



Ministère de l'Industrie,
des Postes et Télécommunications
et du Commerce extérieur

DRIRE LANGUEDOC-ROUSSILLON

DOCUMENT PUBLIC

**Contribution à l'étude des dangers
d'installations industrielles à "risque spécial"
de la région Languedoc-Roussillon
Evaluation déterministe de l'aléa sismique**

février 1996
Rapport du BRGM R 38 487



Étude réalisée dans le cadre des
actions de Service public du BRGM

94 - H - 407

BRGM
SERVICE GEOLOGIQUE NATIONAL
Département utilisation et protection de l'espace géologique
Groupe Risques naturels et Géoprospective
BP 167 - 13276 MARSEILLE CEDEX 09 - FRANCE
Tél.: (33) 91 17 74 74 - Fax : (33) 91 17 74 75

Mots clés : Aléa sismique, risque spécial, Languedoc-Roussillon (France)

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

BLES J.L., DOMINIQUE P., GODEFROY P., MARTIN C., STIELTJES L. avec la coll. de COMBES P., GRELLET B. (1996) - Contribution à l'étude des dangers d'installations industrielles à "risque spécial" de la région Languedoc-Roussillon : évaluation déterministe de l'aléa sismique. Rapport BRGM R 38487, 70 p., 16 fig., 7 tabl., 1 annexe, 5 pl. h.t.

© BRGM, 1996, ce rapport ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

RESUME

Cette étude a été réalisée à la demande de la Direction Régionale de l'Industrie, de la Recherche et de l'Environnement Languedoc-Roussillon dans le cadre des activités de service public du BRGM. Elle a pour objectif de fournir à la DRIRE Languedoc-Roussillon les éléments nécessaires à la prise en compte du risque sismique pour les installations industrielles à risque spécial des Escaldes (66), de Narbonne et Port-la-Nouvelle (11), de Béziers, Sète et Frontignan (34) et de Salindres (30), conformément à la législation en vigueur (loi n° 87-565 du 27 juillet 1987, décret n° 91-461 du 14 mai 1991 et arrêté du 10 mai 1993).

Cette première phase de l'étude a été réalisée selon la méthode déterministe préconisée par l'arrêté du 10 mai 1993 et sa circulaire d'application du 27 mai 1994.

Une analyse sismotectonique régionale, effectuée avec la collaboration de la société GEO-TER a permis de définir les unités sismotectoniques et les séismes de référence qui leur sont rattachés.

L'étude débouche ensuite sur :

- d'une part, l'évaluation des intensités susceptibles d'être induites par les Séismes Maximaux Historiquement Vraisemblables (S.M.H.V.) et les Séismes Majorés de Sécurité (S.M.S.),
- d'autre part, la définition des accélérations horizontales maximales du sol, pouvant être considérées comme les accélérations de calage des spectres de réponse au rocher horizontal.

Ces résultats sont fournis dans le tableau 6 ; ils sont comparés dans le tableau 7 aux accélérations forfaitaires minimales préconisées par l'article 4 de l'arrêté du 10 mai 1993, pour les sites appartenant aux zones 0 et Ia du zonage sismique de la France (décret du 14 mai 1991).

L'accélération maximale pour le site des Escaldes (zone II) est de 0,26 g.

Pour le site de Port-la-Nouvelle, situé en zone Ia, l'accélération calculée dans cette étude (0,21 g) est très voisine de l'accélération forfaitaire (0,20 g).

Quant aux sites de la zone 0, seuls les résultats obtenus pour celui de Salindres (0,18 g) et surtout ceux de Béziers et Narbonne (0,21 g) se situent au-dessus de l'accélération forfaitaire (0,15 g).

Pour les sites de Sète et Frontignan, l'accélération minimale forfaitaire de 0,15 g peut être utilisée.

Dans la deuxième phase de l'étude qui devrait être réalisée en 1996, il est prévu de calculer, à titre démonstratif, la réponse sismique du site de Port-la-Nouvelle (aléa "local") afin de permettre d'apprécier les écarts éventuels entre un spectre propre à ce site et le spectre forfaitaire de la réglementation.

TABLE DES MATIERES

RESUME

1. INTRODUCTION	1
2. CADRE STRUCTURAL ET GEODYNAMIQUE	4
2.1. Structure de la croûte	4
2.2. Domaines tectoniques et grandes structures	7
2.2.1. Domaine hercynien du Massif Central	7
2.2.2. Grands décrochements tardi-hercyniens	7
2.2.3. Chaîne tertiaire des Pyrénées.....	10
2.2.4. Chaîne pyrénéo-provençale	13
2.2.5. Structures alpines provençales s.l.....	13
2.2.6. Structures oligocènes	14
2.2.7. Subdivision de la faille de Nîmes.....	17
2.3. Historique de la constitution des principales structures tectoniques régionales	22
3. DONNEES NEOTECTONIQUES	24
3.1. Provence occidentale et Camargue	24
3.2. Bas Languedoc et bordure sud du Massif Central	25
3.3. Pyrénées orientales et Ampurdan	26
3.4. Conclusion	27
4. BILAN DE SISMICITE	31
4.1. Macrosismicité historique et contemporaine	31
4.1.1. Données utilisées	31
4.1.2. Sismicité des régions proches des sites étudiés	31
4.1.2.1. <i>Pyrénées orientales, Catalogne et Languedoc occidental</i>	31
4.1.2.2. <i>Sud du Massif Central</i>	33
4.1.2.3. <i>Languedoc oriental, Camargue et Golfe du Lion</i>	33
4.1.2.4. <i>Basse vallée du Rhône</i>	33
4.1.2.5. <i>Provence sud-occidentale</i>	35
4.1.3. Sismicité des régions éloignées des sites étudiés.....	35

4.2. Sismicité instrumentale.....	36
4.2.1. Données utilisées et présentation de la carte.....	36
4.2.2. Principales zones sismiques.....	37
4.2.2.1. <i>Pyrénées orientales</i>	37
4.2.2.2. <i>Sud du Massif Central et Languedoc occidental</i>	37
4.2.2.3. <i>Languedoc oriental, Golfe du Lion et Provence</i>	37
5. SYNTHESE SISMOTECTONIQUE	39
5.1. Elaboration du schéma sismotectonique.....	39
5.1.1. Réalisation du fond structural	39
5.1.2. Détermination du jeu actuel des failles.....	39
5.1.3. Définition des directions de contraintes et des régimes de déformation régionaux	40
5.1.4. Report de la sismicité.....	40
5.2. Définition des unités sismotectoniques.....	41
5.2.1. Démarche générale.....	41
5.2.1.1. <i>Grands domaines structuraux, néotectoniques et zones sismiques</i>	41
5.2.1.2. <i>Distinction de divers types d'unités sismotectoniques</i>	41
5.2.1.3. <i>Détermination des séismes de référence</i>	42
5.2.2. Unités sismotectoniques du Sud du Massif Central et du Languedoc méditerranéen	42
5.2.3. Unités sismotectoniques de Provence et de Camargue	44
5.2.4. Unités sismotectoniques des Pyrénées orientales	46
6. DETERMINATION DE L'ALEA SISMIQUE REGIONAL.....	49
6.1. Unités sismotectoniques restant à considérer sur les sites étudiés.....	50
6.2. Détermination des caractéristiques focales des séismes de référence.....	51
6.2.1. Détermination de la profondeur focale.....	51
6.2.2. Détermination de la magnitude	52
6.3. Calcul de l'atténuation des intensités.....	52
6.3.1. Démarche adoptée.....	52
6.3.2. Lois d'atténuation utilisées	53
6.4. Résultats	53
6.4.1. Intensité des S.M.H.V. et S.M.S.	53
6.4.2. Accélération maximale de calage au rocher.....	54
7. CONCLUSION	59
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	62

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 - Zonage de la France pour l'application des règles parasismiques de construction destinées aux ouvrages à risque normal	2
Figure 2.1 - Essai de répartition des isobathes (en km) de la transition croûte-manteau.....	5
Figure 2.2 - Profil de la croûte entre les Cévennes et les Maures et vitesses de propagation des ondes longitudinales.....	6
Figure 2.3 - Schéma structural du Languedoc et du Roussillon	8
Figure 2.4 - Grands décrochements tardi-hercyniens et leur rôle ultérieur.....	9
Figure 2.5 - Modèle d'évolution des Pyrénées	11
Figure 2.6 - Schéma structural des Pyrénées et coupes des chevauchements sud-pyrénéens	12
Figure 2.7 - Coupe N-S des chevauchements sud-pyrénéens orientaux.....	13
Figure 2.8 - Carte des structures post-pyrénéennes du Languedoc et du Roussillon	15
Figure 2.9 - Coupe schématique de la marge continentale du golfe du Lion	16
Figure 2.10 - Carte des failles de la marge du golfe du Lion	18
Figure 2.11 - Coupe géologique des failles de Nîmes et de Pujaut	19
Figure 2.12 - Corrélation gravimétrie-géologie profonde sur une coupe Cévennes-Camargue.....	20
Figure 2.13 - Coupe géologique de la faille de Nîmes (segment central) et du graben de Vistrenque ; interprétation en faille listrique oligo-miocène	21
Figure 4.1 - Carte macrosismique du séisme catalan du 2 février 1428	32
Figure 4.2 - Carte macrosismique du séisme du 28 juin 1950 dans l'Aude.....	34

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 -	Indices néotectoniques de Provence occidentale et de Camargue s.l.	28
Tableau 2 -	Indices néotectoniques du bas Languedoc et du Sud du Massif Central	29
Tableau 3 -	Indices néotectoniques des Pyrénées orientales et de l'Ampurdan.....	30
Tableau 4 -	Unités sismotectoniques et séismes de référence associés	48
Tableau 5 -	Lois d'atténuation utilisées pour la détermination de l'accélération maximale horizontale au rocher sur les sites	56
Tableau 6 -	Valeurs des accélérations maximales horizontales de calage au rocher sur les sites	57
Tableau 7 -	Caractéristiques des S.M.H.V. et accélérations de calage sur les sites industriels du Languedoc-Roussillon.....	58

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1 -	Liste des épicentres macrosismiques faibles à relativement faibles (catégories A à D) d'intensité épicentrale $I_0 \geq VI \geq M.S.K.$	66
------------	--	----

LISTE DES PLANCHES HORS-TEXTE

Planche 1 -	Carte néotectonique du Languedoc-Roussillon
Planche 2 -	Carte des épicentres macrosismiques
Planche 3 -	Carte des épicentres microsismiques
Planche 4 -	Schéma sismotectonique
Planche 5 -	Carte des unités sismotectoniques

1. INTRODUCTION

Cette étude est effectuée à la demande de la Direction Régionale de l'Industrie, de la Recherche et de l'Environnement Languedoc-Roussillon, dans le cadre des actions de Service Public du BRGM (fiche 95 H 124). Elle vise à fournir les éléments nécessaires à la prise en compte de l'aléa sismique pour des installations industrielles à risque spécial, conformément à la réglementation en vigueur.

Les sites concernés, en fonction des priorités fixées par la DRIRE Languedoc-Roussillon lors de la réunion du 3 juillet 1995, sont ceux de :

- Salindres (Gard),
- Frontignan, Sète et Béziers (Hérault),
- Port-la Nouvelle et Narbonne (Aude),
- Les Escaldes (Pyrénées-Orientales).

La réglementation à mettre en oeuvre résulte :

- de la loi n° 87-565 du 22 juillet 1987 relative à l'organisation de la sécurité civile, à la protection de la forêt contre l'incendie et à la prévention des risques majeurs, et notamment de son article 41 concernant le risque sismique ;
- du décret n° 91-461 du 14 mai 1991 relatif à la prévention du risque sismique, qui introduit le distinguo entre ouvrages à risque normal et ouvrages à risque spécial, et fournit le zonage sismique du territoire national, utilisable pour l'application des règles parasismiques de construction destinées aux ouvrages à risque normal (fig. 1), ainsi qu'une classification de ces ouvrages en fonction de leur destination et du risque associé ;
- de l'arrêté du 10 mai 1993, fixant les règles parasismiques applicables aux installations soumises à la législation sur les installations classées et de sa circulaire d'application, éditée par le service de l'environnement industriel de la Direction de la Prévention des Pollutions et des Risques du Ministère de l'Environnement, le 27 mai 1994.

L'arrêté du 10 mai 1993 prévoit que sur chaque site d'installation classée soient évalués :

- les séismes maximaux historiquement vraisemblables (S.M.H.V.), à partir d'une analyse sismotectonique régionale ; celle-ci permet de définir des unités sismotectoniques (failles sismogènes ou domaines géologiques), auxquelles sont rattachés le plus fort séisme historiquement connu. Les S.M.H.V. sont obtenus à partir de ces séismes de référence, déplacés au sein des unités auxquelles ils appartiennent, en position la plus pénalisante en termes d'intensité engendrée sur le site considéré ;
- les séismes majorés de sécurité (S.M.S.), déduits des S.M.H.V. par une augmentation de un degré de l'intensité atteinte sur le site ; les S.M.S. sont alors caractérisés par leur spectre de réponse, utilisable pour le dimensionnement d'installations nouvelles ou la vérification du comportement d'installations existantes.

Contribution à l'étude des dangers d'installations industrielles à "risque spécial"
de la région Languedoc-Roussillon : évaluation déterministe de l'aléa sismique

ATTENTION : CE ZONAGE NE DOIT PAS ETRE
UTILISE POUR LES OUVRAGE A "RISQUE
SPECIAL" POUR LESQUELS DES ETUDES
SPECIFIQUES SONT NECESSAIRES

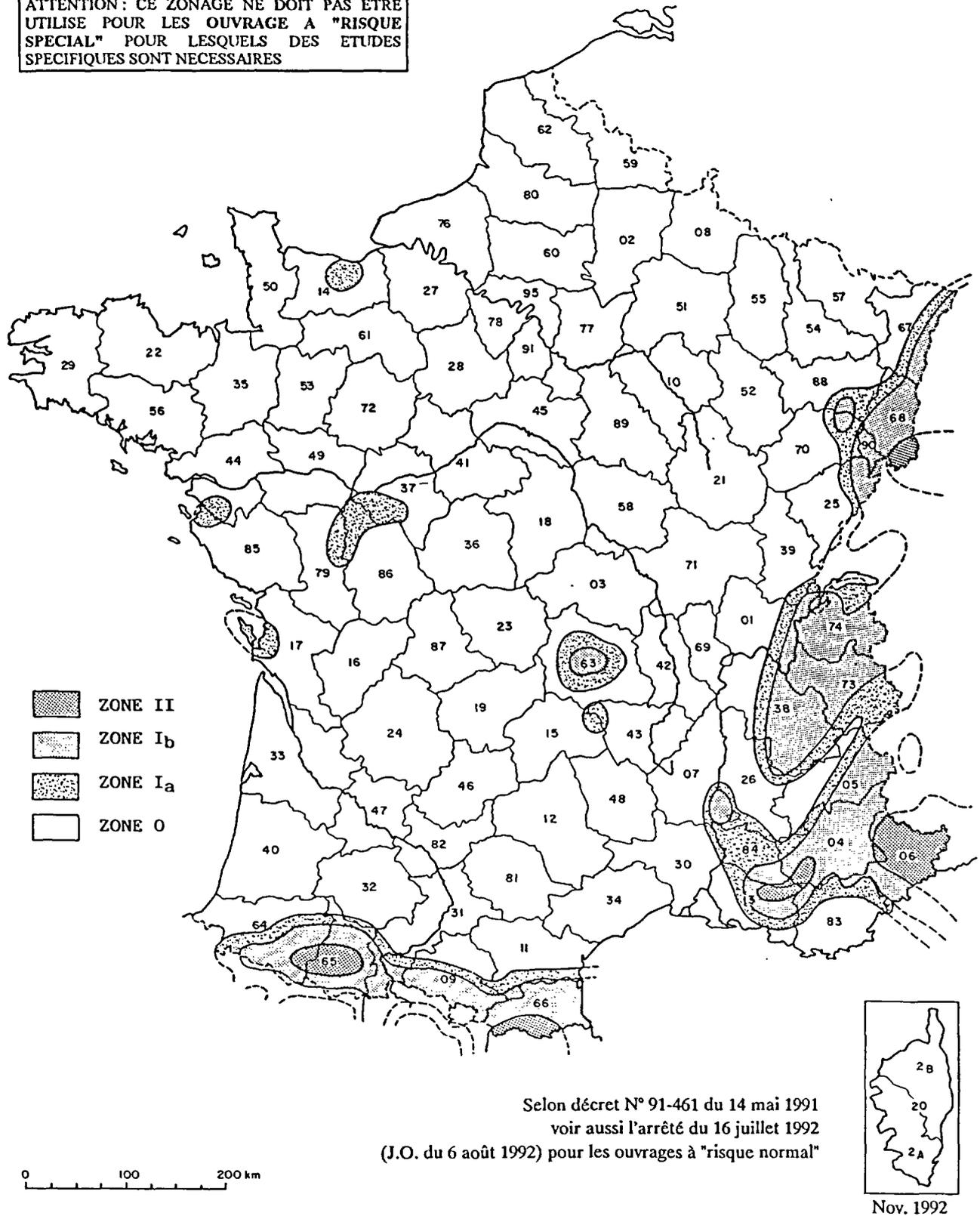


Figure 1.1 - Zonage de la France pour l'application des règles parasismiques de construction destinées aux ouvrages à risque normal

Pour les installations situées dans les zones 0 et Ia du zonage sismique de la France, repris par le décret du 14 mai 1991, l'exploitant peut avoir recours à un spectre forfaitaire défini en annexe de l'arrêté du 10 mai 1993. Cette démarche n'est plus applicable cependant, si le Préfet dispose d'études locales mettant en évidence des différences notables entre les spectres des S.M.S. auxquels elles conduisent, et le spectre forfaitaire.

Parmi les sites considérés :

- Salindres, Frontignan, Sète, Béziers et Narbonne sont en zone 0 ;
- Port-la-Nouvelle est en zone Ia ;
- Les Escaldes est en zone II.

La présente étude vise donc à fournir à la DRIRE :

- les éléments d'appréciation de l'applicabilité de l'article 4 de l'arrêté du 10 mai 1993 (utilisation du spectre forfaitaire), pour les six premiers sites ;
- la détermination des S.M.S., conformément aux articles 2 et 3 du même arrêté, sur les sites et en particulier celui des Escaldes.

Elle consiste donc en une analyse sismotectonique régionale s'étendant dans un rayon de plus de 100 kilomètres autour des sites. Elle a été conduite en collaboration avec la société GEO-TER, et débouche sur la définition d'unités sismotectoniques pour l'ensemble de la région (planche 5). Elle s'appuie :

- sur les données structurales, y compris à l'échelle de la croûte terrestre, permettant de délimiter des blocs à comportement mécanique homogène sous l'action du champ de contraintes actuel ;
- sur les données néotectoniques, caractérisant les déformations géologiques les plus récentes, et mettant en évidence certaines failles à activité récente ou actuelle ;
- sur les données de sismicité historique (à l'échelle des 10 derniers siècles) et instrumentale (à l'échelle des 30 dernières années), que l'on s'efforce d'interpréter en fonction des données structurales et néotectoniques.

Les S.M.S. sont ensuite évalués pour chaque site et comparés, en guise de conclusion, aux niveaux forfaitaires de l'arrêté du 10 mai 1993.

Dans un deuxième temps, la DRIRE souhaite que soit engagé le calcul des spectres de réponse des S.M.S. du site de Port-la-Nouvelle, de façon à intégrer les éventuels effets de site locaux résultant des conditions lithologiques et géotechniques particulières en bord de mer. Cette deuxième phase devra faire l'objet d'une nouvelle fiche de service public.

2. CADRE STRUCTURAL ET GEODYNAMIQUE

2.1. STRUCTURE DE LA CROÛTE

Les grands profils sismiques réalisés en Europe occidentale au cours des dernières décennies montrent que l'épaisseur dite normale de la croûte continentale stabilisée est voisine de 30 à 35 kilomètres.

Dans le Sud du Massif Central (Montagne Noire et Causses) la croûte terrestre a une épaisseur d'au moins 30 kilomètres (fig. 2.1 ; Hirn, 1980). Dans le Nord des Cévennes, à proximité du Velay qui se situe en bordure du fort amincissement crustal (jusqu'à 24 km) des Limagnes, il subsiste un léger amincissement crustal.

Dans le Languedoc méditerranéen, parallèlement aux failles cévennoles, on observe un amincissement crustal vers le golfe du Lion et la Méditerranée. Sur les côtes du Languedoc et du Roussillon, l'épaisseur de la croûte terrestre atteint seulement 25 kilomètres et, plus à l'Est, en Camargue, cette épaisseur est inférieure à 24 kilomètres.

On note, par ailleurs, un épaissement de la croûte continentale dans les Pyrénées et dans les Alpes méridionales ; ceci entraîne des formes pseudo-triangulaires des terminaisons nord-est et sud-ouest de l'amincissement crustal languedocien. Au Nord des Pyrénées orientales, la zone amincie est limitée, au Sud, par les failles E-W nord-pyrénéennes et, au Nord, par le prolongement vers le sud-ouest des failles des Cévennes. A l'autre extrémité du Languedoc, en basse vallée du Rhône, la bordure orientale de l'amincissement crustal est subméridienne et sa bordure nord-ouest est parallèle aux failles cévennoles de direction NE-SW.

Cet amincissement crustal, observé en Languedoc-Roussillon et en Camargue, est très vraisemblablement lié à la distension oligocène (35 à 25 Ma, environ) qui a réactivé les failles majeures de la croûte continentale et a ensuite abouti à l'ouverture de l'océan liguro-provençal, en Méditerranée occidentale, à la fin de l'Oligocène et au début du Miocène (aux environs de 25-20 Ma).

Dans la partie est de la région étudiée, la coupe de la figure 2.2, entre les Cévennes et le Massif des Maures (Sapin et Hirn, 1974), montre l'allure de la structure de la croûte terrestre sous la basse vallée du Rhône :

- la profondeur du toit du socle cristallin paléozoïque, sous la couverture secondaire et tertiaire, est supérieure à 5000 m ;
- la limite entre la croûte supérieure (vitesse des ondes longitudinales $V_p = 6,1$ km/s) et la croûte inférieure litée ($V_p = 6,4$ km/s) est imprécise sous la vallée du Rhône, la Provence et les Préalpes ; elle se situe là entre 10 et 20 km de profondeur ;
- la remontée à moins de 25 km de la discontinuité de Mohorovicic (Moho) qui marque la base de la croûte, se produit à la verticale du cours du Rhône.

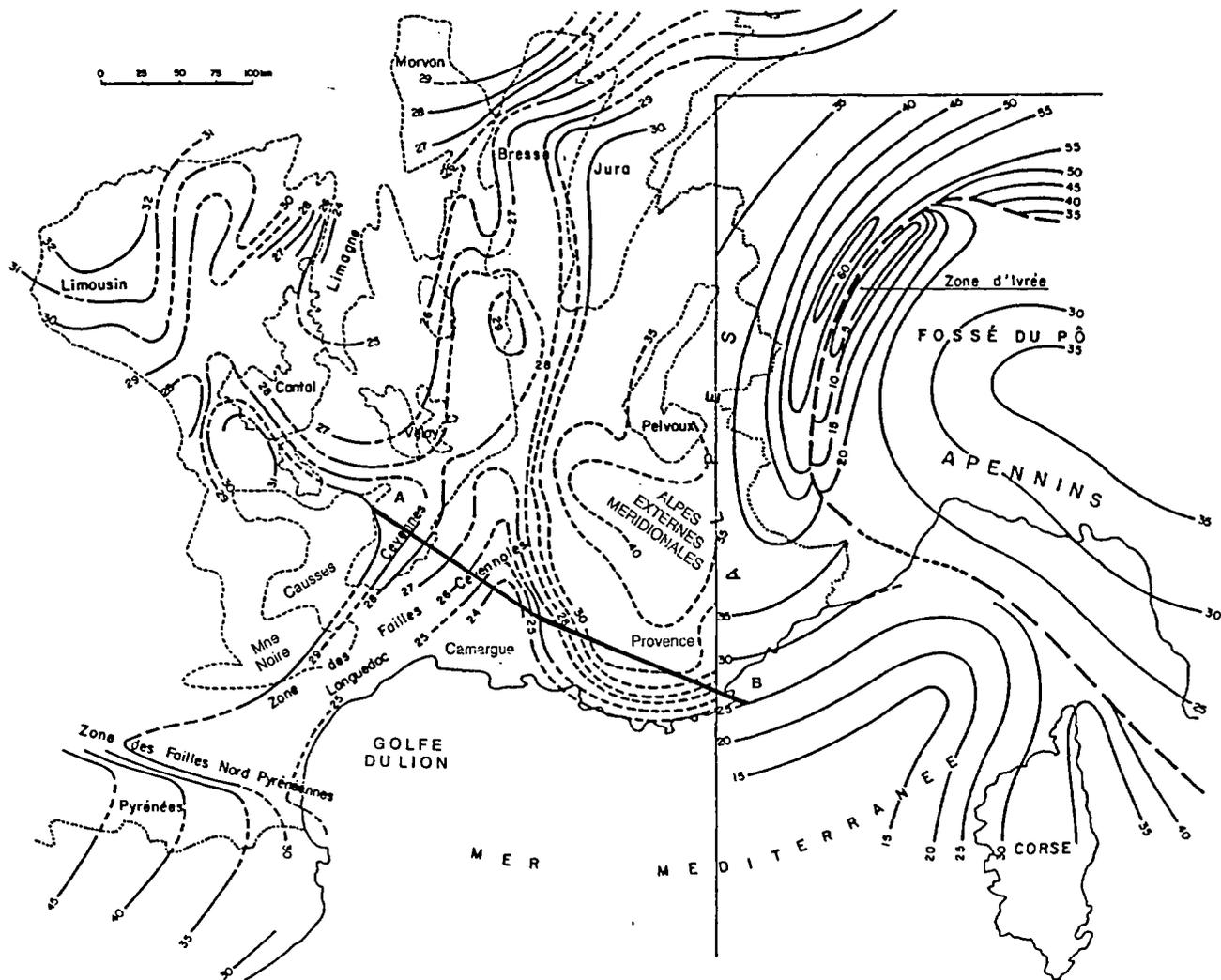


Figure 2.1 - Essai de répartition des isobathes (en km) de la transition croûte-manteau
(d'après Hirn, in : Autran et Dercourt, 1980)

Dans la zone délimitée à l'Est de la carte : Alpes internes - Corse - Mer ligurienne, les isobathes ont été dressées d'après Choudhury et al. (1971) et Morelli, Giese et al. (1977).

A-B : localisation de la coupe de la figure 2.2.

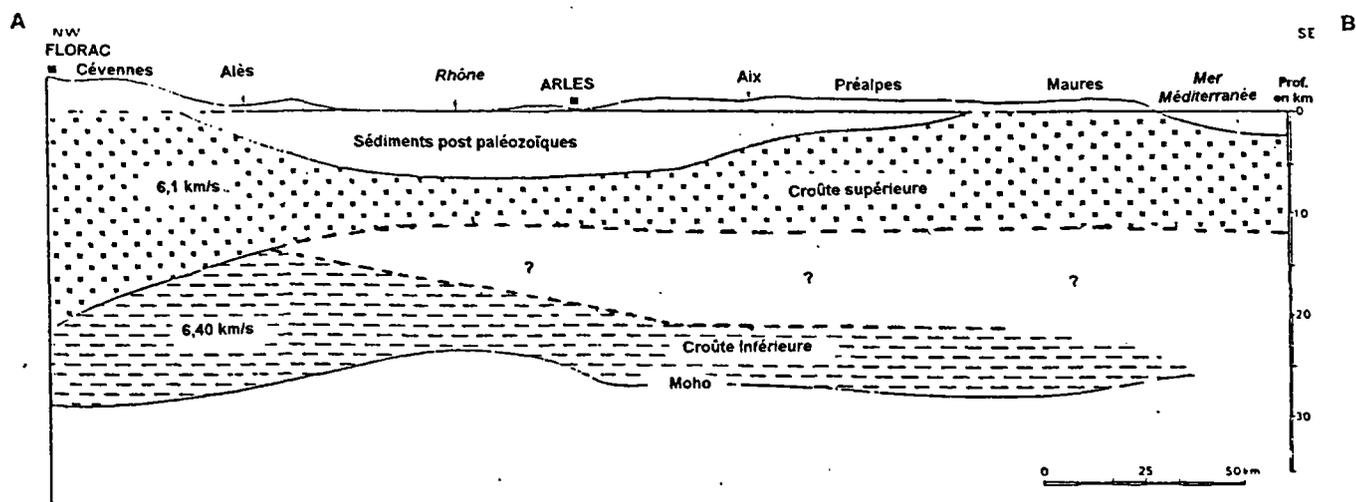


Figure 2.2 - Profil de la croûte entre les Cévennes et les Maures et vitesses de propagation des ondes longitudinales (Sapin et Hirn, 1974)

Par ailleurs, les mesures de température en forage (Gable, 1986) montrent que dans cette région la croûte doit avoir un comportement strictement fragile jusqu'aux environs de 7-8 kilomètres de profondeur, où est atteinte la température de 300°C (seuil de plasticité du quartz).

Au-dessous, le comportement de la croûte devrait être de transition fragile/ductile jusqu'à 15-20 kilomètres de profondeur correspondant à l'isotherme 450°C (seuil de plasticité du feldspath). La croûte inférieure est caractérisée ensuite par un comportement ductile.

Ainsi, dans la région de la basse vallée du Rhône, les ruptures sismiques devraient se produire facilement jusqu'à 7-8 kilomètres de profondeur et moins facilement dans la croûte comprise entre 7-8 kilomètres et 15-20 kilomètres de profondeur.

2.2. DOMAINES TECTONIQUES ET GRANDES STRUCTURES

La région du Languedoc-Roussillon et ses abords immédiats couvrent plusieurs grands domaines structuraux qui sont :

- le domaine hercynien du Sud du Massif Central ;
- la partie orientale de la chaîne pyrénéenne, occupant le Nord de la Catalogne et le Sud des départements de l'Aude et de l'Ariège ;
- les chaînons pyrénéo-provençaux, s'étendant depuis la nappe des Corbières orientales jusqu'aux chevauchements sud-provençaux, à travers le Bas-Languedoc et la basse vallée du Rhône ;
- une partie des chaînes subalpines méridionales, des Baronnies, au Nord, jusqu'au Lubéron et aux Costes, au Sud.

2.2.1. Domaine hercynien du Massif Central

Les roches paléozoïques, déformées (plis, schistosités, failles décrochantes) et métamorphisées lors de l'édification de la chaîne hercynienne, affleurent dans le Sud du Massif Central jusque dans les Cévennes et le versant sud de la Montagne Noire (fig. 2.3.). La bordure cévenole est marquée par la "faille des Cévennes", grande zone de fractures NE-SW qui sépare les Cévennes hercyniennes et les Causses, d'une part, de la couverture mésozoïque plissée du Bas-Languedoc oriental, d'autre part.

Plus au Sud-Ouest, les nappes hercyniennes du versant sud de la Montagne Noire disparaissent sous la couverture mésozoïque et cénozoïque du bassin de Carcassonne, à l'Ouest, et du chaînon de Saint Chinian, à l'Est.

2.2.2. Grands décrochements tardi-hercyniens

A la fin de la constitution de la chaîne hercynienne sont apparus de grandes failles décrochantes dextres et sénestres dont les plus importantes sont (fig. 2.4) :

- la faille nord-pyrénéenne,
- la faille des Cévennes.

D'autres grandes failles sont vraisemblablement apparues à cette époque : la faille de Nîmes et la faille de la moyenne Durance, orientées NE-SW, ainsi que la faille subméridienne de Salon-Cavaillon.

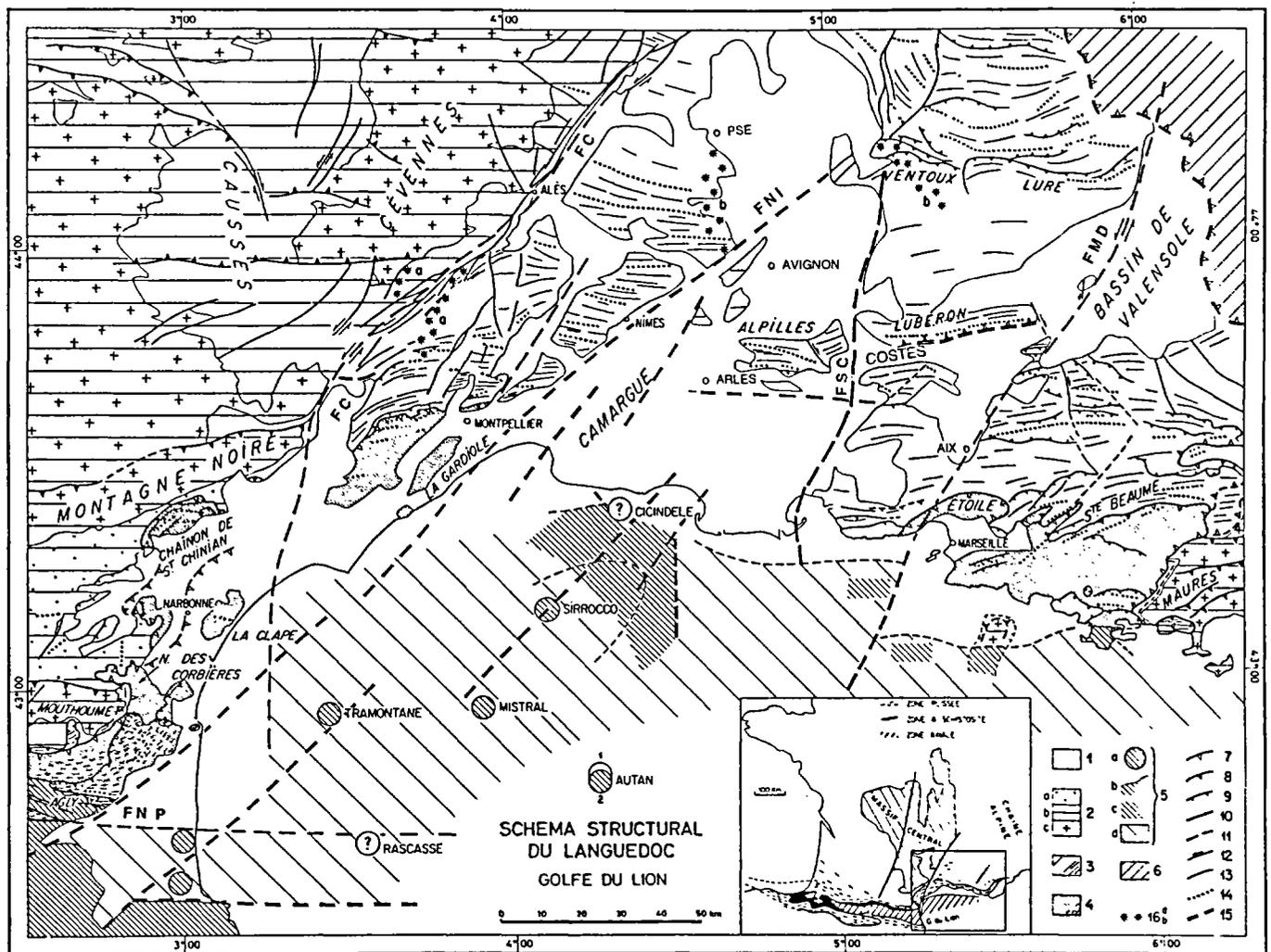


Figure 2.3 - Schéma structural du Languedoc et du Roussillon
(d'après Arthaud et al., 1981)

1. Terrains postpyrénéens (Oligocène à Quaternaire); 2. Avant-pays nord peu ou pas plissé : a. Eocène ; b. Mésozoïque ; c. Paléozoïque ; 3. Zone du plissement pyrénéen ; 4. Unité chevauchante sud (nappe des Corbières, pli de Montpellier, unité sud-provençale) ; 5. Paléozoïque du golfe du Lion repris dans la tectogenèse pyrénéenne : a. reconnu par sondage ; b. affleurant ; c. déduit de données géophysiques ; d. supposé ; 6. Zone des plissements alpins postoligocène inférieur masquant les structures pyrénéennes ; 7. Front du décollement sud majeur ; 8. Faille inverse affectant le socle ; 9. Chevauchements dans la couverture ; 10. Accidents profonds majeurs ; 11. Bordure nord du Paléozoïque repris ; 12. Décrochements ; 13. Failles indéterminées ; 14. Axes anticlinaux ; 15. Principales failles postpyrénéennes ; 16. Marqueurs des déplacements : a. récif jurassique supérieur ; b. récif néocomien.

FC : failles des Cévennes ; FMD : faille de la moyenne Durance ; FNI : faille de Nîmes ; FNP : faille nord-pyrénéenne ; FSC : faille de Salon-Cavaillon ; FT : faille de la Têt ; PSE : Pont-Saint-Esprit.

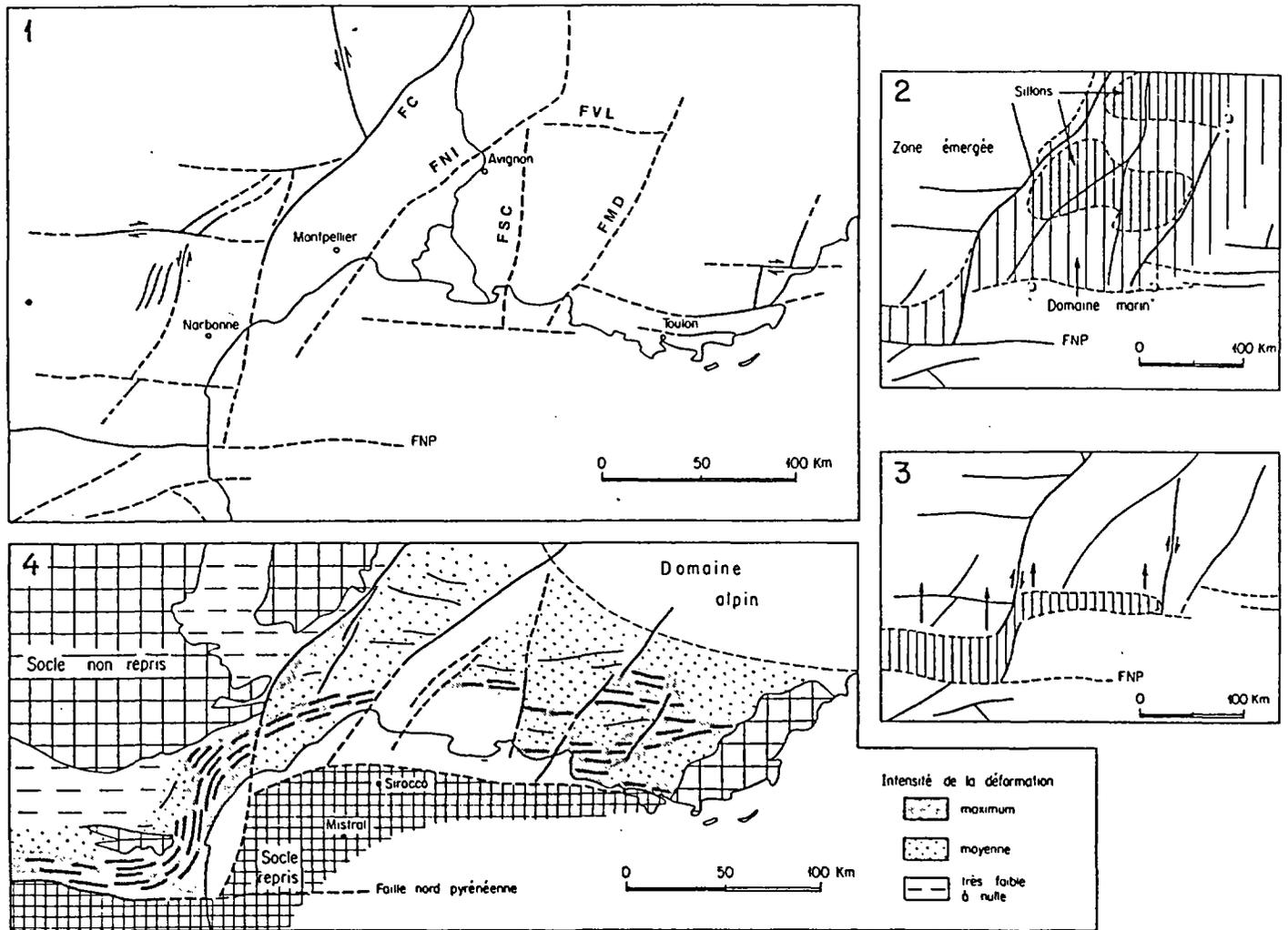


Figure 2.4 - Grands décrochements tardi-hercyniens et leur rôle ultérieur (d'après Arthaud et Mattauer, 1972)

1. Position des principaux décrochements tardi-hercyniens reconnus ou supposés dans le Languedoc et en Provence ; les accidents sont représentés dans leur position actuelle.
2. Allure approximative des sillons subsidents au Néocomien. Dans les sillons l'épaisseur du Néocomien peut dépasser 3 000 m.
3. Allure du sillon subsident nord-pyrénéen et de son prolongement en Provence au Crétacé supérieur. Les flèches indiquent les déplacements relatifs des compartiments séparés par des failles "transformantes".
4. Schéma montrant la position de la virgation du Languedoc, le prolongement probable de la faille des Cévennes et l'allure de la zone axiale dans le Golfe du Lion (état actuel).

FC : failles des Cévennes ; FMD : faille de la moyenne Durance ; FNI : faille de Nîmes ; FNP : faille nord-pyrénéenne ; FSC : faille de Salon-Cavaillon ; FVL : faille Ventoux-Lure.

2.2.3 Chaîne tertiaire des Pyrénées

Elle s'est édifiée à la limite de la plaque ouest-européenne et de la plaque ibérique, qui sont séparées par l'ancienne faille nord-pyrénéenne.

Pendant le Crétacé, un amincissement crustal important s'est constitué au Nord de cette faille (fig. 2.4 et 2.5 A). A la fin du Crétacé et pendant l'Eocène, se sont formées les Pyrénées actuelles sous l'effet d'une compression N-S (fig. 2.5 B et C), de sorte qu'il est possible d'y distinguer les grandes unités suivantes :

- la zone nord-pyrénéenne, située au Nord de la faille nord-pyrénéenne et correspondant à l'ancienne zone amincie ; elle a été comprimée et affectée de plis et chevauchements, accompagnés d'un métamorphisme et d'une schistosité, limités à une zone relativement étroite bordant la faille nord-pyrénéenne ;
- la zone axiale paléozoïque, qui a été soulevée au cours de la compression et au sein de laquelle affleurent les roches métamorphisées et déformées par l'orogénèse hercynienne (plis, schistosités, chevauchements et décrochements) ;
- la zone des nappes et chevauchements sud-pyrénéens qui s'étend largement au Sud dans les Pyrénées centrales.

Du point de vue géophysique, la zone nord-pyrénéenne est caractérisée par l'existence d'une anomalie gravimétrique positive qui se superpose à une anomalie magnétique également positive ; ces anomalies sont induites par ce qui subsiste de l'amincissement crustal crétacé et vraisemblablement de la remontée vers la surface de roches situées à la base de la croûte continentale ou au sommet du manteau. Ces anomalies sont bordées, au Sud, par un axe magnétique superposé à une discontinuité gravimétrique qui correspond à la faille nord-pyrénéenne et, au Nord, par un axe gravimétrique lourd associé à une discontinuité magnétique à pendage sud qui paraît correspondre à la racine des chevauchements nord-pyrénéens.

Dans le versant sud de la partie orientale des Pyrénées, le chevauchement de Vallfogona se situe à la base de la nappe du Cadi, elle-même surmontée, à l'Ouest, par la nappe de la Pedraforca. Ce chevauchement de Vallfogona s'enracine plus au Nord, dans le secteur où affleurent les chevauchements de Serra Cavallera et de Ribes-Camprodon (fig. 2.6 et 2.7).

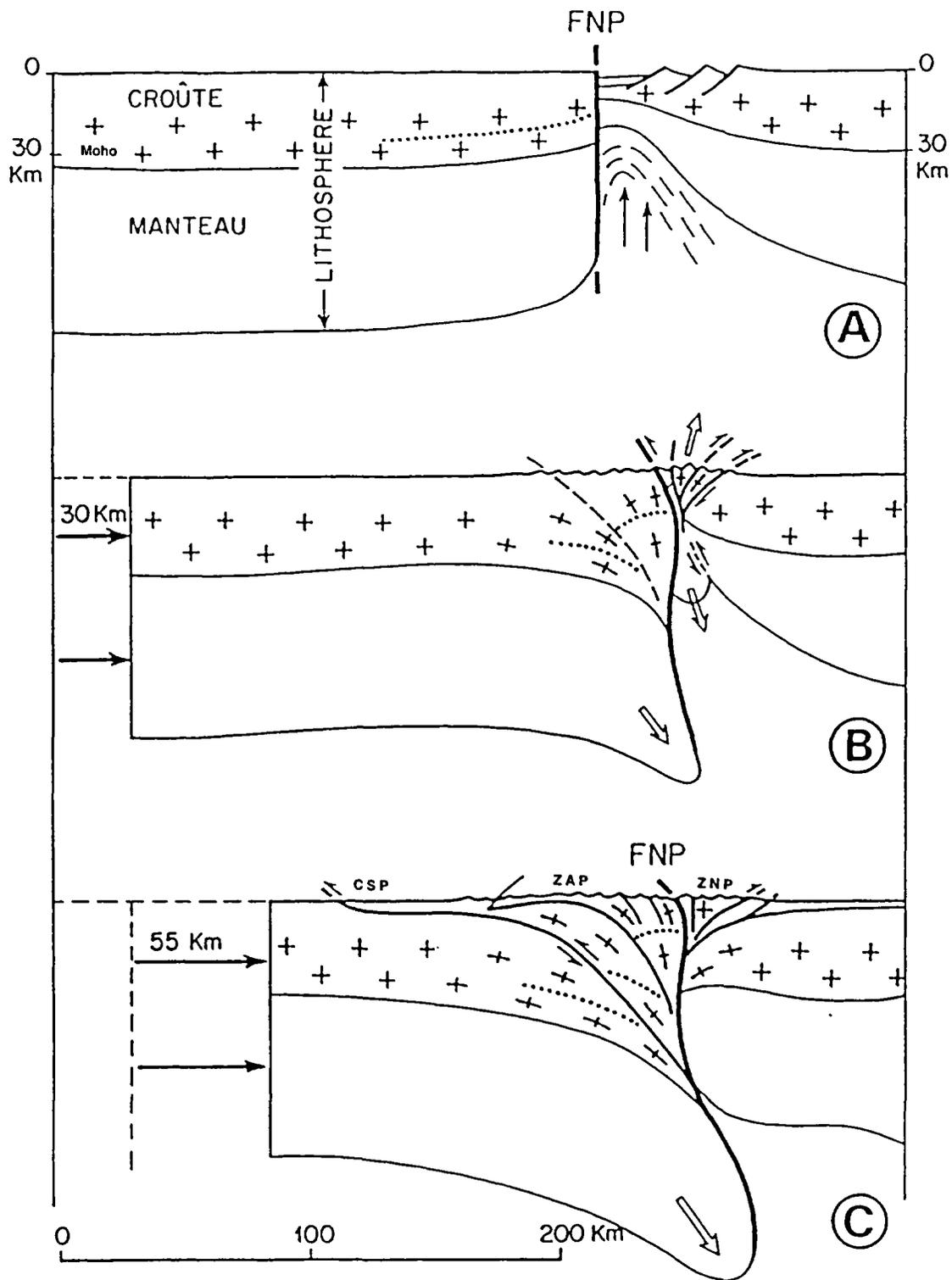


Figure 2.5 -Modèle d'évolution des Pyrénées (d'après Mattauer, 1990)

A : situation vers le milieu du Crétacé (95-100 Ma).
B et C : situation après 30 et 85 km de raccourcissement

CSP : chevauchements sud-pyrénéens ; FNP : faille nord-pyrénéenne ; ZAP : zone axiale paléozoïque ;
ZNP : zone nord-pyrénéenne.

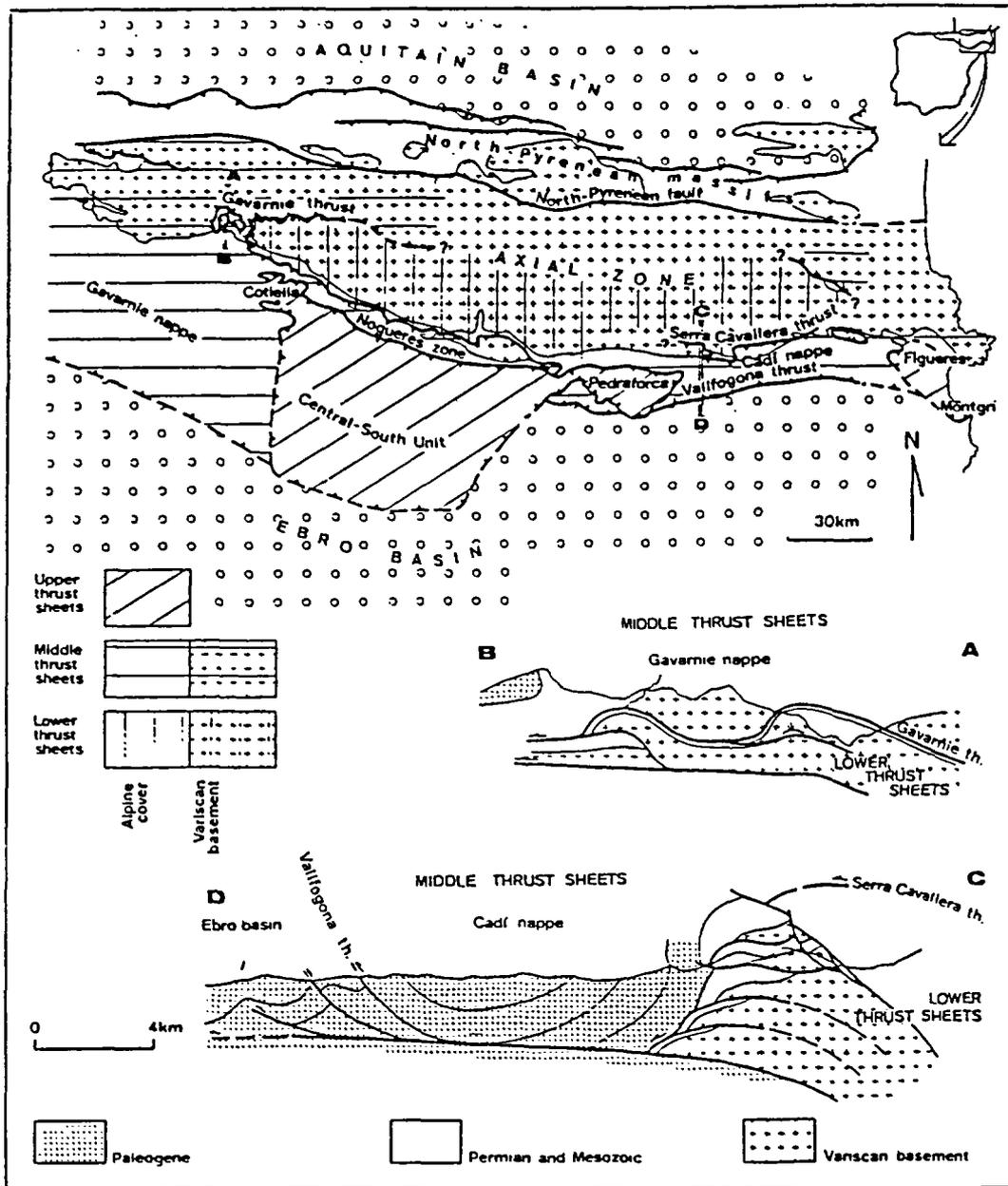


Figure 2.6 - Schéma structural des Pyrénées et coupes des chevauchements sud-pyrénéens (d'après Muñoz et al., 1986)

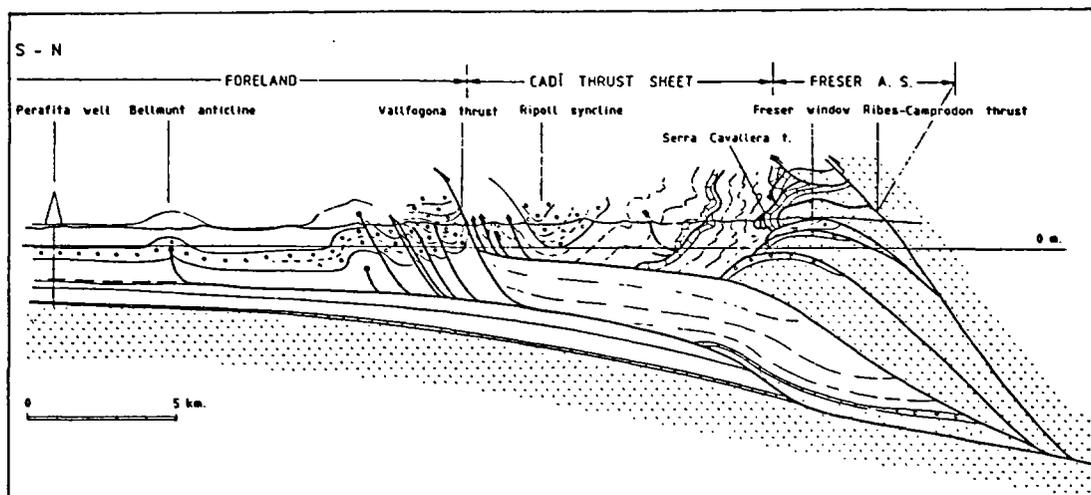


Figure 2.7 - Coupe N-S des chevauchements sud-pyrénéens orientaux
(d'après Muñoz et al., 1988)

2.2.4. Chaîne pyrénéo-provençale

Elle s'étend des Pyrénées sensu stricto, jusqu'au Sud de la Provence. En fait, il s'agit du prolongement oriental des Pyrénées, mais l'équivalent de la zone axiale est actuellement effondré sous le golfe du Lion et la Méditerranée. Il ne subsiste donc en Languedoc et Provence que les zones externes septentrionales de la chaîne.

Le front de décollement majeur des unités de couverture charriées correspond aux chevauchements frontaux de la nappe des Corbières, du chaînon de Saint-Chinian, du "pli" de Montpellier, du massif de l'Étoile et de la Nappe de la Sainte Beume et du Beausset, au Nord de Marseille et de Toulon.

A l'Ouest du Rhône, et à l'avant de ces unités chevauchantes, s'étend l'avant-pays plissé de la chaîne. Il est bien représenté entre Narbonne et Carcassonne, à l'Ouest de la terminaison sud de la faille des Cévennes, ainsi qu'entre Montpellier et Pont-Saint-Espirit pour la partie de la chaîne s'étendant de la faille des Cévennes jusqu'au Rhône.

2.2.5. Structures alpines provençales s.l.

A l'Est du Rhône, le domaine des plis pyrénéens sensu stricto s'étend vers le Nord peu au-delà d'Aix-en-Provence et Arles. En effet, en bordure des Alpes les déformations de l'ultime phase alpine (Mio-Pliocène) se sont superposées aux plis et chevauchements pyrénéens des Baronnies, de Ventoux-Lure, du Luberon, des Alpilles et des Costes. Cette réactivation alpine s'est exercée sur des structures antérieures, pyrénéennes, dans la zone où l'épaisseur de la couverture méso-cénozoïque était supérieure à 3000 m.

2.2.6. Structures oligocènes

Entre l'orogénèse pyrénéenne et la dernière phase alpine, le Languedoc, le Roussillon et la Provence occidentale ont subi une importante phase d'extension qui a réactivé d'anciennes grandes failles de direction moyenne NE-SW comme les failles des Cévennes, de Nîmes et de la moyenne Durance (fig. 2.8).

Dans les Pyrénées, la faille de Cerdagne et de la Têt, également orientée NE-SW, recoupe la faille nord-pyrénéenne (fig. 2.3).

Dans le Languedoc, cette distension a débuté à l'Oligocène et elle s'est poursuivie au moins jusqu'au Miocène, pendant que s'ouvrait l'océan liguro-provençal occupant la partie nord du bassin méditerranéen occidental.

La coupe de la figure 2.9 montre l'amincissement progressif de la marge continentale de cet océan, ainsi que le rôle joué par les failles des Cévennes et de Nîmes, en bordure desquelles se sont constitués des bassins d'effondrement à sédimentation continentale (grabens ou demi-grabens d'âge oligocène et aquitanien).

Du point de vue géophysique, le domaine incluant le bas Languedoc, le Roussillon et la Provence est caractérisé par une anomalie gravimétrique régionale fortement positive (Corpel et Debeglia, 1989), conséquence de l'amincissement crustal, et par la quasi absence d'anomalies magnétiques, pouvant être expliquée par la très grande profondeur du socle cristallin. En comparaison, le Massif central est caractérisé par une anomalie régionale fortement négative et une faible corrélation des anomalies gravimétriques et magnétiques.

Les failles des Cévennes et de Nîmes correspondent à un fort gradient gravimétrique (Autran et al., 1994).

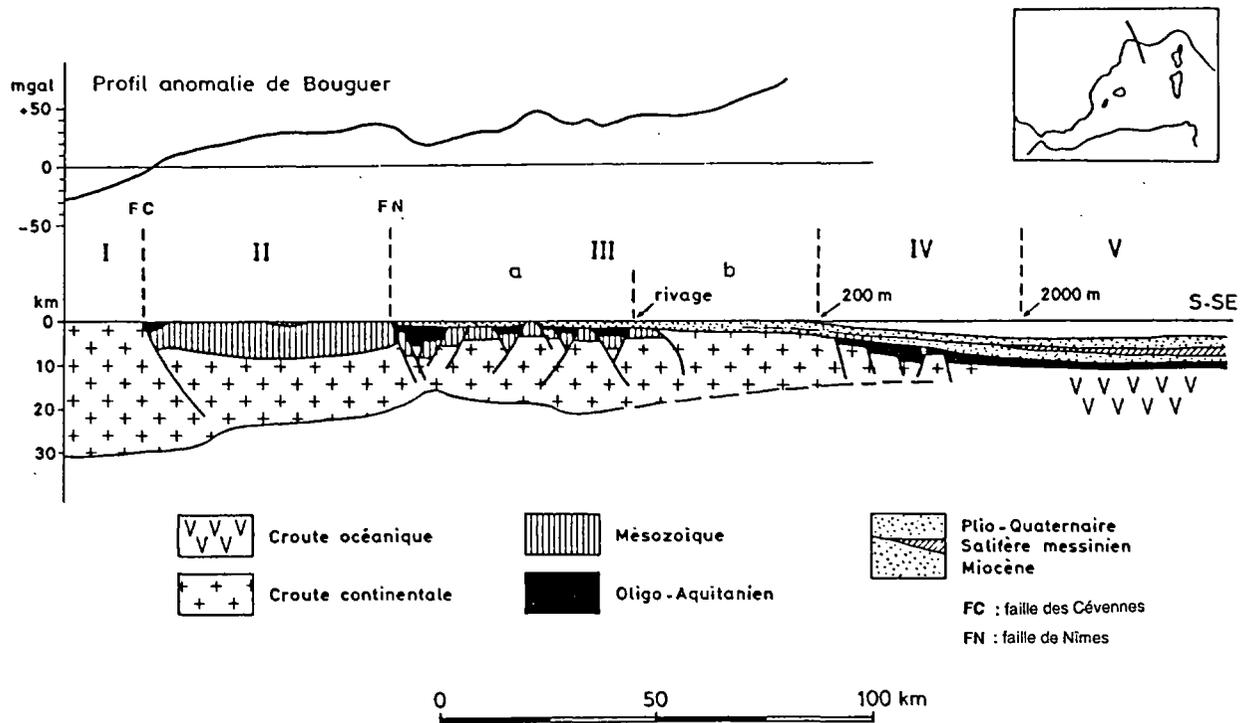


Figure 2.9 - Coupe schématique de la marge continentale du Golfe du Lion
(d'après Arthaud et al., 1981)

(Localisation de la coupe sur la figure 2.8)

2.2.7. Subdivision de la faille de Nîmes

Une attention particulière mérite d'être portée à la faille de Nîmes, compte tenu de sa localisation par rapport aux sites considérés.

Cette faille, d'environ 150 km de longueur, peut être subdivisée en trois parties (fig. 2.10) :

- partie nord-est : entre Nîmes et le Mont Ventoux ;
- partie centrale : entre Nîmes et Sète ;
- partie méridionale : au Sud de Sète (où sa direction devient subméridienne).

La limite entre la partie nord-est et la partie centrale de la faille de Nîmes est définie au niveau de son intersection avec la faille dite arlésienne, de direction NW-SE ; cette faille et la faille catalane de même direction, ont joué un rôle de faille transformante au cours de l'ouverture océanique et de la constitution de la marge du golfe du Lion (Gorini et al., 1994).

A la différence des deux autres segments, qui sont situés à l'intérieur de la marge, entre les failles arlésienne et catalane, le segment nord-est de la faille de Nîmes se situe en domaine franchement continental. Au cours de son jeu normal oligo-miocène, cette faille a réutilisé le plan de faille antérieur décrochant (tardi-hercynien et éocène) et la faille de Pujaut a joué le rôle de faille conjuguée secondaire (fig. 2.11).

Par contre, le segment central de la faille, entre Sète et Nîmes, en bordure duquel se sont déposés environ 5000 m d'épaisseur de sédiments cénozoïques dans le graben de la Vistrenque, avait d'abord été interprété par Arthaud et al. (1981) comme réutilisant la faille profonde tardi-hercynienne (fig. 2.12).

Cependant, à la suite des travaux effectués ces dernières années sur la marge passive du golfe du Lion (Gorini, 1993), Valette et Benedicto (1995) proposent une nouvelle interprétation selon laquelle le jeu normal oligo-miocène de la faille de Nîmes se ferait le long d'un plan listrique, distinct de la faille tardi-hercynienne décelée par géophysique au niveau du socle. A la verticale de cette ancienne faille, le pendage de la faille normale oligo-miocène s'atténuerait brusquement vers 4 à 5 km de profondeur (fig. 2.13).

Le prolongement méridional de la faille de Nîmes montre une direction subméridienne qui amène à le distinguer nettement des deux autres segments NE-SW.

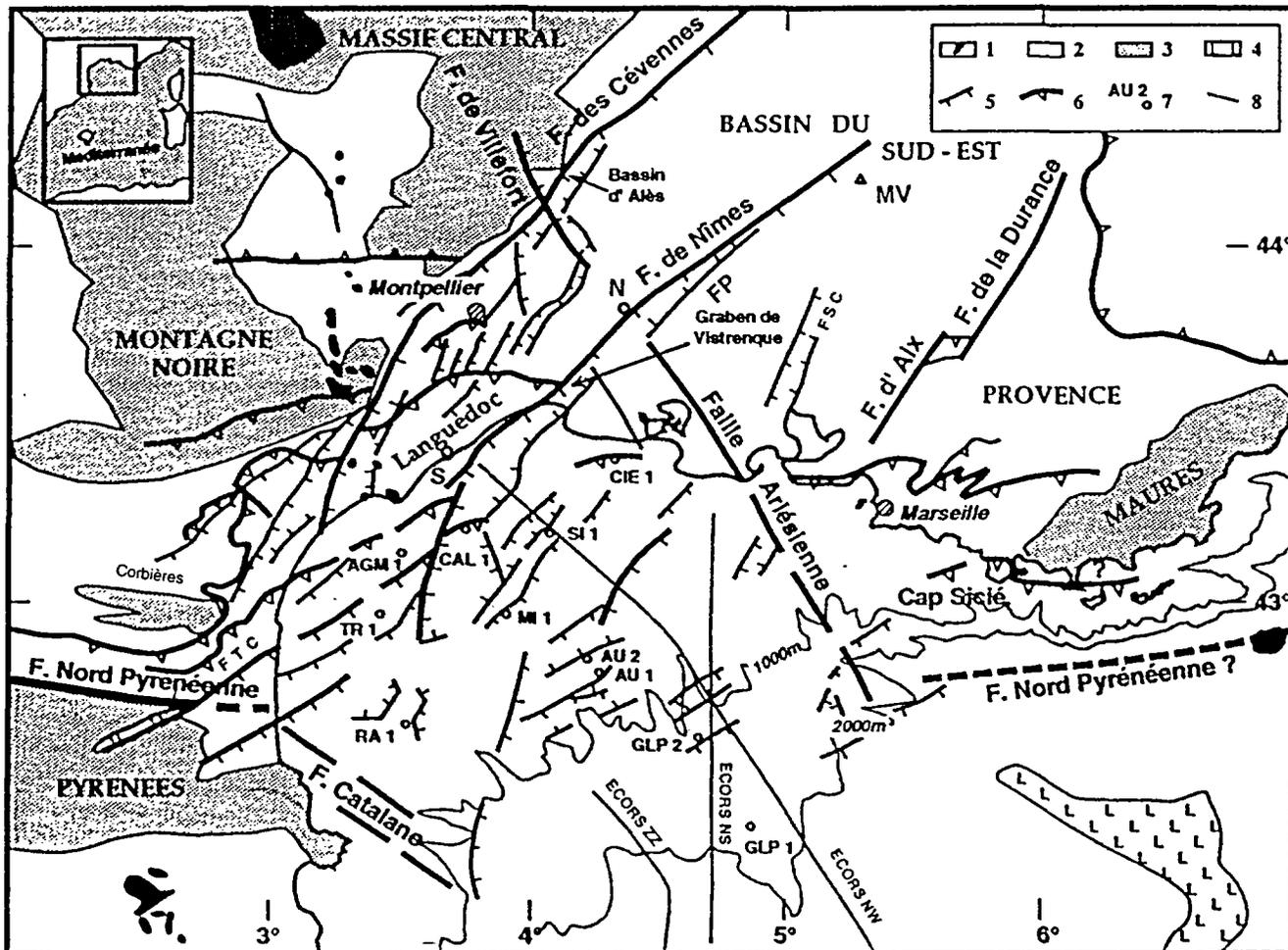


Figure 2.10 - Carte des failles de la marge du golfe du Lion
(d'après Guennoc et al., 1994)

1 : Volcanisme quaternaire ; 2 : Sédiments post-hercyniens ; 3 : Socle hercynien ; 4 : Zones des grands dômes de sel ; 5 : Failles normales oligo-miocènes ; 6 : Chevauchements tertiaires ; 7 : Puits d'exploration offshore ; 8 : Profils sismiques écoute longue ECORS.

FP : faille de Pujaut ; FSC : faille de Salon-Cavaillon ; FTC : faille de la Têt et de Cerdagne.

MV : Mont Ventoux ; N : Nîmes ; S : Sète.

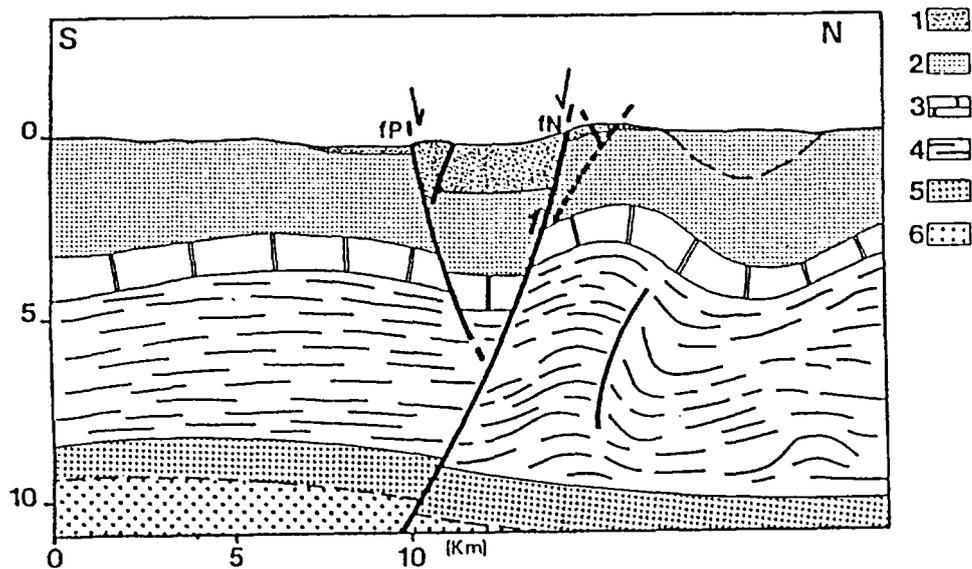


Figure 2.11 - Coupe géologique des failles de Nîmes (fN ; segment nord-est) et de Pujaut (fP)

(extrait de la coupe Alès-Aix-Cap Bénat d'après Mattauer, 1982, modifié par Combes et Grellet, 1994)

- 1 : Formations tertiaires (graben de Pujaut) ; 2 : Formations crétacées ; 3 : Jurassique supérieur ;
4 : Jurassique marneux ; 5 : Trias ; 6 : Socle paléozoïque.

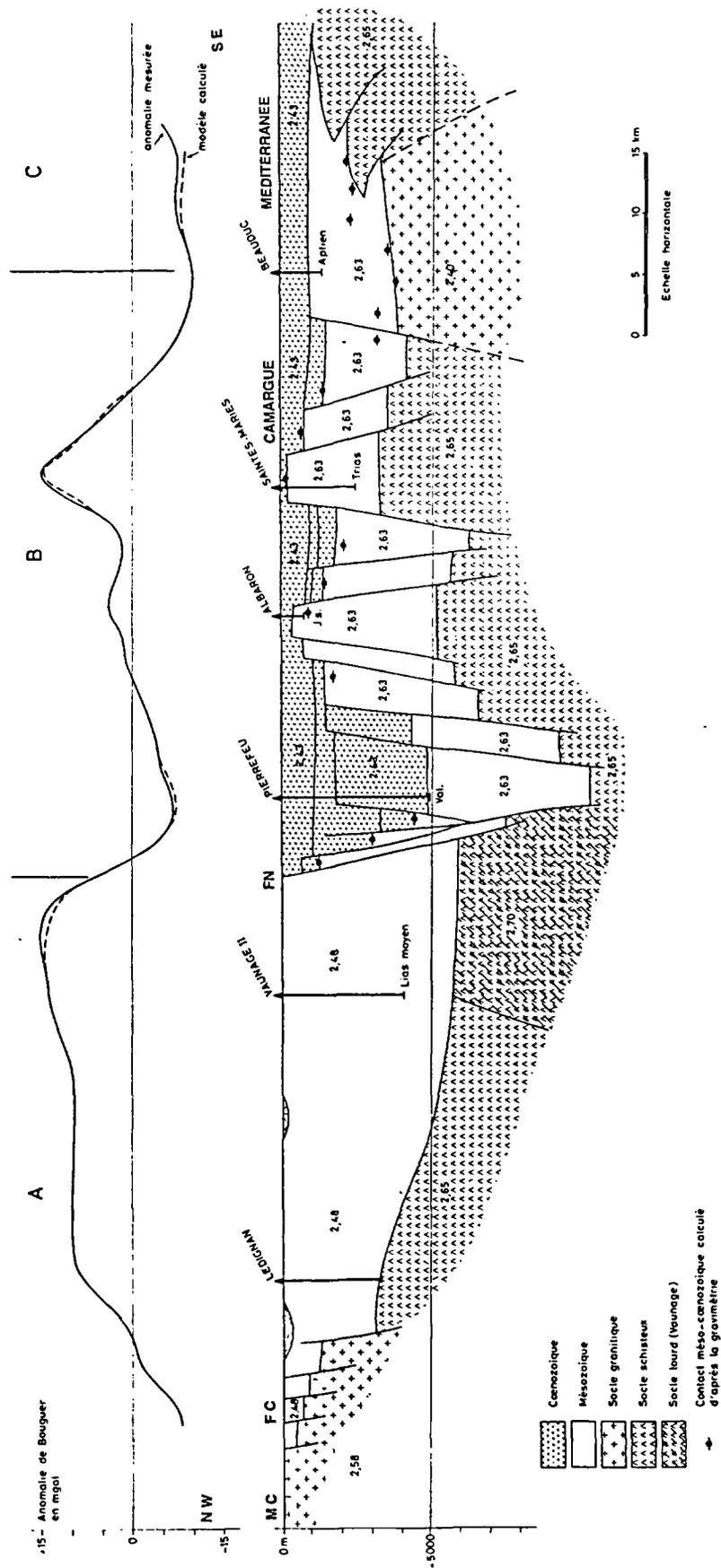
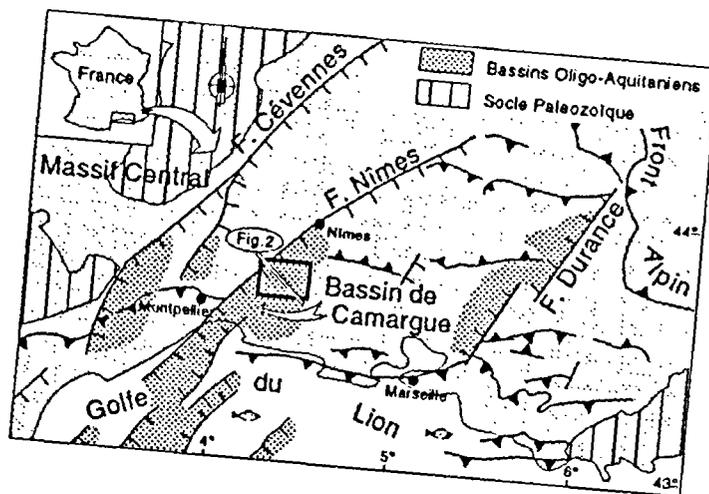
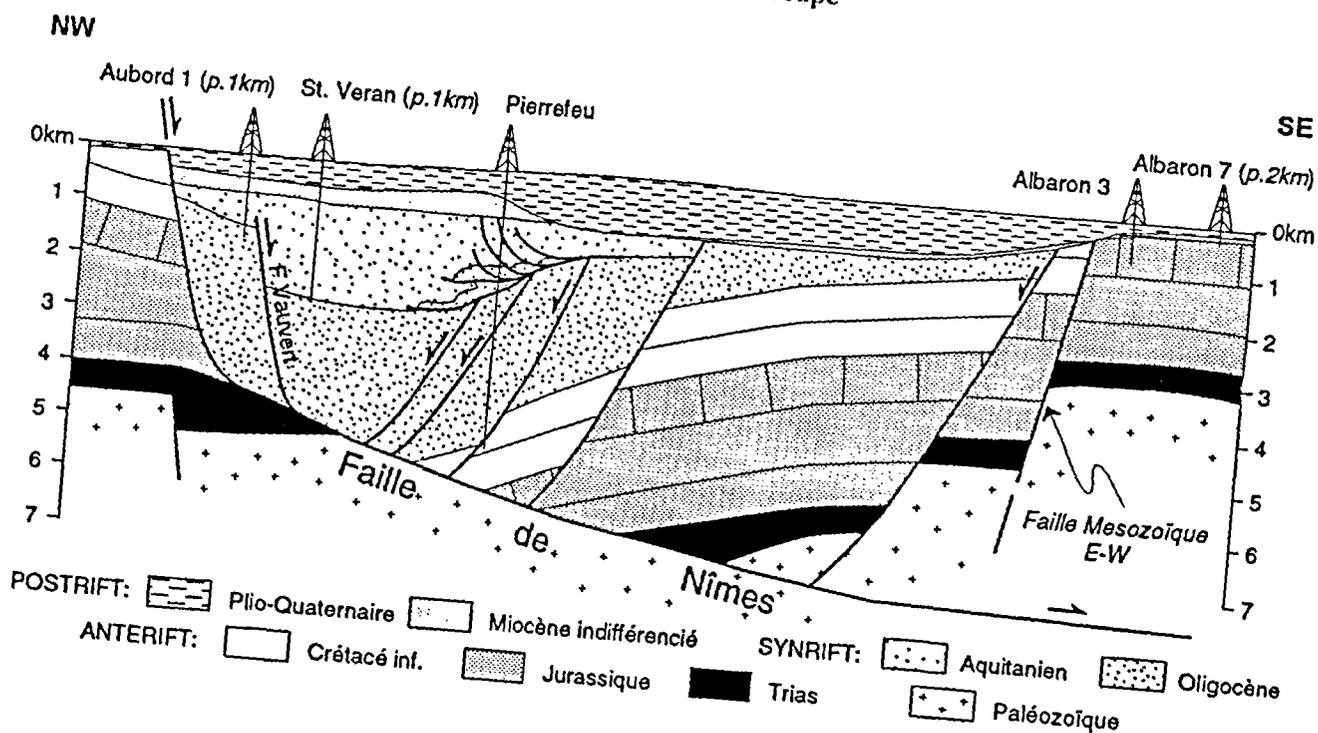


Figure 2.12 - Corrélation gravimétrie-géologie profonde sur une coupe Cévennes-Camargue (d'après Arthaud et al., 1981)

FC : faille des Cévennes ; FN : faille de Nîmes ; MC : Massif Central



1. Localisation de la coupe



2. Coupe géologique NW-SE

Figure 2.13 - Coupe géologique de la faille de Nîmes (segment central) et du graben de Vistrenque ; interprétation en faille listrique oligo-miocène (d'après Valette et Benedicto, 1995)

2.3. HISTORIQUE DE LA CONSTITUTION DES PRINCIPALES STRUCTURES TECTONIQUES REGIONALES

L'histoire géologique des structures affectant les grands domaines tectoniques de la région Languedoc-Roussillon et des zones adjacentes peut être résumée de la manière suivante :

- a) **A la fin de l'édification de la chaîne hercynienne**, aux environs de - 300 Ma*, sont apparues de grandes failles décrochantes qui ont découpé les terrains plissés et métamorphisés constituant le socle hercynien. Les principales grandes failles sont : la faille des Cévennes et celle de Nîmes, de direction NE-SW, la faille subméridienne de Salon-Cavaillon (parfois appelée faille de Lamanon) et la faille NE-SW de la moyenne Durance, à l'Est, et la faille nord-pyrénéenne, à l'Ouest.
- b) **Pendant la très longue période de sédimentation permienne et mésozoïque** qui a duré près de 200 Ma* (entre - 270 et 80 Ma*), ces grandes failles ainsi que d'autres failles de direction N-S et E-W ont joué ou rejoué en failles normales (failles d'effondrement) tandis que se déposaient des sédiments dans des bassins d'abord sub-méridiens, pendant le Jurassique inférieur et moyen (Causses, bordure cévenole et Alpes externes) et ensuite E-W pendant le Jurassique supérieur et le Crétacé (fosse vocontienne des Alpes externes méridionales et versant nord des Pyrénées). L'épaisseur de la couverture méso et cénozoïque peut atteindre plusieurs milliers de mètres, en particulier dans la basse vallée du Rhône.
- c) **A partir du Crétacé supérieur (vers - 80 Ma*)** et surtout pendant le Paléocène et une grande partie de l'Eocène (entre - 65 Ma* et - 35 Ma*), la formation de la chaîne pyrénéenne, sous l'action d'une compression N-S, s'est accompagnée de plis, de failles inverses et de chevauchements de directions sensiblement E-W, tandis que les anciennes failles NE-SW jouaient en décrochement sénestre.
- d) **La distension dite "oligocène"** (- 35 à - 25 Ma* environ ; mais pouvant débiter à l'Eocène terminal et s'achever au Miocène inférieur ou moyen, selon les régions) s'est exercée selon une direction E-W à NW-SE. Elle a entraîné le jeu normal de failles NE-SW à N-S essentiellement, à l'image du rejeu très important de la faille de Nîmes, au Sud de laquelle l'épaisseur des sédiments cénozoïques est de 5000 m environ.
- e) **Au Miocène (entre - 25 et - 5 Ma*, environ)**, la formation des zones externes des Alpes, s'effectuant dans les régions déformées antérieurement, s'est traduite par de nouvelles déformations présentant des orientations très diverses. Ceci d'autant plus que, du Nord au Sud des Alpes franco-italiennes, la direction de compression, perpendiculaire à l'arc alpin, évoluait d'E-W à NE-SW. Toutefois, dans les Baronnies et la Provence septentrionale, les structures alpines conservent les directions E-W des structures pyrénéennes.

Ce dernier point souligne que la Provence et les Baronnies, au contraire des autres zones alpines externes, ont été dès le Miocène sous l'influence directe du rapprochement de l'Afrique et de l'Europe, lequel engendrait une compression N-S.

Par contre, les Pyrénées orientales, le Languedoc et la Provence méridionale furent quasiment épargnés par les déformations alpines, si l'on excepte quelques réactivations de failles d'ampleur limitée.

* Ma : million d'années

De même, le Massif Central n'a pratiquement pas subi les compressions alpines miocènes. L'extension E-W commencée à l'Eocène supérieur-Oligocène s'y est poursuivie pendant le Miocène avec un fort développement du volcanisme qui paraît favorisé par la présence de failles N-S puis NW-SE, dans le Velay et les Coirons notamment. Le volcanisme a perduré pendant le Pliocène dans le Velay et il a repris pendant le Quaternaire en Ardèche et en Languedoc (région d'Agde et de l'Escandorgue).

- f) A la fin du Miocène, au Messinien (- 6,5 à - 5,3 Ma*), du fait de la fermeture du détroit de Gibraltar liée à l'accélération du rapprochement de l'Afrique et de l'Europe, un très fort abaissement du niveau de la mer à l'échelle du bassin méditerranéen, a entraîné une érosion intense dans le couloir rhodanien, laquelle a abouti au creusement d'un réseau de vallées étroites, reliées au paléo-Rhône, à l'Est, ou bien débouchant directement dans la Méditerranée messinienne, au large de la côte actuelle.
- g) Pendant le Pliocène (- 5,3 à - 1,65 Ma*), les anciennes vallées messiniennes ont été envahies par la mer, formant les "rias pliocènes", et ont été comblées en partie par des argiles et des sables. A la fin du Pliocène, des sables et cailloutis continentaux se sont déposés en nappes d'épandage puis ont été modelés par des glacis terminaux d'altération.
- h) La période quaternaire (de - 1,65 Ma* à nos jours) a abouti aux reliefs et paysages actuels, suite à une alternance de périodes de dépôts fluviaux et fluvio-glaciaires et de périodes d'érosion, entraînant la formation de terrasses alluviales.

3. DONNEES NEOTECTONIQUES

Les données néotectoniques concernant le Languedoc-Roussillon et les régions voisines ont fait l'objet d'une synthèse établie par la Société GEO-TER, dans le cadre de cette étude (Combes et Grellet, 1995). Les principales caractéristiques des indices néotectoniques sont résumées dans les tableaux 1, 2 et 3 et permettent de dégager les traits majeurs des déformations récentes à actuelles concernant les régions suivantes :

- Provence occidentale et Camargue, entre les failles de Nîmes et de la moyenne Durance ;
- Bas-Languedoc et bordure sud du Massif Central ;
- terminaison orientale des Pyrénées, incluant le Roussillon ainsi que le massif Catalan et l'Ampurdan.

3.1. PROVENCE OCCIDENTALE ET CAMARGUE

Au cours de la dernière phase de compression alpine d'âge miocène supérieur-pliocène inférieur, les failles E-W de la partie nord de la Provence occidentale, des Costes et Alpilles jusqu'au Mont Ventoux et Montagne de Lure, ont joué ou rejoué en chevauchements ou failles inverses déversées soit au Nord (Ventoux et Lure), soit au Sud (Alpilles, Costes, Trévaresse et Luberon, principalement).

Pendant cette époque, les grandes failles NE-SW qui limitent cette région (failles d'Aix et de la moyenne Durance, à l'Est, et failles de Nîmes, à l'Ouest), ont rejoué en décrochements sénestres. Toutefois, il semble que la partie sud-ouest de la faille de Nîmes et la faille subméridienne de Salon-Cavaillon aient continué à jouer en failles normales à cette époque, prolongeant ainsi leur mode de fonctionnement antérieur, oligo-miocène.

Pendant la période plioquaternaire, cette région de la Provence occidentale et Camargue a été soumise à un régime tectonique compressif-décrochant (planche 1 et tableau 1), induit par une contrainte orientée N-S à NW-SE. Ce régime se continue actuellement car les résultats néotectoniques (indices n° 1 à 8 ; planche 1 et tableau 1) concordent assez bien avec ceux obtenus sur les contraintes actuelles à partir des mécanismes au foyer des séismes et des mesures de contraintes en forage. Dans cette région, la contrainte est actuellement orientée N-S et, en profondeur, elle correspond soit à un régime décrochant, soit à un régime compressif (Burlet, 1991 ; Cornet et Burlet, 1992 ; Grellet et al., 1993).

Il est possible que les ruptures par failles inverses et les plis quaternaires observés le long des grandes failles NE-SW dont le jeu est globalement sénestre (faille de Nîmes et faille de la moyenne Durance), soient dus à une déviation des contraintes à proximité de ces grandes structures.

• Données de paléosismicité

Parmi les méthodes d'études de la néotectonique, la paléosismicité utilise des excavations ou tranchées dans les formations superficielles, pour rechercher et étudier les traces géologiques "fossiles" des séismes majeurs plus anciens que ceux de la période historique (paléoséismes). Ces traces peuvent être de deux types :

- des perturbations induites par les vibrations sismiques à une certaine distance de la source, dans des sédiments à comportement dynamique particulier (figures de liquéfaction notamment), désignées sous le terme de sismites ; leur interprétation est délicate, puisqu'il s'agit d'effets à distance qui ne permettent pas de localiser précisément la source sismique associée, ni de mesurer directement des paramètres corrélables à la rupture, donc à l'importance du séisme correspondant ;
- des ruptures et déformations développées jusqu'en surface du sol, sur ou au voisinage de failles sismogènes.

Actuellement, en Provence occidentale, deux sites présentant des ruptures de surface associées à un paléoséisme ont été localisés et étudiés ; il s'agit du site de Courthézon, sur la faille de Nîmes, et de celui de Valvéranne situé plus à l'Est, sur la faille de la moyenne Durance : indices n° 2 et 5, planche 1 et tableau 1 (Combes et al., 1993 ; Carbon et al., 1993 ; Ghafiri et al., 1993 ; Ghafiri, 1995).

A partir des rejets observés à Valvéranne et à Courthézon, une évaluation de la magnitude des paléoséismes à l'origine de ces ruptures a été faite. Elle conduit, en l'état actuel des connaissances, à des valeurs de magnitude proches de 6,5, soit : 6,4 pour le paléoséisme de Courthézon et 6,6/6,7 pour celui de Manosque-Valvéranne (Blès et al., 1995b). Mais, l'incertitude est grande ; c'est pourquoi on retiendra que la magnitude des paléoséismes survenus à Valvéranne et Courthézon est de l'ordre de 6,5 ($6,5 \pm 0,5$).

3.2. BAS LANGUEDOC ET BORDURE SUD DU MASSIF CENTRAL

Pendant l'Oligocène et le Miocène, cette région a été soumise à une distension NW-SE contemporaine de l'ouverture de l'Océan liguro-provençal. Sous l'effet de cette distension, les failles proches de la direction NE-SW ont joué en failles normales contemporaines de fossés d'effondrement où se déposaient des sédiments continentaux.

L'ultime compression alpine fini-miocène ne s'est vraisemblablement pas exercée sur cette région où l'on ne trouve pas de structures significatives pouvant lui être attribuées.

Du point de vue néotectonique sensu stricto (plioquaternaire), on ne connaît qu'un seul indice néotectonique dans la partie nord-orientale du bas-Languedoc. Ce sont les failles normales subméridiennes supposées le long des petits cours d'eau du Lez et de la Mosson, près de Montpellier. L'existence de ces failles est déduite de coupes géologiques passant par des forages (indice n° 9 ; planche 1 et tableau 2).

Par contre, la partie sud-occidentale du Languedoc méditerranéen (à l'Ouest du fossé oligocène de l'Hérault), est plus riche en indices néotectoniques. Certains sont de nature compressive : ce sont les petites failles inverses affectant des terrains volcaniques stratifiés près de Pézenas, à l'intérieur du fossé de l'Hérault (indice n° 11 ; planche 1 et tableau n° 2), ainsi que le rejeu quaternaire attribué à l'anticlinal E-W de la montagne d'Alaric, entre Carcassonne et Narbonne (indice n° 14).

Les autres correspondent à des failles normales N-S (indice n° 12) ou NE- SW (indice n° 13).

Ces diverses déformations ne sont pas incompatibles : le pli E-W de l'Alaric et les failles inverses témoignent d'une compression subméridienne qui peut coexister avec une extension subéquatoriale, attestée par les failles normales de Bize et de Fabrezan.

Dans le Sud du Massif Central, on connaît deux indices (10 et 15) de déformation quaternaire par failles inverses : ce sont, d'une part, les petites failles inverses E-W affectant des tufs volcano-sédimentaires de l'Escandorgue, à une cinquantaine de kilomètres au Nord de Béziers, et, d'autre part, une faille NE-SW décalant de quelques mètres des dépôts détritiques mindéliens dans la carrière de Saint Chipoli, à 35 km environ au Nord-Ouest de Carcassonne.

Ces deux indices montrent que la bordure sud du Massif Central, comme le Bas-Languedoc a changé de régime tectonique entre l'Oligo-Miocène (distension NW-SE) et le Quaternaire (compression N-S à NW-SE).

3.3. PYRENEES ORIENTALES ET AMPURDAN

Pendant l'Oligocène et le Mio-Pliocène : la partie orientale des Pyrénées, le Massif Catalan et l'Ampurdan ont été soumis à la distension NW-SE responsable de la formation de l'océan liguro-provençal. Au cours de cette période, dans les Pyrénées orientales, de grandes failles normales NE-SW et E-W (failles de la Têt, de Cerdagne et de la bordure nord des Albères essentiellement) limitaient les bassins du Roussillon, de Prades et de Cerdagne. Plus au Sud, en Espagne, la sédimentation oligo-miocène était contrôlée par les failles NW-SE, et plus rarement NE-SW, de l'Ampurdan et du Massif Catalan.

Pendant le Quaternaire : une compression sensiblement N-S a remplacé la distension précédente. Elle s'est manifestée par de nombreuses failles inverses de direction moyenne E-W (direction variant de NE-SW à NW-SE ; indices n° 16, 18, 21, 23 et 26 ; planche 1 et tableau 3) et par quelques décrochements dextres (indices n° 25 et 28) ou sénestres (indices n° 17 et 20). Quelques rares failles normales affectent des formations quaternaires : elles ont des directions subméridiennes (indices n° 22 et 27) ou NE-SW (indice n° 19). L'extension sensiblement E-W qui les a engendrées peut correspondre à des phénomènes d'extension locale, compatibles avec le raccourcissement N-S dû à la compression quaternaire.

Cette compression se continue actuellement mais, d'après les mécanismes au foyer de séismes enregistrés récemment dans le Massif Catalan (séismes des 20 juillet 1983, 26 septembre 1984 et 19 mars 1992), elle s'exercerait selon une direction proche de NW-SE.

3.4. CONCLUSION

Du seul point de vue néotectonique, il apparaît que l'on puisse distinguer les régions suivantes :

- **la Provence occidentale**, où règne actuellement une compression N-S qui se perpétue depuis le Miocène moyen (- 15 Ma environ) ;
- **la Camargue**, entre les failles de Nîmes et de Salon : la distension oligo-miocène qui semble s'y être prolongée jusqu'au Mio-Pliocène a été remplacée au Quaternaire par la compression N-S connue en Provence occidentale, notamment au contact des grandes failles E-W et NE-SW ;
- **le Bas-Languedoc oriental** (compris entre les failles de Nîmes et des Cévennes et entre le Rhône, à l'Est, et le fossé de l'Hérault, à l'Ouest) : on n'y connaît pas bien le régime tectonique quaternaire par manque de données néotectoniques ;
- **le Bas-Languedoc occidental limité**, au Nord et au Sud, par le Massif Central et les Pyrénées, et compris entre le Bassin Aquitain (Lauragais), à l'Ouest, et le fossé de l'Hérault, à l'Est : dans ce secteur, le régime distensif oligo-miocène semble avoir été remplacé par une compression N-S n'excluant pas la présence de failles normales dues à une extension sub-équatoriale ;
- **les Pyrénées orientales, le Massif Catalan et l'Ampurdan**, où la distension oligo-miocène a cédé la place à une compression quaternaire dont la direction N-S a semble-t-il évolué jusqu'à s'exercer actuellement selon une direction sensiblement NW-SE.

*Contribution à l'étude des dangers d'installations industrielles à "risque spécial"
de la région Languedoc-Roussillon : évaluation déterministe de l'aléa sismique*

Indice n°	Localisation	Age des terrains affectés/non affectés	Type et géométrie de la déformation	Rejet observé	Source doc.	Structure de rattachement
1	LA BRILLANNE, 14 km au NE de Manosque (04)	T.A. : Riss	Faille inverse - sénestre NE-SW, pendage SE	0,80 m	Terrier (1991)	Faille NE-SW de la Moyenne Durance
2	Ravin de VALVERANNE, 2,5 km au NE de Manosque (04)	T.A. : - 26 800 ± 610 ans T.N.A. : - 9123 ± 610 ans (datation C14)	Pli en genou à valeur de faille inverse NE-SW, déversé au NW	1,10 m	Ghafiri et al. (1993) Ghafiri (1995) Blès et al. (1995)	"
3	LA FARE-COUDOUX, 14 km au SE de Salon (13)	T.A. : Würm	Pli-faille inverse E-W déversé au Sud	0,80 m	Gabert (1965) Sauret (1988)	Faille ENE-WSW subverticale, du versant sud du chaînon de la Fare
4	GRAND-VALLON, 12 km au NW de Salon (13)	T.A. : Pliocène	Petites failles dextres N170°E		Terrier (1991)	Faille NS à NNE-SSW de Salon-Cavaillon
		T.A. : Würm récent (- 28 000 à - 10 000 ans)	Faille normale décrochante NW-SE, pendage NE	~ 4 m		
5	COURTHEZON, 7 km au SE d'Orange (84)	T.A. : Mindel	Faille inverse NE-SW, pendage SE fort (> 45°)	0,5 m	Pasqual (1978)	Prolongement NE de la faille de Nîmes (NE-SW)
		T.A. : Riss T.N.A. : Holocène	Failles inverses NE-SW, pendage NW faible (< 45°)	0,6 à 0,7m (dernier jeu) Blès et al. (1995)	Combes et al. (1993) Carbon et al. (1993)	
6	Ferme BABAN, 9 km au SSE d'Orange (84)	T.A. : Miocène et Quaternaire (?)	Faille inverse NE-SW (N40° à 60°E) pendage SE < 45° Blès et al. (1995)	?	Grellet et al. (1993)	Prolongement NE de la faille de Nîmes (NE-SW)
7	LEDENON (relais), 15 km au NE de Nîmes (30)	T.A. : Pliocène	Anticlinal parallèle à la faille de Nîmes	?	Bonnet (1974)	Faille de Nîmes (NE-SW)
		T.A. : Pliocène et Quaternaire	Faille inverse	?	Philip (1977)	
8	COSTIERES, 15 km au sud de Nîmes (30)	T.A. : Pliocène et Villafranchien	Anticlinal ENE-WSW	/	Barrière et al. (1973)	/

Légende : T.A. : terrains affectés ; T.N.A. : terrains non affectés.
 Miocène : -23,5 à -5,3 Ma ; Pliocène : -5,3 Ma à -1,65 Ma ; Quaternaire anté-Mindel : -1,65 Ma à -0,65 Ma ; Mindel : -650 000 à -300 000 ans ; Riss : -250 000 à -120 000 ans ; Würm : -80 000 à -10 000 ans ; Holocène : -10 000 ans à nos jours.
 Ma : million d'années.

Tableau 1 - Indices néotectoniques de Provence occidentale et de Camargue s.l.

*Contribution à l'étude des dangers d'installations industrielles à "risque spécial"
de la région Languedoc-Roussillon : évaluation déterministe de l'aléa sismique*

Indice n°	Localisation	Age des terrains affectés/non affectés	Type et géométrie de la déformation	Rejet observé	Source doc.	Structure de rattachement
9	LA MOSSON, 5 km à l'W de Montpellier (34)	T.A. : Pliocène	Faïlle normale (?) N-S	?	Bonnet (1977) Audemard (1989)	Faïlle N-S du massif de la Gardiole
10	ESCANDORGUE, 35 km au SW du Vigan (30)	T.A. : Plio-Quaternaire (volcano-clastique)	Faïlles inverses E-W ; pendage Sud, fort	0,1 à 0,5 m	GEO-TER (1991)	Faïlle ENE-WSW, au NW de la faïlle des Cévennes
11	TOURBES, 18 km au NE de Béziers (34)	T.A. : Quaternaire (volcano-clastique)	Faïlles inverses et plis NNE-SSW	0,01 à 0,10 m	Combes (1981)	Grande faïlle NE-SW hypothétique
12	BIZE, 18 km au NW de Narbonne (11)	T.A. : Quaternaire (terrasse alluviale)	Faïlle normale N10°E, pendage W	?	Ambert (1977)	Faïlle N-S de Cacau (ou de Bize)
13	FABREZAN, 26 km à l'Ouest de Narbonne (11)	T.A. : Riss ? (Travertins quaternaires)	Faïlle normale NE-SW, pendage SE fort	~ 20 m	Ellenberger et Gottis (1967) Ellenberger et al. (1987)	Faïlle NE-SW de Graffan ou de Lézignan-Corbières
14	Montagne d'ALARIC, 22 km à l'Est de Carcassonne (11)	T.A. : Quaternaire (basculement)	Pli anticlinal E-W déjeté au Nord	/	Ellenberger et Gottis (1967)	/
15	ST. CHIPOLI, 35 km au NW de Carcassonne (11)	T.A. : Mindel ou Riss T.N.A. : Würm	Faïlle inverse N50°E, pendage SE (50°)	> 1 m	Biro et al. (1968)	Faïlle inverse ENE-WSW de Mazamet

Légende : T.A. : terrains affectés ; T.N.A. : terrains non affectés.
 Miocène : -23,5 à -5,3 Ma ; Pliocène : -5,3 Ma à -1,65 Ma ; Quaternaire anté-Mindel : -1,65 Ma à -0,65 Ma ; Mindel : -650 000 à -300 000 ans ; Riss : -250 000 à -120 000 ans ; Würm : -80 000 à -10 000 ans ; Holocène : -10 000 ans à nos jours.
 Ma : million d'années.

Tableau 2 - Indices néotectoniques du bas Languedoc et du Sud du Massif Central

*Contribution à l'étude des dangers d'installations industrielles à "risque spécial"
de la région Languedoc-Rousillon : évaluation déterministe de l'aléa sismique*

Indice n°	Localisation	Age des terrains affectés/non affectés	Type et géométrie de la déformation	Rejet observé	Source doc.	Structure de rattachement
16	CARAMANY, 28 km à l'WNW de Perpignan (66)	T.A. : Quaternaire	Faïlle inverse-sénestre, N60°E-25°SE à pendage sud	> 5 m	Philip et al. (1992)	Faïlle ? WNW-ESE de la vallée de l'Agly
17	ÎLE-SUR-TET, 23 km à l'Ouest de Perpignan (66)	T.A. : Pliocène	Faïlles NE-SW sénestres sub-verticales	?	Cointre (1987)	Faïlle NE-SW de la Têt
18	MONTESQUIEU, 20 km au Sud de Perpignan (66)	T.A. : Miocène	Faïlle inverse E-W à pendage sud	?	GEO-TER (1989)	Faïlle E-W de bordure nord des Albères
19	SOREDE, 20 km au SSE de Perpignan (66)	T.A. : Pliocène et peut-être Riss ?	Faïlles normales NE-SW à pendage nord	> 30 m (Pliocène) 1 à 2 m ? (Riss)	Calvet (1985) Cointre (1987)	Une faïlle NE-SW du Nord des Albères
20	MAUREILLAS, 23 km au SSW de Perpignan (66)	T.A. : Miocène	Galets tronçonnés par des petites faïlles NE-SW sénestres	centimétrique	Cointre (1987)	Une faïlle NE-SW du Nord des Albères
21	ESTAVAR, 7 km au NE de Puigcerda (Espagne)	T.A. : Würm	Faïlles inverses, WNW-ESE à pendage nord	> 2 m	GEO-TER (1991) Philip et al. (1992)	Faïlle WNW-ESE de Llo-Llivia
22	OSSEJA, 6 km au SE de Puigcerda (Espagne)	T.A. : Würm	Faïlles normales, sénestres NNE-SSW (micrograben)	quelques mètres	Cointre (1987) Philip et al. (1992)	(en bordure des faïlles NE-SW de Cerdagne)
23	NAS, 20 km environ du SW de Puigcerda (Espagne)	T.A. : Mio-Pliocène	Petites faïlles inverses E-W, à pendage nord	?	Cointre (1987)	Faïlle E-W du Sud de la Cerdagne
24	TORTELLA et BESALU (Espagne), 55 km au SSW de Perpignan	T.A. : Pliocène et Quaternaire	Faïlles inverses NW-SE à pendage nord	quelques décimètres	Philip et al. (1992)	Chevauchement E-W de Vallfogonna
25	INCARCAL (Espagne), 55 km au sud de Perpignan	T.A. : Pliocène supérieur	Faïlles normales sub-méridiennes	métriques à décamétriques	Fleta et Escuer (1991)	Faïlle NE-SW de l'Ampurdan
		T.A. : Quaternaire ancien	Faïlles NNE-SSW dextres	?	GEO-TER (inédit)	
26	SERINYA (Espagne), 60 km au SSW de Perpignan	T.A. : Quaternaire	Faïlles inverses E-W à pendage sud (faïlles principales)	plusieurs mètres	Philip et al. (1992)	(en bordure d'une faïlle NE-SW de l'Ampurdan)
27	Est de SERINYA (Espagne), 60 km au sud de Perpignan	T.A. : Quaternaire et Mio-Pliocène	Faïlles normales N-S, à pendage ouest	1 à 2 m	Calvet (1982)	Faïlle NE-SW à N-S d'Albanya (Ampurdan)
28	FIGUERAS (Espagne), 50 km au sud de Perpignan	T.A. : Pliocène	Faïlles NE-SW de décrochement dextre	?	GEO-TER (inédit)	Faïlle NE-SW de Figueras (Ampurdan)

Légende : T.A. : terrains affectés ; T.N.A. : terrains non affectés.
 Miocène : -23,5 à -5,3 Ma ; Pliocène : -5,3 Ma à -1,65 Ma ; Quaternaire anté-Mindel : -1,65 Ma à -0,65 Ma ; Mindel : -650 000 à -300 000 ans ; Riss : -250 000 à -120 000 ans ; Würm : -80 000 à -10 000 ans ; Holocène : -10 000 ans à nos jours.
 Ma : million d'années.

Tableau 3 - Indices néotectoniques des Pyrénées orientales et de l'Ampurdan

4. BILAN DE SISMICITE

4.1. MACROSISMICITE HISTORIQUE ET CONTEMPORAINE

4.1.1. Données utilisées

Les données utilisées sont issues de la base de données informatisée SIRENE, laquelle rassemble l'ensemble des informations à caractère macrosismique pour la France et ses confins, acquis depuis l'an 1000 jusqu'à nos jours.

Cette banque de données est gérée et actualisée en permanence par le BRGM avec le concours d'autres organismes (CEA, EDF, ...) en vue d'obtenir un état des connaissances toujours plus approfondi et satisfaisant à la fois.

La carte des épacentres macrosismiques (planche 2) présente l'ensemble des épacentres de toutes intensités dont la localisation est très fiable à relativement fiable (qualité A à D). La date d'occurrence des événements d'intensité supérieure ou égale à VII est indiquée.

L'annexe 1 fournit la liste de ces séismes fiables et d'intensité supérieure ou égale à VI, extraite de la base SIRENE.

4.1.2. Sismicité des régions proches des sites étudiés

4.1.2.1. Pyrénées orientales, Catalogne et Languedoc occidental

Dans les Pyrénées orientales et la Catalogne, la sismicité historique est dominée par les séismes de 1427 dont la localisation dans les environs d'Olot est imprécise mais qui ont dépassé l'intensité VII-VIII et, surtout, par le séisme du 2 février 1428 ; ce dernier est situé en Espagne à 40 km au Sud de Prades et à une quinzaine de km de la frontière franco-espagnole, soit près de Camprodon (en 2°18'E ; 42°16'N, à San Juan de Las Abadessas, selon le fichier SIRENE, 1995) ou bien, plus à l'Ouest, près de Queralps et Ribes-de-Freser, selon Banda et Correig (1984 ; figure 4.1), soit à une vingtaine de kilomètres au Sud-Est de Puigcerda et Bourg-Madame (frontière franco-espagnole de Cerdagne). L'intensité épacentrale de ce séisme de 1428 serait de IX selon Banda et Correig (1984) et la base SIRENE (1995).

Dans le département des Pyrénées orientales, les séismes du Roussillon et de la Cerdagne du 27 décembre 1755, du 25 décembre 1772, du 4 février 1876 et du 28 décembre 1922, tous d'intensité épacentrale VI paraissent jalonner les failles de la Têt (secteur de Prades), de Mantet-Filhols (secteur de Canigou) ou de la Cerdagne.

Plus au Nord, quelques séismes dont le plus important est celui du 23 septembre 1922, près de Saint-Paul-de-Fenouillet (2°30' E ; 42°50' N) se situent à proximité de l'extrémité orientale de la faille nord-pyrénéenne ; ce séisme du 23 septembre 1922 a atteint l'intensité VI-VII.

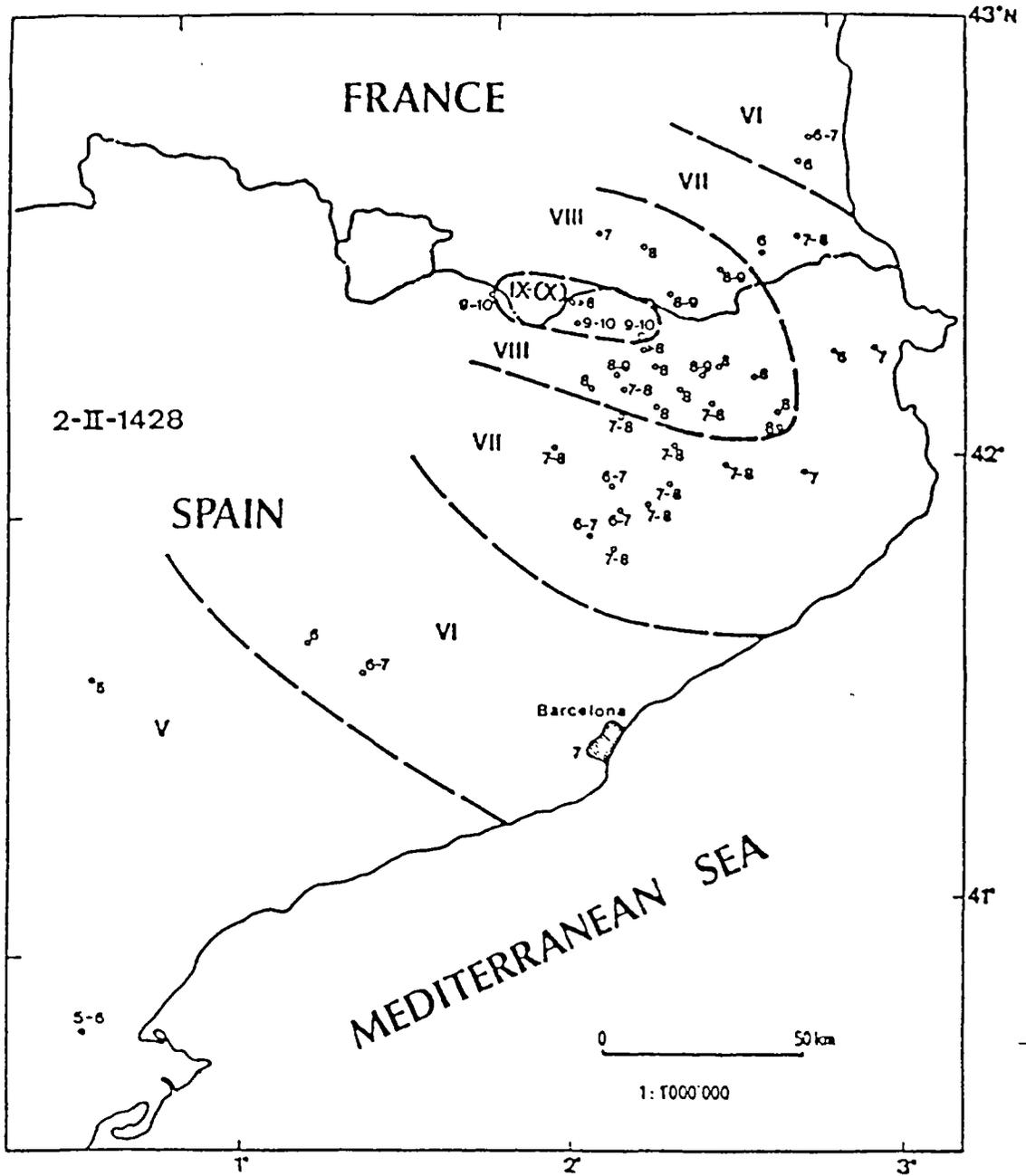


Figure 4.1 - Carte macrosismique du séisme catalan du 2 février 1428
(d'après Banda et Correig, 1984)

Tout récemment, le 18 février 1996, un séisme de magnitude $M_L=5,3$ s'est produit près de St-Paul de Fenouillet mais, du fait vraisemblablement de la profondeur de son foyer, ce séisme n'a produit que des dégâts minimes en surface (fissures de quelques maisons à St-Paul de Fenouillet et chutes de blocs rocheux). L'intensité qui sera déterminée à la suite de l'enquête macrosismique en cours, devrait être de l'ordre de VI à VI-VII.

Dans le Languedoc occidental, la sismicité est très faible (intensités généralement inférieures à VI). Cependant, entre Carcassonne et Narbonne, près de la Montagne d'Alaric (2°38' E, 43°08' N), s'est produit le 28 juin 1950 un séisme d'intensité épicentrale VI-VII (fig. 4.2) qui pourrait être lié à la présence de l'une des failles NE-SW du Languedoc.

4.1.2.2. Sud du Massif Central

La sismicité du sud du Massif Central est faible, elle se développe essentiellement dans la région de Rodez et du Velay.

Au Sud-Est, dans le Velay, à proximité du Puy, le séisme du 24 juin 1772 (3°53' E ; 45° 2' N) a atteint l'intensité VI.

Dans la région de Rodez, au Sud du plateau volcanique de l'Aubrac, un séisme d'intensité VI est connu au XXe siècle : il s'agit du séisme du 16 mai 1939 (3°6' E ; 44°22' N) situé à 30 km environ au Nord de Millau.

4.1.2.3. Languedoc oriental, Camargue et Golfe du Lion

La Camargue semble quasiment asismique. On note simplement, le 30 septembre 1946, à une vingtaine de kilomètres au nord-est de Nîmes (4°35' E ; 43°53' N), un séisme d'intensité épicentrale VI-VII à rattacher certainement à l'activité de la faille de Nîmes. De même, le 23 décembre 1982, un séisme d'intensité épicentrale évaluée à V, a été ressenti dans les villes de Montpellier et de Nîmes (cf. § 4.2.2.3).

Le Bas-Languedoc oriental semble également très peu sismique. On peut juste mentionner un séisme mal localisé (4°33' E ; 44°12' N) ressenti à Saint-Michel d'Euzet au Nord de cette région (séisme du 3 janvier 1835, d'intensité épicentrale IV-V).

Au Sud, sur les côtes du Golfe du Lion et du Roussillon, un séisme a été ressenti le 20 avril 1903. Un calcul extrapolant son intensité épicentrale en mer conduit à une intensité proche de VI.

4.1.2.4. Basse vallée du Rhône

Au sud de Montélimar, deux zones sismiques se distinguent nettement par un regroupement important d'épicentres : le Comtat Venaissin et le Tricastin. Mais les régions du Sud du Vaucluse sont également affectées par des séismes historiques notables.

La région du Tricastin est caractérisée par des essaims très denses de secousses, lesquelles, tout en étant significatives, n'ont jamais atteint des intensités très élevées. De plus, il s'agit de secousses très vite atténuées depuis l'épicentre, ce qui traduit vraisemblablement des foyers très superficiels. Les essaims de janvier à février 1773 et de juillet à août 1873 ont atteint l'intensité VII-VIII, et celui débutant le 12 mai 1934 a une intensité épicentrale VII.

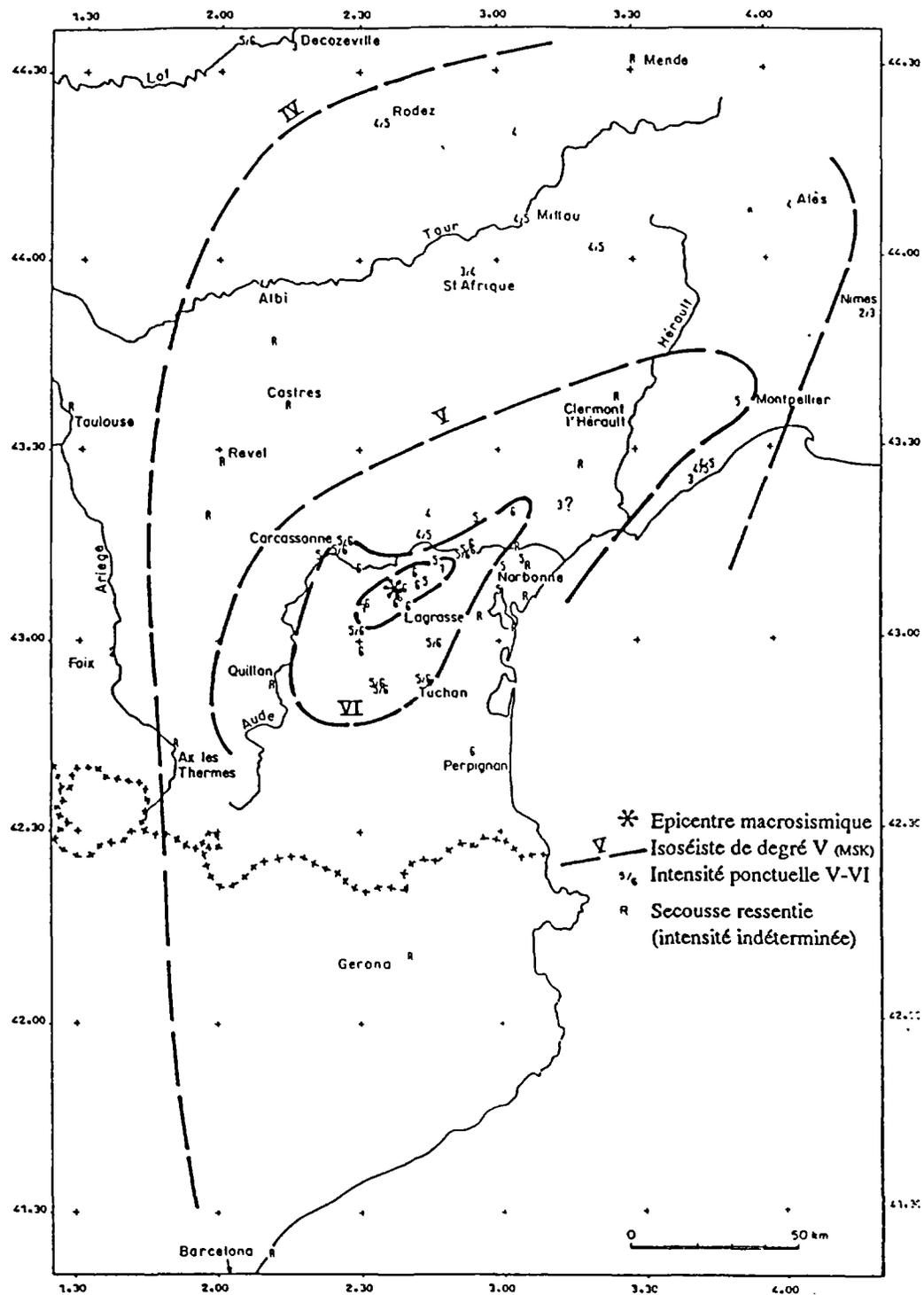


Figure 4.2 - Carte macrosismique du séisme du 28 juin 1950 dans l'Aude (d'après Godefroy, 1987)

La région du Ventoux, au Sud et à l'Ouest des Baronnies compte aussi quelques épïcètres de secousses notables : 10 avril 1905, 24 juillet 1927 et 8 juin 1952, toutes d'intensité $I_0 = VII$.

Le Comtat Venaissin, au Nord d'Avignon, est marqué par une concentration d'épïcètres s'égrenant le long du Rhône entre Caderousse et Sorgues (secteur de Roquemaure et Chateauneuf-du-Pape) : séismes du 18 novembre et du 21 décembre 1769 d'intensité $I_0 = VII$; séisme du 24 septembre 1924 d'intensité $I_0 = VI-VII$.

La région de Cavaillon et de l'Isle-sur-la-Sorgue, a été affectée par plusieurs épïcètres historiques : secousses du 15 juin 1731 ($I_0 = VI-VII$), du 14 novembre 1887 ($I_0 = VI-VII$) et du 12 juillet 1763 ($I_0 = VI-VII$).

4.1.2.5. Provence sud-occidentale

La région de la Trévaresse et des Costes, au Sud du Lubéron, est caractérisée essentiellement par le séisme de Lambesc du 11 juin 1909, d'intensité épïcétrale VIII-IX ; ce séisme est l'un des plus forts et destructeurs, connus en France métropolitaine.

La vallée de la moyenne Durance est caractérisée par un axe sismique remarquable entre Volx, Manosque et Beaumont-de-Pertuis ; il comprend en particulier les séismes du 13 décembre 1509 (Manosque, $I_0 = VIII$), du 14 août 1708 (essaim de Manosque-Sainte Tulle, $I_0 = VIII$), du 20 mars 1812 (essaim de Beaumont-de-Pertuis, $I_0 = VII-VIII$), et du 14 mai 1913 (Volx, $I_0 = VII-VIII$). Plus au Nord, dans le prolongement de cet alignement, le séisme du 19 mai 1866 d'intensité VII-VIII s'est produit près de Saint-Geniez-la-Motte.

Plus au Sud, au Nord de Marseille, le séisme du 19 février 1984 a atteint l'intensité VI.

4.1.3. Sismicité des régions éloignées des sites étudiés

Au Nord du Languedoc, dans le Massif Central, le séisme le plus important des séismes destructeurs du XV^{ème} siècle est celui de Clermont-Ferrand survenu le 1^{er} mars 1490 avec une intensité épïcétrale VIII.

La zone sismique des Alpes externes septentrionales s'étend depuis le Vercors au Sud-Ouest jusqu'aux Préalpes suisses au Nord-Est. Dans les régions du Vercors, de Belledonne et du Mont-Blanc, sont localisés les épïcètres des séismes du 25 avril 1962 et du 29 avril 1905, tous deux d'intensité épïcétrale VII-VIII, et du 22 juillet 1881 d'intensité VII (essaim d'Allemond - Saint-Jean de Maurienne). Les séismes de 1962 et 1905 correspondent à l'intensité épïcétrale la plus forte connue dans cette zone.

A l'Est, la région de Digne-Castellane montre une activité sismique culminant avec les séismes du 12 décembre 1855, d'intensité VIII, et du 30 novembre 1951, d'intensité VII-VIII.

Dans le secteur de la Vésubie, au Nord de Nice, le séisme du 15 février 1644 a atteint l'intensité VIII et celui du 20 juillet 1564 avait une intensité épïcétrale $I_0 = IX$.

Sur la Riviera italienne, au large d'Imperia, il faut signaler le séisme ligure du 23 février 1887 dont l'intensité épïcétrale est au moins égale à IX. -

A l'Ouest, à hauteur de Viella (0°50' E, 42°42' N), en Espagne, le séisme du 19 novembre 1923, situé le long de la zone de failles de l'Adour et de la Maladetta, a atteint l'intensité VIII.

4.2. SISMICITE INSTRUMENTALE

Les premiers enregistrements des séismes, sont apparus de façon commune en France dans les années 1960, avec le développement de réseaux nationaux (LDG ; ReNaSS). Ils permettent de fournir des indications utiles sur les séismes, notamment sur l'énergie rayonnée (magnitude) et la nature de la source (localisation, profondeur, mécanisme au foyer).

On peut ainsi préciser la cinématique des failles par :

- des compléments et la confirmation de la régularité de l'activité de zones sismiques révélées par la sismicité historique ;
- la mise en évidence de l'activité sismique de failles se prolongeant en zones montagneuses ou au large des côtes, comme la faille de Salon-Cavaillon au Sud de la côte méditerranéenne.

4.2.1. Données utilisées et présentation de la carte

La planche 3, hors-texte, présente les épacentres des microséismes localisés dans la zone étudiée. L'étendue de la carte permet d'obtenir une image globale de la sismicité actuelle du Languedoc-Roussillon et de ses régions limitrophes.

Les localisations sont issues du fichier de sismicité instrumentale de la France, établi par le Laboratoire de Géophysique du Commissariat à l'Energie Atomique (LDG/CEA). Ce fichier inclut tous les microséismes de magnitude supérieure ou égale à 2,5 enregistrés en France de 1962 à 1994 et couvre donc une période d'une trentaine d'années.

Sur la planche 3, une sélection des séismes de magnitude supérieure ou égale à 3,0 a été effectuée en fonction de l'incertitude dont est entachée la localisation des épacentres :

- Les séismes trop mal localisés ont été éliminés : ce sont ceux pour lesquels le nombre de phases lues est strictement inférieur à 5 et la surface de l'ellipse de confiance est supérieure à 1 500 km², soit une incertitude de localisation en gros supérieure à 20 km (rapport grand axe à petit axe de l'ellipse de confiance supérieur à 6, ce qui réduit l'extension possible de l'ellipse de confiance dans une direction).
- Une distinction a ensuite été adoptée entre les séismes de localisation fiable (le figuré est un rond plein) et ceux de localisation assez fiable (le figuré est un cercle).

On entend par localisation fiable : un nombre de phases lues supérieur ou égal à 15, une surface de l'ellipse de confiance inférieure ou égale à 300 km² (soit une erreur de localisation inférieure à environ 10 km), un rapport grand axe de l'ellipse de confiance inférieur ou égal à 3 (afin de réduire l'excentricité de l'ellipse).

Il faut garder à l'esprit cet ordre de grandeur sur les incertitudes, pour interpréter la microsismicité proche des sites et sa corrélation avec les accidents structuraux connus.

La comparaison des planches de sismicité historique (planche 2) et de sismicité instrumentale (planche 3) souligne leur complémentarité. Si l'activité sismique du sud-est de l'Andorre ressort bien sur la planche 3, ceci est moins clair sur la planche 2. Au contraire, les essais particuliers du Tricastin n'apparaissent pas sur la carte des épacentres microsismiques qui ne porte que sur une trentaine d'années. Enfin, la relative lacune d'évènements sismiques en mer Méditerranée sur la carte des épacentres macrosismiques, n'apparaît pas sur la carte des épacentres microsismiques.

4.2.2. Principales zones sismiques

4.2.2.1. Pyrénées orientales

Dans la partie orientale des Pyrénées, les séismes du 20 juillet 1983 et du 26 septembre 1984 de magnitude 3,9 et 4,4, respectivement, se sont produits dans le dôme anticlinal du Canigou et, plus au sud, à proximité de l'épicentre du séisme de 1428.

En Espagne, le séisme survenu le 19 mars 1992 dans la région de Ripoll a atteint la magnitude 4,4 et une intensité épiscopentrale égale à V.

Les séismes des 14 mars 1970 ($M_L = 4,7$), 16 mars 1970 ($M_d = 4,3$) et 5 avril 1970 ($M_L = 4,9$) soulignent la fréquence de la sismicité enregistrée au Sud-Est de l'Andorre. Ce séisme du 5 avril 1970 est le plus fort enregistré sur la zone d'étude.

Un séisme de magnitude 4,5 s'est produit le 23 avril 1981 à proximité de Quillan (35 km au Sud-Est de Foix), pratiquement sur le trajet de la faille nord-pyrénéenne qui aurait joué en décrochement sénestre. Plus récemment, des valeurs de magnitude locale M_L de 5,3 et 5,6 ont été calculées par le Servei Geologic de Catalunya et le L.D.G. pour le séisme de St-Paul-de-Fenouillet du 18 février 1996. Le mécanisme au foyer de ce séisme localisé en $42^{\circ}48'$ de latitude nord et $2^{\circ}32'$ de longitude est, soit à une cinquantaine de kilomètres à l'Est du précédent, correspond à un décrochement, soit sénestre sur une faille E-W subverticale, soit dextre sur une faille N-S, jouant sous l'action d'une compression voisine de NE-SW. Il semble donc que ce séisme soit dû à une des failles E-W de la zone nord-pyrénéenne. Son mécanisme au foyer est tout à fait semblable à celui du séisme de Quillan du 23 avril 1981.

Près de Perpignan, le séisme du 3 novembre 1978 atteint la magnitude 4,3 et l'intensité V-VI.

4.2.2.2. Sud du Massif Central et Languedoc occidental

A une vingtaine de kilomètres au Nord-Ouest de Rodez, le 18 avril 1974 un séisme de magnitude 4,0 et d'intensité V fut largement ressenti sur une surface de 4 000 km². Cet épicentre est inhabituel dans une région de faible activité sismique.

Plus au Sud, à proximité de Lodève, les séismes du 8 novembre 1963 et 29 août 1978 ont atteint la magnitude 4,0. Le dernier a une intensité épiscopentrale égale à IV-V.

4.2.2.3. Languedoc oriental, Golfe du Lion et Provence

Malgré une trentaine d'années de mesures, les données de sismicité instrumentale du Sud-Est de la France sont insuffisantes pour fournir une image représentative de la sismicité régionale et des principales zones sismiques à considérer.

Ainsi, plusieurs zones sismiques majeures (par l'intensité ou la fréquence des chocs historiques) disparaissent totalement ou en partie sur la carte de sismicité instrumentale : groupements du Tricastin et du Comtat Venaissin en basse vallée du Rhône, alignement de la moyenne Durance par exemple, région de Lambesc.

Par contre, des zones ayant une certaine activité sismique apparaissent :

- En mer Méditerranée, le séisme le plus fort est celui du 23 décembre 1982 de magnitude 4,1. La localisation par le L.D.G. de ce séisme (43°1' N ; 3°45' E) sur la carte des épacentres microsismiques (planche 2) diffère sensiblement de celles données par le BCSF (Bureau Central Sismologique Français) (43°14' N ; 3°49' E) et par l'I.S.C. (International Seismological Center) (43°5' N ; 3°46' E). D'autre part, ce séisme a été ressenti dans les seules villes de Montpellier et de Nîmes (intensité II-III). Ceci conforterait l'hypothèse d'une localisation plus au Nord-Est que celle du L.D.G.. Etant donné le nombre plus important de données prises en compte pour le calcul de la localisation par le B.C.S.F. par rapport aux autres organismes et un positionnement plus au nord-est de l'épicentre, c'est cette solution qui a été retenue.
- Il est intéressant de remarquer également une sismicité non négligeable au Sud d'Arles (séismes du 5 février 1987 : $M_l = 3,5$ et du 1er janvier 1993 : $M_l = 3,6$) et au Sud de Fos-sur-Mer dans le prolongement méridional de la faille de Salon-Cavaillon. Cette sismicité n'apparaissait pas sur la carte des épacentres macrosismiques (planche 2).
- En Provence, c'est principalement au front de la Chaîne de l'Etoile que se localise la sismicité instrumentale. Le séisme le plus fort de cette région est celui du 19 février 1984 ($M_l = 4,3$; $I_0 = VI$), déjà mentionné avec les données macrosismiques.

5. SYNTHÈSE SISMOTECTONIQUE

La synthèse sismotectonique a pour but d'établir les liens existant entre l'activité sismique, les mécanismes de déformation actuels et leur expression au niveau de certaines structures tectoniques.

Pour cela, on s'efforce de reconstituer la typologie des déformations récentes à actuelles induites par les contraintes régionales, et d'appréhender les mécanismes de déformation des structures, en surface et en profondeur.

Cette synthèse débouche, dans un premier temps, sur le schéma sismotectonique de la planche 4 ; elle aboutit ensuite, au cours d'une 2ème étape, à la définition des unités sismotectoniques représentées sur la carte de la planche 5.

5.1. ELABORATION DU SCHEMA SISMOTECTONIQUE

Après une confrontation des données de base, on s'efforce d'établir un document volontairement schématique et interprétatif, faisant ressortir clairement le "modèle" proposé de la répartition et de la typologie des déformations sismogènes actuelles.

5.1.1. Réalisation du fond structural

Celui-ci comporte le tracé des failles décelées en surface et en profondeur. Les premières sont celles mentionnées sur les cartes géologiques, et les secondes proviennent des investigations géophysiques et de l'étude des forages profonds. On s'efforce généralement de ne conserver que les failles d'au moins 10 km de longueur.

5.1.2. Détermination du jeu actuel des failles

Le jeu normal, inverse ou décrochant des failles a été déterminé, lorsqu'il existait des observations directes des mouvements plio-quadernaires ou des données sur les contraintes, localisées à proximité des failles et pouvant être mises en relation avec elles.

Pour une faille donnée, on a indiqué son jeu actuel sur l'ensemble de son tracé dans la mesure où il est défini sans ambiguïté et ne présente pas de changement important de direction.

Parfois, l'indication du sens de mouvement issu des observations néotectoniques a été pondéré par l'adjonction d'une composante du mouvement déduite de manière logique des données sur la contrainte.

5.1.3. Définition des directions de contraintes et des régimes de déformation régionaux

Les directions régionales de contrainte sont déduites des résultats des mesures effectuées en forage et des calculs des mécanismes au foyer sélectionnés (Grellet et al., 1993), qui ont été regroupés, confrontés et synthétisés. Pour définir les régimes de déformation régionaux, il a été tenu compte également des observations néotectoniques.

Ainsi ont été retenus :

- en Provence, une contrainte N-S ($N 0^\circ$), correspondant à un régime tectonique décrochant-compressif ;
- dans le Sud du Massif Central, au Sud des Limagnes, un régime décrochant-distensif et une contrainte maximale NNW-SSE ($N 140^\circ E$) ;
- dans le centre et le Sud des Pyrénées orientales, un régime décrochant-compressif et une contrainte maximale $N 150^\circ E$, direction tenant compte des données des mécanismes au foyer ($N 120^\circ E$, d'après les séismes des 20/07/1983, 26/09/1984 et du 19/03/1992 et des données néotectoniques ($N 180^\circ E$ en moyenne).

Par contre, dans le Bas-Languedoc, la contrainte régionale n'a pas été définie, en raison de la contradiction existant actuellement entre les données disponibles sur les contraintes et les données néotectoniques.

5.1.4. Report de la sismicité

Une sélection d'épicentres macrosismiques fiables (qualité A, B, C, D) et d'épicentres microsismiques de séismes de magnitude supérieure ou égale à 3,0 a été reportée sur le schéma sismotectonique de la planche 4.

Les paléoséismes de Valveranne (près de Manosque) et de Courthézon (entre Orange et Avignon) ont été également reportés sur le schéma sismotectonique, avec une taille de figuré compatible avec l'échelle de représentation des magnitudes des événements microsismiques.

5.2. DÉFINITION DES UNITÉS SISMOTECTONIQUES

5.2.1. Démarche générale

5.2.1.1. Grands domaines structuraux, néotectoniques et zones sismiques

A partir du schéma sismotectonique interprétatif et des données de base, sont définis :

- les **grands domaines structuraux** pouvant présenter un comportement mécanique propre et les accidents majeurs qui les délimitent ;
- les **grands "domaines néotectoniques"** caractérisés par un type de déformation récentes et actuelles (distensif, compressif, décrochant-distensif, décrochant-compressif, etc.) et un certain champ de contraintes ;
- les **zones sismiques** telles que dessinées par les épicentres historiques et instrumentaux connus ; l'activité de ces zones est caractérisée en première approche (fréquence des secousses, intensité ou magnitude maximale connue, etc.).

On s'efforce, ensuite, d'interpréter la répartition de ces zones sismiques en fonction de divers arguments :

- leur association aux "domaines néotectoniques" ou à des zones de transition entre domaines néotectoniques différents ;
- les corrélations pouvant être vérifiées entre des foyers sismiques et des accidents géologiques particuliers. Ces corrélations sont principalement recherchées pour les séismes les plus forts qui doivent traduire l'existence de sources sismiques de taille importante, associables à des failles majeures ;
- les particularités de certaines de ces zones sismiques, soulignées à la fois par les données historiques et instrumentales, concordant avec des particularités du contexte structural et néotectonique, par exemple : les concentrations notables de foyers sismiques apparaissant à l'intersection de systèmes structuraux majeurs et/ou dans des zones de transition entre domaines à déformations récentes et actuelles différents. De même, une attention particulière est accordée aux zones caractérisées par une très faible activité sismique pour rechercher, au moins à titre d'hypothèse, les arguments géologiques qui pourraient justifier cette "stabilité apparente" et sa validité sur des périodes de temps plus longues que celles couvertes par les observations sismiques.

5.2.1.2. Distinction de divers types d'unités sismotectoniques

Finalement, différents types d'unités sismotectoniques sont identifiés, délimités et caractérisés ; ces différents types d'unités peuvent être :

- *des domaines sismotectoniques* :

délimités par des accidents tectoniques ou des systèmes d'accidents majeurs, ils correspondent à des domaines structuraux où la sismicité est homogène ("background sismique"), sauf le long de failles particulières (structures sismogènes), contenues au sein de ces domaines ou les recoupant. Le "background" sismique est défini par les séismes que l'on ne peut rattacher à ces structures

sismogènes. Il correspond à des événements généralement faibles ($I_0 \leq VI$; $M < 4,5$), que l'on considère plausibles en tout point du domaine. En effet, ils peuvent résulter de la réactivation de failles mineures qui, en l'état actuel des connaissances, peuvent ne pas être toutes décelées.

- *des structures sismogènes :*

il peut s'agir de failles actives bien identifiées ou parfois, notamment pour des zones sismiques plus profondes, de contacts entre blocs structuraux dont la nature et la géométrie exactes sont moins bien connues (domaine pyrénéen par exemple).

Ces structures sismogènes peuvent limiter les domaines, être au sein des domaines ou les recouper. Elles sont caractérisées par un type de déformation actuel et une certaine activité sismique. Lorsqu'un type de structure sismogène se retrouve en plusieurs endroits d'une région, on définit une famille de structures sismogènes pour lesquelles on admet la même activité sismique. C'est le cas, par exemple, des failles de Nîmes et de la moyenne Durance.

- *des systèmes de structures sismogènes :*

lorsque les familles de structures sismogènes sont suffisamment denses, elles constituent un système de structures sismogènes qui est finalement, un type de domaine sismotectonique où le "background" sismique peut être de niveau élevé.

Les diverses unités définies pour la région Languedoc-Roussillon ont été reportées sur la planche 5, hors texte.

5.2.1.3. Détermination des séismes de référence

A chaque unité sismotectonique présentant une sismicité significative est attribué un séisme de référence. Celui-ci est le plus fort connu à l'intérieur de l'unité considérée. Il est caractérisé par son intensité épacentrale et aussi par la profondeur de son foyer et sa magnitude (tableau 4).

Selon la démarche déterministe utilisée pour l'évaluation de l'aléa sismique régional, conformément à la réglementation en vigueur, on admet qu'un séisme, de caractéristiques identiques au séisme de référence, est susceptible de se produire en n'importe quel point de l'unité sismotectonique auquel le séisme de référence est rattaché.

5.2.2. Unités sismotectoniques du Sud du Massif Central et du Languedoc méditerranéen

- *Domaine sismotectonique du sud du Massif Central (D1, planche 5)*

Ce domaine est caractérisé essentiellement par l'affleurement du socle hercynien et par la présence d'une anomalie gravimétrique fortement négative qui doit être due à l'existence de granites comme ceux de la Margeride, du Mont Lozère ou de l'Aigoual. Il est affecté par des failles N-S à NNE-SSW et d'autres E-W à NW-SE.

La sismicité y est très faible : les seuls séismes notables sont situés dans le Nord de Rouergue où le plus intense, celui du 16 mai 1939 (d'intensité VI), situé au Nord de Millau, paraît lié aux failles WNW-ESE à NW-SE du bassin permio-mésozoïque du "détroit" de Rodez, lesquelles jouent actuellement de façon normale.

Ce domaine est limité :

- à l'Ouest, par les failles de Villefranche-de-Rouergue et de Toulouse qui prolongent vers le sud le grand sillon houiller du Massif Central ;
 - au Sud, par les chevauchements frontaux nord-pyrénéens ;
 - au Sud-Est, par la zone des failles des Cévennes et son prolongement sud-ouest, représenté par des failles de même direction, qui séparent le domaine D1 du domaine D2.
- *Domaine sismotectonique du Bas-Languedoc occidental* (D2 ; planche 5)

Ce domaine inclut la majeure partie des Corbières du Minervois et du Saint Chinianais.

Comme le domaine précédent, il est limité au Sud par les chevauchements nord-pyrénéens et par la terminaison nord-est de la faille de la Têt ; le fossé de l'Hérault marque sa limite est.

Ce domaine a été affecté à l'Eocène par des plis et chevauchements "pyrénéens" qui affectent la couverture méso-cénozoïque et sont recoupés par des failles normales oligo-miocènes d'orientation moyenne NE-SW.

Il montre une faible sismicité qui culmine avec le séisme de l'Aude du 28 juin 1950, d'intensité épacentrale égale à VI-VII. Ce séisme pourrait être dû à une faille NE-SW qui a rejoué pendant le Quaternaire.

- *Domaine sismotectonique du Languedoc oriental* (D3 ; planche 5)

Ce domaine, situé à l'Est du fossé de l'Hérault, est limité par les failles de Nîmes, des Cévennes et par la zone du Tricastin. Il présente des analogies avec le domaine D2 précédent : sa couverture mésozoïque est affectée de plis, chevauchements et décrochements d'âge "pyrénéen" (éocène), qui sont recoupés par des failles normales oligocènes et miocènes dont l'orientation varie de NE-SW à N-S.

Cependant, la sismicité y est extrêmement faible, le séisme le plus fort connu s'étant produit le 3 janvier 1835 avec une intensité de IV-V seulement.

- *Système de structures sismogènes du Tricastin* (S5 ; planche 5)

Cette unité particulière se situe à l'intersection des failles NW-SE du Velay, des failles NE-SW du Languedoc et des Alpes externes septentrionales, et enfin des failles N-S de la vallée du Rhône.

Il est caractérisé par une sismicité très particulière : essaims très denses de secousses non négligeables mais ne dépassant jamais l'intensité VII-VIII et surtout très vite atténuées à partir de l'épicentre, ce qui traduit vraisemblablement des foyers très superficiels. Le séisme le plus important servant de référence est celui du 19 juillet 1873 d'intensité VII-VIII.

- *Domaine sismotectonique du golfe du Lion et du Roussillon (D6 ; planche 5)*

Ce domaine correspond à la marge passive continentale constituée en bordure de l'océan liguro-provençal, à la fin de l'Oligocène et pendant le Miocène. Il est caractérisé par une croûte continentale amincie, affectée de failles le plus souvent NE-SW dont le pendage s'atténue très vite vers le bas, aux environs de 5 km de profondeur. Le socle hercynien est ici présent, directement sous des terrains mio-plio-quadernaires. Sa bordure sud correspond sensiblement avec le talus continental (cote - 2000 m) qui marque le passage de la croûte continentale à la croûte océanique. A l'Ouest, ce domaine est limité par la faille catalane, mais le bassin néogène du Roussillon lui a été rattaché en raison de la continuité de failles normales NE-SW.

La sismicité de ce domaine, presque entièrement marin, paraît faible ; le plus fort séisme connu est celui du 20 avril 1903, d'intensité épiscopale égale à VI.

5.2.3. Unités sismotectoniques de Provence et de Camargue

- *Faille sismogène de Nîmes (FNI, planche 5)*

Cette faille NE-SW, sénestre à composante inverse, présente une activité sismique surtout développée dans le secteur où elle traverse le Rhône, entre Roquemaure et Châteauneuf-du-Pape.

Dans ce secteur, le plus fort séisme connu, pouvant être rattaché à cette faille est celui du 21 décembre 1769 d'intensité épiscopale $I_0 = VII$. Toutefois, par analogie de fonctionnement géodynamique avec la faille de la moyenne Durance, le séisme de référence servant à la définition du S.M.H.V. (séisme maximal historiquement vraisemblable) pour la faille de Nîmes, est le même que celui connu sur la faille de la moyenne Durance, soit celui du 14 août 1708, d'intensité épiscopale VIII.

Par ailleurs, l'analyse de ruptures de surface observées dans le Quaternaire de Courthézon (Combes et al., 1995), à environ 10 km à l'Est du Rhône, dans le segment nord-est de la faille de Nîmes, révèle l'existence d'au moins deux paléoséismes dont la magnitude serait de l'ordre de 6,5, mais dont la période de retour serait de 60 000 à 120 000 ans, soit de l'ordre de 10^4 à 10^5 ans.

Ainsi, d'une part, l'activité sismique de la faille de Nîmes apparaît essentiellement liée à son segment nord-est (cf. § 2.2.6) ; ce dernier s'étendant des environs de Nîmes, au Sud-Ouest, jusqu'à sa jonction avec les failles inverses du Mont Ventoux, au Nord-Est.

D'autre part, il semble judicieux d'admettre sur ce segment, la possibilité d'occurrence d'un séisme analogue aux paléoséismes découverts à Courthézon. On précisera toutefois, que la prise en compte de tels séismes qui donnent des valeurs de séisme maximal plausible, sort du strict cadre de l'application de la démarche déterministe réglementaire. Il n'en reste pas moins qu'ils fournissent des informations précieuses, qu'il reste à considérer pour la définition des mouvements sismiques à retenir sur les sites (cf. chapitre 7 : Conclusion).

- *Domaine sismotectonique de Camargue (D4 ; planche 5)*

Ce domaine correspond, sur le continent, au maximum de l'amincissement crustal oligo-miocène ayant entraîné la formation de grabens NE-SW dans lesquels ont pu se développer jusqu'à 5 000 m d'épaisseur de sédiments cénozoïques.

Il est limité, au Nord-Est, par la faille de Nîmes et, à l'Est, par la faille de Salon-Cavaillon ; il est bordé au Sud par le domaine du golfe du Lion. A l'Est d'Arles, le massif des Alpilles, partie ouest

du système de structures sismogènes S4, correspond à une incursion de cette unité dans le domaine camarguais.

La sismicité du domaine camarguais est peu développée ; elle culmine avec le séisme du 23 décembre 1982, d'intensité épiscopale VI.

- *Domaine sismotectonique provençal* (D5 ; planche 5)

Ce domaine est caractérisé par des structures chevauchantes d'âge pyrénéen parfois reprises à l'alpin et affectant la couverture post-hercynienne ; ces structures sont recoupées par des failles normales oligocènes.

Ce domaine est limité, à l'Ouest, par la faille de Salon-Cavaillon, au Nord et au Nord-Est par la faille de Ventoux-Lure et par les chevauchements de Digne et Castellane ; il est bordé au Sud par le domaine du golfe du Lion et par l'océan liguro-provençal.

La sismicité n'y est pas très développée ; le séisme le plus fort connu, servant de référence est celui du 19 février 1984 d'intensité épiscopale VI, situé à proximité du front chevauchant de l'Etoile, au Nord de Marseille.

- *Système de structures sismogènes des chevauchements nord-provençaux* (S4 ; planche 5)

Ce système correspond aux chevauchements et failles inverses E-W apparus ou réactivés au Miocène terminal. Ces structures affectent la couverture post-hercynienne qui montre ici une épaisseur de plus de 5 000 m ; elles sont recoupées par des décrochements de direction NE-SW.

La sismicité rattachée à ces structures est relativement forte ; elle atteint l'intensité VIII-IX avec le séisme de Lambesc du 11 juin 1909 qui est l'un des plus forts séismes historiques connus, à l'intérieur du territoire français métropolitain.

- *Faille sismogène de Ventoux-Lure* (FVL ; planche 5)

Cette faille E-W, chevauchante vers le Nord, est d'âge essentiellement alpin (Miocène supérieur). Elle s'étend de l'intersection des failles de Nîmes et de Salon-Cavaillon, à l'Ouest, jusqu'à sa jonction avec la faille de la Moyenne-Durance, à l'Est.

La sismicité qui lui est associée est relativement modérée ; le séisme de référence est celui du 8 juin 1952, d'intensité épiscopale VII.

- *Faille sismogène de Salon-Cavaillon* (FSC ; planche 5)

Cette faille subméridienne inclut un ancien petit graben oligocène (NNE-SSW). Elle joue actuellement en décrochement avec vraisemblablement une composante normale. Elle se développe depuis le golfe du Lion, au Sud, jusqu'à l'intersection des failles de Nîmes et du Ventoux au Nord.

Elle donne naissance à d'assez nombreux séismes historiques, dans sa partie nord, et instrumentaux, à son extrémité sud ; le séisme de référence est celui du 14 novembre 1887, d'intensité épiscopale VI-VII.

- *Faille sismogène de la moyenne Durance* (FMD ; planche 5)

Elle correspond en fait à la faille de la moyenne Durance sensu stricto, relayée vers le Sud par la faille d'Aix de même direction, NNE-SSW. La longueur de cet ensemble, depuis le chevauchement de Digne, au Nord, jusqu'au golfe du Lion, au Sud, est de 150 km environ.

Cette ancienne faille, vraisemblablement tardi-hercynienne, a rejoué en faille normale à regard ouest pendant l'Oligocène, et elle joue actuellement en décrochement sénestre parfois à composante inverse, et ce depuis la fin du Miocène.

La sismicité historique et instrumentale est surtout développée à proximité de la zone de relais, mais il semble également que quelques petits séismes instrumentaux, se produisent à son extrémité sud, au large de Marseille.

Le séisme de référence est celui du 14 août 1708, d'intensité épiscopale VIII et de magnitude voisine de 5. Les résultats d'études de paléosismicité réalisés près de Manosque, dans la partie nord de la zone de relais, indiquent cependant que des séismes plus forts, de magnitude de l'ordre de 6,5, pourraient se produire sur cet accident sismogène.

5.2.4. Unités sismotectoniques des Pyrénées orientales

- *Système de structures sismogènes des failles nord-pyrénéennes orientales* (S1 ; planche 5)

Cette unité correspond pour l'essentiel à la zone nord-pyrénéenne orientale, au sein de laquelle sont inclus plusieurs massifs cristallins. Elle induit une anomalie gravimétrique positive. De plus, il est nécessaire de faire intervenir ici une anomalie lithosphérique pour expliquer les données sismiques profondes : il semble exister, au niveau des massifs nord-pyrénéens, un chevauchement très profond, à vergence sud de la partie inférieure de la lithosphère, avec une imbrication l'une dans l'autre des structures crustales et lithosphériques des plaques ibérique et européenne (Souriau et al., 1992).

Ses limites sont : au Nord, les chevauchements frontaux nord-pyrénéens, au Sud, la faille nord-pyrénéenne qui la sépare de l'unité de la zone axiale orientale (S2), à l'Ouest, la zone des failles de l'Adour et de la Maladeta, au Sud-Est, la faille de la Têt.

Les failles de cette unité sont généralement inverses, de direction proche de E-W, subverticales au Sud, comme la faille nord-pyrénéenne, et inclinées vers le Sud, à la limite nord de l'unité. Quelques failles transverses NE-SW s'individualisent parfois en recoupant les structures E-W.

La sismicité y est relativement faible et le séisme maximum connu, pris comme référence, est celui du 23 septembre 1922 d'intensité épiscopale VI-VII. De plus, un séisme, d'intensité épiscopale sensiblement égale, s'est produit dans le même secteur, le 18 février 1996.

- *Système de structures sismogènes de la zone axiale orientale* (S2 ; planche 5)

Cette unité correspond à la partie orientale de la zone axiale, dans laquelle affleurent les roches paléozoïques tectonisées à l'Hercynien et reprises au Pyrénéen. Elle est affectée par des failles E-W, anciens chevauchements ou décrochements, et par de nombreuses failles NW-SE qui sont d'anciens décrochements dextres hercyniens ; elle est traversée par la grande faille de la Têt et de Cerdagne.

Elle est limitée, par la faille nord-pyrénéenne, au Nord, par la faille de la Maladeta, à l'Ouest, par les chevauchements sud-pyrénéens, au Sud, et par l'unité du golfe du Lion et du Roussillon (D6), à l'Est.

Cette unité de la zone axiale des Pyrénées orientales montre une sismicité relativement fréquente, mais de faible intensité ; le séisme de référence, le plus fort connu, est celui du 21 juin 1950, situé entre la Principauté d'Andorre et la Maladeta, d'intensité épiscopentrale VI.

- *Système de structures sismogènes des chevauchements sud-pyrénéens orientaux* (S3 ; planche 5)

Cette unité correspond à la racine des chevauchements sud-pyrénéens orientaux, qui affectent et déplacent vers le Sud, la couverture post-hercynienne et son substratum.

Le front méridional de ces structures chevauchantes paraît être représenté principalement par le chevauchement de Vallfogona, tandis que le chevauchement de Ribes-Camprodon marque la limite nord de la zone d'enracinement de ces structures sud-pyrénéennes.

La sismicité de cette zone est relativement bien développée ; elle est surtout caractérisée par l'occurrence du fort séisme du 2 février 1428, d'intensité épiscopentrale IX, attribué à cette zone de racines, et qui est pris comme séisme de référence.

- *Faille sismogène de l'Adour et de la Maladeta* (FAM ; planche 5)

Il s'agit d'une série de failles NW-SE se relayant et traversant la zone axiale et la zone nord pyrénéenne, en subdivisant la chaîne pyrénéenne en deux parties : occidentale et orientale.

Des séismes moyens à forts jalonnent cette zone surtout dans ses parties centrale et septentrionale (dans le Nord de la zone axiale). Le séisme de référence est celui de Viella, du 19 novembre 1925, et d'intensité épiscopentrale VIII.

- *Faille de la Têt et de Cerdagne* (FTC ; planche 5)

Les failles de Cerdagne et de la Têt de direction NE-SW à E-W ont joué au Miocène et au Pliocène en failles normales et plusieurs critères néotectoniques indiquent qu'elles ont rejoué en régime compressif-décrochant pendant le Quaternaire.

Elles paraissent développer une sismicité relativement fréquente mais assez modérée. Le séisme pouvant être pris comme référence est celui du 28 décembre 1922, d'intensité épiscopentrale VI.

UNITES SISMOTECTONIQUES		SEISMES DE REFERENCE
<input type="checkbox"/>	DOMAINES SISMOTECTONIQUES	(hors ceux rattachés aux structures sismogènes)
D1	: Sud du Massif Central	16 mai 1939 (Io = VI)
D2	: Bas Languedoc occidental	28 juin 1950 (Io = VI-VII)
D3	: Bas Languedoc oriental	3 janvier 1835 (Io = IV-V)
D4	: Camargue	23 décembre 1982 (Io = V)
D5	: Provence	19 février 1984 (Io = VI)
D6	: Golfe du Lion et Roussillon	20 avril 1903 (Io = VI)
UNITES SISMOTECTONIQUES		SEISMES DE REFERENCE
<input type="checkbox"/>	SYSTEMES DE STRUCTURES SISMOGENES	
S1	: Failles nord-pyrénéennes orientales	23 septembre 1922 (Io = VI-VII)
S2	: Zone axiale pyrénéenne orientale	21 juin 1950 (Io = VI)
S3	: Zone des racines des chevauchements sud-pyrénéens orientaux	2 février 1428 (Io = IX)
S4	: Chevauchements nord-provençaux	11 juin 1909 (Io = VIII-IX)
S5	: Zone du Tricastin	19 juillet 1873 (Io = VII-VIII)
<input type="checkbox"/>	FAILLES SISMOGENES	
FAM	: Faille de l'Adour et de la Maladeta	19 novembre 1923 (Io = VIII)
FMD	: Faille de la moyenne Durance	14 août 1708 (Io = VIII)
FNI	: Faille de Nîmes (segment nord-est)	14 août 1708 (Io = VIII)
FSC	: Faille de Salon-Cavaillon	14 novembre 1887 (Io = VI-VII)
FTC	: Faille de la Têt et de Cerdagne	28 décembre 1922 (Io = VI)
FVL	: Faille de Ventoux-Lure	8 juin 1952 (Io = VII)

Tableau 4 - Unités sismotectoniques et séismes de référence associés

6. DETERMINATION DE L'ALEA SISMIQUE REGIONAL

La démarche déterministe revient à considérer que des séismes analogues aux séismes historiques sont susceptibles de se produire en tout point des unités sismotectoniques auxquelles ils sont rattachés et, notamment, en un lieu entraînant la configuration la plus pénalisante pour le site considéré.

La détermination des Séismes Maximaux Historiquement Vraisemblables (S.M.H.V.) se fait donc à partir des séismes les plus forts connus, ou séismes de référence, que l'on considère comme pouvant se reproduire :

- au droit du site, lorsque ces séismes appartiennent à l'unité sismotectonique contenant le site ;
- au point le plus proche du site pour les séismes externes à cette unité.

Pour la distinction des séismes proches et des séismes lointains (notion retenue par la circulaire d'application de l'arrêté du 10 mai 1993), il est nécessaire de séparer, en un premier temps, le cas des séismes internes à l'unité, contenant le site, de celui des séismes externes à cette unité :

- pour les séismes internes, la distinction proche/lointain est basée sur la profondeur focale h inférieure ou supérieure à 10 km, respectivement ;
- quant aux séismes externes à l'unité, ce sont pour la plupart des séismes lointains ; toutefois, les séismes externes peu profonds ($h < 10$ km) restent des séismes proches pour des sites peu éloignés de la limite des deux unités, soit jusqu'à une distance site/limite telle que la distance focale R soit inférieure ou égale à 10 km.

Le contexte sismotectonique particulier de la zone d'étude, pour l'analyse duquel on dispose de plusieurs données de paléosismicité, mérite que l'on revienne sur la démarche déterministe réglementaire, préconisée pour l'évaluation de l'aléa sismique régional, sur les sites d'installations classées.

Dans ce cadre réglementaire, le S.M.H.V., associé à chaque unité sismotectonique identifiée, est déduit du séisme le plus fort historiquement connu, c'est-à-dire au cours de la période de temps pour laquelle on dispose de témoignages (au mieux les dix derniers siècles pour la France métropolitaine).

Afin de prendre en compte toutes les incertitudes propres à la démarche, la notion de S.M.S. (Séisme Majoré de Sécurité) a été introduite par une augmentation d'une unité de l'intensité du S.M.H.V. A l'intensité, ainsi définie, du S.M.S. est associée, de façon forfaitaire, une probabilité annuelle d'occurrence de 0,0001, soit une période de retour du séisme correspondant, de 10 000 ans.

Ces notions de S.M.H.V. et de S.M.S. qui font référence à une période de retour donnée, doivent être complétées par celle du "Séisme Maximum Plausible" ; cette dernière ne fait pas partie du cadre strictement réglementaire actuel, mais elle peut être considérée pour l'évaluation de l'aléa sismique, lorsque les données géologiques (longueur et géométrie des failles) et paléosismiques sont suffisamment étoffées. Ce séisme correspond au séisme le plus fort plausible, susceptible de se produire sur une faille donnée, sans référence à une période de temps, ce qui le différencie des notions de S.M.H.V. et S.M.S. précédentes.

Pour la région étudiée, les résultats des études par paléosismicité indiquent que des séismes de magnitude de l'ordre de 6,5, pourraient se produire sur le segment nord-oriental de la faille de Nîmes, et sur la faille de la moyenne Durance, soit des séismes plus forts que le S.M.S. associé à ces structures. Dans l'état actuel, la réglementation, qui date de 1993, ne prend pas en compte les résultats de ces études, pour la plupart très récentes. Par ailleurs, le Groupe d'Etudes sur le Risque Spécial (GERS), réuni sous l'égide de l'Association Française du Génie Parasismique (AFPS), n'ayant pas encore abordé le problème des modalités de prise en compte de ces données de paléosismicité dans un cadre réglementaire, le parti a été pris de suivre scrupuleusement les termes de la circulaire d'application de l'arrêté ministériel du 10 mai 1993.

Ainsi, les résultats sont donnés, pour chaque site, sous forme, d'une part, des intensités correspondant respectivement au S.M.H.V. et au S.M.S. et, d'autre part, de l'accélération maximale du sol à période nulle, pour la composante horizontale du mouvement sismique. Ceci étant, il a malgré tout été tenu compte des données de paléosismicité, pour les sites proches des failles majeures, sur lesquelles ces données ont été observées (sites de Sète et Frontignan). Elles fournissent alors un argumentaire pour l'adoption du niveau minimal réglementaire de l'accélération de calage des spectres de réponse élastique au rocher.

6.1. UNITES SISMOTECTONIQUES RESTANT A CONSIDERER SUR LES SITES ETUDIES

La sélection des unités sismotectoniques restant à considérer pour déterminer l'aléa sismique régional, est faite en fonction de leur distance minimale (Δ) aux sites étudiés, et de l'intensité épiscopale de la secousse la plus forte propre à chaque unité (I_0 max). Les unités dont le couple (I_0 max, Δ) entraîne une situation moins pénalisante pour les sites ont été éliminées.

Les unités conservées sont les suivantes :

- **Domaines sismotectoniques**

- D1 : Sud du Massif Central (16 mai 1939 ; $I_0 = VI$),
- D2 : Bas-Languedoc occidental (Corbières, Minervois, Saint-Chinianais) (28 juin 1950 ; $I_0 = VI-VII$),
- D3 : Languedoc oriental (3 janvier 1835 ; $I_0 = IV-V$)
- D6 : Golfe du Lion et Roussillon (20 avril 1903 ; $I_0 = VI$).

- **Système de structures sismogènes**

- S1 : failles nord-pyrénéennes orientales (23 septembre 1922 ; $I_0 = VI-VII$),
- S2 : zone axiale pyrénéenne orientale (21 juin 1950 ; $I_0 = VI$),
- S3 : zone des racines des chevauchements sud-pyrénéens orientaux (2 février 1428 ; $I_0 = IX$),
- S4 : chevauchements nord-provençaux (11 juin 1909 ; $I_0 = VIII-IX$),
- S5 : zone du Tricastin (19 juillet 1873 ; $I_0 = VII-VIII$).

- **Structures sismogènes**

- FAM : Faille de l'Adour et de la Maladetta (19 novembre 1923 ; $I_0 = VIII$),
- FNI : Faille de Nîmes (14 août 1708 ; $I_0 = VIII$),
- FTC : Failles de la Têt et de Cerdagne (28 décembre 1922 ; $I_0 = VI$).

6.2. DETERMINATION DES CARACTERISTIQUES FOCALES DES SEISMES DE REFERENCE

L'intensité susceptible d'être ressentie sur un site donné dépend notamment des caractéristiques des S.M.H.V. suivantes : intensité épacentrale, profondeur focale et magnitude, et de l'atténuation des ondes sismiques, depuis la source jusqu'au site.

Ces premières sont directement déduites de celles des séismes de référence. La plupart de ces séismes appartenant à la période historique, antérieure aux enregistrements instrumentaux, il a été nécessaire de calculer leur profondeur focale et leur magnitude, à partir des intensités macrosismiques.

Dans les paragraphes suivants, 6.2.1 et 6.2.2 sont exposées les méthodes empiriques utilisées pour les calculs.

6.2.1. Détermination de la profondeur focale

Le calcul de la profondeur focale repose sur différentes lois empiriques de décroissance de l'intensité en fonction de la distance focale. Différentes méthodes reposant sur ces lois ont été proposées par divers auteurs : Blake (1941), Shebalin (1957, 1959 a et b) et Sponheuer (1960). Dans cette étude, nous avons utilisé essentiellement la méthode de Sponheuer. Cette méthode graphique permet de calculer la profondeur "macrosismique" d'un séisme à partir de plusieurs couples de données (distances épacentrales, intensités). L'équation de base sur laquelle repose la méthode de Sponheuer est :

$$I_0 - I = \Delta I = 3 \log \frac{\sqrt{r^2 + h^2}}{h} + 1,3\alpha(\sqrt{r^2 + h^2} - h)$$

où :

ΔI : différence entre l'intensité épacentrale (I_0) et l'intensité (I_n) observée à une distance (r) de l'épicentre.

r : distance épacentrale,

h : profondeur focale,

α : coefficient d'absorption.

La méthode a été automatisée et permet d'ajuster au mieux les coefficients de l'équation générale par différentes régressions.

Les résultats de ces calculs ont été confrontés aux profondeurs déterminées au cours des études régionales antérieures et à celles proposées par divers auteurs comme notamment Levret et al. (1994).

6.2.2. Détermination de la magnitude

A partir des valeurs de profondeur focale (h) et de l'intensité épacentrale (I_0) de chaque séisme, la magnitude (M) est calculée à partir de l'équation de Levret et al. (1994) :

$$M = 0,44 I + 1,48 \log_{10} R + 0,48$$

avec : I : intensité macrosismique (ici $I = I_0 =$ intensité épacentrale)
R : distance focale (dans ce cas $R = h$: profondeur focale).

Cette équation, établie à partir de 73 séismes récents enregistrés sur l'ensemble de la France, garantit l'homogénéité de la détermination de la magnitude.

6.3. CALCUL DE L'ATTENUATION DES INTENSITES

6.3.1. Démarche adoptée

Lorsque le séisme de référence est interne à l'unité du site, l'intensité du S.M.H.V. sur le site est égale à l'intensité épacentrale du séisme de référence, celui-ci étant supposé se reproduire au droit du site.

Lorsque le séisme de référence est externe à l'unité du site et qu'il ne peut être considéré comme une source proche, c'est-à-dire lorsque le site est suffisamment éloigné de la limite de l'unité, l'intensité du S.M.H.V. sur le site est calculée à partir de l'atténuation de l'intensité en fonction de la distance minimale envisageable (Δ) du S.M.H.V. au site.

Pour cela, deux approches sont possibles :

- appliquer un modèle d'atténuation de l'intensité, adapté à la région considérée,
- déduire directement l'intensité sur le site, par translation de l'isoséiste du séisme de référence à l'intérieur de l'unité ou le long de la structure sismogène, de façon à considérer la situation la plus pénalisante.

Le modèle d'atténuation généralement retenu est de la forme :

$$I - I_0 = a + b \log r + cr$$

où : r = distance épacentrale
a, b et c = constantes à déterminer

Appliqué aux diverses régions françaises, ce modèle a permis d'aboutir à des lois régionales simples (Despeyroux et Godefroy, 1986). Les inconvénients de cette loi sont, d'une part, de s'appliquer seulement lorsque $r \geq 10$ km et, d'autre part, de ne pas prendre en compte la profondeur des séismes.

C'est pourquoi, il paraît nettement préférable d'utiliser l'atténuation directement observée, indiquée par les enquêtes macrosismiques et le tracé des isoséistes, lorsque le nombre de données macrosismiques permet d'effectuer ce tracé.

6.3.2. Lois d'atténuation utilisées

A chaque fois que cela était possible, la méthode consistant à modéliser l'atténuation par les courbes isoséistes du séisme de référence a été choisie.

Pour les séismes de référence, dont il n'était pas possible de tracer les isoséistes, faute d'un nombre suffisant d'intensités ponctuelles, nous avons utilisé, les lois calculées par Hendrickx (1981), utilisées pour certaines zones du Sud-Est de la France.

Dans tous les autres cas où l'on ne peut utiliser une des méthodes ci-dessus pour déterminer l'intensité du S.M.H.V., la loi de Levret et al. (1994) a été utilisée. A partir de la magnitude M d'un séisme, cette loi permet de calculer l'intensité I, en un point situé à une distance R de la source (distance focale).

$$I = 2,27 M - 3,36 \log_{10} R - 1,09$$

6.4. RESULTATS

Les sites industriels ont été numérotés de 1 à 7 comme indiqué sur la planche 5.

Comme il est rappelé au début du chapitre 6 et conformément à la circulaire d'application de l'arrêté du 10 mai 1993, une distinction a été faite entre les sources lointaines (séismes dont la distance focale au site est supérieure à 10 km) et les sources proches (distance focale inférieure à 10 km).

Sur l'ensemble des séismes de référence présentés en 6.1, ne subsistent plus, après calculs, que 3 séismes s'avérant comme les plus pénalisants quant à l'intensité ressentie sur chacun des sites considérés. Il s'agit des séismes des 2 février 1428 (IX), 16 mai 1939 (VI) et 28 juin 1950 (VI-VII).

Les niveaux sismiques atteints sur chaque site sont exprimés sous la forme, d'une part, de leurs intensités S.M.H.V. et S.M.S. et, d'autre part, de leur accélération maximale de calage au rocher, afin de pouvoir les comparer avec les valeurs d'accélération forfaitaires préconisées par l'article 4 de l'arrêté du 10 mai 1993.

6.4.1. Intensité des S.M.H.V. et S.M.S.

Le site 1 (Les Escaldes) se trouve dans la zone axiale pyrénéenne orientale (unité S2), non loin de la zone des racines des chevauchements sud-pyrénéens orientaux (unité S3), dont le séisme de référence est le fort séisme du 2 février 1428 ($I_0 = IX$). Le S.M.H.V. déduit de ce séisme entraîne une intensité VIII sur ce site.

Pour les sites de Port-la-Nouvelle (2), Narbonne (3) et Béziers (7), l'intensité du Séisme Maximum Historiquement Vraisemblable (S.M.H.V.) est celle du séisme du 28 juin 1950 qui fait référence dans le Bas-Languedoc occidental, soit VI-VII. Ce séisme ramené au droit des sites 2, 3 et 7, soit à une distance focale de 13 km, constitue la source lointaine (distance focale supérieure à 10 km), à prendre en compte pour le calcul des mouvements sismiques.

De même, le séisme du 28 juin 1950 détermine le S.M.H.V. des sites de Sète (5) et Frontignan (6) où il induit une intensité V-VI. Pour le site de Salindres (4), c'est le séisme du 16 mai 1939,

ramené à une distance focale de 15 km, qui constitue le S.M.H.V. ; l'intensité résultante du S.M.H.V. sur le site est égale à VI.

Les S.M.H.V. ci-dessus, se situant tous à une distance focale supérieure à 10 km, constituent pour les sites industriels une source lointaine. Aucun séisme proche n'est à prendre en compte.

Les intensités des S.M.H.V. et S.M.S. pour chaque site sont données dans le tableau 7.

6.4.2. Accélération maximale de calage au rocher

Les mouvements sismiques de référence à prendre en compte pour les calculs de dimensionnement ou de vérification des structures, doivent être donnés sous la forme de spectres de réponse qui fournissent les valeurs des déplacements, vitesses et accélérations, en fonction de la fréquence. Bien qu'une telle opération n'ait pas été prévue initialement, nous avons malgré tout calculé l'accélération de calage des spectres de réponse au rocher horizontal affleurant, sans tenir compte des caractéristiques géotechniques des sols spécifiques à chacun des sites. Ce calcul a été fait à partir des caractéristiques des sources sismiques retenues pour la définition des S.M.H.V. L'accélération de calage correspond à l'accélération maximale du sol qui pourrait être enregistrée, pour un site rocheux, lors de l'occurrence d'un séisme de caractéristiques identiques à celle du S.M.H.V.

Plusieurs lois récentes de corrélation entre les caractéristiques des S.M.H.V. (magnitude M , distance focale R) et l'accélération horizontale maximale du sol (a_{\max}) qui en résulte sur un site standard, de type rocher ferme à moyen, ont été utilisées pour le calcul de l'accélération de calage, prise à une fréquence de 25 Hz sur les 7 sites étudiés.

Ces lois sont présentées dans le tableau 5.

Le calcul des accélérations horizontales maximales du sol, au rocher, à partir des caractéristiques des S.M.H.V. (magnitude et distance focale) doit être majoré afin d'obtenir une accélération correspondant au niveau du S.M.S.

Selon la Règle Fondamentale de Sûreté n° I-2c des installations nucléaires de base à laquelle fait référence la circulaire d'application de l'arrêté du 10 mai 1993, cette majoration peut s'effectuer de deux façons différentes :

- les spectres S.M.S. sont obtenus directement à partir du spectre S.M.H.V. à 5% d'amortissement, en utilisant les facteurs de majoration k , fonction de la fréquence et correspondant aux rapports existant entre les spectres des séismes d'intensité respectivement égale à VI-VII et VII-VIII ;
- à défaut, "faute de données suffisantes, les coefficients multiplicateurs sont pris constants et égaux à deux pour toutes les fréquences".

En pratique, la première méthode, consistant à calculer directement les coefficients de majoration k pour des distances focales allant de 10 à plus d'une centaine de kilomètres, conduit à une valeur proche de 1,5 pour une fréquence de 25 Hz. C'est cette valeur que nous retiendrons, pour le calcul des accélérations horizontales maximales de calage correspondant au S.M.S. sur les sites industriels, pour un site rocheux.

Les valeurs d'accélération, calculées pour les 7 sites, à partir des 5 lois retenues, leur moyenne, leur écart type et l'accélération résultant de l'application du facteur 1,5 sur cette moyenne, sont indiqués dans le tableau 6.

Le tableau 7 rassemble l'ensemble des caractéristiques des S.M.H.V. et l'accélération maximale de calage au rocher, avec, à titre de comparaison, pour les zones 0 et Ia, l'accélération de calage préconisée par l'article 4 de l'arrêté du 10 mai 1993.

Numéro de loi	Auteurs	Nombre de séismes	Nombre d'enregistrements	Origine des enregistrements	Magnitude	Distance (km)	Loi d'atténuation (à 25 Hz)
1	RFS n° I-2c (1981) B. et G. Mohammadioun (1980)	/	576	Ouest des Etats Unis	ML 4,0 - 7,7	15 - 250	$\log_{10} a \text{ (cm.s}^{-2}\text{)} = 1,77 + 0,287 M - 0,972 \log_{10} R$
2	Petrovski (1986)	46	120	Yougoslavie, Italie du Nord et Grèce du Nord	3,0 - 7,0	8 - 200	$\ln a \text{ (cm.s}^{-2}\text{)} = 7,248 + 0,4778 M - 1,33 \ln R$
3	G. Mohammadioun (1993)	/	869	Etat Unis	ML 4,0 - 7,7	1 - 250	$\log_{10} a \text{ (cm.s}^{-2}\text{)} = 2,145 + 0,112 M - 0,4671 \log_{10} R$
4	Mohammadioun et Pecker (1993)	23	56	Californie	ML 5,0 - 7,7	3 - 136	$\log_{10} a \text{ (cm.s}^{-2}\text{)} = 2,139 + 0,1637 M - 0,728 \log_{10} R$
5	Ambraseys (1995)	332	828	Europe 25°N-60°N 20°W-80°E	Ms 4,0 - 7,3	6 - 1300	$\log_{10} a \text{ (g)} = - 1,06 + 0,245 M - 0,00045 R - 1,016 \log_{10} R$

Tableau 5 - Lois d'atténuation utilisées pour la détermination de l'accélération maximale horizontale au rocher sur les sites

Sites étudiés	Séisme de référence et intensité épiscoptrale		Distance focale minimale au site (km)	Intensité du SMHV sur le site	Intensité du SMS sur le site	Accélérations (g) obtenues à partir des différentes lois utilisées (niveau SMHV)					Moyenne \pm Ecart type $x \pm \sigma$ (g) (niveau SMHV)	Accélération maximale de calage au rocher (g) (niveau SMS)
	Magnitude équivalente	Profondeur focale (km)				Loi 1	Loi 2	Loi 3	Loi 4	Loi 5		
(1) Les Escaldes	02/02/1428 (IX) 6,0	8	18	VIII	IX	0,19	0,20	0,17	0,16	0,13	$0,17 \pm 0,02$	0,26
(2) Port-la-Nouvelle	28/06/1950 (VI-VII) 5,0	13	13	VI-VII	VII-VIII	0,13	0,15	0,16	0,14	0,11	$0,14 \pm 0,02$	0,21
(3) Narbonne	28/06/1950 (VI-VII) 5,0	13	13	VI-VII	VII-VIII	0,13	0,15	0,16	0,14	0,11	$0,14 \pm 0,02$	0,21
(4) Salindres	16/05/1939 (VI) 4,9	15	15	VI	VII	0,11	0,13	0,14	0,12	0,09	$0,12 \pm 0,02$	0,18
(5) Sète	28/06/1950 (VI-VII) 5,0	13	30	V-VI	VI-VII	0,06	0,08	0,10	0,08	0,05	$0,07 \pm 0,02$	0,11
(6) Frontignan	28/06/1950 (VI-VII) 5,0	13	32	V-VI	VI-VII	0,06	0,08	0,10	0,07	0,04	$0,07 \pm 0,02$	0,11
(7) Béziers	28/06/1950 (VI-VII) 5,0	13	13	VI-VII	VII-VIII	0,13	0,15	0,16	0,14	0,11	$0,14 \pm 0,02$	0,21

Tableau 6 - Valeurs des accélérations maximales horizontales de calage au rocher sur les sites

Sites étudiés	Séismes de référence	Intensité épacentrale (M.S.K.)	Magnitude équivalente	Profondeur focale (km)	Distance focale minimale au site (km)	Intensité du S.M.H.V. sur le site (M.S.K.)	Intensité du S.M.S. sur le site (M.S.K.)	Accélération maximale de calage au rocher (g)	Décret du 14 mai 1991 Arrêté du 10 mai 1993	
									Zone de sismicité	Accélération de calage (g)
(1) Les Escaldes	02/02/1428	IX	6,0	8	18	VIII	IX	0,26	II	/
(2) Port-la-Nouvelle	28/06/1950	VI-VII	5,0	13	13	VI-VII	VII-VIII	0,21	Ia	0,20
(3) Narbonne	28/06/1950	VI-VII	5,0	13	13	VI-VII	VII-VIII	0,21	0	0,15
(4) Salindres	16/05/1939	VI	4,9	15	15	VI	VII	0,18	0	0,15
(5) Sète	28/06/1950	VI-VII	5,0	13	30	V-VI	VI-VII	0,11	0	0,15
(6) Frontignan	28/06/1950	VI-VII	5,0	13	32	V-VI	VI-VII	0,11	0	0,15
(7) Béziers	28/06/1950	VI-VII	5,0	13	13	VI-VII	VII-VIII	0,21	0	0,15

Les S.M.H.V. ci-dessus se situant tous à une distance focale supérieure à 10 km, ils constituent pour les sites industriels une source lointaine. Aucun séisme proche n'est à prendre en compte.

Tableau 7 - Caractéristiques des S.M.H.V. et accélérations de calage sur les sites industriels du Languedoc-Roussillon

7. CONCLUSION

Afin d'évaluer l'aléa sismique sur les 7 sites de la région Languedoc-Roussillon : Salindres, Frontignan, Sète, Béziers, Narbonne, Port-la-Nouvelle et les Escaldes, les niveaux d'agression sismique à considérer ont été fixés selon une démarche déterministe, basée sur une analyse sismotectonique régionale.

Cette étude sismotectonique a consisté en une analyse des données sismiques, structurales et néotectoniques (déformations récentes et contraintes actuelles). La discussion de la validité de ces données de base, leur confrontation et leur interprétation en termes sismotectoniques a conduit à une sélection des données les plus sûres, débouchant sur le schéma sismotectonique présenté sur la planche 4. C'est un document volontairement interprétatif qui cherche à mettre en relief, en fonction des connaissances actuelles, les liens qui peuvent être envisagés entre l'activité sismique, observée et potentielle, et les structures géologiques connues. Elle aboutit à la définition d'unités sismotectoniques (domaines, structures et systèmes de structures sismogènes) auxquelles sont attribués des Séismes Maximaux Historiquement Vraisemblables, par référence aux séismes maximaux connus dans ces domaines et sur ces structures (planche 5), et, par suite, des Séismes Majorés de Sécurité (S.M.S.).

Conformément à la circulaire d'application de l'arrêté du 10 mai 1993, le calcul des intensités susceptibles d'être induites sur les sites par les S.M.H.V. et par les S.M.S., a été fait en déplaçant ces séismes à l'intérieur ou le long des unités sismotectoniques auxquelles ils sont rattachés, de façon telle qu'ils se trouvent en position la plus pénalisante pour chacun des sites considérés.

Seuls trois S.M.H.V. induisent les plus fortes intensités sur les sites considérés. Ces S.M.H.V. sont déduits des séismes de référence des 2 février 1428 ($I_0 = IX$), 16 mai 1939 ($I_0 = VI$) et 28 juin 1950 ($I_0 = VI-VII$).

L'intensité du séisme du 28 juin 1950 détermine le niveau du S.M.H.V. du domaine sismotectonique du Bas-Languedoc occidental (unité D2) auquel il appartient, soit une intensité de degré VI-VII. Ce S.M.H.V. concerne 3 sites : Port-la-Nouvelle, Narbonne et Béziers, à la verticale desquels il est déplacé, conformément à la législation. Il concerne également les sites de Sète et Frontignan pour lesquels l'intensité I_{SMHV} est égale à V-VI.

Pour le site des Escaldes, l'intensité induite par le S.M.H.V. de l'unité S3, par référence au séisme du 2 février 1428, est égale à VIII.

Pour le site de Salindres, l'intensité I_{SMHV} , déduite du séisme du 16 mai 1939, appartenant au domaine D1, est égale à l'intensité épicentrale de ce séisme, soit VI.

Les intensités I_{SMS} sur les sites sont égales aux intensités I_{SMHV} augmentées de un degré (cf. tableau 7).

Les accélérations horizontales maximales du sol, pour un site rocheux, qui doivent servir de calage aux spectres de réponse élastique utilisables pour le dimensionnement ou la vérification des structures, sont déduites de lois d'atténuation récentes. Elles ont été ensuite confrontées aux valeurs forfaitaires d'accélération de calage, telles que définies dans l'article 4 de l'arrêté du 10 mai 1993 pour les zones 0 et Ia du zonage sismique de la France (décret du 14 mai 1991).

Les valeurs des accélérations maximales de calage, calculées au rocher, sont légèrement supérieures à l'accélération forfaitaire préconisée par l'arrêté du 10 mai 1993, pour les sites de Narbonne, Béziers et, dans une moindre mesure, Salindres. Elles sont équivalentes pour le site de Port-la-Nouvelle. Pour les sites de Sète et de Frontignan, elles restent inférieures.

On soulignera toutefois que, pour ces deux derniers sites, le S.M.H.V. rattaché au segment nord-est de la faille de Nîmes a été déduit du séisme du 14 août 1708 ($I_0 = VIII$). Ce séisme est le plus fort (et le plus récent) connu le long de la faille de la moyenne Durance, semblable du point de vue géodynamique à la faille de Nîmes. Sur ces deux failles, de récentes études de paléosismicité, développées au cours des trois dernières années, ont montré que des séismes plus forts (magnitudes proches de 6 à 6,5) que celui de 1708, s'y étaient produits, avec des périodes de retour de l'ordre de 10^4 à 10^5 ans.

La prise en compte de tels séismes conduirait à majorer d'une unité les intensités des S.M.H.V. et S.M.S. définies pour les sites de Salindres, Sète et Frontignan.

Aussi, bien que la réglementation actuelle ne tienne pas compte des données de cet ordre, et dans l'optique d'une démarche sécuritaire minimale, nous préconisons, pour le calage des spectres de réponse élastiques au rocher, de conserver l'accélération forfaitaire minimale de 0,15 g, préconisée pour les installations situées en zone 0 de sismicité.

Le tableau suivant synthétise finalement l'ensemble des résultats.

Sites	ISMHV	ISMS	Accélération de calage du spectre de réponse élastique au rocher
(1) Les Escaldes	VIII	IX	0,26
(2) Port-la-Nouvelle	VI-VII	VII-VIII	0,21
(3) Narbonne	VI-VII	VII-VIII	0,21
(4) Salindres	VI	VII	0,18
(5) Sète	V-VI	VI-VII	0,15
(6) Frontignan	V-VI	VI-VII	0,15
(7) Béziers	VI-VII	VII-VIII	0,21

Il est rappelé que les valeurs des accélérations de calage des spectres de réponse élastiques correspondent à un site rocheux. Il devra être tenu compte, le cas échéant, des conditions particulières de site (nature et épaisseur des formations superficielles), pour procéder au calcul des mouvements sismiques de référence à retenir, pour le dimensionnement ou la vérification du comportement des structures, sous sollicitations sismiques. Une attention particulière devra par ailleurs être portée aux potentialités de liquéfaction des sols, notamment pour les sites littoraux comme celui de Port-la-Nouvelle.

Compte tenu de ces résultats, le spectre forfaitaire peut être utilisé sur les sites de Sète et de Frontignan.

Pour les autres sites, et celui des Escaldes en particulier, pour lequel l'accélération de calage est la plus élevée, un calcul spécifique de spectre serait plus approprié. Le simple calage de la forme spectrale forfaitaire fournie par l'arrêté du 10 mai 1993, aux accélérations préconisées, conduirait effectivement à des niveaux plus pénalisants, dans le domaine des basses fréquences, que ceux qui seraient vraisemblablement obtenus à partir des caractéristiques propres des séismes de référence.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AMBERT P. (1977) - Déformation tectonique d'une terrasse quaternaire de la Cesse à Bize (Aude). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 113, n° 1-2, p. 147-151.
- AMBRASEYS N.N. (1995) - The prediction of earthquake peak ground acceleration in Europe. *Earthquake Engineering and structural dynamics*, vol. 24, p. 467-490.
- ARTHAUD F., MATTAUER M. (1972) - Présentation d'une hypothèse sur la genèse de la virgation pyrénéenne du Languedoc et sur la structure profonde du golfe du Lion. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 274, D, p. 524-527.
- ARTHAUD F., OGIER M., SEURET M. (1981) - Géologie et géophysique du Golfe du Lion et de sa bordure nord. *Bull. BRGM*, sect. I, n° 3, p. 175-193.
- AUDEMARD F. (1989) - Néotectonique du Languedoc méditerranéen : examen critique et synthèse des données existantes. DEA, tectonique, USTL Montpellier.
- AUTRAN A., LEFORT J.P., DEBGLIA N., EDEL J.B., VIGNERESSE J.L. (1994) - Gravity and magnetic expression of terranes in France and their correlation beneath overstep sequences. In : Pre-Mesozoic geology in France and related areas, J.D. Keppie (Ed.), Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- BARRIERE J., BOUSQUET J.C., TONI S. (1973) - Données nouvelles sur la néotectonique des Costières du Gard. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 277, D., p. 285-288.
- BIROT P., GOTTIS M., MOULINE M., PAQUEREAU M. (1968) - Néotectonique sur le versant nord-ouest de la Montagne Noire. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 267, D., p. 1815-1816.
- BLAKE A. (1941) - On the estimation of focal depth from macroseismic data. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 31, n° 3, p. 225-231.
- BLES J.L., TERRIER M., GHAFIRI A., SEBRIER M., SAURET B., GODEFROY P., MARTIN C. (1995a) - Neotectonics and palaeoseismicity in Provence : contribution to the evaluation of seismic hazard. 5th Int. Conf. Seismic Zonation, October 17-19, 1995, Nice, vol. II, p. 1461-1472.
- BLES J.L., TERRIER M., GHAFIRI A., SEBRIER M., SAURET B., GODEFROY P., MARTIN C. (1995b) - Neotectonics and palaeoseismicity in Provence : contribution to the evaluation of seismic hazard. VIe Séminaire Maghrébin de Génie parasismique, Tunis, décembre 1995 (à paraître).
- BONNET A. (1977) - Stratigraphie et tectonique du Plio-Quaternaire du Languedoc oriental. *Bull. Soc. Et. nat. Nîmes*, t. 55, p. 71-132.
- BURLET D. (1991) - Détermination du champ de contrainte régional à partir de tests hydrauliques en forages : résultats de neuf expérimentations in-situ réalisées en France. Thèse Doct., spéc. géophys. interne, Paris VII.
- CALVET M. (1982) - Etude géomorphologique des massifs des Albères- Roc de France et de leurs piémonts (Pyrénées orientales catalanes). Thèse 3e cycle, Univ. Paris I, 2 vol., 502 p.

CARBON D., COMBES P., CUSHING M., GRANIER T. (1993) - Enregistrement d'un paléoséisme dans des sédiments du Pléistocène supérieur dans la vallée du Rhône : quantification de la déformation. *Géologie alpine*, 69, p.33-48.

COINTRE M. (1987) - Etude néotectonique des Pyrénées orientales. DEA, Univ. Montpellier.

COMBES P. (1981) - Néotectonique de la basse vallée de l'Hérault (rive droite) et de la faille des Cévennes. DEA, Univ. Montpellier.

COMBES P., CARBON D., CUSHING M., GRANIER T., VASKOU P. (1993) - Mise en évidence d'un paléoséisme pléistocène supérieur dans la vallée du Rhône : implications sur les connaissances de la sismicité en France. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 317, sér. II., p. 689-696.

COMBES P., GRELLET B. (1995) - Etude néotectonique de la région Languedoc-Roussillon. Rapport GEO-TER, n° GTR/BRG/0995-35.

CORNET F.H., BURLET D. (1992) - Stress field determinations in France by hydraulic tests in boreholes. *J. Geophys. Res.*, vol. 97, n° B8, p. 11829-11849.

CORPEL J., DEBEGLIA N. (1989) - Réinterprétation de données géophysiques sur le territoire français. Rapport BRGM, n° 88 DT046 GPH.

DELOUIS B., HAESSLER H., CISTERNAS A., RIVERA L. (1993) - Stress tensor determination in France and neighbouring regions. *Tectonophysics*, vol. 221, p. 413-437.

DESPEYROUX J., GODEFROY P. (1985) - Nouveau zonage sismique de la France en vue de l'application des règles parasismiques de construction et de la mise en oeuvre des plans d'exposition aux risques (PER). Rapport BRGM, n° 85 SGN 508 GEG.

DESPEYROUX J., GODEFROY P. (1986) - Nouveau zonage sismique de la France. La Documentation française, Paris.

ELLENBERGER F., GOTTIS M. (1967) - Sur les jeux de failles pliocènes et quaternaires dans l'arrière-pays narbonnais. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), vol. IX, fasc. 2, p. 135-159.

ELLENBERGER F. et al. (1987) - Carte géologique de la France Capendu à 1/50 000. Publ. BRGM, Orléans.

FLETA J., ESCUER J. (1991) - Estudi de les deformacions recents a Catalunya per a l'avaluació de la perillositat sísmica (primers resultats). Rapport interne Servei geològic de Catalunya, 57 p.

GABERT P. (1965) - Phénomènes périglaciaires du Quaternaire supérieur et néotectonique dans la région de l'étang de Berre (Basse Provence occidentale). C.R. 90e Congr. Soc. sav., sect. sci., p. 75-88.

GABLE R. (1986) - Température, gradient et flux de chaleur terrestre : mesures, interprétation. *Doc. BRGM*, n° 104, 188 p.

GHAFIRI A. (1995) - Paléosismicité de failles actives en contexte de sismicité modérée : application à l'évaluation de l'aléa sismique dans le Sud-Est de la France. Thèse Univ. Paris XI-Orsay.

GHAFIRI A., SAURET B., ROSIQUE T., BLES J.L., SEBRIER M. (1993) - Mise en évidence d'un paléoséisme sur la faille de la moyenne Durance. Coll. Mesures de la déformation récente et actuelle, Chambéry, 18-19 mai 1993, *Géol. alp.*, sér. spéc. Rés. coll., n° 2, p. 24-25.

GORINI C. (1993) - Géodynamique d'une marge passive : le golfe du Lion (Méditerranée occidentale). Thèse, Univ. Paul Sabatier, Toulouse III, 256 p.

GORINI C., MAUFFRET A., GUENNOC P., LE MARREC A. (1994) - Structure of the Gulf of Lions (Northwestern Mediterranean Sea) : a review. In : Hydrocarbon and petroleum geology of France, A. Mascle (Ed.), Paris 1992, European Assoc. Petroleum Geologists, Springer-Verlag, n° 4, p. 223-243.

GRELLET B., COMBES P., GRANIER T., PHILIP H. (1993) - Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique avec atlas de 23 cartes au 1/4 000 000 et une carte au 1/1 000 000. *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., n° 164, 2 vol.

GUENNOC P., DEBEGLIA N., GORINI C., LE MARREC A., MAUFFRET A. (1994). - Anatomie d'une marge passive jeune (Golfe du Lion, Sud France) : apports des données géophysiques. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, vol. 18, n° 1, p. 33-57.

HIRN A. (1980) - Le cadre structural profond d'après les profils sismiques. In : Evolutions géologiques de la France, A. Autran et J. Dercourt (Eds), *Mém. BRGM*, n° 107, p. 34-39.

LEVRET A., BACKE J.C., CUSHING M. (1994) - Atlas of macroseismic maps for French earthquakes with their principal characteristics. *Natural Hazards*, 10, p. 19-46.

MATTAUER M. (1990) - Une autre interprétation du profil ECORS Pyrénées. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), n° 2, p. 307-311.

MOHAMMADIOUN B., (1993) - Exploitation de la banque de données des mouvements forts de l'IPSN : révision des coefficients de corrélation de calcul des spectres à l'aide d'ensembles de données acquises lors de séismes importants récents. 3e Colloque National AFPS "Génie parasismique et aspects vibratoires dans le génie civil", vol. III, ASA, p. 1-10.

MOHAMMADIOUN B., MOHAMMADIOUN G. (1980) - Analyse des données sur les mouvements forts actuellement disponibles au DSN/SESRS/BERSSIN. Rapport technique SESRS, n° 15.

MOHAMMADIOUN B., PECKER A. (1993) - Préviation du mouvement sismique au rocher à partir des données de mouvements forts actuellement disponibles. 3e Colloque National AFPS "Génie parasismique et aspects vibratoires dans le génie civil", vol. III, ASA, p. 23-31.

MUNOZ J.A., CASAS J.M., MARTINEZ A., VERGES J. (1988) - An introduction to the structure of the Southeastern Pyrenees : the Ter-Freser cross-section. Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics, April 11-15, 1988, Barcelona, p. 8-57.

MUNOZ J.A., MARTINEZ A., VERGES J. (1986) - Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, vol. 8, n° 3/4, p. 399-405.

NICOLAS M., SANTOIRE J.P., DELPECH P.Y. (1990) - Intraplate seismicity : new sismotectonic data in Western Europe. *Tectonophysics*, vol. 179, p. 27-53.

PASQUAL G. (1978) - Présence d'une faille à rejeu quaternaire au Cellier des Princes, Courthézon (Vaucluse). *Géol. médit.*, vol. 5, n° 3, p. 325-326.

PETROVSKI D. (1986) - Probabilistic approach for evaluation of seismic design parameters. Specialists meeting on earthquake ground motion and antiseismic evaluation of nuclear power plants, Moscou, URSS, mars 1986.

PHILIP H. (1977) - Synthèse néotectonique du Languedoc-Roussillon. Rapport et cartes inédits.

PHILIP H., BOUSQUET J.C., ESCUER J., FLETA J., GOULA X., GRELLET B. (1992) - Présence de failles inverses d'âge quaternaire dans l'Est des Pyrénées : implications sismotectoniques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 314, sér. II, p. 1239-1245.

SAPIN M., HIRN A. (1974) - Results of explosion seismology in the southern Rhône valley. *Ann. Geophys.*, t. 30, fasc. 2, p. 181-202.

SAURET B. (1988) - La prise en compte des failles actives dans le cadre des PER sismiques des Bouches-du-Rhône et des Alpes-Maritimes. In : Les mouvements sismiques pour l'ingénieur, Réunion-débats A.F.P.S.

SHEBALIN N.V. (1957) - Sootnosheniye mezhdu balnostyu i intensivnostyu zemletryaseniya v zavisimosti ot glybiny achaga. *Byul. Sov. Seysmol.*, n° 6, p. 122-126.

SHEBALIN N.V. (1959) - Correlation between magnitude and intensity of earthquakes : asthenosphere. *Publ. BCIS, Tr. Sc.*, A20, p. 31-37.

SHEBALIN N.V. (1959) - Opredeleniye glubiny ochaga po makroseysmicheskim dannym s uchetom vliyaniya sloya ponizhennoy skorosti. *Trudy Inst. Fiz. Zeml. ANSSSR*, 5 (172), p. 100-113.

SOURIAU A., NJIKE-KASSALA J.D., MARTEL L., VADELL M. (1992) - Structure lithosphérique sous les Pyrénées. 14e R.A.S.T., Toulouse, Soc. géol. Fr (Ed.), Paris.

SPONHEUER W. (1960) - Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik. *Freiberger Forschungshefte*, C88, 177 p.

TERRIER M. (1991) - Néotectonique de la Provence occidentale (France) : vers une analyse multicritère des déformations récentes. Application à la classification des structures sismogènes. Thèse Univ. Provence. *Doc. BRGM*, n° 207.

VALETTE M., BENEDICTO A. (1995) - Chevauchements gravitaires halotectoniques dans le bassin distensif de Camargue (marge du golfe du Lion, SE de la France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 166, n° 2, p. 137-147.

ANNEXE 1

LISTE DES EPICENTRES MACROSISMIQUES

FIABLES A RELATIVEMENT FIABLES

(catégories A à D)

D'INTENSITE EPICENTRALE $I_0 \geq VI$ M.S.K.

extraits du fichier SIRENE et localisés

entre 1°00'E et 6°00'E et entre 41°50'N et 44°30'N)

1. LE FICHER SIRENE

Les données macrosismiques sont établies par le BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) à partir d'enquêtes macrosismiques, d'archives, de coupures de presse ... Elles sont gérées par la chaîne de traitement SIRENE (Système Informatique de Rassemblement des Événements Naturels Existants).

Les informations relatives à chaque séisme sont réparties en trois bordereaux.

- **Le bordereau d'identification**, qui contient le numéro d'identification du séisme, ses dates et heures d'occurrence, sa nature : vrai séisme, séisme douteux, faux séisme), sa spécification (séisme principal : Z ou blanc ; précurseur : P ; réplique : R ; essaim : E ; etc...).

- **Le bordereau "épicentre"**, dans lequel figurent les coordonnées géographiques, définies comme celles du barycentre de l'aire pléistoséiste et l'intensité épicentrale, avec des indices de qualité :

- indices de qualité relatifs à la localisation :

A : aire pléistoséiste bien circonscrite : localisation très fiable

B : aire pléistoséiste moyennement circonscrite : localisation fiable

C : aire pléistoséiste non totalement circonscrite : localisation assez fiable

D : localisation présumée fiable : épicentres déterminés sans pouvoir tracer d'isoséistes

- indices de qualité relatifs à l'intensité épicentrale :

A : très fiable

B : fiable

C : peu fiable, à préciser

E : présumée

K : intensité calculée.

Sont donnés parfois, le rayon moyen de perception du séisme, avec un indice de qualité, et le rayon d'une isoséiste bien définie.

- **Le bordereau des localités** ayant ressenti les secousses sismiques, avec, pour chacune, le code INSEE et le nom de la commune, ses coordonnées géographiques, l'intensité ressentie avec un indice de qualité sur sa détermination et, éventuellement, les effets naturels associés (mouvements de terrain, raz-de-marée, effets sur l'eau, phénomènes lumineux).

2. L'INTENSITE MACROSISMIQUE ET L'EHELLE M.S.K.

L'intensité macrosismique, en un lieu donné, est évaluée à l'aide de l'échelle M.S.K. (MEEDVEDEV, SPONHEUER, KARNIK) qui classe en 12 degrés les effets d'un séisme à partir des réactions de la population, des dommages sur les constructions, de la transformation de l'environnement.

L'échelle M.S.K. peut être résumée ainsi :

Degré	1 ou I	:	secousse non perceptible
	2 ou II	:	secousse à peine perceptible
	3 ou III	:	secousse faiblement ressentie
	4 ou IV	:	secousse largement ressentie
	5 ou V	:	réveil des dormeurs
	6 ou VI	:	frayeur et premiers dommages
	7 ou VII	:	dommages aux constructions
	8 ou VIII	:	destruction de bâtiments
	9 ou IX	:	dommages généralisés aux constructions
	10 ou X	:	destruction générale des constructions
	11 ou XI	:	catastrophe
	12 ou XII	:	changement du paysage

Pratiquement, l'octroi des demi-degrés est devenu une habitude lorsqu'il est difficile de trancher en raison, soit d'un manque d'information, soit, au contraire, de la prolifération d'informations divergentes.

EPICENTRES MACROSISMIQUES SELECTIONNES
entre 1°00'E et 6°00'E , 41°50'N et 44°30'N
Intensité épacentrale supérieure ou égale à : 6
qualité de la localisation comprise entre A et D

'	NUMEVT	'	JOUR	MOIS	ANNEE	'	Q	LONGITUDE	LATITUDE	'	Q	I	INTENSITE	'
*	1140107	*	13	3	1427	*	D	2.36	42.01	*	C		7.5	*
*	1140108	*	19	3	1427	*	D	2.36	42.01	*	C		8.0	*
*	1140014	*	2	2	1428	*	B	2.18	42.16	*	C		9.0	*
*	0040002	*	13	12	1509	*	D	5.47	43.50	*	C		8.0	*
*	0040005	*	14	8	1708	*	C	5.46	43.49	*	B		8.0	*
*	0840006	*	15	6	1731	*	D	5.02	43.50	*	B		6.5	*
*	0840007	*	18	10	1738	*	D	5.03	44.03	*	C		6.0	*
*	0660014	*	27	12	1755	*	D	2.23	42.36	*	B		6.0	*
*	0660009	*	27	12	1755	*	D	2.26	42.35	*	B		6.0	*
*	0840011	*	12	7	1763	*	D	5.13	43.50	*	B		6.5	*
*	0090001	*	19	5	1765	*	D	1.01	42.55	*	C		6.0	*
*	0840012	*	18	11	1769	*	D	4.50	44.03	*	B		7.0	*
*	0840081	*	21	12	1769	*	D	4.50	44.03	*	C		7.0	*
*	0660021	*	25	12	1772	*	D	2.24	42.30	*	C		6.0	*
*	0260023	*	23	1	1773	*	C	4.48	44.22	*	A		7.5	*
*	0260030	*	7	2	1773	*	D	4.49	44.22	*	A		6.5	*
*	0260033	*	24	2	1773	*	D	4.49	44.22	*	A		6.0	*
*	0130039	*	25	3	1783	*	D	5.11	43.44	*	C		6.0	*
*	0130044	*	5	2	1803	*	D	5.25	43.25	*	E		6.0	*
*	0840015	*	20	3	1812	*	B	5.42	43.45	*	B		7.5	*
*	0840025	*	26	3	1812	*	D	5.42	43.45	*	C		7.0	*
*	0840040	*	7	3	1835	*	D	5.42	43.45	*	C		6.0	*
*	0130052	*	12	12	1846	*	D	5.38	43.18	*	C		6.0	*
*	1140086	*	25	1	1852	*	D	2.17	42.14	*	C		6.0	*
*	0840055	*	8	12	1863	*	B	5.01	43.56	*	B		6.0	*
*	0260065	*	14	7	1873	*	B	4.45	44.28	*	A		6.5	*
*	0260069	*	19	7	1873	*	A	4.43	44.29	*	A		7.5	*
*	0260080	*	8	8	1873	*	A	4.45	44.27	*	B		7.5	*
*	0660033	*	4	2	1876	*	D	1.53	42.22	*	C		6.0	*
*	0840059	*	12	11	1886	*	D	5.25	44.06	*	B		6.0	*
*	0840062	*	14	11	1887	*	A	5.02	43.50	*	A		6.5	*
*	1140018	*	20	4	1903	*	D	3.35	42.35	*	E		6.0	*
*	0840066	*	10	4	1905	*	C	5.00	44.17	*	A		7.0	*
*	0130057	*	11	6	1909	*	A	5.19	43.39	*	A		8.5	*
*	0130059	*	10	7	1909	*	D	5.19	43.38	*	C		6.0	*
*	0130064	*	22	9	1909	*	B	5.18	43.39	*	B		6.5	*
*	0130067	*	22	5	1910	*	D	5.16	43.39	*	B		6.0	*
*	0040067	*	14	5	1913	*	B	5.51	43.53	*	A		7.5	*
*	0660061	*	28	11	1920	*	D	2.28	42.48	*	E		6.0	*
*	0660068	*	23	9	1922	*	C	2.30	42.50	*	A		6.5	*
*	0660073	*	28	12	1922	*	B	2.41	42.43	*	A		6.0	*
*	0840068	*	24	9	1924	*	D	4.45	44.06	*	C		6.5	*
*	0840074	*	24	7	1927	*	B	5.12	44.12	*	B		7.0	*
*	0830006	*	1	5	1932	*	D	5.08	43.05	*	E		6.0	*
*	0260120	*	11	5	1934	*	A	4.46	44.23	*	A		6.0	*
*	0260122	*	12	5	1934	*	A	4.47	44.24	*	A		7.0	*
*	0260127	*	16	5	1934	*	B	4.50	44.20	*	A		6.0	*
*	0260126	*	16	5	1934	*	A	4.50	44.24	*	A		6.0	*
*	0260138	*	24	6	1934	*	A	4.48	44.25	*	A		6.0	*
*	0260142	*	9	12	1934	*	D	4.48	44.25	*	A		6.0	*
*	0260150	*	13	2	1936	*	A	4.45	44.24	*	A		6.0	*
*	0120003	*	16	5	1939	*	D	3.06	44.22	*	B		6.0	*

Contribution à l'étude des dangers d'installations industrielles à "risque spécial"
de la région Languedoc-Roussillon : évaluation déterministe de l'aléa sismique

*	0300014	*	30	9	1946	*	B	4.35	43.53	*	B	6.5	*
*	1140027	*	21	6	1950	*	D	1.05	42.40	*	C	6.0	*
*	0110005	*	28	6	1950	*	A	2.38	43.08	*	K	6.5	*
*	0260175	*	8	6	1952	*	B	5.13	44.15	*	A	7.0	*
*	0070010	*	19	2	1975	*	D	4.36	44.23	*	C	6.0	*
*	0130118	*	19	2	1984	*	B	5.30	43.25	*	A	6.0	*

58 records selected.

Marseille, le 10 avril 1996



coll. Ref

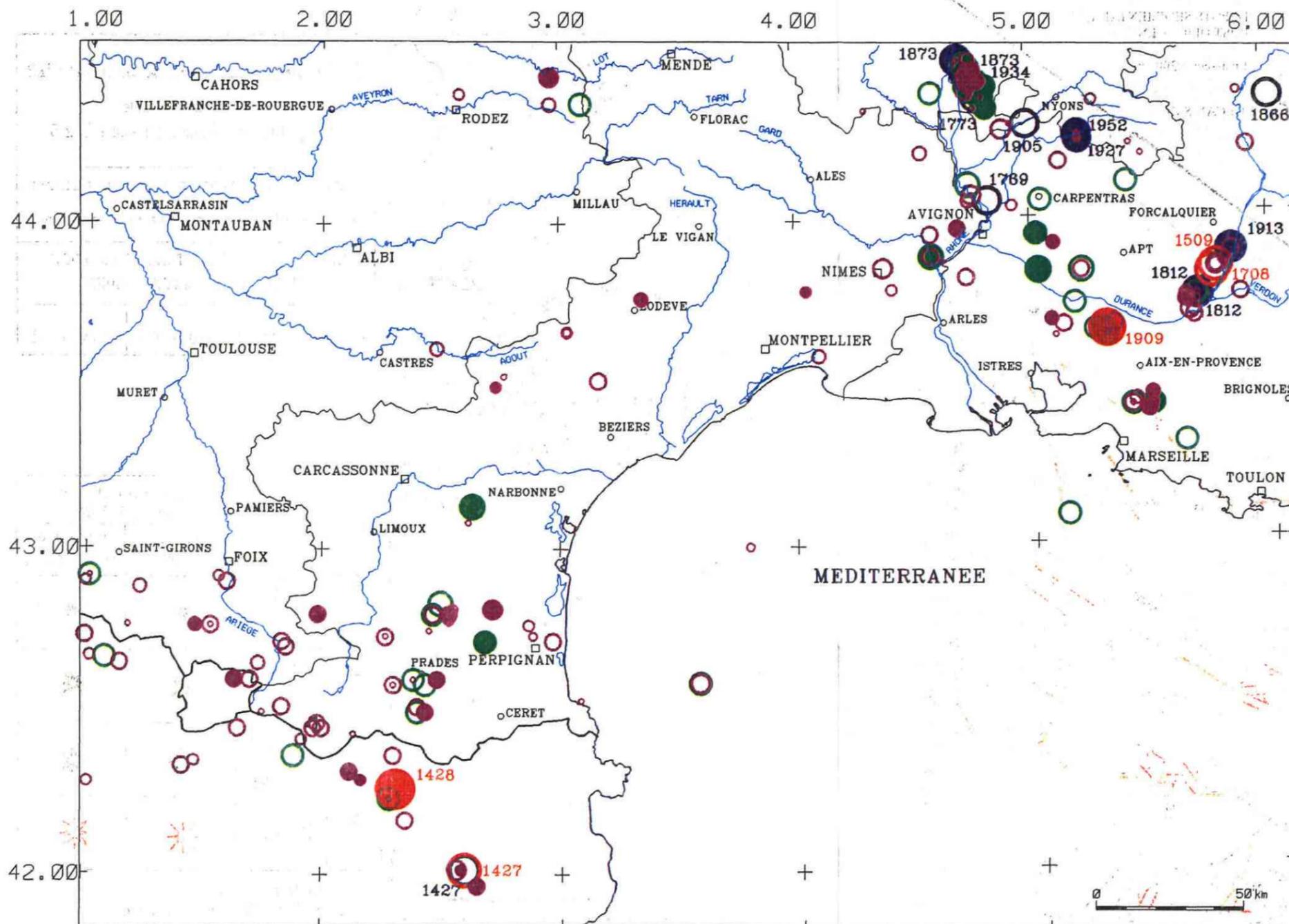
N. Réf. PD/gr
96.081

BORDEREAU DE TRANSMISSION :
Rapport BRGM n° R 38487

Nombre d'exemplaires

Auteurs	5
Auteur GEOTER.....	1
SP	3
SGN/IDA.....	2
RNG/Doc.....	2
SGN/UPE (J. Fourniguet)	1
DRIRE.....	5
GGR	1
SGR/LRO.....	1
Réserve.....	2

23



CARTE DES EPICENTRES MACROSISMQUES

localisation fiable : qualité A, B, C et D
toutes intensités

REGION LANGUEDOC ROUSSILLON

Evaluation déterministe de l'aléa sismique régional

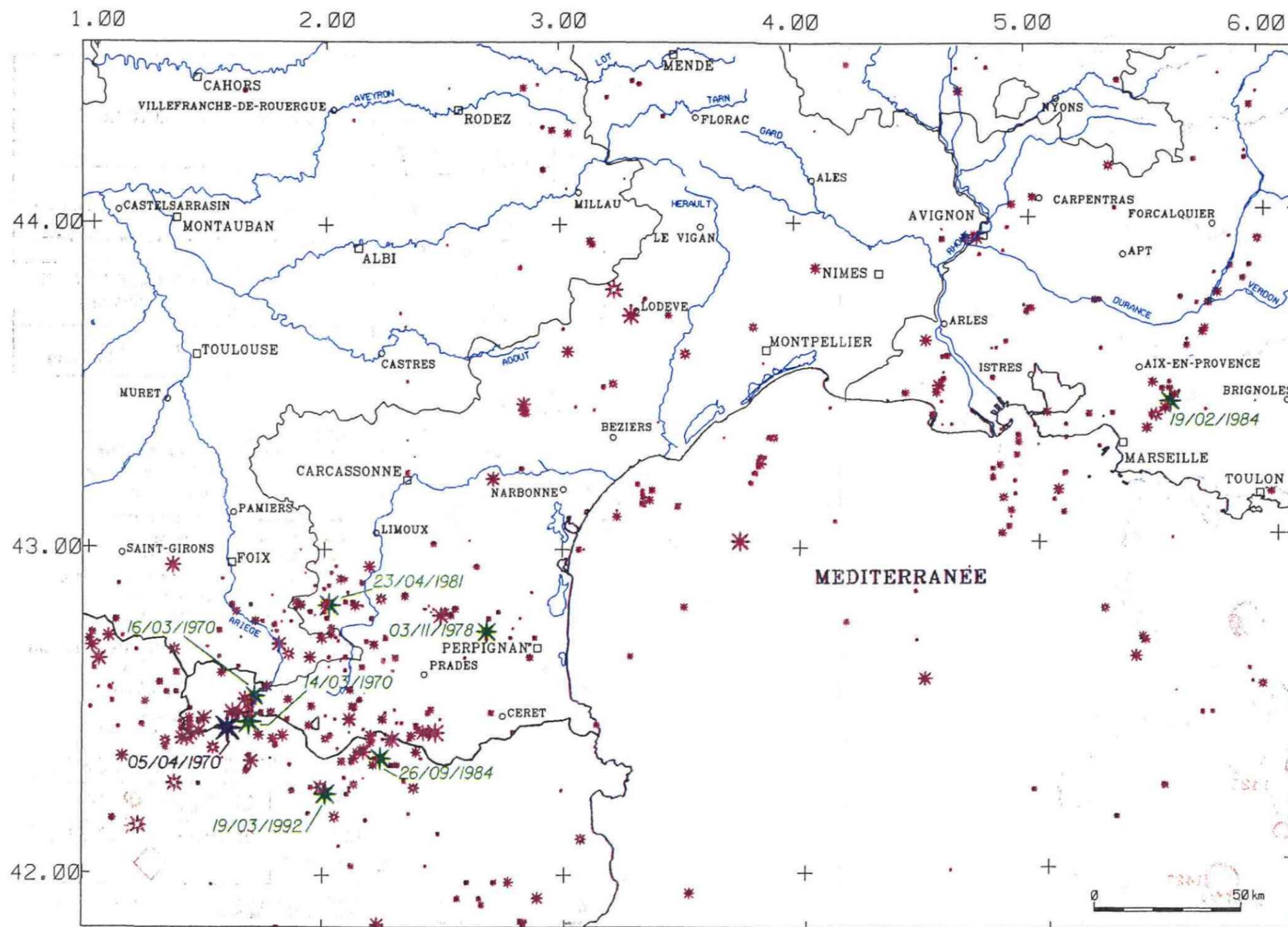
MINISTERE DE L'INDUSTRIE, DE LA POSTE
ET DES TELECOMMUNICATIONS

Origine :
Base de données SIRENE, 1995 Planche 2

QUALITE DE LA LOCALISATION

		QUALITE DE LA LOCALISATION	
		très fiable (A,B)	assez fiable (C,D)
INTENSITE EPICENTRALE	< VI	●	○
	VI et VI-VII	●	○
	VII et VII-VIII	●	○
	≥ VIII	●	○

$Io = (T/2) \cdot 2$
avec T : taille du symbole en Km



CARTE DES EPICENTRES MICROSISMQUES
 localisation fiable
 magnitude supérieure ou égale à 2,5

REGION LANGUEDOC ROUSSILLON
 Evaluation déterministe de l'aléa sismique régional

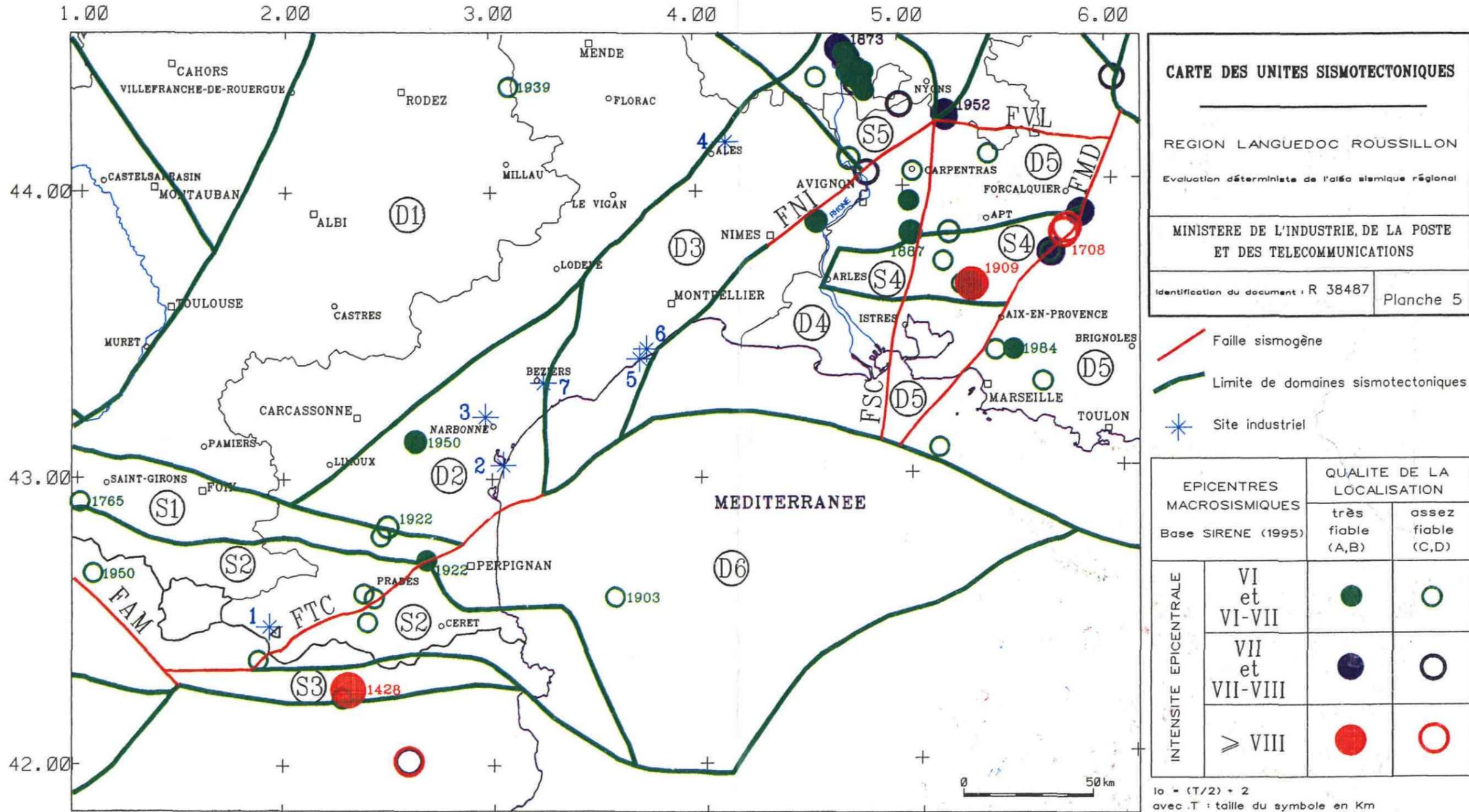
MINISTERE DE L'INDUSTRIE, DE LA POSTE ET DES TELECOMMUNICATIONS

Origine : Fichier du LDG/CEA, 1962-1994 Planche 3

		PRECISION DE LA LOCALISATION	
		bonne (e < 10km)	moyenne (e < 20km)
MAGNITUDE	≥ 2.50 et < 4.25	*	*
	≥ 4.25 et < 4.75	★	★
	≥ 4.75 et < 5.25	★	★
	≥ 5.25	★	★

M = (T/4) + 2,5
 avec T : taille du symbole en Km





CARTE DES UNITES SISMOTECTONIQUES

REGION LANGUEDOC ROUSSILLON

Evaluation déterministe de l'aléa sismique régional

MINISTERE DE L'INDUSTRIE, DE LA POSTE ET DES TELECOMMUNICATIONS

Identification du document : R 38487 | Planche 5

- Faille sismogène
- Limite de domaines sismotectoniques
- ★ Site industriel

	EPICENTRES MACROSISMQUES Base SIRENE (1995)	QUALITE DE LA LOCALISATION	
		très fiable (A,B)	assez fiable (C,D)
INTENSITE EPICENTRALE	VI et VI-VII	●	○
	VII et VII-VIII	●	○
	≥ VIII	●	○

$Io = (T/2) + 2$
avec T : taille du symbole en Km

DOMAINES SISMOTECTONIQUES

- D1 Domaine Sud du Massif Central
- D2 Bas Languedoc occidental (Corbières, Minervois, Saint-Chinianais)
- D3 Languedoc oriental
- D4 Camargue
- D5 Domaine provençal
- D6 Golfe du Lion et Roussillon

SYSTEME DE STRUCTURES SISMOGENES

- S1 Failles nord-pyrénéennes orientales
- S2 Zone axiale pyrénéenne orientale
- S3 Zone des racines des chevauchements sud-pyrénéens orientaux
- S4 Chevauchements nord-provençaux
- S5 Zone du Tricastin

STRUCTURES SISMOGENES

- FAM Faille de l'Adour et de la Maladetta
- FTC Failles de la Tet et de Cerdagne
- FNI Faille de Nimes
- FSC Faille de Salon-Cavaillon
- FVL Failles Ventoux-Lure
- FMD Faille de la moyenne Durance

SITES INDUSTRIELS

- 1 Les Escaldes (Pyrénées Orientales)
- 2 Port-la-Nouvelle (Aude)
- 3 Narbonne (Aude)
- 4 Salindres (Gard)
- 5 Sète (Hérault)
- 6 Frontignan (Hérault)
- 7 Béziers (Hérault)

