



25 MARS 1999

990568

Direction Départementale de l'Équipement des Alpes-Maritimes

COMMUNE DE BEAULIEU

Cartographies préalables à l'établissement du
Plan de prévention des Risques sismiques
et mouvements de terrain (P.P.R.)

RAPPORT

auteur: CETE Méditerranée
service : Laboratoire de Nice
responsable de l'étude : **J.P. Méneroud**
participants à l'étude : A.M. Duval, S. Vidal
résumé : Le CETE Méditerranée a réalisé une étude d'aléas sismique pour l'établissement du PPR de BEAULIEU qui précise les effets de site à partir de mesures de bruit de fond, ce qui permet d'établir des spectres à utiliser par zone homogène.
zone géographique : Alpes-Maritimes ; Beaulieu
demandeur : Direction départementale des Alpes -Maritimes
SAUO - BP 3003
06201 Nice cédex 3
référence : N/devis 981938 accepté le 2/12/1998
date : Mars 1999
n° affaire : 9874000429



1. ALEA SISMIQUE

La commune de Beaulieu est située en zone de sismicité II, d'après le nouveau zonage sismique de la France, mais la définition plus précise du séisme de référence est souhaitable. Cette étude doit préciser, d'une part, le niveau d'accélération à attendre sur la commune et, d'autre part, le spectre au rocher correspondant. Elle se décompose de la façon suivante :

- bilan de la sismicité donnée en intensité, effectué à partir du fichier SIREN,
- application de lois de corrélation entre intensité et magnitude,
- application de lois d'atténuation,
- prise en compte du contexte structural,
- définition de l'accélération à retenir sur le site,
- établissement des spectres à utiliser.

1.1 Aléa sismique régional

1.1.1 Bilan de la sismicité historique

Le bilan de la sismicité historique a été effectué à l'aide du fichier SIREN qui contient, avec une mise à jour permanente, tous les événements sismiques répertoriés en France, ces résultats sont reportés sur le Tableau I, la carte de la figure 1 donnant la localisation des séismes dont les épicentres sont situés à moins de 100 km de la commune, ainsi que leur intensité.

Année	Localisation	Intensité épicentrale	Distance en km	Magnitude
1301	PIEMONTE (CUNEO)	7	77	5
1494	VESUBIE (ROQUEBILLIERE)	8	31	5,5
1564	VESUBIE (ROQUEBILLIERE)	8	33	5,5
1612	LIGURIE (LOANO)	7,5	87	5,25
1618	VESUBIE (COARAZE)	8	20	5,5
1644	VESUBIE (ROQUEBILLIERE)	8	28	5,5
1752	MER LIGURE ? (SAN REMO)	5	34	4
1806	LIGURIE (DOLCEACQUA)	5,5	28	4,25
1807	COTE LIGURE (MENTON, SAN-REMO)	5,5	26	4,25
1818	COTE LIGURE (ONEGLIA)	7	67	5
1819	COTE LIGURE (PORTO MAURIZIO)	6	58	4,5
1831	LIGURIE (BUSSANA)	8,5	44	5,75
1831	LIGURIE (BUSSANA)	6	45	4,5
1849	PIEMONTE (LIMONE PIEMONTE)	5	56	4
1851	COTE LIGURE (SAN REMO)	5	48	4
1854	COTE LIGURE (SAN REMO)	7,5	34	5,25
1855	HAUT VERDON (CHASTEUIL)	8	74	5,5
1858	COTE LIGURE (ONEGLIA)	5	60	4
1858	PIEMONTE (DEMONTE)	6	70	4,5
1861	PIEMONTE ?	4	74	3,5
1863	VALLEE D'ASSE (BEYNES)	7	94	5
1878	PIEMONTE (SALUZZO)	5,5	100	4,25

Année	Localisation	Intensité épacentrale	Distance en km	Magnitude
1878	PIEMONTE (CARTIGNANO)	7	86	5
1885	COTE LIGURE (IMPERIA)	5,5	58	4,25
1885	PIEMONTE (CUNEO)	5,5	62	4,25
1887	LIGURIE (IMPERIA)	4	55	3,5
1887	LIGURIE (IMPERIA)	7	55	5
1887	LIGURIE (IMPERIA)	10	55	6,5
1887	LIGURIE (IMPERIA)	5	57	4
1887	LIGURIE (IMPERIA)	6,5	55	4,75
1887	LIGURIE (IMPERIA)	5	55	4
1888	LIGURIE (IMPERIA)	5	64	4
1890	LIGURIE (IMPERIA)	5	58	4
1891	PIEMONTE (CUNEO)	5	64	4
1892	LIGURIE (TAGGIA)	5	46	4
1892	PIEMONTE (LIMONE PIEMONTE)	5	63	4
1892	PIEMONTE (LIMONE PIEMONTE)	5	65	4
1893	PIEMONTE (BAGNI DI VINADIO)	5,5	67	4,25
1894	PIEMONTE (VALDIERI)	5	64	4
1894	LIGURIE (TAGGIA)	5	41	4
1895	LIGURIE (IMPERIA)	5	73	4
1895	PIEMONTE (VALDIERI)	5	64	4
1895	LIGURIE (ONEGLIA)	5	60	4
1896	LIGURIE (ONEGLIA)	7	53	5
1897	LIGURIE (IMPERIA)	5	46	4
1899	ENVIRONS DE DRAGUIGNAN	5	75	4
1899	PIEMONTE (CUNEO)	5	96	4
1900	PIEMONTE (CUNEO)	6	77	4,5
1900	PIEMONTE (BAGNI DI VINADIO)	5,5	69	4,25
1901	PIEMONTE (CUNEO)	6	69	4,5
1903	LIGURIE (ONEGLIA)	5,5	65	4,25
1903	PIEMONTE (BAGNI DI VINADIO)	5	69	4
1904	LIGURIE (TAGGIA)	5,5	37	4,25
1905	PIEMONTE (FOSSANO)	6	99	4,5
1906	LIGURIE (TAGGIA)	6	45	4,5
1909	LIGURIE (DIANO MARINA)	6	67	4,5
1911	VALLEE D'ASSE ? (BARREME)	5	85	4
1913	PIEMONTE (DEMONTE)	5,5	72	4,25
1917	LIGURIE (PIETRALIGURE)	5	77	4
1919	PIEMONTE (LIMONE PIEMONTE)	5,5	53	4,25
1922	HAUT VERDON (CASTELLANE ?)	5	67	4
1935	PIEMONTE (ARGENTERA)	5	67	4
1935	VALLEE DE LA BLEONE (LA JAVIE)	5,5	93	4,25
1936	ENVIRONS DE SOSPEL	5	22	4
1936	PIEMONTE (CUNEO)	5	95	4
1936	LIGURIE (PIGNA)	6	37	4,5
1941	PIEMONTE (ARGENTERA)	5	90	4
1943	COL DE LARCHE	5	93	4
1949	ENVIRONS DE BARCELONNETTE	5	85	4
1951	HAUT VERDON (CHASTEUIL)	7,5	74	5,25
1955	PIEMONTE (STROPPO)	7	93	5
1955	PIEMONTE (PRAZZO)	7	89	5
1956	LIGURIE (PORTO MAURIZIO)	5	53	4
1957	LIGURIE (SAN REMO)	5	38	4
1958	PIEMONTE (VALDIERI)	6	76	4,5
1958	COTE LIGURE (SAN REMO)	5	37	4

Année	Localisation	Intensité épiscopentrale	Distance en km	Magnitude
1959	PIEMONTE (DRONERO)	5	84	4
1959	ENVIRONS DE LA GRAVE DE PEILLE	5	12	4
1959	PIEMONTE LIGURE (VINTIMILLE)	5	24	4
1965	VALDEBLORE	5,5	42	4,25
1966	PIEMONTE (ENTRACQUE)	6,5	59	4,75
1967	VALLE DE LA VESUBIE	5	33	4
1968	LIGURIE (DIANO MARINA)	6	70	4,5
1969	ENVIRONS DE BARCELONNETTE	5	94	4
1970	LIGURIE (CALIZZANO)	5	94	4
1970	LIGURIE (PIETRA LIGURE)	5	94	4
1970	LIGURIE (PIETRA LIGURE)	5,5	92	4,25
1971	PIEMONTE (DRONERO)	4,5	81	3,75
1972	LIGURIE (PIETRA LIGURE)	6	90	4,5
1974	VALLEE DE LA BLEONE (THORAME)	5,5	84	4,25
1980	COL DE LARCHE	5	91	4
1989	SUD DE NICE	5	16	4

Tableau 1 : Sismicité historique

Ce tableau indique également les magnitudes calculées à partir des lois de corrélations données ci-après.

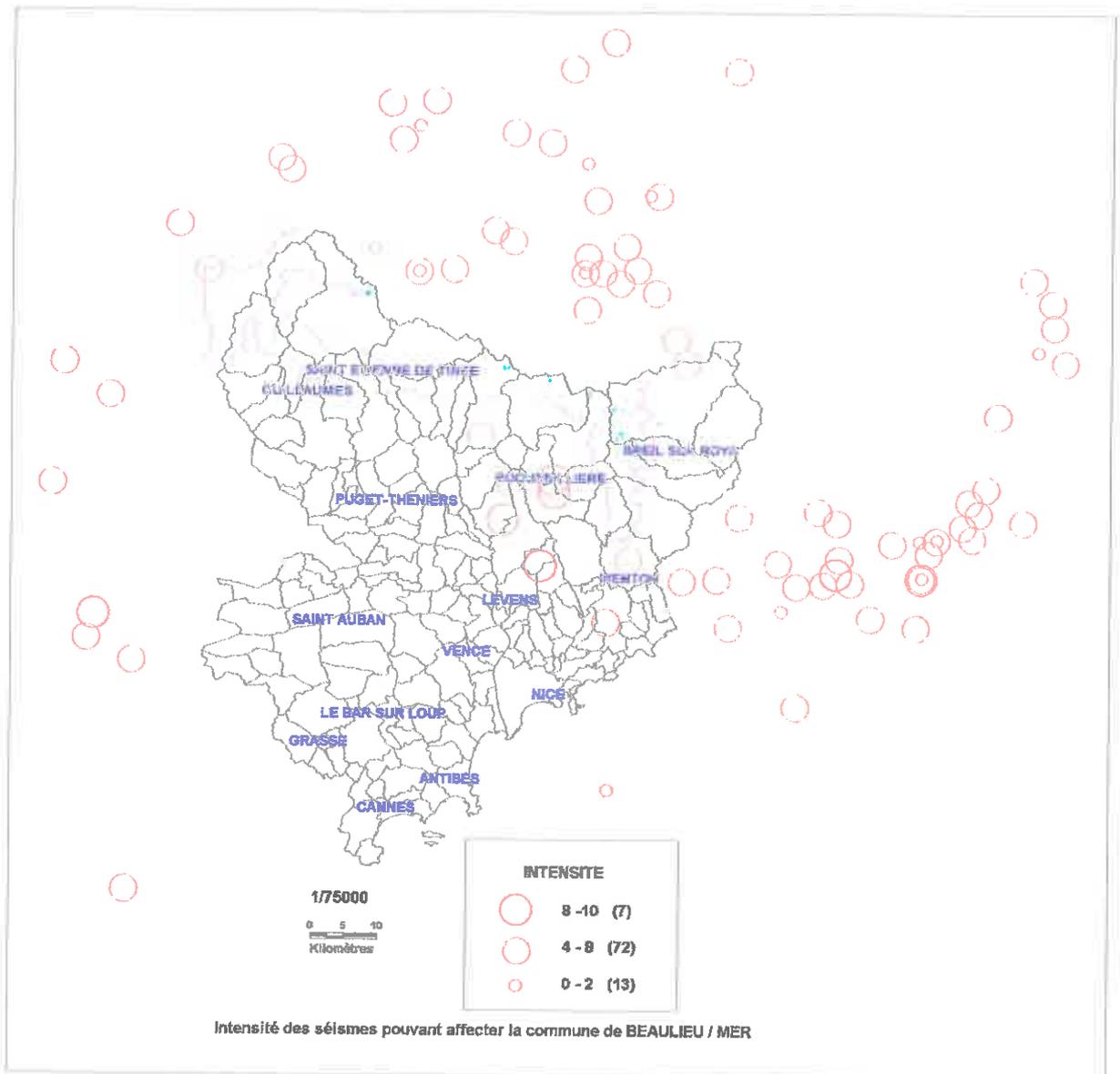


Figure 1: Carte de la sismicité historique des séismes se situant à moins de 100 km de Beaulieu

A partir des intensités épacentrales, on a calculé les magnitudes correspondantes pour pouvoir appliquer des lois d'atténuation et trouver le séisme donnant la plus forte accélération sur le site.

1.1.2 Lois de corrélations Intensité-Magnitude

L'étude de la sismicité historique à partir du fichier SIREN montre que les événements répertoriés au droit du site ne dépassent pas les intensités épacentrales de VII-VIII. L'application des lois d'amortissement nécessite la connaissance de la magnitude. Plusieurs lois de corrélations entre ces deux valeurs existent dans la littérature. On en retiendra trois qui donnent d'ailleurs des résultats sensiblement identiques.

H'Faiedh	$M = 0,6 I + 0,78$
Mohammadioun	$M = 0,55 I + 2,2 \text{ Log } R - 1,14$
Despeyroux- Godefroy	$M = 0,5 I + 1,5$

Tableau 2: Lois de corrélation entre Intensité épiscoptrale et Magnitude

Ces lois donnent les résultats consignés dans le Tableau 3.

I	M H'Faiedh	M Mohamadioun	M Despeyroux-Godefroy
4	3,18	3,26	3,5
4,5	3,48	3,535	3,75
5	3,78	3,81	4
5,5	4,08	4,085	4,25
6	4,38	4,36	4,5
6,5	4,68	4,635	4,75
7	4,98	4,91	5
7,5	5,28	5,185	5,25
8	5,58	5,46	5,5
8,5	5,88	5,735	5,75
9	6,18	6,01	6
9,5	6,48	6,285	6,25
10	6,78	6,56	6,5

Tableau 3: corrélations entre Intensité et Magnitude

On peut en déduire les magnitudes des séismes historiques ressentis à Beaulieu qui sont comprises entre 4 et 6,5.

1.1.3 Application des lois d'atténuation

L'estimation de l'accélération maximale provoquée par des séismes se fait par l'application de lois d'atténuation qui sont fonction de la distance du site à l'épicentre. Ces lois sont des relations empiriques proposées par certains auteurs. Elles ont été établies pour des régions bien déterminées et dans une certaine gamme de magnitudes et de distances à la source. Ces lois sont très nombreuses et on en retiendra ici quatre parmi les plus récentes. Deux de ces lois sont américaines et deux européennes :

a_H : accélération horizontale maximale (exprimée en g) ;

M : magnitude (en général M_s , parfois M_I , ou m_b)

R ou D : distance au foyer ou à la faille exprimée en km,

S : paramètre caractérisant le sol.

- Mac Guire (1978) :
$$a_H = 0,0306 \cdot e^{0,89 M} \cdot R^{-1,17} \cdot e^{-0,20 S}$$

S = 0 sur le rocher, 1 sur le sol

Cette loi a été établie pour l'ouest des États-Unis avec $4,5 < M < 7,7$ et $10 < R < 200$

• Joyner-Boore (1981) :
$$a_H = 0,0955 \cdot e^{0,573 M} \cdot D_a^{-1} \cdot e^{-0,00587 D_a}$$

$$D_a = (R^2 + 53,3)^{0,5}$$

Cette loi a été établie pour l'ouest de l'Amérique du nord avec $5 < M < 7,7$ et $0 < R < 370$.

• Petrovski (1986) :
$$a_H = 0,0599 \cdot e^{0,539 M} R^{-0,844}$$

Cette loi a été établie pour l'Italie du nord, la Yougoslavie et la Grèce du nord avec $4 < M < 7$ et $10 < R < 200$.

• Sabetta-Pugliese :
$$a_H = 0,0274 \cdot e^{0,705 M} \cdot D_a^{-1} \cdot e^{0,389 S_a}$$

S_a vaut 0 sur le rocher et le sol en grande épaisseur, 1 sur le sol en couche mince.

$$D_a = (R^2 + 33,6)^{0,5}$$

Cette loi a été établie pour l'Italie avec $4,5 < M < 6,8$ et $5 < R < 200$.

• Loi Théorique
$$a_H = \frac{0,13878}{\sqrt{\Phi_B}} \cdot e^{0,57565 M} \cdot R^{-1}$$

Φ_B est un facteur de forme du modèle élémentaire de faille.

Cette loi, donnée par J. Betbeder-Matibet, est établie sur la base d'un modèle à rupture multiple. Le tableau 4 rend compte des résultats des calculs d'accélération en g à attendre sur le site de Beaulieu en fonction des distances à l'épicentre. Les données sont classées par vitesses théoriques décroissantes.

Magnitude	Distance	1. Mac Guire	2. Joyner-Boore	3. Petrovski	4. Sabetta-Pugliese	Théorique
5,5	20	0,123	0,093	0,093	0,064	0,165
5,5	28	0,083	0,065	0,070	0,046	0,118
4	12	0,059	0,062	0,064	0,034	0,116
6,5	55	0,092	0,052	0,068	0,048	0,106
5,5	31	0,074	0,058	0,064	0,042	0,106
5,5	33	0,068	0,054	0,061	0,040	0,100
4	16	0,042	0,048	0,050	0,027	0,087
5,75	44	0,061	0,044	0,054	0,036	0,086
5,25	34	0,053	0,045	0,052	0,032	0,084
4	22	0,029	0,036	0,038	0,020	0,063
4,25	26	0,030	0,034	0,038	0,021	0,062
4	24	0,026	0,033	0,035	0,019	0,058
4,25	28	0,027	0,032	0,036	0,019	0,057
4,5	37	0,025	0,027	0,032	0,017	0,050
5	53	0,025	0,023	0,031	0,017	0,047
5	55	0,024	0,022	0,030	0,017	0,045
5,5	74	0,027	0,019	0,031	0,018	0,044
4,25	37	0,020	0,023	0,028	0,015	0,043
4	33	0,018	0,023	0,027	0,014	0,042
4,5	45	0,020	0,021	0,027	0,014	0,041
4,5	45	0,020	0,021	0,027	0,014	0,041

Magnitude	Distance	1. Mac Guire	2. Joyner-Boore	3. Petrovski	4. Sabetta-Pugliese	Théorique
4	34	0,017	0,022	0,026	0,013	0,041
4,75	55	0,019	0,019	0,026	0,014	0,039
5,25	74	0,021	0,017	0,027	0,015	0,039
4,25	42	0,017	0,020	0,025	0,013	0,038
4	37	0,016	0,020	0,025	0,012	0,038
5	67	0,019	0,017	0,026	0,014	0,037
4	38	0,015	0,019	0,024	0,012	0,037
4,75	59	0,018	0,017	0,025	0,013	0,036
4	41	0,014	0,018	0,023	0,011	0,034
5,25	87	0,018	0,013	0,023	0,013	0,033
5	77	0,016	0,014	0,023	0,012	0,032
4,5	58	0,015	0,015	0,022	0,011	0,032
4,25	53	0,013	0,015	0,021	0,010	0,030
4	46	0,012	0,015	0,020	0,010	0,030
4	46	0,012	0,015	0,020	0,010	0,030
4	48	0,012	0,015	0,020	0,010	0,029
5	86	0,014	0,012	0,021	0,011	0,029
5	89	0,014	0,011	0,020	0,010	0,028
4,25	58	0,012	0,013	0,019	0,009	0,028
4,5	67	0,012	0,013	0,019	0,010	0,028
4,5	69	0,012	0,012	0,019	0,009	0,027
5	93	0,013	0,010	0,019	0,010	0,027
4,5	70	0,012	0,012	0,019	0,009	0,026
4,5	70	0,012	0,012	0,019	0,009	0,026
5	94	0,013	0,010	0,019	0,010	0,026
4	53	0,010	0,013	0,018	0,009	0,026
4,25	62	0,011	0,012	0,018	0,009	0,026
4	55	0,010	0,012	0,018	0,008	0,025
4	56	0,010	0,012	0,017	0,008	0,025
4,25	65	0,010	0,011	0,017	0,008	0,025
4,5	76	0,011	0,011	0,018	0,009	0,024
4	57	0,009	0,012	0,017	0,008	0,024
4,5	77	0,010	0,010	0,017	0,008	0,024
4	58	0,009	0,011	0,017	0,008	0,024
4,25	67	0,010	0,011	0,017	0,008	0,024
4,25	69	0,009	0,010	0,017	0,008	0,023
4	60	0,009	0,011	0,016	0,008	0,023
4	60	0,009	0,011	0,016	0,008	0,023
4,25	72	0,009	0,010	0,016	0,008	0,022
4	63	0,008	0,010	0,016	0,007	0,022
4	64	0,008	0,010	0,015	0,007	0,022
4	64	0,008	0,010	0,015	0,007	0,022
4	64	0,008	0,010	0,015	0,007	0,022
4	64	0,008	0,010	0,015	0,007	0,022
4	65	0,008	0,010	0,015	0,007	0,021
4	67	0,008	0,009	0,015	0,007	0,021
4	67	0,008	0,009	0,015	0,007	0,021
4,5	90	0,009	0,008	0,015	0,007	0,021
4	69	0,008	0,009	0,015	0,007	0,020
4,25	84	0,008	0,008	0,014	0,007	0,019
4	73	0,007	0,008	0,014	0,006	0,019
3,5	55	0,006	0,009	0,013	0,006	0,019
4,5	99	0,008	0,007	0,014	0,007	0,019
4	75	0,007	0,008	0,014	0,006	0,019

Magnitude	Distance	1. Mac Guire	2. Joyner-Boore	3. Petrovski	4. Sabetta-Pugliese	Théorique
4	77	0,007	0,008	0,013	0,006	0,018
4,25	92	0,007	0,007	0,013	0,006	0,017
4,25	93	0,007	0,007	0,013	0,006	0,017
4	84	0,006	0,007	0,012	0,005	0,017
4	85	0,006	0,007	0,012	0,005	0,016
4	85	0,006	0,007	0,012	0,005	0,016
4,25	100	0,006	0,006	0,012	0,005	0,016
4	90	0,006	0,006	0,012	0,005	0,015
4	91	0,005	0,006	0,011	0,005	0,015
4	93	0,005	0,006	0,011	0,005	0,015
3,75	81	0,005	0,006	0,011	0,005	0,015
4	94	0,005	0,006	0,011	0,005	0,015
4	94	0,005	0,006	0,011	0,005	0,015
4	94	0,005	0,006	0,011	0,005	0,015
4	95	0,005	0,006	0,011	0,005	0,015
4	96	0,005	0,006	0,011	0,005	0,014
3,5	74	0,004	0,006	0,010	0,004	0,014

Tableau 4: Lois d'atténuation

On retiendra les trois séismes qui fournissent des accélérations horizontales maximales (a_H), pour Beaulieu, calculées par les formules précédentes.

Ces trois séismes sont susceptibles de donner les spectres au substratum qui présentent des accélérations spectrales importantes dans les différentes gammes de fréquences :

- le premier, de magnitude 5,5; situé à 20 km de Beaulieu,
- le deuxième dont l'épicentre est situé à 12 km du site de magnitude 4,
- le troisième situé à 55 km de Beaulieu de magnitude 6,5 (séisme ligure de 1887).

L'analyse sismotectonique des structures du Golfe de Gène permet de faire l'hypothèse que la séisme ligure puisse se produire à une distance plus proche du site. On définira donc :

- un quatrième séisme de magnitude 6,5 situé à 25 km de Beaulieu.

Les spectres en fréquence correspondant aux distances épacentrales et magnitudes déterminées sont calculés avec la formule de Véronique Caillot¹ :

$$\ln(SA(T(i))) = \beta_1(i) + \beta_2(i).M + \beta_3(i) \cdot \ln(HYPO) + \beta_4(i) \cdot S_1 + \varepsilon(i)$$

SA(T(i)) : pseudo accélération spectrale pour la période T(i),

HYPO : distance hypocentrale en km,

S₁ : dépend du type de sol,

M : magnitude,

$\beta(i)$ et $\varepsilon(i)$ sont obtenus par régression multilinéaire pondérée à partir de différents enregistrements

¹ Véronique Caillot - Quantification statistique et étude expérimentale des mouvements sismiques, application à l'évaluation du risque - Etudes et Recherches des LPC - Série Géotechnique GT 51, 1993.

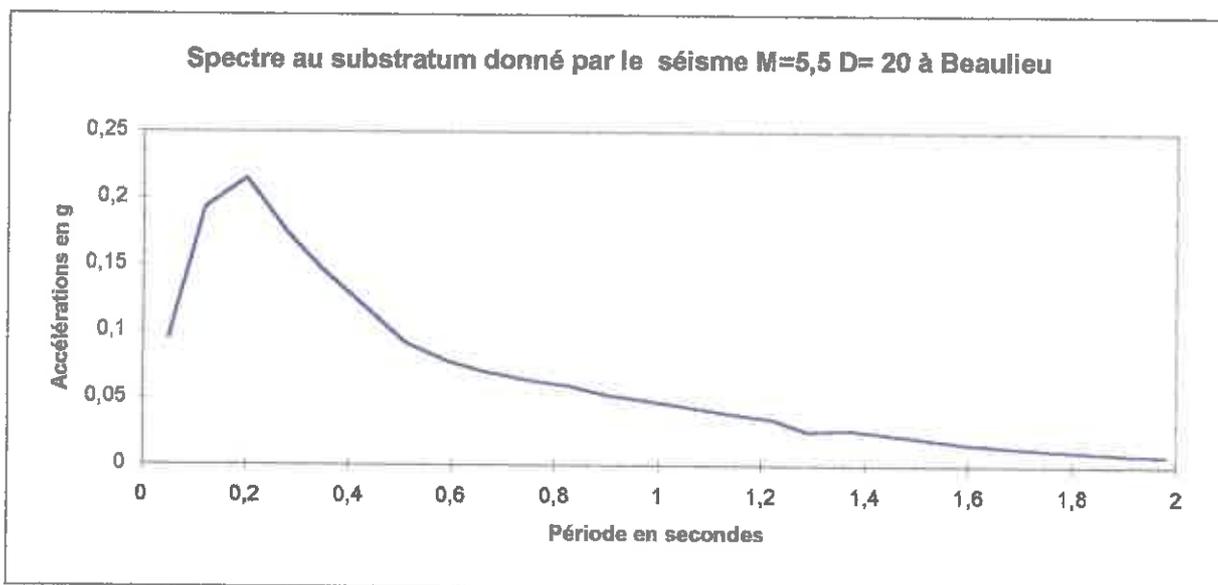


Figure 2: Spectre S0 du mouvement sismique sur Beaulieu engendré par le séisme de magnitude 5,5 à 20 km

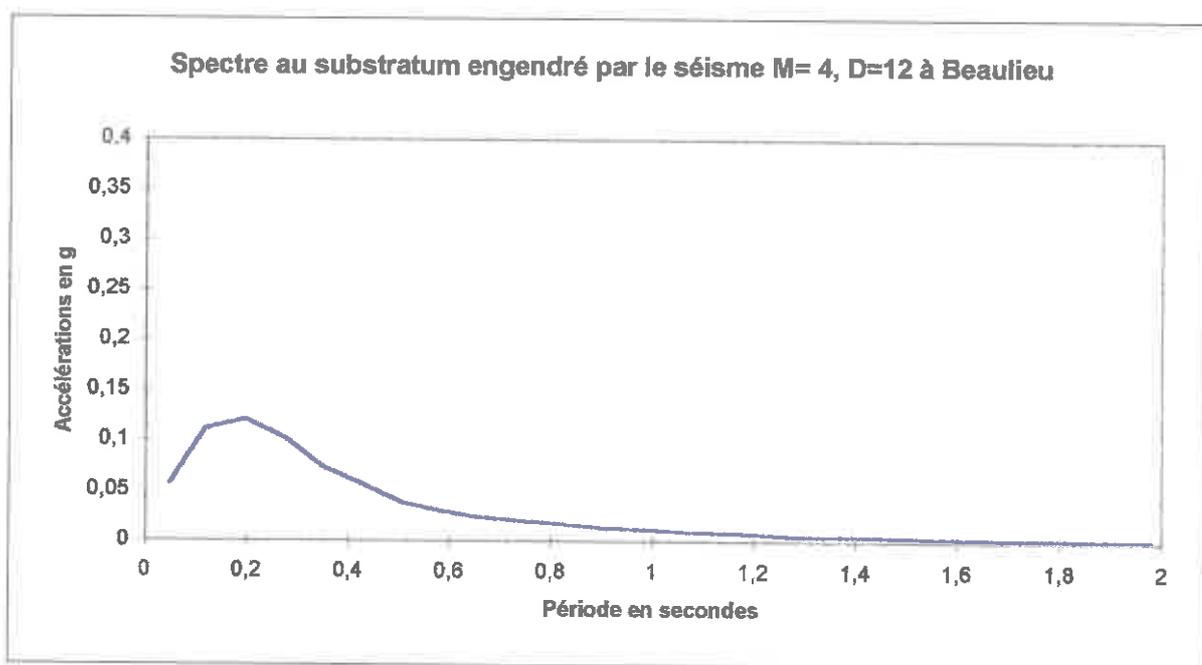


Figure 3: Spectre S0 du mouvement sismique sur Beaulieu engendré par le séisme de magnitude 4 à 12 km

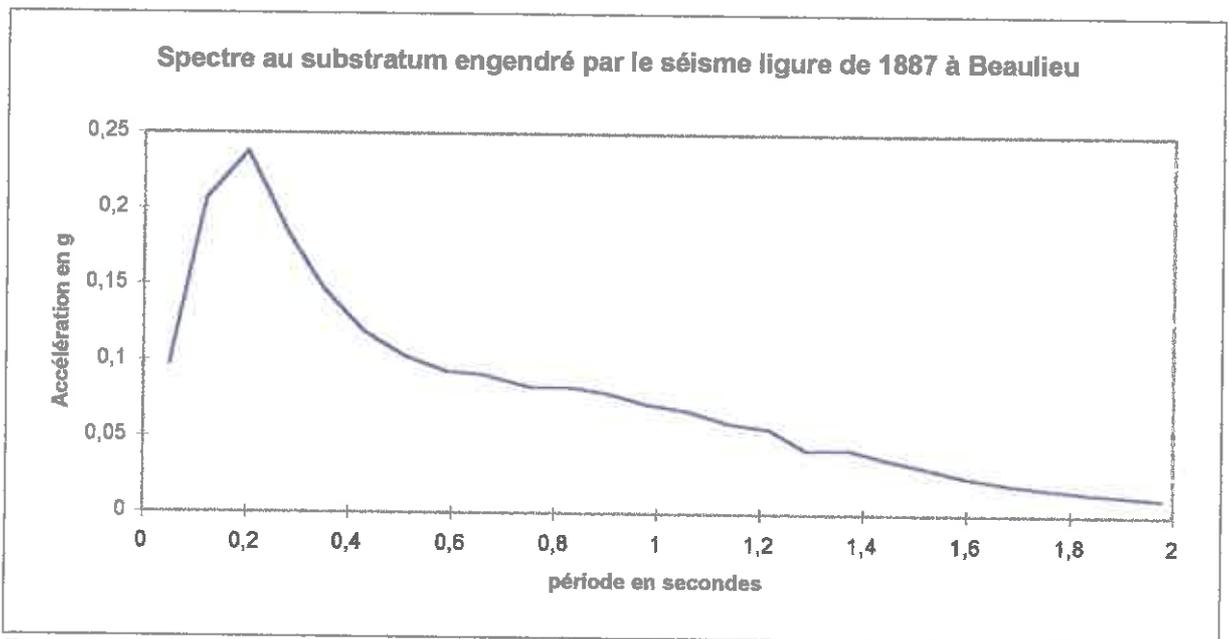


Figure 4: Spectre S0 de du mouvement sismique sur Beaulieu engendré par le séisme ligure de 1887

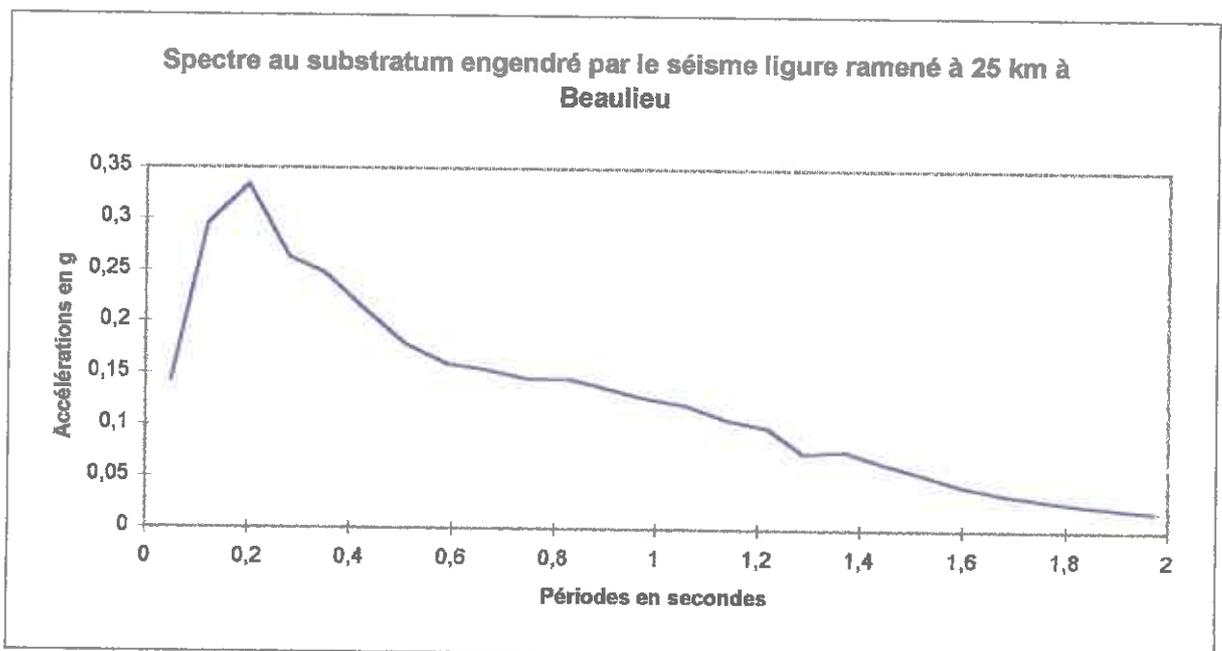


Figure 5 : Spectre au substratum donné par le séisme ligure ($M=6,5$) à 25 km du site

Le spectre au rocher, à 5% d'amortissement, se cale à 0,15g, pour le séisme ligure positionné à 25 km du site. On construira donc un spectre calé à 0,15g, avec un palier de 0,12 à 0,28 seconde, d'amplitude 0,3 pour les types de construction B. En appliquant les coefficients des règles PS, on construit également les spectres des constructions de type C et D.

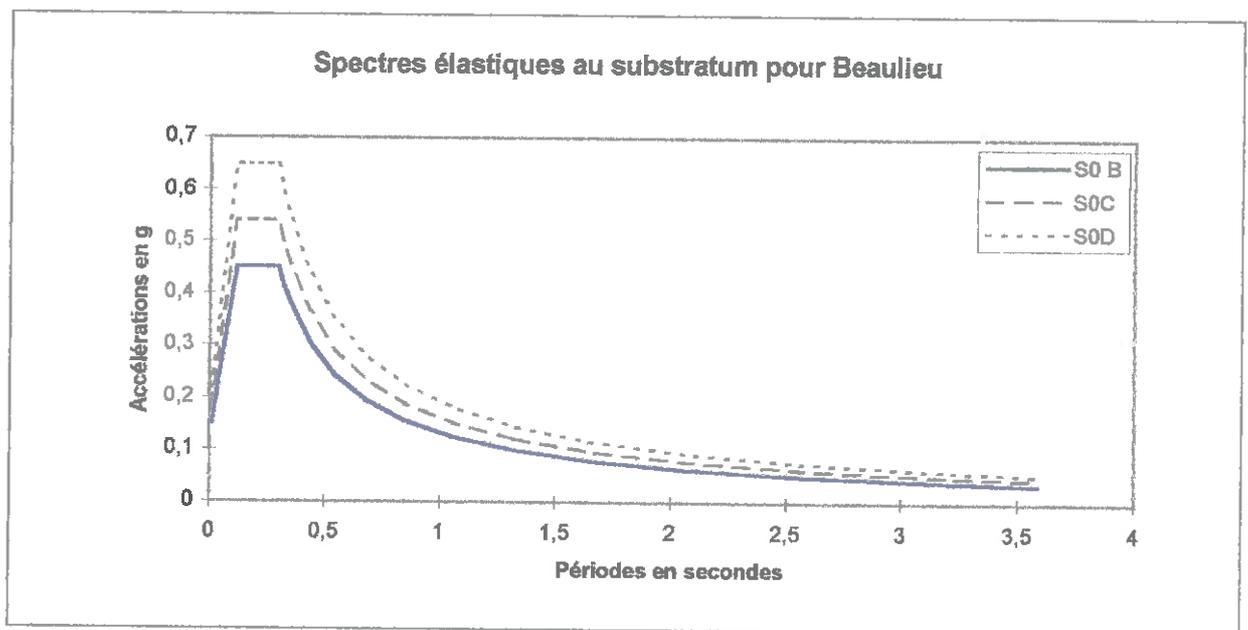


Figure 6: Spectres S_0 pour les types de bâtiments B,C,D

1.2 Aléa sismique local

1.2.1 Les effets de site

Les effets de site sont des phénomènes physiques qui préoccupent de plus en plus les responsables de la gestion parasismique. L'observation post-sismique a montré en effet que les conditions de sols en subsurface (dans les 100 premiers mètres de la croûte en général) pouvaient augmenter l'agressivité d'un séisme. Chaque nouveau tremblement de terre destructeur fournit des preuves supplémentaires de la *modification du signal en surface et de l'aggravation de son impact*.

L'effet de site le plus évident et l'un des plus catastrophiques est, sans conteste, celui qui a été provoqué par la couche d'argile du bassin de la ville de Mexico, lors du séisme de Michoacan Guerrero en octobre 85. Le signal sismique, engendré à plus de 400 km de la ville, a été amplifié plus de 5 fois dans le bassin par rapport aux zones rocheuses situées à proximité. Les dégâts furent considérables. De même, les derniers séismes destructeurs observables ont montré que les conditions locales de sol influaient sur les niveaux de dégâts (Los Angeles, lors du séisme de Northridge, en janvier 94, ou Kobé lors du séisme de Yogo Ken Nambu, en janvier 95).

Les ondes sismiques peuvent être réfléchies à l'interface entre les sédiments et le substratum, provoquant des phénomènes de piège pour des ondes aboutissant à une véritable résonance et une amplification du signal en surface. Cette amplification se produira principalement à une *fréquence fondamentale*, appelée F_0 , liée aux caractéristiques de la couverture sédimentaire (épaisseur et vitesse des ondes de cisaillement). Si le bâti existant présente des caractéristiques de réponse proches de celles du sol, les structures peuvent entrer en résonance. L'ensemble du système "couche de sédiment-structure" sera alors dans des conditions telles que l'amplification de la vibration sera la plus importante.

Outre l'amplitude du signal, les effets de site provoquent souvent un allongement des vibrations dans le temps, phénomène très nocif pour la résistance des structures. La connaissance de la réponse des sols à une sollicitation sismique est donc essentielle pour dimensionner les structures.

Cet aléa se traduit par une fonction de transfert, c'est-à-dire une courbe en fréquence donnant la modification du signal sismique provoquée par un site, par rapport au substratum topographiquement horizontal (rocher).

Depuis une vingtaine d'années, la méthode expérimentale pour quantifier les effets de site, consiste à enregistrer des séismes sur les différents points à étudier, ainsi que sur une station, dite de référence, au rocher. Cette station de référence enregistre un signal qui n'a subi qu'une atténuation linéaire dépendante de la distance à la source. Chaque événement sismique (même de faible énergie) est enregistré et analysé. Un rapport spectral est effectué entre le spectre provenant d'un site et celui, relatif au même séisme, provenant de la référence. La moyenne effectuée à partir de nombreux rapports spectraux d'un site fournira sa fonction de transfert. Le principe de cette méthode est illustré sur la Figure 7.

Le spectre de référence régional pourra être soit celui de la réglementation parasismique PS 92, soit tout spectre recalculé à partir d'enregistrements de mouvements forts ou de données de sismicité historique et néotectonique. Ce spectre de référence sera multiplié par la fonction de transfert de chaque site, pour tenir compte de la modification provoquée localement.

La méthode "classique" d'enregistrement de séismes, si elle s'avère vérifiée par les séismes de forte énergie, reste cependant très coûteuse à mettre en oeuvre. Dans le département des Alpes-Maritimes notamment, le taux de sismicité est très moyen. La durée nécessaire pour enregistrer suffisamment de séismes, même de faible énergie, peut donc être longue. De plus, le niveau de bruit en ville peut masquer une grande part de l'information dans certaines gammes de fréquences intéressantes.

Par ailleurs, les modélisations numériques d'effet de site sont toujours possibles, mais la fiabilité des modèles dépend de la qualité et de la quantité des données géotechniques fournies, ce qui nécessite des campagnes de reconnaissance lourdes.

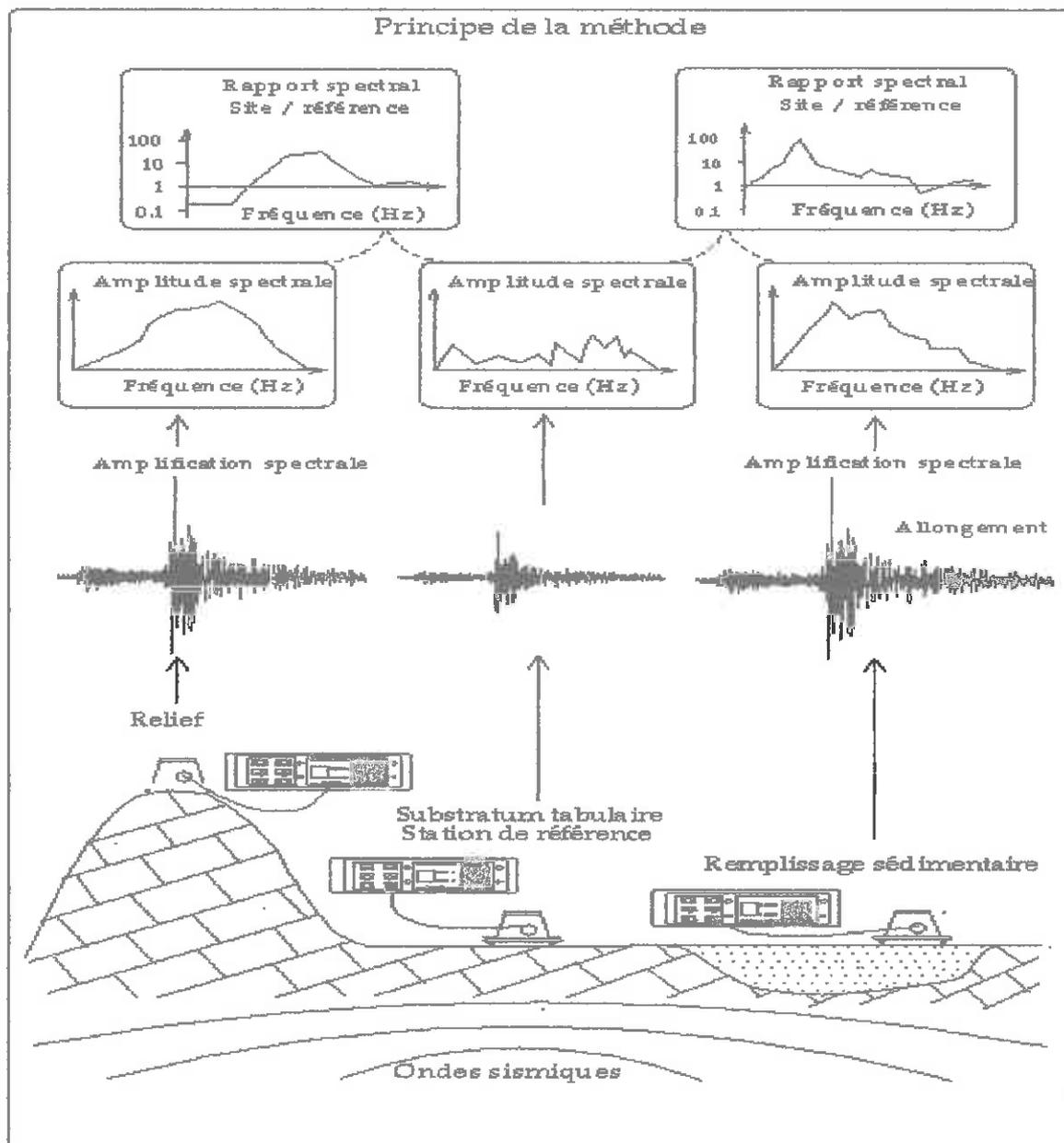


Figure 7 : Schéma de principe de la méthode site/référence, à partir de l'enregistrement de séismes.

Une nouvelle méthode a donc été proposée par le CETE Méditerranée afin de décrire quantitativement la réponse des sols aux séismes. La méthode "H/V bruit de fond" est basée sur l'enregistrement de bruit de fond sismique. Elle permet d'obtenir très rapidement et avec des coûts bien moindres, la fréquence de résonance F_0 d'un remplissage sédimentaire.

1.2.2 Principe de la méthode "H/V bruit de fond"

1.2.2.1 Nature du bruit de fond

La nature du bruit de fond sismique est une question posée depuis longtemps. Les perturbations atmosphériques sur les océans se propageant sur la surface de la croûte terrestre sont vraisemblablement à l'origine des longues périodes qui composent le bruit jusqu'à 5

secondes environ, tandis que les vibrations dues à l'activité humaine et industrielle forment la partie plus haute fréquence, appelée "microtremor" en anglais. Des enregistrements de bruit en réseau [Aki, 57] ont montré que ces vibrations plus hautes fréquences étaient composées d'ondes de surface (Rayleigh et Love).

1.2.2.2 Différentes utilisations

Au Japon surtout, de nombreuses tentatives ont d'abord été effectuées pour utiliser le bruit de fond comme moyen de détection des effets de site. Historiquement, la première méthode a consisté à interpréter directement le spectre de Fourier du bruit enregistré sur un site et à effectuer une classification [Kanaï et al, 54]. Le signal d'entrée est alors considéré comme un bruit blanc modifié par les terrains de surface. Le deuxième type d'utilisation du bruit de fond consiste à diviser le spectre du bruit obtenu sur un site quelconque par celui obtenu sur une station au rocher. Dans ce cas, le signal au rocher est considéré comme le signal d'entrée. Mais le problème de la nature et de l'identité des sources entre stations limite considérablement ces études. En fait, il semble difficile de séparer les effets de source des effets de site dans les résultats. De plus, certaines études montrent des désaccords entre les courbes issues du bruit de fond et les effets de site réellement observés [Udwadia et Trifunac, 73]. La méthode originelle d'utilisation du bruit de fond, qui est utilisée ici, a d'abord été proposée par M.Nogoshi et T.Igarashi ([Nogoshi M. et Igarashi T., 1970] et [Nogoshi M. et Igarashi T., 1971]) . Cette méthode a été reprise et appliquée plus tard dans des zones urbanisées du Japon [Nakamura, 89]. En effectuant le rapport spectral des composantes horizontales de l'enregistrement de bruit sur la composante verticale (H/V), la fréquence de résonance des sites est censée être mise en évidence. On appellera "H/V" l'une des deux formules suivantes (souvent équivalentes) :

$$\frac{S_{n-s}}{S_v} \quad \text{ou} \quad \frac{S_{e-o}}{S_v}$$

avec S = spectre moyen, $n-s$ = voie nord-sud, $e-o$ = voie est-ouest, v = voie verticale

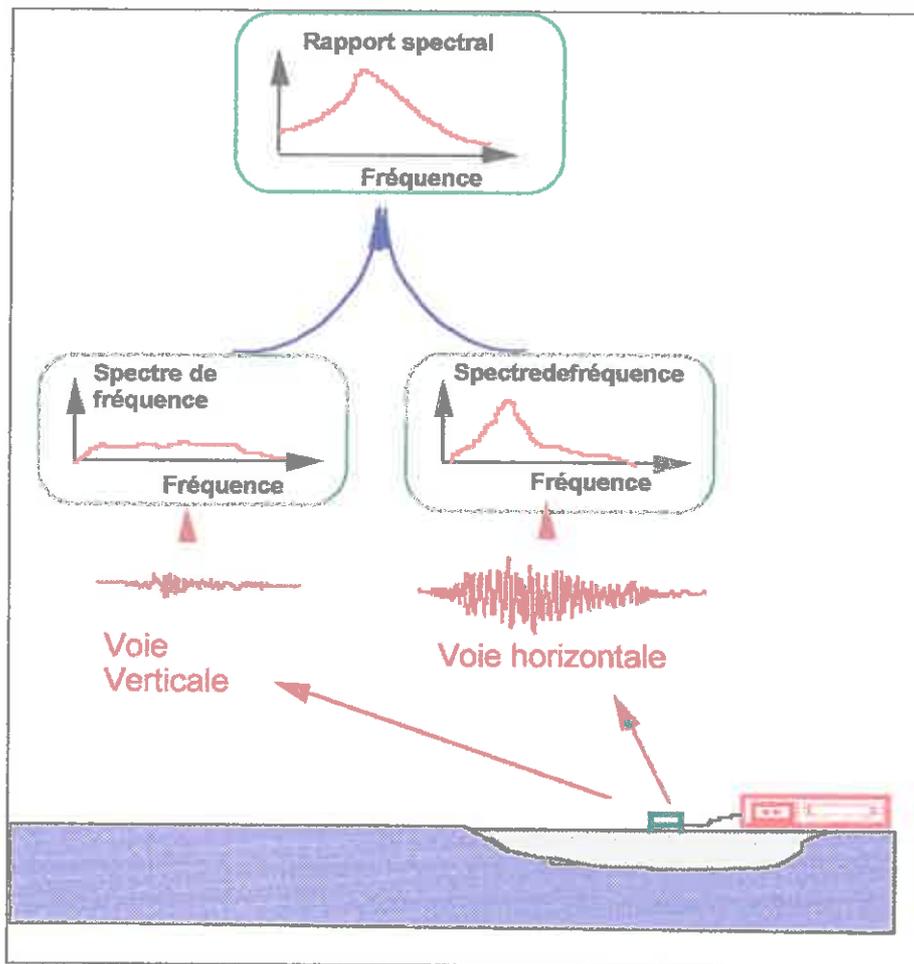


Figure 8: Principe de la méthode H / V bruit de fond

1.2.2.3 Explications admises aujourd'hui

La méthode a d'abord laissé sceptiques de nombreux scientifiques qui n'adhéraient pas aux explications théoriques fournies par son promoteur (Y. Nakamura). Depuis 1990, les expérimentations faites par différentes équipes dans le monde se succédaient avec des résultats souvent très riches sans qu'une explication des phénomènes en jeu soit communément admise. Au cours des dernières années donc des travaux numériques ont été effectués dans le but de fournir une explication aux processus impliqués dans le cas de milieux tabulaires simples au moins ([Field et Jacob, 1993] [Lachet et Bard, 94]). Les ondes de Rayleigh, principales composantes du bruit, sont aujourd'hui tenues pour responsables des pics observés sur les rapports spectraux des voies horizontales sur verticales. La polarisation de ces ondes induit une diminution (voir une annulation quasi complète) de la composante verticale aux alentours de la fréquence de résonance du site. Cette fréquence est liée à la profondeur du remplissage et aux caractéristiques géomécaniques de la couche étudiée. Les modèles confirment donc bien l'amplification observée à la fréquence propre du site sur les rapports "H/V". Mais le niveau de l'amplification théorique est infini alors que l'expérience montre que ce niveau est bien fini, voire même souvent inférieur aux niveaux d'amplification obtenus pour les fonctions de transfert. Les comparaisons numériques et expérimentales effectuées dans trois villes du Mexique par exemple confirment la similitude entre les

fonctions de transfert classiques et les rapports "H/V bruit de fond" [Lermo et Chavez Garcia, 94]. Cette méthode H/V peut aussi être exploitée sur la base d'enregistrement de séismes.

1.2.3 Acquisition du bruit de fond

1.2.3.1 Dispositif d'enregistrement

Les enregistrements de bruit de fond sismique ont été effectués à l'aide d'un enregistreur autonome Lennartz MARSlite. La résolution est de 16 bits, donnant une dynamique d'enregistrement de 120 D.B. Les enregistrements sont stockés sur un disque magnéto-optique effaçable dont la capacité totale est de 230 mégabytes. L'enregistreur est lié à un capteur composé de trois géophones (vélocimètres) orientés dans des directions différentes : verticale, Nord-Sud, Est-Ouest. Ces géophones sont également de marque Lennartz et sont groupés dans un même boîtier. Leur période propre est de 5 secondes (0,2 Hz) et leur transduction de 400 microvolts/micromètre/seconde.

1.2.3.2 Paramètres d'enregistrement

Le signal, capté par les géophones, est échantillonné avec une fréquence de 125 Hertz durant 10 à 20 minutes. La durée de l'enregistrement est liée à une estimation faite du niveau de « bruit parasite ». Lorsque les bruits de circulation proche sont fréquents, on allonge cette durée afin d'augmenter les chances de trouver dans l'enregistrement des passages relativement calmes (ou "stationnaires", sans coup très bref). Le gain du numériseur a été placé de façon à pouvoir mesurer les vibrations depuis 0,3 mm/sec, jusqu'à 0,163 mm/sec.

1.2.3.3 Position des points d'enregistrement

Dans cette étude, le bruit de fond a été enregistré sur 47 points sur le terrain. Ces points sont reportés sur la carte des effets de site.

1.2.4 Traitement des données de bruit de fond

Le signal est traité à l'aide d'une station de travail sous UNIX. Les calculs sont exécutés par de multiples programmes développés au Laboratoire en Fortran et en C et permettant l'analyse spectrale. La procédure d'établissement du rapport spectral est la suivante :

- 1) pour chaque site, les données de base sont composées de 10 minutes de signal sur les 3 voies. Les fenêtres de 15 secondes les plus calmes de l'enregistrement sont retenues;
- 2) une apodisation est effectuée sur ces fenêtres pour limiter les effets de bord (Figure 9, Figure 10) ;
- 3) le spectre en fréquence est calculé par transformée de Fourier rapide (spectre RMS);
- 4) les spectres sont lissés avec un filtre d'une largeur de bande dépendant de la fréquence;
- 5) le rapport H/V est calculé pour chaque fréquence de chaque fenêtre;
- 6) enfin le rapport moyen H/V est calculé pour toutes les fenêtres

Cette suite d'opérations est effectuée pour chaque site et les rapports H/V sont alors imprimés les résultats sont en annexe.

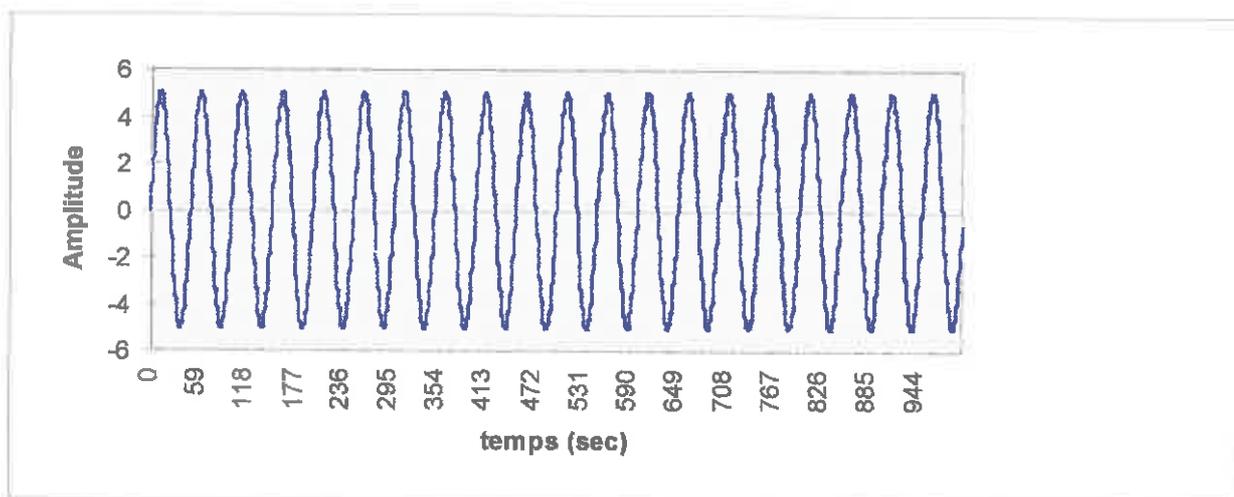


Figure 9 : exemple de signal synthétique non apodisé

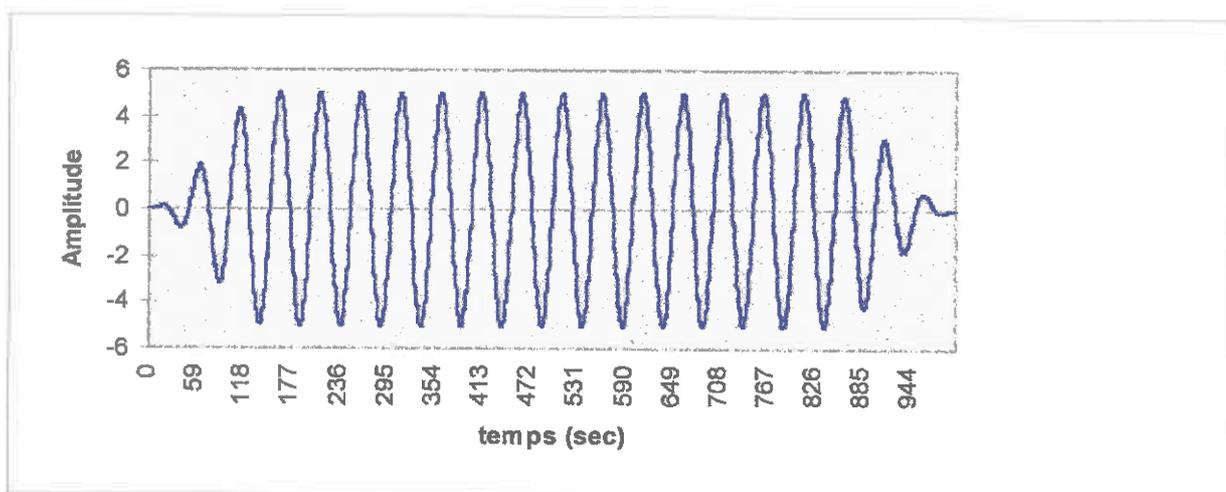


Figure 10 : Signal théorique apodisé.

1.2.5 Résultats

1.2.5.1 Résultats ponctuels

183 points de mesure ont été réalisés sur l'ensemble de la commune. Leur analyse a permis de différencier des zones où les fréquences fondamentales sont du même ordre de grandeur

1.2.5.2 Interpolations spatiales - Zonage

Le principe est de mesurer le bruit de fond pour chaque point, de calculer H/V et d'interpoler les paramètres quantifiables et déterminants des résultats. Les mesures sont effectuées de façon suffisamment dense pour permettre cette interpolation.

Les logiciels utilisés pour effectuer ces calculs d'interpolation sont liés aux méthodes de Smith et Wessel (Smith & Wessel, Geophysics, 55, 293-305, 1990. voir Smith & Wessel, Geophysics, 55, 293-305, 1990). Le paramètre de tension est lié au degré de lissage appliqué aux données : 0 pour la solution la plus lissée, 1 pour la solution la moins lissée.

Les rapports H/V, calculés précédemment pour chacun des sites, sont donc étudiés de façon à dégager 2 éléments dans chacun d'entre eux :

- La fréquence F à laquelle se produit l'amplification maximale.
- L'amplitude maximale A

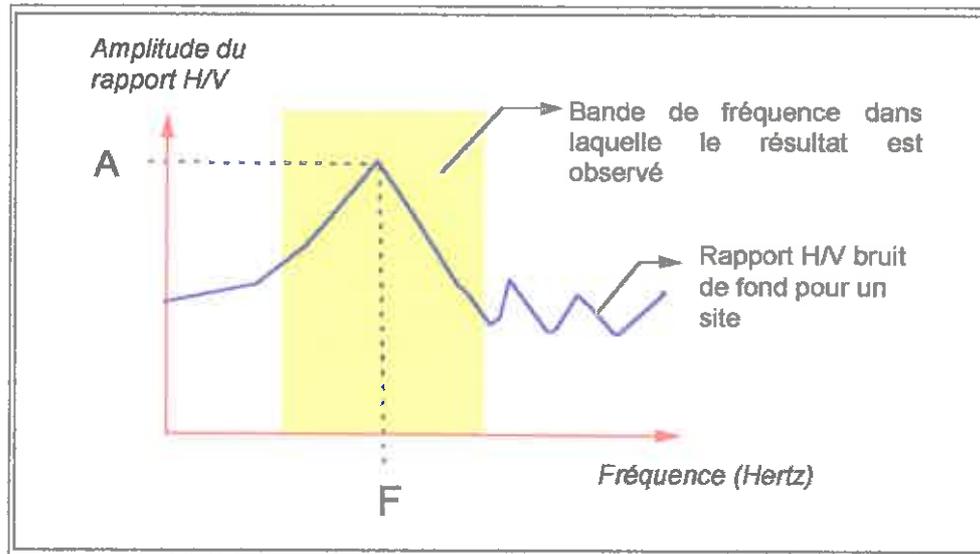


Figure 11 : Principe du choix des données à interpoler. A partir d'un rapport H/V bruit de fond par site, on retient 2 valeurs par bande de fréquence : A et F .

F (ou A) est ensuite interpolée et extrapolée sur l'ensemble de la zone, donnant ainsi une carte de fréquence (respectivement une carte d'amplitude maximale). Le pas de l'interpolation est choisi pour éviter les problèmes d'aliasing et donné en mètre.

Remarque fondamentale : Bien entendu, plus les points de mesure sont écartés, moins le résultat de l'interpolation est crédible.

Les exemples donnés ci-dessus montrent différents types de rapports spectraux obtenus avec cette méthode.

Au total 5 zones ont été différenciées sur la commune de Beaulieu :

- la première (0) correspond à des parties du territoire où aucun effet de site notable n'a été observé, on y appliquera le spectre du substratum défini pour la commune
- la deuxième (1) correspond à des zones d'alluvions et de colluvions, voire d'éboulis, où les rapports H/V exhibent de fortes amplifications dans une gamme de fréquence comprise entre 5 et 10 Hz.) ;
- la troisième (2) correspond à des amplifications notables très basse fréquence (0.2 Hz)
- la quatrième (3) se situe en bordure nord-ouest du port, les amplifications y sont modestes avec des fréquences comprise entre 7 et 12 Hz ;
- enfin la cinquième (4) à l'extrémité ouest de la commune, les amplifications y sont bipolaires avec un premier pic à basse fréquence (0,5-1 Hz.) et un second, à 12 HZ.

1.3 Spectres proposés

Pour les zones à comportement homogène qui ont été identifiées sur la commune de Beaulieu, on propose 5 spectres lissés permettant de prendre en compte l'action sismique dans le calcul des bâtiments.

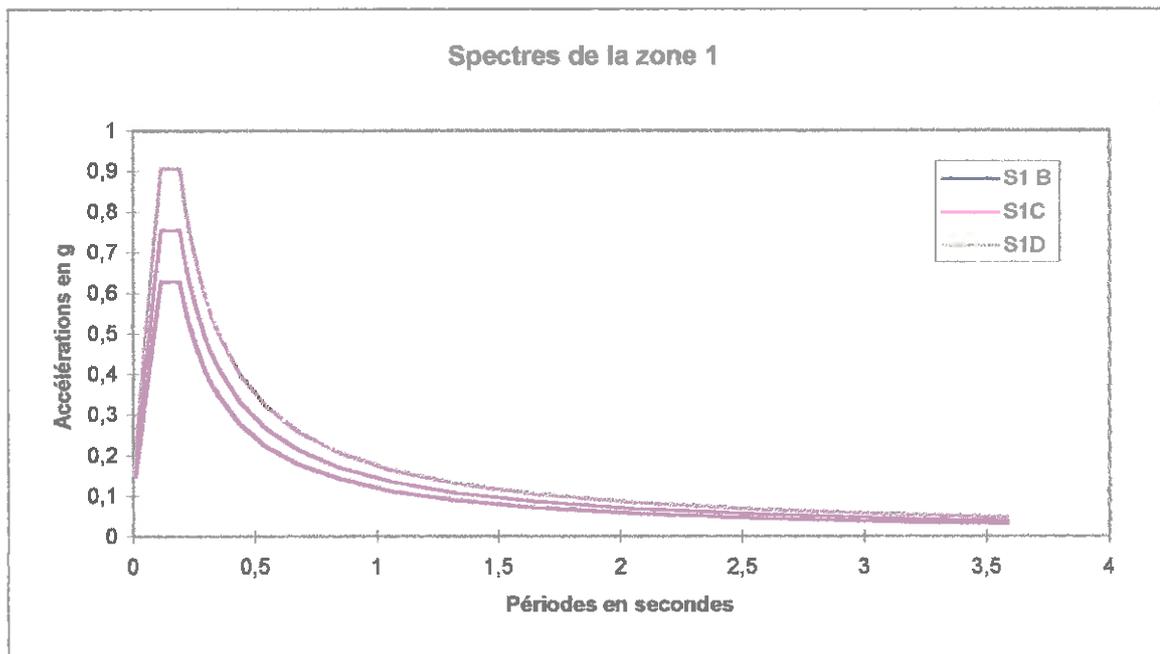


Figure 12 : Spectres pour la zone 1

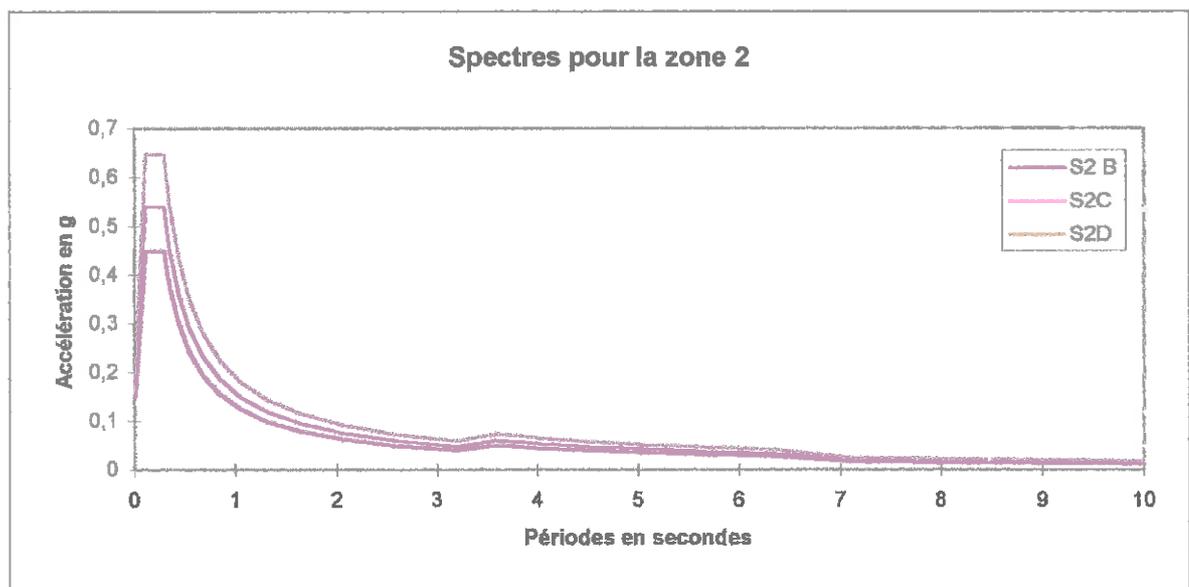


Figure 13 : Spectres pour la zone 2.

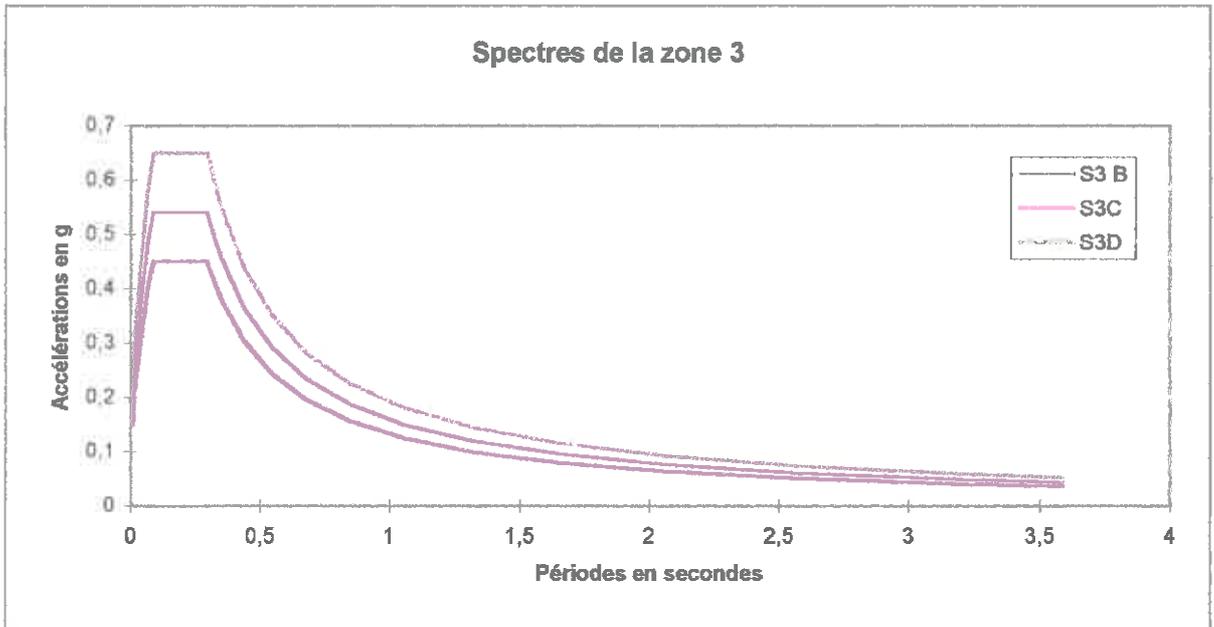


Figure 14 : Spectres pour la zone 3 de Beaulieu

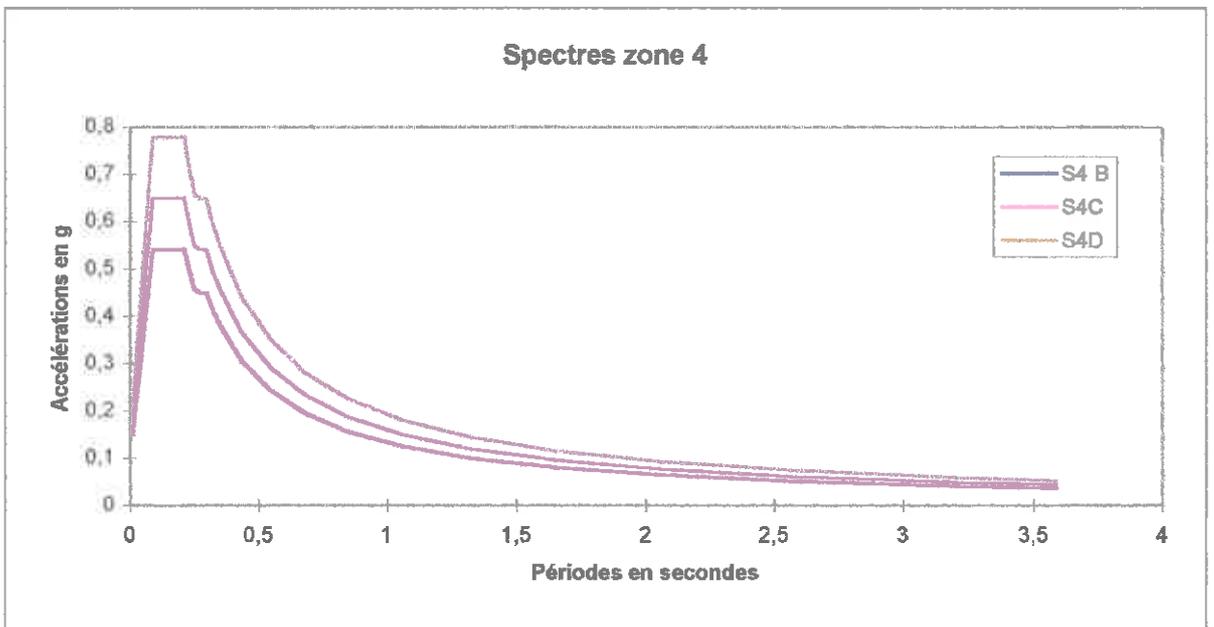


Figure 15 : Spectres zone 4 de Beaulieu

Le Directeur du laboratoire
par intérim

J.P. Méneroud