HAL
open science

# Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le sud-est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques.

Gilles Ménard

▶ To cite this version:

Gilles Ménard. Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le sud-est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques.. Géophysique [physics.geo-ph]. Universite Scientifique et Medicale de Grenoble, 1979. Français. NNT : . tel-00563975

HAL Id: tel-00563975
https://theses.hal.science/tel-00563975

Submitted on 7 Feb 2011

**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.

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GEOLOGIE ET DE MECANIQUE

205142
1979
1

THESE

présentée à l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble pour obtenir le grade de Docteur de Spécialité en Géologie Appliquée par

Gilles MENARD

# RELATIONS ENTRE STRUCTURES PROFONDES ET STRUCTURES SUPERFICIELLES DANS LE SUD-EST DE LA FRANCE

## ESSAI D'UTILISATION DE DONNEES GEOPHYSIQUES

0520041348

T.79/48

Soutenue le 5 Janvier 1979 devant la commission d'examen

| | | | |
|---|---|---|---|
| MM. | P. VIALON | Président | Rapporteur |
| | G. PERRIER | Examinateur | Rapporteur |
| | J. DEBELMAS | Examinateur | |
| | M. LEMOINE | Examinateur | |
| | J. GOGUEL | Examinateur | Invité |

BIBLIOTHÈQUE GRENOBLE INTERUNIVERSITAIRE

I

Une pierre de plus ( ainsi que la cuillerée de ciment qui va avec ) apportée à l'édifice alpin .

Ce travail est dédié au peuple chilien .

Je dois à la D.G.R.S.T. d'avoir bénéficié au cours de ce travail d'une bourse de recherche : je l'en remercie.

Je remercie également tous ceux qui m'ont aidé à conduire à son terme cette thèse :

- MM. Pierre VIALON et Guy PERRIER qui ont suivi cette étude,
- MM. Jacques DEBELMAS, Marcel LEMOINE et Jean GOGUEL qui ont bien voulu accepter de participer au jury de cette thèse,
- Mme Monique CARTANNAZ qui s'est chargée bénévolement de la frappe de cette thèse et M. BRAULT, responsable de l'impression,
- ainsi que tous les géologues et géophysiciens que j'ai rencontrés au cours de ce travail, qu'ils soient de l'I.R.I.G.M. ou d'ailleurs.



# TABLE DES MATIERES

| | | Page |
|---|---|---|
| PREMIERE PARTIE : LE SOCLE DANS LE S.E. DE LA FRANCE | | |
| I | LE SOCLE : DEFINITIONS - BUTS DE L'ETUDE | 1 |
| | A) - DEFINITIONS | 1 |
| | B) - BUTS DE L'ETUDE | 5 |
| II | MOYENS D'INVESTIGATION | 5 |
| III | RENSEIGNEMENTS DONNES PAR LES FORAGES PROFONDS | 8 |
| | A) - LE BASSIN HOUILLER DU BAS-DAUPHINE | 8 |
| | B) - LE BAS-DAUPHINE | 15 |
| | C) - LE S.E. DE LA FRANCE | 20 |
| IV | RENSEIGNEMENTS DONNES PAR L'ETUDE DES ONDES S'ETANT PROPAGEES DANS LA CROUTE SUPERIEURE | 27 |
| | A) - BUTS ET LIMITES DE CETTE ETUDE | 27 |
| | B) - METHODE DE CALCUL UTILISEE ET PRINCIPE DE L'INTERPRETATION | 29 |
| | C) - ENSEMBLE DES DONNEES RASSEMBLEES | 33 |
| | D) - DISCUSSION DE QUELQUES PROFILS | 53 |
| | E) - CONCLUSION SUR L'ETUDE DES Pg | 87 |
| V | CONCLUSION SUR L'ETUDE DU SOCLE | 91 |
| DEUXIEME PARTIE : LA CROUTE DANS LE S.E. DE LA FRANCE | | |
| I | RECAPITULATION DES DONNEES SUR LA CROUTE | 95 |
| | A) - LES EXPERIENCES DE 1956, 1958, 1960 | 96 |
| | B) - LES EXPERIENCES DE 1965, 1966, 1967 (domaine externe sauf Provence) | 100 |
| | C) - LES EXPERIENCES DE 1965, 1966, 1967 (Provence) | 100 |
| | D) - LES EXPERIENCES DE 1971, 1972 | 103 |
| | E) - LES EXPERIENCES DE 1975 | 103 |
| II | DISCUSSION DES PROBLEMES SOULEVES PAR CES RESULTATS | 103 |
| | A) - LE CORPS D'IVREE | 109 |
| | B) - LE PROBLEME DES ZONES A FAIBLE VITESSE | 115 |
| | C) - LE PROBLEME DE LA CROUTE INFERIEURE | 115 |
| | D) - LE PROBLEME DES VARIATIONS D'EPAISSEUR DE LA CROUTE | 116 |
| III | CONCLUSION SUR LA CROUTE | 123 |
| TROISIEME PARTIE : ETUDE DES RELATIONS ENTRE LES STRUCTURES SUPERFICIELLES ET LES STRUCTURES PROFONDES DANS LE DOMAINE EXTERNE DES ALPES OCCIDENTALES | | 125 |
| I | LE PROBLEME DE L'EPAISSISSEMENT DE LA CROUTE | 125 |
| | A) - DEFORMATION PLASTIQUE D'ENSEMBLE | 125 |
| | B) - DEFORMATIONS ASSOCIEES A UNE ZONE DE DECROCHEMENT | 126 |
| | C) - DEFORMATION PAR ECAILLAGE DE CROUTE | 126 |
| | D) - CONCLUSION | 128 |
| II | MODALITES DE L'ECAILLAGE DE CROUTE | 129 |
| | A) - PROBLEMES LIES A LA PARTIE FRONTALE DE CHEVAUCHEMENT | 129 |
| | B) - EVOLUTION DE LA ZONE DE CISAILLEMENT EN PROFONDEUR | 132 |
| | C) - EVOLUTION LATERALE DE LA ZONE DE CHEVAUCHEMENT | 135 |
| | D) - EVOLUTION DES CHEVAUCHEMENTS DANS LE TEMPS | 138 |
| III | IMPLICATIONS DANS LA COUVERTURE | 142 |
| | A) - EFFET DE POINCONNEMENT DE LA SERIE SEDIMENTAIRE PAR LE SOCLE CHEVAUCHANT | 142 |
| | B) - DEFORMATIONS A L'APLOMB DU SOCLE CHEVAUCHANT | 149 |
| IV | APPLICATION DU MODELE PROPOSE AUX MOUVEMENTS ACTUELS | 151 |
| | A) - LA SISMICITE | 151 |
| | B) - LES DONNEES GEODESIQUES | 159 |
| | C) - LES DONNEES NEOTECTONIQUES | 161 |
| | D) - CONCLUSION | 161 |
| V | CONCLUSION SUR LE MODELE DE DEFORMATION SOCLE-COUVERTURE PRESENTE | 163 |
| | A) - RAPPEL DES GRANDES LIGNES DU MODELE | 163 |
| | B) - AVANTAGE DE CE MODELE | 164 |
| | C) - ACCORD ENTRE NOTRE MODELE ET LES DIFFERENTES ETUDES REGIONALES EFFECTUEES DANS LE DOMAINE EXTERNE | 164 |
| QUATRIEME PARTIE : CONCLUSIONS GENERALES | | 169 |
| BIBLIOGRAPHIE (GEOPHYSIQUE) - INDEX | | 173 |
| BIBLIOGRAPHIE (GEOLOGIE) - INDEX | | 175 |

◇·◇·◇

# LISTE DES FIGURES


PAGE

FIGURE 1 - DEFINITIONS DE LA LIMITE "COUVERTURE-SOCLE" EN GEOLOGIE ET EN SISMOLOGIE..... 3
2 - CARTE DES FORAGES DANS LE BASSIN HOUILLER DU BAS-DAUPHINE..... 9
3 - FORAGES DE RECONNAISSANCE DU BASSIN HOUILLER DU BAS-DAUPHINE..... 10 à 12
4 - CARTE DE LA BASE DU TRIAS DANS LE BASSIN HOUILLER DU BAS-DAUPHINE..... 13
5 - CARTE DE LA BASE DU TERTIAIRE DANS LE BASSIN HOUILLER DU BAS-DAUPHINE..... 14
6 - DONNEES PROFONDES SUR LE BAS-DAUPHINE..... 16
7 - DONNEES SUR LE TERTIAIRE DU BAS-DAUPHINE..... 18
8 - FORAGES DU BAS-DAUPHINE..... 19
9 - CARTE DES FORAGES PROFONDS DANS LE S.E. DE LA FRANCE..... 21
10 - FORAGES PROFONDS DANS LE S.E. DE LA FRANCE..... 22 à 25
11 - EPAISSEUR DU MESOZOIQUE DEPOSE DANS LE S.E. DE LA FRANCE..... 26
12 - PRINCIPE DES GRANDS PROFILS SISMIQUES..... 28
13 - PROFILS ETUDIES DANS LE S.E. DE LA FRANCE..... 30
14a - PERTE D'INFORMATION INTRODUITE PAR LE LISSAGE..... 32
14b - PRINCIPE DE LA METHODE DE CALCUL UTILISE..... 32
15 à 20 - DONNEES CONCERNANT LES Pg ..... 34 à 52
-SITUATION DES PROFILS ETUDIES
-TEMPS DE PROPAGATION
-HODOCHRONES
21 - ENSEMBLE DES POINTS DE REFRACTION POSSIBLES DES RAIS PARVENANT AUX STATIONS 249-250-252-253 et 254.. 55
22 - INTERPRETATIONS SISMIQUE ET GEOLOGIQUE DU REBORD OCCIDENTAL DU MASSIF DE BELLEDONNE..... 57
23 - INTERPRETATION SISMIQUE DES 2ème ET 3ème PARTIES DE L'HODOCHRONE DU PROFIL LAC DES ROCHILLES→RHONE. 59
24 - INTERPRETATION GLOBALE DU PROFIL LAC DES ROCHILLES —> RHONE (1956)..... 60

25 - MODELES SISMIQUES CORRESPONDANT AU PROFIL Mt CENIS ⇆ Ste CECILE..... 62
26 - INTERPRETATIONS GEOPHYSIQUE ET GEOLOGIQUE DU PROFIL Mt CENIS ⇆ Ste CECILE..... 64
27 - INTERPRETATIONS SISMIQUES ET GEOLOGIQUES DU PROFIL Mt CENIS ⇆ Ste CECILE..... 65
28 - MODELES SISMIQUES CORRESPONDANT AU PROFIL Mt LOZERE —> Mt CENIS..... 67
29 - INTERPRETATIONS GEOPHYSIQUE ET GEOLOGIQUE DU PROFIL Mt LOZERE —> Mt CENIS..... 68
30 - PROFIL LAC NEGRE —> CHARTREUSE..... 70
31 - MODELES SISMIQUES POUR LE PROFIL LAC NEGRE —> VERCORS..... 72
32 - INTERPRETATION GEOPHYSIQUE ET GEOLOGIQUE DU PROFIL LAC NEGRE —> VERCORS..... 73
33 - MODELES SISMIQUES POUR LE PROFIL Mt CENIS ⇆ LE REVEST..... 74
34 - INTERPRETATIONS GEOPHYSIQUE ET GEOLOGIQUE DU PROFIL Mt CENIS ⇆ LE REVEST..... 75
35 - MODELES SISMIQUES POUR LE PROFIL LAC NEGRE —> Mt LOZERE..... 77
36 - INTERPRETATIONS GEOPHYSIQUE ET GEOLOGIQUE DU PROFIL LAC NEGRE —> Mt LOZERE..... 78
37 - MODELES SISMIQUES CORRESPONDANT AU PROFIL LAC NEGRE —> TOULON..... 80
38 - INTERPRETATIONS GEOPHYSIQUE ET GEOLOGIQUE DU PROFIL LAC NEGRE —> TOULON..... 81
39 - INTERPRETATIONS GEOPHYSIQUE ET GEOLOGIQUE DU PROFIL Mt CENIS ⇆ BOULOURIS..... 82
40 - MODELES SISMIQUES POUR LE PROFIL LAC NEGRE —> HAUT VAR..... 84
41 - INTERPRETATION GEOPHYSIQUE ET GEOLOGIQUE DU PROFIL LAC NEGRE —> HAUT VAR..... 85
42 a - PROFILS SISMIQUES ET AFFLEUREMENTS DE SOCLE EN PROVENCE..... 88
42 b - PROFILS SISMIQUES ET EMPLACEMENTS DES FORAGES EN PROVENCE..... 88
43 a - PRINCIPAUX DOMAINES DE VITESSE DES ONDES Pg ET ACCIDENTS DE SOCLE..... 89
43 b - SCHEMA STRUCTURAL DU SOCLE MAGNETIQUE (D'APRES N. DEBEGLIA)..... 89
44 a - PROFONDEUR DE LA SURFACE ANTETRIASIQUE EN PROVENCE..... 90
44 b - SCHEMA STRUCTURAL DE LA COUVERTURE EN PROVENCE..... 90
45 - PROFONDEUR DU SOCLE ANTETRIASIQUE DANS LE S.E. DE LA FRANCE..... 93
46 a - PROFONDEURS APPARENTES DE LA DISCONTINUITE DE MOHOROVICIC..... 97
46 b - PROFONDEURS APPARENTES DE LA SURFACE D'IVREE..... 97
47 a - PROFONDEURS APPARENTES DE LA DISCONTINUITE DE CONRAD..... 98
47 b - COUPES MONTRANT LES POSITIONS POSSIBLES DES DIFFERENTES SURFACES..... 98





48 a - PROFONDEURS APPARENTES DE LA DISCONTINUITE DE MOHOROVICIC..... 99
48 b - COUPES MONTRANT LES DIFFERENTES POSITIONS POSSIBLES POUR LE MOHO..... 99
49 - DISCONTINUITE DE MOHOROVICIC DANS LE S.E. DE LA FRANCE (D'APRES G. PERRIER)..... 101
50 - DISCONTINUITE DE MOHOROVICIC EN PROVENCE (D'APRES M. RECQ)..... 102
51 - EXPERIENCES DE 1971 - 1972 DANS LA VALLEE DU RHONE (D'APRES SAPIN ET HIRN)..... 104
52 - SITUATION DES PROFILS EFFECTUES ET INTERPRETATIONS DE CES PROFILS..... 105 à 107
53 - EXPERIENCES DE 1975 (D'APRES F. THOUVENOT)..... 108
54 - INTERPRETATION DU CORPS D'IVREE A PARTIR DES RESULTATS DU GROUPE DE STRASBOURG..... 110
55 a-b - INTERPRETATION DU CORPS D'IVREE A PARTIR DES RESULTATS DU GROUPE DE PARIS..... 111 - 112
56 - CARTE ISOBATHE DU MOHO DANS LE S.E. DE LA FRANCE (D'APRES PERRIER - RECQ - LABROUSTE - BALTENBERGER. 117
57 - PROFILS AYANT SERVI A ETABLIR LES CARTES DU MOHO (FIGURES 56 ET 58)..... 119
58 - PROFONDEUR DU MOHO DANS LE S.E. DE LA FRANCE..... 120
59 - EPAISSEUR DE LA CROUTE DANS LE S.E. DE LA FRANCE..... 121
60 - MECANISMES DE RACCOURCISSEMENT DE LA CROUTE..... 127
61 - DEFORMATIONS ELEMENTAIRES DU SOCLE CHEVAUCHANT..... 130
62 - DEFORMATION GLOBALE DE L'ECAILLE CHEVAUCHANTE..... 131
63 - "STRATIFICATION" DU COMPORTEMENT MECANIQUE DE LA CROUTE..... 134
64 - DIFFERENTES HYPOTHESES DE TERMINAISON AU SUD DU CHEVAUCHEMENT DE BELLEDONNE..... 136
65 - DONNEES PALEOMAGNETIQUES DANS LE S.E. DE LA FRANCE (POUR LE PERMIEN ET LE TRIAS)..... 137
66 - EVOLUTION DES CHEVAUCHEMENTS DANS LE TEMPS..... 140
67 - EFFETS DU CHEVAUCHEMENT DE SOCLE SUR LA COUVERTURE..... 143
68 - EXPLICATION POSSIBLE DE LA VIRGATION DU SUD DU JURA -
- DEFORMATIONS A L'APLOMB DU SOCLE CHEVAUCHANT..... 148
69 - SISMICITE HISTORIQUE DANS LE S.E. DE LA FRANCE (D'APRES J. FRECHET)..... 152
70 a-b - SISMICITE RECENTE DANS LE S.E. DE LA FRANCE (D'APRES J. FRECHET)..... 153 - 154
71 - MECANISMES AU FOYER DE SEISMES DU S.E. DE LA FRANCE..... 156
72 - EXPLICATIONS POSSIBLES DE CERTAINS PROBLEMES POSES PAR LES MECANISMES AU FOYER..... 158
73 - DONNEES SUR LES MOUVEMENTS RECENTS..... 158

# PREMIERE PARTIE :

# LE SOCLE DANS LE S.E. DE LA FRANCE

## I) LE SOCLE : DEFINITIONS - BUTS DE L'ETUDE -

### A) DEFINITIONS

La définition géologique du socle est toujours donnée par opposition à celle de couverture. Parmi toutes les définitions données par les géologues, définitions stratigraphique, lithologique ou tectonique, la dernière basée sur le style de déformation des terrains de la croûte terrestre, est la plus rigoureuse. Il convient de replacer tout d'abord les notions de socle et couverture dans le cadre des notions plus générales que sont celles de superstructure et d'infrastructure. Nous donnons les définitions de ces termes proposées par Mattauer (Mattauer, 1973, p. 426 - 427).

Infrastructure : domaine où la déformation se fait à une température suffisamment élevée pour que les roches cristallines courantes se déforment de façon plastique (en moyenne pour une température supérieure à 500°c).

Superstructure : domaine qui recouvre l'infrastructure. Dans ce dernier domaine on définira le socle par opposition à la couverture toujours en fonction du style tectonique. Les définitions suivantes sont également tirées du même auteur (Mattauer, 1973, p. 428 à 430).

Couverture : domaine de déformation par plis souples accompagnés de décollements et de disharmonies : c'est le cas des terrains sédimentaires incompétents (marnes, roches salifères) et des séries où alternent des niveaux de compétence différente (alternances calcaires-marnes ou grès-schistes).

Nous rappelons brièvement les définitions des termes "compétent" et

.../...

"incompétent" : "dans des conditions identiques, une roche compétente réagit dans le domaine de la fragilité quand une roche incompétente a un comportement plastique" (P. Vialon - M. Ruhland - J. Grolier 1976, p. 8).

Socle : domaine de déformation cassante, avec formation de failles. C'est le style de déformation affectant les roches cristallines (granite, gneiss) mais aussi les roches volcaniques massives ou même les roches sédimentaires massives (conglomérats, quartzites, dolomies, calcaires massifs).
Une deuxième définition du socle insistant surtout sur l'opposition lithologique entre socle et couverture, peut être donnée :

Socle : masse indurée par plissement ayant perdu de ce fait, toute aptitude ultérieure à la déformation souple (Argand, 1924).

Cette définition implique deux périodes dans l'histoire du massif : d'abord formation d'une chaine (avec ses déformations, ses métamorphismes, ses granitisations), puis érosion de cette chaine conduisant à la formation d'une pénéplaine, enfin, dépôt en discordance de nouveaux sédiments moins indurés au départ, susceptible d'avoir un comportement différent des terrains sous-jacents lors d'une déformation tectonique.

Dans les Alpes, le principal niveau de décollement est situé dans le Trias (niveaux de roches salifères). En outre, le Trias est souvent en discordance sur des terrains hercyniens indurés. Aussi, peut-il être pratique de donner une troisième définition en assimilant la limite socle-couverture à la surface de discordance antétriasique ; mais ceci n'est qu'une convention.

La première partie de la figure 1 schématise différents cas de superposition de terrains dans les Alpes occidentales avec les différentes localisations de la limite socle-couverture auxquelles conduisent les trois définitions précédentes.

Dans la première partie de ce travail, nous limiterons l'étude du socle au domaine externe (domaine situé à l'extérieur du chevauchement pennique frontal), en appelant arbitrairement socle, l'ensemble des terrains antétriasiques.

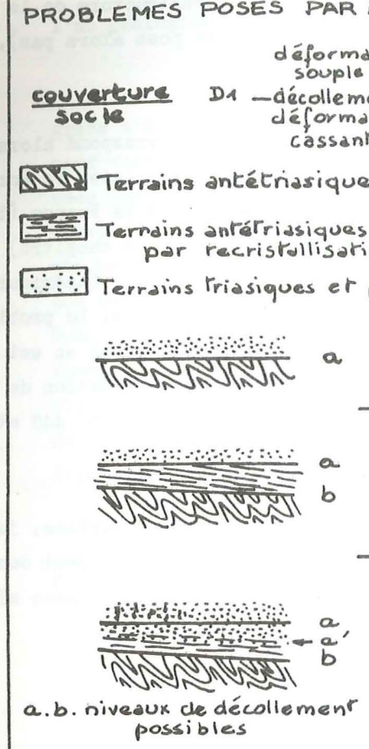
Dans le domaine externe cette définition rejoint la plupart du temps la définition tectonique mais a, en outre, l'avantage de s'appliquer aux régions non tectonisées ou moins tectonisées pendant l'orogénèse alpine (Bas-Dauphiné par exemple).

.../...



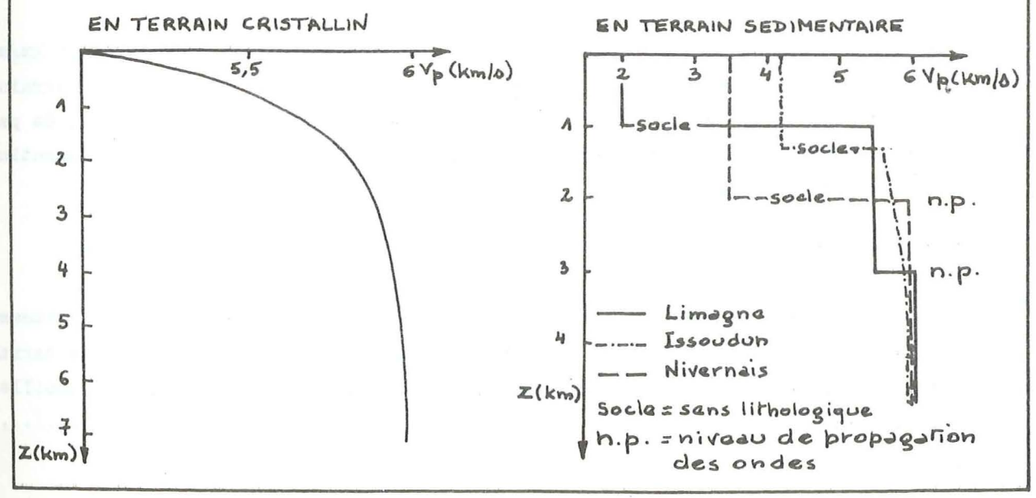
FIGURE 1 : DEFINITIONS DE LA LIMITE COUVERTURE SOCLE EN GEOLOGIE ET EN SISMOLOGIE

PROBLEMES POSES PAR LES DEFINITIONS GEOLOGIQUES ($D_1$, $D_2$, $D_3$)




| | Limite couverture-socle d'après | | |
|---|---|---|---|
| | $D_1$ | $D_2$ | $D_3$ |
| Pas de décollement | \ | a | a |
| Décollement selon a | a | a | a |
| Pas de décollement | \ | b | a |
| Décollement selon a | a | b | a |
| Décollement selon b | b | b | a |
| Pas de décollement | \ | b | (a') |
| Décollement selon a | a | b | (a') |
| Décollement selon b | b | b | (a') |

LOIS DE VITESSE DES ONDES P.



Quant à la limitation géographique de cette étude, elle se justifie d'une part, par le fait que les données disponibles (forages profonds, profils sismiques, études magnétiques) concernent presque toutes le domaine externe, d'autre part, par le fait que dans le domaine interne c'est le plus souvent l'infrastructure de la chaine qui affleure (le problème de savoir où est le socle ne se pose alors pas), la principale exception étant le Briançonnais.

En prospection sismique le socle est bien défini : il correspond alors à un réflecteur majeur. Les données dont nous disposons concernent les ondes Pg enregistrées lors des grands profils sismiques effectués dans le S.E. de la France (le principe de ces expériences est exposé au début du paragraphe IV de ce chapitre) : ces ondes Pg sont des ondes longitudinales se réfractant dans la partie supérieure de la croûte et observables en première arrivée jusqu'au-delà de 100 km. Le problème est de savoir à quelle profondeur se propagent ces ondes. Voyons ce qu'il en est à travers quelques exemples de lois de vitesse (valeur des vitesses en fonction de la profondeur) pris dans le Massif Central (G. Perrier - J.C. Ruegg 1973, p. 448 et 457) - (deuxième partie de la figure 1).

En terrain cristallin la vitesse croît d'environ 5 km/s en surface, jusqu'à 6 km/s vers 3 km, profondeur à laquelle la vitesse se stabilise. On peut considérer que c'est à cette profondeur que se propage l'onde Pg (à grande distance elle se propage toutefois plus en profondeur).

En terrain sédimentaire on peut avoir plusieurs cas :

- soit une discontinuité brutale entre des terrains à vitesse inférieure à 5 km/s et des terrains à vitesse voisine de 6 km/s (Nivernais) ; dans ce cas les ondes Pg se propagent sous cette discontinuité ;

- soit une discontinuité brutale entre des terrains à vitesse inférieure à 5 km/s et des terrains à vitesse voisine de 5,5 km/s (vers 1 km de profondeur), ces terrains passant vers 3 km de profondeur à des terrains à vitesse voisine de 6 km/s. Ce passage peut se faire soit de manière progressive (Issoudun), soit par une discontinuité brutale (Limagne).

Dans les deux cas les ondes se propagent sous le sommet du niveau à 6 km/s.

Il est important enfin, de garder à l'esprit que des terrains à vitesse inférieure à 5 km/s (sédiments au sens sismique) peuvent correspondre à des terrains correspondant au socle (au sens où nous l'avons admis), (cas des schistes houillers ou permiens).

.../...



B) BUTS DE L'ETUDE

Cette étude de la position de la surface antétriasique a deux objectifs, l'un géologique, l'autre sismologique :

- Le but géologique est de se faire une idée de la géométrie du socle, grâce à différents moyens directs et indirects (forages, géophysique, affleurements) pour voir s'il existe des relations entre cette géométrie et les structures observées dans la couverture. Il a été montré dans certains cas que des déformations de couverture pouvaient être liées à des déformations de socle mais sans en être les répliques exactes : c'est le cas en particulier, d'un décrochement de socle induisant des décrochements dans la couverture sus-jacente mais pas de même direction (J.P. Robert 1976) ; c'est le cas aussi, de la montée d'un coin de socle induisant une flexure dans la couverture qui le surmonte (J. Boudon 1976). Il semble alors justifié d'essayer d'aller plus loin et de se demander si d'autres structures telles que des décollements, des plis, des chevauchements ne peuvent pas, dans certains cas, être liées à des mouvements ou à une géométrie particulière du socle.

- Le but sismologique est de connaître aussi bien que possible, d'une part, les épaisseurs de sédiment dans le S.E. de la France (en particulier pour effectuer au mieux les corrections de sédiments lors des expériences sismologiques), d'autre part, les variations éventuelles de la vitesse des ondes Pg dans le milieu sous-jacent.

## II) MOYENS D'INVESTIGATION -

Là, où le socle n'affleure pas, plusieurs questions se posent à son sujet:

- à quelle profondeur se trouve-t-il ?
- quel est le pendage de la limite socle-couverture ?
- existe-t-il des accidents qui l'affectent ? Quelle est la direction de ces accidents ? Quel est leur rejet ?
- quelle est sa nature pétrographique ?

.../...

Pour chacun de ces problèmes , voyons de quels moyens d'étude nous disposons.

La profondeur

Les seuls renseignements chiffrés précis nous sont donnés par les forages profonds réalisés essentiellement (!) par les pétroliers. Cependant, ces renseignements sont très ponctuels. Des ordres de grandeur intéressants sont obtenus grâce à la sismologie (étude des ondes Pg), au magnétisme et à la gravimétrie. Des résultats plus précis sont obtenus en utilisant plusieurs de ces méthodes concuremment.
En outre, certaines considérations géologiques, en particulier sur les épaisseurs des séries sédimentaires, peuvent donner également une idée de la profondeur du socle.

Le pendage

La sismologie donne des indications mais celles-ci d'une part, sont fonction d'hypothèses sur la vitesse des ondes Pg que l'on est obligé de faire (les profils inverses pour les Pg sont exceptionnels dans les Alpes), d'autre part ne sont que des pendages apparents le long du profil sismique. Le magnétisme peut donner de bonnes indications sur le sens du pendage dans certains cas mais les valeurs chiffrées sont fonction d'hypothèses sur les contrastes d'aimantation entre socle et couverture. Des épaississements de série peuvent aussi indiquer des enfoncements du socle.

Les accidents

Il s'agit de déceler l'existence d'un accident, sa direction, son rejet et éventuellement le sens du dernier mouvement qui l'a affecté (dans les cas les plus favorables). De nombreuses méthodes concourent à préciser ces questions.

La sismologie permet d'évaluer le rejet approximatif d'un accident mais, à moins qu'il ne se prolonge jusqu'à la surface ou que l'on dispose de plusieurs profils rapprochés, il est souvent difficile de préciser sa direction.

Le magnétisme et la gravimétrie quand ils montrent des anomalies bien nettes, fournissent par contre des données sur la direction de tels accidents. Le problème posé par ces méthodes est qu'elles détectent la juxtaposition de panneaux ayant des propriétés différentes (densité, aimantation) mais sans que l'on puisse préciser si la surface du socle est décalée de part et d'autre de la discontinuité. En d'autres termes, on ne peut distinguer que très difficilement un accident anté-

.../...



triasique recouvert par les sédiments secondaires, d'un accident ayant fonctionné pendant ou après le trias et qui décalera la limite socle-couverture.

La présence d'accidents peut également être décelée par l'existence d'indices minéralisés, de sources thermales. La paléogéographie, l'étude des déformations de la couverture permettent souvent d'envisager la présence d'accidents profonds, selon les interprétations envisagées.

Enfin l'étude de la sismicité peut permettre de reconnaître des accidents jouant encore actuellement (nous verrons plus loin que les résultats sont de ce point de vue, assez décevants pour les Alpes). En outre, l'étude des mécanismes au foyer des séismes permet de trouver comment ces accidents jouent.

Une idée de la nature pétrographique du socle peut être donnée par une étude comparée des anomalies magnétiques et gravimétriques.

Nous pouvons analyser toutes ces données

- soit en fonction des problèmes que nous venons d'énumérer ce qui conduirait à de nombreuses répétitions,
- soit par régions, auquel cas nous nous heurterions au fait que les données sont très inégales selon les régions (quand ce n'est pas inexistantes),
- soit par catégorie de données, solution que nous avons préférée.
  Nous envisagerons successivement :
  - les forages profonds,
  - l'étude des ondes Pg.

Les autres types de données (magnétisme, gravimétrie) seront exploitées au cours de l'étude des forages et des ondes Pg. Par contre, la sismicité sera évoquée plus loin lors de l'étude des déformations.

◇ · ◇ · ◇

## III) RENSEIGNEMENTS DONNES PAR LES FORAGES PROFONDS

Dans le cadre de cette étude nous avons collecté le maximum de renseignements concernant les forages profonds effectués dans le S.E. de la France.

La majeure partie des forages est l'oeuvre des compagnies pétrolières soit entre 70 et 80 forages de plus de 1000 m de profondeur parmi lesquels une vingtaine a atteint la base du Trias. Ces derniers sont surtout concentrés sur une bande dirigée NNE-SSW, large de 20 à 30 km et allant du Léman à la bordure S.E. du Massif Central. Les autres forages ayant atteint la base du Trias sont situés en Provence, le long d'un axe Sisteron-Marseille. Une dizaine d'autres forages surtout situés en Provence, bien que n'ayant pas atteint la base du Trias, sont suffisamment profonds pour donner des valeurs minimales de la profondeur du socle intéressantes.

Une autre source importante est constituée par les forages effectués au début du siècle dans le Bas-Dauphiné en vue de reconnaître le prolongement du bassin houiller de la Loire (au total une soixantaine de forages dont la moitié a atteint la base du Houiller).

Enfin il existe quelques autres forages effectués par

- Les Houillères de La Mure (une dizaine),
- L' E.D.F.

Nous allons examiner les renseignements que l'on peut tirer de ces forages successivement pour le bassin houiller du Bas-Dauphiné, le Bas-Dauphiné dans son ensemble, le reste du domaine externe.

### A) LE BASSIN HOUILLER DU BAS-DAUPHINE (figures 2, 3, 4, 5)

Le bassin houiller est limité au S.E. par deux accidents N45 qui ne semblent pas avoir rejoué par la suite. Sa limite occidentale (d'après la gravimétrie) ne serait pas de nature tectonique (J. Goguel 1948, p.45) contrairement à l'opinion de Desrousseaux (Desrousseaux 1937, d'où sont tirés les forages reportés dans la figure 3). Au Nord, le bassin se prolonge sous la Bresse sans qu'il soit possible de préciser sa structure. Au Sud du Rhône, on peut distinguer deux sous-bassins

.../...



FIGURE 2

CARTE DES FORAGES DANS LE BASSIN HOUILLER DU BAS - DAUPHINE

32 Forage de reconnaissance du bassin houiller
Numéro d'ordre (cf. figure 3)

Forage pétrolier

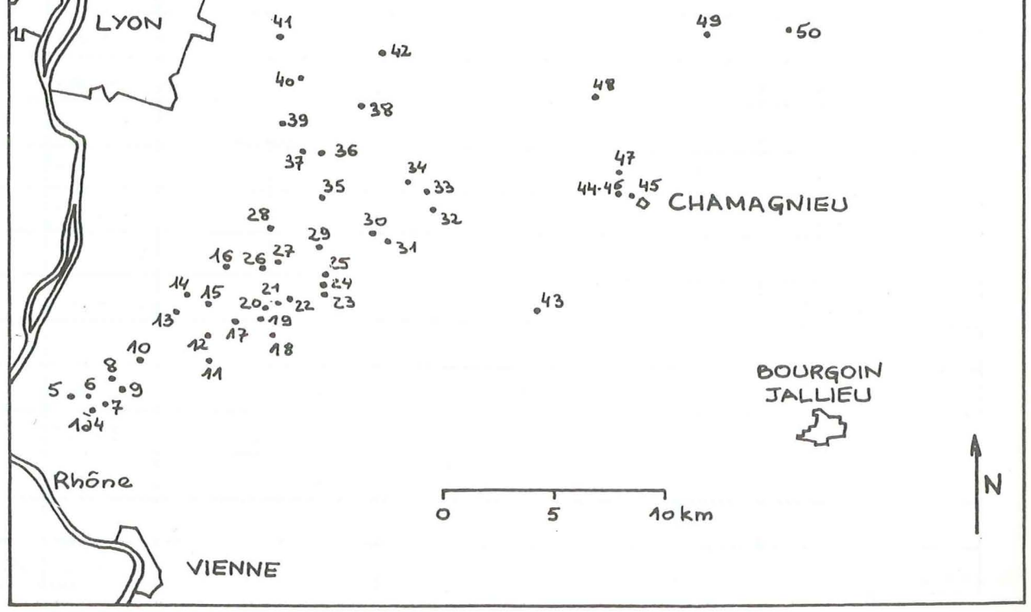


FIGURE 3 : FORAGES DE RECONNAISSANCE DU BASSIN HOUILLER DU BAS - DAUPHINE

| NUMERO | LIEU | DATE | COTE D'ORIFICE | ALLUVIONS | MOLASSE MIOCENE | CONGLOMERATS TERTIAIRES | ARGILES ROUGES TERTIAIRES | HOUILLER | SOCLE |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 à 4 | COMMUNAY | 1924 | 132 | | | | | 0 - 71 | 71 |
| 5 | COMMUNAY | 1923 | 232 | 0 - 15 | | | | 15 - 305 | 305 |
| 6 | COMMUNAY | 1924 | 225 | 0 - 20 | 20 - 61 | | | 61 - 439 | 439 |
| 7 | COMMUNAY | 1924 | 225 | 0 - 71 | 71 - 86 | | | 86 - 101 | 101 |
| 8 | SIMANDRES | 1854 | 228 | 0 - 23 | 23 - 122 | | | 122 - 159 | 159 ? |
| 9 | SIMANDRES | 1879 | 261 | 0 - 39 | 39 - 149 | 149 - 178 | | 178 - 324 | 324 |
| 10 | SIMANDRES | 1914 | 195 | 0 - 11 | 11 - 170 | | | 170 - 287 | 287 - 340 |
| 11 | MARENNES | 1882 | 215 | 0 - 44 | 44 - 173 | 173 - 223 | 223 - 320 | | |
| 12 | MARENNES | 1915 | 210 | 0 - 12 | 12 - 175 | 175 - 200 | 200 - 355 | 355 - 839 | 839 |
| 13 | MARENNES | 1914 | 182 | 0 - 6 | 6 - 104 | 104 - 239 | | 239 - 390 | 390 |
| 14 | LA DONNIERE | 1914 | 189 | 0 - 20 | 20 - 275 | | | | 275 |
| 15 | MARENNES | 1914 | 192 | 0 - 14 | 14 - 255 | | | 255 - 833 | 833 |
| 16 | CHAPONNAY | 1924 | 205 | 0 - 29 | 29 - 245 | 245 - 248 | 248 - 266 | 266 - 286 | 286 |
| 17 | CHAPONNAY | 1925 | 218 | | | | | 350 - 1001 | |
| 18 | FLASSIEU | 1916 | 280 | | 0 - 305 | | | ?305 - 355 | 355 |
| 19 | CHAPONNAY | 1881 | 225 | 0 - 32 | 32 - 212 | | lit mince | 212 - 278 | |
| 20 | PONT-DE-PORTE | 1915 | 219 | 0 - 33 | 33 - 208 | | | 208 - 753 | 753 |
| 21 | PORTES | 1926 | | | | | | 272 - 526 | |
| 22 | SAINT-PIERRE | 1915 | 230 | 0 - 28 | 28 - 221 | | | 221 - 883 | 883 |
| 23 | TOUSSIEU | 1883 | 219 | 0 - 20 | 20 - 216 | 216 - 251 | 251 - 300 | | |
| 24 | TOUSSIEU | 1882 | 240 | 0 - 31 | 31 - 230 | 230 - 258 | 258 - 321 | 321 - 465 | |
| 25 | TOUSSIEU | 1883 | 218 | 0 - 18 | 18 - 205 | 205 - 270 | 270 - 324 | 324 - 343 | |
| 26 | LA CROIX-ROUGE | 1913 | 220 | 0 - 24 | 24 - 240 | 240 - 301 | | 301 - 629 | 629 (faille) |
| 27 | MIONS | 1917 | | 0 - 42 | | | | | |
| 28 | MIONS | 1914 | 216 | 0 - 22 | 22 - 185 | 185 - 278 | | 278 - 827 | 827 - 834 |



FIGURE 3 (SUITE) : FORAGES DE RECONNAISSANCE DU BASSIN HOUILLER DU BAS - DAUPHINE

| NUMERO | LIEU | DATE | COTE D' ORIFICE | ALLUVIONS (de Om à ...) | MOLASSE MIOCENE | CONGLOMERATS TERTIAIRES | LIAS | TRIAS (+ RHETIEN) | HOUILLER | SOCLE |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 29 | LOGIS-NEUF | 1914 | 234 | 40 | 40 - 250 | | 250 - 390 | 390 - 400 | 400 - 875 | 875 |
| 30 | SAINT-BONNET | 1892 | 243 | 31 | 31 - 236 | 236 - 438 (1) | 438 - 565 | 565 -655 | 655 - 686 | |
| 31 | SAINT-BONNET | 1905 | 215 | 32 | 33 - 240 | 240 - 360 | 360 - 500 | 500 -550 | 550 - 580 | 580 |
| 32 | GRENAY | 1905 | 218 | 26 | 26 -236 | 236 - 260 | | 260 -285 | 285 - 395 | 395 -420 |
| 33 | SAINT-LAURENT | 1906 | 230 | 60 | 60 -240 | 240 - 349 | 349 -384 | 384 -415 | 415 -1065 | ? 1065 |
| 34 | SAINT-LAURENT | 1905 | 220 | 37 | 37 -207 | 207 - 370 | 370 -570 | 570 -804 | | |
| 35 | LA FOUILLOUSE | 1915 | 228 | | 0 -306 | 306 -330 | 330 -570 | | 570-965 | |
| 36 | MANICIEU | 1914 | 214 | 39 | 39 -280 | 280 - 325 | 325 -467 | 467 -518 | 518 - 965 | |
| 37 | MANICIEU | 1915 | 211 | 25 | 25 -290 | 290 - 390 | 390 -536 | | 536 -1260 | 1260 |
| 38 | VUREY | 1915 | 216 | 35 | 35 -172 | 172 - 438 | 438 -617 | 617 -703 | 703 -1355 | |
| 39 | SAINT-PRIEST | 1923 | 198 | 70 | 70 -169 | 169 - 419 | | | 419 -1186 | |
| 40 | CHASSIEU | 1916 | 204 | 27 | 27 -144 | 144 - 265 | 265 -350 | 350 -421 | 421 -1118 | 1118 |
| 41 | BEAUREGARD | 1921 | 194 | 29 | 29 -138 | (2) | 300 -440 | 440 -520 | 520 - 898 | |
| 42 | AZIEU | 1914 | 214 | | 0 -350 | 350 -410 | 410 -710 | | | |

(1) 392 - 438 Formation ferrugineuse

(2) 138 - 205 Oligocène ; 205 - 300 Dogger

FIGURE 3 (FIN) : FORAGES DE RECONNAISSANCE DU BASSIN HOUILLER DU BAS - DAUPHINE

| NUMERO | LIEU | DATE | COTE D'ORIFICE | ALLUVIONS (de Om à ...) | MOLASSE MIOCENE | DOGGER | LIAS | RHETIEN + TRIAS | HOUILLER | SOCLE |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 43 | ST QUENTIN | 1854 | 210 | 5 | | | 5-44 | 44 -114 | | 114-120 |
| 44 | CHAMAGNIEU | 1844 | 210? | 27 | | | | | 27- ? | |
| 45 | CHAMAGNIEU | 1854 | 210? | | | | | | 0- ? | |
| 46 | CHAMAGNIEU | 1854 | 215 | 2 | 2-33 | | | | 33-71 | 71-100 |
| 47 | CHAMAGNIEU | 1853 | 210 | | 0-10 | | 10-85 | | | |
| 48 | CHAVAGNEU | 1907 | 209 | 10 | 10-195 | 195-257 | 257-368 | 368-490 | 490-1160 | 1160-1176 |
| 49 | ST ROMAIN | 1912 | 210 | 30 | 30-200 | (3) | 398-440 | 440-453 | 453-830 | 830-878 |
| 50 | LEYRIEU | 1911 | 220 | | | 0-55 | 55-215 | 215-312 | 312-510 | 510 |
| 51 | HIERES | 1919 | 230 | 85 | | | 85-180 | 180-315 | 315-675 | 675 |
| NUMERO | LIEU | DATE | COTE D'ORIFICE | ALLUVIONS (de O à ...) | TERTIAIRE | MAIM | DOGGER | LIAS + TRIAS | HOUILLER | SOCLE |
| 52 | MEYZIEUX | 1916 | 210 | | 0-145 | | 145-474 | 474-770 | 770-1014 | |
| 53 | DECINES | 1918 | 189 | 28 | 28-305 | | 305-496 | 496-762 | 762-1233 | 1233 |
| 54 | JONAGE | 1918 | 195 | 10 | 10-273 | 273-366 | 366-611 | 611-640 | Faille | |
| | | | | | | | 640-740 | 740-947 | 947-1287 | |
| 55 | NEYRON | 1919 | 170 | 18 | 18-70 | | 70-270 | 270-503 | 503-515 | 515 |
| 56 | MARLIEUX | 1920 | 170 | 13 | 13-222 | 222-340 | 340-689 | | | |
| 57 | LE PERRON | 1919 | 185 | 22 | 22-456 | 456-609 | 609-676 | | | |
| 58 | BALAN | 1918 | 190 | 33 | 33-504 | | | | | |
| 59 | ANTHON | 1917 | 200? | 65 | 65-805 | | | | | |
| 60 | ST MAURICE | 1917 | 210 | | 0-882 | | | | | |
| 61 | VAUX | 1913 | ? | 50 | | | | ?-250 | | |
| 62 | TORCIEU | 1917 | 270? | 30 | | | | 30-591 | 591-1651 | |

(3) 200 - 398 Conglomérat tertiaire



FIGURE 4

CARTE DE LA BASE DU TRIAS DANS LE BASSIN HOUILLER DU BAS-DAUPHINE-

—500' Ligne isobathe de la surface antétriasique

• Forages utilisés pour tracer les isobathes

Faille affectant cette surface et limitant le bassin houiller

••••• Bords du bassin houiller

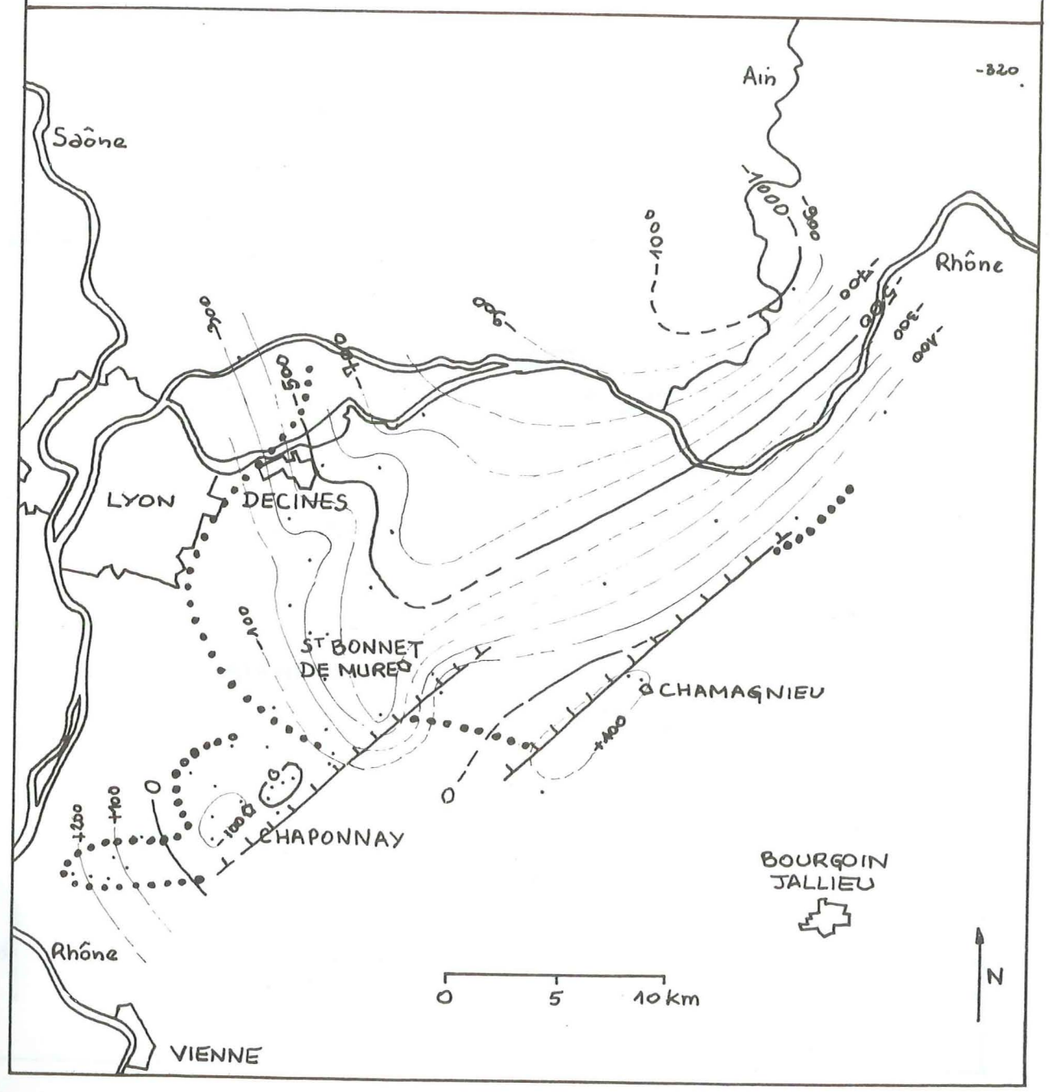
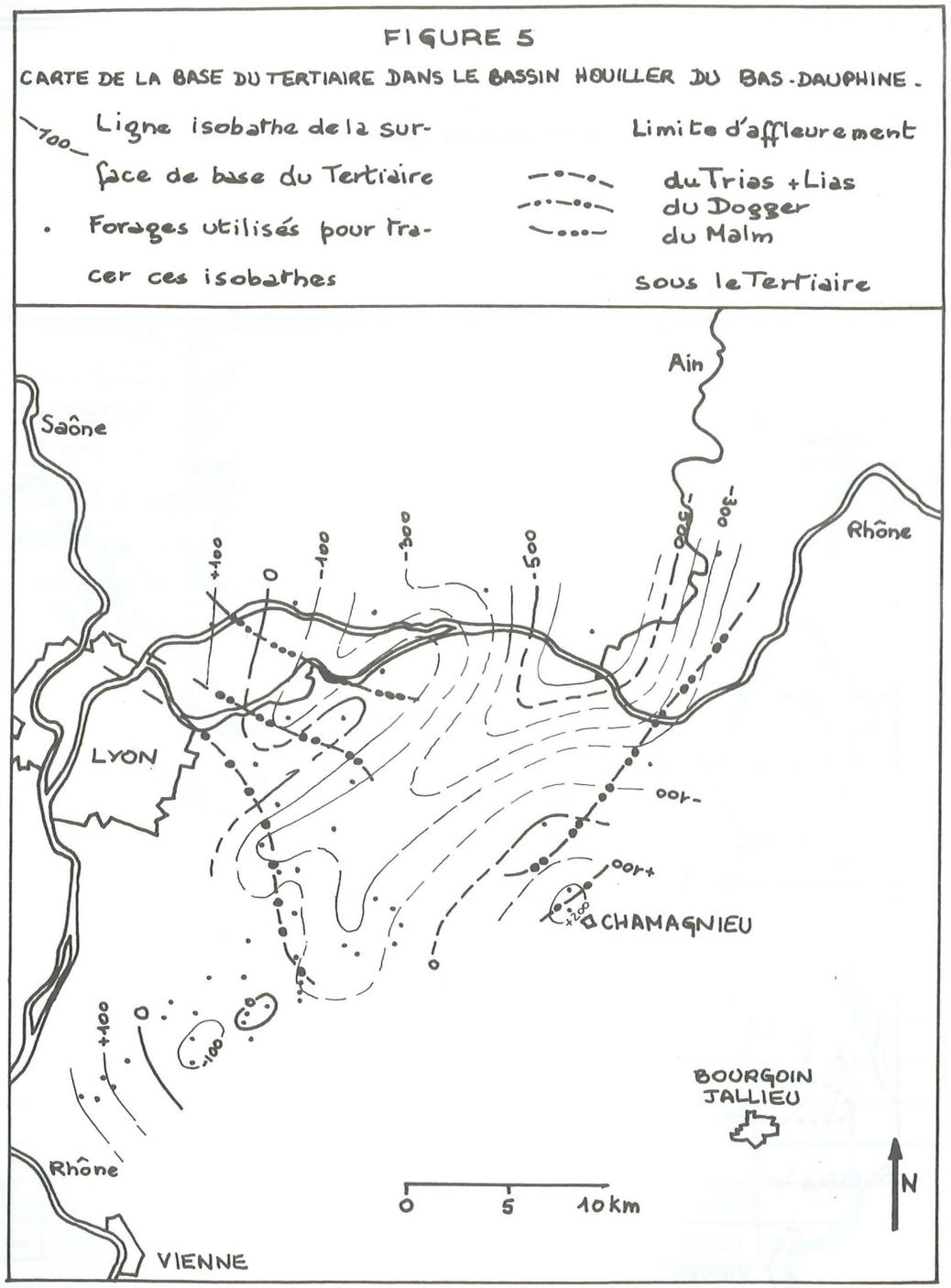


FIGURE 5

CARTE DE LA BASE DU TERTIAIRE DANS LE BASSIN HOUILLER DU BAS-DAUPHINE.






- celui de Chaponnay au S.O. (épaisseur maximale 650m) et celui de St Bonnet qui est le principal (épaisseur supérieure à 700 m). Il existe une analogie de structure nette entre le bassin houiller du Bas-Dauphiné et celui de St Etienne (orientation N.E.- S.O. failles N45 formant la bordure S.E.).

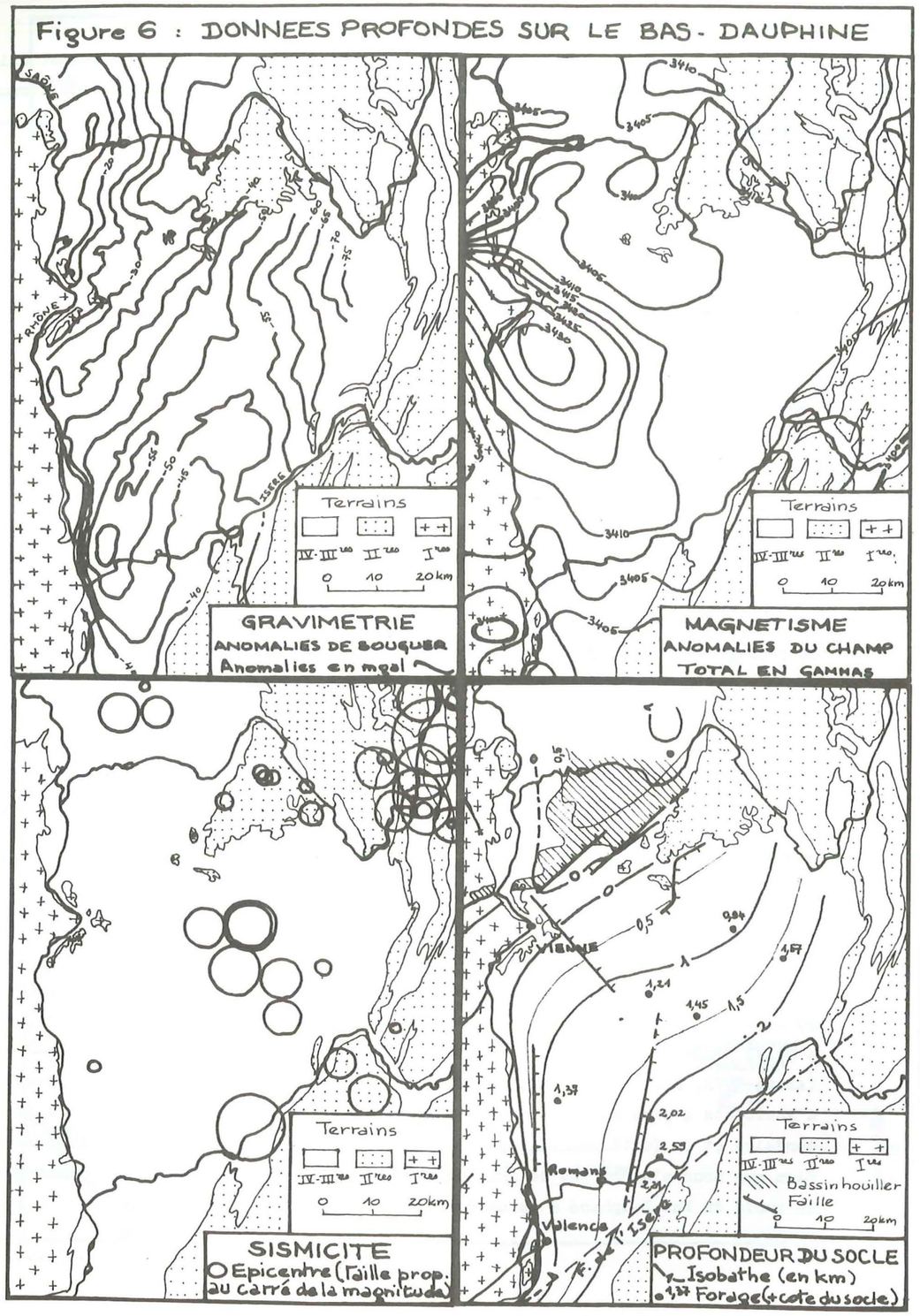
Si l'on considère la base du Trias, le fait majeur est une remontée de cette surface selon un axe Vienne-Chamagnieu (où le socle affleure) orienté N.E.-S.O. (figure 4 et figure 6 : gravimétrie). Au N.O. de cet axe cette surface s'enfonce assez rapidement pour atteindre 1000 m de profondeur au N. du Rhône.

La surface de base du Tertiaire montre que durant cette période, le seuil Vienne-Chamagnieu formait déjà un paléorelief (figure 5). Au Sud du Rhône, les ondulations de cette surface se font selon un axe dirigé N.E.- S.O.

B) LE BAS-DAUPHINE (figures 6, 7, 8)

Le Bas-Dauphiné dans son ensemble, a été l'objet après la dernière guerre de recherches pétrolières : des études géophysiques puis un certain nombre de forages y ont été effectués. D'après ces forages et la tendance générale des anomalies gravimétriques, le socle (base du Trias) s'enfonce progressivement vers le S.E. à partir du seuil Vienne-Chamagnieu et vers l'Est à partir du Massif Central avec ici, un ressaut important au bord de ce dernier (de 1000 à 1500 m de rejet), tout au moins sur une certaine distance. Au bord du Vercors se trouve un accident de direction N 50, la faille de l'Isère (H. Arnaud, carte géologique au 1/50000ème feuille Romans 197), limite paléogéographique majeure au cours du Secondaire, séparant le socle du Bas-Dauphiné au N.O. (que l'on peut rattacher au Massif Central) du socle du Vercors au S.E. bien plus subsident pendant la majeure partie du Secondaire (moins de 2000 m de sédiments secondaires dans le Bas-Dauphiné, plus de 5000 m dans le Vercors). Cette faille appartient au réseau d'accidents limitant au S.E. le Massif Central, se prolongeant jusqu'à la Chartreuse au moins, et qui a guidé pendant tout le Secondaire la subsidence du Bassin du S.E. de la France (Artru 1972, Porthault B 1974, Baudrimont et Dubois 1977). En outre, ce réseau d'accidents a joué en zone de décrochement à plusieurs reprises au cours du Secondaire et du Tertiaire (H. Arnaud 1973, P. Vialon 1974, Bodem 1976). Au N.E., bien que nous n'ayons pas de données précises, on peut raisonnablement raccorder le socle du Bas-Dauphiné à celui du Jura.

.../...





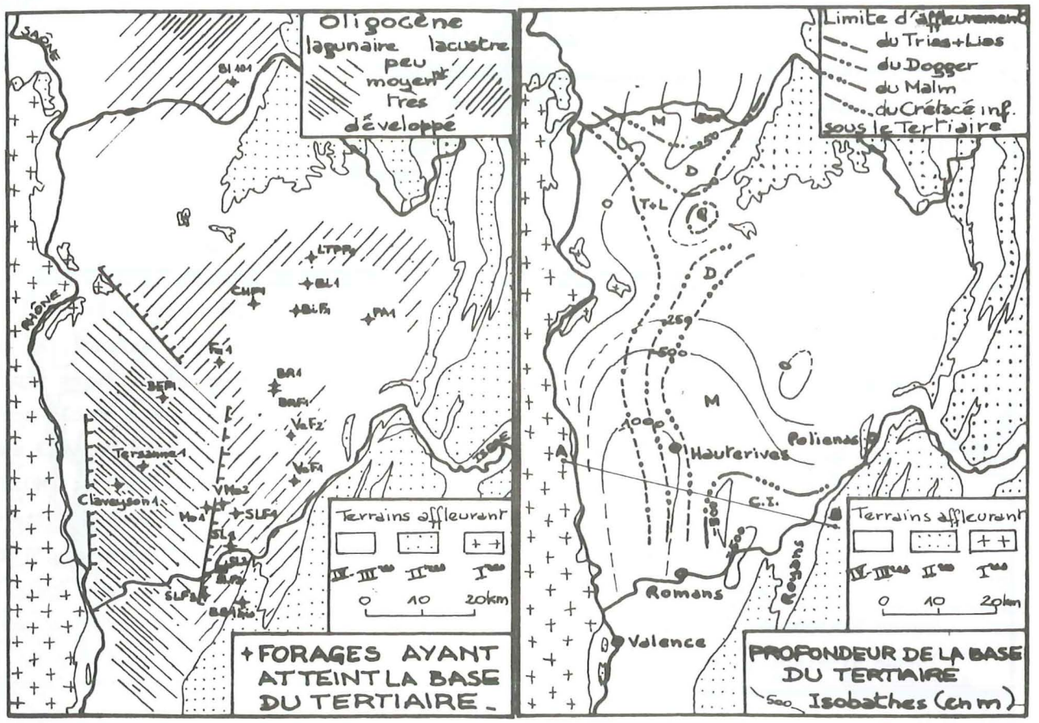

On remarquera une zone sismique au coeur du Bas-Dauphiné (figure 6) orientée grossièrement N.O.- S.E. que l'on ne peut mettre en relation avec aucune structure profonde connue. Bien que la profondeur de ces séismes ne soit pas déterminée, il se pourrait qu'ils soient en relation avec les déformations néotectoniques observées au débouché de la cluse de l'Isère (voir la 3ème partie de ce travail). Trois séismes peuvent par contre être mis en relation avec la faille de l'Isère.

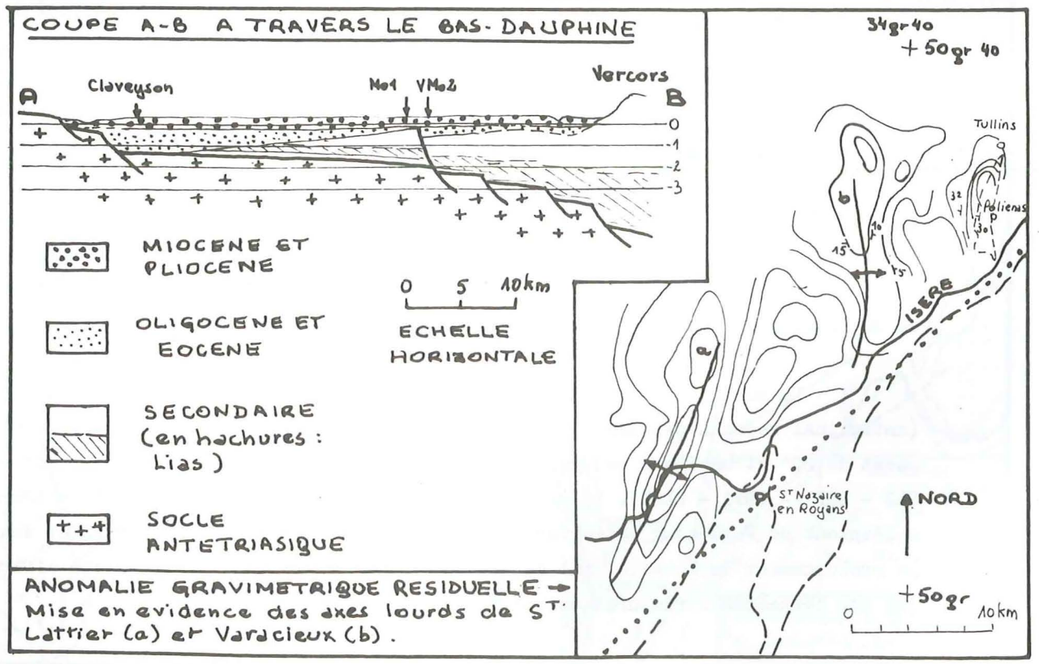
En ce qui concerne le remplissage tertiaire du bassin, le fait notable est, sous la molasse miocène d'épaisseur assez constante, la présence de deux sous-bassins oligocènes. L'un à l'ouest, correspond à la fosse de Valence, se caractérise par ses faciès riches en niveaux évaporitiques (niveaux utilisés pour le stockage d'hydrocarbures à Hauterives). Structuralement le bassin semble correspondre au basculement d'un panneau de socle situé entre le Massif Central et une faille N10-N15 passant à l'est de Romans et entre les forages VM01 et VM02. Ce basculement se serait fait autour d'un axe correspondant à peu près à cette faille, la partie occidentale du bloc s'affaissant d'environ 1000 m le long d'un accident bordant le Massif Central (figure 7). L'oligocène en effet, est épais de plus de 1000 m dans la partie occidentale du bassin alors qu'il se réduit à quelques dizaines de mètres à l'ouest de la faille précédemment citée. A l'est de cette faille se trouve un autre bassin avec des faciès sans évaporites, du type de ceux rencontrés dans l'Oligocène du Royans. L'affaissement du compartiment oriental est d'environ 500 m le long de cette faille, l'épaisseur de l'Oligocène diminuant ensuite vers l'est et le sud-est, ce qui traduirait un basculement de ce bloc analogue au précédent mais moins important. Vers le nord, les relations entre les deux bassins sont difficiles à établir. J. Goguel (J. Goguel - 1948) distingue en outre, dans le bassin oriental deux sous-bassins (d'après la gravimétrie) situés de part et d'autre d'une ride prolongeant au nord l'anticlinal de Poliénas et se raccordant l'un à l'autre au nord de cette ride. Cette interprétation a reçu par la suite une confirmation partielle grâce au forage Paladru 1 (PA 1) situé à l'aplomb de cette ride et qui a rencontré directement le Jurassique sous le Miocène.

La surface antétertiaire montre une structure anticlinale à St Lattier (anticlinal reconnu par sismique reflexion, d'axe N20 avec un flanc ouest penté ouest de 20° et un flanc est penté est de 6 à 10° ainsi que par forages : SL1 - SL2 - SLF1 - SLF2 - SLF3). La gravimétrie met en évidence deux autres axes lourds à l'aplomb de Varacieux (structure atteinte par les forages VaF1 et VaF2) et dans le prolongement de l'anticlinal de Poliénas (déjà cité) sans qu'on puisse affirmer que ces dernières structures soient des anticlinaux.

.../...

## Figure 7 : DONNEES SUR LE TERTIAIRE DU BAS-DAUPHINE






## FIGURE 8 : FORAGES DU BAS-DAUPHINE

| FORAGE | X<br>Y | ANNEE<br>PROFONDEUR | COTE D'ORIFICE | QUATERNAIRE | MIOCENE | OLIGOCENE | EOCENE | URGONIEN | NEOCOMIEN | JURASSIQUE SUPERIEUR | CALLOVO-OXFORDIEN | DOGGER | LIAS | TRIAS | SOCLE |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| BEF 1 | | | | | | | | | | 999 | | | | | |
| Bi 1 | 839,85<br>61,01 | 1958<br>1427 | 472 | 0<br>10 | 10<br>537 | | | | | 537<br>853 | 853<br>1007 | 1007<br>1342 | 1342<br>1398 | 1398<br>1417 | 1417<br>1427 |
| Bi F1 | | | | | | | | | | 575 | | | | | |
| BL 1 | 826,190<br>97,450 | 1961<br>1289 | 213 | 0<br>63 | 63<br>255 | 255<br>475 | | | | | | 475<br>848 | 848<br>1031 | 1031<br>1191 | 1191<br>1289 |
| BR 1 | 812,317<br>340,662 | 1833 | 253 | | | | | | | 115<br>561 | 561<br>1212 | 1212(1)<br>1726 | 1726<br>1784 | 1784<br>1823 | 1823<br>1833 |
| BR F1 | | 410 | | 0<br>62 | 62<br>340 | | | | | 340<br>410 | | | | | |
| CHF 1 | 833,151<br>342,186 | | 368 | | | | | | | 536<br>601 | | | | | |
| CLAVEYSON 1 | 804,650<br>324,600 | 1959<br>1708 | 307 | 0<br>32 | 32<br>545 | 545<br>1470 | 1470<br>1682 | | | | | | | | 1682<br>1708 |
| Fa 1 | 822,254<br>347,400 | 1957<br>1575 | 361 | 0<br>18 | 18<br>459 | 459<br>846 | | | | 846 | 1189 | 1189<br>1432 | 1432<br>1540 | 1540<br>1568 | 1568<br>1575 |
| LTP F1 | | | | | | | | | | | | | | | |
| VMO 1 | 820,540<br>320,915 | 1120 | 381 | | 0<br>645 | 645<br>687 | | | 687<br>807 | 807<br>1120 | | | | | |
| VMO 2 | 823,677<br>321,390 | 1961<br>2480 | 445 | | 0<br>705 | 705<br>1092 | | | 1092<br>1221 | 1221<br>1762 F | 1762<br>2016 | 2016<br>2240 | 2240<br>2410 | 2410<br>2471 | 2471<br>2480 |
| PA 1 | 850,665<br>354,820 | 1959<br>2119 | 543 | | 0<br>705 | 705<br>865 | | | | 865<br>1447 | 1447<br>1593 | 1593<br>2013 | 2013<br>2080 | 2080<br>2108 | 2108<br>2119 |
| SL 1 | 824,942<br>313,613 | 1957<br>2790 | 187 | 0<br>9 | 9<br>448 | 448<br>615 | 615<br>629 | 629<br>640 | 640<br>1123 | 1123<br>1743 | 1743<br>1875 | F | | | |
| | | | | | | | | | | | 1875<br>2034 | 2034<br>2455 | 2455<br>2622 | 2622<br>2768 | 2768<br>2790 |
| SL 2 | 823,325<br>309,230 | 1959<br>2425 | 203 | 0<br>43 | 43<br>320 | 320<br>790 | 790<br>817 | 817<br>902 | 902<br>1162 | 1162<br>1554 | 1554<br>1700 | 1700<br>2180 | 2180<br>2303 | 2303<br>2414 | 2414<br>2425 |
| SLF 1 | 826,032<br>319,466 | 1958<br>859 | 321 | | 0<br>350 | 350<br>845 | | 845<br>859 | | | | | | | |
| SLF 2 | 822,698<br>309,340 | 1958<br>575 | 200 | 0<br>41 | 41<br>162 | 162<br>347 | | | 347<br>575 | | | | | | |
| SLF 3 | 820,160<br>304,400 | 1959<br>1287 | 278 | 0<br>45 | 45<br>205 | 205<br>901 | | 901<br>1067 | 1067<br>1287 | | | | | | |
| TERSANNE 1 | 808,2<br>326,85 | 1968<br>1552 | 274 | | 0<br>196 | 196<br>1552 | | | | | | | | | |
| Va F1 | | | | | | | | | | 889 | | | | | |
| Va F2 | | | | | | | | | | 767 | | | | | |

(1) Dogger + Lias marneux

## C) LE S.E. DE LA FRANCE

Pour le reste du S.E. de la France nous nous réfèrerons à la synthèse effectuée par Baudrimont et Dubois (Baudrimont A.F. et Dubois P. 1977) à partir de forages existants et de coupes de terrains. A partir des cartes isopaques établies par ces auteurs pour tout le Mésozoïque découpé en neuf tranches de temps, nous avons sommé graphiquement ces épaisseurs pour obtenir une carte isopaque de la série secondaire dans le S.E. de la France. Cette carte n'est à considérer que pour les lignes générales qu'elle indique sans qu'on puisse lui demander d'indiquer les profondeurs du socle et ce, pour les raisons suivantes :

- on ne tient pas compte
  - . d'éventuels redoublements de série par chevauchement,
  - . des terrains tertiaires et quaternaires,
  - . des reliefs actuels (facteur jouant dans le sens opposé aux deux précédents).

- cette carte est la somme de plusieurs cartes traduisant des données interpolées, voire extrapolées.

- le maillage de mesure correspond à un carroyage donnant un point tous les 12,5 km (maille suffisante compte tenu de la remarque qui précède).

Ces réserves étant faites, nous pouvons considérer que le bassin mésozoïque du S.E. peut se décomposer en quatre domaines (figure 11) :

- Un domaine A (englobant le domaine vocontien) au coeur duquel la série atteint 10 km d'épaisseur. On notera l'importance paléogéographique des directions N.E.- S.O. (les deux maxima d'épaisseur au centre du domaine ne sont pas significatifs à notre sens).

- Un domaine B, correspondant à la Provence du S.E. qui comprend une série qui s'épaissit vers le Nord (jusqu'à 3 km d'épaisseur environ).

- Succédant à ce domaine, au Nord, on trouve un domaine "alpin" (domaine C) dont il est difficile d'évaluer l'épaisseur des séries (tectonique intense).

- Entre les bassins des domaines A d'une part, et B et C d'autre part,

.../...



Figure 9 : CARTE DES FORAGES PROFONDS DANS LE S.E DE LA FRANCE

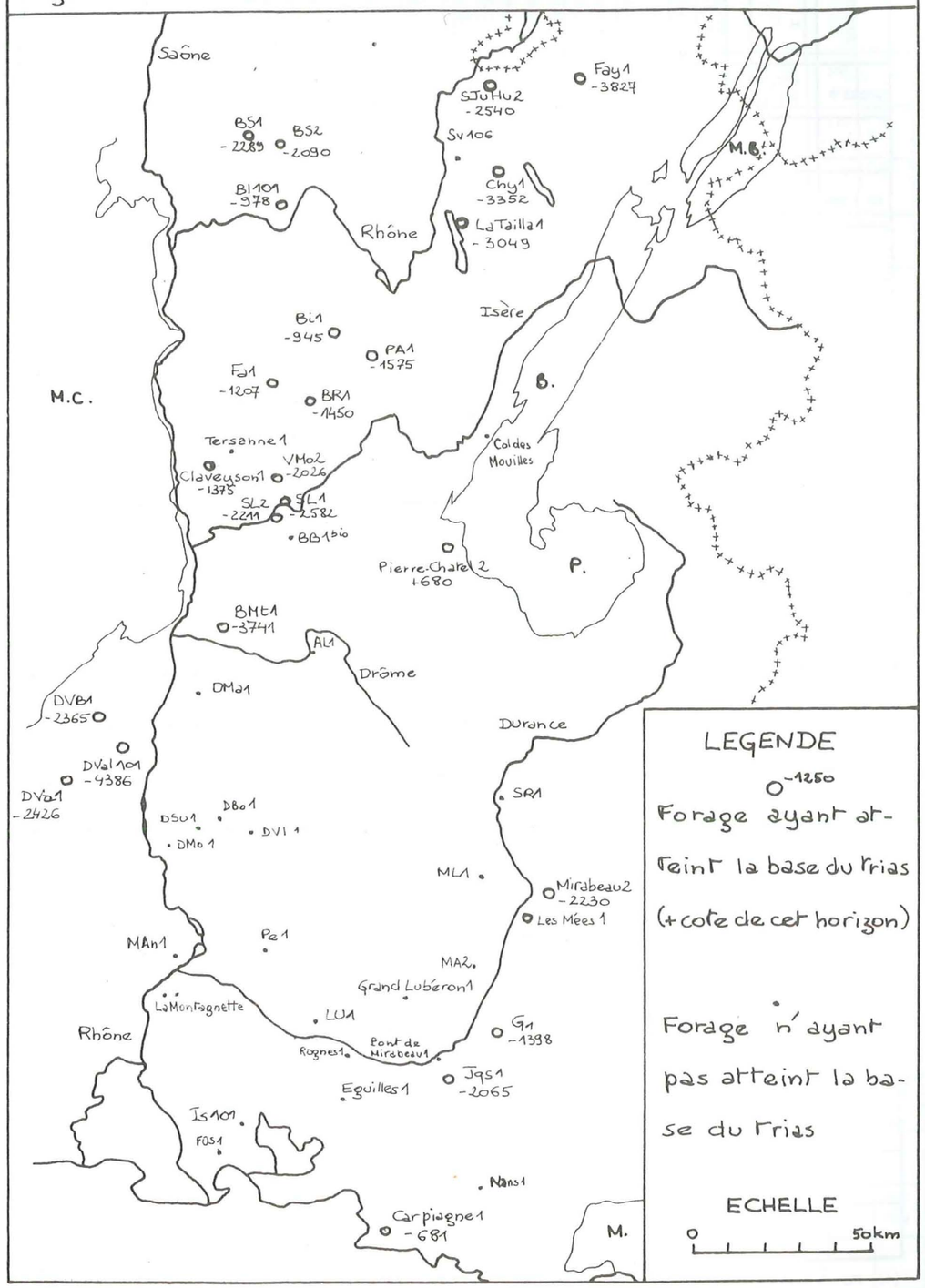


FIGURE 10 : FORAGES PROFONDS DANS LE S.E. DE LA FRANCE .

| FORAGE | X<br>Y | ANNEE<br>PROFONDEUR | COTE D'ORIFICE | QUATERNAIRE<br>PLIOCENE | MIOCENE | OLIGOCENE<br>EOCENE | CRETACE SUPERIEUR | URGONIEN | NEOCOMIEN | JURASSIQUE SUPERIEUR | CALLOVO-OXFORDIEN | DOGGER | LIAS | TRIAS | SOCLE |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| AUREL 1 | 832,560<br>271,930 | 1958<br>2805 | 310 | | | | | | | | 0<br>82 | 82<br>1268 | | | |
| | | | | | | | | | | | FN ? | 1268<br>1341 | 1341<br>2805 | | |
| BB 1 bis | 826,800<br>303,250 | 1959<br>3064 | | | | | | | 0<br>682 | 682<br>1123 | | | | | |
| | | | | | | | | | F | 1123 | 2300 | 2300<br>2740 | | | |
| | | | | | | | | | F | 2740 | 3064 | | | | |
| DBo 1 | 805,835<br>226,345 | 1378 | 126 | | 0<br>336 | | 336<br>1338 | 1338<br>1378 | | | | | | | |
| BS 1 | 817,020<br>117,145 | 1959<br>2603 | 287 | 0<br>303 | 303<br>410 | 410<br>1307 | | | | | | 1307<br>2115 | 2115<br>2418 | 2418<br>2576 | 2576<br>2603 |
| BS 2 | 825,290<br>114,680 | 1961<br>2421 | 314 | 0<br>280 | 280<br>415 | 415<br>960 | | 960<br>1085 | | 1085 | 1625 | 1625<br>1810 | 1810<br>2215 | 2215<br>2403 | 2403<br>2421 |
| CARPIAGNE 1 | 852,585<br>110,453 | 1961<br>898 | 147 | | | | | | | | | 0<br>405 | 405<br>539 | 539<br>828 | 828<br>898 |
| Chy 1 | 887,881<br>100,679 | 1970<br>4161 | 612 | 0<br>78 | | 78<br>648 | | | 648<br>1083 | 1083<br>1436 | | | | | |
| | | | | | | | | F | 1436<br>1623 | | | | | | |
| | | | | | F | 1623<br>2117 | | 2117<br>2235 | 2235<br>2496 | 2496 | 3373 | 3373<br>3603 | 3603<br>3731 | 3731<br>3964 | 3964<br>4161 |
| COL DES MOUILLES 1 | 884,196<br>332,245 | 877 | 1112 | | | | | | | | | | 0<br>877 | | |
| EGUILLES 1 | 840,562<br>147,074 | 1965<br>5451 | 239 | | 0<br>15 | | | | 15<br>770 | 770 | 1287 | F | | | |
| | | | | | F à<br>1617 | | 1873<br>2353 | | 2353<br>3275 | 3275 | 5451 | | | | |
| Fay 1 | 911,600<br>132,200 | 1970<br>4951 | 761 | 0<br>73 | | 73<br>405 (1) | | | 533<br>585F | 405<br>533 | | | | | |
| | | | | | 1015<br>1911 F | 585<br>1015 | | | | | | | | | |
| | | | | F | 1911<br>2432 | | | 2432<br>2682 | 2682<br>2868 | 2868 | 3845 | 3845<br>3996 | 3996<br>4172 | 4172<br>4588 | 4588<br>4951 |
| FOS 1 | 805,500<br>133,700 | 1957<br>1605 | 2 | 0<br>30 | 30<br>120 | | 120<br>1023 | | 1023<br>1605 | | | | | | |
| GRAND LUBERON 1 | 858,700<br>175,250 | 1961<br>5052 | 500 | | | 0<br>245 | 245 | 460 | 460<br>2434 | 2434 | 3400 | 3400<br>3975 | 3975<br>5042 | | |
| G 1 | 835,056<br>326,245 | 1958<br>1804 | 329 | | | 0<br>12 | | | | | | 12<br>42 | 42<br>294 | 294<br>500 | |
| | | | | | | | | | F | 500 | 951 | 951 | 1269 | 1269<br>1727 | 1727<br>1804 |

(1) Flysch tertiaire ultra-helvétique.



FIGURE 10 (SUITE) : FORAGES PROFONDS DANS LE S.E. DE LA FRANCE

| FORAGE | X<br>Y | ANNEE<br>PROFONDEUR | COTE D'ORIFICE | QUATERNAIRE<br>PLIOCENE | MIOCENE | OLIGOCENE<br>EOCENE | CRETACE SUPERIEUR | URGONIEN | NEOCOMIEN | JURASSIQUE SUPERIEUR | CALLOVO-OXFORDIEN | DOGGER | LIAS | TRIAS | SOCLE |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| G 2 | 883,747<br>165,739 | 1958<br>1486 | 289 | 0<br>15 | | 15<br>144 | | | | | | 144<br>166 | 166<br>388 | 388<br>464 | |
| | | | | | | | | | | | F | 464<br>570 | 570<br>740 | 740<br>1037 | |
| | | | | | | | | | | | F | 1037<br>1175 | 1175<br>1335 | 1335<br>1486 | |
| G 3 | 883,169<br>165,169 | 1960<br>1000 | 286 | 0<br>128 | | 128<br>163 | | | | 163 | 554 | 554<br>790 | 790<br>918 | 918<br>1000 | |
| G 4 | 885,480<br>167,100 | 1963<br>1416 | 320 | | | 0<br>32 | | | 32<br>427 | 427 | 985 | 985<br>1049 | 1049<br>1302 | 1302<br>1416 | |
| S Ju Hu 2 | 885,020<br>130,535 | 1969<br>3051 | 500 | 0<br>67 | | 67<br>437 | | 437<br>562 | 562<br>812 | 812 | 1855 | 1855<br>2088 | 2088<br>2530 | 2530<br>3039 | 3039<br>3051 |
| Is 101 | 812,135<br>140,235 | 1967<br>5616 | 28 | 0<br>22 | 22<br>161 | 161<br>295 | | 295<br>440 | 440<br>1390 | 1390 | 3023 | 3023<br>4219 | 4219<br>5616 | | |
| Jqs 1 | 870,910<br>153,750 | 1969<br>2473 | 395 | | | | 0<br>40 | 40 | 379 | 379 | 1546 | 1546<br>1712 | 1712<br>1881 | 1881<br>2460 | 2460<br>2473 |
| LA MONTAGNETTE 1 | 789,560<br>175,890 | 1791 | 11 | 0<br>20 | 20<br>188 | | | | 188<br>1400 | 1400 | 1791 | | | | |
| LA TRILLA 1 | 876,700<br>92,050 | 1975<br>3557 | 476 | | 0 | | | | | | | 1647 | | | |
| | | | | | | | | | 1647<br>1922 | 1922 | 2828 | 2828<br>3177 | 3177<br>3250 | 3250<br>3525 | 3525<br>3557 |
| MAn 1 | 793,140<br>187,620 | 1968<br>5662 | 90,3 | | | | | 0<br>215 | 215<br>1524 | 1524<br>2477 | 2477 | 4495 | 4495<br>5168 | 5168<br>5662 | |
| LES MEES 1 | 894,570<br>194,940 | 1976<br>1760 | 730 | 0<br>476 | 476<br>1511 | | | | | | 1511<br>1531 | 1531 | 1681 | 1681<br>1707 | 1707<br>1760 |
| Lu 1 | 833,120<br>169,240 | 1958<br>2684 | 320 | 0<br>16 | | | | | 16<br>1220 | | | | | | |
| | | | | | | | F 1220 | F | 1848<br>2200 | | | | | | |
| | | | | | | | | F | 2200<br>2684 | | | | | | |
| MA 2 | 874,740<br>179,890 | 1961<br>1846 | 459 | | | 0<br>1846 | | | | | | | | | |
| D Ma 1 | 800,983<br>260,448 | 1959<br>5011 | 161 | | | | 0<br>303 | 303<br>321 | 321<br>1886 | 1886 | 2619 | 2619<br>3416 | 3416<br>5011 | | |
| MIRABEAU 1 | 899,530<br>202,850 | 1955<br>2523 | 635 | | 0<br>1855 | | | | | 1855<br>2211 | | 2211<br>2214 | | | |
| | | | | | | | | | F | 2214 | 2487 | 2487<br>2523 | | | |
| MIRABEAU 2 | 899,891<br>203,894 | 1958<br>2934 | 688 | 0<br>10 | 10<br>1442 | | | | | 1442 | 1925 | 1925<br>1955 | | | |
| | | | | | | | | | Fi | 1955 | 2330 | 2330<br>2529 | 2529<br>2672 | 2672<br>2918 | 2918<br>2934 |
| DMo 1 | 791,262<br>219,338 | 1958<br>1838 | 50 | 0<br>93 | | | 93<br>290 | 290<br>546 | | | | | | | |

FIGURE 10 (SUITE) : FORAGES PROFONDS DANS LE S.E. DE LA FRANCE

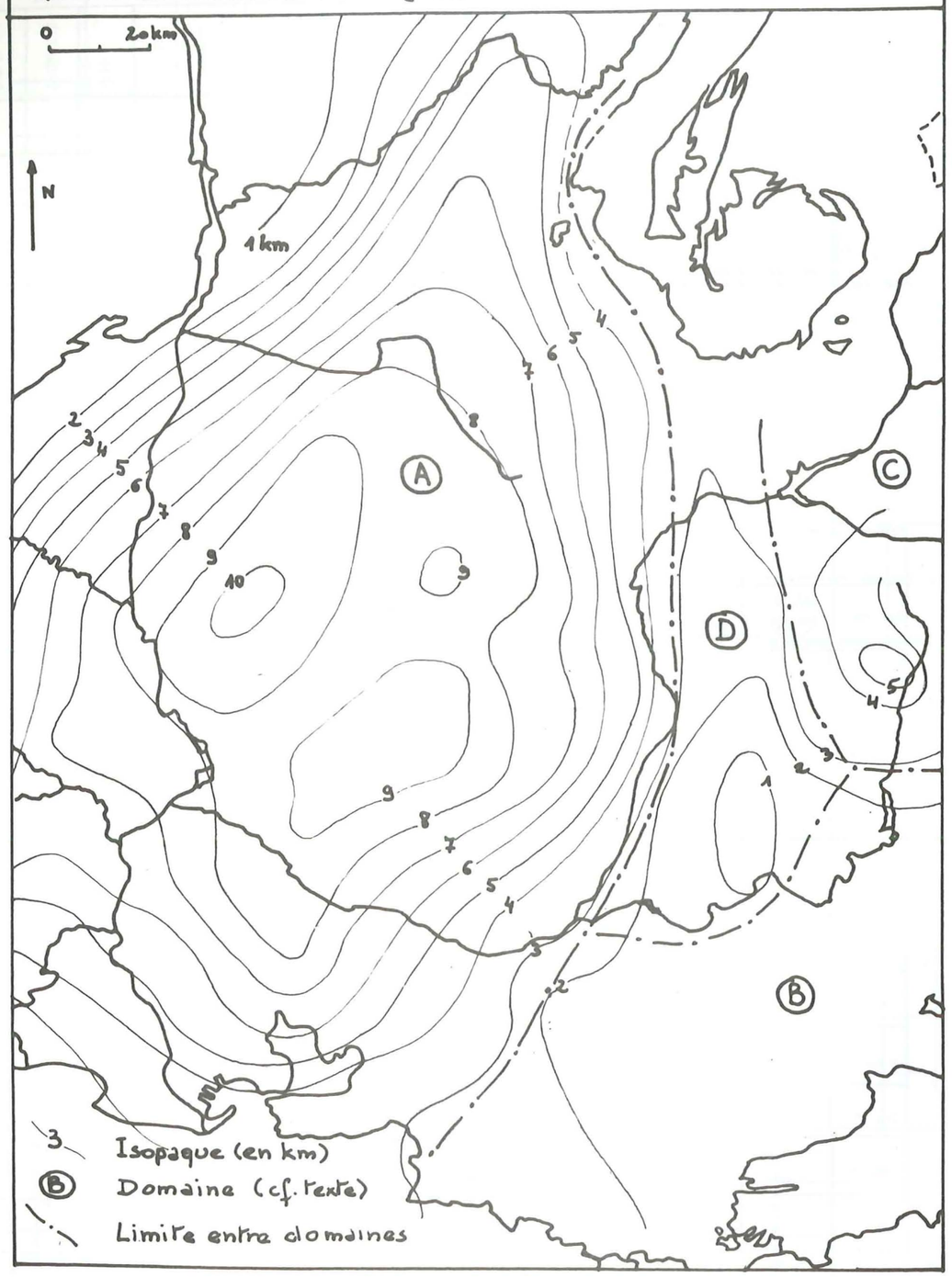
| FORAGE | X<br>Y | ANNEE<br>PROFONDEUR | COTE D'ORIFICE | QUATERNAIRE<br>PLIOCENE | MIOCENE | OLIGOCENE<br>EOCENE | CRETACE SUPERIEUR | URGONIEN | NEOCOMIEN | JURASSIQUE SUPERIEUR | CALLOVO-OXFORDIEN | DOGGER | LIAS | TRIAS | SOCLE |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | F | 546<br>695 | 695<br>1684 | 1684<br>1838 | | | | | | |
| ML 1 | 881,000<br>208,825 | 1959<br>4009 | 950 | | | | | | 0<br>322 | 322 | 1702 | | | | |
| | | | | | | | | | | F | 1702<br>2321 | 2321<br>2397 | | | |
| | | | | | | | | | | F | 2397<br>2547 | 2547<br>4009 | | | |
| Mt de BOISY 1 | 988,360<br>152,690 | 1959<br>1954 | 670 | | | 78<br>1774 | 1774<br>1807 | 1807<br>1954 | | | | | | | |
| B Mt 1 | 808,070<br>279,615 | 1962<br>3976 | 224 | | 0<br>351 | 351<br>560 | | 560<br>770 | 770<br>2313 | 2313 | 2923 | 2923<br>3333 | 3333<br>3847 | 3847<br>3965 | 3965<br>3976 |
| MUSIEGE 1 | 880,335<br>119,650 | 2083 | 465 | | | 0<br>106 | 106<br>116 | 116<br>263 | 263<br>616 | 616 | 1790 | 1790<br>2083 | | | |
| NABS 1 | 880,100<br>123,100 | 1962<br>1065 | 665 | | | | | | | 0 | 655 | 655<br>995 | 995<br>1065 | | |
| Pe 1 | 819,436<br>189,485 | 1966<br>3098 | 122 | | 0<br>130 | | | | 130<br>2465 | 2465<br>3098 | | | | | |
| PIERRE-CHATEL 1 | 872<br>910 | 363 | 300 | 0<br>38 | | | | | | 38 | | 311 | 311<br>312 | | |
| | | | | | | | | | F | 312 | | 313 | 313<br>330 | 330<br>355 | 355<br>363 |
| Pt MIRA-BEAU 1 | 867,510<br>159,960 | 1960<br>1799 | 232 | 0<br>147 | | | | | | 147 | 1181 | 1181<br>1324 | 1324<br>1498 | 1498<br>1700 | |
| | | | | | | | | | F | 1700<br>1799 | | | | | |
| Pt MIRA-BEAU 2 | 866,640<br>139,855 | 1962<br>2073 | 575 | | | | | | | 0 | 984 | 984 | 1747 | | |
| | | | | | | | | | | | F | 1747<br>1848 | | | |
| | | | | | | | | | | F | 1848<br>2073 | | | | |
| ROGNES 1 | 841,720<br>159,545 | 1961<br>2369 | 208 | | | | | | 0<br>716 | 716 | 1746 | | | | |
| | | | | | | | | | F | 1746<br>2369 | | | | | |
| SALEVE 1 | 897,995<br>122,555 | 1959<br>1176 | 840 | 0<br>10 | | 10<br>1176 | | | | | | | | | |
| SALEVE 2 | 897,660<br>122,860 | 1960<br>1986 | 810 | 0<br>26 | | 26<br>1864 | | | | 1864<br>1986 | | | | | |
| D Sa 1 | 792,882<br>258,756 | 2085 | 140 | | | | 4<br>36 | 36<br>158 | 158<br>1996 | 1996<br>2085 | | | | | |
| Sv 101 | 886,810<br>101,200 | 1952<br>2064 | 615 | | 15<br>248 | 248<br>2003 | | 2003<br>2064 | | | | | | | |



FIGURE 10 (FIN) : FORAGES PROFOND DANS LE S.E. DE LA FRANCE

| FORAGE | X<br>Y | ANNEE PROFONDEUR | COTE D'ORIFICE | QUATERNAIRE<br>PLIOCENE | MIOCENE | OLIGOCENE<br>EOCENE | CRETACE SUPERIEUR | URGONIEN | NEOCOMIEN | JURASSIQUE SUPERIEUR | CALLOVO-OXFORDIEN | DOGGER | LIAS | TRIAS | SOCLE |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Sv 104 | 886,480<br>104,530 | 1953<br>1903 | 503 | | | 10<br>225 | | 225<br>306 | 306<br>605 | 605<br>895 | | | | | |
| | | | | | | | | F | 895<br>999 | | | | | | |
| | | | | | F | 999<br>1739 | | 1739<br>1829 | 1829<br>1903 | | | | | | |
| Sv 105 | 887,090<br>104,550 | 1953<br>691 | 502 | 0<br>92 | | 92<br>214 | | 214<br>356 | 356<br>647 | 647<br>691 | | | | | |
| Sv 106 | 875,170<br>109,890 | 1953<br>2133 | 341 | | | | | | | 0 | 952 | 952<br>1300 | 1300<br>1453 | | |
| | | | | | | | | | F | 1453 | 1533 | 1533<br>1850 | 1850<br>2085 | 2085<br>2133 | |
| Sv 107 | 874,73<br>104,27 | 1954<br>2116 | 920 | | | | | | | 0 | 856 | 856<br>1260 | 1260<br>1359 | | |
| | | | | | | | | | | | F | 1359<br>1392 | | | |
| | | | | | | | | | F | 1392 | 2086 | 2086<br>2116 | | | |
| Sv 108 | 888,20<br>109,645 | 1260 | 567 | | | | | 0<br>45 | 45<br>340 | 340<br>1090 | | | | | |
| | | | | | F | 1090<br>1260 | | | | | | | | | |
| Sv 109 | 888,120<br>111,200 | 1959<br>1207 | 510 | 0<br>22 | | | | 22<br>154 | 154<br>526 | 526<br>939 | | | | | |
| | | | | | | | | F | 939<br>995 | | | | | | |
| | | | | | F | 995<br>1117 | | 1117<br>1207 | | | | | | | |
| SR 1 | 885,680<br>231,300 | 1959<br>1927 | 569 | 0<br>19 | | | | | | | | 19<br>486 | 486<br>1012 | | |
| | | | | | | | | | | | | F | 1012<br>1927 | | |
| SR 2 | 891,506<br>230,143 | 1062 | 902 | | | | | | | | | 0<br>197 | 197<br>1062 | | |
| D Su 1 | 799,980<br>224,440 | 1960<br>1346 | 82 | 0<br>10 | 10<br>34 | | 34<br>1338 | | | 1338<br>1346 | | | | | |
| Dva 1 | 762,805<br>236,655 | 1959<br>3244 | 96 | 0<br>15 | | | | | 15<br>984 | 984 | 1539 | 1539<br>2029 | 2029<br>2269 | 2269<br>2521 | 2521<br>3243 |
| Dval 101 | 779,432<br>246,885 | 1964<br>4612 | 147 | | | | | | 0<br>950 | 950 | 1583 | 1583<br>2072 | 2072<br>4100 | 4100<br>4533 | 4533<br>4612 |
| DVL 1 | 815,825<br>223,735 | 1960<br>1975 | 266 | 0<br>43 | 43<br>790 | | 790<br>1958 | 1958<br>1975 | | | | | | | |
| DVB 1 | 772,365<br>254,400 | 1960<br>2759 | 365 | | | | | | 0<br>901 | 901 | 1470 | 1470<br>1737 | 1737<br>2450 | 2450<br>2730 | 2730<br>2759 |

FIGURE 11: EPAISSEUR DU MESOZOIQUE DEPOSE DANS LE S-E DE LA FRANCE






se trouve une zone à série plus réduite, correspondant au haut-fond dauphinois et à son prolongement méridional le long de la moyenne Durance (moins de 1000 m de série sous le plateau de Valensole). C'est notre domaine D.

Il reste enfin un groupe de forages profonds situés en Savoie et en Haute-Savoie qui montrent un enfoncement du socle depuis le Haut-Rhône vers le S.E.

◇ · ◇ · ◇

## IV) RENSEIGNEMENTS DONNES PAR L'ETUDE DES ONDES S'ETANT PROPAGEES DANS LA CROUTE SUPERIEURE -

### A) BUTS ET LIMITES DE CETTE ETUDE

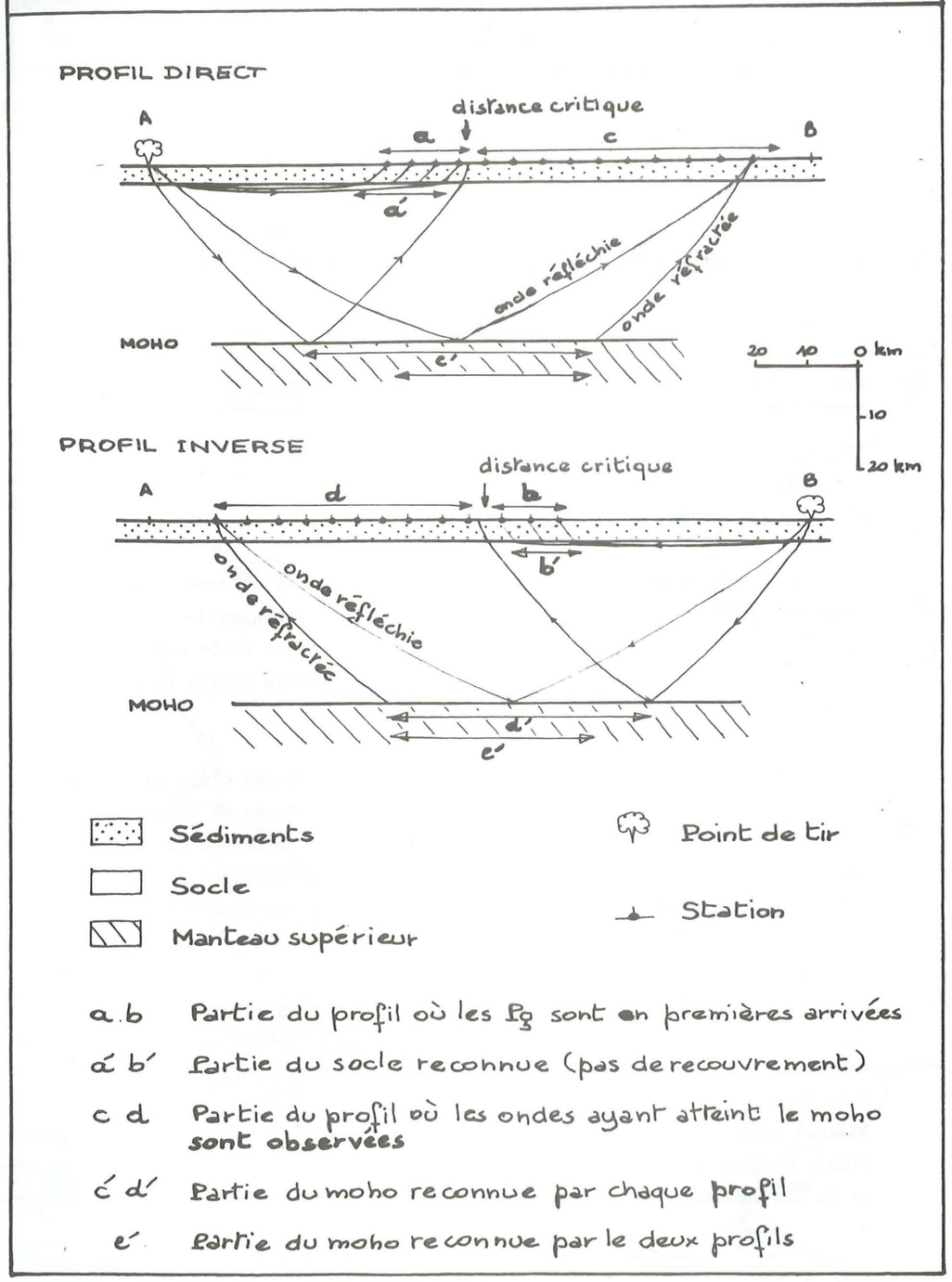
Nous avons essayé de rassembler le maximum de données concernant les ondes Pg (voir la définition de ces ondes dans le paragraphe I - A, de ce chapitre) relatives aux profils sismiques effectués dans les Alpes et le S.E. de la France depuis 1956. Toutefois les données concernant un certain nombre de profils n'ont pu être retrouvées.

Les deux buts initiaux de cette étude étaient d'une part, d'essayer de connaître les épaisseurs de sédiments sous les stations où les ondes Pg étaient enregistrées, d'autre part de mettre en évidence d'éventuelles dénivellations brutales de la surface antétriasique (dénivellations susceptibles de suggérer l'existence de faille de socle). En fait, nous verrons que ces deux buts n'ont été qu'en partie atteints et ce, pour la raison suivante :

Les grands profils sismiques que nous utilisons ont été effectués pour reconnaître la croûte profonde (en particulier le Moho qui est la discontinuité de vitesse séparant la croûte du manteau supérieur) et non le socle. Compte tenu de cet objectif et du nombre limité de stations, d'une part les stations étaient espacées de 5 à 10 km (ce qui est trop pour reconnaître le socle de manière fine), d'autre part et surtout, les premières stations étaient situées au voisinage de la distance critique supposée pour les ondes atteignant le Moho, soit une soi-

.../...

FIGURE 12 : PRINCIPE DES GRANDS PROFILS SISMIQUES






xantaine de kilomètres au minimum (figure 12). Nous n'avons ainsi aucune donnée sur la vitesse vraie des ondes Pg avant la première station ce qui nous conduit à introduire une hypothèse sur cette vitesse entre le point de tir et la première station. En outre, dans la plupart des cas il n'existe pas de profil inverse, du moins sur les portions de profils où les Pg sont observées (figure 12) si bien que même dans ces portions de profils il nous faut fixer arbitrairement la vitesse vraie des ondes Pg dans le milieu sous-jacent. Ces hypothèses sur la vitesse vraie des ondes Pg font que nous ne devons pas trop nous fier aux valeurs d'épaisseurs de sédiments que nous sommes conduit à calculer, cela étant d'autant plus vrai que l'on est loin du point de tir : en effet une petite variation dans l'estimation de la vitesse des Pg (0,1 km/s) entrainera une assez grande variation dans l'estimation des épaisseurs de sédiments, surtout à grande distance : 1,5 km à 100 km ; 2,5 km à 150 km. Aussi, est-il plus rigoureux dans la plupart des cas d'évaluer l'ordre de grandeur des épaisseurs de sédiments (à l'aide des forages, de l'épaisseur des séries à l'affleurement) et d'en déduire une vitesse moyenne des ondes Pg entre le point de tir et la station. Nous verrons que cette démarche aboutit à des résultats intéressants.

Nous avons rassemblé sur la figure 13 les profils que nous avons utilisés.

## B) METHODE DE CALCUL UTILISEE ET PRINCIPE DE L'INTERPRETATION

La méthode de calcul la plus classiquement utilisée pour interpréter ce genre de profil consiste à utiliser l'hodochrone (courbe $T = f(\Delta)$, T étant la durée de propagation de l'onde (ici en seconde) et $\Delta$ la distance entre la station et le point de tir (ici en km)) qui en général, peut se ramener à des segments de droites d'équation de la forme $T = \frac{1}{Va}\Delta + To$ (Va étant appelée vitesse apparente). Un certain nombre de formules s'appliquant à un modèle à deux couches de vitesse constante (Vo pour les sédiments et V1 pour le socle) permettent de calculer l'épaisseur de la couche de sédiments et le pendage du socle. Par exemple, le pendage p peut se déduire de la formule $Va = \frac{d\Delta}{dT} = \frac{Vo}{\sin(i-p)}$ avec $\sin i = \frac{Vo}{V1}$ ; p étant compté positivement si la surface de discontinuité monte du point de tir vers la station.

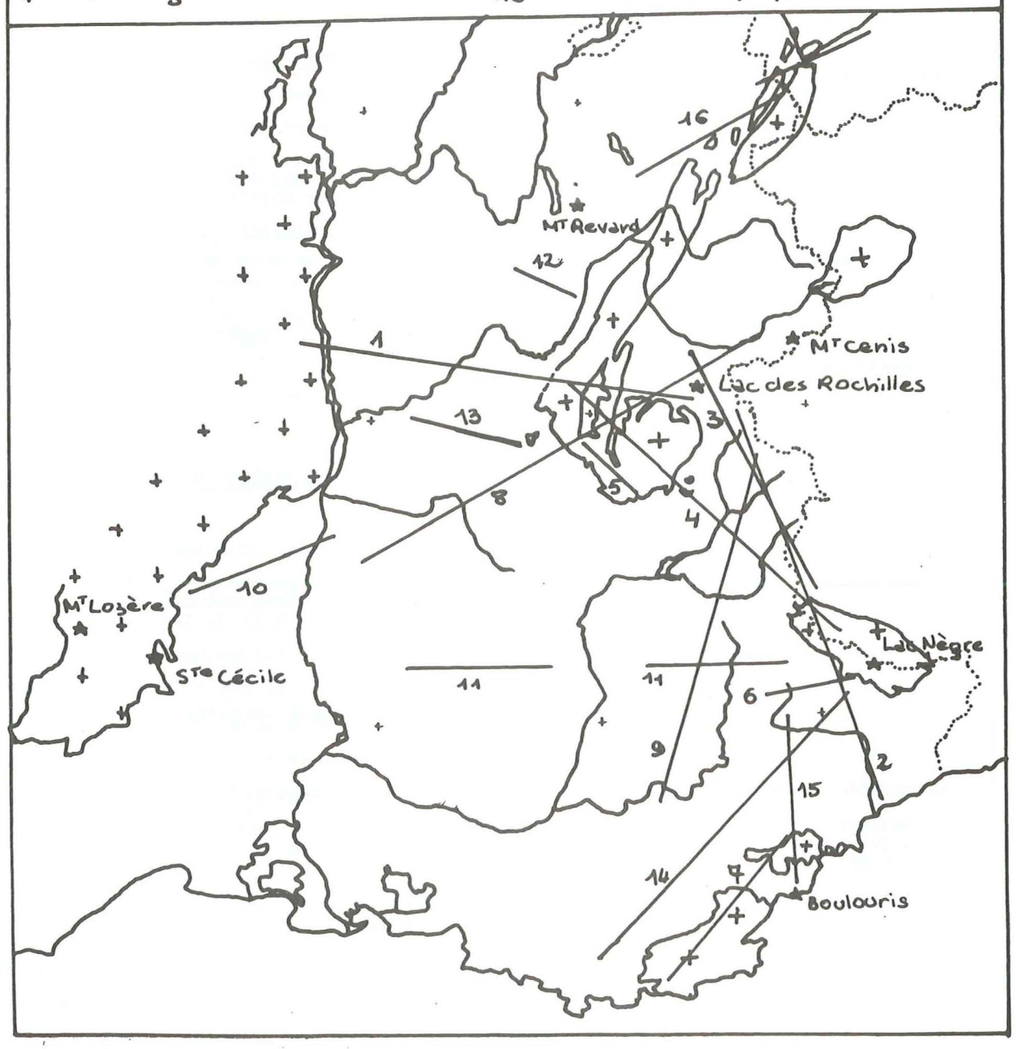
Du point de vue qui nous intéresse, cette méthode présente deux inconvénients. D'une part elle introduit un lissage de la courbe pour déterminer la

.../...

FIGURE 13 : PROFILS ETUDIES DANS LE S-E DE LA FRANCE

PROFILS

1 Lac des Rochilles → Rhône
2 Lac des Rochilles → Nice
3 Lac Nègre → Maurienne
4 Lac Nègre → S. Belledonne
5 Lac Nègre → S. Pelvoux
6 Lac Nègre → Hr Var
7 Lac Nègre → Maures
8 Mont Cenis ⇆ Ste Cécile
9 Mont Cenis ⇆ Le Revest
10 Mont Lozère → Mont-Cenis
11 Lac Nègre → Mont Lozère
12 Lac Nègre → Chartreuse
13 Lac Nègre → Vercors
14 Lac Nègre → Toulon
15 Boulouris ⇆ MT Cenis
16 MT Revard ⇆ Gotthard






droite moyenne (par moindres carrés en général), ce qui revient dans l'interprétation à ramener la surface de discontinuité à une surface plane continue (figure 14 a) : or, autant que le pendage général du socle, ce sont les accidents qui l'affectent qui nous intéressent. Ce lissage n'est effectué en général que si les points ne s'écartent pas plus de 0,1 seconde de la droite moyenne. Dans le cas présenté sur la figure 14 a, cela peut tout de même correspondre à un accident de près de 1000 m.

D'autre part, on considère dans cette méthode que les rais sismiques se réfractent à l'angle limite. Or nous verrons que dans le cas de forts pendages du socle il est très possible que cela ne soit plus vrai. C'est pourquoi nous utiliserons une deuxième méthode de calcul. Nous avons créé cette méthode de telle manière qu'elle nous permette de suivre la démarche que nous avons signalée plus haut à savoir, déduire la vitesse moyenne des Pg des épaisseurs de sédiments sous les stations.

Partant d'un modèle à deux couches de vitesse Vo et V1 nous décomposons le trajet du rai en deux parties : l'une dans le socle, l'autre dans les sédiments (sous la station). Nous cherchons pour chaque station (successivement avec plusieurs hypothèses sur la vitesse dans le socle V1) l'ensemble des points tels que : $\frac{l1}{V1} + \frac{lo}{Vo} = Tc$ ; l1 étant la distance parcourue dans le socle, lo dans les sédiments, Tc le temps corrigé (tous les temps observés sont corrigés de manière à ramener les stations et le point de tir à l'altitude de 1000 m et ce pour tous les profils) - (figure 14 b).

Pour chaque station nous traçons ainsi plusieurs courbes. Il faut ensuite choisir une solution en fonction des épaisseurs de sédiments et des vitesses dans le socle correspondantes. Cette solution doit être l'enveloppe des courbes correspondant à chaque station (une seule courbe par station étant retenue bien entendu). La solution choisie peut impliquer une réfraction à l'angle limite ou non.

Avant d'aborder l'interprétation des profils, il importe de faire trois remarques :

- Dans les interprétations qui vont suivre nous considèrerons que la vitesse moyenne des Pg dans le socle est toujours comprise entre 5,8 et 6,2 km/s. Il paraît très peu probable en effet que sur plusieurs dizaines de kilomètres la vitesse moyenne des Pg s'écarte de plus de 0,2 km/s de la valeur 6 km/s qui est la vitesse moyenne observée pour les terrains cristallins.

.../...

FIGURE 14a : PERTE D'INFORMATION INTRODUITE PAR LE LISSAGE

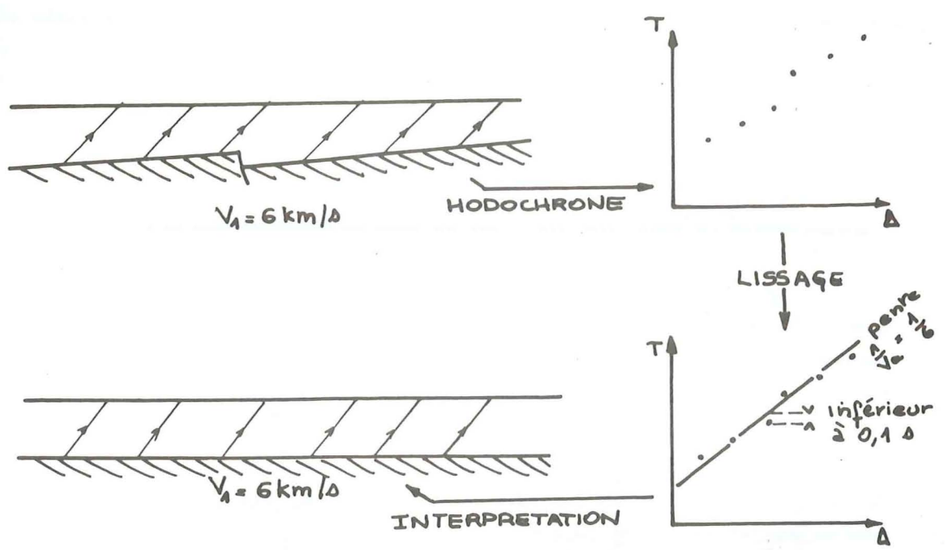
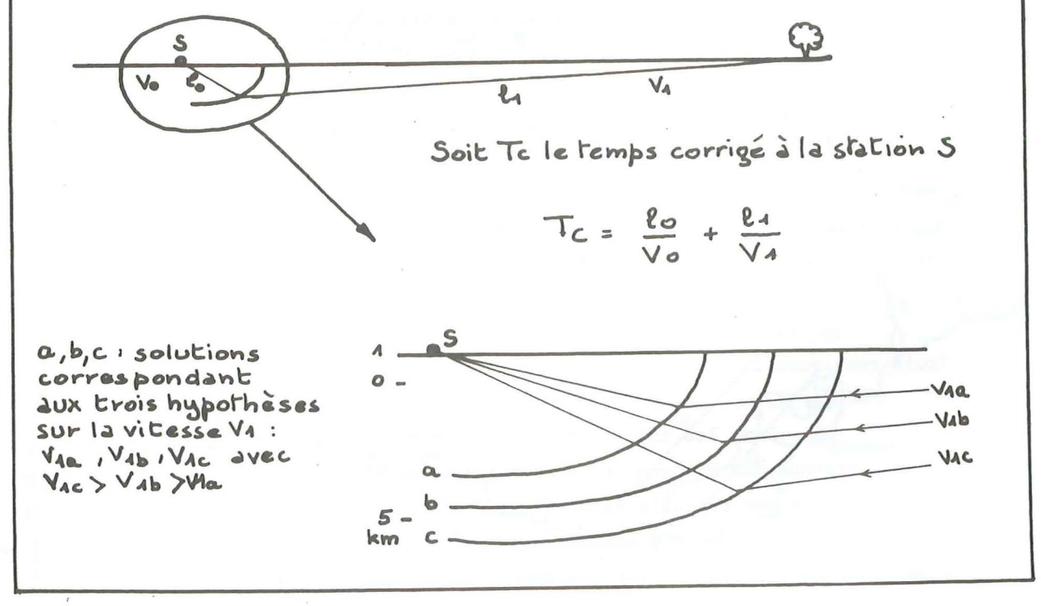



FIGURE 14b : PRINCIPE DE LA METHODE DE CALCUL UTILISEE






- Dans l'interprétation de certains profils nous serons conduit à envisager la présence de sédiments lents parfois situés sous du socle. Il nous paraît utile de préciser dès maintenant que le principal résultat de ce travail sera de montrer que les massifs cristallins externes ont probablement subi une translation de plusieurs kilomètres vers l'avant-pays. Dans ce cas il ne faut pas s'étonner de la possibilité de trouver des sédiments pincés sous une certaine épaisseur de terrains cristallins dans certaines régions.

- Nous parlerons parfois de stations en "retard" ou en "avance". Précisons par rapport à quoi. Si on considère le temps réduit (Tcr = temps réduit = Tc - $\frac{\Delta}{6}$ ; le temps réduit est souvent utilisé en sismologie notamment pour tracer les hodochrones Tcr = f ($\Delta$) : c'est ce que nous avons fait dans ce travail), on remarque que lorsque le point de tir et la station sont en terrains cristallins, ce temps réduit est voisin de 0,3 seconde. Nous appellerons en "retard" un temps réduit supérieur à 0,3 s et en "avance" un temps réduit inférieur à 0,3 s (il peut être négatif).

En terrain cristallin une avance signifiera que la vitesse vraie est supérieure à 6 km/s dans le socle, un retard, que la vitesse vraie est inférieure à 6 km/s. Si ce retard est trop important cela posera un problème. En terrain sédimentaire on aura en général des retards attribuables à la traversée des sédiments.

## C) ENSEMBLE DES DONNEES RASSEMBLEES

Nous présentons dans les figures et les tableaux suivants les données relatives à chaque profil, soit :

- carte de localisation des stations,
- tableau des temps d'arrivée et des temps réduits,
- l'hodochrone en temps réduit.

Les données relatives au profil "Lac Nègre ⟶ Cadarache" n'ont pu être retrouvées. En outre, nous n'avons pas interprété certains profils du fait de leur situation dans le domaine interne. Enfin le profil "Mt Revard ⟶ Gotthard" (Nufenenpass) n'a pas été interprété globalement (l'interprétation de l'assemblage devant être reprise prochainement) ; nous nous sommes limités à certaines remarques concernant ce profil.

## LEGENDE DES TABLEAUX RELATIFS AUX $P_g$

he : altitude du point de tir,

ho : altitude de référence,

$\delta$ te : correction d'altitude côté point de tir

$$\delta te = (ho - he) \frac{\cos i}{Vo} \quad \text{avec} \quad \sin i = \frac{Vo}{V1}$$

tcr : temps corrigé réduit,

tc : temps corrigé

$$tc = t + \delta te + \delta ts$$

$\delta$ ts : correction d'altitude côté station

$$\Delta ts = (ho - hs) \frac{\cos i}{Vo} \quad \text{avec} \quad \sin i = \frac{Vc}{V1}$$

$\Delta$ : distance de la station au point de tir,

hs : altitude de la station en mètres,

Vc : vitesse utilisée pour la correction d'altitude côté station,

d$\Delta$ : différence de $\Delta$ entre une station et la précédente,

dtc : différence de tc entre une station et la précédente,

. : indique que la différence de $\Delta$ et de tc est prise par rapport à la 2ème station précédant la station considérée,

.. : indique que la différence de $\Delta$ et de tc est prise par rapport à la 3ème station précédant la station considérée.

-.-.-.-.-.-



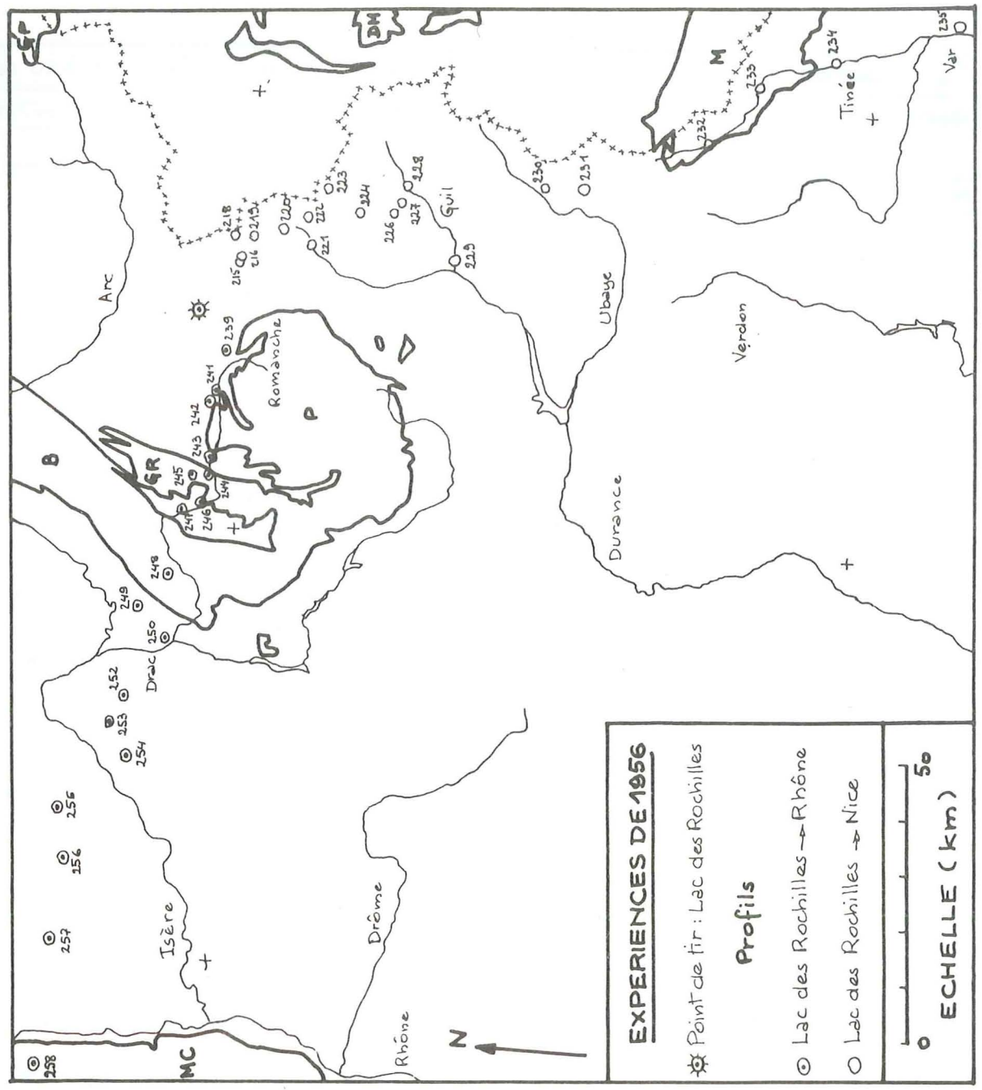



FIGURE 15a

FIGURE 15 b

| Pg | ANNEE : 1956 | $h_e$ = 2442 m | $h_o$ = 1000 m |
|---|---|---|---|
| PROFIL : | LAC DES ROCHILLES ⟶ RHONE | $\Delta t_e$ = - 0,13 s | $t_{CR} = t_c - \Delta/6$ |

| N° | STATION | Δ | t | hs | Vc | tc | tCR | dΔ | dtc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 239 | COL DU LAUTARET | 8,64 | 1,89 | 2095 | 5,0 | 1,50 | +0,06 | | |
| 241 | LA GRAVE | 14,46 | 2,79 | 1710 | 5,0 | 2,44 | +0,03 | 5,82 | 0,94 |
| 242 | LA GRAVE | 15,91 | 3,06 | 1898 | 5,0 | 2,72 | +0,07 | 1,45 | 0,28 |
| 243 | SINGUIGNERET | 26,55 | 4,88 | 1355 | 5,0 | 4,57 | +0,15 | 10,64 | 1,85 |
| 244 | LE PUYS | 29,29 | 5,54 | 1305 | 5,3 | 5,38 | +0,50 | 2,74 | 0,81 |
| 245 | ALPE-D'HUEZ | 29,64 | 5,44 | 1685 | 5,3 | 5,25 | +0,31 | 3,09 | 0,68 |
| 246 | L'ARMENTIER-LE-BAS | 34,40 | 6,13 | 905 | 5,0 | 6,01 | +0,28 | 5,11 | 0,63 |
| 247 | VILLARD-RECULAS | 35,62 | 6,45 | 1195 | 5,0 | 6,30 | +0,36 | 5,98 | 1,05 |
| 248 | CHAMROUSSE | 47,67 | 8,48 | 1795 | 5,3 | 8,28 | +0,34 | 12,05 | 1,98 |
| 249 | FORT DES 4 SEIGNEURS | 54,14 | 9,30 | 927 | 4,8 | 9,18 | +0,16 | 6,47 | 0,90 |
| 250 | CHAMPAGNIER | 58,83 | 10,53 | 515 | 4,8 | 10,46 | +0,66 | 4,69 | 1,28 |
| 252 | LES AIGAUX-LES-MERCIERS | 70,25 | 13,22 | 1230 | 4,8 | 13,06 | +1,35 | 11,42 | 2,60 |
| 253 | AUTRANS | 75,26 | 14,32 | 1110 | 4,8 | 14,18 | +1,64 | 5,01 | 1,12 |
| 254 | MALLEVAL | 82,64 | 15,94 | 705 | 4,8 | 15,77 | +2,00 | 7,38 | 1,59 |
| 255 | CHASSELAY | 92,44 | 16,98 | 545 | 4,6 | 16,79 | +1,38 | 9,80 | 1,02 |
| 256 | ROYBON | 101,07 | 19,50 | 585 | 4,6 | 19,31 | +2,47 | 8,63 | 2,52 |
| 257 | HAUTERIVES | 116,02 | 21,74 | 395 | 4,6 | 21,53 | +2,19 | 14,95 | 2,22 |
| 258 | PEAUGRES | 138,77 | 25,06 | 395 | 5,3 | 24,88 | +1,75 | 22,75 | 3,35 |

EXPERIENCES DE 1956 : HODOCHRONES EN TEMPS REDUITS

LAC DES ROCHILLES → RHONE

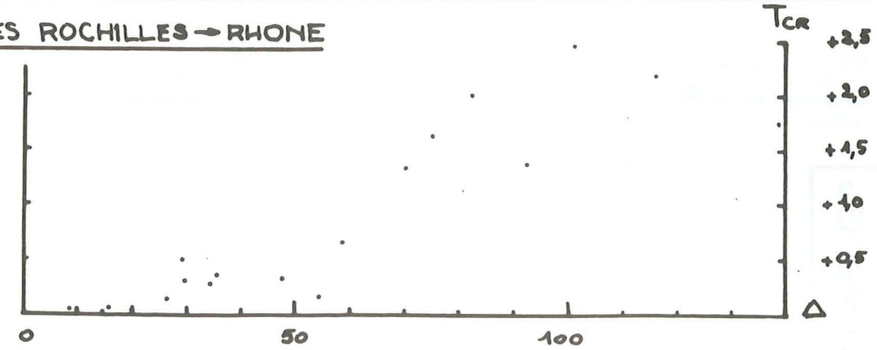





FIGURE 15 c

| Pg | ANNEE : 1956 | $h_e$ = 2.442 m | $h_o$ = 1000 m |
|---|---|---|---|
| PROFIL : | LAC DES ROCHILLES ⟶ NICE | $\Delta t_e$ = - 0,13 s | $t_{CR} = t_c - \Delta/6$ |

| N° | STATION | Δ | t | hs | Vc | tc | tCR | dΔ | dtc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 215 | CHALETS DE LA COU | 10,80 | 2,28 | 1745 | 5,0 | 2,07 | +0,27 | | |
| 216 | NEVACHE | 11,97 | 2,47 | 1605 | 5,0 | 2,27 | +0,28 | 1,17 | 0,20 |
| 218 | COL DE L'ECHELLE | 14,60 | 2,90 | 1761 | 5,0 | 2,69 | +0,26 | | |
| 219 | PLAMPINET | 16,71 | 3,29 | 1487 | 5,0 | 3,11 | +0,33 | 4,74 | 0,84 |
| 220 | VAL DES PRES | 21,59 | 4,14 | 1389 | 5,0 | 3,97 | +0,37 | 4,88 | 0,86 |
| 221 | FORT DES SALETTES | 23,97 | 4,58 | 1465 | 5,0 | 4,40 | +0,41 | | |
| 222 | FORT DU JANUS | 26,28 | 4,96 | 2514 | 5,0 | 4,70 | +0,32 | 4,69 | 0,73 |
| 223 | FORT DES AITTES | 30,82 | 5,61 | 1855 | 5,0 | 5,39 | +0,25 | 4,54 | 0,69 |
| 224 | REFUGE NAPOLEON | 35,17 | 6,31 | 2280 | 5,0 | 6,04 | +0,18 | 11,20 | 1,64 |
| 226 | LE COIN | 39,87 | 7,06 | 1600 | 4,8 | 6,85 | +0,21 | 4,70 | 0,81 |
| 227 | LES MAISONS | 41,30 | 7,38 | 1705 | 4,8 | 7,16 | +0,28 | 1,43 | 0,31 |
| 228 | CHATEAU-QUEYRAS | 43,80 | 7,58 | 1415 | 4,8 | 7,40 | +0,10 | 2,50 | 0,24 |
| 229 | MONT-DAUPHIN | 47,84 | 8,38 | 1030 | 4,8 | 8,25 | +0,28 | | |
| 230 | FOUILLOUZE | 67,02 | 11,54 | 1886 | 4,8 | 11,29 | +0,12 | 19,18 | 3,04 |
| 231 | FORT DE ROCHE LA CROIXX | 73,05 | 12,68 | 1998 | 4,8 | 12,42 | +0,25 | 6,03 | 1,13 |
| 232 | St ETIENNE DE TINNEE | 98,18 | 16,64 | 1185 | 5,3 | 16,49 | +0,13 | 25,13 | 4,07 |
| 233 | ISOLA | 109,72 | 18,59 | 865 | 5,3 | 18,47 | +0,18 | 11,54 | 1,98 |
| 234 | FORT DE RIMPLAS | 124,75 | 21,21 | 1095 | 4,8 | 21,07 | +0,28 | 15,03 | 2,60 |
| 235 | LEVENS | 148,37 | 25,00 | 535 | 4,8 | 24,81 | +0,08 | 23,62 | 3,74 |

EXPERIENCES DE 1956 : HODOCHRONES EN TEMPS REDUITS

LAC DES ROCHILLES → NICE

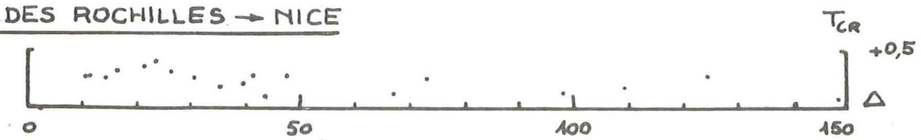


FIGURE 16 a

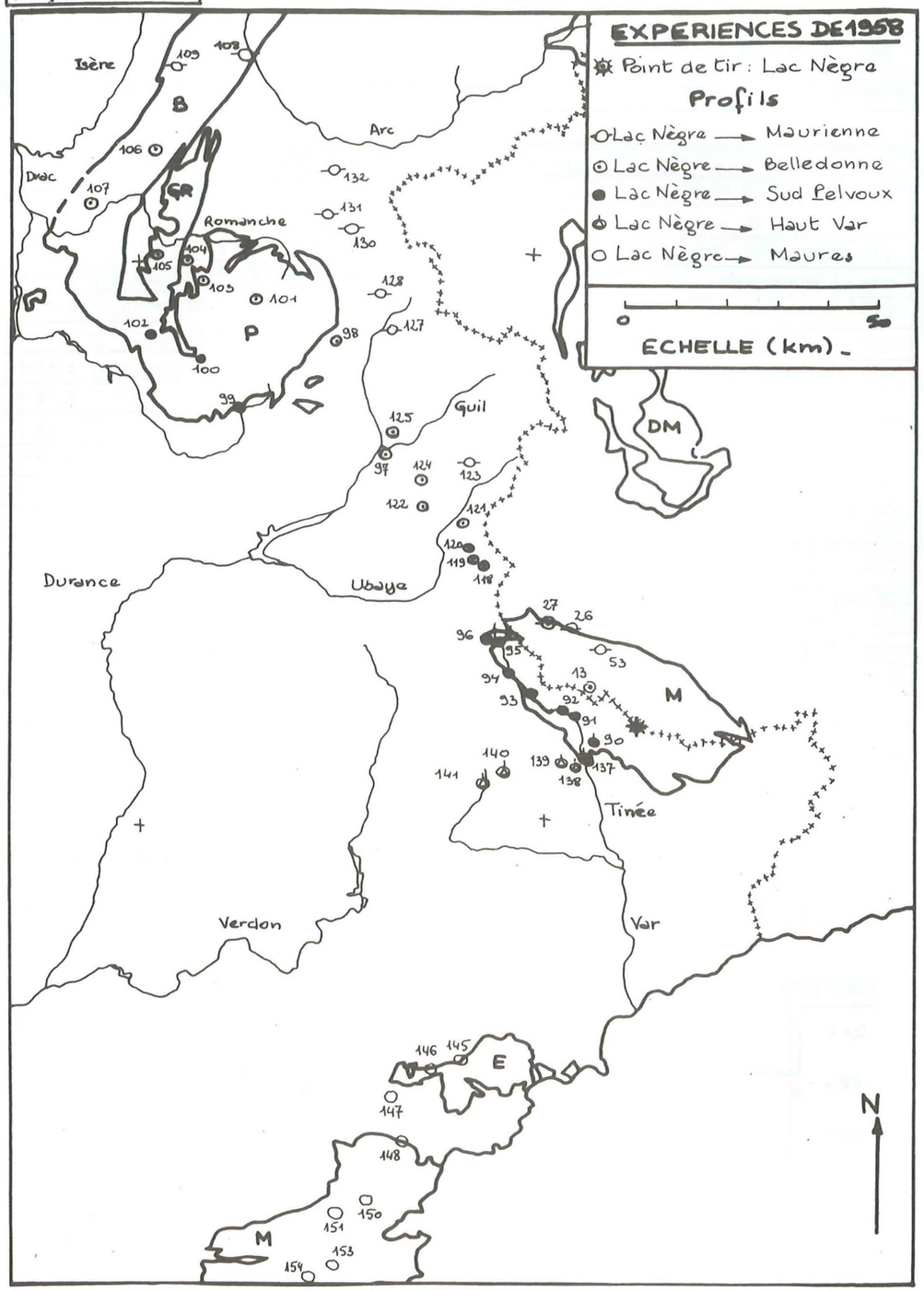





FIGURE 16 b

| | | | |
|---|---|---|---|
| $P_3$ | ANNEE : 1958 | $h_e$ = 2330 m | $h_0$ = 1000 m |
| PROFIL : LAC NEGRE ⟶ MAURES | | $\Delta t_e$ = - 0,12 s | $t_{CR} = t_c = \Delta/6$ |

| N° | STATION | Δ | t | hs | Vc | tc | tCR | dΔ | dtc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 145 | PRE CLAOU | 73,14 | 12,88 | 140 | 5,3 | 12,84 | +0,65 | | |
| 146 | GRIME | 77,66 | 13,67 | 300 | 5,3 | 13,61 | +0,67 | 4,52 | 0,79 |
| 147 | CHATEAU DU ROUET | 86,49 | 15,10 | 120 | 5,3 | 15,06 | +0,65 | 8,83 | 1,43 |
| 148 | CHAPle DE ROQUEBRUNE | 93,61 | 16,26 | 60 | 5,3 | 16,22 | +0,62 | 7,12 | 1,16 |
| 150 | PLAN DE LA TOUR | 106,72 | 18,34 | 70 | 5,3 | 18,30 | +0,51 | 13,11 | 2,08 |
| 151 | CHAPELLE ST ELOI | 112,43 | 19,20 | 350 | 5,3 | 19,14 | +0,40 | 5,71 | 0,86 |
| 153 | LES GUIOLS | 121,22 | 20,65 | 60 | 5,3 | 20,61 | +0,41 | 8,79 | 1,45 |
| 154 | LES CAMPAUX | 125,68 | 21,28 | 80 | 5,3 | 21,24 | +0,29 | 4,46 | 0,63 |

| | | | |
|---|---|---|---|
| $P_3$ | ANNEE : 1958 | $h_e$ = 2330 m | $h_0$ = 1000 m |
| PROFIL : LAC NEGRE ⟶ SUD PELVOUX | | $\Delta t_e$ = - 0,12 s | $t_{CR} = t_c = \Delta/6$ |

| N° | STATION | Δ | t | hs | Vc | tc | tCR | dΔ | dtc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 90 | PIERRE BLANCHE | 9,81 | 2,06 | 860 | 5,3 | 1,95 | +0,32 | | |
| 91 | PONT SAINT HONORAS | 13,06 | 2,59 | 830 | 5,3 | 2,49 | +0,31 | 3,25 | 0,54 |
| 92 | ISOLA | 14,48 | 2,87 | 905 | 5,3 | 2,76 | +0,35 | 1,42 | 0,27 |
| 93 | DOUANS | 22,01 | 4,24 | 1300 | 5,3 | 4,09 | +0,42 | 7,53 | 1,33 |
| 94 | ST ETIENNE DE TINNEE | 27,36 | 5,01 | 1175 | 5,3 | 4,87 | +0,31 | 5,35 | 0,78 |
| 95 | LE PRA | 32,48 | 5,87 | 1580 | 5,3 | 5,70 | +0,29 | 5,12 | 0,83 |
| 96 | BOUZIEYAS | 34,45 | 6,17 | 1820 | 5,3 | 5,98 | +0,24 | 1,97 | 0,28 |
| 99 | LES GONDOUINS | 100,87 | 17,21 | 1370 | 5,3 | 17,06 | +0,25 | 66,42 | 11,08 |
| 100 | VILLARD-LOUBIERES | 114,01 | 19,28 | 1100 | 5,3 | 19,15 | +0,15 | 13,14 | 2,09 |
| 102 | LES SEGOUINS | 124,59 | 21,31 | 1020 | 5,3 | 21,19 | +0,43 | 10,58 | 2,04 |

| | | | |
|---|---|---|---|
| $P_3$ | ANNEE : 1958 | $h_e$ = 2330 m | $h_0$ = 1000 m |
| PROFIL : LAC NEGRE ⟶ HAUT VAR | | $\Delta t_e$ = - 0,12 s | $t_{CR} = t_c = \Delta/6$ |

| N° | STATION | Δ | t | hs | Vc | tc | tCR | dΔ | dtc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 90 | PIERRE BLANCHE | 9,81 | 2,06 | 860 | 5,3 | 1,95 | +0,32 | | |
| 137 | SAINT SAUVEUR | 12,06 | 2,51 | 660 | 5,3 | 2,42 | +0,41 | 2,25 | 0,47 |
| 138 | NOTRE DAME DE GRACE | 13,56 | 2,92 | 1090 | 5,0 | 2,79 | +0,53 | 1,50 | 0,37 |
| 139 | ROUBION | 16,47 | 3,39 | 1340 | 5,0 | 3,23 | +0,49 | 2,91 | 0,44 |
| | PIERLAS (1966) | 21,22 | 4,35 | 1100 | 5,0 | 4,22 | +0,68 | 4,75 | 0,99 |
| 140 | VEYNAS | 28,10 | 5,50 | 1200 | 4,8 | 5,35 | +0,67 | 6,88 | 1,13 |
| 141 | DALUIS (GORGES) | 32,35 | 6,20 | 760 | 5,0 | 6,11 | +0,72 | 4,25 | 0,76 |

FIGURE 16 c

| $P_3$ | ANNEE : 1958 | $h_e$ = 2330 m | $h_o$ = 1000 m |
|---|---|---|---|
| PROFIL : LAC NEGRE ⟶ BELLEDONNE | | $\Delta t_e$ = - 0,12 s | $t_{CR} = t_c = \Delta/6$ |

| N° | STATION | Δ | t | hs | Vc | tc | tCR | dΔ | dtc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 13 | S. ANNA | 13,02 | 2,61 | 2010 | 5,3 | 2,40 | +0,23 | | |
| 27 | MURENZ | 27,68 | 5,07 | 1560 | 5,3 | 4,90 | +0,29 | 14,66 | 2,50 |
| 118 | LARCHE | 44,33 | 7,95 | 1730 | 4,9 | 7,74 | +0,35 | 16,65 | 2,84 |
| 119 | CERTAMUSSAT | 46,73 | 8,27 | 1620 | 4,9 | 8,08 | +0,29 | 2,40 | 0,34 |
| 120 | SAINT OURS | 49,38 | 8,78 | 1780 | 4,8 | 8,56 | +0,33 | 2,65 | 0,48 |
| 121 | FOUILLOUZE | 53,46 | 9,47 | 1880 | 4,9 | 9,24 | +0,33 | 4,08 | 0,68 |
| 122 | COL DE VARS | 61,62 | 10,85 | 1990 | 4,8 | 10,60 | +0,33 | 8,16 | 1,36 |
| 124 | STE CATHERINE DE VARS | 65,16 | 11,28 | 1800 | 4,8 | 11,06 | +0,20 | 3,54 | 0,46 |
| 97 | BARBEIN | 74,35 | 13,07 | 1145 | 4,6 | 12,93 | +0,54 | 9,19 | 1,87 |
| 125 | SAINT-CREPIN | 76,45 | 13,40 | 960 | 4,9 | 13,28 | +0,54 | 2,10 | 0,35 |
| 98 | PUY AILLAUD | 97,84 | 16,68 | 1570 | 4,8 | 16,49 | +0,18 | 21,39 | 3,21 |
| 101 | LA BERARDE | 113,50 | 19,45 | 1715 | 5,3 | 19,27 | +0,35 | 25,66 | 2,78 |
| 103 | PLAN DU LAC | 124,69 | 21,05 | 1230 | 5,3 | 20,91 | +0,13 | 11,19 | 1,64 |
| 104 | L'ALPE DE VENOSC | 128,95 | 21,78 | 1650 | 4,8 | 21,58 | +0,09 | 4,26 | 0,67 |
| 105 | VILLARD-NOTRE-DAME | 134,58 | 22,69 | 1550 | 5,3 | 22,42 | -0,01 | 5,63 | 0,84 |
| 106 | LE RIVIER D'ALLEMONT | 148,88 | 25,20 | 1280 | 5,3 | 25,05 | +0,24 | 14,30 | 2,63 |
| 107 | CHAMROUSSE | 150,94 | 25,35 | 1520 | 5,3 | 25,18 | +0,02 | 16,36 | 2,76 |

| $P_3$ | ANNEE : 1958 | $h_e$ = 2330 m | $h_o$ = 1000 m |
|---|---|---|---|
| PROFIL : LAC NEGRE ⟶ MAURIENNE | | $\Delta t_e$ = - 0,12 s | $t_{CR} = t_c = \Delta/6$ |

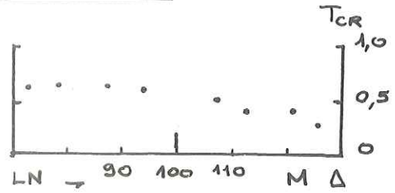
| N° | STATION | Δ | t | hs | Vc | tc | tCR | dΔ | dtc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 53 | VINADIO | 17,44 | 3,27 | 920 | 5,3 | 3,16 | +0,25 | | |
| 26 | SAMBUCO | 24,17 | 4,39 | 1130 | 5,3 | 4,26 | +0,23 | 6,73 | 1,10 |
| 27 | MURENZ | 27,68 | 5,07 | 1560 | 5,3 | 4,90 | +0,29 | 3,51 | 0,64 |
| 123 | LA RAILLE | 62,57 | 10,80 | 1920 | 4,8 | 10,56 | +0,13 | 34,89 | 5,66 |
| 127 | VILLARD-ST PANCRACE | 92,99 | 15,85 | 1240 | 5,0 | 15,70 | +0,20 | 30,42 | 5,14 |
| 128 | LE VILLARD-LATE | 100,48 | 17,03 | 1610 | 5,0 | 16,84 | +0,09 | 7,49 | 1,14 |
| 130 | CHALETS DE LAVAL | 114,42 | 19,49 | 2000 | 5,0 | 19,26 | +0,19 | 13,94 | 2,42 |
| 131 | CAMPS DES ROCHILLES | 119,62 | 20,60 | 2430 | 5,3 | 20,35 | +0,41 | 5,20 | 1,09 |
| 132 | LE DESERT | 126,37 | 21,23 | 1720 | 5,0 | 21,03 | -0,03 | 6,75 | 0,68 |
| 108 | SAINT SULPICE | 154,81 | 26,55 | 1480 | 5,3 | 26,39 | +0,59 | 28,44 | 5,36 |
| 109 | PINSOT | 160,37 | 26,95 | 750 | 5,3 | 26,85 | +0,12 | 34,00 | 5,82 |



FIGURE 16 d

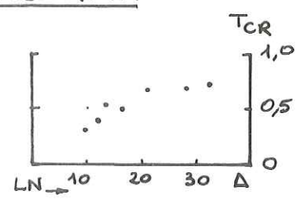
EXPERIENCES DE 1958 : HODOCHRONES EN TEMPS REDUITS

LAC NEGRE → MAURES

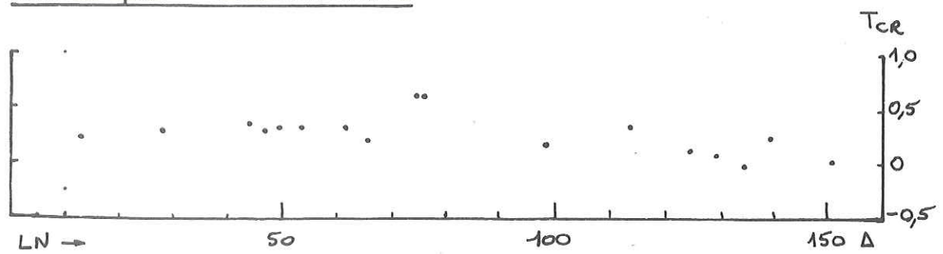



LAC NEGRE → SUD PELVOUX

LAC NEGRE → HAUT VAR




LAC NEGRE → BELLEDONNE




LAC NEGRE → MAURIENNE

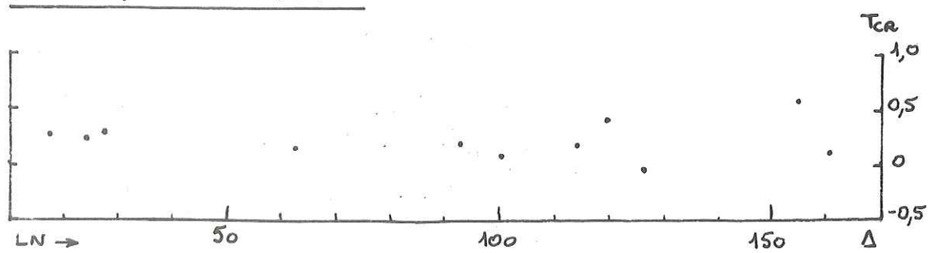


FIGURE 17a

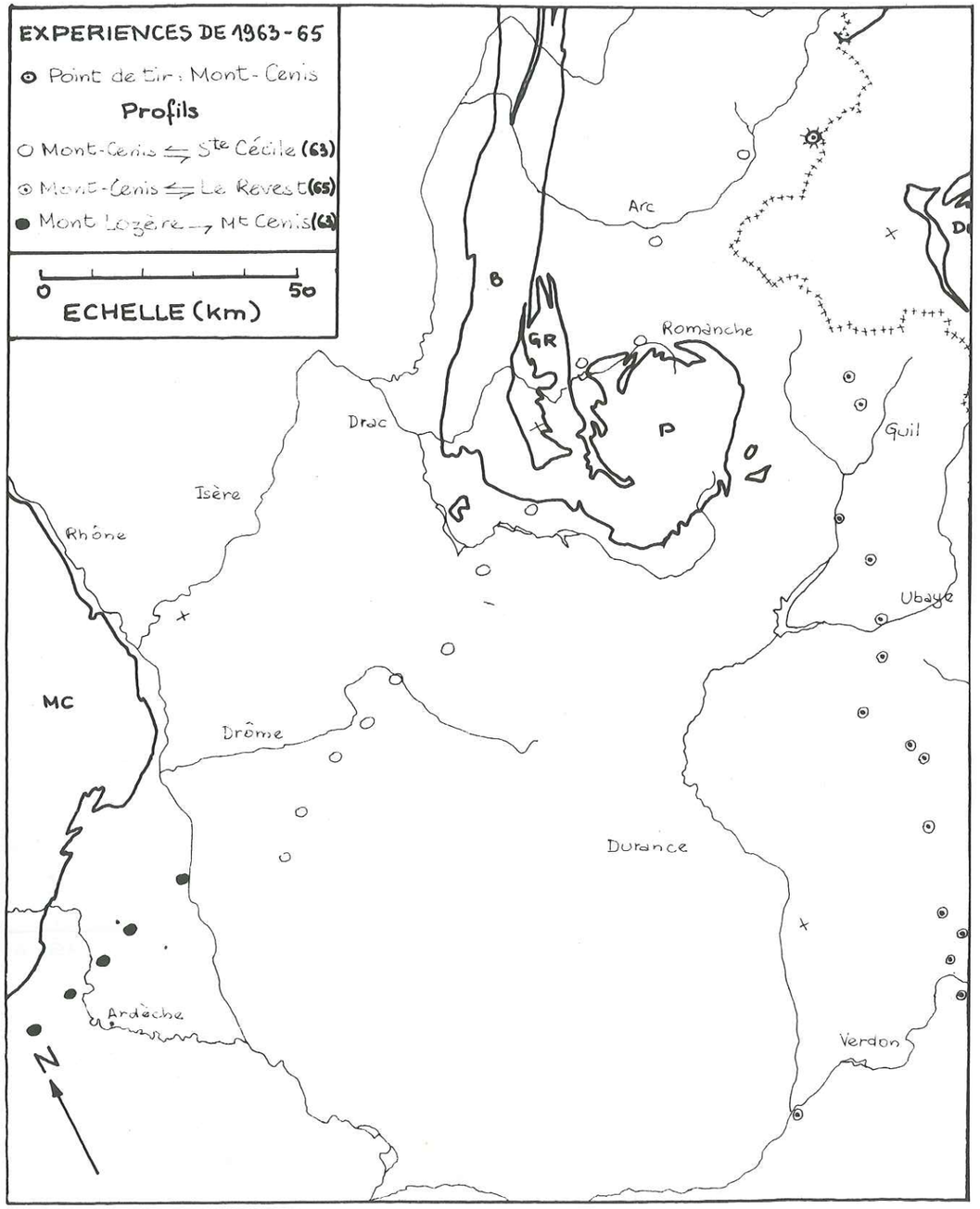





FIGURE 17b

| | | | |
|---|---|---|---|
| $P_3$ | ANNEE : 1963 | $h_e$ = 1970 m | $h_0$ = 1000 m |
| PROFIL : MONT-CENIS ⟶ Ste CECILE | | $\Delta t_e$ = - 0,09 s | $t_{CR} = t_c = \Delta/6$ |

| N° | STATION | Δ | t | hs | Vc | tc | tCR | dΔ | dtc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | SOLLIERES SARDIERES | 15,68 | 2,67 | 1600 | 4,0 | 2,48 | -0,13 | | |
| | SAINT-MICHEL | 39,47 | 7,10 | 1420 | 5,0 | 6,96 | +0,38 | 23,79 | 4,48 |
| | LA GRAVE | 54,12 | 9,34 | 1920 | 5,0 | 9,15 | +0,13 | 14,65 | 2,19 |
| | BESSE | 65,23 | 11,41 | 1400 | 5,0 | 11,28 | +0,43 | 11,11 | 2,13 |
| | MICHARD | 94,78 | 16,00 | 950 | 4,8 | 15,92 | +0,12 | 29,55 | 4,47 |
| | CLELLES | 109,41 | 18,96 | 750 | 4,8 | 18,90 | +0,67 | 14,63 | 3,05 |
| | MENEE | 126,17 | 22,78 | 700 | 4,8 | 22,73 | +1,70 | 16,76 | 3,83 |
| | DIE | 137,12 | 24,67 | 520 | 4,8 | 24,64 | +1,79 | 10,95 | 1,91 |
| | SAINT-BENOIT | 146,71 | 26,57 | 320 | 4,8 | 26,57 | +2,12 | 9,59 | 1,93 |
| | FORET DE SAOU | 156,50 | 28,04 | 520 | 4,8 | 28,01 | +1,93 | 9,79 | 1,44 |
| | PONT DE BARRET | 167,12 | 30,05 | 460 | 4,8 | 30,03 | +2,19 | 10,62 | 2,02 |
| | LA BEGUDE | 176,37 | 31,41 | 260 | 4,8 | 31,42 | +2,03 | 10,25 | 1,39 |

| | | | |
|---|---|---|---|
| $P_3$ | ANNEE : 1963 | $h_e$ = 250 m | $h_0$ = 1000 m |
| PROFIL : Ste CECILE ⟶ MONT CENIS | | $\Delta t_e$ = + 0,07 s | $t_{CR} = t_c = \Delta/6$ |

| N° | STATION | Δ | t | hs | Vc | tc | tCR | dΔ | dtc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | LA BEGUDE | 83,87 | 16,17 | 260 | 4,8 | 16,34 | +2,36 | | |
| | PONT DE BARRET | 92,82 | 17,60 | 470 | 4,8 | 17,74 | +2,27 | 8,95 | 1,40 |
| | FORET DE SAOU | 103,25 | 19,22 | 520 | 4,8 | 19,35 | +2,15 | 10,43 | 1,61 |
| | SAINT-BENOIT | 113,44 | 20,95 | 340 | 4,8 | 21,11 | +2,20 | 10,19 | 1,76 |
| | DIE | 123,17 | 22,72 | 520 | 4,8 | 22,85 | +2,32 | 9,73 | 1,74 |
| | MENEE | 134,07 | 24,12 | 700 | 4,8 | 24,23 | +1,89 | 10,90 | 1,38 |
| | CLELLES | 150,76 | 26,18 | 700 | 4,8 | 26,29 | +1,16 | 16,69 | 2,06 |
| | MICHARD | 165,50 | 28,31 | 950 | 4,8 | 28,39 | +0,81 | 14,74 | 2,10 |
| | BESSE | 196,13 | 32,16 | 1400 | 5,0 | 32,19 | -0,50 | 30,63 | 3,80 |
| | LA GRAVE | 206,28 | 34,58 | 1920 | 5,0 | 34,55 | +0,17 | 10,15 | 2,36 |
| | SAINT-MICHEL | 223,58 | 36,64 | 1420 | 5,0 | 36,66 | -0,60 | 17,30 | 2,11 |
| | SOLLIERES-SARDIERES | 248,76 | 39,87 | 1600 | 4,0 | 39,73 | -1,73 | 25,18 | 3,07 |

| | | | |
|---|---|---|---|
| $P_3$ | ANNEE : 1963 | $h_e$ = 580 m | $h_0$ = 1000 m |
| PROFIL : MONT LOZERE ⟶ MONT CENIS | | $\Delta t_e$ = + 0,04 s | $t_{CR} = t_c = \Delta/6$ |

| N° | STATION | Δ | t | hs | Vc | tc | tCR | dΔ | dtc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | SALYMES | 48,19 | 8,40 | 340 | 4,6 | 8,53 | +0,22 | | |
| | LAURAC | 57,52 | 10,00 | 250 | 4,6 | 10,14 | +0,55 | 9,33 | 1,61 |
| | ST MAURICE D'ARDECHE | 67,07 | 11,42 | 200 | 4,6 | 11,57 | +0,39 | 9,55 | 1,43 |
| | VILLENEUVE-DE-BERG | 75,95 | 12,98 | 400 | 4,6 | 13,10 | +0,44 | 8,88 | 1,53 |
| | ROCHEMAURE | 91,39 | 16,13 | 250 | 4,6 | 16,27 | +1,04 | 15,44 | 3,17 |

FIGURE 17 c

| | | | |
|---|---|---|---|
| $P_3$ | ANNEE : 1965 | $h_e$ = 1970 m | $h_0$ = 1000 m |
| PROFIL : MONT CENIS ⟶ LE REVEST | | $\Delta t_e$ = - 0,09 s | $t_{CR} = t_c = \Delta/6$ |

| N° | STATION | Δ | t | hs | Vc | tc | tCR | dΔ | dtc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | COL D'IZOARD | 46,92 | 8,55 | 2300 | 5,0 | 8,32 | +0,50 | | |
| | ARVIEUX | 52,18 | 9,40 | 1600 | 5,0 | 9,24 | +0,54 | 5,26 | 0,92 |
| | CHATEAUROUSSE | 73,28 | 12,74 | 940 | 4,9 | 12,66 | +0,45 | 21,10 | 3,42 |
| | LES ORRES | 83,07 | 14,37 | 1600 | 4,9 | 14,21 | +0,37 | 9,79 | 1,55 |
| | RIOCLAR | 94,82 | 16,43 | 1220 | 4,9 | 16,31 | +0,51 | 11,75 | 2,10 |
| | BARTHELENEY | 101,71 | 17,72 | 1400 | 4,9 | 17,58 | +0,63 | 6,89 | 1,27 |
| | VERDACHES | 114,60 | 20,26 | 1200 | 4,8 | 20,14 | +1,04 | 12,89 | 2,56 |
| | HEYRE | 121,88 | 21,35 | 930 | 4,8 | 21,27 | +0,96 | 20,17 | 3,69 |
| | CHANOLLES | 125,00 | 22,09 | 960 | 4,8 | 22,01 | +1,18 | 3,12 | 0,74 |
| | LES DOURBES | 137,31 | 24,29 | 880 | 4,8 | 24,22 | +1,34 | 12,31 | 2,21 |
| | MAJASTRE II | 160,35 | 28,22 | 1280 | 4,8 | 28,09 | +1,37 | 23,04 | 3,87 |
| | MOUSTIERS | 165,02 | 29,02 | 780 | 4,8 | 28,96 | +1,46 | 4,67 | 0,87 |

| | | | |
|---|---|---|---|
| $P_3$ | ANNEE : 1965 | $h_e$ = 150 m | $h_0$ = 1000 m |
| PROFIL : LE REVEST ⟶ MONT-CENIS | | $\Delta t_e$ = + 0,11 s | $t_{CR} = t_c = \Delta/6$ |

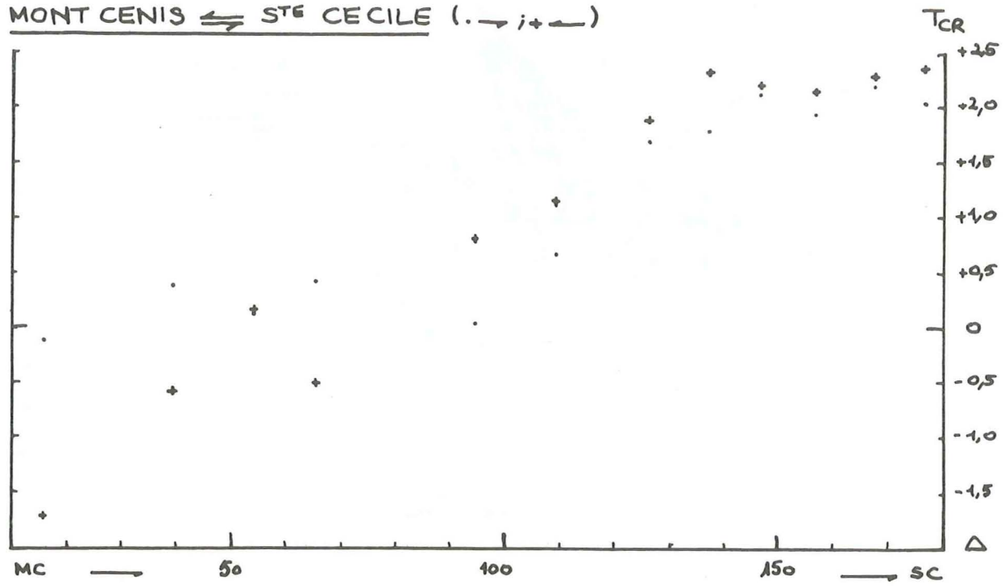
| N° | STATION | Δ | t | hs | Vc | tc | tCR | dΔ | dtc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | CADARACHE | 57,16 | 10,24 | 370 | 4,8 | 10,43 | +0,90 | | |
| | | | | | | | | | |
| | LES SALLES | 69,26 | 12,28 | 600 | 4,8 | 12,44 | +0,91 | | |
| | MOUSTIERS | 76,80 | 13,40 | 780 | 4,8 | 13,54 | +0,74 | 7,54 | 1,10 |
| | MAJASTRES | 86,85 | 15,01 | 1240 | 4,8 | 15,09 | +0,62 | 10,05 | 1,55 |
| | LES DOURBES | 104,61 | 18,18 | 880 | 4,8 | 18,31 | +0,88 | 17,76 | 3,22 |



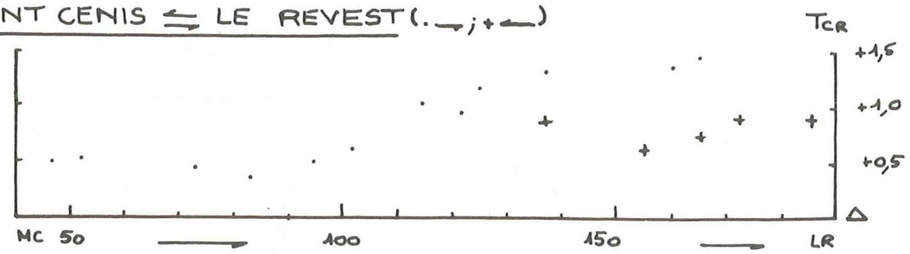
FIGURE 17 d

EXPERIENCES DE 1963 ET 1965 : HODOCHRONES EN TEMPS REDUITS.

MONT CENIS ⇄ STE CECILE (.⟶ ; +⟵)




MONT CENIS ⇄ LE REVEST (.⟶ ; +⟵)




MONT LOZERE ⟶ MONT-CENIS

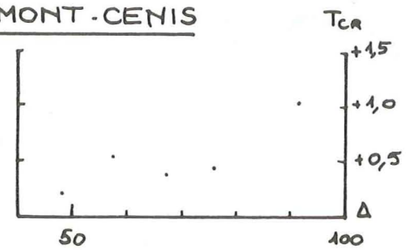


FIGURE 18a

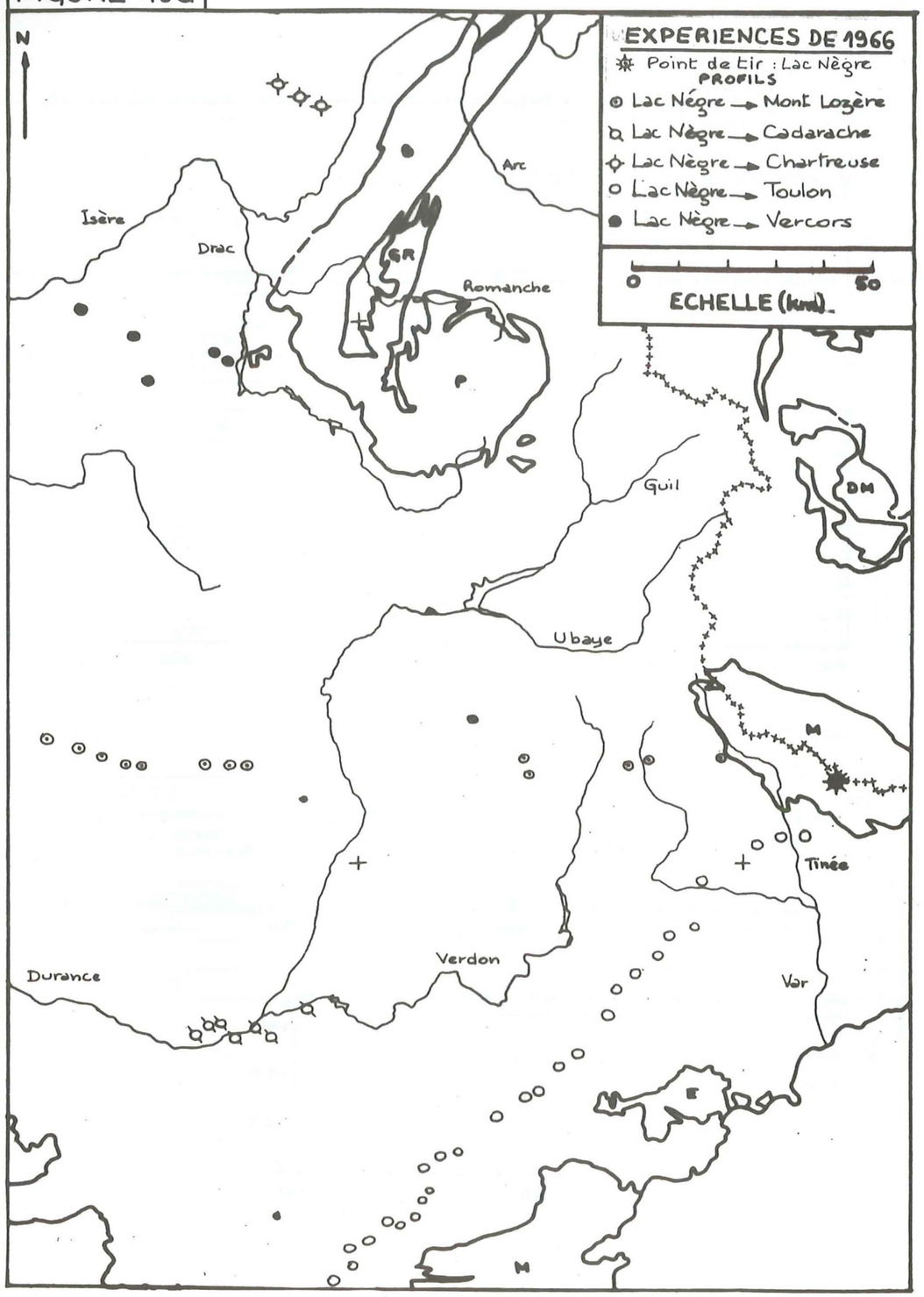





FIGURE 18b

| | | | |
|---|---|---|---|
| $P_3$ | ANNEE : 1966 | $h_e$ = 2330 m | $h_0$ = 1000 m |
| PROFIL : | LAC NEGRE ⟶ TOULON | $\Delta t_e$ = - 0,12 s | $t_{CR} = t_c = \Delta/6$ |

| N° | STATION | Δ | t | hs | Vc | tc | tCR | dΔ | dtc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | ROURE | 13,61 | 2,92 | 1090 | 4,8 | 2,79 | +0,52 | | |
| | ROUBION | 16,52 | 3,39 | 1340 | 4,8 | 3,23 | +0,48 | 2,91 | 0,44 |
| | PIERLAS | 21,22 | 4,35 | 1100 | 4,8 | 4,22 | +0,68 | 4,70 | 0,99 |
| | ROSTANG | 33,61 | 6,40 | 680 | 4,8 | 6,32 | +0,72 | 12,39 | 2,10 |
| | LES MUJOULS | 42,87 | 8,39 | 800 | 4,8 | 8,30 | +1,16 | 9,26 | 1,98 |
| | GARS | 47,45 | 9,01 | 800 | 4,8 | 8,92 | +1,01 | 4,58 | 0,62 |
| | LA FAYE | 52,28 | 9,83 | 1120 | 4,8 | 9,69 | +0,98 | 4,83 | 0,77 |
| | VALDEROURE | 58,40 | 10,90 | 1110 | 4,8 | 10,77 | +1,04 | 6,12 | 1,08 |
| | LA DOIRE | 62,97 | 11,58 | 1020 | 4,8 | 11,46 | +0,97 | 4,57 | 0,69 |
| | LA ROQUE-ESCLAPON | 67,80 | 12,26 | 1020 | 4,8 | 12,14 | +0,84 | 4,83 | 0,68 |
| | LA COLLE | 78,25 | 13,86 | 900 | 4,8 | 13,73 | +0,69 | 10,45 | 1,59 |
| | BASTIDE-VINCENT | 81,87 | 14,58 | 730 | 4,8 | 14,50 | +0,86 | 3,62 | 0,77 |
| | | 82,15 | 14,59 | 690 | 4,8 | 14,52 | +0,83 | 0,28 | 0,02 |
| | LA GARDE | 88,50 | 15,66 | 530 | 4,8 | 15,60 | +0,85 | 6,35 | 1,08 |
| | | 88,98 | 15,69 | 540 | 4,8 | 15,63 | +0,80 | 0,48 | 0,03 |
| | REBOUILLON | 91,44 | 16,06 | 370 | 4,8 | 16,02 | +0,78 | 2,46 | 0,39 |
| | | 92,41 | 16,18 | 290 | 4,8 | 16,15 | +0,75 | 0,97 | 0,13 |
| | LAVENON | 98,60 | 17,25 | 300 | 4,8 | 17,22 | +0,79 | 6,19 | 1,07 |
| | | 98,97 | 17,30 | 300 | 4,8 | 17,27 | +0,78 | 0,37 | 0,05 |
| | THORONNET | 108,34 | 18,82 | 170 | 4,8 | 18,81 | +0,75 | 9,37 | 1,54 |
| | LES CAMAILS | 110,12 | 18,94 | 190 | 4,8 | 18,93 | +0,58 | 1,78 | 0,12 |
| | | 110,50 | 19,03 | 180 | 4,8 | 19,02 | +0,60 | 0,38 | 0,09 |
| | CABASSE | 115,44 | 19,90 | 240 | 4,8 | 19,88 | +0,64 | 4,94 | 0,86 |
| | SEIGNEURERIE | 120,05 | 20,80 | 260 | 4,8 | 20,78 | +0,77 | 4,61 | 0,90 |
| | PEREGRINAGE | 122,70 | 21,12 | 320 | 4,8 | 21,09 | +0,64 | 2,65 | 0,31 |
| | STE ANASTASIE | 126,38 | 21,62 | 260 | 4,8 | 21,60 | +0,54 | 3,68 | 0,51 |
| | FORCALQUEREIT | 127,34 | 21,97 | 300 | 4,8 | 21,94 | +0,72 | 0,96 | 0,34 |
| | GAREOULT | 130,93 | 22,33 | 310 | 4,8 | 22,30 | +0,48 | 3,59 | 0,36 |
| | NEOULES | 136,49 | 23,49? | 400 | 4,8 | 23,45 | +0,70 | | |
| | | 137,91 | 23,45 | 360 | 4,8 | 23,41 | +0,43 | 6,98 | 1,11 |
| | MEOUNES | 140,96 | 24,17 | 340 | 4,8 | 24,14 | +0,65 | 3,05 | 0,73 |
| | MONTRIEUX | 143,20 | 24,32 | 330 | 4,8 | 24,29 | +0,42 | 2,24 | 0,15 |
| | SIOU BLANC | 147,74 | 25,10 | 630 | 4,8 | 25,03 | +0,41 | 4,54 | 0,74 |

FIGURE 18 c

| $P_3$ | ANNEE : 1966 | $h_e$ = 2330 m | $h_o$ = 1000 m |
|---|---|---|---|
| PROFIL : | LAC NEGRE —> MONT LOZERE | $\Delta t_e$ = - 0,12 s | $t_{CR} = t_c = \Delta/6$ |

| N° | STATION | Δ | t | hs | Vc | tc | tCR | dΔ | dtc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | ROYA | 24,22 | 4,55 | 1500 | 5,0 | 4,37 | +0,33 | | |
| | | 24,27 | 4,59 | 1500 | 5,0 | 4,41 | +0,37 | | |
| | | 24,41 | 4,61 | 1500 | 5,0 | 4,43 | +0,36 | | |
| | | 24,55 | 4,63 | 1500 | 5,0 | 4,45 | +0,36 | | |
| | ENTRAUNES | 39,16 | 7,14 | 1250 | 4,8 | 6,99 | +0,46 | 13,61 | 2,54 |
| | | 39,21 | 7,15 | 1250 | 4,8 | 7,00 | +0,47 | 0,05 | 0,01 |
| | COL DES CHAMPS | 43,83 | 8,14 | 2060 | 4,8 | 7,88 | +0,58 | 4,62 | 0,88 |
| | HEYRE | 64,84 | 11,44 | 1030 | 4,8 | 11,32 | +0,51 | 21,01 | 3,44 |
| | | 65,06 | 11,47 | 930 | 4,8 | 11,36 | +0,52 | 0,22 | 0,04 |
| | SAINT-VINCENT | 120,73 | 22,56 | 660 | 4,8 | 22,48 | +2,36 | 55,67 | 11,12 |
| | | 121,17 | 22,61 | 670 | 4,8 | 22,53 | +2,34 | 0,44 | 0,05 |
| | CUREL | 125,75 | 23,32 | 740 | 4,8 | 23,23 | +2,27 | 4,58 | 0,70 |
| | LES OMERGUES | 130,19 | 24,07 | 895 | 4,8 | 23,96 | +2,26 | 4,44 | 0,73 |
| | MONTBRUN | 144,12 | 26,23 | 590 | 4,8 | 26,18 | +2,16 | 13,93 | 2,22 |
| | REILLANETTE | 147,19 | 26,93 | 530 | 4,8 | 26,87 | +2,34 | 3,07 | 0,69 |
| | BRANTES | 152,14 | 27,81 | 580 | 4,8 | 27,74 | +2,38 | 4,95 | 0,87 |
| | SAINT-LEGER | 156,81 | 28,60 | 380 | 4,8 | 28,56 | +2,43 | 4,67 | 0,82 |
| | VEAUX | 163,69 | 29,61 | 386 | 4,8 | 29,57 | +2,29 | 6,88 | 1,01 |

| $P_3$ | ANNEE : 1966 | $h_e$ = 2330 m | $h_o$ = 1000 m |
|---|---|---|---|
| PROFIL : | LAC NEGRE —> CHARTREUSE | $\Delta t_e$ = - 0,12 s | $t_{CR} = t_c = \Delta/6$ |

| N° | STATION | Δ | t | hs | Vc | tc | tCR | dΔ | dtc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | CHALET T.C.F. | 174,05 | 29,33 | 859 | 4 | 29,24 | 0,23 | | |
| | LE CHATEAU | 177,93 | 30,10 | 920 | 4 | 30,00 | 0,68 | 3,88 | 0,76 |
| | HOTELLERIE Ste ANNE | 189,02 | 32,09 | 620 | 4 | 32,05 | 0,55 | 11,09 | 2,05 |
| | | | (32,32) | | 4 | (32,28) | 0,78 | | (2,28) |

| $P_3$ | ANNEE : 1966 | $h_e$ = 2330 m | $h_o$ = 1000 m |
|---|---|---|---|
| PROFIL : | LAC NEGRE —> VERCORS | $\Delta t_e$ = - 0,12 s | $t_{CR} = t_c = \Delta/6$ |

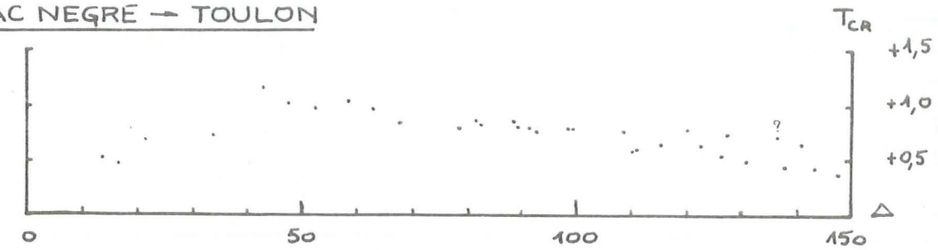
| N° | STATION | Δ | t | hs | Vc | tc | tCR | dΔ | dtc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | LE MONESTIER | 154,00 | 26,72 | 810 | 4,8 | 26,62 | +0,95 | | |
| | SAINT-GUILLAUME | 157,04 | 27,31 | 840 | 4,8 | 27,21 | +1,04 | 3;04 | 0,59 |
| | LES CHABERTS | 165,58 | 29,11 | 850 | 4,8 | 29,01 | +1,41 | 8,54 | 1,80 |
| | LES GABRIELS | 172,89 | 30,65 | 1010 | 4,8 | 30,53 | +1,72 | 7,31 | 1,52 |
| | ROCHECHINARD | 184,93 | 32,86 | 430 | 4,8 | 32,81 | +1,99 | 12,04 | 2,28 |



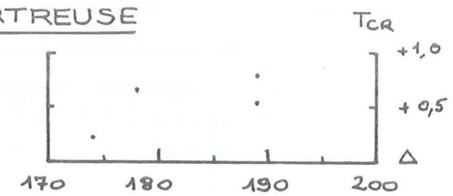
FIGURE 18 d

EXPERIENCES DE 1966 : HODOCHRONES

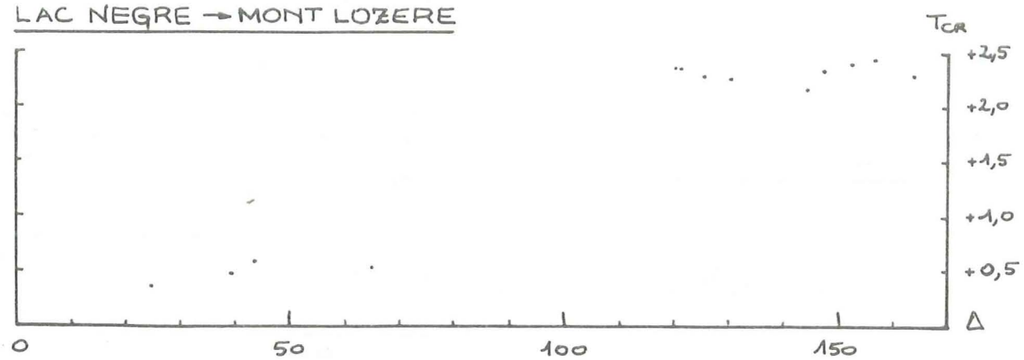
LAC NEGRE → TOULON




LAC NEGRE CHARTREUSE




LAC NEGRE → MONT LOZERE




LAC NEGRE → VERCORS

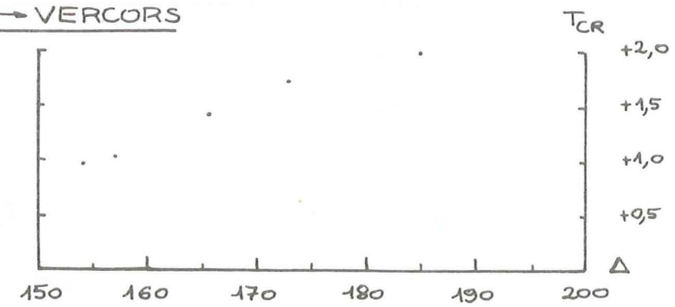


FIGURE 19

| $P_s$ | ANNEE : 1967 | $h_e$ = 1970 m | $h_o$ = 1000 m |
|---|---|---|---|
| PROFIL : | MONT-CENIS ⟶ BOULOURIS | $\Delta t_e$ = - 0,09 s | $t_{CR} = t_c = \Delta/6$ |

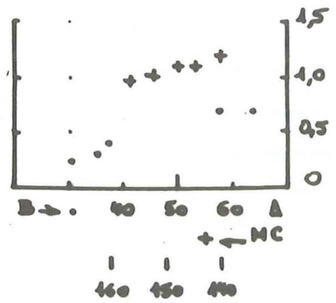
| N° | STATION | Δ | t | hs | Vc | tc | tCR | dΔ | dtc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | PUGET-THENIERS | 140,04 | 24,55 | 420 | 4,6 | 24,54 | + 1,20 | | |
| | LOIN-CHENET | 144,64 | 25,28 | 820 | 4,6 | 25,22 | + 1,11 | 4,60 | 0,68 |
| | LES MUJOULS | 147,80 | 25,80 | 805 | 4,6 | 25,74 | + 1,11 | 3,16 | 0,52 |
| | LE MAS | 152,30 | 26,47 | 940 | 4,6 | 26,39 | + 1,01 | 4,50 | 0,65 |
| | THORENC | 156,72 | 27,21 | 1180 | 4,6 | 27,09 | + 0,97 | 4,42 | 0,70 |

| $P_s$ | ANNEE : 1967 | $h_e$ = 30 m | $h_o$ = 1000 m |
|---|---|---|---|
| PROFIL : | BOULOURIS ⟶ Mt CENIS | $\Delta t_e$ = + 0,09 s | $t_{CR} = t_c = \Delta/6$ |

| N° | STATION | Δ | t | hs | Vc | tc | tCR | dΔ | dtc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | SAINT-VALLIER | 30,45 | 5,19 | 800 | 4,6 | 5,31 | + 0,24 | | |
| | CANAUX | 35,63 | 6,17 | 1150 | 4,6 | 6,24 | + 0,30 | 5,18 | 0,93 |
| | LORGUES | 37,44 | 6,43 | 110 | 4,6 | 6,64 | + 0,40 | 1,81 | 0,40 |
| | PUGET-THENIERS | 58,21 | 10,22 | 420 | 4,6 | 10,39 | + 0,69 | 20,77 | 3,75 |
| | LEOUVE | 63,97 | 11,26 | 835 | 4,6 | 11,37 | + 0,71 | 5,76 | 0,98 |

HODOCHRONE EN TEMPS REDUITS

MT CENIS ⇄ BOULOURIS



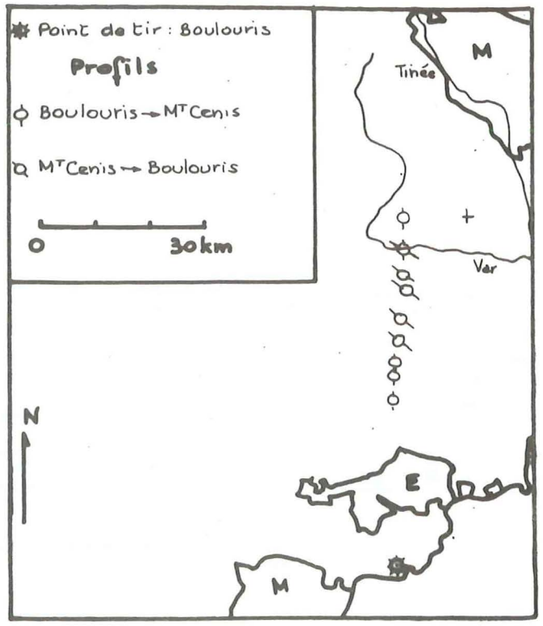
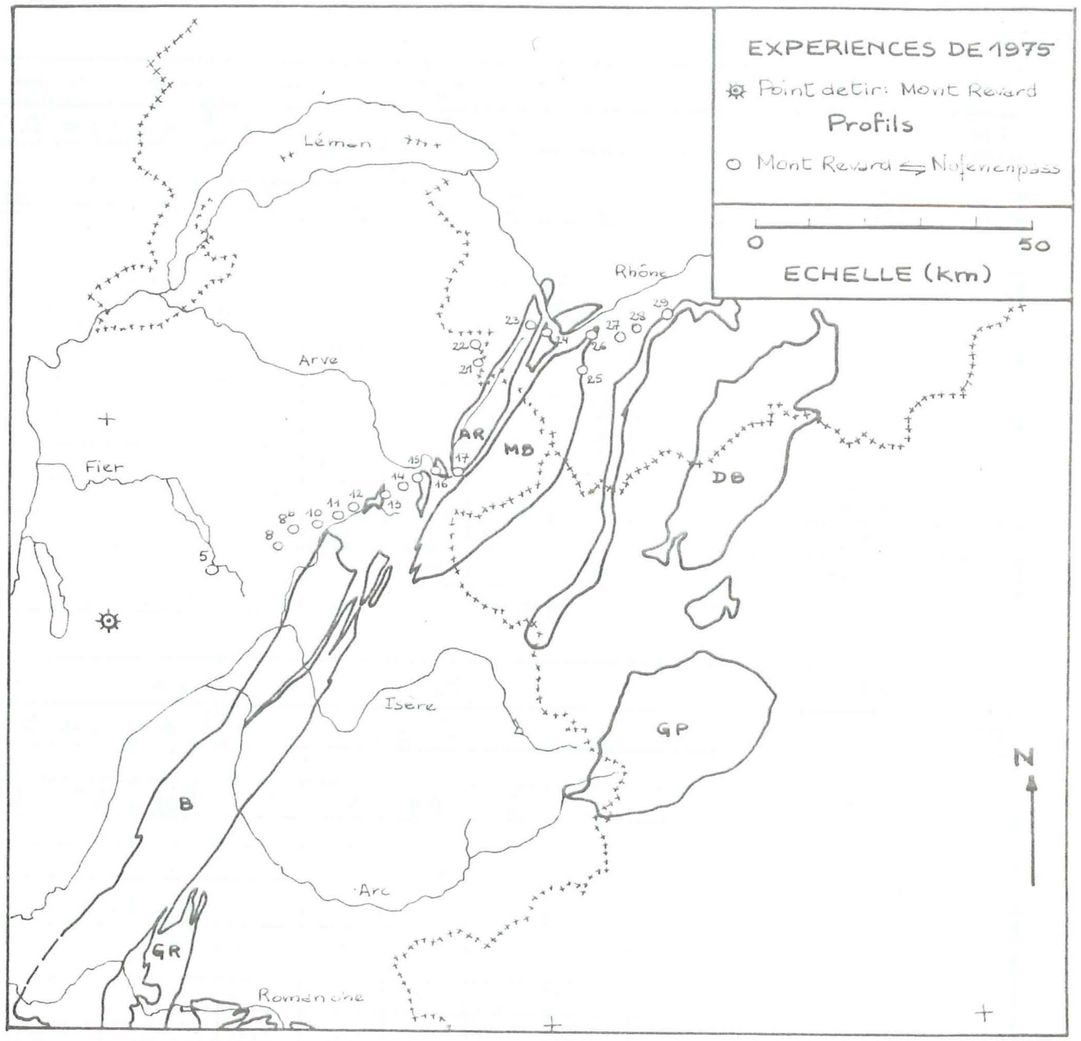






FIGURE 20 a




EXPERIENCES DE 1975 : HODOCHRONES EN TEMPS REDUITS

MONT REVARD ⇄ NUFENENPASS (. ⟵ ; + ⟶)

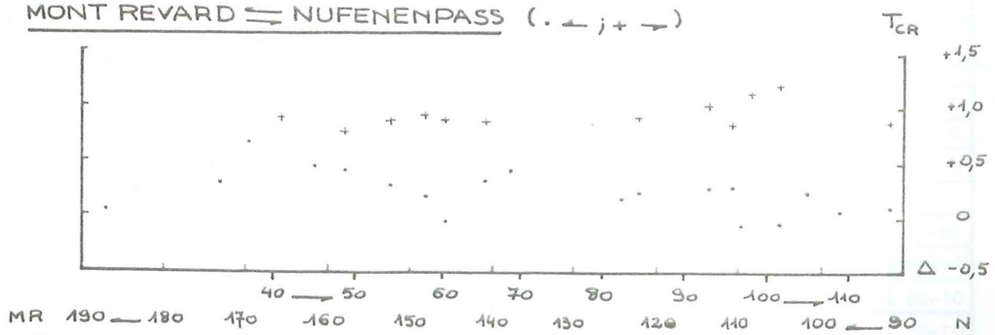


FIGURE 20b

| Ps | ANNEE : 1975 | $h_e$ = 1375 m | $h_0$ = 1000 m |
|---|---|---|---|
| PROFIL : | MONT REVARD ——> NEFENENPASS | $\Delta t_e$ = - 0,05 s | $t_{CR} = t_c - \Delta/6$ |

| N° | STATION | Δ | t | hs | Vc | tc | tCR | dΔ | dtc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 01-10 | PASSIEU | 41,07 | 7,79 | 1065 | 4,9 | 7,73 | +0,89 | | |
| 01-12 | LES VARINS | 48,72 | 8,95 | 1120 | 4,9 | 8,89 | +0,77 | 7,65 | 1,16 |
| 01-13 | LE PASSAGÊ | 55,08 | 10,16 | 1380 | 4,9 | 10,06 | +0,88 | 6,36 | 1,17 |
| 01-14 | LES COMMUNAILLES | 58,39 | 10,76 | 1410 | 4,9 | 10,66 | +0,93 | 3,31 | 0,60 |
| 01-15 | LES PRAS | 61,86 | 11,23 | 930 | 5,3 | 11,19 | +0,88 | 3,47 | 0,53 |
| 01-16 | CHAROUSSE | 65,36 | 11,83 | 1195 | 5,3 | 11,76 | +0,87 | 3,50 | 0,57 |
| 01-22 | LA VILLE | 84,28 | 15,04 | 1315 | 5,3 | 14,96 | +0,91 | | |
| 01-23 | LE CERGNEUX | 93,54 | 16,65 | 905 | 5,3 | 16,61 | +1,02 | | |
| 01-24 | BEMONT | 95,36 | 16,79 | 950 | 5,3 | 16,74 | +0,85 | | |
| 01-25 | SOM LA PROZ 2 | 97,82 | 17,47 | 945 | 5,0 | 17,43 | +1,13 | 32,46 | 5,67 |
| 01-26 | LE LARZET | 101,37 | 18,21 | 1530 | 5,0 | 18,10 | +1,21 | 3,55 | 0,67 |
| 01-29 | CLEUSON | 115,36 | 20,29 | 2225 | 5,0 | 20,11 | +0,88 | 13,99 | 2,01 |

| Ps | ANNEE : 1975 | $h_e$ = 2460 m | $h_0$ = 1000 m |
|---|---|---|---|
| PROFIL : | NUFENENPASS ——> MONT REVARD | $\Delta t_e$ = - 0,13 s | $t_{CR} = t_c - \Delta/6$ |

| N° | STATION | Δ | t | hs | Vc | tc | tCR | dΔ | dtc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 01-29 | CLEUSON | 91,72 | 15,65 | 2225 | 5,0 | 15,39 | +0,10 | | |
| 01-28 | LA CHAUX | 97,54 | 16,58 | 2090 | 5,0 | 16,33 | +0,07 | 5,82 | 0,94 |
| 01-27 | BRUSON | 101,64 | 17,33 | 1220 | 5,0 | 17,18 | +0,24 | 4,10 | 0,85 |
| 01-26 | LE LARZET | 104,81 | 17,62 | 1530 | 5,0 | 17,43 | -0,04 | 3,17 | 0,25 |
| 01-25 | VERLONA | 109,45 | 18,32 | 1175 | 5,3 | 18,17 | -0,07 | 4,64 | 0,74 |
| 01-24 | BEMONT | 110,81 | 18,89 | 950 | 5,3 | 18,76 | +0,29 | | |
| 01-23 | LE CERGNEUX | 113,66 | 19,34 | 905 | 5,3 | 19,22 | +0,28 | | |
| 01-22 | LA VILLE | 122,04 | 20,73 | 1315 | 5,3 | 20,57 | +0,23 | | |
| 01-21 | MONTROC | 124,10 | 21,02 | 1425 | 5,3 | 20,85 | +0,17 | | |
| 01-17 | MERLET | 137,62 | 23,54 | 1435 | 5,3 | 23,37 | +0,43 | 28,17 | 5,20 |
| 01-16 | CHAROUSSE | 140,94 | 23,98 | 1195 | 5,3 | 23,83 | +0,34 | 3,32 | 0,46 |
| 01-15 | LES PRAS | 145,42 | 24,32 | 930 | 5,3 | 24,20 | -0,04 | 4,48 | 0,37 |
| 01-14 | LES COMMUNAILLES | 148,05 | 25,05 | 1410 | 4,9 | 24,87 | +0,20 | 2,63 | 0,67 |
| 01-13 | LE PASSAGE | 152,27 | 25,85 | 1380 | 4,9 | 25,67 | +0,29 | 4,22 | 0,80 |
| 01-12 | LES VARINS | 157,70 | 26,84 | 1120 | 4,9 | 26,70 | +0,42 | 5,43 | 1,03 |
| 01-11 | FRACETTE | 161,52 | 27,51 | 1030 | 4,9 | 27,38 | +0,46 | 3,82 | 0,68 |
| 01-08bis | LA CROIX | 169,51 | 29,13 | 1510 | 4,9 | 28,94 | +0,69 | 7,99 | 1,56 |
| 01-08 | LES RIPPES | 173,06 | 29,22 | 620 | 4,9 | 29,14 | +0,30 | 3,55 | 0,20 |
| 01-05 | MONT BENOIT 2 | 187,06 | 31,35 | 795 | 4,9 | 31,24 | +0,06 | 14,00 | 2,10 |



## D) DISCUSSION DE QUELQUES PROFILS

Nous allons discuter un certain nombre de profils particulièrement intéressants soit par les problèmes qu'ils soulèvent, soit parce qu'ils peuvent être comparés à des profils magnétiques, soit parce qu'il existe des profils inverses.

### 1) PROFIL LAC DES ROCHILLES ——> RHONE (1956) - figures 15 a, b -

Ce profil est le premier effectué dans les Alpes françaises. Son hodochrone montre trois parties.

- La première partie correspond aux stations situées dans les massifs cristallins externes (station 239 à 249). Si on considère l'ensemble des points, on obtient une droite moyenne d'équation $t = 1 / 5,81\ \Delta + 0,063$. On notera toutefois que les stations situées dans les Grandes Rousses et Belledonne montrent d'une part des retards, d'autre part une vitesse apparente supérieure par rapport aux stations du Pelvoux. Les retards peuvent raisonnablement s'expliquer par le fait qu'à l'altitude où se propagent les rais (entre 0 et 1000 m) ceux-ci ont dû traverser les sédiments à faible vitesse (3 - 4 km/s) des synclinaux de Venosc et de Bourg d'Oisans. La vitesse apparente plus élevée que pour le Pelvoux peut s'interpréter en liaison avec le fait précédent ; en considérant que les rais émergeant le plus loin ont cheminé à une profondeur plus grande, ils ont traversé une épaisseur de sédiments moindre étant donné que les synclinaux se pincent en profondeur. Cette vitesse apparente élevée peut aussi s'expliquer par une augmentation de la vitesse en profondeur sous le Pelvoux. Si l'on essaie de faire un rapprochement avec le magnétisme on s'aperçoit qu'il existe à l'aplomb de Belledonne une anomalie positive beaucoup plus importante qu'à l'aplomb du Pelvoux. Cela peut traduire soit des niveaux magnétiques (roches basiques et ultrabasiques surtout) plus superficiels dans Belledonne, soit que ce massif soit globalement plus magnétique que le Pelvoux. Le fait que les roches basiques affleurent plus dans Belledonne que dans le Pelvoux ne permet pas de trancher entre ces possibilités. Si Belledonne possède des niveaux magnétiques plus superficiels on peut conclure à une augmentation certaine de la vitesse avec la profondeur pour le Pelvoux. Si Belledonne est globalement plus magnétique que le Pelvoux on peut conclure à une vitesse plus grande sous Belledonne que sous le Pelvoux. Dans les deux cas cela nous conduit à une vitesse moyenne sur l'ensemble des deux massifs supérieure à 6 km/s (ce qui est confirmé par le temps d'arrivée à la station 249).

- La deuxième partie de l'hodochrone correspond aux stations situées sur les collines bordières de Belledonne et dans le Vercors ; son équation est :

.../...

$t = 1 / 4{,}48\,\Delta - 2{,}661$. La très faible valeur de la vitesse apparente traduit l'enfoncement rapide du socle sous les sédiments. L'utilisation des formules traditionnelles donne pour les socles un pendage de 20° et conduit à des profondeurs de plus de 11 km sous le bord occidental du Vercors. De telles profondeurs sont géologiquement difficilement acceptables.

En effet le forage BB1 bis situé sur le bord occidental du Vercors s'est arrêté vers -2500 m dans le Callovo-oxfordien. Ceci nous conduirait donc à plus de 8000 m d'épaisseur pour le Lias, Dogger et début du Callovo-oxfordien, ce qui représente le double de ce que l'on trouve pour ces étages sur le rebord de Belledonne.

Ensuite, par analogie avec le bassin bordant le Massif Central plus au S.O. on s'attendrait plutôt à un enfoncement du socle du Vercors vers le S.E., d'autant plus que c'est un enfoncement vers le S.E. qui a été trouvé en Suisse pour le prolongement de ce bassin.

Enfin si on interprète la troisième partie de l'hodochrone avec ces mêmes formules, on obtient dans le Bas-Dauphiné des profondeurs de socle de 6 à 10 km ce qui est en contradiction avec la connaissance du socle que l'on a par les forages (cf. figure 6).

Aussi pour expliquer ces temps d'arrivée sommes-nous conduit à envisager que les réfractions ne se font pas à l'angle limite (hypothèse qui était utilisée pour le calcul précédent). Avec cette nouvelle hypothèse nous avons tracé le lieu des points de réfraction pour chaque station (figure 21). Le profil du socle doit être l'enveloppe de ces courbes. Nous sommes dans ce cas, conduit à des solutions qui donnent une surface du socle beaucoup plus inclinée dont le point le plus bas est situé en gros à l'aplomb du bord oriental du Vercors à une profondeur de 5 à 7 km ce qui est beaucoup plus en accord avec la géologie. Choisir parmi les différentes possibilités de la figure revient à choisir un modèle de vitesses pour le socle. Pour cela nous devons tenir compte d'un certain nombre de contraintes géophysiques et géologiques.

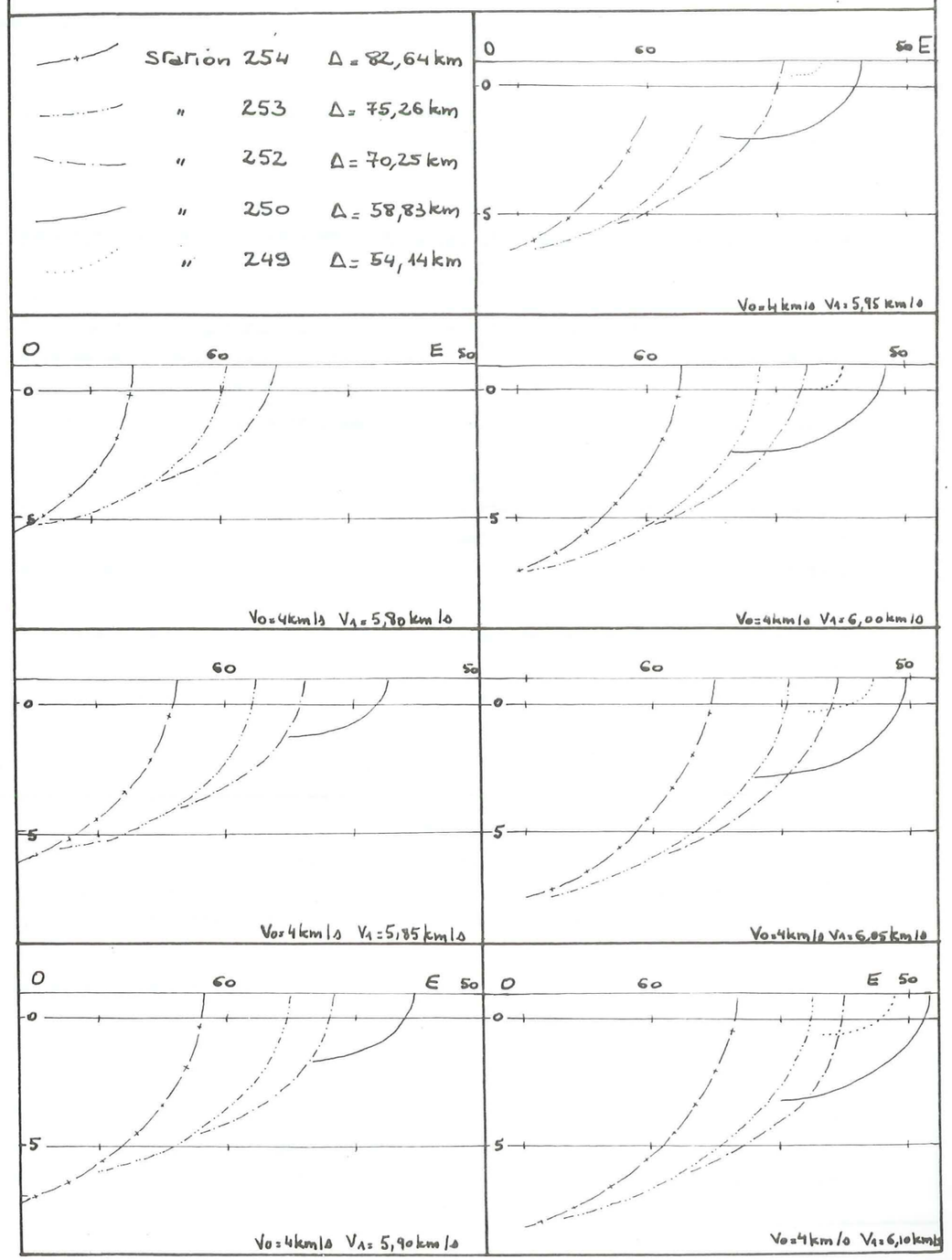
- Tout d'abord le temps d'arrivée à la station 249 (Tcr = 0,16 s alors que la station est sur au moins 1000 m de sédiments) implique une vitesse supérieure à 6 km/s dans le socle (pour des rais s'étant propagés vers 0 m d'altitude).

- Ensuite les rais s'étant propagés le plus profondément (stations 253-

.../...



Figure 21 : Ensemble des points de réfraction possibles des rais parvenant aux stations 249, 250, 252, 253, et 254.



254 et stations du Bas-Dauphiné comme nous le verrons ci-après) ont dû le faire avec une vitesse faible (5,8 km/s étant une vitesse en dessous de laquelle il paraît difficile de descendre).

De plus une vitesse supérieure à 5,8 km/s pour les rais les plus profonds conduirait à des profondeurs supérieures à 5 - 6 km pour le point bas de la surface du socle : cela correspondrait à une épaisseur de la série secondaire supérieure à 6 - 7 km à l'aplomb du bord oriental du Vercors ce qui, même en tenant compte d'éventuels redoublements de série en profondeur, paraît géologiquement un maximum envisageable.

Nous conclurons donc à une loi de vitesse montrant le passage de niveaux rapides en surface (6,05 km/s) à des niveaux lents en profondeur (5,80 km/s) sous les massifs de Belledonne et du Pelvoux. Cela conduit à une surface du socle s'enfonçant jusque vers 5 - 6 kilomètres de profondeur sous le bord oriental du Vercors.

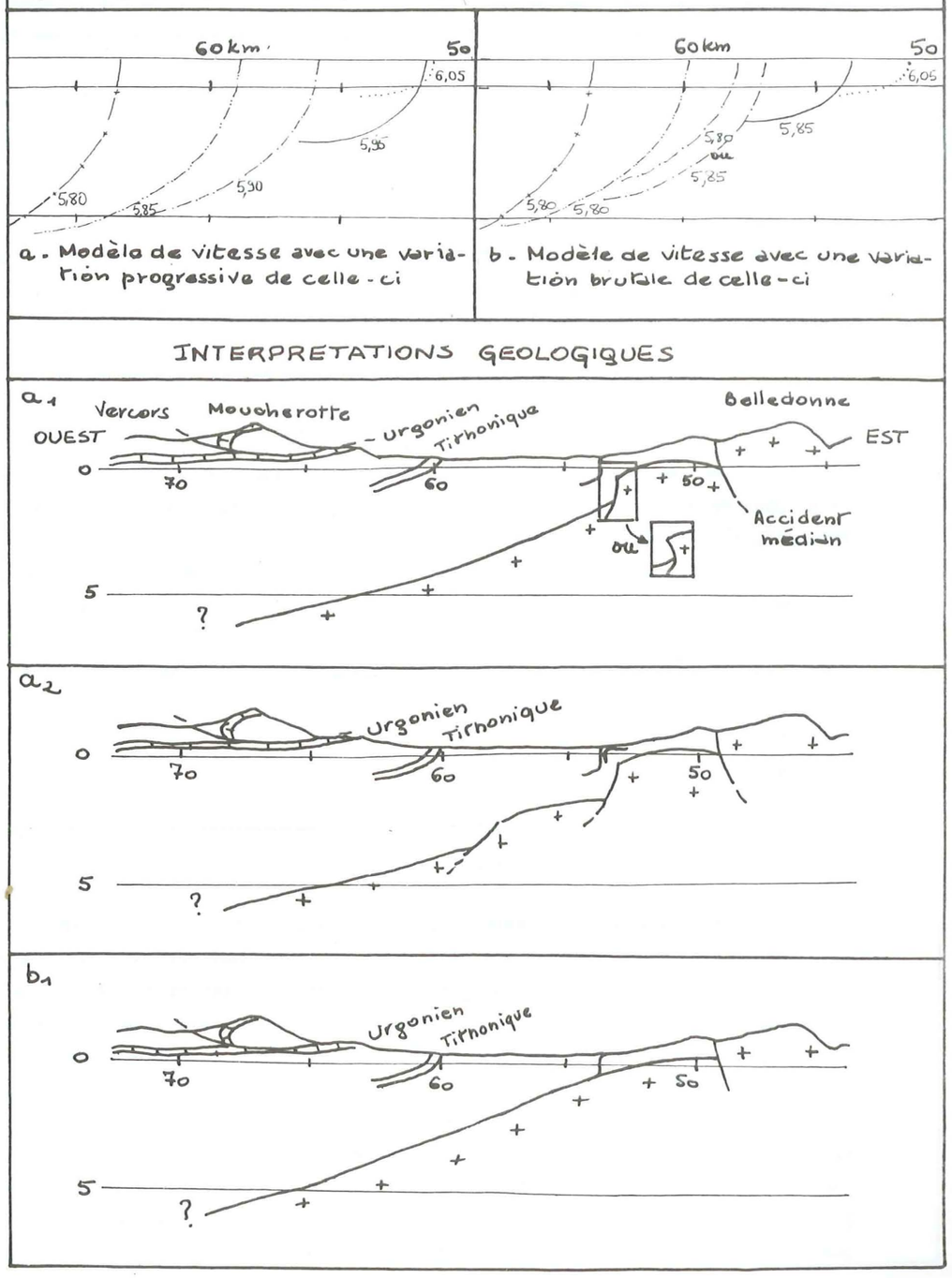
Il reste à discuter de quelle manière se fait le passage des vitesses rapides aux vitesses lentes (figure 22). On peut envisager d'une part un passage brutal entre la vitesse des rais ayant atteint les stations 250 à 254 (vitesse voisine de 5,8 km/s) et celle des rais ayant atteint la station 249 (vitesse voisine de 6,05 km/s). Cette solution permet d'envisager une surface de socle continue entre l'accident médian de Belledonne et le point bas du socle situé sous le bord oriental du Vercors (figure 22, cas b et b1). On peut envisager d'autre part une transition progressive des faibles vitesses aux fortes vitesses (figure 22, cas a, a1, a2). Cette solution implique un accident de 1 à 2 km de rejet entre 52 et 54 km du point de tir, accident qui pourrait fournir une explication à la présence de l'anticlinal qui forme le rebord des collines bordières de Belledonne. Cet anticlinal s'est formé dans un mouvement général de cisaillement sur un plan horizontal affectant la série. Il est possible qu'une faille normale synsédimentaire ait provoqué une variation dans l'épaisseur de la série ce qui aurait alors servi d'amorce du pli (nous pensons à une faille liasique plus particulièrement). Il est en outre possible que cette faille normale ait été tordue dans les déformations ayant affecté le massif de Belledonne et qu'elle se trouve ainsi en position apparente de faille inverse (figure 22).

- La troisième partie de l'hodochrone correspond aux stations du Bas-Dauphiné et du Massif Central. Nous négligerons la station 255 dont le point représentatif sur l'hodochrone n'est aligné ni avec ceux du Vercors, ni avec ceux du Bas-Dauphiné. Du fait du décalage de la station 255 aussi bien sur l'hodochrone des Pg

.../...



FIGURE 22 : INTERPRETATIONS SISMIQUE ET GEOLOGIQUE DU REBORD OCCIDENTAL DU MASSIF DE BELLEDONNE -



que sur celle des ondes réfractées ou réfléchies sur la discontinuité intermédiaire (figure 23), nous pensons à une erreur d'une seconde dans la lecture du temps.

L'équation de la droite correspondant à cette partie de l'hodochrone est : $t = 1 / 6{,}76\Delta + 4{,}386$.

Le gros problème qui se pose ici est qu'on ne peut invoquer la seule action des sédiments pour expliquer les retards importants de ces stations (Tcr variant de 1,75 à 2,47 s), étant donné que l'épaisseur de ceux-ci est bien connue dans le Bas-Dauphiné du fait des forages pétroliers (de 1,5 à 2,5 km). Ceci est confirmé par le fait que la station 258 est sur le socle du Massif Central.

Aussi faut-il chercher ailleurs la cause de ces retards et de la vitesse apparente forte.

- Une première explication serait d'envisager sous les sédiments post-triasiques du Bas-Dauphiné une épaisse série de Permo-carbonifère à vitesse relativement lente (entre 4 et 5 km/s). On peut invoquer en faveur de cette hypothèse le fait que les quatre forages ayant atteint la base du Trias en Savoie ont rencontré du Permo-carbonifère sous ce dernier (mais ces forages sont éloignés de 50 à 80 km de ce profil). Le problème posé par cette solution est qu'il faudrait de 5 km (contre le Massif Central) à 7 km (au S.E. du Bas-Dauphiné) de Permo-carbonifère dans l'hypothèse de terrains à 4 km/s (ce qui est faible) et donc encore plus dans l'hypothèse de terrains plus rapides, ce qui est improbable. En outre, cela n'expliquerait pas le retard de la station 258.

- Une deuxième explication serait d'envisager que les retards sont acquis au cours de la première partie du trajet des rais.

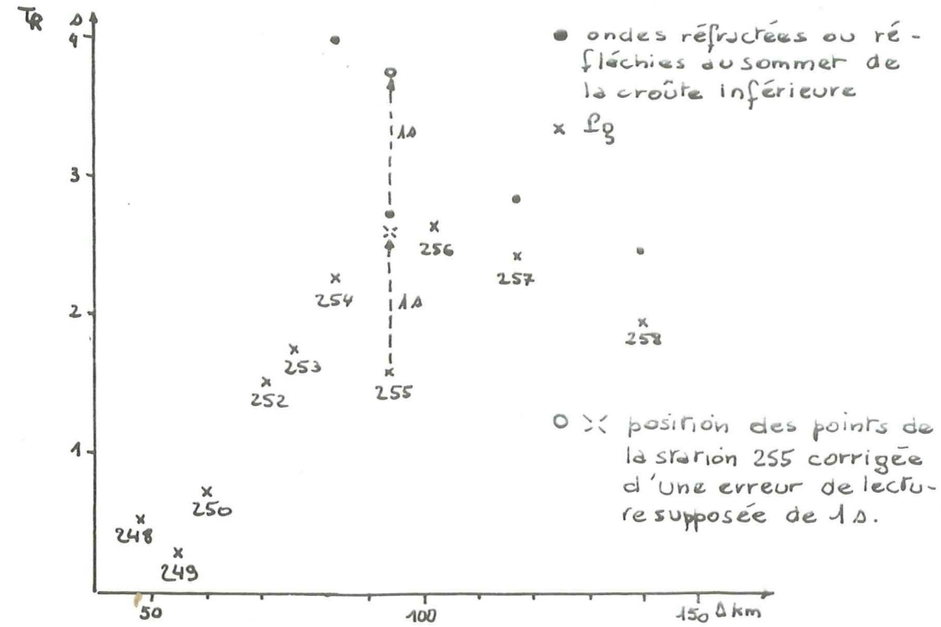
En prenant une vitesse de propagation dans le socle de 5,8 km/s (il nous semble difficile de descendre plus bas), en effectuant ensuite pour chaque station la correction de sédiments adéquate (qui permet de prendre en compte l'effet du pendage de la surface du socle), on peut obtenir une solution satisfaisante si on interpose sur le trajet des rais une lame de sédiments à faible vitesse. Par exemple 2 à 3 km de terrains à très faible vitesse (3 km/s : schistes broyés par exemple). Si la vitesse est supérieure, cela conduit à une lame de sédiments plus épaisse, ce qui entraine une profondeur plus grande pour le socle du Vercors. Cette lame est située en dessous du trajet du rai correspondant à la station 254. Aussi, proposons-nous de la placer au front du socle en avant de Belledonne ce qui implique un chevauchement de ce massif sur le socle du Vercors. En effet cette lame doit

.../...



FIGURE 23 : INTERPRETATION SISMIQUE DES 2ème ET 3ème PARTIES DE L'HODOCHRONE DU PROFIL LAC DES ROCHILLES→RHONE

PROBLEME DE LA STATION 255




TRAJET DES RAIS CORRESPONDANT AUX STATIONS 249 A 258

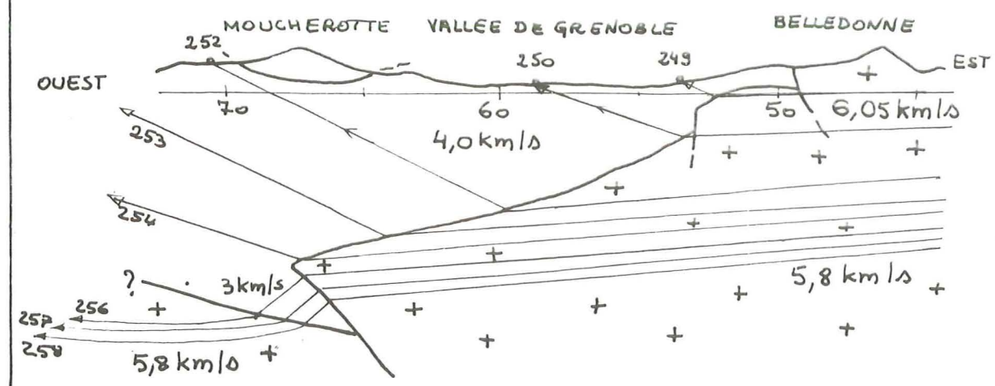
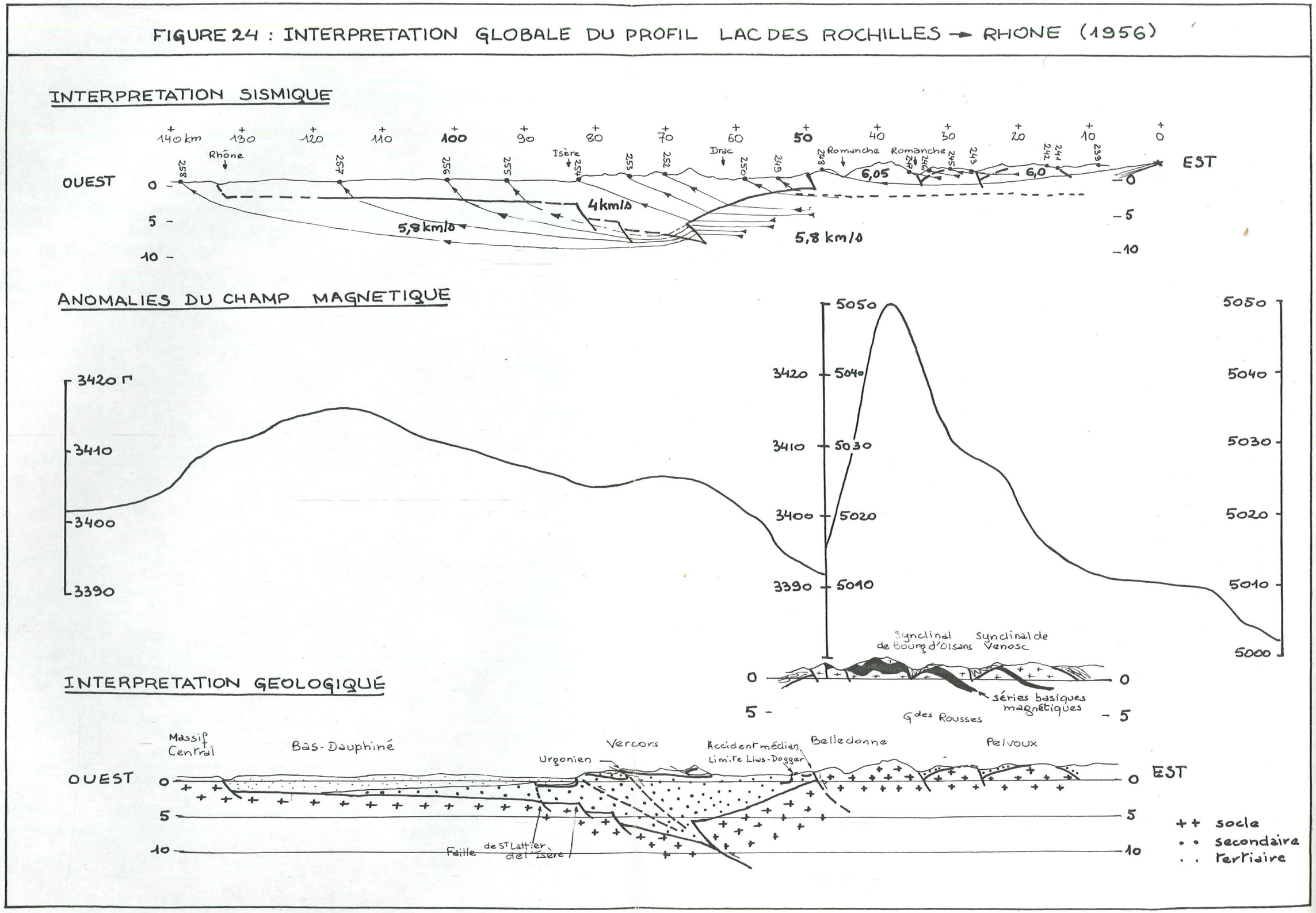


FIGURE 24 : INTERPRETATION GLOBALE DU PROFIL LAC DES ROCHILLES → RHONE (1956)



s'amincir vers le bas, du fait que les rais émergeant le plus loin (donc s'étant propagés le plus profondément) sont les moins en retard (figure 23).

Nous avons rassemblé sur la figure 24 une interprétation sismique globale du profil accompagnée du profil magnétique correspondant (d'après la carte de France au 1/1.000.000e) ainsi que d'une interprétation géologique.

En conclusion il faut retenir de l'étude de ce profil sismique deux enseignements majeurs. Le premier est l'existence d'une zone à faible vitesse sous les massifs cristallins externes dont le sommet est situé entre 3 et 5 km de profondeur (vitesse : 5,80 km/s). Si l'existence de zones à faible vitesse a déjà été proposée dans les Alpes (Choudhury - Gièse - Visentini 1971 - Thouvenot , 1976) c'est la première fois que l'on trouve le sommet d'une telle zone à si faible profondeur. C'est pourquoi nous pensons qu'elle n'a pas la même signification que celle trouvée par ces auteurs. Il s'agit tout d'abord d'un phénomène propre aux massifs cristallins externes (Sud du Belledonne - Pelvoux). Il s'agit ensuite d'un phénomène lié vraisemblablement à des différences de lithologie dans le socle (par exemple granites et roches basiques près de la surface et micaschistes en dessous avec les conséquences que cela impliquerait pour la structure de ces massifs). Il faut rappeler que pour la zone à faible vitesse décrite plus en profondeur, la seule explication proposée est un échauffement des roches (Fielitz K, 1971), explication qui n'est guère plausible dans notre cas.

L'explication lithologique que nous proposons permettrait d'interpréter les faibles vitesses du socle du Bas-Dauphiné comme étant dues à des terrains composés surtout de micaschistes.

Le deuxième enseignement est l'existence nécessaire de terrains lents situés sous du socle à vitesse 5,80 km/s que nous avons interprétés comme des sédiments chevauchés par le socle prolongeant le massif de Belledonne à l'Ouest.

2) PROFIL Mt CENIS ⇄ Ste CECILE D'ANDORGE (1963) (figures 17 a, b, d)

Ce profil présente un double intérêt : d'une part il offre un profil inverse ce qui est très rare pour les ondes Pg dans les Alpes, d'autre part il est notre seule source de renseignements sur la position du socle dans la région située au S.O. du Pelvoux (Trièves - Diois). Seul le forage Aurel 1 arrêté à - 2500 m

.../...

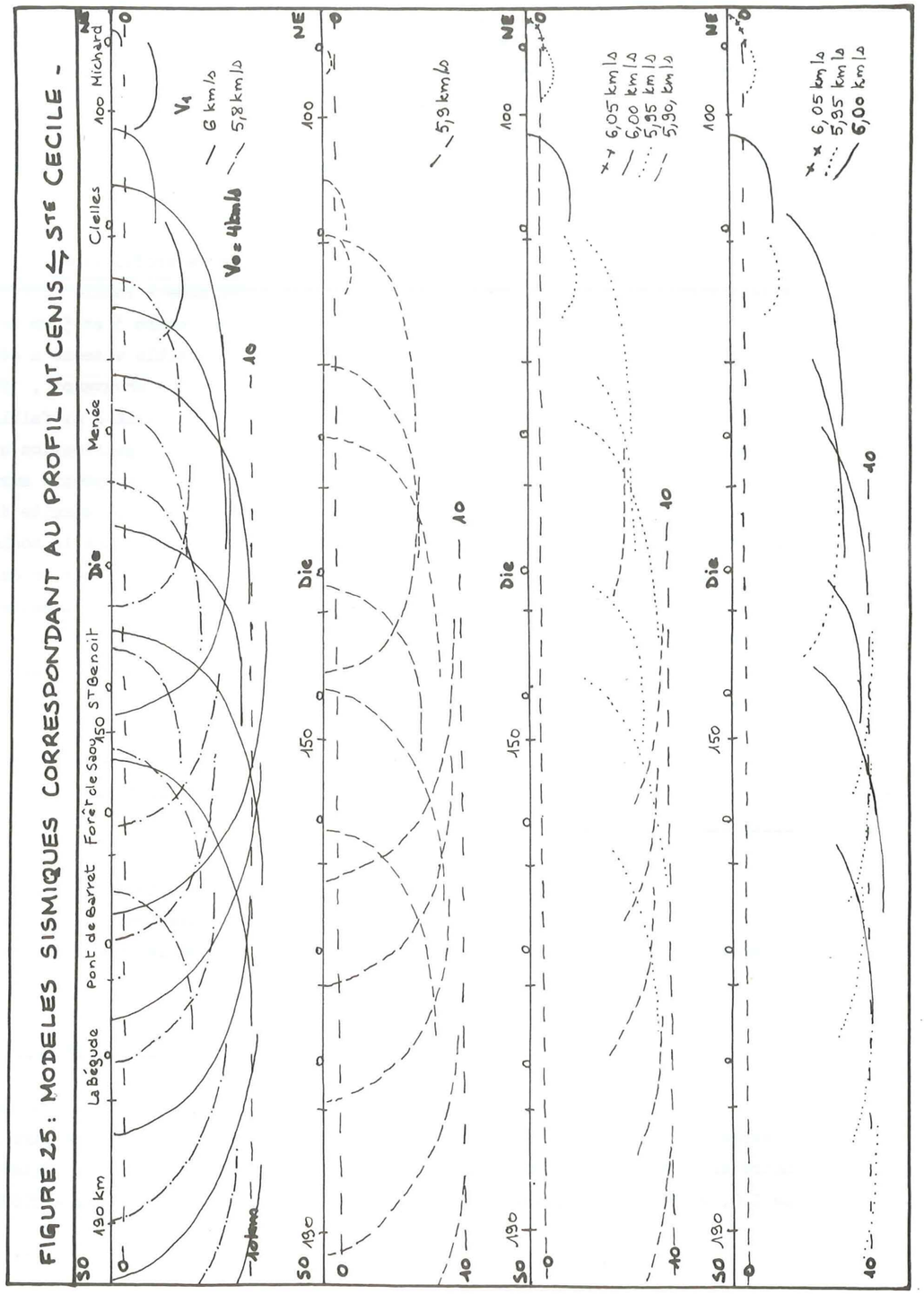



FIGURE 25 : MODELES SISMIQUES CORRESPONDANT AU PROFIL Mt CENIS ⇄ STE CECILE -



après avoir traversé 1500 m de Lias supérieur est proche de ce profil, mais il est probablement situé au dessus d'un compartiment de socle différent de celui au dessus duquel passe le profil.

Les équations des hodochrones correspondant à ce profil sont :

<u>Profil "Mt Cenis ⟶ Ste Cécile d'Andorge"</u>

- Stations Michard à Menée : $t = 1/4{,}61\,\Delta - 4{,}738$
- Stations Die à La Bégude : $t = 1/5{,}81\,\Delta + 1{,}151$

<u>Profil "Ste Cécile d'Andorge ⟶ Mt Cenis"</u>

- Stations La Bégude à Die : $t = 1/6{,}06\,\Delta + 2{,}409$
- Stations Die à Michard : $t = 1/7{,}69\,\Delta + 6{,}790$

Tout comme dans le profil précédemment étudié, les stations situées sur les terrains sédimentaires présentent des temps réduits allant jusqu'à plus de 2 secondes. Deux attitudes sont envisageables pour l'interprétation.

La première consiste à attribuer tout le retard à l'épaisseur de sédiments : nous sommes en effet dans la fosse voconcienne dont on sait qu'elle contient une puissante série sédimentaire. Voyons à quelles conclusions conduit cette attitude.

En ce qui concerne les vitesses des ondes Pg on peut faire deux remarques :

D'une part si on considère les stations de Michard et de Clelles, il faut envisager une vitesse moyenne dans le socle comprise entre 6,00 et 6,05 km/s pour les rais correspondant à Michard alors que pour Clelles cette vitesse est probablement comprise entre 5,95 et 6 km/s. Les rais parvenant à Clelles s'étant propagés plus profondément que ceux parvenant à Michard, on remarquera l'analogie avec ce qui a été trouvé pour le profil précédent, à savoir une diminution de la vitesse à partir d'une certaine profondeur sous les massifs cristallins externes.

D'autre part pour avoir un bon ajustement des profondeurs trouvées à partir des profils directs et inverses sous le Diois et le Sud du Vercors, il faut prendre pour les rais provenant du Mt Cenis une vitesse moyenne dans le socle supé-

.../...

FIGURE 26 : INTERPRETATIONS GEOPHYSIQUE ET GEOLOGIQUE DU PROFIL Mt CENIS ⇆ Ste CECILE

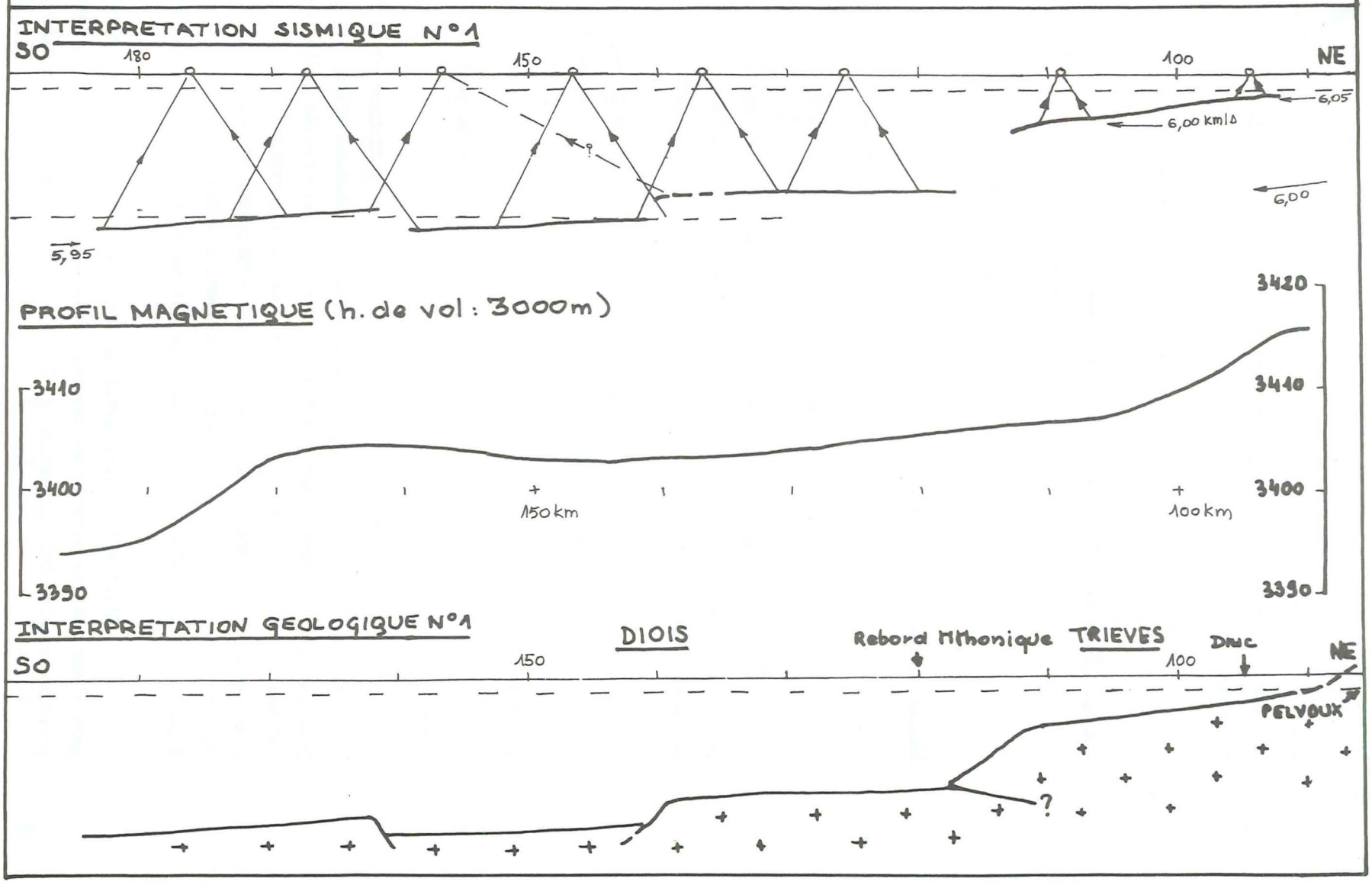
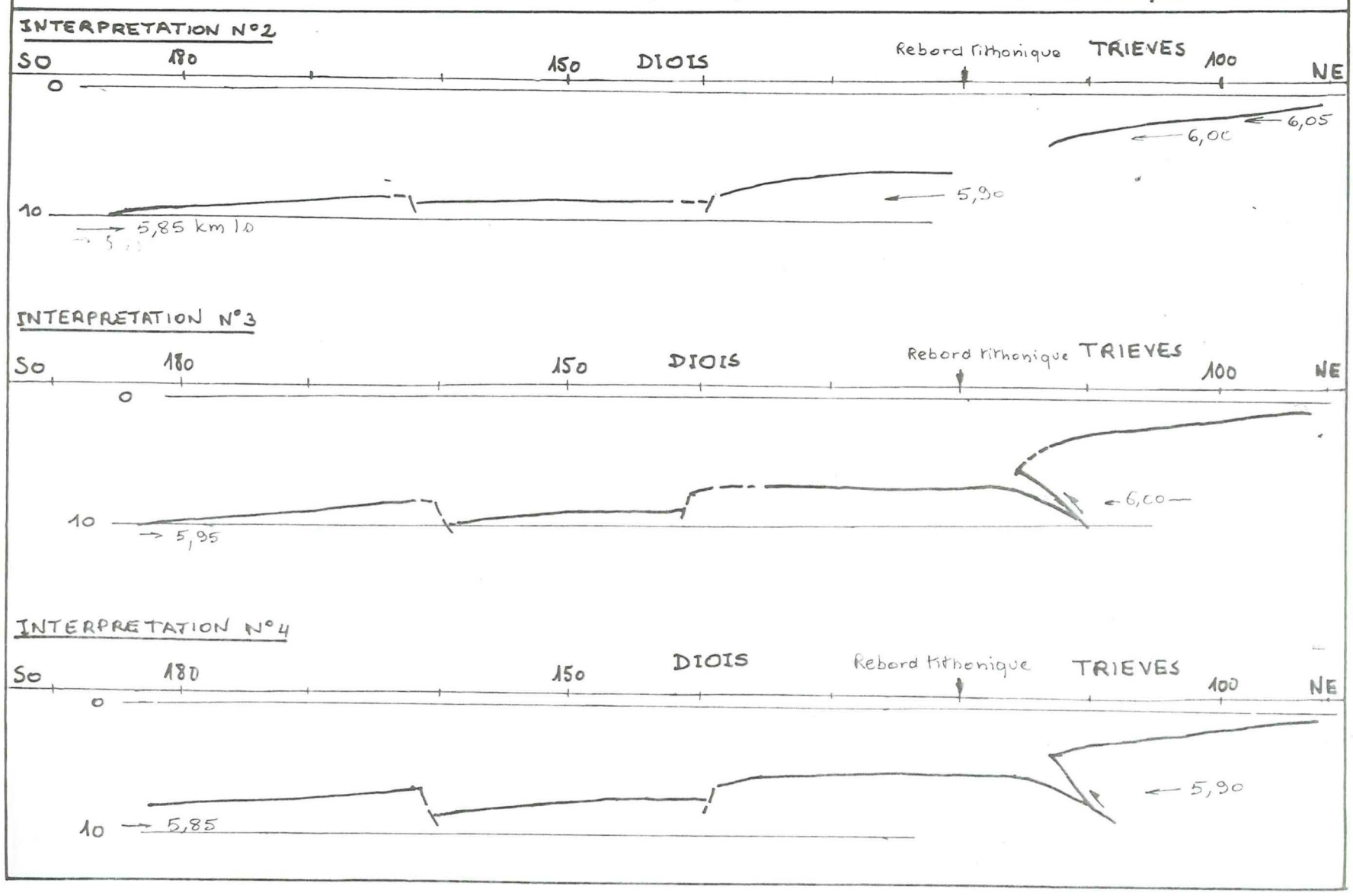





FIGURE 27 : INTERPRETATIONS SISMIQUES ET GEOLOGIQUES DU PROFIL Mt CENIS ⇆ Ste CECILE



rieure de 0,05 à 0,10 km/s à celle des rais provenant du Massif Central.

En ce qui concerne la profondeur de la surface du socle, nous pouvons distinguer deux domaines. L'un, correspondant au Trièves, montre une surface de socle s'enfonçant de 0 (bord S.O. du Pelvoux) à environ 3000 mètres (bord S.O. du Trièves). L'autre, correspondant au Sud du Vercors et au Diois, montre une surface de socle comprise entre 7000 et 11000 dans l'interprétation n° 1 (vitesses dans le socle élevées) ou entre 6000 et 10000 mètres dans l'interprétation n° 2 (vitesses dans le socle plus faibles). Cette deuxième interprétation a l'avantage d'être plus proche, du point de vue des vitesses, des résultats du profil précédent. En outre des profondeurs supérieures à 10000 mètres pour la surface du socle sont tout de même difficiles à imaginer (à moins qu'il n'y ait des terrains carbonifères et permiens) (figure 27).

Une deuxième attitude peut être adoptée concernant l'interprétation de ce profil. Compte tenu des enseignements du profil "Lac des Rochilles ⟶ Rhône" on peut se demander si les retards importants observés dans le Diois ne pourraient pas être en partie dûs à une lame de sédiments chevauchée par le socle situé sous le Trièves. Dans ce cas tous les points situés sous le Diois et le Vercors méridional seraient remontés de 1 à 2 km ce, pour les interprétations 1 et 2. Nous aurions alors une vitesse moyenne dans le sens Massif Central ⟶ Mt Cenis inférieure d'environ 0,05 km/s à celle du modèle considéré (1 ou 2). Nous avons représenté ces deux autres modèles sur la figure 27 (interprétations 3 et 4).

Pour toutes les interprétations proposées, nous noterons la bonne corrélation entre la sismique et le magnétisme pour le Trièves et le Diois (l'anomalie négative visible sur le profil magnétique à partir du km 170 est d'origine superficielle vraisemblablement).

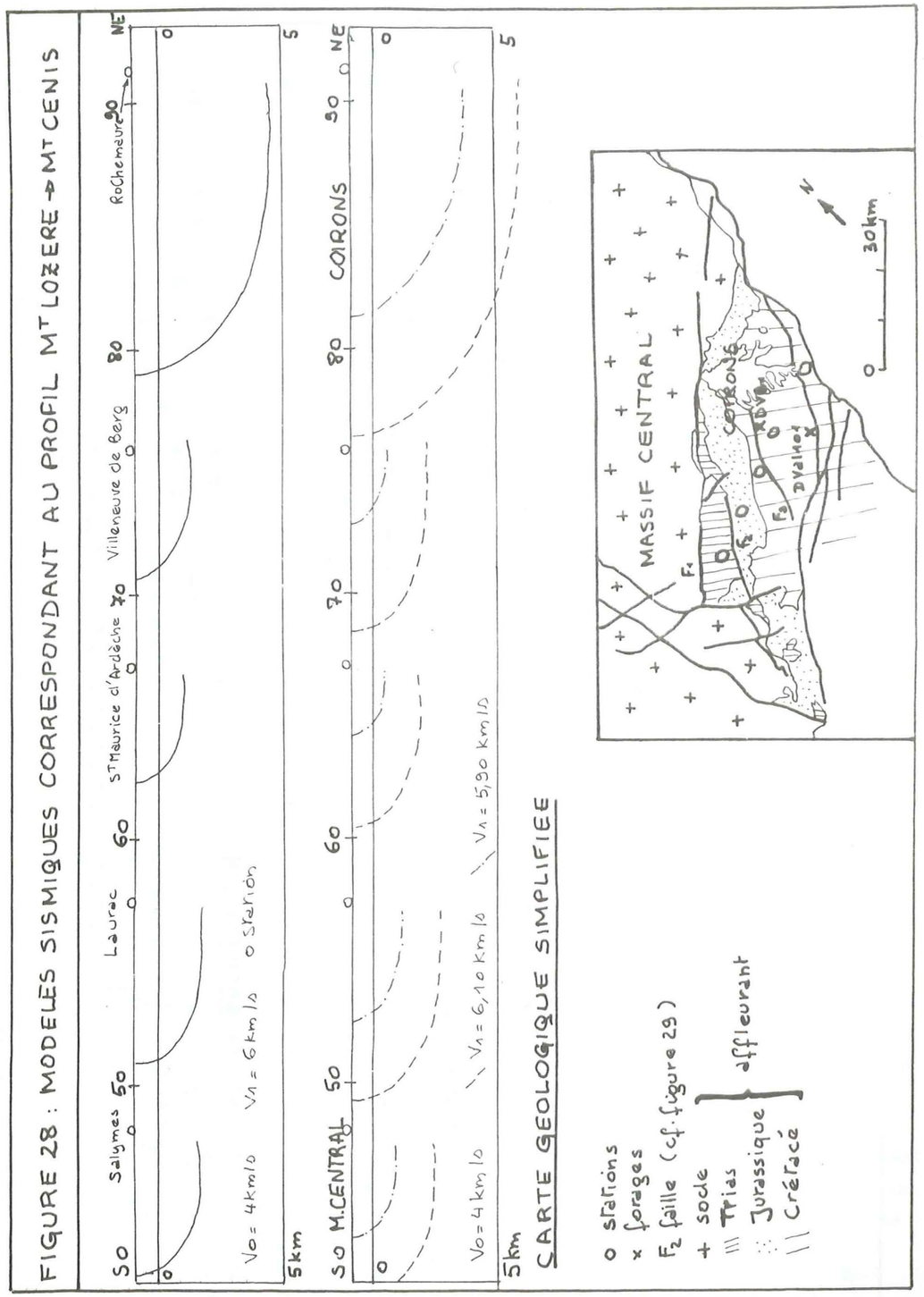
### 3) PROFIL MONT-LOZERE ⟶ MONT CENIS (1963) (figures 17 a, b, d)

Ce profil est le prolongement du précédent. Bien que sortant du domaine alpin proprement dit nous l'avons retenu car il existe deux forages ayant atteint le socle au voisinage de son tracé : DVB 1 et DVal 101.

Ce profil montre l'enfoncement de la surface du socle quand on s'éloigne du Massif Central. L'équation de son hodochrone est : $t = 1/5{,}65\,\Delta - 0{,}130$.

.../...





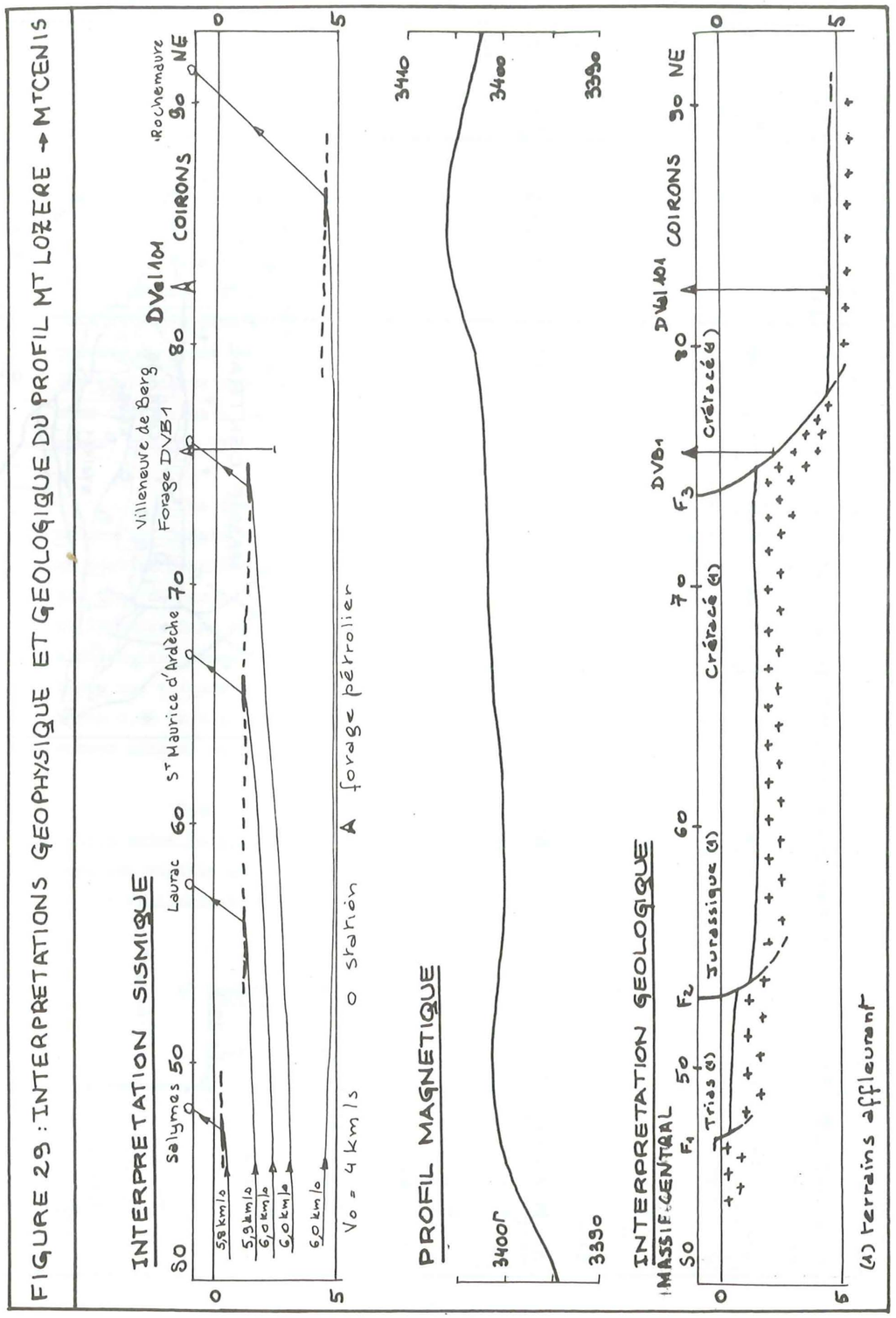



FIGURE 29 : INTERPRETATIONS GEOPHYSIQUE ET GEOLOGIQUE DU PROFIL MT LOZERE → MTCENIS



On peut distinguer trois panneaux de plus en plus profonds vers le N.E. On peut fixer la profondeur du panneau de socle le plus profond avec le forage DVal 101 situé 6 à 7 km plus au Sud (profondeur = - 4386 m). Cette profondeur correspond pour le socle à une vitesse de 6 km/s. Pour le premier et le deuxième panneau deux solutions sont possibles.

Dans un cas on fixe la profondeur du deuxième panneau avec le forage DVB 1. Si on tient compte du fait que le socle doit remonter vers le S.O. (Trias affleurant au S.O., crétacé affleurant dans le 2ème panneau), il faut envisager alors une loi de vitesse où la vitesse croît d'environ 5,8 km/s au voisinage de l'altitude 0 jusqu'à 6,10 km/s vers 2,5 km de profondeur pour décroître ensuite à 6 km/s vers 4 - 5 km de profondeur.

Dans le deuxième cas on fixe un modèle de vitesse plus plausible dans cette région dans lequel la vitesse croît de 5,8 à 6 km/s, vitesse atteinte vers - 2500 m de profondeur (modèle de vitesse déjà obtenu par Perrier et Ruegg dans le Massif Central (Perrier et Ruegg 1973). Dans ce cas, la surface du premier panneau se trouve vers - 500 m alors que la surface du deuxième se trouve entre - 1000 et - 1500 m. Il faut alors envisager que le forage DVB 1 a atteint le socle sur le plan de fouille séparant les panneaux 2 et 3 (p = - 2365 m). Nous avons retenu cette deuxième solution comme étant plus probable (figure 29) mais la première ne peut être rejetée (cela conduirait à une loi de vitesse assez analogue à celle de Belledonne).

4) PROFIL LAC NEGRE ⟶ CHARTREUSE (1966) - (figures 18 a, c, d)

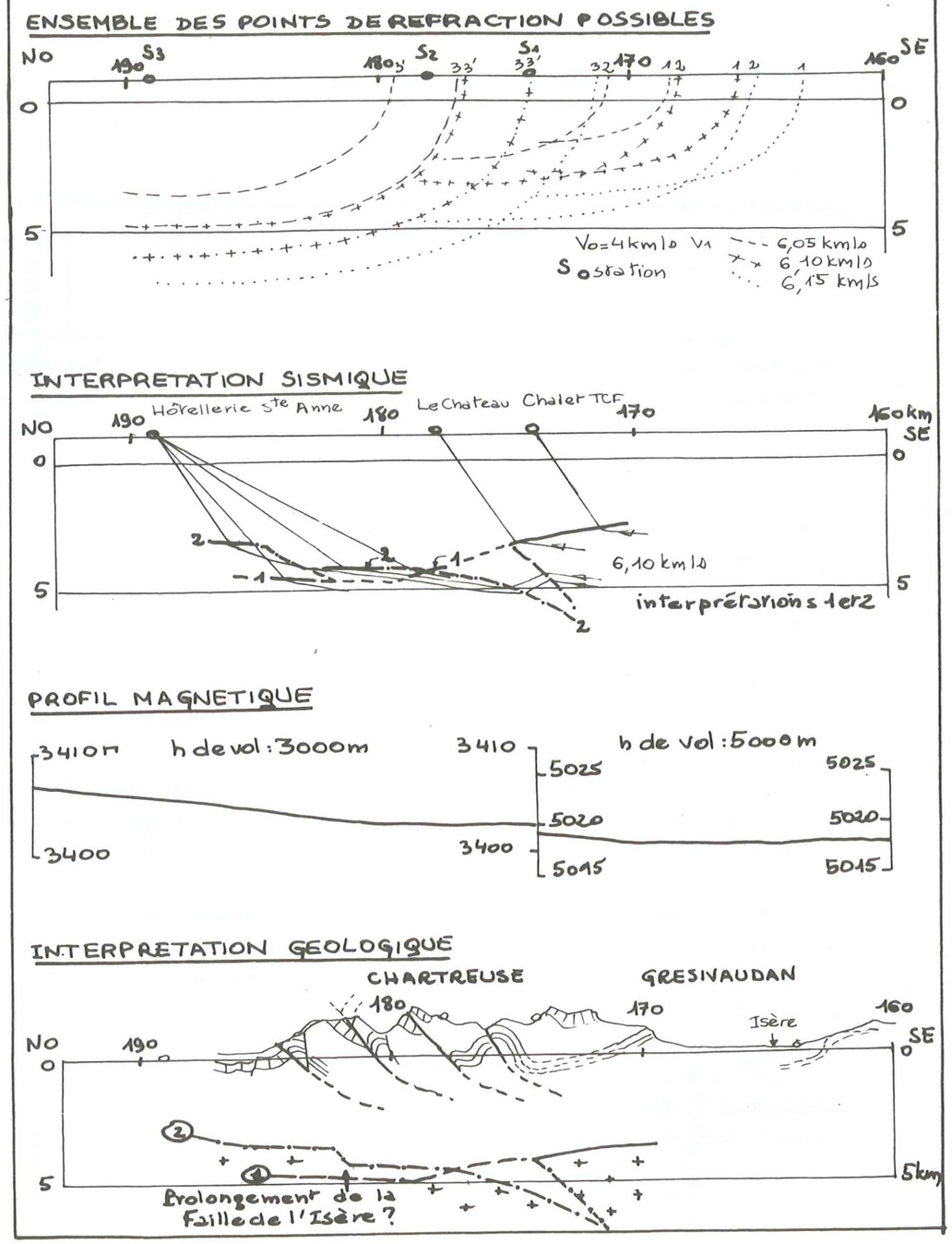
Ce profil ne comprend que trois stations, la dernière ayant deux arrivées interprétables comme Pg. Nous avons considéré les deux arrivées dans notre interprétation. L'équation de l'hodochrone est : $t = 1/5{,}36\ \Delta - 3{,}120$ s.

Ce qui caractérise ce profil ce sont les fortes vitesses moyennes qu'il est nécessaire d'invoquer pour les rais s'étant propagés dans le socle (de 6,05 à 6,10 km/s). Dans la mesure où nous sommes entre 170 et 190 km du point de tir, le problème se pose de savoir à quelle profondeur se sont propagés les rais.

Ils peuvent s'être propagés soit dans des niveaux rapides relativement superficiels (5 premiers kilomètres environ) soit à plus grande profondeur (10 km environ). Cette indécision nous empêche de pousser plus loin l'interprétation de

.../...

FIGURE 30 : PROFIL LAC NEGRE → CHARTREUSE






cette donnée. Nous proposons dans la figure 30 deux interprétations correspondant aux deux explications possibles des retards observés dans les massifs subalpins du Nord : 1 tout le retard est dû à l'épaisseur des sédiments ; 2 une partie du retard peut être provoqué par la traversée d'une lame de sédiments chevauchée par le socle de Belledonne.

### 5) PROFIL LAC NEGRE ⟶ VERCORS (1966) - (figures 18 a, c, d)

Les stations de ce profil sont comme dans le profil précédent, situées à grande distance du point de tir, ce qui entraîne la même prudence dans l'interprétation.

Par contre, du fait du fort retard présenté par les stations proches du Dôme de La Mure (équation de l'hodochrone : $t = 1/4{,}96\ \Delta - 4{,}393$) il est nécessaire d'invoquer pour le socle une vitesse moyenne inférieure à 6 km/s (probablement voisine de 5,95 km/s, ce qui conduit à un socle situé à - 3 km au niveau du Drac). Cette différence de vitesse par rapport au profil précédent peut être due au fait que les rais se sont propagés au-dessous de la zone rapide de l'axe Mercantour - Pelvoux alors que dans le profil Lac Nègre ⟶ Chartreuse ils se sont propagés dans cette zone (ceci implique donc un enfoncement des niveaux rapides vers le N.E.). Il n'est d'ailleurs pas impossible que le niveau dans lequel se sont propagés les rais appartient au moins en partie, au socle chevauché par le Pelvoux et Belledonne.

Les figures 31 et 32 montrent notre interprétation de ce profil.

### 6) PROFIL MONT-CENIS ⇆ LE REVEST (1965) - (figures 17 a, c, d)

Ce profil et les quatre qui vont suivre concernent la partie de la Provence et des chaînes subalpines méridionales situées au Sud-Est de la Durance. Nous avons la chance de pouvoir nous aider du travail effectué par N. Débéglia (N. DEBEGLIA - 1977) sur la carte aéromagnétique de cette région, carte à partir de laquelle nous avons tracé les profils magnétiques correspondant aux différents profils sismiques. Nous ne commenterons en général pas ces profils magnétiques, mais une comparaison avec les résultats de l'étude sismique pourra se faire à partir de la figure 43. Il faut signaler en outre que les ondes Pg ont été utilisées par Recq (Recq, 1974) pour l'étude du socle des Maures et de la zone allant de l'Estérel au

.../...

FIGURE 31 : MODELES SISMIQUES POUR LE PROFIL LAC NEGRE → VERCORS

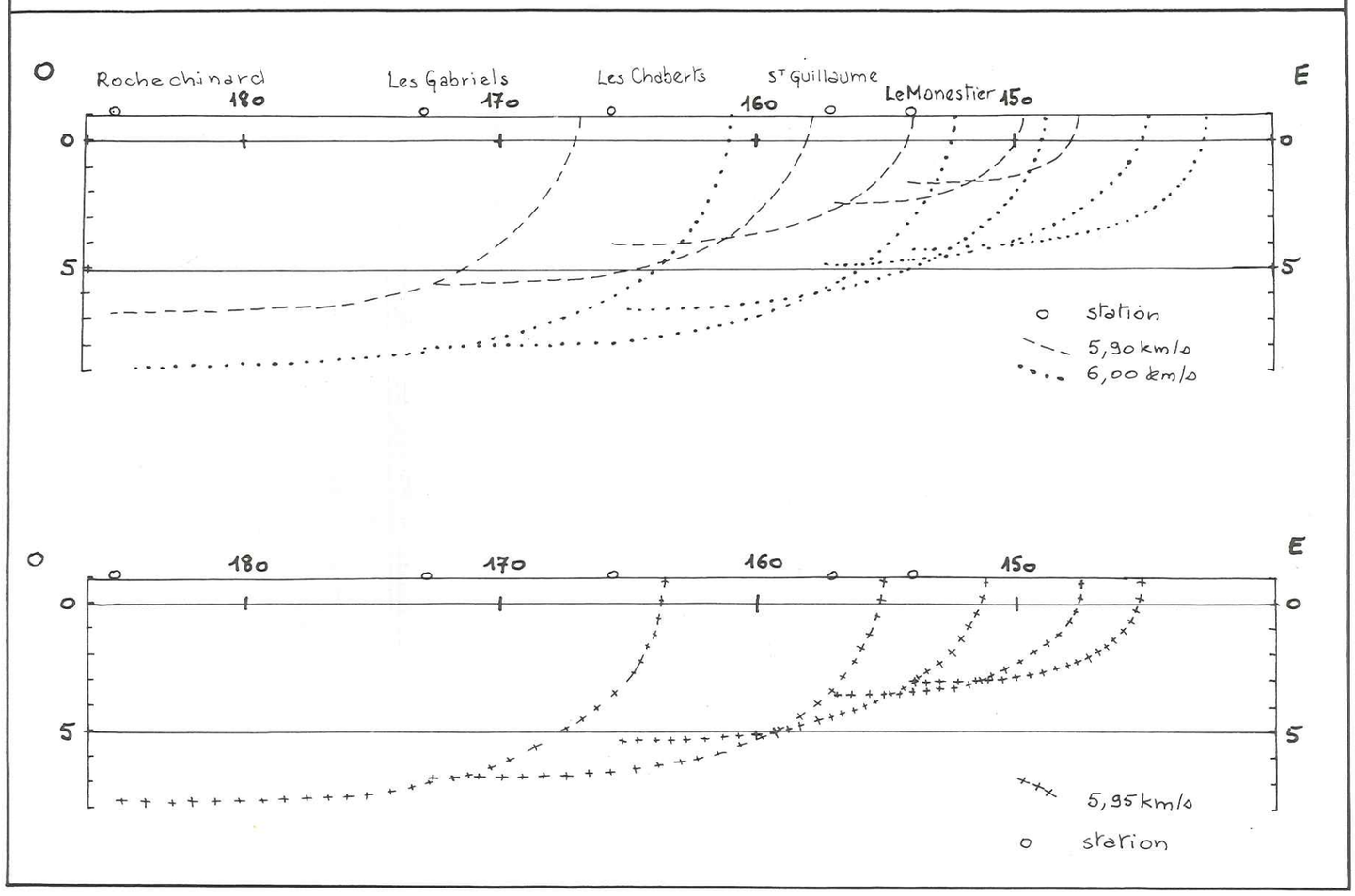





FIGURE 32 : INTERPRETATIONS GEOPHYSIQUE ET GEOLOGIQUE DU PROFIL LAC NEGRE → VERCORS

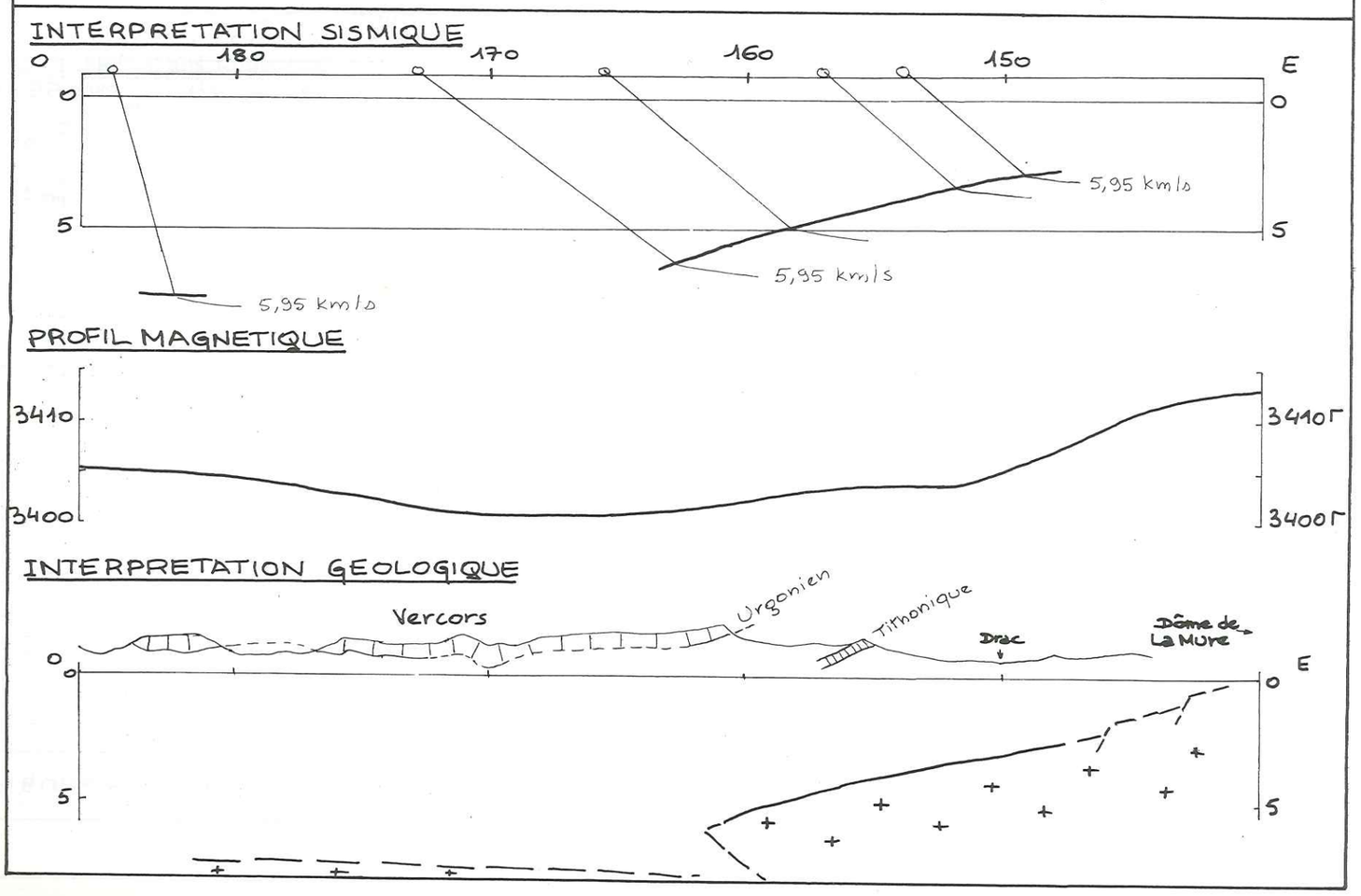


FIGURE 33 : MODELES SISMIQUES POUR LE PROFIL MONT-CENIS ⇆ LE REVEST

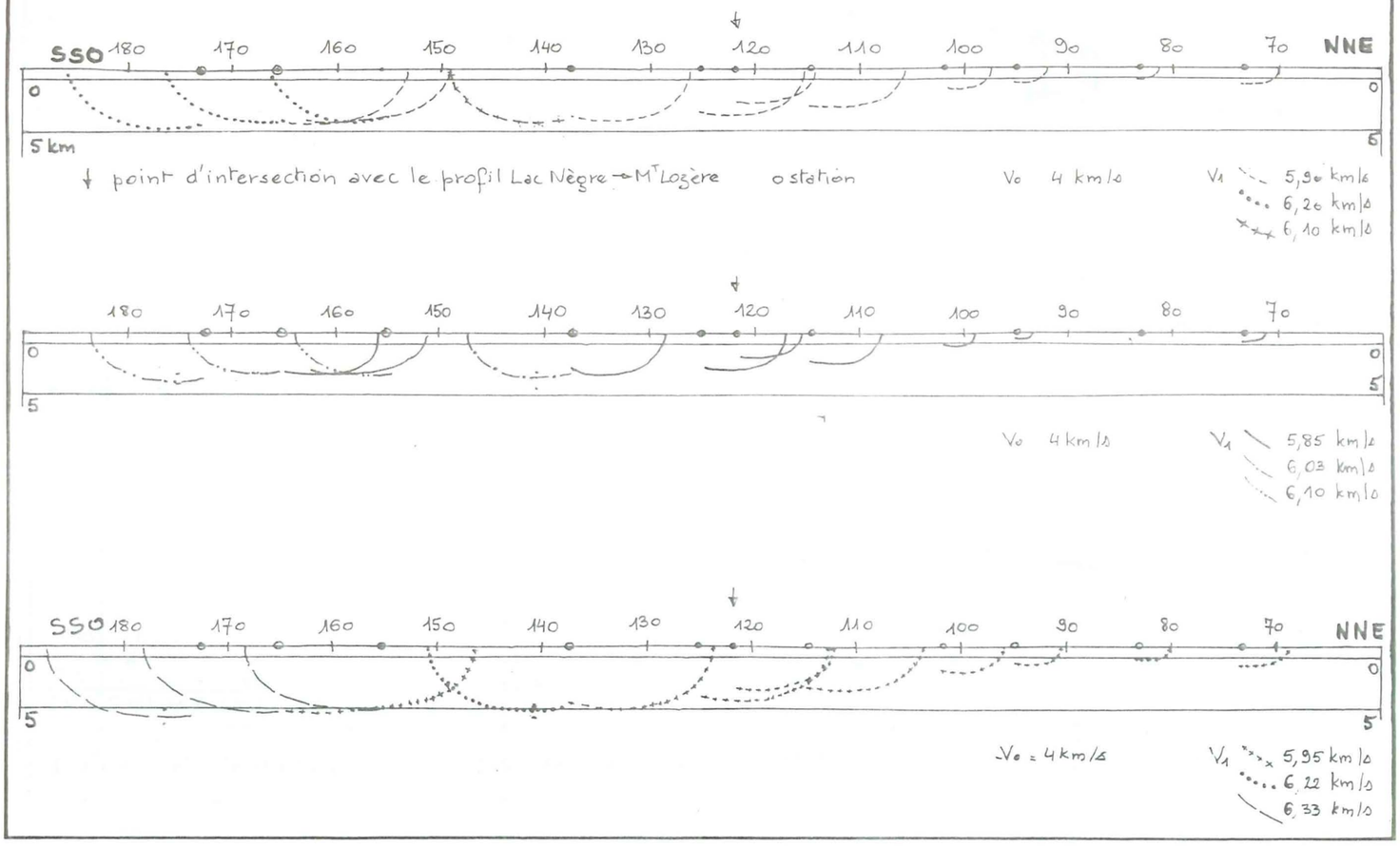
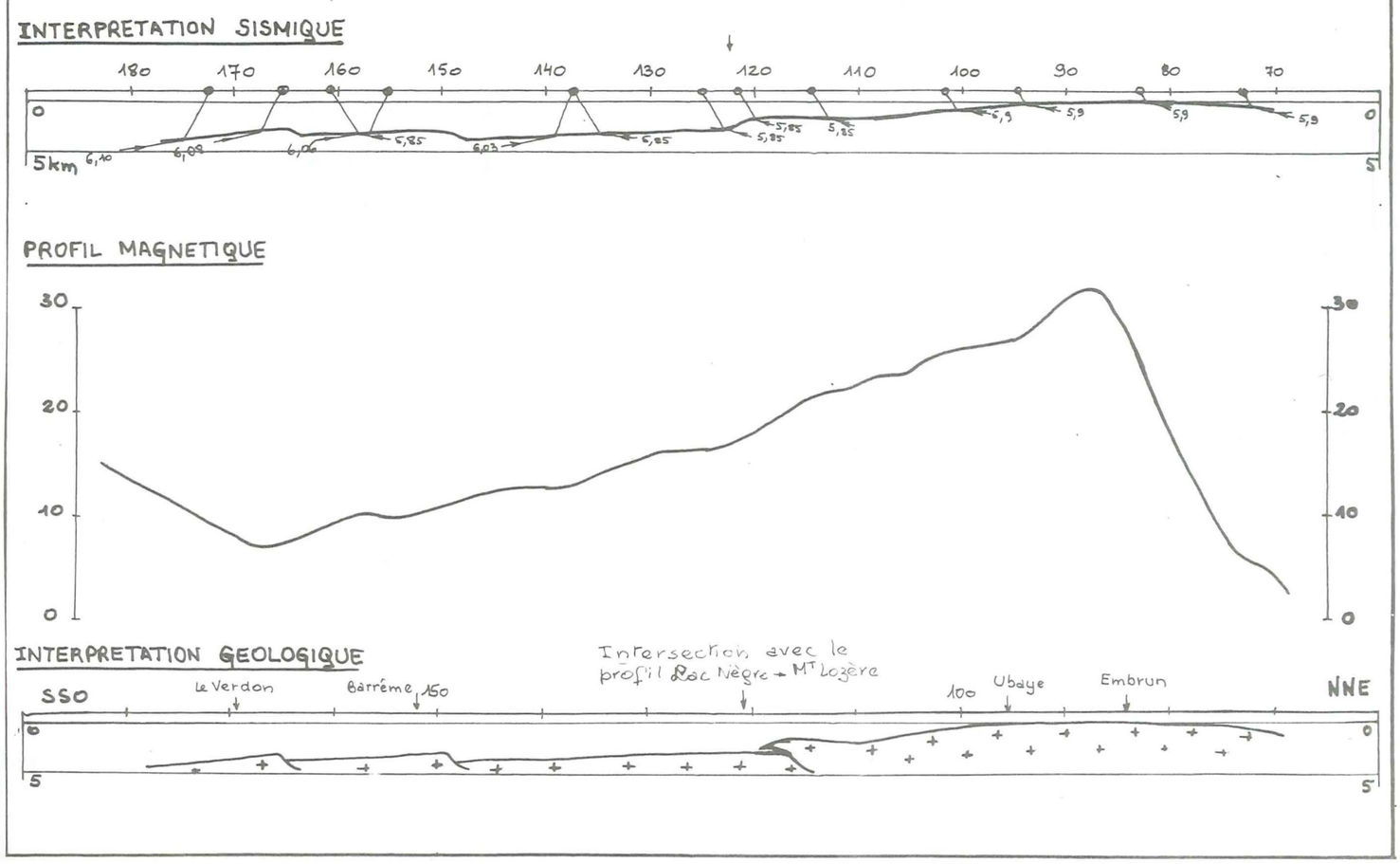





FIGURE 34 : INTERPRETATIONS GEOPHYSIQUE ET GEOLOGIQUE DU PROFIL Mt CENIS ⇆ LE REVEST



Mercantour. Enfin les profils Mt-Cenis ⇆ Boulouris et Lac Nègre ⟶ Toulon d'une part, Mt-Cenis ⇆ Le Revest et Lac Nègre ⟶ Mont-Lozère d'autre part, se coupent, ce qui nous donne des contraintes suplémentaires pour le choix des vitesses dans le socle.

Les deux premières stations du profil Mt-Cenis ⟶ Le Revest sont situées sur le Trias briançonnais (station Izoard et Arvieux non figurées sur nos coupes). Les temps d'arrivée à ces stations où le socle (Houiller briançonnais) est peu profond, impliquent une vitesse moyenne très faible (voisine de 5,7 km/s) entre le point de tir et les stations. On trouve ensuite une zone haute correspondant à l'axe d'anomalie magnétique Mercantour-Pelvoux (figures 33 et 34). On peut estimer que le socle à cet endroit est à une altitude légèrement inférieure à 0 km : en effet le mettre moins profond n'est pas vraisemblable géologiquement (les Terres Noires affleurent vers 500 m d'altitude dans la demi-fenêtre d'Embrun), le mettre plus profond conduit à prendre une vitesse moyenne dans le socle supérieure à 5,85 km/s. Or la profondeur du socle obtenue avec une telle vitesse d'une part pose un gros problème pour faire le raccord avec le profil Lac-Nègre ⟶ Mt Lozère, d'autre part conduit à envisager pour le profil inverse des vitesses trop élevées (de l'ordre de 6,20 km/s sur une distance de 60 km).

La surface s'enfonce ensuite vers le Sud jusqu'à environ 3,5 km de profondeur (au Nord de Castellane et Barrême) - (équation de l'hodochrone : $t = 1/5{,}57\,\Delta - 0{,}579$). Il faut noter un brusque ressaut au km 122, ressaut qui n'est pas suggéré par le magnétisme (cf. figure 38). Enfin il faut remarquer que les rais qui proviennent du Revest ont une vitesse voisine de 6,10 km/s (vitesse voisine de celle trouvée par Recq dans les Maures), ce qui est particulièrement rapide (cette région est d'ailleurs fortement magnétique).

## 7) PROFIL LAC NEGRE ⟶ MONT LOZERE (1966) - (figures 18 a, c, d)

Ce profil présente deux parties. La première située à l'Est de la Durance coupe le profil Mt Cenis ⇆ Le Revest au niveau de l'accident cité précédemment. Selon que l'on fait correspondre l'intersection des deux profils au compartiment surélevé (profondeur 1,5 km) ou au compartiment abaissé (profondeur 2,5 km) par rapport à l'accident en question on obtient comme vitesse moyenne dans le socle respectivement 6,0 et 6,12 km/s (équation de l'hodochrone : $t = 1/5{,}85\,\Delta + 0{,}286$) La première solution nous semble plus en accord avec les vitesses relatives aux profils Lac Nègre ⟶ Haut Var et Lac Nègre ⟶ Toulon situés plus au Sud (voir ci-

.../...



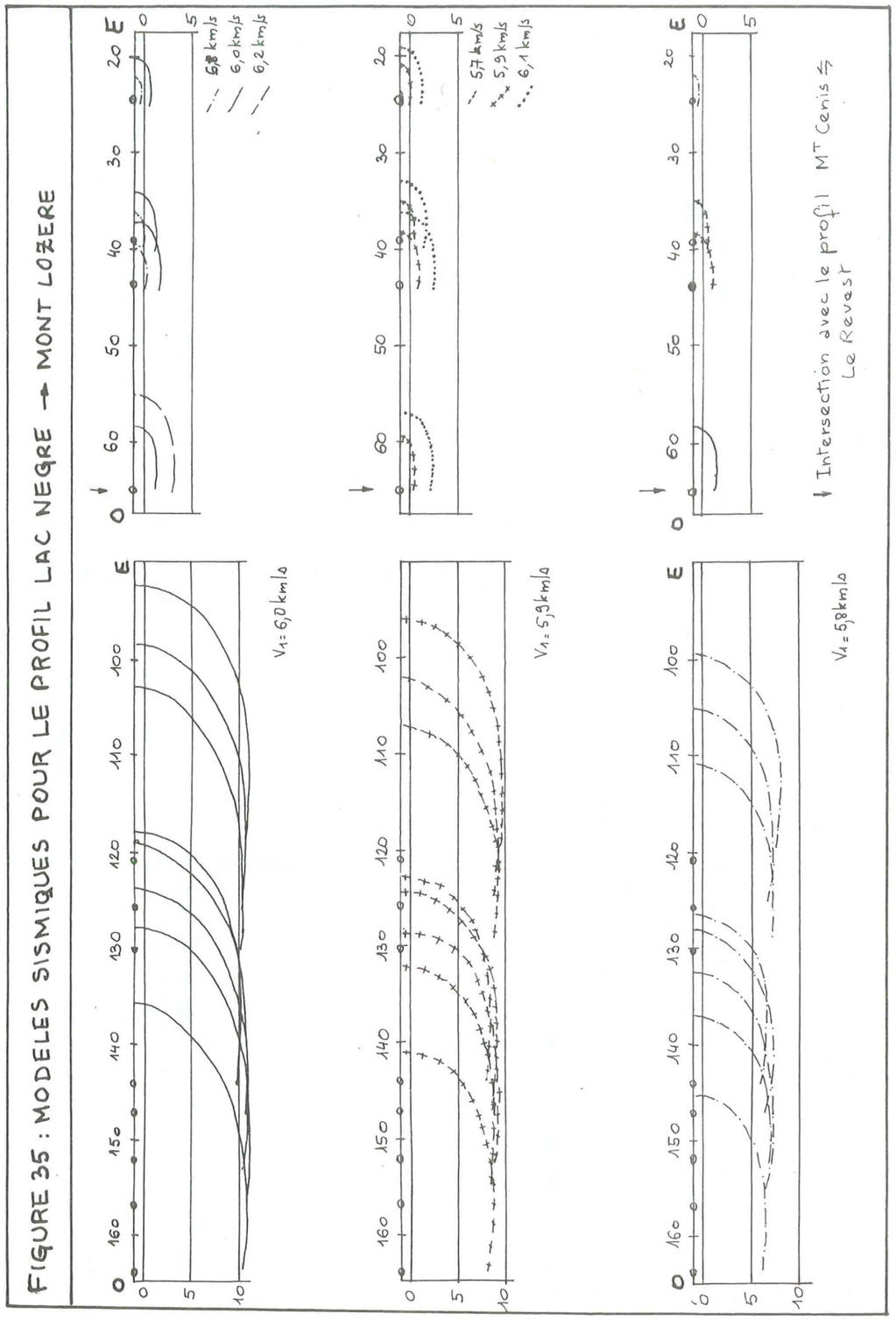



FIGURE 35 : MODELES SISMIQUES POUR LE PROFIL LAC NEGRE → MONT LOZERE

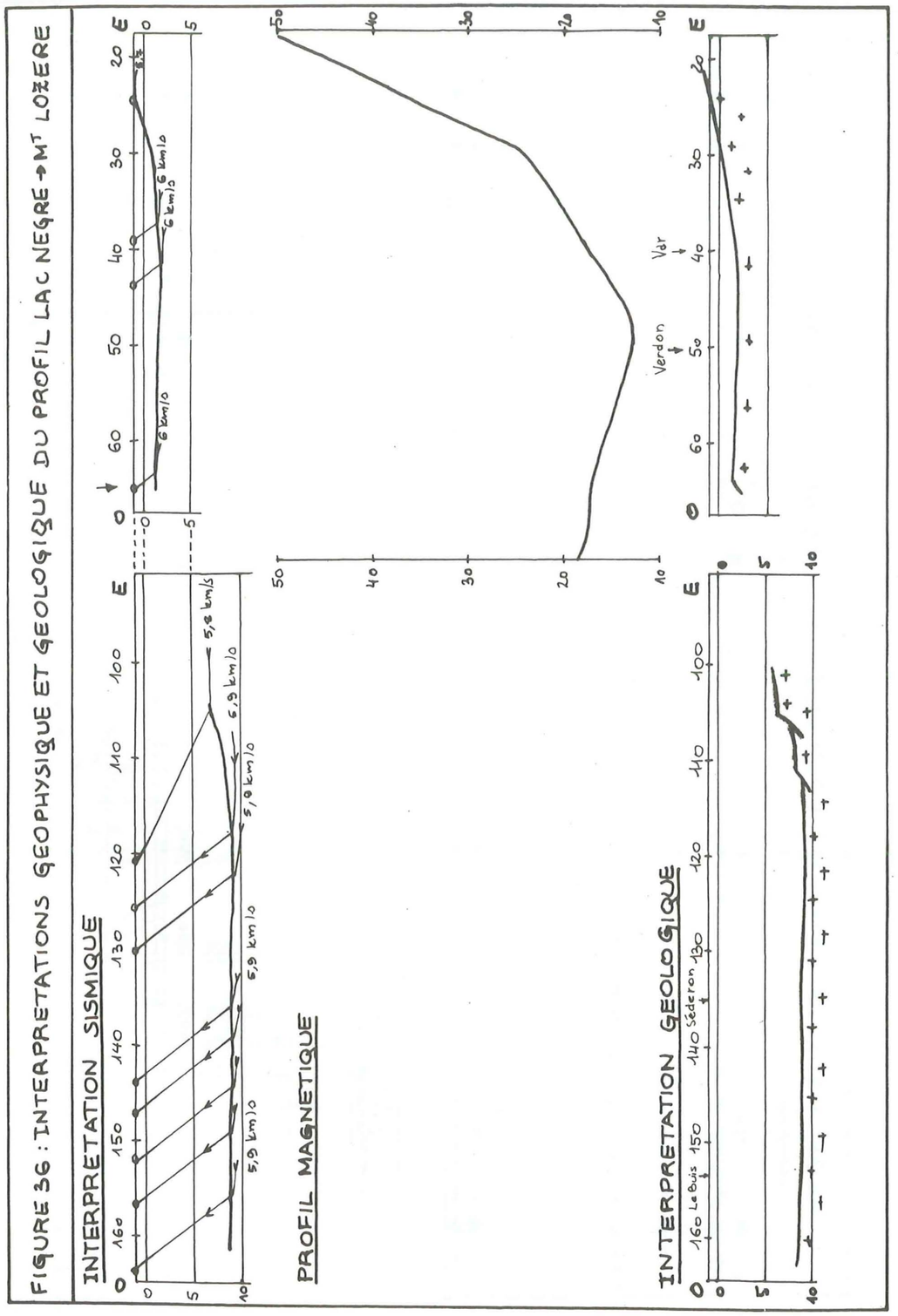



FIGURE 36 : INTERPRETATIONS GEOPHYSIQUE ET GEOLOGIQUE DU PROFIL LAC NEGRE → Mt LOZERE



après). On remarquera en outre que la discontinuité magnétique située au km 45 n'apparaît pas en sismique.

La deuxième partie du profil est située à l'Ouest de la Durance le long du rebord nord de l'axe Ventoux - Lure. (Equation de l'hodochrone : $t = 1/5,96 \triangle + 2,147$). Nous n'avons ici ni forage (sauf ML1 arrêté à - 3060 m dans le Dogger) ni autres documents pour recaler nos profondeurs de socle. Pour des valeurs raisonnables de vitesse : 5,8 ; 5,9 et 6,0 km/s on obtient des profondeurs de 7,9 et 11 km, valeurs que l'on peut rapprocher de celles obtenues pour le profil Mt Cenis ⇆ Ste Cécile. Nous pensons que ces grandes épaisseurs de sédiments sont à attribuer principalement à l'épaississement des terrains liasiques.

## 8) PROFIL LAC NEGRE ⟶ TOULON (1966) - (figures 18 a, b, d)

Ce profil coupe le profil Mt Cenis ⇆ Boulouris au km 45. Il montre dans une première partie un socle à faible profondeur jusqu'au Sud du dôme de Barrot (attention ! les terrains permiens font sismiquement partie de la "couverture"). (Equation de l'hodochrone : $t = 1/5,62 \triangle + 0,359$). Le socle présente ensuite un brutal enfoncement (1 à 2 km selon les vitesses envisagées) puis il remonte progressivement avec néanmoins quelques zones à plus forte pente (km 40 à 45 ; km 65 à 70 ; km 100 à 105) - (équation de l'hodochrone : $t = 1/6,20 \triangle + 1,288$). Il faut signaler que nous avons négligé dans nos interprétations un certain nombre de stations en retard de 1 à 2 dixièmes de seconde : Thoronnet, Seigneurerie, Forcalquereit et Méounes. En fait ces retards sont probablement dûs à la traversée de terrains triasiques lents, ce qui revient à faire varier localement la vitesse dans les sédiments. La forme du socle étant relativement bien définie et en bon accord avec le magnétisme (sauf au-delà du km 115), restent à préciser les profondeurs et les vitesses. Si on fixe à - 2,5 km le point d'intersection avec le profil Mt Cenis ⟶ Boulouris on obtient une vitesse moyenne dans le socle, voisine de 5,8 km/s entre le Lac Nègre et le Sud du dôme de Barrot. Prendre un socle moins profond conduit à une vitesse inférieure à 5,8 km ce qui est peu probable. Prendre un socle plus profond conduit pour le profil Boulouris ⟶ Mont Cenis à des vitesses supérieures à 6 km/s ce qui est difficilement envisageable étant donné que la vitesse moyenne entre le Lac Nègre et l'Estérel est de l'ordre de 5,85 km/s (profil de 1958 passant à l'Est du profil Boulouris ⟶ Mont Cenis).

En outre il faut tenir compte du fait que la vitesse vraie dans le socle varie latéralement. En effet le socle prolongeant au Nord le massif des Maures à

.../...

FIGURE 37 : MODELES SISMIQUES CORRESPONDANT AU PROFIL LAC NEGRE → TOULON

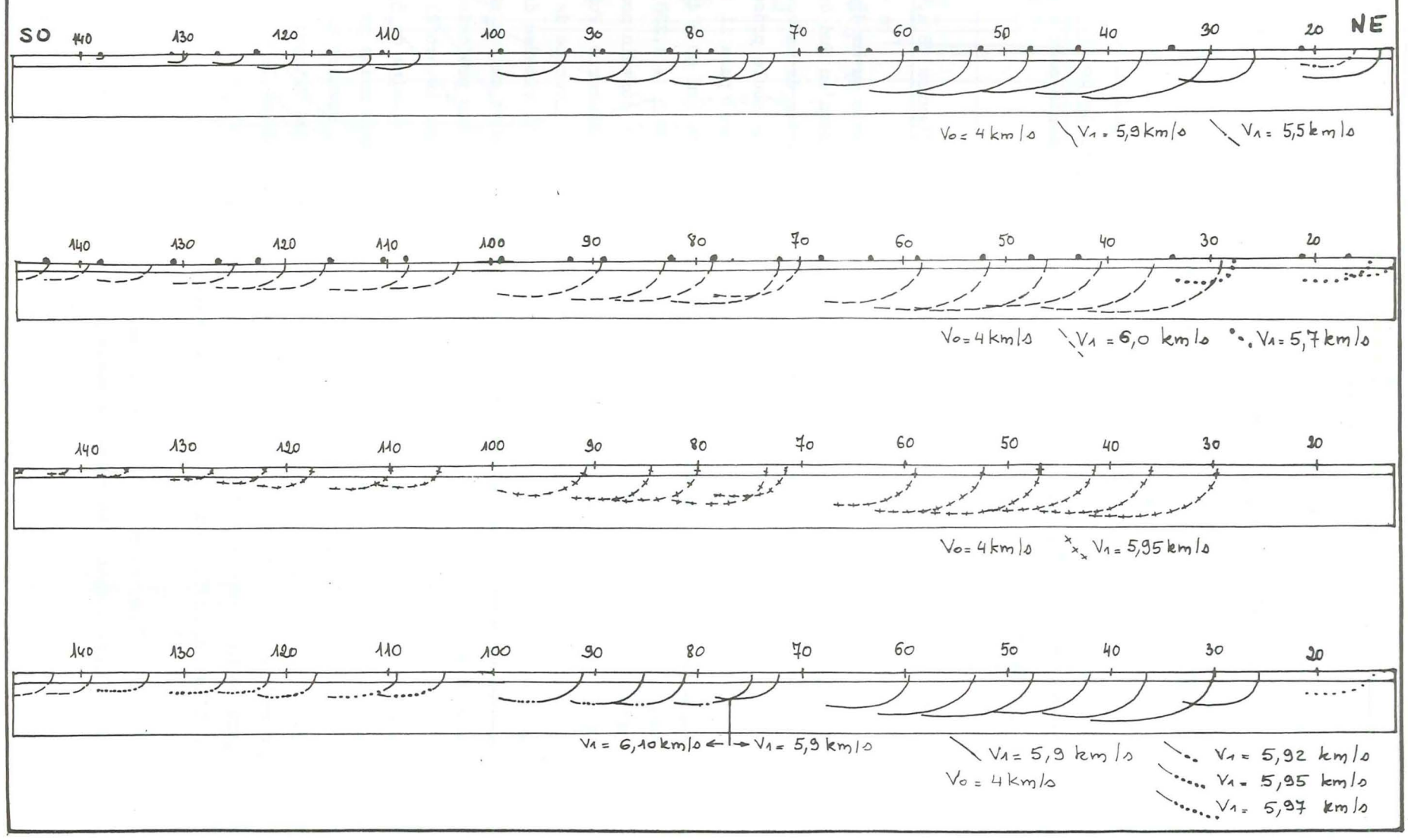





FIGURE 38 : INTERPRETATIONS GEOPHYSIQUE ET GEOLOGIQUE DU PROFIL LAC NEGRE → TOULON

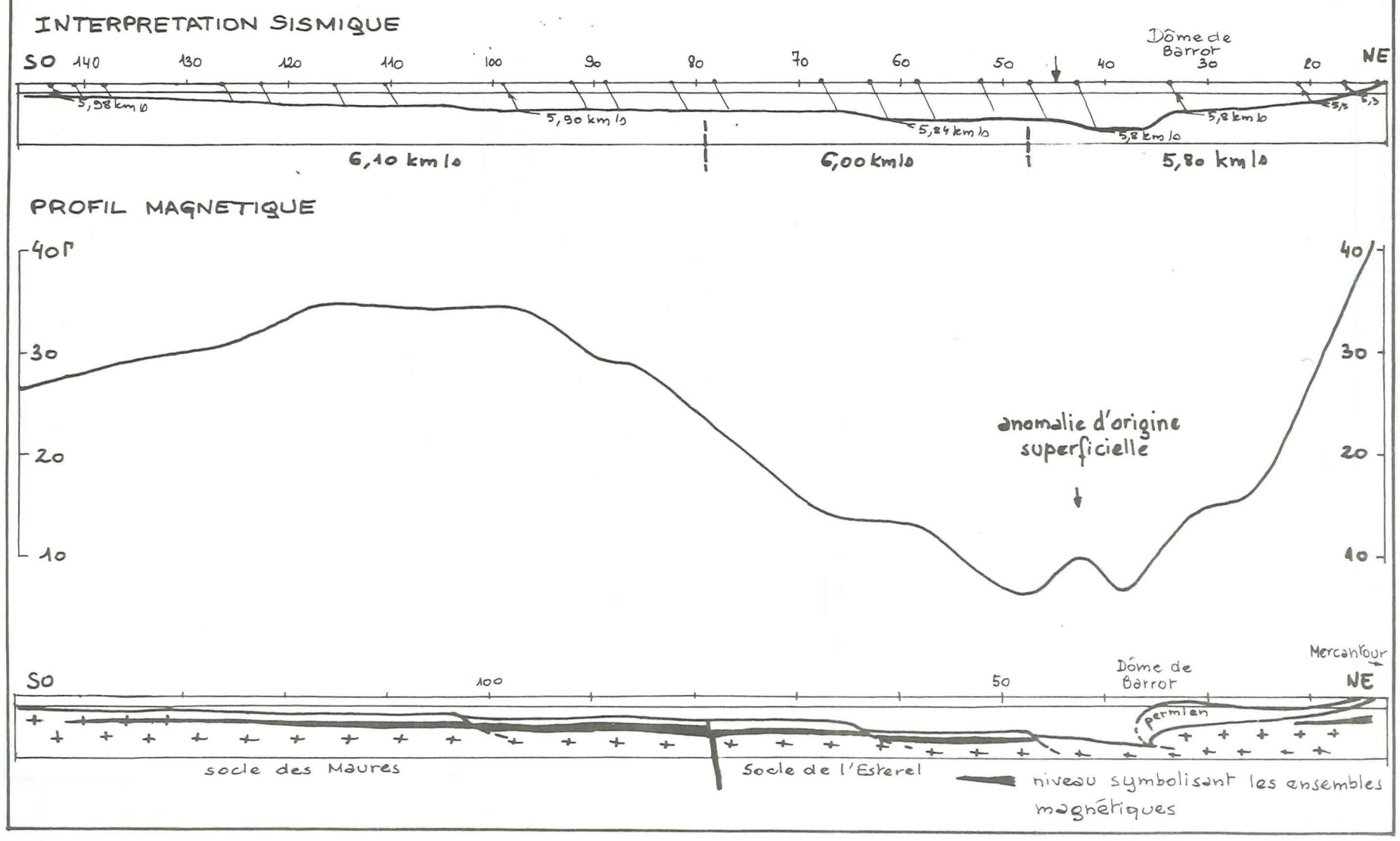
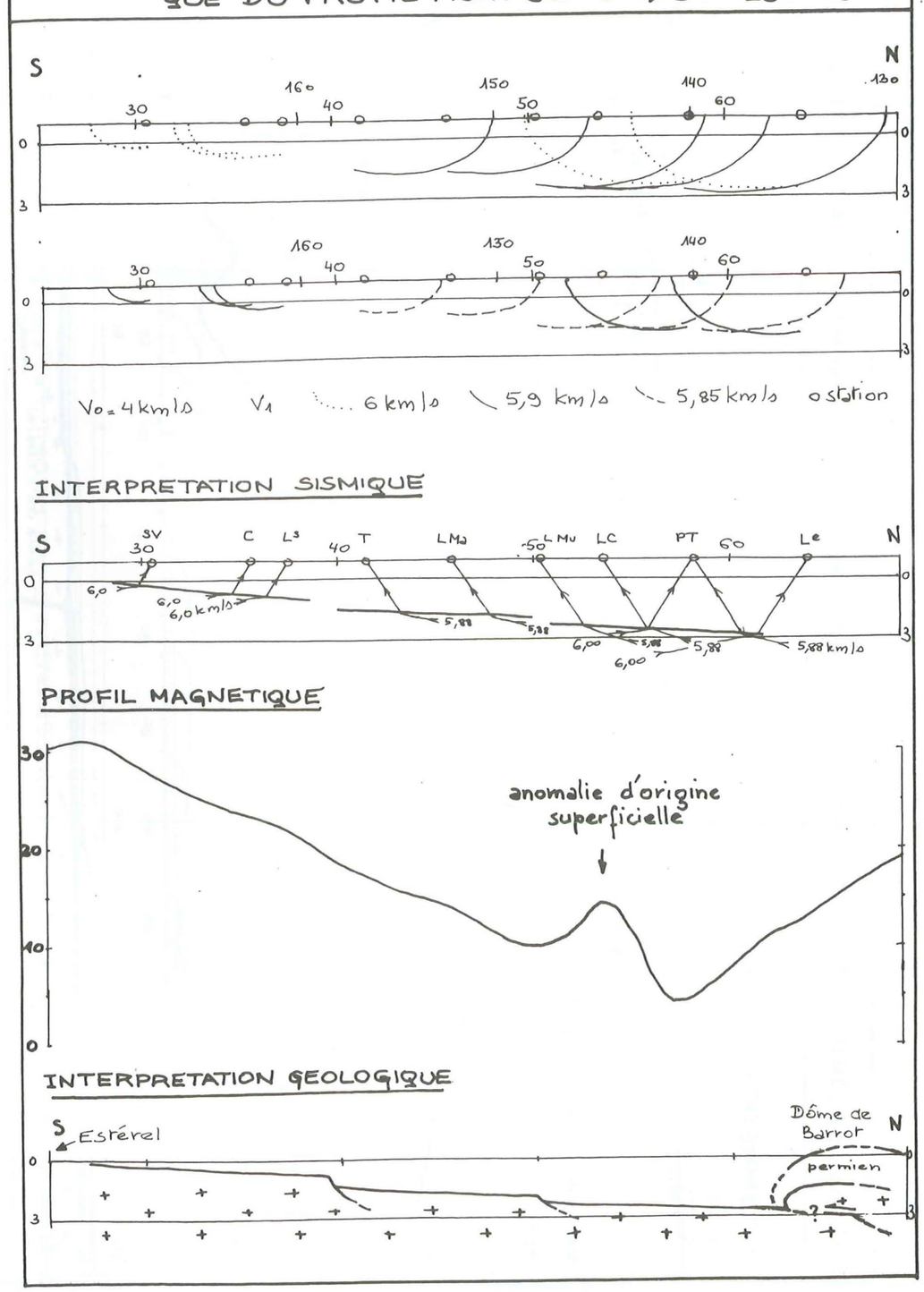


FIGURE 39 : INTERPRETATIONS GEOPHYSIQUE ET GEOLOGIQUE DU PROFIL MONT-CENIS ⇆ BOULOURIS






une vitesse au moins égale à 6,10 km/s (vitesse trouvée dans les Maures et vitesse trouvée pour le profil Le Revest ⟶ Mont-Cenis) ce qui modifie progressivement la vitesse moyenne dans le socle entre le point de tir et les stations. De plus, la vitesse dans le socle prolongeant au Nord le massif de l'Estérel est probablement voisine de 6,0 km/s.

Tous ces éléments font que nous avons adopté comme interprétation sismique une solution dans laquelle la vitesse moyenne varie. Une preuve indirecte de cette variation peut être trouvée dans le fait que les dernières stations du profil (pour des profondeurs de socle qu'on peut géologiquement fixer entre 0,5 et 1 km en tenant compte du forage Nans 1 et de la présence probable de Permien sous le Trias) donnent des vitesses moyennes de 5,95 à 6 km/s, ce qui implique une augmentation importante par rapport au début du profil (vitesse voisine de 5,8 km/s), (figures 37 et 38).

### 9) PROFIL MONT-CENIS ⇆ BOULOURIS (1967) - (figure 19)

Ce profil met en évidence l'enfoncement du socle au Nord de l'Estérel (figure 39). Comme nous venons de le dire, nous ne pouvons guère envisager de vitesse supérieure à 6 km/s dans le sens Boulouris ⟶ Mont-Cenis (équation de l'hodochrone : $t = 1/5{,}52\ \Delta - 0{,}188$). A cette vitesse correspond une vitesse moyenne de 5,88 km/s dans le sens Mont-Cenis ⟶ Boulouris (équation de l'hodochrone : $t = 1/6{,}55\ \Delta + 3{,}141$), vitesse comparable aux 5,85 km/s trouvés pour le profil Mont-Cenis ⟶ Le Revest : à défaut de prouver que ces vitesses sont exactes, cela montre au moins que l'ensemble des vitesses choisies pour cette région est cohérent. On peut faire en outre trois remarques. Tout d'abord, il existe deux ruptures de pente aux km 40 et 50. Ensuite, ici aussi, les "sédiments" englobent les terrains permiens qui peuvent être importants dans cette région. Enfin, pour ce profil et le précédent (partie provençale du moins) où les séries sédimentaires sont à forte dominante calcaire, il est très possible que la vitesse moyenne dans les sédiments soit supérieure à 4 km/s (de l'ordre de 4,5 km/s) ce qui aurait pour effet d'approfondir légèrement le socle (de 0,5 km environ).

### 10) PROFIL LAC NEGRE ⟶ HAUT-VAR (1958) - (figures 16 a, b, d)

Ce profil tout entier situé avant la rupture de pente que l'on trouve au Sud du dôme de Barrot, montre clairement l'accroissement de la vitesse dans le socle avec la profondeur dans les deux à trois premiers kilomètres de la croûte

.../...

FIGURE 40 : MODELES SISMIQUES POUR LE PROFIL LAC NEGRE → HT VAR

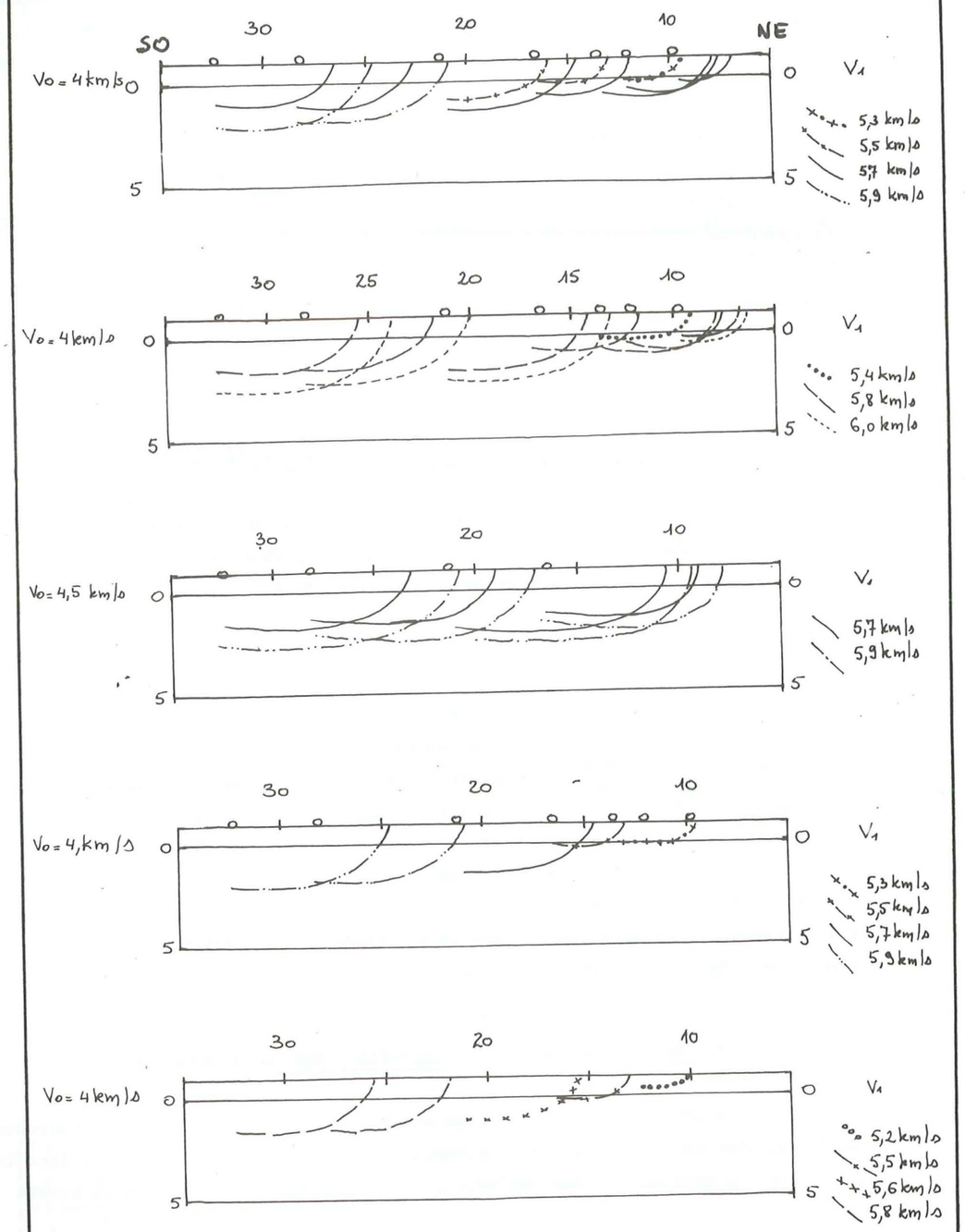
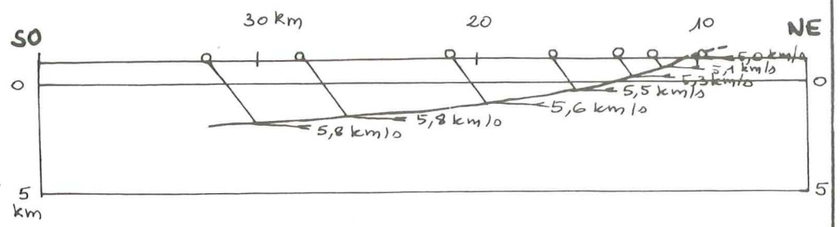


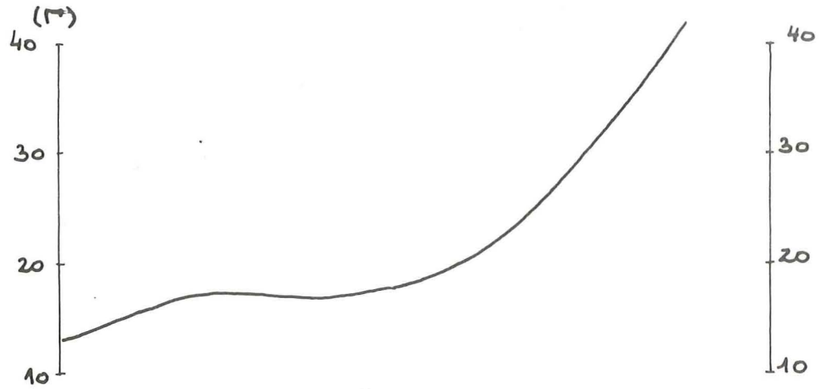



FIGURE 41 : INTERPRETATIONS GEOPHYSIQUE ET GEOLOGIQUE DU PROFIL LAC NEGRE → HAUT VAR

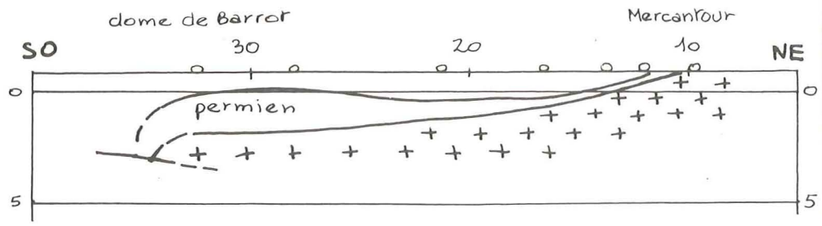
INTERPRETATION SISMIQUE




PROFIL MAGNETIQUE




COUPE GEOLOGIQUE



(équation de l'hodochrone entre 9 et 21 km du point de tir : $t = 1/5,10\ \Delta + 0,057$). On passe en effet d'une vitesse voisine de 5,0 km/s (Pierre-Blanche, St Sauveur) pour des rais s'étant propagés vers 1000 m d'altitude à une vitesse de l'ordre de 5,8 - 5,9 km/s (équation de l'hodochrone entre 21 et 32 km : $t = 1/5,91\ \Delta + 0,618$) au Nord du Dôme de Barrot pour des rais s'étant propagés entre 1,5 et 2 km de la surface (figures 40 et 41).

### 11) PROFIL MONT REVARD ⟶ GOTTHARD (NUFENENPASS) (1975)-(figures 20 a,b)

Nous n'avons pas interprété ce profil qui est l'objet d'une étude en cours (F. Thouvenot). Cet auteur nous autorise (et nous l'en remercions) à divulguer un des premiers résultats qu'il a obtenu : il s'agit de la mise en évidence en avant de Belledonne d'un réflecteur s'enfonçant de - 1000 m au bord de Belledonne à - 5000 ou 6000 m sous les Barges. Il est intéressant de noter en outre que ce réflecteur s'interrompt brutalement à peu près à l'aplomb de la faille de l'Arcalod, aucune réflexion n'étant observée à l'Ouest de cette ligne. Nous retiendrons l'analogie de cette géométrie avec celle que nous avons trouvée à partir de l'étude du profil Lac des Rochilles ⟶ Rhône pour le prolongement Ouest du massif de Belledonne.

Nous remarquerons enfin le retard de 0,3 s présenté par les stations situées à l'extrémité N.E. du Mont-Blanc par rapport aux stations situées dans les Aiguilles-Rouges pour les rais provenant du Mt Revard. Ces retards pourraient bien être dûs à la traversée de sédiments lents pincés sous le Mont-Blanc.

◇ · ◇ · ◇



## E) CONCLUSION SUR L'ETUDE DES Pg

Les renseignements que nous avons pu tirer de cette étude sont très variables d'une région à l'autre.

- Pour les massifs subalpins du Nord nous avons pu vérifier l'enfoncement du socle à l'Ouest de Belledonne jusque vers 5 - 6 km. Le fait nouveau majeur est l'existence probable d'une lame de sédiments pincée entre le socle de Belledonne et celui du Vercors, ce qui conduit à une profondeur d'au moins 8 km (une valeur de 10 km ne nous paraît pas impossible) pour la surface du socle à l'aplomb de ce massif (valeur toutefois non vérifiée directement par un profil). Cela conduit à un enfoncement rapide du socle dans le sens Bas-Dauphiné ⟶ massifs subalpins du Nord. En ce qui concerne les vitesses, le fait le plus important est l'existence dans le Sud de Belledonne et dans le Pelvoux d'une vitesse plus élevée dans les 5 premiers kilomètres de la croûte qu'en dessous.

- Pour les massifs subalpins du Sud, nous avons pu vérifier également l'enfoncement du socle au S.O. du Pelvoux. Les profondeurs du socle dans la fosse vocontienne peuvent difficilement être précisées (supérieures ou égales à 7 km probablement) compte tenu de notre méconnaissance des vitesses des Pg.

En ce qui concerne les vitesses il apparaît toutefois une opposition entre l'axe Pelvoux-Mercantour où les vitesses sont supérieures à 6,05 km/s et le domaine vocontien où les vitesses sont inférieures à 5,90 km/s. Bien que peu importante, cette différence de vitesse nous semble significative dans la mesure où elle concerne des vitesses moyennes prises sur plusieurs dizaines de kilomètres.

- Enfin pour la Provence (figures 42, 43, 44), du fait du nombre relativement important de profils, du fait que certains de ces profils se coupent, du fait aussi qu'il existe une bonne corrélation entre les zones à vitesse élevée et les zones à forte anomalie magnétique, il est possible de distinguer un certain nombre de domaines dans lesquels la vitesse est à peu près constante (figure 43). Tout d'abord on remarque deux domaines rapides correspondant à l'axe Mercantour-Pelvoux et au socle des Maures (et son prolongement nord) (V = 6,05 - 6,10 km/s). Il existe ensuite un domaine moyennement rapide correspondant au socle de l'Estérel et à son prolongement nord (V = 6,0 km/s). Enfin il reste un domaine lent correspondant au socle situé sous les arcs de Castellane et Nice (V = 5,8 - 5,9 km/s). La carte des profondeurs du socle dans cette région (figure 44) nous permet de remarquer la

.../...

FIGURE 42a : PROFILS SISMIQUES ET AFFLEUREMENTS DE SOCLE EN PROVENCE

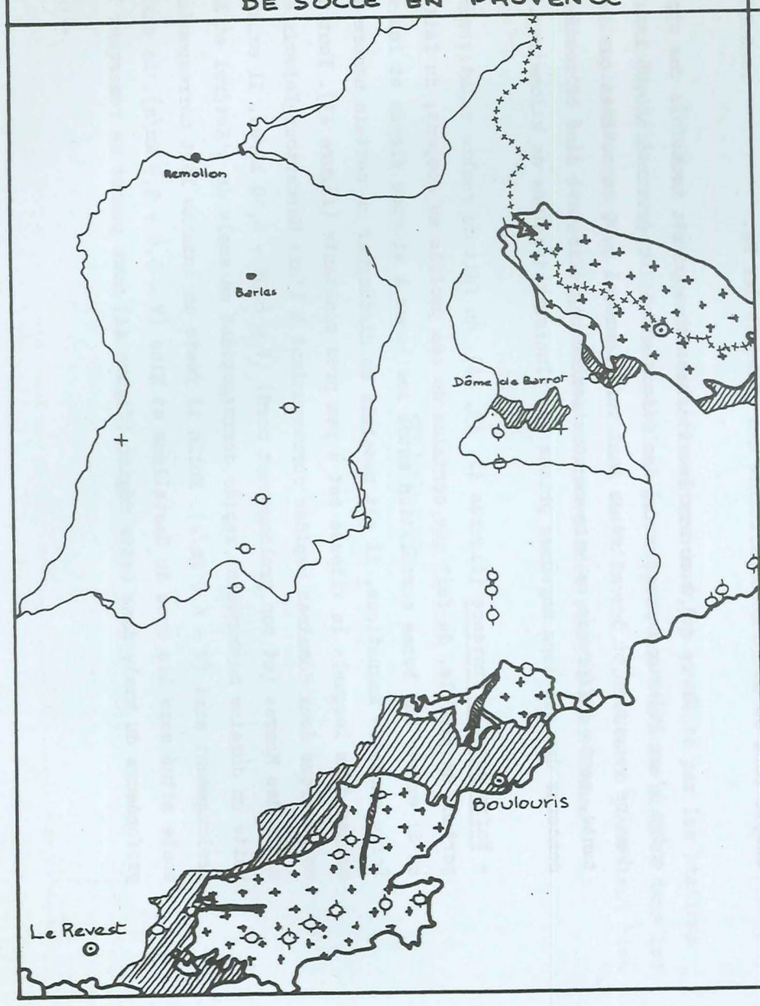



FIGURE 42b : PROFILS SISMIQUES ET EMPLACEMENTS DES FORAGES EN PROVENCE

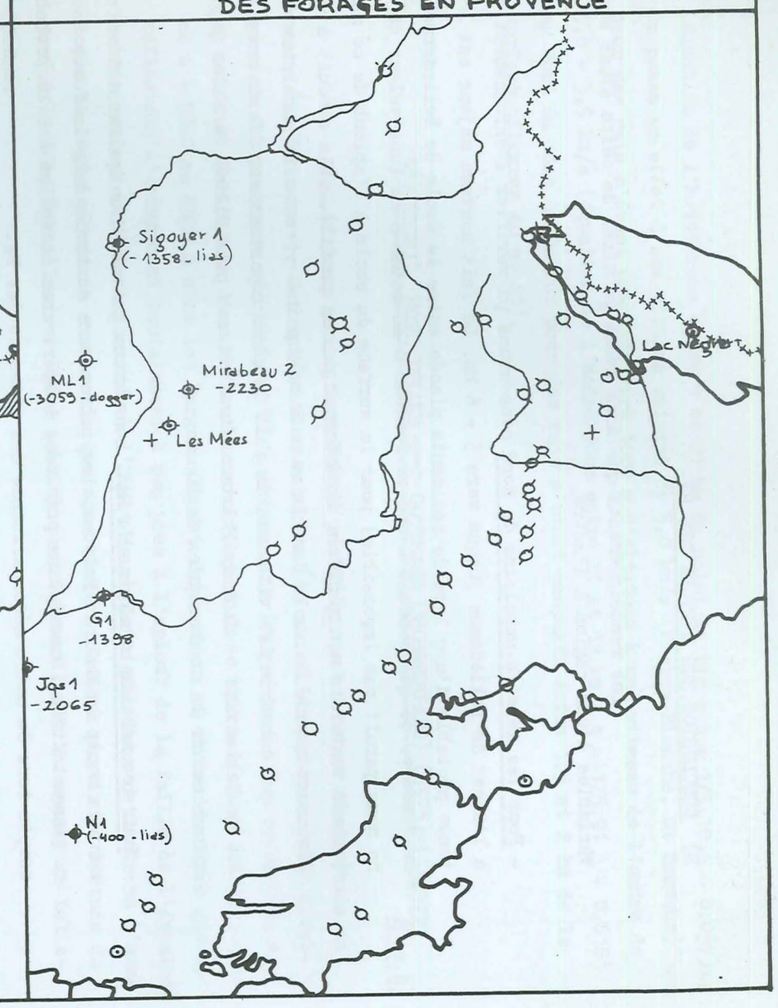





FIGURE 43a : PRINCIPAUX DOMAINES DE VITESSE DES ONDES Pg ET ACCIDENTS DE SOCLE

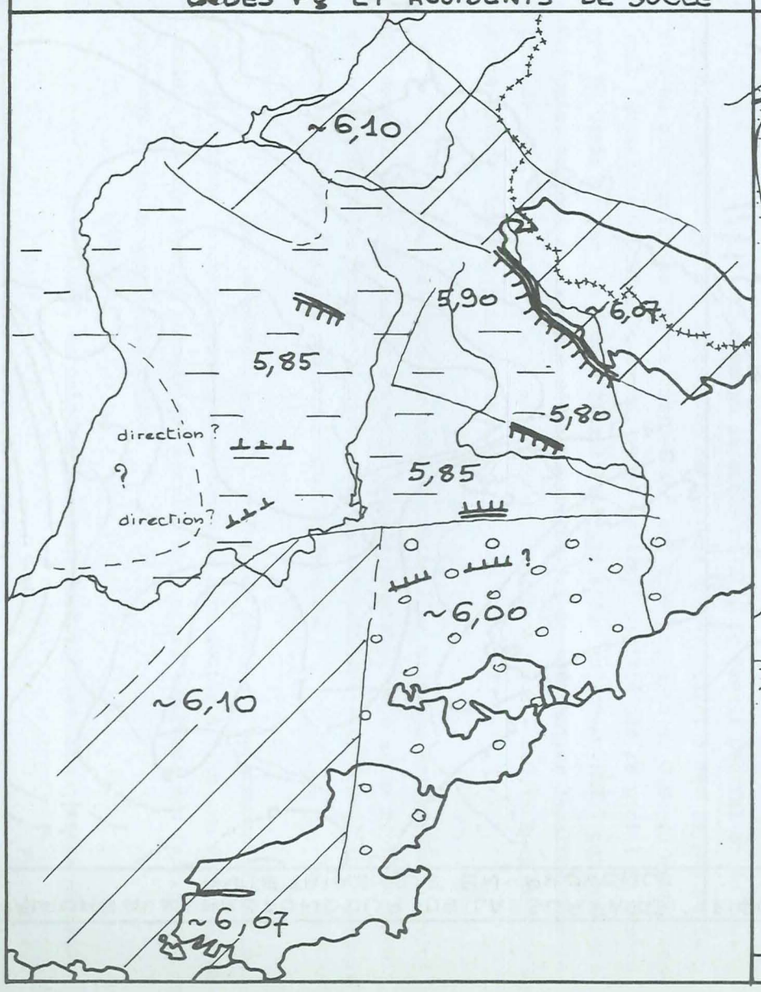
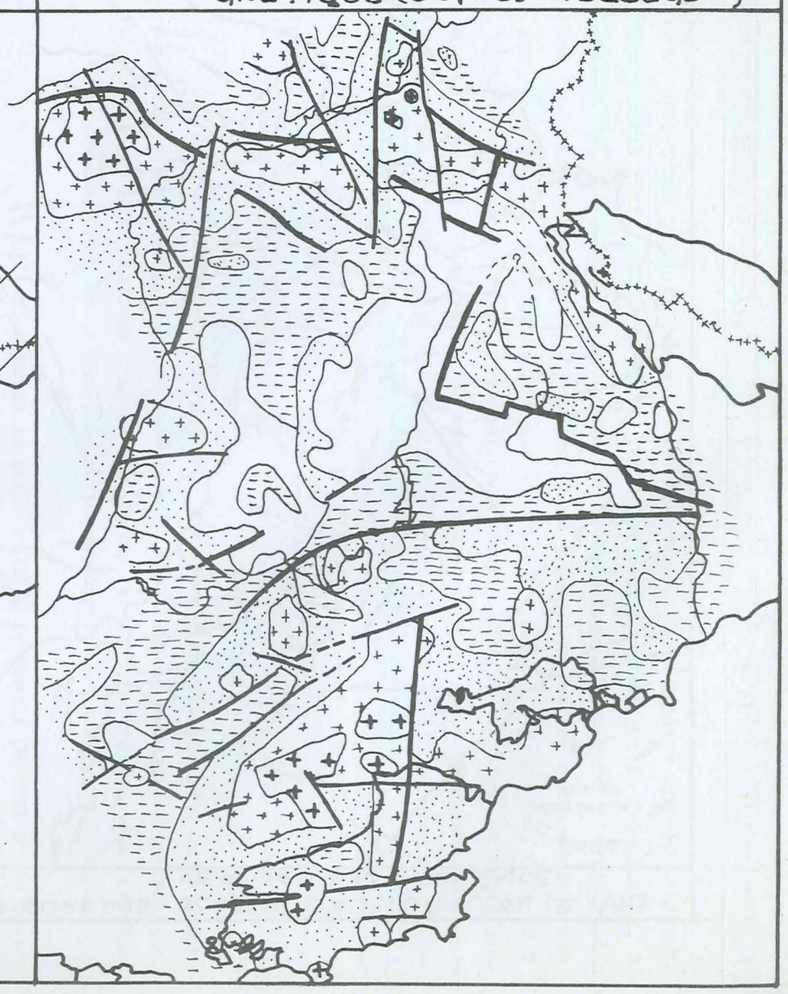
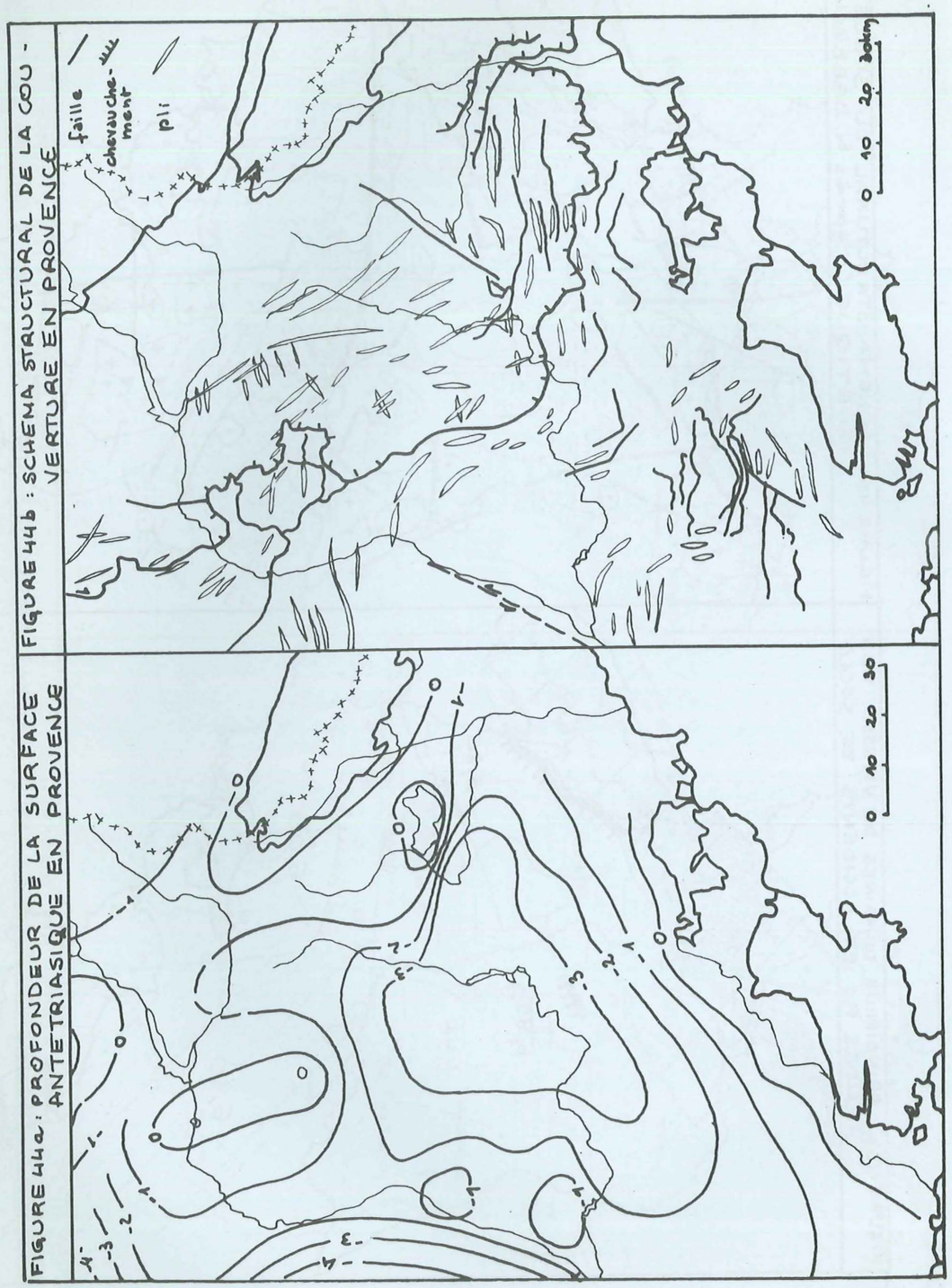



FIGURE 43b : SCHEMA STRUCTURAL DU SOCLE MAGNETIQUE (d'après N. DEBEGLIA)








même opposition que précédemment entre domaines à socle lent et profond et domaines à socle rapide et peu profond. Rappelons pour terminer que N. Debéglia (N. Debéglia, 1977) a calculé la profondeur du socle magnétique au Nord de cette région : les profondeurs trouvées sont beaucoup plus grandes que celles que nous trouvons par la sismique, ce d'autant plus que le socle (sismique) est profond. Cela peut traduire soit que les niveaux magnétiques s'enfoncent plus vite que le socle sismique, soit que l'aimantation du socle diminue quand le socle s'enfonce. Nous préférons bien sûr cette deuxième possibilité qui est plus en accord avec les variations de vitesse dans le socle.

## V) CONCLUSION SUR L'ETUDE DU SOCLE

a) Nous avons résumé tous les renseignements que nous avons rassemblés sur la profondeur du socle dans le S.E. de la France sur une carte isobathe de la surface antétriasique (figure 45). Outre les profondeurs du socle (comptées par rapport au niveau de la mer), cette carte montre :

- que l'enfoncement du socle au S.E. du Massif Central et du Bas-Dauphiné se fait par une succession de paliers correspondant à des amygdales de plus en plus profondes. Cette disposition est très probable au S.E. du Massif Central (amygdales visibles en carte, rejet vertical vérifié par le profil Mt Lozère ⟶ Mt Cenis et par les études pétrolières associées au forage BMT 1 qui montrent un épaississement de la série sédimentaire de 1,5 km tout entier localisé dans le Lias de part et d'autre d'une faille de socle orientée N.E.- S.O.). Pour le Vercors cette disposition est plus hypothétique.

- que le socle des massifs cristallins externes est séparé de celui des massifs subalpins par un accident (faille inverse). Nous avons représenté cela en interrompant les courbes de niveau contre cet accident sans toutefois tracer la faille elle-même (pour ne pas surcharger le dessin).

- que la géométrie de la surface du socle est apparemment régulière dans le domaine vocontien pour des profondeurs supérieures à 5 km. En fait cela ne traduit pas une réalité géométrique simple, mais notre ignorance des failles et des panneaux de socle dans cette région.

b) Il est, en outre intéressant de tirer les conséquences géodyna-

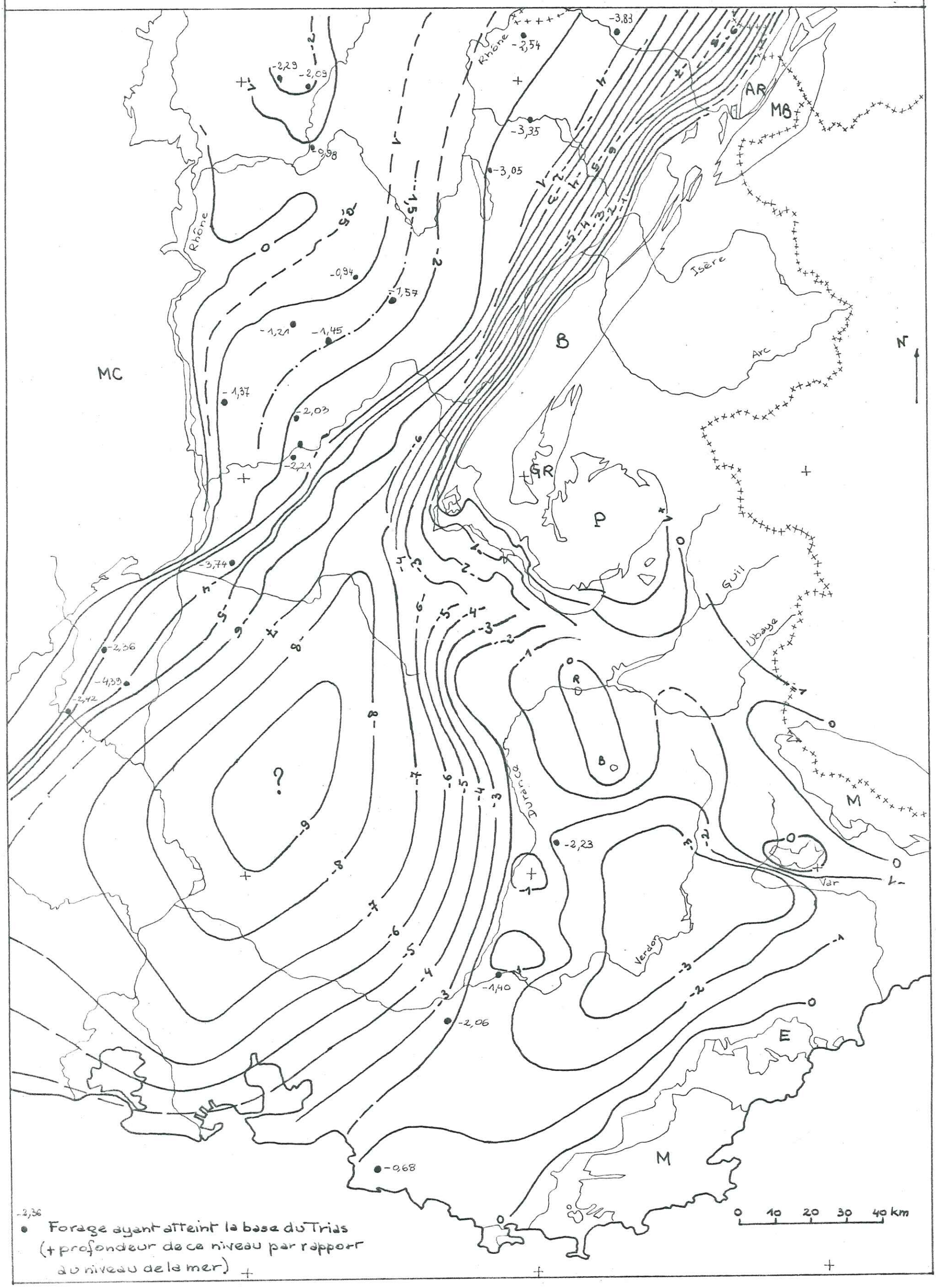
.../...

miques des enseignements que nous avons tirés de l'étude des ondes Pg. Nous faisons allusion tout spécialement à la corrélation qui existe entre les domaines à vitesse élevée et à forte anomalie magnétique et les zones hautes actuelles du socle (massifs cristallins externes, Maures, Estérel, axe Remollon-Barles, plateau de Riez-Valensole probablement). Comme il a été montré dans un certain nombre de cas que ces régions ont formé des paléoreliefs au cours des temps géologiques, on peut se demander s'il n'existe pas une relation entre de tels paléoreliefs et les domaines rapides et magnétiques. Nous suggérons que lors de la période d'extension qui a affecté la croûte du S.E. de la France depuis le Trias jusqu'au Crétacé (en particulier au Trias et au Lias), cette croûte s'est amincie au moins localement en une sorte de boudinage en grand. Dans ce cas il est logique de penser que les régions à composition plus basique et plus granitique se sont moins amincies que les régions voisines plus déformables. Ces noyaux plus rigides ont ainsi formé des reliefs par rapport aux zones étirées et amincies qui formaient le socle des bassins subsidents voisins. Cependant cette hétérogénéité de composition entrainant une hétérogénéité de déformation n'exclut pas la possibilité d'un rôle important d'autres facteurs (en particulier des conditions thermiques variables d'une région à l'autre, la présence d'accidents anciens). Cette opposition entre domaines peu déformés (en relief) et domaines plus déformés (bassins) ayant une valeur régionale, il a pu exister au sein des domaines moins déformés des accidents délimitant des sous-bassins locaux entrainant des variations parfois rapides dans les épaisseurs de séries (par exemple au sein du "noyau" Belledonne - Grandes-Rousses - Pelvoux ; les "synclinaux" de Bourg-d'Oisans et de Vénosc pourraient être de tels domaines).

Enfin il est probable que cet étirement de croûte n'est pas seulement une déformation continue mais s'est traduit aussi par le jeu de failles normales vraisemblablement courbes (se redressant en surface) empruntant sur une partie de leur tracé des zones de faiblesse (failles par exemple) héritées des orogenèses antérieures (en particulier hercynienne). On peut comparer cet étirement de croûte à un fluage extensif (Lliboutry, 1973) dans lequel les failles que nous venons d'évoquer correspondraient aux lignes de glissement. Il est probable que certaines de ces failles ont été réutilisées (encore) dans l'étape ultérieure (voir 3ème partie) lors de la contraction générale du domaine alpin. Elles ont alors fonctionné en failles inverses.

◇ • ◇ • ◇ • ◇

FIGURE 45: PROFONDEUR DU SOCLE ANTETRIASIQUE DANS LE S.E. DE LA FRANCE



# DEUXIEME PARTIE :

# LA CROÛTE DANS LE S.E. DE LA FRANCE

## I) RECAPITULATION DES DONNEES SUR LA CROUTE

La croûte se définit sismiquement par des vitesses de l'ordre de 6 km /s (croûte supérieure) et 6,5 km/s (croûte inférieure). Elle est séparée du manteau (vitesses en général voisines de 8 km/s) par la discontinuité de Mohorovicic (= Moho).

Les expériences concernant la croûte dans le S.E. de la France correspondent à cinq groupes de travaux principaux :

- Les expériences de 1956, 1958, 1960 effectuées dans le domaine interne des Alpes occidentales.

- Les expériences de 1965, 1966, 1967 concernant le domaine externe et exploitées dans les travaux de Perrier (domaine externe moins la Provence) et de Recq (Provence).

- Les expériences de 1971 et 1972 dans la vallée du Rhône exploitées par Sapin et Hirn.

- Les expériences de 1975 entre les Bauges et le Gotthard, exploitées pour la partie française, par Thouvenot.

Nous allons rappeler les principaux résultats de ces travaux avant de discuter des problèmes qu'ils soulèvent.

A - LES EXPERIENCES DE 1956, 1958, 1960

Ces premières expériences effectuées dans les Alpes occidentales ont permis de mettre en évidence les deux faits majeurs suivants concernant la structure de la croûte de cette région : l'un est l'enfoncement du Moho des zones externes (massifs cristallins externes) vers les zones internes (maximum sous le Briançonnais) ; l'autre fait est la présence à faible profondeur (moins de 10 km) à l'aplomb de la zone Sesia-Lanzo d'un niveau à vitesse rapide (7,3 - 7,4 km/s) interprété comme une remontée du manteau supérieur, remontée qui correspond au maximum positif d'anomalie gravimétrique de Bouguer de cette région. Cette zone se prolonge vers le Sud jusqu'au Nord du Mercantour (région de Cunéo). Cette structure rapide et lourde a été appelée "corps d'Ivrée" (Closs et Labrouste, 1963).

L'interprétation de cette remontée du manteau supérieur a donné lieu à deux modèles.

Le premier, proposé par le groupe de Strasbourg (Fuchs, Müller, Peterschmitt, Rothé, Stein, Strobach), fait de cette structure une lame de manteau supérieur chevauchant une croûte continentale (figure 46), (modèle confirmé par la suite par l'observation de réflexions sur un Moho plus profond situé au-dessous du corps d'Ivrée, vers 55 km de profondeur). Ce type de modèle a été repris par la suite par différents auteurs à quelques modifications près (Giese, 1968 - Ansorge 1968 - Kaminski et Menzel 1968).

Le deuxième modèle, présenté par le groupe de Paris (Labrouste, Choudhury, Perrier) fait se raccorder le manteau supérieur anormal du corps d'Ivrée (V = 7,3 km/s) au manteau supérieur normal (V = 8 km/s) situé sous le Briançonnais, par une forte pente (figure 48).

Une autre différence entre les deux modèles est à noter : le premier admet l'existence d'une croûte inférieure rapide (vitesse de l'ordre de 6,5 à 6,7 km/s) séparée de la croûte supérieure par la discontinuité de Conrad ( que nous appellerons par la suite discontinuité intermédiaire) alors que le deuxième modèle ne considère pas l'existence de cette couche comme prouvée (figure 47).

Les figures 46 à 48 montrent les principaux résultats de ces expériences . Les figures 46 a et b, 47 a et 48 a montrent, pour les discontinuités définies dans chacun des deux modèles, les profondeurs apparentes obtenues en considérant que les ondes se sont propagées dans le plan vertical contenant le point

.../...



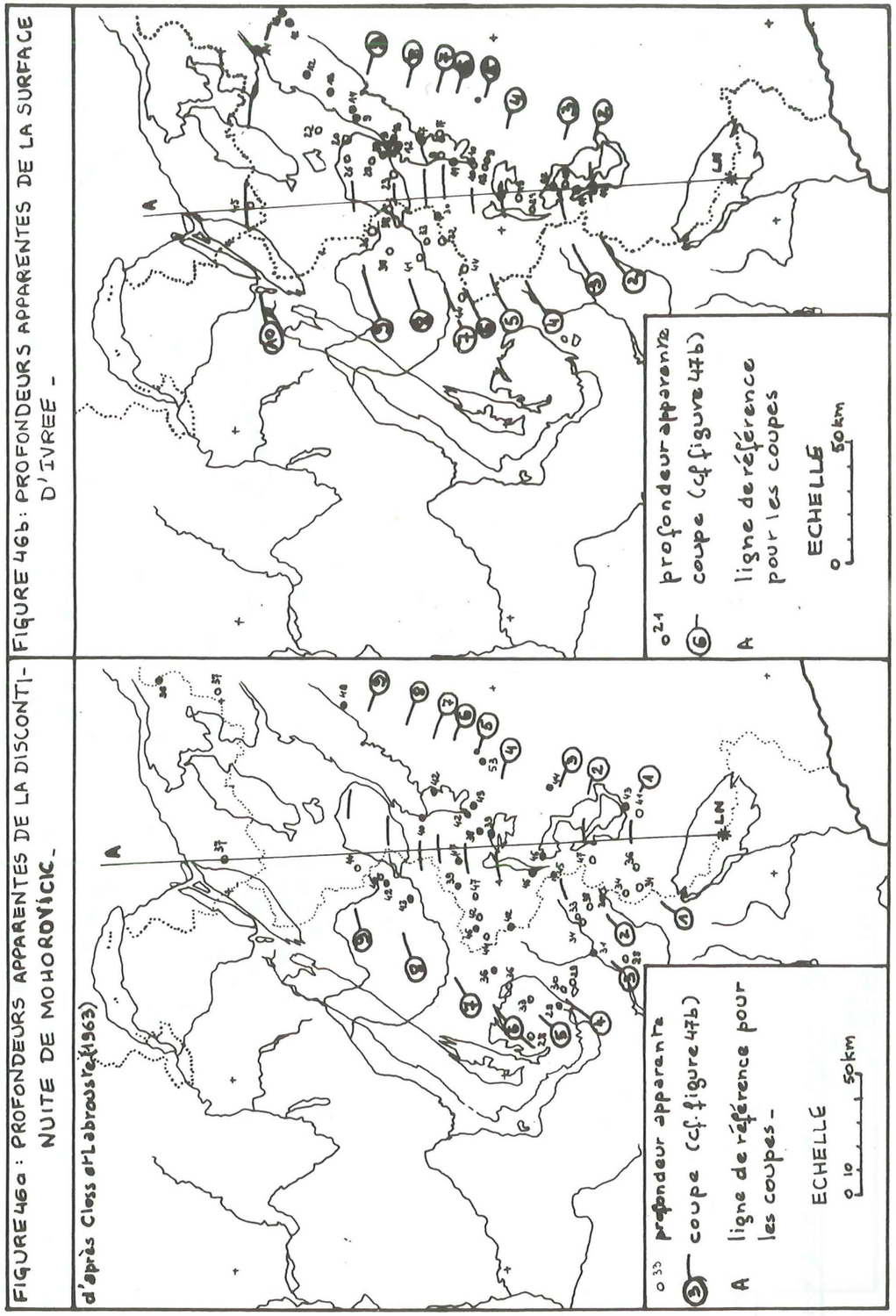



FIGURE 46a : PROFONDEURS APPARENTES DE LA DISCONTINUITE DE MOHOROVICIC -
d'après Closs et Labrouste (1963)

FIGURE 46b : PROFONDEURS APPARENTES DE LA SURFACE D'IVREE -

FIGURE 47 a : PROFONDEURS APPARENTES DE LA DISCONTINUITE DE CONRAD.

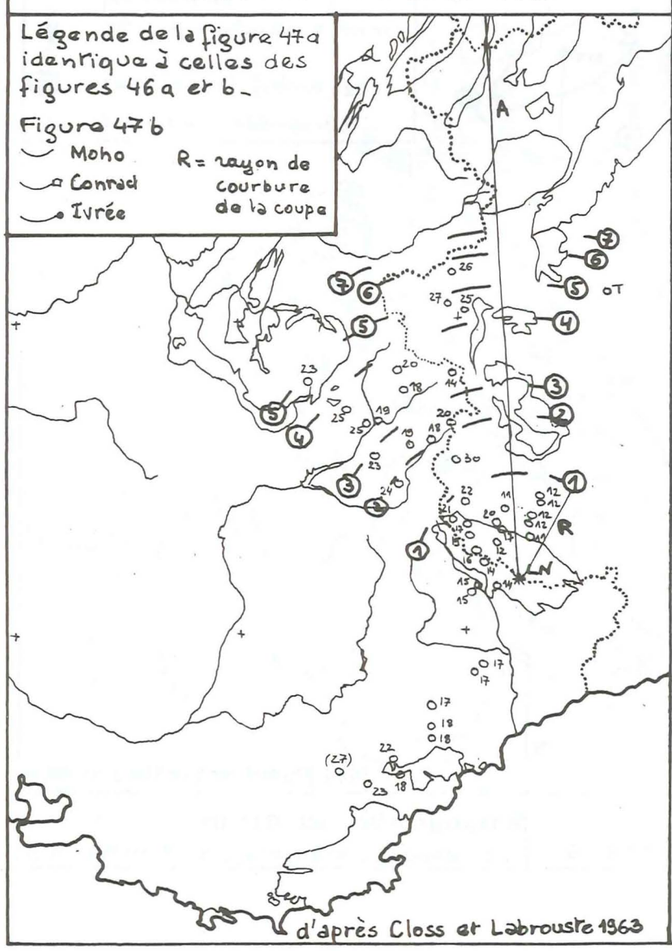



FIGURE 47 b : COUPES MONTRANT LES POSITIONS POSSIBLES DES DIFFERENTES SURFACES

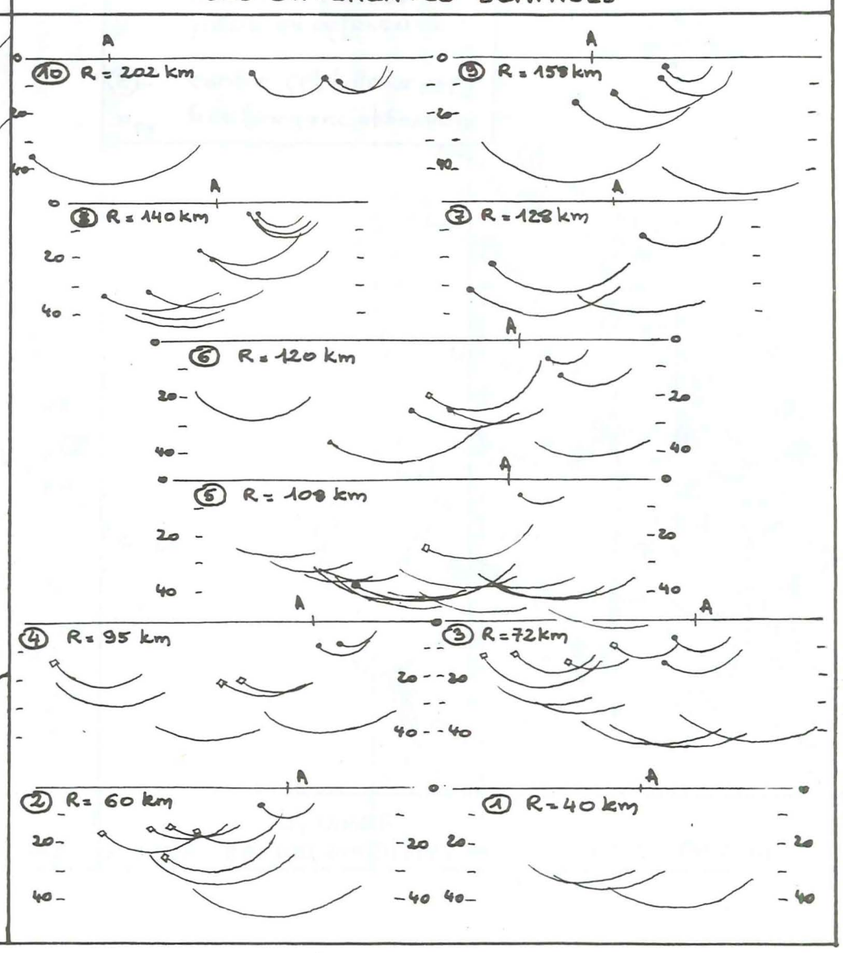





FIGURE 48 a : PROFONDEURS APPARENTES DE LA DISCONTINUITE DE MOHOROVICIC

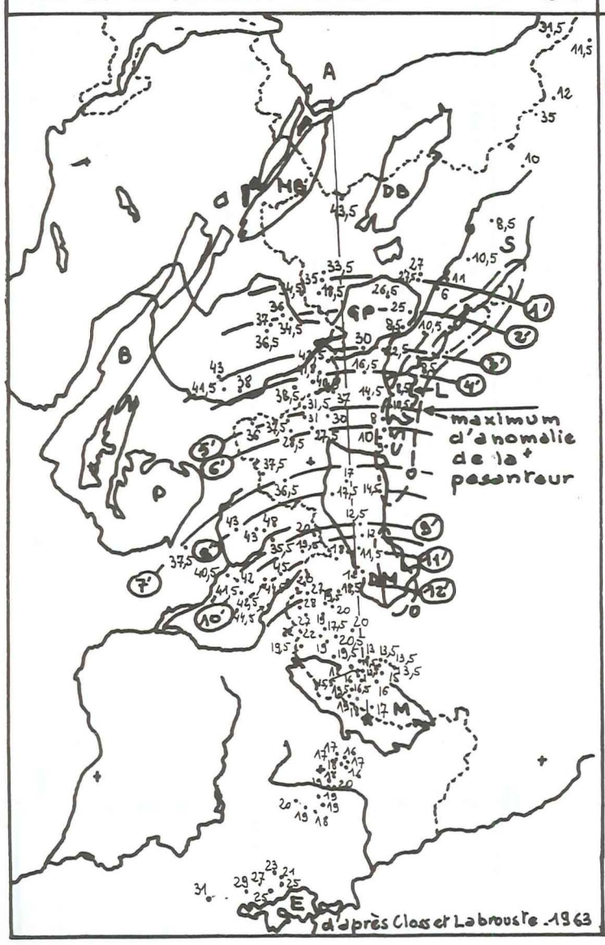
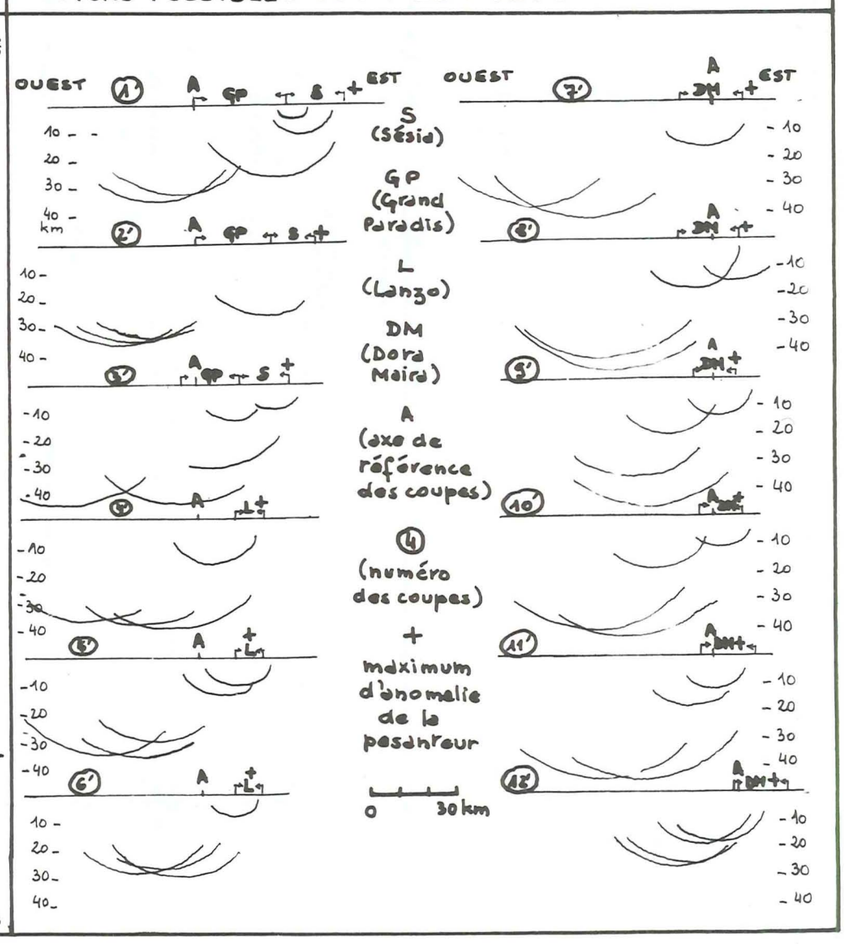



FIGURE 48 b : COUPES MONTRANT LES DIFFERENTES POSITIONS POSSIBLES POUR LE MOHO.




BIBLIOTHÈQUE GRENOBLE INTERUNIVERSITAIRE

de tir et la station. Les coupes des figures 47 b et 48 b permettent de tenir compte dans l'interprétation d'un éventuel pendage latéral de ces surfaces de discontinuité. La solution retenue devra être l'enveloppe de tous les arcs de cercle représentés sur ces coupes.

B - LES EXPERIENCES DE 1965, 1966, 1967 (domaine externe sauf Provence)

Ces expériences dont les résultats sont reportés sur la figure 49 (Perrier, 1973) (localisation des profils sur la figure) ont permis de préciser la profondeur du Moho dans une partie du domaine externe (le profil Lac Nègre —> Chartreuse avait été interprété par Baltenberger (Baltenberger, 1967) et a été réinterprété par Perrier). On peut ainsi distinguer trois régions dans le domaine externe.

- Les massifs cristallins externes sous lesquels le Moho est entre 35 et 41 km de profondeur, ce qui, compte tenu de l'altitude du socle en surface, donne une épaisseur de croûte sialique comprise entre 38 et 45 km.

- Les massifs subalpins du Nord sous lesquels le Moho est situé entre 28 et 33 km, ce qui, compte tenu des épaisseurs de sédiments, donne une épaisseur de croûte sialique comprise entre 25 à 30 km : on peut comparer les valeurs à celles trouvées dans le Massif Central (Perrier - Ruegg, 1973), dans les Vosges (Edel 1975) et d'une manière générale dans l'ensemble de la France "hercynienne" où elles sont analogues .

- Les massifs subalpins du Sud montrent un Moho situé autour de 40 km de profondeur, ce qui conduit à une croûte d'environ 35 km. Toutefois il semble que ce domaine présente des variations assez importantes aussi bien en ce qui concerne les profondeurs que les épaisseurs de croûte (en particulier le Moho serait à 45 km sous le Dévoluy, soit plus profond que sous le Pelvoux).

C - LES EXPERIENCES DE 1965, 1966, 1967 (Provence)

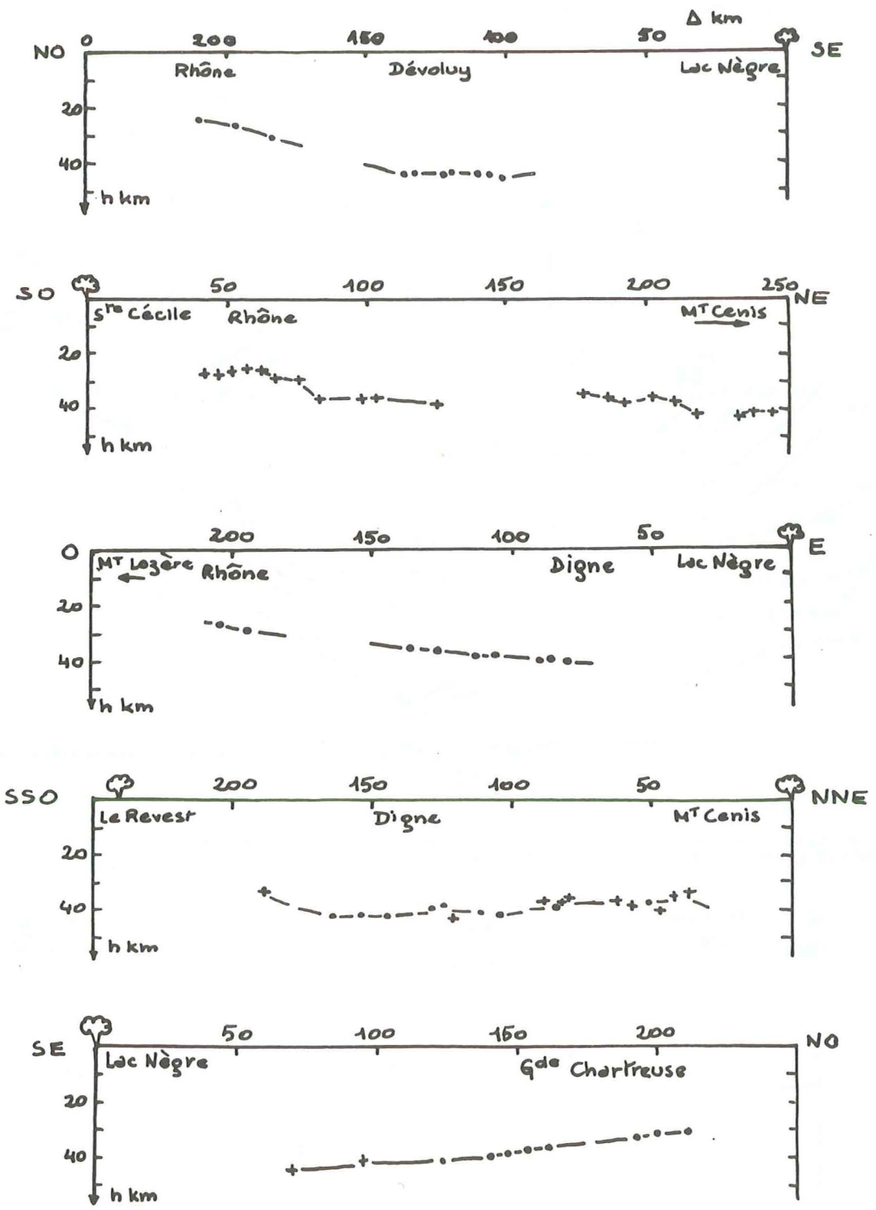
Il s'agit ici des travaux de Recq (Recq, 1974) qui a montré que le Moho en Provence était à une profondeur comprise entre 32 et 36 km, le maximum étant atteint au Nord des Maures (figure 50). Cependant au voisinage de la Méditerranée le Moho remonte jusqu'à moins de 25 km de profondeur. Se superposant à cela il observe une remontée du Moho du massif de l'Estérel en allant vers Monaco, c'est-à-dire cette fois parallèlement à la côte. Enfin cet auteur signale la présence possible d'une masse rapide et lourde au sein de la croûte sous l'Estérel

.../...



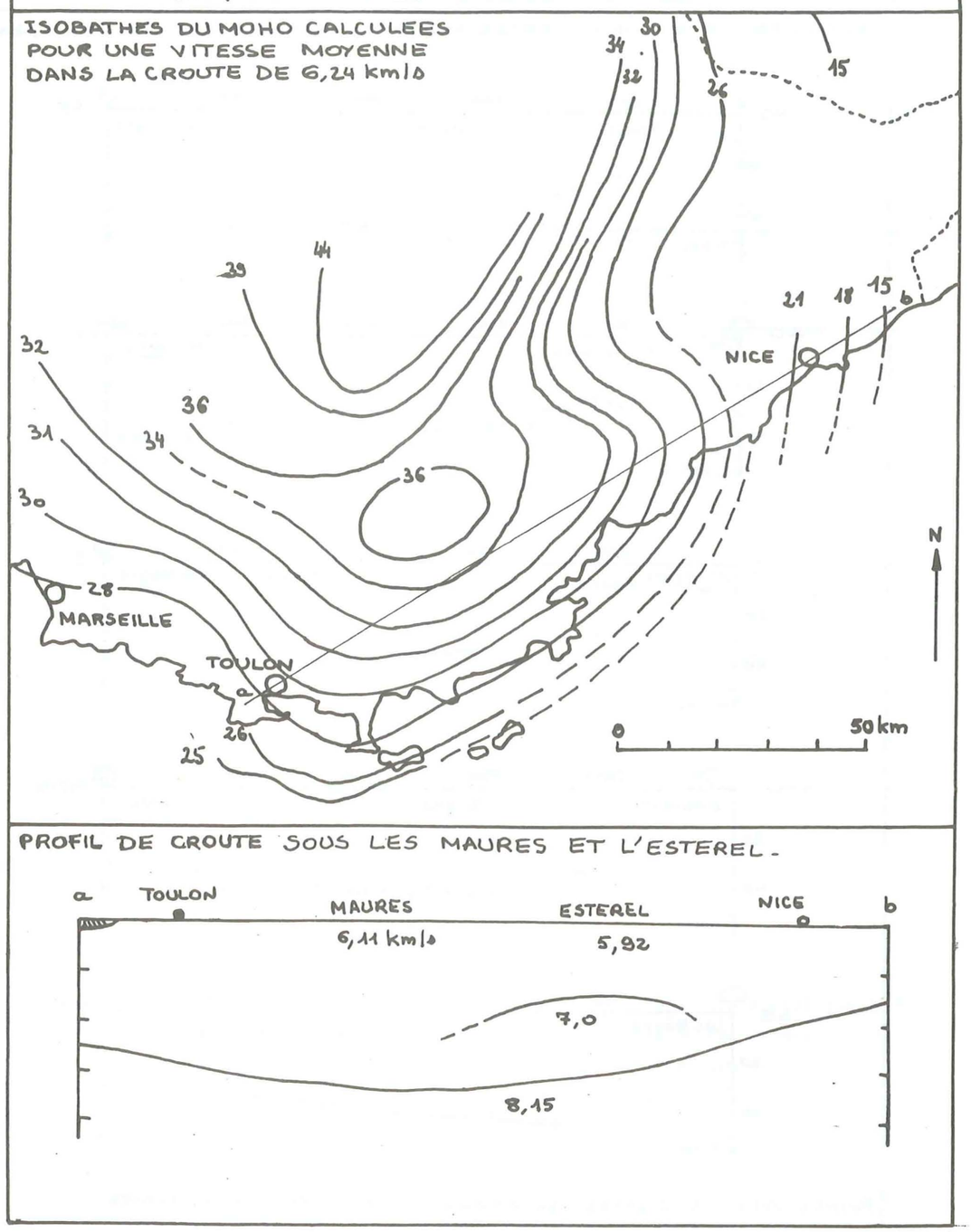
FIGURE 49 : DISCONTINUITE DE MOHOROVICIC DANS LE S.E. DE LA FRANCE (d'après G. PERRIER) - (cf. fig. 57)

CALCUL FAIT AVEC UNE VITESSE MOYENNE DANS LA CROUTE DE 6,07 km/s




Points obtenus d'après les ondes • réfractées + réfléchies

FIGURE 50 : DISCONTINUITE DE MOHOROVICIC EN PROVENCE.
(d'après M. RECQ).






(grâce à l'étude de séismes enregistrés à l'occasion des grands profils).

D - LES EXPERIENCES DE 1971 - 1972

Il s'agit des travaux de Sapin et Hirn sur la basse vallée du Rhône montrant le passage entre cette région et le Massif Central (Sapin et Hirn 1974). Le principal résultat de cette étude est une remontée du Moho dans l'axe de la vallée du Rhône jusqu'à la profondeur de 24 km : cette remontée s'accompagne de trois particularités.

- La première est que, du fait de l'épaisseur des sédiments, la croûte est amincie jusqu'à 15 km, cet amincissement étant entièrement "absorbé" par la croûte supérieure (V = 6,0 à 6,1 km/s), (figures 51 a et b).

- La deuxième est que contrairement à d'autres régions où le Moho remonte (Alsace-Limagne) il n'y a pas trace ici de manteau supérieur anormal (la vitesse du manteau est toujours supérieure à 8 km/s) (figure 52).

- La troisième enfin est que ces auteurs n'ont jamais observé la discontinuité intermédiaire à l'Est de la vallée du Rhône alors qu'elle est toujours observée à l'Ouest et dans le Massif Central (figure 52).

E - LES EXPERIENCES DE 1975

Il s'agit d'un profil allant des Bauges (Mt Revard) au Gotthard (Nufenenpass) qui a été interprété par F. Thouvenot (Thouvenot, 1976). Les profondeurs du Moho trouvées sous le massif du Mont Blanc ont confirmé les valeurs trouvées dans cette région grâce aux expériences antérieures (40 km environ). En outre pour la première fois dans les Alpes françaises a pu être mis en évidence de manière certaine une discontinuité intermédiaire. Nous verrons plus loin que ce problème est plus compliqué en fait. Enfin cet auteur trouve dans la croûte supérieure une zone à faible vitesse (figure 53).

II DISCUSSION DES PROBLEMES SOULEVES PAR CES RESULTATS

Les principaux problèmes que nous venons d'évoquer et que nous allons discuter sont :

- le problème de la géométrie et de la signification du "corps d'Ivréé"

.../...

FIGURE 51 : EXPERIENCES DE 1971-1972 DANS LA VALLEE DU RHONE (D'APRES SAPIN ET HIRN)

FIGURE 51a : DISCONTINUITE DE MOHOROVICIC

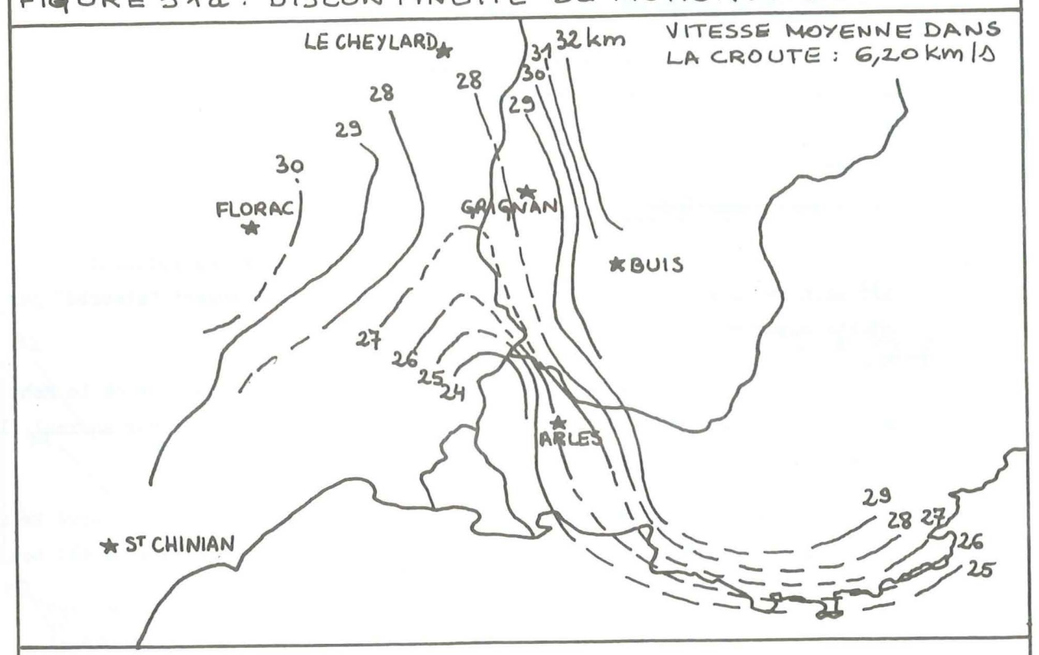



FIGURE 51b : EPAISSEUR DE LA CROUTE SUPERIEURE

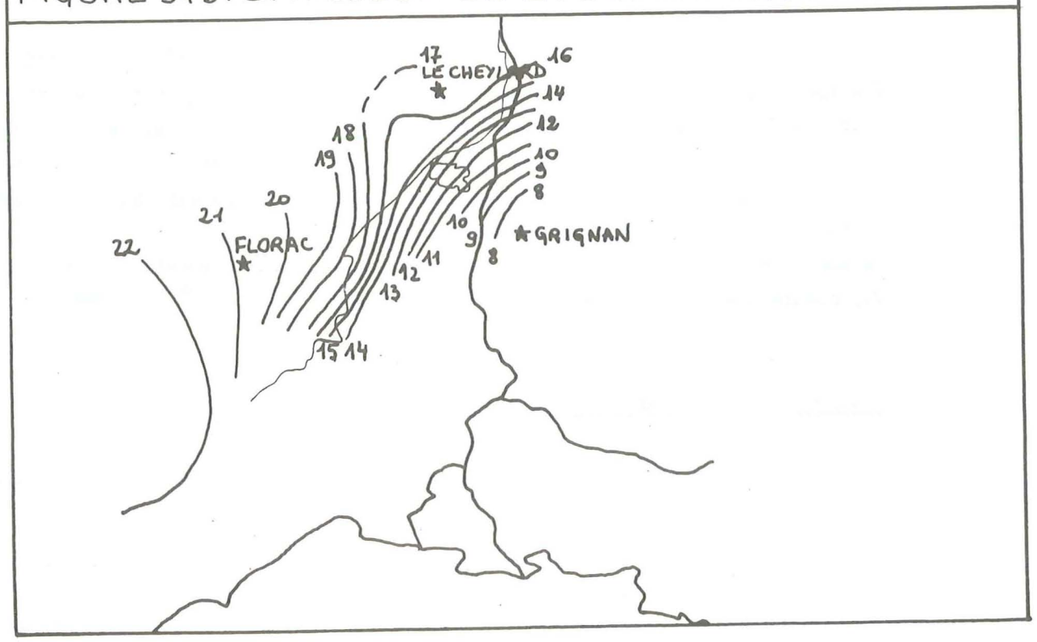
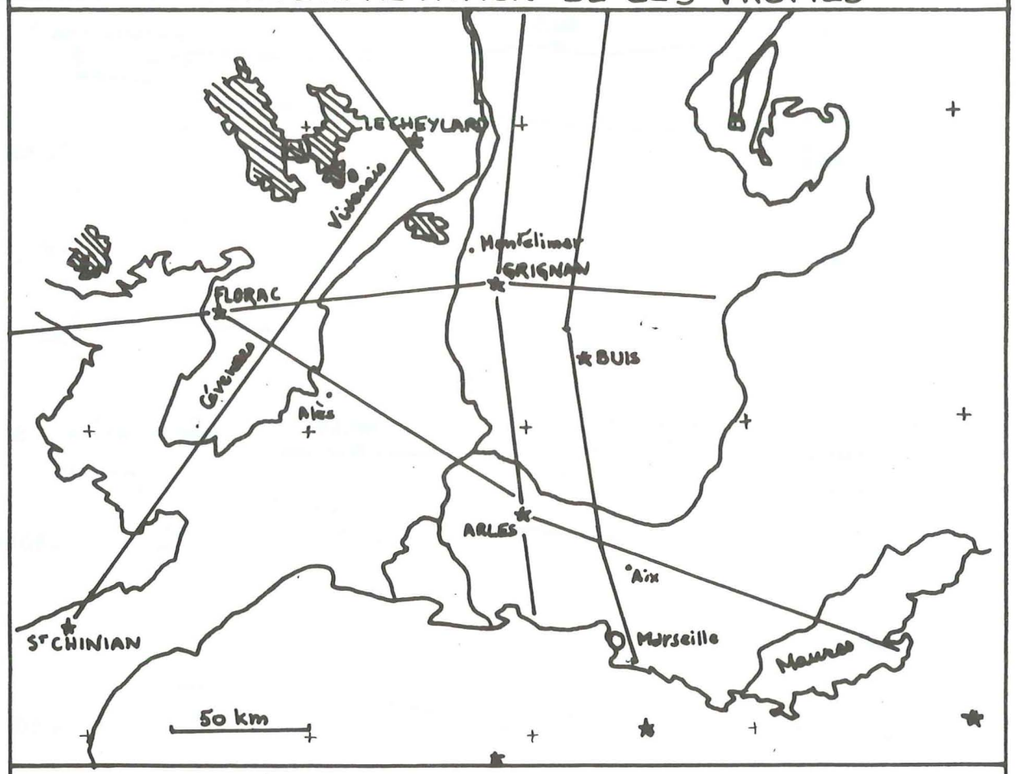





FIGURE 52 : SITUATION DES PROFILS EFFECTUES ET INTERPRETATION DE CES PROFILS



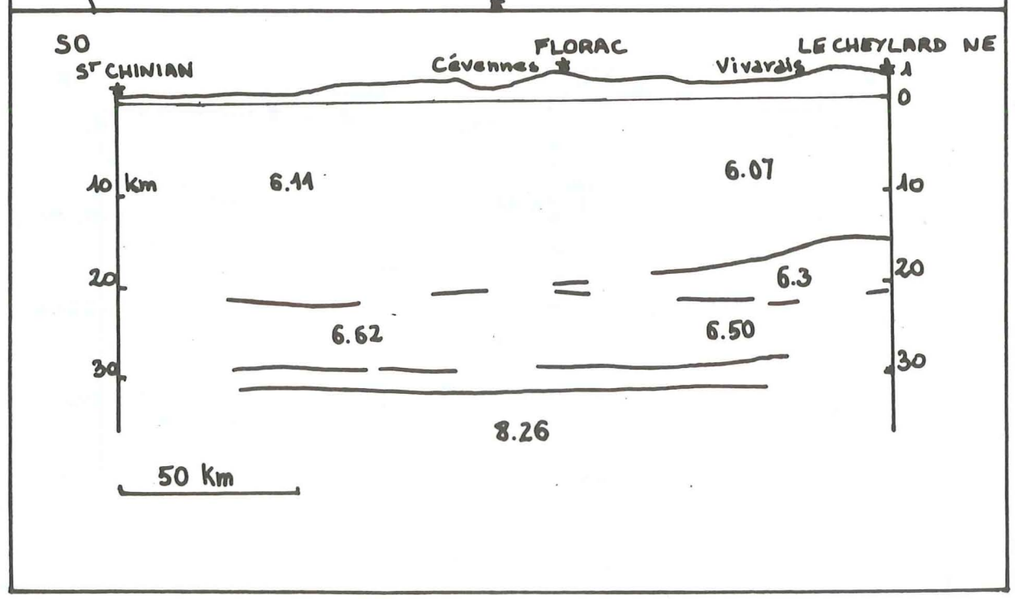



FIGURE 52 (suite)

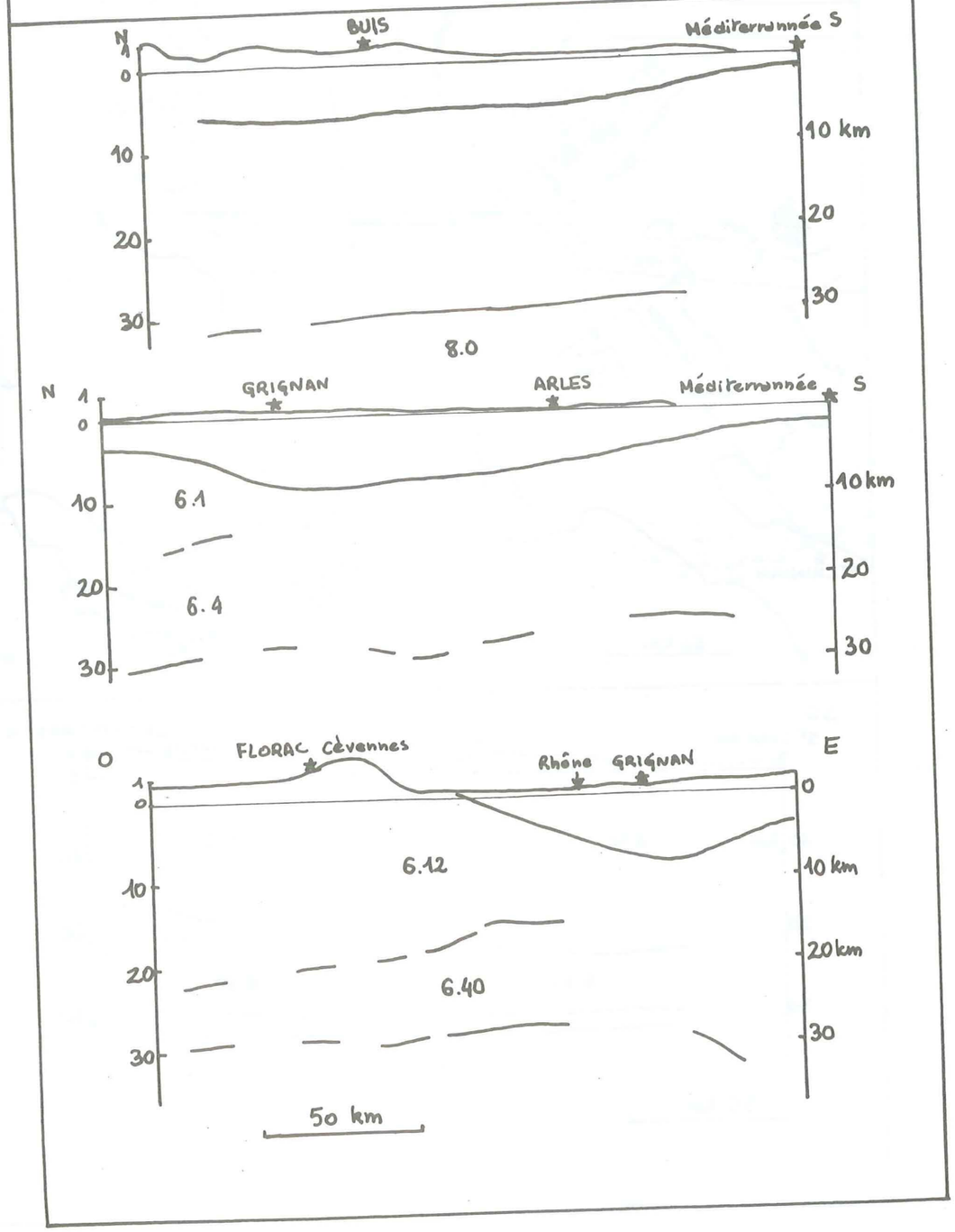
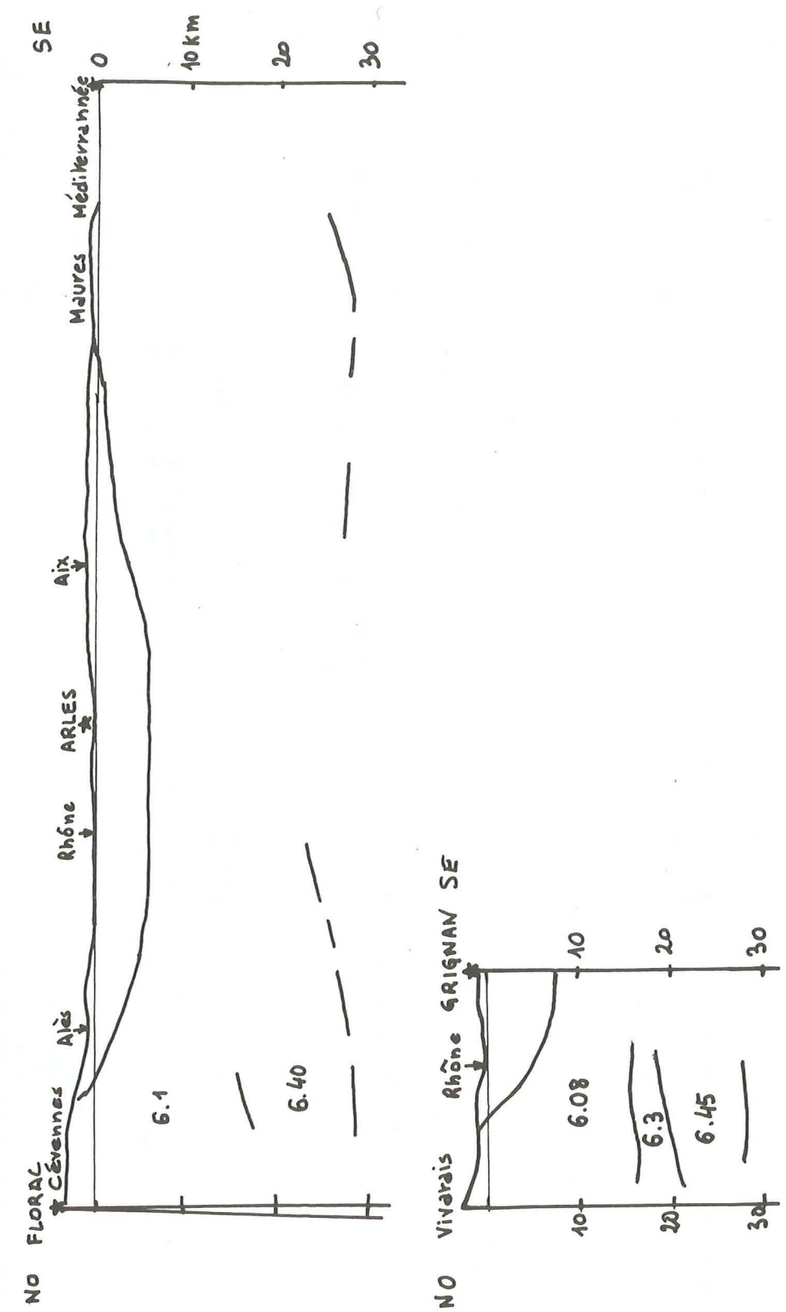
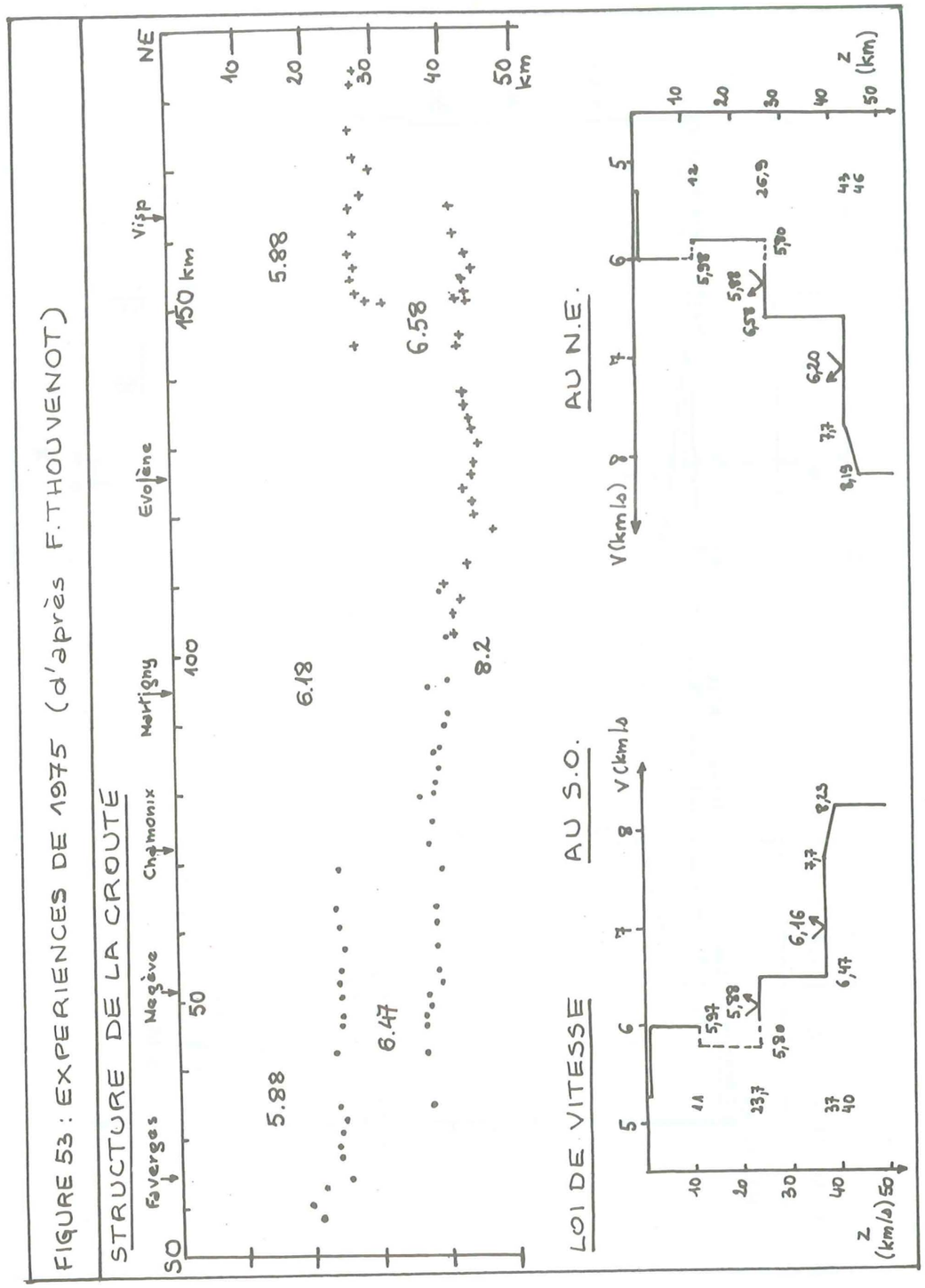





FIGURE 52 (fin)








- le problème des zones à faible vitesse,

- le problème de la croûte inférieure rapide sous les Alpes occidentales et la Provence,

- le problème des variations d'épaisseur de la croûte d'un domaine à l'autre (épaississement, amincissement).

A) <u>LE CORPS D'IVREE</u>

Quelle que soit l'interprétation donnée pour la structure d'Ivrée, cette remontée du manteau supérieur près de la surface (et même jusqu'en surface dans Lanzo) est le résultat d'une structure d'extension (création d'un océan avec remontée de manteau supérieur) ayant postérieurement été refermée. Il est alors logique de rechercher dans la structure d'Ivrée la trace de ceux structures jadis symétriques correspondant aux marges de deux continents séparés par l'ouverture de l'océan (océan piémontais séparant le continent européen du continent africain auquel appartenait l'Italie). Or, si l'on considère les deux modèles proposés (Strasbourg et Paris), le premier (bec chevauchant vers le N.O.) impliquant (à notre avis) une appartenance du corps d'Ivrée à la lithosphère africaine, le deuxième impliquant (à notre avis) un rattachement de cette structure à la lithosphère européenne, on peut se demander si les deux modèles ne développent pas chacun un aspect d'une même réalité. Si l'on considère maintenant les coupes des figures 47 et 48 et qu'on cherche une surface compatible avec tous les points donnés par le calcul, on s'aperçoit qu'avec les deux modèles on trouve un type de solution répondant au même schéma. Cette solution implique l'existence de trois zones (cf. figures 54 et 55).

Une première zone, la plus élevée et la plus orientale correspond au bec chevauchant du groupe de Strasbourg. Cette zone chevauche une deuxième zone correspondant à un Moho qui s'enfonce vers l'Ouest avec un pendage moyen de 30 à 50° ; on peut assimiler cette zone à l'enfoncement du Moho décrit par le modèle du groupe de Paris. Enfin sous cette zone et chevauchée par elle on retrouve un Moho surmontant un manteau supérieur normal, dont la profondeur varie d'un modèle à l'autre en fonction des hypothèses de calcul introduites.

Avant de pousser plus loin l'interprétation, il nous semble utile de rappeler brièvement quels sont les domaines géologiques en présence dans cette région et comment se pose le problème de leurs rapports.

.../...

FIGURE 54 : INTERPRETATION DU CORPS D'IVREE A PARTIR DES RESULTATS DU GROUPE DE STRASBOURG

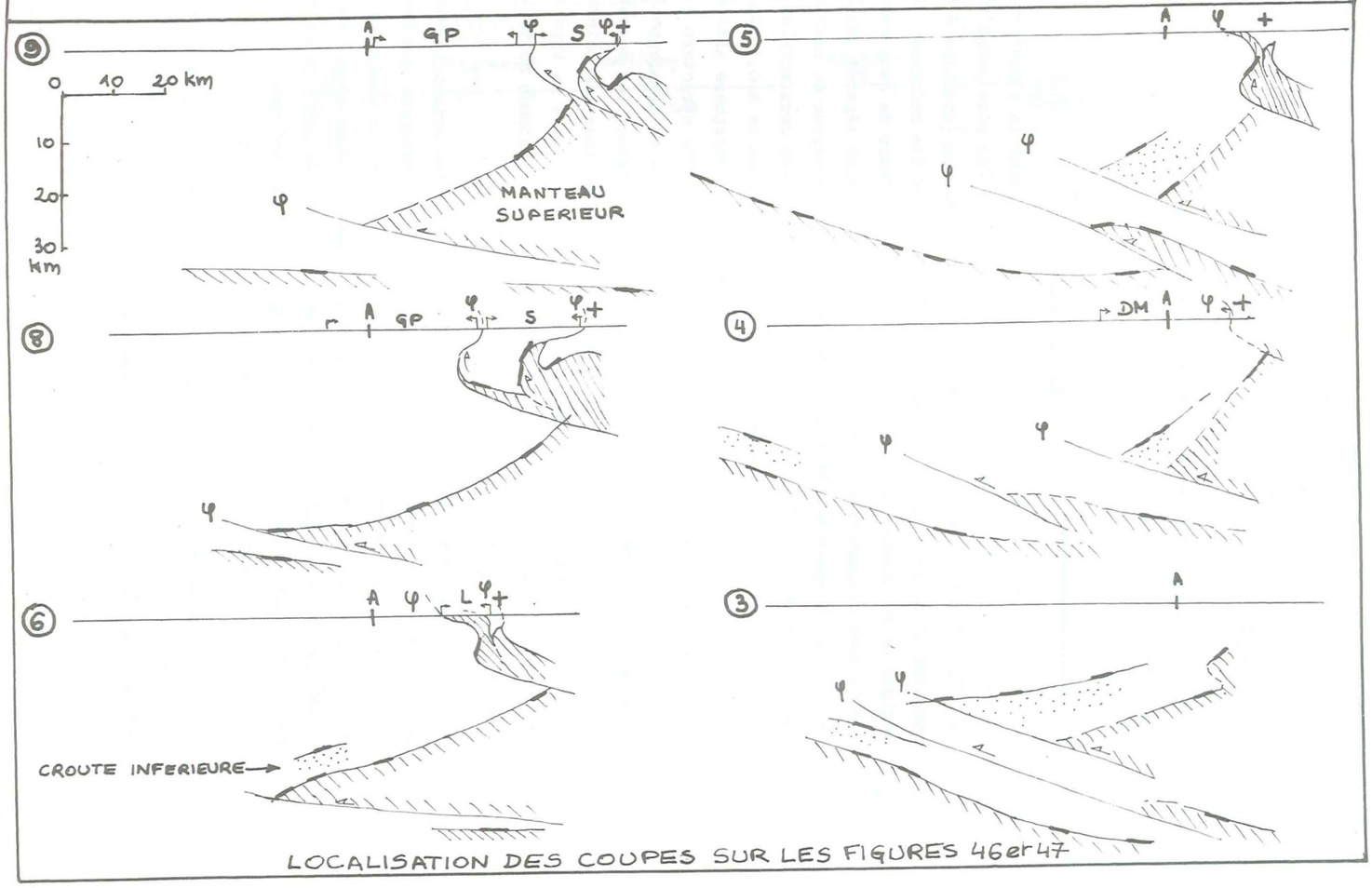
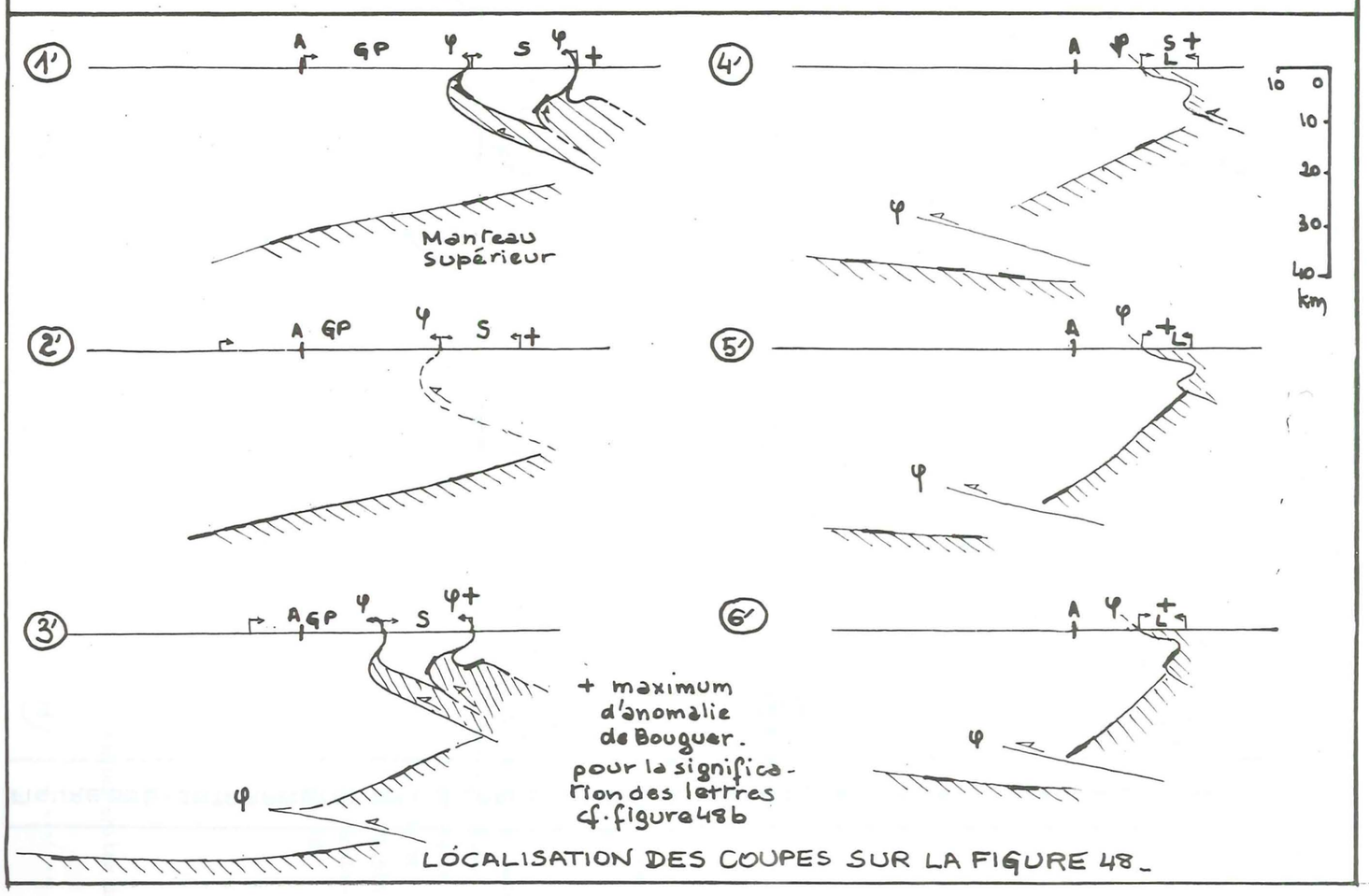





FIGURE 55a : INTERPRETATION DU CORPS D'IVREE A PARTIR DES RESULTATS DU GROUPE DE PARIS.



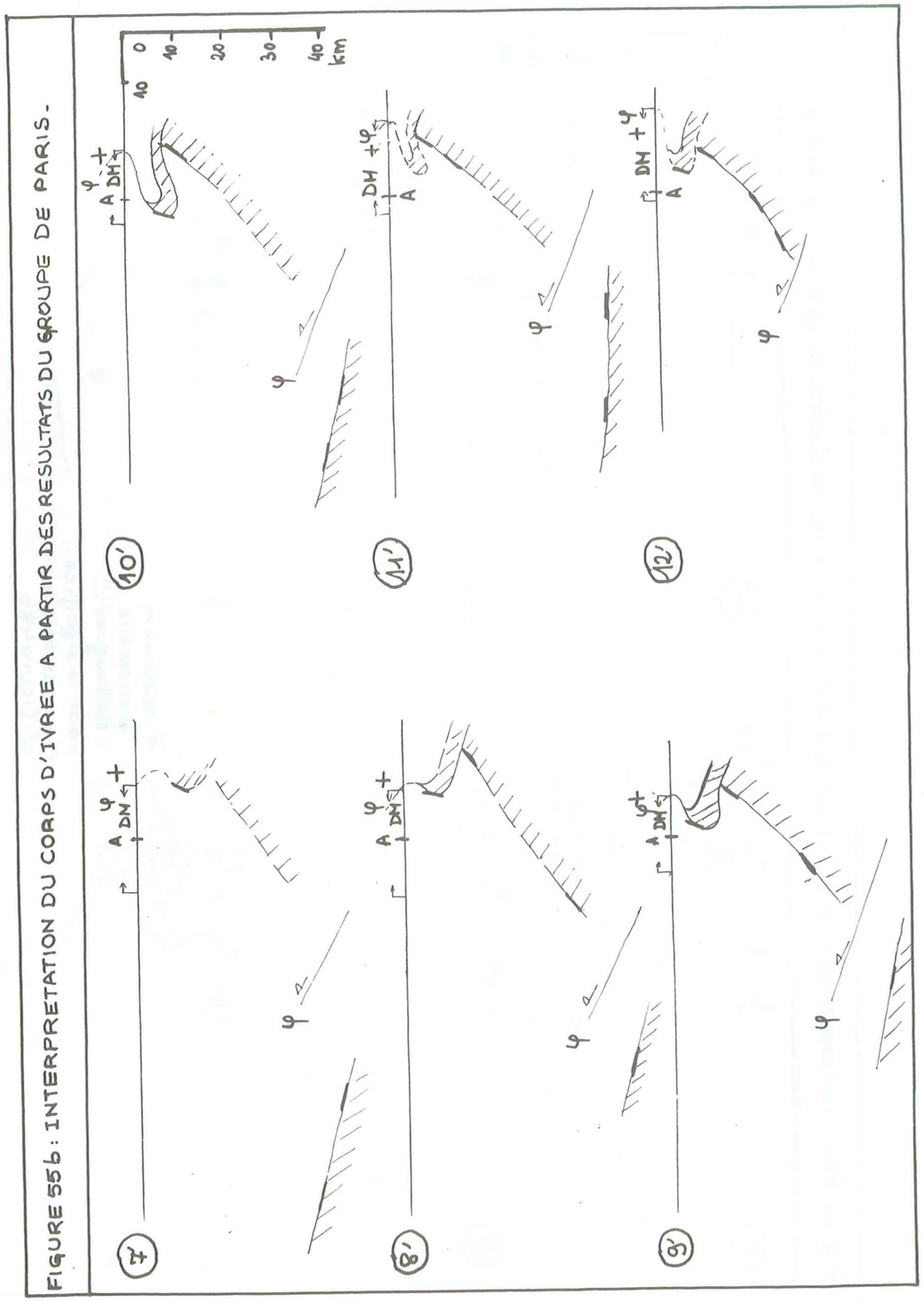



FIGURE 55b : INTERPRETATION DU CORPS D'IVREE A PARTIR DES RESULTATS DU GROUPE DE PARIS.



D'Est en Ouest on peut distinguer successivement :

- La zone d'Ivrée, socle métamorphique ancien non métamorphisé pendant l'orogenèse alpine, est surmontée d'une série sédimentaire de type austro-alpin, ce qui fait rattacher cette zone au domaine sudalpin.

- La zone du Canavèse, suture complexe, montre en particulier des schistes lustrés à ophiolites ainsi que des petits massifs de roches ultrabasiques (Rivara, Baldissero, Balmuccia).

- La zone Sesia-Lanzo montre un socle (Sesia) métamorphisé dans les faciès haute pression (Comes, 1975) pendant l'orogénèse alpine (métamorphisme daté de 100 à 130 MA) et un massif de roches ultrabasiques (Lanzo) considéré comme du manteau supérieur porté à l'affleurement (Nicolas, 1974). Les relations géométriques entre Sesia et Lanzo ne sont pas clairement établies. Au métamorphisme près, les séries de Sesia et de la zone d'Ivrée sont très proches, ce qui fait rattacher Sesia au socle sudalpin. Cependant cela a récemment été remis en cause par Aubouin et Al (Aubouin et Al, 1977) qui envisagent un rattachement possible de Sesia au socle pennique.

- Les écailles de Viu-Locana limitent à l'Ouest la zone Sesia-Lanzo et sont considérées en général comme la trace du domaine piémontais (domaine correspondant à l' "océan" séparant la plaque européenne de la plaque sudalpine ainsi qu'aux marges de ces plaques).

- Le domaine pennique interne dont le socle, recouvert en grande partie par les schistes lustrés (appartenant au domaine piémontais) apparaît dans les massifs de Dora-Maira, Grand-Paradis, Mont-Rose. Le massif du Grand-Paradis ainsi que les autres massifs cristallins internes ont subi un métamorphisme de haute pression qui semble plus récent que celui de Sesia (60 - 70 MA) (C. Chopin et H. Maluski, 1978). Il faut rappeler enfin que R. Michel a souligné les analogies pétrographiques entre les séries du Grand-Paradis et celles de Sesia (R. Michel, 1953).

Les deux principaux problèmes qui se posent sont donc :

- de quel côté de l'océan piémontais se situait Sesia ?

- quels sont les rapports géométriques entre les différentes unités de

.../...

manteaux supérieurs (Lanzo, écailles jalonnant la ligne du Canavèse, corps d'Ivrée des géophysiciens) et les différents domaines de croûte continentale que nous avons définis ?

A la première question, trois solutions sont envisageables : - soit Sésia appartient au domaine européen (Aubouin, 1977) - soit au domaine sudalpin (Nicolas, 1974) - soit au domaine piémontais (Debelmas, 1975) auquel cas ce domaine aurait valeur d'une lanière de croûte continentale isolée au milieu du domaine océanique un peu comme l'actuel horst Danakil dans la Mer Rouge.

Nous pensons que la troisième solution est plus satisfaisante. En effet la première est difficilement compatible avec l'âge du métamorphisme dans Sesia (120 MA) qui implique qu'à cette époque l'océan piémontais était refermé. Or l'existence de flyschs à helminthoïdes jusqu'au paléocène montre une persistence du domaine océanique jusqu'à cette époque au moins. Cet argument n'est toutefois valable que si on admet que le métamorphisme dans Sésia est lié au chevauchement de la zone d'Ivrée sur ce massif. La deuxième solution n'explique pas la présence de schistes lustrés à ophiolites le long de la ligne du Canavèse et s'appuie en outre sur des analogies de faciès entre Sesia et la zone d'Ivrée qui, à notre avis, ne prouvent rien ; en effet l'ouverture du domaine piémontais a séparé des domaines qui peuvent très bien présenter des analogies de faciès puisqu'ils étaient très proches avant l'ouverture de l'océan.

Compte tenu de la solution que nous avons choisie, nous proposons le schéma suivant concernant les relations entre les unités de manteau supérieur et les unités de croûte.

Les massifs de Rivara, Baldissero, Balmuccia représentant le manteau se trouvant sous la zone d'Ivrée (au sens géologique).

Le massif de Lanzo représente le manteau de la zone Sésia dans l'hypothèse où ce massif est géométriquement sous Sésia ou bien la suite du manteau de la zone d'Ivrée si ce massif est chevauchant sur Sésia.

Quant au corps d'Ivrée des géophysiciens il peut se raccorder aux écailles de Rivara, Baldissero en introduisant une géométrie un peu plus complexe que celle proposée par les différents auteurs, consistant en un biseau recourbé dont la pointe se raccorde aux massifs en question (figure 55).

.../...



Au niveau de Lanzo on peut retrouver une géométrie analogue. Par contre plus au Sud, au niveau de Dora-Maira, il semble que seule la partie du corps d'Ivrée qui montre un enfoncement du Moho vers le S.O. soit représentée (fig.55 b)

## B) LE PROBLEME DES ZONES A FAIBLE VITESSE

On peut distinguer deux cas de figure.

- Le premier, decrit par Ansorge (Ansorge, 1968) dans le domaine pennique, montre la superposition de couches à vitesse inférieure ou égale à 5,8 km/s et de couches à vitesse voisine de 6,5 km/s (vitesse de croûte inférieure). La présence de ces couches rapides jusqu'à moins de 5 km de la surface suggère que la cause de ces superpositions de terrains à vitesses différentes est tectonique (chevauchements qui font remonter les niveaux profonds).

- Le deuxième cas montre une zone à faible vitesse localisée au sein de la croûte supérieure (Thouvenot, 1976 - Giese, 1968) entre 10 et 20 km environ (figure 53). L'origine de cette faible vitesse peut être due soit à un échauffement des roches (K. Fielitz, 1971), soit un chevauchement au sein de la croûte supérieure, ces deux phénomènes pouvant d'ailleurs être liés.

Pour aller plus loin dans l'interprétation il serait nécessaire de mieux connaître la géométrie de cette zone dans les trois dimensions.

## C) LE PROBLEME DE LA CROUTE INFERIEURE

Après les travaux de Sapin et Hirn dans la basse vallée du Rhône prolongeant ceux de Perrier dans le Massif Central, on peut considérer comme certaine l'existence d'une croûte inférieure rapide sous le Massif Central et sa bordure S.E. jusqu'à une ligne Alès-Montélimar. Au S.E. de cette ligne, sous la Provence et les massifs subalpins du Sud, la discontinuité séparant la croûte supérieure de la croûte inférieure n'a jamais été observée de manière nette.

Plus au Nord nous possédons deux informations sur ce sujet. D'une part les travaux de Thouvenot ont montré une discontinuité de vitesse nette dans la croûte sous le Nord de Belledonne et le Sud des Aiguilles Rouges. Par contre sous le bord interne du Gotthard cette discontinuité quoique visible est beaucoup moins nette (figure 53). D'autre part le profil Lac des Rochilles —> Rhône (1956) montre des arrivées correspondant à cette discontinuité située à l'aplomb du

.../...

Vercors (cf. figure 23).

De toutes ces données on peut conclure à l'existence d'une ligne dirigée S.O.- N.E. passant par Alès, Montélimar, se prolongeant sous les massifs cristallins externes, qui sépare un domaine au N.O. possédant une discontinuité intermédiaire nette d'un domaine au S.E. dans lequel cette discontinuité de vitesse est soit absente, soit moins nette.

Comment expliquer une telle différence dans les lois de vitesse ? Nous ne ferons ici que poser le problème dans la mesure où ce phénomène nous semble plus lié aux mécanismes de déformation de la croûte qu'aux mécanismes de déformation que nous étudions dans ce travail.

Est-ce que dans les domaines alpin et provençal, la croûte inférieure est absente (ou très réduite) ou seulement difficile à voir. Dans le premier cas toute la croûte serait d'une composition voisine de celle de la croûte supérieure ("granitique") ce qui à notre connaissance n'a jamais été décrit en milieu continental. Dans le deuxième cas on pourrait avoir un passage progressif à la croûte inférieure ce qui expliquerait le caractère peu net des réflexions (voire invisible avec le matériel utilisé au cours des premières expériences). Cela conduirait à envisager une croûte ayant globalement une composition peu différente de celle du Massif Central, mais répartie différemment selon une verticale : en termes de densités, on aurait dans le cas du Massif Central, superposition de matériaux légers (granites) et de matériaux plus denses, alors que dans les domaines alpin et provençal un passage progressif entre les matériaux légers et les matériaux plus denses en profondeur. Ce fractionnement plus poussé des densités dans les domaines alpin et provençal pourrait traduire l'existence d'un flux de chaleur plus élevé dans cette région que plus à l'Ouest au moment de la formation de la croûte inférieure.

D) LE PROBLEME DES VARIATIONS D'EPAISSEUR DE LA CROUTE

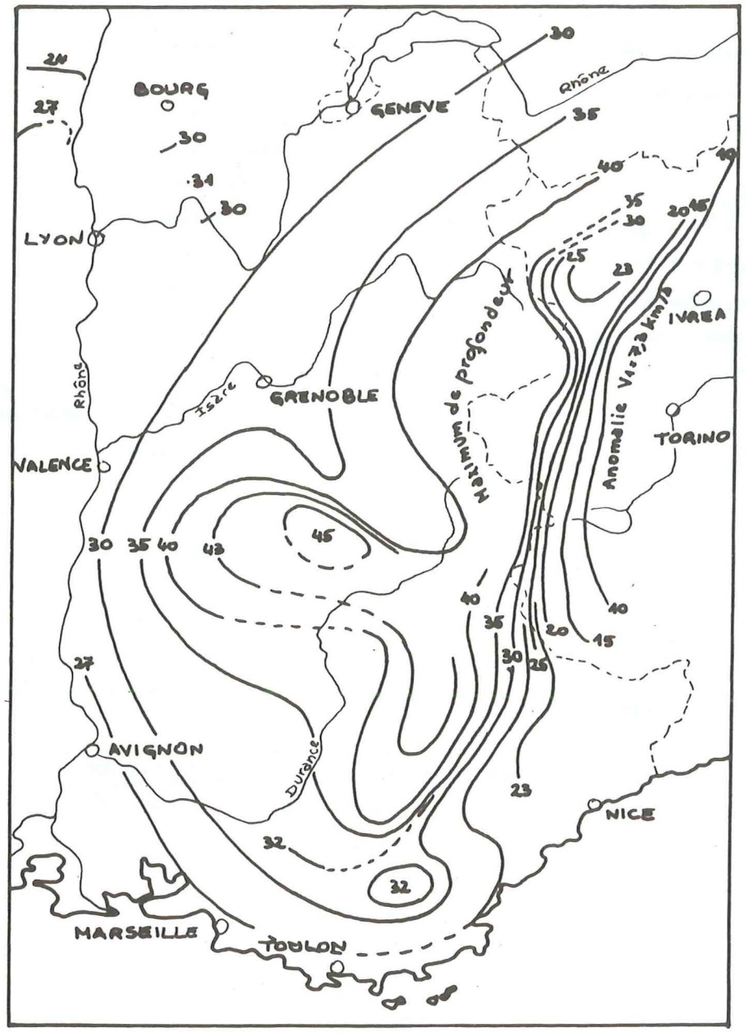
Considérons l'épaisseur de la croûte définie comme la distance entre le Moho et la surface du socle. Nous calculerons cette épaisseur à l'aide de la carte du socle que nous avons établie précédemment (figure 45) et d'une carte du Moho établie à partir des différentes cartes publiées : ces cartes sont celles de Sapin et Hirn (figure 51), Recq (figure 50) et Perrier (figure 56).

Le principal problème qui se pose pour établir une telle carte est celui des raccords entre les différentes cartes publiées qui sont calculées avec des hypothèses sur la vitesse moyenne dans la croûte et la vitesse dans le man-

.../...



FIGURE 56 - CARTE ISOBATHE DU MOHO DANS LE S.E. DE LA FRANCE (D'APRES PERRIER - RECQ - LABROUSTE)




Vitesse moyenne dans la croûte = 6,07 km/s

teau supérieur différentes. Ces raccords sont d'autant plus délicats à faire que les vitesses en question sont probablement très variables d'une région à l'autre.

Un autre problème plus ponctuel se pose. Il s'agit de la grande profondeur du Moho trouvée sous le Dévoluy. Cette profondeur est en particulier supérieure à celle trouvée sous le Pelvoux, ce qui associé à l'existence de sédiments épais sous le Dévoluy devrait provoquer une anomalie de Bouguer négative sous le Dévoluy par rapport au Pelvoux ; or c'est l'inverse que l'on observe. Cette anomalie apparente peut être supprimée si l'on considère d'une part que les points trouvés sous le Dévoluy appartiennent à un plan ayant un pendage latéral (vers le S.O.), d'autre part que la vitesse moyenne dans la croûte située sous le Pelvoux est supérieure à celle située sous le Dévoluy (ce qui est justifié ne serait-ce que par les différences de vitesses trouvées dans la croûte supérieure grâce à l'étude des Pg) : dans ce cas la géométrie du Moho correspondrait à la superposition d'un enfoncement général vers le N.E. et d'une remontée en forme de dôme située sous le Pelvoux (figure 58). Si l'on considère les épaisseurs de croûte on peut remarquer (figure 59)

- un épaississement de plus de 10 km (la référence de croûte non déformée étant de 30 km) sous les massifs cristallins externes (sauf le Mercantour) ;

- un amincissement de 5 à 15 km sous la bordure S.E. du Massif Central et du Bas-Dauphiné ;

- un épaississement de près de 10 km sous la région de Castellane ;

- un amincissement sous les Alpes maritimes en liaison probable avec l'ouverture de la Mer Ligure.

Nous discuterons le problème de l'épaississement de la croûte sous les massifs cristallins externes dans la partie suivante. En ce qui concerne l'amincissement de la croûte au S.E. du Massif Central et du Bas-Dauphiné il est tout à fait remarquable qu'il affecte uniquement la croûte supérieure (du moins là où la discontinuité intermédiaire a pu être mise en évidence) (figure 52 b).

Une explication possible serait que la croûte inférieure se soit solidifiée postérieurement à l'étirement ayant affecté la croûte supérieure, "fossilisant" en quelque sorte par le bas la géométrie de cette croûte supérieure. Nous rappelons à ce propos que J.L. Tane (J.L. Tane, 1976) a suggéré que le Trias représentait dans l'évolution géochimique du S.E. de la France une époque charnière

.../...



FIGURE 57 : PROFILS AYANT SERVI A ETABLIR LES CARTES DU MOHO (FIGURES 56 ET 58)

o Point de tir
Profils $a_1, a_2, a_3, a_4, a_5$ (cf. figure 49)
Profil b
Profils $c_1, c_2, c_3, c_4, c_5, c_6$ (cf. figure 52)
Profil d (cf. figure 53)

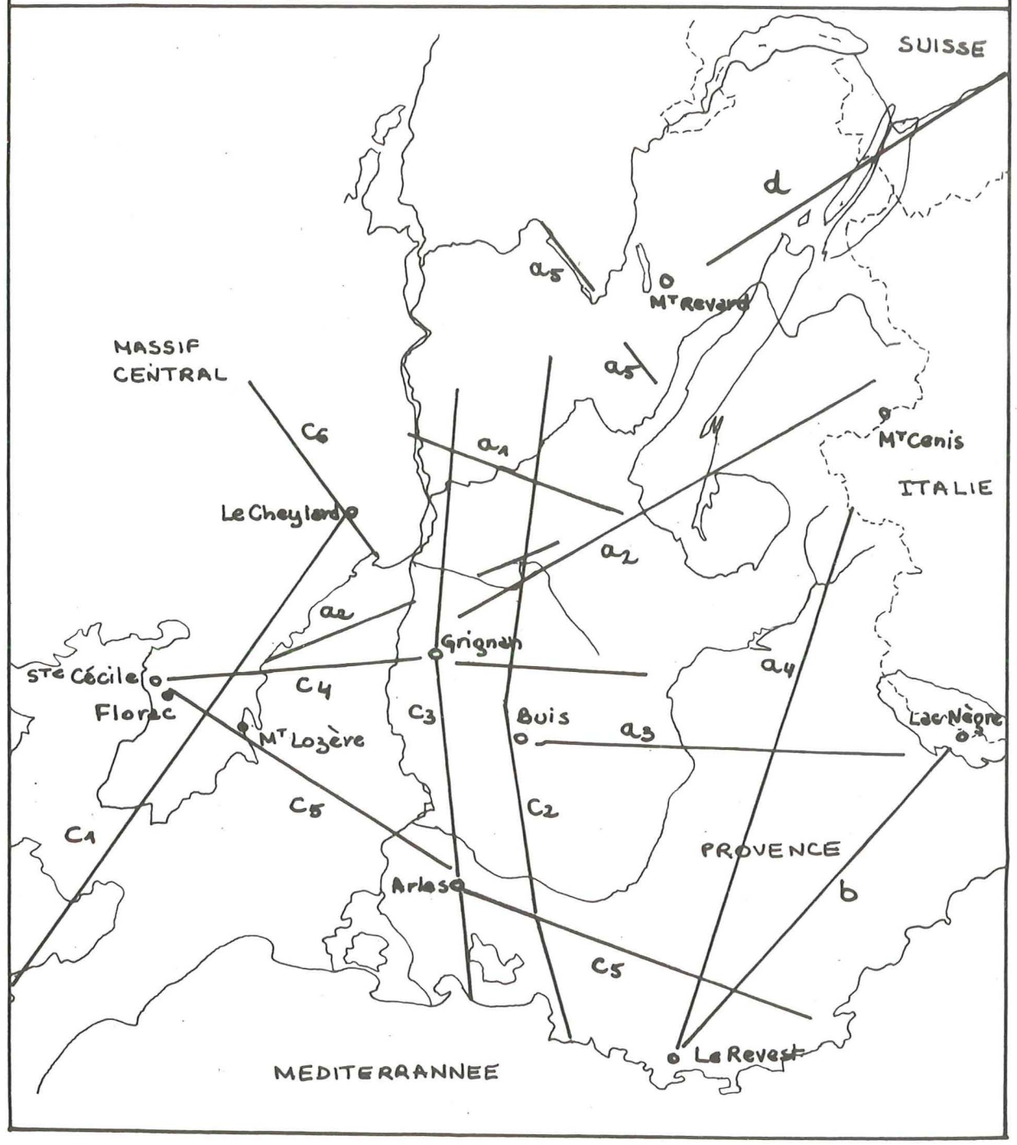


FIGURE 58 : PROFONDEUR DU MOHO DANS LE S.E. DE LA FRANCE

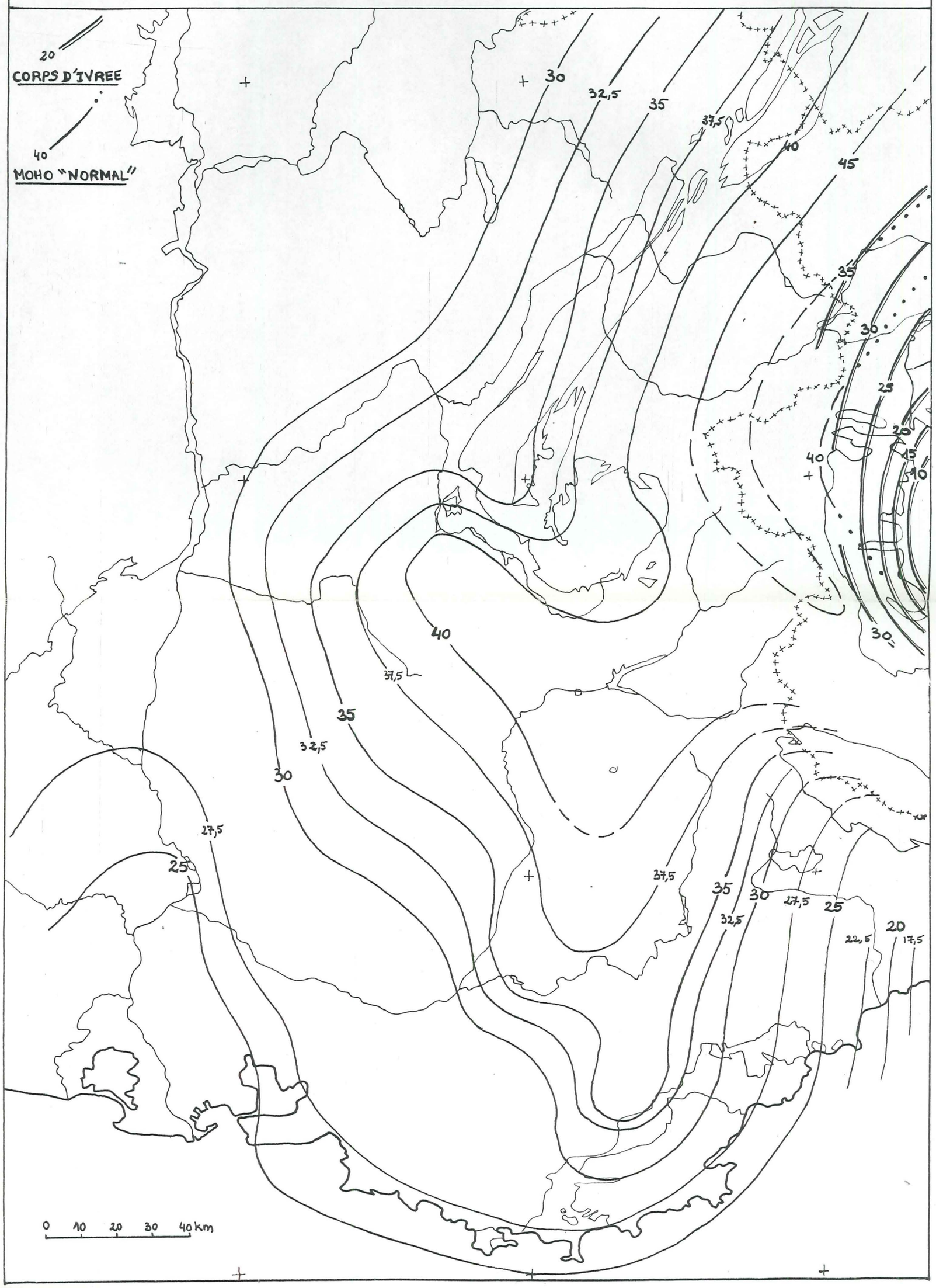
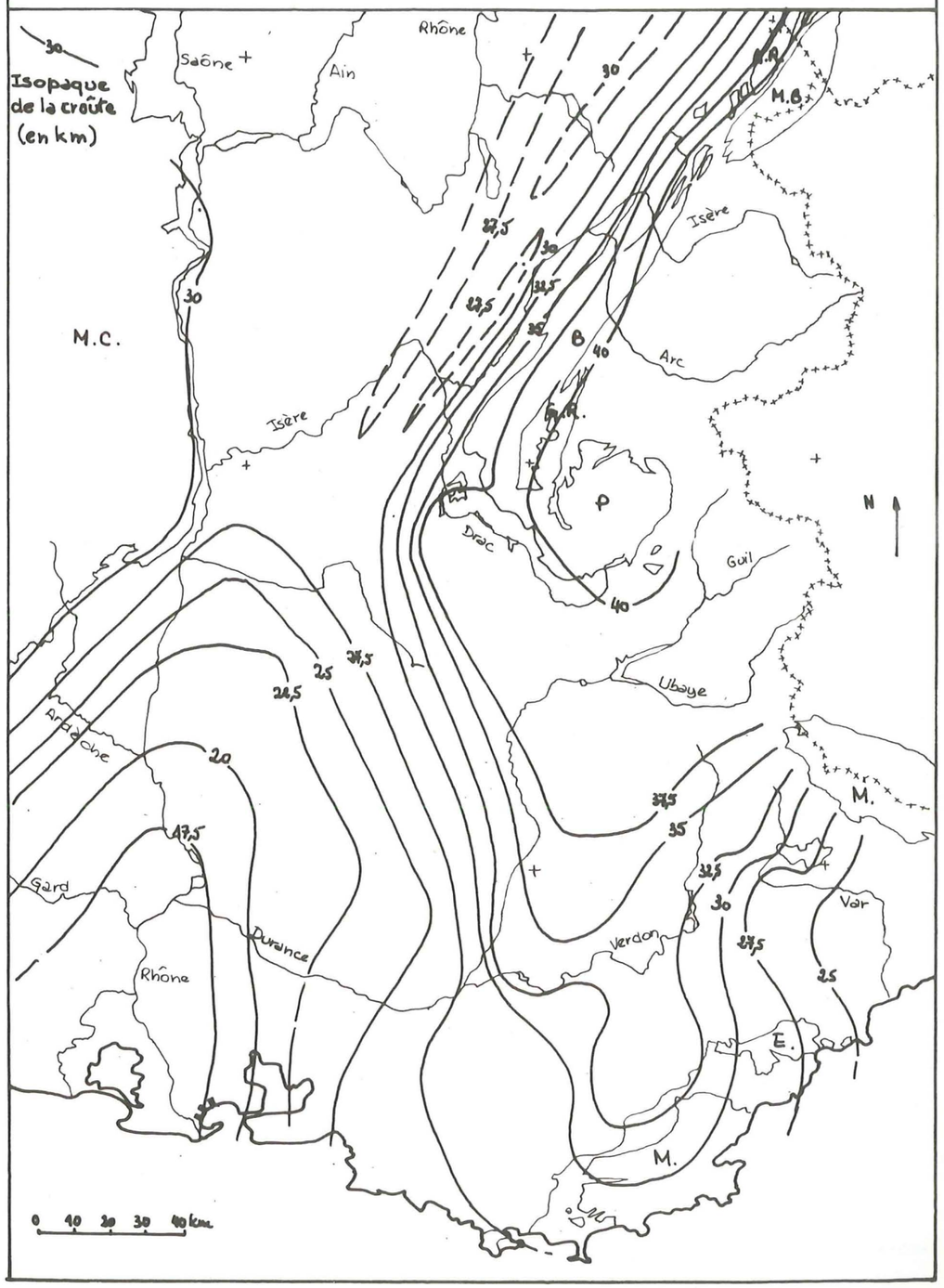


FIGURE 59 : EPAISSEUR DE LA CROUTE DANS LE S.E. DE LA FRANCE.



avant laquelle la terre a surtout produit des roches acides et après laquelle elle a surtout produit des roches basiques : les spilites (laves proches des basaltes contaminées par un matériaux de composition plus acide) que l'on trouve sur le pourtour du Pelvoux (à la limite du Trias et du Lias) pourraient être l'expression de cette transition à laquelle J. L. Tane suggère de rattacher éventuellement la venue massive de sulfates et de carbonates. Il faut noter que cette période de transition a pu se situer à d'autres époques dans d'autres endroits du globe : cette proposition n'est pas en désaccord avec le fait mis en évidence par G. Poupinet que les lithosphères continentales sont d'autant plus épaisses (et froides) qu'elles sont anciennes (G. Poupinet, 1977). Cela est compatible avec le fait que les processus conduisant à la formation de la lithosphère (en particulier à celle de la croûte) puissent s'être déroulés avec un certain décalage dans le temps selon les régions. Pour le S.E. de la France il n'est pas impossible que la croûte inférieure se soit solidifiée (voire même peut-être différenciée) seulement vers cette époque (Trias - Lias). Le volcanisme spilitique serait alors l'expression de conditions thermiques particulières se superposant à ces phénomènes plus globaux.



## III CONCLUSION SUR LA CROUTE

Les faits majeurs concernant la structure de la croûte dans le S.E. de la France sont :

a) L'existence d'une bande de 20 km de large, orientée N.E.- S.O., située au S.E. du Massif Central et du Bas-Dauphiné (en particulier sous le Vercors et le Sud de la Chartreuse) et se prolongeant probablement sous la partie Nord de Belledonne et sous le Mont-Blanc.

- Cette bande est tout d'abord une zone de décrochement majeure ayant fonctionné plusieurs fois au cours des temps géologiques (découpage du socle en amygdales).

- Elle correspond en outre à l'extrémité N.O. d'un domaine à croûte supérieure amincie (la croûte supérieure de la bande en question étant elle aussi amincie vers le S.E.) ; ce domaine correspond aux zones subsidentes au cours du Mesozoïque.

- Elle sépare enfin un domaine dans lequel la limite, croûte supérieure - croûte inférieure est peu visible (au S.E.) d'un domaine (Massif Central, Bas-Dauphiné, massifs subalpins du Nord) dans lequel cette limite est nette.

b) L'existence d'un épaississement brutal de 10 km ou plus de la croûte située sous les massifs cristallins externes (sauf pour le Mercantour) par rapport aux régions plus externes. Cet épaississement se trouve également dans le domaine interne.

c) L'existence d'une remontée de manteau supérieur sous le bord oriental de la zone Sesia (structure appelée corps d'Ivrée). Nous proposons une solution nouvelle pour expliquer cette structure. Elle consiste à envisager la structure d'Ivrée comme la superposition de trois ensembles. Le premier, le plus élevé et le plus oriental est une lame de manteau supérieur anormal appartenant à la lithosphère sudalpine (lame d'ailleurs elle-même écaillée et replissée par la suite). Cet ensemble chevauche vers l'Ouest (ou le Nord-Ouest plutôt) une unité de manteau supérieur qui s'enfonce vers l'Ouest et qui appartient à la marge amincie de la lithosphère européenne. Enfin ce deuxième domaine chevauche vers l'Ouest un panneau de croûte continentale : ce chevauchement est donc l'expression d'un clivage affectant la lithosphère européenne.

.../...

d) Le fait que la croûte inférieure (là où elle est visible nettement) n'est pas affectée par l'amincissement que l'on observe dans la croûte supérieure sus-jacente (notamment le long de la bande que nous venons d'évoquer). Cette observation rejoint un résultat analogue obtenu par Perrier et Ruegg (Perrier et Ruegg, 1973) dans la Marche (Massif Central) où la base de la croûte supérieure est décalée par la faille d'Argentat, ce décalage semblant être "fossilisé" par la partie supérieure de la croûte inférieure (V = 6,20 km/s) dont la base n'est pas affectée par la faille. A titre d'hypothèse devant guider une réflexion ultérieure avec les pétrologues et les géochimistes, nous suggérons que la croûte inférieure s'est solidifiée après les déformations ayant affecté la croûte supérieure (déformations hercyniennes pour le Massif Central. On peut même distinguer dans la croûte inférieure des couches moins rapides (6,2 - 6,4 km/s, grano-diorites peut-être) qui pourraient s'être solidifiées au cours du Permien et du Trias par exemple et des couches plus rapides (6,7 - 6,9 km/s, roches gabbro-dioritiques peut-être) qui pourraient s'être solidifiées depuis le Trias-Lias jusque vers l'éocène. A partir de l'oligocène, les phénomènes magmatiques profonds semblent se localiser dans le manteau supérieur (grabens de Limagne associé à du manteau supérieur anormal).

Bien entendu pour chacune de ces étapes de cristallisation, des variations latérales de conditions thermiques ou de composition chimique ont pu modifier le schéma général de répartition des terrains en profondeur (transitions plus ou moins brutales, remobilisation éventuelle, remplacement d'une géométrie en couches par une géométrie en lentilles).

Nous rappelons que ces hypothèses (qui découlent en partie des théories émises par J.L. Tane) ne sont que des bases pour une réflexion ultérieure.



# TROISIEME PARTIE :

# ETUDE DES RELATIONS ENTRE LES STRUCTURES SUPERFICIELLES ET LES STRUCTURES PROFONDES DANS LE DOMAINE EXTERNE DES ALPES OCCIDENTALES

Nous aborderons le problème des déformations superficielles et profondes sans les recaler dans une chronologie absolue. En outre, si ces réflexions sont axées sur le domaine externe, certaines n'en ont pas moins une valeur plus générale : c'est pourquoi nous ferons allusion parfois à d'autres domaines de la chaîne voire d'autres chaînes.

## I) LE PROBLEME DE L'EPAISSISSEMENT DE LA CROUTE

Le fait majeur qui ressort du chapitre précédent est un épaississement brutal de la croûte d'une dizaine de kilomètres sous les massifs de Belledonne, du Pelvoux, du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges par rapport au domaine subalpin. Or les mouvements verticaux, jusqu'ici invoqués dans la littérature pour expliquer les importants dénivelés de la surface antétriasique, peuvent difficilement expliquer un tel épaississement de la croûte. Voyons quels mécanismes nous pouvons invoquer pour expliquer cet épaississement.

### A) DEFORMATION PLASTIQUE D'ENSEMBLE

On peut envisager que la croûte épaissie s'est déformée plastiquement alors que la croûte non épaissie ne s'est pas déformée. Une telle différence de comportement pourrait être liée à une différence de composition de la croûte de part et d'autre de la ligne N.E.-S.O. que nous avons définie dans le chapitre précédent. Cependant nous avons vu que cette différence portait probablement plus sur la manière dont variait la composition (brutalement ou progressivement) que sur la composition elle-même de la croûte. En outre la limite entre croûte épaissie et croûte non épaissie est plus méridienne et donc recoupe la limite entre croûte à discontinuité intermédiaire nette et croûte à discontinuité intermédiaire peu nette (direction environ

.../...

N 30 pour la première et environ N 50 pour la deuxième). Enfin ce genre d'explication n'est guère compatible avec la migration de l'orogène dans le temps : en effet il est probable que la limite de l'orogène (et par conséquent celle du bord externe du domaine où le socle est déformé à un instant donné) s'est déplacée dans le temps ce qui exclut un lien avec une limite de composition chimique.

Une autre explication à la variation latérale de comportement mécanique pourrait être cherchée dans des variations de conditions thermiques. Si effectivement il a été démontré l'existence d'un gradient de température augmentant des massifs cristallins externes vers le domaine pennique il y a environ 15 M.A. (Poty, Stalder, Weissbrod, 1974), on voit cependant mal comment une variation, susceptible de modifier aussi considérablement les propriétés mécaniques de la croûte, pourrait se produire aussi brutalement (moins de 10 km).

B) DEFORMATIONS ASSOCIEES A UNE ZONE DE DECROCHEMENT

Le deuxième mécanisme qui peut être invoqué consiste à envisager la déformation de losanges de socle délimités par deux familles de failles dans une zone de décrochement (cette zone allant du S.E. du Massif Central à l'Est du Léman). Le décrochement produit deux effets sur les losanges (figure 60).

- Le premier est une déformation interne des losanges consistant en un allongement selon le grand axe du losange et un raccourcissement selon son petit axe (bombement), (Vialon et Al, 1976). Si les décrochements ne peuvent être niés dans les massifs cristallins externes, le bombement qui leur serait lié ne pourrait en aucun cas être suffisant pour expliquer l'épaississement de croûte de 10 km.

- Le deuxième effet du décrochement est une déformation externe du losange, consistant en une expulsion de celui-ci vers le haut, le long de failles fortement pentées. Outre le fait que le Pelvoux peut difficilement entrer dans ce schéma pour des raisons géométriques évidentes, il se pose le problème du devenir de ces failles en profondeur. Se prolongent-elles verticalement (ou presque) à travers toute la croûte, auquel cas elles provoqueraient une remontée du Moho à cet endroit ce qui est contraire à ce qui est observé ? Se rejoignent-elles à quelques kilomètres de profondeur, auquel cas il faut trouver un autre mécanisme pour expliquer le raccourcissement de la croûte située en-dessous de cette profondeur ?

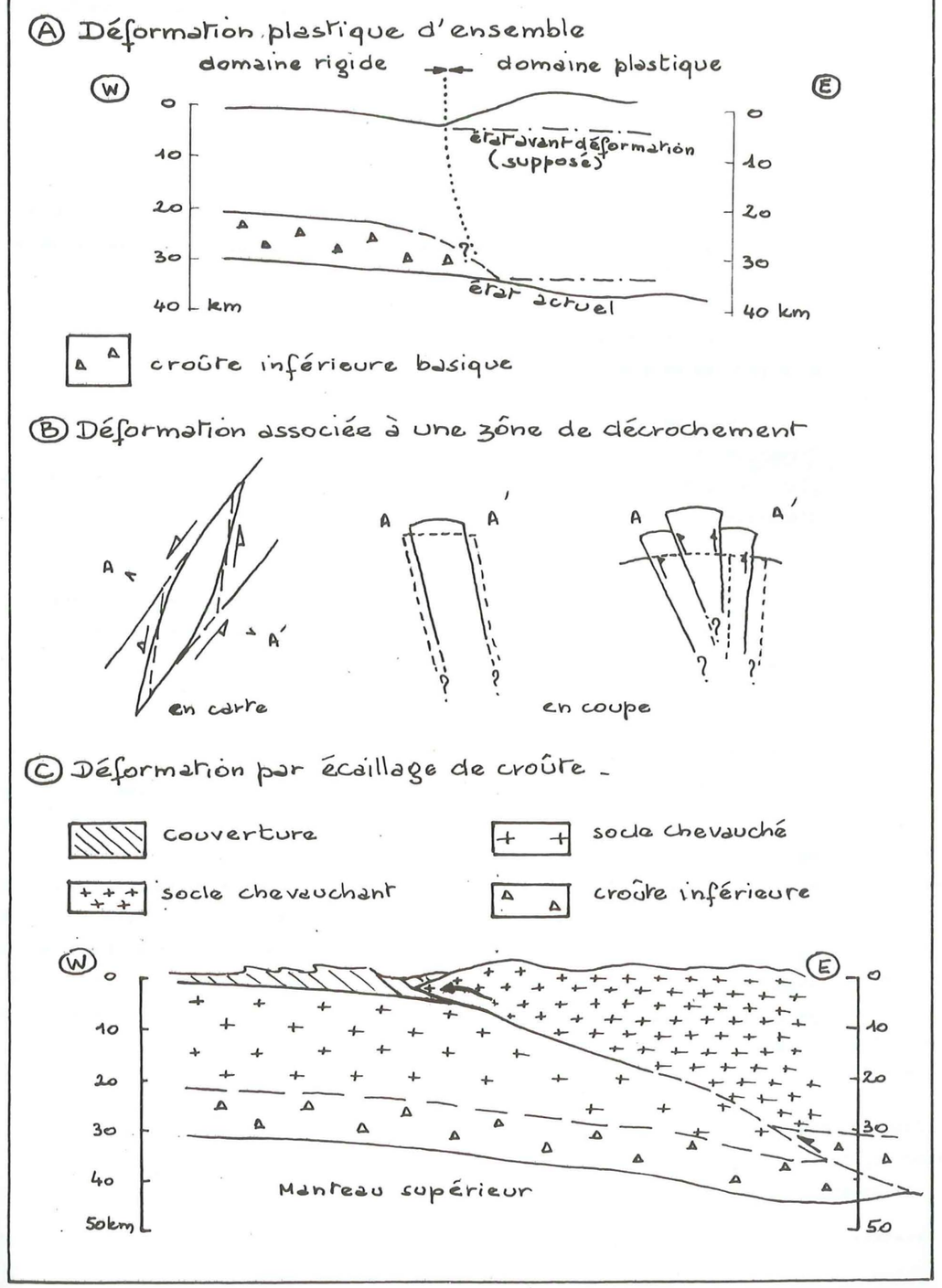
C) DEFORMATION PAR ECAILLAGE DE CROUTE

Un troisième type de mécanisme peut être invoqué pour expliquer le brusque

.../...



Figure 60 : Mécanismes de raccourcissement de la croûte -



épaississement de croûte. Il s'agit d'envisager un (ou des) clivage (s) affectant toute la croûte (subduction ou sens d'Amstutz), le problème étant alors de préciser comment évolue ce "plan" en profondeur et latéralement. C'est ce type de mécanisme que nous allons retenir et approfondir, et ce pour les raisons suivantes :

- il permet d'expliquer la rapidité et l'importance de l'épaississement de croûte par la superposition d'une certaine épaisseur de croûte chevauchante sur la croûte chevauchée,

- il fait des mouvements verticaux une simple composante de mouvements fondamentalement obliques, ce qui fournit un moteur plus plausible que la seule gravité aux plissements des chaînes subalpines et du Jura,

- il permet de résoudre certains problèmes paléogéographiques tels que celui posé par les rapports entre le massif de Platé et celui des Aiguilles-Rouges,

- il est mécaniquement plus satisfaisant qu'un mécanisme impliquant une déformation de toute la croûte dans la mesure où il concentre la déformation sur un plan (ou plutôt une bande de grande déformation), ce qui demande probablement moins d'énergie,

- il permet une explication de la mise en place des massifs cristallins externes analogue à celle invoquée pour la mise en place des socles penniques externe et interne, ce qui est plus satisfaisant pour l'esprit que d'invoquer un mécanisme spécifique aux massifs cristallins externes.

D) CONCLUSION

C'est donc le mécanisme de clivage de croûte (ou écaillage, ou subduction d'Amstutz) que nous considérons comme le plus plausible pour expliquer l'épaississement de croûte à l'aplomb des massifs cristallins externes. Cela ne signifie toutefois pas que nous niions l'intervention des deux autres mécanismes invoqués. En effet on ne peut nier une certaine déformation interne (schistosité alpine) dans les massifs cristallins externes de même qu'on ne peut nier l'existence de décrochements importants aux bords de ces massifs. Toutefois nous considérons que ces mécanismes ne peuvent expliquer qu'une faible partie de l'épaississement de la croûte.



## II) MODALITES DE L'ECAILLAGE DE CROUTE

### A) PROBLEMES LIES A LA PARTIE FRONTALE DU CHEVAUCHEMENT

Il est logique de penser que le plan de chevauchement emprunte dans sa partie frontale des accidents préexistants, cette solution étant la plus économique au point de vue dépense d'énergie. Pour la zone qui nous intéresse les accidents les plus favorables sont des failles orientées N20 à N40 pentées vers le S.E. (pour l'axe Belledonne, Grandes-Rousses, Mont-Blanc, Aiguilles-Rouges) ainsi que celles orientées N120 à N140 pentées vers le N.E. (pour l'axe Pelvoux, Mercantour). L'accident médian de Belledonne, le synclinal de Chamonix nous semblent des exemples de telles paléostructures. En profondeur le socle devient de plus en plus ductile si bien que le plan de chevauchement dont la disposition est fonction du comportement du matériau affecté par le cisaillement d'ensemble, tend à devenir plus proche de l'horizontale à quelques kilomètres vers le bas. Nous en arrivons ainsi à une forme courbe pour les accidents chevauchants, la concavité étant tournée vers le haut (du moins dans les premiers kilomètres). Il faut noter qu'une telle géométrie a déjà été décrite pour l'infrastructure des Ardennes (H. Breddin, 1973).

Voyons à présent comment va se déformer le bloc de socle chevauchant au cours de son mouvement le long de la surface de chevauchement. Nous raisonnerons seulement sur la composante le long de la ligne de plus grande pente du plan de chevauchement. En effet si la résultante réelle du mouvement fait un certain angle avec la ligne de plus grande pente (ce qui est le cas le plus général), on peut considérer que l'essentiel de la déformation affectant le socle chevauchant est lié à la composante du mouvement selon la ligne de plus grande pente. La déformation globale du bloc peut se décomposer en trois déformations élémentaires :

- La première est provoquée par la résistance (frottement) rencontrée le long de la surface de chevauchement. Il s'agit en somme d'une déformation directement liée aux conditions aux limites mécaniques (et bien sûr aussi à la loi de comportement du matériau du socle). Cette déformation tendra à réorienter toute normale à la surface de chevauchement parallèlement à celle-ci. Ainsi une faille préexistente (pentée E.S.E. par exemple) incluse dans le socle chevauchant aura tendance à s'aplatir en profondeur (figure 61). On voit tout de suite qu'il sera parfois difficile de distinguer géométriquement une telle faille tordue, de la surface de chevauchement principale.

- La deuxième déformation est liée à la forme de la surface de chevauchement (conditions aux limites géométriques) : le bloc doit en effet épouser autant que possible la forme de cette surface pendant son avancée. Au cours de cette déformation

.../...

FIGURE 61 : DEFORMATIONS ELEMENTAIRES DU SOCLE CHEVAUCHANT -

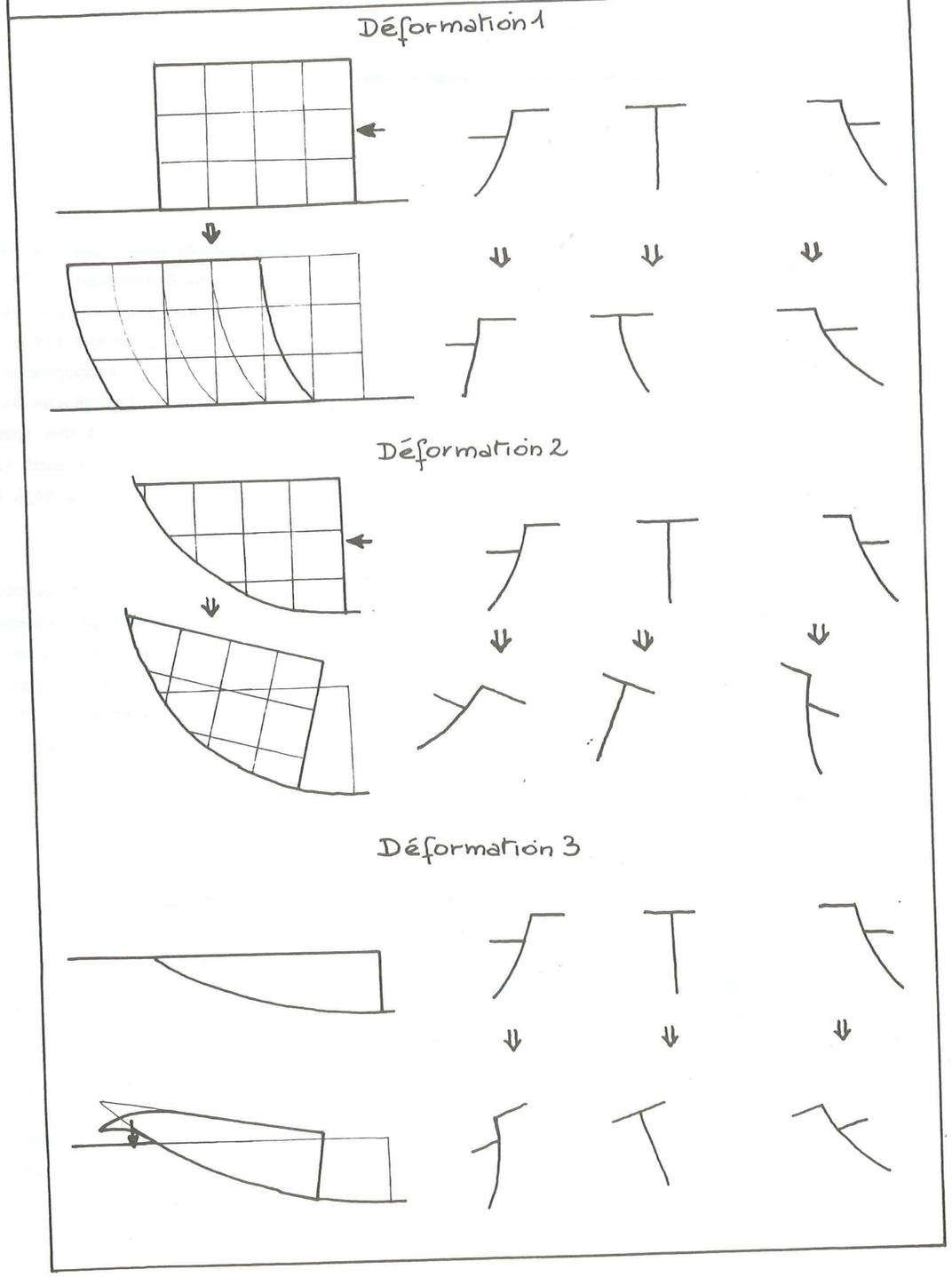
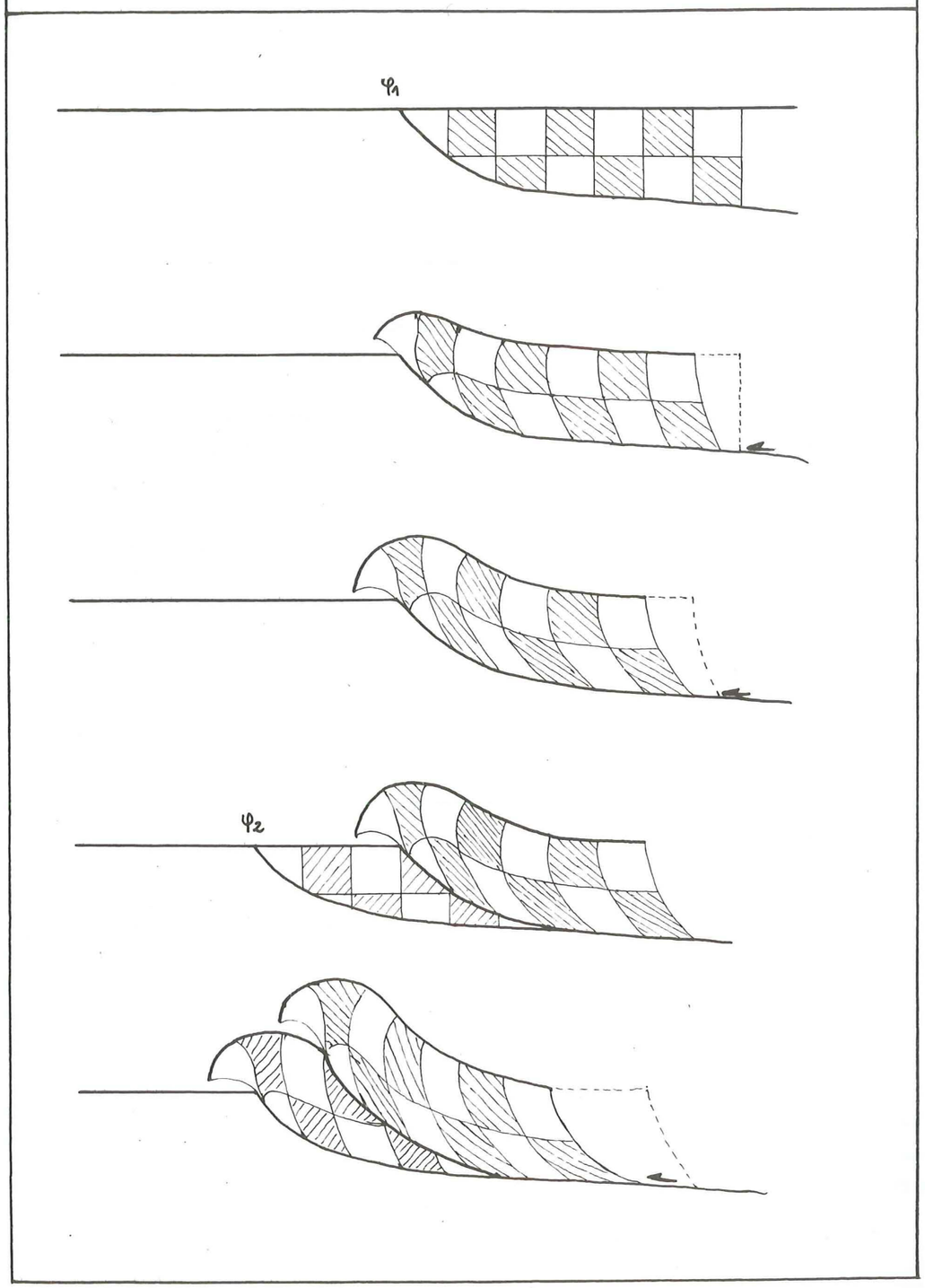





FIGURE 62 : DEFORMATION GLOBALE DE L'ECAILLE CHEVAUCHANTE -



une normale à la surface de chevauchement le restera et subira donc une rotation égale à celle de la dite surface. Corrélativement une faille préexistante, pentée E.S.E. par exemple, aura tendance à se redresser. Une faille pentée O.N.O. au contraire verra son pendage se rapprocher de l'horizontale. Enfin une surface horizontale deviendra pentée E.S.E. avec un pendage tendant vers le pendage maximal de la surface de chevauchement (figure 61).

- La troisième déformation affecte seulement la partie du bloc située en avant du point de départ de la surface de chevauchement. Alors que la cause des déformations précédentes était l'avancée de la lithosphère située en arrière du chevauchement, le moteur de la déformation est ici la pesanteur. En effet au front du chevauchement le socle se trouve au-dessus de terrains sédimentaires moins denses que lui si bien qu'il aura tendance à se courber par gravité. Un plan horizontal acquerra un pendage O.N.O., une faille pentée O.N.O. se redressera, voire même basculera au-delà de la verticale (alors en position apparente de faille inverse), une faille pentée E.S.E. se rapprochera de l'horizontale (figure 61).

La déformation résultant de ces trois déformations élémentaires a été représentée sur la figure 62. Le modèle a cependant été compliqué par l'adjonction d'une deuxième surface de chevauchement relayant la première au front de l'écaille de socle. Ce deuxième chevauchement a en particulier pour effet de redresser le pendage du premier. Nous pensons que ce type de modèle peut s'appliquer au chevauchement frontal de Belledonne (chevauchement n° 2 quelque part sous le rebord subalpin, alors que le chevauchement n° 1 redressé correspondrait à l'accident médian de Belledonne).

## B) EVOLUTION DE LA ZONE DE CISAILLEMENT EN PROFONDEUR

Nous pouvons avancer certaines hypothèses quant à la manière dont se prolonge en profondeur la surface de chevauchement en considérant que la croûte est un ensemble composé de couches ayant des comportements mécaniques différents.

- Une première limite entre deux de ces "couches" est la limite inférieure de la zone dans laquelle se produisent des séismes : il n'existe hélas aucune étude sur la répartition des séismes en fonction de la profondeur dans les Alpes occidentales. On peut toutefois utiliser les résultats d'une étude portant sur les Alpes centrales et orientales (Ahorner et Al., 1972) qui montre que la grande majorité des séismes est située dans les douze premiers kilomètres de la croûte. On trouve en outre quelques séismes isolés jusque vers 17 kilomètres de profondeur (figure 63). On peut ainsi définir deux domaines : dans le premier, allant jusqu'à 12 km de profondeur environ, les roches peuvent au moins en partie se déformer de manière élastique avant la

.../...



rupture (ce qui n'exclut nullement une déformation interne irréversible) ; dans le second on peut considérer que le comportement est exclusivement plastique (ou visco-plastique).

- Un second ensemble de limites nous est fourni par les lois de vitesse trouvées dans la croûte : les lois de vitesse mettent en évidence deux discontinuités majeures, l'une vers 11-12 km correspond au sommet d'une couche à moindre vitesse (vitesse passant de 6 à 5,8 km/s), l'autre, entre 23 et 26 km correspond au passage à la croûte inférieure plus rapide (6,4 à 6,6 km/s). Nous avons vu que le passage à ces vitesses pouvait être progressif. Plusieurs modèles voisins ont été présentés pour les Alpes occidentales : nous présentons dans la figure 63 le modèle proposé par Thouvenot (F. Thouvenot, 1976) qui est un des plus récents publiés (modèle correspondant à peu près au massif du Mont-Blanc).

Il est possible que pour les Alpes occidentales la base du domaine dans lequel on trouve la majorité des séismes et le sommet de la zone à faible vitesse correspondent à peu près au même niveau. Ce serait mécaniquement satisfaisant dans la mesure où la zone à faible vitesse pourrait correspondre à une zone dans laquelle la température serait plus élevée (K. Fielitz, 1971) et qui corrélativement acquerrait un comportement exclusivement plastique.

Quoi qu'il en soit, cette "stratification" des propriétés mécaniques dans la croûte aura deux conséquences majeures sur l'évolution en profondeur de la surface de chevauchement :

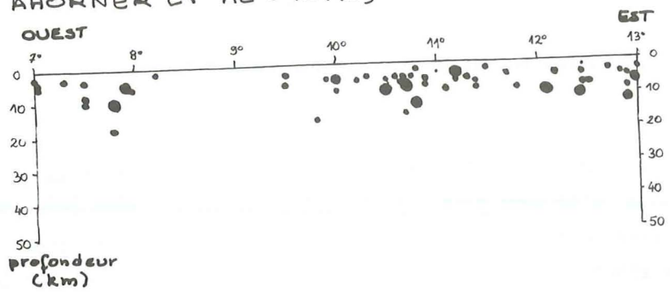
- la première sera de changer la modalité du chevauchement : on peut s'attendre en effet à ce que la faille empruntée en surface passe en profondeur à une zone broyée, puis blastomylonitique, puis plus bas encore à une zone plus large de cisaillement ductile. Cette zone, comprise peut-être entre 12 et 20 km de profondeur, est sans doute assez proche de ce qu'a décrit A. Pécher (A. Pécher, 1978) pour le M.C.T. (Main Central Thrust) himalayen au Népal : il s'agit d'une bande de plusieurs km de large tout entière affectée par le cisaillement et se déformant de manière ductile. Nous rappelons qu'il est plus logique d'un point de vue mécanique d'envisager, dans le cas de grandes déformations (chevauchements se mesurant en dizaines de kilomètres) une déformation plastique concentrée sur un couloir plus ou moins large plutôt qu'affectant la croûte dans son ensemble.

- la deuxième conséquence sera que la zone de chevauchement aussitôt individualisée sera elle-même déformée différenciellement selon les niveaux. Aussi la forme générale la plus probable sera-t-elle une surface ondulée se redressant dans les niveaux les moins déformables (10 premiers kilomètres, croûte inférieure) et se rapprochant de l'horizontale dans les niveaux les plus déformables (entre 12 et 20-25 km)

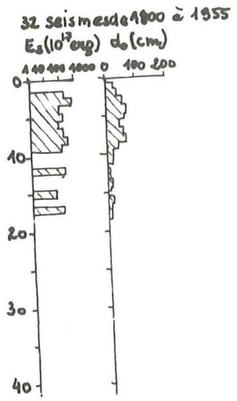
.../...

FIGURE 63 : "STRATIFICATION" DU COMPORTEMENT MECANIQUE DE LA CROUTE -

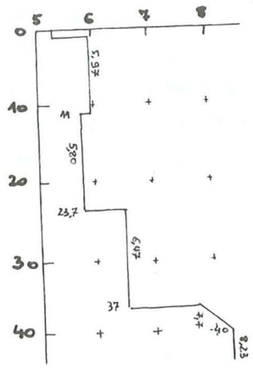
PROFONDEUR DES SEISMES DANS LES ALPES CENTRALES ET ORIENTALES - (D'APRES AHORNER ET AL - 1972)



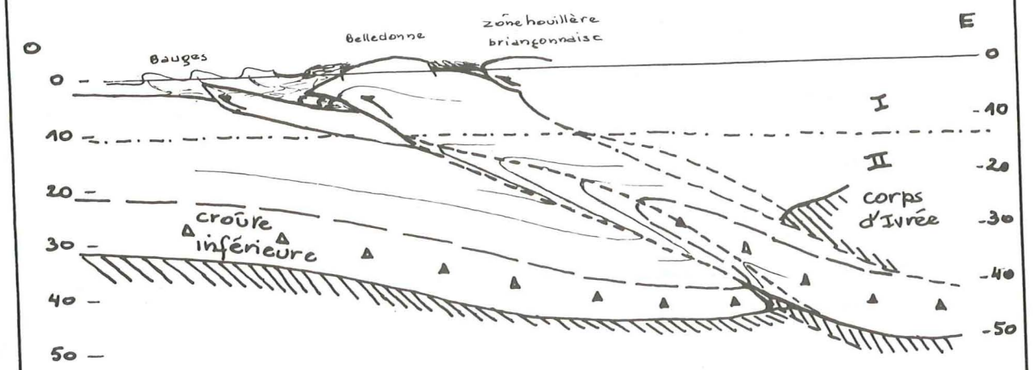

ENERGIE ET DISLOCATION CORRESPONDANT A CES SEISMES (D'APRES LES MEMES AUTEURS)




LOI DE VITESSE DES ONDES P SOUS LE MONT-BLANC. (D'APRES THOUVENOT 1976)




COUPE MONTRANT LA FORME POSSIBLE DES CLIVAGES AFFECTANT LA CROUTE (ALPES OCCIDENTALES)






Enfin en ce qui concerne la partie du chevauchement affectant la croûte inférieure, on ne possède pratiquement aucune donnée à son sujet. On peut toutefois penser que la "rupture" se créera de préférence dans une zone de variation d'épaisseur ou de composition de la croûte inférieure. La base du talus occidental du corps d'Ivrée correspond probablement à une telle zone (figure 55). Il est possible aussi que la "bosse" de Moho rencontrée sous le Grand-Paradis et Dora-Maira (figure 54) en soit un exemple (c'est beaucoup moins net que l'exemple précédent).

## C) EVOLUTION LATERALE DU CHEVAUCHEMENT

Nous ne nous occuperons pas de l'évolution de la surface de chevauchement au Nord du massif du Mont-Blanc, région qui sort de notre domaine d'étude. En ce qui concerne la terminaison Sud de la surface de chevauchement qui passe quelque part au S.O. de l'axe Pelvoux-Mercantour, on peut envisager deux modèles extrêmes :

- l'un consiste à interrompre le chevauchement par une discontinuité cinématique (faille décrochante) (figure 64),

- l'autre consiste à faire s'amortir la flèche de chevauchement vers le S.S.O. (figure 64) jusqu'à éventuellement s'annuler.

Le modèle doit en outre satisfaire aux deux conditions suivantes :

1°) expliquer la torsion cartographique des séries et des directions structurales du Sud de Belledonne,

2°) être compatible avec des mouvements chevauchant vers le S.O. de l'ensemble Pelvoux-Mercantour.

Cette deuxième condition implique une discontinuité orientée en gros N.O.-S.E. pentée vers le N.E. et située au S.O. des massifs du Pelvoux et du Mercantour. La première condition nous porte à penser qu'en outre la flèche de chevauchement s'amortit vers le S.S.O., ce qui revient à dire que l'extrémité S.S.O. de l'écaille chevauchante subit un effet de crochon (figure 64). Cet effet de torsion pourrait expliquer en partie les directions paléomagnétiques observées au voisinage des massifs cristallins externes, dans la mesure où les orientations observées dans le Permien et le Trias-Lias (Spilites) traduisent les déformations du socle sous-jacent (cette hypothèse est acceptable car les décollements majeurs affectant les séries sédimentaires sont situés au-dessus des niveaux étudiés). A l'exception des mesures effectuées le long de l'accident de Beaufin, accident qui a une histoire assez compliquée, les

.../...

FIGURE 64 : DIFFERENTES HYPOTHESES DE TERMINAISON SUD DU CHEVAUCHEMENT DE BELLEDONNE -

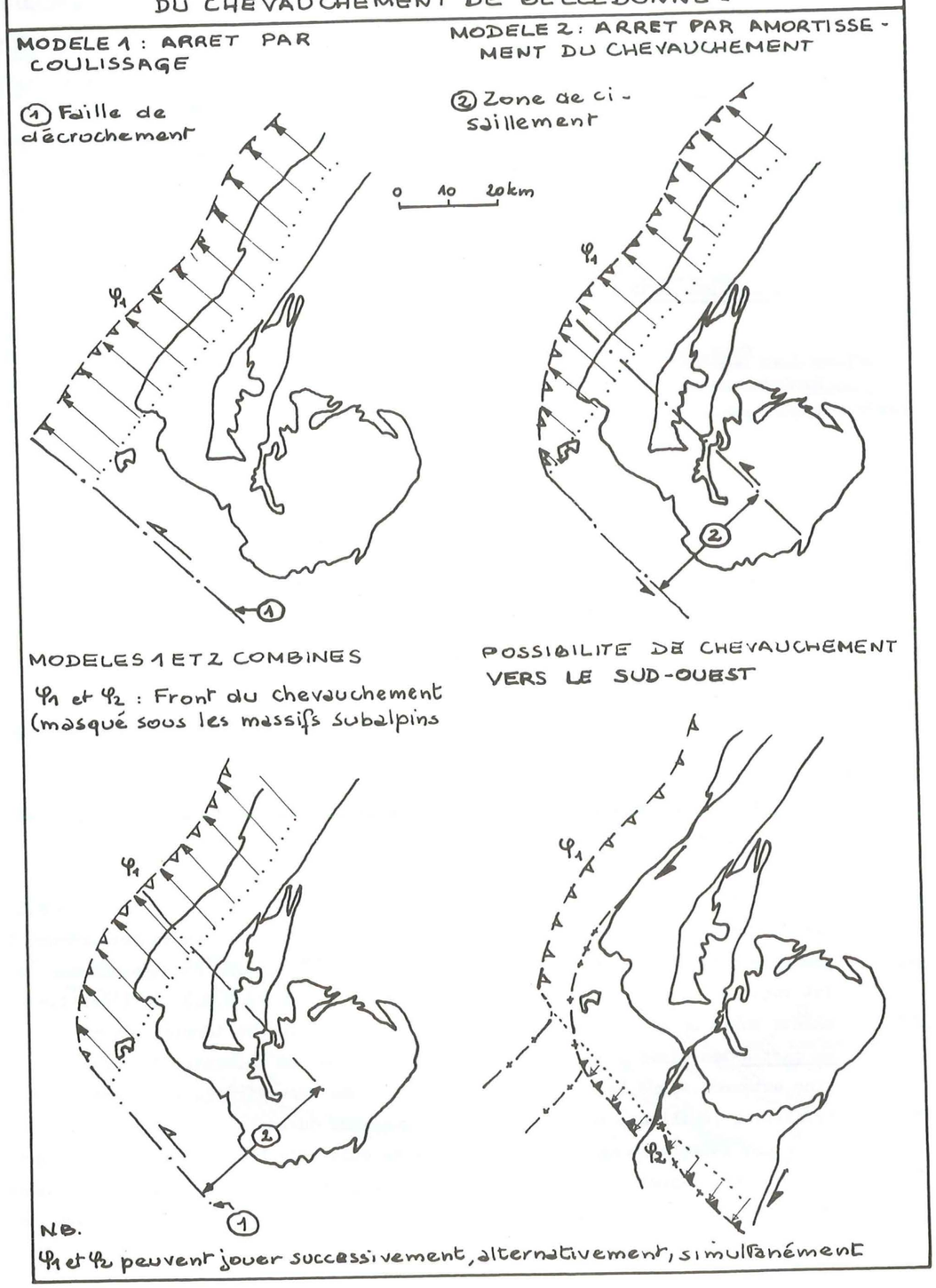
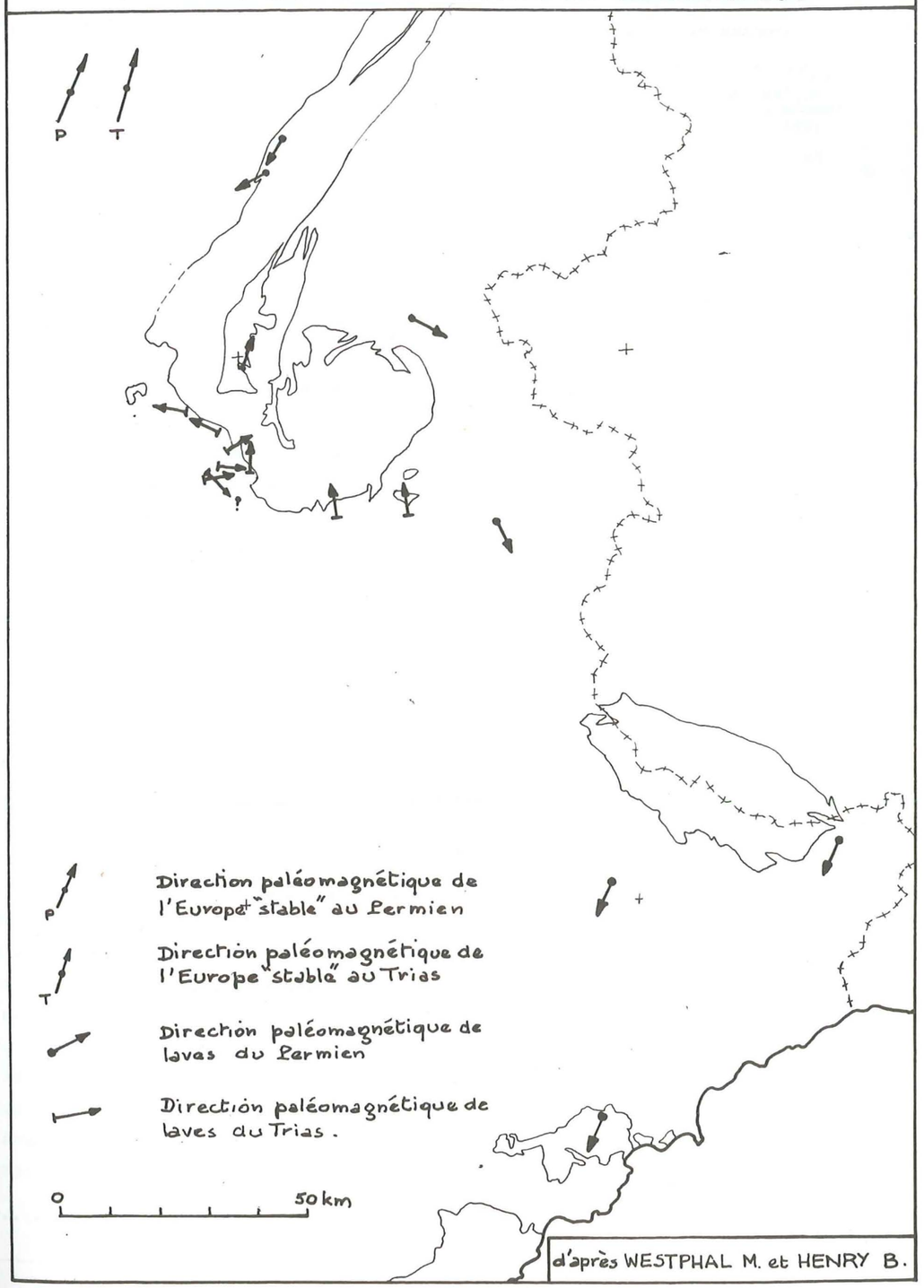





FIGURE 65 : DONNEES PALEOMAGNETIQUES DANS LE S.E. DE LA FRANCE (POUR LE PERMIEN ET LE TRIAS).




d'après WESTPHAL M. et HENRY B.

directions paléomagnétiques situées au Sud du Taillefer et au Sud du Pelvoux sont cohérentes et indiquent des rotations de 50 à 90° (dans le sens antihoraire) par rapport à l'Europe stable. La même remarque peut être faite pour les directions mesurées dans la zone briançonnaise (les réorientations des directions paléomagnétiques pourraient être liées cependant ici à la déformation interne de la roche d'après Henry (Henry, 1976). Il est d'ailleurs possible d'établir un parallèle entre les massifs cristallins externes et la zone houillère briançonnaise : la géométrie initiale de ces zones (failles N40 au Nord et failles N140 au Sud), les mouvements (chevauchements vers le N.O. au Nord, et chevauchements vers le S.E. au Sud) et les déformations (bombements du socle) ont été fort comparables. Ainsi la courbure affectant le Sud de Belledonne serait-elle l'ébauche d'une déformation dont un stade plus évolué serait représenté par l'arc briançonnais.

Il faut noter en outre que pour les massifs de Belledonne, des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc il est probable que la composante du chevauchement selon la ligne de plus grande pente augmente vers le Nord (ceci se traduisant par un raccourcissement dans la couverture des massifs subalpins du Nord et du Jura qui est bien plus important au Nord qu'au Sud. Ceci revient à dire que le mouvement vrai des massifs cristallins est une rotation (5 à 10°) plus une translation (cf. Goguel, 1963), (sans tenir compte des décrochements).

## D) EVOLUTION DES CHEVAUCHEMENTS DANS LE TEMPS

- Nous avons vu que l'écaillage de la croûte affectait des couches à comportements mécaniques différents, en particulier une croûte supérieure peu déformable surmontant une croûte intermédiaire plus ductile. Il en résultera que la déformation le long de la zone de chevauchement s'accompagnera d'une déformation de la zone de chevauchement elle-même : celle-ci aura tendance à se coucher dans la partie déformable provoquant une avancée du plan de chevauchement dans la partie supérieure moins déformable. Cette avancée se traduira par un raccourcissement de la croûte supérieure située en avant du plan de chevauchement, raccourcissement qui sera absorbé par une déformation interne de ce socle et / ou par la création d'un nouveau plan de chevauchement relayant vers l'avant le précédent (figure 66). Ce phénomène peut se reproduire plusieurs fois. Il faut remarquer qu'un tel mécanisme qui entraîne un raccourcissement de la croûte supérieure bien plus important que celui de la croûte inférieure, a pu d'autant plus se développer que la géométrie de la croûte (et de la lithosphère) à la fin de l'ère Secondaire y était favorable : en effet l'amincissement de la croûte (et de la lithosphère) correspondant à la marge du continent européen au voisinage de l' "océan" piémontais a permis un raccourcissement de cette

.../...



partie amincie sans que cela affecte la partie profonde de la lithosphère plus épaisse (figure 66).

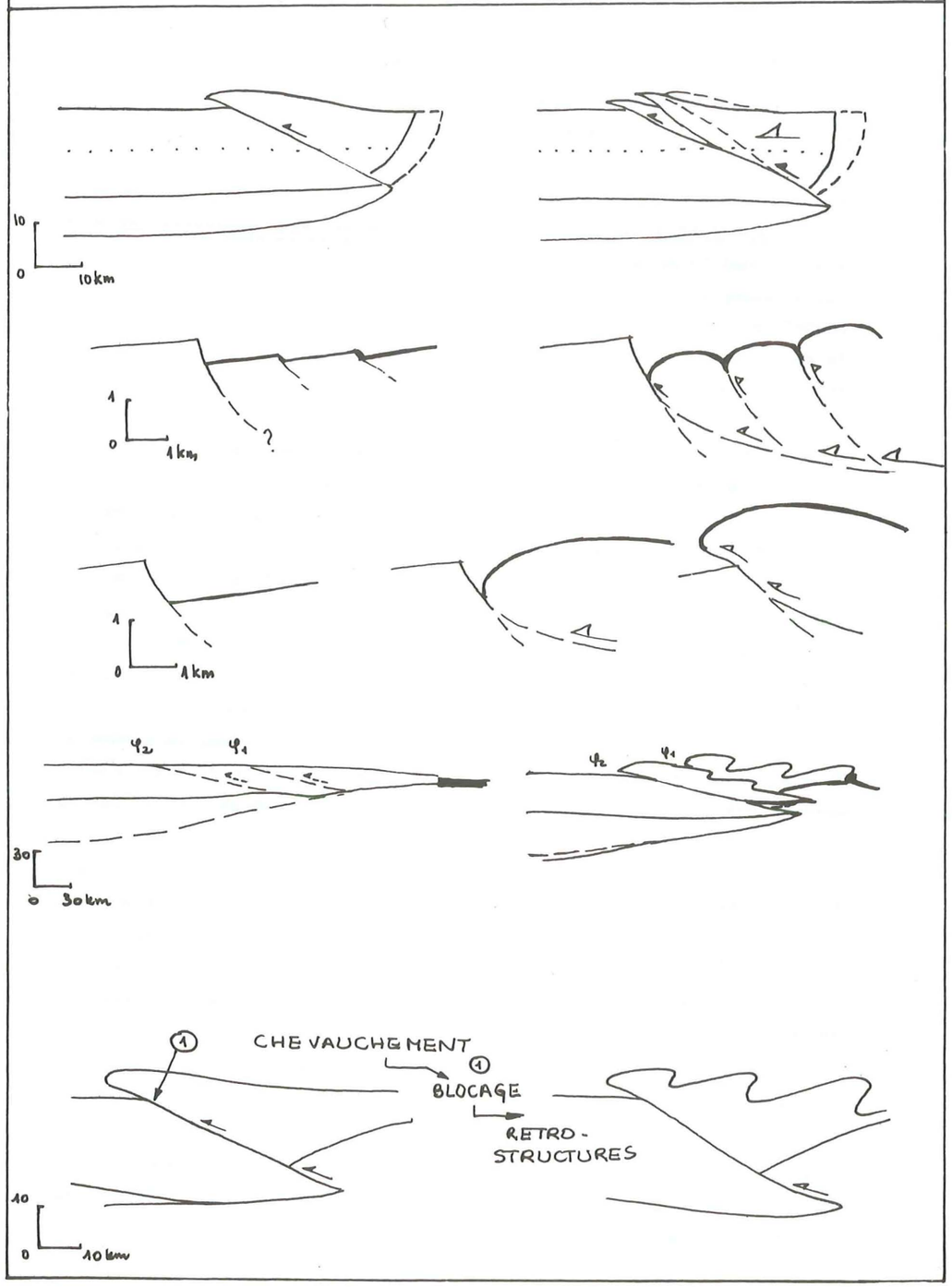
En ce qui concerne le raccourcissement de socle induit par la déformation du plan de chevauchement, on peut prendre comme exemple d'une part les bombements (1 ou 2 kilomètres de demi-longueur d'onde) affectant le socle des Grandes-Rousses (déformation interne associée à une schistosité alpine intense), d'autre part l'ensemble des contacts anormaux situés en arrière des Aiguilles-Rouges (contact zone du Gd St Bernard sur zone houillère briançonnaise, contact zone houillère sur zone valaisane, contact zone valaisane sur zone delphino-helvétique, contact Mt Blanc sud-oriental sur Mt Blanc nord-occidental, contact Mt Blanc sur Aiguilles-Rouges...)Il ne faut toutefois pas oublier que le déplacement le long du plan de chevauchement continue de se produire pendant que le plan de chevauchement lui-même se déforme, si bien que les exemples que nous venons de donner sont en fait l'expression de ces deux effets.

- Un deuxième problème se pose au vu de ce que nous venons d'exposer : quelles sont les relations dans le temps entre les déformations internes affectant le socle (bombements, schistosité) et les chevauchements ? Il faut tout d'abord remarquer que la déformation par bombement du socle implique un niveau de découplage à une certaine profondeur dans ce socle si bien que l'on peut très bien expliquer le bombement comme résultant des déformations 1 et 2 de la figure 61. La seule différence avec le chevauchement est que la surface de discontinuité ne s'est pas propagée jusqu'en surface (comparaison possible avec les plis, les plis-failles et les failles inverses dans les sédiments). Il est vraisemblable que la naissance de la schistosité est à associer principalement à cette phase de la déformation dans la mesure où elle correspond à une dépense d'énergie (*) grande par rapport au raccourcissement relativement faible qui lui est associé. Par contre le chevauchement (fort raccourcissement possible avec dépense d'énergie relativement moindre) correspondrait à un stade plus évolué de ce processus de déformation : on peut ainsi distinguer les cas où la déformation interne du socle est allée très loin sans que le chevauchement en surface puisse se développer (Grandes Rousses) probablement à cause du blocage exercé par la faille bordant à l'Ouest le synclinal de Bourg d'Oisans et les cas où le chevauchement de socle a pu s'exprimer après une première étape de déformation interne (zone houillère briançonnaise).

(*) Nous entendons par énergie le travail des forces mises en jeu au cours de la déformation pour passer d'un stade initial non déformé à un stade final déformé. Goguel (Goguel, 1948) distingue des forces qui s'appliquent sur des volumes (pesanteur, flexion de couches auxquelles on peut ajouter les forces nécessaires à la création de la schistosité) et des forces qui s'appliquent sur des surfaces (création de plans de rupture, glissements couche sur couche).

.../...

FIGURE 66 : EVOLUTION DES CHEVAUCHEMENTS DANS LE TEMPS .






- Un troisième problème semble à notre sens être lié à l'évolution du chevauchement dans le temps, ce sont les rétrostructures (il s'agit de plis, de chevauchements, de schistosité indiquant un déversement vers l'intérieur de la chaîne). Ces rétrostructures se rencontrent essentiellement dans le domaine interne. Cependant P. Plotto (Plotto, 1977) dans les grès du Champsaur, Tricart et al (Tricart et al, 1977) au Nord-est du Pelvoux et en arrière des Grandes-Rousses ont décrit une schistosité de strain slip qui pourrait être une de ces rétrostructures. Nous pensons que ces rétrostructures (dans le domaine interne) sont des structures d'échappement d'un blocage du mouvement le long de la zone de chevauchement principale (chevauchement pennique frontal probablement). Il est vraisemblable que ces structures apparaissent lors du blocage final du chevauchement : en effet ces structures auront tendance à déformer la surface de glissement elle-même, ce qui rendra le mouvement impossible. En outre le fait que la longueur d'onde et l'amplitude des plis majeurs rétrodéversés augmente vers l'intérieur de la chaine, confirme l'existence d'un lien avec un plan de chevauchement s'enfonçant vers l'Est. De plus, le grand développement de ces rétrostructures dans les Alpes occidentales ainsi que le pendage des surfaces axiales des plis rétrodéversés nous font penser que la partie européenne du corps d'Ivrée (plan penté Ouest) a pu jouer le role de poinçon guidant les déformations dans la croûte située au-dessus et en avant de lui. Enfin, compte tenu du fait que les rétrostructures correspondent à des déformations ayant absorbé une énergie probablement supérieure à celle du chevauchement pour un raccourcissement moindre (raccourcissement dû au plissement compensé en partie par des étirements de flancs considérables) il est logique de les faire correspondre à un stade de blocage du chevauchement. Elles traduiraient l'augmentation d'énergie nécessaire pour atteindre un niveau susceptible de créer un nouveau plan de chevauchement dans la croûte. Ce relai de chevauchement se conçoit dans la mesure où l'énergie de pesanteur augmente au cours du temps (la masse impliquée dans le chevauchement de croûte augmentant) : on peut penser qu'il arrive un moment où le système va se bloquer. De tels plans se relayant à l'échelle de la croûte ont été invoqués dans l'Himalaya (T. Hagen, 1969).

## III) IMPLICATIONS DANS LA COUVERTURE

Nous venons de voir le mécanisme d'écaillage de croûte et en particulier la déformation de la partie frontale d'une telle écaille. Nous allons maintenant voir comment se déforment les séries sédimentaires situées en avant et au-dessus d'une écaille de socle chevauchante.

### (A) - EFFET DE POINCONNEMENT DE LA SERIE SEDIMENTAIRE PAR LE SOCLE CHEVAUCHANT

A l'échelle où nous abordons ce problème (5 premiers kilomètres de la croûte) nous pouvons considérer que les sédiments sont beaucoup plus déformables que le front de l'écaille de croûte chevauchante. Le problème est donc d'étudier le comportement d'un matériau déformable soumis à l'avancée d'un matériau que l'on peut considérer comme rigide (en fait c'est le contraste de rigidité qui importe) : c'est là la définition du phénomène de poinçonnement.

Cependant nous avons vu que dans la première partie du chevauchement de socle le front de celui-ci se déforme sous l'action de la gravité et de la translation horizontale et que ce n'est que lorsque cette déformation est achevée que l'on peut considérer la partie frontale du chevauchement comme indéformable : on peut alors la comparer à une lame de bulldozer avançant en poussant devant elle les sédiments. C'est seulement cette deuxième partie de la déformation que l'on peut assimiler à du poinçonnement (figure 67).

Voyons la première partie du chevauchement. Tout d'abord, le chevauchement se présente comme une faille inverse (nous la supposerons avec un pendage voisin de 45°), la faille elle-même se déformant sous l'action de la translation horizontale et de la gravité. De ce fait vont se créer dans la couverture un certain nombre de failles chevauchantes (une ou plusieurs) moins pentées que la faille de socle : cette disposition permet aux sédiments de s'adapter d'une part au chevauchement du socle, d'autre part au changement de volume affectant le "coin sédimentaire" situé entre le socle chevauchant et le socle chevauché (tendance du coin à diminuer de volume). Si les sédiments sont suffisamment plastiques les failles pourront être remplacées par des plis équivalents. C'est le mécanisme invoqué par Goguel pour expliquer la naissance des nappes helvétiques (J. Goguel, 1948, chap. 25) (figure 67). Si le système évolue, on aura d'une part une diminution du volume du coin situé sous le socle chevauchant d'où une expulsion des sédiments qui y sont contenus, d'autre part dans un stade plus évolué une tendance de socle chevauchant à isoler ce qui reste du "coin sédimentaire" (qui formera alors une poche isolée du reste des sédiments situés au front du socle chevauchant (figure 67) : c'est peut-être le cas des

.../...



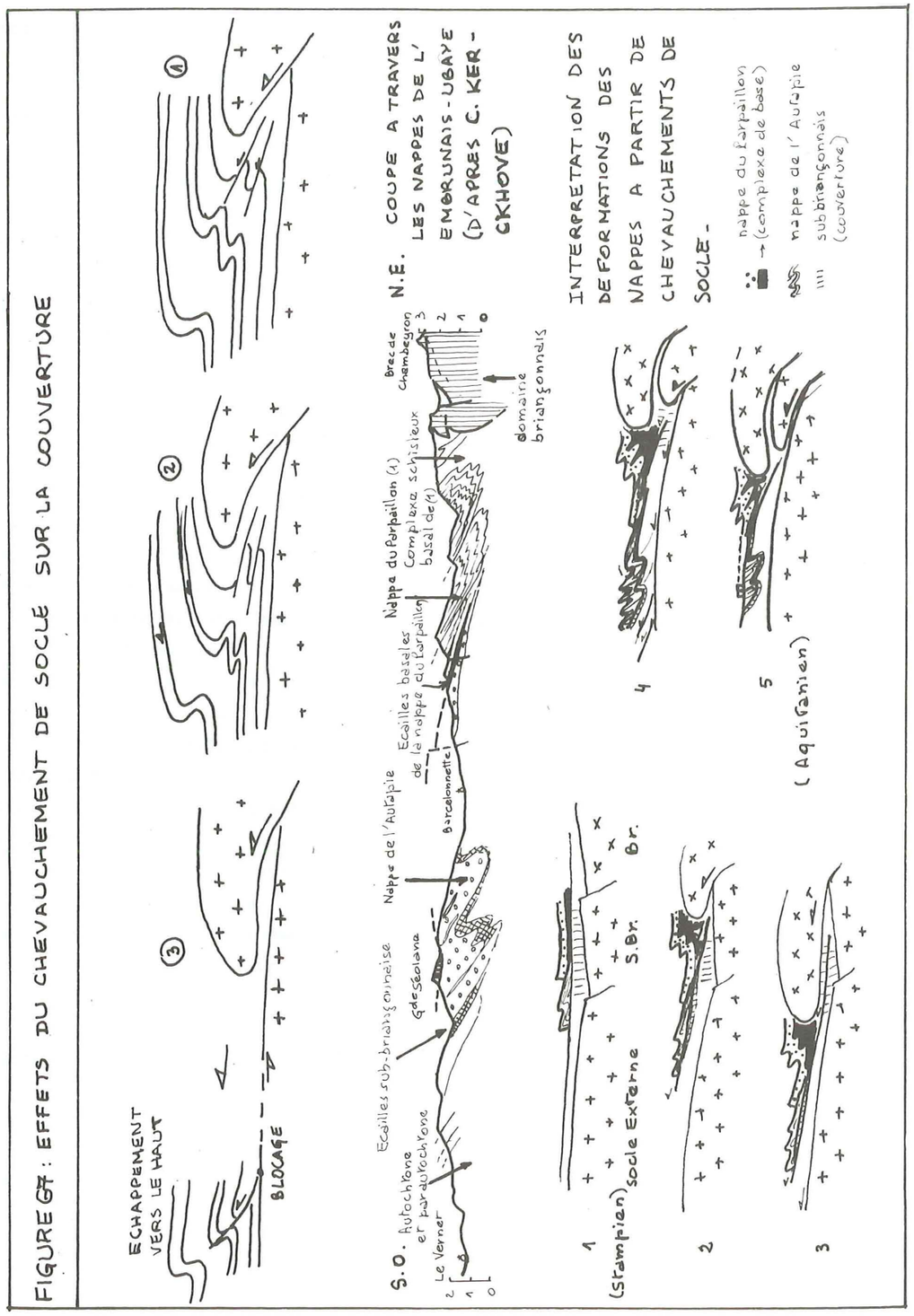



FIGURE 67 : EFFETS DU CHEVAUCHEMENT DE SOCLE SUR LA COUVERTURE

"synclinaux" inapparents trouvés par les galeries E.D.F. dans Belledonne (Bordet C. 1961)).

Voyons maintenant la deuxième partie de la déformation. Le front du socle chevauchant avance comme un poinçon indéformable. La couverture va se déformer selon le mécanisme fondamental suivant : décollement vers la base de la série (dans le Trias en général, parfois dans le Lias ou dans le Nummulitique lorsqu'il repose directement sur le cristallin) ce décollement pouvant en fait se traduire par une bande de grande déformation (cisaillement), blocage en un certain point (en coupe) ou le long d'une certaine ligne (en carte), échappement vers le haut par une faille inverse courbe passant à un pli en surface. Ce mécanisme est mis en évidence par deux types d'études. D'une part les études microstructurales dans les niveaux très déformables formant la couverture des massifs cristallins externes montrent toutes un mécanisme de déformation par cisaillement dans un plan subhorizontal (Gratier - Vergne - Lejeune, 1973 ; Plotto, 1977 ; Pijolat, 1978 ; Tricart et al. 1977). Dans ce mécanisme la schistosité apparaît à notre sens comme l'expression du blocage de ce cisaillement (donc relativement tardive dans la déformation). D'autre part les études des pétrolières dans le domaine externe montrent que la plupart des plis en surface correspondent à des failles courbes chevauchantes en profondeur (Beauregard - Barret, Mt Salève, Pont-de-Mirabeau). Nous pensons qu'un exemple de ces deux types de déformations de couverture (déformations liées au front du chevauchement de socle et déformations liées à l'avancée du poinçon au front de celui-ci) se trouve dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye décrites par C. Kerckhove (1969) (figure 67). Les plis affectant les nappes seraient accentués sinon formés par l'avancée du poinçon que constitue le socle briançonnais (chevauchement de la zone houillère briançonnaise sur le domaine subbriançonnais). Dans un second temps cet édifice plissé serait recoupé (troncature) par un accident qui serait l'expression d'un chevauchement de socle plus externe (par exemple socle subbriançonnais chevauchant le socle du domaine externe), ce chevauchement étant masqué par le socle briançonnais (analogie possible avec les Alpes autrichiennes où les chevauchements de socle postérieurs au charriage du socle austroalpin sur l'Europe sont masqués du fait du grand recouvrement de ce dernier.

La question suivante est de savoir ce qui régit la disposition cartographique des plis. Deux problèmes essentiels se posent au géologue : d'une part comment expliquer les torsions cartographiques des plis (Sud du Jura - Sud du Vercors, Arc de Castellane) et de la direction de la première schistosité (couverture "liasique" de Belledonne au Nord ainsi qu'au Sud de ce massif), d'autre part, comment expliquer la disposition en relais des plis du Vercors, de la Chartreuse et des Bauges.

.../...



On peut chercher l'explication de ces phénomènes soit dans le poinçon (§ a et b), soit dans la couverture poinçonnée (§ c, d et e).

a) Une première explication de la disposition des plis peut être cherchée dans le champ de contraintes induit par le poinçon ; dans ce cas c'est la forme du poinçon qui est importante. Tapponnier a proposé une explication de ce type pour la forme arquée des Alpes occidentales, mais cela concerne des structures mesurées en centaines de kilomètres alors que nous nous préoccupons de structures décakilométriques. En effet si l'on peut considérer l'écaille de croûte dont le front est constitué par les massifs cristallins externes comme l'expression de l'expulsion lattérale liée au poinçonnement de l'Europe par l'Italie (Tapponnier, 1977), on ne peut expliquer la forme des plis des massifs subalpins par la forme du poinçon que constituent les massifs cristallins externes, si ce n'est d'une manière très grossière et à l'échelle de toutes les Alpes occidentales : en effet on devrait avoir dans ce cas un parallélisme entre les directions de plis et le bord du poinçon (au moins au voisinage des massifs cristallins externes) alors que c'est une obliquité que l'on observe (du moins dans les massifs subalpins du Nord).

Pavoni et Laubscher ont aussi invoqué un poinçon pour expliquer la forme arquée du Jura, ce poinçon étant le bassin molassique franco-suisse (remplissage oligocène et miocène). La difficulté est alors d'expliquer la forme du poinçon lui-même. Or il semble que les plis jurassiens étaient déjà ébauchés assez tôt dans l'oligocène si bien que la forme du bassin molassique a en fait probablement été conditionnée par des structures préexistantes, ce qui laisse entier le problème de l'origine des directions de ces structures.

Par contre, la torsion des structures (plis et schistosité 1) entre le Sud du Vercors et les massifs subalpins du Sud peut bien s'expliquer par la torsion affectant l'extrémité Sud du poinçon de socle (Sud de Belledonne, Taillefer).

b) Une deuxième explication peut être cherchée dans la direction de déplacement du poinçon. On peut en effet tenter d'expliquer les plis en relais des massifs subalpins du Nord comme la conséquence d'un aplatissement associé à un décrochement (mouvement du poinçon oblique par rapport à la direction de sa bordure. Cette explication (décrochement et aplatissement) fort séduisante a déjà été proposée par certains auteurs sans toutefois que soient précisées les conditions aux limites. La difficulté réside dans le fait que le raccourcissement implique une possibilité de décollement à la base de la série alors que, pour que la composante de décrochement se transmette à la couverture, il faut au niveau du poinçon, une bonne adhérence entre la série et son socle. Si cette adhérence est insuffisante, la composante de

.../...

décrochement se traduira uniquement par un décrochement localisé au bord du poinçon et à faible distance de celui-ci (amortissement rapide de la déformation et des déplacements dans la couverture) si bien que la déformation dans la couverture située en avant se ramènera à un raccourcissement : en faveur de cette façon de voir, on notera l'étude des déformations de la bordure sédimentaire de Belledonne (Gratier, Lejeune, Vergne, 1973) qui montre des directions de glissement orientés N130 à N140 pour la première étape de déformation (soit obliques par rapport à la direction de raccourcissement maximale des massifs subalpins du Nord). Ceci montre que la composante de décrochement éventuelle du mouvement du socle ne s'est pas repercutée sur la direction de déplacement de la série sédimentaire située en avant.

c) Une troisième explication peut être cherchée dans la possibilité de glissement à la base de la série. Si celle-ci varie d'une région à l'autre, le long de la chaîne (par exemple à cause d'une disparition ou d'un amincissement des niveaux évaporitiques du Trias) on peut s'attendre à ce que le glissement se fasse plus ou moins facilement et se propage plus ou moins loin (Goguel, 1948). Cependant notre connaissance des faciès du Trias dans le domaine subalpin n'est pas assez complète pour évaluer pratiquement le rôle de ce facteur.

d) On peut envisager une quatrième explication qui s'apparente d'ailleurs à la précédente dans la mesure où elle concerne la modalité du glissement à la base de la série. Il s'agit d'invoquer des failles de socle opposant une résistance au glissement de la série sédimentaire (blocage), l'échappement se faisant vers le haut par la formation d'un pli. Ce pli se bloquera d'autant plus tard que le rejet vertical de la faille sera plus important. L'échappement se fera alors par la création d'un nouveau plan de glissement situé en avant du précédent et qui se traduira par la création d'un nouveau pli. L'avantage d'un tel mécanisme serait de pouvoir expliquer également la virgation du Sud du Jura. En effet une faille située au niveau de la Chartreuse et ayant un fort rejet vertical (prolongement de la faille de l'Isère) peut très bien avoir bloqué un certain temps la progression de l'édifice plissé dans la moitié sud du massif, alors que plus au Nord le rejet diminuant, l'édifice a pu progresser dans le même temps pour former le Jura. Ce mouvement différencel s'accompagne nécessairement d'une torsion des plis qui se créent pendant le mouvement. A ce mécanisme s'ajoute le fait que le raccourcissement de l'édifice plissé augmente du Sud vers le Nord. Ce fait, <u>indépendant</u> du mécanisme précédent accentue l'effet de celui-ci. Il faut noter qu'un bel exemple du blocage de glissement d'une série sédimentaire par une faille à fort rejet vertical a été décrit par J.P. Gratier dans le synclinal de Bourg-d'Oisans (Gratier et al, 1973). Cet exemple montre en particulier le redressement des plans axiaux des plis au voisinage de la faille.

.../...



Un autre groupe de données structurales peut être à notre sens rattaché à de tels accidents : il s'agit des structures localisées sur la bordure sédimentaire de Belledonne et indiquant un mouvement relatif de la couverture par rapport au socle vers l'intérieur de la chaîne (mouvement des microlithons sur la première schistosité et même création d'une deuxième schistosité au Sud du dôme de la Mure). De tels mouvements peuvent s'observer au Nord jusqu'aux environs de Goncelin (Gratier - Lejeune - Vergne, 1973). Il est intéressant de remarquer que le domaine fait face à la partie des massifs subalpins du Nord où nous venons d'envisager une ou des failles de socle s'étant opposées à la progression du plissement. Voici comment nous proposons de relier ces éléments. Une première étape de déformations (oligocène) a ébauché les plis des massifs subalpins et du Jura selon le schéma que nous venons de décrire. Le ou les poinçons de socle responsables de ces déformations sont à chercher en arrière de Belledonne et dans le Mont-Blanc. Au cours du Miocène une deuxième série de déformations correspond au chevauchement des Aiguilles-Rouges et de Belledonne. Les plis précédemment ébauchés, situés maintenant plus près du poinçon, évoluent en plis-failles, voire en chevauchement (Chartreuse - Bauges - Bornes). Là encore le raccourcissement augmente vers le Nord. Toutefois les accidents situés sous la Chartreuse et le Vercors s'opposent toujours à l'avancée des sédiments, si bien qu'un échappement partiel consiste à ce que le poinçon avance sous les sédiments qui le surmontent et dont l'avancée est limitée par le blocage ci-dessus envisagé, (figure 68 ).

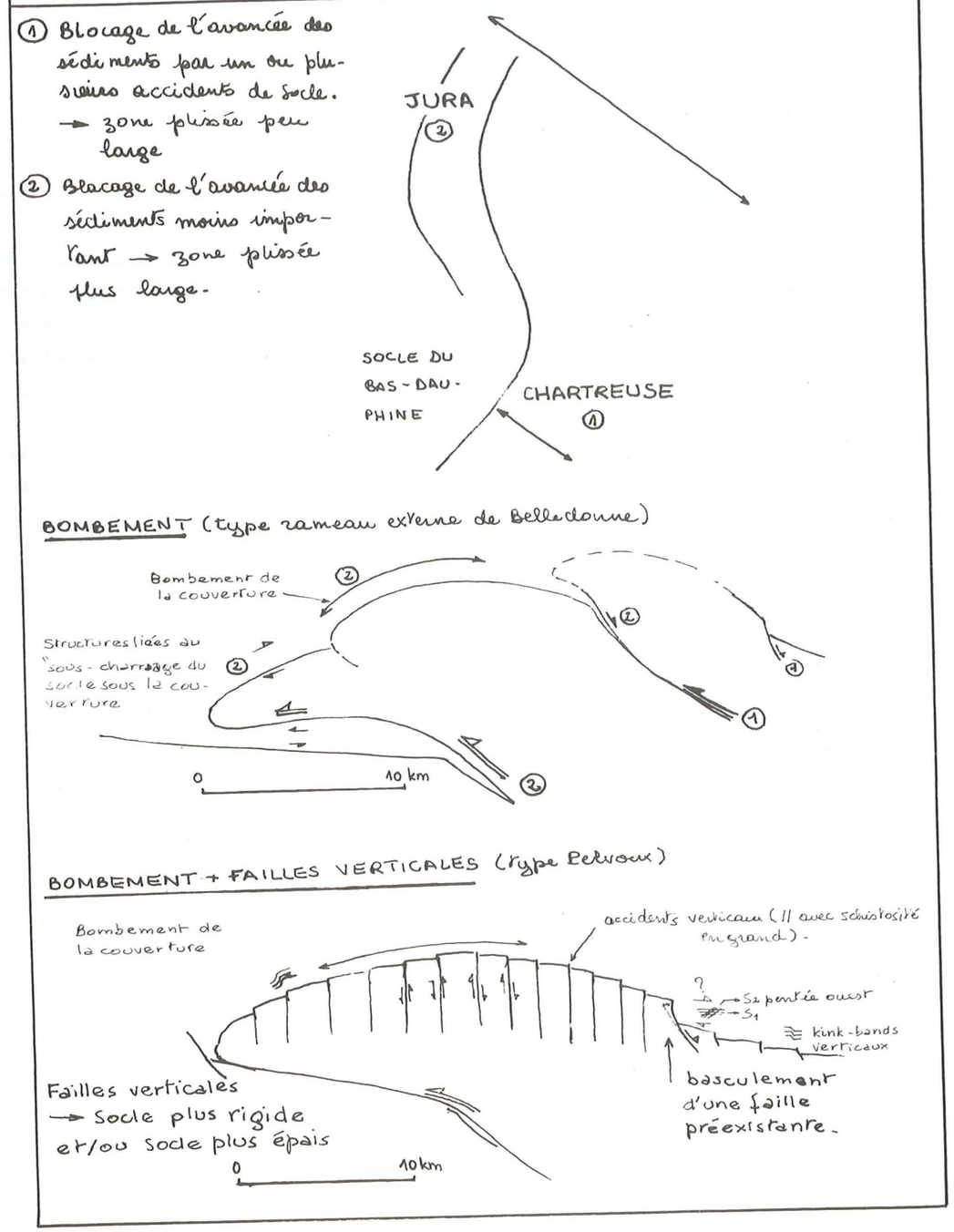
e) Un cinquième élément intervient dans la réponse de la série au poinçonnement, il s'agit de la présence d'hétérogénéités de comportement mécanique au sein de la série. Si dans une région un ensemble de roches est beaucoup moins déformable que les séries voisines, il agira alors comme un poinçon de deuxième ordre qui guidera les déformations en son voisinage. De tels poinçons pourront être des formations sédimentaires (bassin molassique franco-suisse dont ce sont surtout les bords qui sont affectés par les déformation mio-pliocènes ; le bloc Ventoux-Lure-Lubéron aux bords duquel sont localisées aussi bien les déformations éocènes que les réactivations miopliocènes ; certains séismes historiques ayant affecté cette région peuvent peut-être être liés à ces réactivations).

Enfin un cas de poinçon que l'on pourrait rattacher au paragraphe précédent est constitué par des zones hautes du socle (Plateau de Riez - Valensole et son prolongement Nord "guidant" le chevauchement de Digne - Socle du Bas-Dauphiné induisant la limite du Vercors et de la Chartreuse).

Par contre pour l' "arc" de Castellane, deux explications sont possibles : soit l'arc est induit par la forme du poinçon de socle qui correspondrait alors

.../...

FIGURE 68 : EXPLICATION POSSIBLE DE LA VIRGATION DU SUD DU JURA
DEFORMATIONS A L'APLOMB DU SOCLE CHEVAUCHANT






au Dôme de Barrot et dont les limites seraient les deux accidents mis en évidence par la carte magnétique de N. Debéglia (figure 43 b), soit l'arc est dû aux effets conjugués du butoir formé par le socle du plateau de Riez-Valensole (la limite de ce butoir se traduisant par le faisceau du Poil) et du butoir formé par la faille de socle E.O. traversant la Provence (cf. figure 43 b). Les deux explications ne sont d'ailleurs pas incompatibles.

(B) - DEFORMATIONS A L'APLOMB DU SOCLE CHEVAUCHANT

Les déformations dans les sédiments situés à l'aplomb du socle chevauchant seront le reflet des déformations affectant le socle (dans la mesure où le décollement est nul ou très faible). Ces déformations peuvent se classer en deux groupes

a) Le premier correspond aux déformations liées au bombement du socle (cf fig. 68 ). Ce bombement se fera selon deux modalités différentes. Il y a tout d'abord le cas de Belledonne (par exemple le rameau externe. cf fig. 68) qui correspond à une simple flexion de la surface du socle, puis le cas du Pelvoux dans lequel le bombement est absorbé d'une part par une flexion analogue au cas précédent, d'autre part par le jeu d'une multitude de fractures orientées N.S. assimilable à une schistosité en grand. Cette différence de comportement pourrait s'expliquer par le fait que l'épaisseur de socle impliquée dans le bombement dans le cas de Belledonne est inférieure à celle correspondant au Pelvoux. Pour le Pelvoux, au dela d'une certaine courbure, la simple flexion ne peut seule permettre la déformation d'où création d'un autre mécanisme de déformation (failles verticales) (figure 68 ). Comme exemples de déformations dans la couverture associées à ces déformations de socle, notons :

- Les kink-bands Nord-Sud verticaux décrits par P. Plotto dans les grès du Champsaur (P. Plotto, 1977)
- Les plis de faible longueur d'onde décrits par J.P. Gratier dans le synclinal de Bourg-d'Oisans (Gratier - Vergne - Lejeune, 1973) associés à des failles de socle méridiennes.

Quelle que soit la modalité du bombement de socle, celui-ci sera accompagné en outre du rejeu vertical d'éventuels accidents préexistants, rejeu pouvant être associé à un basculement de l'accident lui-même. Nous pouvons noter comme exemple :

- Le jeu vertical de la faille bordant à l'Ouest le synclinal de Bourg-d'Oisans, torsion possible de cette faille (figure 68 ).
- Les failles bordant plus au Nord la partie orientale de Belledonne et du Mt Blanc en position apparente de faille inverse et dont nous faisons d'anciennes

.../...

failles normales à regard Est redressées et basculées .

- Peut-être la schistosité de Strain-slip penté Ouest décrite par Plotto dans les grès du Champsaur est-elle l'expression du cisaillement induit par la torsion de la faille de la Selle ? Cependant la solution proposée par cet auteur rattachant cette schistosité aux rétrostructures connues dans le Briançonnais nous semble plus satisfaisante.

b) Le deuxième groupe de déformations est associé aux décrochements affectant le socle et se répercutant dans la couverture (Cl Kerckhove, 1969 - JF. Gamond, communication orale).



## IV) APPLICATION DU MODELE PROPOSE AUX MOUVEMENTS ACTUELS

Il s'agit ici de voir si les données sur les mouvements actuels ou récents peuvent s'intégrer au schéma global de déformation que nous venons d'exposer dans l'hypothèse où les déformations actuelles seraient le prolongement des dernières déformations géologiques importantes qui sont datées dans les Alpes occidentales du Ponto-pliocène. Ces données sont essentiellement :

- L'étude de la sismicité,
- Les données de la géodésie,
- Les études néotectoniques.

### A) LA SISMICITE DU S.E. DE LA FRANCE

Nous nous référerons au récent travail publié par J. Fréchet à ce propos (J. Fréchet, 1978). Nous nous intéresserons tout particulièrement à trois aspects de la sismicité ; la répartition cartographique, la distribution en profondeur des séismes et les mécanismes au foyer de ces séismes.

#### (a) CARTES DE SISMICITE

Plusieurs cartes ont été dressées selon la provenance et la fiabilité des données.

. La première concerne les séismes historiques (1800 à 1970) déterminés pour les plus anciens (jusqu'à 1920) exclusivement à l'aide de données macrosismiques (effets des séismes) et pour les plus récents à l'aide de données instrumentales (sismographes d'observatoires) et macrosismiques. La précision sur les épicentres (5 à 20 km) impose une interprétation à l'échelle régionale et ne permet pas en particulier de manière certaine, d'associer certains séismes apparemment alignés avec certains accidents connus en surface ; cette carte permet de mettre en évidence les faits majeurs suivants (figure 69 ).

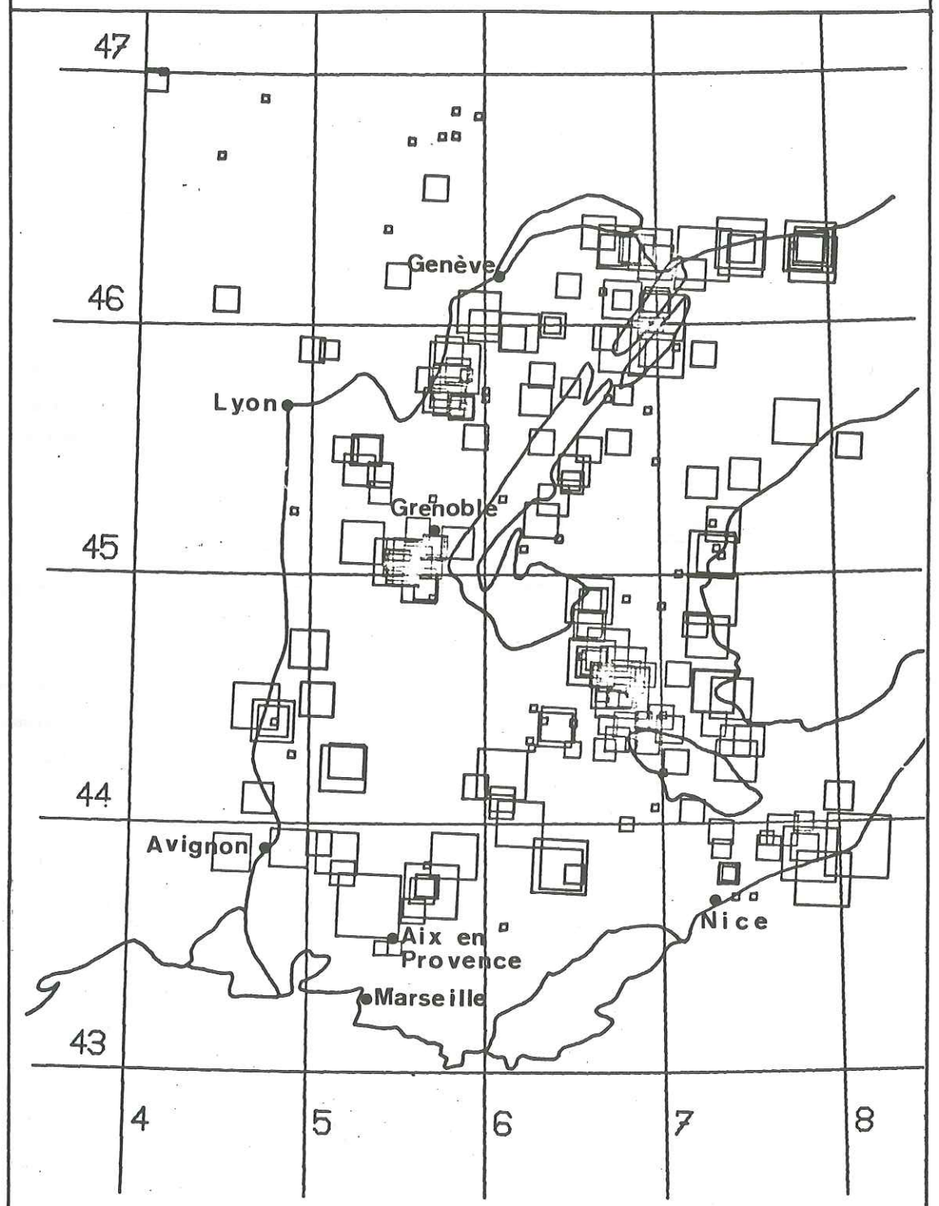
- une zone asismique dirigée N.E.- S.O. comprenant le Pelvoux, le Dévoluy, le Diois et les Baronies, cette zone se prolongeant vers le N.E. vers la Vanoise et la Dent-Blanche.

- des zones sismiques situées autour de la zone précédente :

| | |
|---|---|
| au N.O. | le domaine externe |
| au S.E. | la plaine du Pô |
| | le domaine pennique |
| | la Provence |
| au S. | le Tricastin et la Provence |

.../...

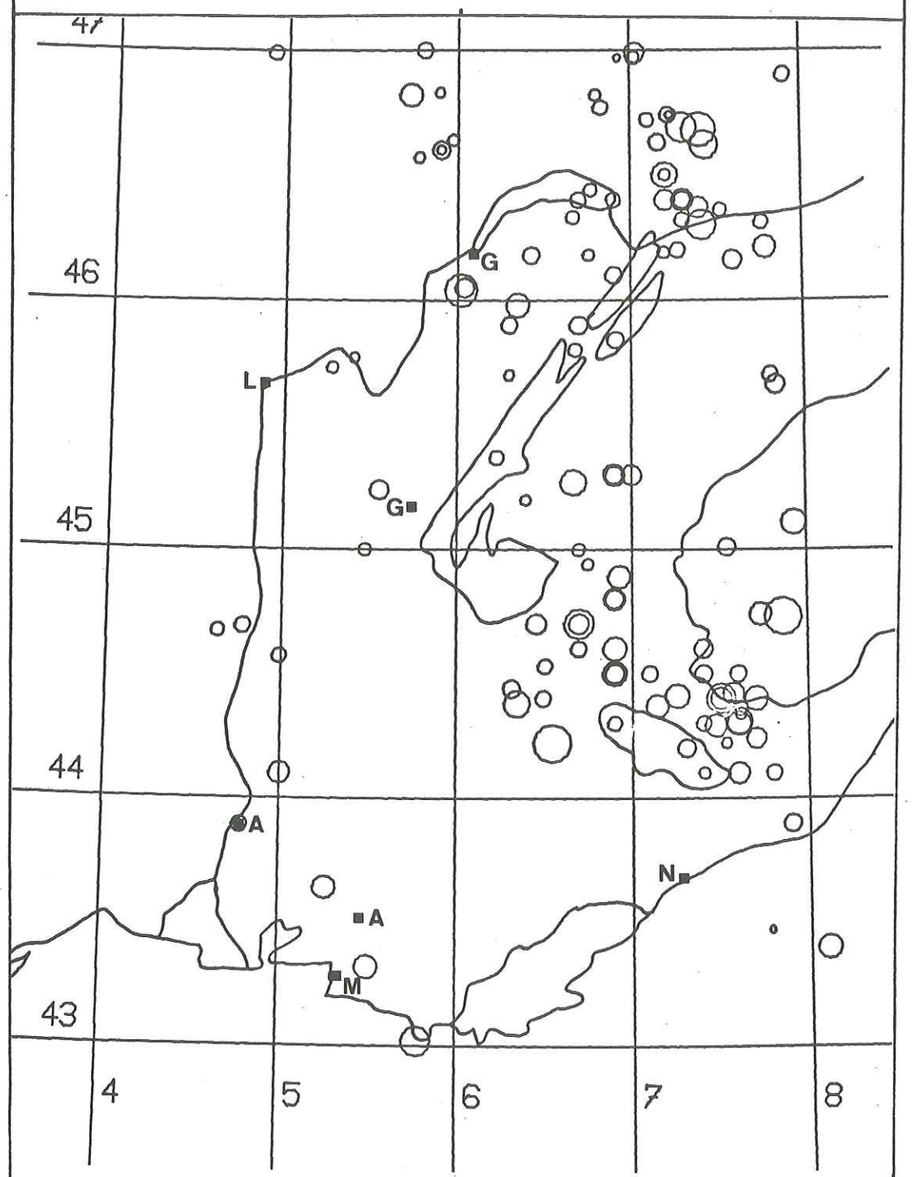
FIGURE 69 : SISMICITE HISTORIQUE DANS LE S.E. DE LA FRANCE (d'après FRECHET)




: Séismes historiques (1800-1970).

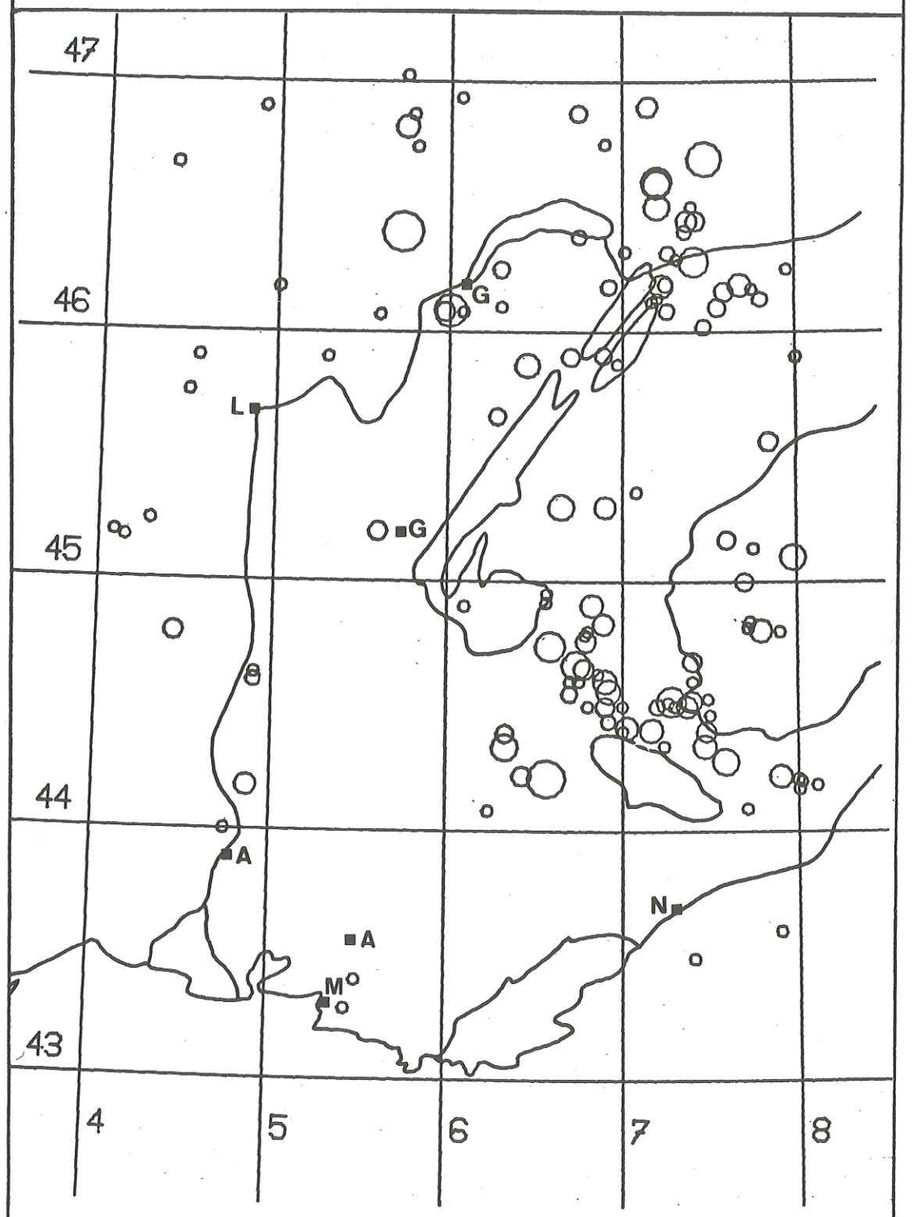


FIGURE 70a : SISMICITE RECENTE DANS LE S.E DE LA FRANCE (d'après FRECHET)




Séismes du L.D.G. triés (1972-1977).

FIGURE 70b : SISMICITE RECENTE DANS LE S.E. DE LA FRANCE (d'après FRECHET)




Séismes I.S.C.+C.S.E.M./B.C.I.S.+S.E.D., tri 1.
(1971-mars 1978).



- quelques alignements pourraient être significatifs :
  un, en arrière de Belledonne, orienté N.E.- S.O.
  un autre, le long de la Durance, orienté N.E.- S.O.

. Les autres cartes concernant la microsismicité récente mettent en évidence comme fait nouveau une absence de sismicité en Provence (figures 70 a et b).

(b) PROFONDEUR DES SEISMES

La profondeur des séismes est la caractéristique la plus mal connue (par manque de stations proches essentiellement). Il semble cependant que la majeure partie des séismes soient à une profondeur inférieure à 15 km, ce qui confirme les résultats de Ahorner (Ahorner, 1972). D'après Fréchet les quelques exceptions pourraient être des erreurs de localisation (en particulier 4 séismes localisés à 80 km de profondeur, dont un déterminé par deux organismes différents, ce qui laisse planer un doute).

Cette absence de précision sur les profondeurs nous gêne beaucoup surtout quand il s'agit de séismes situés à l'extérieur des massifs cristallins externes : en effet il est capital de savoir alors si les séismes sont dans la couverture ou plus profonds.

(c) MECANISMES AU FOYER

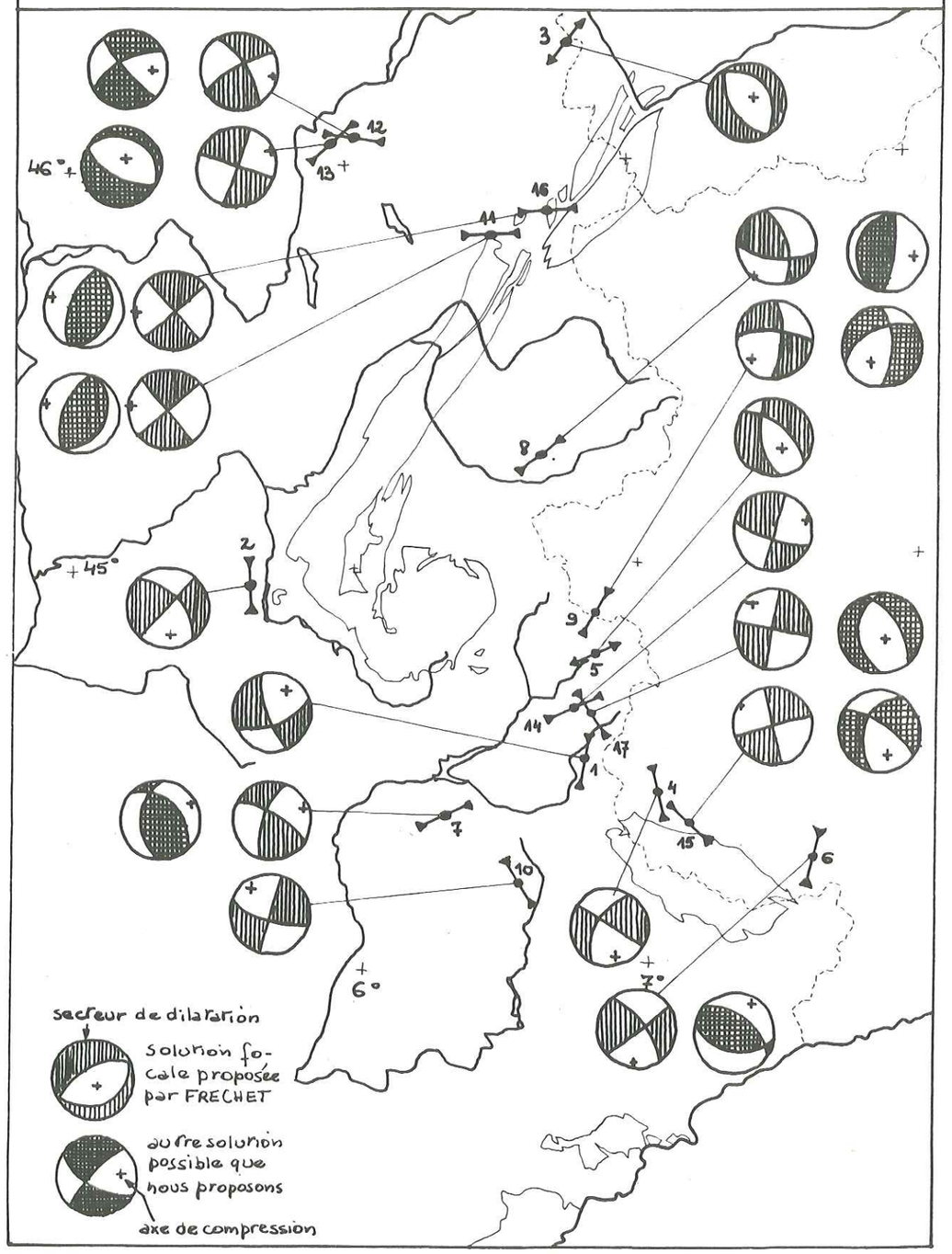
J. Fréchet a recalculé 17 mécanismes au foyer pour les Alpes occidentales. Les solutions qu'il a proposées cherchent à se rapprocher au maximum du coulissage : seuls les séismes 3 (Chablais) et 5 (Hte Vallée du Guil) donnent un mécanisme de faille normale - (fig. 71 ).

Cependant certains séismes peuvent donner d'autres solutions focales (fig. 71). C'est le cas des séismes 11 et 16 (tous deux près de Mégève) qui peuvent s'interpréter en chevauchement le long d'accident N20 faiblement penté à l'Est. Les deux interprétations (coulissage et chevauchement) correspondent à la même direction de compression (N90 à 110). Le séisme 11 déterminé à 5 km (?) de profondeur pourrait traduire le mouvement chevauchant du socle. Cependant nous préférons la solution de coulissage proposée par Fréchet du fait de la présence de stries sur la schistosité dans les collines bordières de Belledonne indiquant un coulissage dextre récent (J.F Gamond - communication orale).

Le séisme 8 (Vanoise méridionale) est lui, plus compatible avec du chevauchement qu'avec du coulissage. Nous proposons comme solution un chevauchement le long

.../...

FIGURE 71: MECANISMES AU FOYER DE SEISMES DU S.E. DE LA FRANCE -






d'un plan N10 faiblement penté (10 à 20°) Ouest (peut-être réactivation du rétro-charriage de la zone houillère sur la couverture briançonnaise).

Pour le séisme 15 on peut trouver une solution identique à celle du séisme 4 situé à proximité (N du Mercantour), c'est-à-dire un coulissage dextre le long d'un accident N110 à N120 (solution peu différente de celle de J. Fréchet).

Quelles que soient les solutions adoptées on peut remarquer une bonne cohérence d'ensemble des directions de compression qui en gros sont radiales par rapport à l'arc alpin. Cependant dans le détail, quelques problèmes se posent, en particulier

- le séisme 2 (Monteynard) que l'on attendrait avec une solution à 90° de celle trouvée,
- les séismes 14 et 17 situés presque au même endroit (Ubaye) et donnant des axes de compression orthogonaux,
- les séismes 10 et 7 (massifs subalpins du Sud) qui montrent le même phénomène. Toutefois le séisme 7 est localisé à 80 km ; si cela n'est pas une erreur de détermination, il n'a rien à voir avec les autres séismes qui sont superficiels et ne doit pas dans ce cas, être pris en compte avec ceux-ci. Mais l'existence de séismes intermédiaires (80 à 120 km) sous les Alpes soulèverait de nouveaux problèmes.

Il faut noter que des solutions donnant des compressions orthogonales n'est pas un fait exceptionnel. Cela a même été décrit pour des répliques de séismes. Pour les cas qui nous préoccupent nous proposons trois solutions théoriques possibles.

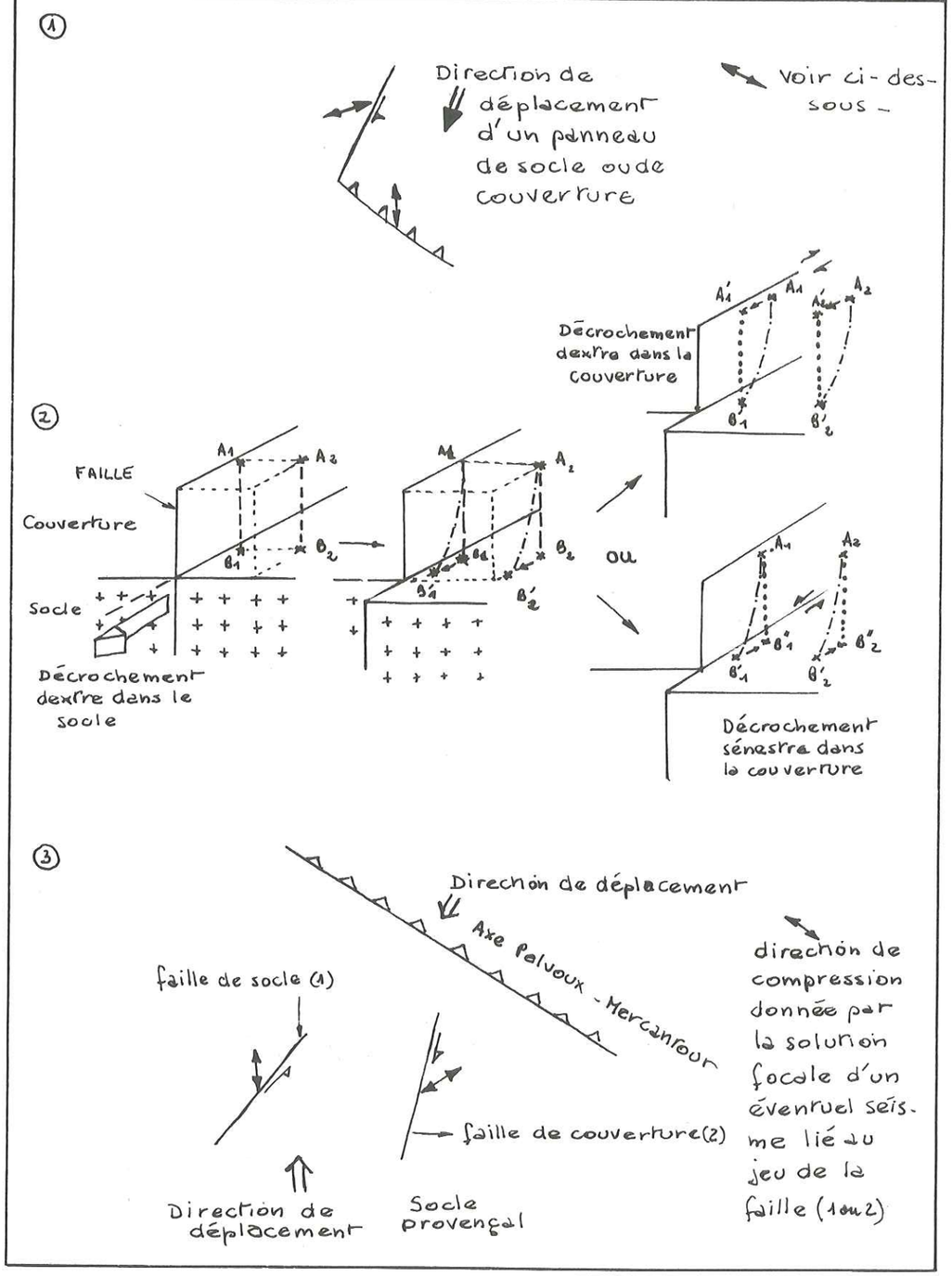
. L'une consiste à envisager l'avancée d'un coin de socle (ou de sédiments), un côté du coin étant chevauchant, l'autre jouant en décrochement (fig. 72).
Au front du chevauchement, on peut envisager que les deux composantes du mouvement (chevauchement et décrochement) soient dissociées. Dans ce cas et si le coin forme un angle obtus, le cisaillement pourra se faire dans le même sens le long des deux côtés du coin de socle (ou de couverture) (fig. 72 ).

. La deuxième explication pourrait être la suivante (fig. 72 ). Supposons une faille de socle N45 de coulissage se prolongeant dans la couverture. Si la faille de socle coulisse de manière dextre (compartiment N.O. supposé fixe) les sédiments du compartiment S.E. seront entrainés par le bas dans le coulissage dextre et mis ainsi sous contrainte. On peut alors concevoir que dans certains cas la relaxation des contraintes se fasse par un retour de la base de la série à sa position initiale, ce qui correspondra à un coulissage sénestre sur la partie de la faille comprise dans les sédiments. Cette explication pourrait s'appliquer au séisme de Monteynard pour lequel nous savons :

- qu'il est superficiel (3 km environ)

.../...

FIGURE 72: EXPLICATIONS POSSIBLES DE CERTAINS PROBLEMES POSES PAR LES SOLUTIONS FOCALES DE LA FIGURE 71






- qu'il existe dans la région des déformations indiquant une avancée du socle sous les sédiments, mouvement qui correspond à celui invoqué dans le modèle ci-dessus.

. La troisième explication (valable pour les massifs subalpins du Sud) serait d'envisager une contraction N.S. dans le socle de ces massifs (et en Provence) alors que dans la couverture surmontant ce socle, la contraction serait N.E.- S.O. (provoquée par les mouvement du socle situé au N.E., c'est-à dire l'axe Pelvoux-Mercantour.

B) LES DONNEES GEODESIQUES

Nous utiliserons ici les résultats de deux publications: J.J. Levallois (1973) et J. Fourniguet (1977). Ces résultats portent sur la comparaison de nivellements espacés de 80 ans (1886-90 - 1968-69) effectués le long d'un certain nombre d'itinéraires dans le S.E. de la France. Les principaux résultats concernant le domaine qui nous intéresse sont :

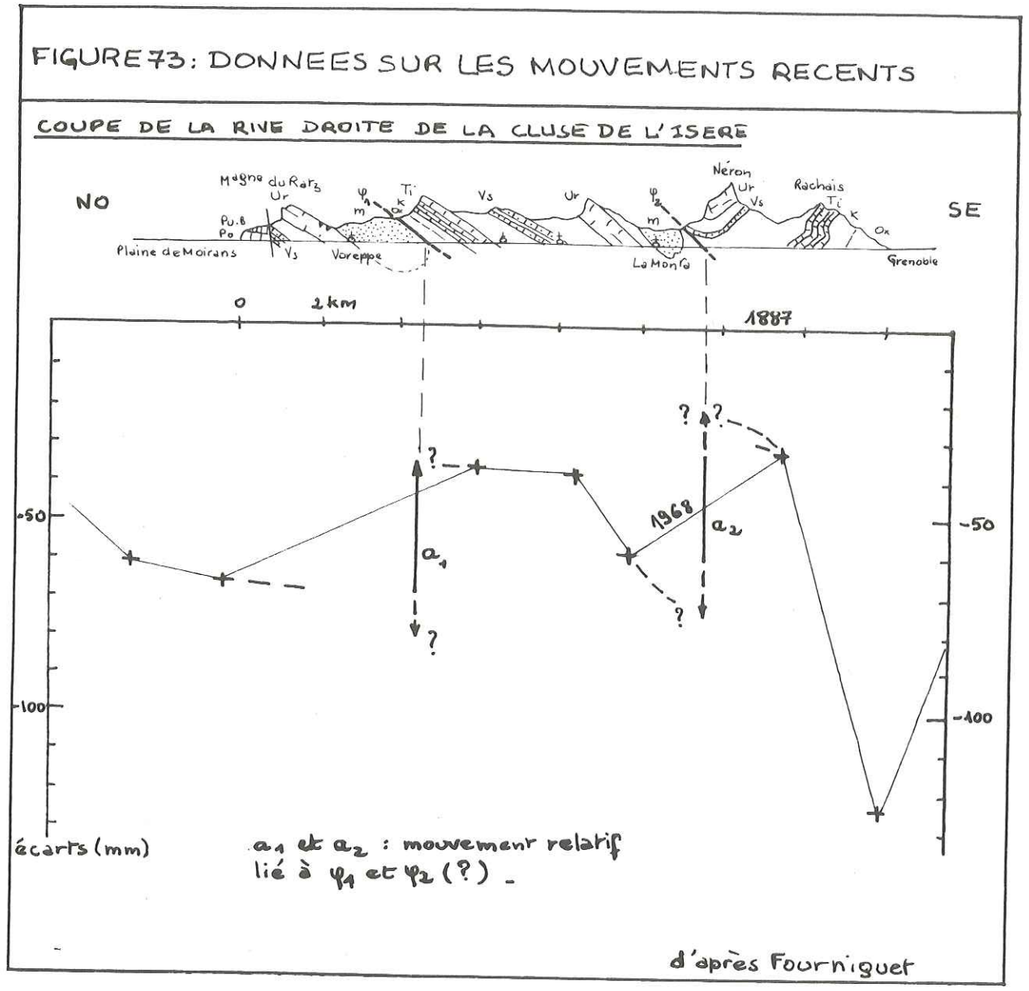
- La mise en évidence d'une montée actuelle des massifs cristallins externes et du Briançonnais. La vitesse est de l'ordre du millimètre par an (soit 1 km par million d'années) ce qui est comparable aux valeurs trouvées en Suisse et en Autriche dans les domaines équivalents. Cela rejoint aussi les valeurs trouvées dans les massifs cristallins à partir des études de fluides et des datations sur les fentes alpines (Poty et al. 1974).

- Un deuxième élément non signalé par l'auteur de l'article (Fourniguet, 1977) concerne le profil passant dans la cluse de l'Isère (entre le Vercors et la Chartreuse). Cette partie du profil montre un mouvement général d'affaissement par rapport au Bas-Dauphiné stable, mouvement attribué au tassement des sédiments quaternaires meubles de la vallée.

Toutefois on peut remarquer, se superposant à cette déformation d'ensemble, trois pics et trois creux secondaires que l'on pourrait prendre pour des tassements différenciels (toutes les mesures sont faites dans la plaine alluviale) s'il n'y avait correspondance frappante d'une part entre les pics et les structures chevauchantes de la Chartreuse, d'autre part entre les creux et les synclinaux à remplissage miocène chevauchés (La Monta, Voreppe, plaine de Moirans). Il nous semble que cette correspondance peut difficilement être fortuite (figure 73).

Conséquences : Si les mouvements verticaux observés actuellement sont la suite des mouvements tectoniques post-miocènes on peut logiquement les interpréter comme la composante verticale de mouvement fondamentalement oblique (à 45° pour les

.../...






chevauchements de Chartreuse), ceci aussi bien pour les massifs subalpins du Nord que pour les massifs cristallins externes : en effet on ne peut invoquer la gravité pour expliquer la composante horizontale du mouvement de la Chartreuse puisque les collines liasiques sont trop basses et trop peu volumineuses) si bien qu'il faut nécessairement invoquer une composante horizontale pour le mouvement de Belledonne.

## C) LES DONNEES NEOTECTONIQUES

Il s'agit ici de déformations affectant des terrains quaternaires et qui ne sont pas dues à des tassements ou glissements. Nous signalerons :

- les failles affectant des moraines dans le Massif de Belledonne (P. Bordet 1970),
- les fractures affectant la moraine décrites au débouché des cluses de l'Isère, de Chambéry et d'Annecy : ces fractures pourraient être liées à des failles N140 profondes (Gros Y., Lozes J., 1978).

## D) CONCLUSION

Il ressort de cette étude sur les mouvements récents et actuels que ceux-ci peuvent aisément être considérés comme le prolongement des dernières déformations alpines datées de la fin du Miocène et du début du Pliocène. Cette constatation qui avait déjà été faite pour le chevauchement de Digne (qui serait encore actuel, (Gidon, 1976), peut s'étendre à tous les massifs subalpins du Nord ainsi qu'aux chevauchements affectant le bassin molassique.

- S'il paraît tentant de faire correspondre par une relation de cause à effet les mouvements affectant la Chartreuse et ceux affectant Belledonne, un résultat récent obtenu par Thouvenot dans les Bauges (Thouvenot, travail en cours) nous pousse à la prudence. Thouvenot a en effet trouvé le socle sismique sous les Bauges à - 1000 m environ (par rapport au niveau de la mer), socle s'enfonçant ensuite vers les massifs cristallins externes jusqu'à - 6000 m et peut-être plus. Comme nous savons par les forages que le socle est à - 3000 ou plus en avant des Bauges, il faut admettre l'existence d'un accident important (de direction environ N30) quelque part au front des Bauges (on ne peut toutefois exclure pour cet accident une direction N140). Dans la mesure où dans la couverture le chevauchement frontal des Bauges se raccorde au chevauchement oriental de la Chartreuse, il est très possible que la cause directe en soit un chevauchement de socle correspondant à cet accident (nous l'appellerons chevauchement du socle subalpin). Tous les chevauchements actuels (s'ils existent) dans la molasse seraient alors liés à cet accident. Il faut remarquer

.../...

que cet accident rejoindrait le chevauchement frontal de Belledonne au niveau du Vercors (cf p. 58).

- Il faut noter enfin que la majeure partie des séismes peut se rattacher soit au mouvement chevauchant des massifs cristallins externes et du socle subalpin (ou plutôt aux conséquences de ce chevauchement en Provence, dans le Jura et dans les massifs subalpins), soit à la rotation interne antihoraire du bloc de lithosphère chevauchant (dont les chevauchements que nous venons de citer forment le front) provoquée par la rotation du bloc italien et se traduisant par des coulissages dextres sur des accidents N30 - N50 et N140 (pour ces derniers accidents (N140) un mouvement vers le Nord du bloc provençal est toutefois envisageable).

Conséquences : L'existence d'un chevauchement actuel des massifs cristallins externes (et éventuellement du socle subalpin) induisant ou réactivant des chevauchements dans les massifs subalpins ainsi que les coulissages et éventuellement les "rétrocharriages" affectant la croûte chevauchante doit nous conduire à envisager d'un oeil nouveau le risque sismique dans les Alpes. En effet l'absence de gros séismes historiques (quelques siècles) par exemple dans les massifs subalpins du Nord (Chartreuse - Bauges notamment) n'exclut absolument pas l'éventualité de gros séismes dans la région, au contraire (le Vercors était considéré comme asismique jusqu' en 1963, date du séisme de Corrençon) : il est possible que l'absence de séismes historiques dans ces régions soit due au fait que la période de ce phénomène est de plusieurs siècles (ce qui est plausible étant donnée la faible vitesse des mouvements) auquel cas il serait utile d'étudier des moyens de surveillance sismique (microsismicité, mesures géodésiques, mesures de contraintes in situ ...). Dans la région grenobloise en particulier, la présence d'une plaine alluviale susceptible d'amplifier les effets d'un éventuel séisme rend le problème assez aigü.



## V) CONCLUSION SUR LE MODELE DE DEFORMATION SOCLE-COUVERTURE PRESENTE

### A) RAPPEL DES GRANDES LIGNES DU MODELE

Le principe sur lequel repose ce modèle est que toutes les déformations tectoniques importantes affectant les terrains sédimentaires sont en relations avec des déformations affectant le socle : nous ne prenons en compte que les déformations depuis le Nummulitique.

Le mécanisme de base de déformation du socle est un écaillage. La surface de chevauchement qu'implique ce mécanisme est probablement l'expression superficielle d'un clivage qui affecte entièrement ou en partie la croûte (et même toute la lithosphère peut-être). Le chevauchement du socle se fait vers l'extérieur de la chaîne ; les autres déformations affectant le socle chevauchant ne sont que des effets secondaires du chevauchement liés soit au glissement sur la surface de chevauchement (cas de la schistosité des bombements affectant le socle), soit au blocage de ce glissement (rétrostructures, schistosité). La cause de ces chevauchements de socle est la translation vers le N.O. du bloc italien. A ce mouvement de translation s'ajoute une composante de rotation qui se traduit d'une part par des décrochements dextres le long d'accident N30 à N50 dans les Alpes occidentales, d'autre part, par un chevauchement du socle vers le S.O. en avant de l'axe Pelvoux-Mercantour. La translation générale vers le N.O. et le chevauchement vers le S.O. de l'axe Pelvoux-Mercantour implique nécessairement une translation vers le Nord du bloc provençal (cf Goguel, 1963).

En ce qui concerne les déformations de couverture on peut distinguer deux groupes de déformations.

- Le premier affecte le domaine situé en avant de l'écaille de socle chevauchante (le socle supportant la série déformée est donc "passif" dans la mesure où les déformations qui l'affectent ne sont pas responsables du raccourcissement dans la couverture sus-jacente) : à partir d'une certaine distance du front de l'écaille chevauchante, le mécanisme de base qui caractérise la déformation est un cisaillement général dans un plan horizontal affectant la série, associé à un décollement à la base de cette série. Ces mouvements découlent directement de la poussée exercée par l'écaille de socle (effet de poinçon horizontal). A partir de là, obéissant au mécanisme général : glissement, blocage, échappement, les structures se formeront en fonction des conditions aux limites géométriques (forme du poinçon, accidents de socle), des conditions aux limites mécaniques (nature de la surface de décollement, conditions d'adhérence au voisinage du poinçon) et des propriétés mécaniques des séries (lithologie, teneur en fluides, pressions et températures). Toutefois au front même du socle che-

.../...

que cet accident rejoindrait le chevauchement frontal de Belledonne au niveau du Vercors (cf p. 58).

- Il faut noter enfin que la majeure partie des séismes peut se rattacher soit au mouvement chevauchant des massifs cristallins externes et du socle subalpin (ou plutôt aux conséquences de ce chevauchement en Provence, dans le Jura et dans les massifs subalpins), soit à la rotation interne antihoraire du bloc de lithosphère chevauchant (dont les chevauchements que nous venons de citer forment le front) provoquée par la rotation du bloc italien et se traduisant par des coulissages dextres sur des accidents N30 - N50 et N140 (pour ces derniers accidents (N140) un mouvement vers le Nord du bloc provençal est toutefois envisageable).

Conséquences : L'existence d'un chevauchement actuel des massifs cristallins externes (et éventuellement du socle subalpin) induisant ou réactivant des chevauchements dans les massifs subalpins ainsi que les coulissages et éventuellement les "rétrocharriages" affectant la croûte chevauchante doit nous conduire à envisager d'un oeil nouveau le risque sismique dans les Alpes. En effet l'absence de gros séismes historiques (quelques siècles) par exemple dans les massifs subalpins du Nord (Chartreuse - Bauges notamment) n'exclut absolument pas l'éventualité de gros séismes dans la région, au contraire (le Vercors était considéré comme asismique jusqu'en 1963, date du séisme de Corrençon) : il est possible que l'absence de séismes historiques dans ces régions soit due au fait que la période de ce phénomène est de plusieurs siècles (ce qui est plausible étant donnée la faible vitesse des mouvements) auquel cas il serait utile d'étudier des moyens de surveillance sismique (microsismicité, mesures géodésiques, mesures de contraintes in situ ...). Dans la région grenobloise en particulier, la présence d'une plaine alluviale susceptible d'amplifier les effets d'un éventuel séisme rend le problème assez aigü.



## V) CONCLUSION SUR LE MODELE DE DEFORMATION SOCLE-COUVERTURE PRESENTE

### A) RAPPEL DES GRANDES LIGNES DU MODELE

Le principe sur lequel repose ce modèle est que toutes les déformations tectoniques importantes affectant les terrains sédimentaires sont en relations avec des déformations affectant le socle : nous ne prenons en compte que les déformations depuis le Nummulitique.

Le mécanisme de base de déformation du socle est un écaillage. La surface de chevauchement qu'implique ce mécanisme est probablement l'expression superficielle d'un clivage qui affecte entièrement ou en partie la croûte (et même toute la lithosphère peut-être). Le chevauchement du socle se fait vers l'extérieur de la chaîne ; les autres déformations affectant le socle chevauchant ne sont que des effets secondaires du chevauchement liés soit au glissement sur la surface de chevauchement (cas de la schistosité des bombements affectant le socle), soit au blocage de ce glissement (rétrostructures, schistosité). La cause de ces chevauchements de socle est la translation vers le N.O. du bloc italien. A ce mouvement de translation s'ajoute une composante de rotation qui se traduit d'une part par des décrochements dextres le long d'accident N30 à N50 dans les Alpes occidentales, d'autre part, par un chevauchement du socle vers le S.O. en avant de l'axe Pelvoux-Mercantour. La translation générale vers le N.O. et le chevauchement vers le S.O. de l'axe Pelvoux-Mercantour implique nécessairement une translation vers le Nord du bloc provençal (cf Goguel, 1963).

En ce qui concerne les déformations de couverture on peut distinguer deux groupes de déformations.

- Le premier affecte le domaine situé en avant de l'écaille de socle chevauchante (le socle supportant la série déformée est donc "passif" dans la mesure où les déformations qui l'affectent ne sont pas responsables du raccourcissement dans la couverture sus-jacente) : à partir d'une certaine distance du front de l'écaille chevauchante, le mécanisme de base qui caractérise la déformation est un cisaillement général dans un plan horizontal affectant la série, associé à un décollement à la base de cette série. Ces mouvements découlent directement de la poussée exercée par l'écaille de socle (effet de poinçon horizontal). A partir de là, obéissant au mécanisme général : glissement, blocage, échappement, les structures se formeront en fonction des conditions aux limites géométriques (forme du poinçon, accidents de socle), des conditions aux limites mécaniques (nature de la surface de décollement, conditions d'adhérence au voisinage du poinçon) et des propriétés mécaniques des séries (lithologie, teneur en fluides, pressions et températures). Toutefois au front même du socle che-

.../...

vauchant, les déformations seront plus complexes (écaillage intense) et constituent une transition avec le groupe suivant.

- Le deuxième groupe de déformations concerne les sédiments situés à l'aplomb de l'écaille de socle. Ces déformations sont directement liées aux déformations affectant le socle sous-jacent : déformations liées à l'avancée du socle sous les sédiments situés au front de l'écaille de socle, déformations liées aux bombements, aux décrochements et aux éventuelles rétrostructures affectant le socle.

B) AVANTAGES DE CE MODELE

Ce modèle présente trois avantages principaux :

- Le premier est d'expliquer toutes les déformations visibles dans les premiers kilomètres de la croûte par un schéma unique et relativement simple. Les complications que l'on observe dans les structures sont dues, soit au fait que le schéma se répète (migration des chevauchements de socle vers l'extérieur de la chaîne) provoquant ainsi des superpositions de déformations, soit à la complexité des conditions aux limites géométriques et mécaniques, soit au fait qu'il existe des déformations antérieures à celles dont notre modèle essaie de rendre compte (déformations anténummulitiques en particulier).

- Le deuxième avantage est que l'échelle des écailles de socle considérées (quelques kilomètres en coupe et quelques dizaines voire la centaine de kilomètres en plan) permet de faire le lien entre les déformations induites par ces écailles (déformations kilométriques et déformations microtectoniques associées) et les mouvements des blocs dont ces écailles sont la conséquence directe : pour les Alpes occidentales il s'agit de la translation vers le N.O. du "bloc" italien (que l'on considère à partir du Nummulitique seulement) à laquelle se superpose à partir de l'Oligocène un mouvement de rotation antihoraire.

- Le troisième avantage du modèle est de pouvoir considérer les mouvements et déformations actuels (ou récents) comme le prolongement probable des dernières déformations datées géologiquement. Cela est important dans la mesure où la néotectonique (et l'épirogénèse) apparaissent souvent comme séparées de la tectonique (et de l'orogénèse) (Ellenberger, 1976).

C) ACCORD ENTRE NOTRE MODELE ET LES DIFFERENTES ETUDES REGIONALES EFFECTUEES DANS LE DOMAINE EXTERNE

1) ETUDES D'ANALYSE STRUCTURALE PORTANT SUR LES BORDURES SEDIMENTAIRES DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES

Nous allons résumer les travaux de :

. Gratier J.P.- Lejeune B.- Vergne J.L.(1973)-(Ouest et Sud de Belledonne) ;

. Plotto P. (1977) - (Sud-Est du Pelvoux) ;

. Pijolat B. (1978) - (Nord de Belledonne).

.../...



Toutes ces études portent sur les déformations synschisteuses et postschisteuses affectant les bordures sédimentaires des massifs cristallins externes. Il est toutefois possible qu'il existe des déformations antéschisteuses au Nord du Pelvoux et dans le synclinal de Bourg-d'Oisans (Gratier et al, 1973, remis en cause postérieurement). Ces déformations correspondraient aux plis Est-Ouest anténummulitiques (plis arvinches) que l'on retrouve scellés par le flysch des Aiguilles d'Arve (Barbier, 1956).

- La première schistosité est une schistosité très pénétrative présente dans toute la région (sauf entre Vif et Monestier au Sud de Grenoble, où elle est de crénulation). Elle accompagne des plis déversés vers l'extérieur de la chaîne et correspond partout à un mécanisme de cisaillement dans un plan subhorizontal, la partie supérieure se déplaçant vers le Nord-Ouest (ou vers le Sud-Ouest au Sud-Est du Pelvoux). Ce mécanisme peut se compliquer de deux façons :

. Dans certains cas les axes de plis correspondant à cette déformation sont réorientés parallèlement à la direction de glissement (Plotto, 1977 - Pijolat, 1978-Gratier et al, 1977).

. Dans deux cas au moins des failles normales orientées N.E.- S.O. à regard S.E. (faille bordant à l'Ouest le synclinal de Bourg-d'Oisans, faille bordant au S. E. le Pelvoux) se sont opposées au mouvement général de cisaillement. Cela se traduit d'une part par un redressement des surfaces axiales des plis quand on se rapproche de ces failles (Gratier, 1973 - Plotto, 1977), d'autre part par une torsion cartographique des axes de plis lorsque la direction du mouvement est oblique par rapport à la direction de la faille (Plotto, S.E. du Pelvoux).

Cette schistosité si elle correspond dans toute la région au même mécanisme de déformation ne s'est toutefois pas forcément formée de manière synchrone dans tout le domaine.

Dans notre modèle, ces déformations sont provoquées par un chevauchement de socle (ou plusieurs) situé(s) en position plus interne par rapport au domaine où les sédiments sont déformés (le socle sous ce domaine déformé est alors inactif).

- Il existe en outre, une deuxième schistosité de pli-fracture (crénulation) qui peut avoir deux sortes d'attitudes vis-à-vis de la première schistosité :

. Dans certains cas elle est pentée vers l'Est (Pijolat - Gratier et al, 1973 - Plotto) et traduit le même mouvement que la première schistosité ainsi qu'un glissement engagé dans cette première schistosité (des variations de conditions de pression

.../...

fluide peuvent expliquer le caractère pli-frature de cette deuxième schistosité). Nous aurions cependant tendance à penser que cette deuxième schistosité correspond à un chevauchement de socle plus proche que celui ayant induit la première schistosité (il s'agirait plutôt d'une reprise de la déformation que d'une suite bien qu'il y ait probablement un enchaînement entre les chevauchements de socle). Il faut noter qu'au bord du synclinal de Bourg-d'Oisans cette deuxième schistosité semble directement liée à un mouvement de socle chevauchant (Gratier, 1973).

. Dans d'autres cas le dispositif structural S2 - S1 - So (bords Sud et Ouest du dôme de La Mure) traduit l'avancée du socle sous sa couverture. Quelques plans pentés Ouest ont été décrits par Plotto ainsi que Tricart et al. (1977) : ils seraient, soit l'amorce de rétrostructures, soit la conséquence de la torsion des failles bordant le Pelvoux au S.E. et les Grandes-Rousses à l'Est. Cette schistosité correspond toutefois à une déformation quantitativement peu importante.

- Enfin toutes les études mentionnent des mouvements tardifs : kink-bands verticaux et décrochements.

2) ETUDES PORTANT SUR LES MASSIFS SUBALPINS DU NORD

Alors que les études précédentes permettaient de cerner les mécanismes de déformation des sédiments, les études portant sur les massifs subalpins du Nord permettent de dater un certain nombre de ces déformations.

- Des déformations paléocènes sont signalées dans le Vercors occidental (Dasarathi, 1965) et dans le massif de Platé (B. Pairis, 1975). Dans les deux cas, ces déformations sont envisagées comme étant associées à des décrochements (sénestres) le long d'accidents N20 à N50 (plis de faible amplitude associés à ces mouvements). Le mouvement sénestre décrit par H. Arnaud le long de la faille de Presles (Vercors) pourrait dater de cette époque (H. Arnaud, 1973).

- Des déformations oligocènes ébauchent la plupart des plis des massifs subalpins et du Jura vraisemblablement. Ces déformations souvent synschisteuses (Platé, (B. Pairis, 1975) et Grande-Chartreuse)) peuvent être associées à la première schistosité affectant la couverture des massifs cristallins externes (cf. paragraphe précédent). Ces déformations sont associées à un déplacement général des séries vers l'O.N.O. ; toutefois les directions des structures peuvent être influencées soit par des accidents profonds, soit par des glissements différenciels, soit par le passage de nappes (nappes ultrahelvétiques au Nord du domaine que nous étudions qui se mettent en place au début de l'Oligocène avant d'être elles-mêmes déformées par la mise en place des nappes helvétiques).

.../...



- Des déformations miocènes et postmiocènes ont été décrites dans tout le domaine subalpin. La première, helvétienne, correspondrait au début de la surrection des massifs cristallins externes. Nous pensons qu'à ce mouvement sont associés, le chevauchement du Moucherotte, les torsions de la schistosité 1 observées dans le Jalla (bord Sud-oriental de la Chartreuse), la deuxième schistosité du massif de Roche-Torse (bord oriental des Bauges) (J.P. Gratier, communication personnelle), la deuxième schistosité décrite au Nord de Belledonne par Pijolat, toutes ces déformations traduisant un cisaillement dans un plan subhorizontal. Une note récente de Antoine et al. signale en outre que la molasse helvétienne déposée sur le bord de l'anticlinal du Mont du Chat (bord occidental des Bauges) présente des signes de remaniements synsédimentaires, preuve de mouvements accompagnant le dépôt.

D'autres déformations plus tardives dans le miocène affectant les massifs subalpins du Nord et le Jura se prolongeraient même actuellement encore (chevauchement sur la molasse en particulier).

3) ETUDES PORTANT SUR LES MASSIFS SUBALPINS DU SUD

Ce domaine se distingue du précédent surtout par l'importance des déformations anténummulitiques (depuis le Crétacé supérieur).

On y retrouve les déformations Oligocènes (C. Kerckhove, 1969 - M. Gidon, 1971 - Haccard et Grand Jacquet, 1972 - Cochonat, 1977) ainsi que des déformations postmiocènes (chevauchement de Digne).

◇ . ◇ . ◇

# QUATRIEME PARTIE :

# CONCLUSIONS GENERALES

## I - CONCLUSIONS CONCERNANT LA CROUTE DANS LE S.E. DE LA FRANCE

Les principaux résultats de ce travail concernant la croûte sont :

a) - La mise en évidence de deux domaines à croûte différente séparés par une bande N.E.- S.O. (direction N50) passant au S.E. du Massif Central et se prolongeant sous les massifs de Belledonne et du Mont-Blanc. Au N.O. de cette bande il existe une discontinuité intermédiaire nette au sein de la croûte (vers 20 km environ) alors qu'au S.E. de cette bande cette discontinuité est soit absente (transition progressive entre croûte supérieure et croûte inférieure ?) soit peu nette.

Il faut noter que cette bande correspond en surface à une limite paléogéographique majeure au Secondaire (bord N.O. du bassin du S.E. de la France). Elle a en outre fonctionné à plusieurs reprises en zone de décrochement (découpage du socle en amygdales, lors du jeu de ces accidents qui prolongent les failles du Massif Central) (cf. carte mentionnée en f).

b) - Une nouvelle interprétation du corps d'Ivrée pour lequel nous proposons l'existence de deux structures superposées ; ces deux structures, correspondant chacune à une remontée du manteau supérieur, étaient vraisemblablement associées au Secondaire aux marges respectives des continents européen et sudalpin avant d'être rapprochées (jusqu'à se chevaucher : obduction piémontaise ?) puis déformée par les grands évènements alpins (déformations au Crétacé et au Tertiaire).

Nous pensons que les rétrostructures affectant le domaine interne des Alpes occidentales pourraient être guidées en profondeur par la partie "européenne" du corps d'Ivrée (plan penté d'environ 40 degrés vers l'Ouest).

c) - La mise en évidence d'un épaississement de la croûte à l'aplomb des massifs cristallins externes des Alpes du Nord par rapport à la croûte située sous les

.../...

massifs subalpins du Nord (10 kilomètres d'épaississement au moins). Il faut signaler que la limite de cette croûte épaissie (direction N30) recoupe la bande mentionnée dans le paragraphe a) (ci-dessus).

d) - La mise en évidence d'une nette différence de vitesse de propagation des ondes P dans le socle entre les domaines à socle profond (domaine vocontien, région de Castellane) (vitesses inférieures à 5,9 km/s) et les domaines à socle peu profond ou affleurant (massifs cristallins externes, Maures, Estérel, socle compris entre le Pelvoux et le Mercantour, socle du plateau de Riez - Valensole probablement) (vitesses supérieures à 6,0 km/s). Nous proposons comme hypothèse que l'extension qui a affecté au Secondaire le S.E. de la France (ou "distension" des auteurs) a agit différenciellement sur les domaines à socle rigide (plus "basique", à vitesse plus rapide) et les domaines à socle plus déformable (moins "basique", à vitesse plus lente). Cette action différencielle s'est traduite par un boudinage en grand, les domaines déformables s'étirant et formant les bassins subsidents alors que les domaines peu déformables formaient des reliefs relatifs. Il faut noter que la bande N.E.- S.O. mentionnée dans le paragraphe a) (au moins au S.O. de la Chartreuse) correspond à une limite entre "socle étiré et aminci" (au S.E.) et "socle moins déformé"(Massif Central, socle du Bas-Dauphiné).

e) - La remarque (déjà faite par Sapin et Hirn) qu'au S.E. du Massif Central où la croûte est fortement amincie, cet amincissement n'affecte que la croûte supérieure, la croûte inférieure gardant une épaisseur à peu près constante. Nous avons émis l'hypothèse que la croûte inférieure aurait pu se solidifier postérieurement à l'étirement ayant affecté la croûte supérieure (éventuellement de manière différente selon les régions : cf § a).

f) - L'établissement d'une carte de la profondeur de la surface antétriasique dans le S.E. de la France (montrant en particulier l'enfoncement de cette surface vers le S.E. à l'aplomb de la bande précédemment citée dans le § a).

## II - CONCLUSIONS CONCERNANT LE CHEVAUCHEMENT DE BELLEDONNE ET DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES

### (1) - ARGUMENTS APPORTES PAR CETTE ETUDE

a) - L'épaississement de la croûte sous les massifs cristallins externes (cf. paragraphe I - c), ci-dessus).

b) - La mise en évidence de retards importants (près de 1 seconde) acquis par les ondes P s'étant propagées sous le massif de Belledonne (vers

.../...



8 - 10 km de profondeur), retards que nous avons interprétés comme pouvant être provoqués au moins en partie par des sédiments lents situés sous le massif de Belledonne.

### (2) - AUTRES ARGUMENTS EN FAVEUR DU CHEVAUCHEMENT DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES

a) - Arguments géologiques :

- Pour Belledonne : les microstructures (schistosité 2, mauvements sur microlithons) affectant la couverture occidentale et méridionale (bords ouest et Sud du dôme de La Mure en particulier) indiquent un mouvement relatif de cette couverture par rapport au socle sous-jacent vers l'Est : l'interprétation la plus plausible de ce fait est d'envisager que c'est le socle qui avance sous la couverture.

- Pour le Pelvoux : la continuité (observée sur le terrain par M. Gidon) entre le chevauchement de Digne et le massif du Pelvoux implique un charriage plurikilométrique de ce dernier.

- Pour le Mont-Blanc : il est maintenant admis par la plupart des auteurs une translation importante de ce massif (*1).

- Pour les Aiguilles-Rouges : le principal problème posé par ce massif (qui possède une couverture réduite) est celui de ses rapports avec le massif de Platé (massif subalpin possédant une couverture épaisse qui se raccorde au Sud avec les massifs subalpins des Bornes et des Aravis et qui se raccorde au Nord à la nappe de Morcles par l'intermédiaire du massif du Haut-Giffre). Ce massif de Platé devait donc avoir une position originelle à l'Est des Aiguilles-Rouges (dans l'hypothèse où les Aiguilles-Rouges ne se seraient pas déplacées). Toutefois l'absence de preuve d'un chevauchement de très grande ampleur qu'impliquerait cette solution (20 à 30 km de flèche au minimum) entraine que le massif de Platé et celui des Aiguilles Rouges ont dû être rapprochés par une avancée de ce dernier massif (*2) (Debelmas et Uselle, 1966 - B. Pairis, 1975).

(*1) - Amstutz, 1975 - Von Raumer, 1976 (le Massif du Mont-Blanc, socle prépermien dans un cadre alpin. Bull. Soc. Frib. Sc. Nat. 65 (2) pp. 123 - 155) - Masson et al. coupe à paraître).

(*2) - On pourrait invoquer également un décrochement ayant mis face à face Platé et les Aiguilles-Rouges, alors que la latitude originelle de ces deux massifs était très différente. Mais dans ce cas il faudrait admettre un décrochement de plusieurs dizaines de kilomètres, ce qui ne fait que déplacer le problème sans le résoudre.

b) - Arguments mécaniques :

- Goguel (Goguel, 1948) a évalué l'énergie nécessaire pour plisser les massifs subalpins et le Jura. Il a montré que cette énergie ne pouvait être fournie par la seule pesanteur et qu'il fallait invoquer un role actif du socle (composante horizontale de son mouvement).

- Le mécanisme d'épaississement de la croûte par clivage et chevauchement concentre la déformation sur une surface (ou une bande limitée en épaisseur), ce qui demande probablement moins d'énergie que tout autre mécanisme déformant tout le volume de la croûte.

(3) - IMPLICATIONS DANS LA COUVERTURE

Partant de ce chevauchement des massifs cristallins externes (considéré comme aspect particulier d'un phénomène plus général qui est un écaillage de la croûte) nous avons essayé de réfléchir sur les relations entre déformations de socle et déformations de couverture, ces dernières étant considérées comme la conséquence des premières. Le mécanisme fondamental de déformation est un poinçonnement des sédiments par le socle chevauchant (cf 3ème partie de ce travail), ce qui se traduit en particulier par un cisaillement d'ensemble des séries sédimentaires situées en avant du chevauchement de socle.

◇ • ◇ • ◇



# BIBLIOGRAPHIE GEOPHYSIQUE


1 - AHORNER Z., MURAWSKI H., SCHNEIDER G. (1972) Sismotektonische Traverse von der Nordsee bis zum Apennin. Géol. RdSch. 61, pp 915 - 942.

2 - ANSORGE J. (1968) Die Struktur der Erdkruste an der Westflanke der zone von Ivrea Schweiz. Min. Petr. Mitt. 48 , 247 - 254.

3 - AUBRAT J., GIESE P., PASCAL G., PERRIER G., PUNTOUS P., RECQ M., SIMONIN A. (1967) Structure de la croûte terrestre dans les Alpes occidentales et la vallée du Rhône. CRAS 265 , 533 - 536.

4 - BALTENBERGER P. (1967) Structure de la croûte terrestre le long d'un profil Grande-Chartreuse - Morvan - Puisaye d'après les tirs du Lac Nègre de septembre 1966. CRAS Paris, t. 264, p 2880 - 2883 (1967) - série D.

5 - BALTENBERGER P., LABROUSTE Y., PERRIER G., RECQ M. (1968) Courbes d'égale profondeur de la surface de Mohorovicic dans le S.E. de la France. CRAS 266 , 1530 - 1533.

6 - BERRY M.J., KNOPOFF L. (1967) Structure of the upper mantle under the western Mediterranean Bassin. J. Géophys. Res. 72. 3613.

7 - CHOUDHURY M., GIESE P., de VISENTINI G. (1971) Crustal structure of the Alpes. Some general features from explosion sysmology. Boll. Geofis. Teor. ed. Appl. 13 , 211 - 240.

8 - CLOSS H., LABROUSTE Y. (eds) (1963) Recherches séismologiques dans les Alpes occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958, 1960. Mémoire collectif. Année géophysique internationale - CNRS Série III, Fax. 2 , 241 p.

9 - DEBEGLIA N. (1977) Interprétation des données aéromagnétiques disponibles sur les cartes au 1/25.000ème de Nice et Gap.

10 - EDEL J.B. (1975) Structure de la croûte terrestre sous le fossé rhénan et ses bordures 207 p. Thèse d'état Strasbourg 1975.

11 - FIELITZ K. (1971) Untersuchungen zur temperaturabhängigkeit von kompressions und scherwellengeschwindigkeiten in gesteinen unter erhöhtem Druck (111 p). Diss. Techn. Univ. Clausthal.

12 - FLANDRIN J., WEBER G. (1966) Données géophysiques sur la structure profonde du Diois et des Baronnies Bull. Soc. Géol. Fr. (7), 8, p 387 - 392.

13 - FRECHET J. (1978) Sismicité du S.E. de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique. Thèse 3ème cycle Grenoble.

14 - GIESE P. (1968) Die Struktur der Erdkunste im Bereich der Ivrea. Zone Schweiz. Min. Petr. Mitt 48 , 261 - 284.

15 - GIESE P., GÜNTHER K., REUTER K.J., (1968) Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der W. Alpen und der Apennin. Z dt. geol. Ges. 120 , 151 - 195.

16 - GIESE P., MORELLI C., PRODEHL C., VECCHIA O.(1971) Crust and upper mantle beneath the southern pont of the zone of Ivrea. Proc. 12 th Gen. Ass. Europ. Seismol. Comm. (Luxembourg 1970) Obs. Royal de Belgique Comm. Sér. A n° 13 - Sér. geophys. 101 , 182 - 183.

17 - GIESE P., MORELLI C., STEINMETZ L. (1973) Main features of crustal structure in western and southern Europe based on data of explosion seismology in "The structure of the earth's crust based on seismic data" (S. MUELLER ed.) Tectonophysics 20 , 367 - 379.

18 - GOGUEL J. (1948) Essai d'interprétation de la prospection géophysique de la Bresse et du Bas-Dauphiné Publication du BRGG n° 6 (1948).

19 - HENRY B. (1973) Studies of microtectonics, anisotropy of magnetic susceptibility and paleomagnetism of the Permian Dôme de Barrot (France) paleotectonic and paleosedimentological implications. Tectonophysics, 17, p 61 - 62.

20 - KAMINSKI W., MENZEL H. (1968) Topographie des "Ivrea Körpes" abgeleitet ans seismischen und gravimetrischen Daten. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 48, 1, 235 - 246.

21 - LLIBOUTRY L. (1973) Mécanique des solides. Bases physiques dans "Traité de géophysique interne" Tome 1, sismologie et pesanteur. Rédacteurs COULOMB J. et JOBERT G.

22 - MEYER DE STADELHOFEN C., SIGRIST W., DONZE A. (1973) L'anomalie magnétique du Jorat. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. Vol. 71, N° 341, p 365 - 372.

23 - ORGEVAL M., RUMEAU J.L. (1955) Préreconnaissance du Bassin de Valence. Bureau de Recherches du Pétrole. Mission couloir rhodanien (+ coll. I.F.P.) Mai 1955 N° 5054.

24 - PAVONI N. (1975) Zur Seismotektonik der Westalpenbogens. Fachbl. Vermess. Photogramm. Kulturtech III - IV - 75 pp 185 - 187.

25 - PERRIER G. (1973) Structure profonde des Alpes occidentales et du Massif Central français. Thèse d'état, Paris 1973.

26 - PERRIER G., RUEGG J.C. (1973) Structure profonde du Massif Central français. Annales de Géophysique Vol. 29, N° 4 ; oct. nov. déc. 1973.

27 - POUPINET G. (1976) Sur l'existence d'un manteau à très faible vitesse sous les Alpes occidentales et ses implications tectoniques. Bull. Soc. Géol. France 5, 1073 - 1083.

28 - POUPINET G. (1977) Hétérogénéités du manteau terrestre déduites de la propagation des ondes de volume. Implication géodynamique. Thèse d'état (Grenoble) 1977.

29 - RECQ M. (1974) Contribution à l'étude de la zone de transition entre la structure continentale et la structure océanique de la croûte terrestre entre Toulon et Gêne. Thèse d'état (Paris VI)1974.

30 - ROTHE J.P. (1941) Les séismes des Alpes françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales. Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg T. III, 3ème partie, pp 1 - 105.

31 - SAPIN M., HIRN A. (1974) Résults of explosion seismology in the southern Rhône Valley. Ann. Geophys. 30, 181 - 202.

32 - SCHOTT J.J. (1976) Etude paléomagnétique des sédiments permiens de l'Argentera-Mercantour. Thèse 3ème cycle, Strasbourg 176 p.

33 - THOUVENOT F. (1976) Sondages sismiques profonds Alpes 75. Premiers résultats sur la structure de la lithosphère entre les massifs du Revard (France) et du Gothard (Suisse). Mémoire présenté à l'I.P.G. de Strasbourg.

34 - WESTPHAL M. (1973) Etude paléomagnétique de quelques formations permiennes et triasiques dans les Alpes occidentales. Tectonophysics, vol.17, p 323 - 335.

35 - WESTPHAL M. (1976) Contribution du paléomagnétisme à l'étude des dérives continentales autour de la Méditerrannée occidentale. Thèse d'état (Strasbourg) 304 p, 1976.

◇ • ◇ • ◇

# INDEX GEOPHYSIQUE

METHODES GEOPHYSIQUES

- Gravimétrie 8,12,18,20,23
- Magnétisme 9,12,22
- Paléomagnétisme 19,32,34,35
- Sismologie naturelle
  - . Anomalies de propagation 27,28
  - . Sismicité 1,13,24,30
- Sismologie expérimentale 2,3,4,5,6,7,8,10,14, 16,17,25,26,29,31,33

"OBJET" DE L'ETUDE

- Socle 9,10,12,18,22,29
- Croûte
  - . Composition 8,10,29,31
  - . Moho 2,3,4,5,8,10,17, 25,26,29,31,33
  - . Zone à faible vitesse 2,17,33
- Lithosphère 6,27,28
- Corps d'Ivrée 2,8,14,16,20

REGIONS ETUDIEES

- Domaine interne 2,7,8,14,16,20,27
- Domaine alpin externe 3,4,7,12,19,25,32,33,34
- Domaine provençal 9,25,29,31
- Bassins molassiques 18,23
- Massifs hercyniens 10,25,26,31

◇ • ◇ • ◇



# BIBLIOGRAPHIE GEOLOGIE

1 - AMSTUTZ A. (1976) Subductions cisaillantes et création de nappes sans racines dès l'origine C.R.A.S. Paris, t.283, série D, p.1277 - 1574.

2 - AMSTUTZ A. (1976) Genèse des nappes préalpines et helvétiques durant l'Eocène et l'Oligocène. C.R. Acad. Sc. Paris, t.283, série D, p. 1575 - 1578.

3 - ANTOINE P. (1968) Sur la position structurale de la "Zone du Versoyen" (Nappe des Brèches de Tarentaise sur les confins franco-italiens) T.L.G. fac. Sciences Grenoble, t. 44.

4 - ANTOINE P., BARBIER R. (1978) La terminaison méridionale de la zone des Brèches de Tarentaise au Sud de Moûtiers (Savoie) C.R.A.S. Paris, t. 286, série D, p. 1849 - 1851.

5 - ANTOINE P., CHOQUET C., PAIRIS J.L. (1978) Sur une particularité structurale du Mont du Chat, révélée par la galerie du Bourget du Lac (Savoie) C.R.A.S. Paris, t. 286, série D, p. 1241 - 1244.

6 - APRAHAMIAN J. (1974) La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux (variations et relations possibles avec des évènements tectoniques et métamorphiques alpins) Géologie Alpine, t. 50, p. 5 - 15.

7 - ARGAND E. (1922) La tectonique de l'Asie, congrès de Bruxelles.

8 - ARNAUD H. (1971) La zone de Borne, secteur intermédiaire entre le Vercors et le Dévoluy : principaux caractères et relations entre la tectonique et la paléogéographie. C.R.A.S. Paris t. 272, série D, p. 12 - 15.

9 - ARNAUD H. (1973) Mise en évidence d'un important décalage antémiocène de sens sénestre le long de la faille de Precles (Vercors occidental) C.R.A.S. série D, t.276, p. 2245 - 2248.

10 - ARNAUD H., BARFETY J.C., GIDON M., PAIRIS J.L., (1978) A propos du rhegmatisme des zones externes alpines au Sud de Grenoble. C.R.A.S. Paris, t.286 série D, p. 1335 - 1338.

11 - ARNAUD H., GIDON M., PAIRIS J.L. (1978) Les thèmes structuraux de la tectonique synsédimentaire jurassique du domaine vocontien : données fournies par les chaînes subalpines de Gap à Sisteron. C.R.A.S. Paris, t. 287, série D, p. 217 - 220.

12 - ARTRU P. (1972) Les Terres Noires du bassin rhodanien (Bajocien sup. à Oxfordien moyen). Stratigraphie, sédimentologie et géochimie. Thèse Lyon.

13 - AUBOUIN J., BLANCHET R., LABESSE B., WOZNIAK J. (1977) Alpes occidentales et Alpes orientales : la zone du Canavèse existe-t-elle ? C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 1977, fasc. 3, p. 155 - 158.

14 - BADOUX H. (1962) Géologie des Préalpes Valaisanes Matér. Carte géol. Suisse (n. s.) 113.

15 - BARBIER R. (1948) Les zones ultradauphinoises et subbriançonnaises entre l'Arc et l'Isère. Mém. Serv. carte Géol. de la France.

16 - BARFETY J.C., DERELMAS J., MOUTERDE R. (1972) Caractères stratigraphiques, paléontologiques et structuraux du Jurassique inférieur et moyen de la bordure Ouest et Sud-Est du massif de Belledonne (Isère). Géol. Alpine, t. 48, fasc. 1, p.61 - 68.

17 - BARFETY J.C., MOUTERDE R. (1978) Présence d'Hettangien fossilifère dans le massif du Mt Joly (Mégève, Hte Savoie), implication stratigraphiques et conséquences structurales. C.R.A.S. Paris, t. 287, série D, p. 113 - 116.

18 - BAUDRIMONT A.F., DUBOIS P. (1977) Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le S.E. de la France Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine 1, 1,1977, p. 261 - 308.

19 - BERNARD D., GRATIER J.P., PECHER A. (1977) Application de la microthermométrie des inclusions fluides de cristaux syncinématiques à un problème tectonique. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr. fasc.5, p.284-288.

20 - BODEUR Y. (1976) Evaluation de l'amplitude du décrochement cévenol par le décalage des faciès récifaux portlandiens des environs de Ganges (Hérault) C.R.A.S. série D, t.282, p.961-963.

21 - BOCQUET J. (1974) Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse Sc. Grenoble, p. 489.

22 - BORDET D.C (1961) Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne. Mém. Serv. Carte Géol. Fr. (1961).

23 - BORDET P. (1970) Les failles vivantes du Massif des Grands Moulins (massif cristallin externe de Belledonne) Géol. Alp., 46, p. 43-48.

24 - BOUDON J., GAMOND J.F., GRATIER J.P., ROBERT J.P., DEPARDON J.P., GAY M., RUHLAND M., VIALON P. (1976) L'arc alpin occidental : réorientation de structures primitivement E.W. par glissement et étirement dans un système global N.S. Ecl. Géol. Helv., vol. 69, p. 509-520.

25 - BOUDON J. (1976) Applications de la méthode des éléments finis à l'approche mécanique d'un phénomène tectonique, le poinçonnement (cas d'une couverture sédimentaire déformée par un mouvement d'un compartiment de socle. Thèse docteur ingénieur Grenoble.

26 - BREDDIN H. (1973) Tiefentektonick und Deckenbau im Massif von Stavelot-Venn (Ardennen und Rheinlisches Schiefergebirge, Geol. Mitt.12, p. 81-130 (16 fig.)

27 - BRETON J.P. (1972) Contribuation à l'étude structurale de la région d'Anterne, Platé, Pormenas (Hte Savoie), Thèse 3ème cycle Orsay. Paris Sud.

28 - CABY R. (1973) Les plis transversaux dans les Alpes occidentales, implications pour la genèse de la chaîne alpine. Bull. Soc. Géol. Fr., t. XV, n° 5-6, p. 624-634.

29 - CARME F. (1970) Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôles des décrochements. C.R.Acad. Sc., Paris, t.271, p. 2232-2335, série D.

30 - CARME F. (1971) Les phases successives de déformation continue dans l'ensemble Belledonne-Aiguilles Rouges (massifs cristallins externes, Alpes Françaises) C.R.A.S. Paris, t. 273, p. 1771-1774,sér.D.

31 - 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, p.2038-2041.

32 - CARON J.M. (1974) Les glissements synschisteux, reflets dans les schistes lustrées des mouvements de socle. Exemple dans les Alpes cottiennes septentrionales, France et Italie. Géol. Alpine, Grenoble. t. 50, p. 45-55.

33 - CARON J.M. (1977) Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. Thèse d'Etat Strasbourg.

34 - CHOPIN C., MALUSKI H. (1978) Résultats préliminaires obtenus par la méthode de datation $^{39}Ar/^{40}Ar$ sur des minéraux alpins du massif du Grand Paradis et son enveloppe. Résumé des principaux résultats scientifiques et techniques du Service Géologique national pour 1977.

35 - COCHONAT P. (1977) La demi-fenêtre d'Allos (Alpes de Hte Provence). Etude stratigraphique et tectonique. Thèse 3ème cycle. Grenoble.

36 - COMES J. (1975) Tectonique alpine de la zone Sésia en val d'Aoste (Italie). Thèse 3ème cycle. Montpellier.

37 - DASARATHI N. (1965) Etude géologique de la bordure occidentale du Vercors. Thèse 3e cycle. Grenoble.

38 - DEBELMAS J., USELLE J.P. (1966) La fin de la nappe Morcles dans le massif du Haut-Giffre. Bull. Soc. Géol. de France (7), VIII, 1966, p. 337-313.

39 - DEBELMAS J. (1975) Réflexions et hypothèse sur la paléogéographie crétacée des confins alpinoapenniniques. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), XVII, p. 1002-1012.

40 - DEBELMAS J. (1975) Les Alpes et la théorie des plaques. Rev. de Géogr. phys. et de Géol. dyn.(2), vol XVII, fasc. 3, pp. 195-208, Paris.

41 - DEBELMAS J. (1976) Deux coupes transversales des Alpes franco-italiennes. Un essai de reconstitution rétrotectonique. Bull. suiss. Mineral. Pétrogr. 56. 561 - 565.

42 - DERCOURT J. (1970) L'expansion océanique actuelle et fossile ; ses implications geotectoniques. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), XII, 1970, n° 2, p. 261-367.

43 - DESROUSSEAUX J. (1973) Bassins houillers et lignifères de la France. Statistique de l'industrie minérale, p. 108-119.

44 - EHTECHAMZADEH M., GIDON M. (1974) Données nouvelles sur la structure de l'extrémité Nord de la zone de chevauchement de Digne. Géol. Alp., t. 50, p.57-69.

44'- ELLENBERGER F. (1976) Epirogenèse et décratonisation. Bull. du BRGM (deuxième série) Section I, n° 4, 1976, pp. 357-382.

45 - FLANDRIN J. (1966) Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), VIII, p. 376-386.

46 - FOURNIGUET J. (1977) Mise en évidence de mouvements néotectoniques actuels verticaux dans le S.E. de la France par comparaison de nivellements successifs. B.R.G.M.

47 - GIDON M., PAIRIS J.L. (1971) Remarques sur l'évolution structurale et les caractères des mouvements tectoniques dans la branche Nord-ouest de l'Arc de Castellane. C.R.Acad.Sc.,Paris, t.272, p.2412-2415.

48 - GIDON M. (1975) Sur l'allochtonie du "Dôme de Remollon" (Alpes françaises du Sud) et ses conséquences. C.R.Acad.Sc., Paris, t.280, série D, p. 2829-2832.

49 - GIDON M., PAIRIS J.L., APRAHAMIAN J. (1976) Le linéament d'Aspres-les-Corps : sa signification dans le cadre de l'évolution structurale des Alpes occidentales externes. C.R.Acad.Sc.,Paris, t.282, série D, p. 271-274.

50 - GOGUEL J. (1944) La tectonique de fond dans la zone externe des Alpes. B.S.G.F. 5e série, tome XIV - 1944, p. 201-218.

51 - GOGUEL J. (1948) Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre Mémoire de la carte géologique détaillée de la France.

52 - GOGUEL J. (1963) L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. Bull.Soc.Géol.Fr.(7),5,p.20-33.

53 - GRAND JACQUET C.,HACCARD D., LORENZ C.(1972) Essai de tableau synthétique des principaux évènements affectant les domaines alpins et apennins à partir du Trias (Bull.Soc.Géol.Fr. fasc.4, pp.158-162).

54 - GRATIER J.P., LEJEUNE B., VERGNE J.L. (1973) Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Thèse de 3ème cycle. Grenoble 289 p.

55 - GRATIER J.P., PECHER A., VIALON P. (1977) Relation entre déformation interne et déplacement. Glissement dans les roches anisotropes. Bull.BRGM. Jubilé J. Goguel.

56 - GROS Y., LOZES J. (1978) Mise en évidence de failles affectant le fluvio-galciaire Würmien de la bordure externe des chaînes subalpines (Alpes du Nord). Résumé des principaux résultats scientifiques et techniques du service géologique national pour 1977.

57 - HAGEN T.(1969) Report on the geological survey of Nepal. Vol. 1-2, Soc. Helv. Sc. Nat. Zürich, Mem. vol. 86.

58 - HAUDOUR J., SARROT J. (1961) Variations de faciès entre le dôme de La Mure et ses bordures. Colloque du Lias français. Chambéry.

59 - HENRY B. (1973) Studies of microtectonics, anisotropy of magnetic susceptibility and paleomagnetism of the Permian Dôme de Barrot (France) paleotectonic and paleosedimentological implications - tectonophysics, 17, p. 61-62.

60 - HENRY B. ( 1976) Relations entre contraintes tectoniques et propriétés magnétiques des roches volcaniques permiennes de la vallée du Guil (Briançonnais, Alpes Françaises) Pageoph. vol. 114,1976, Birkhäuser Verlag Basel. p. 685-700.

61 - KERCKHOVE C.(1969) La zone du flysch dans les nappes de l'Embrunais - Ubaye.Thèse Grenoble,Géol.Alpine t. 45.





62 - LAMIRAUX C. (1977) Géologie de Miocène des chaînons jurassiens méridionaux et du Bas-Dauphiné Nord-oriental entre Chambéry et la Tour-du-Pin. Thèse 3ème cycle. Grenoble

63 - LANDRY P. (1976) Contribution à l'étude géologique de la région de Roselend. Thèse 3ème cycle.Grenoble

64 - LAUBSCHER H.P. (1971) The Large-scale kinematics of the western Alps and the northern Apennines and its palinspastic implications. Am.Your.Sc.vol.271,p. 193-226.

65 - LAUBSCHER H.P. (1972) Some overall aspects of Jura dynamics (Am. Jour.of Sciences vol.272,p.293-304).

66 - LEMOINE M.(1972) Rythmes et modalités des plissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. Géol. Rdsch, 61,(3), p. 975-1010.

67 - LEMOINE M.(1978) Géological atlas of alpine Europe and adjoining alpine areas Elsevier (New-York).

68 - LEUTWEIN F., POTY B., SONET J., ZIMMERMANN J.L. (1970) Age des cavités à cristaux du granite du Mt Bland. C.R.Acad.Sc. Paris, t.271,série D., p. 156-158.

69 - LEVALLOIS J.J.(1973) Sur la mise en évidence d'un mouvement de surrection des massifs cristallins alpins. Bull.inf. Inst.Geogr. Nat. n° 21.

70 - MASSON H. (1976) Un siècle de géologie des Préalpes Ecl.Geol. Helv. vol.69, n° 2, p. 527-575.

71 - MATTAUER M.(1973) Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre.

72 - MICHEL R.(1953) Les schistes cristallins des massifs du Gd Paradis et de Sesia Lanzo (Alpes franco-italiennes). Sciences de la terre, T.1,n°3-4.Nancy 1955.

73 - NICOLAS A., BOUCHEZ J.L., BOUDIER F.(1972) Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif du Lanzo.Tectonophysics,vol.14, pp. 143-171.

74 - NICOLAS A.(1974) Mise en place des péridotites de Lanzo (Alpes piémontaises).Relations avec tectonique et métamorphisme alpins.Conséquences géodynamiques.Bull.Suisse Min.et Pétr.54,213,p.449-460.

75 - PAIRIS B., PAIRIS J.L.,PORTHAULT B.(1973) Présence de crétacé supérieur reposant sur le socle dans le massif des Aiguilles Rouges (Alpes de Haute Savoie) C.R.Acad.Sc. Paris, t.276,série D,p.1131-1134.

76 - PAIRIS B.(1975) Contribution à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du massif de Platé (Hte Savoie) Thèse 3ème cycle. Grenoble.

77 - PAVONI N.(1961) Faltung durch horizontal verschiebung. Eclog. Geol.Helv.54, p.515-534.

78 - PECHER A.(1978) Déformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement. Exemple du Grand Chevauchement Central himalayen (M.C.T.); transversale des Annapurnas et du Manashu, Népal.Thèse état Grenoble.

79 - PIJOLAT B.(1978) Les déformations des terrains secondaires de la région de Mégève(Hte Savoie):mise en évidence d'une zone de cisaillement dans un plan horizontal. Thèse 3ème cycle. Lyon.

80 - PLOTTO P.(1977) Structures et déformation des "grès" du Champsaur au S.E. du massif du Pelvoux. Thèse 3e cycle. Grenoble.

81 - PORTHAULT B.(1974) Le crétacé supérieur de la "fosse vocontienne" et des régions limitrophes (France Sud-Est) : micropaleontologie stratigraphique, paleogéographie.Thèse d'état. Lyon (1974).

82 - POTY B., STALDER H., WEISBROD A. (1974) Fluid inslusions studies in quart from formes of western and central Alps. Schweiz. Mineral. Petrogr.Mitt 54, p.717-752.

83 - RAMSAY J.G. (1967) Folding and fracturing of rocks M.C. Graw. Hill. Ed. New-York. 565 p.

84 - ROBERT J.P. (1976) Les décrochements, fracturation et mouvement de blocs associés : exemple des massifs subalpins dauphinois. Thèse 3e cycle.Grenoble 154 p.

85 - ROSSET J. (1956) Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le col des Aravis (Hte Savoie) Bull. Serv. Carte Géol. Fr. T LIII, n° 247.

86 - SALIOT P. (1978) Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse d'état. Orsay.

87 - TAPPONNIER P. (1977) Evolution tectonique du système alpin en Méditerrannée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. Bull. Soc. Géol. Fr. 1977, (7), t XIX, n° 3, pp. 437-460.

88 - TERMIER P. (1922) A la gloire de la terre.

89 - TRICART P., CARON J.M., GAY M., VIALON P. (1977) Relais de schistosités, structures en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux (Alpes occidentales) Bull. Soc. Géol. Fr. t. 19, n° 4, pp 873-881.

90 - TRÜMPY R. (1976) Du Pélerin aux Pyrénées. Eclogac geol. Helv., p. 249-264, Bâle.

91 - VIALON P. (1974) Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin, conséquences pétrostructurales. Bull. Suisse Min. Petrogr. vol. 54, n° 2-3, pp 663-690.

92 - VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J. (1976) Eléments de tectonique analytique. Masson édit. Paris.

93 - VIALON P. (1976) L'arc alpin occidental : orientation des structures primitivement. Geol. Helv., vol. 69, t. 2, pp 509-519.


◇ • ◇ • ◇

# INDEX GEOLOGIE


GEOCHRONOLOGIE : 21,34,68,82

GEODESIE : 46,69

MECANISMES DE DEFORMATIONS : 25,33,51,55,60,71,73,78, 79,80,83,84,87,89,91,93

METAMORPHISME ALPIN : 6,19,21,33,34,72,82,86

NEOTECTONIQUE : 23,44',56

PALEOGEOGRAPHIE : 3,4,10,12,18,39,81

TECTONIQUE ALPINE (ETUDES REGIONALES)

- -BASSIN MOLASSIQUE - JURA : 5,62,65,77
- -COUVERTURE DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES : 15,16,54,58, 63,75,79,80,91
- -DOMAINE INTERNE : 3,4,13,32,33,36,72,73,74
- -MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES : 22,23,29,30
- -MASSIFS SUBALPINS DU NORD : 8,9,27,37,38,76,84,85
- -MASSIFS SUBALPINS DU SUD : 8,11,12,35,44,45, 47,48,49,66
- -NAPPES GRAVITAIRES : 14,61,70

TECTONIQUE ALPINE (SYNTHESES ET MODELES GEODYNAMIQUES)

- -MODELES EN COUPE : 1,2,7,41,53
- -MODELES EN CARTE : 7,24,28,39,40,42,50 52,64,87,90,91,93

TECTONIQUE (HORS DES ALPES) : 20,26,31,57,78


BIBLIOTHÈQUE GRENOBLE INTERUNIVERSITAIRE

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 1er Décembre 1978

Le Président de la thèse
P. Vialon.

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le 6 décembre 1978

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE DE GRENOBLE

Dr G. CAU