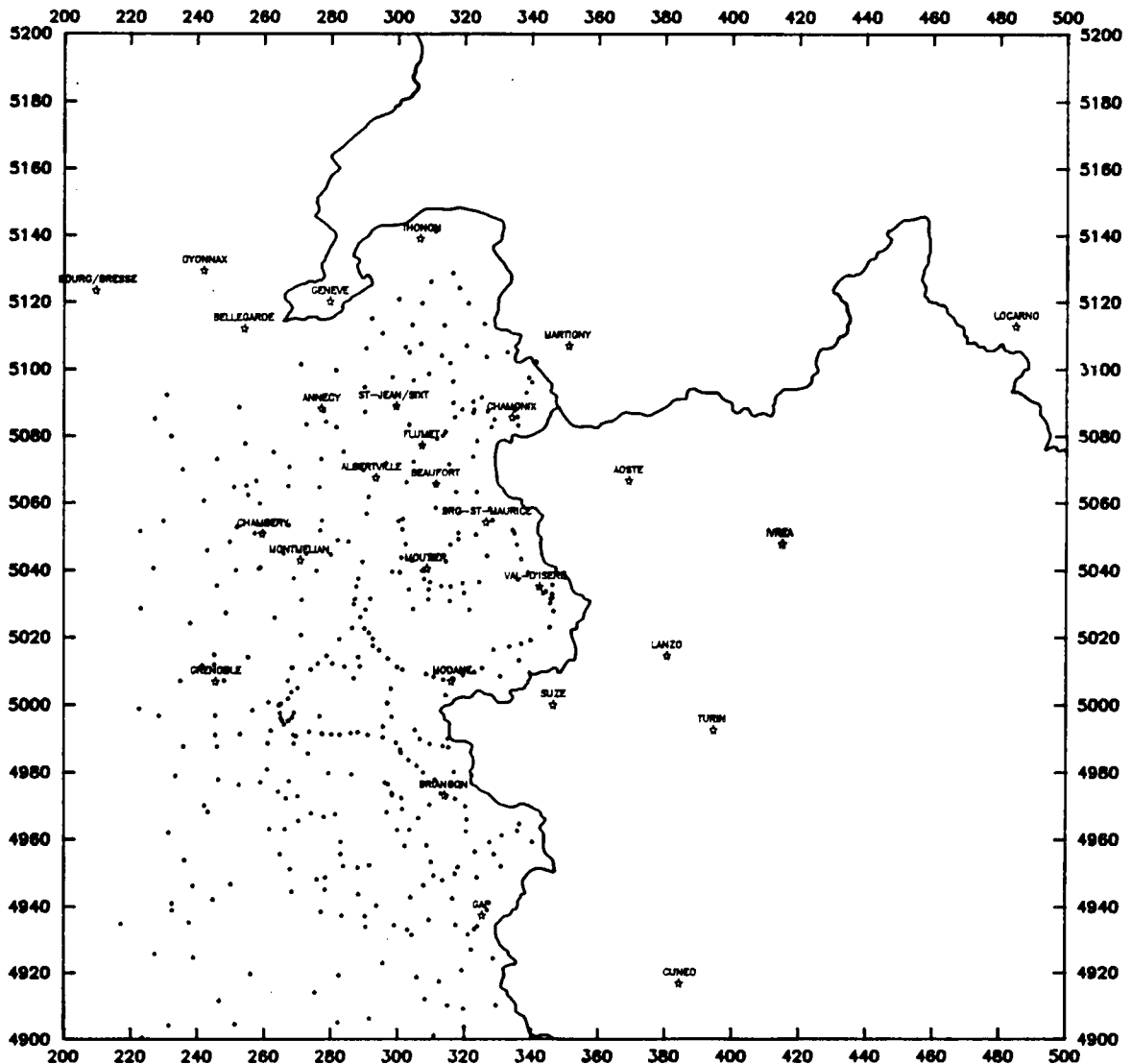


Fig. IV- 4 : Plan de position des Stations Gravimétriques levées par Coron.
Coordonnées kilométriques en U.T.M. 9°

b- Le levé Suisse

Décrit par Klingelé et Olivier (1980), ce levé gravimétrique, qui intéresse l'ensemble de la Suisse mais également la région du Valais et l'extrême Nord-Ouest de l'Italie, est composé de stations dont un peu plus de 2000 stations ont été extraites, ces dernières intéressant plus particulièrement la partie Ouest et Sud-Ouest de la carte Suisse (Fig. IV-5).

Ces données sont très intéressantes car idéalement réparties sur le quart Nord-Est de notre domaine d'étude avec une densité moyenne de stations de l'ordre de 1,6 station/km².

Ces valeurs de $G_{\text{mesuré}}$ se réfèrent à la valeur de base de 1er ordre de Zürich : $980667,00 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ qui est la valeur de $G_{\text{mesuré}}$ dans le système Postdam.

L'ouverture ultérieure de cette base au système I.G.S.N. 71 a permis de mesurer une valeur de $980652,00 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ montrant ainsi que l'écart entre les deux systèmes était de $-15 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ (valeur tout à fait conforme au décalage observé par ailleurs dans le reste du monde entre les deux systèmes (Wollard, 1979).

Toutes les bases de deuxième ordre étant ouvertes à partir de la valeur de Zürich (en Postdam), il a suffi de retrancher $15 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ à chaque valeur de $G_{\text{mesuré}}$ pour obtenir des données cohérentes avec le système I.G.S.N. 71.

Les corrections topographiques ont été réalisées de 0 à 167 km à l'aide d'une méthode dont nous nous sommes inspiré, en partie, pour effectuer celles des stations levées lors de la campagne ECORS-CROP.

A cause de la densité de stations et du recoupement permanent des zones de correction, les auteurs ont opté pour la réalisation automatique, au-delà de 20 m autour de la station, de ces corrections.

Pour cela ils ont réalisé la digitalisation de cartes topographiques au 1/10000^{ème} et au 1/25000^{ème}, obtenant ainsi une grille régulière de maille 50 m * 50 m. Cette première discrétisation a été utilisée pour traiter les corrections topographiques de 20 m à 2,5 km. Puis deux autres digitalisations ont été effectuées : l'une avec une maille de 1' * 1' à l'aide de cartes topographiques au 1/25000^{ème} et au 1/50000^{ème}, l'autre avec une maille de 3' * 3' avec des cartes au 1/50000^{ème} et au 1/100000^{ème}.

c- Les données du B.G.I. (Bureau Gravimétrique International)

Provenant de l'Organisme Centralisateur des Données Gravimétriques Internationales, celles-ci présentent le net avantage d'avoir été prétraitées et donc de faire partie d'un système totalement cohérent avec l'I.G.S.N. 71. En effet, ces données proviennent de levés très différents de par leur origine et leur date de réalisation (Fig.IV-6).

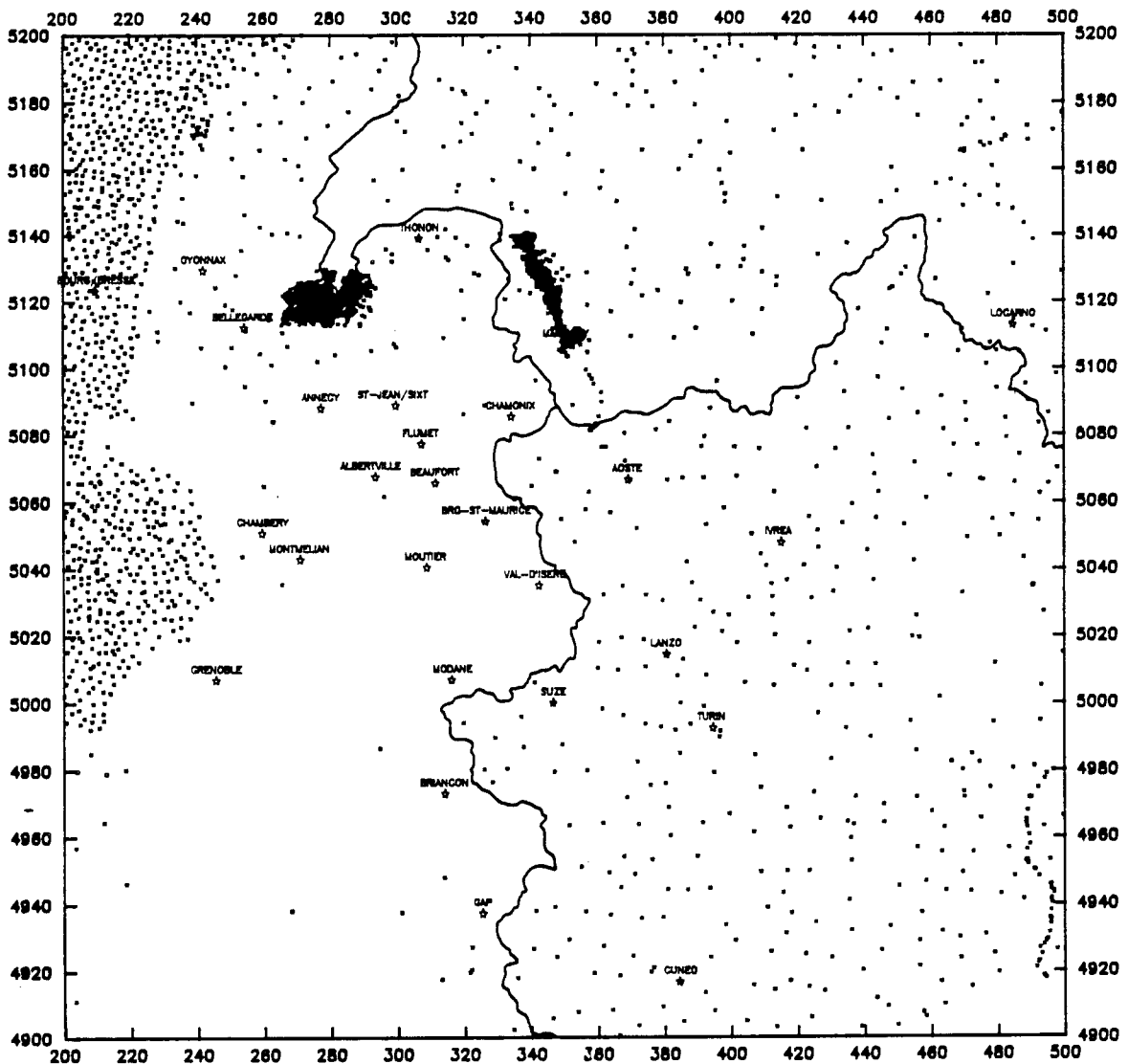


Fig. IV-6 : Plan de position des Stations Gravimétriques fournies par le B.G.I. Notez le manque de données sur Alpes Occidentales Françaises. Coordonnées kilométriques en U.T.M. 9°.

Malgré des recherches effectuées dans les fichiers archives du B.G.I., qui correspondent aux fichiers de bases utilisés pour établir des données standard homogénéisées, nous n'avons pas trouvé les valeurs des corrections topographiques, ces dernières n'ayant probablement pas été calculées. Nous avons donc été contraint de les évaluer pour un rayon allant de 2 à 167 km autour de chaque station en utilisant la méthode développée dans le chapitre IV-D 4. La méthode de traitement informatique des corrections topographiques (décrite dans le chapitre IV-D 4) ne nous permet pas de calculer les corrections proches provoquées par les reliefs situés à moins de 2 km autour de la station de mesure gravimétrique.

N'ayant pas le temps matériel d'effectuer ces corrections proches à l'aide de cartes aux 1 / 25000. ème et d'abaques de Hammer sur l'ensemble de ces stations, nous avons tenté d'évaluer la sous-estimation qui en découle en analysant les résultats statistiques sur les corrections topographiques (Annexe IV). Nous voyons que la sous-estimation de ces corrections (calculées de 2 à 167 km) par rapport aux corrections totales s'avère peu importante, ces stations étant, pour la plupart, situées dans des zones d'altitude peu élevée.

Cet écart est généralement inférieur à $2 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$ pour les stations situées à moins de 500 mètres d'altitude. Il est de toute façon suffisamment faible pour que ces données soient insérées avec celles des autres campagnes pour réaliser une carte gravimétrique d'anomalies de Bouguer sur les Alpes Occidentales avec une précision supérieure à $5 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

d- Les données acquises par la Compagnie Générale de Géophysique pour le compte de ESSO-REP dans la région de Chambéry en 1967.

Ces 2115 points de mesures procurant une densité de 1,5 à 2 stations par km^2 sur cette zone (Fig.IV-7) avaient pour objectif la reconnaissance de structures hautes à des fins pétrolières. Toutefois, l'extension limitée (1400 km^2) et la densité importante de cette étude ont engendré une surabondance d'informations qui n'ont pu être prises en compte dans leur totalité lors de la réalisation de la carte gravimétrique sur les Alpes Occidentales. La valeur de correction topographique a été évaluée jusqu'à

22 km par diverses méthodes classiques. Nous avons calculé celle-ci de 22 à 167 km par méthode automatique.

Le système de référence utilisé a été défini en prenant, comme bases d'ouverture, les bases d'une mission antérieure effectuée sur le bassin de Valence (Vezeronce, Les Abrets et Voiron) (Cf Rapport de fin de mission C.G.G., 1 967) qui étaient cohérentes avec le système C.G.F. (Annexe I).

Cependant, malgré le soin avec lequel les opérateurs ont ouvert ces nouvelles bases, nous avons pu observer des fluctuations dans les différences en système C.G.F. - système I.G.S.N. 71 et "système ESSO" - système I.G.S.N. 71, celles-ci étant probablement imputables aux erreurs sur la détermination des constantes d'étalonnage adoptées pour chaque gravimètre utilisé.

Ce levé étant contigu au nôtre, nous avons donc entrepris de réutiliser certaines bases afin de contrôler les écarts entre elles (contrôle de la fiabilité des coefficients d'étalonnage des gravimètres utilisés) et également pour évaluer leur écart par rapport au système I.G.S.N. 71.

Il en résulta que les bases de Montmélian, de Frontenex (Annexe V) réouvertes à partir des bases I.G.S.N. 71 de 1^{er} ordre n° 2048 de Chambéry (château) et n° 2046 du Bourget du Lac mirent en évidence un écart (très concordant) de :

$-13,13 \pm 0,05 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ entre leur valeur respective de Gmesuré dans le système I.G.S.N. 71 et le système "ESSO-C.G.F."

Une vérification fut également réalisée en recalculant les valeurs de Gmesuré à ces bases lors de leur ouverture à partir de la base I.G.S.N. 71 de 1^{er} ordre de Chamonix (tunnel du Mont Blanc).

La valeur de $-13,13 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ainsi déterminée confirme donc ce décalage systématique que nous avons retranché à la valeur de Gmesuré de chaque station afin de convertir ces données en système I.G.S.N. 71. Compte-tenu de la bonne précision et de la cohérence de ces données entre elles, et malgré le rattachement à un système "hybride" du C.G.F., le fait que l'écart entre ce système et le système I.G.S.N. 71 soit constant à quelques $0,05 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ nous a permis d'inclure ces valeurs de Gmesuré recalculées sans pour autant gréver la précision de nos résultats.

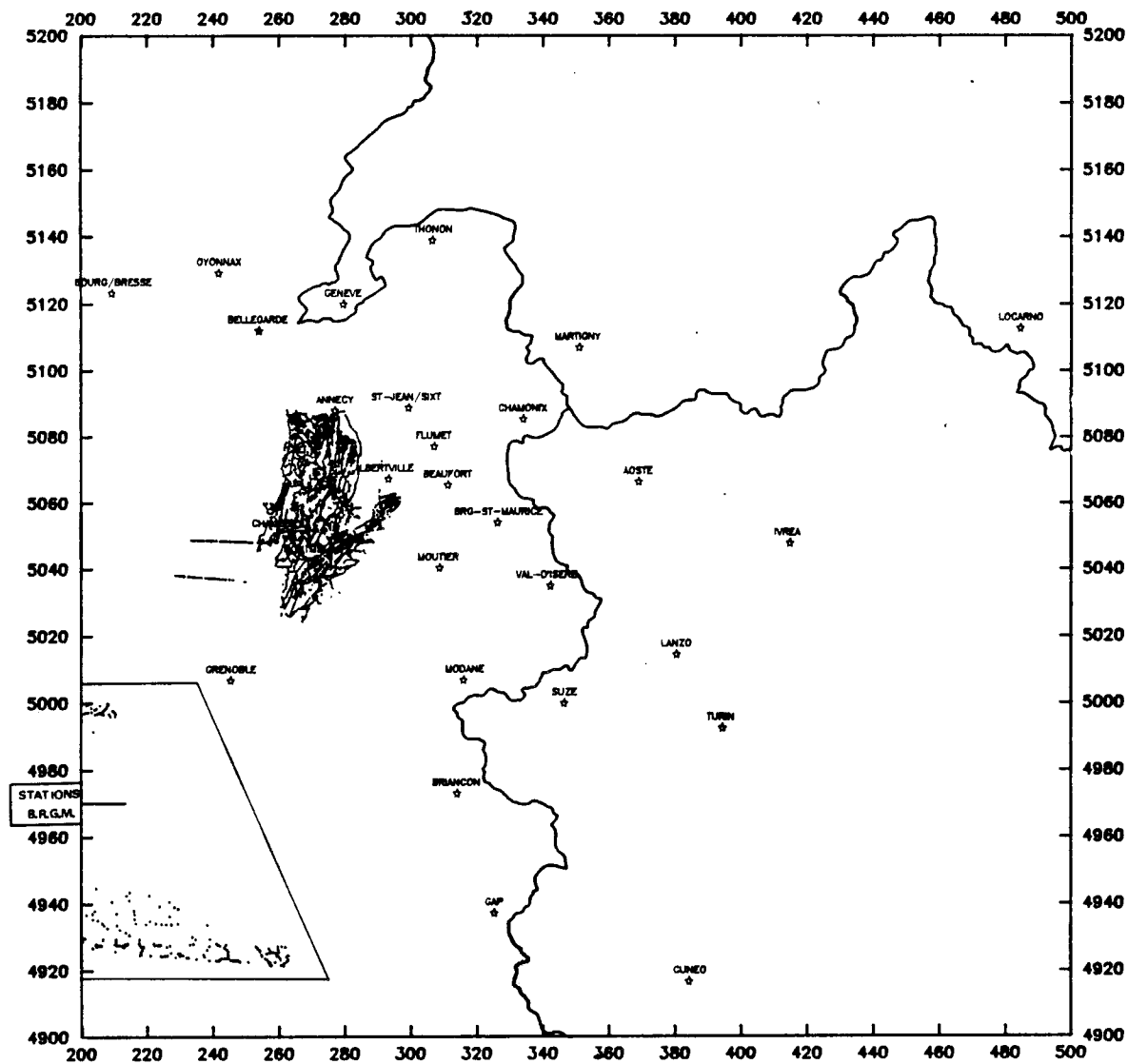


Fig. IV-7 : Plan de position des Stations Gravimétriques levées par la C.G.G. (ESSO) et par le B.R.G.M. (encadré). Coordonnées kilométriques en U.T.M. 9°.

e- Les données du B.R.G.M.

Situées au Sud-Ouest de notre carte (Fig.IV-7), elles n'occupent qu'une aire limitée, localisée le long de la Vallée du Rhône. Ces données n'interviennent donc pas à proprement parler dans la mise en évidence des caractères gravimétriques de la chaîne Alpine.

Ces données cohérentes avec le système C.G.F. ont du être converties en système I.G.S.N. 71 en utilisant les formules de conversion établies par le B.R.G.M. Les corrections topographiques établies jusqu'à 22 km ont également dû être poursuivies jusqu'à 167 km toujours de manière

automatique en utilisant une méthode qui sera développée dans le Chapitre IV-D 4 traitant de la Campagne Gravimétrique Alpes 1986-1987. Une fois cette étape réalisée, l'anomalie de Bouguer a été recalculée en chaque station, tenant compte de la formulation donnée par le G.R.S. 67, des valeurs de G mesuré converties en I.G.S.N. 71, ainsi que des nouvelles valeurs de correction de relief, ceci procurant des données directement assimilables à celles des autres levés.

f- Les données fournies par la Banque de Données de la Nouvelle Carte Gravimétrique d'Italie.

La réalisation de missions complémentaires d'acquisition de données gravimétriques et magnétiques, dans le cadre du programme ECORS-CROP, a pu se faire grâce à une étroite collaboration avec les géophysiciens italiens, en particulier avec R. Lanza et M.T. Carozzo.

La mise en commun d'informations s'est faite de la manière suivante : l'Italie a accepté de fournir, par le biais de M.T. Carozzo, une grille de dimensions de maille 3 km x 3 km couvrant la partie italienne des Alpes Occidentales ainsi qu'une partie de la plaine du Po. Les valeurs de l'anomalie de Bouguer sont donc déduites de l'interpolation de plus de 17000 données réparties principalement sur la plaine du Po (Fig. IV -8). Ces levés sont obtenus à partir de bases cohérentes avec le système I.G.S.N. 71 ou bien reconverties dans ce système.

Toutefois, plusieurs points de divergence sur les données d'anomalies de Bouguer existent.

La valeur du G théorique, servant au calcul de ces anomalies, est donnée par la formule de l'ellipsoïde de référence définie par le G.R.S. 82 (Geodetic Reference System, 1982). La différence entre la valeur de G théorique définie à l'aide de la formule du G.R.S. 67 et celle définie à l'aide du G.R.S. 82 est inférieure à $1 * 10^{-5}$ m/s² pour une latitude moyenne de 45°.

Un deuxième point introduisant les différences dans les valeurs de l'anomalie de Bouguer est dû au fait que les corrections topographiques ont

été effectuées pour ces stations de 0 à 50 km avec une densité de correction de 2600 kg/m^3 .

Pour des raisons de confidentialité, cette banque de données ne pouvant fournir ni la valeur de $G_{\text{mesuré}}$, ni la valeur de la correction topographique calculée de 0 à 50 km pour chacune des 17000 stations, nous n'avons pas pu retraiter l'ensemble de ces données de façon cohérente par rapport aux autres données.

Ce travail aurait consisté à :

- estimer la correction topographique de 0 à 167 km pour chacune des 17000 stations ,
- recalculer l'anomalie de Bouguer avec la formule définie par le G.R.S. 67, avec une densité de traitement de 2670 kg/m^3 (qui correspond mieux à la réalité) et en utilisant la valeur de la correction topographiques totale estimée en premier lieu.

Ces traitements n'ayant pas pu être réalisés pour les raisons énoncées ci-dessus, et devant impérativement inclure cette grille (Fig. IV-9) dans nos données, nous avons donc choisi d'utiliser la même densité de correction (2600 kg/m^3) et surtout d'évaluer les différences induites par la variation du rayon de correction topographique. Pour cela, nous avons réalisé les corrections topographiques de façon graphique de 0 à 2,6 km, puis de façon automatique de 2,6 à 50 km et de 2,6 à 167 km sur le levé réalisé par nos soins dans les Alpes en 1986 et 1987.

Enfin nous avons effectué des statistiques simples pour évaluer, sur un ensemble de 1030 stations, la répartition des corrections topographiques suivant l'altitude des stations (Fig. An. IV-8 ; Annexe IV) mais aussi le pourcentage de la correction totale contenue dans la correction de 0 à 50 km (Fig. An. IV-10 ; Annexe IV).

Comme le laisse supposer la Figure (An. IV-9 ; Annexe IV) montrant la répartition des pourcentages de corrections topographiques prises en compte en fonction du rayon de calcul, nous observons que la correction de 0 à 50 km prend en compte au minimum 90 % de la correction topographique, et le plus souvent plus de 95 % de celle-ci (Fig. An. IV-10 ; Annexe IV).

L'erreur est , pour la plupart des stations, de 5 %, ce qui, si nous nous référons à la figure (An. IV-8 ; Annexe IV) donne une erreur sur la correction topographique inférieure à $2,5 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ dans la majorité des cas.

Le raccord entre ces stations est donc possible pour la réalisation d'une carte d'anomalie de Bouguer dont la précision est supérieure à $3 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

Ces données de champ gravifique, une fois traitées et homogénéisées, ne sont toutefois pas suffisantes pour assurer, avec cohérence et précision, l'étude gravimétrique menée conjointement au profil en sismique réflexion verticale ECORS-CROP, en particulier dans les régions de hauts reliefs traversées. C'est pourquoi un complément de données a été acquis afin d'assurer une couverture suffisante à la réalisation de cette étude.

Dans le paragraphe qui suit, nous présentons le levé gravimétrique d'accompagnement du programme ECORS-CROP grâce auquel nous avons pu mener à bien l'acquisition et le traitement de nouvelles données de gravité sur les Alpes Occidentales françaises.

Fig. IV-8 : Plan de position des Stations utilisées par la Banque de Données Gravimétriques d'Italie afin d'établir une grille de valeurs de l'anomalies de Bouguer sur le Nord-Ouest de l'Italie. D'après Carozzo (1982). Coordonnées kilométriques en U.T.M. 9°.

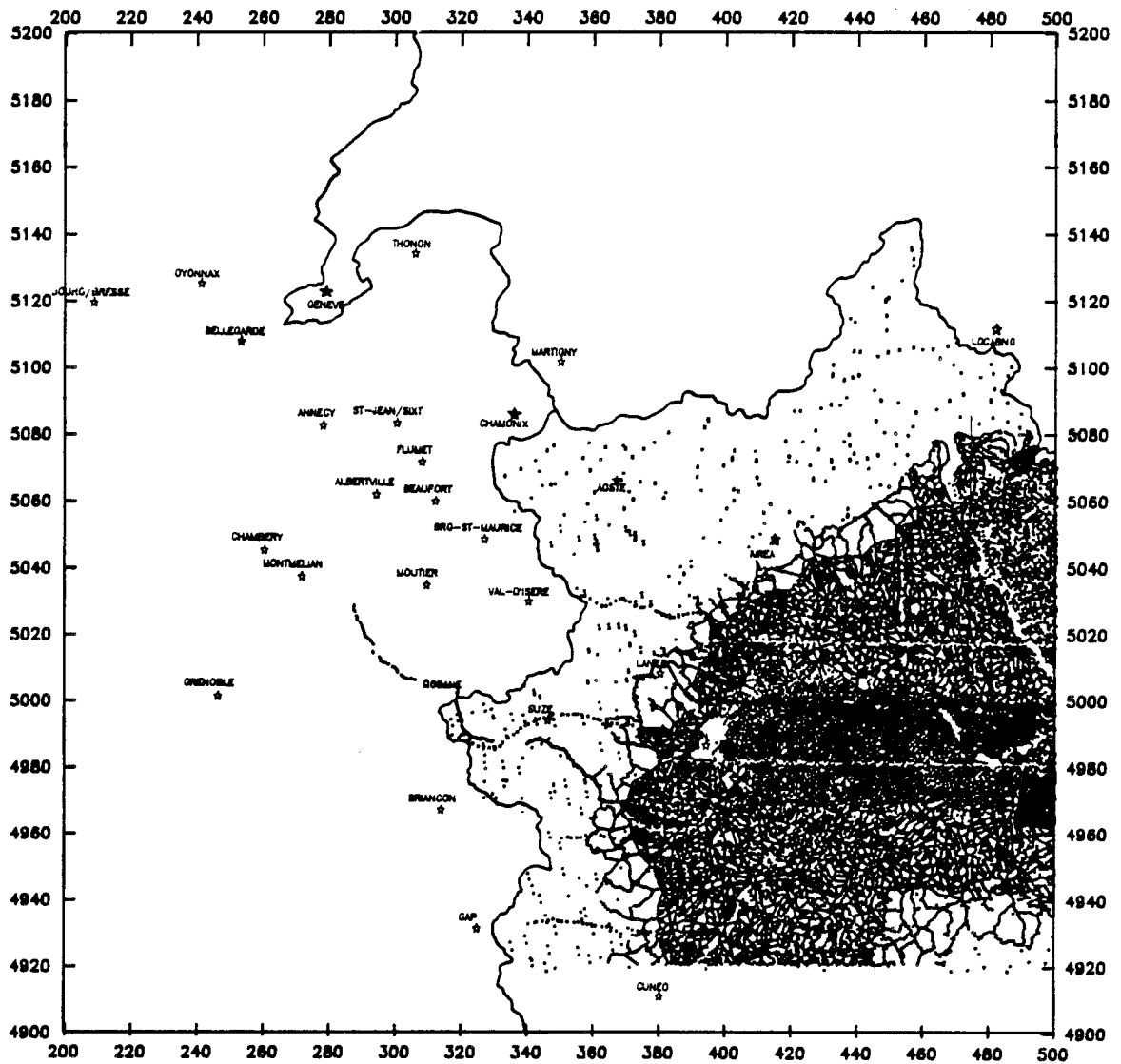
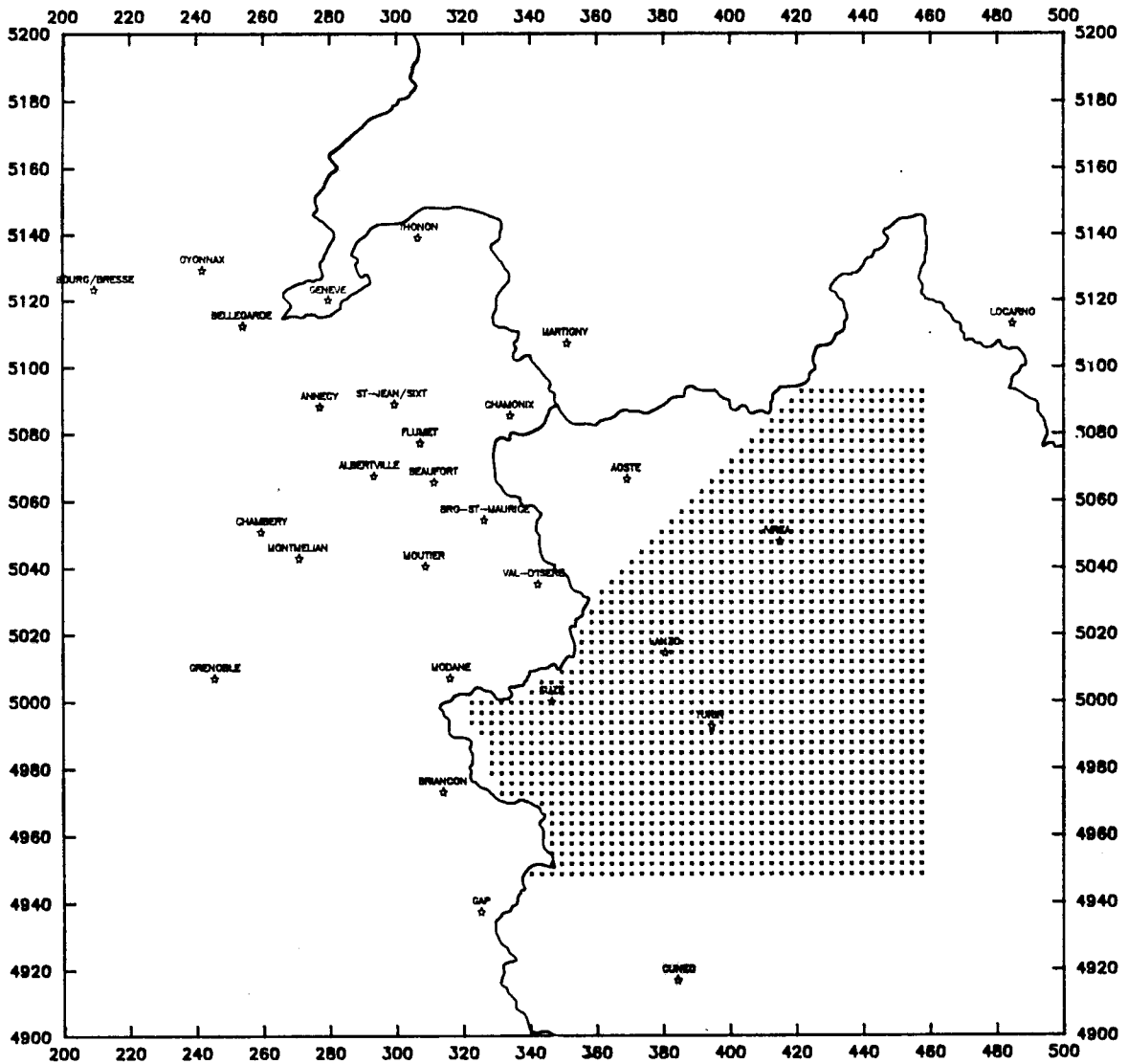


Fig. IV-9 : Plan de position des valeurs interpolées de l'anomalie de Bouguer sur le Nord-Ouest de l'Italie. D'après Carozzo (1982). Coordonnées kilométriques en U.T.M. 9°.



2) LE LEVE GRAVIMETRIQUE ECORS-CROP 1986 - 1987

a- Choix de la densité de stations de mesure

Comme nous pouvons le constater (Fig. IV-4), la couverture gravimétrique sur les départements de Savoie, Haute-Savoie et de l'Isère, dans les parties montagneuses, n'était assurée que par le levé de S. Coron avec une densité approximative de 1 station/40 km².

Bien que suffisantes pour se faire une idée de la "signature gravimétrique" à grande échelle des Alpes Occidentales, ces données ne permettaient pas la réalisation de profils gravimétriques suffisamment étayés.

L'objectif que s'était fixé l'équipe de gravimétrie associée au profil ECORS-CROP était de couvrir une bande de 50 km de part et d'autre du tracé du profil ECORS-CROP en mesurant une valeur du champ tous les 800 m sur le profil et en assurant une densité de mesures de 1 station pour 2 ou 3 km² sur le reste du domaine.

Bien évidemment cette répartition a été conditionnée par la présence ou l'absence de reliefs importants et de voies de communication praticables. Devant faire un choix entre respecter à tout prix la densité de répartition fixée au préalable ou implanter des stations en fonction du degré de difficulté rencontré, nous avons opté pour une voie intermédiaire en privilégiant toutefois les zones à accès plus aisé et, lorsque certaines régions l'exigeaient, en faisant quelques points uniquement accessibles à pied.

Il y eut également, comme facteur restrictif à ce type de mesures, le fait que ces missions se sont déroulées durant les mois de Septembre et Octobre 1986 et Novembre 1987, périodes où les conditions météorologiques sont changeantes et perturbent les plans de mesures prévisionnels.

Malgré le plaisir que nous avons eu à effectuer des points de mesures le long de cheminements pédestres, les inconvénients liés à la réalisation de mesures relatives gravimétriques ont limité ce type d'acquisition aux seuls points faisant réellement défaut à notre étude.

En dépit de cela, 1030 stations, dont la localisation est représentée sur la Figure IV-10, ont pu être faites durant ces deux campagnes, permettant d'une part une meilleure répartition des données le long du Profil Sismique ECORS-CROP et d'autre part d'obtenir un complément de données sur les Alpes Occidentales, en particulier sur les départements de Savoie, Haute-Savoie et de l'Ain.

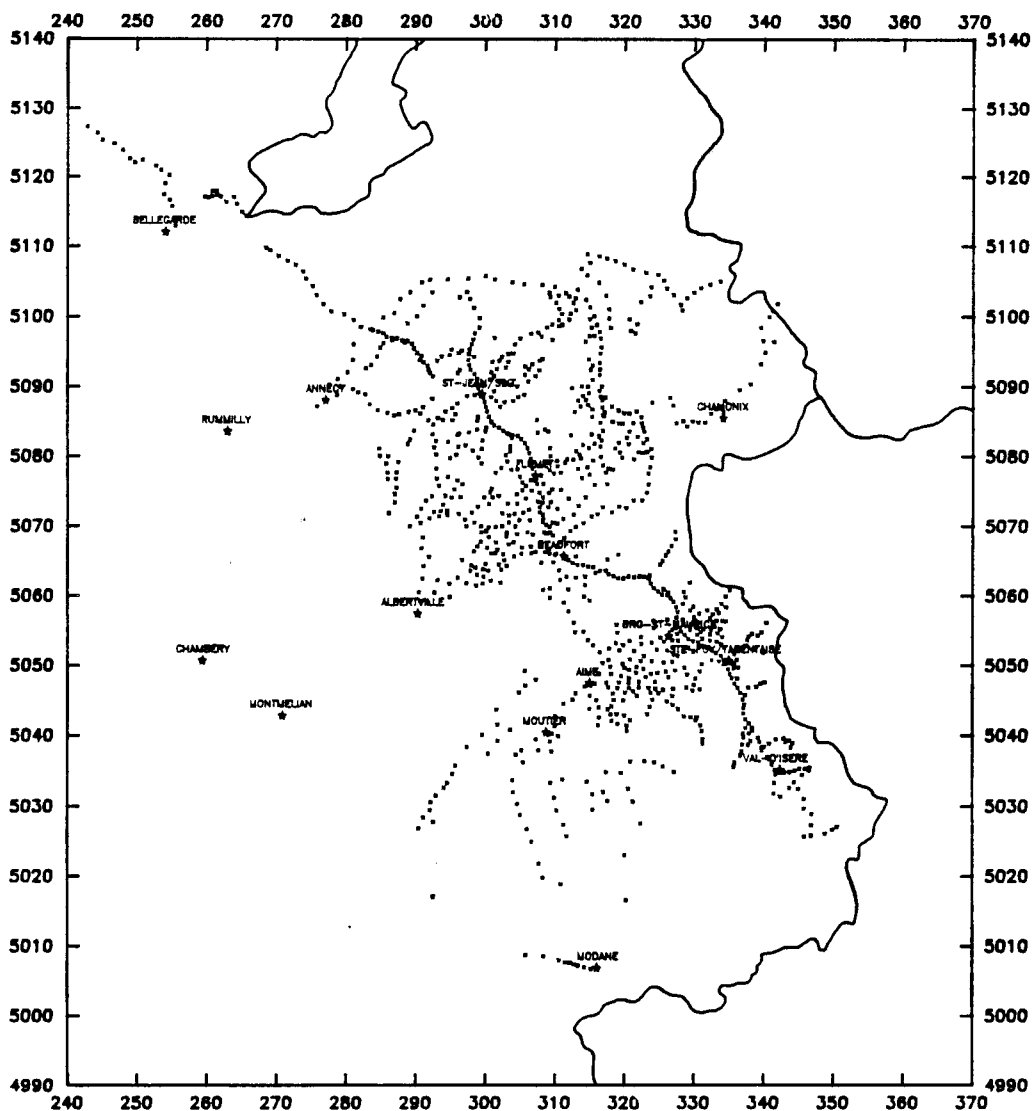


Fig.IV-10 : Plan de situation des stations gravimétriques levées lors des campagnes gravimétriques ECORS-CROP Alpes de 1986-1987. Coordonnées kilométriques en U.T.M. 9°.

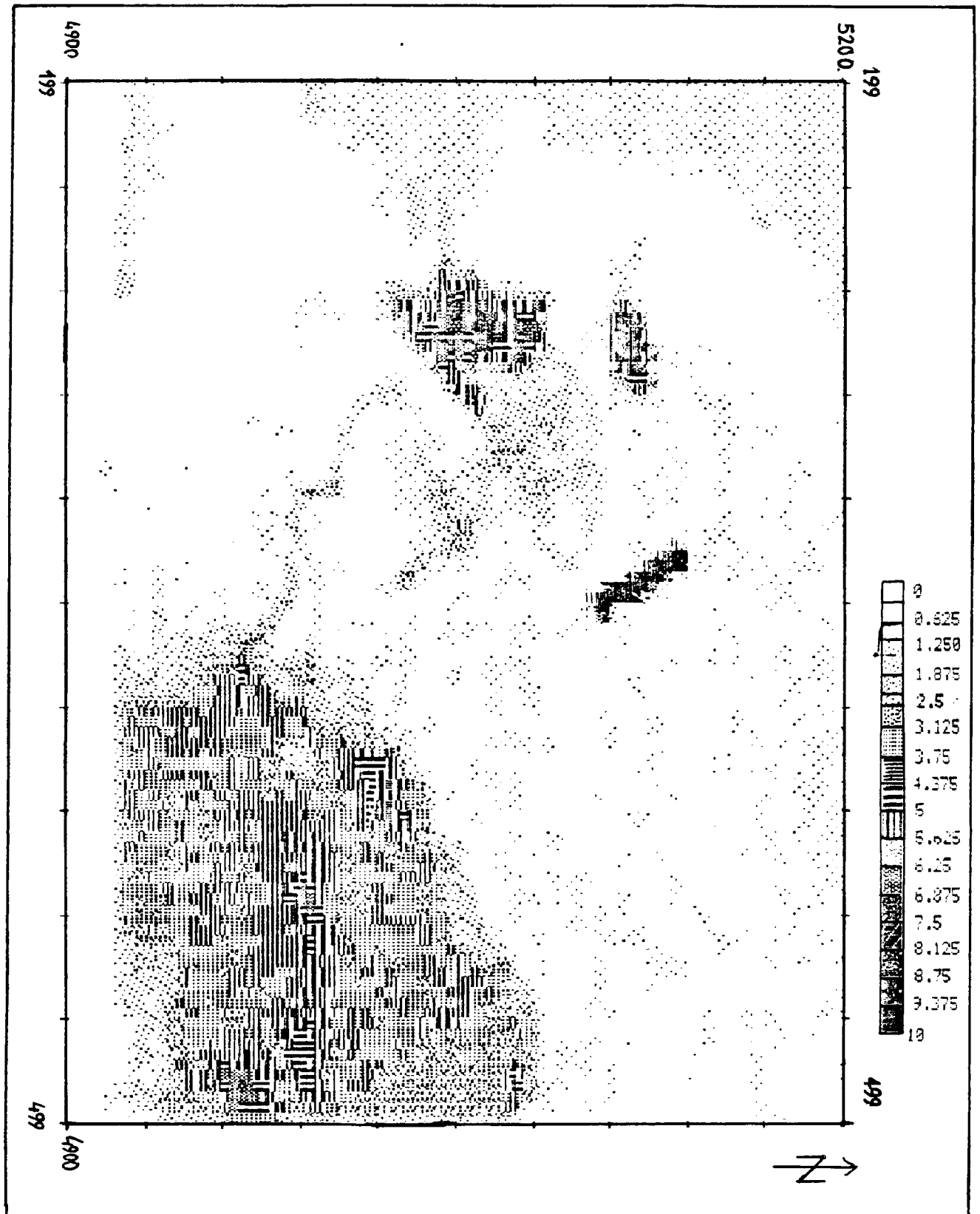


Fig.IV-11 : Carte de densité de stations gravimétriques montrant la répartition des stations utilisées pour réaliser la carte d'anomalie de Bouguer présentée chapitre IV-C. Coordonnées kilométriques en U.T.M. 9°.

Une représentation graphique de cette densité de stations a été réalisée (Fig. IV-11) montrant clairement la distribution des stations sur la superficie couverte par la carte gravimétrique. Les levés pétroliers du Bassin de Genève, de ESSO et la Plaine du Po, apparaissent sous forme de plages à répartition très uniforme, de densité généralement supérieure à 2 stations/km². Les autres levés sont par contre beaucoup moins homogènes et se ramifient au gré des voies de communication dont la densité demeure élevée (supérieure à 0,5 station/km²) pour se raréfier sur les zones à fort relief (inférieure à 0,125 stations/km²).

b- Choix des bases de référence

Pour réaliser cette campagne, la première étape fut de choisir les bases à partir desquelles nous allions créer un réseau disposé de façon judicieuse afin d'optimiser les trajets durant les boucles de mesure (Fig. IV-12)

Nous nous intéressâmes plus particulièrement aux bases utilisées durant le levé ESSO de 1967 pour la Compagnie Générale de Géophysique. Une partie de la Vallée de l'Isère joignant Montmélian et Frontenex avait été levée et quelques bases avaient été ouvertes (corrélées au système C.G.F., Cf. Annexe I).

Durant la première mission de Septembre à Octobre 1986, nous avons choisi la base de Frontenex située au pied d'un contrefort de l'église (Annexe V) comme référence et point de départ pour toutes les autres bases. Cette base a l'avantage d'être localisée dans un village très facilement accessible à 10 km au Sud d'Albertville car situé sur l'axe routier Albertville-Montmélian. Grâce à trois allers et retours successifs, nous avons ouvert les bases de Moutier, de Aime, de Bourg-Saint-Maurice, puis un peu plus tard de Beaufort et de Flumet.

La première partie de la campagne d'acquisition sismique ECORS-CROP se déroulant du Col de la Galise à Bourg-Saint-Maurice, le long de la haute vallée de l'Isère, nous avons ouvert des bases secondaires pour segmenter le trajet entre Bourg-Saint-Maurice et Val d'Isère.

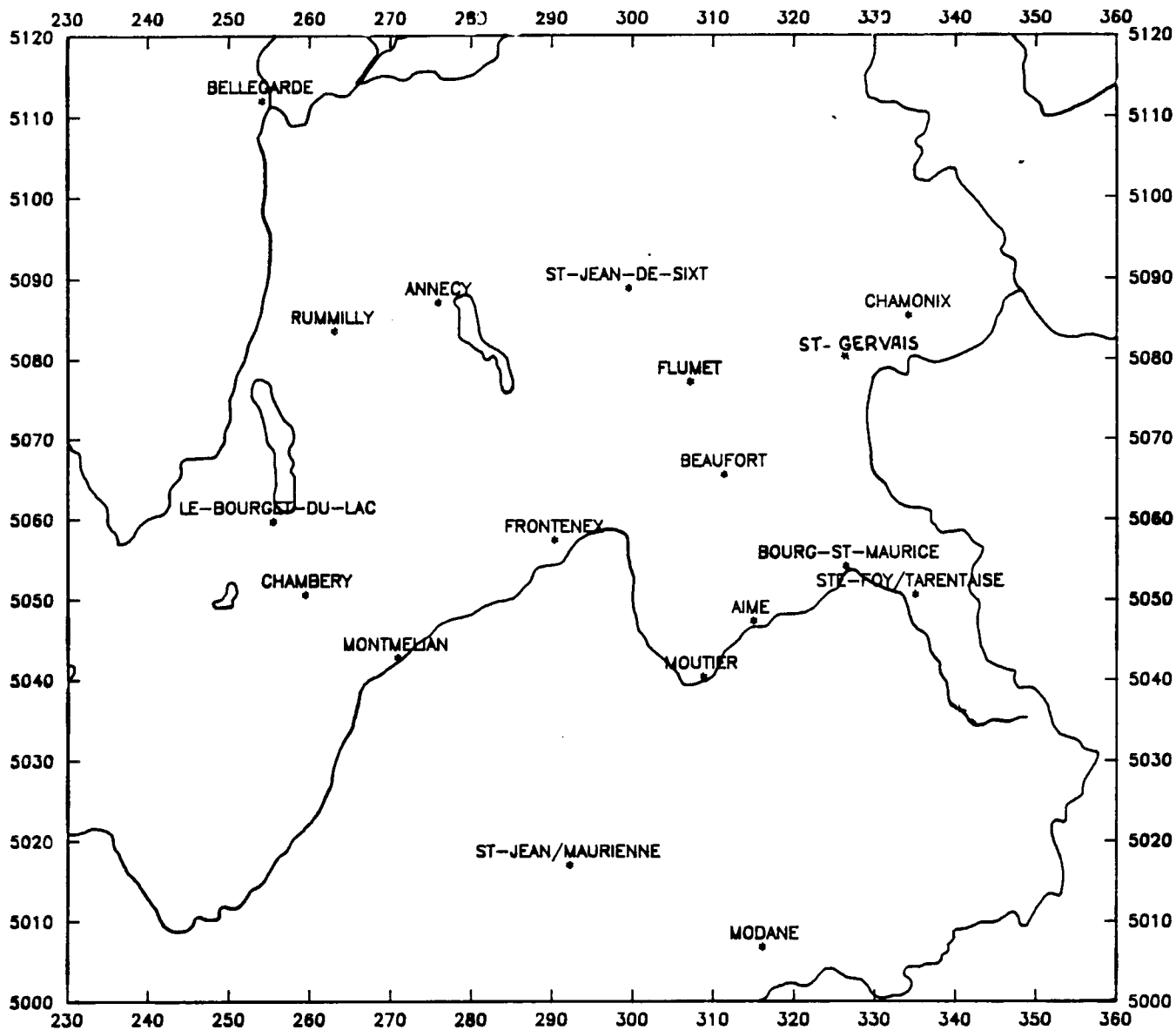


Fig.IV-12 : Plan de situation des bases gravimétriques utilisées lors des campagnes gravimétriques ECORS - CROP Alpes. Coordonnées kilométriques en U.T.M. 9°.

Ces bases, l'une à Sainte Foy sur Tarentaise, l'autre sur les bords du Lac de Chevril à Tignes, nous ont ainsi permis de réduire les temps de fermeture pour les mesures effectuées de part et d'autre de cette vallée, mais elles ont également servi à l'ouverture de la base de Modane dans la vallée de la Tarentaise.

Cette dernière avait, lors d'une précédente étude menée par Roberto Lanza, servi de base de référence pour d'autres stations dans la vallée de la Maurienne. Toutefois elle n'avait pas encore été rattachée à un système gravimétrique particulier. Considérant que sa qualité de base de 3ème ordre par rapport à la base de Frontenex ne répondait pas aux critères de fiabilité indispensables à une base, nous avons attendu l'année suivante pour la réouvrir correctement par rapport à une base I.G.S.N. 71 de 1er ordre et ainsi traiter les points réalisés dans cette vallée.

L'avancement de notre campagne gravimétrique était étroitement lié à la progression du profil sismique ECORS-CROP du fait de l'utilisation des repérages et du piquetage topographique réalisé par la Compagnie Générale de Géophysique. En effet, chaque point vibré et chaque point d'observation étaient repérés en x et y à dix mètres près et avec une précision de 0,1 m en altitude (en raison des corrections dynamiques).

Nous avons effectué une mesure du champ gravifique tous les dix points vibrés ce qui correspond à une distance de 800 m le long du profil et ceci tout au long du profil ECORS, i.e. du Col de la Galise jusqu'à Le Chenex près de Cluseille.

En raison de l'avancement rapide des mesures sismiques et des contraintes que cela nous imposait, nous avons effectué des stations dans une bande s'étendant grossièrement 50 km de part et d'autre du tracé du profil sismique en profitant des voies privilégiées que constituent les vallées latérales et utilisant tour à tour les bases gravimétriques ouvertes au préalable.

Profitant de la proximité de la base I.G.S.N. 71 du Tunnel du Mont Blanc (Cf. Annexe V), nous avons établi plusieurs liaisons entre celle-ci et la base de Flumet afin d'avoir, si ce n'est une ouverture fiable au système I.G.S.N. 71, au moins une idée de l'écart existant entre le système théoriquement C.G.F. dans lequel étaient ouvertes les bases de notre levé et le système I.G.S.N. 71.

Cet écart : $-13,133 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$, quoiqu'un peu faible, concorde avec les valeurs couramment admises entre ces systèmes (Woolard, 1978).

La deuxième campagne d'acquisition, qui se déroula durant le mois de novembre 1987, bénéficia du traitement des stations déjà acquises et ainsi, nous avons pu procéder à l'ouverture de toutes les bases préalablement en C.G.F., en I.G.S.N. 71 à partir des bases de 1er ordre de Chambéry (place du Château) et du Bourget du Lac (église).

Les bases Frontenex (E 19) et Montmélian (E 6) ont donc été réouvertes dans le système I.G.S.N. 71, devenant alors des bases secondaires qui, à leur tour, ont permis de déterminer la valeur des bases tertiaires I.G.S.N. 71 de Bourg-Saint-Maurice, Modane, Moutier, Aime, Beaufort, Saint-Jean-de-Sixt. La base de Flumet quant à elle est ouverte suivant un critère de deuxième ordre. L'étude des comparaisons entre les valeurs de Gmesuré en C.G.F. et en I.G.S.N. 71 ont montré une convergence rassurante avec une moyenne de: $13,13 \pm 0,05 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

Nous avons repris les données brutes acquises durant la mission précédente (ECORS 1986) et nous les avons toutes retraitées conjointement à celles collectées durant la mission 87 en utilisant les valeurs des bases I.G.S.N. 71. Ce choix correspond au souhait d'être toujours le plus cohérent possible avec le système gravimétrique I.G.S.N. 71 et ceci sans que les données de départ de cette campagne aient été évaluées dans un système entaché d'incertitudes puis converties par le retranchement d'une constante, dans le système I.G.S.N. 71.

Il en résulte des stations dont la précision sur Gmesuré est vraisemblablement de $0,02 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$. pour celles d'entre elles situées aux lieux de repérages géographiques et altimétriques précis.

c- Répartition des stations gravimétriques

Nous allons maintenant discuter de la répartition de ces stations suivant leur localisation. Nous observons sur la figure IV- 13 la répartition des 1030 stations suivant des classes d'altitude de 200 m, nous pouvons constater qu'une grande partie des points a été mesurée à une altitude comprise entre 600 et 1800 m avec un maximum autour de 1200 mètres. Cette répartition est en partie due au fait que la chaîne des Alpes est entaillée de profondes vallées offrant ainsi de grandes différences

d'altitudes entre les sommets et le fond de ces vallées. Il n'est donc pas étonnant de constater ce type de répartition où les altitudes ne sont pas importantes compte-tenu du fait qu'une majorité de stations a été mesurée dans les vallées.

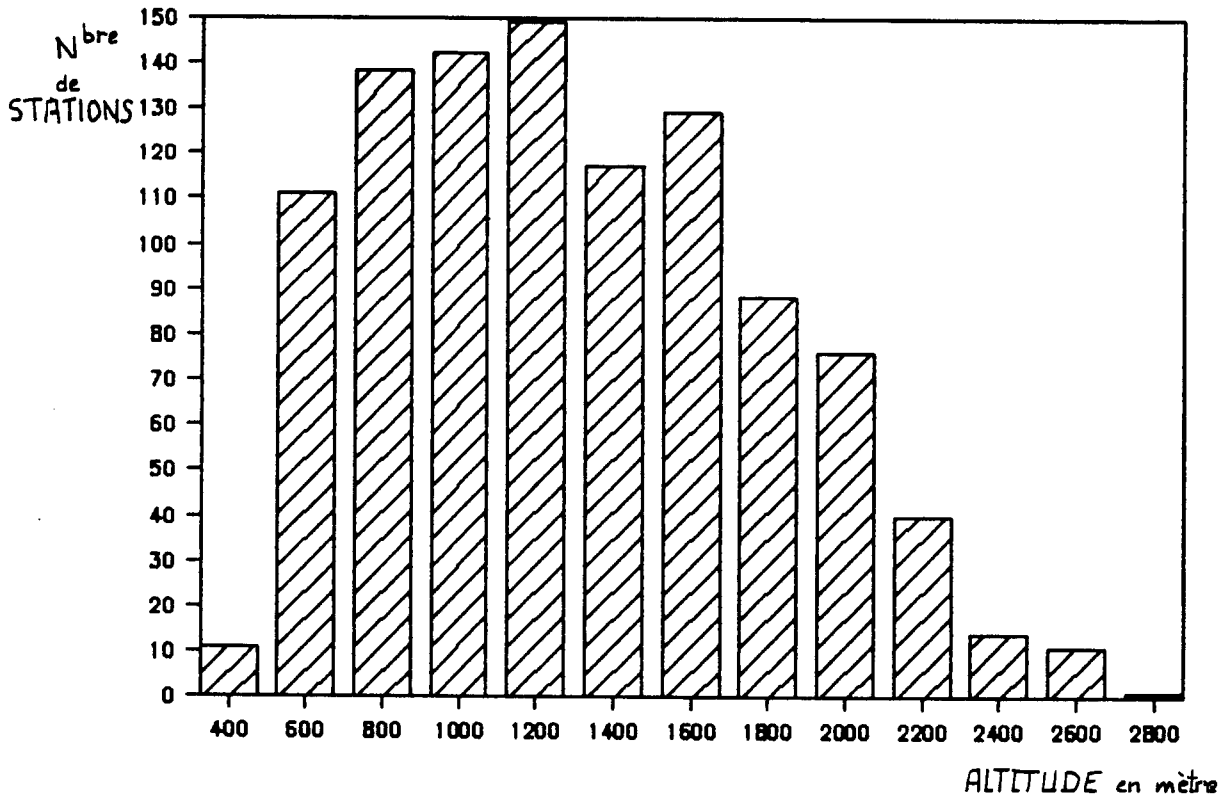


Fig. IV-13 : Distribution des stations gravimétriques ECORS-CROP 86-87 suivant des classes d'Altitude de 200 m.

La figure IV- 13 nous indique les pourcentages de points suivant le mode de repérage utilisé. Nous avons prévu au départ de cette mission d'utiliser autant que possible les repères de nivellement dont les microfiches signalétiques avaient été acquises auprès de l'Institut Géographique National, et ce en raison de l'extrême précision de ce type de repérage (x et y à moins de 0,3 m et Z à moins de 0,01 m).

Malheureusement le réseau routier et les ouvrages d'Art des Alpes Occidentales Françaises connaissant, depuis vingt ans, de perpétuelles modifications, bien peu de ces repères sont restés en place.

Seuls quelques uns situés sur des routes moins fréquentées ou sur les monuments de petits villages, ont été préservés jusqu'alors.

Nous avons donc été contraints d'utiliser les points cotés reportés sur les cartes au 1/25000^{ème} de l'I.G.N. ainsi que les bornes altimétriques disponibles sur notre secteur. Alors que ces dernières sont précises en altitude à moins de 0.1 m, les points cotés n'assurent qu'une précision de +/- 0,5 mètre et 25 mètres en x et y, ce qui peut induire une erreur allant jusqu'à $0,15 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ sur la valeur de l'anomalie à l'air libre.

Il faut cependant replacer cette valeur dans son contexte, c'est-à-dire : comparée aux autres erreurs que nous traitons en annexe IV, cette dernière est minime. Nous tenions toutefois à le signaler au cas où certaines personnes auraient besoin d'utiliser les données de Gmesuré et les altitudes correspondantes.

Nous observons sur cette Figure IV-14 :

- que les mesures sur points cotés représentent 60 % du nombre total de stations,
- que les repères de nivellement n'ont pu être utilisés qu'à concurrence de 25 % des stations,
- que les points réalisés en utilisant le piquetage topographique établi le long du profil sismique ECORS-CROP, offrant une précision supérieure à 0,1 m en altitude, représentent 13,5 % des stations,
- enfin, que les points obtenus sur des bornes I.G.N. à l'intersection de courbes de niveaux maîtresses et de chemins, et également dans quelques rares cas utilisant l'altitude barométrique du lieu de mesure, ne représentent que quelques pour cent du total des stations.

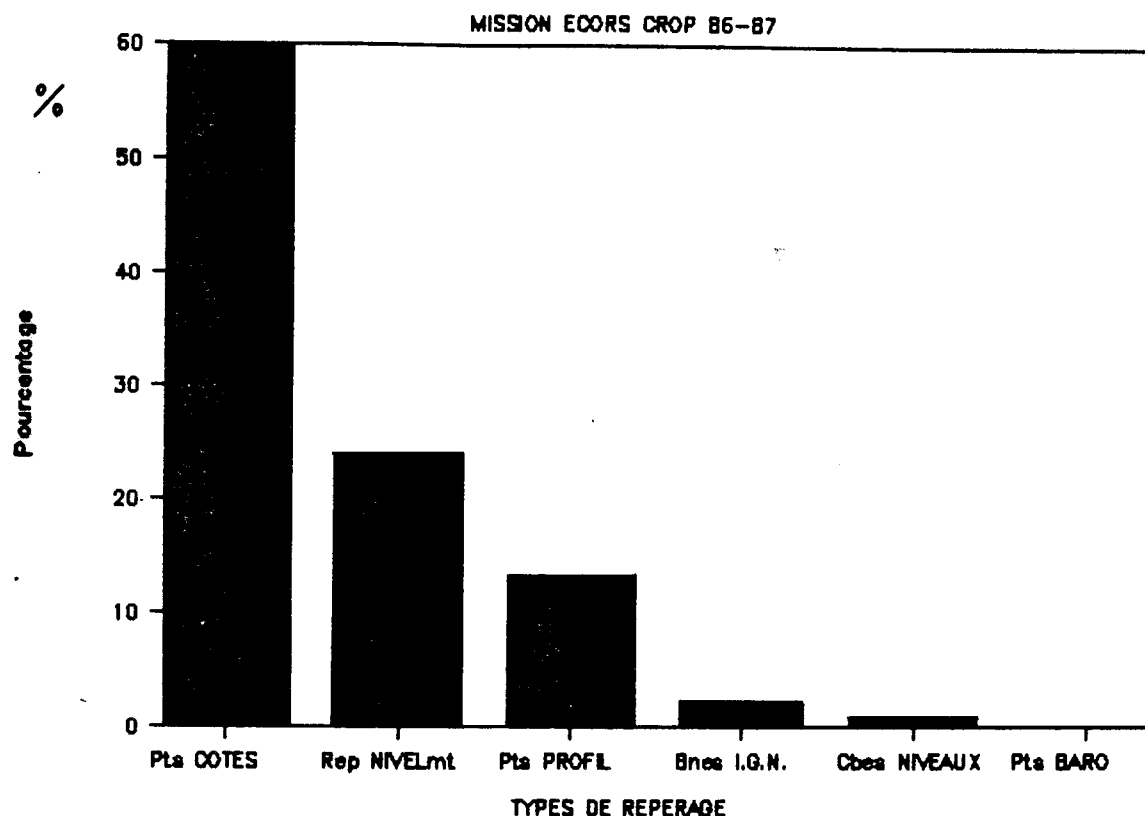


Fig. IV- 14 : Distribution des stations gravimétriques ECORS-CROP 86-87 suivant le type de repérage altimétrique utilisé.

d- Les corrections topographiques

Après avoir tenté de quantifier l'erreur que nous commettons sur la détermination de l'altitude, nous allons aborder, dans ce chapitre, le point le plus délicat et le plus critique de cette étude à savoir : les corrections de reliefs qui ont fait dire à bon nombre de gravimétriciens que la mesure des anomalies du champ gravifique en zone montagneuse n'était pas envisageable si l'on tient compte des incertitudes sur leur détermination.

La méthode que nous avons adoptée pour réaliser cette correction topographique, méthode déjà utilisée lors de la campagne gravimétrique ECORS-Pyrénées (de Cabissole, 1989), consiste à réaliser cette évaluation en utilisant plusieurs procédés.

L'approche est pratiquement la même quelles que soient les méthodes utilisées, seules les techniques de réalisation changent. Cette approche consiste à évaluer cette correction suivant différentes zones comprises dans les anneaux concentriques à la station de mesure, eux-mêmes subdivisés en 4, 6, 8 et 12 secteurs.

Dans ces secteurs, nous calculons l'effet gravifique des reliefs (i.e. des écarts d'altitudes par rapport au niveau de la station) en calculant l'attraction que provoque un volume (dont la base correspond à une section de couronne) de hauteur égale à la différence entre la moyenne des altitudes dans le secteur de couronne considéré, et l'altitude de la station.

En itérant le calcul dans tous les secteurs de chaque anneau, nous obtenons, par simple sommation, la valeur de la contribution gravimétrique des "reliefs" situés dans un rayon de 167 km autour de la station. Cette valeur maximale de 167 km prise comme rayon de calcul maximum correspond à la distance pour laquelle les valeurs de correction topographique deviennent insignifiantes.

La technique qui était utilisée auparavant consistait à réaliser des abbaques que l'on surimposait à des cartes topographiques afin d'estimer graphiquement chaque altitude moyenne de chaque prisme, puis à se reporter à des tables de calcul d'attraction de prisme (dites tables de Hammer ou de Hayford) afin d'évaluer la contribution gravifique de chaque prisme pour une densité de 1 et d'en faire la sommation. Une fois le résultat obtenu, il ne restait plus qu'à le multiplier par la valeur de la densité définie pour le traitement. Cette application se répétant autant de fois qu'il y avait de stations et nécessitant l'emploi au minimum de 4 jeux de cartes d'échelles différentes sur la même zone (1/25000^{ème}, 1/50000^{ème}, 1/100000^{ème}, 1/250000^{ème}), était donc fort peu appréciée des gravimétriciens qui mirent tout en oeuvre pour trouver une ou des méthodes de calcul différentes.

Description de la méthode de traitement des corrections de relief utilisée

La technique que nous avons adoptée, utilisée entre autre par Emile Klingelé (Université de Lausanne, Suisse), consiste à :

- effectuer, lors de la mesure sur le terrain, l'évaluation de visu des dénivelés compris dans quatre secteurs de 90° chacun, dans un rayon de 2 mètres autour du point de mesure, puis répéter cette évaluation pour une couronne de 2 à 17 mètres mais suivant six secteurs de 60° chacun et traiter l'ensemble de ces données de façon classique, c'est-à-dire par abaques de Hammer (Zones A et B),
- calculer, toujours de façon classique, à l'aide d'Abaques et de Table de Hammer, les corrections topographiques jusqu'à la zone H (2615 m) à l'aide des cartes au 1/25000^{ème} de l'I.G.N.
- digitaliser toutes les cartes au 1/25000^{ème} situées sur la zone d'étude ainsi que celles comprises dans une marge de 20 km autour de ce secteur.

Nous avons pour cela, relevé une valeur d'altitude tous les kilomètres pour chacune des 70 cartes concernées, obtenant ainsi un fichier d'altitude de maille 1 km x 1 km. (Fig.IV-15)

Afin d'avoir un fichier topographique couvrant une zone "rectangulaire" facilitant son utilisation, nous avons utilisé des cartes au 1/25000^{ème} provenant, pour la majorité, de l'I.G.N. mais également de l'Institut Géographique Suisse. Ce fichier nous a permis de traiter de façon informatisée les corrections de relief comprises entre 2,6 km et 20 km. Pour cela, la logique du programme reprend les mêmes étapes de calcul que la méthode graphique par abaques .

Seule la détermination de l'altitude moyenne des secteurs s'effectue à l'aide du fichier topographique en moyennant les différentes valeurs d'altitude comprises dans un secteur, et le calcul d'attraction du prisme ainsi défini est réalisé à l'aide d'un algorithme de calcul classique. Le programme itère pour chaque secteur, puis pour chaque couronne comprise entre 2,6 et 20 km, et enfin passe à la station suivante après avoir stocké la valeur de la contribution à la correction de relief.

- utiliser deux autres fichiers de données digitalisées de la topographie :
 - o l'un étant celui réalisé par S. Coron, réinterpolé afin d'obtenir une valeur d'altitude moyenne suivant une maille de 3 km x 3 km et utilisé pour traiter les corrections topographiques de 20 à 50 km, (Fig.IV-16).
 - o l'autre provenant du C.N.E.S. et couvrant toute l'Europe, également réinterpolé pour obtenir une grille d'altitudes moyennes de maille 8 km x 8 km et permettant de traiter les corrections topographiques de 50 à 167 km (Fig.IV -17).

Ces deux fichiers, ainsi que celui créé sur les Alpes avec une maille 1 km x 1 km, ont été utilisés l'un à la suite de l'autre, calculant et stockant ainsi, pour chaque station, la valeur de la correction topographique pour le secteur qui leur est attribué. En fin de programme, la sommation de chaque contribution est faite et le résultat obtenu est additionné à la valeur trouvée par méthode graphique (de 0 à 2,6 km) pour donner la valeur totale de la correction de relief.

L'intérêt de cette procédure est le gain de temps énorme qu'elle procure ainsi que la possibilité de retraiter autant de stations (situées sur la zone d'étude) que l'on veut, ce qui est très utile lorsque des compléments de missions sont effectués ultérieurement.

La seule limitation est apportée par la limite inférieure (rayon minimum) de traitement informatique de ces corrections. Dans le cas de cette étude, celle-ci était à 2,6 km, mais aurait pu être descendue en deçà en échantillonnant tous les 100 m (au lieu de tous les 1 km). Un tel fichier aurait permis de traiter les corrections des reliefs à partir d'un rayon de 200 m autour de la station mais aurait contenu des millions de données, ce qui ne va pas sans poser certains problèmes de gestion d'espace mémoire sur les systèmes informatiques actuels.

Une autre solution consistait à extraire des fichiers de l'Institut Géographique National, les coordonnées et l'altimétrie des points cotés sur une vaste zone dépassant les 170 km de part et d'autre des limites du cadre étudié. La transformation par une interpolation appropriée aurait permis l'obtention d'une grille très fine ayant une résolution pouvant atteindre 25 m x 25 m, permettant pratiquement de traiter toutes les corrections de reliefs de manière automatique (sauf les 50 premiers mètres qui seraient évalués au moment de la mesure et traités séparément).

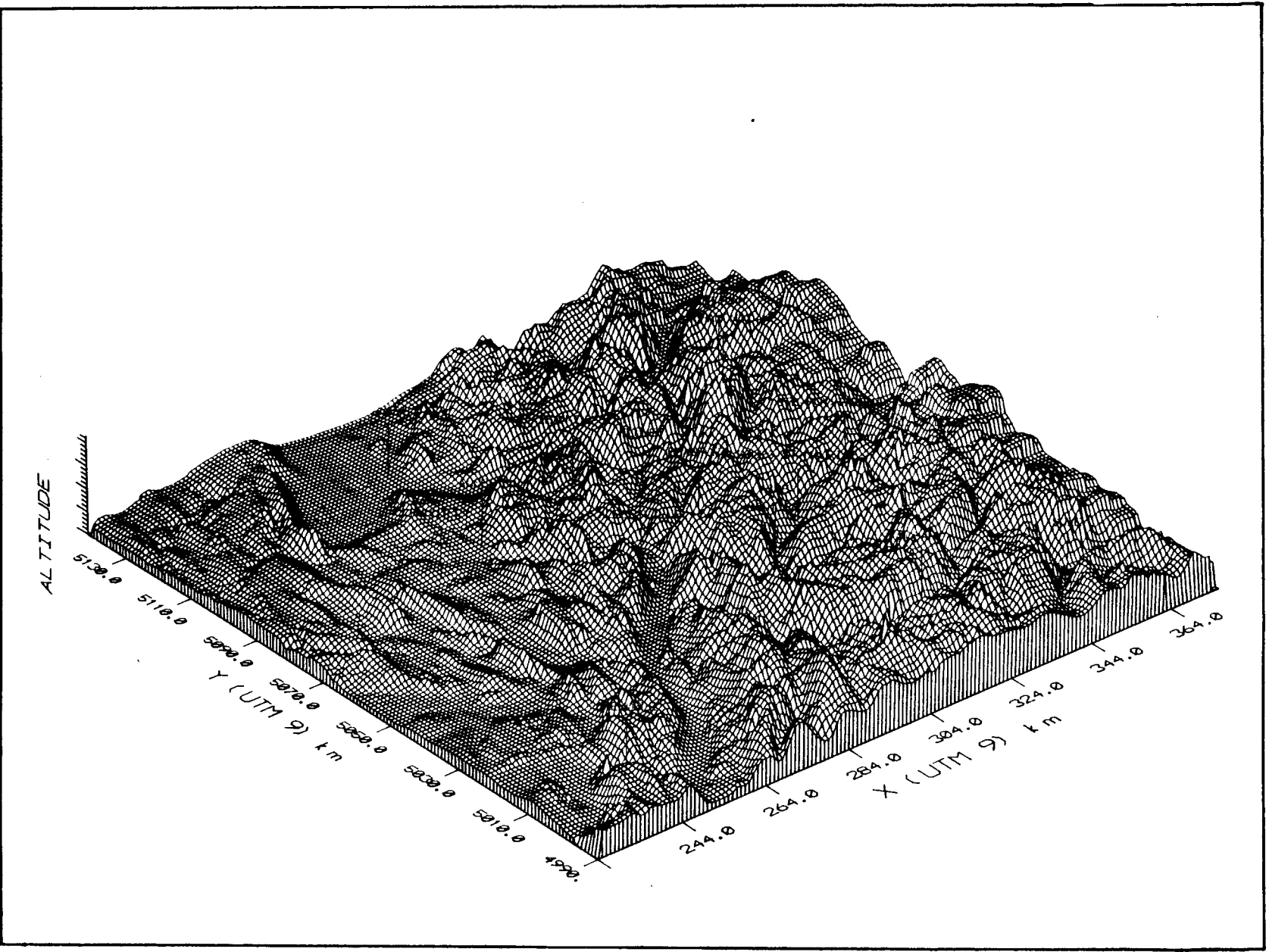


Fig. IV - 15 : Représentation graphique en 3D du fichier topographique de maille 1 km x 1 km sur les Alpes Occidentales.

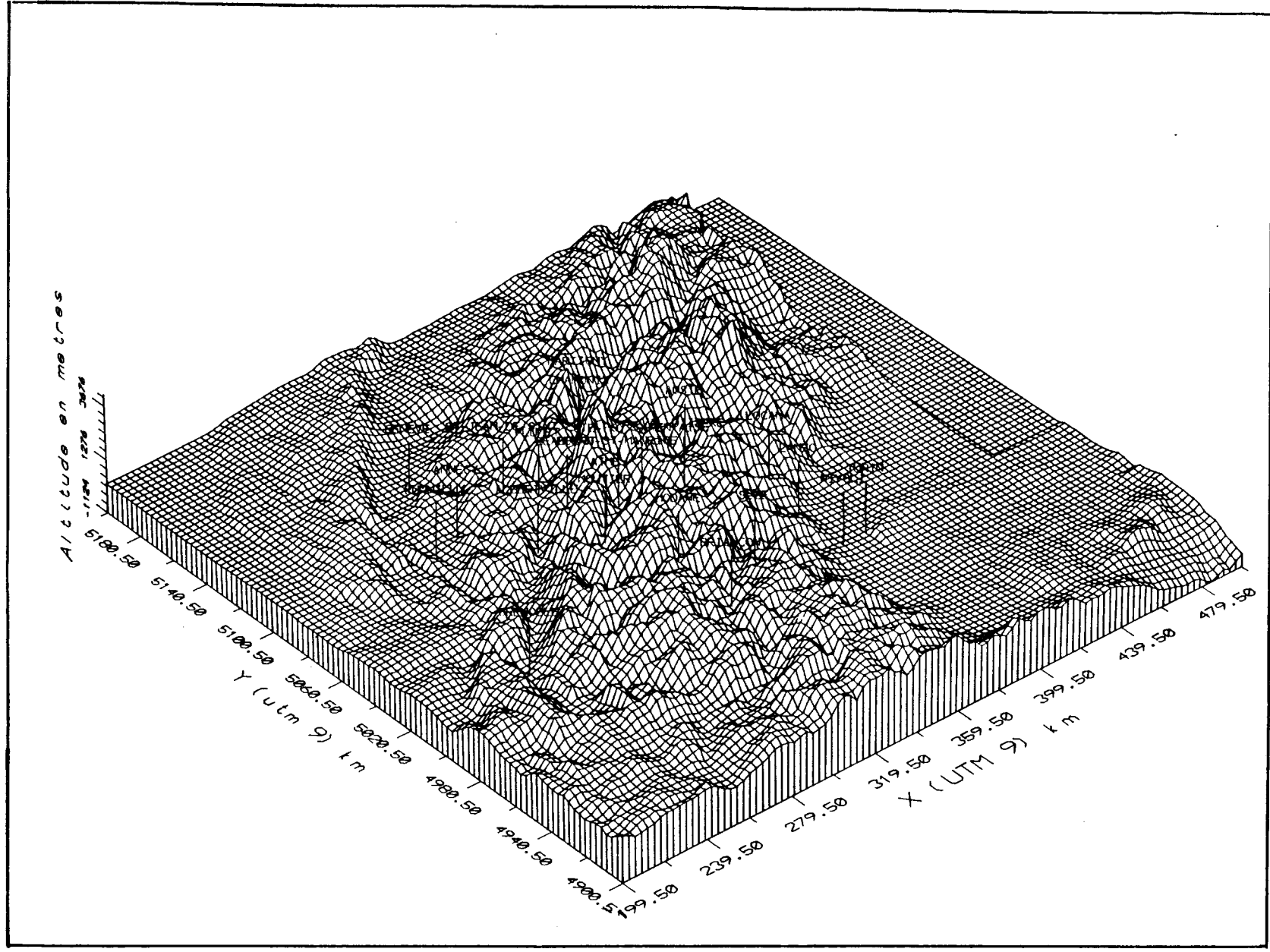


Fig. IV - 16 : Représentation graphique en 3D du fichier topographique de maille 3 km x 3 km sur les Alpes Occidentales. D'après données Coron.

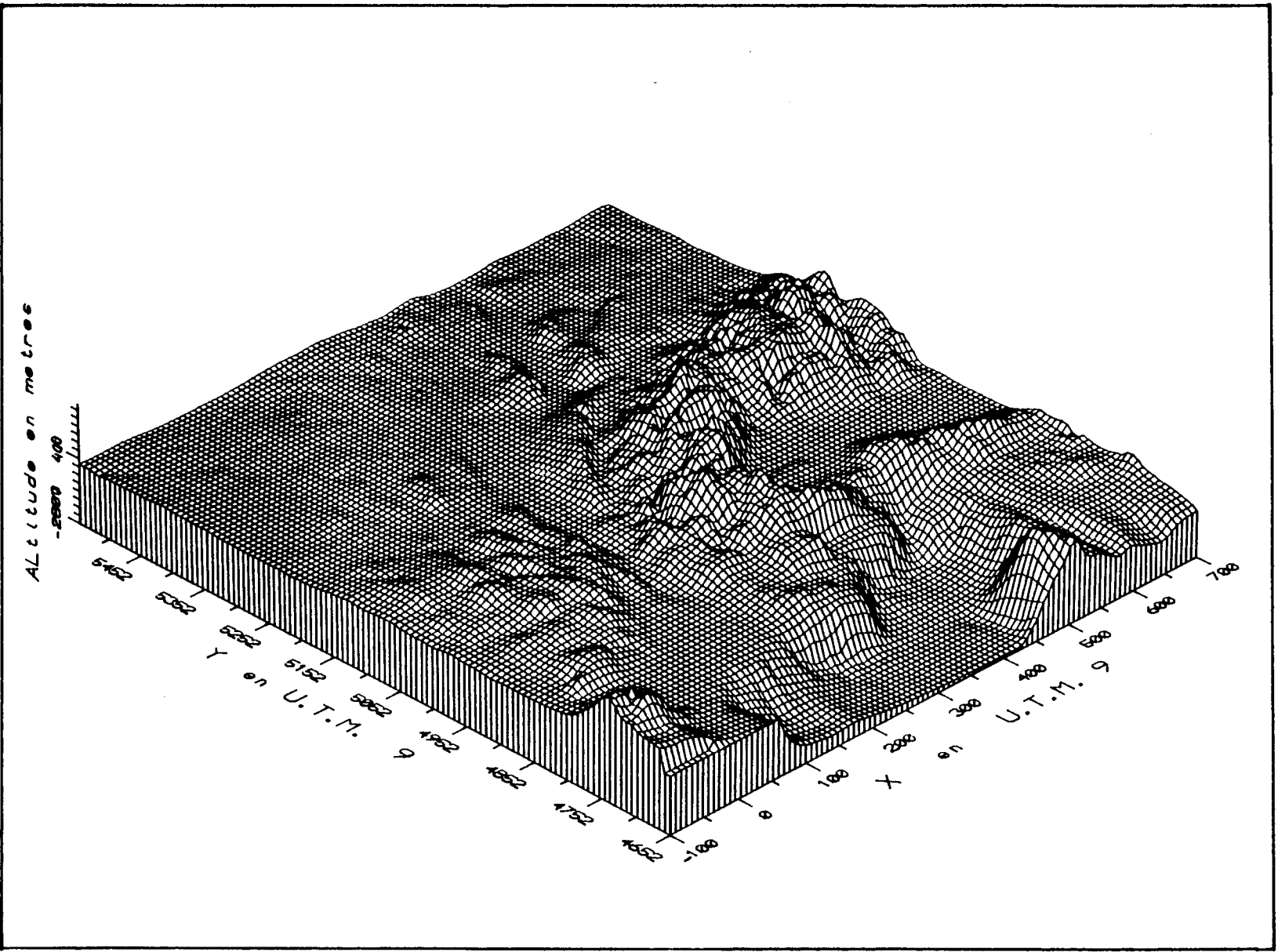


Fig. IV-17 : Représentation graphique en 3D du fichier topographique de maille 8 km x 8 km sur le Sud-Est de la France, incluant les Alpes Occidentales.

Cette solution n'a pu être développée faute de moyens financiers suffisants. C'est vraisemblablement ce vers quoi nous allons tendre dans un proche avenir si l'accès à certaines bases de données peut être réalisé à des prix abordables.

Une fois ces résultats obtenus, nous avons effectué différents tests statistiques simples pour savoir quelle crédibilité leur accorder, mais également quels traits de caractères possèdent ces corrections en zone de fort relief (corrélation entre les corrections topographiques et l'altitude, corrélation entre les corrections topographiques et l'Anomalie de Bouguer). Cette étude est présentée et commentée en Annexe IV.

Cette partie méthodologie n'a d'autres buts que l'explication et la prise de conscience du degré de fiabilité de nos résultats.

Le paragraphe suivant traite des résultats finaux de cette acquisition de données et de la compilation de celles-ci avec les études gravimétriques antérieures.

e- CARACTERISTIQUES de la CARTE

i) *Répartition des Stations*

Afin de mieux visualiser la répartition (en densité surfacique) des stations gravimétriques utilisées pour réaliser les cartes gravimétriques présentées au Chapitre IV C-2, nous avons réalisé une carte indiquant la valeur de la densité de stations pour chaque petite surface carrée de dimensions 3 km x 3 km constituant la trame élémentaire de découpage de la carte gravimétrique.

Cette carte (Fig.IV-11) est déjà présentée chapitre 2- a).

Nous observons des endroits où les valeurs de densité sont élevées, à très élevées (de 2 à 8 stations/km²), situées principalement sur les bassins. C'est le cas bien évidemment de la Plaine du Po dont la couverture exemplaire est due à l'intérêt que porte la compagnie pétrolière AGIP, à la reconnaissance de ce bassin, s'aidant pour cela de tous les moyens géophysiques disponibles. C'est également le cas du bassin de la haute

vallée du Rhône, du bassin de Genève et dans une moindre mesure du bassin de la région de Chambéry.

Sur le reste de la carte, les données sont beaucoup plus éparses puisque réalisées non pas pour étudier précisément un domaine particulier mais plutôt pour permettre une étude plus globale de la chaîne des Alpes.

Nos données répondent à ce dernier critère en ayant toutefois une densité plus importante tout au long du profil sismique ECORS-CROP afin de permettre une étude plus fine et précise suivant cette traverse.

Les figures IV-4 à IV-10, où apparaissent les contours géographiques, les principales villes et les réseaux hydrographiques, montrent plus précisément la réalité du positionnement des différents levés.

Bien que très peu significatif du fait de la forte abondance de points situés dans les zones accessibles, nous avons tenu à montrer le pourcentage représenté par chaque levé ayant été utilisé pour réaliser la carte gravimétrique des Alpes Occidentales ; ceci impliquant un débordement de ces données en dehors du cadre de la carte pour éviter les effets de bords.

Dans l'histogramme (Figure IV-18) les données fournies par la banque de données italienne ne sont pas prises en compte dans leur totalité, ces dernières ayant été compilées sous la forme d'une grille de maille 3 km x 3 km et insérées en l'état parmi d'autres données. Nous avons donc considéré uniquement les valeurs du champ gravifique tirées de la grille interpolée 3 km x 3 km située en Italie.

34,64 % des stations ont été fournis par le B.G.I. et retraités, comme mentionné dans le chapitre IV. Nous observons une hétérogénéité de répartition due aux différentes études incluses dans ce fichier.

4,3 % des stations ont été fournis par le B.R.G.M. couvrant uniquement la région Sud-Ouest de la carte. Ces données n'ont pas eu, à vrai dire, d'importance fondamentale dans la réalisation de la carte puisqu'étant principalement situées sur la bordure Sud-Ouest de la carte, le long du Rhône et ne servant qu'à éviter les effets de bord lors de l'interpolation de l'ensemble des données.

La campagne menée par la C.G.G. pour le compte d'ESSO représente 21,73 % des valeurs de champ de pesanteur. Elle se situe dans la région de Chambéry avec une densité importante par rapport à la résolution que nous désirons obtenir sur cette carte.

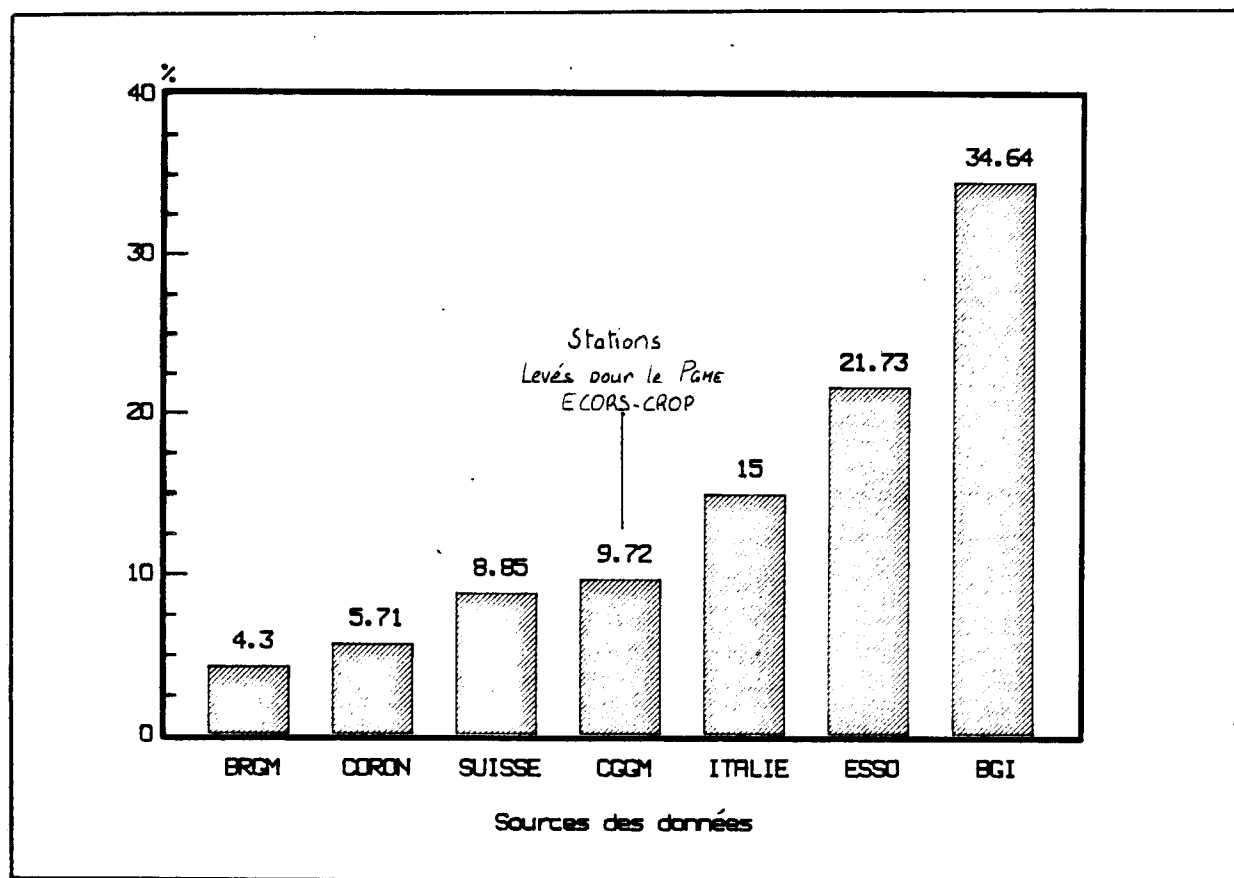


Fig. IV -18 : Histogramme représentant le pourcentage de stations que représente chaque source de données par rapport au nombre total de données utilisées.

La Suisse, dont la couverture est assurée pour une petite partie par les données du B.G.I., a été levée en détail par Klingelé et Olivier (1980). Les données que nous avons utilisées proviennent de cette dernière étude et forment, à peu près, 8,85 % du total des valeurs de champ utilisées. 5,71 % des données proviennent du levé de S. Coron sur les Alpes Occidentales et assurent un minimum de points sur les zones les plus inaccessibles.

Enfin, le levé réalisé en 1986-87 le long du profil ECORS-CROP qui représente un peu moins de 10 % des données et qui, de par sa situation, permet de faire le lien entre les données suisses, italiennes et françaises.

La densité globale des stations sur l'ensemble de la surface couverte par la carte (90 000 km²) est de 1 station tous les 6 km², soit 0,167 station/km². Bien qu'extrêmement moyenné, ce chiffre donne une idée de la répartition approximative des points de mesures.

ii) *Elaboration de la carte*

Les différents traitements (décrits au chapitre IV), qui ont été réalisés spécifiquement pour chaque levé, nous ont permis une homogénéisation de toutes ces stations (plus de 17000 stations) dans un système de référence international : l'I.G.S.N. 71.

Nous avons alors pu dessiner une carte d'anomalie de Bouguer en réalisant une interpolation suivant une grille de maille régulière (3 km x 3 km).

Les hétérogénéités de répartition nous ont conduit à réaliser cette opération en utilisant la méthode d'interpolation dite de Laporte (1962) qui est une méthode d'interpolation locale par lissage par un polynôme en x et y de degré 2, passant au mieux par les données au sens des moindres carrés et pondérée par un facteur de pondération que nous avons choisi égal à 2,2 dans notre cas.

Le tableau suivant nous donne les caractéristiques de la grille de données interpolées ayant permis la réalisation de la carte.

Caractéristiques de la Grille Interpolée :

Nombre de mesures ou de valeurs interpolées: 17764

grille à maille carrée : 101 lignes par 101 colonnes,

dimensions de la maille : 3 km x 3 km,

rayon d'interpolation : 25 km

avec prise en compte de 10 stations proches au minimum

facteur de pondération : 2,2

Point origine - point Sud Ouest de la grille

Coordonnée Origine en X: 199,5 (UTM) km

Coordonnée Origine en Y: 4900,5 (UTM) km

La carte générale d'Anomalie de Bouguer :

projection kilométrique U.T.M. (Universal Transvers Mercator)
méridien d'origine : 9° Est
système international : I.G.S.N. 71
ellipsoïde de référence défini par G.R.S. 67
correction de relief effectuées de 0 à 167 km (sauf grille italienne, voir Annexe IV pour estimation des erreurs)
Densité de correction : 2600 kg/m³
équidistance entre isoanomales : $5 * 10^{-5}$ m/s²,
échelle : 1/5000000 ème.

Cette grille, pour des raisons techniques de sortie sur une imprimante couleur, n'a pas pu être dessinée dans son intégralité et nous avons dû effectuer une diminution de 14 lignes en Y, ce qui réduit la carte gravimétrique d'anomalies de Bouguer aux dimensions suivantes :

Xminimum - 199,5	Yminimum - 4921,5
Xmaximum - 499,5	Ymaximum - 5179,5

Nous notons toutefois que pratiquement l'intégralité des Alpes Occidentales est prise en compte dans ce cadre et que les restrictions n'intéressent que le Nord du Jura ainsi que le Nord de la Suisse et, au Sud, le massif de l'Argentera et la région cotière méditerranéenne.

Le dessin final, exécuté à l'aide d'un programme de tracé de cartes couleurs utilisant des routines graphiques UNIRAS a été réalisé à partir de cette grille sur une imprimante couleur VERSATEC au Centre National Universitaire Sud de Calcul.

La palette de couleurs utilisée possède 27 couleurs permettant de différencier des plages de valeurs équidistantes de $10 * 10^{-5}$ m/s². Les lignes isoanomales, quant à elles, ont été tracées tous les $5 * 10^{-5}$ m/s² en accord avec les erreurs maximales évaluées à $4 * 10^{-5}$ m/s² (Cf. Annexe IV).

C- DESCRIPTION DE LA CARTE GRAVIMETRIQUE

1) LOCALISATION DES GRANDS DOMAINES D'ANOMALIES

(Fig. IV- 19)

Les trois traits de caractères marquants qui se dégagent de cette carte d'anomalies de Bouguer, et qui ont déjà été décrits auparavant (Vecchia, 1968 ; Goguel, 1968 ; Guillaume, 1980), sont l'axe de minimum "pennique", l'arc d'anomalies positives de Ivrea-Verbano et le minimum "Padan" centré sur la plaine du Po.

Nous allons développer la partie description de chacun de ces domaines puis nous tenterons de faire des corrélations entre les anomalies de moyenne et de courte longueur d'onde et les différents massifs individualisés au sein de cette partie occidentale de la chaîne.

a- L'axe de minimum de Gravité

Ce domaine ne peut être, à proprement parler, qualifié d'axe puisqu'après avoir une direction grossièrement Nord-Sud jusqu'à la latitude d'Ivrée, celui-ci change de direction vers le Nord-Est jusqu'à devenir parallèle à la Vallée du Haut-Rhône en Suisse. Nous constatons que l'évolution de ce domaine suit de près la disposition des Massifs Cristallins Externes sans toutefois se confondre avec eux, sauf dans le cas du massif de l'Argentera où son extrémité Sud coïncide avec la terminaison Nord-Ouest de ce massif, et dans le cas du massif de l'Aar au Nord-Est de notre zone d'étude.

En remontant du Sud vers le Nord, la zone négative se surimpose à la limite entre les nappes briançonnaises externes et les séries flysch de l'Embrunais puis passe entre le massif du Pelvoux et Briançon.

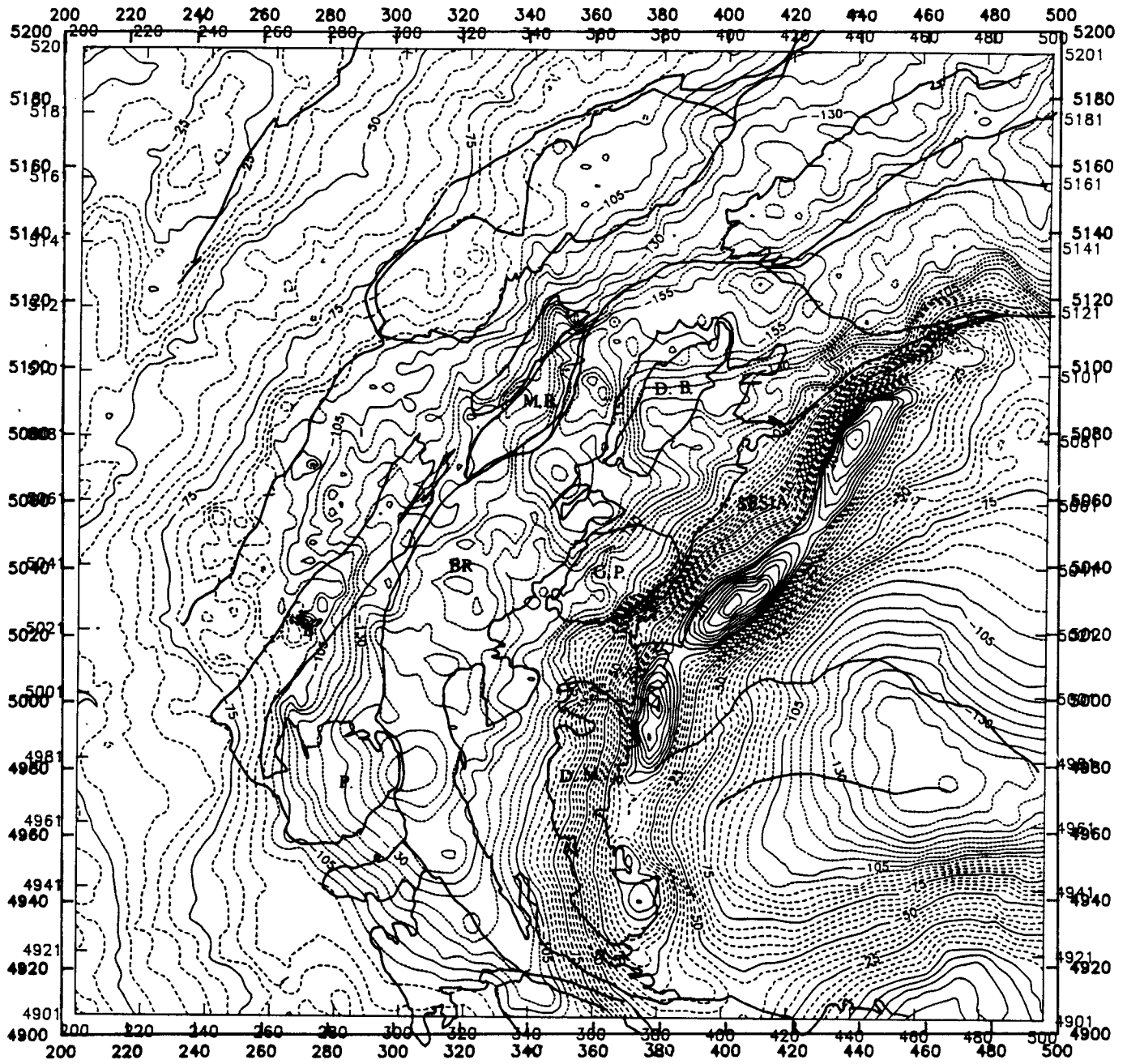


Fig. IV -19 : Carte d' anomalie de Bouguer des Alpes Occidentales corrélée avec un schéma structural où figurent les principales unités Géologiques.

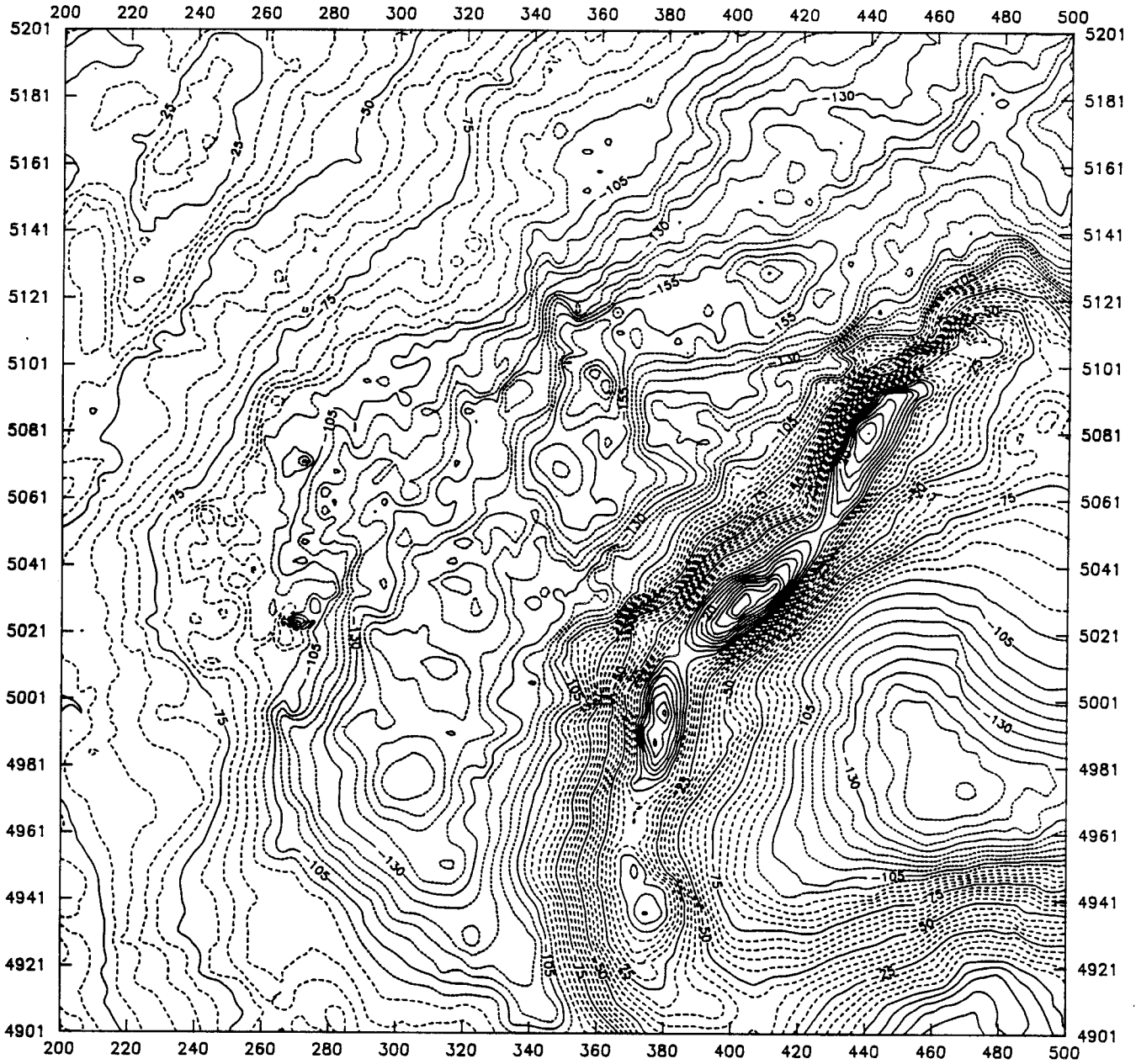


Fig. IV -19 : Carte d'anomalie de Bouguer des Alpes Occidentales corrélée avec un schéma structural où figurent les principales unités Géologiques.

Toujours en progressant vers le Nord, ce négatif coïncide avec les nappes briançonnaises externes Permo-Carbonifères jusqu'au col du Grand Saint Bernard en restant entre le massif du Mont Blanc et les nappes penniques. Puis sa progression vers le Nord-Est, caractérisée par des valeurs de champ plus basses ($-160, -170 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$) et par un changement brusque de direction, se fait en quittant cette zone Permo-Carbonifère très réduite et en passant entre le Sud de la Vallée du Haut-Rhône et le Nord de la Nappe de la Dent Blanche pour se surimposer plus au Nord au massif granitique de l'Aar.

Au Nord-Est de ce dernier massif, dans les Grisons, ce domaine négatif devient plus étendu avec également des valeurs de champ atteignant $-185 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

Bien que peu aisé à réaliser à l'aide de cette carte d'anomalie de Bouguer, à cause de très importants gradients rencontrés, nous tenterons d'analyser les corrélations entre les anomalies gravifiques et les unités géologiques observables en surface dans le paragraphe d).

b- Les anomalies positives de Locarno - Ivrée - Lanzo - Cuneo.

Le chapelet d'anomalies positives déjà décrit depuis le début de ce siècle, et qui est vraisemblablement considéré comme le point-clé de la connaissance structurale des Alpes Occidentales, s'étend du Nord au Sud, de Locarno à Cuneo en passant par Ivrée, Lanzo et Rivoli.

Nous pouvons individualiser quatre principales anomalies, d'eux d'entre elles étant alignées suivant une direction Nord-Sud entre Cuneo et Lanzo, les deux autres ayant une direction Nord - Nord-Ouest jusqu'à Locarno. L'anomalie d'Ivrée, la plus importante d'entre elles, dont la valeur de champ atteint $50 \text{ à } 60 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$, est située au Nord Nord-Ouest de la ville de Lanzo et s'étend sur 40 km de longueur et 15 à 20 km de largeur.

La terminaison septentrionale se produit de façon assez brusque au Sud du massif de l'Aar dans le massif pennique du Tessin (Lepontin), en liaison vraisemblablement avec l'accident majeur insubrien.

Dans sa partie méridionale, au niveau de Cuneo, nous assistons à une virgation de l'anomalie positive (Goguel, 1968 ; Froidevaux et Guillaume,

1979) vers l'Est mais toutefois avec des valeurs de champ gravifique beaucoup plus faibles (de l'ordre de -10 à $-20 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$).

Un parallèle peut être tenté avec la carte d'anomalie magnétique présentée Chapitre IV-D 2, dans l'article 2.

Cette série d'anomalies positives forme la bordure occidentale de la troisième zone d'anomalies majeures ;

Il est remarquable que deux Massifs Cristallins Externes, l'un situé à l'extrémité Nord-Est de l'Arc Alpin Occidental (le massif de l'Aar), l'autre à son extrémité Sud (l'Argentera), constituent également une limite d'observation de l'anomalie positive qui s'étend de Locarno à Cuneo.

Ces deux unités géologiques semblent être les points d'intersection entre ces deux arcs de maximum et de minimum dont les concavités sont orientées suivant la même direction mais qui ne possèdent ni le même rayon de courbure, ni le même centre de rotation.

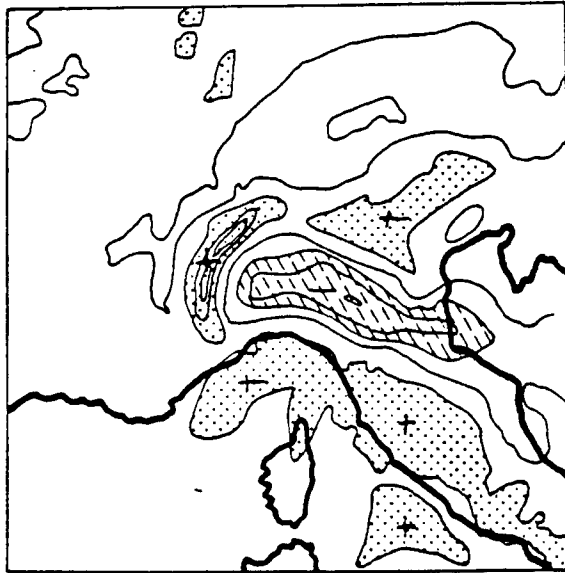
Le domaine situé entre ces deux arcs comprend les nappes penniques, la nappe de schistes lustrés, mais inclut également le briançonnais s.l. et le domaine valaisan.

c- L'anomalie négative de la plaine du Po

Celle-ci, en contact direct avec l'anomalie positive d'Ivrée-Verbano est caractérisée par une bordure Ouest montrant de très forts gradients qui permettent, en quelques 50 à 100 km, de passer de $+50 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ à $-140 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

La plaine du Po, sur laquelle est centrée cette anomalie, est un bassin qui est encore en activité à l'heure actuelle dont l'enfoncement traduit des phénomènes tectoniques profonds au niveau du manteau supérieur (Goguel, 1968). Ne bénéficiant pas de carte d'anomalie de Bouguer à l'échelle de l'Europe, nous avons utilisé un schéma de la carte d'anomalie isostatique au 1/10000000. ème (Fig. IV -20) pour montrer les points suivants :

au Nord, comme au Sud, nous observons à grande échelle que cette anomalie est bordée par des anomalies positives (Alpes Bergamasques au Nord et Golf de Gênes au Sud), ceci pouvant donner à penser que cette compensation peut être équilibrée à une échelle assez grande (supérieure à 500 km).



Les anomalies isostatiques (Airy, 30 km) dans les Alpes et l'Italie du Nord. D'après la carte des anomalies isostatiques du Bureau Gravimétrique International au 1/10 000 000, 1962.

Fig. IV-20 : Schéma Isostatique montrant les principaux domaines d'anomalie isostatique s'équilibrant à grande échelle. D'après Goguel, 1976.
 Les zones où l'anomalie est supérieure à $+40 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$ sont ponctuées;
 Celles où l'anomalie est inférieure à $-40 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$ sont hachurées.
 Ecart entre isanomales : $40 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

Nous allons étudier maintenant plus en détail ces anomalies et essayer de faire des rapprochements entre les unités géologiques affleurantes et les distributions des anomalies du champ de pesanteur.

d- Les corrélations entre anomalies et unités géologiques

Le style de tectonique caractérisant les Alpes étant la mise en place par nappes, nous n'avons que très peu de chances d'observer des anomalies dues à des structures géologiques enracinées. Seules les unités géologiques offrant un contraste de densité important par rapport au milieu encaissant donneront une réponse gravimétrique.

Les Massifs Cristallins Externes sont situés en bordure occidentale du domaine négatif décrit au paragraphe a). Ils semblent pratiquement sans effet, exception faite du massif du Pelvoux qui, bien que décalé d'une vingtaine de kilomètres vers l'Ouest par rapport à une partie de l'axe négatif de configuration subcirculaire atteignant $-150 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$, semble donner une certaine géométrie à la forme de cette anomalie.

La partie du massif de Belledonne, comprise entre Albertville au Nord et Chamrousse au Sud, est corrélée avec une sorte d'isthme formé par des isanomales s'échelonnant de -125 à $-100 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ qui décroît régulièrement vers le Nord-Est en direction d'Albertville jusqu'au niveau de l'ensellement de Flumet (communication orale, R. Caby).

Dans ce cas il semble que le très faible contraste de densité entre les roches cristallines de Belledonne et l'encaissant ne puisse rendre compte totalement de ces variations, et le jeu chevauchant de l'accident frontal de Belledonne doit être pris en considération.

Dans la partie française, le domaine briançonnais s.l. constitué principalement des séries Permo-Carbonifères coïncide parfaitement avec la zone du minimum de pesanteur. Le faible contraste négatif de ces séries n'explique pourtant ni l'amplitude de ces anomalies, ni même l'extension transversale à la chaîne.

Il faut pour cela impliquer des phénomènes profonds intéressant l'épaisseur de la croûte sous le domaine pennique.

Un autre problème majeur, dans le cas des Alpes Occidentales, intervient lorsque les unités géologiques se situent sur des domaines où le gradient d'anomalies est très important. Toutes variations minimales du champ gravifique deviennent alors indiscernables car totalement masquées par ces gradients.

C'est la raison pour laquelle nous n'observons pratiquement pas de réponses significatives pour les massifs Dora-Maria, du Grand Paradis et du Mont Rose dont la situation intermédiaire entre l'anomalie positive de Cuneo - Lanzo - Locarno et l'axe négatif sur le briançonnais implique que leur contribution gravifique soit assimilable au bruit du signal mesuré (i.e. $\pm 10 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$).

La nappe de la Dent Blanche possède une extension Nord-Est Sud-Ouest qui la situe obliquement par rapport à une anomalie de $-130 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ offrant une géométrie assez anguleuse s'emboîtant vers l'Ouest et déformant une autre zone d'anomalies bien individualisée dont les valeurs descendent jusqu'à -165 à $-175 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ et qui se situe entre le Grand Paradis et le massif du Mont Blanc.

Le lien entre cette anomalie de -130 à $-140 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ et la nappe de la Dent Blanche ne peut être fait et ce pour deux raisons :

- d'une part, leurs extensions respectives ne correspondent pas l'une avec l'autre,
- d'autre part, les contrastes de densité entre la nappe de la Dent Blanche et les roches encaissantes sont faibles et ne peuvent en aucun cas expliquer les $30 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ d'écart entre ces deux zones (Cf Tableau 1 Chapitre IV-D -2).

L'unité géologique de Sesia, d'interprétation très controversée, située sur le bord occidental des unités d'Ivrée et de Locarno, ne perturbe pas le gradient d'anomalies provoqué par ces dernières unités. Cette observation est en accord avec les mesures de densité réalisées sur des échantillons provenant de Sesia, donnant des valeurs de 2750 à 2850 kg/m^3 avec une moyenne (du moins pour les échantillons de surface) de 2780 kg/m^3 (table 1, Chapitre IV- D-2 ; Article 2).

Ne pouvant attribuer les multiples anomalies individualisées sur cette carte à des structures géologiques bien déterminées et reconnues en surface, nous devons alors orienter nos investigations vers les corrélations de ces anomalies avec les accidents majeurs recensés dans les Alpes Occidentales. C'est l'objet de ce prochain paragraphe.

e- Les corrélations entre les grands accidents et les anomalies gravifiques

La ligne insubrienne.

qui limite les domaines ayant subi le métamorphisme alpin et le domaine sudalpin peu déformé n'ayant pas subi ce métamorphisme, est considérée par de nombreux auteurs (Dal Piaz et al., 1972 ; Mattauer et al., 1987) comme matérialisant, dans les Alpes Occidentales, la limite entre la plaque apulienne à l'Est et la plaque européenne à l'Ouest.

Si nous reportons sa trace sur une carte d'anomalie de Bouguer (Fig. IV - 19) nous observons que cet accident borde à l'Ouest la série de crêtes d'anomalies positives se succédant de Locarno à Lanzo, puis disparaît plus au Sud sous les sédiments tertiaires et quaternaires de la plaine du Po. Cette faille se poursuit vraisemblablement sous la plaine du Po sans que l'on puisse toutefois préciser exactement sa trace.

La ligne de Viù-Locana

Certains auteurs, quant à eux, voient en cet accident la frontière entre la plaque apulienne et la plaque européenne, car il sépare le domaine interne où d'importants volumes de schistes lustrés (à affinité océanique) sont présents, et le domaine austroalpin où nous ne trouvons pas ces nappes. Il borde le côté Ouest du massif de Sesia allongé suivant une structure Nord-Ouest Sud-Est, entre Locarno et Lanzo, et devient moins précis lorsqu'il parvient à l'extrémité Nord de Dora-Maira.

Son influence sur le champ gravifique semble être faible bien que sa localisation, tout au long du versant occidental des anomalies positives de la zone Ivree-Verbano, ne permette pas une étude détaillée et ce en raison des gradients très importants rencontrés.

Le Front Pennique

sépare le domaine interne (briançonnais s.l., Massifs Cristallins Internes et nappes des schistes lustrés s.l.) du domaine externe.

Si nous observons le positionnement de cet accident majeur sur la carte d'anomalies de Bouguer, nous constatons que celui-ci est assez proche de la bordure Ouest et Nord-Ouest de la zone de minimum gravifique mais en restant toutefois à l'intérieur de cette zone. Plus au Nord-Est, au niveau de la Vallée du Haut Rhône à qui il donne sa géométrie, cet accident est parfaitement corrélé à cette zone de minima qui va en s'élargissant à mesure que nous progressons vers l'Est jusqu'à $-180 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

Néanmoins la nature, et donc la densité des roches composant les nappes penniques qui sont charriées sur les domaines externes, ne peut rendre compte de ces anomalies de grande longueur d'onde.

Le front pennique, bien qu'associé à ce minimum, n'en explique pourtant pas l'origine qui doit être recherchée en faisant intervenir des mécanismes d'épaississement crustal de la croûte européenne sous le domaine interne.

L'accident frontal de Belledonne

il est désormais classiquement admis que les Massifs Cristallins de Belledonne sont des structures chevauchantes sur les séries mésozoïques et cénozoïques constituant l'avant-pays (Ménard, 1979) sans que la quantité de charriage impliquée par ce mouvement fasse pour autant l'unanimité parmi les auteurs.

La géométrie des isoanomales s'atténuant vers le Nord-Ouest en direction d'Albertville (décrite au paragraphe c), liée au massif de Belledonne, semble en fait être due au charriage vers le Nord-Ouest de matériel cristallin antétriasique mettant en contact tectonique ces unités avec des matériaux sédimentaires moins denses (Ménard, 1979). La réduction de profondeurs des sédiments incorporés sous ce contact tectonique vers le Sud-Est (déduite d'expérimentations sismiques ainsi que de données de forages (Ménard, 1979)), est bien soulignée par l'amortissement de la déflexion (vers le Nord-Est) des isoanomales.

Au-delà de Ugine, et en remontant vers Martigny, la situation est de plus en plus difficile à interpréter du fait de la complexité géologique de la zone, malgré un approfondissement important (jusqu'à 7-8 km) (Ménard, 1979) du contact tectonique entre sédimentaire et cristallin qui devrait se traduire sur la carte par un fort gradient.

La zone de Strona-Ceneri

Cette complexité est due en grande partie au fait qu'il s'agit de la zone vers laquelle convergent plusieurs accidents majeurs (Fig. IV-22) (Ménard, 1979 ; Guillaume, 1980 ; Schmid et al., 1989) comme en attestent les données de sismicité naturelle (Fig. IV-21) (Fréchet, 1978 ; Ménard, 1979).

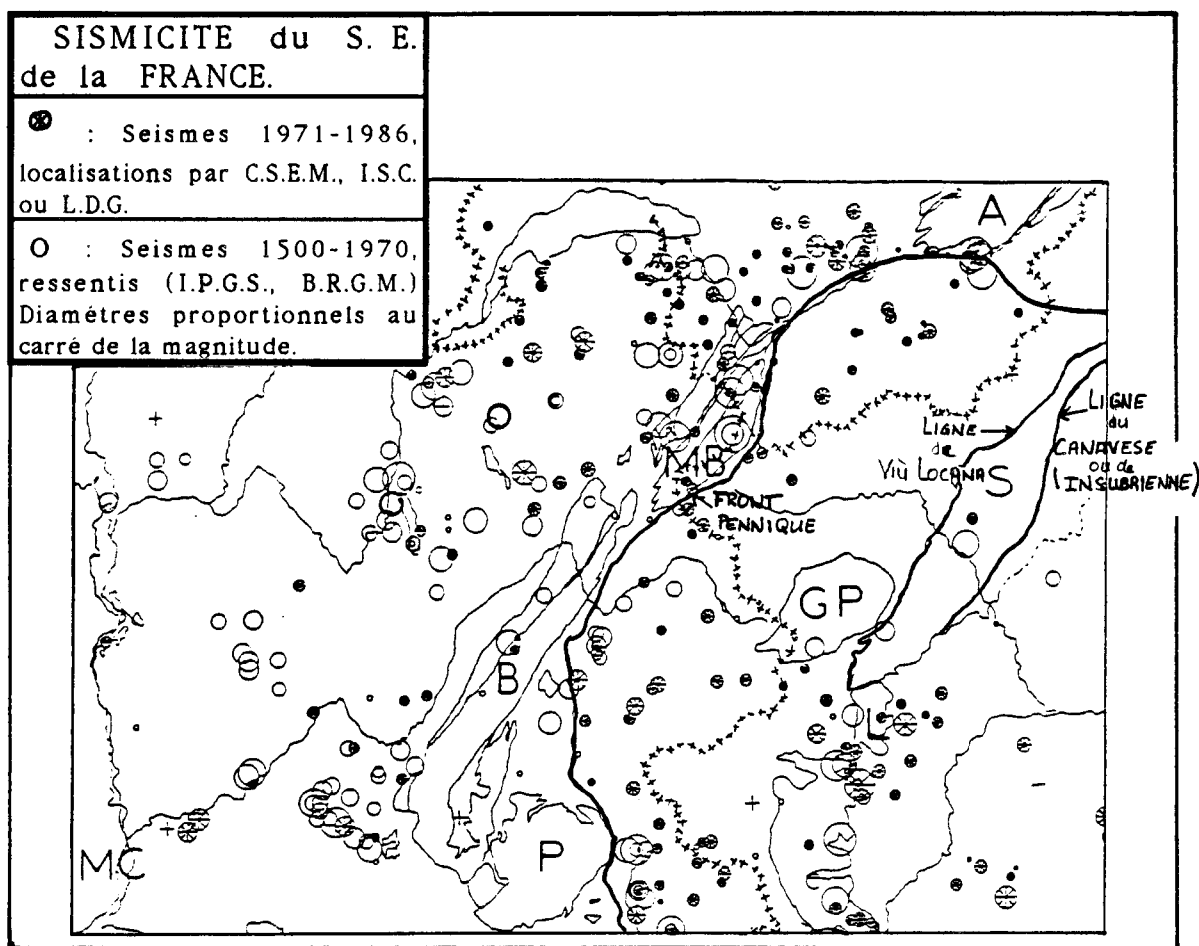


Fig. IV-21: Cartes de répartition des épicentres de séismes sur les Alpes Occidentales. D'après Fréchet, 1978. Remarquer plus particulièrement la sismicité à l'Est du lac de Genève.

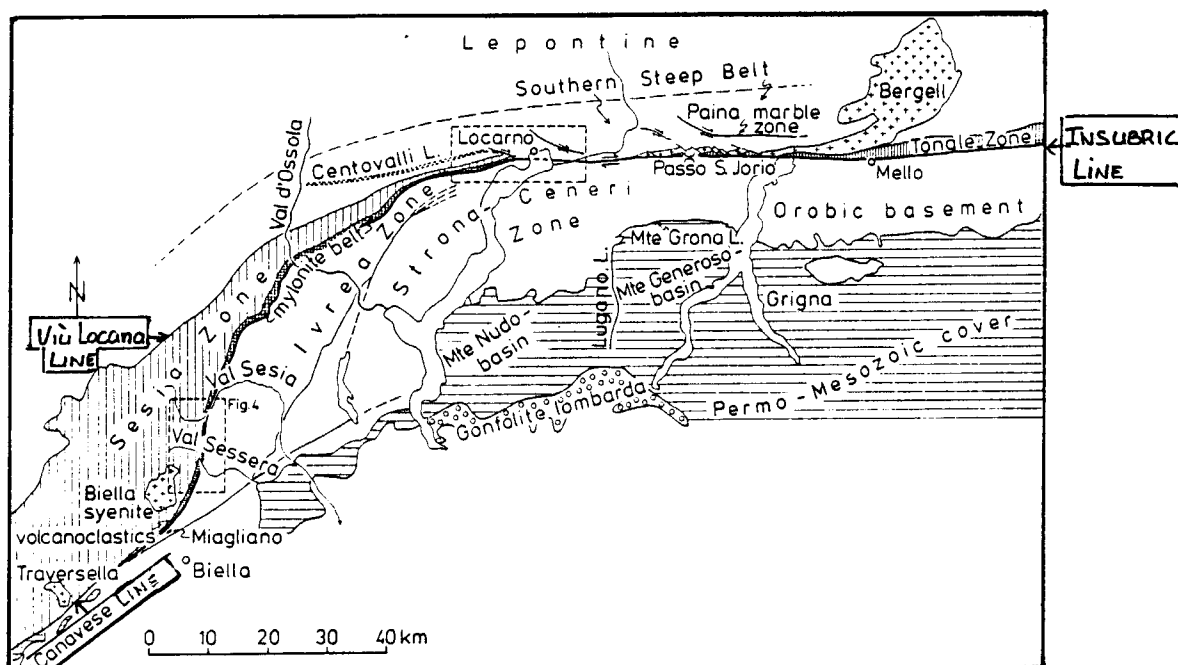


Fig. IV-22 : Schéma Structural montrant la situation tectonique complexe de la zone de Strona - Ceneri. D'après Schmid et al., (1989).

Ce secteur est mieux connu sous le nom de zone de Strona-Ceneri (Guillaume, 1980; Ménard, 1988). Ces différents accidents sont constitués par l'accident frontal de Belledonne, le Front Pennique et la ligne insubrienne (faille complexe Tonale-Centovalli) qui joue en décrochement dextre suivant une direction de mouvement Est - Ouest.

Cette dernière structure majeure qui en surface limite au Nord le domaine austroalpin du domaine pennique, puis se raccorde à l'Ouest au front de la nappe du Grand Saint-Bernard, possède une signature gravimétrique.

Nous observons sur la carte d'anomalies de Bouguer, au niveau de Locarno, la naissance d'un gradient d'orientation Est-Ouest qui se surimpose parfaitement à la faille insubrienne et qui délimite un domaine Nord formant la prolongation de l'axe négatif et un domaine Sud moins négatif de 25 à $30 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

L'extension vers l'Ouest de ce gradient est limitée de façon très nette au niveau du méridien passant par Aoste, où un changement de direction de 90° vers le Sud jusqu'à cette ville intervient.

Ce gradient gravimétrique se prolonge vers l'Est suivant la faille d'Aoste. Celle-ci a joué jusqu'à l'époque actuelle et sépare un domaine Nord comprenant la nappe de la Dent Blanche, où la topographie atteint plus de 4000 m, et un domaine Sud où les reliefs sont moins élevés.

Les données microstructurales sur les schistes lustrés appartenant à chacun de ces domaines montrent que ces nappes, loin d'avoir les mêmes directions d'allongement, se recoupent, ce qui tend à prouver l'importance de cet accident (communication orale, R Caby).

La zone ainsi délimitée, qui apparaît comme moins négative par rapport à la zone de minimum gravifique, est adossée au versant Ouest de l'anomalie positive d'Ivrée-Verbano. Elle coïncide grossièrement avec l'extension de la nappe de la Dent Blanche sans que de quelconques relations directes puissent toutefois être effectuées.

Il nous a paru intéressant de montrer que la signature gravifique de la ligne insubrienne se poursuit au-delà de Locarno en profondeur vers l'Ouest et nous observons la continuation de ce gradient sous la nappe du massif cristallin européen du Grand Saint Bernard ainsi que sous la nappe de la Dent Blanche.

Un raccord plus à l'Ouest avec le front pennique, mais aussi avec l'accident frontal de Belledonne, a été envisagé par certains auteurs (Guillaume, 1980; Lacassin, 1988; Choukroune, 1987) et ne peut être exclu malgré l'absence de gradient de champ entre le massif du Mont Blanc et la nappe de la Dent Blanche.

Intrigué par les ruptures de directions affectant l'alignement des anomalies positives de Locarno-Ivrée-Lanzo-Cuneo (Vallée d'Aoste et de Suze), nous avons tenté de reconnaître l'extension de ces structures dans le domaine interne de la chaîne en étudiant la disposition des isanomales dans le prolongement de ces zones.

Nous observons une inflexion des isanomales se trouvant à l'Est d'Aoste qui se prolonge, au Nord-Ouest de cette ville, par un gradient rejoignant le point de jonction entre le front de chevauchement de la nappe du Grand Saint-Bernard et la faille d'Aoste.

Cette structuration, qui ne correspond pas sur le terrain, à une zone d'accidents bien reconnus, semble intéresser des domaines profonds qui seraient directement en relation avec les paléostructures de la marge

Européenne acquises lors de la période d'océanisation (communication orale, Burg J.P.).

La deuxième région intéressée se trouve au Nord-Ouest de la ville de Lanzo. Il s'agit de la jonction du Val d'Orco et du Val d'Isère qui, dans la partie interne de la chaîne, correspond à une limite entre deux domaines de la zone de minimum gravimétrique.

En effet, nous pouvons observer une sorte de pincement des isanomales formant un isthme de moindre négatif de direction Nord-Ouest Sud-Est entre Bourg-Saint-Maurice et le col de la Galise, qui délimite au Sud une large zone négative centrée sur le domaine briançonnais, et au Nord-Est une zone de moindre extension latérale, avec des valeurs d'anomalies de Bouguer atteignant -170 à $-180 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$, située entre le massif du Mont Blanc et la massif du Grand Paradis.

Cette observation comme beaucoup d'autres ne peut être à l'heure actuelle corrélée avec les connaissances que nous avons sur les structurations géologiques antérieures à la formation de la chaîne.

L'étude générale de la carte d'anomalies de Bouguer, en faisant un parallèle avec la localisation des unités géologiques et des accidents majeurs, permet de souligner l'importance des phénomènes intéressant la croûte mais également le manteau supérieur dans la structuration de la chaîne des Alpes Occidentales.

Seuls les grands accidents intéressant la croûte continentale dans son ensemble, et ayant eu un rôle actif dans l'élaboration de l'arc alpin, possèdent une signature gravimétrique appréciable, alors que les unités géologiques bien individualisées restent pratiquement indécélables en raison soit de leur très faible contraste de densité avec l'encaissant, soit de leur trop faible volume.

Afin d'avoir une idée de la structure profonde des Alpes Occidentales suivant des coupes à l'échelle crustale, nous avons réalisé des coupes en densité en utilisant toutes les données géophysiques abordées dans les chapitres III et IV et en nous inspirant de tous les modèles géologiques disponibles au moment des modélisations. Ces travaux ont fait l'objet de 3 publications, dont deux intéressent tout spécialement les Alpes Occidentales, et sont incérées dans le paragraphe ci-après.

D- STRUCTURE PROFONDE LE LONG DU PROFIL ECORS - CROP -
ALPES II - JURA - BRESSE D'APRES LES DONNEES :
GRAVIMETRIQUES, SIMIQUES, ET MAGNETIQUES.

1) GRAVITY MODELLING ALONG THE ECORS-CROP
VERTICAL SEISMIC REFLEXION PROFILE
THROUGH THE WESTERN ALPS

ARTICLE PUBLIE DANS TECTONOPHYSICS

(soumis le 8 août 1988, accepté le 2 septembre 1988)

Référence : Tectonophysics, 162, pp. 203-218

1989

Tectonophysics, 162 (1989) 203–218

Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam – Printed in The Netherlands

Gravity modelling along the ECORS–CROP vertical seismic reflection profile through the Western Alps

THE ECORS–CROP GRAVITY GROUP:

R. BAYER¹, M.T. CAROZZO², R. LANZA³ and M. MILETTO³ and D. REY¹

¹ *Centre Géologique et Géophysique, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 34060 Montpellier Cedex (France)*

² *Dipartimento di Fisica, Università di Lecce, Lecce (Italy)*

³ *Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino, Turin (Italy)*

(Received August 8, 1988; revised version accepted September 2, 1988)

Abstract

The ECORS–CROP Gravity Group. 1989. Gravity modelling along the ECORS–CROP vertical seismic reflection profile through the Western Alps. *Tectonophysics*, 162: 203–218.

New gravity data from 500 stations and results from all previous surveys on the Western Alps are used to compile a detailed profile along the ECORS–CROP vertical seismic profile.

The Bouguer anomaly consists of two approximately two-dimensional regional features, namely a wide negative anomaly occurring on the central part of the belt and the pronounced positive anomaly of the geophysical "Ivrea zone", at the border between the Alps and the Po Plain.

The results of a wide-angle seismic campaign and the preliminary line drawing from the vertical seismic have been the main constraints for the modelling of the anomaly. Two models are proposed. Their common feature is a piling up of the crust–upper mantle units in the Penninic zone of maximum crustal thickness as well as in the "Ivrea Zone". The contribution of the Apulian lower crust to the positive anomaly is greater than formerly suggested. Several hypotheses are put forward for the zones where reasonable seismic information is available, as an illustration of the uncertainties surrounding their geological interpretation.

The density models are consistent with the hypothesis of lithospheric accretionary processes for the collision between the European and Apulian plates.

Introduction

In autumn 1986, the ECORS–CROP vertical reflection seismic profile crossed the Western Alps to investigate the lithospheric structures from the Jura Mountains to the subsiding Po Plain. As a preliminary to this survey, a wide-angle seismic experiment was carried out in 1985. The interpretation of seismic sections, particularly across an orogenic belt, raises a number of difficulties. First, the geological meaning of the reflectors is not always obvious, because they may correspond to

stratifications, shear zones, lithological contrasts, lateral diffractions, multiple reflections, etc. Uncertainty concerning the velocity of the waves sometimes prevents accurate location of the seismic markers. Structural models derived from seismic interpretation can therefore be usefully checked by comparison between the derived gravity models and the actual gravity data.

A gravity survey was planned by the ECORS–CROP team as a necessary complement to the seismic survey. Gravity modelling has been used by many authors, (Berckhemer, 1968;

Kaminski and Menzel, 1968; Choudhury et al., 1971) for the Western Alps to constrain the crustal thickness of the belt and the shape of the high-density body related to the well-known geophysical "Ivrea zone". In this paper, density cross-sections of the Alps are proposed in the light of the results of the vertical reflection (ECORS-CROP Working Group, 1989) and wide-angle (ECORS-CROP DSS Group, 1989) seismic profiles.

Gravity data

The area investigated extends over approximately 2000 km² (Fig. 1) from the Rhône Valley

in France to the Po Plain in Italy, and crosses all the tectonic domains of the Western Alps from the western foreland to the eastern hinterland.

On the French side, new measurements were made at 500 sites covering a 60 km wide band centered on the seismic profile. These data were then added to those previously obtained by Coron (in Closs and Labrouste, 1963) and the ESSO-REP company in the Molasse Basin. The data bank of the new Gravity Map of Italy (Carrozzo et al., 1981, 1985) was used for the Italian side; it includes all previous data, including the surveys of the AGIP company.

The density of the stations is of the order of 1 st/km² over the most accessible zones and de-

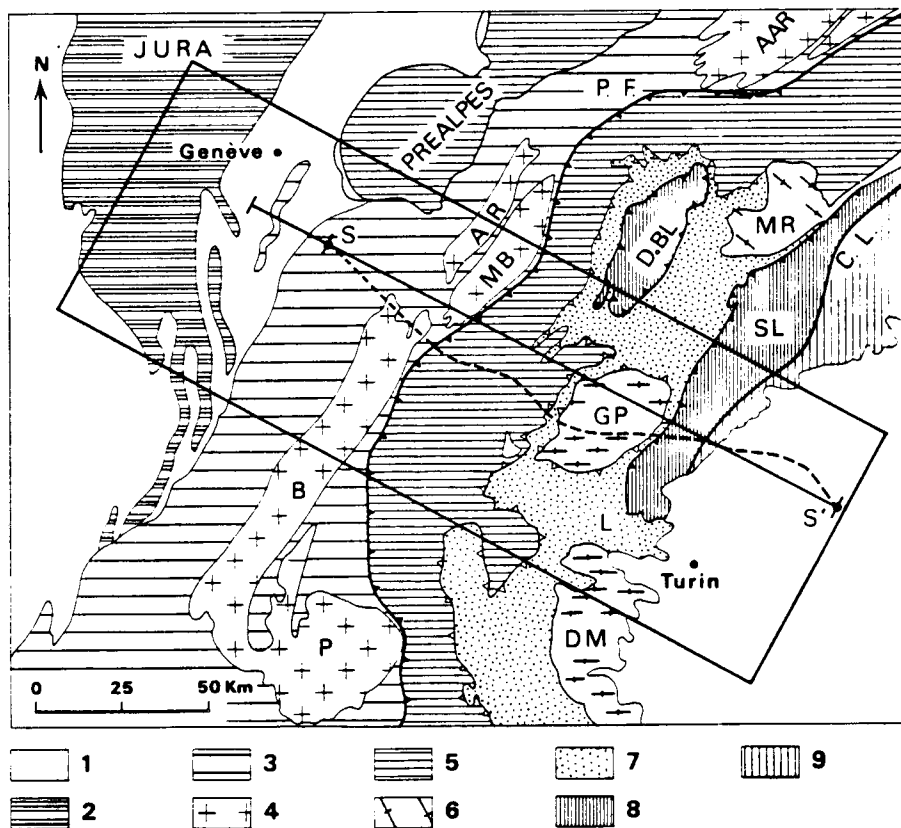


Fig. 1. Location of the ECORS-CROP traverse through the Western Alps. Post-Alpine realm: 1 = late and post-orogenic sediments; 2 = Jurassic cover. External zones: 3 = Mesozoic and Cenozoic covers; 4 = external crystalline massifs (*P*—Pelvoux, *B*—Belledonne, *MB*—Mont Blanc, *AR*—Aiguilles Rouges, *AAR*—Aar). Penninic Zone: 5 = Prealps klippen and Briançonnais; 6 = internal crystalline massifs (*DM*—Dora Maira, *GP*—Gran Paradiso, *MR*—Monte Rosa). Piedmont Zone: 7 = schistes lustrés and ophiolites (*L*—Lanzo Massif). Austro-Alpine realm: 8 = Sesia (*SL*) and Dent Blanche (*DBL*). Southern Alpine realm: 9 = Ivrea-Verbano and undifferentiated southern Alpine units. *P.F.*—Penninic Front; *C.L.*—Canavese Line. The rectangle shows the limits of the Bouguer anomaly map of Fig. 2; the dashed line *SS'* represents the ECORS-CROP seismic traverse, and the straight line *SS'* the rectified gravity profile.

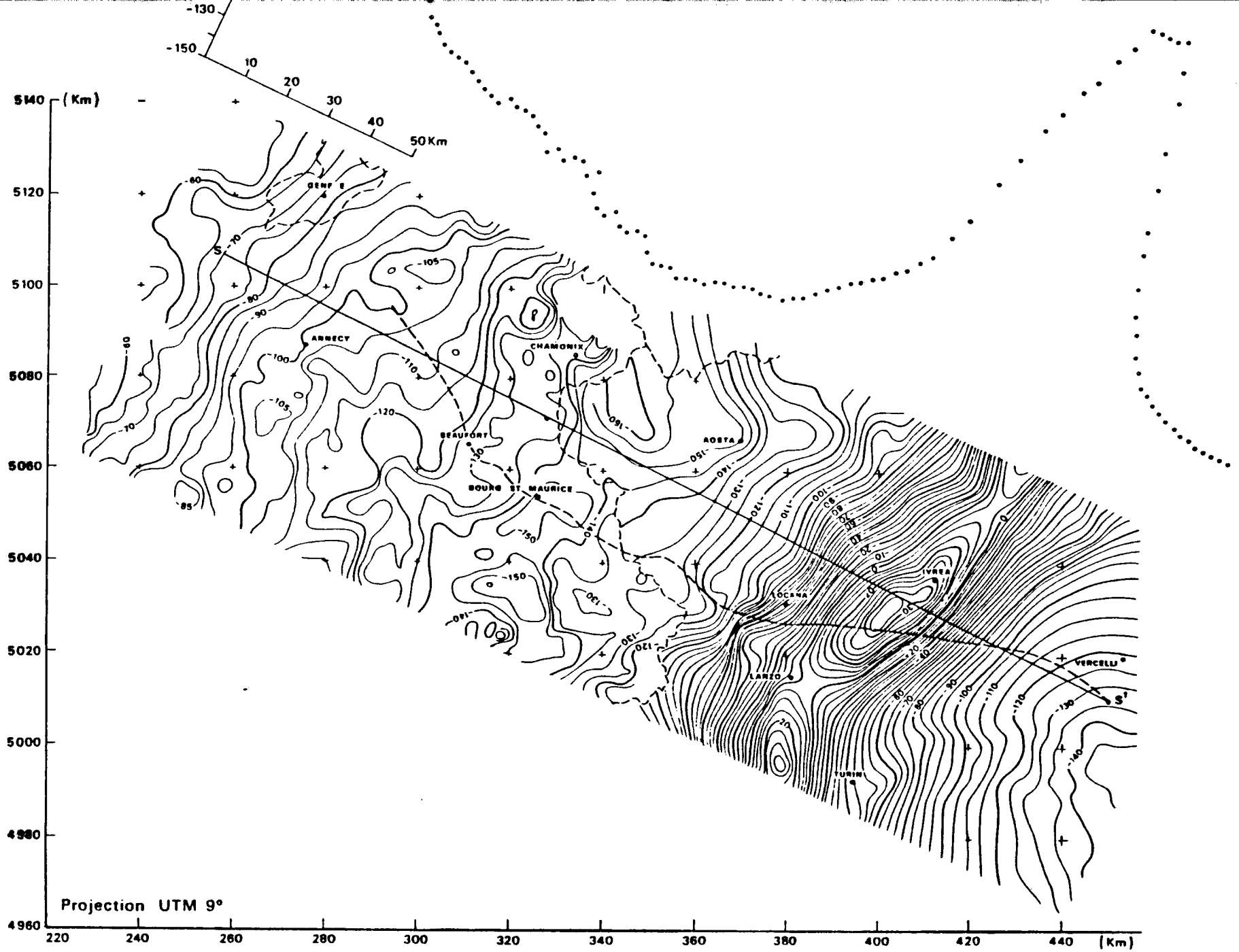


Fig. 2. Bouguer anomaly map (contour interval $5 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$) and profile. The dashed line SS'' represents the ECORS-CROP seismic traverse and the straight line SS' the rectified gravity profile.

creases to 0.1 st/km^2 in some high mountain areas; the density, along the ECORS-CROP profile, at all events, is at least 1 st/km . All the surveys have been tied to the IGSN 71 base system. Computations to perform a Bouguer anomaly map of the Western Alps on the background of a unified $3 \times 3 \text{ km}$ grid are still incomplete; at present, anomalies have been calculated according to the slightly different national standard forms of processing. A relief density value of 2600 kg/m^3 has been chosen for calculation of the Bouguer and terrain corrections. The latter have been calculated up to a distance of 166 km for the French stations and 50 km for those in Italy.

Figure 2 shows the assemblage of the two maps for a band along the profile. Discrepancies for the stations in the neighbourhood of the French-Italian border are up to $3\text{--}4 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$, fully negligible as far as the regional anomaly modelling is concerned. They are due to the different processing methods and, above all, to the uncertainty in the computation of mean elevations in a rugged mountainous area.

Figures 1 and 2 show similar trends for the regional geological structures and the Bouguer anomaly contours, suggesting that a two-dimensional structure can be assumed for the deeper structure of the Western Alps. The gravity profile of Fig. 2 has therefore been chosen perpendicular to the strike and crossing the endpoints of the seismic traverse.

The Western Alps are characterized by a large negative-positive anomaly, as in many mountain belts (Karner and Watts, 1983). From west to east, that is from the European to the Apulian domain, the profile shows the following features:

(1) The anomaly decreases smoothly from the Hercynian crust in the Massif Central ($-30 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$) to the thickened crust of the Alpine orogen ($-145 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$), with a pronounced flattening ($-100 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$) associated with the Bornes Massif. The gravity low occurs on the Briançonnais domain, in an inner position with respect to the Belledonne crystalline massif. The feature is observed for all the external crystalline massifs of the arc of the Western Alps.

(2) The anomaly increases with a very steep slope from the Gran Paradiso to the east, and

reaches a maximum of $42 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ in the Ivrea-Verbano Zone on the border between the Alps and the Po Plain. This gravity high is well known as the "Ivrea zone" (Niggli, 1946; Vecchia, 1968). It runs for over 200 km , from Locarno to Ivrea along the Canavese Line and southwards at the foot of the chain up to Cuneo. The maximum values show remarkable variations along the "Ivrea zone", indicating that the causative bodies nearest to the surface are complex in shape.

(3) A large negative anomaly ($-120 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$) occurs over the subsiding basin of the Po Plain, at the eastern end of the profile.

The feasible models

To interpret the gravity profile we need to make assumptions concerning the structure of the lithosphere taken as a reference. It has been derived for the Hercynian European lithosphere in France (Hirn, 1980) and near the ECORS-CROP profile (Michel, 1978; Perrier, 1980). We assume the upper mantle to underlie a 32 km thick crust, 6 km belonging to the lower crust and 26 km to the upper. Densities, according to the values of the average P-velocities, have been chosen as 2750 kg/m^3 for the upper crust, 2900 kg/m^3 for the granulitic lower crust and 3300 kg/m^3 for the upper mantle. The gravity modelling is mainly based on the results of the new seismic surveys.

Wide-angle reflection seismics (ECORS-CROP DSS Group, 1989) gives the position of highly reflective markers, to which corresponds a P-wave velocity increment of $0.5\text{--}1 \text{ km/s}$ at least. The markers are projected on the seismic line drawing (Fig. 3) and numbered from I to IV, from the external domain to the Po Plain. It must be emphasized that most of the wide-angle markers have actually been located some tens of kilometres to the south of the reflection seismic profile (ECORS-CROP DSS Group, 1989). Projection over such distances assumes a longitudinal continuity of the deep structures that may not always be the case. Vertical seismic profiling (ECORS-CROP Working Group, 1989) identifies zones of different seismic fabric, such as transparent and highly laminated crust (Fig. 3).

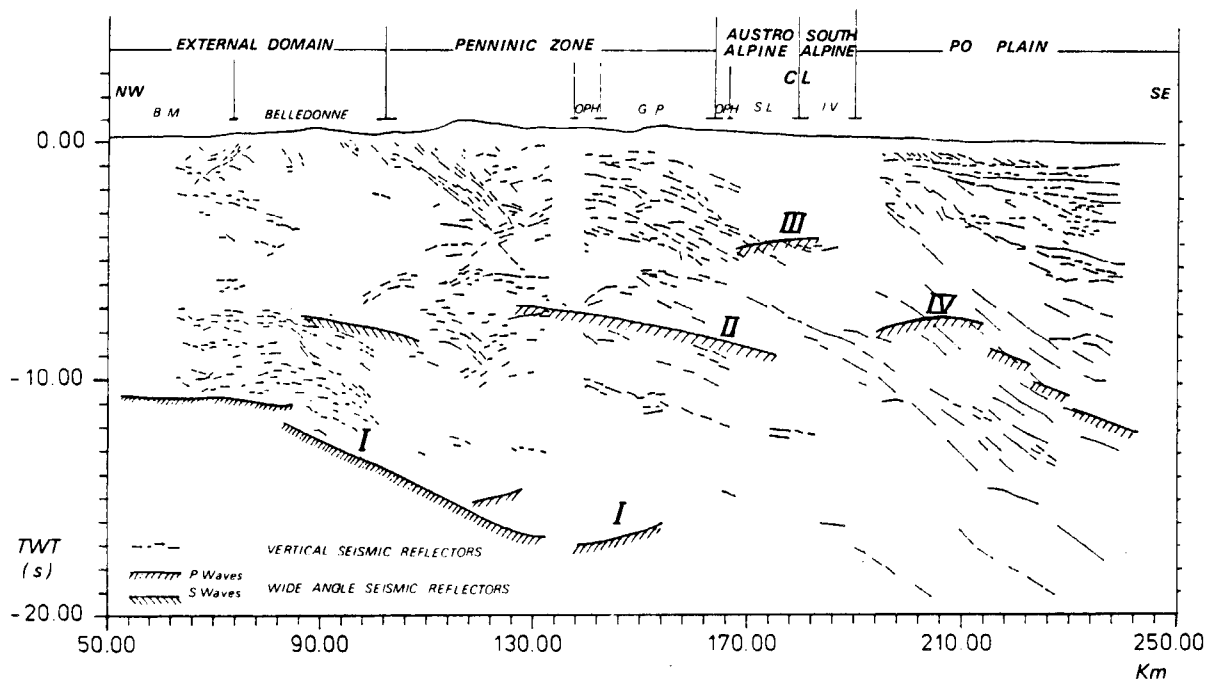


Fig. 3. Unmigrated line drawing along the ECORS-CROP profile (from ECORS-CROP Working Group, 1989). See Fig. 1 for the abbreviations. The vertical axis shows two-way travel times (TWT) in seconds. Barbed lines—P- and S-wave wide-angle reflectors (ECORS-CROP DSS Group, 1989) numbered I, II, III and IV. The reflectors presented by Bayer et al. (1987) with two time origins (D.P. 1500 m for the French part and sea level for the Italian part) are projected along the gravity cross-section with an homogeneous sea level reference for the time origin. The P-wave wide-angle reflectors are converted into P-wave vertical reflectors using a 6.25 km/s average velocity for the crust. The S-wave reflectors are converted into P-waves using an average velocity for the S-wave of 3.61 km/s in the crust.

The occurrence of flat laminations overlying the wide-angle markers is regarded as evidence of lower crustal zones, in agreement with the seismic observations on the European Hercynian crust (Bois et al., 1987; Liischen et al., 1987). Moreover, in the deeper part of an active mountain belt, high-grade high-pressure metamorphism can occur as an outcome of crustal thickening, generating eclogites with densities above 3000 kg/m^3 . The density distinction between upper-mantle, lower and upper-crust rocks may therefore be partially obliterated by the evolving physical conditions.

The Molassic Subalpine and the Po Plain sedimentary basins have been modelled according to the results of the ECORS-CROP vertical seismic profiling as well as published geophysical surveys (Ménard, 1979; Cassano et al., 1986). Complementary data were available for the density of the

rocks near the surface. The sedimentary rocks from the Po Plain have been grouped in two mean-density classes, according to the data from the boreholes (Cassano et al., 1986); 2400 and 2600 kg/m^3 respectively for the middle Miocene-Quaternary and the Oligocene-lower Miocene sediments.

These values have also been selected for the light molassic sediments and the Jurassic cover of the external massifs. Laboratory measurements on metamorphic rock samples collected along the profile indicate a mean value of $2750 \pm 50 \text{ kg/m}^3$, only those from the Sesia and Ivrea-Verbano zones showing higher values, of 2870 and 3000 kg/m^3 respectively.

The information so far reviewed has been of great assistance in reducing the indeterminate nature of gravity interpretation. Nevertheless, this

was not sufficient to converge toward a single model, because of a lack of information in some crucial areas. For this reason, two models are proposed in Figs. 4a and b.

The 35–55 km deep wide-angle reflector (Moho or reflector I in the model of Fig. 4a) explains the general trend of the gravity low of the Alps. The minimum of the Bouguer anomaly, which occurs over the Briançonnais domain, is clearly shifted to

the west with respect to the maximum crustal thickness beneath the Gran Paradiso Massif. The shifting is due to denser rock, located beneath the 30 km (reflector II) and 15 km (reflector III) wide-angle reflectors.

Beneath the Gran Paradiso Massif, there is some seismic evidence for the occurrence of highly layered, lower crust above the 30 km wide-angle reflector II (Fig. 3) but no upper limit can be

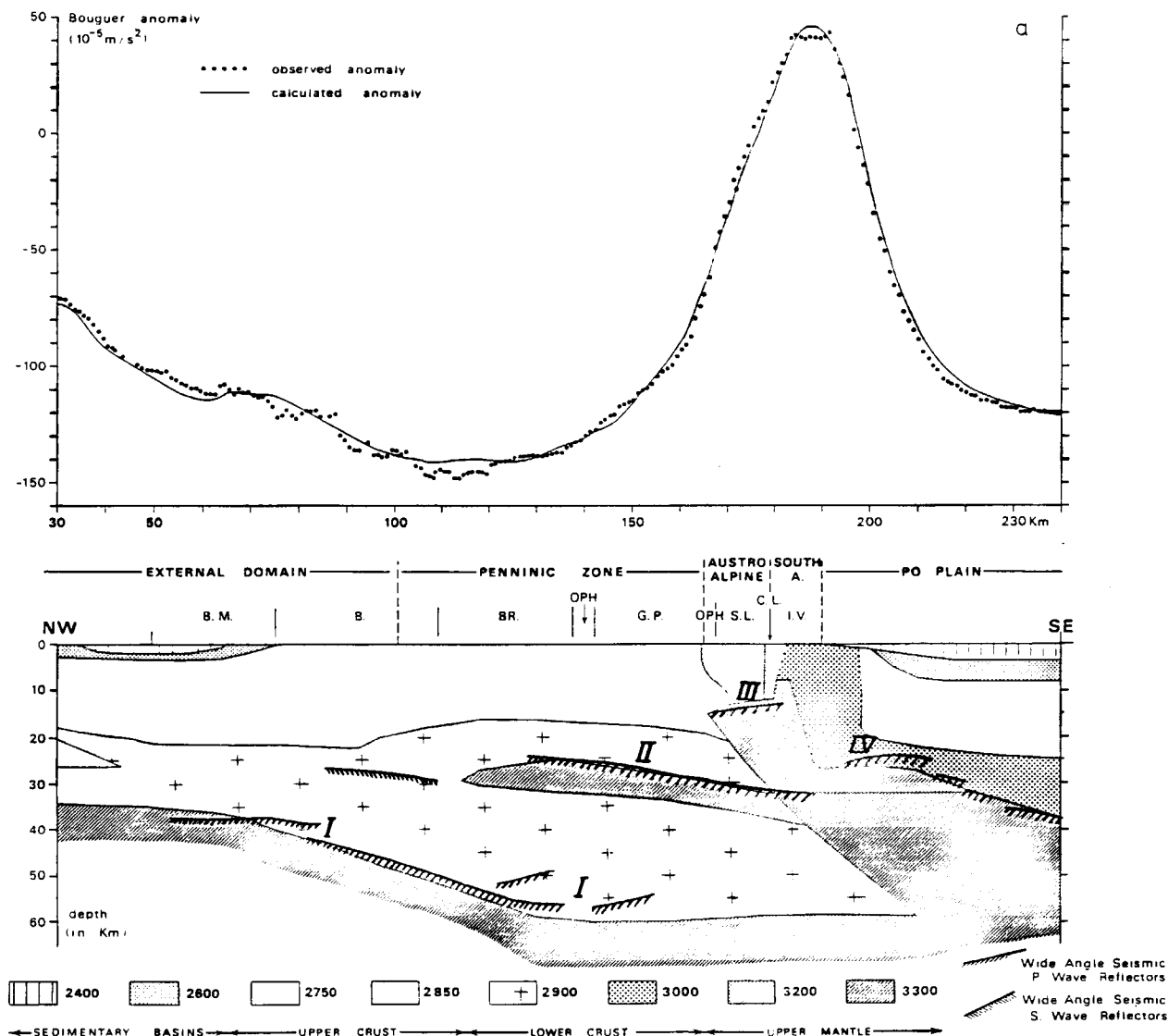


Fig. 4. Two density cross-sections along the ECORS-CROP traverse through the Western Alps (for discussion, see text). Density figures in kg/m³. B.M.—Bornes Massif; B.—Belledonne Massif; BR.—Briançonnais domain; OPH—Ophiolites and Schistes lustrés; G.P.—Gran Paradiso Massif; S.L.—Sesia zone; C.L.—Canavese Line; I.V.—Ivrea-Verbano zone. Barbed lines—P- and S-wave wide-angle reflectors converted into depths (kilometres) using the velocities defined in Fig. 3. The markers, I, II, III and IV, correspond respectively to 35–55 km, 30 km, 15 km and 25–35 km Po Plain reflectors.

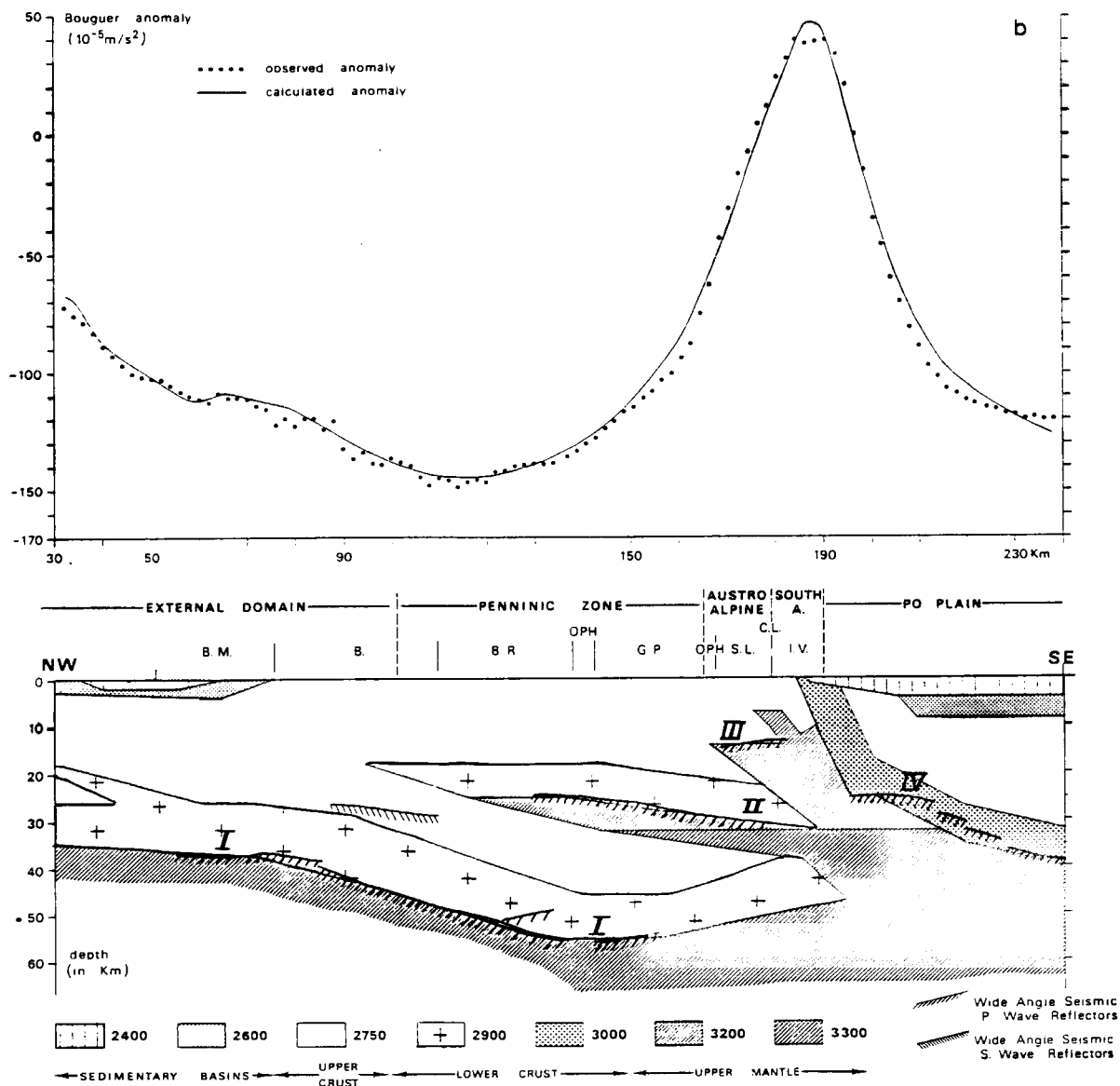


Fig. 4 (continued).

proposed from the line drawing. However, the slope of the anomaly curve prevents any extension of the rocks with a 2900 kg/m^3 density to a depth lower than 15 km, which would result in a smoother gradient. The spectral characteristics of the wide-angle reflected P-waves must be referred to a several kilometres thick slice of denser, upper-mantle-like rocks underlying the 30 km deep reflector II. The heavy rocks are underlain by lighter rocks, the thicknesses and consequently densities, of which were not determined from

seismic data. Moreover, above the 35–55 km deep wide-angle reflector I, vertical seismic profiling can only identify the highly layered lower crust in the external domains of the chain. The nature and density of the deeper crust to the east of the Belledonne Massif are therefore a matter of speculation. The great depth suggests metamorphic reactions in the granulite to eclogite facies, affecting the crustal rocks and increasing the original density values. How far metamorphism has proceeded and density has increased depends on both the

temperature conditions at depth and the age of the main episode of crustal thickening. The present knowledge will not support definite assumptions. We therefore considered two extreme hypotheses in our models.

The first (Fig. 4a) assumes that metamorphism has fully re-equilibrated the European deepened upper crust, giving a 25 km thick lower crust with a density of 2900 kg/m^3 .

The second (Fig. 4b) assumes that no density changes have occurred; the deep Moho is overlain by lower and upper crust, with densities of 2900 and 2750 kg/m^3 and thicknesses of 10 and 14 km respectively. The anomaly curves calculated from these assumptions both fit the observed curve. In the two models, minor changes in the location of the seismic markers have been introduced to match the velocity changes according to the different densities.

Across the Canavese Line and the "Ivrea zone", the line drawing looks very poor, mainly because of the steepness of the geological structures. From the surface geology, we can regard the heavy rocks of the Ivrea-Verbano Zone as the lower crust of the Apulian domain. The 3000 kg/m^3 value given by the density measurements has been regarded as a distinctive feature. But the Ivrea-Verbano rocks cannot account for the whole gravity high, as already noted by Niggli (1946); the very strong gravity gradient makes it necessary to assume the presence of still heavier rocks near the surface.

such as an upward extension of the upper mantle rocks underlying the wide-angle reflectors below the Po Plain. As the geometrical constraints for the transition of the upper mantle rocks against crustal ones are poorly defined, the models show different hypotheses. One (Fig. 4a) relates the top of the Ivrea-Verbano zone and assumes large volumes for the 2850 kg/m^3 eclogitic mica-schists of the Sesia zone; the other (Fig. 4b) assumes a northward extension of the peridotites of the Lanzo Massif, whose outcrops end some 20 km to the south of the cross-section. In this case, the lack of a seismic reflector at the top of the peridotites can be related to the complex geometry of the folded contact between the Sesia zone and the Lanzo Massif (Spalla et al., 1983).

The 25–35 km deep reflector IV beneath the Po Plain represents the hinterland Moho. With respect to the former seismic experiments (Berckhemer, 1968; Giese, 1968), it is located at greater depth, in particular at its western end. To fit the measured anomaly, the occurrence and the continuity of the lower crust above this reflector must be assumed.

Discussion

For 40 years, gravity investigations have made substantial contributions to the knowledge of the deep structures of the Western Alps. The first studies (Niggli, 1946; Closs and Labrouste, 1963;

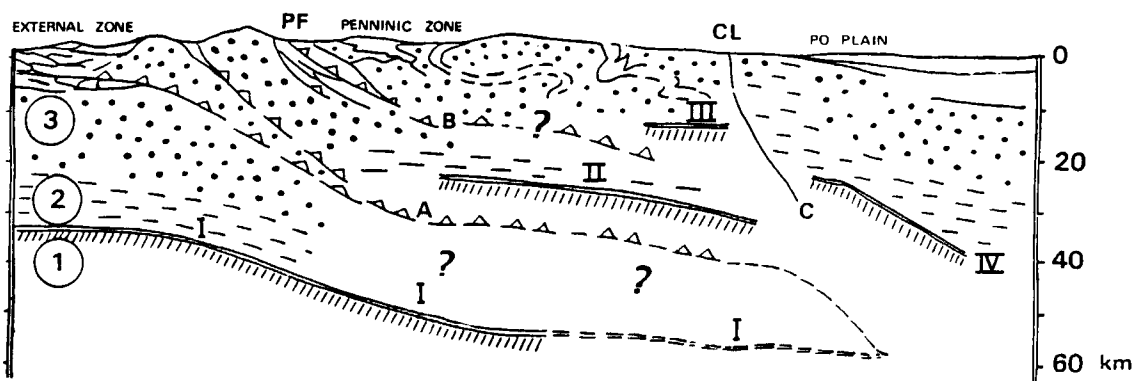


Fig. 5. Schematic cross-section integrating data from surface geology, vertical and wide-angle seismic and gravity modelling from ECORS-CROP Working Group (1989). The wide-angle reflectors, I, II, III and IV, are converted into depths. A, B, C—Possible lithospheric thrusts; 1—upper mantle; 2—lower granulitic crust; 3—upper crust; white—Mesozoic to Cenozoic covers and Tertiary molasses.

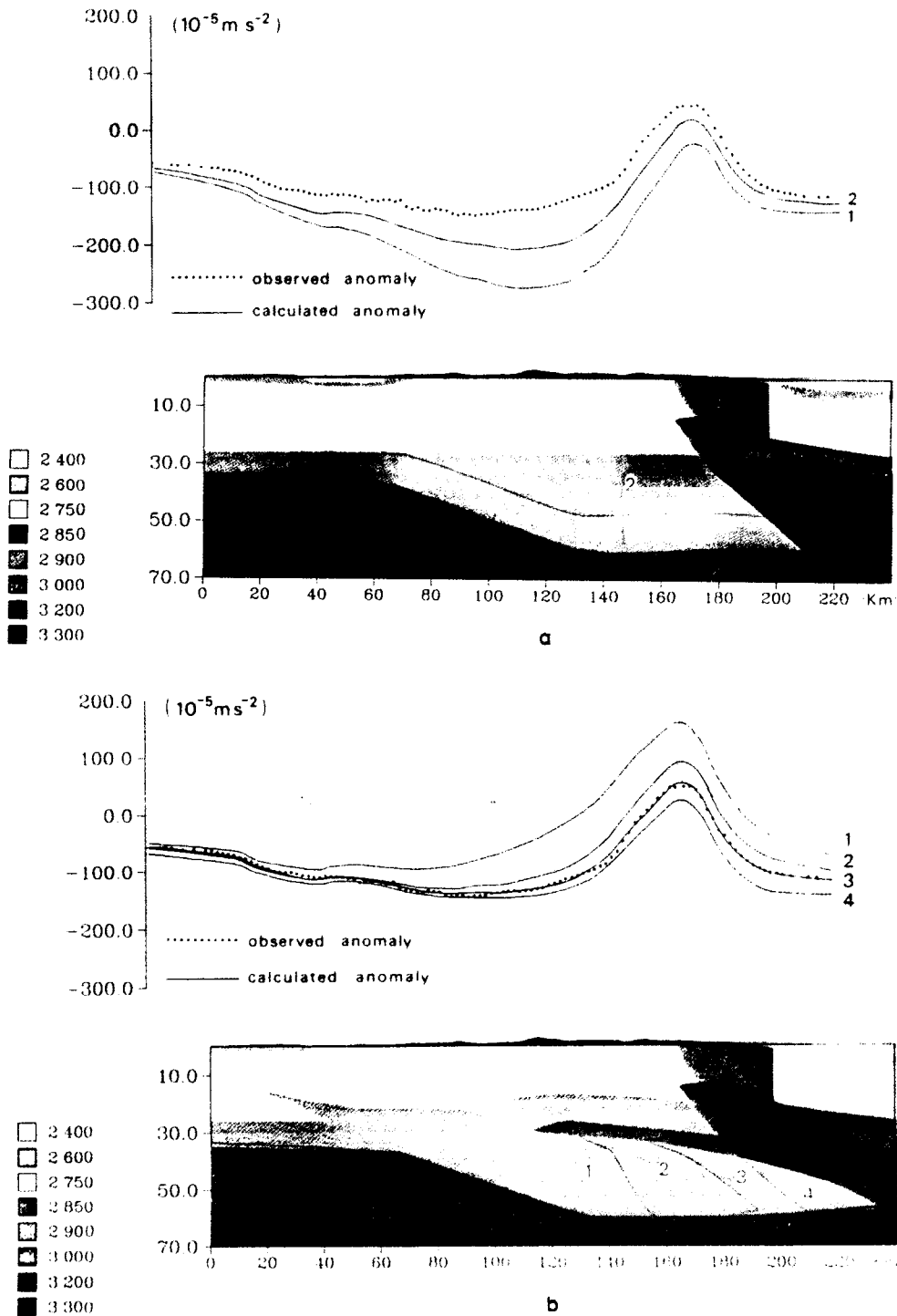


Fig. 6. Variations of the computed anomaly for major changes in the density cross-sections of Fig. 4. a. The lower crust and the mantle heavy flake are removed on both sides of the 30 km wide-angle reflector II below the Penninic Zone with a 10 km thick (1) or 25 km thick (2) lower crust. b. The eastward extent of the European crust is tested from the end of the 35-55 km wide-angle reflector I (1) to the most eastward of the Po Plain (4). c. The density of the European crust below the Penninic zone is tested for $d = 2800, 2900$ and 3000 kg/m^3 . d. Below the density of the layered domain above the 30 km wide-angle reflector II is changed to 2800 (1), 2900 (2) and $3000 (3) \text{ kg/m}^3$. The top of this layer is adjusted to fit the observed anomaly.

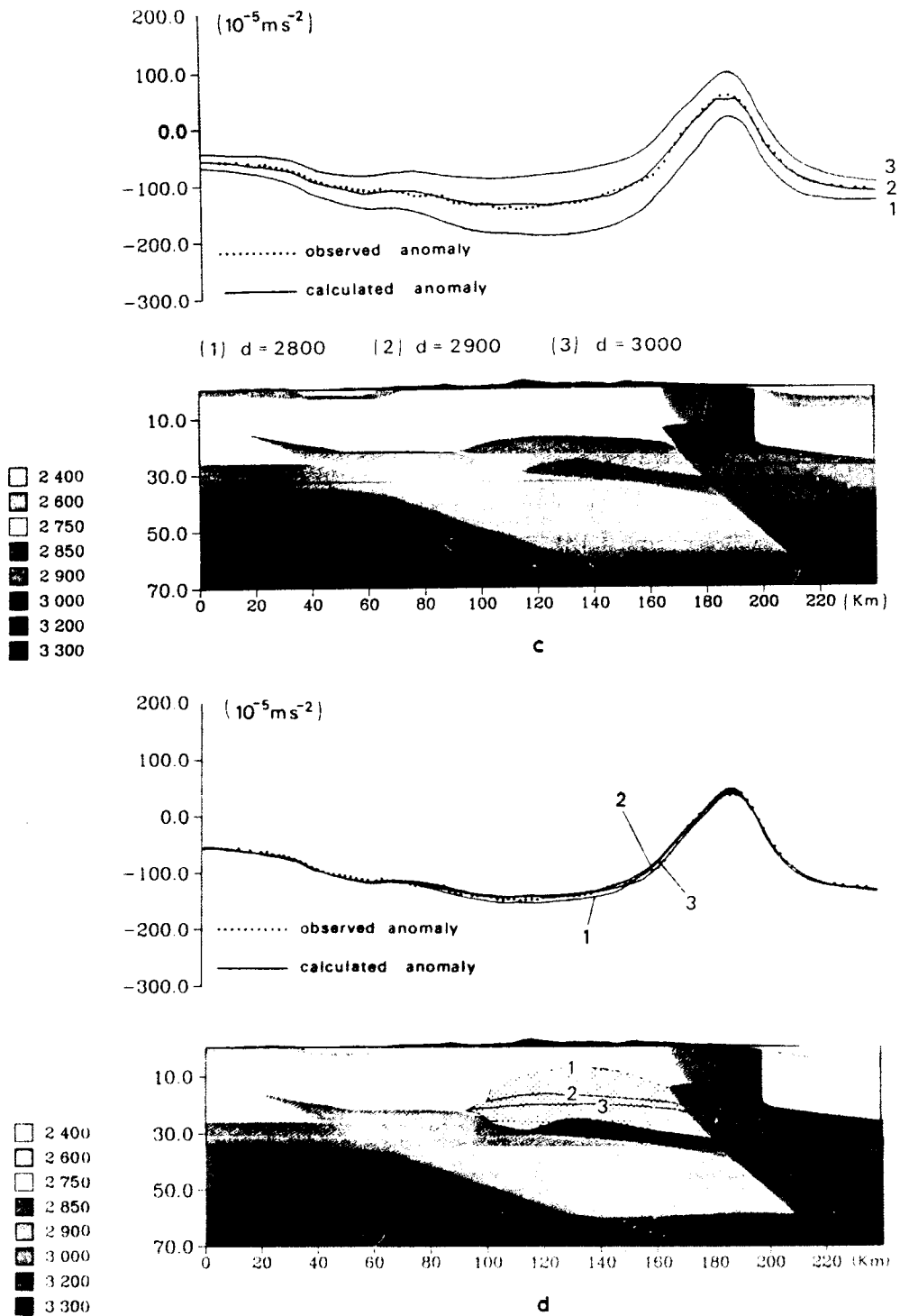


Fig. 6 (continued).

Berckhemer, 1968; Kaminski and Menzel, 1968) were mainly centered on the outstanding anomaly in the "Ivrea body", interpreted as a huge slice of

upper mantle rising across the whole crust up to a depth of a few kilometres. The upper mantle-crust boundary was either sharp (Berckhemer, 1968) or

gradual (Kaminski and Menzel, 1968). As the interpretations were restricted to the inner part of the belt, they overestimated the gravity effect of the "Ivrea body" and were not able to turn the geometrical model into a tectonic framework.

Later studies (Thouvenot and Perrier, 1981; Ménard and Thouvenot, 1984), stretching across the whole belt, enabled a model showing underthrusting and piling up of crustal and upper mantle wedges to be produced; yet gravity was not very detailed and seismic checking was poorly developed.

The ECORS-CROP program makes use of a large mass of data and cross-checking from different geophysical methods, thus leading to an improved interpretation. Three main structural units have been recognized, separated by large thrusts (Fig. 5). The deepest represents the eastward extension of the European lithosphere, with the dipping of the Moho as the distinctive feature. A large flake, made up of both upper mantle and crustal rocks, is the intermediate unit, sandwiched between two major thrusting zones. The lower thrust probably emerges to the west of the Briançonnais domain. Either the ophiolites at the western border of the Sesia zone or the Penninic front may be the surface expression of the upper thrusting zone. This underlies the third unit, containing the Sesia zone, whose characteristics are still not known. The breaking off of the seismic markers beneath the "Ivrea zone" (Fig. 3) and the steepness of the boundaries in the density bodies of the Sesia and Ivrea-Verbanò zones at all events confirm the hypothesis of large vertical displacements along the Canavese Line. The lithospheric flaking and the deep eastward extension of the European lithosphere below the Penninic zone are the common features of the models in Fig. 4.

Let us discuss some other characteristics of the models in places where the seismic information does not constrain the gravity modelling:

(1) Removing the lower crust-upper mantle intermediate heavy flake (Fig. 6a), the gravity minimum is shifted to an inner position which requires a greater elevation of the deep Moho than that allowed by the wide-angle experiments, which are really not very clear in this area, to match the observed gravity.

(2) The total shortening within the Western Alpine orogen, i.e. how far eastwards the European crust extends below the upper mantle flakes, is a major question for tectonic interpretation. This eastern limit is not greatly constrained by gravity, as shown by the 15 km lateral displacement in the two models of Fig. 4. On the other hand, large shifts, either to the west or to the east with respect to the locations shown in the figures, are not allowed (Fig. 6b). Small variations in the extension of the European crust beneath the Penninic Zone would imply a dramatic increase in the computed anomaly (Fig. 6b), so that it could by no means be gravimetrically balanced. A European crust extended with its Moho farther to the east below the Po Plain would decrease the computed anomaly, unless coupled with an updoming of the Moho not detected by the wide-angle seismic survey.

(3) To identify the nature of the crust overlying the crust-mantle reflectors within these three units was one of the major problems we had to deal with. We assumed that the seismically layered crust beneath the external domains was the heavy lower crust. From the foreland to the Belledonne Massif, it thickens up to 12 km. This is probably an outcome of a low-angle thrust connected to the small lower crust flake in Fig. 4, which can be followed on the line drawing below the Bornes Massif and farther to the west (ECORS Alpes 2, preliminary results). Beneath the Belledonne Massif, the layered crust bends downwards and then disappears. As discussed in the previous section, this seismic transparency allows the assumption of different models for the nature of the European deep crust, excluding at all events (Fig. 6c) mean density values out of the range 2800-3000 kg/m³. As far as the intermediate unit is concerned, only beneath the western part of the Briançonnais domain is there some seismic evidence of layered crust. It has been extended in the models all along the 30 km deep wide-angle reflector II. Its thickness (Fig. 5d) can reach 20 km at the most, if a density of 2800 kg/m³ is assumed. The layering within the crust below the Gran Paradiso Massif (Fig. 3) must be partly related to tectonic imprints on the crust, rather than to the occurrence of thrust dense lower crust. In the third unit, no

definite structure can be traced below the Sesia zone, because of the seismic transparency. To the east of the Canavese Line, the depth of the Moho found by the wide-angle seismic survey requires large volumes of lower crust, even if the seismic evidence is lacking. This is one difference with respect to the previous models, which suggested a more surficial Moho, and the minimization of the gravity effect of the Apulian lower crust.

Conclusions

The results of the ECORS-CROP program prove that the combination of seismic and gravity data is a precious tool for geological interpretation. The wide-angle seismic survey gives an overall picture of the crust, in which the vertical seismic profiling structural details can be placed. Gravity data provide a means of checking the models and guide the extrapolation where the seismic evidence is poor.

The models proposed corroborate the hypothesis that the Western Alps were built up by accretionary mechanisms that also involved upper mantle slices. This was already established for the structures in contact with the Apulian domain, below the "Ivrea zone".

This is now also ascertained for the region of maximum crustal thickness, below the Penninic Zone, thus resulting in more complex collisional processes between the European and Apulian plates. The two-dimensional and regional approach used in this paper in the analysis of the gravity anomalies does not clarify the exact relationship between the major lithospheric structures and the outcropping tectonic units not investigated in detail by these data. This will only be achievable in a three-dimensional approach, through a sound cross-examination of the various models proposed by the surface geology and all the geophysical data, including the migrated and depth-converted seismic section and the magnetic data, the processing of which is still in progress.

Acknowledgements

This work was supported by the ECORS-CROP joint French-Italian program. The authors

wish to thank all their colleagues in the ECORS-CROP Working Group for their helpful suggestions and improvements to the manuscript, and J. Montesinos for technical assistance.

References

- Bayer, R., Cazes, M., Dal Piaz, G.V. and 20 co-authors, 1987. Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (programme ECORS-CROP). C.R. Acad. Sci. Paris, 305. Sér. II: 1461-1470.
- Berckhemer, H., 1968. Topographie des "Ivrea-Körpers" abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 48 (1): 235-246.
- Bois, C., Cazes, M., Hirn, A., Mascle, A., Matte, P., Montardet, L. and Pinet, B., 1987. Contribution of deep seismic profiling to the knowledge of the lower crust in France and neighbouring areas. Tectonophysics, 145: 253-275.
- Carrozzo, M.T., Chirenti, A., Giada, M., Luzio, D., Margiotta, G., Quarta, T. and Zuanni, F., 1981. Carta gravimetrica d'Italia: tecniche automatiche per la sua realizzazione. Atti I Conv. GNGTS, CNR, Rome, pp. 131-140.
- Carrozzo, M.T., Chirenti, A., Luzio, D., Margiotta, C., Pedone, M. and Quarta, T., 1985. Carta gravimetrica d'Italia: stato dei lavori. Atti IV Conv. GNGTS, CNR, Rome, pp. 673-684.
- Cassano, E., Anelli, F., Fichera, R. and Capelli, V., 1986. Pianura Padana: interpretazione integrata di dati geofisici e geologici. 73 Congr. Soc. Geol. Ital., 27 pp.
- Choudhury, M., Giese, P. and De Visintini, G., 1971. Crustal structure of the Alps: some general features from explosion seismology. Boll. Geofis. Teor. Appl., XIII, 51-52: 211-240.
- Closs, H. and Labrouste, Y. (Editors), 1963. Groupe d'Etudes des Explosions Alpines. Mémoire Collectif. Année Géophysique Internationale, XII, 2. CNRS, Paris.
- ECORS-CROP Working Group, 1989. Lithosphere flakings in the Western Alps: results of the ECORS-CROP Working Group. Nature, in press.
- ECORS-CROP DSS Group, 1989. Mapping the Moho of the Western Alps from wide-angle reflection seismics. Tectonophysics, 162: 219-227.
- Giese, P., 1968. Die Struktur der Erdkruste in Bereich der Ivrea-Zone. Ein Vergleich verschiedener seismischer Interpretationen und der Versuch einer petrographisch-geologischen Deutung. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 48 (1): 261-284.
- Hirn, A., 1980. Le cadre structural profond d'après les profils sismiques. In: A. Autran and J. Dercourt (Editors), Evolution Géologique de la France. 26 Congr. Géol. Int., Coll. C7. Mém., BRGM Fr., 107: 34-39.
- Kaminski, W. and Menzel, H., 1968. Zur Deutung der Schwere-Anomalie des Ivrea-Körpers. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 48(1): 255-260.
- Karner, G.D. and Watts, A.B., 1983. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. J. Geophys. Res., 88: 10449-10477.

- Lüschen, E., Wenzel, F., Sandmeier, K.J., Menges, D., Rühl, Th., Stiller, M., Janoth, W., Keller, F., Söllner, W., Thomas, R., Krohe, A., Stenger, R., Fuchs, K., Wilhem, H. and Eisbacher, G., 1987. Near-vertical and wide-angle seismic surveys in the Black Forest, SW Germany. *J. Geophys.*, 62: 1-30.
- Ménard, G., 1979. Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France, implications géodynamiques. Thèse 3e cycle, Univ. Grenoble. 178 pp.
- Ménard, G. and 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. Fr.*, 7, XXVI, (5): 875-884.
- Michel, B., 1978. La croûte entre vallée du Rhin et vallée du Rhône: interprétations et résultats structuraux. Thèse 3e cycle, Univ. Paris VII, 133 pp.
- Niggli, E., 1946. Über den Zusammenhang zwischen der positiven Schwereanomalie am Südfuss der Westalpen und der Gesteinszone von Ivrea. *Ecol. Geol. Helv.*, 39: 211-220.
- Perrier, G., 1980. La structure des Alpes Occidentales déduite des données géophysiques. *Ecol. Geol. Helv.*, 73: 407-424.
- Spalla, M.I., De Maria, L., Gosso, G., Miletto M. and Pogonante, U., 1983. Deformazione alpina e metamorfismo della Zona Sesia meridionale al contatto con la falda piemontese e con il Massiccio di Lanzo (Vallin di Lanzo-Alpi Occidentali). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 26 (2): 499-514.
- Thouvenot, F. and Perrier, G., 1981. Seismic evidence of a crustal overthrust in the Western Alps. *Pure Appl. Geophys.*, 119: 163-184.
- Vecchia, O., 1968. La zone Cuneo-Ivrea-Locarno, élément fondamental des Alpes. *Géophysique et Géologie. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 48 (1): 215-255.

2) GRAVITY AND AEROMAGNETIC MAPS ON THE WESTERN ALPS :
CONTRIBUTION TO THE KNOWLEDGE ON THE DEEP STRUCTURES ALONG
THE ECORS-CROP SEISMIC PROFILE

ARTICLE SOUMIS
AU BULLETIN DES SOCIETES GEOLOGIQUES DE FRANCE
D'ITALIE ET DE SUISSE
POUR LA PUBLICATION D'UN MEMOIRE SPECIAL
1989

**GRAVITY AND AEROMAGNETIC MAPS ON THE WESTERN ALPS:
CONTRIBUTION TO THE KNOWLEDGE ON THE DEEP
STRUCTURES ALONG THE ECORS-CROP SEISMIC PROFILE**

by

D. REY(*), T. QUARTA (**), P. MOUGE(**), M.MILETTO(***),
R. LANZA(***), A. GALDEANO(**), M.T. CAROZZO(****),
E. ARMANDO(*****) AND R.BAYER(*).**

(* CGGM, USTL, Place E. Bataillon, 34060 Montpellier CEDEX, France.

(**) IPGP, 4 place Jussieu, 75230 Paris CEDEX 05, France.

(***) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino, Turin, Italy.

(****) Dipartimento di Fisica, Università di Lecce, Lecce, Italy.

(*****) Istituto Politecnico, Duca degli Abruzzi, Turin, Italy.

ABSTRACT

Gravity and magnetic data have been collected along the ECORS-CROP profile. The gravity ones were linked to all previous surveys resulting in a new french-italian-swiss detailed Bouguer map for the Western Alps, from the Molassic basin to the Po plain. A regional aeromagnetic map was built from the french (CNRS) and italian (AGIP) surveys. These two maps are presented in this paper.

We propose two possible density models which take into account the Bouguer anomaly along the profile and the results of the seismic experiments. These models confirm the piling up of the crust-upper mantle units responsible of the crustal thickening below the Penninic Zone and the large contribution of the Apulian lower crust to the "Ivrea anomaly". The coupled negative-positive magnetic anomaly respectively observed over the external domains and the Ivrea-Verbanò zone is interpreted as the result of the lower crust units.

Key-words: Western Alps, deep seismic sounding, gravity, magnetism, lower crust, upper mantle, collision, lithospheric thrusting.

I - INTRODUCTION

Gravity data have been often a fruitful complementary tool to the seismic methods to understand the deep structure of the Alps. The historical evolution of the gravity modeling since the fifties in the Western Alps, is illustrated by three density models (figure 1), derived from not very detailed gravity profiles transverse to the belt. These examples clearly show that the interpretative approach shifts from structural aspect toward geodynamics, geometry of the models in turn becoming more detailed and subtle. The first model (figure 1a; Morelli, in Closs and Labrouste 1963) outline the geometry of large-scale bodies, mainly interpreted from the lithological point of view: mantle, "basaltic" and "granitic" crust. Later on, geometrical resolution improves keeping with new reflection-refraction seismic data (figure 1b; Berckhemer, 1968) and interpretation stretches to all the arc of the Western Alps (Giese, 1968), proving the continuity of the main crustal structures, such as the Ivrea body at the eastern limits of the belt. It was also the time of the first attempts to match geophysical and tectonic data (Giese, 1968; Giese et al., 1970). Since the last ten years, new geophysical data (teleseismic data, aeromagnetic surveys, EGT profiles) introduced finer details and the interpretative process has been mainly intended to outline structural features from which geodynamical processes can be inferred (figure 1c; Menard and Thouvenot, 1984).

Contributions from geomagnetism were much more limited. Magnetic surveys were performed essentially on ground, mainly focalized on the Ivrea anomaly. Interpretations (Albert, 1974; Lanza, 1975; Wagner et al., 1984) were realized in order to convert the velocity-density model for the Ivrea body (figure 1b) in a magnetic one. They provided the new evidence of a lesser thickness for the magnetic anomalous body, with respect to the gravimetric one. At the same time, aeromagnetic maps became available and only now, in the frame of the EGT project, they have been assembled to give a unified map at constant altitude, in particular on the Western Alps (Mouge and Galdéano, 1989 a and b).

In 1986, a vertical seismic profile was realized by the french-italian ECORS-CROP program, crossing the Western Alps from the Jura mountains to the Po plain. This method, coupled with wide-angle seismic and gravity was already used with success on the Pyrenean range to study the shape of the moho discontinuity and the possible gravity effect of some layered seismic zones such as the bedded lower crust (Daignieres et al., 1989; Torne et al., 1989). The vertical reflection seismic along the ECORS-CROP traverse was therefore completed by wide-angle seismic, detailed gravity survey and an aeromagnetic profile. This paper presents new gravity and aeromagnetic maps, taking advantage of all previous potential field data and many new measurements, and proposes density-magnetization cross-sections in the light of seismic results (Thouvenot et al., this issue; Nicolas et al., this issue).

II - POTENTIAL FIELD DATA

A - GRAVITY - The studied area covers a 10000 km² large zone, from the Rhone Valley (France) to the Po plain (Italy) (Figure 2). On the italian side, the available data of the new Gravity map of Italy (Carozzo et al, 1981, 1985), including AGIP company surveys, were dense enough to map in detail the Bouguer anomaly on the Po plain.

The french side of the Alps was previously characterized by numerous gravity stations obtained by ESSO-REP company and the BRGM on the molassic basin and the Rhone valley whereas the stations collected by Coron (in Closs and Labrouste, 1963) in the high mountain areas were very sparse. These data were completed by BGI stations containing the swiss measurements (Klingelé and Olivier, 1980).

1030 new stations were collected as previously settled by the ECORS-CROP program with a special attention for a 30 km wide band on each side of the seismic traverse. All

the surveys represent about 30.000 stations with a density more than 1 station / km² in the most accessible zones, and less than 0.1 station / km² in some high topographical areas. All the measurements have been tied to the IGSN71 system and Bouguer anomaly was computed for a mean density value of 2600 kg/m³.

The topographic corrections were applied up to 50 km and 167 km respectively for the Italian and French stations.

These corrections range between 10 and $50 \cdot 10^{-5}$ m/s². The errors affecting these values have been evaluated by applying a systematical error of 50 m to mean elevations. It leads to a maximum error of $2 \cdot 10^{-5}$ m/s².

The discrepancy related to the different maximum radius for topographic corrections in France and Italy represents no more than 5% of the correction values.

In conclusion, the values of the Bouguer anomaly used to draw the map shown in figure 3, have a maximum uncertainty of $\pm 4 \cdot 10^{-5}$ m/s².

B - AEROMAGNETIC DATA - An aeromagnetic profile was carried out in the frame of ECORS-CROP program, from Vercelli (Italy) to Aix-les-Bains (France) (fig. 5). The barometric altitude was 4000 m above mean sea level (a.s.l.). A proton precession magnetometer sampled the magnetic field each 0.2 km, and a photogrammetric camera one photo each 8 measurements. A ground station at San Michele (Italy's 1st order magnetic network) was operating during the flight. Check points gave differences less than 3 nT for the intensity, and less than 200 m for the plane coordinates. These values can be assumed as the errors along the profile. Anomalies have been calculated according to the GDN normal field (Molina et al., 1984), taken as the regional reference geomagnetic field. The profile will be discussed later, together with the interpretation (fig. 10).

Aeromagnetic map of Italy (AGIP) has revealed local and shallow magnetic structures in the Western Alps that can not be interpreted with 2-dimensional assumptions. The compilation of neighbouring surveys over the Western Alpine region was therefore an indispensable stage. In this goal, complete aeromagnetic surveys of Italy, France and Switzerland (fig. 5a) have been joined in a single homogeneous map of magnetic anomalies at the constant altitude of 3000 m a.s.l..

The magnetic map of France was produced at the altitude of 3000 m as well as a magnetic coverage over the french Alps at the altitude of 5000 m above a.s.l. (Le Mouel, 1969). From 1971 to 1980, AGIP (Cassano et al., 1980) has contracted companies and produced an heterogeneous aeromagnetic assembling (notably with discrepancies of density and altitude from one panel to another) over Italy (Arisi Rota and Fichera, 1987). The Swiss Commission of Geophysic carried out a national magnetic survey from 1978 and produced the magnetic map of Switzerland in 1981 (E. Klingelé, 1986).

The good definition of anomalies depends on the precision of the chosen normal field. The discrepancy of the IGRF coefficients or/and their rates of change (except for 1980.5 epoch) unfortunately give this model inadequate for our purpose; thus we have preferred local polynomial approximations fitted in the least square sense.

The "regional field" was first separately estimated from the reduced maps corrected for the temporal variations. This kind of reference is well defined for wide panels for instance the major part of France and Italy. In contrast, the size of little panels covering the Alps is not adequate to obtain a good fit.

Then, upward or downward continuations were computed if necessary from resulting anomalous fields. With regard to the altitude of compilation, the downward continuation of measurements carried out over the Alpine Arc is an "ill-posed problem" in relation with the height of causatives bodies. On the other hand the elementary grid used over this region (2 x 6 Km) filters wavelenghts less than about $\lambda_0 = 4$ Km. Therefore, the waveband includes wavelenghts due to source bodies approximatively situated below 2 Km under the flight altitude ($h \approx \lambda_0 / 2$, h being the depth of a single dipole). The flight altitude over the

Italian Alps was 4050 m and so the shallower described sources are located at about 2000 m a.s.l.. Thus, we are able to compute the magnetic anomalous field at 3000 m a.s.l. without major problems.

Then, final adjustments were required on the overlappings because the lesser accuracy. These were resolved by low-degree polynomial correction surface calculated at the crossing points for each pairs of surveys (generally the degree one is the appropriate one).

As expected, the methodology followed on the lateral adjustments provides a good agreement between reference levels of France and Italy low-altitude surveys. Therefore, this first leveling constitute a good framework to constrain the adjustment of little panels over the Alpine Arc.

As the accuracy of adjustment is roughly function of magnetic gradient, the Alpine region is the less favourable. However, as it can be seen on the histogram of residuals (fig. 4), the reference field is of a satisfactory quality and lateral effects are small enough that they do not significantly affect the compilation. The final assemblage is presented in figure 5b.

III - DESCRIPTION OF THE MAPS

The Western Alps are characterized by a positive-negative Bouguer anomaly as in many mountain belts (Karner et Watts, 1983; Lyon-Caen et Molnar, 1983), with a large arcuate geometry in agreement with the main geological trends.

The anomaly (fig. 3) decreases gently from about $-30 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$ on the French Massif Central to $-150 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$ on the Briançonnais Domain.

At the East of this domain, it increases with a steep gradient to attain maximum values along a narrow, arcuate zone running from Locarno to Cuneo. This gravity high is well known as the "Ivrea Zone" (Niggli, 1946; Vecchia, 1968; Coron and Guillaume, 1968).

The south-eastern corner of the map shows large negative values ($-120 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$) over the subsiding basin of the Po plain.

In addition to the regional trend, the map exhibits local anomalies which were not accurately described in the previous published maps. In particular, the major features are :

- 1- the positive anomalies on the Belledonne massif East of Grenoble and on the Penninic Zone North-East to the Aosta valley.
- 2- the South-East-North-West trend which interrupts along the Val d'Iserre-Bourg S' Maurice line, the continuity of the Briançonnais minimum
- 3- the more detailed shape of the Ivrea anomaly indicating the complex morphology of the causative bodies.

These anomalies will not be further considered here because they are either out of the ECORS-CROP area or of a lesser scale with regard to the seismic sections.

The aeromagnetic map too (fig. 5b) is characterized by a regional low, about -50 nT, over the External and Penninic Domains. Similar broad negative areas have been shown on the Tibet and Himalayas (Achache et al, 1987) and in ancient belts as the Appalachians and Grenville (Arkani-Hamed et al, 1985). This regional low is disturbed by positive anomalies, located along the whole Ivrea-Verbano Zone and on the Penninic Zone.

An upward continuation at the altitude of 20 km, separates more clearly the negative trend from the positive values on the Po plain (fig. 6) and points out its two-dimensional character.

The Penninic zone is marked by very strong local anomalies, up to 1000 nT, whose sources can be clearly identified as the outcropping masses of serpentinite in the ophiolites. This correlation is particularly obvious for the Lanzo Massif, with its North-South anomaly.

One can also observe the East-West anomaly running to the South of Turin over the tertiary and quaternary sediments of the Monferrato system and Po plain.

IV - MODELING

The models presented in this section have been worked out in order to test the consistency between wide angle seismic, vertical seismic, and potential field data. The two-dimensional interpretation has been realized along a profile (fig. 7), perpendicular to the strike of the belt, crossing the end points of the vertical seismic traverse.

Wide angle seismic reflectors obtained by ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Experiments were projected on the profile. They correspond to P-wave velocity discontinuities with an increment of 0.5 to 1.0 km/s at least (fig. 7a). Lower crust-upper mantle transition may explain these discontinuities. However high grade - high pressure metamorphism in the deep parts of the belt can also generate eclogites, so that the distinction between upper-mantle and lower-crust rocks on the ground of P-wave velocity and density becomes not obvious.

Non-migrated line drawing (fig 7a) from vertical seismic profile shows zone of different seismic fabric such as transparent and highly laminated.

Layered zones have been assumed as lower crust when overlying the wide-angle markers, as already noted for the European Hercynian crust (Bois et al, 1987), while in the shallower domains they could correspond to shear zones.

A - GRAVITY - The gravimetric interpretation requires a reference density model, which has been adopted according to the P-wave velocities distribution observed for the Hercynian European lithosphere (Hirn, 1980). It consists in a 32 km thick crust, subdivided in a 26 km thick upper-crust and a 6 km lower crust.

The selected density are 2750 kg/m³ for the-upper crust, 2900 kg/m³ for the lower-crust and 3300 kg/m³ for the upper mantle.

Table 1 shows the mean density values of the outcropping rocks sampled in the area crossed by the seismic traverse. Laboratory measurements on metamorphic rocks indicate values around 2750 ± 50 kg/m³ excepted for the Sesia and Ivrea-Verbano Zones where higher values, respectively of 2870 and 3000 kg/m³, are observed.

The densities for the sedimentary rocks come from the Po plain borehole data (Cassano et al, 1986) or from previous geophysical studies concerning the Molassic subalpine basins (Menard, 1979; Menard et Thouvenot, 1984).

According to all reviewed geophysical a-priori, a single density model for the deep structure of the Alps cannot be seriously proposed.

Two models are therefore presented (fig. 7b and c), whose main difference is the density value assumed for the deep crust to the East of the Belledonne massif.

The disappearing below the Penninic Zone of the layered lower crust is a matter of speculation for the nature and density of the rocks. The deepened crustal rocks may suffer metamorphic reactions in the granulite to eclogite facies, with a related density increase.

As temperature conditions are not precisely known, two extremal models are presented:

- the first assumes that the European deepened upper crust is reequilibrated in the lower crust metamorphic conditions with a density of 2900 kg/m³ (fig 7b).

- the second assumes no density change for the European upper and lower crust with thickness of 10 km and 14 km respectively (fig. 7c).

The large negative anomaly is explained in the two models by the 35-55 km Moho reflectors I. If the Ivrea-Verbano rocks and the upper-mantle peridotites below the wide angle reflector III cause partly the positive Ivrea anomaly, heavy rocks near the surface at the East of the Canavese line are necessary to account for the Western gradient. Two solutions are adopted, consisting in large volumes of eclogitic micaschistes of the Sesia zone or peridotitic rocks as a northward extension of the Lanzo Massif.

In order to test the two-dimensional assumption, we interpreted a gravity profile some 40 km to the south of the ECORS-CROP traverse. It ranges from Grenoble to Turin with the same density station as the previous one (fig. 2). Its proximity to the actual position seismic reflection markers I,II (Thouvenot et al., this issue) warrants best constraints on the geometry of moho discontinuities.

The results of EGT-S reflection-refraction experiments (Thouvenot et al, 1985) give good informations on the shape of the Apulian moho and the upper-mantle Ivrea body.

The model (fig. 8) is similar to ones of the northern profile, excepted for the reduced

thickness of the Apulian lower-crust overlying a less inclined moho. Dense shallow structures are needed to explain the local positive anomaly on the Belledonne massif and may correspond to the outcropping of hercynian metamorphic rocks close to Grenoble.

B - MAGNETISM - The ground for a quantitative magnetic interpretation is offered by, the profile of the figure 10 and the structural framework of seismic and density models. This concerns the whole lithosphere of the Western Alps. The magnetic modeling is on the other hand confined to the upper part of the lithosphere, above the Curie surface. Moreover there is no direct correlation between magnetic and density properties of the crustal and mantle rocks.

We have previously noticed the correspondence between magnetic anomalies and the ophiolites massifs of the Penninic Zone and metamorphic rocks of the Ivrea-Verbano Zone. Rock magnetism studies (Wagner, 1984; Belluso et al., 1989; Fioratti, 1989) point out that serpentinites from the Ophiolite Zone and serpentinitized peridotites and mafic rocks from the Ivrea-Verbano Zone are the only rocks showing enough susceptibility to produce the measured anomalies.

As far as the remanent magnetization is concerned, the results of Belluso et al. (1989) show that the NRM directions for the Ivrea-Verbano rocks are mainly in the present field direction, and intensities of the same order of magnitude as the induced magnetization. This is also valid for the serpentinites (Fioratti, 1989). Magnetization parallel to the present field is consequently assumed to interpret the anomalies.

The rough topography of the ophiolite massifs strongly affects the measurements and cannot be taken into account due to the low density of measurements. Ophiolites, moreover mainly consist of highly magnetic serpentinites and less (or no) magnetic prasinites and metagabbros. Structural relationships between these lithotypes are complicated and a reliable evaluation of the volumes of the causative bodies is therefore impossible.

In spite of these problems, we attempted to model the magnetic anomaly. The aeromagnetic map (Fig 5b) shows that the profile crosses the northern negative part of the anomaly related to the Lanzo valleys metabasites. Interpreting the anomaly along the profile thus requires a preliminary evaluation of side-effect, with necessarily a three-dimensional assumption. The extent of the models in figure 9 has been fixed according to the geological map. Thickness and susceptibility have been worked out from the interpretation of a N-S profile derived from the aeromagnetic data of Italy (AGIP, 1983). This section characterizes all the slab excepted the western side, which dips westwards in agreement with surface structures.

The Lanzo effect have thus been calculated and removed from the measured anomaly all along the ECORS-CROP profile.

The magnetic high in the profile is clearly related to the Ivrea-Verbano rocks. These are considered as representative of the lower crust, on the basis of their petrological features. Taking into account also the rock magnetism data, we chose the lower crust as the only source of the stripped anomaly and tried to interpret it according to the gravity model. The matching between the calculated and stripped anomaly is satisfactory (Fig 10). A better agreement could be achieved by a trial-and-error procedure, with minor changes in the gravity and magnetic models. This, on the other hand, seemed unnecessary, taking into account the current state of the knowledges.

V - DISCUSSION AND CONCLUSIONS

In agreement with the seismic data, the magnetic and density models suggest that the deep structures of the Western Alps can be resolved into three main units. Some properties of the density models and their limits in zones of poor seismic information have already been discussed in a previous paper (Bayer et al., 1989). We concluded that removing lower crust - upper mantle intermediate on both sides of the reflector II, at 25-35 km depths would dramatically shift eastwards the Bouguer minimum.

The absence of deep wide angle reflectors in the continuation of the reflector I, does not prove the end of the European crust slab. Density models give an estimate of 80 +/- 15 km for the extension of the deepened European crust, East of the flexure below the Belledonne massif. If transformations to eclogite facies occur at the depth involved, the European crust could extend more eastwards, and its physical properties may become more and more similar to those of the mantle.

The laminated aspect of the unit above the reflector II can not be all attributed to dense lower crust, and must be partly related to tectonic imprints.

The Apulian Moho reflector IV detected by DSS is greater than estimations given by the previous seismic interpretation. To fit the Ivrea anomaly, a large volume of lower crust of the Ivrea-Verbanese type is required. This lower crust has also been considered as the source of the magnetic anomaly.

Most recent models (see Shive, 1989, for a review), on the other hand have pointed out that a uniform magnetization body can hardly explain all the characteristics of the anomaly itself. Belluso et al. (1989) proposed a model consisting of two slabs, one made of serpentinites, the other of metagabbros, for a profile running along the Sesia valley, some 50 km to the North with respect to the ECORS-CROP Profile. This crosses the Ivrea-Verbanese Zone at the very end of the outcrops, so that surface geology can not provide a meaningful number of slabs.

An other point concerns the magnetization bottom within the lower crust. This is strictly related to the depth of the Curie isotherm for magnetite. No definite value can be put forward, because of insufficient data and disagreement on the temperature distribution below the Alps between various authors (see for instance Stegena and Meissner, 1988; Pasquale et al., 1988). At all events, the main features of the anomaly are more related to the top of the lower crust than to the bottom. Our estimate of 26 km for the Curie isotherm seems reasonable for magnetite mineral, larger depth resulting in lower magnetization values and vice-versa.

In conclusion, the potential field interpretation concurs with the seismic results to depict the deep structure of the Western Alps as the result of the piling up of three units, involving crust and upper mantle slices, separated by thrust zones. Geophysical methods can only give the structural framework for the discussion of the geodynamical processes which is presented in another paper (Nicolas et al., this issue), taking into account all the geological information.

FIGURE CAPTIONS

fig. 1: Evolution of density models along the Grenoble-Turin profile.

figures = density values in g/cm^3

a- From Morelli (in Closs. and Labrouste, 1963).

Heavy lines = refraction seismic discontinuities

b- From Berckhemer (1968).

Heavy lines = refraction seismic discontinuities

c- From Menard and Thouvenot (1984).

Density model and tentative of geodynamical interpretation

fig. 2: Gravity stations distribution on the Western Alps. The ECORS-CROP seismic profile is outlined by high density stations line between the points A and A'.

fig. 3: Bouguer Anomaly map of the Western Alps. The thick line indicates the ECORS-CROP profile.

Density reduction = 2600 kg/m^3

U.T.M. Coordinates in Km, (9° EST central meridian projection).

Contour interval = $5 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

fig. 4: Histogram of residuals obtained at the crossing points in the overlapping areas of the different surveys, after the final adjustments.

fig. 5a: Location of the aeromagnetic surveys used to map the magnetic anomaly of the figure 5b. 1= CNRS survey (3000 m a.s.l.); 2= CNRS survey (5000 m a.s.l.); 3= Swiss survey (5000 m a.s.l.); 4= AGIP survey (4101 m a.s.l.); 5= AGIP survey (1524 m a.s.l.).

fig. 5b: Total aeromagnetic field anomaly map of the Western Alps at 3000 m a.s.l. The thick line indicates the ECORS-CROP profile.

Contour interval = 40 nT.

U.T.M. Coordinates in Km, (9° EST central meridian projection).

fig. 6: Total magnetic field anomaly map continued at 20,000 m level from the anomaly map of the figure 5b.

Contour interval = 10 nT.

U.T.M. projection (9° EST central meridian).

fig. 7a: Nonmigrated line drawing along the ECORS-CROP profile, from Bayer et al. (1989).

The vertical axis shows two-way travel time (in second).

Barbed line: P-waves and S-waves wide angle seismic reflectors (Thouvenot et al., this issue), numbered I,II,III,IV.

The reflectors presented by Bayer et al. (1987) with two time origins (D.P. 1500 m for the French part and sea level for the Italian part) are projected along the gravity cross-section with an homogeneous sea level reference for the time origin. The P-waves wide-angle reflectors are converted into P-wave vertical reflectors using a 6.25 Km/s average velocity for the crust. The S-wave reflectors are converted into P-waves, using an average velocity for the S-waves of 3.61 Km/s in the crust.

BM: Bornes massif; B: Belledonne massif; BD: Briançonnais domain; Oph: Ophiolites and schistes lustrés; GP: Gran Paradiso; SL: Sesia-Lanzo Massif; IV: Ivrea-Verbano Zone; CL: Canavese line.

fig. 7b and c: Two density cross-sections along the ECORS-CROP traverse through the Western Alps. Densities figure in Kg/m³.

Barbed lines- P and S-Waves reflectors converted in depth (in kilometer) using the velocity defined in fig.7-a. The markers I,II,III,IV correspond respectively to 35-55km, 30km, 15km, and 25-35km Po plain reflectors.

fig. 8: Density cross-section along the Grenoble-Turin line, located 40km southward to the ECORS-CROP profile. Densities are in Kg/m³. See figure 7a for the abbreviations. Barbed lines- P and S-Waves reflectors converted in depth (in kilometer) using the velocity defined in fig. 7a. The markers I,II,III,IV correspond respectively to 35-55km, 30km, 15km, and 25-35km Po plain reflectors.

fig. 9: Magnetic anomaly and magnetic model for the Lanzo valleys anomaly (full / dashed line = observed / computed anomaly). Ophiolites' mean magnetization value $M = 2.3$ A/m; The circle shows the crossing with the ECORS-CROP profile.

fig. 10: Magnetic anomaly and magnetization cross section along the ECORS-CROP profile.

Curve: full line = observed anomaly; dashed line = anomaly corrected for the lateral effect of the Lanzo valleys ophiolites ; dotted line = computed anomaly.

The model is derived from the density model of fig.7c, assuming a mean magnetization value of 1.5 A/m for the lower-crustal rocks and a depth of 26 km for the Curie isotherm (dashed line within the cross section). The location of the Lanzo valley's ophiolites outcropping to the south of the profile is projected on the cross-section.

REFERENCES

- Achache J., Abtout A. and Le Mouél J.L.** (1987). The downward continuation of Magsat crustal anomaly field over Southeast Asia. *J.Geoph.Res.*, 92, pp.11584-11596.
- Albert G.** (1974). Die magnetische Anomalie der Ivrea zone. *J. Geophys.*, 40, pp.283-301.
- AGIP** (1983). Carta magnetica d' Italia. Anomalie del campo magnetico residuo. Scala 1:500,000. foglio B, San Donato Milanese.
- Arisi Rota F. and Fichera R.** (1987). Magnetic interpretation related to geomagnetic provinces: the italian case history. *Tectonophysics*, 138, pp.179-196.
- Arkani-Hamed J. and Strangway D.W.** (1985). Lateral variations of apparent magnetic susceptibility of lithosphere deduced from Magsat data. *J.Geophys.Res.*, 90, pp.2655-2664.
- Bayer R., Carrozzo M.T., Lanza R., Miletto M. and Rey D.** (1989). Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seismic reflection profile through the Western Alps; Tectonophysics (in press).
- Belluso E., Biino G. and Lanza R.** (1989). New data on the rock magnetism in the Ivrea-Verbano zone (Northern Italy) and its relations to the magnetic anomalies. *Tectonophysics* (in press).
- Berckhemer H.** (1968). Topographie des "Ivrea-Körpers" abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 48, 1, pp. 235-246.
- Bois C., Cazes M., Hirn A., Mascle A., Matte P., Montadert L. and Pinet B.** (1987). Contribution of deep seismic profiling to the knowledge of the lower crust in France and neighbouring areas. *Tectonophysics*, 145, pp. 253-275.
- Carrozzo M.T., Chirenti A., Giada M., Luzio D., Margiotta C., Quarta T. and Zuani F.** (1981). Carta Gravimetrica d'Italia: Tecniche automatiche per la sua realizzazione. *Atti I Convegno GNGTS, CNR, Roma*, pp. 131-140.
- Carrozzo M.T., Chirenti A., Luzio D., Margiotta C., Pedone M. and Quarta T.** (1985). Carta Gravimetrica d'Italia: Stato dei lavori. *Atti VI Convegno GNGTS, CNR, Roma*, pp. 673-684.
- Cassano E., Salvaderi R. and Cappelli V.** (1981). Carta aeromagnetica d'Italy. *Notizie sul rilievo programma di pubblicazione. AGIP, San Donato Milanese*, 18 p.

- Cassano E., Anelli F., Fichera R. and Capelli V.** (1986). Pianura Padana: Interpretazione integrata di dati geofisici e geologici. 73th Congr. Soc. Geol. Ital., 27 p.
- Cassano E., Fichera R. and Arisi Rota F.** (1986). Rilievo aeromagnetico d'Italia: alcuni risultati interpretativi. Atti V Convegno GNGTS, CNR, Roma, pp. 939-962.
- Closs H. and Labrouste Y.** (Editors) (1963). Groupe d'Etudes des Explosions Alpines. Mémoire collectif. Année Géophysique Internationale, XII, 2, CNRS, Paris.
- Coron S. and Guillaume A.** (1968) Sur les relations de la zone d'Ivrée avec ses bordures. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 48, 1, pp. 285-292
- Daignières M., de Cabissole B., Gallart J., Hirn A., Surinach E., Torné M. and ECORS Pyrenées team.** (1988) Geophysical constraints on the deep structure along the ECORS Pyrenées line. Tectonics (in press).
- Fioratti R.** (1989). Proprietà magnetiche e densità di rocce campionate lungo il profilo CROP -Alpi Occidentali. Tesi Univ. Torino, 93 p.
- Giese P.** (1968). Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone. Ein vergleich verschiedener seismischer Interpretationen und der Versuch einer petrographisch-geologischen Deutung. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 48, 1, pp. 261-284.
- Giese P., Gunther K. and Reutter K.J.** (1970). Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordapennins. Z. deutsch. Geol. Ges., 120, pp.151-195.
- Hirn A.** (1980). Le cadre structural profond d'après les profils sismiques. In A. Autran et J. Dercourt, Editors; Evolution géologique de la France, 26^{ème} Congrès Géol. Int., Coll. C7, Mém. BRGM Fr., 107, pp. 34-39
- Karner J.D. and Watts A.B.** (1983). Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. J. Geophys. Res., 88, pp. 10449-10477.
- Klingelé E.** (1986). La cartographie aéromagnétique de la Suisse. Commission Suisse de Géophysique, rapport interne.
- Klingelé E. and Olivier R.** (1980). La nouvelle carte gravimétrique de la Suisse (Anomalies de Bouguer). Beiträge zur Geologie der Schweiz, N° 20, 96 p.
- Lanza R.** (1975). Profili magnetici e di gravità nelle Alpi Occidentali. Riv. It. Geof. Sci. Aff., II, 2, pp. 175-183.

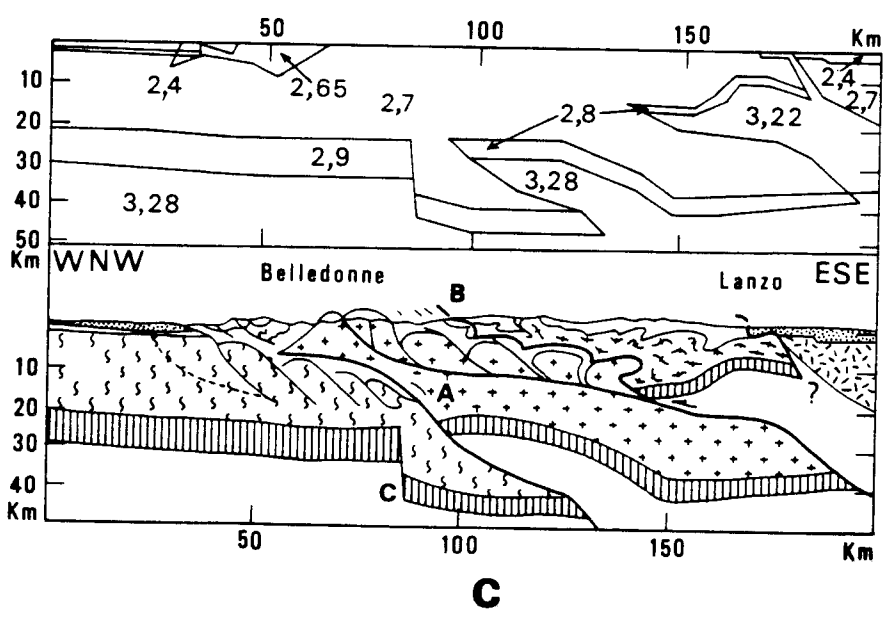
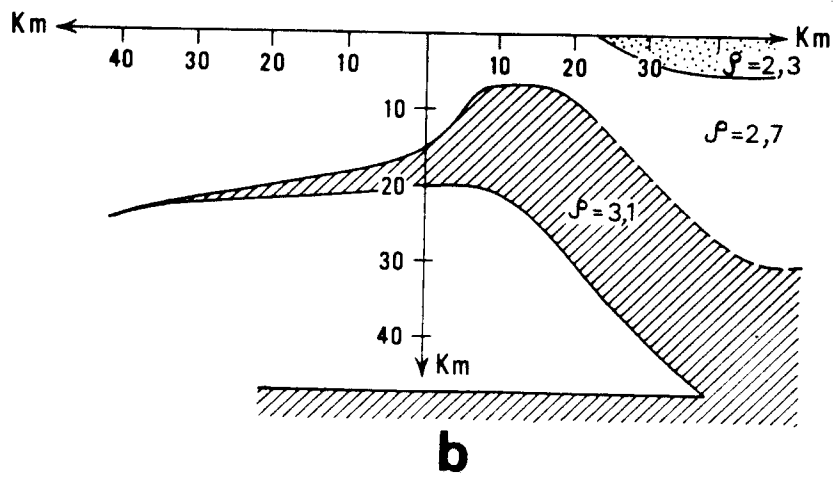
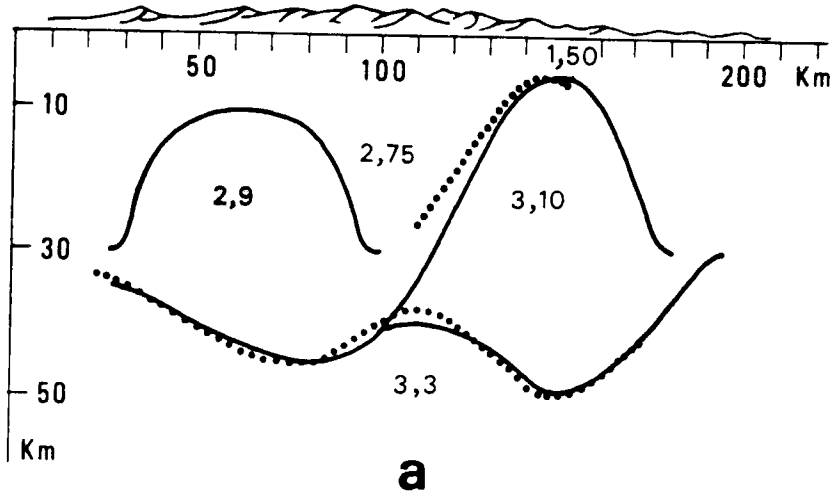
- Le Mouel J.L.** (1969). Sur la distribution des éléments magnétiques en France. Thèse d'Etat Univ. Paris VI, 153 p.
- Lyon-Caen E. and Molnar P.** (1983). Constraints on the structure of the Himalaya from an analysis of gravity anomalies and on flexural model of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 88, pp. 8171-8191.
- Mehnert K.R.** (1975) The Ivrea zone, a model of the deep crust. *N. Jb. Mineral. Abb.*, 125, pp. 156-199.
- Menard G.** (1979). Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud Est de la France, implications géodynamiques. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 178 p.
- Menard G. and Thouvenot F.** (1984). Ecaillage de la lithosphère Européenne sous les Alpes Occidentales: Arguments gravimétriques et sismiques liés a l'anomalie d'Ivrea. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XXVI, 5, pp. 875-884.
- Molina F., Meloni A., Battelli O. and De Santis A.** (1984). Comparison of geomagnetic planetary reference fields over Italy. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 37, pp. 35-45.
- Mouge P. and Galdéano A.** (1989a). Benefits of the compilation of aeromagnetic surveys to the southern segment of the European Geotraverse Project., EUG V, Strasbourg 1989.
- Mouge P. and Galdéano A.** (1989b). Magnetic mapping of the Western Alps: compilation and geological implications (in preparation).
- Nicolas A., Polino R., Hirn A., Nicolich R. and ECORS-CROP Working Group.** (1989). ECORS-CROP traverse and deep structure of the Western Alps. *Bull. Soc. Geol. Fr.* (this issue).
- Pasquale V., Cabella C. and Verdoya M.** (1988). Thermal regime and lithospheric thickness along the European Geotraverse. XIII General Assembly EGS, Bologna.
- Shive P.N.** (in press). The Ivrea Zone and lower crustal magnetization. *Tectonophysics*, in press.
- Stegena L. and Meissner R.** (1988). Geothermal and velocity structure of the crust along the European Geotraverse. XIII General Assembly EGS, Bologna.
- Torné M., de Cabissole B., Bayer R., Casas A., Daignières M. and Rivero A.** (1988). Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS Profile. *Tectonophysics* (in press).

- Thouvenot F., Ansoerge J. and Eva C.** (1985). Deep structure of the Western Alps: New constraints from the EGT-S 1983 seismic experiment. 2th EGT workshop, European Science Fondation, pp. 109-114.
- Thouvenot F., Senechal G., Hirn A. and Nicolich R.** (1989). ECORS-CROP wide-angle reflection seismics: constraints on deep interfaces beneath the Alps. Bull. Soc. Geol. Fr. (this issue).
- Vecchia O.** (1968). La zone Cuneo-Ivrea-Locarno, élément fondamental des Alpes. Géophysique et Géologie. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 48, 1, pp. 215-225.
- Wagner J.J.** (1984). Petrophysical properties of the Ivrea-Zone and adjacent areas. In J.J. Wagner and St. Mueller, Editors: Geomagnetic and Gravimetric studies of the Ivrea-Zone; Beiträge zur Geologie der Schweiz, 21, pp. 31-37.
- Wagner J.J., Klingelé E. and Mage R.** (1984). Regional geomagnetic study of the Southern border of the Western Alps - The Ivrea body; In J.J. Wagner and St. Mueller, Editors: Geomagnetic and Gravimetric studies of the Ivrea-Zone. Beiträge zur Geologie der Schweiz, 21, pp. 21-29.

I	I KIND OF ROCKS	I	I GEOLOGICAL UNITS	I DENSITY		I
				I KG / M3		
				I min	I max	
I	I ORTHOGNEISS	I	I GRAND PARADIS	I 2590	I 2610	I
I	I METAGRANITOIDES	I	I G.P.	I 2600	I 2680	I
I	I GRANITES	I	I G.P.	I 2650	I 2690	I
I	I AUGEN GNEISS	I	I G.P.	I 2650	I 2730	I
I	I "GNEISS MINUTI"	I	I G.P.	I 2650	I 2810	I
I	I METABASITES	I	I G.P.	I 2790	I 3030	I
I	I "SCHISTES LUSTRES"	I	I UNITES OPHIOLITIQUES	I 2700	I 2820	I
I	I SERPENTINITES	I	I U.O.	I 2720	I 2880	I
I	I MICASCHISTS	I	I SESIA	I 2710	I 2760	I
I	I GNEISS "MINUTI"	I	I S.	I 2700	I 2800	I
I	I HIGH-PRESSURE MICASCHISTS	I	I S.	I 2890	I 3050	I
I	I DIORITES	I	I IVREA	I 2870	I 2970	I
I	I KINZIGITES	I	I I.	I 2890	I 3010	I
I	I MAIN GABBROS	I	I I.	I 2890	I 3050	I
I	I METAGABBROS	I	I I.	I 2840	I 3100	I
I	I PERIDOTITES	I	I I.	I 3070	I 3380	I
I	I ORTHOPYROXENITES	I	I I.	I 3030	I 3590	I
I	I AUGEN GNEISS	I	I DORA MAIRA	I 2720	I 2740	I
I	I ORTHOGNEISS	I	I D.M.	I 2700	I 2790	I
I	I PARAGNEISS	I	I D.M.	I 2580	I 2670	I
I	I HIGH-PRESSURE GRANITES	I	I D.M.	I 2650	I 2700	I
I	I METACONGLOMERATES	I	I D.M.	I 2660	I 2680	I
I	I WHITE SCHISTS	I	I MONTROSE	I 2880	I 3150	I
I	I ORTHOGNEISS	I	I RUITOR	I 2850	I 2930	I
I	I BLUE-SCHISTS	I	I VANOISE	I 2760	I 2870	I

TABLE 1

(Belledonne) (Briançonnais) (Ivrea)
N.W. Confine Torino S.E.



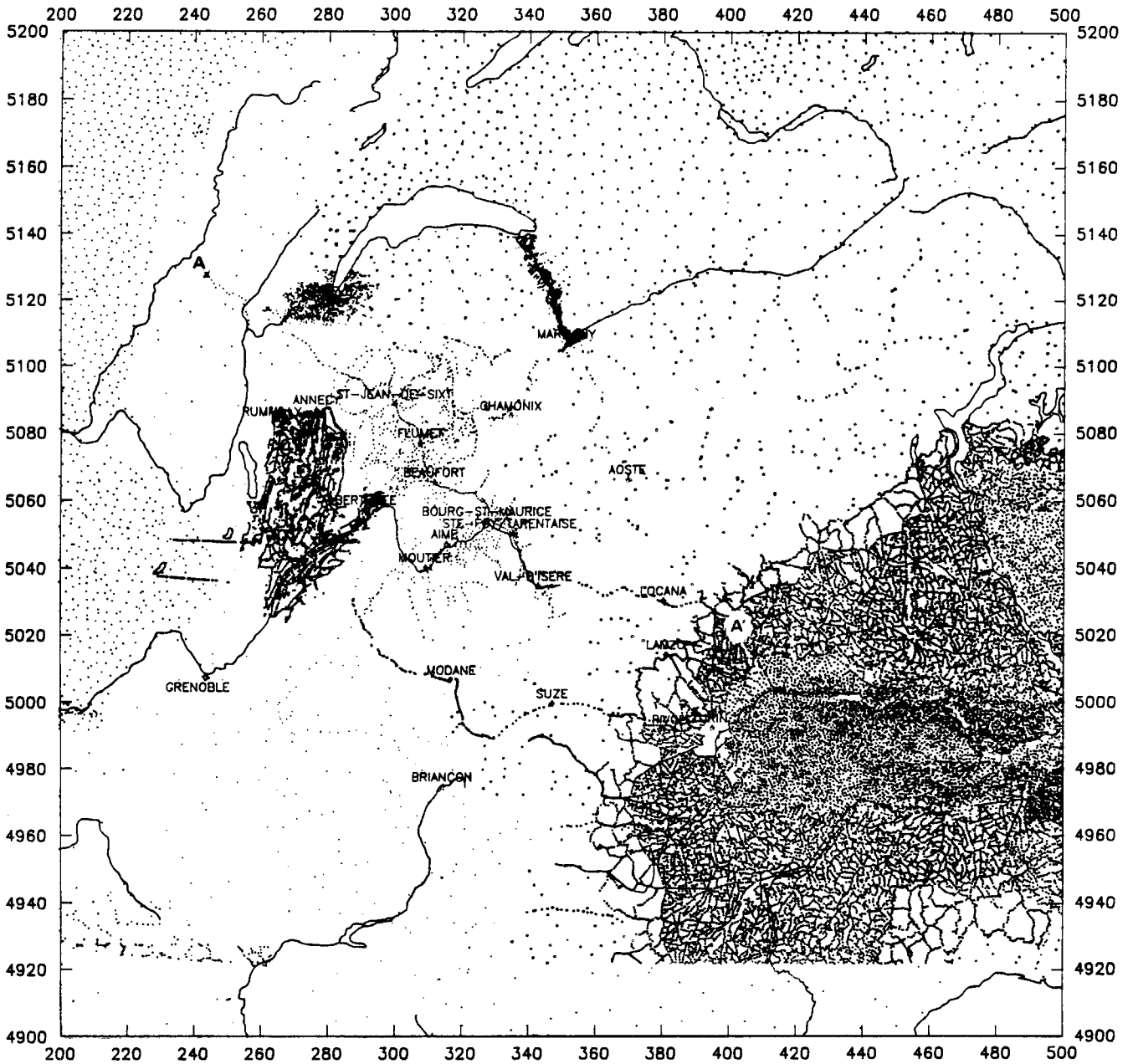
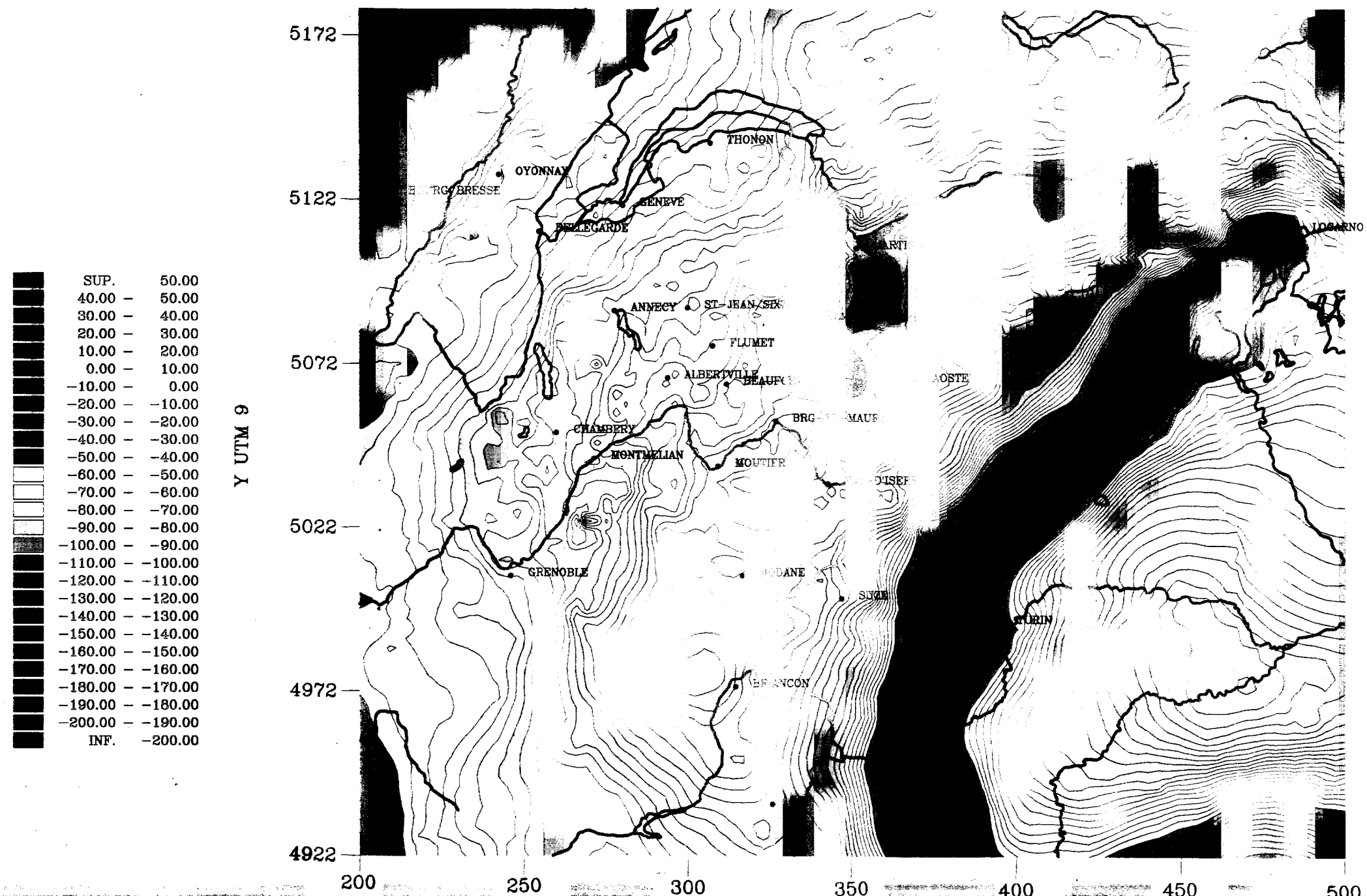
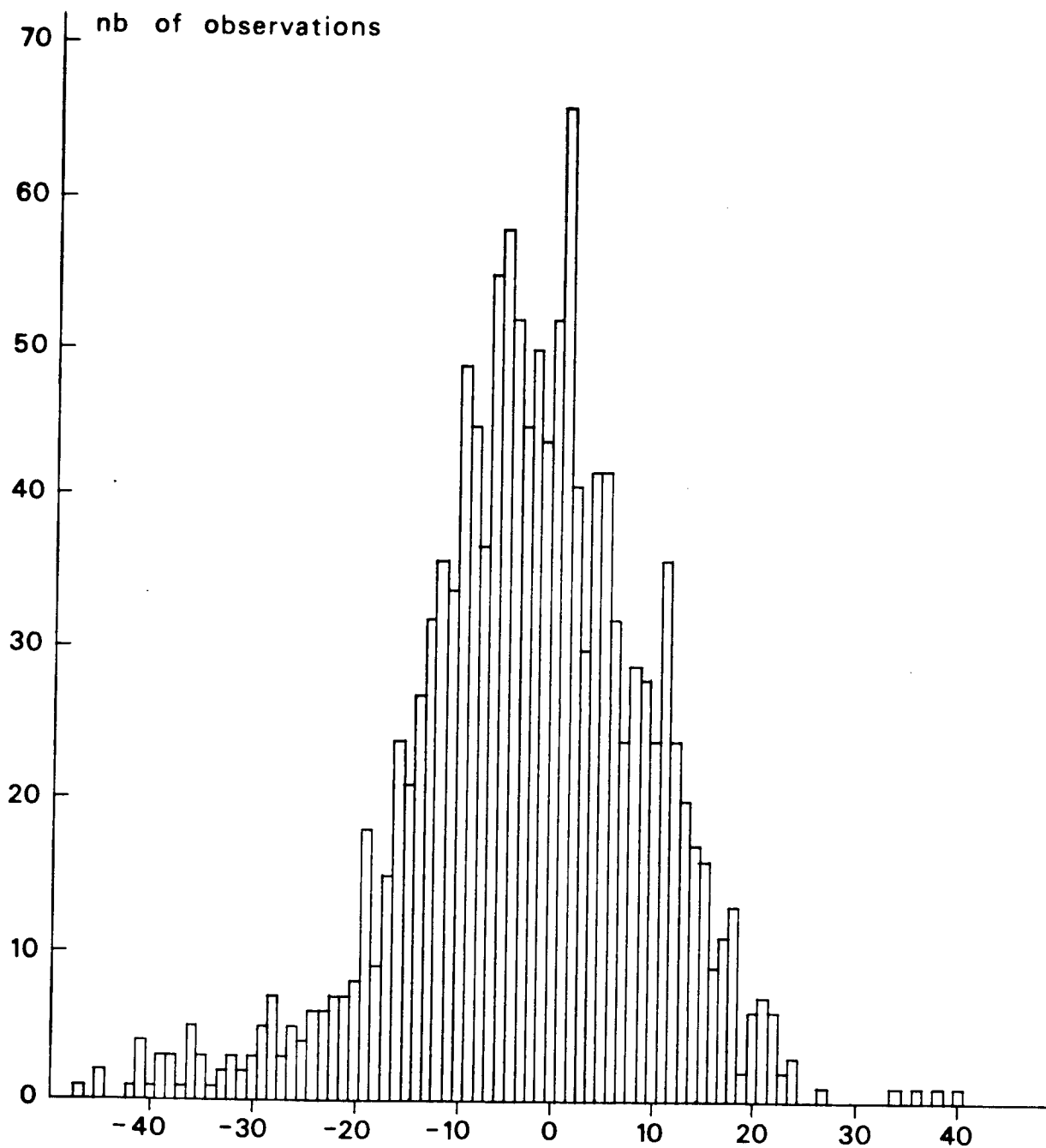


Fig 2 :

BOUGUER ANOMALY MAP ECORS-CROP ALPS





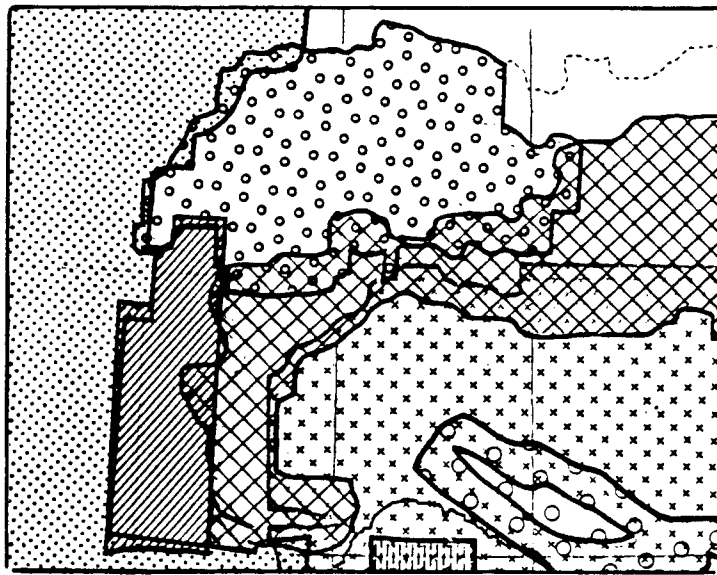


Fig. 5a:



Upward continuation at 20 Km.
DEGRES / GREENWICH

ECHELLE 1:1000000
Projection . UTM PART 9.0

Fig 6:

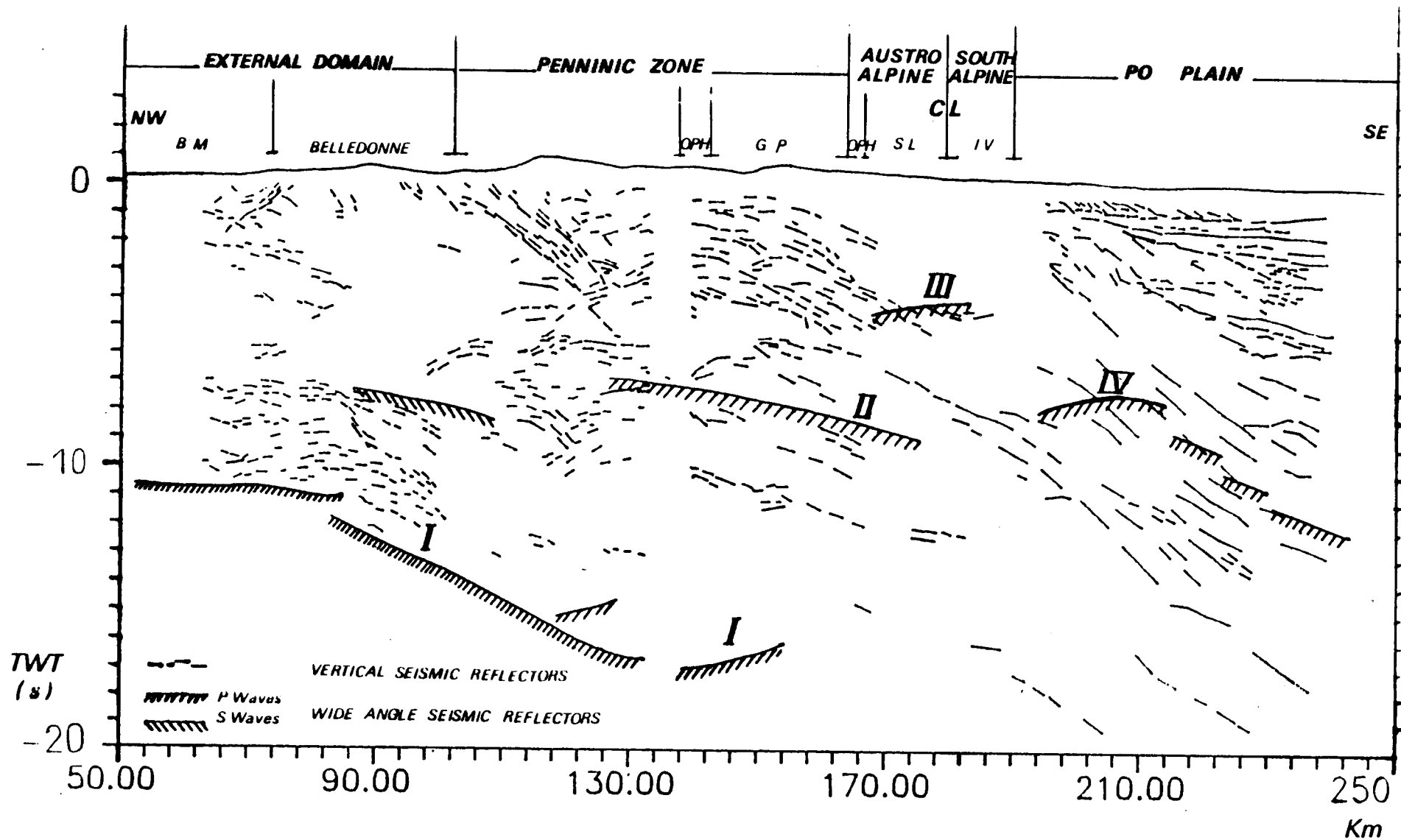


Fig 7a:

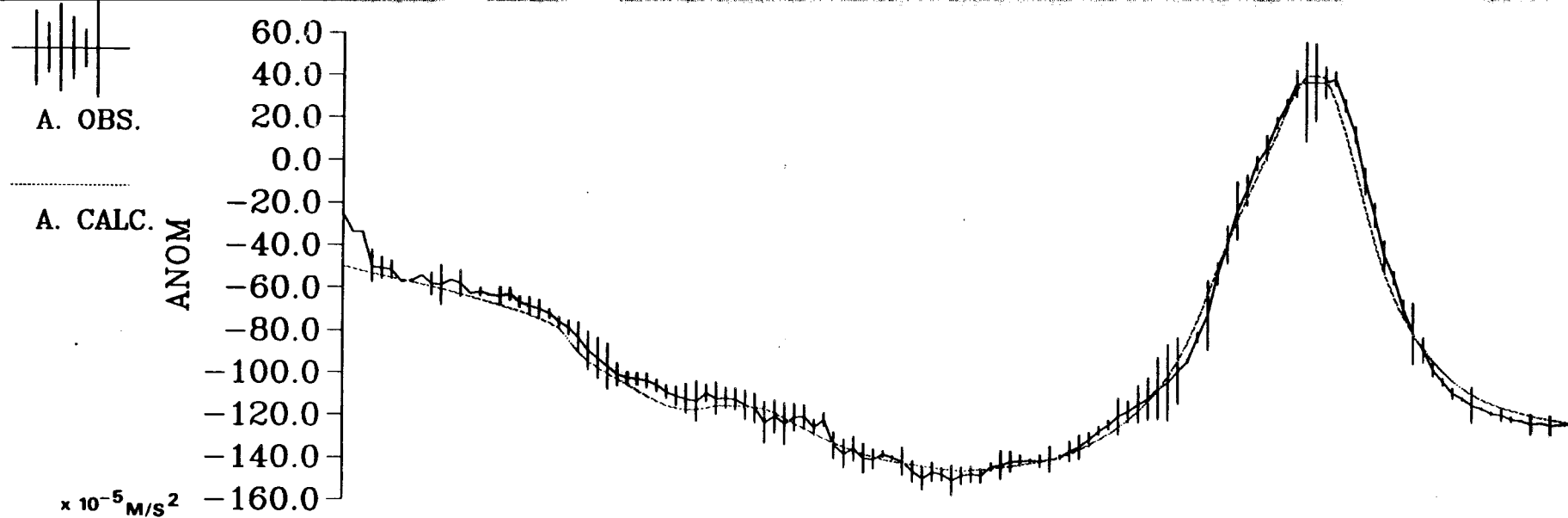
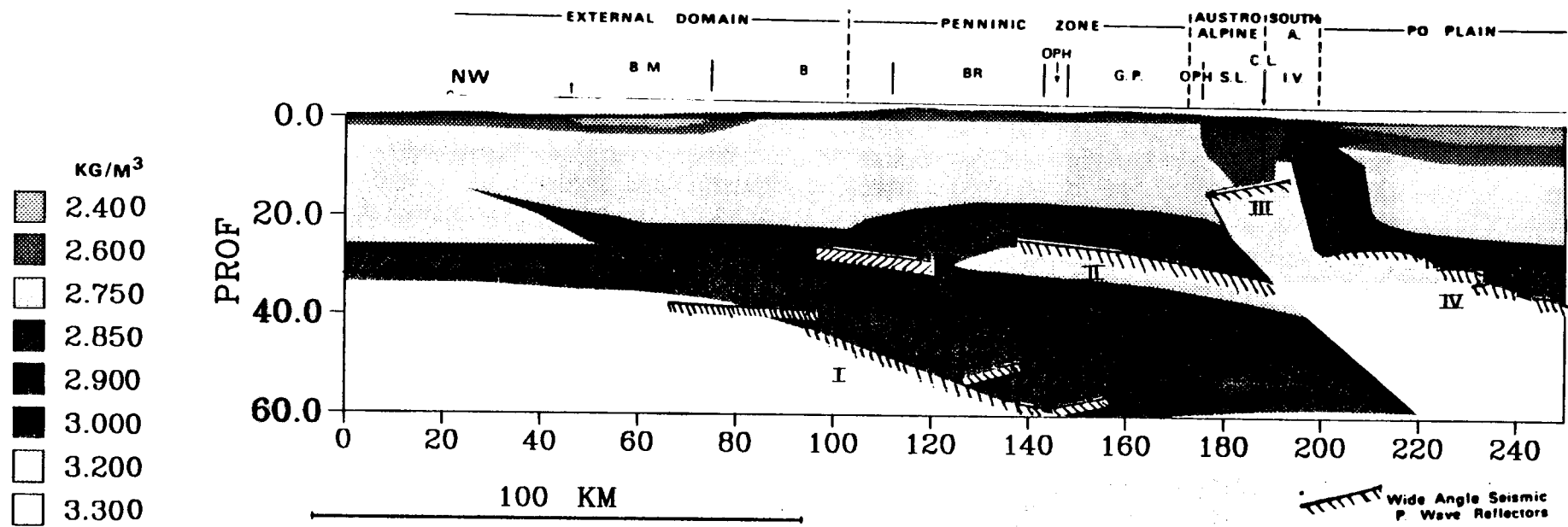


Fig 7b:



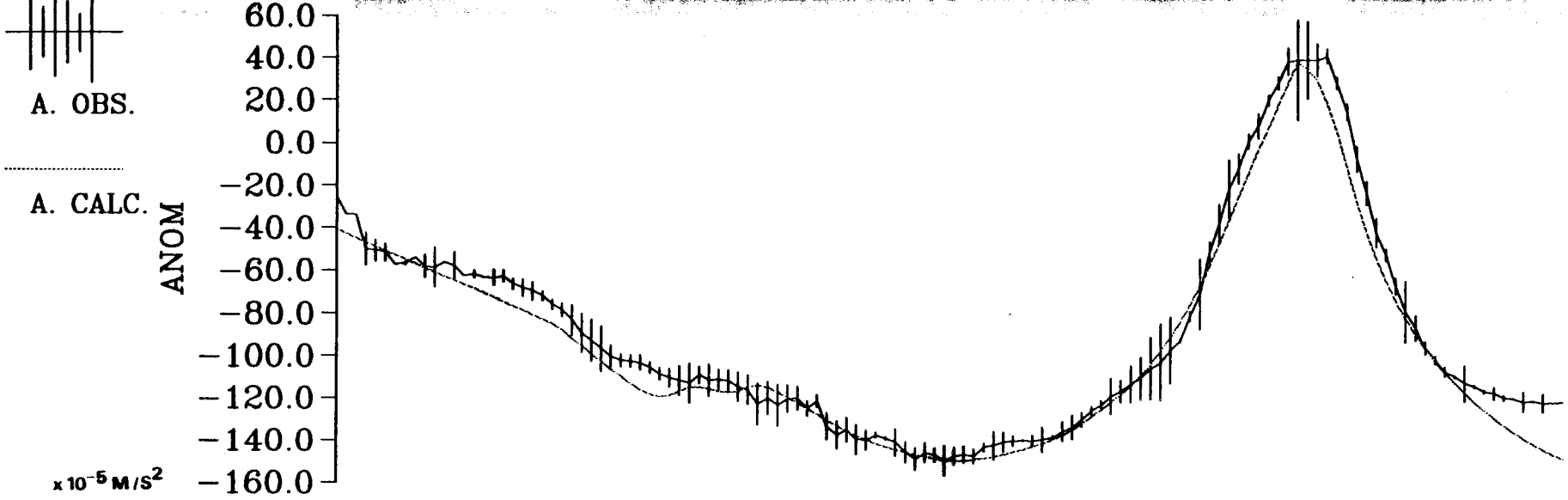
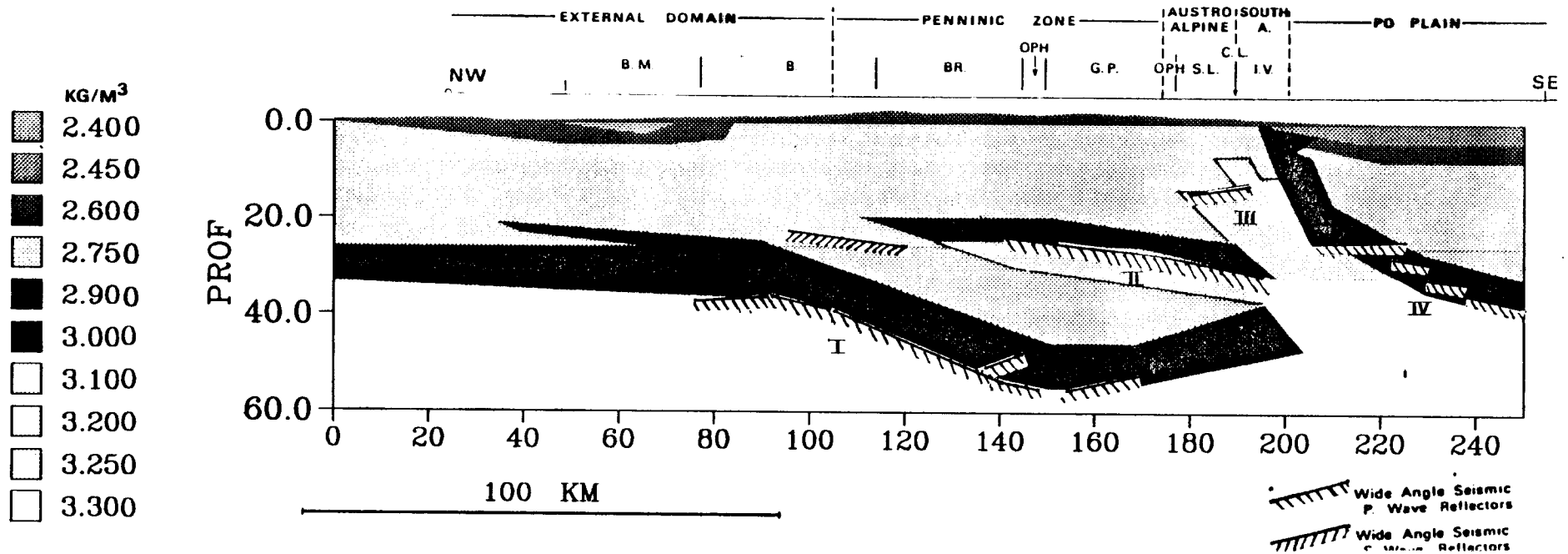


FIG 7c:



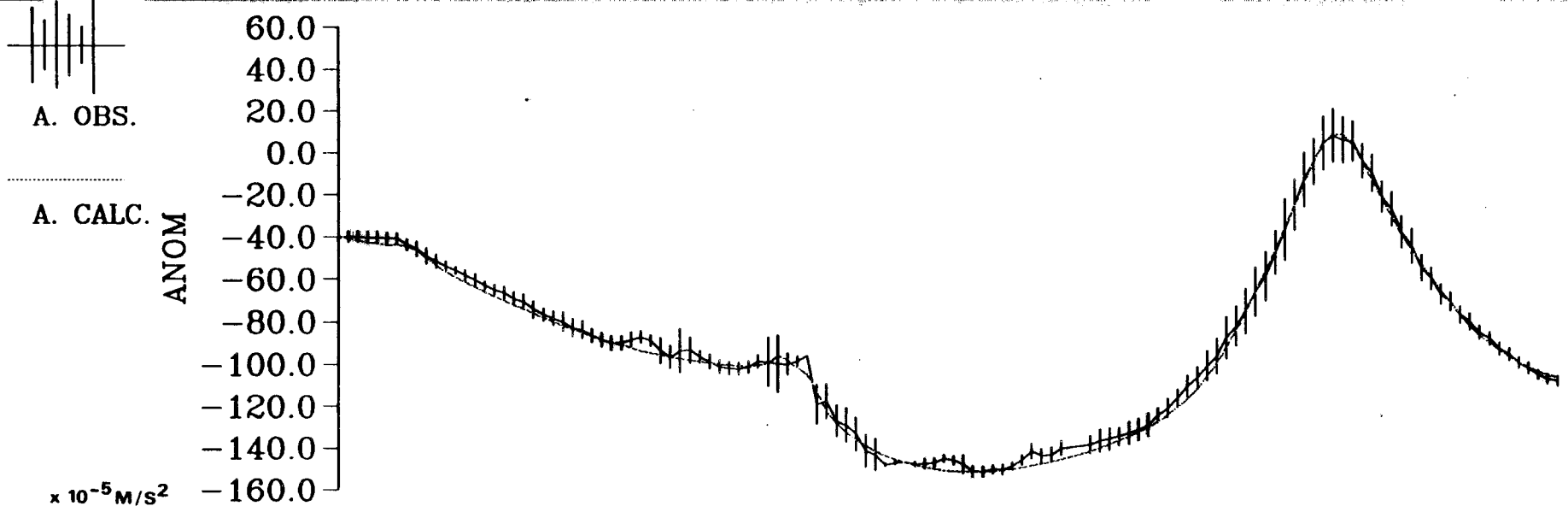
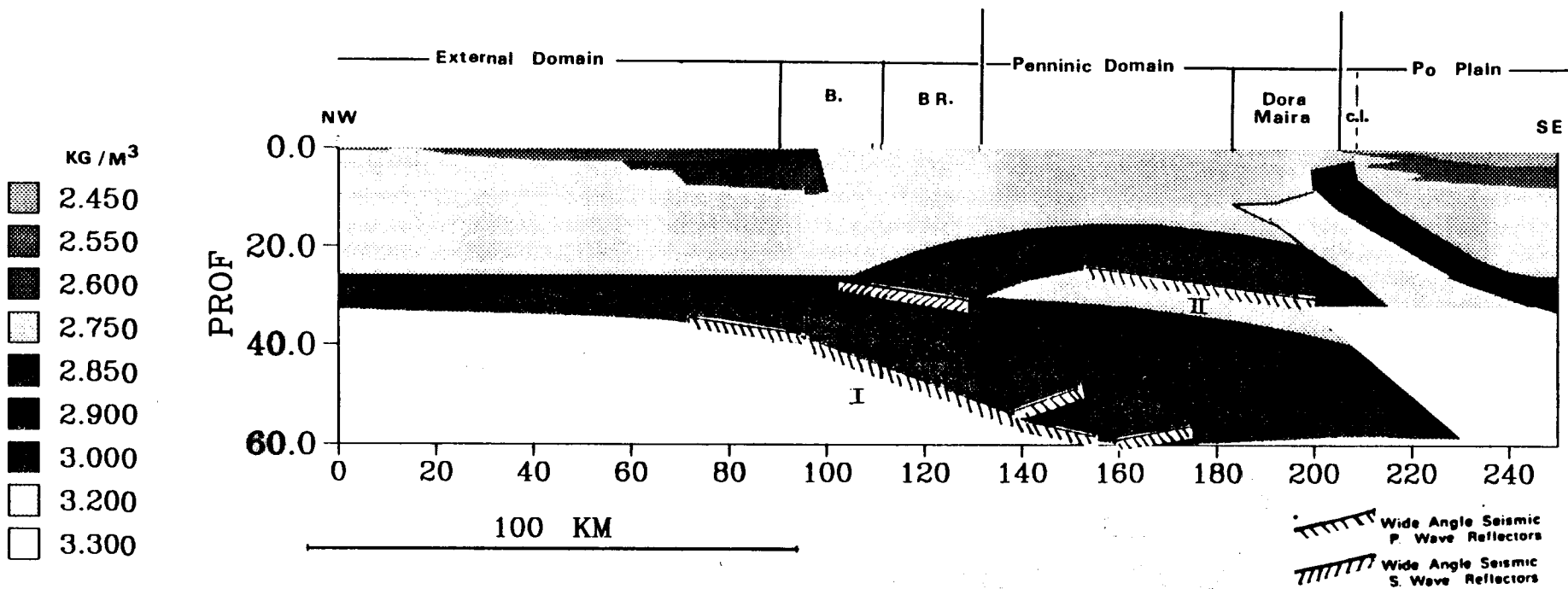


FIG 8:



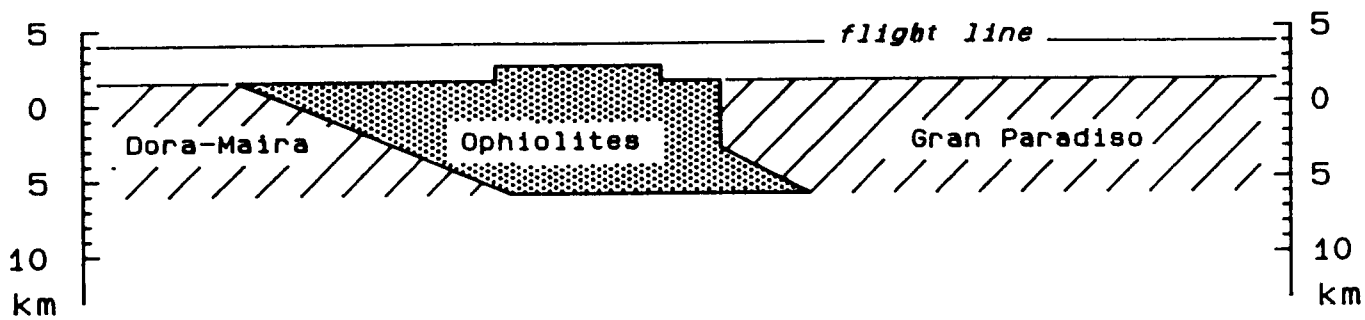
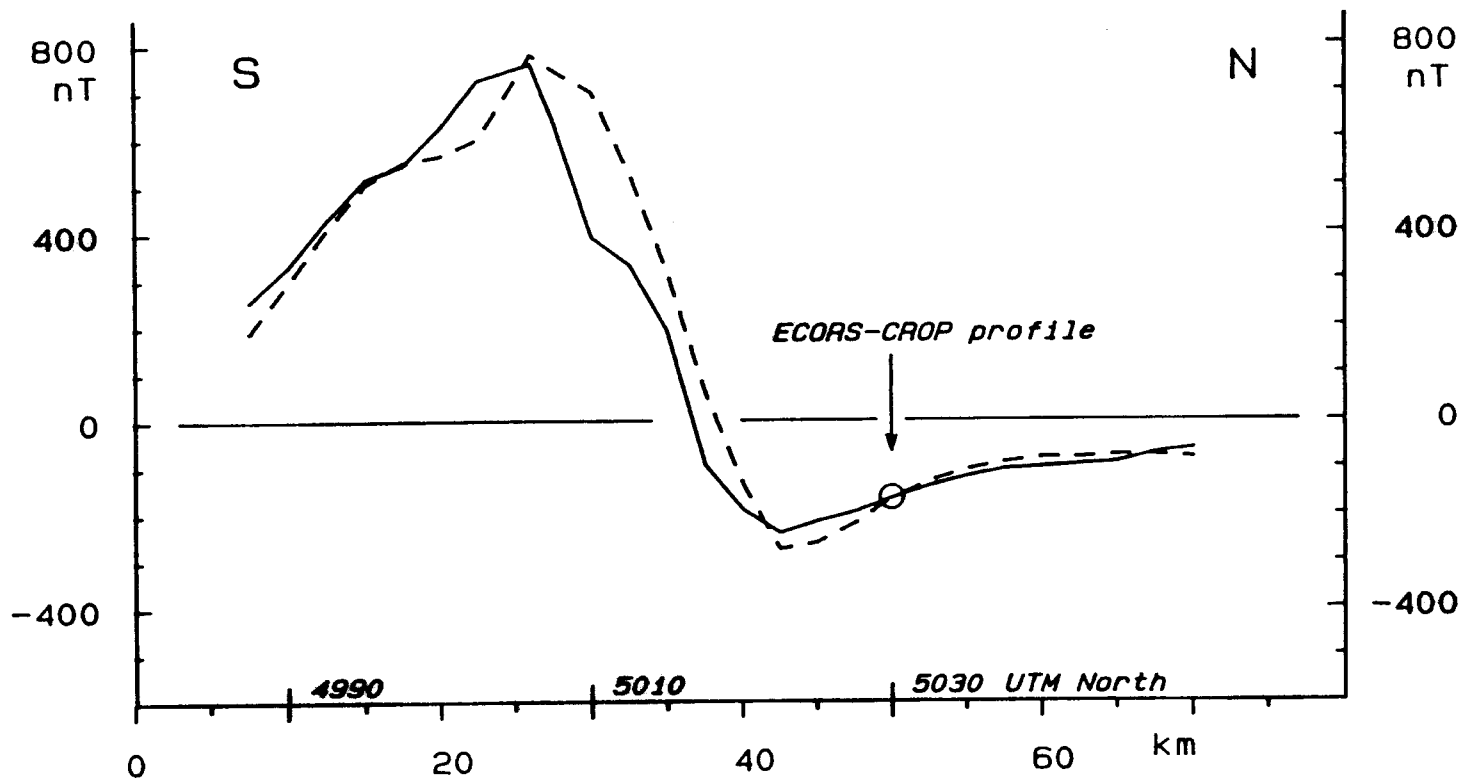


FIG 9:

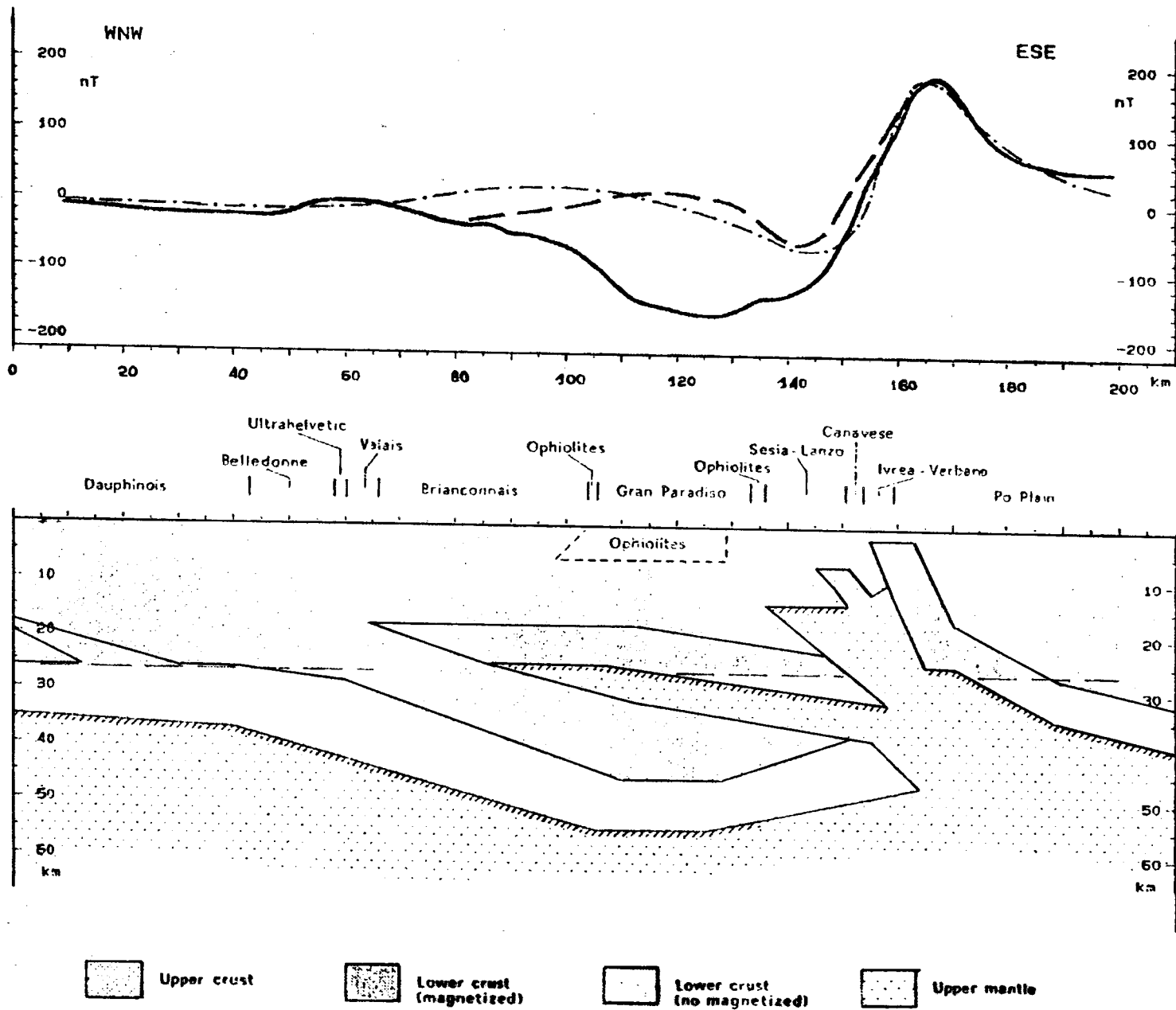
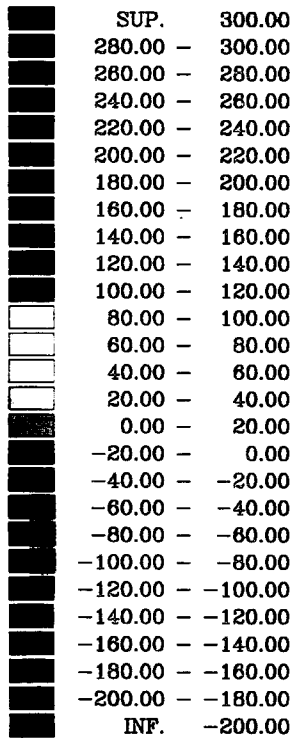


FIG. 10 :



3) STRUCTURES PROFONDES SOUS LE JURA ET LA BRESSE :
CONTRAINTES SISMIQUES ET GRAVIMETRIQUES
LE LONG DU PROFIL ECORS - JURA - BRESSE

ARTICLE SOUMIS
AU BULLETIN DES SOCIETES GEOLOGIQUES DE FRANCE
D'ITALIE ET DE SUISSE
POUR LA PUBLICATION D'UN MEMOIRE SPECIAL
1989

**STRUCTURES CRUSTALES SOUS LE JURA ET LA BRESSE :
CONTRAINTES SISMIQUES ET GRAVIMETRIQUES LE LONG DES
PROFILS ECORS BRESSE-JURA ET ALPES II.**

TRUFFERT Cathy(), BURG Jean-Pierre(**), CAZES Michel(*),
BAYER Roger(**), DAMOTTE Bernard(***) et REY Denis(**).**

(*) SNEAP, Tour générale, 92088 Paris Défense.

(**) Centre Géologique et Géophysique. USTL, Place E. Bataillon, 34060 Montpellier
Cedex.

(***) IFP, 1-4 Av. du Bois-Préau, 92506, Rueil Malmaison.

RESUME

L'étude gravimétrique le long des profils ECORS Jura-Bresse et Alpes II permet de contraindre la nature et la profondeur des grands domaines crustaux distingués par la sismique réflexion verticale.

- Une nette remontée du Moho se fait d'est en ouest, parallèlement au toit de la croûte dense qui ne correspond pas à celui de la croûte litée.

- Des bassins probablement permo-carbonifères apparaissent sous la haute chaîne du Jura.

- Des grands réflecteurs à pendage est, en particulier dans la croûte moyenne, ne sont pas des limites entre lithologies à contrastes de densité marqués et donc ne semblent pas pouvoir être attribués aux chevauchements majeurs de la chaîne varisque.

Mots-clés: Jura, Bresse, sismique réflexion verticale, anomalie de Bouguer, croûte litée, croûte inférieure, Moho, chaîne varisque, bassins permo-carbonifères, tectonique alpine.

Abstract

A gravity study has been carried out along the Jura-Bresse and Alpes II seismic profiles to constrain both geometry and depth of the major crustal units defined by seismic reflections. Modelisation of the Bouguer anomaly gives evidence for:

- an increase in depth from W to E of the Moho surface.

- the probable existence of permo-carboniferous basins beneath the Jura and the western part of the Bresse rift.

- a discrepancy between the top of the dense lower crust and the top of the layered crust.

In addition, east dipping reflectors in the middle crust of the Jura are not lithological boundaries between geological units with different densities. Consequently, it is thought that such reflectors are not synmetamorphic variscan thrusts that separate eclogites and granulites from underlying lower-grade gneisses.

Key-words: Jura, Bresse, seismic profile, Bouguer anomaly, laminated crust, lower crust, Moho, variscan belt, permo-carboniferous basins, alpine tectonic.

INTRODUCTION

Les profils de sismique réflexion en écoute longue Alpes II et Jura-Bresse ont été réalisés en complément du profil Alpes I (DAMOTTE et al., 1989; NICOLAS et al., 1989; ce volume) pour décrire les grandes unités structurales qui, d'est en ouest, forment l'avant-pays alpin (Fig. 1): Le bassin molassique, le Jura et le fossé de la Bresse. Près de 200 forages miniers et pétroliers fournissent une somme d'informations importantes mais insuffisante pour comprendre la structure crustale de ces unités. En effet, près de la moitié de ces puits ont été arrêtés dans le Jurassique et peu, à l'exemple de Poisoux, ont reconnu le socle cristallin (BRGM, 1984). Or, plusieurs questions structurales restent débattues: la première concerne le style et la dynamique de la déformation dans le Jura: Décollement simple de la couverture (LAUBSCHER 1961, 1972) ou plis, chevauchements et décrochements distincts trouvant leur origine dans des cisaillements du substratum (disharmonie socle / couverture de CLIN, 1967) ? La deuxième concerne la formation du fossé bressan dans lequel la sismique déjà réalisée a rarement apporté des indications sur la structure sous les formations salifères oligocènes: Y a t'il remontée du Moho comme sous les fossés des Limagnes (PERRIER et RUEGG, 1973); la croûte inférieure est-elle amincie comme sous le bassin de Parentis (PINET et al., 1987)? Il apparaissait ainsi qu'une nouvelle mise en oeuvre d'une grande traversée de sismique profonde bien orientée par rapport aux grandes unités structurales et reliant les unités alpines au socle du Massif central était susceptible de nous apporter une image toute nouvelle de cet avant-pays.

Les objectifs scientifiques poursuivis étaient principalement:

- La détermination de la profondeur du Moho sous les domaines distensif bressan et compressif alpin.
- Une meilleure définition structurale de chaque unité crustale.
- Documenter la structure du socle avec le prolongement éventuel vers le nord-est des chevauchements varisques synmétamorphiques, connus dans le Massif central et dans le massif de Belledonne.
- Reconnaître les bassins carbonifères et permians liés aux grands décrochements crustaux tardi-hercyniens et cachés par la couverture mésozoïque.
- Préciser la géométrie, l'enracinement crustal et l'ampleur du décollement de la couverture mésozoïque dans le Jura au niveau des évaporites du Keuper.

Une meilleure interprétation des structures sismiques a justifié l'acquisition et la compilation des levés gravimétriques sur les régions traversées par les profils et une modélisation de ces données qui a fait l'objet du travail présenté ici.

Nous décrivons d'abord les structures sismiques qui ont orienté l'établissement des modèles gravimétriques. Puis nous discutons les modèles successivement testés avant de proposer celui qui apparaît le plus satisfaisant aux points de vue géophysique et géologique.

DESCRIPTION DE LA COUPE SISMIQUE.

Les caractéristiques techniques de l'implantation et des profils sont présentés par **DAMOTTE** et al. (1989, ce volume). La synthèse des pointés effectués sur les différentes sections du profil Alpes II-Jura-Bresse a permis l'établissement d'un "line-drawing" (Fig. 2) dont la partie supérieure est décrite par **BERGERAT** et al. (1989, ce volume) pour la Bresse et **DAMOTTE** et al. (1989, ce volume) pour le Jura. De la qualité et la nature des réflexions dans ces niveaux supérieurs dépend en partie la qualité des réflexions plus profondes que nous décrivons sommairement.

1 - Sur l'ensemble du profil, on observe:

a) un approfondissement général apparent de la croûte inférieure de 9 à 12 s, temps double soit environ 27 à 35 km de profondeur, d'ouest en est.

b) de nombreuses mises en phase à fort pendage apparent E sous la partie centrale du Jura entre 18 et 24 secondes temps double.

2 - Sous le bassin molassique (points 110 à 600, Alpes II, Fig. 2):

a) des réflexions de basse fréquence à pendage apparent de 15 à 20° E se dessinent dans la croûte moyenne entre 3 et 8 secondes temps double,

b) la croûte inférieure à pendage apparent est plus faible se développe entre 9 et 11,5 s temps double,

c) le caractère fortement réfléchitif de la croûte inférieure est partiellement interrompu entre les points 200 et 280. Nous attribuons cette interruption à la "faille des Cévennes", décrochement crustal à l'histoire complexe qui longe le sud-est du Massif central et dont le prolongement se situerait sous cette région. Le profil ECORS "nord de la France" (**CAZES** et al. 1985) a en effet montré qu'un accident semblable (la faille du pays de Bray) pouvait effacer de la même façon les réflecteurs profonds,

d) sous la terminaison occidentale du bassin molassique, on note enfin la présence de réflecteurs pentés vers l'est, jusqu'à la profondeur d'environ 2 secondes temps double.

3 - Sous le Jura interne (points 102 à 590):

a) Sous la couverture superficielle, quelques horizons plats apparaissent en dessous de 1 seconde temps double. Ils interfèrent parfois avec des multiples de la couverture superficielle, mais certains, à pendage apparent E, semblent prolonger les chevauchements de la couverture sédimentaire dans la croûte moyenne.

b) Plus profondément, la croûte moyenne est relativement moins transparente qu'à l'est, avec le développement d'un litage horizontal par plages comme cela a été observé sur d'autres profils en réflexion verticale (**BOIS** et al., 1987). De grands événements à pendage apparent de 20 à 25° E affectent là aussi la croûte supérieure et moyenne, mais encore la croûte inférieure et le manteau jusqu'à 24 secondes temps double.

c) La croûte inférieure d'aspect lité se situe entre 8 et 10,5 secondes temps double avec un léger

enfouissement vers l'est.

4 - Sous le Jura externe (points 590 à 1065) :

a) Un ensemble remarquable de réflecteurs plus énergiques, sub-horizontaux, apparaît entre 3,5 et 4,5 s temps double. D'autres mises en phase, plus diffuses, sont également visibles entre 6 et 8 s temps double. Ces ensembles lités sont à rapprocher de ceux décrits précédemment sous le Jura interne.

b) La croûte inférieure litée s'étend entre 8 et 10 s temps double. Elle est encore oblitérée par des horizons nettement pentés vers l'est, dont certains pénètrent le manteau jusqu'à 23 s temps double.

5 - Sous le fossé de la Bresse (points 1065 à 1971) :

a) La section se caractérise entre 1,5 et 2 secondes temps double par des marqueurs diffus probablement assimilables à des sédiments paléozoïques et dont la base est imprécise.

b) La croûte inférieure litée culmine entre 5,8 et 8,8 secondes temps double à l'extrémité ouest du profil, sous le Massif central. Elle plonge pour se développer entre 7 et 10 secondes temps double sous la Bresse où elle ne parait pas impliquée par les phénomènes d'extension du fossé. En effet, une restitution en profondeur de la croûte inférieure et du Moho, pour tenir compte de l'effet de "pull down" lié à la faible vitesse des séries sédimentaires, ne ferait pas remonter notablement la croûte.

CONTRAINTES GRAVIMETRIQUES: DISCUSSION DES DONNEES SISMIQUES

L'une des difficultés dans l'interprétation géologique des coupes sismiques est le calage en kilomètre des niveaux réflecteurs observés en temps double. Les modèles de vitesse issus des profils en sismique réfraction et l'interprétation gravimétrique des corps géologiques aident à y répondre. Dans la continuité du levé gravimétrique réalisé le long des profils ECORS Alpes I et II (**BAYER** et al., 1989) des mesures de champ de gravité ont été réalisées sur la partie est du Jura pour compléter les données existantes du Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM) et du Bureau Gravimétrique International sur l'ensemble de la région. Ces données déjà présentées par **REY** et al. (1989, ce volume) et **BERGERAT** et al. (1989, ce volume) ont été intégrées à la carte gravimétrique de la France publiée par le **BRGM** (1980, Fig. 3). Les buts principaux étaient:

- L'amélioration de la connaissance des bassins sédimentaires (Bresse et molasse)
- La détection éventuelle de la présence de bassins sédimentaires anté- triasiques.
- Le contrôle de la continuité des structures varisques, des bassins et des grands accidents crustaux intervenant sur le profil.
- La détection d'hétérogénéités en densité éventuellement associées aux différents niveaux lités de la croûte.
- La détermination de la profondeur du Moho.

1) Hypothèses de base

- L'effet de gravité des formations sédimentaires (bassin molassique, fossé de la Bresse et formations mésozoïques) a été précisé par **BERGERAT** et al. (1989, ce volume). Celui-ci sera supposé invariant dans la modélisation compte tenu des fortes contraintes sur la géométrie et la densité des formations.

- Nous supposons que les variations de l'anomalie de Bouguer sont attribuables aux contrastes de densité dans la croûte et à l'interface croûte-manteau supérieur. Cette hypothèse ne prend pas en compte les hétérogénéités mantelliques en densité, sous la région, bien que l'interprétation des grands profils sismiques antérieurs (**PERRIER** et **RUEGG**, 1973) indique une remontée de l'asthénosphère (jusqu'à 50 Km de profondeur), centrée sur le Massif central. En fait, les limites de ce diapir de faible densité ont été précisées par l'analyse des ondes de surface (**SOURIAU**, 1977), le flux de chaleur (**LUCAZEAU** et al., 1984), les enclaves du manteau supérieur remontées par le volcanisme récent du Massif central (**COISY**, 1977) et l'étude combinée de la topographie et de l'anomalie de Bouguer régionale (**LUCAZEAU** et **BAYER**, 1982). Il en résulte que l'effet de gravité de ce diapir existe sur le profil Jura-Bresse, mais s'il est maximum à l'ouest, il n'y dépasse pas 20 à 30 mgal d'amplitude et s'atténue rapidement vers l'est (**LUCAZEAU** et **BAYER**, 1982). Son effet peut donc être négligé ultérieurement dans la modélisation des profils Jura-Bresse et Alpes II, approximation d'autant plus valable que l'on s'éloigne de leur bordure ouest.

- A la lumière de la sismique réfraction, nous considérons que la croûte de référence se compose d'un niveau supérieur épais de 26 km, et d'une croûte inférieure dont la base se situe à 31 km de profondeur (**HIRN**, 1980).

- Le modèle de densité sous la Bresse, le Jura et le bassin molassique doit être en continuité avec le modèle alpin de **REY** et al. (1989, ce volume) sous le profil ECORS-CROP.

- La croûte inférieure litée, sur le "line drawing" de la figure 2, est assimilée dans un premier temps à la croûte inférieure dense.

- Le modèle en profondeur, sous la couverture sédimentaire, est construit en convertissant les secondes temps double en kilomètres à l'aide de la vitesse moyenne en onde P de 4.5 km/s pour l'ensemble des sédiments. Des vitesses de 6 km/s, 6.7 km/s et 8.0 km/s ont été obtenues par **MICHEL** (1978) respectivement dans la croûte supérieure, la croûte inférieure et le manteau supérieur sous le profil en réflexion-réfraction, quelques kilomètres au nord du profil ECORS (fig. 4a).

- Les vitesses sismiques permettent d'estimer les densités pour les deux niveaux crustaux et le manteau supérieur en s'appuyant sur la loi empirique vitesse-densité définie dans le Massif central (**PERRIER** et **RUEGG**, 1973).

2) Modélisation

Le modèle bidimensionnel obtenu, avec des contrastes de densité de 350 kg/m^3 entre le manteau et la croûte inférieure et 100 kg/m^3 entre les croûtes inférieure et supérieure, produit un effet gravimétrique (courbe 1, Fig. 4b) qui est nettement au dessus de l'anomalie de Bouguer. La modification des contrastes, notamment celui entre la croûte inférieure et le manteau ne permet pas d'expliquer cet écart positif. Celui ci pourrait être expliqué par une remontée de l'asthénosphère à une profondeur de l'ordre de 60 km pour un contraste de densité de 50 kg/m^3 entre la lithosphère et l'asthénosphère mais les données géophysiques actuelles ne permettent pas de retenir l'hypothèse d'une telle remontée asthénosphérique. Dans ces conditions, l'écart est minimisé (courbe 2, Fig. 4b) en séparant le toit de la croûte inférieure dense du toit de la croûte inférieure litée, tout en respectant les contrastes de densité énoncés ci dessus. Le modèle résultant (Fig. 4c) tient compte de la remontée du Moho en direction du Massif central depuis environ 29 km sous le point 1400 jusqu'à 28 km sous le point 1800, en accord avec le modèle de MICHEL (1978, Fig. 4a). Au dessus, le toit de la croûte inférieure dense offre une évolution parallèle entre un point culminant à 21 km sous le point 1800 et un plateau à 24 km sous le Jura. La croûte inférieure dense apparaît plus fine de 5 à 6 km en moyenne que la croûte litée.

Des anomalies résiduelles négatives limitées par de forts gradients, à l'ouest d'Oyonnax par exemple (courbe 2, fig. 4b), remettent en question la position du toit du socle cristallin. Elles peuvent être attribuées à des bassins permocarbonifères cachés sous la couverture mésozoïque. En effet, les densités mesurées sur ces formations, en particulier pour les bassins carbonifères, sont plus faibles que celles des roches cristallines (voir tableau 1, BERGERAT et al., 1989, ce volume). Ces bassins sont limités par des failles importantes héritées des phases tardihercyniennes (ARTHAUD et MATTE, 1977), que l'on peut suivre sur la carte gravimétrique depuis les affleurements de socle dans le Massif central jusqu'au profil ECORS et au delà (Fig. 3). Ainsi, le rétrochevauchement connu à l'est d'Oyonnax apparait-il au dessus du prolongement d'une des failles qui bordent le bassin houiller de Saint-Etienne (Fig. 1). De même, nous sommes amenés à placer un bassin au nord-ouest d'un accident qui limite les séries du Lyonnais et de la Brévenne et se poursuit vers le nord, sous Mâcon, en limitant le seuil de Cormoz. Adoptant l'hypothèse bidimensionnelle, la prise en compte de ces bassins, dont le contraste de densité avec le socle paléozoïque est estimé à -200 kg/m^3 (BERGERAT et al., 1989, ce volume), permet de construire la courbe 3 (Fig. 4b). L'effet négatif résiduel sur la partie occidentale du profil est probablement en relation avec l'anomalie régionale centrée sur le Massif central que nous avons discutée plus haut.

CONCLUSIONS

L'étude gravimétrique d'accompagnement des profils sismiques ECORS Jura-Bresse et Alpes II a abouti à un modèle en densité de la croûte dont la transformation en vitesse permet de migrer le "line drawing" de la figure 2 par tracé de rais (RAYNAUD, 1988). De ce modèle

superposé au "line drawing" migré (Fig.5), nous retenons les points suivants:

- Le Moho et la croûte inférieure remontent en direction du Massif central.
- Le litage profond et le Moho ne sont pas affectés par l'extension oligocène du fossé de la Bresse.
- Les gradients locaux de l'anomalie de Bouguer s'interprètent par l'existence probable de bassins permo-carbonifères le long de failles qui affectent le socle, en particulier sous le Jura interne.

Un résultat essentiel de notre travail est la séparation des limites de la croûte dense et de la croûte litée. En effet, si les grands réflecteurs à pendage E dans la croûte moyenne du Jura étaient des limites de corps denses, c'est à dire des limites entre lithologies à contrastes de densité élevés comme dans le cas du Massif central (**VAN DE MEULEBROUCK** et al., 1984; **VIDAL** et al., 1986) l'écart positif entre anomalies mesurées et calculées serait aggravé. Il semble donc exclu qu'il s'agisse de limites de corps basiques ou ultrabasiques et donc la trace des grands chevauchements varisques qui limitent des séries granulitiques, amphibolitiques et ultrabasiques de gneiss de moins haut degré métamorphique (**BURG** et **MATTE**, 1978). Il est à noter d'ailleurs que ces chevauchements sont réputés à vergence sud et que géométriquement ils sont difficiles à raccorder avec ces grands plans à pendage vers l'est. Trois interprétations possibles permettent d'expliquer ces réflecteurs.

1 - Il s'agit de rétro-chevauchements importants formés lors des derniers épisodes compressifs hercyniens (phases "sudètes" à vergence nord-ouest connues dans le Saxo-Thuringien (**BEHR** et al., 1984), les Vosges (**FLUCK** et al., 1987), et dans le nord du Massif Central (**GAGNY** et al., 1981; forage de Couy, **CASTAING** et **MARTIN**, 1988).

2 - Il s'agit de structures crustales insoupçonnées et mal comprises formées lors de l'établissement de la marge mésozoïque nord-Téthysienne.

3 - Il s'agit de chevauchements alpins dont le front n'a pas encore émergé en front de chaîne (blind thrust au sens de **BOYER** et **ELLIOTT**, 1982).

Remerciements: Ce travail a été réalisé dans le cadre des travaux géophysiques complémentaires des profils ECORS Alpes I et Alpes II et financé par l'ATP "Accompagnement ECORS". Nous remercions S. Guellec pour son aide dans la préparation du line-drawing numérisé des profils ECORS Jura-Bresse, Alpes II et Alpes I. La migration de ce line-drawing a été réalisée grâce à l'utilisation du programme RAYMIG mis à notre disposition par F. Roure à l'IFP.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ARTHAUD F. et MATTE P. (1977).- Late paleozoic strike slip faulting in southern Europe and northern Africa: Results of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, pp. 1305-1320.
- BAYER R., CAROZZO M.T., LANZA R., MILETTO M. et REY D. (1989).- Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seismic reflection profile through Western Alps. - *Tectonophysics*, 161, sous presse.
- BEHR H.J., ENGEL W., FRANKE W., GIESE P., WEBER K. (1984).- The variscan belt in Central Europe: Main structures, geodynamic implications, open questions. - *Tectonophysics*, 109, pp. 15-40.
- BERGERAT F., CAZES M., DAMOTTE B., GUELLEC S., MUGNIER J.L., ROURE F. et TRUFFERT C. (1989).- Extensional structures of the Bresse from ECORS data. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, ce volume.
- BOIS C., CAZES M., HIRN A., MASCLE A., MATTE P., MONTADERT L. et PINET B. (1987).- Contribution of deep seismic profiling to the knowledge of the lower crust in France and neighbouring areas. - *Tectonophysics*, 145, pp. 253-275.
- BOYER S.E. et ELLIOTT D. (1982).- Thrust systems. - *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.*, 66 (9), pp. 1196-1230.
- BRGM (1984).- Synthèse géologique du Sud-Est de la France. - *Mém. BRGM*, 125 et 126.
- BURG J.-P., MATTE P. (1978).- A cross section through the french Massif Central and the scope of its variscan evolution. - *Z. dt. Geol. Ges.*, 129, pp. 429-460.
- CASTAING C. et MARTIN P. (1988).- Etude de la verticalisation des structures dans le forage de Sancerre-Couy (AMBP). - *Doc. BRGM*, 137 pp. 147-154.
- CAZES M., TORREILLES G., BOIS C., DAMOTTE B., GALDEANO A., HIRN A., MASCLE A., MATTE P., VAN NGOC P., RAOULT J.-F. (1985).- Structure de la croûte hercynienne du Nord de la France: premiers résultats du profil ECORS. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, pp. 925-941.
- CLIN M. (1967).- Interprétations cinématiques en chaîne plissée sous faible couverture: Le Jura méridional. In: Etages tectoniques. Colloque de Neuchâtel, Editions de la Baconnière, Neuchâtel, pp. 315-332.
- DAMOTTE B., et al. (1989).- *Bull. Soc. géol. Fr.*, ce volume.

- FLUCK P., EDEL J.B., GAGNY C., MONTIGNY R., PIQUE A., SCHNEIDER J.L. et WHITECHURCH H. (1987).- Le socle vosgien, segment de la chaîne varisque d'Europe.. *Doc. BRGM*, 146, 97 p.
- GAGNY C., SIDER H. et GODINOT A. (1981).- Mise en évidence d'une tectonique tangentielle sudète dans les formations paléozoïques du Beaujolais méridional (N.E. du Massif Central français). - *C. R. Acad. Sc. Paris*. 293-II, pp. 1007-1010.
- HIRN A. (1980).- Le cadre structural profond d'après les profils sismiques. In: A. AUTRAN et J. DERCOURT (éditeurs): Evolution géologique de la France. *Mém. BRGM*, 107, pp. 34-39.
- LAUBSCHER H. (1961).- Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. - *Eclog. Geol. Helv.*, 54, p 221-280.
- LAUBSCHER H. (1972).- Some overall aspects of Jura dynamics. - *Am. J. Sci.*, , 272, pp. 293-304.
- LUCAZEAU F. et BAYER R. (1982).- Evolution géothermique et géodynamique du Massif Central français depuis l'oligocène. - *Ann. Geophys.*, 38, pp. 405-429.
- MICHEL B. (1978).- La croûte entre vallée du Rhin et vallée du Rhône: Interprétations et résultats structuraux. Thèse de 3ème cycle, Univ. Paris VII, 133 p.
- NICOLAS A., POLINO R., HIRN A., NICOLICH R. and ECORS-CROP WORKING GROUP (1989).- ECORS-CROP traverse and deep structure of the western Alps. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, ce volume.
- PERRIER G. et RUEGG J.C. (1973).- Structure profonde du Massif Central français. - *Ann. Géophys.*, 29, pp. 435-502.
- WINNOCK E. (1961)- Résultats géologiques du forage de Risoux 1.- *Bull. Ass. suisse Géol. Ing. Pétrole*, 28 (74), pp. 17-26.

LEGENDE DES FIGURES

Figure 1 - Localisation des profils JURA-BRESSE et Alpes II dans leur contexte géologique. Les accidents tardi-hercyniens prolongés sous les séries sédimentaires de la Bresse (tirés) suivent des gradients gravimétriques (Fig. 3). d= dévono dinantien. h-r= permo-carbonifère.

Figure 2 - "Line drawing" non migré des profils ECORS Jura-Bresse et Alpes II d'après DAMOTTE et al. (1989). Echelle verticale : Secondes temps double.

Figure 3 - Carte synthétique de l'anomalie de Bouguer d'après B.R.G.M., 1980 et REY et al., 1989. Le cadre est géographiquement le même que celui qui entoure la figure 1. Le profil ECORS est représenté en trait plein. Equidistance entre courbes = $1 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

Figure 4 - Interprétation de l'anomalie de Bouguer le long des profils ECORS.

- a): Coupe en vitesse sismique d'après MICHEL (1978).
- b): Comparaison entre courbe réelle et courbes calculées pour les modèles 1, 2 et 3 discutés dans le texte.
- c): Modèle en contraste de densité; B= Bresse; B1= Bassin de Louhans; C= seuil de Cormoz; Bm= bassin de Bourg; J= Jura; M= bassin molassique.

Figure 5 - Coupe en densité le long des profils Alpes II et Jura-Bresse, comportant les grandes structures crustales découlant du modèle en densité retenu et le "line-drawing" migré par la méthode de tracé de rais (RAYNAUD, 1988). s= couverture sédimentaire; p= bassins permo-carbonifères; cs= croûte supérieure; ci= croûte inférieure.

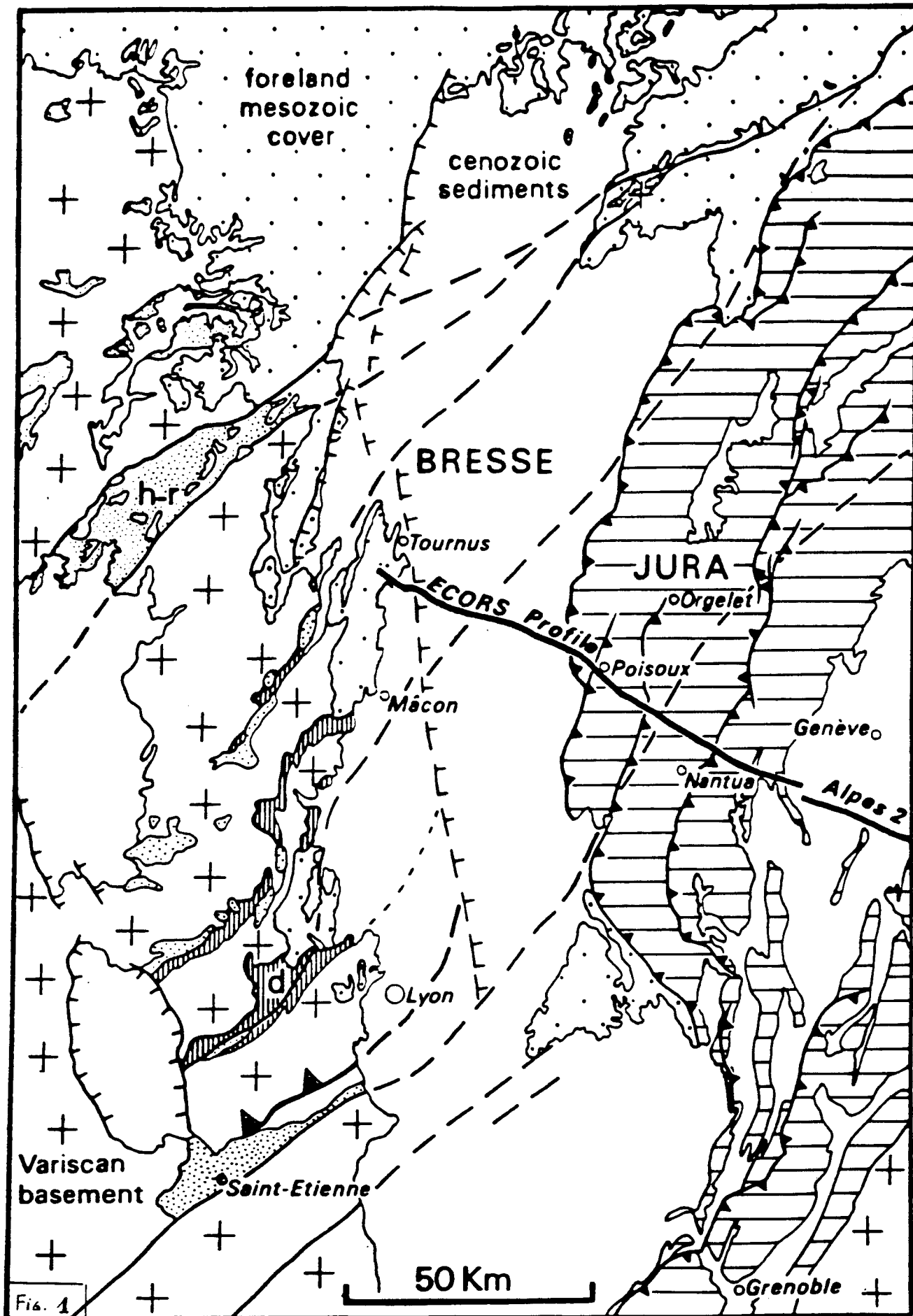


Fig. 1

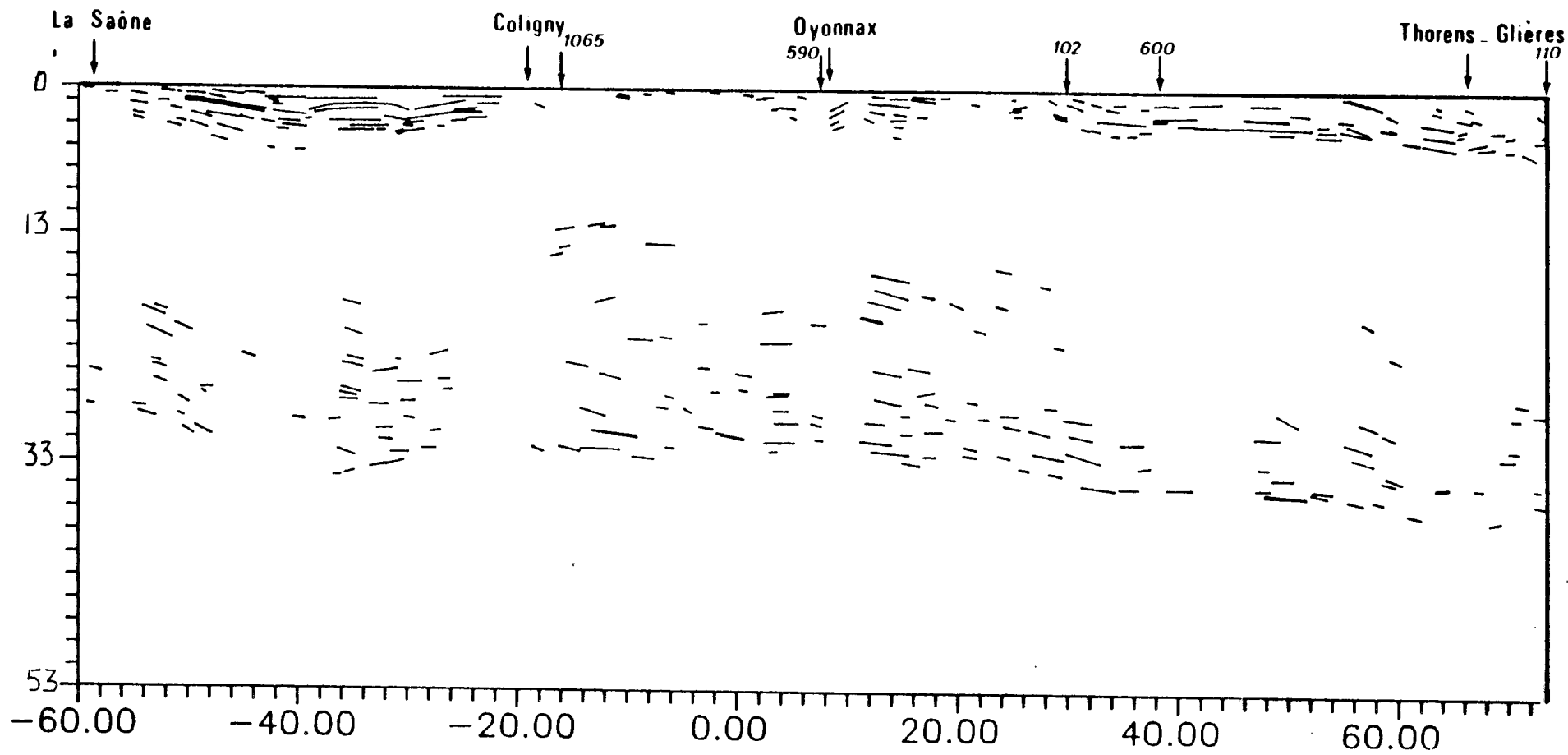
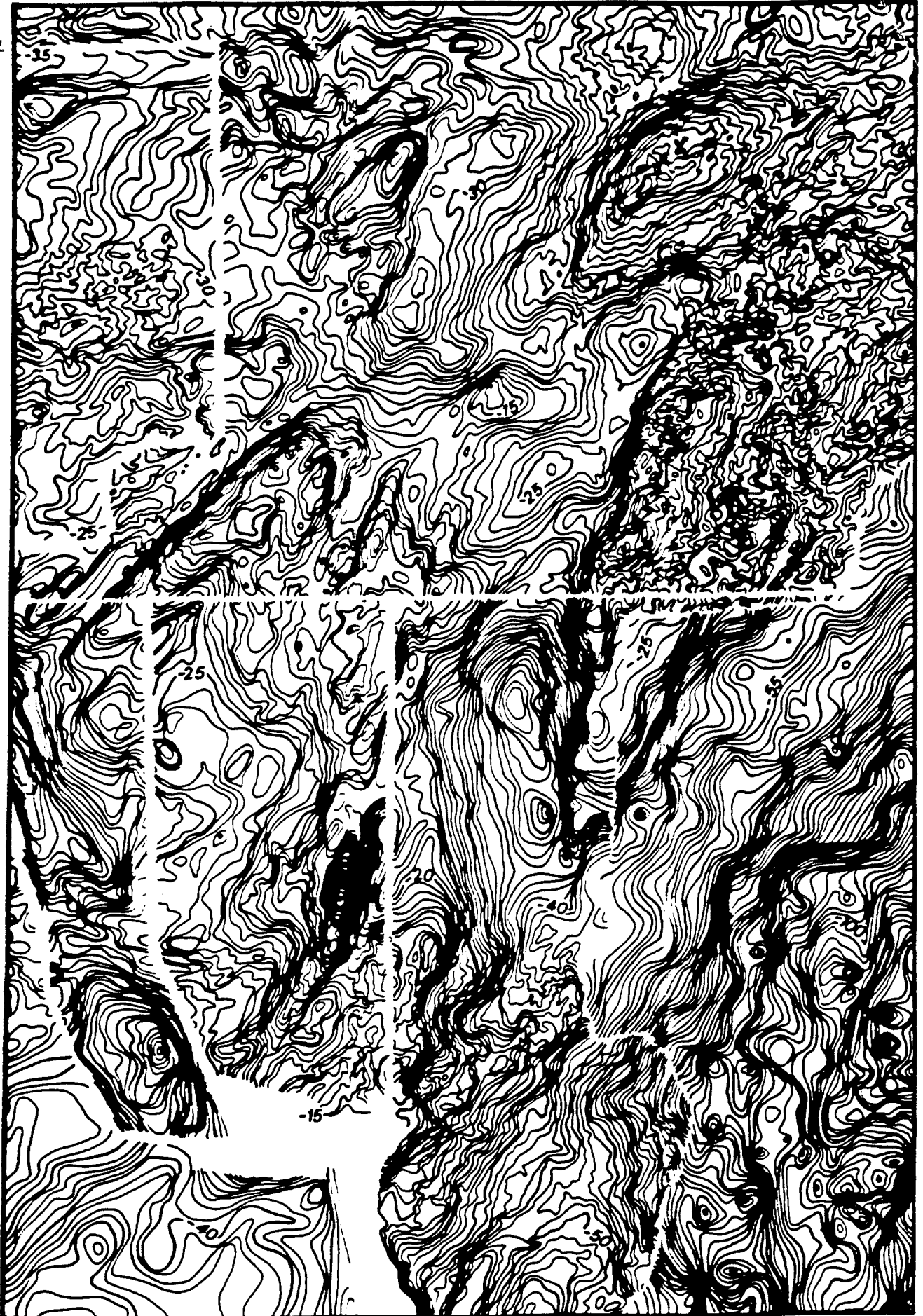


FIG. 4d.

F62



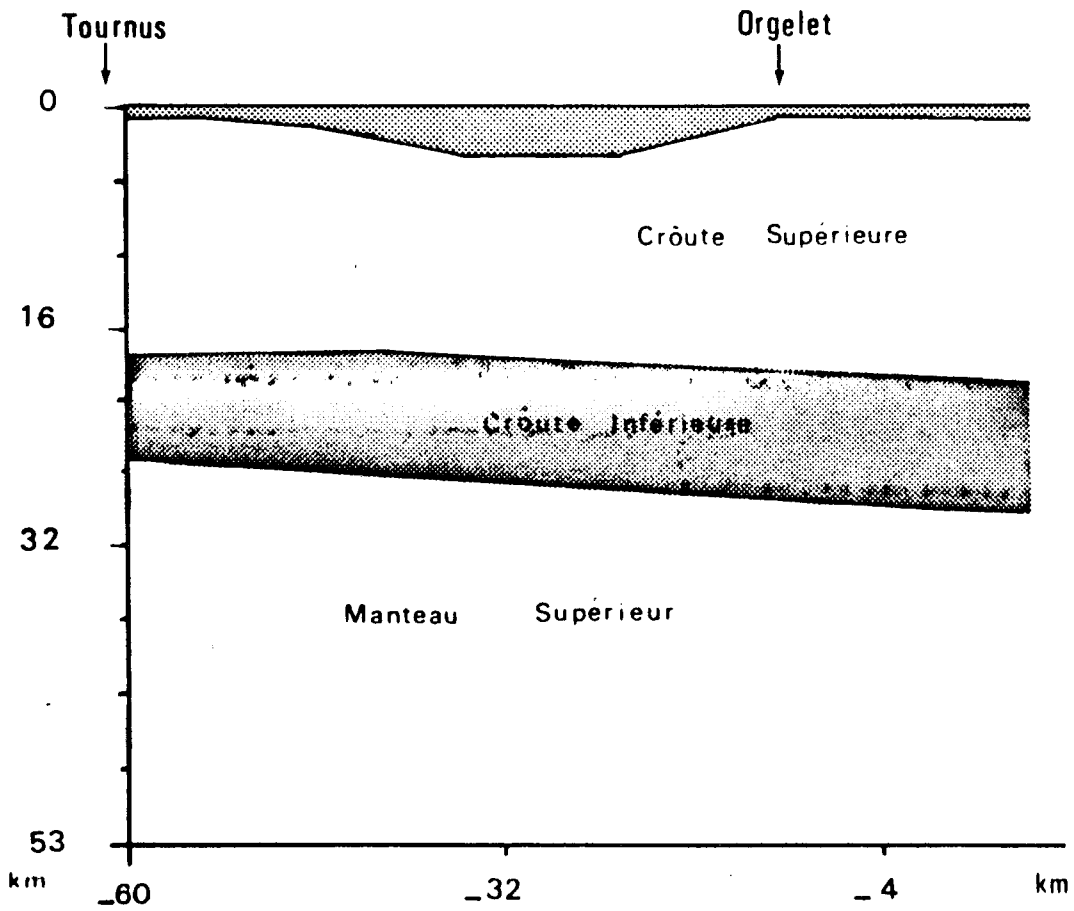
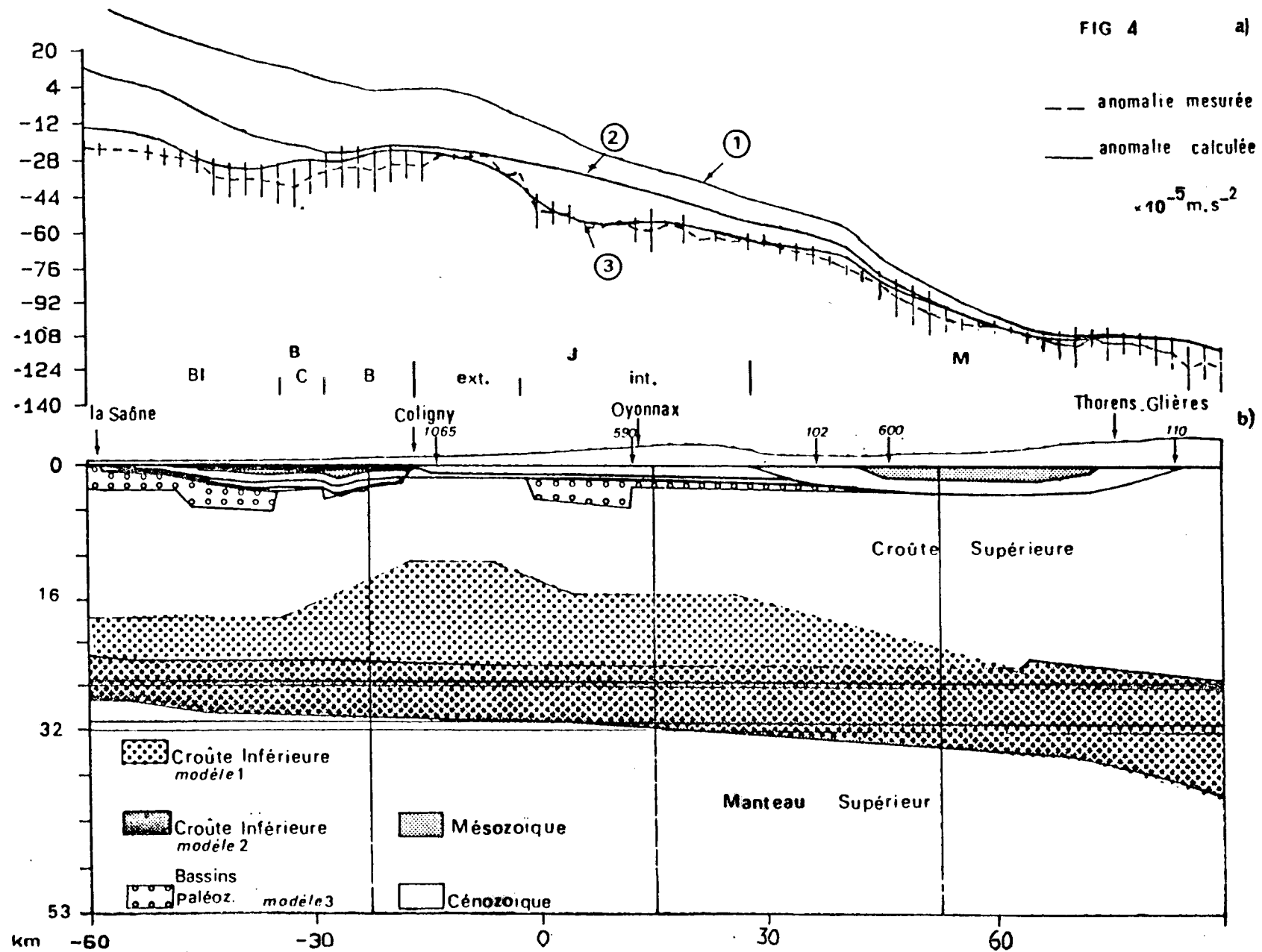
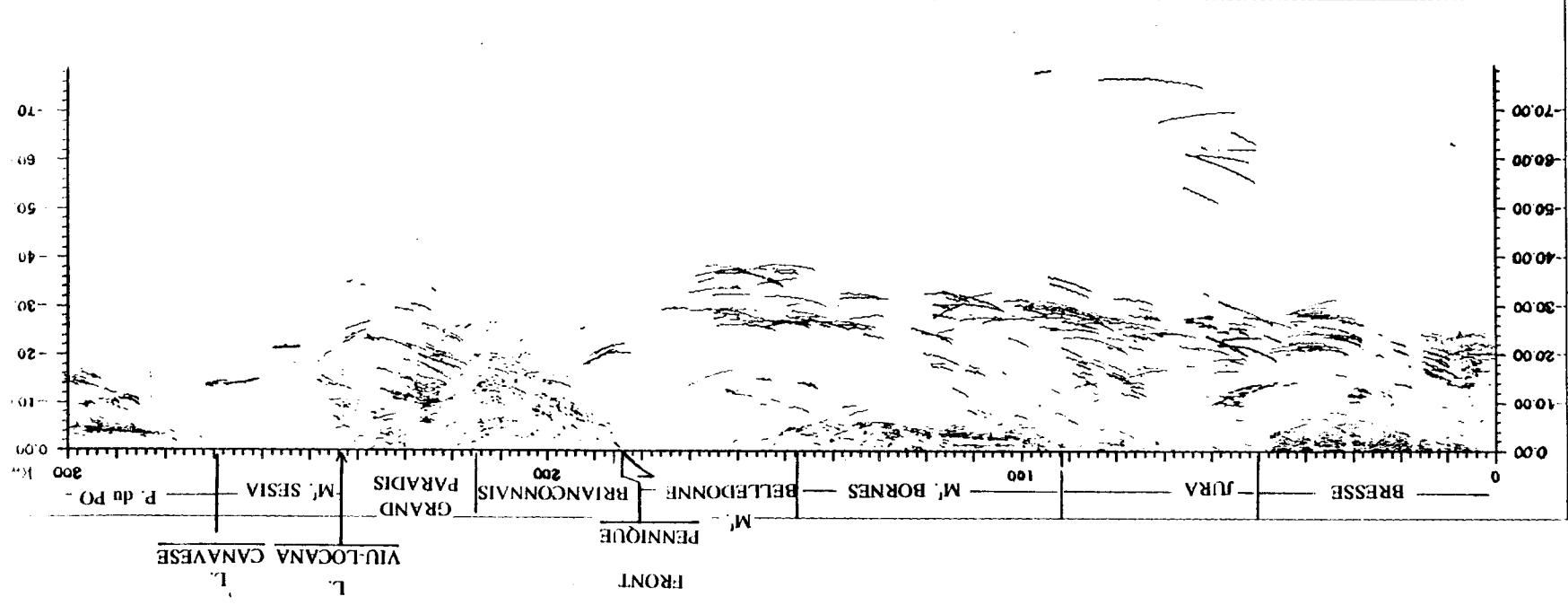


FIG. 4c





COMPENSATION ISOSTATIQUE

V- CONTRAINTES APPORTEES par les NOUVELLES DONNEES GEOPHYSIQUES sur la COMPENSATION ISOSTATIQUE dans les ALPES OCCIDENTALES

A - POSITION DU PROBLEME

La connaissance du champ de gravité a toujours été d'un grand intérêt pour étudier le mécanisme de compensation en profondeur des charges topographiques dans le cas de chaînes de collision continentale.

Depuis les travaux d'Airy (1855) et de Pratt (1855), il était classiquement admis, durant la première partie de ce siècle, que la compensation était réalisée localement à l'aplomb du relief. Elle était censée s'opérer :

- à l'aide d'un épaissement de la croûte de densité constante, dans le cas d'Airy,
- par une variation de densité dans la croûte et le manteau au dessus d'un niveau de référence dans le cas de Pratt.

Le modèle d'Airy a été utilisé sur les Alpes, et a permis d'établir des cartes d'anomalie isostatique comme celle publiée par Vecchia, (1968) et Goguel (1968). Comme le suggérait Goguel (1968), l'analyse de ce type de document permet :

- d'une part, de préciser les déficits ou les excès de masses liés aux anomalies isostatiques,

- d'autre part, d'avoir une idée sur d'autres modes éventuels de compensation qui, par le jeu de contraintes non hydrostatiques, permettent de supporter ces excès ou ces déficits de masses.

Ces études montraient une chaîne alpine grossièrement en équilibre isostatique local (Vecchia, 1968 ; Goguel, 1968), une série d'anomalies positives très importantes localisées en bordure de la ligne insubrienne et une anomalie isostatique négative centrée sur la plaine du Po posant le problème du processus dynamique capable de supporter un tel déficit.

Depuis plusieurs années, les modèles de compensation régionale ont été utilisés avec succès pour comprendre la flexion de la lithosphère océanique, d'une part sous l'action des charges volcaniques intraplaques (Watts et Cochran, 1974), d'autre part dans les zones de subduction (Watts et Talwani, 1974).

Le modèle de plaque élastique, qui est le plus souvent utilisé pour expliquer la flexion lithosphérique lors de processus de chargement appliqués sur des périodes supérieures à 10^5 ans, constitue une approximation raisonnable du point de vue rhéologique vis-à-vis des lois empiriques de déformation de l'olivine (principal constituant du manteau supérieur) dans les conditions de pression et de température de la lithosphère (Goetze et Evans, 1979).

Ces études ont prouvé que la rigidité élastique où l'épaisseur élastique équivalente croît en fonction de l'âge de la lithosphère au moment du chargement (Watts et al., 1980). Elles ont montré également que l'épaisseur élastique équivalente constitue la partie supérieure de la lithosphère océanique, sa base correspondant approximativement à l'isotherme $450\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Watts et al., 1980).

Le problème majeur est de savoir si ce modèle peut être appliqué aux lithosphères continentales.

Le comportement rhéologique des plaques continentales, extrapolé à partir des expériences en laboratoire sur les différentes roches caractéristiques, est l'objet de nombreux débats (voir Kirby, 1983 ; pour références) compte tenu des faibles contraintes sur l'état thermique de ces milieux. De plus, le contenu en éléments volatiles ainsi que la

minéralogie de la croûte inférieure fera évoluer de manière importante le comportement ductile du milieu (Kirby et Kronenberg, 1987).

Toute modification du contenu en éléments radioactifs de la croûte entraînera des variations importantes du géotherme, donc une évolution du comportement rhéologique du milieu (rôle important de la plasticité avec l'augmentation de la température).

Suite aux travaux de Dorman et Lewis (1970) , le modèle de plaque élastique a souvent été utilisé en domaine continental pour expliquer les anomalies de gravité de grande longueur d'onde. Ces études sont réalisées dans différents contextes tectoniques :

- en extension : rifts Est-africains (Bakes et Swain,1978) , zone de bombements volcaniques intraplaques (Lesquer et al.,1979), bassin amazonien (Numm et Aires,1988),
- sur les marges continentales passives (Watts et al.,1982).

Une attention particulière a été portée sur les zones en collision, comme la chaîne himalayenne (Lyon-Caen et Molnar, 1983). Ce modèle est repris par Karner et Watts (1983) sur les Alpes, l'Himalaya et les Appalaches. Signalons enfin les travaux de Royden (1988) sur les Apennins (Italie) ou de Sheffels et Mac Nutt (1986) sur les Transverse Ranges (Etats Unis).

Toutes ces études font appel à la gravité et privilégient l'étude du rôle de la rigidité à la flexion.

Les paramètres majeurs étudiés sont la rigidité à la flexion et l'épaisseur élastique équivalente liées par la relation :

$$D = \frac{E * Te^3}{12 * (1-\nu^2)} \quad (1)$$

D = Rigidité à la flexure

E = Module de Young

ν = Coefficient de Poisson

Te = épaisseur élastique équivalente

L'anomalie de gravité constitue un contrôle indirect de la flexion sous l'effet de la charge topographique dans la mesure où elle traduit principalement l'effet de variation de profondeur du Moho.

En outre, elle a l'avantage d'être plus accessible que la topographie du Moho dans les endroits où nous ne disposons pas de données sismiques. La prise en compte des charges intra-crustales mises en jeu dans les grands chevauchements observés dans ces chaînes est parfois nécessaire comme Karner et Watts (1983) l'ont montré pour les Alpes, les Appalaches et l'Himalaya.

La rigidité à la flexion d'une plaque élastique semi-infinie dans le cas de chaîne de collision ne peut cependant pas être étudiée indépendamment des densités moyennes de la lithosphère, des moments fléchissants et des forces cisailantes appliqués en bordure de plaque et nécessaires à l'explication de l'anomalie de Bouguer observée (Lyon-Caen et Molnar, 1983 ; Sheffels et Mac Nutt, 1986).

Néanmoins, la comparaison des rigidités obtenues pour les diverses chaînes indique des variations de ce paramètre qui n'évolue pas simplement avec l'âge de la lithosphère (Mac Nutt et al., 1988). La rigidité apparente observée serait aussi fonction du comportement ductile de la croûte inférieure et cela en fonction de la courbure de la plaque en flexion. Un tel comportement avait déjà été analysé pour la lithosphère océanique en subduction (Mac Nutt et Ménard, 1982).

Mac Nutt et al. proposent que le seuil de rupture dans la croûte supérieure et le sommet du manteau supérieur soit contrôlé par la loi de Byerlee. Du fait de l'activation thermique des mécanismes de dislocation, la croûte inférieure et le manteau de la base de la lithosphère peuvent se déformer plastiquement.

Pour les grands rayons de courbures, les contraintes élastiques ne dépassent pas l'enveloppe du seuil de rupture fragile (ou de plasticité) et l'épaisseur élastique effective est proche de celle des niveaux compétents (Fig. IV- 1 a).

Dans le cas d'une courbure importante, les contraintes élastiques dépasseraient le seuil de plasticité essentiellement dans la croûte inférieure (Fig. VI-1 b). L'épaisseur élastique équivalente peut être alors fortement réduite par cet effet de découplage.

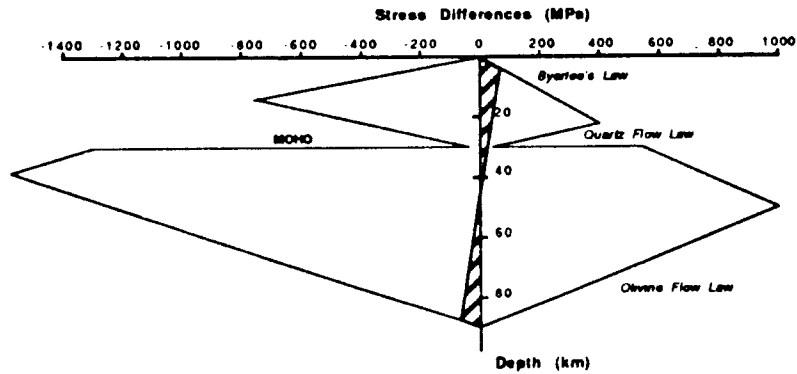


Fig. V-1 a) Répartition des contraintes en fonction de la profondeur, dans une plaque lithosphérique continentale en flexion. Cas a) Pas de zone de découplage mécanique à $T_e/2$. D'après Mac Nutt et al.,(1988).

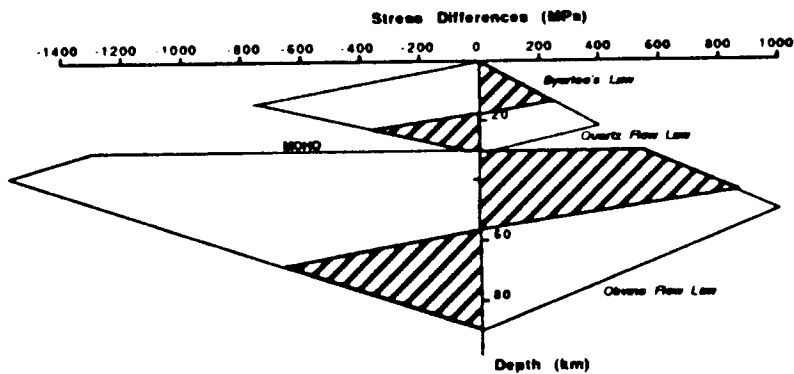


Fig. V-1 b) Répartition des contraintes en fonction de la profondeur, dans une plaque lithosphérique continentale en flexion. Cas b) existence d'une zone de découplage mécanique à $T_e/2$. D'après Mac Nutt et al.,(1988).

Les résultats des profils ECORS-CROP-Alpes II et Jura-Bresse sur les Alpes Occidentales révèlent la structure profonde de la croûte à partir des données sismiques et gravimétriques (Nicolas et al., 1989; Rey et al., 1989). L'un des faits majeurs de cette étude structurale est l'existence d'un approfondissement du Moho bien visible sous les zones cristallines externes (Fig. V-2).

Cette déformation de la lithosphère européenne en subduction est en rapport évident avec l'existence de grands charriages mettant en place des nappes de matériel très métamorphique et des écailles mantelliques à l'image du corps d'Ivrée.

Les modèles, qui découlent de cette étude, confirment aussi l'hypothèse avancée par Karner et Watts (1983) d'une relation évidente entre flexion, anomalie négative et charge dans les chaînes de collision.

Compte tenu de ces nouvelles contraintes structurales, il nous a semblé intéressant de tester le comportement rhéologique de la plaque européenne à l'aide de modèles mécaniques simples (compensation locale, plaque élastique) en analysant les limitations successives de ceux-ci et en s'appuyant sur la forme du Moho déduite des diverses expériences.

Contrairement aux travaux précédents, l'analyse de la flexion ne sera pas réalisée à partir des anomalies de gravité et ceci pour deux raisons :

- Les anomalies de Bouguer contiennent à la fois les effets dûs à la flexion de la lithosphère, au remplissage sédimentaire associé à la formation du bassin d'avant-chaîne et aux hétérogénéités intracrustales (en densité).
- Les solutions acceptables d'hétérogénéités intracrustales (en densité) telles que le corps d'Ivrée sont nombreuses si elles sont déduites exclusivement de l'analyse des anomalies de Bouguer (Karner et Watts, 1983). Dans notre cas, les contraintes sismiques permettent de mieux contraindre leur localisation et leur effet de charge.

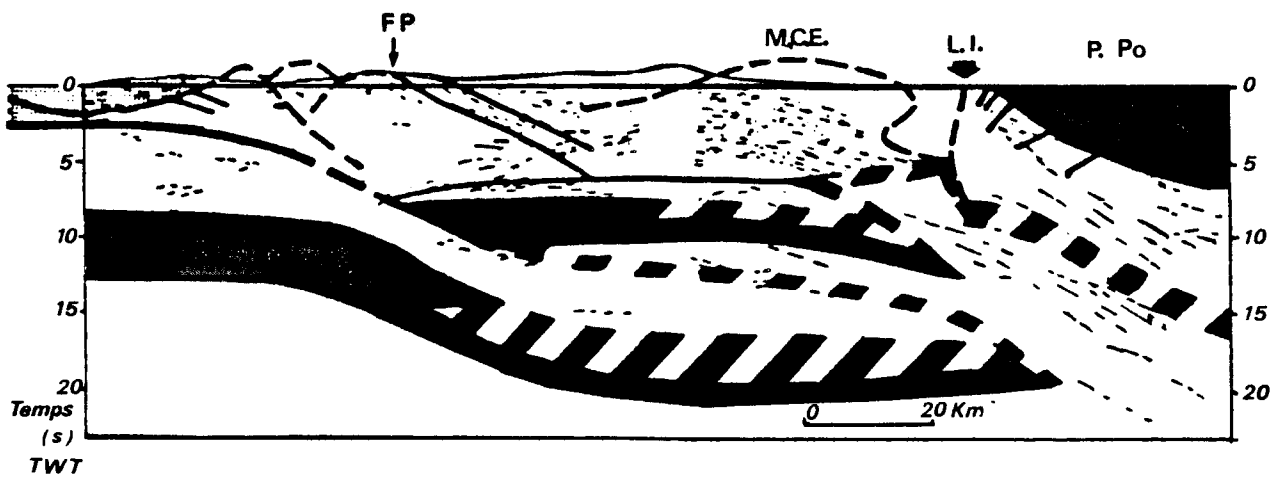


Fig. V-2 : Coupe structurale schématique, transverse aux Alpes Occidentales, résultant de l'interprétation des données géophysiques acquises au cours du programme ECORS-CROP. Remarquer la distribution des hétérogénéités de densités ainsi que l'accroissement de profondeur du Moho à partir des Massifs Cristallins Externes vers les zones internes. D'après Nicolas et al.,1989.

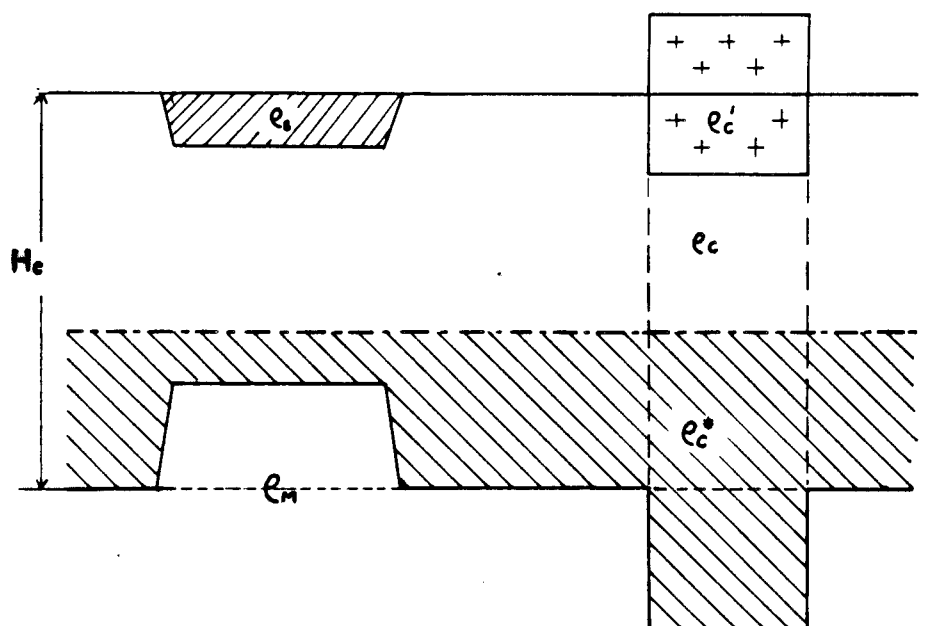


Fig. V-3 : Modèle d'équilibre isostatique.

ρ_c = densité de la topographie identique à la densité de la croûte supérieure,

ρ_c' = densité de la charge, différente de ρ_c sous le niveau de la mer,

ρ_s = densité des bassins molassiques d'avant chaîne et de la couverture post-triasique,

ρ_c^* = densité de la croûte inférieure ,

ρ_m = densité du manteau ,

H_c = épaisseur de la croûte.

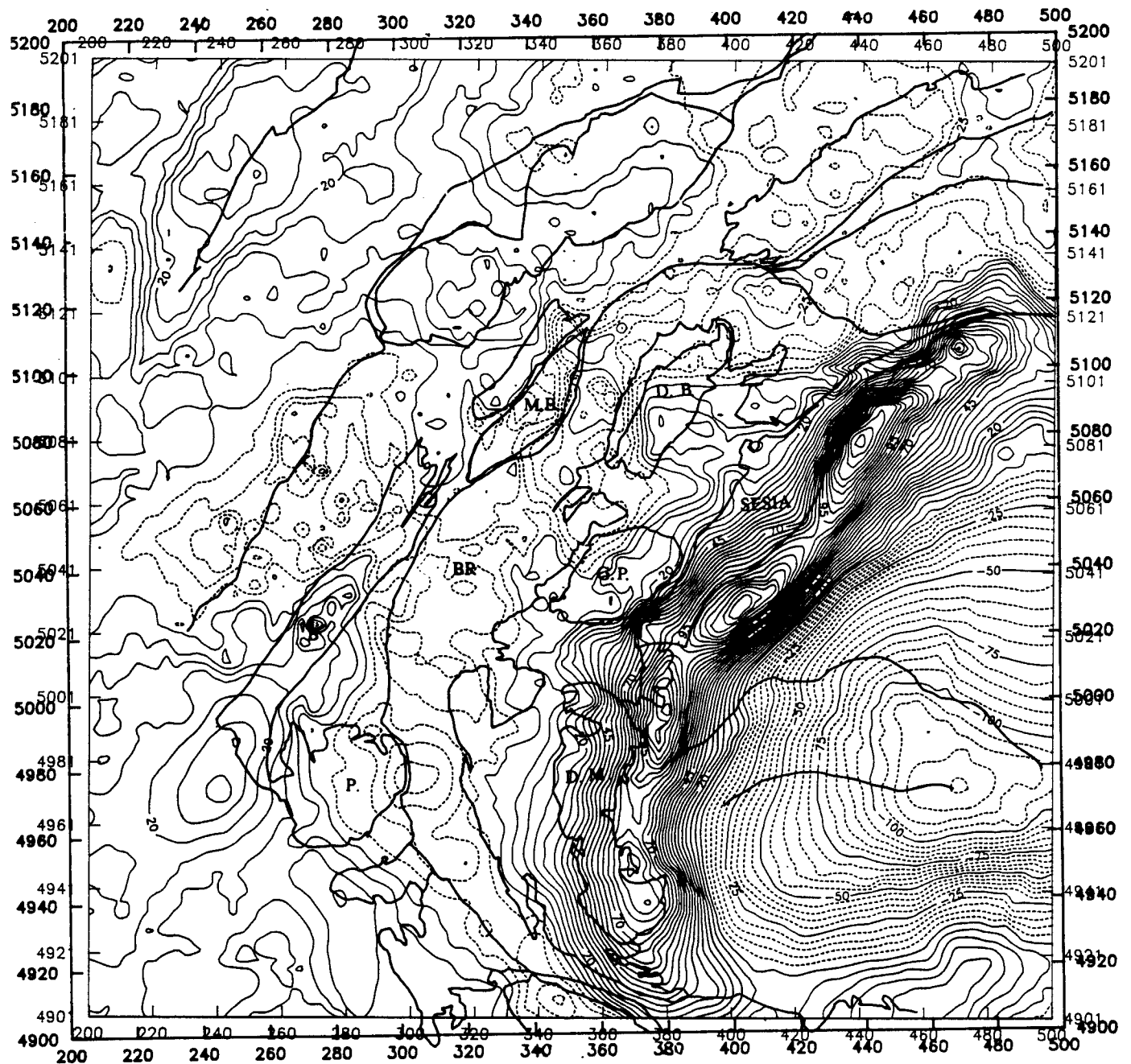


Fig. V-4 : Carte d'anomalies isostatiques sur les Alpes Occidentales obtenue en adoptant une hypothèse de compensation locale ;
 Les densités de correction : $\rho_s = \rho_c = 2700 \text{ Kg/m}^3$; $\rho_m = 3300 \text{ Kg/m}^3$; $\rho_{c^*} = 2900 \text{ Kg/m}^3$ et l'épaisseur de la croûte de référence $H_c = 32 \text{ Km}$.

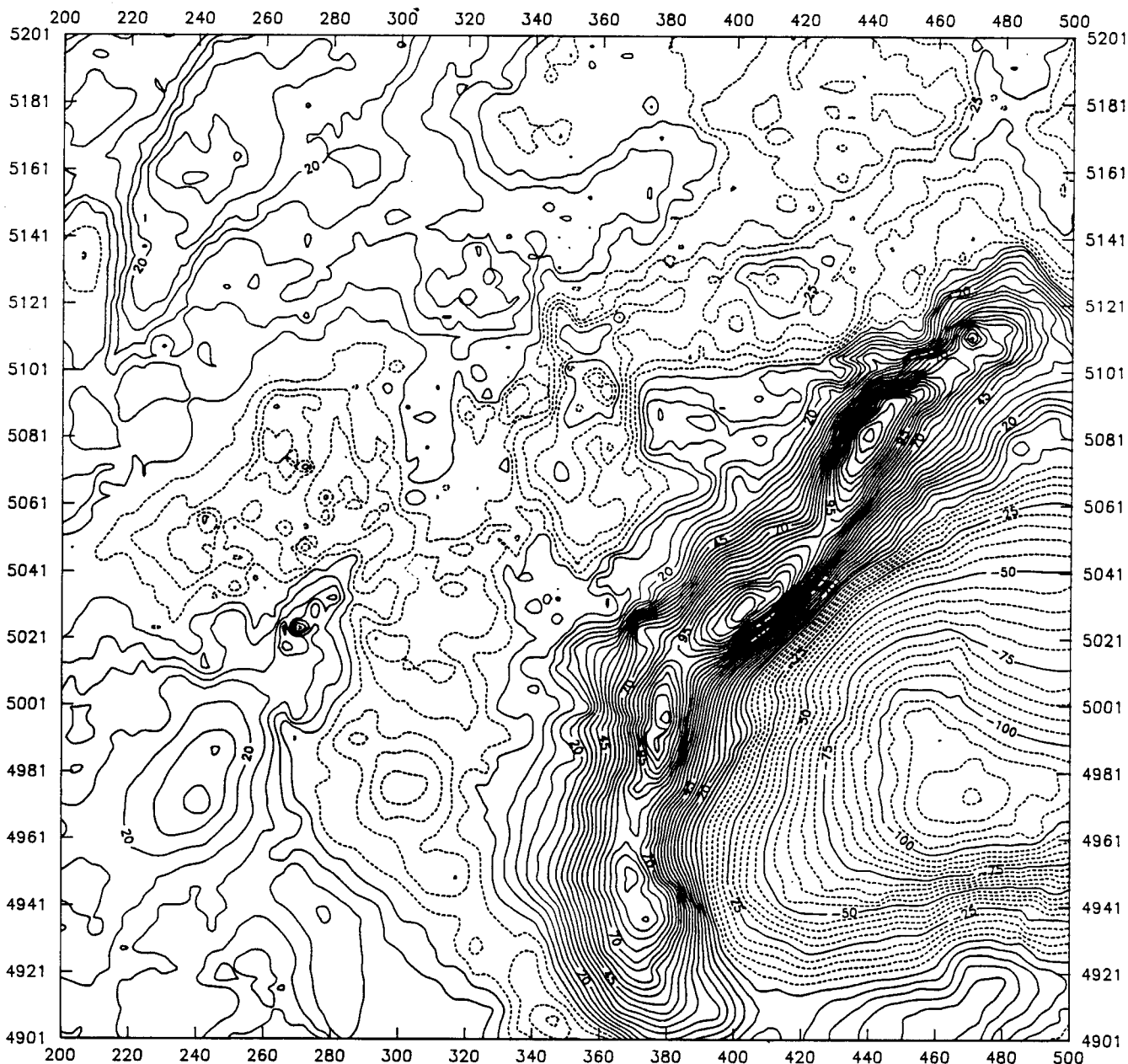


Fig. V-4 : Carte d'anomalies isostatiques sur les Alpes Occidentales obtenue en adoptant une hypothèse de compensation locale ;
Les densités de correction : $\rho_s = \rho_c = 2700 \text{ Kg/m}^3$; $\rho_m = 3300 \text{ Kg/m}^3$; $\rho_{c^*} = 2900 \text{ Kg/m}^3$ et l'épaisseur de la croûte de référence $H_c = 32 \text{ Km}$.

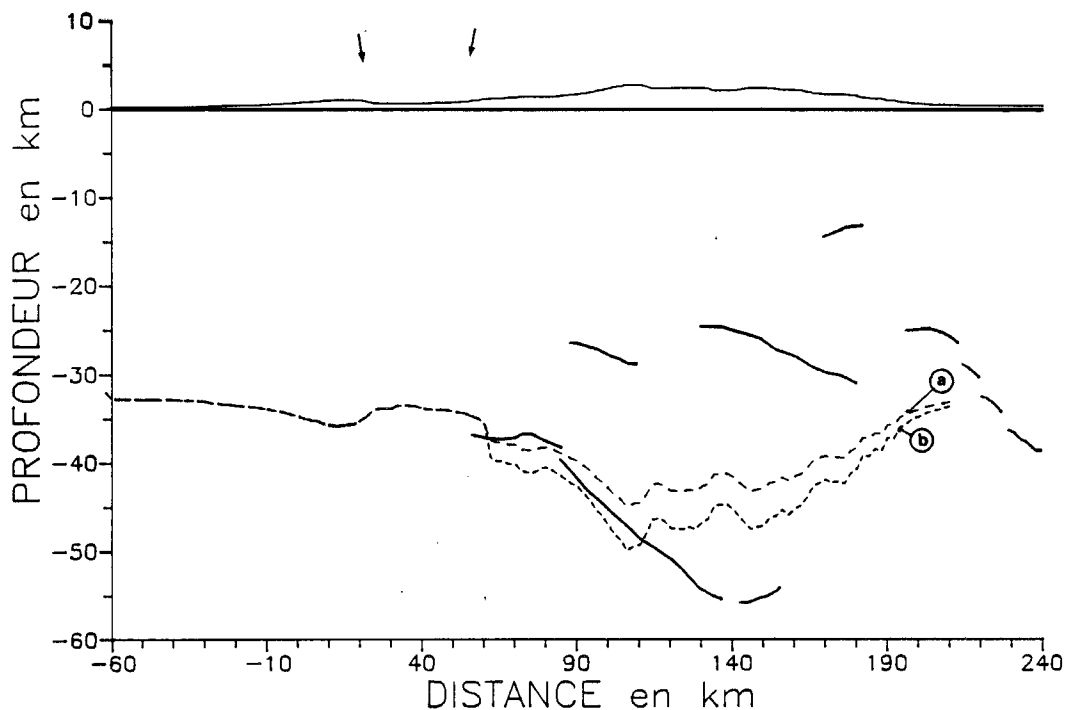


Fig. V-5 a) et b) : Coupe verticale sous le profil ECORS-CROP - AlpesII-Jura-Bresse montrant la profondeur du Moho calculée dans le cas de la compensation locale avec $H_c = 32 \text{ km}$; $\rho_c = 2700 \text{ Kg/m}^3$; $\rho_s = 2500 \text{ Kg/m}^3$; $\rho_m = 3300 \text{ Kg/m}^3$. La courbe a) correspond au cas où $\rho_{c^*} = 2700 \text{ Kg/m}^3$; La courbe b) correspond au cas où $\rho_{c^*} = 2900 \text{ Kg/m}^3$.

Suivant les hypothèses avancées par Bayer et al. (1989) concernant les densités de la croûte profonde, deux cas sont avancés :

- 1- Pas de modification de la densité au cours du chargement ; Courbe a) et conservation de l'épaisseur de la croûte inférieure.
- 2- rééquilibrage métamorphique et toit de la croûte inférieure à profondeur constante ; Courbe b).

Les lignes en traits épais correspondent aux résultats de la Sismique Grand Angle, Les flèches indiquent les limites du bassin molassique.

B - LES ECARTS AUX MODELES ISOSTATIQUES LOCAUX DANS LES ALPES OCCIDENTALES.

L'isostasie locale au sens d'Airy repose sur le concept d'équilibre entre l'action d'une charge appliquée en surface (ou dans la croûte) et la poussée hydrostatique d'un hypothétique liquide sous jacent supposé incompressible. D'un point de vue mécanique, ce modèle sous-entend l'absence de contraintes cisailantes verticales.

L'anomalie isostatique est la différence entre l'anomalie de Bouguer et l'effet du modèle de racine crustale.

Cette anomalie permet plutôt de localiser les déficits ou les excès de masse qui peuvent être supportés par les contraintes dans la lithosphère, que de tester l'hypothèse de compensation locale.

Dans le cas du modèle d'Airy (Fig.V-3 a), la racine crustale R est considérée comme dépendant linéairement de la topographie H par la relation.

$$R = \frac{\rho_c}{\rho_m - \rho_c} \cdot H \quad (2)$$

- ρ_c étant la densité du relief,

- ρ_m étant la densité du manteau supérieur,

- la charge correspond éventuellement à des terrains sédimentaires de densité ρ_s ,

- la densité de la charge ρ'_c sous le niveau initial de référence est différente de ρ_c (densité moyenne de la croûte) (Fig.V-3 a). Dans ces conditions ρ'_c remplace ρ_c dans le dénominateur de l'équation (2).

La subdivision de la croûte en une croûte supérieure et une croûte inférieure de densité plus élevée ne change rien à la relation (2).

Les conditions métamorphiques associées aux roches crustales profondes évoluent lors de l'enfouissement lié au chargement. Dans un cas extrême, on peut considérer que la profondeur du toit de la croûte inférieure de densité ρ^*c reste constante après chargement par transformation métamorphique et densification du matériel de la croûte ayant passé ce niveau. Cette hypothèse a été avancée par Bayer et al. (1989) pour modéliser en densité la coupe ECORS-CROP. Elle conduit aussi à changer dans l'équation (2) ρ_c en ρ^*c au dénominateur (Fig. V-3 c).

Dans le cas des Alpes, nous considérons que $\rho_c = 2700 \text{ Kg/m}^3$ et $\rho_m = 3300 \text{ Kg/m}^3$. Nous avons choisi la densité ρ_s des terrains sédimentaires du Jura et du bassin molassique identique à ρ_c .

Cette approximation, réalisée pour faciliter les calculs, a pour effet de faire apparaître ces régions comme sous-compensées. Enfin, conformément à l'un des modèles de densité proposé par Bayer et al. (1989), le modèle de la Fig. V-4 c a été utilisé avec $\rho^*c = 2900 \text{ Kg/m}^3$ et $H_c = 32 \text{ Km}$.

Là encore, cette approximation peut accentuer la sous-compensation apparente de la chaîne dans les régions à fort relief.

Les anomalies isostatiques ont été calculées, en ayant préalablement déterminé l'épaisseur de la racine crustale théorique sur une grille 3 Km x 3 Km, en utilisant le relief des Alpes échantillonné sur deux grilles de 3 Km x 3 Km (déterminant les effets proches) et de 8 Km x 8 Km (déterminant les effets lointains).

La carte des anomalies isostatiques (Fig. V-3) montre principalement un alignement positif depuis Locarno jusqu' à Cuneo, atteignant $135 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ qui se confond avec l'anomalie d'Ivrée sur la carte de Bouguer. (Rey et al., 1989).

Il est bordé à l'Est par l'anomalie négative de la plaine du Po dont l'effet est imputable à la fois aux séries sédimentaires tertiaires et quaternaires (Cassano et al., 1982) et à l'approfondissement du Moho apulien au Sud et sous le chevauchement apennin du Monferrato (Nadir, 1988).

A l'Ouest de l'anomalie d'Ivrée et jusqu' au Front Pennique, la chaîne se caractérise par une anomalie négative de -25 à $-30 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$, se superposant au minimum de l'anomalie de Bouguer et au maximum de

relief, et dont l'amplitude serait majorée grossièrement de $20 \cdot 10^{-5}$ m/s² si ρ_c^* avait été choisi à 2700 Kg/m³.

Ce minimum est parfois atténué (cas de la bande orientée NW-SE passant par Flumet), ou décalé vers l'Ouest comme la zone de Strona-Ceneri où l'anomalie positive d'Ivrée semble se prolonger vers l'ouest sous la zone pennique.

Enfin le bassin molassique n'est pas clairement exprimé par une anomalie négative, excepté peut être sur sa partie Suisse. En terme d'équilibre selon Airy, la région interne des Alpes surcompensée est juxtaposée à l'Est à une région sous-compensée. La figure V-5 illustre bien l'écart entre les Mohos isostatiques locaux pour $\rho_c^* = 2900$ Kg/m³ ou $\rho_c^* = 2700$ Kg/m³ et les Mohos observés par la sismique grand angle (Thouvenot et al., 1989) ou estimés à l'aide des modélisations gravimétriques le long du profil ECORS-CROP (Bayer et al., 1989) et Alpes II-Jura-Bresse (Truffert et al., 1989).

D'un point de vue mécanique, l'analyse isostatique traduit les limites du modèle d'Airy et la nécessité de rechercher un modèle mécanique plus complexe engendrant des contraintes capables de supporter les déficits ou excès de masses dans la chaîne.

La compensation locale indique une profondeur du Moho européen de 48 km au maximum dans le cas extrême où $\rho_c = 2900$ Kg/m³, alors que les modèles sismiques et gravimétriques situent cette discontinuité entre 55 et 60 km sous la zone interne. Dans le cas où les charges intracrustales sont prises en compte, notamment les écaïlles de manteau supérieur sous la zone pennique entre 26 et 30 km et sous le massif de Sesia, la compensation augmente localement la profondeur du Moho essentiellement sous la ligne insubrienne (de 7 à 8 km) sans pour autant atteindre la profondeur observée.

Deux autres observations découlent de la figure V-5 :

- La rupture de pente du Moho observée sous les Massifs Cristallins Externes n'est pas prise en compte par le modèle en compensation locale.

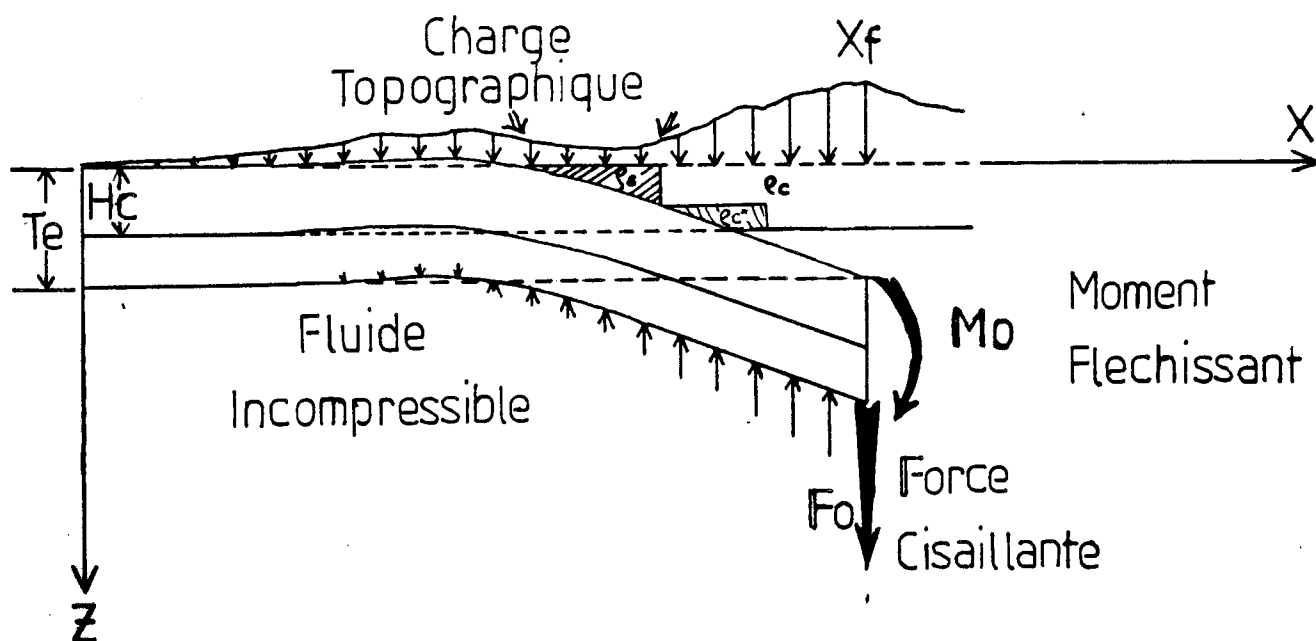


Fig. V-6 : Modèle schématisé de flexion élastique de la plaque européenne sous l'effet des charges topographiques de la chaîne. Ce modèle consiste en une plaque semi infinie d'épaisseur élastique effective T_e .

Cette plaque soumise aux charges topographiques de densité ρ_c (ou ρ_s dans le cas du Jura) provoque une flexion du Moho et un bassin d'avant chaîne (bassin molassique) dont le remplissage participe à la flexion. Les charges intracrustales de densité différente de la densité moyenne de la croûte ρ_c peuvent aussi causer la flexion ainsi qu'un moment fléchissant et une force cisailante appliquées en bout de plaque (à l'exemple des plaques en subduction). Les flèches doubles indiquent les limites du bassin molassique.

- les Monts du Jura ne sont pas associés à une racine crustale comme le modèle d'Airy le prévoit, ce qu'indiquent également les anomalies isostatiques positives situées sur cette région (Fig. V-4).

L'utilisation du modèle élastique : intérêts et limitations.

L'idée du modèle élastique déjà avancée, rendant compte de la flexion des Alpes permet d'expliquer :

- l'absence de racine sous le Jura,
- la forme du socle anté-cénozoïque sous les bassins molassiques (Mugnier et Vialon, 1988) et l'anomalie de Bouguer négative sous la partie interne de la chaîne (Lyon-Caen et Molnar, 1989).

Un des problèmes majeurs soulevés par cette hypothèse est la présence d'une anomalie isostatique négative sur l'axe de la chaîne et l'absence d'anomalie négative importante sur le bassin molassique d'avant-chaîne. En effet la résistance élastique à la flexion de la plaque continentale devrait produire des anomalies isostatiques positives sur la zone interne. De plus, l'existence d'une forte flexion visible par les observations ECORS-CROP devrait s'accompagner de la formation d'un bassin en flexion plus profond que ce que laisse supposer son effet résiduel sur la carte isostatique.

Ces difficultés sont généralement contournées, soit en introduisant des charges intra-crustales pour augmenter la flexion (Karner et Watts, 1983), soit en appliquant des conditions en limite de plaque (moment fléchissant et forces cisailantes verticales) (Royden, 1988 ; Lyon-Caen et Molnar, 1989 ; Sheffels et Mac Nutt, 1986).

La Figure V-6 illustre le modèle de plaque élastique semi-infinie utilisé pour la chaîne alpine.

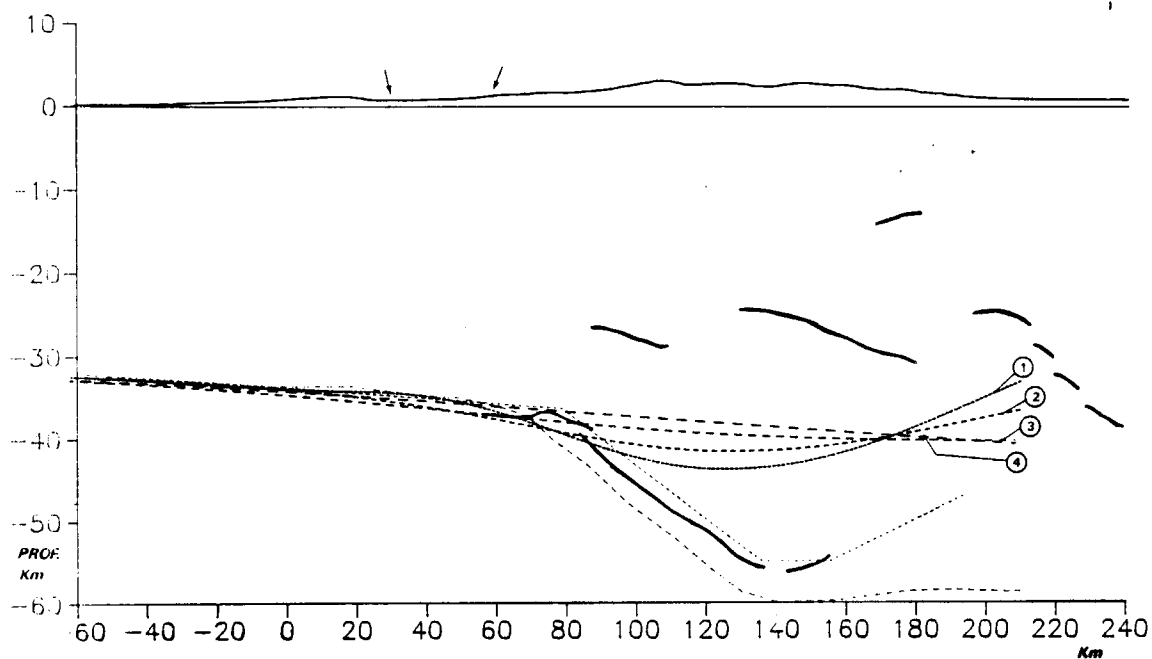


Fig. V- 7 : Comparaison entre la géométrie du Moho donnée par les résultats ECORS-CROP -Alpes II- Jura-Bresse et le Moho théorique d'une plaque élastique en flexion uniquement sous l' action des charges topographiques, limitée à l' Est au niveau de la ligne insubrienne , et de rigidité uniforme.

Les lignes en traits épais correspondent aux résultats de la Sismique Grand Angle; Les lignes en pointillés donnent la position du Moho découlant des interprétations gravimétriques (Bayer et al., 1989).

Courbe 1 : $D = 10^{21}$ Nm ;

Courbe 2 : $D = 10^{22}$ Nm ;

Courbe 3 : $D = 10^{23}$ Nm ;

Courbe 4 : $D = 10^{24}$ Nm ;

Les flèches indiquent les limites du bassin molassique.

Dans le calcul de la flexion, les densités utilisées sont : $\rho_s = 2500 \text{ Kg/m}^3$; $\rho_c = 2700 \text{ Kg/m}^3$; $\rho_{c^*} = 2800 \text{ Kg/m}^3$; $\rho_m = 3300 \text{ Kg/m}^3$; $H_c = 32 \text{ Km}$.

Nous considérons le cas général d'une plaque élastique de rigidité variable $D(x)$, sans contraintes horizontales, dont la flexion $W(x)$ sous la charge $f(x)$ vérifie l'équation :

$$\frac{d^2}{dx^2} (D(x) \cdot \frac{d^2}{dx^2} W(x)) + \Delta\rho \cdot g \cdot W(x) = f(x) \quad (3)$$

$\Delta\rho$ est le contraste de densité entre la charge et le fluide incompressible sousjacent,

$\Delta\rho = (\rho_m - \rho_s)$ dans le cas du bassin molassique,

$\Delta\rho = (\rho_m - \rho_c)$ pour le remplissage sous la charge topographique,

$\Delta\rho = (\rho_m - \rho_c^*)$ dans le cas de l'hypothèse donnée par la figure V-4 c,
 $g = 9,81 \text{ m/s}^2$.

La fonction $f(x)$, charge linéique, correspond :

- à la somme de la charge topographique, soit $\rho_c \cdot g \cdot h(x)$ ($h(x)$ étant la topographie),
- et à la charge intracrustale donnée par :

$$g \cdot \int_0^{w(x)} d\rho(x,z) dz \quad (4)$$

$\Delta\rho(x, z)$ étant pris en référence au modèle en densité sans effet de charge. L'équation (3) peut être résolue en utilisant le formalisme des différences finies, pour une fonction W discrétisée (Numm et Aires, 1988) .

Le calcul de W se ramène à la résolution d'un système d'équations linéaires en se donnant $D(x)$, $\Delta\rho$, $f(x)$.

Dans le cas d'une plaque fracturée en $x = x_f$, nous pouvons imposer sur cette limite un moment fléchissant M_0 et une force cisailante F_0 , soit les conditions suivantes sur W :

$$\frac{d^2W}{dx^3} = \frac{F_0}{D(x_f)} \quad \text{et} \quad \frac{d^2W}{dx^2} = \frac{-M_0}{D(x_f)} \quad (5)$$

Les relations (5) sont prises en compte par la méthode de résolution ainsi que les conditions de bordure bloquée à l'extrémité Ouest de la plaque à une distance suffisamment grande pour ne pas influencer trop la réponse en flexion.

La flexion de la plaque est calculée pour différentes rigidités en appliquant exclusivement la fonction de charge topographique $f(x)$. Les densités utilisées pour le modèle sont $\rho_c = 2700 \text{ Kg/m}^3$ pour le relief, $\rho_s = 2500 \text{ Kg/m}^3$ pour le remplissage sédimentaire du bassin molassique, $\rho_{c^*} = 2800 \text{ Kg/m}^3$ et $\rho_m = 2900 \text{ Kg/m}^3$ pour le manteau supérieur.

Comme il a été démontré dans le cas de l'isostasie locale, les variations admises pour ρ_{c^*} , ρ_m , ρ_s n'entraînent pas de modifications importantes des conclusions.

Un des problèmes majeurs réside dans le choix de l'extrémité de la plaque élastique sous la chaîne. Dans un premier temps, nous considérons que la plaque est fracturée grossièrement à l'aplomb de la ligne insubrienne. Cette hypothèse est en accord avec le rôle majeur de cette faille d'extension verticale importante (Schmid et al., 1989). La limite est enfin concordante avec l'extension probable de la croûte européenne subductée sous la chaîne (Bayer et al., 1989).

La flexion du Moho a été calculée pour $D = 10^{21}$, 10^{22} , 10^{23} , 10^{24} N.m , et ajoutée à une croûte de référence de 32 km d'épaisseur (Fig. V-7). Sur le domaine externe et à l'Ouest des Massifs Cristallins (x inférieur à 70 km) les courbes correspondant à des rigidités de 10^{23} et 10^{24} N.m sont grossièrement confondues avec le Moho observé, alors que pour des rigidités plus faibles la pente du Moho devient élevée.

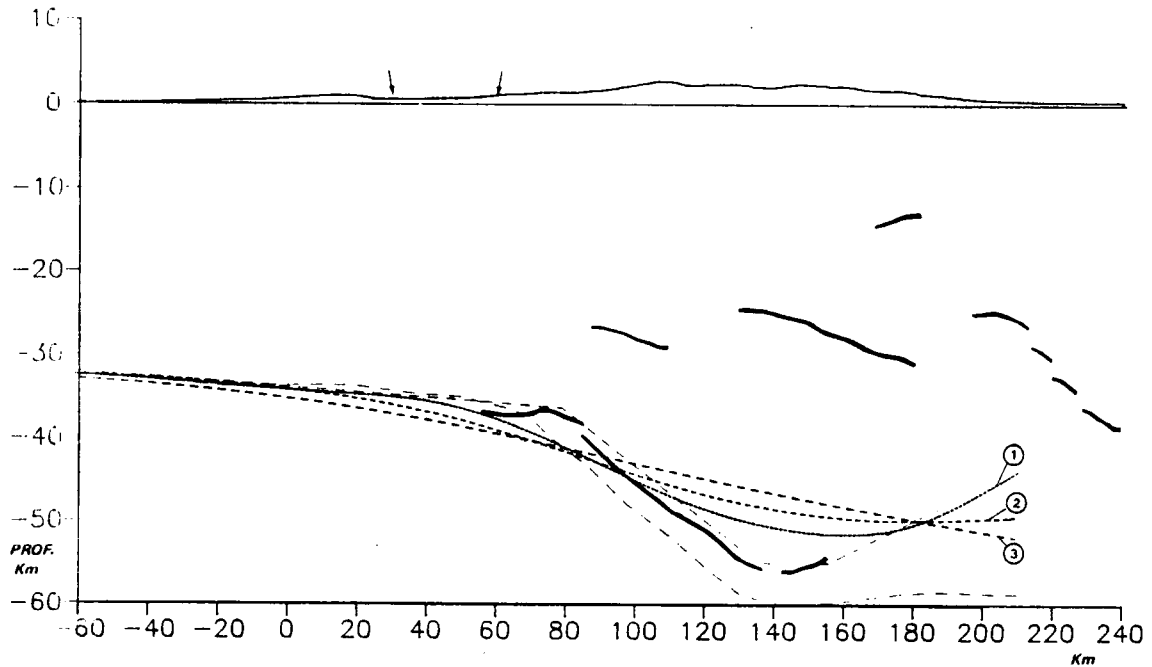


Fig. V- 8 : Comparaison entre la géométrie du Moho donnée par les résultats ECORS-CROP -Alpes II- Jura-Bresse et le Moho théorique d'une plaque élastique en flexion , limitée à l'Est au niveau de la ligne insubrienne , et de rigidité uniforme. Les contrastes de densité intracrustaux découlant des modèles gravimétriques (Bayer et al., 1989) ont été transformés en charges puis en reliefs équivalents, et appliqués sur la plaque conjointement aux charges topographiques. Les lignes en traits épais correspondent aux résultats de la Sismique Grand Angle. Les lignes en pointillés donnent la position du Moho découlant des interprétations gravimétriques (Bayer et al., 1989).

Courbe 1 : $D = 10^{21}$ Nm ;

Courbe 2 : $D = 10^{22}$ Nm ;

Courbe 3 : $D = 10^{23}$ Nm ;

Les flèches indiquent les limites du bassin molassique.

Dans le calcul de la flexion, les densités utilisées sont : $\rho_s = 2500 \text{ Kg/m}^3$; $\rho_c = 2700 \text{ Kg/m}^3$; $\rho_{c^*} = 2800 \text{ Kg/m}^3$; $\rho_m = 3300 \text{ Kg/m}^3$; $H_c = 32 \text{ Km}$.

Moment Fléchissant : $M_0 = 2.10^{18} \text{ N}$; Force Cisillante $F_0 = 10^{12} \text{ N/m}$.

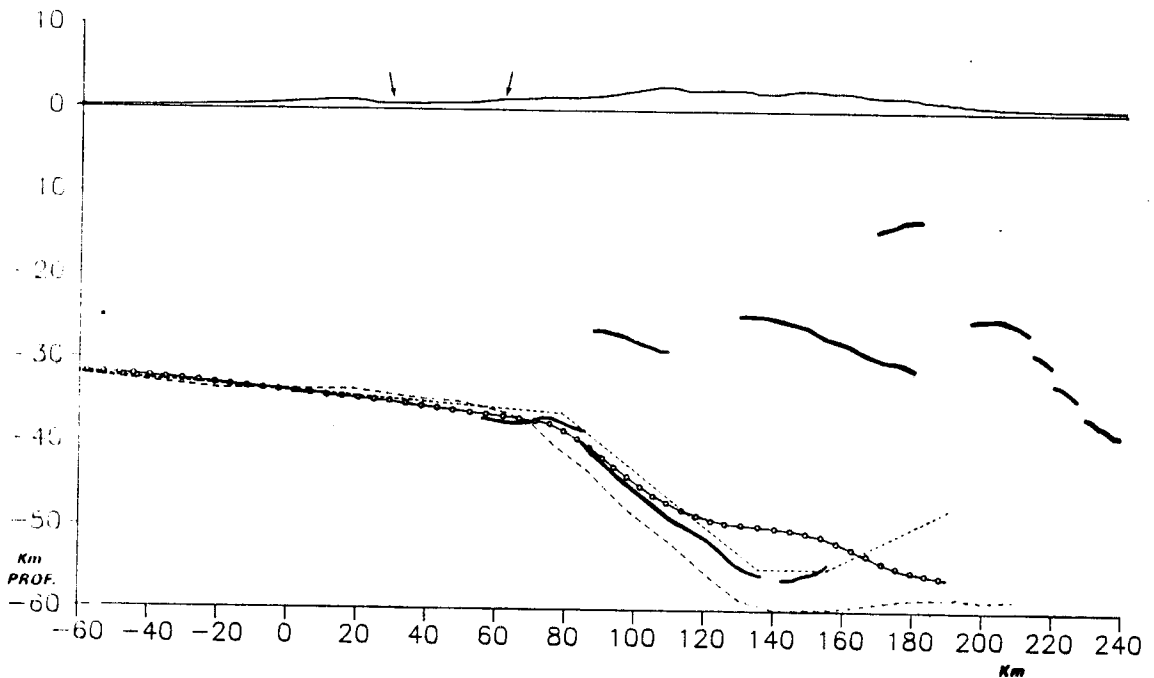


Fig. V- 9 : Courbe théorique du Moho pouvant expliquer la forme du Moho observée jusque sous la zone Briançonnaise, sous l' action de la topographie et des charges intracrustales. Un moment fléchissant M_0 et une force cisailante F_0 sont appliqués en bout de plaque . Afin de prendre en compte le changement de pente observé sur le Moho sous les Massifs Cristallins Externes , la rigidité a été choisie à 10^{23} N.m à l' Ouest de cette zone, et à 10^{20} N.m à l' Est, sous le domaine interne.

Les contrastes de densité intracrustaux découlant des modèles gravimétriques (Bayer et al., 1989) ont été transformés en charges puis en reliefs équivalents, et appliqués sur la plaque conjointement aux charges topographiques.

Les lignes en traits épais correspondent aux résultats de la Sismique Grand Angle. Les lignes en pointillés donnent la position du Moho découlant des interprétations gravimétriques (Bayer et al., 1989).

Les flèches indiquent les limites du bassin molassique.

Dans le calcul de la flexion, les densités utilisées sont : $\rho_s = 2500 \text{ Kg/m}^3$; $\rho_c = 2700 \text{ Kg/m}^3$; $\rho_{c^*} = 2800 \text{ Kg/m}^3$; $\rho_m = 3300 \text{ Kg/m}^3$; $H_c = 32 \text{ Km}$.

Ces résultats semblent donc en accord, tout au moins sur la zone externe, avec ceux de Karner et Watts (1983) ou de Mugnier et Vialon (1986) qui indiquaient des rigidités de 10^{23} N.m et de 8.10^{22} N.m.

Cependant si la pente de la flexion (3 à 4°) obtenue sous le bassin molassique pour ces rigidités, est en accord avec les données géologiques, en particulier avec la flexion des séries jurassiques, la profondeur théorique du bassin, de 5 km à l'Ouest à 7 km à l'Est, pour $D = 10^{23}$ N.m est largement supérieure à l'épaisseur des molasses (2 km maximum à l'Est) observées sur la coupe sismique (Nicolas et al., 1989). Il y a donc un désaccord minimum de 4 km d'amplitude entre les flexions observée et théorique du Moho et la flexion des séries jurassiques sous le bassin molassique. Enfin, on note une sous-estimation de la profondeur du Moho de 13 km minimum sous la chaîne.

Cet écart peut être réduit en prenant en compte les charges intracrustales comprenant les matériels denses de la croûte inférieure et des écaïlles de manteau supérieur des modèles de densité proposés par Bayer et al. (1989). Ces charges sont transformées en relief équivalent et modulent le relief initial. La flexion est estimée, pour les rigidités $D = 10^{21}, 10^{22}, 10^{23}$ N.m (Fig. V-8). Si la profondeur du Moho se rapproche de celle observée, en particulier pour la partie la plus orientale de la plaque, en revanche un désaccord subsiste sous la zone pennique et la flexion devient trop importante pour l'Ouest de la plaque européenne (x inférieur à 60 km sur la Fig. V-8).

Dans le cas du modèle élastique il est usuel d'appliquer des conditions aux limites en bordure de plaque telles qu'un moment fléchissant ou une force cisailante pour améliorer l'accord entre le Moho expérimental et le modèle. La traduction géodynamique de ces conditions relève, dans la plupart des cas, du mécanisme de subduction de la lithosphère plus dense (voir par exemple Royden, 1988).

Il serait cependant illusoire d'accorder une trop grande importance aux valeurs adoptées pour ces conditions dans la mesure où le nombre de paramètres du modèle élastique (rigidités, densités, etc...) devient grand, augmentant ainsi le nombre de solutions possibles. Néanmoins les tests réalisés ont montré que l'application d'un moment fléchissant supérieur à 2.10^{18} N.m augmenterait dramatiquement la flexion de la plaque et ne

rendrait pas compte de la rupture de pente du Moho au passage des Massifs Cristallins Externes.

Cette rupture peut être simulée par une rigidité variable de la lithosphère le long de la coupe (Fig. V-9) en choisissant $D = 10^{23}$ N.m sur la zone Jura - bassin molassique,

$D = 10^{20}$ N.m au maximum sous la chaîne (soit une épaisseur élastique équivalente de 20 km et 5 km) avec $M_0 = 2.10^{18}$ N et $F_0 = 10^{12}$ N/m. L'extension de la partie la plus résistante vers l'Est sous la chaîne entraîne rapidement la présence d'un gradient de flexion trop faible (pour x supérieur ou égal à 70 km).

L'introduction de rigidité variable ne rend toujours pas compte de la profondeur importante du Moho sous le Grand Paradis.

De cette étude, il résulte que les charges intracrustales jouent un rôle non négligeable dans la flexion de la plaque européenne, rejoignant ainsi les résultats de Karner et Watts (1983). Cependant une rigidité uniforme de 10^{23} N.m ne peut pas expliquer la déformation élastique observée contrairement à ce que ces auteurs proposaient. L'accord entre les rigidités calculées, et celles de Mugnier et Vialon (1986) sur le domaine externe peu déformé est apparent. Ces auteurs expliquent l'évolution du bassin molassique en terme de flexion initiée par un moment fléchissant et une force cisailante dont les valeurs sont estimées à partir de la connaissance du bassin. La charge topographique n'est pas explicitement prise en compte, dans notre cas nous avons montré qu'elle conduisait à une flexion observée et calculée du Moho plus importante que celle située sous le bassin molassique. Les hypothèses avancées pour expliquer ce désaccord concernent l'écart à l'hypothèse d'élasticité de la plaque européenne sous le bassin molassique et le Jura.

Si on reconnaît classiquement le rôle du décollement dans les séries triasiques pour expliquer la tectonique compressive du Jura (Laubscher, 1972), peu d'auteurs font mention de la tectonique compressive intra-socle dont l'émergence peut se manifester par la présence de chevauchements comme celui du Mont Salève et qui correspond à un raccourcissement, sous les plateaux du Jura, estimé à 5 % dans le tectonique compressive (Mugnier et Vialon, 1986). On sait par ailleurs que le bassin molassique est le siège, depuis 12 Ma. d'un mouvement de surrection sans rapport du point de vue de l'amplitude avec les bombements consécutifs à la flexion de la plate-forme européenne (Mugnier et Menard, 1986).

Le raccourcissement intra-socle, lié à la tectonique cassante en chevauchement, produirait ainsi un épaissement de la croûte et une flexion importante du Moho.

Une autre hypothèse consiste à déformer la croûte dans sa partie inférieure, de manière ductile, compte-tenu de son comportement rhéologique possible (Fig. V-1) en particulier sous les Massifs Cristallins Externes là où la courbure de la flexion pourrait permettre une telle déformation.

L'épaississement de la croûte inférieure litée dans cette région, passant de 2 à 4 s (temps double) pourrait en être la matérialisation, ainsi que les zones litées pentées Nord-Ouest Sud-Est traversant la croûte inférieure et remontant jusqu'au niveau intermédiaire de la croûte (4 à 6 s temps double) depuis le Jura jusqu'aux massifs des Bornes (Truffert et al., 1989).

C'est à partir de ce massif que la flexion a été expliquée avec une rigidité apparente plus faible. Il est alors tentant d'attribuer cette chute de rigidité à l'intervention de plus en plus importante du comportement ductile en profondeur (épaississement du niveau crustal profond lité) et du comportement fragile (à l'exemple du chevauchement frontal de Belledonne, des accidents médians de Belledonne, etc...).

Pour illustrer cette diminution nous reprendrons l'exemple théorique de Mac Nutt et al. (1988), d'une plaque élastique d'épaisseur T_e dans laquelle on insert un découplage à $T_e/2$, cas de la croûte inférieure dans les conditions de courbure en flexion adéquate. On montre aisément que pour une même courbure l'épaisseur élastique apparente est seulement 63 % de l'épaisseur T_e .

L'épaisseur crustale dans la partie interne de la chaîne ne peut être expliquée ni avec un modèle de plaque élastique, ni avec une compensation locale.

La modélisation réalisée montre clairement les limites du modèle élastique et ce d'autant plus que le modèle calculé rend compte d'une flexion pour une croûte d'épaisseur initiale uniforme, alors que l'on sait, depuis de nombreuses années, que la plaque européenne a été le siège d'une subsidence importante au mésozoïque en relation probable avec un amincissement crustal. L'écart entre nos modèles et le Moho observé est donc minimum vis-à-vis des hypothèses acceptées.

Des conclusions semblables sont obtenues pour la chaîne pyrénéenne, où un fort épaissement crustal dissymétrique est observé (Torné et al., 1989 ; Daignières et al., 1989). Il est donc nécessaire d'utiliser des modèles de déformation plus complexes que les modèles élastiques pour simuler la déformation.

Chery et al. (1989) distinguent une stratification rhéologique comportant une partie supérieure élasto-plastique rendant compte du comportement fragile, une partie médiane élasto-visco-plastique dépendant de la température pour décrire la déformation ductile de la croûte, une partie inférieure élasto-visco-plastique dépendant de la température. Cette rhéologie doit être nécessairement couplée avec un modèle thermique.

Ces auteurs montrent que le raccourcissement s'opère essentiellement dans une zone d'intense déformation cisailante plastique créant une racine crustale qui s'enfonce profondément dans le manteau. L'épaississement crustal est réalisé dans la croûte inférieure et atteint un facteur 2.

Le modèle aboutit, compte-tenu des viscosités de la croûte inférieure et des contrastes de viscosités latéraux dans le manteau supérieur, à un chevauchement de niveaux mantelliques et en conséquence à une indentation crustale.

Une autre conclusion importante de ces travaux réside dans le rôle fondamental de l'énergie élastique contenue dans le manteau supérieur. Le comportement élastique de cette zone joue un rôle important dans la réponse en flexion des modèles que ces auteurs proposent. En terme de plaque élastique pure on comprend alors pourquoi la rigidité peut diminuer en direction des zones internes sous les Alpes, étant donné le rôle probablement important de la plastification dans les zones profondes de la chaîne.

La déformation crustale ductile est probablement liée aux conditions de profondeurs atteintes par la croûte européenne (50 à 60 km) et indirectement attestée par les paléotempératures estimées sur les roches métamorphiques de la zone interne (750°, $30 \cdot 10^8$ Pa. pour Dora-Maira et 550°, 15 à $20 \cdot 10^8$ Pa. pour le Grand Paradis) dans des conditions de subduction continentale précoce (Chopin, 1987).

CONCLUSIONS

La flexion de la plaque européenne est expliquée par l'empilement et le chargement des différentes unités crustales et mantelliques impliquées dans le processus de collision. Le modèle de plaque élastique constitue une première approximation du comportement rhéologique de la lithosphère à condition de diminuer la rigidité sous les zones les plus déformées de la chaîne. La faible flexion observée sous la zone interne et l'impossibilité de rendre compte de la forte profondeur du Moho, permettent d'invoquer aussi le comportement fragile et ductile de la croûte et du manteau comme mécanisme de déformation principal des parties internes de la chaîne.

CONCLUSIONS

VI- C O N C L U S I O N S

L' acquisition de données gravimétriques nouvelles sur les Alpes Occidentales et les interprétations géologiques, qui ont été réalisées en utilisant conjointement les résultats des autres méthodes géophysiques mis en oeuvre lors du programme ECORS-CROP dans cette chaîne, ont permis de préciser plusieurs points.

o Sur le plan méthodologique :

Nous avons pu quantifier l'erreur maximum commise sur les valeurs d'anomalies de Bouguer et ceci principalement à cause des incertitudes sur la détermination des corrections de relief très importantes dans les régions montagneuses. Après une étude statistique sur plus de 1000 stations, nous observons que ces incertitudes n'atteignent que très rarement $4 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ en restant le plus souvent inférieures à $2 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ et par conséquent conviennent bien à l'étude régionale de la chaîne.

Ce travail de méthodologie, couplé à des travaux analogues sur d'autres chaînes de montagnes (de Cabissole, 1989), fournira une base de référence pouvant se révéler fort utile lors d'acquisitions gravimétriques futures, mais également dans l'interprétation de données gravimétriques dans de tels contextes.

o Sur le plan cartographique :

- Ce travail a permis de compléter le manque de données sur les zones de haut relief et de rendre possible la réalisation d'une carte d'anomalie de Bouguer à l' échelle de la partie occidentale de chaîne avec la précision décrite ci-dessus,

- d'autre part, d'acquérir une densité de stations suffisante à l'élaboration de plusieurs coupes gravimétriques en densité : le long du profil ECORS-CROP en sismique réflexion verticale, mais également suivant des profils parallèles à ce dernier.

La carte d'anomalies de Bouguer, outre le fait qu'elle constitue le résultat d'une synthèse internationale, dont les données originelles, homogénéisée dans un système cohérent, a mis en valeur l'existence du couple d'anomalie négatif-positif ainsi que la cylindricité des structures profondes de la chaîne.

o Sur le plan de la modélisation :

L'utilisation conjointe des différentes données sismiques (sismique grand angle, sismique réflexion verticale) et des données gravimétriques et magnétiques constitue un très bon outil d'interprétation géologique. Elle a permis d'aborder la structure de la chaîne avec des approches différentes.

- La sismique réflexion verticale (écoute longue) a permis de définir des zones de caractères sismiques différents (zones litées ou zones transparentes).
 - La sismique réflexion grand angle et la gravimétrie ont permis d'établir la coupe en profondeur dans laquelle s'inscrivent les différents domaines mis en évidence par la sismique réflexion verticale (écoute longue).
- o Pour la part du travail qui nous a été confiée, la modélisation gravimétrique a permis de tester :
- les lois de vitesse proposées par les sismologues pour interpréter leurs données en terme de profondeur,
 - les différents modèles géologiques élaborés à partir de des données sismiques, magnétiques, géologiques et d'extrapoler des informations là où ces données étaient trop peu précises.

Les principales informations apportées par les coupes en densité (chapitre IV) sont les suivantes :

- Les Alpes Occidentales sont construites suivant un mode d'accrétion continentale impliquant des écailles de manteau supérieur.

Ce point avait déjà été mis en avant lors d'études gravimétriques et sismiques antérieures de la zone d'Ivrée (Ménard et Thouvenot, 1984).

Les modèles en densité apportent des réponses plus précises en particulier sur :

* La géométrie et la profondeur de l' écaille de manteau supérieur sous le massif de Sesia (corps d'Ivrée).

* Le rôle gravimétrique important de la croûte inférieure apulienne.

- L' extension de la racine crustale européenne jusque sous le domaine interne avec une profondeur maximale évaluée entre 55 à 60 km suivant les hypothèses initiales.

Un tel approfondissement a été expliqué par la déformation de la plaque européenne sous l'effet des charges chevauchantes. Si les modèles de flexion en plaque mince élastique constituent une première approximation de la déformation, l'exemple du profil ECORS-CROP montre aussi les limitations d' une telle approche mécanique dans les zones internes de la chaîne.

De ce point de vue, nous concluons que la structure profonde des Alpes Occidentales ne pourra être analysée dans le futur que par le biais de modèles thermo-mécaniques prenant en compte l'état thermique du milieu et des lois de comportement rhéologiques plus complexes que l'élasticité linéaire.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

AGIP (1983). Carta magnetica d'Italia. Anomalie del campo magnetico residuo. Scala 1:500000. *foglio B, San Donato Milanese.*

Airy G.B. (1855). On the compensation for the effect of the attraction of the mountain masses as disturbing the apparent astronomical latitude of station in geodetic surveys. *Philos. Trans. R. Soc. London, Serie B, Vol. 145,* pp. 101-104.

Albert G. (1974) Die magnetische anomalie der Ivreazone. *J. Geophys. ;* 40 : pp. 283-301.

Argand E. (1916). Sur l' arc des Alpes Occidentales. *Eclog. Geol. Helv.,* Vol XIV ,1 : pp.145-191.

Arisi Rota F. and Fichera R. (1987). Magnetic interpretation related to geomagnetic provinces : the Italian case history. *Tectonophysics, 39 :* pp.179-196.

ATLAS Gravimétrique du plateau suisse (1983). *Bull. n° 5 de l'Institut de Géophysique Appliquée, Université de Lausanne.*

Aubouin J. Blanchet R., Labesse B. et Worzniak J. (1977). Alpes Occidentales et Alpes Orientales : la zone de Canavese existe-t-elle ? *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr. 3 :* pp. 155-158.

Baird A.W. et Dewey J. F. (1986). Structural evolution thrust belts and relative plate motion : the upper Pennine Piemonte Zone of the Internal Alps, Southwest Switzerland and northwest Italy. *Tectonics, Vol. 5, N° 3 :* pp. 375-387.

Baker R. J. and Swain C. (1978). The isostatic compensation of East Africa, *Proc. R. Astron. Soc., Ser. A, 364 :* pp. 331-352.

- Bayer R., Carozzo M.T., Lanza R., Miletto M., Rey D.** (1989). Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seismic reflection profile through the Western Alps. *Tectonophysics*, 162 : pp. 203-218.
- Berckhemer H.** (1968). Topographie des "Ivrea-Körpers" abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 48, 1 : pp. 235-246.
- Bernouilli D., Caron C., Homewood P., Kölin O., Van Stuivenberg J.** (1979). Evolution of the continental margin in the Alps. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* ; 59 : pp. 165-170.
- Bernouilli D., Weissert H.** (1985). Sedimentary fabrics in Alpine Ophiolites, South Pennine Arosa Zone, Switzerland. *Geology*, 13 : pp. 755-758.
- Biju-Duval B., Dercourt T. and Le Pichon X.** (1977). From the tethys ocean to the mediterranean seas : a plate tectonic model of the evolution of Western Alpine System. In *Biju-Duval et Montadert* : structural history of the Mediterranean bassins, Paris, Technip. : pp. 1-12.
- Boccaletti M., Elter P. et Guazzone G.** (1971). Plate tectonics model for the development of the Western Alps and Northern Apennines. *Nature*, 234: pp. 108-111.
- Bodinier J.L., Guiraud M., Dupuy C., Dostal J.** , (1986). Geochemistry of basic dykes in Lanzo Massif (Western Alps) : Petrogenetic and geodynamic implications ; *Tectonophysics*, 128 : pp. 77-95.
- Cabissole (de) B.**, (1989). Apport des données gravimétriques à la connaissance de la chaîne des Pyrénées le long du profil ECORS. *Thèse Université Montpellier II*, 150 pages..
- Caby R., Kienast J.R. et Saliot P.** (1978). Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes Occidentales. *Rev. Geol. Dyn. Géogr. Phy.*, 20, 4 : pp. 39-43.

- Carme F.** (1971). Données microstructurales pour une corrélation possible entre les massifs cristallins externes alpins et les Cévennes septentrionales. *C.R. Acad. Sc., Paris, Série D T. 273* : pp. 2038-2041.
- Carpena J. et Caby R.** (1984). Fission track evidence for late triassic oceanic crust in the french occidental Alps ; *Geology*, 12 : pp. 108-111.
- Carozzo M.T., Chirenti A., Giada M., Luzio D., Margiotta D., Quarta T. and Zuani F.** (1981). Carta Gravimetrica d'Italia : Tectichee automatiche per la sua realizzazione. *Atti I Convegno GNGTS, CNR, Roma*, pp. 131-140.
- Carozzo M.T., Chirenti A., Luzio D., Margiotta C., Pedone M. and Quarta T.** (1985). Carta Gravimetrica d'Italia : Stato dei lavori. *Atti VI Convegno GNGTS, CNR, Roma*, pp: 673-684.
- Cassano E., Salvaderi R., Cappelli V.** (1981). Carta aeromagnetica d'Italia. Notizie sul rilievo programma di Pubblicazione. *AGIP, San Donato Milanese* : 18 pages.
- Cassano E., Anelli F. Fichera R. and Capelli V.** (1986). Pianura Padana : Interpretazione integrata di dati geofisici e geologici. *73th Congr. Soc. Geol. Ital.*, 27 p.
- Cassano E., Fichera R. and Arisi Rota F.** (1986). Rilievo aeromagnetico d'Italia : alcuni risultati interpretativi. *Atti V Convegno GNGTS, CNR, Roma*, pp. 939-962.
- Cazes M., Burg J. P., Truffert C., Bayer R., Damotte B., Rey D.** (1989). Structures profondes sous le Jura et la Bresse : Contraintes sismiques et Gravimétriques le long du profil ECORS BRESSE-JURA. *Mémoire Soc. Geol., Fr.,It. , Suisse* ; Vol. ECORS-CROP-NRP ; in press.
- Chery J.** (1988). modelisation thermo-mécanique de la déformation lithosphérique intra-continentale. *Documents et travaux du Centre Géologique et Géophysique de Montpellier*, n° 21, 192 pages.

Chopin C. (1987). Very high pressure metamorphism in the Western Alps : implications for subduction of continental crust. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A321 : pp. 183-197.

Chopin C., Monié P. (1984). A unique magnesiochloritoïd-bearing high-pressure assemblage from the Monté Roso, Western Alps : Petrologie and Ar40/Ar39 radioactive study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 87 : pp. 388-398.

Choudhury M., Giese P. and de Visintini G. (1971). Crustal structure of the Alps : some general features from explosion seismology. *Bull. geofis. Teor. Appl.*, XIII, 51-52 : pp. 211-240.

Choukroune P., Balleve M., Cobbold P., Gautier Y., Merle O. and Vuichard J.P. (1986). Deformation and motion in the Western Alpine Arc. *Tectonics*, 5, 2 : pp. 215-226.

Closs H. and Labrouste Y. (Editors) (1963). Groupe d'Etudes des Exploitations Alpines. *Mémoire collectif. Année Géophysique Internationale*, XII, 2, CNRS, Paris.

Compagnoni R. (1977). The Sesia-Lanzo Zone : High Pressure-Low Temperature metamorphism in the Austroalpine continental margin ; *Rend. Soc. It. Min. Petr.* , 32 : pp. 97-111.

Coron S. (1963). Aperçu gravimétrique sur les Alpes Occidentales. Année Géophysique internationale, *Mémoire collectif. Année Géophysique Internationale*, XII, 2, CNRS, Paris.

Coron S., Guillaume A. (1968). Sur les relations de la zone d'Ivrée avec ses bordures. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 48, 1 : pp. 285-292.

Daignières M., de Cabissole B., Gallart J., Hirn A., Surinach E., Torné M. and ECORS Pyrénées team (1988). Geophysical constraints on the deep structure along the ECORS Pyrénées line. *Tectonics* (in press).

Dal Piaz G.V., Hunziker J.C. et Martinotti G. (1972). La zona Sesia-Lanzo e la evoluzione tectonico-metamorfica delle Alpi Occidentali interne. *Mem. Soc. Geol. It.* 11 : pp. 433-460.

- Dal Piaz G.V.** (1974). Le métamorphisme alpin de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique Alpino-Apennique. *Bull. Soc. Géol. It.* 11 : pp. 433-446.
- Debelmas J.** (1975). Les Alpes et la théorie des plaques. *Rev. Geol. Dyn. Géogr. Phys.*, 17, 3 : pp. 195-208.
- Debelmas J.** (1977). Deux coupes transversales des Alpes Franco-Italiennes. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 56 : pp. 561-665.
- Davy Ph., Gillet Ph.** (1986). The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. *Tectonics*, Vol. 5, n° 6 : pp. 913-929.
- Dewey J.F., Pitman N.C., Ryan W.B. and Bonnin J.** (1973). Plate tectonic and the evolution of the Alpin system. *Géol. Soc. Am. Bull.* 84 : pp. 3138-3180.
- Dorman L. M., Lewis B. T. R.** (1970). Experimental isostasy 1 : Théory of the determination of the Earth's isostatic response to a concentrated load. *J. Geophys. Res.*, Vol. 75, 17 : pp. 3357-3365.
- Ellenberger F.** (1958). Etude géologique du pays de Vanoise (Savoie), *Thèse ; Université de Paris* , 545 p. - France -
- European Geotraverse** (1985, Février). *Second E.G.T. workshop*, the southern segment, Venice, 7-9 : publié avec l'aide de la Commission des Communautés Européennes.
- Frisch W.** (1979). Tectonic propagation and plate tectonic evolution of the Alps. *Tectonophysics*, 60 : pp. 121-139.
- Frechet J.** (1978). Sismicité du Sud-Est de la France et une nouvelle méthode de zone sismique. *Thèse 3ème cycle, Grenoble.*
- Froidevaux P., Guillaume A.** (1973). Carte de l'intensité totale du champ magnétique des Alpes Liguro-Piémontaises. *Arch. Sc. Genève* ; 26 : pp. 133-136

Giese P. (1968). Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone. Ein Vergleich verschiedener seismischer Interpretationen und der Versuch einer petrographisch-geologischen Deutung. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 48, 1 : pp. 261-284.

Giese P. Prodehl C. (1976) : main features of crustal structures in the Alps. In *P. Giese, C. Prodehl and A. Stein (Editors)*, Explosion Seismology in Central Europe. Springer, Heidelberg : pp. 347-375.

Gillet Ph., Davy Ph., Ballèvre M., Choukroune P. (1985). Thermo-mechanical evolution of a collision zone : example of the Western Alps, *Terra Cognita*, 5 : pp. 399-404.

Goetze C. et Evans B. (1979). Stress and Temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rocks mechanics, *Geophys. J. R. astron. Soc.* , 59 : pp. 463-478.

Goffé B. et Velde B. (1984). Contrasted metamorphic evolutions in thrust cover units of the Briançonnais Zone (French Alps) : A model for the conservation of HP - LT metamorphic assemblages. *Earth and Planet. Sc. Let.*, 68 : pp. 351-360.

Goguel J. (1968). La zone d'Ivrée au sens géophysique et ses rapports avec l'arc des Alpes Occidentales. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 48/1 : pp. 228-234.

Graciansky P.C., Lemoine M. (1980). Paléomarges de la Tethys dans les Alpes Occidentales : du Massif Central français aux ophiolites Liguro-Piémontaises. *Géologie Alpine*; 56 : pp.119-147.

Graciansky P.C., Lemoine M. (1988). Early Cretaceous extensional tectonics in the South-Western French Alps : a consequence of North Atlantic rifting during Tethyan spreading. *Bull. Soc. Geol. France*, t IV, n° 5 : pp. 733-737.

Guillaume A. et Guillaume S. (1979). New gravity maps for occidental Alps. *Travaux Lab. Tectonophysique Paris* II/21.

Guillaume A. (1980). Tectonophysics of the Western Alps. *Eclogae. Geol. Helv.* Vol. 73/2 : pp. 425-436.

Hall J. (1986) The physical properties of layered rocks in deep continental crust , in *Dawson J.B., Carswell D.A., Hall J. and Wedepohl K.H. Edt. ; The nature of the lower continental crust; Geol. Soc. of London; Special Publication 24: pp. 51-62.*

Hall J., Ali M. (1985) Shear waves in a seismic survey of Lewisian basement : an extra control on lithological variation on porosity ; *Geol. Soc of London , Journal, V. 142 : pp.149-155.*

Hayford J.J. and Bowie W. (1912). The effect of topography and isostatic compensation upon the intensity of gravity. *U.S. coast and Geod. survey* (U.S.C.G.S.) special publication n° 10.

Hirn A. (1980). Le cadre structural profond d'après les profils sismiques. In *A. Autran et J. Dercourt, Editors : Evolution géologique de la France, 26ème congrès Géol. Int., Coll. C7, Mém. BRGM Fr., 107 : pp. 34-39.*

Hirn A., Poupinet G., Wittlinger G., Gallart J. and Thouvenot F. (1984). Teleseismic prospecting of lithospheric contrasts beneath the Pyrénées and Alps ; *Nature, Vol. 308 : pp. 531-533.*

Hirn A., Nadir S., Thouvenot F., Nicolich R., Pellis G., Scarascia S., Tabacco I., Castellano F. and Merlanti F. (1989). Mapping the moho of the Western Alps by wide-angle reflection seismics ; *Tectonophysics, 162 : pp. 1193-202.*

Hunziker J.C. (1974). Rb-Sr and D-Ar age determinations and the Alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 31 : pp. 1-55.*

Jaillard E. (1985). Evolutions sédimentaire et paléotectonique de la zone Briançonnaise de Vanoise Occidentale (Alpes Occidentales Françaises). *Géologie Alpine; Tome 61 : pp. 85-114.*

Kaminski W., Menzel H. (1968) : Zur deutung der Schwereanomalie des "Ivrea-Körpers". *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.* 48/1 : pp. 255-260.

Karner J.D. and Watts A.B. (1983). Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *J. Geophys. Res.* 88 : pp. 10449-10477.

Kirby S. H. (1983). Rheology of the lithosphere. *Rev. Geophys. (Space Phys.)*, 21 : pp. 1458-1487.

Kirby S. H. et Kronenberg A. K. (1987). Rheology of the lithosphere : Selected topics. *Rev. Geophys.* , 25 : pp. 1219-1244.

Klingelé E. (1972). Contribution à l'étude gravimétrique de la Suisse Romande et des régions avoisinantes. *Matériaux pour la géologie de la Suisse*. Géophysique n° 15.

Klingelé E., Olivier R. (1980). La nouvelle carte gravimétrique de la Suisse (Anomalies de Bouguer).. *Beiträge zur Geologie des Schweiz*, N° 20, 96 p.

Klingelé E. (1986). La cartographie aéromagnétique de la Suisse. *Commission Suisse de Géophysique*, rapport interne.

Lacassin R. (1989). Plate scale kinematics and compatibility of crustal shear zones in the Alps. in *Alpine Tectonics (Special publication)*, (in press), Geol. Soc. London.

Lagabriele Y., Polino R. (1988). Un schéma structural du domaine des schistes lustrées ophiolitifères au Nord-Ouest du Massif du Mont Viso (Alpes Sud Occidentale) et ses implications. *C. R. Acad. Sci. Paris.* ; t. 306 , serie II : PP. 921-928.

Lanza R. (1975). Profili magnetici e di gravità nelle Alpi Occidentali. *Riv. It. Geof. Sci. Aff.*, II, 2 : pp. 175-183.

Lanza R. (1982). Models for interpretation of the magnetic anomaly of the Ivrea body. *Géologie alpine*. Tome 58, 1982 : pp. 85-94.

La Porte M. (1962). Elaboration rapide de cartes gravimétriques déduites de l'anomalie de Bouguer à l'aide d'une calculatrice électronique. *Géoph. Props.* Vol. 10 : pp. 238-257.

Laubscher H.P. (1974). Basement uplift and decollement in the molass basin. *Eclog. Geol. Helv.*, 67 : pp. 531-537.

Laubscher H.P. and Bernouilli D. (1982). History and deformation of the Alps. in "mountain-building processus". *Hsü Edt. Academic Press* : pp. 169-180.

Laubscher H.P. (1972). Some overall aspects of the Jura dynamics. *Am. J. Sci.*; 272 : pp. 169-180.

Laubscher H.P. (1988). Material balance in Alpine orogeny. *Geol. Soc. of America. Bull.* Vol. 100 : pp. 1313-1328.

Lemoine M. (1984). Dans "les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France", *Masson Ed.*, Paris : pp. 155-248.

Lemoine M. et Trümpy R. (1987). Pre-oceanic rifting in the Alps. *Tectonophysics* ; 133 : pp. 305-320.

Le Mouel J.L. (1969). Sur la distribution des éléments magnétiques en France. *Thèse d'Etat Univ. Paris VI*, 153 p.

Levallois J. J. (1988). La place de la gravimétrie dans la géodesie. *Bureau Gravimétrique International, Bull. Info.* N°62 : pp.143-159.

Lewis B. T. R., Dorman L. M. (1970). Experimental isostasy 2 : An isostatic model for the U.S.A. derived from gravity and topographic data. *J. Geophys. Res.*, Vol. 75, 17 : pp. 3367-3386.

Lowrie W. (1986). Paleomagnetism and the Adriatic promontory : A reappraisal ; *Tectonics* , Vol. 5 , N° 5 : pp. 797-807.

Lyon-Caen H. and Molnar P. (1983). Constraints on the structure of the Himalaya from an analysis of gravity anomalies and on flexural model of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 88 : pp. 8171-8191.

Lyon-Caen H. and Molnar P. (1989). Constraints of deep structure and dynamic processes beneath the Alps and adjacent regions from an analysis of gravity anomalies. *Soumis à Geophys. J. en Mars 1988.*

Mac Nutt M. (1980). Implications of regional gravity for state of stress in the Earth's crust and upper mantle. *J. Geophys. Res.* Vol. 85, n° B11 : pp. 6377-6396.

Mac Nutt M. et Ménard H. W. (1982). Constraints on yield strength in the oceanic lithosphere derived from observations of flexure. *Geophys. J. Roy. astron. Soc.*, 71 : pp. 363-394.

Mac Nutt M., Diament M., Kogan M.G. (1988). Variations of elastic plate thickness at continental thrust belts. *J. Geophys. Res.* Vol. 93, n° B8 : pp. 8825-8838.

Mattauer M., Tapponier P. (1978). Tectonique des plaques et tectonique intra-continentale dans les Alpes Franco-Italiennes. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 287 : pp. 899-902.

Mattauer M., Malavieille J. et Monié P. (1987). Une coupe lithosphérique des Alpes Franco-Italiennes dans l'hypothèse où Sesia n'est pas d'origine Sud-Alpine. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 304, 1 : pp. 43-47.

Ménard G. (1979). Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France, implications géodynamiques. *Thèse 3ème cycle*, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 178 p.

Ménard G. (1988). Structure et cinématique d' une chaîne de collision : Les Alpes Occidentales et Centrales. *Thèse d' Etat* ; Université Scientifique et Médicale de Grenoble.

- Ménard G. and 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. Fr.*, (7), XXVI, 5, pp. 875-884.
- Ménard G. and Thouvenot F. (1987). Coupes équilibrées crustales : Méthodologie et application aux Alpes Occidentales. *Geodinamica Acta*, (Paris), 1 : pp. 35-45..
- Ménard G. et Frechet J. (1988). Mécanismes au foyer des séismes des Alpes Occidentales et modèle de déformation actuelle de la chaîne. *Soumis à E.P.S.L.*
- Miller H., Mueller S., Perrier G. (1976). Structure and dynamics of the Alps. A geophysical inventory. *Tectonique* : pp. 175-202.
- Milnes A.G. (1978). Structural zones and continental collision, Central Alps. *Tectonophysics* ;47 : pp. 369-392.
- Monié P. (1985). La méthode $30 \text{ Ar} / 40 \text{ Ar}$ appliquée au métamorphisme alpin dans le massif du Mont Rose (Alpes Occidentales). Chronologie détaillée depuis 110 M.a.. *Eclog. Geol. Helv.*, 78, 3 : pp. 487-516.
- Morrelli C. , Union Géodesique et Géophysique Internationale. (1974). The international gravity standardization net 1971 (IGSN71). *Bureau Central de l' Association Internationale de Géodésie*. Publication Spéciale N°4, Paris.
- Mouge P. and Galdéano A. (1989a). Benefits of the compilation of aeromagnetic surveys to the southern segment of the European Geotraverse Project. , *EUG V, Strasbourg* 1989.
- Mouge P. and Galdéano A. (1989b). Magnetic mapping of the Western Alps : compilation and geological implications (in preparation).
- Mugnier J. L., Viallon P. (1986). Deformation and displacement of the Jura cover on its basement. *J. Struct. Geol.*, Vol. 8, N° 3/4: pp. 373-387.

Nadir S. (1988). Structure de la croûte continentale entre les Alpes Occidentales et les Alpes Ligures et Ondes S dans la croûte continentale à l'Ouest du Bassin de Paris. *Thèse de doctorat*. Université Paris VII.

Nafe S. E., Drake C. L. (1963). Physical properties of marine sediments. In the Sea, *Mac Graw Hill Ed.*, 3 : pp. 794-815.

Nicolas A., Polino R. Hirn. A, Nicolich R. and ECORS-CROP Working Group. (1989). ECORS-CROP traverse and deep structure of the Western Alps. *Mémoire Soc. Geol. Fr. , It. Suisse*; Vol. ECORS-CROP-NRP ; in press.

Nicolas A., Hirn. A, Nicolich R., Polino R. and ECORS-CROP Working Group. (1989). Lithospheric wedging in the Western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse. *Geology*; In press.

Niggli E. (1946). Über den Zusammenhang Zwischen der positiven Schwereanomalie am Südfuss der Westalpen und der Gesteinszone von Ivrea. *Ecl. Geol. Helv.* 39 : pp. 211-220.

Nunn J. A., Aires J. R. (1988). Gravity Anomalies and Flexure of the lithosphere at the middle Amazon Basin ; Brazil. *J. Geophys. Res.* , Vol. 93, N° B1 : pp. 415-428.

Ogier M. (1980). Liaisons Gravimétriques entre la France et les pays européens limitrophes. *Bureau Gravimétrique International, Bull. Info.* N° 46: pp. I.79-I.101.

Ogier M. (1983). Le réseau Gravimétrique Français (R.G.F. 83). *Rapport Interne B.R.G.M.* G.P.H. 82-96.

Perrier G. (1973). Structure profondes des Alpes Occidentales et du Massif Central Français. *Thèse d'état*, Paris.

Perrier G. (1979). La structure des Alpes Occidentales déduite des données géophysiques. *Ecl. Géol. Helv.* 73 : pp. 407-424.

Perrier G., Vialon P. (1980). Les connaissances Géophysiques sur le Sud-Est de la France : Implications Géodynamiques. *Géologie Alpine*; 56 : pp. 13-20.

Pfiffner O. A., Frei W., Finckh P., Valasek P. (1988). Deep seismic reflection profiling in the Swiss Alps : Explosion seismology results for line NFP 20- EAST., *Geology*, V 16 : pp. 987-990.

Philippot P. (1988). Déformation et éclogitisation progressives d'une croûte océanique subductée : le Monviso, Alpes Occidentales. Contraintes cinématiques durant la collision alpine. *Document et travaux du Centre de Géologie et Géophysique de Montpellier* n° 19 : 269 pages.

Platt J.P. (1986). Dynamic of orogenic wedges and the uplift of high pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.* ; 97 : pp. 1037-1053.

Platt J.P., Behrmann J.H., Cunningham P.C., Dewey J.F., Helman M., Parish M., Shepley M.G., Wallis S., Weston P.J. (1989). Kinematics of the Alpine Arc and the motion history of Adria. *Nature*; Vol. 337 : pp. 158-161.

Platt J.P. et Lister G.S. (1985). Structural history of high-pressure metamorphic rocks in the southern Vanoise Massif, French Alps, and their relation to Alpine Tectonic events. *J. Struc. Geol.* 7, 1 : pp. 19-35.

Polino R., Nicolas A., Hirn A., Nicolich R. ans the ECORS-CROP team (1989). The ECORS-CROP seismic reflection profile across the Western Alps from Belledonne to Monferrato , *Bull. Soc. Geol. Fr.* , (in press).

Pratt J.H. (1855). On the attraction of the Himalyan mountains and of the elevated regions beyond them, upon the plumb line in India. *Philos. Trans. R. Soc. London. Série B*, Vol. 145 : pp. 53-100.

Rapport d'implantation du profil "Structure profonde des Alpes" ECORS-CROP (1986-1987).

Rey D., Quarta T., Mouge M., Miletto M., Lanza R., Galdeano A., Carozzo M.T., Armando E., Bayer R. (1989). Gravity and aeromagnetic maps on the Western Alps : Contribution to the knowledge on the deep structures along the ECORS-CROP seismic profile. *Mémoire Commun Soc. Geol. Fr. , Ital, Suisse*; Vol. ECORS-CROP-NRP ; in press.

Rothé J.P. (1941). Les seismes des Alpes Françaises en 1938 et la sismicité des Alpes Occidentales. *Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg*. T III, 3^o partie : pp. 1-105.

Royden L. (1988). Flexural behavior of a continental lithosphere in Italy : constraints imposed by gravity and deflection data. *J. Geophys. Res.* Vol. 93 n^o B7 : pp. 7747-7766.

Rubie D.C. (1984). A thermal-tectonic model for H.P. metamorphism and deformation in the Sesia-Lanzo zone, Western Alps. *J. Geol.*, 92 : pp. 21-36.

Saussure (de) H. B., (1779-1796). Voyage dans les Alpes précédé d' un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève. 4 Vol., Genève.

Schmid S.M., Aebli H. R., Zingg A. (1989). the role of Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. *Geol. Soc. of London (Special publication)*, (in press).

Setto I., Messner r. (1987). Support from gravity modelling for seismic interpretation. *Annales Geophysicae*, 5B(4) : pp. 389-394.

Sheffels S.B., Mac Nutt M. (1986). Role of subsurface loads and regional compensation in the isostatic balance of a transverse ranges, California : evidence for intracontinental subduction. *J. Geophys. Res.*, Vol. 91, n^o B6 : pp. 6419-6431.

Steck A. (1984). Structures de déformation tertiaires dans les Alpes Centrales (transversales Aar - Simplon - Ossola). *Eclog. Geol. Helv.* 77, 1 : pp. 55-100.

Symposia "Zone Ivrea-Verbano" (1968) *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 48/1 .

Symposia Geotraverse Basel-Chiasso (1976). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 56/3.

Torné M., de Cabissole B., Bayer R., Casas A., Daignières M. and Rivero A. (1988). Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS Profile. *Tectonophysics* (in press).

Thouvenot F., Perrier G. (1980). Seismic evidence of a crustal overthrust in the Western Alps. *Pure Appl. Geophys.* 119 : pp 163-184.

Thouvenot F. Ansorge J., and Eva C. (1985). Deep structure of the Western Alps : New constraints from the EGT-S 1983 seismic experiment. *2th EGT workshop, European Science Fondation* : pp. 109-114.

Thouvenot F., Senechal G., Hirn A. and Nicolich R. (1989). ECORS-CROP wide-angle reflection seismics : constraints on deep interfaces beneath the Alps. *Mémoire Soc. Geol. Fr., It, Suisse* ; Vol. ECORS-CROP-NRP ; in press.

Tricart et Lemoine M. (1983). Serpentinite oceanic bottom in the South Queyras ophiolites (French Western Alps) : record of the incipient oceanic spreading of the mesozoic Ligurian Tethys. *Eclog. Geol. Helv.* ; 76 : pp. 611-629.

Truffert C., Burg J. P., Cazes M., Bayer R., Damotte B., Rey D. (1989). Structures profondes sous le Jura et la Bresse : Contraintes sismiques et Gravimétriques le long du profil ECORS BRESSE-JURA. *Mémoire Commun Soc. Geol. Fr., It. Suisse* ; Vol. ECORS-CROP-NRP ; in press.

Trümpy R. (1980). Geology of Switzerland. Basel, Switzerland, *Wepf and Co.* : 104 pages.

Vecchia O. (1968). La zone Cuneo-Ivrea-Locarno, élément fondamental des Alpes. Géophysique et Géologie. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* , 48, 1, pp. 215-225.

Vilotte J.P., Madriaga R., Daignières M., Zienkiewick O. (1986). Numerical study of continental collision : influence of buyoancy forces and initial stiff inclusion. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 84 : pp. 279-310.

Wagner J.J., Klingelé E. and Mage R. (1984). Regional geomagnetic study of the Southern border of the Western Alps - The Ivrea body : In J.J. Wagner and St. Mueller, Editors : Geomagnetic and Gravimetric studies of the Ivrea-Zone. *Beiträge zur Geologie der Schweiz*, 21 : pp. 21-29.

Watts A. B. et Cochran J. R. (1974). Gravity anomaly and flexure of the lithosphere along the Hawaiian - Emperor seamont chain, *Geophys. J. Roy. astron. Soc.* , 38 : pp. 119-141.

Watts A. B. et Talwani M. (1974). Gravity anomaly seaward of deep sea trenches and their tectonic implications, *Geophys. J. Roy. astron. Soc.* , 36 : pp. 57-90.

Watts A. B., Bodine J. H., Steckler M. S. (1980). Observation of flexure and the state of stress in the oceanic lithosphere , *J. Geophys. Res.*, 85 , N° B11 : pp. 6369-6376.

Watts A. B., Karner G. B., Steckler M. S. (1982). Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins. *Philos. Trans. Roy. Soc. London* , Ser. A, 305 : pp. 249-281.

Wollard G.P. (1979). The new gravity system : changes in international gravity base values and anomaly values. *Geophysics*, Vol. 44, n° 8 : pp. 1352-1366.

ANNEXES

ANNEXE I**LES SYSTEMES GRAVIMETRIQUES****A - LES RESEAUX DE REFERENCE**

Un système gravimétrique est un ensemble de stations cohérentes entre elles, reliées les unes aux autres avec précision, qui peut et doit servir de référence à des mesures d'interpolations.

Le premier système ainsi défini fut le système de Vienne adopté en 1900 et basé sur le point fondamental de l'Institut Géographique Militaire Impérial de Vienne : $g = 980876,0 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

Cette valeur est la moyenne de mesures absolues exécutées à Vienne et Munich avec liaison relative. Les principales capitales européennes y étaient rattachées.

En 1911, le système de Postdam lui succéda.

Ce dernier apportait aux valeurs de Vienne une correction moyenne de -16 à $-20 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$. Il était basé sur la mesure absolue de 1906, base à laquelle, après la première guerre mondiale, s'étaient rattachés les principaux laboratoires qui, à leur tour, développèrent leur propre réseau. L'emploi systématique du gravimètre à partir des années 1935 engendra une prolifération de petits levés locaux qui ne tardèrent pas à révéler en leurs points communs des discordances dues à leur rattachement à des systèmes quasi indépendants, la fiabilité des instruments étant faible.

Un système international permettant l'unification des levés s'imposait donc. La Commission Gravimétrique Internationale, au cours de ses réunions, mit sur pied un plan mondial d'observation et de calcul assurant la cohérence générale d'un réseau de premier ordre comprenant, outre les stations réparties dans le monde entier, un certain nombre de bases d'étalonnage en interconnection, et appuyé sur des mesures pendulaires soignées et sur de très bonnes mesures au gravimètre.

L'homogénéité d'ensemble était assurée par un certain nombre de compensations, en Europe en particulier, mais la juxtaposition des liaisons nouvelles n'était pas sans mettre en évidence des discordances gênantes que des ajustements partiels résorbaient mal.

Un nouveau système international permettant d'homogénéiser toutes ces bases devenait indispensable.

Le système I.G.S.N. 1971 International Gravity Standardization Net, établi pour l'Association Internationale de Géodésie par un groupe de travail réunissant les Etats-Unis, le Canada, l'Italie, la Finlande, est considéré à l'heure actuelle comme le plus homogène des réseaux de premier ordre de valeurs de pesanteur.

Il s'appuie sur le réseau élaboré depuis 1953 par l'Association Internationale de Géodésie, soit environ 25000 observations reliant 473 stations fondamentales réparties à travers le monde.

Les mesures les plus fiables réalisées par les appareils pendulaires, un très grand nombre de liaisons avec les meilleurs gravimètres, et 10 stations absolues observées avec les meilleurs dispositifs, assurent l'homogénéité, l'échelle et le calage absolu du réseau qui a été calculé en un seul bloc. Les valeurs des bases principales réoccupées (de Postdam en IGSN 71) de par le monde montrent un écart moyen de $14,8 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$ (Woolard, 1979).

B - LES SURFACES DE REFERENCE

Les principales équations de la gravimétrie, ayant comme coefficients des dimensions terrestres, contiennent des rapports tels que, par exemple, l'aplatissement dans les formules de Clairaut ou dans d'autres expressions analogues, et en donnent d'excellentes valeurs de G théorique expérimentales.

Mais si la formule de Stockes contient le rayon terrestre en facteur, une variation de 1 Km sur ce rayon ne varierait l'altitude du géoïde que de quantités pratiquement incontrôlables.

On ne peut donc pas compter sur la gravimétrie pour fixer le demi-grand axe d'un sphéroïde de référence. C'est pourquoi, depuis la fin du XIXème siècle, lorsque les mesures de pesanteur étaient multipliées, les géodésiens déterminaient par triangulation, les dimensions métriques de la référence et, par mesure de G, les quantités liées à l'aplatissement et aux propriétés dynamiques.

Ainsi, le géodésien allemand Helmert réalisa la synthèse complète des données métriques et gravimétriques de son époque après réduction des valeurs de G ont il disposait. Il obtint en 1901 la formule suivante décrivant un ellipsoïde de référence :

$$G_{th} = 978046 * (1 + 0,005302 \sin^2 \phi - 0,000007 \sin^2 2\phi) * 10^{-5} \text{ m/s}^2$$

avec un rapport d'aplatissement de 1/298,2.

avec ϕ = Latitude

Le système de Vienne utilisa cette formule, puis en 1909 Helmert la réactualisa :

$$G_{th} = 978030 * (1 + 0,005302 \sin^2 \phi - 0,000007 \sin^2 2\phi) * 10^{-5} \text{ m/s}^2$$

Toutefois cette formulation ne faisant pas l'unanimité internationale, l'Association Internationale de Géodésie adopta en 1924 l'ellipsoïde de référence de Hayford de rapport d'aplatissement 1/297,0 et de demi-grand axe 6378388 mètres.

La formule dite "de Cassini" lui fut adjointe en 1931.

$$G_{th} : 978049 * (1 + 0,0052884 \sin^2 \phi - 0,0000059 \sin^2 2\phi) * 10^{-5} \text{ m/s}^2$$

Cette formule restera très longtemps officielle et liée au système de référence gravimétrique de Postdam. Ce n'est qu'au début du lancement de satellites artificiels que toutes ces formulations devinrent partiellement caduques.

Le système I.G.S.N. 71 fut donc créé (Moscou, 1971) pour tenir compte de ces observations nouvelles, utilisant comme formule d'ellipsoïde de référence celle donnée par le G.R.S. 67 (Geodetic Referenc System - 1967).

$$G_{th} = 978032,7 * (1 + 0,0053024 \sin^2 \phi - 0,0000058 \sin^2 2\phi) * 10^{-5} \text{ m/s}^2$$

Toutefois les calculs de données gravimétriques en I.G.S.N. 71 se font toujours avec la formulation du G.R.S. 67.

Il faut cependant noter que la différence analytique entre la formulation d'ellipsoïde de référence de Cassini et celle adoptée par le G.R.S. 67 fait intervenir comme paramètre la latitude f de la zone investiguée.

$$G_{th30} - G_{th67} = (17,12 - 13,601749 * \sin^2 \phi - 0,0294421 * \sin^2 2\phi) * 10^{-5} \text{ m/s}^2$$

Ce point est très important puisque nous observons que les valeurs de G_{th} diffèrent de $17,12 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ à l'équateur et quelques $3 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ aux pôles.

Les valeurs intermédiaires sont trouvées pour les latitudes intermédiaires. Les écarts moyens entre les valeurs des bases du système dit de Postdam et celles des bases réoccupées lors de l'établissement de l'I.G.S.N. 71 (Woolard P. George - 1979) admettent des valeurs comprises entre :
- $13,5 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ et $15,8 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

Les écarts entre les valeurs des anomalies de Bouguer calculées en système Postdam et celles calculées en système I.G.S.N. 71 sont donc inférieurs à : $4 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

En France, cependant, à cause du morcellement des levés gravimétriques entre les années 1930 et 1960 et de l'adoption de bases parfois criticables et de gravimètres différemment étalonnés pour l'exécution de ces levés un réseau cohérent de bases ouvertes à partir des bases de Paris-Observatoire et de Toulouse-Observatoire a été créé par Bollo et Didoski en 1965.

Le but de ce travail était d'effectuer la compilation de toutes ces données en les réduisant à un seul et même système afin de réaliser une carte gravimétrique de la France (d'où le nom du réseau : C.G.F. pour Carte Gravimétrique de la France).

A la suite de l'adoption en 1971 du nouveau système gravimétrique international, Ogier réalisa en 1983, à la demande du Bureau Gravimétrique International, un réseau Français : le R.G.F. établi sur 6 bases

absolues à partir desquelles fut ouvert tout un maillage de bases de 1er et 2ème ordre (M. Ogier Réseau Gravimétrique Français R.G.F. - 1983).

Ce travail, conséquence directe de la percée exercée par la gravimétrie absolue de par le monde nous permet, et permettra dans l'avenir, de bénéficier de valeurs absolues de g pour chaque base utilisée, ce qui par la même nous affranchira de tout système de référence.

Il est à espérer que l'effort de réalisation et de continuation d'un tel réseau de bases gravimétriques absolues se maintienne offrant ainsi, aux géologues et aux géophysiciens, l'outil indispensable à la réalisation de travaux gravimétriques de synthèse parfaitement corrélables entre eux.

ANNEXE II**LES PROBLEMES LIES A L' ACQUISITION DE DONNEES GRAVIMETRIQUES EN ZONE DE FORT RELIEF.**

Il n'est pas dans notre intention de développer ici en détail toutes les étapes de l'acquisition et du traitement de données gravimétriques mais plutôt de rappeler certains points qui ont posé un problème durant notre étude et d'autres qui sont spécifiques à ce type de campagne en région montagneuse.

A- RAPPELS QUANT A L' ACQUISITION DE POINTS DE MESURES GRAVIMETRIQUES.

La conduite d'une mission d'acquisition de mesures du champ de pesanteur se fait, le plus couramment, à l'aide d'un gravimètre relatif mesurant un écart de valeurs entre la mesure en une station et une mesure faite en un lieu : la base, parfaitement repérée géographiquement, altimétriquement et dont G mesuré est connu.

Cette base doit être, au préalable, choisie suivant des critères d'accessibilité et d'immutabilité. En effet, celle-ci doit pouvoir être atteinte et surtout réoccupée durant la campagne mais aussi à l'occasion de relevés ultérieurs.

Il faut également qu'elle soit raccordée à un système gravimétrique cohérent en vigueur dans le reste du pays, voire à un niveau mondial, c'est-à-dire qu'une valeur du champ gravifique doit pouvoir y être définie rigoureusement.

Cette valeur peut être définie, soit à partir de plusieurs mesures relatives du champ de pesanteur par rapport à d'autres bases, soit à partir d'une série de mesures absolues de ce champ.

Ce dernier point est primordial si nous voulons utiliser d'autres levés en vue d'une synthèse.

Le réseau de bases qui sera utilisé lors de la campagne doit être défini en fonction de l'éloignement entre bases proximales.

Le temps de trajets entre elles ne doit pas excéder, si possible, trois heures pour des raisons inhérentes à l'appareillage d'acquisition qui, de part sa précision et sa sensibilité, fait subir aux mesures des fluctuations dues à une dérive instrumentale. Cette dérive peut être honnêtement réduite en supposant qu'elle obéit à une loi d'évolution linéaire pour des périodes de temps inférieures à trois heures.

Ainsi il est possible d'évaluer la dérive instrumentale durant la période d'acquisition de données entre les deux bases et de s'en affranchir.

Les stations de mesures doivent, autant que faire se peut, être réoccupées lors de boucles de mesures suivantes pour minimiser les erreurs. Elles doivent aussi posséder un repérage géographique et surtout altimétrique précis.

Ce dernier point est particulièrement important lorsque l'on sait qu'une erreur d'estimation de l'altitude de 1 mètre entraîne une erreur de $0,3 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

Pour cela, il faut soit utiliser les possibilités offertes par l'infrastructure de la région à investiguer, i.e. se munir des plans de positions exactes : de bornes altimétriques servant aux repérages altimétriques, de repères de nivellement (qui en France assurent une précision au moins égale au cm en altitude), soit utiliser d'autres moyens pour évaluer les coordonnées et l'altitude Z des points de mesure.

Ces moyens peuvent être les suivants :

- soit assurer une mission topographique préalable et réaliser un piquetage de la région,
- soit utiliser l'altitude de points cotés portés sur les cartes au 1/25000.^{ème} de l'I.G.N. (dans ce cas la précision sur Z sera de +/- 0,5 m),
- soit encore de réaliser des levés altimétriques lors de la campagne gravimétrique à l'aide d'un baromètre, mais les erreurs alors commises sont supérieures à 1 mètre.

Un dernier moyen, encore peu répandu, consiste à utiliser un repérage par satellite (G.P.S. ou V.L.B.I.) ce qui permet de réaliser des stations de

mesures exactement où l'on veut, mais cela entraîne bien évidemment d'autres contraintes.

La deuxième étape très importante lors d'une étude gravimétrique permet de s'affranchir des diverses perturbations affectant la valeur du champ de pesanteur mesuré et qui sont générées (Annexe III):

- par les techniques instrumentales utilisées (coefficient d'étalonnage),
- par l'effet gravifique dû principalement à la lune et au soleil,
- par l'existence d'une dérive instrumentale fonction du temps et donc de la durée de la boucle de mesure.

Les traitements développés dans tous les manuels d'acquisition et de traitement gravimétrique, nous permettent de calculer la valeur de G mesuré en chaque station en fonction de la valeur des bases initiales et finales utilisées.

Une fois ce traitement effectué, nous obtenons la valeur de G mesuré pour chaque station. Mais cette valeur est intimement liée à l'altitude de la station et à l'environnement topographique avoisinant.

L'étape suivante consiste donc à réduire les mesures suivant une même convention en enlevant l'effet gravifique créé par un modèle de terre ellipsoïdal (dit de Clairaut) (Annexe I) ayant subi au préalable plusieurs corrections (Annexe III) :

- une correction d'altitude (ou d'air libre) qui prend en compte l'éloignement du centre de masse de la Terre à cause de l'altitude,
- une correction de plateau prenant en compte l'effet d'un plateau infini d'épaisseur égale à l'altitude de la station et de densité égale à la densité de correction utilisée.

Cette densité moyenne est généralement la densité moyenne des terrains constituant les reliefs

Lors de cette étape de traitement, nous sommes en possession de valeurs de G mesuré auxquelles nous allons enlever, en chaque station, la valeur de G calculé dont l'expression analytique est :

Gcalc	=	Gth	-	Gal	+	Gpl	-	Gtopo
modèle de		pesanteur		terme		terme		correction
l'anomalie de		théorique		d'air libre		de plateau		topographique
Bouguer								

Gth est donné par une formule utilisée pour décrire l'ellipsoïde de référence adopté par le G.R.S. 67. (Annexe I)

$$Gth = 978032,7 * (1 + 0,0053024 \sin^2 \phi - 0,0000059 \sin^2 2\phi) * 10^{-5} \text{ m/s}^2$$

Elle a été réactualisée en 1930 au Congrès de Stockholm remplaçant ainsi l'ancienne formule adoptée par le système de Vienne (1901), puis le Geodetic Reference System en 1967 adopta une autre formulation au vu des connaissances apportées par la géodésie spatiale.

Cette dernière définition a donc été adoptée par l'I.G.S.N. en 1971 remplaçant ainsi l'ancien système de référence gravimétrique dit de Postdam (Annexe I).

Gal : correction "d'air libre" compensant l'éloignement, par rapport au niveau 0 défini par l'ellipsoïde de référence.

Gal = 0,3086 * Alti (en mètres) * 10⁻⁵ m/s². Nous observons qu'une erreur de 1 mètre sur la détermination de l'altitude entraîne bien une erreur de 0,3086 * 10⁻⁵ m/s².

Gpl : correction de plateau qui restitue la valeur de Gth (additionné à Gal) au niveau de la station en simulant l'effet d'un plateau sous-jacent de

densité d égale à la densité moyenne des roches constituant le relief.
 $gpl = 0,04119 * \text{Alti} * \text{densité} * 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

Gtopo : l'influence gravifique du relief est calculée de 0 à 167 km autour de chaque station.

Cette méthode est développée dans la partie consacrée à l'établissement de la carte d'anomalies de Bouguer (Chapitre IV-D 4)

L'anomalie de Bouguer correspond à la valeur de pesanteur mesurée en chaque station, moins la pesanteur calculée :

Anomalie de Bouguer = G mesuré - G calculé.

L'analyse de la répartition de cette anomalie permet d'étudier les perturbations du champ d'une zone.

Les déviations des anomalies de Bouguer sont donc imputables aux répartitions de densité hétérogènes principalement dans la croûte mais aussi dans le manteau supérieur avec, en règle générale, la corrélation d'anomalies significatives de grande longueur d'onde avec des structures profondes et importantes, et la corrélation de courtes longueur d'onde avec des structures plus superficielles (bassins, gisements miniers, etc...).

Toutefois, exceptionnellement il arrive que des anomalies de grande longueur d'onde soit provoquées par des structures superficielles, par exemple : un bassin assez uniforme de grande extension, mais le cas inverse n'est jamais vrai.

Souvent, malgré l'intérêt d'une carte de Bouguer, le géologue et le géophysicien ont besoin d'un document leur permettant d'analyser des anomalies de courte et de moyenne longueur d'onde correspondant à des structures tectoniques, sédimentaires ou pétrographiques superficielles à intermédiaire, alors que celles-ci sont masquées par des anomalies de grande longueur d'onde et d'amplitude importante.

Dans ce cas nous procédons :

- soit au filtrage analytique du champ d'anomalie afin de ne faire ressortir que les longueurs d'ondes désirées,
- soit à l'évaluation de la géométrie et du contraste de densité de la ou des structures profondes responsables des grandes longueurs d'ondes à partir des données topographiques de la zone (en général : structuration du moho) et nous effectuons une correction qualifiée d'isostatique.

Cette correction permet de soustraire, à l'anomalie, l'effet gravifique de la racine ou de l'antiracine crustale sous les reliefs et les bassins.

L'évaluation de l'épaisseur de cette structure de compensation est donnée :

$$H = \text{Alti (en mètre)} * \frac{(r \text{ croûte sup.} - r \text{ air (ou eau)})}{(r \text{ manteau} - r \text{ croûte inf.)}}$$

La correction est calculée de la même manière que les corrections topographiques.

En chaque station de mesure, nous connaissons la valeur de l'épaisseur de la "racine crustale" dans l'hypothèse où le relief (positif ou négatif) est bien compensé en profondeur de façon locale.

La carte résultante indique, par conséquent, des zones d'anomalies pouvant avoir deux origines :

- soit il s'agit de répartition de densité non homogène dans la croûte,
- soit la croûte n'est pas en équilibre isostatique ce qui est généralement le cas des chaînes de collision (Karner et Watts, 1983; Lyon Caen et Molnar, 1983; Mac Nutt et al, 1987) pour lesquelles nous observons alors, suivant des profils transversaux à la chaîne, un couple d'anomalies dissymétriques caractéristiques.

Une campagne d'acquisition de données gravimétriques et les traitements qui s'en suivent doivent très souvent tenir compte des travaux antérieurs réalisés dans les régions limitrophes de la zone d'étude (parfois sur la zone d'étude s'il s'agit d'une campagne complémentaire).

Ainsi, il faut veiller à s'assurer des recoupements avec les levés précédents afin de pouvoir palier à tout changement de système de référence et de pouvoir ainsi intégrer les anciennes données à la nouvelle étude.

B-PROBLEMES LIES A L'ACQUISITION DE DONNEES GRAVIMETRIQUES EN ZONE MONTAGNEUSE

Les principaux inconvénients dont nous faisons état sont les suivants :
comme nous l'avons vu au début de cette première partie , l'acquisition de mesures gravimétriques doit se faire dans un délai de trois à quatre heures si nous voulons nous affranchir correctement de la dérive instrumentale.

Une façon de palier à cet impératif consiste à faire des recoupements de mesures en une ou plusieurs stations par réoccupation de ces dernières le même jour, ou de préférence durant une autre série de mesures.

Nous pouvons, à ce moment-là, segmenter la valeur de la dérive instrumentale et nous en affranchir plus facilement. Cette méthode d'acquisition permet d'accéder à certains points isolés, éloignés de plusieurs kilomètres et aux dénivelés importants qui nécessitent une marche d'approche de plus de trois heures, sans pour autant avoir à fermer la boucle de mesure sur une base gravimétrique.

Le deuxième point restrictif concerne l'appareillage utilisé : sans entrer dans le détail, nous pouvons classer les gravimètres relatifs en plusieurs familles :

- ceux qui doivent effectuer des changements de zone en fonction des plages d'altitudes où se situent les levés, ceux qui peuvent mesurer en continu quelle que soit l'altitude,

- ceux qui fonctionnent à température ambiante et enfin, ceux qui bénéficient d'une température constante afin de mieux contraindre les paramètres mécaniques du gravimètre et donc d'améliorer la précision des mesures et de minimiser la dérive instrumentale.

Le gravimètre que nous avons utilisé est un Lacoste et Romberg, travaillant sans changement de zone et possédant un système de maintien en température (48°C).

Si le premier point présente un avantage indéniable pour assurer un levé en zone montagneuse, la température relativement basse, due à l'altitude, provoque une consommation électrique, pour assurer le chauffage, assez importante qui ne peut être palliée que par l'emploi de petites batteries de 12 Volts sans cesse contrôlées et rechargées et dont la durée d'utilisation n'excède pas trois à quatre heures, voire moins lorsque la température avoisine 0° C.

Ceci implique, lors d'une marche d'une journée, d'emporter au moins trois batteries et de contrôler la température du gravimètre très souvent. Il est alors nécessaire d'être deux pour assurer le portage du gravimètre et de ses batteries mais aussi pour des raisons élémentaires de sécurité.

Le nombre de stations de mesure effectuées pendant une journée de marche n'est guère supérieur à cinq ou six et il est donc important d'exploiter ses journées de travail au mieux pour éviter de perdre un temps précieux dans l'acquisition de points très difficilement accessibles.

Le principal problème lié à ce type d'acquisition est bien sur celui posé par l'évaluation des corrections topographiques dans un tel contexte. Les méthodes de traitements (cf chapitre IV-D 4) , qu'elles soient graphiques ou bien automatiques (informatique), ne donnent qu'une estimation de cet effet perturbateur plus ou moins précise en fonction de la technique de traitement.

Il convient donc de réaliser des études statistiques afin d'estimer la fiabilité de ces résultats. L'étude, située en Annexe IV, nous renseigne sur la précision que nous pouvons attendre sur les anomalies de Bouguer que nous avons calculées sachant que la part d'erreur la plus importante provient de l'évaluation de la correction topographique.

La précision des résultats à laquelle nous pouvons prétendre actuellement, en utilisant une méthode informatique (automatique), est de l'ordre de $3 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$, ce qui est suffisant pour mener à bien une étude régionale visant à mettre en évidence des structures tectoniques importantes.

ANNEXE III

Calcul de la pesanteur absolue aux points de mesure

Les mesures de la pesanteur se font à des stations réparties spatialement entre deux bases. Le parcours commence par une mesure à la base de départ et se termine par une mesure à la base d'arrivée. Base de départ et base d'arrivée peuvent être différentes. La valeur absolue de la pesanteur est supposée connue aux bases.

La formule générale permettant d'obtenir la valeur absolue de la pesanteur au point de mesure S est :

$$G_S = G_{\text{base}} + L_S \times C + \text{cls}(h_1)_S - (L_{\text{base}} \times C' + \text{cls}(h_0)_{\text{base}}) + D \times t \quad (\text{A2-1})$$

où :

G pesanteur absolue;

L lecture du gravimètre;

C coefficient d'étalonnage;

D dérive instrumentale;

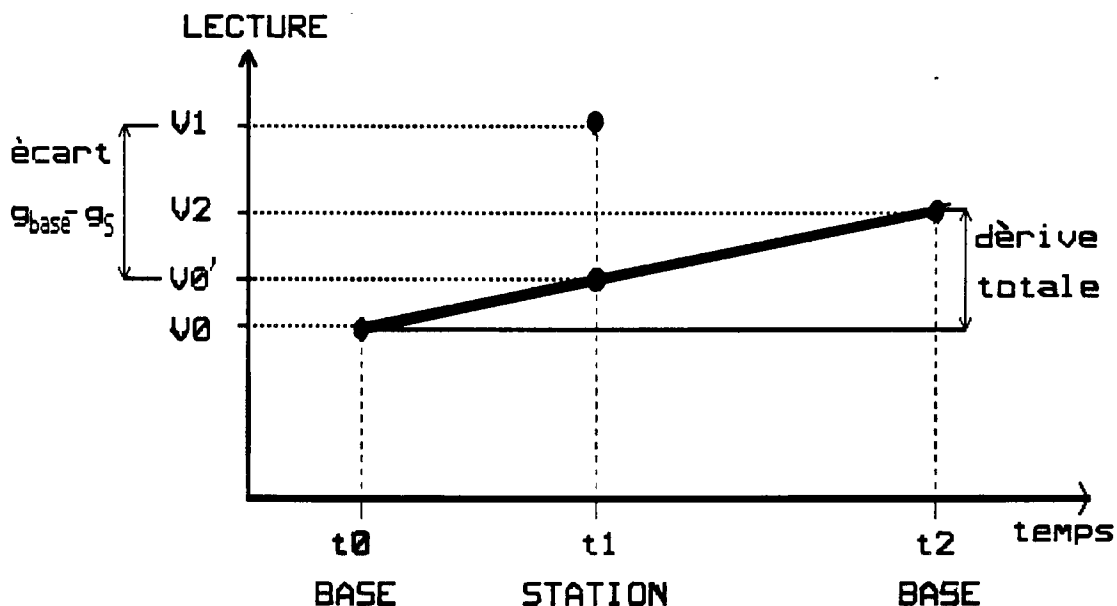
t temps écoulé entre la lecture à la base et la lecture au point S;

H est l'heure de la mesure.

Calcul de la dérive

Nous considérons que la dérive est linéaire dans le temps.

Pour calculer la dérive prenons un cas simple : au temps t_0 nous effectuons une lecture ($L_{\text{base}0}$) à la base de départ, au temps t_1 la lecture se fait au point S (L_S), enfin au temps t_2 nous effectuons une lecture à la base d'arrivée ($L_{\text{base}1}$).



Nous pouvons calculer les valeurs :

$$V0 = L_{\text{base0}} \times C + \text{cls}(t0_{\text{base0}})$$

$$V1 = L_s \times C + \text{cls}(t1_s)$$

$$V2 = L_{\text{base1}} \times C + \text{cls}(t2_{\text{base1}})$$

Du fait de la dérive, $V0$ et $V2$ ne seront pas égales, dans le cas où la base de départ et d'arrivée est la même.

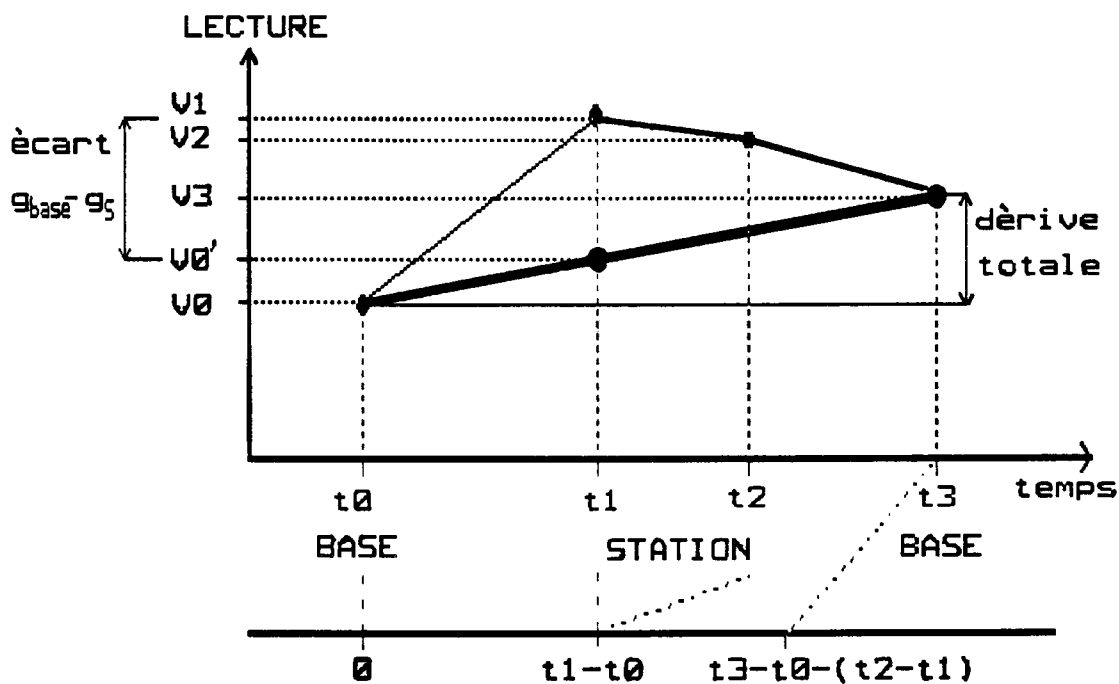
Nous dirons que la dérive est : $(V2 - G_{\text{base1}}) - (V0 - G_{\text{base0}})$ pendant l'intervalle de temps $t2 - t0$. Connaissant la dérive totale, nous pouvons alors calculer quelle aurait été la mesure faite (L_{bs}) à la base (base0) à l'instant $t1$, corrigée du coefficient d'étalonnage et de la correction luni-solaire ($\text{cls}(t1)_s$) :

$$V0' = L_{\text{bs}} \times C + \text{cls}(t1)_{\text{bs}} = V0 + \frac{t1 - t0}{t2 - t0} (V2 - G_{\text{base1}} - (V0 - G_{\text{base0}}))$$

L'écart $V0' - V1$ est l'écart entre la valeur absolue de la pesanteur à la base et celle au point de mesure S. Connaissant la valeur absolue de la pesanteur à la base, nous en déduisons facilement la valeur absolue de la pesanteur au point de mesure : $G_s = G_{\text{base0}} + (V0' - V1)$, qui est la formule A2-1 exprimée sous une autre forme.

Le calcul de la dérive se complique un peu lorsque l'on effectue des réoccupations de points de mesure entre deux bases. La réoccupation d'un point de mesure permet d'éliminer le temps écoulé entre les deux lectures faites à cette station.

Pour calculer cette dérive, supposons que nous effectuons le parcours suivant :



au temps t_0 , mesure à la base ($L_{\text{base}0}$), au temps t_1 , mesure à la station S (L_S), au temps t_2 , mesure à la station S (L_S') et au temps t_3 mesure à la base ($L_{\text{base}1}$).

Comme vu plus haut, nous obtenons $V_0 = L_{\text{base}0} \times C + \text{cls}(t_0)_{\text{base}0}$, V_1 , V_2 et V_3 .

La dérive est, alors, $[(V_3 - G_{\text{base}1}) - (V_0 - G_{\text{base}0}) - (V_2 - V_1)]$ pendant l'intervalle de temps $[t_3 - t_0 - (t_2 - t_1)]$, ce qui permet de calculer la mesure (V_0') que l'on aurait eue à la base à l'instant (t_1) :

$$V_0' = V_0 + (V_3 - G_{\text{base}1} - (V_0 - G_{\text{base}0}) - (V_2 - V_1)) \frac{t_1 - t_0}{t_3 - t_0 - (t_2 - t_1)}$$

et par la suite la valeur absolue de la pesanteur à la station S :

$$G_S = G_{\text{base}0} + (V_0' - V_1).$$

On peut alors diviser en trois parties le calcul des stations intermédiaires, en considérant la station S comme une extrémité de parcours :

- 1) calcul des stations entre la base de départ et la station S;
- 2) calcul des stations entre les réoccupations de la station S;
- 3) calcul des stations entre la station S et la base d'arrivée.

ANNEXE IV

QUELQUES DONNEES STATISTIQUES QUANT AUX CORRECTIONS DE RELIEF :

La détermination de la valeur des corrections topographiques étant, dans cette étude, la cause principale d'erreur sur les valeurs d'anomalies de Bouguer, nous avons procédé à quelques tests afin d'évaluer le degré de confiance que nous pouvions avoir en nos données.

Il a fallu, tout d'abord, quantifier l'erreur commise lors de l'évaluation graphique de la correction topographique pour un rayon allant de 16,6 m à 2,67 km.

Trente trois (33) stations furent recalculées deux fois par deux opérateurs différents. Bien qu'insuffisant pour en tirer des conclusions ayant une valeur statistique, ce travail nous a permis d'avoir le résultat (présenté sur la figure An. IV-1) montrant quel est le pourcentage de stations se situant dans telle ou telle classe de variation de la correction topographique.

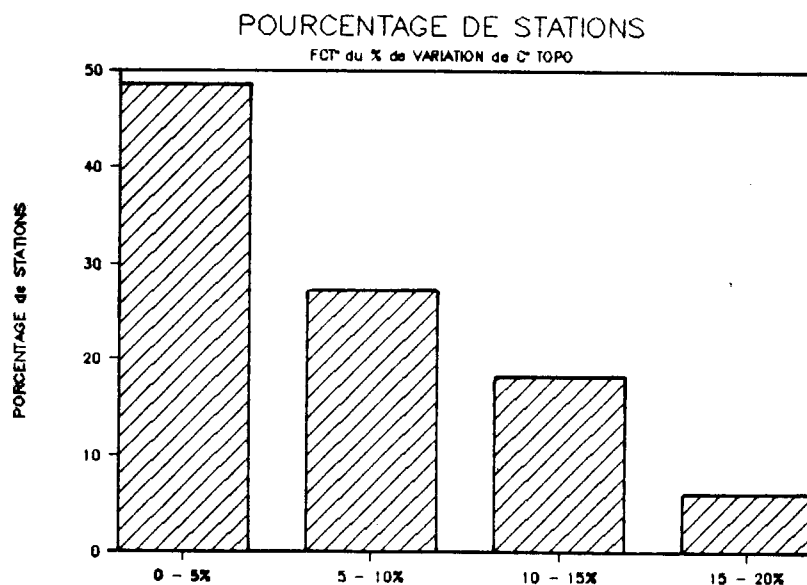
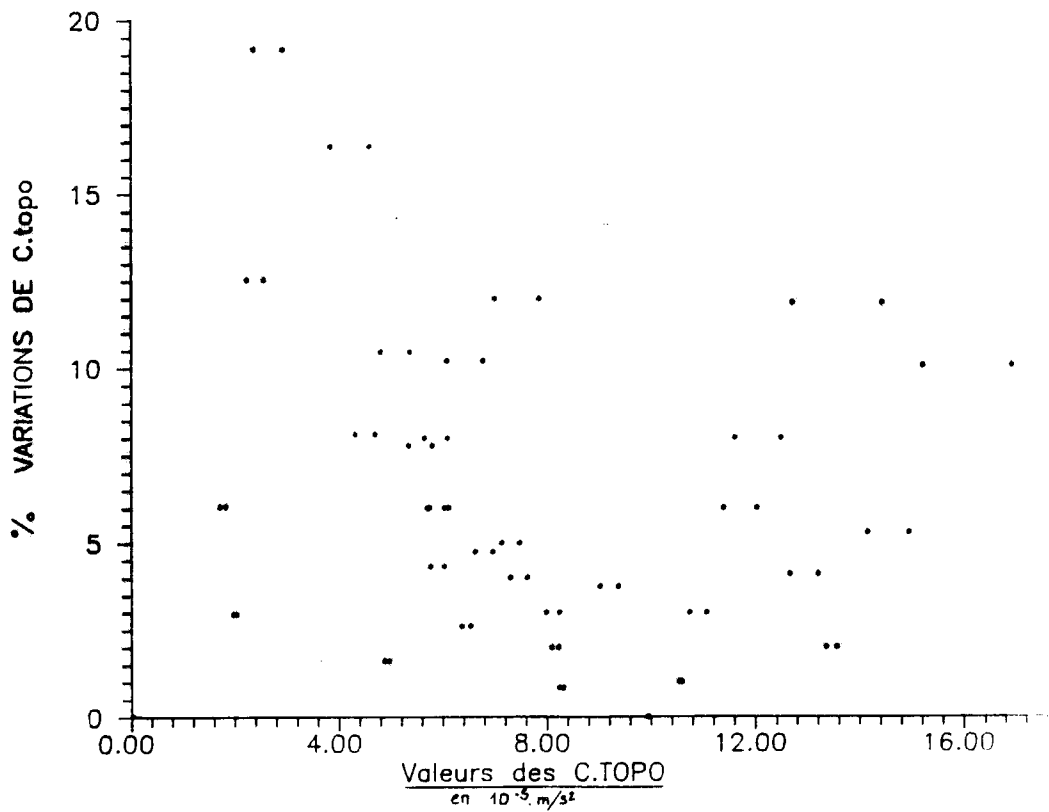


Fig. An. IV-1 : Histogramme représentant la répartition des stations réoccupées en fonction du % de variation de la Correction Topographique

Nous observons qu'un peu moins de 50 % des stations traitées n'a eu que des variations inférieures à 5 % et que plus de 75 % d'entre elles ne dépassent pas 10 % de variation ; la valeur limite d'écart étant dans tous les cas inférieure à 20 %.

La figure An. IV-2 nous indique par ailleurs que si nous corrélons les valeurs de la correction topographique (rayon toujours inférieure à 2,6 km) avec le pourcentage de variation obtenu ci-dessus, le secteur de plus forte variation coïncide avec les valeurs de correction topographique faible, c'est-à-dire inférieure à $5 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$, soit une erreur maximale de $1 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$.



Nous avons alors tenté d'en savoir plus en analysant la distribution de ces variations en fonction de l'altitude des stations. Le résultat (Fig. An. IV-3) ne laisse apparaître aucune corrélation évidente quelle que soit la finesse du découpage des classes d'altitude. Ce point est à confronter avec d'autres observations développées plus avant.

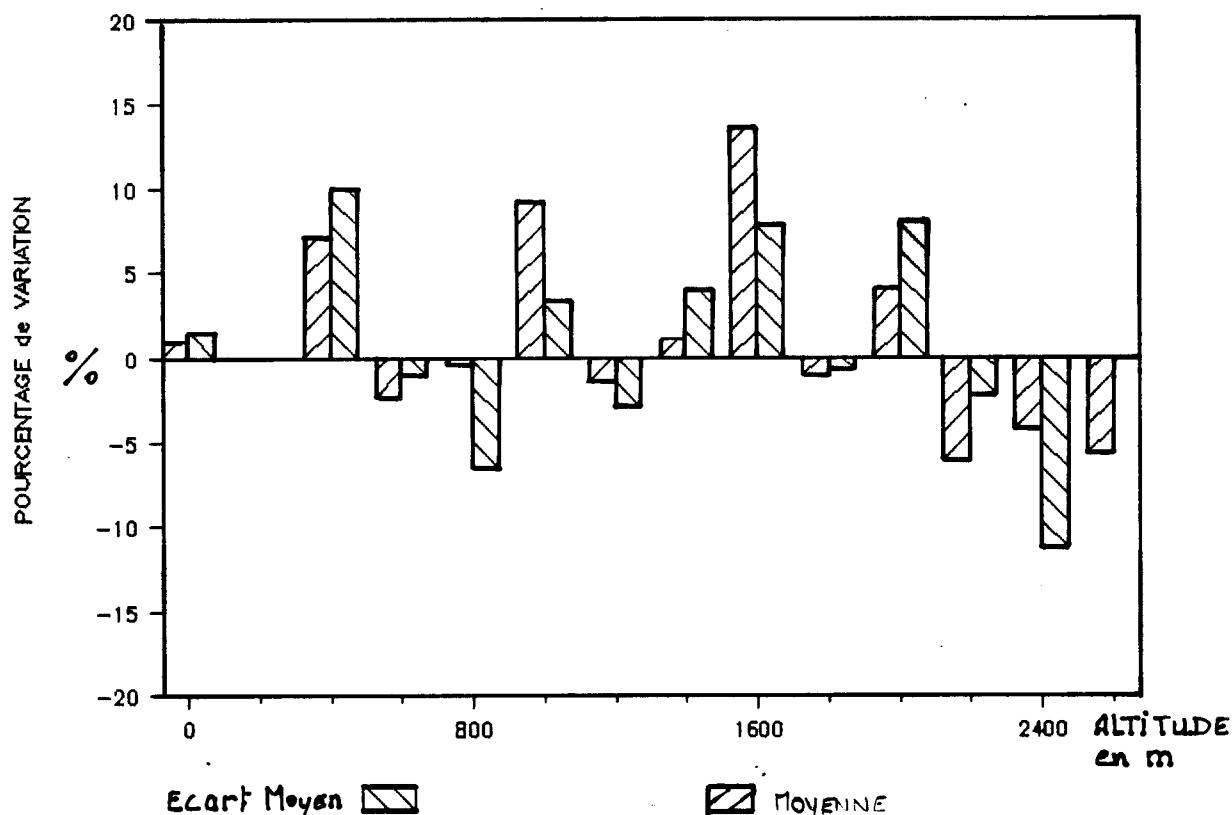


Fig. An. IV-3: Histogramme représentant le % moyen de variation des Corrections Topographiques, ainsi que l' écart par rapport à cette moyenne, en fonction de classes d' Altitudes de 200 mètres.

Dans un même souci, celui de connaître la fiabilité de la méthode dite automatique de traitement de la correction topographique pour les rayons de correction supérieurs à 2,6 km, nous avons effectué ces calculs sur les 1030 stations du levé ECORS-CROP en commettant une erreur systématique de 50 m sur toutes les valeurs d' altitude des fichiers discrétisés.

Dans un premier temps l'altitude était toujours surestimée de 50 m puis un deuxième calcul a été fait en sousestimant cette valeur de 50 m.

Les résultats obtenus figurent dans les histogrammes An. IV-4-5-6.

De façon générale, l'erreur moyenne commise dans un cas comme dans l'autre est de 10 % \pm 5 % (Fig. An. IV-4).

Mais, fort des enseignements tirés des études précédentes, nous avons analysé la répartition de ces erreurs en fonction de l'altitude des stations.

Le résultat présenté dans la figure (An. IV-5) montre que les écarts entre les valeurs moyennes de correction topographique calculées respectivement avec un fichier topographique systématiquement surestimé de 50 m, puis avec un fichier sous-estimé systématiquement de 50 m, comparées aux valeurs calculées à partir d'un "fichier" sain, sont assez importants (de l'ordre de $1 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$).

Nous pouvons noter également que les valeurs de correction topographique calculées avec un fichier surestimé de 50 m sont systématiquement supérieures aux valeurs "normales" et inversement pour les valeurs de corrections topographique calculées avec un fichier sous-estimé de 50 m. Toutefois cette tendance semble s'inverser pour les valeurs d'altitude supérieures à 2200 m mais les écarts restent cependant minimes (i.e. inférieurs à $0,1 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$).

La Figure (An. IV-6) représente les variations (en fonction de l'altitude) des pourcentages d'erreurs commises dans les deux cas d'utilisation de fichiers erronés, par rapport à la valeur "vraie".

Nous observons dans les deux cas une diminution progressive des pourcentages d'erreurs avec l'altitude passant de 15 à 20 % pour des altitudes de 200 à 400 m, à moins de 3 % pour les altitudes supérieures à 1500 m. Mais parallèlement, l'évolution des valeurs des écarts types montrent une tendance inverse, augmentant sensiblement à mesure que l'altitude s'élève.

Ces constatations s'expliquent par le fait que de faibles variations d'altitude (\pm 50 m) pour des stations situées à des altitudes peu importantes (inférieures à 500 m), et donc ayant des corrections topographiques faibles, provoquent une perturbation importante (15 à 20 %) de la valeur de correction topographique de la station.

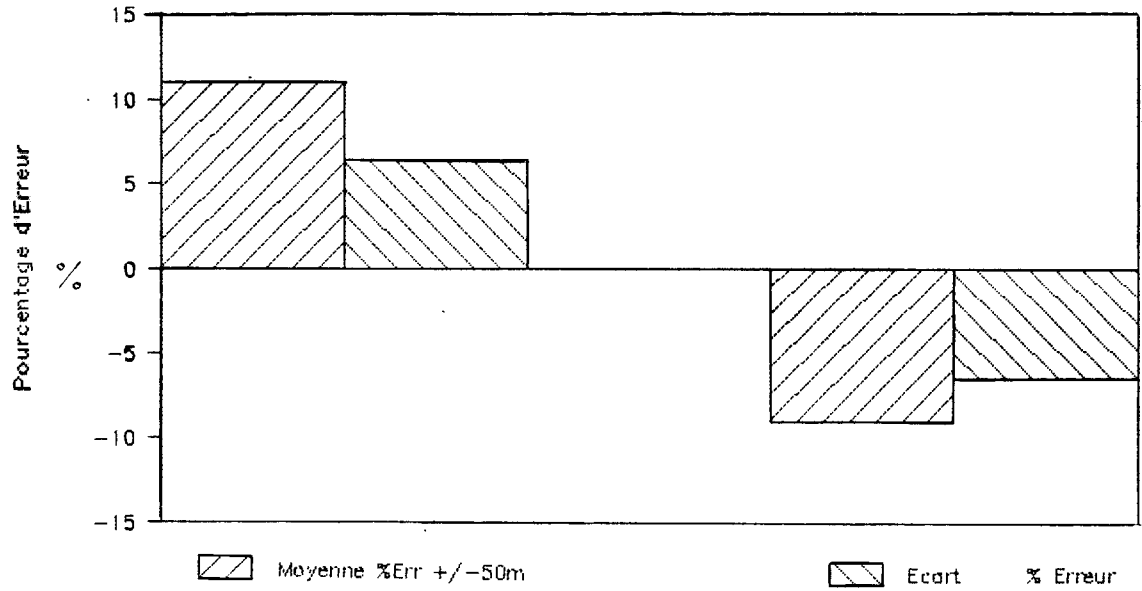


Fig. An.IV-4 : Histogramme représentant l' erreur moyenne (et l'écart associé) commise sur l'évaluation de la correction topographique en utilisant un fichier topographique systématiquement erroné de +/- 50 mètres.

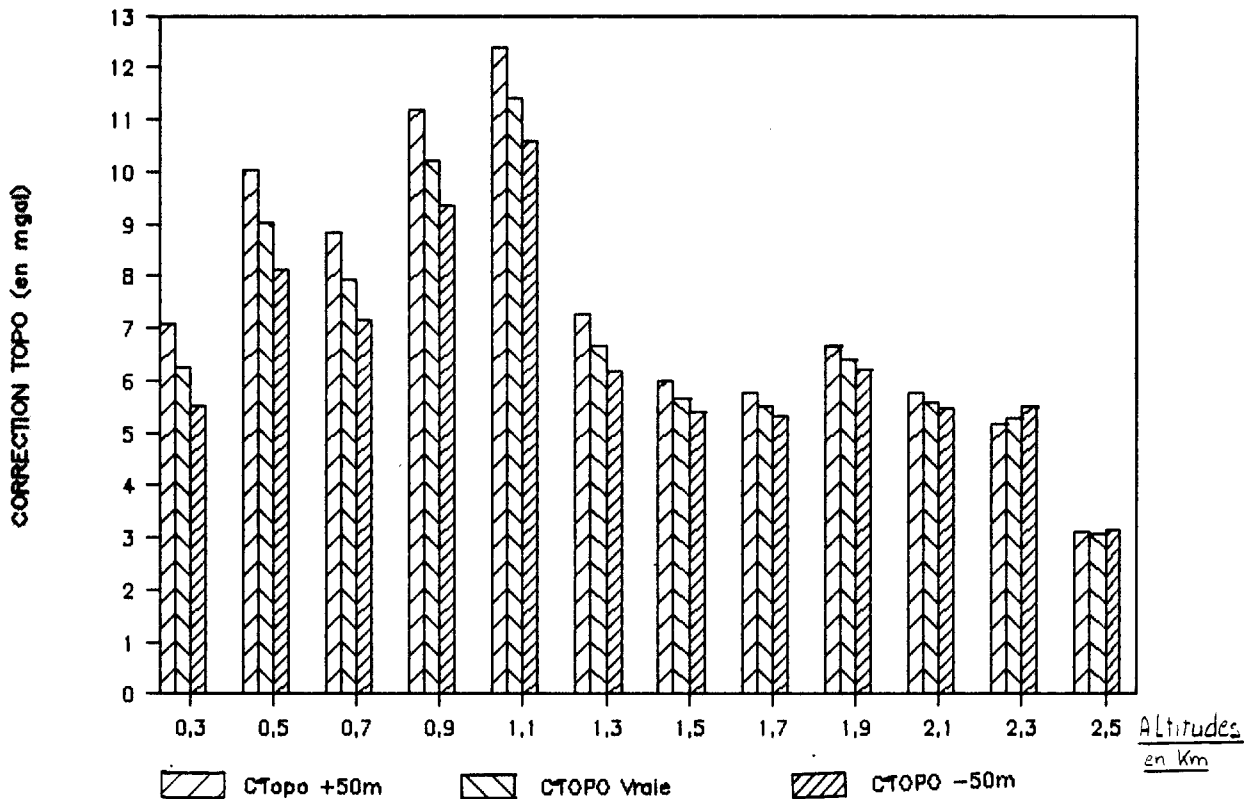


Fig. An. IV-5 : Histogramme représentant les valeurs moyennes de correction topographique en fonction de classe d'altitude de 200 m, ceci pour une surestimation, une estimation correcte et une sousestimation de 50m sur toutes les données du fichier topographique utilisé pour les Corrections de relief.

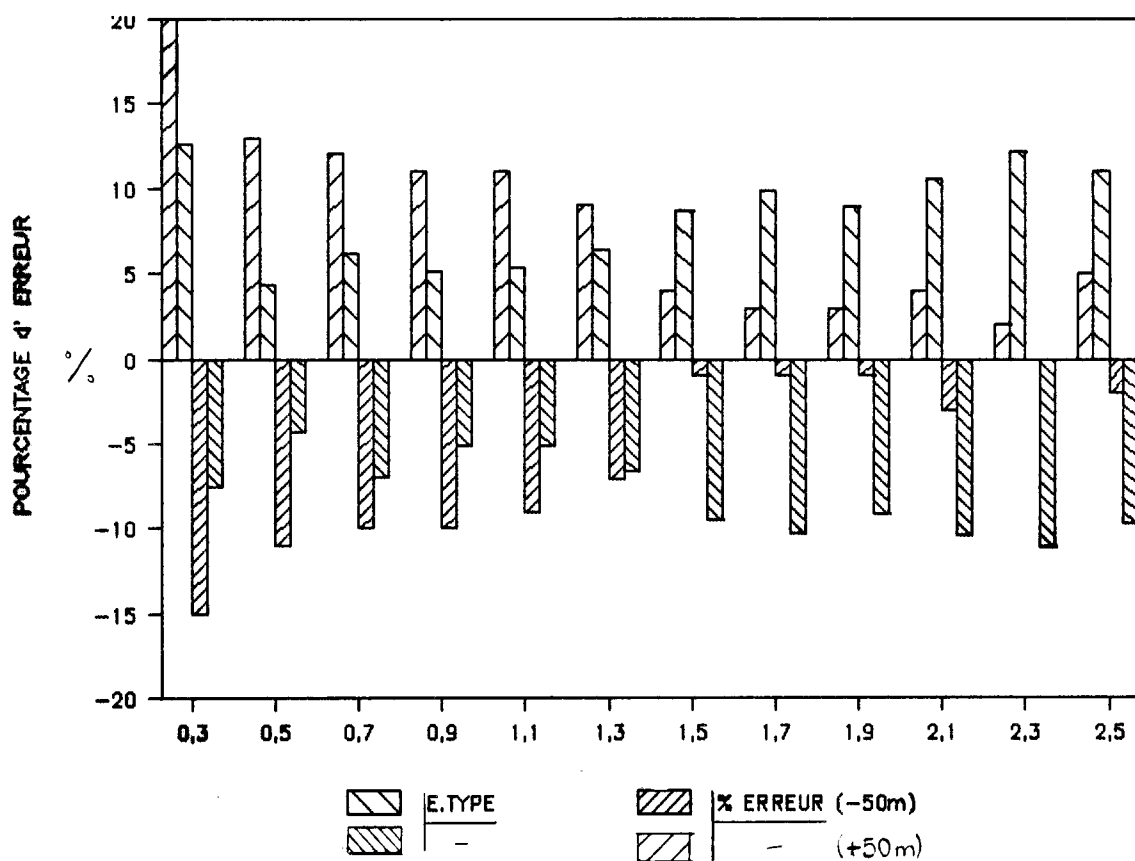


Fig. An. IV-6 : Histogramme représentant l'erreur moyenne (et l'écart associé) sur la correction topographique en fonction de classe d'altitude de 200 m, ceci pour une surestimation et une sous-estimation de 50m du fichier topographique utilisé pour les Corrections de relief.

Pour des stations situées plus en altitude, la correction de relief est plus importante et la perturbation, qui est toujours plus ou moins identique variant de 1 à $0,25 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$, devient minime devant des valeurs de correction de 10 à $20 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$. Par contre, l'écart type sur les corrections de ces stations élevées étant plus important il est normal que les écarts types des perturbations varient dans une même mesure.

Une fois toutes les corrections de relief effectuées sur l'ensemble des 1030 stations du levé ECORS-CROP, nous disposons donc d'un nombre suffisant d'observations pour réaliser quelques statistiques simples principalement sur les corrections de relief. Ces travaux nous permettront de mieux apprécier l'importance de certains paramètres et d'évaluer les erreurs que

nous commençons en compilant certaines données de diverses origines et dont les traitements sont différents . Pour cela nous avons pris soin de conserver les résultats intermédiaires de ces corrections, c'est-à-dire les valeurs calculées pour chaque couronne où l'évaluation a été faite et ceci pour toutes les stations.

Les paramètres sur lesquels nous avons travaillé sont donc :

- o l' anomalie de Bouguer,
- o l'altitude des stations,
- o la valeur de la correction topographique "totale" i.e. de 0 à 167 km,
 - o - - - de 0 à 2,6 km,
 - o - - - de 2,6 à 20 km,
 - o - - - de 20 à 50 km,
 - o - - - de 50 à 167 km.

N'ayant d'autre références de calculs identiques pour des stations gravimétriques réalisées en domaine montagneux que ceux effectués par de Cabissole (Thèse Université,1989) dans son étude sur la chaîne des Pyrénées, nous avons réalisé des tests statistiques similaires afin de tirer d'éventuelles observations générales quant aux corrections de relief sur des stations localisées dans les zones montagneuses.

Corrélation entre l'Anomalie de Bouguer et la Correction Topographique Totale" Figure An. IV -7

nous observons une corrélation des valeurs importantes de corrections avec les valeurs fortement négatives de l'Anomalie passant de $35 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ($\pm 7 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$) pour des valeurs d'anomalies de $-160 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$, à $5 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ($\pm 3 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$) pour des valeurs de $-50 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

Lorsque l'anomalie devient nulle, puis positive, la moyenne des corrections redevient de plus en plus importante jusqu'à atteindre $25 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ pour une valeur d'anomalie de Bouguer de $20 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

Cette constatation semble s'expliquer aisément car les zones à fort relief sont plus ou moins compensées isostatiquement (au sens d'Airy) par des racines crustales importantes ayant une signature gravimétrique en surface caractéristique, à savoir le fort négatif de l'anomalie de Bouguer. Ces reliefs, procurant parallèlement de fortes perturbations du champ gravifique, la valeur de la correction de relief est donc plus ou moins directement en relation avec l'anomalie de Bouguer observée sur cette zone. Il faut toutefois nuancer cette constatation par le fait que certaines corrections importantes sont dues, autour des stations, à des variations topographiques très brusques par rapport à l'altitude de celles-ci sans que l'altitude locale soit particulièrement importante.

L'absence de stations dont l'anomalie de Bouguer est comprise entre -40 et $-10 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$ parmi les 1030 stations utilisées, ne permet pas de connaître l'évolution continue de ce type de corrélation jusqu'à des valeurs positives de l'anomalie de Bouguer.

Le fait que la correction de relief augmente fortement lorsque l'anomalie de Bouguer devient de plus en plus importante peut s'expliquer par la "correspondance" qu'il y a généralement entre les valeurs positives de l'anomalie gravifique et les milieux géologiques :

Ces contextes géologiques peuvent être :

- soit de type suture de chaîne de collision continentale (Karner et Watts 1983 ; Lyon-Caen et Molnar, 1983) impliquant la présence de reliefs importants proches de cette zone de suture,
- soit de type bassin en distension avec début d'océanisation impliquant une bathymétrie et donc des écarts importants par rapport à l'altitude de la station.

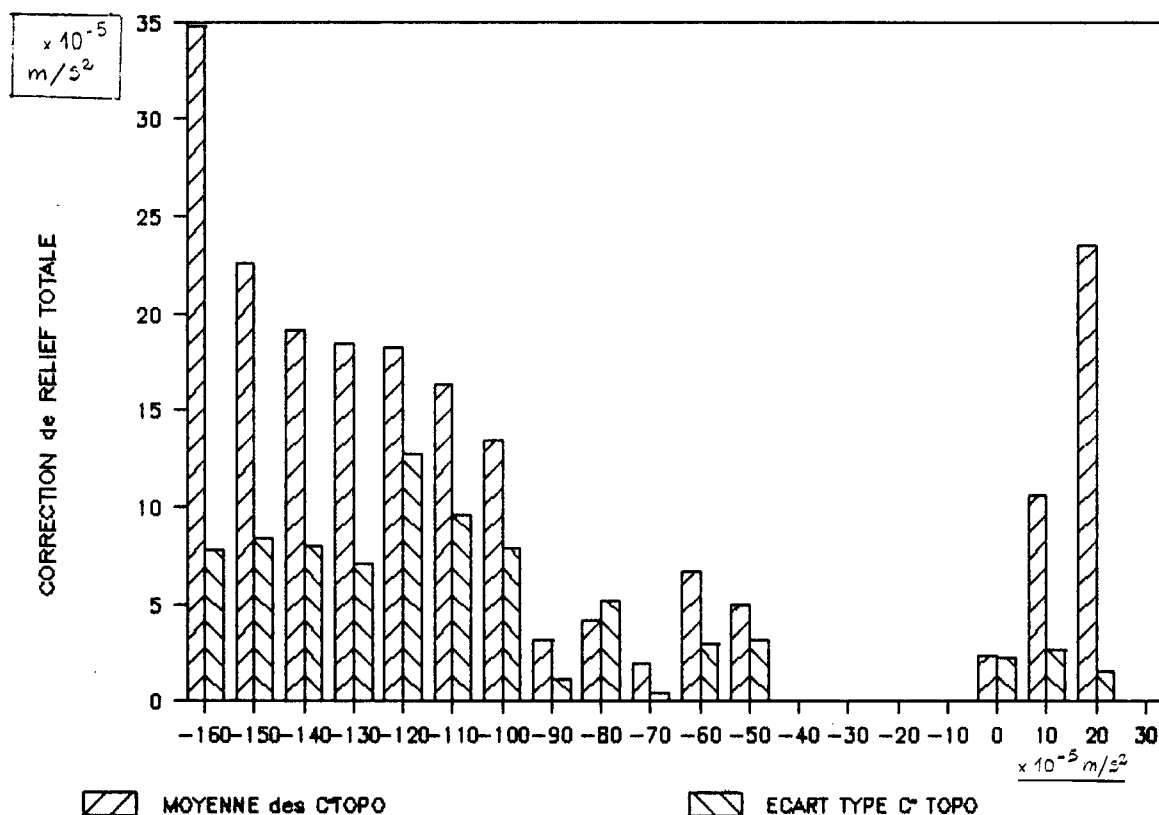


Fig. An. IV-7 : Histogramme représentant les valeurs de correction topographique moyenne et les écart-types associés en fonction de classe de valeur d'anomalie de Bouguer.

Corrélation entre les corrections topographiques totales (0 à 167 km) et l'altitude des stations : Figure An. IV-8

Les valeurs de corrections topographiques moyennes sont, après étude de cet histogramme, nettement en corrélation avec les altitudes.

Après une forte augmentation de ces valeurs moyennes de correction ainsi que des écarts types correspondant pour des altitudes comprises entre 100 et 1100 m, nous observons une diminution graduelle à mesure que les classes d'altitude sont plus élevées, accompagnées d'une diminution plus marquée des écarts types. Ceci indique que les plus fortes valeurs de corrections topographiques sont statistiquement concentrées dans une classe d'altitude allant de 800 à 1300 m.

Les stations gravimétriques se situant dans cette classe d'altitudes sont généralement localisées sur des voies de communication à flanc de montagne, ce qui implique de forts gradients de variation altimétrique aux alentours immédiats de la station de mesure.

Ce contexte est donc fortement propice à ce que les points de mesure qui y sont réalisés "possèdent" une valeur de correction topographique importante.

Des observations identiques ont été faites récemment lors de l'étude gravimétrique sur la chaîne pyrénéenne (de Cabissole, 1989). Cette constatation peut donc conduire à adopter certaines règles de conduite pour réaliser des stations de mesures gravimétriques en domaine montagneux. L'une d'entre elles est, en particulier, de choisir dans la mesure du possible des emplacements dont l'altitude est en dehors de la classe intermédiaire 800 m à 1300 m. Il faut aussi éviter les stations sur les versants de reliefs et privilégier les points dont les alentours immédiats présentent peu de variations d'altitude.

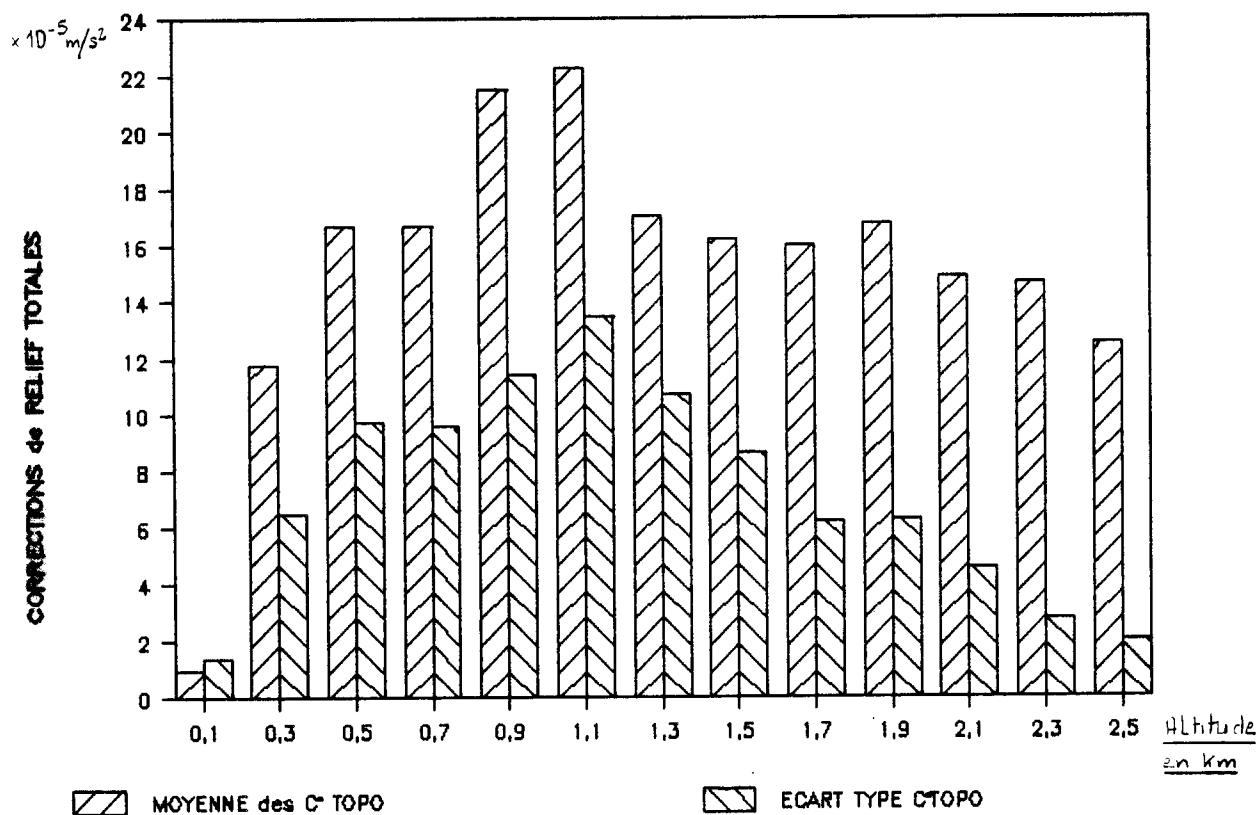


Fig. An. IV-8 : Histogramme représentant les valeurs moyennes (et les écart-types associés) des corrections topographiques totales en fonction de classe d'altitude de 200m.

Evaluation du pourcentage moyen de la correction topographique totale qui est imputable à chaque zone de traitement. : figure An. IV-9:

Cette figure montre la contribution, en pourcentage, de la correction topographique totale des zones suivantes :

- de 0 à 2,6 km : zone correspondant au traitement graphique des corrections topographiques,
- de 2,6 à 20 km : zone où le traitement est automatique, utilisant un fichier topographique de maille 1 km x 1 km,
- de 20 à 50 km : zone où le traitement est automatique, utilisant un fichier topographique de maille 3 km x 3 km,
- de 50 à 167 km: zone où le traitement est automatique, utilisant un fichier topographique de maille 8 km x 8 km.

L'évaluation de cette dernière zone est particulièrement intéressante puisqu'elle nous a permis de quantifier l'erreur commise en utilisant des données (données italiennes) où, précisément, cette correction n'a pas été réalisée.

Nous observons une contribution moyenne de 47 % de la zone (0 - 2,6 km) avec un important écart type de 17,5 %.

Cette valeur très importante montre que presque la moitié de la correction topographique est due aux reliefs situés dans un rayon de 2,6 km autour des stations. Ceci nous conduit à faire encore plus attention au choix du site des mesures.

La zone comprise entre 2,6 et 20 km est quant à elle responsable de plus de 40 % de la correction totale. Le fait que l'écart type associé soit également très important (de l'ordre de 16 %) laisse à penser que ces deux premières zones sont responsables de pratiquement 90 % des corrections de relief et ceci quelle que soit la parité respective de l'une ou de l'autre. Il y a donc un phénomène d'auto-compensation assurant un pourcentage à peu près constant de la correction topographique malgré de fortes variations antagonistes des contributions respectives de ces deux secteurs.

A partir de 20 km, les corrections deviennent minimales :

- 7 % +/- 3 % pour le secteur 20 - 50 km,
- 5 % +/- 4 % pour le secteur 50 - 167 km,

Celles ci ne représentent ensemble guère plus de 10 % de la correction topographique totale.

Toutefois, nous avons voulu avoir une vision plus détaillée des conséquences de la réalisation (ou de la non réalisation) des corrections de 50 à 167 km pour étayer nos estimations d'erreur initié par l'utilisation des données italiennes. Pour cela nous avons réalisé le graphique suivant (Fig. An. IV-10).

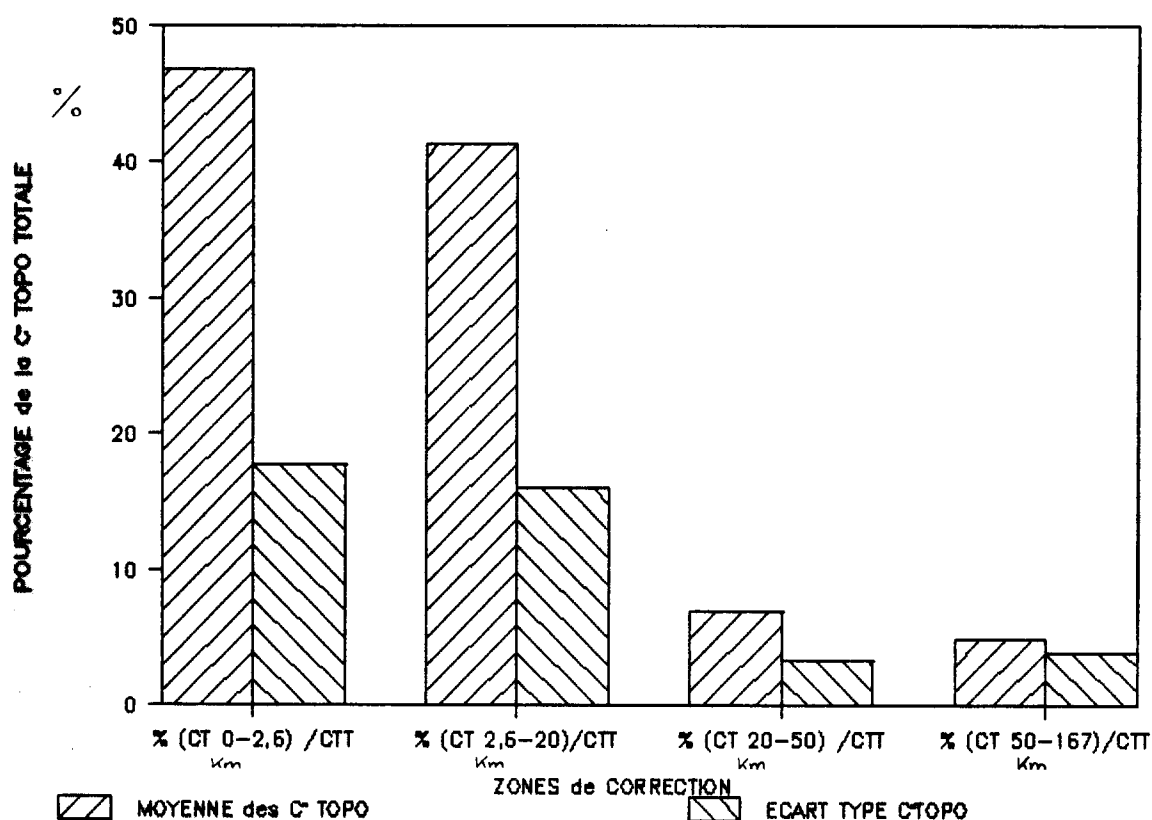


Fig. An. IV-9 : Histogramme représentant la prise en compte moyenne (et son écart-type) de la correction topographique totale en fonction de la couronne de calcul utilisée.

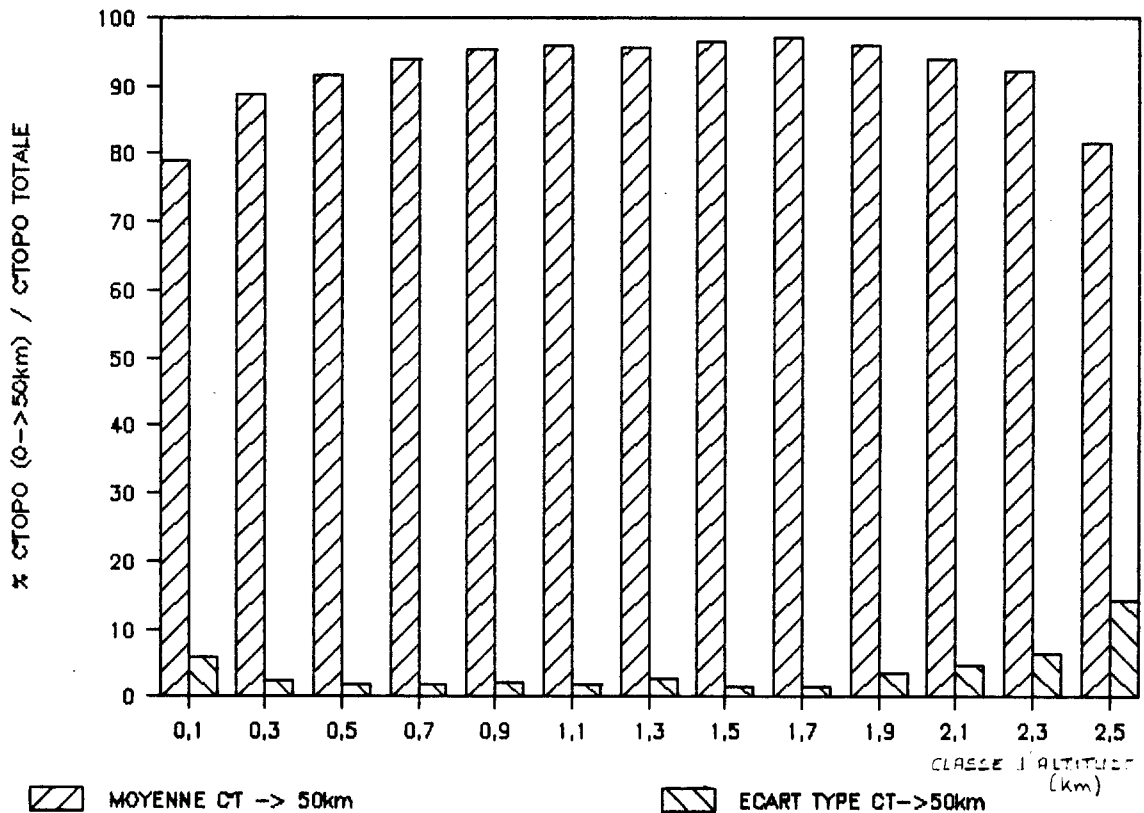


Fig. An. IV-10 : Histogramme représentant la fraction moyenne (et son écart-type) de la correction topographique totale (jusqu'à 167 km) prise en compte en ne calculant les Corrections Topographiques que jusqu'à 50 km, et ceci en fonction de classes d'altitude de 200 mètres

Corrélation entre le pourcentage de correction topographique (0 - 50 km) et l'altitude des stations . Fig. An. IV-10:

Cet histogramme nous montre une répartition remarquable du pourcentage de correction totale en fonction des classes d'altitude.

Les domaines les plus stables (i.e. écart type faible) se situent dans des plages d'altitude allant de 500 à 2100 m, réalisant plus de 95 % de la valeur totale de correction. Seules les stations situées à une altitude inférieure à 400 m, ou supérieure à 2300 m, peuvent présenter quelques

variations plus importantes, mais celles-ci ne représentent qu'un très faible pourcentage des stations sur les Alpes Occidentales dans la zone bordière entre l'Italie et la France.

La valeur moyenne des corrections topographiques étant pour ces stations de $25 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$, 5 % de variation représente $1.25 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

Corrélation entre pourcentage de la correction topographique totale due à la correction proche (de 0 à 2,6 km) et l'altitude des stations :
Figure An.IV-11

Cette figure nous précise les modes d'évolution de la correction du relief sur cette zone proche qui constitue pratiquement 50 % de la correction totale en fonction de l'altitude. Nous observons une augmentation graduelle régulière de l'altitude : 0 à 1300 m, puis une stabilisation au-dessus de 50 % et un léger retrait entre 1900 et 2300 m.

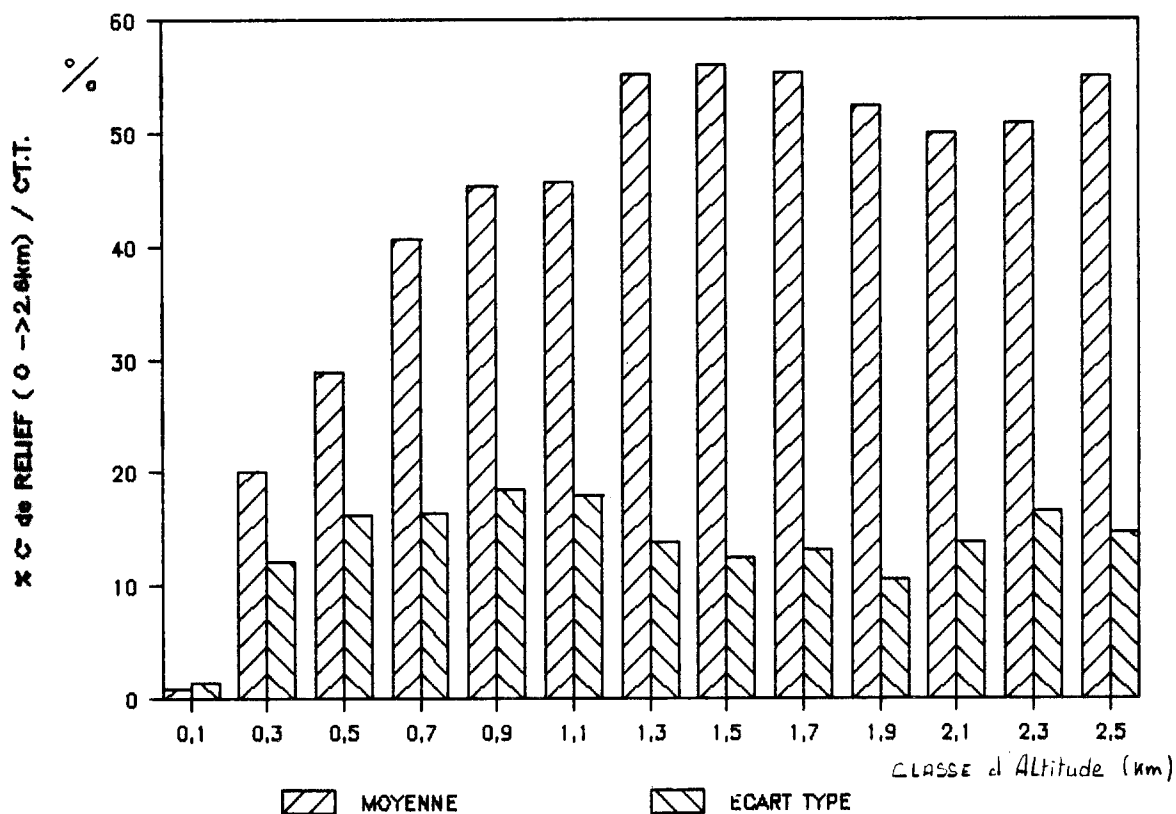


Fig. An. IV-11 : Histogramme représentant les valeurs moyennes (et leur écart-type) des corrections topographiques (déterminées pour un secteur de 0 à 2,6 km) en fonction de classe d'altitude de 200 m.

Cette répartition nous montre que les stations comprises entre 900 et 1300 mètres possèdent des corrections de relief plus importantes en pourcentage que les stations situées dans d'autres classes d'altitude.

Mais la Figure An. IV-11 nous indique plus clairement encore qu'au-delà de 1300 m d'altitude les corrections topographiques de 0 à 2,6 km représentent toujours plus de 50 % de la correction totale.

Ceci nous montre de façon précise quelle importance et quels soins nous devons apporter à la réalisation de ces corrections proximales.

La première précaution consiste à implanter ces stations dans des zones biens repérées géographiquement et altimétriquement, mais surtout loin d'escarpements très raides. Malgré tout, si on ne peut l'éviter, l'évaluation des dénivelés proximales de 0 à 50 m autour de la station doit être réalisée avec le plus grand soin durant la mesure de la station et traitée à l'aide d'abaques de Hammer.

Nous avons voulu montrer, par cette petite étude simple, que les valeurs des corrections topographiques obéissent à certains distributions dont les plus évidentes nous semblent être la corrélation des corrections de relief avec : l'altitude, l'anomalie de Bouguer. Nous avons pu également noter les distributions de pourcentages de correction topographique totale en fonction des rayons de correction utilisés.

ANNEXE V**PLAN DE POSITION DES BASES GRAVIMETRIQUES UTILISEES
DURANT LES CAMPAGNES LIEES AU PROGRAMME ECORS-CROP
ALPES 1986-1987**

Cette annexe vient en complément du chapitre IV expliquant la façon de procéder que nous avons adoptée lors de la réalisation des campagnes gravimétriques ECORS-CROP 1986-1987. Nous avons dû utiliser deux types de bases ouvertes dans deux systèmes gravimétriques différents.

En 1986, nous avons créé les nouvelles bases de Moutier, Aime, Bourg-Saint-Maurice, Sainte Foy en Tarentaise, Modane, Beaufort, Flumet, Saint Jean de Sixt, à partir d'une base établie, par la Compagnie Générale de Géophysique, à Frontenex (10 km au Sud-Ouest d'Albertville) en 1967 lors d'une campagne commanditée par la Compagnie ESSO.

Le système gravimétrique dans lequel s'insérait cette base était le système Potsdam avec cependant quelques différences liées au manque de cohérence de ce réseau sur le territoire français. Toutes ces bases ont été réouvertes lors de la campagne gravimétrique de 1987 à partir des bases appartenant au réseau gravimétrique français de premier ordre (Ogier, 1983) de Chambéry (le château), le Bourget (église), l'entrée du Tunnel du Mont Blanc et également les bases de Rumilly et de Bellegarde en Valserine (3^{ème} ordre).

L'ensemble des 1030 stations réalisées durant ces deux campagnes a été entièrement recalculé à partir des valeurs de ces bases donnant ainsi un ensemble cohérent avec le système I.G.S.N. 71.

L'écart systématique que nous avons pu observer, aussi bien en 1986 lors de l'ouverture de la base de Flumet en I.G.S.N. 71 à partir de la base de premier ordre du Tunnel du Mont Blanc, qu'en 1987 après avoir réouvert toutes les bases utilisées au R.G.F., entre le système Potsdam et l'I.G.S.N. 71, est de $13,13 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ à plus ou moins $0,05 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

Cet écart est très concluant compte-tenu de sa grande constance sur cette région et a permis de recalculer la valeur de G mesuré en I.G.S.N. 71 d'autres missions.

L'implantation de ces stations est représentée sur les Figures An.V-1 et An.V-2 prenant en compte l'ordre de la base.

Les valeurs de G mesuré ainsi que l'ordre de la station dans chacun des système de référence sont donnés dans le tableau ci-dessous.

BASES	G Mesuré	Ordre	G Mesuré	Ordre
	I.G.S.N. 71		Potsdam	
CHAMBERY	980513,654	1		
LE BOURGER DU LAC	980527,325	1		
ALBERTVILLE	980466,82	2	980479,87	n
MONTMELLIAN	980490,640	2	980503,82	n
MOUTIER	980385,26	3	980398,41	n+1
AIME	980359,80	3	980372,86	n+1
BOURG St MAURICE	980336,17	3	980349,23	n+1
BEAUFORT	980381,50	3	980394,54	n+1
Ste FOY/TARENTEISE	980271,51	4	980284,56	n+2
FLUMET	980379,48	2	980392,58	n+1
MODANE	980242,55	3	980255,70	n+3
St JEAN DE SIXT	980393,46	3	980406,60	n+1
TUNNEL DU MONT BLANC	980270,687	1	980283,848	1
RUMILLY		2	980543,25	2
BELLEGARDE/VALSERINE	980570,06	3	980584,94	2
St JEAN de MAURIENNE	980365,73	3		
ANNECY	980495,81	3	980508,74	n
MOUTIER (Cathédrale)	980395,05	3		
St GERVAIS	980384,05	3		

Les ordres n du réseau Potsdam sont dûs au fait que nous ne connaissons pas exactement l'ordre des bases de ce réseau qui ont servi de référence lors de la première campagne de 1986 : selon toute vraisemblance, celui-ci devrait au moins être d'ordre 3 en ce qui concerne ces bases, i.e. (n = 3).

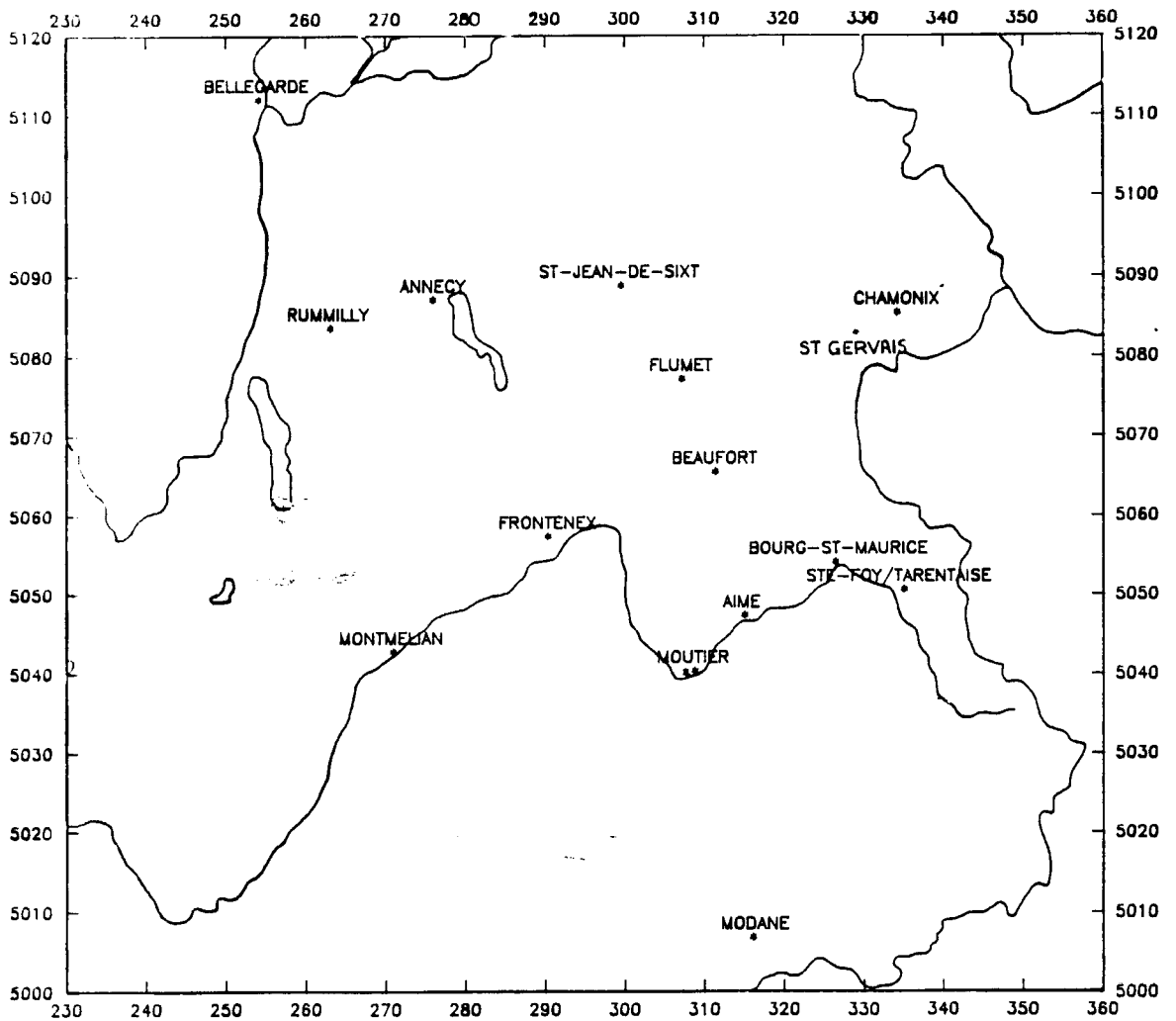


Fig. An.V-1 : Plan des bases utilisées lors de la campagne gravimétrique ECORS-CROP 1986 (bases ouvertes au système C.G.F).

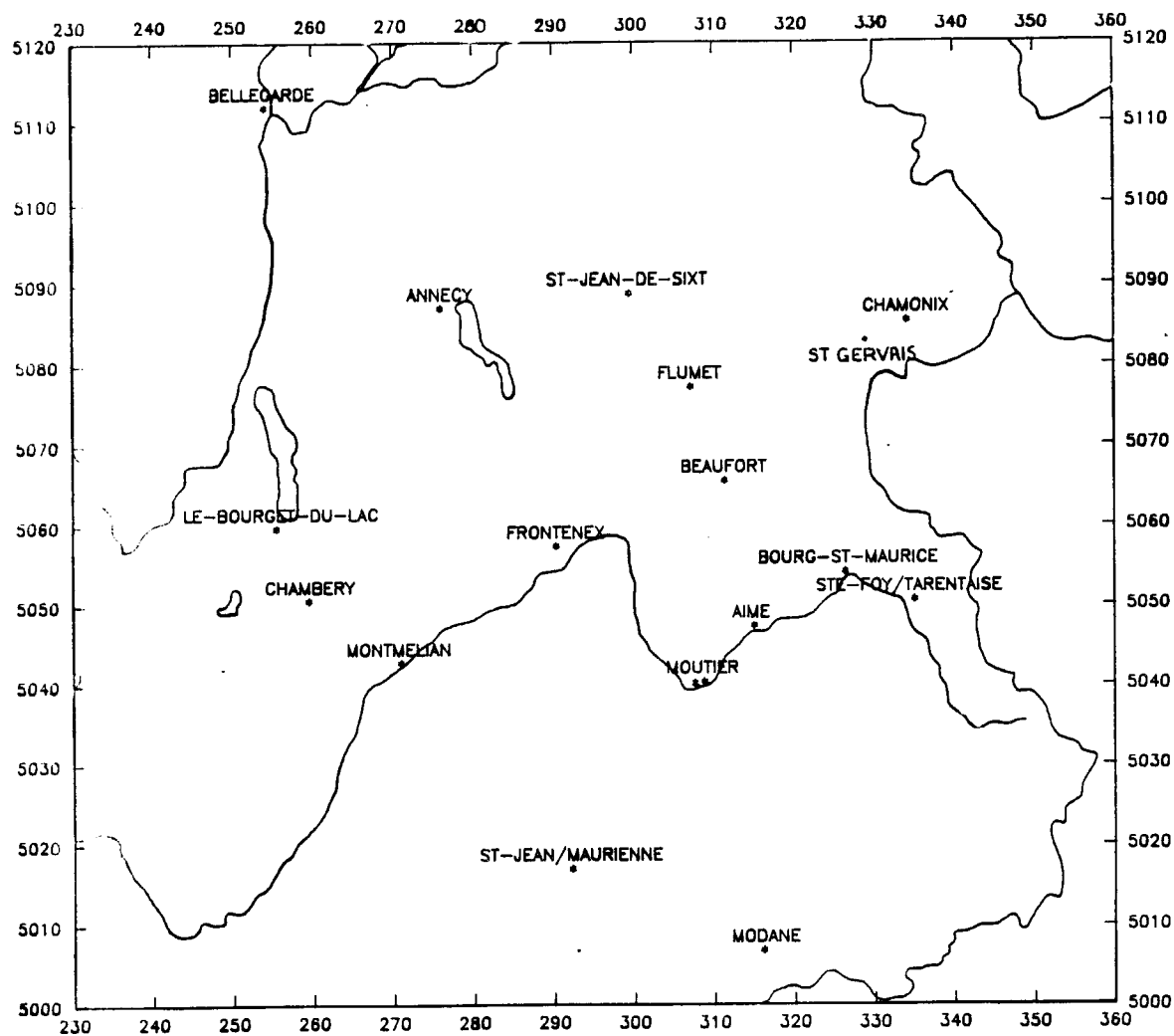
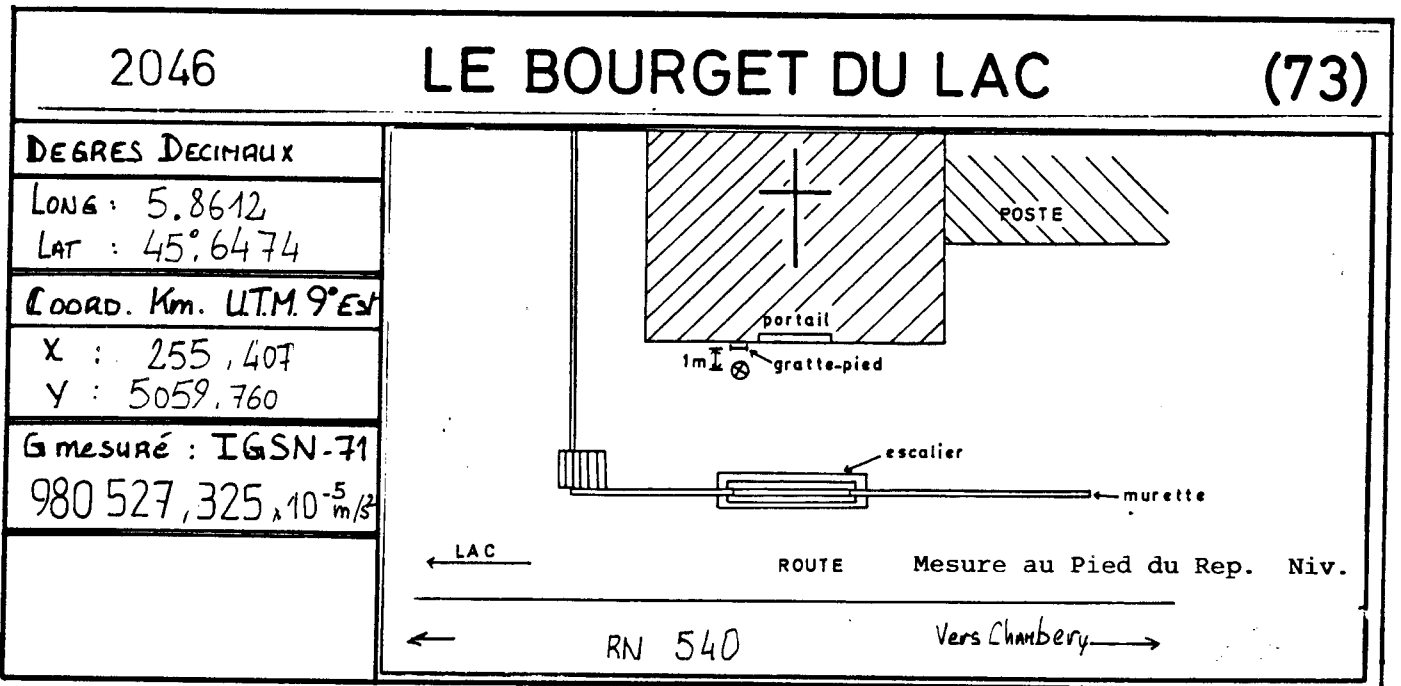
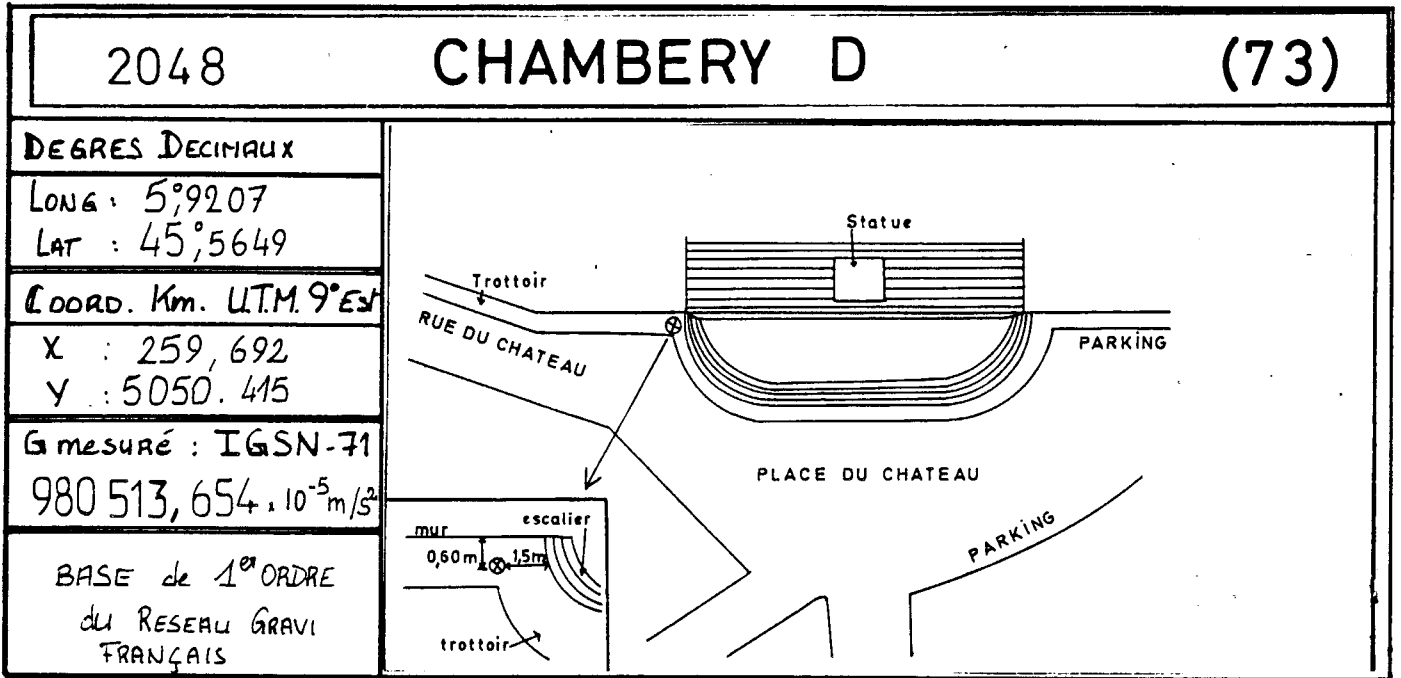
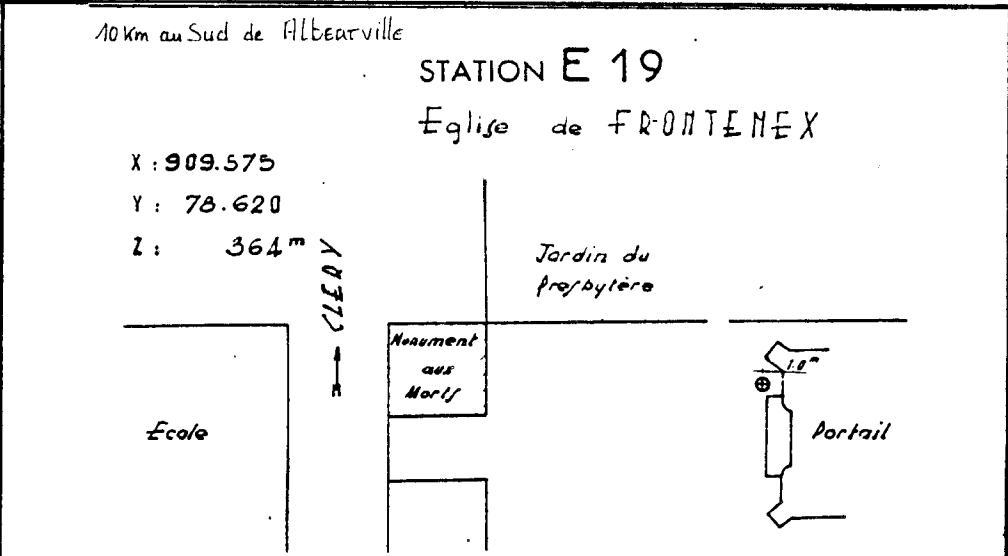


Fig. An. V-2 : Plan des bases utilisées lors de la campagne gravimétrique ECORS-CROP 1987 (Bases ouvertes au système R.G.F)..



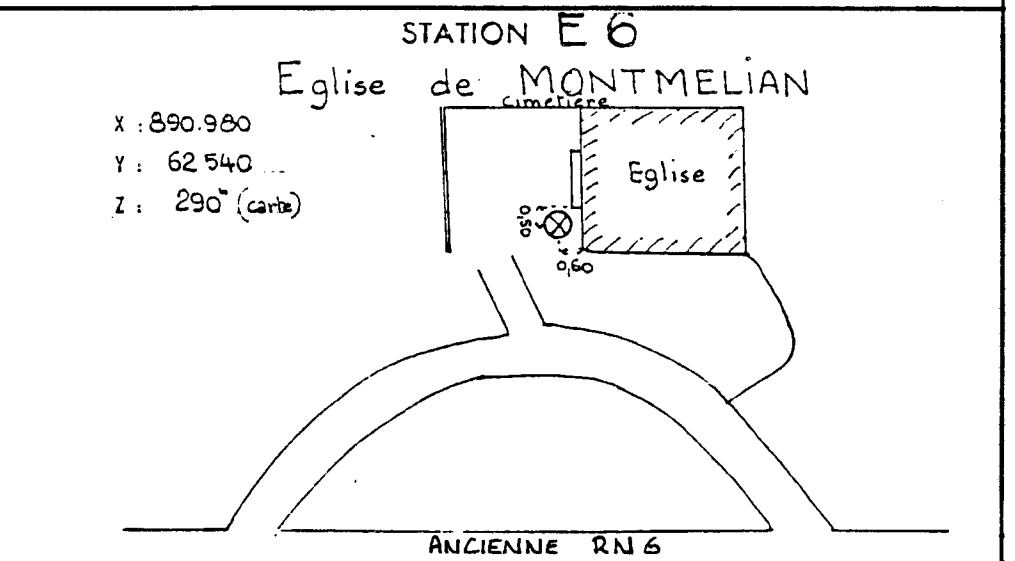
FRONTENEX - ALBERTVILLE

DEGRES DECIMAUX
LONG : 6°309 LAT : 45°638
COORD. Km. UTM. 9°Est
X : 290,265 Y : 5057,402
G mesuré : IGSN-71
980466,82 x 10 ⁻⁵ m/s ²
G mesuré : Potsdam
980479,87 x 10 ⁻⁵ m/s ²



MONTMELIAN

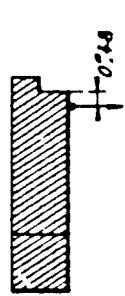
DEGRES DECIMAUX
LONG : 6°0610 LAT : 45°5013
COORD. Km. UTM. 9°Est
X : 270,380 Y : 5042,938
G mesuré : IGSN-71
980490,64 x 10 ⁻⁵ m/s ²
G mesuré : Potsdam
980503,82 x 10 ⁻⁵ m/s ²



MOUTIER

DEGRES DECIMAUX		3° Ordre			X : 929,4 Y : 363,2	
		Matricule		Type de repère	Altitude	
LONG : 6° 552		Id 1 ₃ m ₃ - 5		M	496,09	
LAT : 45° 490					1971	
COORD. Km. U.T.M. 9° Est		Feuille au 50 000° : MOUTIERS - N. O.				
X : 308,726		N° : XXXV-33				
Y : 5040,361		Département : SAVOIE				
G mesuré : IGSN-71		Commune : Saint-Marcel				
980385,26 × 10 ⁻⁵ m/s ²		Voie suivie : N. 90				
G mesuré : Potsdam		Désignation : STATION service "ELF".				
980398,41 × 10 ⁻⁵ m/s ²		Bourg-Saint-Ma				
		h = + 0,32 sol				

Moutiers



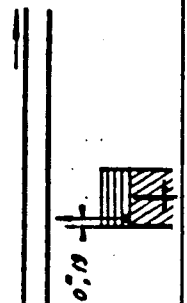
Bourg-Saint-Ma

h = + 0,32 sol

AIME

DEGRES DECIMAUX		3° Ordre			X : 935,8 Y : 70,7	
		Matricule		Type de repère	Altitude	
LONG : 6° 639		Id 1 ₃ m ₃ - 26		P. et C.	671,71	
LAT : 45° 554					1971	
COORD. Km. U.T.M. 9° Est		Feuille au 50 000° : BOURG-SAINT-AURICE -				
X : 315,727		N° : XXXV-32				
Y : 5047,302		S. O.				
G mesuré : IGSN-71		Département : SAVOIE				
980359,80 × 10 ⁻⁵ m/s ²		Commune : Aime				
G mesuré : Potsdam		Voie suivie : N. 90				
980372,86 × 10 ⁻⁵ m/s ²		Désignation : CHAPELLE de la Croix d'Aime.				
		Mesure au Pied du Rep. Niv.				
		Bourg-Saint-Maurice				
		h = + 0,89 escalier				

Moutiers



Bourg-Saint-Maurice

h = + 0,89 escalier

BOURG SAINT MAURICE

DEGRES DECIMAUX	3 ^e Ordre	x : 945,8	y : 78,4	
LONG : 6° 773 LAT : 45° 618	Matricule	Type de repère	Altitude	
COORD. Km. UTM. 9° Est	Id. I ₃ m ₃ - 48	M	813,72	
X : 326,338 Y : 5054,136	Feuille au 50 000 ^e : BOURG-SAINT-MAURICE - N° : XXXV-32 S. E.			Col du Petit Saint-BERNARD. h = + 0,58, sol
G mesuré : IGSN-71	Département : SAVOIE			
980336,17 × 10 ⁻⁵ m/s ²	Commune : Bourg-Saint-Maurice			
G mesuré : Potsdam	Voie suivie : N. 90			
980349,23 × 10 ⁻⁵ m/s ²	Désignation : GARE de Bourg-Saint-Maurice.			

BEAUFORT

DEGRES DECIMAUX	3 ^{eme} ORDRE	x : 929,8	y : 88,5	
LONG : 6° 575 LAT : 45° 717	Type de repère	Altitude		
COORD. Km. UTM. 9° Est	Id. K ₃ l ₃ - 60	M	744,38 ₅	
X : 311,248 Y : 5065,538	50000 ^{eme} BOURG-SAINT-MAURICE - N° : XXXV-32 N. O.			Arèches Albertville h = + 0,50 sol
G mesuré : IGSN-71	SAVOIE			
980381,50 × 10 ⁻⁵ m/s ²	Beaufort			
G mesuré : Potsdam	N. 525			
980394,54 × 10 ⁻⁵ m/s ²	MUR de soutènement de l'Eglise. à côté de l'ancien GENDARMERIE IMPERIALE			

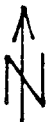
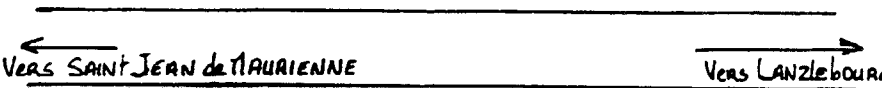
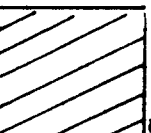

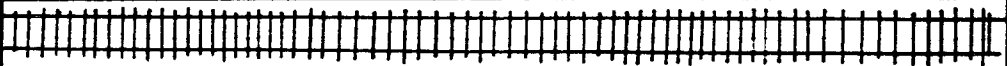
SAINTE FOY - TARENTAISE

DEGRES DECIMAUX	4° Ordre	X : 954,7	Y : 75,6
LONG : 6°885	Matricule	Type de repere	Altitude
LAT : 45°588	Id m ₃ - 56 ^{bia}	M	1070,44 ₅
COORD. Km. U.T.M. 9°Est			1971
X : 334,975	Feuille au 50 000° : SAINTE-FOY-TARENTAISE -		
Y : 5050,589	N° XXXVI-32 S. O.		
G mesuré : IGSN-71	Département : SAVOIE		
980271,51 x 10 ⁻⁵ m/s ²	Commune : Sainte-Foy-Tarentaise		
G mesuré : Potsdam	Voie suivie : N. 202		
980284,56 x 10 ⁻⁵ m/s ²	Designation : CASERNE de pompiers.		
	h = +0,42 sol		

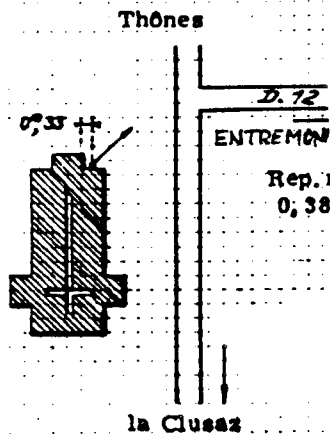
FLUMET

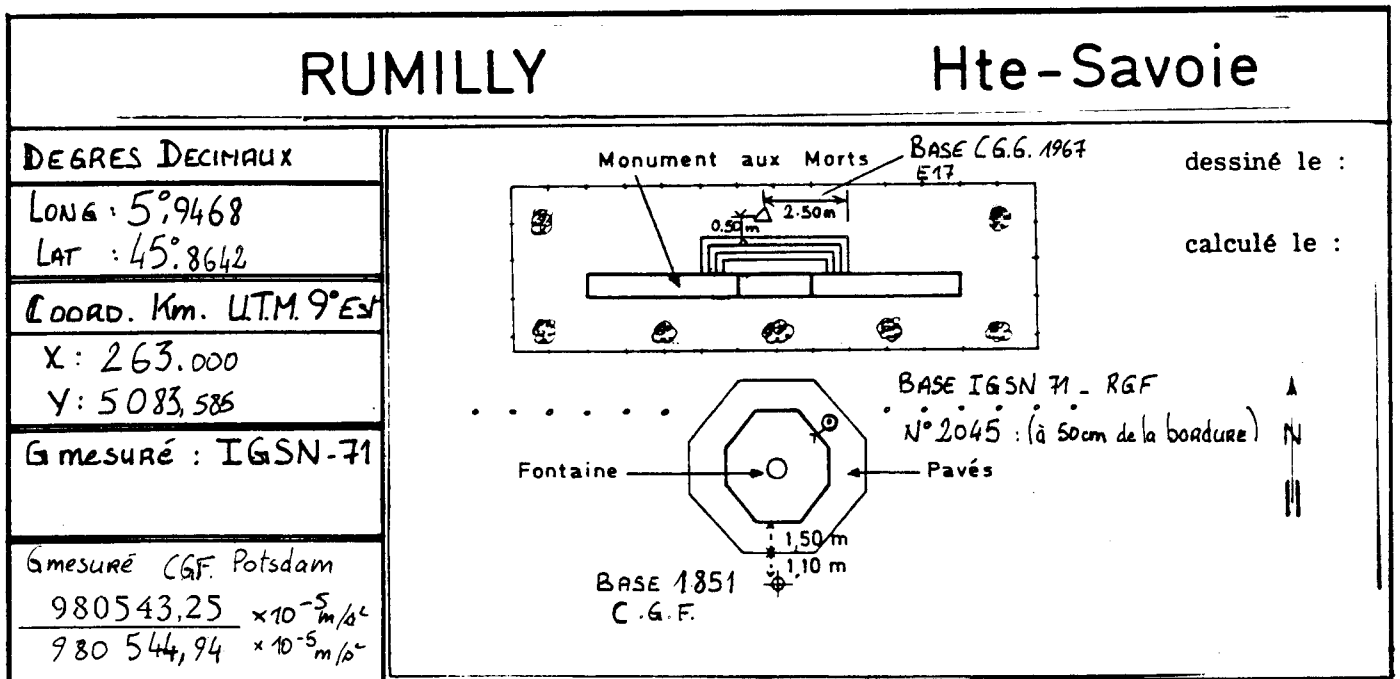
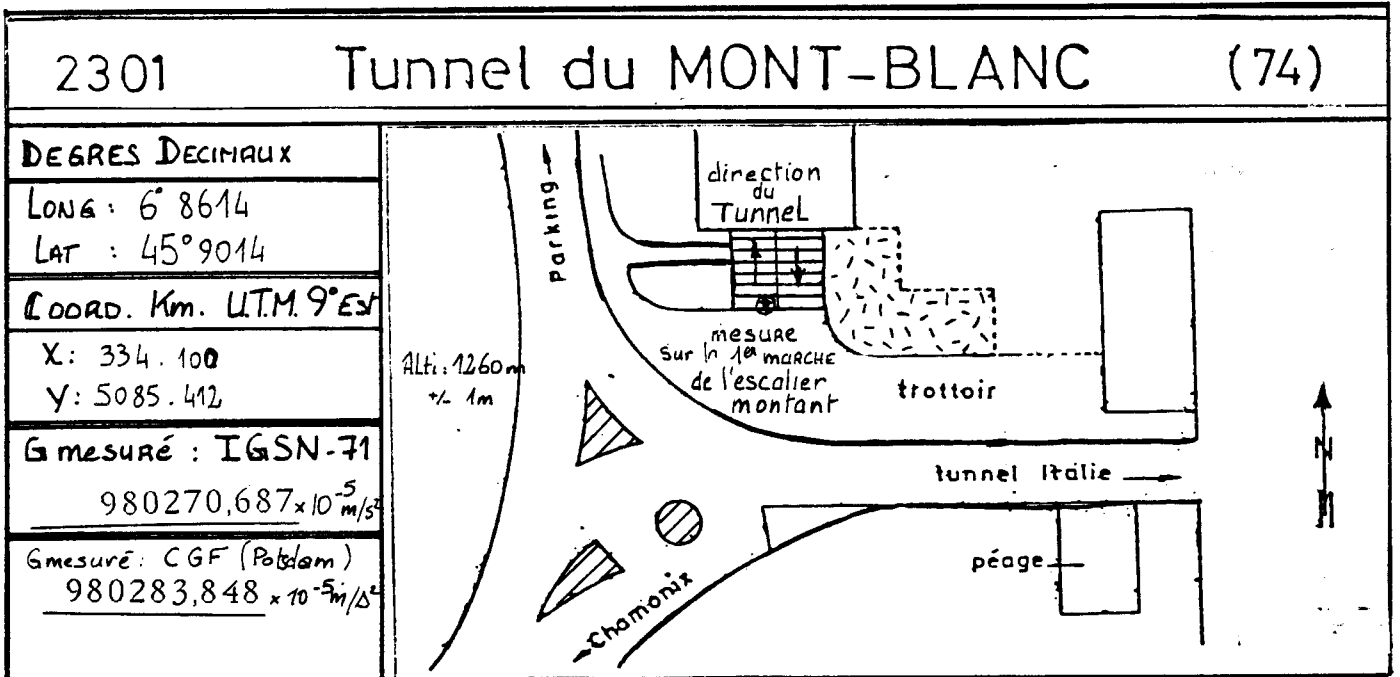
DEGRES DECIMAUX	3° Ordre	X : 924,7	Y : 99,7
LONG : 6°517	Matricule	Type de repere	Altitude
LAT : 45°820	R'f. k ₃ m ₃ - 35	M	919,12
COORD. Km. U.T.M. 9°Est			1979
X : 307,083	Feuille au 50 000° : SAINT-GERVAIS-LES-BAINS -		
Y : 5077,154	N° : 35-31 N. O.		
G mesuré : IGSN-71	Département : SAVOIE		
980379,48 x 10 ⁻⁵ m/s ²	Commune : Flumet		
G mesuré : Potsdam	Voie suivie : D. 909		
980392,58 x 10 ⁻⁵ m/s ²	Designation : BATIMENT appartenant aux Ponts et-Chaussées.		
	Mesure au Pied du Rep. Niv. h = +0,57 sol		

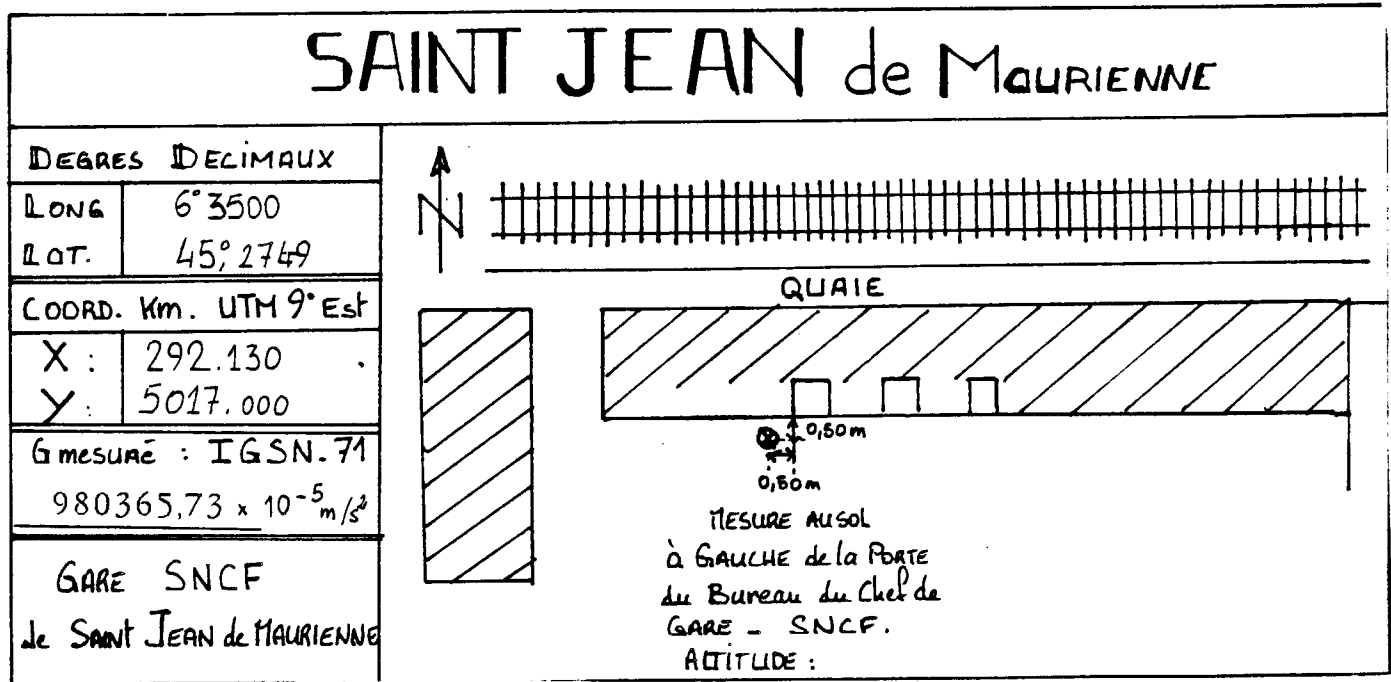
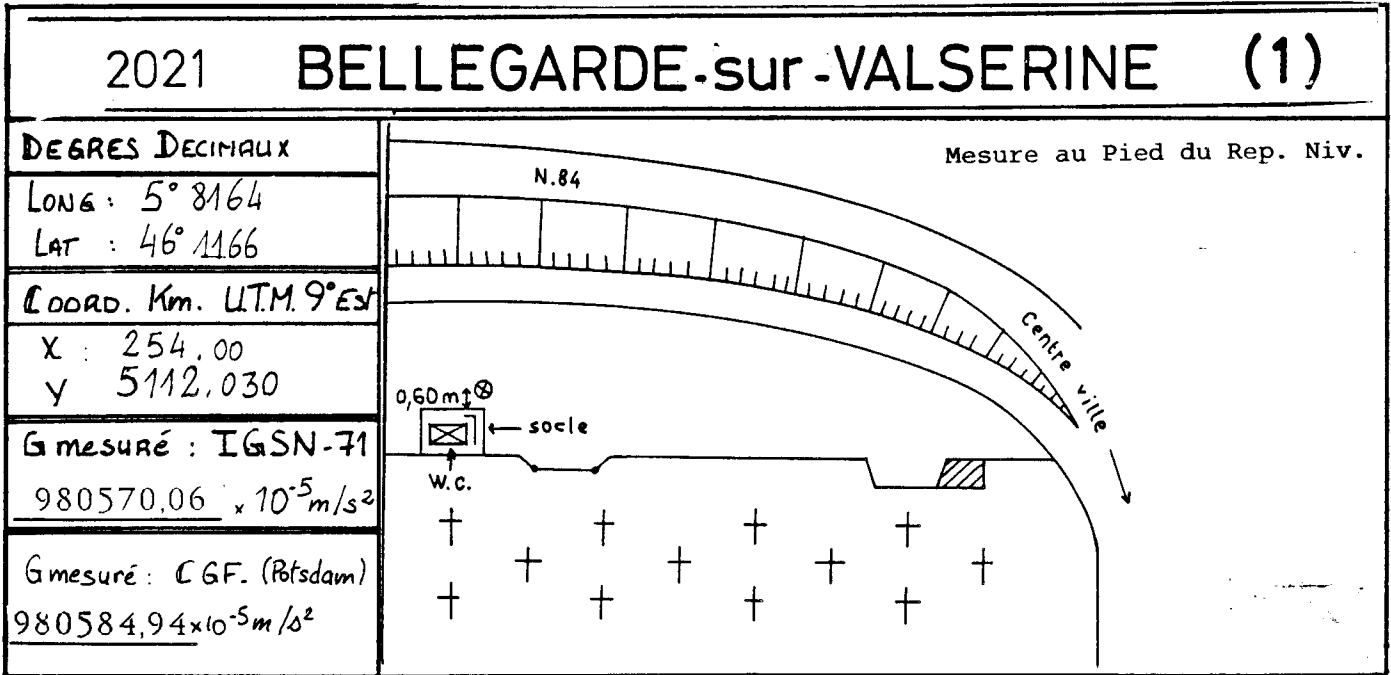
MODANE

DEGRES DECIMAUX		
LONG : 6° 658 LAT : 45° 190		
COORD. Km. U.T.M. 9° Est		Mesure au Pied du Repère de Nivellement I cd 33 ALTITUDE : 1056.80m
X : 316.034 Y : 5006.841		
G mesuré : IGSN-71 $980242.55 \times 10^{-5} m/s^2$		
BÂTIMENT des SERVICES de la Police. GARE de Modane		

SAINTE JEAN de Sixt

DEGRES DECIMAUX	3° Ordre	X : 916,0	Y : 110,7	
LONG : 6° 413 LAT : 45° 923	Matricule	Type de repère	Altitude	
COORD. Km. U.T.M. 9° Est	R'f. k ₃ ¹ ₃ - R'f. k ₃ ¹ ₃ m ₃		963,59 ₅	
X : 299,397 Y : 5088,821			1979	
G mesuré : IGSN-71 $980393.46 \times 10^{-5} m/s^2$	ouille au 50 000° : ANNECY-BONNEVILLE-S. E. N° : 34-30 Département : HAUTE-SAVOIE Commune : Saint-Jean-de-Sixt Voie suivie : D. 909 Désignation : EGLISE			
G mesuré : CGF $980406,60 \times 10^{-5} m/s^2$				





ANNECY

DEGRES DECIMAUX

LONG : 6° 110

LAT : 45° 900

COORD. Km. UTM. 9°E

X : 275,817

Y : 5087,072

G mesuré : IGSN-71

980495,81 x 10⁻⁵ m/s²

G Potsdam: Base E16

980508,74 x 10⁻⁵ m/s²

Coord: LII Eglise de BRESSI E16

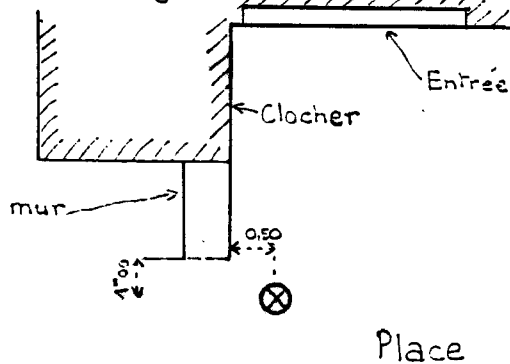
X : 892.690

Y : 106.970

Z : 458 m

(ANNECY)

Eglise

 ← Rumilly
 RM (Anancy)


MOÛTIER (cathedrale)

DEGRES DECIMAUX

LONG : 6° 5336

LAT : 45° 4805

COORD. Km. UTM. 9°E

X : 307,233

Y : 5039,384

G mesuré : IGSN-71

980395,05.10⁻⁵ m/s²

3° Ordre

X : 928,0

Y : 362,1

Matricule

Type de repère

Altitude

Id 1₃m₃ - 1

M

~~478,97~~479,31₅

1971

Feuille au 50 000° : MOÛTIERS - N. O.

N° : XXXV-33

Département : SAVOIE

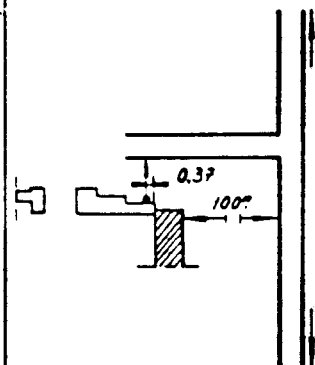
Commune : Moûtiers

Voie suivie : N. 90

Désignation : Portail de la CATHEDRALE

Mesure au Pied du Rep. Niv.

Moûtiers



Bourg-Saint-Maurice

h = + 0,39 sol

SAINT GERVAIS les BAINS

DEGRES DECIMAUX	4° Ordre	X : 939,4	Y : 108,5	<div style="text-align: center;">le Fayet</div>
LONG : 6'7116	Matricule	Type de repère	Altitude	
LAT : 45° 8921	Id. k ₃ - 5	M	809,23	
COORD. Km. UTM. 9° Est			1979	
X : 322,453 Y : 5084,702	Feuille au 50 000° : SAINT-GERVAIS-LES-BAINS- N° : 35-31 N.E			
G mesuré : IGSN-71 980384,05 10 ⁻⁵ m/s ²	Département : HAUTE-SAVOIE Commune : St-Gervais-les-Bains Voie suivie : D.902			
EGLISE . VIRAGE - Centre de SAINT GERVAIS	Désignation : EGLISE			
	Mesure au Pied du Rep. Niv.			h=+1,10 sol

ANNEXE VI

LISTE DES MESURES REALISEES A L'ENDROIT DES
STATIONS GRAVIMETRIQUES ACQUISES DANS LE
CADRE DU PROGRAMME
ECORS - CROP - ALPES II - JURA - BRESSE
EN 1986 - 1987.

ALPES OCCIDENTALES

CADRE EN KILOMETRE ET EN U.T.M. 9°

X minimum = 200. Km Y minimum = 4922. Km
X maximum = 500. Km Y maximum = 5180. Km

1030 Stations de mesures effectuées entre 1986 et 1987.

N° : Numéro de la station
X et Y : Coordonées en U.T.M. 9° et en Kilomètres
Z : Altitude de la station en mètres
Gm : G mesuré dans le système I.G.S.N.71 et en 10^{-5} m/s²
Go : G théorique suivant la formulation du G.R.S. 67
Cp - Ca : Correction de Plateau et d' Air Libre en 10^{-5} m/s²
CTT : Correction Topographique de 0 jusqu'à 167 km
en 10^{-5} m/s²
AAL : Anomalie d' Air Libre en 10^{-5} m/s²
ABS : Anomalie de Bouguer Simple en 10^{-5} m/s²
AB : Anomalie de Bouguer en 10^{-5} m/s²

La masse volumique utilisée pour les corrections est : 2600 Kg / m³

N°	X (UTM 9)	Y	ALTI	GM	G0	CP-CA	CTT	AAL	ABSIM	AB
1	341.662	5034.407	1844.00	980136.35	980659.29	368.16	21.97	46.05	-154.78	-132.81
2	341.530	5033.210	1908.00	980122.67	980658.31	380.94	21.35	53.09	-154.71	-133.36
3	341.438	5031.712	1957.00	980110.88	980657.09	390.72	23.62	57.64	-155.50	-131.87
4	342.420	5031.254	2125.00	980080.46	980656.74	424.26	21.98	79.41	-152.02	-130.03
5	337.907	5040.240	1797.00	980145.50	980663.96	358.77	19.91	36.02	-159.69	-139.77
6	338.170	5039.188	1870.00	980131.07	980663.11	373.35	19.55	44.97	-158.69	-139.14
7	337.794	5038.586	1932.00	980121.44	980662.61	385.73	16.61	54.97	-155.44	-138.83
8	336.824	5037.666	2042.00	980104.28	980661.84	407.69	13.40	72.52	-149.87	-136.47
9	336.620	5037.049	2100.00	980092.55	980661.34	419.27	11.42	79.19	-149.52	-138.10
10	335.829	5036.114	2105.00	980092.33	980660.56	420.27	13.29	81.29	-147.96	-134.67
11	335.696	5035.495	2107.00	980090.81	980660.05	420.67	16.10	80.90	-148.57	-132.47
12	337.397	5041.042	1669.00	980162.43	980664.60	333.22	32.06	12.82	-168.95	-136.89
13	340.118	5038.316	1993.00	980109.52	980662.44	397.91	17.98	62.04	-155.02	-137.04
14	340.826	5038.786	2197.00	980072.09	980662.83	438.64	15.41	87.16	-152.11	-136.70
15	341.780	5039.397	2303.00	980052.62	980663.36	459.80	17.08	99.88	-150.94	-133.86
16	342.902	5039.569	2347.00	980042.29	980663.52	468.58	20.23	102.96	-152.64	-132.41
17	343.676	5039.249	2388.00	980034.90	980663.28	476.77	20.47	108.47	-151.61	-131.13
18	344.166	5038.825	2461.00	980023.95	980662.94	491.34	14.26	120.38	-147.65	-133.39
19	343.870	5038.221	2516.00	980015.36	980662.44	502.32	13.68	129.26	-144.76	-131.07
20	343.124	5039.041	2410.00	980032.60	980663.09	481.16	17.43	113.14	-149.33	-131.90
21	336.920	5038.642	2243.00	980065.22	980662.64	447.82	11.09	94.69	-149.60	-138.50
22	337.110	5039.648	2182.00	980076.48	980663.46	435.64	12.08	86.30	-151.34	-139.26
23	337.047	5040.240	2133.00	980082.83	980663.95	425.86	15.82	77.04	-155.26	-139.44
24	337.370	5045.723	1743.00	980157.39	980668.41	347.99	24.96	26.80	-163.03	-138.07
25	335.704	5049.524	1520.00	980196.92	980671.47	303.47	23.89	-5.54	-171.08	-147.19
26	336.235	5048.055	1799.00	980145.25	980670.29	359.18	23.73	30.06	-165.86	-142.14
27	336.378	5049.619	1770.00	980153.03	980671.57	353.39	20.66	27.62	-165.15	-144.49
28	335.745	5050.202	1369.00	980222.23	980672.03	273.32	29.31	-27.38	-176.47	-147.16
29	336.158	5050.769	1582.00	980187.41	980672.50	315.85	22.83	3.06	-169.24	-146.41
30	335.757	5051.559	1483.00	980204.51	980673.13	296.09	24.04	-11.02	-172.54	-148.50
31	336.076	5052.117	1362.00	980223.20	980673.59	271.93	31.54	-30.13	-178.46	-146.93
32	336.822	5052.298	1430.00	980210.27	980673.76	285.50	30.95	-22.25	-177.98	-147.03
33	337.467	5052.791	1504.00	980197.07	980674.17	300.28	30.18	-13.02	-176.82	-146.64
34	337.829	5054.117	1771.00	980156.99	980675.25	353.59	20.26	28.20	-164.68	-144.42
35	337.652	5053.577	1699.00	980169.90	980674.81	339.21	20.40	19.33	-165.70	-145.31
36	335.364	5052.024	1203.30	980250.37	980673.50	240.24	33.47	-51.84	-182.89	-149.42
37	334.338	5052.473	1300.00	980236.32	980673.84	259.55	28.62	-36.39	-177.97	-149.35
38	333.867	5052.964	1356.00	980227.91	980674.23	270.73	26.53	-27.91	-175.59	-149.06
39	333.244	5053.325	1363.00	980230.44	980674.51	272.13	24.15	-23.50	-171.94	-147.79
40	332.250	5053.486	1267.00	980242.07	980674.62	252.96	24.46	-41.60	-179.59	-155.13
41	334.058	5054.004	1515.00	980204.29	980675.08	302.47	22.78	-3.32	-168.32	-145.53
42	331.342	5055.112	1597.00	980192.06	980675.93	318.85	20.03	8.91	-165.02	-144.99
43	332.280	5054.330	1641.35	980182.72	980675.31	327.70	18.92	13.87	-164.89	-145.97
44	333.402	5054.544	1761.80	980162.61	980675.50	351.75	16.02	30.73	-161.15	-145.12
45	332.439	5055.026	1840.55	980147.97	980675.88	367.47	16.24	40.02	-160.43	-144.20
46	332.283	5056.742	1916.00	980134.19	980677.27	382.54	16.51	48.12	-160.55	-144.03
47	332.727	5057.309	1971.80	980126.57	980677.74	393.68	14.32	57.25	-157.49	-143.18
48	333.293	5058.060	2017.30	980119.25	980678.37	402.76	14.33	63.34	-156.36	-142.03
49	333.960	5058.809	2063.80	980114.10	980678.99	412.04	11.54	71.92	-152.85	-141.31
50	334.549	5059.862	2153.90	980098.85	980679.86	430.03	9.46	83.60	-150.98	-141.52
51	335.125	5060.714	2187.60	980092.53	980680.57	436.76	8.74	86.97	-151.28	-142.53
52	329.419	5054.974	1011.50	980300.04	980675.77	201.95	24.53	-63.62	-173.78	-149.26
53	330.469	5054.290	1068.80	980286.74	980675.23	213.39	25.63	-58.70	-175.10	-149.47
54	330.356	5055.293	1360.10	980236.66	980676.06	271.55	20.89	-19.72	-167.85	-146.96
55	331.004	5054.742	1415.90	980225.65	980675.62	282.69	18.87	-13.07	-167.28	-148.40
56	331.172	5053.749	1128.00	980272.34	980674.81	225.21	27.35	-54.41	-177.26	-149.91
57	329.575	5055.836	1219.00	980260.06	980676.48	243.38	25.10	-40.28	-173.04	-147.93
58	330.175	5056.388	1356.00	980237.15	980676.94	270.73	22.65	-21.38	-169.06	-146.41
59	329.978	5056.894	1533.00	980206.14	980677.35	306.07	19.58	1.82	-165.14	-145.56
60	330.756	5057.396	1738.00	980167.17	980677.77	347.00	19.47	25.68	-163.60	-144.13
61	331.892	5057.876	1867.00	980146.13	980678.19	372.75	15.73	44.03	-159.31	-143.58
62	328.399	5056.481	1677.00	980175.01	980676.98	334.82	23.38	15.49	-167.15	-143.77
63	329.482	5057.853	1983.00	980120.98	980678.11	395.91	20.14	54.74	-161.22	-141.09
64	328.476	5055.856	1385.00	980231.30	980676.47	276.52	21.37	-17.81	-168.65	-147.28
65	326.814	5054.991	869.65	980325.18	980675.73	173.63	32.32	-82.21	-176.92	-144.60

N°	X (UTM 9)	Y	ALTI	GM	G0	CP-CA	CTT	AAL	ABSIM	AB
66	327.602	5054.423	812.00	980334.05	980675.28	162.12	28.21	-90.68	-179.12	-150.90
67	326.905	5053.487	886.00	980326.14	980674.50	176.89	25.98	-74.97	-171.47	-145.49
68	326.100	5052.030	993.00	980303.53	980673.30	198.26	23.17	-63.36	-171.51	-148.34
69	327.079	5052.437	1212.00	980266.18	980673.65	241.98	19.10	-33.49	-165.49	-146.40
70	327.035	5051.438	1290.00	980248.66	980672.84	257.55	22.13	-26.13	-166.62	-144.50
71	326.890	5050.407	1373.00	980230.81	980671.99	274.12	23.73	-17.53	-167.06	-143.33
72	325.930	5049.022	1508.00	980206.08	980670.85	301.08	19.00	0.55	-163.69	-144.69
73	327.310	5049.218	1827.00	980146.04	980671.03	364.77	16.34	38.75	-160.23	-143.89
74	328.640	5049.604	2153.00	980082.52	980671.38	429.85	17.40	75.47	-159.01	-141.61
75	329.034	5048.592	2384.00	980029.33	980670.56	475.97	19.65	94.38	-165.26	-145.61
76	328.897	5046.740	2490.00	980009.72	980669.06	497.13	17.70	108.98	-162.20	-144.50
77	329.815	5046.290	2457.00	980022.48	980668.71	490.55	13.70	111.90	-155.69	-141.98
78	330.836	5046.509	2505.00	980013.22	980668.91	500.13	17.31	117.25	-155.56	-138.25
79	330.214	5048.059	2184.00	980076.95	980670.16	436.04	12.49	80.68	-157.17	-144.68
80	329.963	5047.155	2322.00	980050.21	980669.42	463.59	12.96	97.27	-155.61	-142.65
81	330.859	5049.077	2140.00	980081.31	980671.00	427.26	17.43	70.63	-162.43	-145.00
82	331.121	5050.115	1828.00	980142.57	980671.85	364.97	19.69	34.77	-164.32	-144.63
83	329.912	5051.869	1815.00	980145.02	980673.26	362.37	23.84	31.80	-165.87	-142.03
84	328.446	5051.921	1734.00	980164.11	980673.27	346.20	21.98	25.89	-162.96	-140.98
85	329.164	5052.490	1664.00	980173.24	980673.74	332.22	23.51	12.94	-168.28	-144.77
86	327.654	5051.232	1570.00	980196.63	980672.69	313.45	18.92	8.39	-162.60	-143.68
87	327.724	5053.497	1132.00	980278.48	980674.53	226.01	21.90	-46.76	-170.04	-148.14
88	325.666	5053.288	853.00	980331.17	980674.31	170.30	23.93	-79.94	-172.84	-148.91
89	324.667	5052.170	829.55	980331.61	980673.38	165.62	29.15	-85.80	-176.15	-147.00
90	323.926	5050.523	820.60	980332.71	980672.02	163.84	27.21	-86.11	-175.48	-148.26
91	321.676	5048.809	770.00	980340.50	980670.57	153.73	26.98	-92.48	-176.34	-149.36
92	319.531	5048.380	736.00	980348.04	980670.18	146.94	27.78	-95.04	-175.20	-147.42
93	320.663	5048.091	755.00	980340.20	980669.97	150.74	31.37	-96.80	-179.03	-147.66
94	323.876	5048.723	796.80	980333.59	980670.56	159.08	29.61	-91.10	-177.88	-148.27
95	322.724	5049.424	772.00	980338.91	980671.10	154.13	28.73	-93.98	-178.06	-149.33
96	324.494	5046.561	1235.65	980251.59	980668.81	246.70	23.46	-35.95	-170.52	-147.06
97	324.921	5045.893	1298.00	980237.87	980668.28	259.15	24.43	-29.90	-171.26	-146.83
98	326.131	5044.736	1438.00	980209.64	980667.36	287.10	24.90	-14.01	-170.62	-145.72
99	326.961	5044.224	1471.00	980199.75	980666.97	293.69	29.51	-13.32	-173.53	-144.02
100	327.743	5043.658	1524.00	980189.90	980666.52	304.27	28.64	-6.38	-172.35	-143.71
101	328.581	5042.600	1556.25	980178.09	980665.68	310.71	35.89	-7.40	-176.88	-140.99
102	329.555	5042.496	1742.00	980145.99	980665.62	347.79	31.07	17.89	-171.83	-140.77
103	330.423	5042.494	1916.00	980115.19	980665.64	382.53	30.53	40.75	-167.91	-137.39
104	330.931	5041.335	2100.00	980087.17	980664.70	419.27	21.57	70.45	-158.26	-136.69
105	331.114	5040.564	2093.00	980087.33	980664.08	417.87	22.47	69.07	-158.88	-136.41
106	331.278	5039.426	2144.00	980092.90	980663.16	428.05	17.49	91.30	-142.20	-124.71
107	331.244	5038.736	2150.00	980079.31	980662.60	429.25	18.65	80.12	-154.04	-135.38
108	330.240	5042.066	1872.50	980119.86	980665.28	373.85	33.57	32.36	-171.57	-138.00
109	324.382	5047.575	1082.15	980281.00	980669.63	216.05	26.39	-54.72	-172.58	-146.19
110	324.747	5048.877	1151.00	980271.82	980670.70	229.80	21.37	-43.73	-169.08	-147.71
111	325.608	5046.440	1650.00	980177.22	980668.74	329.43	15.86	17.61	-162.09	-146.23
112	327.011	5046.601	2056.00	980099.45	980668.90	410.49	16.00	64.95	-158.96	-142.96
113	326.331	5048.266	1719.00	980166.78	980670.24	343.20	16.91	26.96	-160.26	-143.35
114	326.904	5045.537	1805.00	980146.54	980668.03	360.37	16.68	35.46	-161.12	-144.44
115	317.404	5047.487	661.00	980361.57	980669.40	131.97	29.41	-103.87	-175.86	-146.45
116	317.696	5046.788	717.00	980349.16	980668.84	143.15	30.11	-98.44	-176.52	-146.41
117	319.256	5047.499	803.00	980335.28	980669.46	160.32	25.63	-86.40	-173.86	-148.22
118	323.090	5048.290	962.00	980304.45	980670.18	192.07	24.38	-68.90	-173.67	-149.29
119	322.094	5047.574	1113.00	980277.30	980669.58	222.21	22.36	-48.85	-170.07	-147.71
120	322.056	5046.784	1466.00	980233.09	980668.94	292.69	20.05	16.50	-143.16	-123.11
121	323.507	5046.711	1516.00	980201.95	980668.91	302.67	19.17	0.81	-164.29	-145.12
122	323.799	5046.002	1637.00	980175.80	980668.35	326.83	21.39	12.57	-165.71	-144.33
123	321.801	5045.536	1826.00	980142.98	980667.91	364.57	17.76	38.50	-160.37	-142.61
124	323.299	5042.947	1833.00	980138.56	980665.84	365.96	18.79	38.31	-161.32	-142.53
125	323.680	5044.003	1773.00	980152.38	980666.71	353.98	16.82	32.75	-160.35	-143.52
126	324.045	5045.038	1697.00	980167.20	980667.57	338.81	16.97	23.26	-161.56	-144.59
127	321.258	5046.206	1524.00	980201.70	980668.45	304.27	18.54	3.49	-162.48	-143.95
128	320.640	5046.736	1289.00	980245.94	980668.87	257.35	19.37	-25.19	-165.57	-146.21
129	320.615	5047.494	1080.00	980285.73	980669.48	215.62	20.11	-50.50	-168.12	-148.02
130	318.997	5046.662	1009.00	980297.21	980668.77	201.45	23.34	-60.22	-170.11	-146.77

N°	X (UTM 9)	Y	ALTI	GM	G0	CP-CA	CTT	AAL	ABSIM	AB
131	320.120	5046.029	1475.00	980209.03	980668.28	294.49	20.02	-4.12	-164.76	-144.74
132	319.837	5044.880	1752.00	980157.31	980667.33	349.79	17.35	30.58	-160.23	-142.88
133	318.117	5044.062	1521.00	980202.78	980666.63	303.67	16.60	5.47	-160.18	-143.57
134	318.921	5042.938	1886.00	980133.67	980665.73	376.54	13.11	49.88	-155.52	-142.41
135	320.010	5042.740	1887.00	980131.41	980665.60	376.74	13.34	48.06	-157.45	-144.11
136	320.835	5042.084	2050.00	980098.31	980665.08	409.29	11.15	65.78	-157.49	-146.33
137	318.143	5041.993	1992.00	980113.99	980664.95	397.71	12.39	63.69	-153.25	-140.86
138	320.344	5041.297	2166.00	980076.58	980664.43	432.45	9.30	80.49	-155.40	-146.10
139	320.346	5040.574	2266.00	980055.75	980663.84	452.41	10.86	91.11	-155.68	-144.82
140	319.023	5041.590	2083.00	980094.05	980664.64	415.88	10.52	72.14	-154.72	-144.20
141	317.998	5042.921	1982.00	980112.03	980665.70	395.71	16.05	57.90	-157.96	-141.91
142	318.480	5044.975	1456.00	980215.30	980667.38	290.69	17.64	-2.81	-161.38	-143.74
143	318.351	5045.924	1189.00	980265.04	980668.15	237.39	19.82	-36.23	-165.73	-145.91
144	317.588	5043.611	1681.00	980173.11	980666.25	335.62	16.13	25.55	-157.53	-141.40
145	316.331	5043.914	1692.00	980171.79	980666.47	337.81	16.60	27.40	-156.87	-140.27
146	316.336	5042.480	2020.00	980108.09	980665.30	403.30	14.93	66.08	-153.91	-138.99
147	316.193	5041.361	2162.00	980077.54	980664.39	431.65	16.77	80.26	-155.20	-138.43
148	314.972	5043.688	1604.00	980190.71	980666.25	320.24	16.19	19.39	-155.30	-139.11
149	315.963	5044.948	1407.00	980228.43	980667.30	280.91	16.77	-4.73	-157.96	-141.19
150	315.036	5045.588	1165.00	980275.17	980667.79	232.60	18.17	-33.15	-160.03	-141.86
151	314.294	5046.921	676.15	980358.60	980668.86	135.00	33.67	-101.63	-175.27	-141.60
152	313.006	5045.925	651.50	980361.94	980668.02	130.07	35.01	-105.06	-176.01	-141.00
153	312.558	5045.039	593.00	980367.19	980667.29	118.39	40.33	-117.13	-181.71	-141.38
154	311.249	5044.399	623.00	980363.37	980666.74	124.38	39.69	-111.13	-178.98	-139.29
155	310.016	5042.647	616.00	980372.53	980665.28	122.99	30.08	-102.68	-169.76	-139.68
156	309.981	5041.246	550.00	980375.50	980664.14	109.81	36.73	-118.93	-178.83	-142.10
157	309.549	5040.148	1027.00	980294.72	980663.23	205.04	21.06	-51.62	-163.47	-142.41
158	310.508	5039.796	1312.00	980240.25	980662.97	261.94	21.06	-17.89	-160.78	-139.72
159	309.273	5039.043	1509.00	980196.11	980662.33	301.27	27.04	-0.60	-164.95	-137.91
160	309.527	5037.634	1139.00	980274.93	980661.19	227.40	17.38	-34.81	-158.86	-141.48
161	307.631	5037.792	621.00	980366.11	980661.28	123.98	27.62	-103.55	-171.18	-143.57
162	307.233	5039.384	479.30	980395.10	980662.56	95.69	30.13	-119.57	-171.77	-141.64
163	339.717	5054.713	2032.00	980113.67	980675.78	405.70	14.40	64.89	-156.41	-142.02
164	340.399	5056.051	2250.00	980072.67	980676.89	449.22	16.86	90.05	-155.00	-138.14
165	339.157	5054.171	2017.00	980116.10	980675.33	402.70	13.72	63.14	-156.53	-142.81
166	338.306	5054.449	1934.00	980130.47	980675.53	386.13	14.92	51.69	-158.93	-144.02
167	339.937	5051.727	1908.00	980133.27	980673.36	380.94	20.42	48.65	-159.15	-138.72
168	338.623	5052.229	1741.00	980159.35	980673.74	347.60	23.77	22.82	-166.79	-143.03
169	329.919	5058.441	1410.00	980227.36	980678.61	281.51	26.25	-16.18	-169.74	-143.49
170	328.409	5058.827	1515.00	980209.00	980678.88	302.47	23.10	-2.41	-167.41	-144.31
171	328.769	5059.728	1695.00	980177.67	980679.62	338.41	21.76	21.06	-163.54	-141.78
172	328.509	5060.470	2072.00	980109.92	980680.22	413.68	16.06	69.04	-156.62	-140.56
173	329.411	5061.823	2178.00	980095.58	980681.34	434.85	12.54	86.29	-150.92	-138.38
174	327.246	5069.144	2087.00	980115.30	980687.26	416.68	23.98	72.01	-155.28	-131.30
175	327.363	5068.040	1975.00	980138.59	980686.35	394.32	19.17	61.65	-153.45	-134.28
176	326.768	5067.067	1849.00	980161.41	980685.56	369.16	20.50	46.38	-154.99	-134.49
177	326.310	5066.279	1789.50	980170.99	980684.90	357.28	20.32	38.26	-156.63	-136.31
178	325.911	5065.678	1800.00	980168.33	980684.41	359.38	21.36	39.33	-156.70	-135.34
179	325.461	5064.891	1665.00	980183.55	980683.75	332.42	32.15	13.55	-167.78	-135.63
180	325.094	5064.323	1678.00	980185.20	980683.28	335.02	26.56	19.69	-163.06	-136.50
181	323.619	5062.863	1549.00	980212.50	980682.06	309.26	23.48	8.40	-160.30	-136.82
182	325.636	5060.860	1881.00	980146.94	980680.48	375.55	18.75	46.86	-157.99	-139.24
183	326.316	5060.353	1631.00	980191.03	980680.08	325.63	25.19	14.21	-163.42	-138.23
184	316.377	5048.672	1098.00	980287.40	980670.34	219.22	23.83	-44.14	-163.72	-139.89
185	316.884	5050.259	1410.00	980233.85	980671.65	281.51	18.93	-2.73	-156.29	-137.36
186	316.446	5051.840	1481.00	980220.61	980672.92	295.69	24.85	4.67	-156.62	-131.77
187	315.467	5052.791	1650.00	980189.22	980673.67	329.43	24.71	24.67	-155.02	-130.31
188	314.733	5053.558	1776.00	980168.16	980674.28	354.58	21.54	41.89	-151.53	-129.99
189	314.106	5054.778	1999.00	980133.13	980675.25	399.11	13.64	74.69	-143.02	-129.38
190	312.902	5054.702	2064.00	980124.10	980675.17	412.08	11.44	85.80	-138.98	-127.54
191	312.709	5056.065	1822.00	980172.23	980676.27	363.77	12.88	58.16	-140.27	-127.39
192	311.947	5057.734	1661.00	980201.62	980677.61	331.62	16.18	36.53	-144.37	-128.19
193	311.275	5058.978	1439.00	980243.42	980678.60	287.30	18.81	8.84	-147.88	-129.08
194	311.932	5060.848	1282.00	980275.61	980680.14	255.96	17.90	-8.96	-148.58	-130.67
195	310.750	5062.218	1032.00	980325.15	980681.23	206.04	19.72	-37.65	-150.04	-130.32

N°	X (UTM 9)	Y	ALTI	GM	G0	CP-CA	CTT	AAL	ABSIM	AB
196	310.581	5063.590	992.00	980336.25	980682.34	198.06	17.49	-40.00	-148.03	-130.55
197	313.041	5065.574	1077.00	980314.92	980684.01	215.03	22.01	-36.77	-154.07	-132.05
198	314.364	5062.654	1291.00	980270.31	980681.67	257.75	21.88	-13.00	-153.60	-131.73
199	314.311	5061.422	1571.00	980224.85	980680.67	313.66	10.58	28.94	-142.16	-131.58
200	314.200	5059.767	1641.00	980207.56	980679.32	327.63	11.84	34.59	-144.13	-132.29
201	315.034	5059.232	1641.00	980206.35	980678.90	327.63	15.76	33.80	-144.92	-129.16
202	313.004	5062.528	1703.00	980200.09	980681.54	340.01	11.71	44.03	-141.44	-129.73
203	311.637	5062.679	1555.00	980224.71	980681.62	310.46	18.61	22.90	-146.45	-127.84
204	309.285	5060.973	1116.00	980306.63	980680.18	222.81	23.49	-29.19	-150.73	-127.25
205	309.276	5059.637	1338.00	980264.07	980679.09	267.14	20.61	-2.17	-147.88	-127.28
206	308.289	5060.769	1207.00	980293.28	980679.99	240.98	20.65	-14.28	-145.73	-125.08
207	309.750	5064.717	1221.00	980297.56	980683.24	243.78	16.76	-8.92	-141.90	-125.14
208	308.011	5064.658	1465.00	980252.44	980683.15	292.49	17.73	21.34	-138.22	-120.49
209	326.169	5056.477	1508.00	980213.76	980676.92	301.08	20.57	2.15	-162.08	-141.51
210	324.177	5055.265	1508.00	980214.07	980675.89	301.08	21.23	3.49	-160.74	-139.51
211	324.154	5056.377	1991.50	980121.12	980676.79	397.61	24.36	58.83	-158.06	-133.70
212	321.691	5055.902	1954.00	980135.85	980676.35	390.12	14.92	62.43	-150.38	-135.46
213	325.167	5053.858	910.00	980321.43	980674.77	181.68	26.57	-72.55	-171.65	-145.09
214	323.922	5053.148	1267.00	980259.06	980674.16	252.96	17.86	-24.16	-162.14	-144.28
215	322.378	5053.993	1534.00	980211.40	980674.81	306.27	19.84	9.92	-157.15	-137.31
216	322.427	5052.978	1704.00	980176.82	980673.99	340.21	17.30	28.62	-156.96	-139.65
217	322.815	5051.267	1320.00	980247.25	980672.61	263.54	17.53	-18.05	-161.81	-144.29
218	322.327	5050.558	1273.00	980254.93	980672.01	254.16	17.55	-24.29	-162.93	-145.37
219	321.748	5049.684	1013.00	980300.46	980671.29	202.25	20.93	-58.26	-168.58	-147.66
220	318.095	5048.688	972.00	980313.65	980670.39	194.06	18.28	-56.82	-162.68	-144.40
221	317.962	5049.739	1106.00	980289.81	980671.25	220.82	20.40	-40.17	-160.62	-140.23
222	317.725	5050.723	1187.00	980274.47	980672.04	236.99	23.80	-31.31	-160.59	-136.78
223	318.886	5055.761	1875.00	980149.78	980676.17	374.35	20.39	52.16	-152.04	-131.66
224	319.024	5054.589	1701.00	980179.53	980675.22	339.61	22.56	29.17	-156.08	-133.52
225	318.770	5053.105	1589.00	980203.67	980674.01	317.25	18.55	19.97	-153.09	-134.54
226	317.787	5052.311	1630.00	980197.42	980673.34	325.43	16.20	27.04	-150.49	-134.29
227	319.994	5049.546	1186.00	980272.96	980671.14	236.79	16.70	-32.23	-161.39	-144.69
228	320.689	5049.270	1023.00	980298.80	980670.93	204.24	21.37	-56.47	-167.88	-146.52
229	319.747	5050.176	1321.00	980249.97	980671.64	263.74	16.21	-14.06	-157.93	-141.72
230	320.819	5050.790	1510.00	980213.56	980672.17	301.48	15.89	7.32	-157.13	-141.24
231	319.256	5052.102	1804.00	980163.26	980673.20	360.17	13.72	46.71	-149.77	-136.04
232	319.832	5052.852	1994.00	980125.50	980673.83	398.11	14.06	66.94	-150.22	-136.16
233	320.747	5053.449	2217.00	980075.78	980674.33	442.63	20.44	85.53	-155.92	-135.48
234	321.415	5051.984	1836.00	980151.58	980673.16	366.56	16.43	44.94	-155.02	-138.59
235	325.670	5050.330	1162.00	980271.82	980671.91	232.00	20.28	-41.54	-168.09	-147.81
236	333.583	5050.493	1470.00	980205.77	980672.21	293.49	25.23	-12.86	-172.95	-147.72
237	332.517	5050.654	1704.00	980163.65	980672.32	340.21	22.83	17.12	-168.46	-145.63
238	337.810	5046.747	1874.00	980136.34	980669.25	374.15	21.46	45.33	-158.76	-137.30
239	338.961	5046.861	2196.00	980079.59	980669.38	438.44	16.04	87.81	-151.35	-135.31
240	339.568	5047.378	2209.00	980078.27	980669.80	441.03	17.30	90.08	-150.50	-133.20
241	340.180	5047.497	2221.00	980076.84	980669.91	443.43	15.62	92.24	-149.65	-134.03
242	319.100	5065.828	1635.00	980209.14	980684.37	326.43	18.92	29.27	-148.80	-129.88
243	317.537	5065.107	1588.00	980220.14	980683.75	317.05	16.49	26.39	-146.56	-130.07
244	310.177	5065.927	712.00	980390.08	980684.24	142.15	24.26	-74.46	-152.00	-127.75
245	309.133	5066.670	700.00	980392.92	980684.81	139.76	26.37	-75.90	-152.14	-125.77
246	310.357	5066.989	891.00	980361.01	980685.10	177.89	20.03	-49.16	-146.20	-126.17
247	310.751	5067.656	1008.50	980337.37	980685.65	201.35	21.74	-37.09	-146.93	-125.18
248	311.338	5068.261	1065.40	980330.94	980686.16	212.71	18.40	-26.48	-142.51	-124.11
249	312.217	5069.257	1142.30	980318.93	980686.99	228.06	15.90	-15.59	-139.99	-124.10
250	312.998	5069.845	1118.30	980320.78	980687.49	223.27	19.06	-21.64	-143.43	-124.38
251	314.111	5070.368	1174.20	980306.98	980687.94	234.43	18.46	-18.65	-146.53	-128.07
252	315.268	5071.323	1174.00	980305.14	980688.75	234.39	20.10	-21.36	-149.21	-129.12
253	316.142	5071.653	1214.70	980293.46	980689.04	242.52	22.39	-20.77	-153.06	-130.67
254	316.857	5072.687	1565.90	980236.54	980689.89	312.64	10.85	29.52	-141.02	-130.16
255	318.180	5071.904	1730.80	980204.59	980689.29	345.56	10.92	49.36	-139.14	-128.22
256	319.224	5072.742	1986.80	980156.09	980689.99	396.67	9.59	79.15	-137.23	-127.64
257	320.253	5072.556	1936.50	980163.07	980689.87	386.63	11.11	70.73	-140.17	-129.06
258	321.311	5073.627	1789.00	980188.87	980690.76	357.18	14.22	50.13	-144.71	-130.49
259	309.688	5068.533	1483.40	980258.65	980686.34	296.17	11.83	30.03	-131.52	-119.69
260	309.183	5069.828	1596.20	980241.50	980687.38	318.69	9.33	46.64	-127.20	-117.87

N°	X (UTM 9)	Y	ALTI	GM	G0	CP-CA	CTT	AAL	ABSIM	AB
261	308.184	5070.526	1657.50	980233.57	980687.93	330.93	6.74	57.09	-123.43	-116.69
262	309.716	5070.467	1785.00	980203.98	980687.92	356.38	9.49	66.85	-127.55	-118.06
263	310.350	5070.315	1776.00	980203.29	980687.81	354.59	11.09	63.49	-129.93	-118.84
264	312.700	5071.590	1976.00	980153.84	980688.90	394.52	22.40	74.66	-140.55	-118.15
265	313.400	5072.858	1901.00	980178.91	980689.95	379.54	11.36	75.54	-131.50	-120.13
266	314.408	5074.062	1924.00	980177.26	980690.95	384.13	8.66	79.98	-129.56	-120.90
267	311.148	5070.968	1787.00	980201.60	980688.36	356.78	11.28	64.64	-129.98	-118.70
268	346.496	5034.966	2055.10	980089.50	980659.85	410.30	31.85	63.78	-160.04	-128.20
269	345.755	5030.915	2763.00	979967.01	980656.53	551.64	8.64	163.03	-137.89	-129.25
270	346.819	5025.709	1783.35	980131.95	980652.32	356.05	31.86	29.90	-164.32	-132.45
271	316.034	5006.841	1056.50	980242.66	980636.28	210.93	36.04	-67.63	-182.69	-146.65
272	292.510	5017.043	536.10	980365.72	980644.00	107.03	25.13	-112.86	-171.24	-146.11
273	310.601	5007.902	956.70	980246.61	980637.01	191.01	50.45	-95.20	-199.40	-148.95
275	345.805	5025.601	1958.80	980098.57	980652.20	391.08	29.74	50.77	-162.56	-132.82
276	346.848	5027.221	2132.80	980074.81	980653.54	425.82	18.35	79.37	-152.91	-134.56
277	346.879	5028.820	2476.00	980012.77	980654.85	494.34	15.24	121.92	-147.74	-132.49
278	345.747	5029.616	2527.30	980007.17	980655.47	504.58	13.51	131.52	-143.72	-130.21
279	344.977	5032.391	2592.65	980000.17	980657.72	517.63	11.35	142.44	-139.92	-128.57
280	344.351	5033.351	2533.40	980005.74	980658.48	505.80	16.92	128.97	-146.94	-130.02
281	343.680	5032.501	2412.60	980033.13	980657.78	481.68	12.49	119.78	-142.97	-130.48
282	345.542	5034.345	2186.00	980072.24	980659.32	436.44	20.35	87.43	-150.64	-130.30
283	332.935	5055.469	1992.00	980120.87	980676.25	397.71	14.33	59.27	-157.67	-143.35
284	334.616	5058.281	2383.00	980047.38	980678.58	475.77	14.31	104.11	-155.42	-141.11
285	333.565	5057.452	2303.00	980058.72	980677.88	459.80	17.39	91.46	-159.36	-141.97
286	333.215	5056.307	2182.00	980083.54	980676.94	435.64	16.09	79.88	-157.76	-141.67
287	333.799	5055.112	1848.00	980148.68	980675.98	368.96	13.38	42.93	-158.34	-144.96
288	334.127	5056.304	1948.00	980131.25	980676.96	388.92	12.73	55.37	-156.78	-144.05
289	334.571	5056.281	1814.00	980154.07	980676.94	362.17	16.29	36.86	-160.70	-144.41
290	305.998	5069.070	1941.00	980154.40	980686.69	387.53	31.67	66.63	-144.76	-113.09
291	308.480	5069.015	1653.10	980227.43	980686.70	330.05	11.95	50.81	-129.23	-117.28
292	309.306	5069.034	1546.70	980249.30	980686.74	308.80	9.77	39.81	-128.64	-118.86
293	308.225	5071.592	1605.10	980244.22	980688.80	320.46	7.90	50.70	-124.11	-116.22
294	309.037	5072.668	1529.70	980259.43	980689.69	305.41	7.84	41.75	-124.85	-117.01
295	310.344	5072.406	1431.40	980274.51	980689.51	285.79	10.68	26.68	-129.21	-118.53
296	309.387	5073.425	1459.90	980274.56	980690.32	291.48	7.62	34.72	-124.28	-116.66
297	309.099	5074.701	1366.25	980294.72	980691.35	272.78	7.64	24.95	-123.85	-116.21
298	309.597	5075.220	1317.25	980304.75	980691.78	262.99	7.17	19.43	-124.03	-116.86
299	308.269	5076.028	1248.35	980319.06	980692.41	249.24	7.07	11.85	-124.11	-117.04
300	307.366	5076.000	1145.00	980338.99	980692.36	228.60	7.50	-0.07	-124.77	-117.27
301	307.481	5073.461	1591.00	980247.00	980690.30	317.65	9.32	47.62	-125.65	-116.33
302	315.209	5006.609	1056.50	980238.57	980636.07	210.93	37.69	-71.51	-186.57	-148.88
303	314.235	5006.893	1047.40	980236.51	980636.28	209.11	40.55	-76.58	-190.66	-150.11
304	313.354	5007.164	1032.70	980237.98	980636.48	206.18	42.69	-79.85	-192.32	-149.63
305	312.761	5007.315	1018.20	980237.31	980636.59	203.28	47.98	-85.11	-196.00	-148.01
306	312.179	5007.565	998.20	980240.24	980636.78	199.29	48.18	-88.54	-197.25	-149.07
307	311.481	5007.619	975.30	980239.74	980636.81	194.72	52.44	-96.13	-202.35	-149.91
308	308.347	5008.492	912.30	980253.51	980637.44	182.14	54.06	-102.43	-201.79	-147.73
309	305.759	5008.703	839.80	980268.10	980637.55	167.67	56.52	-110.32	-201.79	-145.27
310	348.770	5026.030	1835.00	980123.89	980652.61	366.36	31.71	37.49	-162.36	-130.65
311	349.841	5026.592	1927.00	980111.02	980653.09	384.73	28.59	52.52	-157.34	-128.75
312	350.517	5027.011	2027.00	980099.21	980653.44	404.69	21.72	71.22	-149.54	-127.81
313	307.171	5066.220	665.10	980398.51	980684.39	132.79	29.52	-80.66	-153.09	-123.57
314	306.574	5066.038	652.20	980399.99	980684.23	130.21	30.81	-83.00	-154.03	-123.21
315	305.161	5065.960	639.55	980401.85	980684.13	127.69	33.30	-84.94	-154.59	-121.29
316	304.120	5065.536	585.95	980414.01	980683.77	116.99	32.37	-88.95	-152.77	-120.40
317	302.549	5065.876	542.00	980427.55	980684.00	108.21	27.51	-89.21	-148.23	-120.72
318	301.456	5066.065	523.00	980433.35	980684.12	104.42	26.80	-89.40	-146.36	-119.56
319	300.019	5064.477	497.25	980437.56	980682.80	99.28	23.95	-91.81	-145.96	-122.01
320	299.651	5063.710	519.00	980433.25	980682.16	103.62	22.72	-88.77	-145.29	-122.57
321	298.783	5062.883	505.50	980438.51	980681.46	100.92	18.41	-86.97	-142.03	-123.62
322	297.279	5061.708	358.70	980468.90	980680.46	71.62	16.67	-100.88	-139.95	-123.28
323	306.627	5075.022	1146.00	980335.18	980691.55	228.80	9.17	-2.75	-127.56	-118.39
324	305.767	5073.881	1206.00	980325.34	980690.59	240.78	8.23	6.87	-124.47	-116.24
325	305.416	5071.846	1106.00	980334.98	980688.93	220.82	15.50	-12.68	-133.13	-117.63
326	304.844	5070.752	989.00	980354.03	980688.02	197.46	21.42	-28.82	-136.53	-115.12

N°	X (UTM 9)	Y	ALTI	GM	G0	CP-CA	CTT	AAL	ABSIM	AB
327	304.294	5069.846	983.00	980352.32	980687.27	196.26	21.39	-31.63	-138.69	-117.30
328	303.054	5069.040	980.00	980357.73	980686.59	195.66	15.48	-26.47	-133.20	-117.71
329	303.019	5068.419	1243.00	980304.27	980686.08	248.17	19.62	1.73	-133.64	-114.03
330	304.580	5068.770	1526.00	980246.69	980686.40	304.67	19.37	31.16	-135.04	-115.66
331	306.401	5070.759	1716.00	980216.51	980688.07	342.61	15.05	57.93	-128.95	-113.90
332	306.239	5072.299	1451.00	980265.79	980689.32	289.70	12.34	24.20	-133.83	-121.49
333	306.827	5068.678	1611.00	980231.09	980686.38	321.64	16.39	41.80	-133.65	-117.26
334	304.021	5067.586	1429.00	980264.95	980685.42	285.31	19.61	20.46	-135.17	-115.56
335	305.266	5066.802	1079.00	980332.70	980684.82	215.43	17.62	-19.18	-136.69	-119.07
336	306.532	5066.951	973.00	980348.93	980684.98	194.26	21.04	-35.82	-141.78	-120.74
337	317.038	5085.661	942.10	980374.83	980700.45	188.10	10.36	-34.93	-137.53	-127.17
338	307.315	5085.121	1016.00	980358.84	980699.78	202.85	15.21	-27.44	-138.09	-122.87
339	316.859	5083.564	1053.10	980352.49	980698.74	210.26	9.77	-21.30	-136.00	-126.22
340	316.277	5082.780	1087.55	980347.90	980698.10	217.13	9.24	-14.62	-133.06	-123.82
341	315.624	5081.710	1100.50	980346.03	980697.21	219.72	9.03	-11.60	-131.46	-122.42
342	314.835	5081.067	1088.75	980348.84	980696.67	217.37	9.23	-11.88	-130.45	-121.22
343	313.485	5080.106	1055.85	980354.17	980695.85	210.81	11.31	-15.88	-130.88	-119.57
344	312.618	5079.432	1031.40	980357.46	980695.28	205.92	12.37	-19.56	-131.89	-119.52
345	311.406	5078.956	1024.30	980360.00	980694.86	204.51	11.50	-18.80	-130.36	-118.86
346	310.349	5078.443	1002.00	980364.48	980694.42	200.05	12.32	-20.76	-129.89	-117.57
347	309.157	5077.857	1014.35	980362.46	980693.92	202.52	12.05	-18.47	-128.94	-116.89
348	307.946	5077.162	941.50	980373.75	980693.32	187.97	16.07	-29.06	-131.59	-115.52
349	306.424	5076.486	881.00	980386.35	980692.73	175.90	14.57	-34.54	-130.48	-115.92
350	305.776	5075.649	879.80	980384.46	980692.03	175.66	15.20	-36.10	-131.92	-116.72
351	305.228	5075.033	846.00	980389.29	980691.52	168.91	16.88	-41.18	-133.32	-116.44
352	304.487	5074.478	773.40	980400.38	980691.04	154.41	20.07	-52.02	-136.25	-116.18
353	304.560	5073.108	692.50	980401.22	980689.94	138.26	34.52	-75.04	-150.46	-115.93
354	304.149	5071.663	625.00	980416.82	980688.75	124.78	30.30	-79.07	-147.14	-116.84
355	303.331	5070.421	566.00	980425.81	980687.72	113.00	31.80	-87.26	-148.91	-117.11
356	302.381	5069.907	500.70	980433.98	980687.27	99.97	35.81	-98.79	-153.32	-117.51
357	301.474	5069.780	454.50	980445.23	980687.15	90.74	32.37	-101.67	-151.17	-118.80
358	300.469	5069.768	425.65	980458.56	980687.11	84.98	25.64	-97.21	-143.56	-117.92
359	300.116	5069.190	412.00	980465.07	980686.63	82.26	18.34	-94.43	-139.30	-120.96
360	299.402	5069.045	406.55	980466.41	980686.50	81.17	16.49	-94.64	-138.92	-122.43
361	299.311	5067.658	393.00	980467.07	980685.37	78.46	17.43	-97.03	-139.83	-122.40
362	298.830	5066.995	386.15	980468.47	980684.81	77.10	16.59	-97.19	-139.24	-122.65
363	298.361	5066.233	377.50	980469.16	980684.17	75.37	16.64	-98.53	-139.65	-123.01
364	297.993	5064.254	363.00	980467.96	980682.56	72.47	18.90	-102.59	-142.12	-123.22
365	298.702	5061.361	642.00	980411.52	980680.22	128.18	17.37	-70.61	-140.53	-123.15
366	299.641	5061.686	1127.00	980316.75	980680.51	225.01	23.67	-16.01	-138.75	-115.08
367	300.799	5062.071	1448.00	980246.17	980680.85	289.10	26.92	12.11	-145.59	-118.66
368	302.200	5061.772	1752.00	980190.09	980680.65	349.79	27.23	50.04	-140.76	-113.53
369	299.742	5062.652	873.00	980365.38	980681.30	174.30	21.29	-46.54	-141.62	-120.33
370	300.401	5063.508	942.00	980354.16	980682.01	188.07	19.81	-37.19	-139.78	-119.97
371	302.747	5065.013	850.00	980373.92	980683.30	169.71	18.76	-47.10	-139.68	-120.92
372	303.095	5064.179	1103.00	980324.23	980682.63	220.22	20.84	-18.06	-138.19	-117.35
373	302.260	5063.639	1440.00	980256.24	980682.17	287.50	21.99	18.40	-138.43	-116.44
374	301.918	5064.405	1181.00	980311.54	980682.78	235.79	17.71	-6.83	-135.45	-117.74
375	318.225	5084.847	999.00	980358.25	980699.82	199.46	11.87	-33.32	-142.12	-130.25
376	318.304	5084.901	994.15	980357.81	980699.87	198.49	12.10	-35.30	-143.57	-131.46
377	319.236	5084.639	977.15	980359.98	980699.68	195.09	14.37	-38.18	-144.60	-130.24
378	319.686	5084.626	964.40	980365.40	980699.68	192.55	15.78	-36.70	-141.73	-125.95
379	321.250	5084.715	871.40	980375.83	980699.79	173.98	16.27	-55.08	-149.98	-133.71
380	322.453	5084.702	808.40	980384.05	980699.80	161.40	19.75	-66.31	-154.35	-134.60
381	322.400	5085.571	766.75	980393.10	980700.51	153.09	20.91	-70.82	-154.33	-133.42
382	321.852	5082.695	1034.00	980339.65	980698.15	206.44	16.15	-39.45	-152.06	-135.91
383	322.689	5081.814	1166.00	980313.72	980697.46	232.80	14.68	-23.96	-150.95	-136.27
384	323.274	5080.542	1175.00	980308.92	980696.44	234.59	18.09	-24.96	-152.93	-134.83
385	322.633	5080.404	1448.00	980258.20	980696.31	289.10	13.94	8.69	-149.01	-135.07
386	321.944	5080.502	1587.00	980233.56	980696.38	316.85	14.91	26.87	-145.97	-131.06
387	321.323	5079.463	1747.00	980201.93	980695.52	348.80	14.77	45.47	-144.79	-130.02
388	319.598	5079.725	1958.00	980159.52	980695.69	390.92	20.08	67.99	-145.25	-125.17
389	319.286	5080.489	1806.00	980196.14	980696.31	360.58	12.57	57.10	-139.59	-127.02
390	318.573	5081.067	1824.00	980191.98	980696.76	364.17	16.45	58.04	-140.61	-124.16
391	319.148	5081.873	1745.00	980206.48	980697.43	348.40	16.71	47.50	-142.55	-125.84

N°	X (UTM 9)	Y	ALTI	GM	G0	CP-CA	CTT	AAL	ABSIM	AB
392	320.296	5082.618	1458.00	980266.25	980698.06	291.10	12.85	18.07	-140.71	-127.87
393	320.579	5081.653	1417.00	980272.62	980697.28	282.91	10.94	12.57	-141.75	-130.81
394	320.670	5083.474	1263.00	980302.54	980698.76	252.16	12.96	-6.51	-144.06	-131.10
395	322.644	5084.052	860.00	980370.32	980699.28	171.70	21.95	-63.59	-157.25	-135.31
396	322.820	5083.412	866.00	980368.30	980698.76	172.90	22.84	-63.25	-157.56	-134.72
397	323.248	5082.377	897.55	980359.22	980697.93	179.20	25.77	-61.76	-159.51	-133.74
398	323.822	5080.971	946.55	980344.44	980696.80	188.98	30.58	-60.29	-163.38	-132.79
399	323.864	5079.713	1007.20	980332.29	980695.78	201.09	28.00	-52.70	-162.39	-134.39
400	323.662	5078.341	1059.45	980320.30	980694.66	211.52	30.27	-47.45	-162.83	-132.57
401	323.434	5077.424	1140.15	980305.72	980693.91	227.64	26.46	-36.38	-160.55	-134.09
402	323.444	5075.888	1159.15	980297.86	980692.66	231.43	30.92	-37.13	-163.37	-132.45
403	323.209	5074.718	1175.00	980290.57	980691.70	234.59	34.29	-38.57	-166.53	-132.24
404	322.492	5073.593	1210.00	980284.27	980690.77	241.58	35.08	-33.14	-164.92	-129.84
405	316.468	5084.777	1093.00	980347.89	980699.72	218.22	8.47	-14.57	-133.61	-125.13
406	315.305	5085.622	1145.80	980342.57	980700.38	228.76	9.01	-4.26	-129.05	-120.04
407	315.221	5083.056	1249.00	980320.23	980698.29	249.37	7.47	7.33	-128.69	-121.22
408	313.955	5081.526	1327.00	980304.67	980697.01	264.94	8.83	17.12	-127.40	-118.57
409	312.211	5082.924	1550.00	980267.39	980698.11	309.47	7.14	47.55	-121.26	-114.12
410	316.687	5082.201	1212.00	980322.25	980697.63	241.98	8.34	-1.40	-133.40	-125.06
411	316.521	5081.305	1281.00	980309.26	980696.90	255.76	7.55	7.63	-131.88	-124.33
412	316.570	5079.824	1305.00	980302.85	980695.70	260.55	7.44	9.82	-132.30	-124.86
413	312.982	5080.676	1176.00	980330.85	980696.30	234.79	16.35	-2.58	-130.66	-114.31
414	313.702	5079.565	1136.00	980339.93	980695.42	226.81	9.26	-4.96	-128.68	-119.42
415	313.284	5078.076	1202.00	980322.57	980694.20	239.98	12.03	-0.74	-131.64	-119.62
416	313.875	5076.759	1363.00	980283.57	980693.14	272.13	13.28	11.00	-137.44	-124.16
417	311.704	5079.525	1180.00	980331.29	980695.34	235.59	11.43	0.06	-128.46	-117.02
418	310.227	5079.282	1166.00	980334.55	980695.10	232.80	10.24	-0.76	-127.75	-117.51
419	309.226	5081.103	1541.00	980271.08	980696.55	307.67	8.74	50.02	-117.80	-109.06
420	309.307	5079.955	1379.00	980294.27	980695.63	275.32	11.32	24.15	-126.03	-114.71
421	308.952	5079.031	1360.00	980296.75	980694.87	271.53	10.58	21.53	-126.59	-116.00
422	307.777	5078.478	1588.00	980244.47	980694.39	317.05	20.96	40.08	-132.87	-111.90
423	311.951	5073.847	1491.00	980262.08	980690.73	297.68	12.40	31.42	-130.96	-118.56
424	310.832	5075.149	1373.00	980290.30	980691.75	274.13	9.61	22.20	-127.33	-117.72
425	309.821	5077.458	1112.00	980344.64	980693.60	222.02	9.93	-5.84	-126.95	-117.02
426	310.836	5077.573	1209.00	980326.24	980693.72	241.38	9.81	5.57	-126.10	-116.29
427	297.827	5063.469	356.00	980467.81	980681.91	71.08	19.96	-104.25	-143.02	-123.06
428	298.568	5063.957	475.00	980449.48	980682.33	94.84	16.15	-86.28	-138.01	-121.86
429	300.853	5065.962	715.00	980407.41	980684.03	142.75	14.69	-56.00	-133.87	-119.18
430	301.753	5066.568	786.00	980392.54	980684.54	156.93	14.64	-49.47	-135.07	-120.43
431	300.234	5066.805	799.00	980390.34	980684.69	159.52	13.88	-47.81	-134.83	-120.95
432	300.510	5068.387	643.00	980421.08	980685.99	128.38	16.83	-66.50	-136.53	-119.70
433	301.535	5067.565	1262.00	980295.34	980685.35	251.96	24.62	-0.60	-138.04	-113.42
434	303.349	5067.273	1402.00	980284.19	980685.15	279.91	22.23	31.64	-121.05	-98.82
435	303.275	5083.102	1486.00	980281.65	980698.04	296.69	10.37	42.14	-119.70	-109.33
436	303.776	5082.497	1613.80	980253.51	980697.56	322.20	14.27	53.91	-121.84	-107.57
437	303.531	5081.369	1564.00	980264.40	980696.63	312.26	11.05	50.36	-119.97	-108.92
438	303.539	5080.646	1661.90	980244.00	980696.04	331.81	11.33	60.76	-120.23	-108.90
439	302.890	5080.044	1587.00	980255.71	980695.54	316.85	12.90	49.86	-122.97	-110.07
440	303.110	5079.148	1688.00	980237.15	980694.81	337.02	9.11	63.20	-120.64	-111.53
441	302.249	5078.218	1724.00	980227.66	980694.03	344.20	12.57	65.59	-122.16	-109.60
442	301.418	5077.522	1630.00	980244.03	980693.44	325.44	12.16	53.54	-123.98	-111.81
443	300.879	5075.272	1530.00	980262.35	980691.60	305.47	12.27	42.85	-123.78	-111.51
444	300.638	5074.789	1581.00	980250.93	980691.20	315.65	12.23	47.57	-124.62	-112.39
445	301.026	5074.031	1518.00	980262.79	980690.59	303.08	13.26	40.59	-124.73	-111.47
446	301.897	5074.260	1470.00	980271.64	980690.80	293.49	10.93	34.43	-125.67	-114.74
447	300.505	5073.069	1401.00	980280.03	980689.80	279.72	14.39	22.53	-130.05	-115.67
448	302.438	5071.707	1348.00	980287.96	980688.74	269.13	17.64	15.16	-131.64	-114.00
449	303.379	5071.443	903.00	980374.04	980688.55	180.29	15.30	-35.88	-134.22	-118.92
450	303.192	5073.161	1224.00	980321.27	980689.95	244.38	8.35	9.00	-124.30	-115.95
451	299.366	5069.859	474.70	980455.43	980687.15	94.78	14.03	-85.25	-136.95	-122.92
452	298.412	5070.435	457.80	980458.04	980687.60	91.40	14.93	-88.30	-138.16	-123.23
453	298.031	5071.881	647.35	980422.61	980688.76	129.25	18.78	-66.40	-136.91	-118.13
454	298.906	5072.710	983.25	980360.99	980689.46	196.31	17.46	-25.08	-132.16	-114.70
455	299.820	5074.036	1435.50	980275.60	980690.56	286.60	14.68	27.98	-128.36	-113.68
456	303.718	5077.973	1380.00	980296.34	980693.87	275.52	11.94	28.29	-122.00	-110.06

N°	X (UTM 9)	Y	ALTI	GM	G0	CP-CA	CTT	AAL	ABSIM	AB
457	304.607	5078.043	1280.00	980315.72	980693.95	255.56	10.40	16.73	-122.67	-112.27
458	304.938	5076.965	1334.00	980305.11	980693.08	266.34	9.04	23.65	-121.63	-112.59
459	305.272	5076.188	1150.00	980339.28	980692.45	229.60	9.00	1.67	-123.57	-114.57
460	300.827	5084.792	1217.60	980336.14	980699.34	243.10	12.27	12.51	-120.10	-107.83
461	300.066	5084.050	1329.70	980317.24	980698.72	265.48	8.82	28.82	-116.00	-107.18
462	298.736	5083.760	1465.85	980289.67	980698.45	292.66	7.07	43.53	-116.11	-109.05
463	299.975	5083.408	1465.00	980288.42	980698.19	292.49	8.01	42.27	-117.28	-109.27
464	299.508	5082.189	1500.00	980280.01	980697.19	299.48	8.31	45.66	-117.70	-109.39
465	297.596	5083.351	1364.15	980305.68	980698.09	272.36	9.41	28.52	-120.05	-110.64
466	296.176	5083.175	1243.40	980329.02	980697.90	248.25	9.21	14.78	-120.63	-111.43
467	295.960	5082.994	931.85	980387.50	980697.75	186.05	10.39	-22.71	-124.20	-113.81
468	297.138	5081.487	938.00	980383.86	980696.56	187.28	12.99	-23.26	-125.42	-112.43
469	298.177	5080.696	971.20	980373.81	980695.94	193.90	15.78	-22.45	-128.23	-112.44
470	298.970	5079.725	1064.00	980355.02	980695.17	212.43	18.40	-11.84	-127.72	-109.32
471	299.447	5078.865	1158.00	980330.95	980694.48	231.20	21.70	-6.22	-132.33	-110.64
472	299.454	5080.989	1191.00	980330.86	980696.21	237.79	17.00	2.15	-127.57	-110.57
473	294.575	5082.006	875.45	980398.42	980696.91	174.79	9.78	-28.36	-123.70	-113.92
474	292.878	5082.151	736.84	980424.15	980696.98	147.11	13.91	-45.47	-125.72	-111.81
475	292.358	5083.091	650.50	980440.54	980697.74	129.88	15.36	-56.48	-127.32	-111.96
476	292.597	5081.171	732.70	980422.68	980696.17	146.29	14.21	-47.41	-127.21	-112.99
477	292.912	5080.137	777.60	980413.62	980695.35	155.25	12.40	-41.79	-126.47	-114.07
478	292.938	5078.133	843.85	980399.43	980693.71	168.48	12.35	-33.90	-125.80	-113.45
479	293.023	5076.718	794.95	980403.86	980692.56	158.72	13.11	-43.41	-129.99	-116.88
480	293.347	5075.684	760.00	980409.94	980691.73	151.74	12.70	-47.29	-130.06	-117.36
481	292.308	5074.161	755.10	980410.44	980690.47	150.76	12.27	-47.04	-129.27	-117.00
482	291.446	5073.535	634.27	980430.37	980689.94	126.63	18.71	-63.85	-132.93	-114.22
483	290.754	5072.390	552.56	980444.99	980688.98	110.32	17.59	-73.49	-133.67	-116.08
484	290.154	5071.231	508.24	980453.41	980688.03	101.47	15.08	-77.80	-133.15	-118.07
485	290.700	5070.333	495.10	980455.05	980687.31	98.85	10.45	-79.49	-133.41	-122.97
486	292.001	5071.046	488.60	980454.54	980687.93	97.55	12.93	-82.62	-135.84	-122.90
487	293.403	5071.310	460.70	980458.16	980688.18	91.98	15.96	-87.87	-138.04	-122.08
488	294.569	5071.484	452.90	980456.46	980688.35	90.42	20.32	-92.14	-141.47	-121.15
489	296.186	5071.663	435.50	980453.10	980688.54	86.95	26.06	-101.06	-148.49	-122.43
490	297.093	5070.834	433.00	980458.68	980687.89	86.45	19.83	-95.60	-142.76	-122.93
491	297.312	5069.882	514.00	980446.87	980687.12	102.62	16.22	-81.65	-137.63	-121.41
492	293.586	5072.117	499.00	980451.62	980688.84	99.63	17.52	-83.25	-137.59	-120.08
493	294.499	5072.197	597.00	980433.02	980688.93	119.19	16.89	-71.69	-136.71	-119.82
494	292.600	5071.960	826.50	980391.69	980688.69	165.01	14.54	-41.97	-131.98	-117.44
495	293.943	5073.029	947.00	980371.98	980689.59	189.07	10.68	-25.40	-128.53	-117.85
496	295.182	5074.021	928.00	980375.08	980690.43	185.28	13.86	-29.01	-130.07	-116.22
497	295.556	5075.221	919.00	980377.57	980691.42	183.48	14.99	-30.28	-130.37	-115.38
498	296.461	5074.091	1336.00	980293.98	980690.52	266.74	14.87	15.70	-129.80	-114.93
499	296.701	5075.952	1241.00	980318.15	980692.04	247.77	11.55	9.03	-126.12	-114.58
500	294.226	5074.275	839.00	980395.35	980690.61	167.51	10.07	-36.38	-127.75	-117.68
501	295.963	5076.477	1171.00	980332.75	980692.45	233.80	9.49	1.63	-125.90	-116.42
502	294.604	5076.998	1264.00	980307.32	980692.84	252.36	12.31	4.50	-133.16	-120.85
503	294.903	5079.680	1299.00	980312.90	980695.03	259.35	10.11	18.70	-122.77	-112.66
504	295.804	5080.151	1167.00	980337.66	980695.44	233.00	9.59	2.32	-124.78	-115.19
505	296.099	5081.299	936.00	980385.97	980696.38	186.88	11.10	-21.59	-123.53	-112.43
506	292.475	5084.489	622.15	980449.94	980698.87	124.22	13.48	-56.96	-124.72	-111.24
507	293.159	5085.434	641.15	980445.40	980699.66	128.01	16.74	-56.43	-126.25	-109.52
508	294.238	5086.343	671.50	980440.38	980700.43	134.07	17.41	-52.85	-125.99	-108.58
509	293.855	5085.110	762.00	980424.61	980699.42	152.14	12.33	-39.69	-122.67	-110.35
510	295.283	5085.073	1161.00	980347.15	980699.43	231.80	10.62	5.97	-120.48	-109.86
511	295.662	5085.974	1007.00	980378.05	980700.17	201.05	11.87	-11.40	-121.07	-109.19
512	295.187	5086.869	744.00	980428.11	980700.88	148.54	15.59	-43.20	-124.23	-108.64
513	295.938	5087.511	791.00	980419.79	980701.42	157.93	16.72	-37.56	-123.71	-106.99
514	297.340	5088.598	892.00	980401.85	980702.35	178.09	15.85	-25.26	-122.40	-106.55
515	298.454	5088.706	940.60	980396.60	980702.46	187.80	10.49	-15.63	-118.07	-107.58
516	299.366	5088.822	963.60	980393.46	980702.59	192.39	8.42	-11.79	-116.74	-108.32
517	302.072	5087.021	1149.00	980351.56	980701.19	229.40	12.58	4.91	-120.23	-107.65
518	302.714	5087.679	1308.00	980323.11	980701.74	261.15	9.85	24.97	-117.48	-107.63
519	303.970	5087.874	1368.00	980310.79	980701.93	273.13	9.76	30.97	-118.01	-108.25
520	298.393	5097.540	732.50	980439.36	980709.65	146.25	22.49	-44.27	-124.04	-101.56
521	300.645	5090.926	923.50	980399.96	980704.33	184.38	13.10	-19.41	-119.99	-106.89

N°	X (UTM 9)	Y	ALTI	GM	G0	CP-CA	CTT	AAL	ABSIM	AB
522	302.771	5090.191	990.00	980383.57	980703.79	197.66	14.89	-14.74	-122.56	-107.67
523	303.514	5090.135	1022.00	980376.78	980703.76	204.05	17.47	-11.62	-122.93	-105.46
524	304.524	5089.925	1058.00	980368.09	980703.62	211.24	16.99	-9.06	-124.29	-107.30
525	306.115	5090.664	1096.00	980356.00	980704.26	218.82	22.49	-10.07	-129.44	-106.94
526	307.164	5091.476	1182.00	980336.42	980704.95	235.99	26.21	-3.80	-132.53	-106.32
527	307.716	5092.260	1256.00	980320.16	980705.60	250.77	27.44	2.12	-134.67	-107.23
528	305.609	5091.615	1359.00	980314.71	980705.01	271.33	12.03	29.03	-118.97	-106.94
529	306.185	5092.420	1458.00	980297.96	980705.68	291.10	9.43	42.16	-116.63	-107.20
530	306.689	5093.137	1521.00	980286.30	980706.28	303.68	8.07	49.34	-116.31	-108.24
531	307.750	5093.616	1658.00	980258.92	980706.70	331.03	8.67	63.82	-116.75	-108.09
532	308.154	5093.880	1727.00	980245.34	980706.93	344.81	9.85	71.30	-116.78	-106.93
533	305.623	5092.782	1596.00	980270.80	980705.97	318.65	8.82	57.30	-116.52	-107.70
534	302.330	5090.728	1061.00	980372.88	980704.22	211.83	12.19	-3.95	-119.50	-107.31
535	301.461	5087.842	1111.00	980359.31	980701.84	221.82	10.48	0.28	-120.72	-110.24
536	304.678	5088.430	1419.00	980300.63	980702.40	283.31	10.16	36.08	-118.46	-108.30
537	305.566	5088.779	1480.00	980282.27	980702.71	295.49	15.55	36.23	-124.95	-109.40
538	299.670	5090.058	887.00	980405.60	980703.59	177.09	13.60	-24.30	-120.90	-107.30
539	301.198	5091.487	1011.20	980384.27	980704.79	201.89	12.08	-8.51	-118.63	-106.56
540	301.578	5092.454	1133.70	980363.36	980705.60	226.35	9.98	7.58	-115.89	-105.91
541	301.980	5093.621	1217.65	980346.95	980706.56	243.11	11.84	16.12	-116.50	-104.65
542	300.913	5093.465	1343.00	980325.10	980706.40	268.14	10.11	33.10	-113.16	-103.05
543	300.765	5091.991	1294.00	980332.54	980705.20	258.35	8.11	26.62	-114.30	-106.19
544	303.247	5093.446	1476.00	980296.58	980706.45	294.69	8.70	45.57	-115.17	-106.48
545	302.895	5092.622	1453.00	980301.30	980705.77	290.10	10.03	43.88	-114.37	-104.33
546	302.325	5094.198	1284.15	980334.29	980707.03	256.39	12.15	23.50	-116.36	-104.20
547	303.269	5094.613	1306.00	980330.38	980707.40	260.75	12.71	25.96	-116.27	-103.56
548	303.976	5094.657	1393.80	980313.52	980707.45	278.28	12.61	36.14	-115.65	-103.04
549	304.180	5095.952	1508.25	980289.43	980708.50	301.13	14.20	46.32	-117.94	-103.74
550	304.958	5096.784	1536.40	980282.52	980709.21	306.75	17.00	47.39	-119.94	-102.94
551	306.522	5097.458	1366.00	980317.22	980709.79	272.73	15.38	28.93	-119.84	-104.46
552	307.544	5097.670	1243.25	980342.03	980709.99	248.22	14.66	15.66	-119.74	-105.08
553	308.805	5098.366	1061.00	980374.60	980710.59	211.83	18.85	-8.60	-124.16	-105.31
554	307.988	5097.011	1226.00	980344.33	980709.47	244.78	13.58	13.16	-120.36	-106.78
555	309.601	5096.539	1091.00	980359.01	980709.13	217.82	26.07	-13.47	-132.29	-106.23
556	309.540	5098.810	956.75	980392.53	980710.97	191.02	22.37	-23.22	-127.42	-105.05
557	310.496	5099.425	925.40	980399.73	980711.50	184.76	20.69	-26.22	-127.01	-106.31
558	310.972	5100.289	889.75	980406.70	980712.21	177.64	21.77	-30.97	-127.87	-106.09
559	310.530	5101.036	831.45	980417.74	980712.80	166.00	23.10	-38.51	-129.06	-105.96
560	310.107	5101.872	752.05	980439.53	980713.47	150.15	17.98	-41.89	-123.79	-105.81
561	309.263	5102.643	647.70	980463.47	980714.08	129.32	17.45	-50.75	-121.29	-103.85
562	309.120	5103.260	568.95	980481.85	980714.58	113.59	14.69	-57.17	-119.13	-104.44
563	310.485	5102.840	501.05	980491.55	980714.27	100.04	17.05	-68.12	-122.69	-105.63
564	312.937	5102.486	590.00	980462.89	980714.04	117.80	21.61	-69.10	-133.36	-111.75
565	311.984	5102.727	804.00	980424.60	980714.22	160.52	20.85	-41.53	-129.09	-108.24
566	312.614	5101.807	929.00	980407.06	980713.49	185.48	12.39	-19.77	-120.95	-108.55
567	313.002	5100.816	1076.00	980373.32	980712.69	214.83	15.47	-7.36	-124.54	-109.07
568	312.181	5100.307	1291.00	980334.96	980712.26	257.76	12.16	21.06	-119.54	-107.38
569	311.984	5099.435	1318.00	980325.65	980711.54	263.15	14.66	20.80	-122.74	-108.08
570	311.047	5098.707	1228.00	980341.61	980710.93	245.18	16.38	9.60	-124.14	-107.76
571	310.461	5098.537	1155.00	980357.53	980710.77	230.60	14.89	3.15	-122.64	-107.75
572	317.109	5086.226	804.00	980398.75	980700.92	160.52	13.97	-54.08	-141.64	-127.67
573	316.774	5086.958	736.50	980413.03	980701.50	147.05	14.58	-61.22	-141.43	-126.85
574	316.757	5087.960	675.90	980426.23	980702.32	134.95	14.94	-67.53	-141.14	-126.21
575	316.500	5088.478	634.70	980434.68	980702.74	126.72	15.35	-72.21	-141.34	-125.99
576	316.369	5089.293	574.30	980446.41	980703.40	114.66	17.98	-79.78	-142.33	-124.35
577	316.723	5089.973	547.05	980448.38	980703.95	109.22	18.46	-86.77	-146.35	-127.89
578	316.384	5091.617	532.00	980450.96	980705.28	106.22	22.98	-90.17	-148.11	-125.13
579	316.431	5092.405	529.40	980452.55	980705.93	105.70	24.28	-90.02	-147.68	-123.40
580	316.403	5093.307	525.40	980453.24	980706.66	104.90	25.57	-91.30	-148.52	-122.96
581	316.498	5094.662	522.00	980452.26	980707.77	104.22	28.47	-94.44	-151.29	-122.81
582	316.640	5095.525	523.00	980453.16	980708.47	104.42	30.98	-93.93	-150.89	-119.91
583	316.523	5096.807	509.00	980458.61	980709.52	101.62	34.22	-93.85	-149.28	-115.06
584	316.380	5097.723	510.35	980461.01	980710.26	101.89	31.94	-91.77	-147.35	-115.41
585	315.961	5098.759	506.80	980464.25	980711.09	101.19	28.41	-90.46	-145.66	-117.25
586	315.565	5100.004	501.00	980470.27	980712.09	100.03	28.53	-87.23	-141.79	-113.26

N°	X (UTM 9)	Y	ALTI	GM	G0	CP-CA	CTT	AAL	ABSIM	AB
587	314.967	5101.257	494.20	980479.54	980713.10	98.67	23.53	-81.06	-134.89	-111.35
588	314.386	5102.276	488.00	980481.25	980713.91	97.43	26.57	-82.08	-135.23	-108.66
589	313.168	5103.713	484.80	980492.94	980715.05	96.79	18.19	-72.52	-125.32	-107.13
590	311.480	5103.209	486.00	980494.29	980714.60	97.03	15.77	-70.34	-123.27	-107.50
591	314.969	5099.499	536.00	980464.86	980711.67	107.02	27.80	-81.42	-139.79	-111.99
592	315.220	5098.314	550.00	980459.93	980710.71	109.81	27.25	-81.07	-140.97	-113.72
593	314.920	5097.100	787.00	980416.37	980709.71	157.13	24.70	-50.50	-136.21	-111.51
594	314.354	5096.316	995.00	980374.71	980709.06	198.66	24.13	-27.33	-135.69	-111.56
595	315.650	5097.166	527.00	980461.90	980709.78	105.22	28.88	-85.27	-142.66	-113.79
596	315.367	5092.871	767.00	980414.29	980706.29	153.14	20.42	-55.33	-138.86	-118.43
597	314.813	5093.789	889.00	980391.24	980707.02	177.49	23.30	-41.47	-138.29	-114.98
598	315.062	5092.270	904.00	980388.95	980705.78	180.49	18.85	-37.89	-136.35	-117.50
599	315.377	5090.881	843.00	980398.91	980704.67	168.31	17.89	-45.64	-137.45	-119.56
600	314.687	5089.866	843.00	980399.74	980703.82	168.31	17.70	-43.96	-135.77	-118.07
601	313.828	5089.948	1030.00	980361.59	980703.87	205.65	18.59	-24.46	-136.64	-118.04
602	312.385	5089.681	1064.00	980352.01	980703.62	212.43	27.44	-23.29	-139.17	-111.73
603	317.241	5088.334	547.00	980446.95	980702.64	109.21	16.90	-86.91	-146.48	-129.58
604	318.181	5087.039	560.35	980441.30	980701.60	111.88	16.97	-87.40	-148.43	-131.46
605	319.119	5086.455	558.00	980437.26	980701.15	111.41	17.93	-91.71	-152.48	-134.55
606	319.907	5086.087	574.15	980432.71	980700.87	114.63	18.45	-91.00	-153.53	-135.08
607	320.705	5086.020	567.00	980432.72	980700.84	113.20	19.33	-93.16	-154.91	-135.58
608	321.739	5086.335	581.25	980430.49	980701.12	116.05	20.25	-91.27	-154.58	-134.33
609	328.392	5084.945	932.00	980347.60	980700.14	186.08	32.20	-64.96	-166.46	-134.26
610	327.413	5084.650	1096.00	980323.57	980699.88	218.82	22.65	-38.12	-157.48	-134.84
611	328.961	5084.197	1010.00	980329.62	980699.54	201.65	33.76	-58.27	-168.27	-134.51
612	329.772	5084.897	991.00	980334.17	980700.13	197.86	31.15	-60.18	-168.11	-136.95
613	330.592	5084.762	1024.00	980323.62	980700.04	204.45	33.60	-60.45	-171.97	-138.37
614	331.554	5084.748	1046.00	980316.00	980700.05	208.84	39.03	-61.29	-175.21	-136.18
615	332.396	5086.037	1012.00	980323.50	980701.11	202.05	37.19	-65.35	-175.56	-138.37
616	333.080	5086.651	1015.00	980323.27	980701.63	202.65	39.12	-65.17	-175.71	-136.59
617	333.720	5087.068	1024.00	980322.49	980701.98	204.45	38.46	-63.52	-175.05	-136.59
618	334.372	5087.929	1087.00	980314.04	980702.70	217.03	35.03	-53.25	-171.63	-136.60
619	334.170	5086.189	1111.00	980302.37	980701.28	221.82	41.61	-56.09	-177.09	-135.48
620	326.925	5087.199	852.25	980373.98	980701.94	170.16	26.29	-64.99	-157.80	-131.52
621	326.523	5088.333	806.40	980387.36	980702.86	161.00	26.91	-66.67	-154.50	-127.59
622	323.934	5087.627	614.00	980413.88	980702.22	122.59	33.66	-98.89	-165.76	-132.10
623	314.809	5089.007	797.00	980408.45	980703.13	159.13	16.16	-48.75	-135.55	-119.39
624	314.399	5088.007	917.00	980387.73	980702.30	183.08	12.57	-31.62	-131.49	-118.92
625	313.271	5087.930	1142.00	980345.33	980702.21	228.01	13.40	-4.50	-128.88	-115.47
626	313.996	5088.565	1211.00	980332.13	980702.74	241.78	12.74	3.06	-128.83	-116.09
627	313.625	5087.052	1117.00	980350.88	980701.50	223.01	11.28	-5.96	-127.61	-116.33
628	312.770	5086.255	1170.00	980339.03	980700.84	233.60	13.84	-0.79	-128.21	-114.38
629	314.718	5087.274	937.00	980383.64	980701.72	187.08	11.39	-28.95	-131.00	-119.61
630	315.368	5086.666	1028.00	980365.36	980701.24	205.25	9.44	-18.67	-130.63	-121.20
631	316.893	5085.765	1000.00	980367.61	980700.54	199.66	10.57	-24.36	-133.27	-122.70
632	307.428	5083.261	1229.00	980326.19	980698.26	245.38	16.17	7.15	-126.70	-110.53
633	308.979	5083.424	1313.00	980310.03	980698.44	262.15	14.32	16.73	-126.26	-111.95
634	308.468	5083.740	1278.00	980318.22	980698.68	255.16	15.28	13.88	-125.31	-110.02
635	298.792	5085.014	1541.00	980275.88	980699.47	307.67	7.77	51.91	-115.92	-108.15
636	298.873	5085.602	1643.60	980248.71	980699.95	328.15	17.46	55.91	-123.09	-105.63
637	300.805	5088.419	1240.00	980338.97	980702.30	247.57	7.94	19.29	-115.75	-107.81
638	301.212	5089.274	1525.00	980283.08	980703.00	304.47	16.00	50.64	-115.44	-99.44
639	291.717	5085.060	611.40	980450.37	980699.31	122.07	15.73	-60.29	-126.87	-111.14
640	290.601	5086.053	597.45	980455.61	980700.09	119.28	15.20	-60.13	-125.20	-110.01
641	291.005	5086.963	747.00	980426.89	980700.85	149.14	17.97	-43.46	-124.81	-106.84
642	292.327	5088.186	961.00	980387.72	980701.88	191.87	16.64	-17.63	-122.29	-105.65
643	289.709	5083.570	691.00	980430.23	980698.05	137.96	23.20	-54.60	-129.86	-106.66
644	289.130	5082.311	773.00	980410.40	980697.01	154.33	26.66	-48.09	-132.28	-105.61
645	288.804	5081.643	824.00	980399.16	980696.45	164.52	25.64	-43.04	-132.78	-107.13
646	289.933	5086.510	583.75	980456.41	980700.45	116.55	21.12	-63.91	-127.49	-106.37
647	288.916	5086.300	577.00	980457.82	980700.25	115.20	21.97	-64.38	-127.22	-105.25
648	287.575	5085.912	560.15	980463.38	980699.89	111.84	20.32	-63.67	-124.68	-104.36
649	286.863	5085.770	554.00	980466.39	980699.76	110.61	18.48	-62.42	-122.76	-104.28
650	285.890	5086.148	551.70	980473.50	980700.04	110.15	12.64	-56.31	-116.39	-103.75
651	284.522	5086.562	530.70	980479.81	980700.34	105.96	9.66	-56.78	-114.58	-104.92

N°	X (UTM 9)	Y	ALTI	GM	G0	CP-CA	CTT	AAL	ABSIM	AB
652	283.385	5087.371	522.95	980476.68	980700.96	104.41	16.30	-62.92	-119.87	-103.57
653	282.706	5088.829	567.70	980477.48	980702.13	113.34	8.99	-49.48	-111.31	-102.31
654	281.722	5089.108	608.80	980471.91	980702.33	121.55	6.75	-42.57	-108.87	-102.12
655	280.962	5089.580	579.75	980481.96	980702.69	115.75	4.23	-41.84	-104.98	-100.75
656	279.182	5089.933	527.15	980493.28	980702.92	105.25	2.87	-46.98	-104.40	-101.53
657	278.678	5088.671	454.05	980505.04	980701.88	90.65	3.73	-56.74	-106.19	-102.46
658	282.105	5098.417	558.15	980499.18	980709.91	111.44	3.49	-38.50	-99.29	-95.81
659	283.490	5098.102	573.70	980492.79	980709.69	114.54	4.37	-39.88	-102.36	-97.99
661	317.710	5078.145	1434.00	980269.54	980694.36	286.30	9.77	17.66	-138.51	-128.74
662	318.313	5078.027	1439.00	980264.36	980694.28	287.30	12.87	14.11	-142.61	-129.74
663	316.869	5078.648	1381.00	980285.28	980694.74	275.72	7.45	16.66	-133.74	-126.29
664	317.312	5077.579	1415.00	980273.56	980693.88	282.51	9.58	16.29	-137.81	-128.23
665	317.497	5075.928	1641.00	980225.01	980692.54	327.63	11.16	38.82	-139.90	-128.74
666	315.682	5075.836	1886.00	980182.64	980692.43	376.55	11.61	72.16	-133.24	-121.63
667	314.933	5077.327	1871.00	980183.67	980693.62	373.55	18.45	67.37	-136.40	-117.95
668	314.631	5078.382	1754.00	980207.25	980694.48	350.19	19.29	53.99	-137.03	-117.74
669	315.451	5079.313	1424.00	980279.76	980695.25	284.31	8.70	23.90	-131.19	-122.49
670	293.044	5093.579	1436.60	980311.13	980706.28	286.83	6.47	48.13	-108.33	-101.85
671	293.701	5094.224	1423.35	980313.79	980706.82	284.18	6.79	46.16	-108.86	-102.07
672	295.107	5095.213	1376.00	980321.79	980707.66	274.73	9.28	38.71	-111.15	-101.87
673	294.817	5094.432	1398.46	980318.76	980707.02	279.21	6.24	43.25	-109.05	-102.81
674	296.153	5094.722	1204.35	980351.17	980707.29	240.46	12.09	15.50	-115.67	-103.58
675	296.584	5095.086	1135.75	980385.95	980707.60	226.76	17.68	28.80	-94.89	-77.21
676	296.274	5092.282	952.00	980390.63	980705.31	190.07	21.99	-20.93	-124.61	-102.62
677	295.988	5091.847	940.00	980391.02	980704.95	187.68	23.45	-23.88	-126.25	-102.81
678	298.338	5094.183	898.50	980403.67	980706.92	179.39	18.61	-26.00	-123.86	-105.24
679	286.568	5096.536	661.60	980465.07	980708.51	132.09	9.85	-39.29	-111.34	-101.49
680	285.328	5096.135	748.50	980451.16	980708.15	149.44	6.16	-26.03	-107.55	-101.38
681	284.871	5095.472	760.65	980447.57	980707.59	151.87	6.55	-25.32	-108.16	-101.61
682	284.400	5094.188	753.00	980445.87	980706.54	150.34	9.29	-28.32	-110.33	-101.03
683	283.558	5092.971	749.55	980446.48	980705.52	149.65	7.45	-27.76	-109.39	-101.94
684	282.813	5092.529	704.15	980457.34	980705.15	140.59	4.91	-30.53	-107.22	-102.31
685	284.865	5079.910	737.60	980429.89	980694.94	147.27	10.49	-37.45	-117.78	-107.30
686	284.756	5081.026	874.75	980403.36	980695.84	174.65	12.56	-22.57	-117.83	-105.28
687	286.063	5079.913	921.25	980389.46	980694.97	183.93	17.06	-21.25	-121.58	-104.52
688	285.777	5078.833	876.60	980398.47	980694.09	175.02	13.72	-25.13	-120.60	-106.88
689	285.964	5077.513	1040.00	980357.74	980693.02	207.64	19.83	-14.37	-127.64	-107.81
690	285.987	5076.601	1146.50	980337.22	980692.28	228.90	17.45	-1.29	-126.16	-108.71
691	287.197	5076.703	1014.30	980368.10	980692.40	202.51	15.38	-11.32	-121.79	-106.41
692	287.292	5075.388	945.40	980379.60	980691.33	188.75	14.24	-20.02	-122.98	-108.74
693	287.275	5077.624	1142.00	980341.57	980693.14	228.01	16.32	0.81	-123.57	-107.25
694	287.519	5079.084	1424.00	980285.99	980694.34	284.31	16.01	31.04	-124.04	-108.03
695	287.012	5074.508	809.70	980400.74	980690.61	161.66	19.49	-40.02	-128.21	-108.72
696	287.018	5073.306	719.70	980417.18	980689.63	143.69	16.52	-50.37	-128.76	-112.23
697	286.179	5071.767	477.95	980463.65	980688.35	95.42	11.62	-77.23	-129.28	-117.66
E019	290.265	5057.402	364.00	980466.82	980676.77	72.67	12.98	-97.64	-137.28	-124.30
E016	275.817	5087.072	458.00	980495.52	980700.50	91.44	2.62	-63.66	-113.54	-110.92
E017	262.965	5083.546	331.00	980530.10	980697.24	66.09	2.28	-65.01	-101.06	-98.77
B001	308.726	5040.361	495.90	980385.26	980663.39	99.01	35.16	-125.12	-179.13	-143.97
B002	326.338	5054.136	813.50	980336.17	980675.02	162.42	27.67	-87.83	-176.43	-148.76
B003	315.727	5047.302	671.70	980359.80	980669.21	134.11	30.53	-102.15	-175.30	-144.78
B004	334.975	5050.589	1070.15	980271.51	980672.33	213.66	36.97	-70.61	-187.16	-150.19
B005	311.248	5065.538	744.00	980381.50	980683.95	148.54	24.74	-72.87	-153.90	-129.16
B006	307.083	5077.154	918.80	980379.48	980693.29	183.44	13.97	-30.31	-130.37	-116.40
B007	299.397	5088.821	963.60	980393.46	980702.59	192.39	8.43	-11.79	-116.74	-108.31
B008	316.034	5006.841	1056.50	980242.55	980636.28	210.93	36.04	-67.74	-182.80	-146.76
P201	346.593	5035.430	2057.20	980084.81	980660.23	410.72	33.49	59.35	-164.69	-131.20
P210	345.955	5035.257	2036.50	980095.50	980660.06	406.59	28.86	63.82	-157.97	-129.11
P221	345.119	5035.266	1990.50	980103.13	980660.06	397.41	29.21	57.26	-159.52	-130.32
P230	344.463	5035.004	1940.70	980114.01	980659.83	387.46	28.11	53.00	-158.36	-130.25
P240	343.736	5034.746	1890.30	980123.13	980659.61	377.40	28.66	46.79	-159.08	-130.42
P250	342.984	5034.686	1856.90	980130.96	980659.55	370.73	25.16	44.38	-157.85	-132.69
P260	342.210	5034.716	1835.10	980137.53	980659.55	366.38	23.18	44.22	-155.64	-132.46
P270	341.578	5035.110	1820.10	980141.65	980659.86	363.39	23.49	43.40	-154.82	-131.34
P280	341.166	5035.843	1802.30	980143.09	980660.45	359.83	23.94	38.76	-157.53	-133.59

N°	X (UTM 9)	Y	ALTI	GM	G0	CP-CA	CTT	AAL	ABSIM	AB
P290	340.809	5036.553	1798.00	980139.37	980661.02	358.97	29.93	33.14	-162.68	-132.75
P301	340.544	5036.926	1812.60	980134.54	980661.32	361.89	32.66	32.52	-164.89	-132.23
P311	339.715	5037.860	1798.20	980143.71	980662.06	359.01	22.47	36.50	-159.34	-136.87
P320	339.696	5038.337	1805.10	980141.65	980662.45	360.39	25.13	36.18	-160.41	-135.28
P330	339.394	5039.057	1811.50	980138.19	980663.03	361.67	25.84	34.12	-163.17	-137.33
P339	339.167	5039.663	1823.90	980133.41	980663.52	364.15	28.33	32.67	-165.97	-137.64
P349	338.411	5040.650	1776.70	980140.59	980664.31	354.72	25.89	24.50	-169.00	-143.10
P360	338.312	5041.052	1743.40	980148.21	980664.63	348.07	31.47	21.52	-168.35	-136.88
P370	337.883	5041.708	1692.40	980158.39	980665.15	337.89	30.16	15.45	-168.87	-138.71
P380	337.343	5042.279	1625.70	980169.27	980665.61	324.57	35.26	5.29	-171.76	-136.50
P391	337.074	5043.085	1567.00	980176.91	980666.26	312.86	38.87	-5.83	-176.49	-137.63
P401	337.087	5043.853	1540.10	980182.30	980666.88	307.48	40.15	-9.37	-177.10	-136.95
P408	337.225	5044.360	1508.40	980188.54	980667.30	301.16	39.84	-13.33	-177.61	-137.77
P419	336.955	5045.101	1461.40	980196.96	980667.90	291.77	41.33	-20.00	-179.16	-137.83
P432	336.620	5046.043	1407.20	980203.87	980668.66	280.95	45.01	-30.58	-183.84	-138.83
P442	336.240	5046.742	1365.00	980207.98	980669.22	272.53	47.90	-40.05	-188.71	-140.81
P452	335.795	5047.354	1340.30	980215.83	980669.71	267.59	44.12	-40.31	-186.28	-142.16
P463	335.409	5048.109	1304.40	980224.66	980670.31	260.43	42.51	-43.17	-185.23	-142.71
P472	335.120	5048.707	1252.70	980236.60	980670.79	250.10	38.87	-47.66	-184.09	-145.21
P482	334.858	5049.414	1191.60	980248.65	980671.36	237.91	37.44	-55.03	-184.80	-147.36
P492	334.244	5050.119	1010.00	980275.99	980671.93	201.65	45.91	-84.29	-194.29	-148.37
P502	334.315	5050.740	1077.40	980272.60	980672.43	215.11	35.49	-67.39	-184.72	-149.24
P512	333.808	5051.332	1086.90	980270.73	980672.90	217.00	35.39	-66.79	-185.17	-149.78
P522	333.123	5051.706	1056.10	980274.97	980673.19	210.85	37.99	-72.35	-187.37	-149.38
P532	332.511	5052.155	1026.10	980282.80	980673.54	204.86	36.42	-74.13	-185.88	-149.46
P542	331.850	5052.529	977.90	980291.32	980673.84	195.24	36.83	-80.78	-187.28	-150.44
P552	331.146	5052.771	929.40	980298.66	980674.02	185.56	41.99	-88.58	-189.80	-147.81
P562	330.573	5053.231	866.60	980311.97	980674.38	173.02	40.62	-95.01	-189.39	-148.77
P572	329.860	5053.394	857.80	980315.14	980674.50	171.26	39.21	-94.67	-188.10	-148.88
P582	329.175	5053.747	839.90	980322.23	980674.76	167.69	35.42	-93.37	-184.84	-149.43
P592	328.644	5054.294	882.50	980321.32	980675.20	176.19	26.73	-81.58	-177.69	-150.96
P602	328.097	5054.832	866.00	980325.68	980675.63	172.90	27.42	-82.73	-177.05	-149.63
P615	327.362	5055.331	924.50	980316.67	980676.02	184.58	28.31	-74.08	-174.77	-146.46
P626	327.415	5056.120	963.60	980303.05	980676.66	192.39	37.12	-76.28	-181.23	-144.10
P636	327.490	5056.873	980.30	980292.17	980677.27	195.72	46.53	-82.62	-189.38	-142.85
P646	327.644	5057.635	1017.00	980285.97	980677.90	203.05	44.68	-78.12	-188.88	-144.20
P655	327.406	5058.332	1075.90	980276.29	980678.45	214.81	45.22	-70.18	-187.36	-142.14
P666	327.029	5059.088	1148.60	980261.22	980679.06	229.32	46.32	-63.43	-188.52	-142.20
P675	326.606	5059.588	1200.00	980249.25	980679.46	239.58	45.11	-59.94	-190.63	-145.52
P685	326.143	5060.023	1413.80	980225.20	980679.81	282.27	33.37	-18.36	-172.34	-138.97
P695	325.373	5060.101	1477.00	980217.59	980679.85	294.89	29.07	-6.51	-167.37	-138.30
P705	324.786	5060.552	1479.20	980212.68	980680.21	295.33	33.95	-11.10	-172.20	-138.25
P715	324.176	5061.035	1518.50	980207.59	980680.58	303.17	33.01	-4.44	-169.82	-136.81
P725	323.766	5061.692	1545.80	980208.56	980681.11	308.62	26.65	4.43	-163.92	-137.27
P735	323.489	5062.400	1607.30	980202.20	980681.68	320.90	22.39	16.47	-158.57	-136.18
P745	322.858	5062.662	1670.10	980194.48	980681.88	333.44	17.59	27.93	-153.96	-136.37
P755	322.174	5062.738	1812.20	980172.47	980681.92	361.81	11.05	49.73	-147.64	-136.59
P765	321.399	5062.604	1863.60	980164.30	980681.80	372.07	9.96	57.54	-145.43	-135.47
P775	320.592	5062.715	1930.90	980155.13	980681.87	385.51	8.07	69.06	-141.23	-133.16
P785	319.859	5062.426	1958.50	980150.88	980681.62	391.02	8.29	73.58	-139.72	-131.43
P795	319.095	5062.436	1861.20	980168.30	980681.61	371.60	11.42	60.98	-141.72	-130.30
P805	318.395	5062.735	1808.90	980179.34	980681.84	361.15	10.29	55.66	-141.35	-131.05
P816	317.686	5063.012	1643.40	980208.19	980682.04	328.11	16.65	33.24	-145.74	-129.09
P825	317.296	5063.524	1591.40	980219.15	980682.45	317.73	14.12	27.74	-145.57	-131.46
P835	316.494	5063.536	1609.80	980216.87	980682.44	321.40	12.99	31.15	-144.17	-131.18
P845	315.822	5063.223	1592.60	980221.91	980682.17	317.97	11.38	31.16	-142.29	-130.91
P856	315.504	5064.043	1344.80	980264.60	980682.83	268.49	21.53	-3.28	-149.74	-128.21
P865	314.773	5064.121	1025.00	980313.62	980682.88	204.64	33.84	-52.98	-164.61	-130.77
P875	314.040	5064.343	986.90	980318.18	980683.04	197.04	36.89	-60.34	-167.82	-130.93
P886	313.214	5064.346	914.40	980334.66	980683.02	182.56	41.22	-66.21	-165.80	-124.57
P896	312.530	5064.644	855.40	980351.11	980683.24	170.78	29.47	-68.19	-161.35	-131.88
P906	311.927	5065.051	791.10	980359.54	980683.56	157.95	39.93	-79.92	-166.07	-126.14
P915	311.527	5065.242	760.30	980378.07	980683.71	151.80	26.61	-71.04	-153.85	-127.24
P935	309.986	5065.811	704.10	980388.34	980684.13	140.58	28.55	-78.53	-155.22	-126.66
P945	309.211	5065.935	693.00	980390.79	980684.22	138.36	27.98	-79.59	-155.07	-127.08

N°	X (UTM 9)	Y	ALTI	GM	G0	CP-CA	CTT	AAL	ABSIM	AB
P954	308.558	5066.211	684.50	980392.92	980684.42	136.66	29.51	-80.29	-154.84	-125.32
P967	307.991	5067.040	784.10	980379.87	980685.08	156.55	25.87	-63.27	-148.66	-122.79
P977	307.948	5067.664	1119.40	980322.55	980685.59	223.49	17.20	-17.63	-139.54	-122.35
P1002	308.748	5068.863	1628.00	980223.16	980686.58	325.04	13.44	38.92	-138.39	-124.94
P1022	308.693	5070.110	1631.00	980236.68	980687.60	325.64	7.64	52.34	-125.29	-117.65
P1035	308.259	5070.912	1651.60	980234.65	980688.25	329.75	7.40	56.03	-123.85	-116.45
P1050	307.760	5071.907	1535.50	980259.95	980689.04	306.57	6.33	44.71	-122.52	-116.19
P1060	307.768	5072.663	1547.40	980258.57	980689.65	308.94	6.87	46.39	-122.14	-115.27
P1070	308.161	5073.296	1521.50	980263.56	980690.18	303.77	6.87	42.86	-122.85	-115.98
P1080	308.216	5074.072	1424.80	980282.24	980690.81	284.47	7.46	31.07	-124.10	-116.64
P1093	307.708	5074.744	1340.20	980299.32	980691.34	267.58	9.11	21.51	-124.45	-115.34
P1120	307.008	5076.500	1001.10	980365.02	980692.76	199.87	11.95	-18.84	-127.86	-115.91
P1145	306.647	5078.135	997.70	980361.02	980694.08	199.20	19.73	-25.21	-133.87	-114.13
P1155	306.562	5078.905	989.50	980363.77	980694.70	197.56	20.50	-25.61	-133.38	-112.88
P1165	306.436	5079.610	978.10	980365.78	980695.27	195.28	20.06	-27.69	-134.21	-114.15
P1175	306.211	5080.374	987.80	980364.71	980695.88	197.22	22.10	-26.37	-133.95	-111.85
P1185	305.962	5081.104	1012.20	980360.72	980696.48	202.09	21.19	-23.43	-133.67	-112.48
P1195	305.634	5081.804	1077.00	980352.54	980697.04	215.03	17.34	-12.18	-129.47	-112.13
P1206	305.078	5082.378	1207.60	980332.84	980697.49	241.10	13.56	7.97	-123.55	-109.99
P1215	304.580	5082.872	1350.50	980302.87	980697.88	269.63	14.22	21.70	-125.38	-111.15
P1226	303.798	5082.953	1452.80	980287.67	980697.92	290.06	11.55	38.03	-120.19	-108.65
P1236	303.092	5083.219	1480.40	980282.04	980698.12	295.57	11.29	40.72	-120.51	-109.23
P1245	302.511	5083.526	1445.00	980288.04	980698.35	288.50	12.61	35.56	-121.81	-109.20
P1255	301.898	5084.025	1326.90	980310.01	980698.75	264.92	16.78	20.70	-123.82	-107.03
P1265	301.210	5084.357	1238.50	980328.94	980699.00	247.27	15.87	12.10	-122.79	-106.92
P1275	300.731	5084.929	1182.00	980343.09	980699.45	235.99	12.87	8.36	-120.37	-107.50
P1285	300.428	5085.640	1115.70	980356.76	980700.03	222.76	12.33	1.00	-120.51	-108.19
P1295	300.148	5086.360	1073.20	980366.71	980700.60	214.27	10.63	-2.74	-119.62	-108.99
P1304	299.952	5087.023	1032.30	980372.86	980701.13	206.10	13.84	-9.74	-122.17	-108.33
P1314	299.804	5087.739	1016.50	980379.82	980701.71	202.95	10.33	-8.24	-118.95	-108.61
P1325	299.596	5088.492	986.30	980387.82	980702.32	196.92	9.20	-10.17	-117.58	-108.39
P1334	299.186	5089.017	954.30	980395.65	980702.73	190.53	8.51	-12.62	-116.55	-108.04
P1344	298.850	5089.662	870.70	980408.86	980703.25	173.84	13.61	-25.73	-120.55	-106.95
P1354	298.530	5090.328	843.10	980405.58	980703.79	168.33	25.95	-38.06	-129.88	-103.93
P1364	298.748	5091.066	820.90	980408.99	980704.39	163.90	27.49	-42.10	-131.50	-104.01
P1374	298.367	5091.747	800.70	980418.17	980704.93	159.86	22.54	-39.69	-126.90	-104.35
P1385	297.789	5092.355	782.80	980425.62	980705.41	156.29	19.48	-38.25	-123.50	-104.02
P1394	297.571	5093.019	769.40	980428.52	980705.95	153.61	20.15	-40.02	-123.82	-103.66
P1404	297.472	5093.789	758.10	980429.13	980706.57	151.36	22.98	-43.52	-126.08	-103.10
P1415	297.560	5094.597	752.50	980429.13	980707.23	150.24	26.32	-45.91	-127.86	-101.55
P1424	297.677	5095.306	728.40	980430.21	980707.81	145.43	30.75	-52.84	-132.17	-101.42
P1434	297.970	5095.986	723.80	980429.97	980708.37	144.51	31.91	-55.06	-133.89	-101.98
P1444	298.218	5096.679	749.80	980431.16	980708.95	149.70	25.38	-46.42	-128.08	-102.70
P102	292.403	5091.366	1442.50	980307.20	980704.46	288.00	6.19	47.84	-109.26	-103.07
P110	291.970	5091.881	1404.10	980315.69	980704.87	280.34	5.80	44.07	-108.85	-103.05
P116	291.750	5092.267	1364.80	980322.80	980705.18	272.49	7.50	38.75	-109.89	-102.39
P125	291.616	5092.894	1352.60	980322.78	980705.69	270.05	11.24	34.46	-112.85	-101.61
P136	291.044	5093.413	1350.10	980318.59	980706.09	269.55	15.38	29.09	-117.95	-102.57
P146	290.512	5093.731	1073.20	980374.97	980706.34	214.27	16.91	-0.22	-117.10	-100.19
P156	290.772	5094.313	950.10	980394.04	980706.82	189.69	24.57	-19.61	-123.08	-98.52
P166	290.112	5094.724	822.10	980426.06	980707.13	164.14	18.85	-27.40	-116.94	-98.08
P176	289.683	5095.351	765.30	980438.00	980707.64	152.80	17.43	-33.49	-116.84	-99.41
P186	289.349	5096.008	756.40	980441.06	980708.16	151.02	15.83	-33.70	-116.08	-100.25
P196	288.689	5096.431	726.30	980446.51	980708.48	145.01	17.29	-37.86	-116.96	-99.68
P200	288.347	5096.197	699.00	980456.69	980708.28	139.56	15.95	-35.91	-112.03	-96.09
P206	287.971	5096.522	652.90	980462.73	980708.54	130.36	16.08	-44.35	-115.45	-99.37
P216	287.228	5096.814	641.80	980468.27	980708.76	128.14	10.99	-42.45	-112.35	-101.36
P226	286.509	5096.861	626.60	980473.17	980708.77	125.10	9.23	-42.26	-110.50	-101.27
P236	285.738	5097.000	619.00	980476.83	980708.87	123.59	6.99	-41.03	-108.45	-101.46
P246	285.285	5097.570	609.20	980481.13	980709.32	121.63	5.87	-40.21	-106.56	-100.68
P256	284.557	5097.796	602.00	980484.59	980709.48	120.19	4.61	-39.14	-104.70	-100.09
P266	283.796	5098.001	582.80	980490.40	980709.62	116.36	4.36	-39.39	-102.86	-98.50
700	326.575	5035.040	1572.00	980163.36	980659.48	313.85	38.98	-11.06	-182.27	-143.29
701	324.961	5035.829	1525.00	980174.84	980660.09	304.47	35.72	-14.70	-180.78	-145.06
702	323.695	5036.443	1470.00	980188.12	980660.56	293.49	30.79	-18.85	-178.95	-148.16

N°	X (UTM 9)	Y	ALTI	GM	G0	CP-CA	CTT	AAL	ABSIM	AB
703	322.285	5036.661	1454.00	980192.32	980660.70	290.29	29.75	-19.74	-178.09	-148.34
704	320.239	5036.541	1309.00	980223.77	980660.56	261.34	26.72	-32.89	-175.45	-148.73
705	316.798	5035.005	858.00	980303.05	980659.23	171.30	32.12	-91.43	-184.87	-152.75
706	318.980	5034.931	902.00	980288.84	980659.22	180.09	38.38	-92.06	-190.30	-151.92
707	320.034	5032.665	1151.00	980241.41	980657.40	229.80	35.70	-60.83	-186.19	-150.49
708	320.689	5030.924	1208.00	980220.67	980656.00	241.18	42.96	-62.59	-194.15	-151.19
709	321.751	5027.769	1418.00	980187.71	980653.45	283.11	31.07	-28.20	-182.64	-151.57
710	319.612	5016.800	1592.00	980148.78	980644.47	317.84	38.92	-4.47	-177.85	-138.93
711	319.429	5023.288	1752.00	980121.53	980649.75	349.79	30.27	12.38	-178.43	-148.16
712	314.044	5033.740	1262.00	980239.39	980658.13	251.96	16.92	-29.34	-166.78	-149.86
713	316.404	5032.247	1564.00	980182.64	980656.98	312.26	13.42	8.25	-162.08	-148.66
714	316.964	5031.042	1722.00	980154.04	980656.00	343.80	9.98	29.38	-158.16	-148.18
715	314.861	5031.948	1757.00	980147.09	980656.69	350.79	10.75	32.54	-158.81	-148.06
716	314.828	5029.771	2008.00	980098.84	980654.92	400.90	9.40	63.51	-155.18	-145.78
717	310.524	5034.091	1446.00	980208.81	980658.33	288.70	17.92	-3.34	-160.83	-142.91
718	309.331	5031.424	1347.00	980228.18	980656.13	268.93	14.89	-12.32	-159.02	-144.13
719	309.636	5029.603	1433.00	980206.29	980654.66	286.10	18.42	-6.20	-162.26	-143.84
720	311.094	5025.967	1704.00	980147.13	980651.73	340.21	20.00	21.18	-164.40	-144.40
721	310.611	5027.628	1654.00	980160.75	980653.07	330.22	16.97	18.04	-162.10	-145.13
722	308.802	5033.587	1130.00	980272.39	980657.88	225.61	15.50	-36.81	-159.88	-144.38
723	310.268	5019.086	2300.00	980032.89	980646.11	459.20	11.85	96.46	-154.03	-142.18
724	307.692	5020.031	1882.00	980111.54	980646.82	375.74	14.40	45.43	-159.54	-145.14
725	307.079	5022.064	1807.00	980128.37	980648.45	360.77	12.69	37.48	-159.31	-146.62
726	306.023	5025.242	1566.00	980181.29	980651.02	312.65	14.39	13.48	-157.07	-142.68
727	305.389	5027.042	1505.00	980198.42	980652.46	300.48	11.53	10.34	-153.57	-142.04
728	304.422	5028.984	1318.00	980233.98	980654.03	263.14	15.53	-13.36	-156.90	-141.37
729	303.994	5030.565	1195.00	980256.42	980655.30	238.58	20.81	-30.15	-160.30	-139.49
730	303.451	5032.250	1045.00	980283.47	980656.66	208.64	23.66	-50.74	-164.55	-140.89
731	303.346	5033.911	1103.00	980279.33	980658.01	220.22	18.59	-38.34	-158.46	-139.87
732	304.899	5036.498	966.00	980302.01	980660.15	192.86	24.74	-60.07	-165.27	-140.53
733	304.637	5038.162	1433.50	980219.98	980661.50	286.20	15.44	0.80	-155.32	-139.88
734	303.825	5037.465	1632.00	980180.88	980660.91	325.83	18.62	23.54	-154.20	-135.58
735	303.022	5041.048	806.00	980347.08	980663.80	160.92	18.27	-68.02	-155.80	-137.53
736	301.252	5039.492	1060.00	980301.61	980662.49	211.63	13.92	-33.81	-149.25	-135.33
737	299.817	5037.659	1354.00	980246.14	980660.96	270.33	13.10	2.97	-144.49	-131.39
738	301.193	5041.829	1271.00	980260.52	980664.39	253.76	13.16	-11.69	-150.12	-136.96
739	298.986	5040.299	1152.00	980282.26	980663.10	230.00	19.92	-25.37	-150.84	-130.92
740	296.801	5038.555	1544.00	980204.58	980661.62	308.26	21.08	19.38	-148.78	-127.70
741	295.176	5035.985	1850.00	980148.46	980659.48	369.36	17.47	59.81	-141.67	-124.20
742	301.065	5043.947	947.00	980323.23	980666.12	189.07	22.82	-50.68	-153.82	-131.00
743	304.346	5046.367	1111.00	980297.84	980668.17	221.81	14.19	-27.52	-148.52	-134.33
744	305.253	5047.385	1206.00	980281.97	980669.02	240.78	13.01	-14.92	-146.27	-133.26
745	306.738	5048.161	1316.00	980261.13	980669.69	262.74	14.13	-2.49	-145.81	-131.68
746	305.129	5049.425	1316.00	980255.67	980670.67	262.74	21.90	-8.94	-152.26	-130.36
747	291.247	5059.225	478.00	980448.01	980678.29	95.43	10.77	-82.79	-134.85	-124.08
748	290.188	5059.505	577.00	980428.53	980678.49	115.20	11.83	-71.92	-134.76	-122.93
749	289.883	5060.651	780.00	980387.73	980679.41	155.73	14.67	-51.00	-135.95	-121.28
750	290.457	5062.633	839.00	980379.53	980681.03	167.51	12.99	-42.62	-134.00	-121.01
751	290.556	5064.410	780.00	980390.31	980682.48	155.73	15.06	-51.50	-136.44	-121.38
752	291.381	5065.784	877.00	980376.32	980683.62	175.10	12.65	-36.69	-132.21	-119.56
753	290.301	5067.044	711.00	980412.69	980684.62	141.95	9.47	-52.54	-129.97	-120.50
754	290.500	5068.549	613.00	980433.28	980685.85	122.39	9.33	-63.42	-130.18	-120.85
755	288.576	5070.139	507.00	980454.64	980687.09	101.22	10.50	-76.01	-131.23	-120.73
756	296.126	5065.314	707.00	980409.01	980683.37	141.16	10.47	-56.21	-133.21	-122.74
757	295.464	5062.690	565.00	980434.89	980681.22	112.80	9.78	-71.99	-133.53	-123.75
758	292.615	5062.372	773.00	980385.73	980680.88	154.33	19.10	-56.64	-140.82	-121.72
759	292.169	5060.675	488.00	980445.79	980679.49	97.43	12.05	-83.13	-136.27	-124.22
760	294.314	5061.881	414.00	980460.36	980680.54	82.66	12.98	-92.43	-137.52	-124.54
761	294.424	5060.009	346.00	980466.93	980679.01	69.08	11.77	-105.32	-143.00	-131.23
762	335.861	5089.635	1056.00	980319.75	980704.12	210.84	34.51	-58.53	-173.53	-139.02
763	337.480	5090.460	1082.00	980313.46	980704.82	216.03	37.17	-57.50	-175.34	-138.17
764	338.936	5093.356	1208.00	980290.29	980707.22	241.18	36.01	-44.18	-175.74	-139.73
765	339.270	5096.639	1461.00	980259.64	980709.90	291.70	24.42	0.56	-158.56	-134.14
766	338.923	5098.482	1329.00	980287.28	980711.39	265.34	25.11	-14.03	-158.77	-133.66
767	340.111	5100.086	1256.00	980298.29	980712.71	250.77	29.91	-26.87	-163.66	-133.75

N°	X (UTM 9)	Y	ALTI	GM	G0	CP-CA	CTT	AAL	ABSIM	AB
768	340.606	5100.941	1210.00	980304.87	980713.42	241.58	33.71	-35.19	-166.97	-133.26
769	341.288	5101.890	1125.16	980321.62	980714.21	224.65	35.09	-45.40	-167.94	-132.85
770	341.288	5101.890	1125.96	980321.51	980714.21	224.80	35.14	-45.27	-167.89	-132.75
771	339.482	5094.966	1354.00	980273.36	980708.54	270.33	28.01	-17.38	-164.84	-136.83
772	340.824	5096.510	1453.50	980257.08	980709.82	290.20	24.97	-4.24	-162.54	-137.57
773	309.297	5104.222	489.00	980497.60	980715.36	97.63	10.24	-66.87	-120.13	-109.89
774	307.518	5104.544	469.00	980504.12	980715.59	93.64	11.67	-66.75	-117.83	-106.16
775	304.952	5104.659	459.00	980503.73	980715.62	91.64	14.71	-70.25	-120.24	-105.53
776	303.201	5104.881	455.00	980505.54	980715.75	90.84	12.14	-69.81	-119.36	-107.22
777	300.685	5105.350	449.00	980512.58	980716.07	89.65	9.80	-64.94	-113.84	-104.04
778	299.423	5105.804	449.30	980517.42	980716.40	89.71	7.79	-60.34	-109.27	-101.48
779	296.912	5105.486	462.00	980515.62	980716.07	92.24	5.72	-57.89	-108.21	-102.49
780	293.926	5105.341	474.00	980517.74	980715.88	94.64	4.87	-51.88	-103.50	-98.63
781	291.401	5105.304	578.00	980497.96	980715.77	115.40	3.68	-39.46	-102.41	-98.73
782	290.256	5104.876	679.00	980478.87	980715.40	135.57	3.45	-27.01	-100.96	-97.51
783	288.560	5103.520	766.00	980460.40	980714.25	152.94	3.08	-17.48	-100.91	-97.83
784	287.146	5102.501	780.00	980457.45	980713.38	155.73	2.19	-15.25	-100.20	-98.01
785	286.283	5100.618	721.00	980464.71	980711.82	143.95	4.09	-24.64	-103.16	-99.07
786	284.709	5099.938	680.00	980473.10	980711.23	135.77	3.15	-28.30	-102.36	-99.21
787	280.474	5096.139	523.00	980502.87	980708.01	104.42	3.74	-43.76	-100.72	-96.98
788	280.395	5093.928	510.00	980500.83	980706.21	101.82	3.70	-48.01	-103.56	-99.86
789	279.671	5092.118	512.00	980498.14	980704.72	102.22	3.36	-48.59	-104.35	-100.99
790	278.258	5091.245	478.00	980505.71	980703.96	95.44	2.85	-50.76	-102.82	-99.97
791	277.039	5090.355	458.00	980510.02	980703.21	91.44	2.66	-51.87	-101.75	-99.09
792	261.515	5117.272	480.00	980560.34	980724.62	95.84	5.34	-16.17	-68.44	-63.10
793	262.319	5116.462	447.40	980565.27	980723.99	89.33	3.80	-20.66	-69.39	-65.59
794	263.398	5117.167	455.40	980565.65	980724.59	90.92	2.82	-18.42	-68.02	-65.20
795	263.862	5116.180	387.80	980576.64	980723.81	77.43	3.25	-27.50	-69.74	-66.49
796	264.607	5115.027	412.10	980569.38	980722.89	82.28	2.40	-26.35	-71.23	-68.83
797	265.157	5114.451	351.60	980580.14	980722.44	70.20	2.59	-33.81	-72.10	-69.51
798	260.927	5117.451	547.20	980547.79	980724.75	109.25	7.12	-8.11	-67.71	-60.59
799	260.880	5118.042	605.80	980537.27	980725.22	120.95	7.16	-1.02	-67.00	-59.84
800	260.297	5117.354	674.40	980521.00	980724.65	134.65	9.08	4.45	-69.00	-59.92
801	260.289	5118.134	740.80	980510.11	980725.28	147.91	8.26	13.42	-67.26	-59.00
802	259.715	5117.110	825.50	980486.58	980724.43	164.82	11.23	16.87	-73.04	-61.81
803	259.150	5117.277	1069.00	980440.82	980724.54	213.43	12.59	46.13	-70.29	-57.70
804	255.011	5112.978	494.30	980553.47	980720.93	98.69	5.14	-14.93	-68.76	-63.62
805	255.006	5114.203	553.60	980543.09	980721.91	110.53	5.84	-8.00	-68.29	-62.45
806	254.501	5115.880	556.40	980545.68	980723.27	111.09	5.73	-5.90	-66.50	-60.77
807	254.151	5116.796	558.00	980546.43	980723.99	111.41	5.95	-5.38	-66.15	-60.20
808	253.317	5117.609	604.40	980540.17	980724.63	120.67	4.49	2.03	-63.79	-59.30
809	253.572	5119.146	602.80	980542.15	980725.89	120.35	6.28	2.26	-63.39	-57.11
810	254.106	5120.314	655.70	980535.95	980726.86	130.92	4.23	11.42	-59.99	-55.76
811	252.960	5121.018	809.70	980504.38	980727.39	161.66	5.49	26.84	-61.35	-55.86
812	252.189	5121.638	1016.40	980465.76	980727.87	202.93	4.14	51.52	-59.17	-55.03
813	250.315	5122.494	850.40	980498.86	980728.50	169.79	6.55	32.76	-59.85	-53.30
814	249.222	5122.026	558.00	980553.92	980728.09	111.41	8.45	-1.99	-62.76	-54.31
815	248.430	5122.682	747.00	980524.14	980728.59	149.14	2.10	26.05	-55.30	-53.20
816	247.445	5123.913	804.00	980516.32	980729.56	160.52	1.80	34.85	-52.71	-50.91
817	246.193	5124.822	958.00	980487.39	980730.26	191.27	2.27	52.74	-51.59	-49.32
818	244.524	5125.359	804.00	980519.49	980730.64	160.52	2.18	36.94	-50.62	-48.44
819	243.849	5126.401	700.00	980531.23	980731.46	139.76	5.11	15.77	-60.47	-55.36
820	242.392	5127.374	565.00	980570.30	980732.20	112.81	2.69	12.44	-49.09	-46.40
821	267.983	5109.813	535.00	980534.89	980718.76	106.82	1.67	-18.79	-77.06	-75.39
822	268.624	5109.390	583.50	980524.17	980718.44	116.50	1.62	-14.22	-77.77	-76.15
823	269.796	5108.645	633.10	980512.46	980717.86	126.40	1.62	-10.05	-79.00	-77.38
824	271.122	5107.860	728.20	980490.65	980717.26	145.39	1.91	-1.92	-81.22	-79.31
825	272.215	5107.263	800.70	980473.38	980716.81	159.86	2.39	3.64	-83.57	-81.18
826	273.274	5106.390	780.00	980475.31	980716.13	155.73	2.72	-0.14	-85.09	-82.37
827	273.723	5105.338	741.60	980481.75	980715.29	148.07	2.68	-4.71	-85.48	-82.80
828	274.654	5104.326	748.00	980477.51	980714.50	149.34	4.12	-6.18	-87.64	-83.52
829	275.274	5103.057	740.00	980478.44	980713.49	147.75	2.97	-6.71	-87.30	-84.33
830	276.238	5101.876	784.00	980468.93	980712.55	156.53	2.10	-1.71	-87.09	-84.99
831	277.360	5100.744	750.00	980472.95	980711.67	149.74	2.18	-7.30	-88.98	-86.80
832	279.169	5100.402	602.00	980498.60	980711.44	120.19	3.39	-27.09	-92.65	-89.26

N°	X (UTM 9)	Y	ALTI	GM	G0	CP-CA	CTT	AAL	ABSIM	AB
833	280.509	5099.519	678.00	980480.63	980710.76	135.37	1.92	-20.92	-94.76	-92.84
834	288.235	5099.026	776.00	980449.02	980710.58	154.93	5.08	-22.11	-106.62	-101.54
835	289.636	5100.102	902.00	980425.90	980711.50	180.09	4.09	-7.27	-105.51	-101.42
836	290.486	5101.641	861.00	980436.13	980712.77	171.90	3.99	-10.97	-104.74	-100.75
837	291.814	5103.543	638.00	980482.29	980714.35	127.38	4.80	-35.20	-104.68	-99.88
838	295.731	5102.811	648.00	980475.61	980713.86	129.38	7.35	-38.30	-108.88	-101.53
839	296.748	5103.589	491.10	980506.05	980714.53	98.05	9.29	-56.94	-110.43	-101.14
840	297.171	5102.541	557.60	980484.74	980713.68	111.33	15.11	-56.89	-117.62	-102.51
841	297.756	5101.276	606.00	980466.85	980712.67	120.99	14.63	-58.83	-124.83	-110.20
842	298.607	5099.812	705.00	980446.05	980711.50	140.76	21.35	-47.91	-124.69	-103.34
843	298.511	5098.526	716.50	980444.51	980710.45	143.05	18.79	-44.86	-122.89	-104.10
844	300.732	5096.975	1193.00	980348.60	980709.25	238.19	18.76	7.47	-122.46	-103.70
845	317.178	5101.101	1020.00	980387.46	980713.02	203.65	9.77	-10.83	-121.91	-112.14
846	317.154	5099.790	1109.00	980367.36	980711.96	221.42	10.41	-2.40	-123.18	-112.77
847	317.409	5098.459	1257.00	980328.49	980710.88	250.97	17.41	5.47	-131.42	-114.01
848	320.951	5097.711	1699.00	980243.81	980710.36	339.22	13.00	57.70	-127.33	-114.33
849	320.288	5098.064	1844.00	980215.16	980710.63	368.17	13.37	73.53	-127.30	-113.93
850	321.198	5099.005	1747.00	980238.48	980711.41	348.80	10.50	66.13	-124.13	-113.63
851	320.071	5099.682	1630.00	980262.16	980711.94	325.44	11.17	53.18	-124.34	-113.17
852	316.709	5103.062	970.00	980402.66	980714.61	193.67	9.15	-12.64	-118.28	-109.13
853	315.680	5104.895	950.00	980411.11	980716.07	189.67	8.78	-11.82	-115.29	-106.51
854	314.008	5105.902	819.00	980438.73	980716.85	163.52	9.07	-25.41	-114.60	-105.53
855	313.191	5106.782	741.00	980458.41	980717.54	147.95	6.99	-30.49	-111.19	-104.20
856	314.431	5107.601	665.00	980471.50	980718.25	132.77	9.50	-41.55	-113.98	-104.48
857	315.747	5108.673	634.00	980475.05	980719.14	126.58	13.07	-48.46	-117.51	-104.44
858	316.865	5108.273	637.00	980470.85	980718.85	127.18	13.85	-51.44	-120.82	-106.97
859	318.099	5107.892	646.00	980467.10	980718.57	128.98	15.10	-52.14	-122.50	-107.40
860	319.361	5107.410	659.00	980462.64	980718.21	131.57	15.13	-52.22	-123.99	-108.86
861	320.609	5106.695	668.00	980458.88	980717.65	133.37	13.12	-52.65	-125.40	-112.28
862	322.468	5106.219	679.00	980454.18	980717.31	135.57	14.36	-53.62	-127.56	-113.20
863	324.170	5105.957	702.00	980446.07	980717.14	140.16	16.85	-54.46	-130.91	-114.06
864	321.715	5102.137	1620.00	980263.86	980713.98	323.44	13.50	49.76	-126.67	-113.17
865	323.049	5103.010	1484.00	980290.48	980714.72	296.29	16.44	33.67	-127.95	-111.51
866	323.208	5104.229	943.00	980397.92	980715.71	188.28	15.30	-26.82	-129.52	-114.22
867	325.013	5105.122	705.00	980439.60	980716.48	140.76	19.12	-59.34	-136.12	-117.00
868	325.445	5103.965	720.00	980433.81	980715.55	143.75	20.72	-59.57	-137.98	-117.26
869	326.433	5103.058	764.00	980418.37	980714.83	152.54	25.49	-60.72	-143.92	-118.43
870	327.456	5101.728	828.00	980404.19	980713.77	165.32	22.71	-54.09	-144.27	-121.56
871	327.690	5100.944	860.00	980393.84	980713.14	171.70	26.71	-53.94	-147.60	-120.89
872	328.360	5102.737	779.00	980409.23	980714.61	155.53	30.35	-65.01	-149.85	-119.50
873	329.379	5103.498	812.00	980399.24	980715.26	162.12	33.69	-65.46	-153.89	-120.20
874	330.339	5104.072	836.00	980391.92	980715.75	166.91	36.77	-65.87	-156.91	-120.14
875	331.632	5104.637	871.00	980379.19	980716.24	173.90	42.52	-68.29	-163.15	-120.63
876	333.096	5104.964	955.00	980368.49	980716.54	190.67	36.74	-53.37	-157.37	-120.63
877	314.006	5108.894	642.00	980477.29	980719.28	128.18	11.28	-43.89	-113.81	-102.53
878	294.728	5034.732	1993.00	980125.63	980658.45	397.91	11.36	82.14	-134.91	-123.55
879	294.000	5033.532	1746.00	980173.11	980657.45	348.59	11.72	54.41	-135.75	-124.03
880	293.475	5032.836	1550.00	980207.66	980656.88	309.46	12.81	29.05	-139.76	-126.95
881	292.389	5031.704	1390.00	980238.85	980655.92	277.52	14.13	11.82	-139.56	-125.43
882	291.629	5030.762	1231.00	980266.10	980655.14	245.77	15.84	-9.20	-143.27	-127.43
883	291.569	5029.663	1091.00	980288.22	980654.24	217.82	20.48	-29.39	-148.20	-127.72
884	290.587	5028.650	886.00	980328.80	980653.39	176.89	19.06	-51.20	-147.70	-128.64
885	292.045	5027.957	1102.00	980286.98	980652.86	220.02	16.50	-25.85	-145.86	-129.36
886	289.898	5027.039	571.00	980383.72	980652.06	114.00	23.79	-92.15	-154.34	-130.55

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE II

Fig. II-1 : Esquisse structurale des chaînes alpines périméditerranéennes entre l'Europe et l'Afrique. D'après Boillot et al., 1984.
 page 23

Fig. II-2 : Schéma structural des zones internes des Alpes Occidentales montrant la localisation des différents domaines. D'après Biju-Duval, 1984
 page 26

Fig. II-3 Schéma Structural des Alpes Occidentales et Centrales : d'après Debelmas, 1975.
 page 28

Fig. II-4 : Reconstitution paléogéographique anté-orogène alpine au Jurassique supérieur. D'après Lemoine et Trümpy, (1987).
 page 30

Fig. II-5 : Schéma Structural montrant le jeu des accidents majeurs permettant la création de l'océan Ligurien. D'après Biju-Duval et al., (1977).
 page 34

Fig. II-6 : Mouvement relatif de l'Afrique par rapport à l'Europe considérée comme stable. Le trait tireté (Biju-Duval, 1976) indique un déplacement dextre au Paléocène-Eocène impliquant une composante Ouest dans le raccourcissement.
 page 36

Fig. II-7 a) et b) : Coupes Géologiques transverses aux Alpes Occidentales proposant un mécanisme d'accrétion continentale avec des charriages intra-crustaux :
 - a) Mattauer, 1987
 - b) Polino et Ecors team, 1985.
 page 39

Fig. II-8 a) et b) : Coupes Géologiques faisant intervenir à divers degrés un mécanisme de sous-charriage crustal ;
 - a) Laubscher, 1984 ;
 - b) Caby et al., 1978
 page 40

Fig. II-9 : Evolution Géodynamique des Alpes du Lias au Quaternaire et ces implications quant aux déformations tectoniques créées. D'après Tapponnier, 1977.
 page 42

CHAPITRE III

Fig. III-1 : Coupes en densité transverses au corps d'Ivrée "géophysique" a) au niveau d'Ivrée et b) au niveau du Lac Majeur. Les contraintes géométriques sont fournies par les données sismiques. D'après Berckhemer (1968).

..... page 48

Fig. III-2 : Coupes en densité transverses au corps "géophysique" d'Ivrée réactualisées par Kaminski et Menzel (1968).

..... page 48

Fig. III-3 : Carte gravimétrique d'anomalies de Bouguer des Alpes Occidentales d'après Vecchia ,(1968).

..... page 50

Fig. III-4 : Coupes gravimétrique et géologique transverses à la chaîne et passant par le Mont Blanc, montrant deux écaillés de manteau supérieur, d'après Ménard et Thouvenot,(1984).

..... page 52

Fig. III-5 : Coupes magnétiques permettant l'étude de l'évolution de la profondeur du toit du corps géophysique d'Ivrée. d'après Lanza (1982).

..... page 54

Fig. III-6 : Carte de localisation des principaux séismes ayant affectés le Sud-Est de la France depuis le XIV^{ième} siècle. D'après Ménard et Frechet, 1986.

..... page 56

Fig. III-7 : Carte indiquant les interprétations de mécanismes au foyer de quelques séismes récents sur le Sud-Est de la France . D'après Ménard et Frechet, (1986).

..... page 57

Fig. III-8 et III-9 : Coupes synthétiques montrant deux modèles de répartition de vitesses sismiques sous les Alpes Occidentales. Noter l'écaillé de matériel rapide sous le domaine interne et l'inversion de vitesse sous les zones internes. D'après Choudhury et al.,(1971) ; Perrier et Vialon, (1980).

..... page 60

Fig. III-10 : Cartes des isobathes des Mohos : a) Moho "Européen" , b) Moho "Adriatique" , c) Moho "Ligurien" , sous les Alpes Occidentales et la plaine du Po. D'après Nadir,1988.

..... page 62

CHAPITRE IV

Fig. IV-1 : Programme ECORS : Plan de position des profils en sismique réflexion verticale (écoute longue) déjà réalisés.

..... page 66

Fig. IV-2 : Profil NW-SE passant approximativement par Annecy et Turin où sont reportées les données de sismique Grand Angle et de sismique réflexion verticale écoute longue acquises lors des campagnes ECORS-CROP.

..... page 68

Fig. IV-3 : Plan de position des dispositifs de tir et d'écoute en Sismique Réflexion Grand Angle ainsi que la localisation des structures éclairées.
1- Belledonne 2- Argentera 3- Grand Paradis 4- Dora Maira.
D'après Hirn et al ,1989.

..... page 70

Fig. IV- 4 : Plan de position des Stations Gravimétriques levées par Coron. Coordonnées kilométriques en U.T.M. 9° .

..... page 76

Fig. IV-5 : Plan de position des Stations Gravimétriques Suisses. Klingelé et Olivier (1980). Coordonnées kilométriques en U.T.M. 9° .

..... page 78

Fig. IV-6 : Plan de position des Stations Gravimétriques fournies par le B.G.I. Notez le manque de données sur Alpes Occidentales Françaises. Coordonnées kilométriques en U.T.M. 9°.

..... page 79

Fig. IV-7 : Plan de position des Stations Gravimétriques levées par la C.G.G. (ESSO) et par le B.R.G.M. (encadré). Coordonnées kilométriques en U.T.M. 9°.

..... page 82

Fig. IV-8 : Plan de position des Stations utilisées par la Banque de Données Gravimétriques d' Italie afin d' établir une grille de valeurs de l'anomalies de Bouguer sur le Nord-Ouest de l'Italie. D' après Carozzo (1982). Coordonnées kilométriques en U.T.M. 9°.

..... page 86

Fig. IV-9 : Plan de position des valeurs interpolées de l' anomalie de Bouguer sur le Nord-Ouest de l'Italie. D' après Carozzo (1982). Coordonnées kilométriques en U.T.M. 9°.

- page 87
- Fig. IV-10** : Plan de situation des stations gravimétriques levées lors des campagnes gravimétriques ECORS-CROP Alpes de 1986-1987. Coordonnées kilométriques en U.T.M. 9°.
..... page 89
- Fig. IV-11** : Carte de densité de stations gravimétriques montrant la répartition des stations utilisées pour réaliser la carte d'anomalie de Bouguer présentée chapitre IV-C. Coordonnées kilométriques en U.T.M. 9°.
..... page 90
- Fig. IV-12** : Plan de situation des bases gravimétriques utilisées lors des campagnes gravimétriques ECORS - CROP Alpes. Coordonnées kilométriques en U.T.M. 9°.
..... page 92
- Fig. IV-13** : Distribution des stations gravimétriques ECORS-CROP 86-87 suivant des classes d'Altitude de 200 m.
..... page 95
- Fig. IV-14** : Distribution des stations gravimétriques ECORS-CROP 86-87 suivant le type de repérage altimétrique utilisé.
..... page 97
- Fig. IV-15** : Représentation graphique en 3D du fichier topographique de maille 1 km x 1 km sur les Alpes Occidentales.
..... page 101
- Fig. IV-16** : Représentation graphique en 3D du fichier topographique de maille 3 km x 3 km sur les Alpes Occidentales. D'après données Coron.
..... page 102
- Fig. IV-17** : Représentation graphique en 3D du fichier topographique de maille 8 km x 8 km sur le Sud-Est de la France, incluant les Alpes Occidentales.
..... page 103
- Fig. IV-18** : Histogramme représentant le pourcentage de stations que représente chaque source de données par rapport au nombre total de données utilisées.
..... page 106
- Fig. IV-19** : Carte d'anomalie de Bouguer des Alpes Occidentales corrélée avec un schéma structural où figurent les principales unités Géologiques. . .
..... page 110

Fig. IV-20 : Schéma Isostatique montrant les principaux domaines d'anomalie isostatique s'équilibrant à grande échelle. D'après Goguel, 1976. Les zones où l'anomalie est supérieure à $+40 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ sont ponctuées; Celles où l'anomalie est inférieure à $-40 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$ sont hachurées. Ecart entre isanomaes : $40 * 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

..... page 113

Fig. IV-21: Cartes de répartition des épacentres de séismes sur les Alpes Occidentales. D'après Frechet, 1978. Remarquer plus particulièrement la sismicité à l'EST du lac de Genève.

..... page 118

Fig. IV-22 : Schéma Structural montrant la situation tectonique complexe de la zone de Strona - Ceneri. D'après Schmid et al.,(1989).

..... page 119

Fig. IV- Articles 1, 2, 3 : sont précisés dans chacun des articles inclus dans ce chapitre.

CHAPITRE V

Fig. V-1 a) Répartition des contraintes en fonction de la profondeur, dans une plaque lithosphérique continentale en flexion. Cas a) Pas de zone de découplage mécanique à $T_e/2$. D'après Mac Nutt et al.,(1988).

..... page 195

Fig. V-1 b) Répartition des contraintes en fonction de la profondeur, dans une plaque lithosphérique continentale en flexion. Cas b) existence d'une zone de découplage mécanique à $T_e/2$. D'après Mac Nutt et al.,(1988).

..... page 195

Fig. V-2 : Coupe structurale schématique, transverse aux Alpes Occidentales, résultant de l'interprétation des données géophysiques acquises au cours du programme ECORS-CROP. Remarquer la distribution des hétérogénéités de densités ainsi que l'accroissement de profondeur du Moho à partir des Massifs Cristallins Externes vers les zones internes. D'après Nicolas et al.,1989.

..... page 197

Fig. V-3 : Modèle d' équilibre isostatique.

..... page 198

Fig. V-4 : Carte d' anomalies isostatiques sur les Alpes Occidentales obtenue en adoptant une hypothèse de compensation locale.

..... page 199

Fig. V-5 a) et b) : Coupe verticale sous le profil ECORS-CROP - Alpes II- Jura-Bresse montrant la profondeur du Moho calculée dans le cas de la compensation locale avec $H_c = 32 \text{ km}$; $\rho_c = 2700 \text{ Kg/m}^3$; $\rho_s = 2500 \text{ Kg/m}^3$; $\rho_m = 3300 \text{ Kg/m}^3$. La courbe a) correspond au cas où $\rho_{c^*} = 2700 \text{ Kg/m}^3$; La courbe b) correspond au cas où $\rho_{c^*} = 2900 \text{ Kg/m}^3$.

Suivant les hypothèses avancées par Bayer et al. (1989) concernant les densités de la croûte profonde , deux cas sont avancés :

1- Pas de modification de la densité au cours du chargement ; Courbe a) et conservation de l' épaisseur de la croûte inférieure.

2- rééquilibrage métamorphique et toit de la croûte inférieure à profondeur constante ; Courbe b).

..... page 200

Fig. V-6 : Modèle schématique de flexion élastique de la plaque européenne sous l' effet des charges topographiques de la chaîne. Ce modèle consiste en une plaque semi infinie d' épaisseur élastique effective T_e .

Cette plaque soumise aux charges topographiques de densité ρ_c (ou ρ_s dans le cas du Jura) provoque une flexion du Moho et un bassin d' avant chaîne (bassin molassique) dont le remplissage participe à la flexion. Les charges intracrustales de densité différente de la densité moyenne de la croûte ρ_c peuvent aussi causer la flexion ainsi qu' un moment fléchissant et une force cisailante appliquées en bout de plaque (à l'exemple des plaques en subduction).

..... page 204

Fig. V- 7 : Comparaison entre la géométrie du Moho donnée par les résultats ECORS-CROP -Alpes II- Jura-Bresse et le Moho théorique d'une plaque élastique en flexion uniquement sous l' action des charges topographiques, limitée à l' Est au niveau de la ligne insubrienne , et de rigidité uniforme.

..... page 206

Fig. V- 8 : Comparaison entre la géométrie du Moho donnée par les résultats ECORS-CROP -Alpes II- Jura-Bresse et le Moho théorique d' une plaque élastique en flexion , limitée à l' Est au niveau de la ligne insubrienne , et de rigidité uniforme.

Les contrastes de densité intracrustaux découlant des modèles gravimétriques (Bayer et al., 1989) ont été transformés en charges puis en reliefs équivalents, et appliqués sur la plaque conjointement aux charges topographiques.

..... page 209

Fig. V- 9 : Courbe théorique du Moho pouvant expliquer la forme du Moho observée jusque sous la zone Briançonnaise, sous l' action de la topographie et des charges intracrustales. Un moment fléchissant M_0 et une force cisailante F_0 sont appliqués en bout de plaque . Afin de prendre en compte le changement de pente observé sur le Moho sous les Massifs Cristallins Externes , la rigidité a été choisie à 10^{23} N.m à l' Ouest de cette zone, et à 10^{20} N.m à l' Est, sous le domaine interne.

Les contrastes de densité intracrustaux découlant des modèles gravimétriques (Bayer et al., 1989) ont été transformés en charges puis en reliefs équivalents, et appliqués sur la plaque conjointement aux charges topographiques.

..... page 210

Dépot légal
1er trimestre 1990

DOCUMENTS ET TRAVAUX DU CENTRE GEOLOGIQUE ET GEOPHYSIQUE DE MONTPELLIER

- N° 11 - M. PERRIN : Paléomagnétisme de séries rouges à aimantations multiples d'âge protérozoïque et paléozoïque d'Afrique et d'Amérique du Nord. 360 p. ; ill. ; 1987 (200 Francs).
- N° 12 - A. AUCHAPT : Les éléments traces dans les basaltes des rifts continentaux. Exemple de la province du Sud Kivu (Zaire) dans le rift Est Africain. 99 p. ; ill. ; 1987 (80 Francs).
- N° 13 - J.P. BARRIOT : La détermination du géoïde par altimétrie océanique et gravimétrie. Quelques aspects du traitement et interprétation géologique sur l'Océan indien (partie Nord Ouest) et la Méditerranée occidentale. 240 p. ; ill. ; 1987 (130 francs).
- N° 14 - J.M. GOLBERG : Le métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées : relations avec l'évolution de la chaîne au Crétacé. 235 p. ; ill. ; 1987 (130 francs).
- N° 15 - M.J. LEBEAU : Matériaux vitreux et vitrocristallins basaltiques contenant des cendres radioactives simulées. Comportement à la lixiviation. 230 p. ; ill. ; pl.photo ; 1988 (150 francs).
- N° 16 - N. CABANES : Etude de zones de cisaillement mantellique. Les péridotites de Montferrier (France) et de San Quintin (Mexique). Analyse texturale, pétrologique et géochimique. 270 p. ; ill. ; pl.photo ; 1988 (170 francs).
- N° 17 - Rapport d'Activité du CENTRE GEOLOGIQUE ET GEOPHYSIQUE DE MONTPELLIER. 1984-1988.
- N° 18 - P. FABRE : Les bordures figées des filons basaltiques de l'Escandorgue-Lodévois. (Minéralogie, expérimentation et approche théorique). 206 p. ; ill. ; pl.photo ; 1988 (135 francs).
- N° 19 - P. PHILIPPOT : Déformation et éclogitisation progressives d'une croûte océanique subductée : le Monviso, Alpes occidentales. Contraintes cinématiques durant la collision alpine. 270 p. ; ill. pl.photo ; 1988 (150 francs).
- N° 20 - J.M. DAUTRIA : Relations entre les hétérogénéités du manteau supérieur et le magmatisme, en domaine continental distensif : exemple des basaltes alcalins du Hoggar (Sahara central, Algérie) et de leurs enclaves. 430 p. ; ill. ; pl.photo couleur ; 1988 (250 francs).
- N° 21 - J. CHERY : Modélisation thermo-mécanique de la déformation litho sphérique intra-continentale. 200 p. ; ill. ; pl.couleur ; 1989 (150 francs).

- N° 22 - J.L. BODINIER : Distribution des Terres rares dans les massifs lherzolitiques de Lanzo et de l'Ariège. Origine des hétérogénéités et conséquences pour les mécanismes mantelliques. 190 p. ; ill. ; 1989 (130 francs).
- N° 23 - F. BRIGAUD : Conductivité thermique et champ de température dans les bassins sédimentaires à partir de données de puits. 414 p. ; ill. ; pl. couleur ; 1989 (220 francs).
- N° 24 - D. REY : Structure crustale des Alpes occidentales le long du profil Ecors-Crop d'après la sismique réflexion et le champ de pesanteur. 318 p. ; pl.couleur ; ill. ; 1990 (200 francs).

Commandes à adresser à : LABORATOIRE DE GEOPHYSIQUE.
Documentation
Univ.Sci.Techn.Languedoc
34095 - MONTPELLIER CEDEX 2
France