

Enregistrements sismologiques de l'explosion sur le site de l'usine AZF (Toulouse, France)

Annie Souriau^{a,*}, Matthieu Sylvander^a, Valérie Maupin^b, Jean-François Fels^a, Alexis Rigo^a

^a Observatoire Midi-Pyrénées, 14, av. Édouard-Belin, 31400 Toulouse, France

^b Department of Geology, University of Oslo, PO box 1047, Blindern, 0316 Oslo, Norvège

Reçu le 3 décembre 2001 ; accepté le 11 février 2002

Présenté par Jean-Paul Poirier

Abstract – Seismological records of an explosion at the AZF chemical complex in Toulouse, France. This study presents a detailed analysis of the seismic records of a strong explosion that occurred on 21 September 2001 at a chemical complex located south of Toulouse, France, and provoked important damages. The explosion, which is equivalent to a 3.4 magnitude earthquake, has been recorded at most of the stations of the National Seismological Network, as well as at a station under test at the ‘Observatoire Midi-Pyrénées’, 4.2 km away from the epicentre. The main seismic phases are interpreted using the known crustal structures, and a modelling with synthetic seismograms is performed. *To cite this article: A. Souriau et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 155–161.* © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

seismology / wave propagation / explosion / Toulouse / France

Résumé – L'explosion qui s'est produite le 21 septembre 2001 sur un complexe chimique situé au sud de Toulouse a engendré des ondes élastiques équivalentes à un séisme de magnitude proche de 3,4. Elles ont été enregistrées par les stations sismologiques du Réseau national de surveillance sismique, ainsi que par un appareil en test à l'observatoire Midi-Pyrénées à Toulouse, à 4,2 km du foyer. Cette étude, qui présente une analyse détaillée des enregistrements, s'appuie sur les éléments connus de la structure régionale et sur une modélisation par sismogrammes synthétiques. *Pour citer cet article : A. Souriau et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 155–161.* © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

séismologie / propagation des ondes / explosion / Toulouse / France

Abridged version

1. Introduction

On 21 September 2001, an explosion partly destroyed the AZF chemical complex, located south of Toulouse (lat. = 43.5670°N, long. = 1.4269°E). 30 people have been killed, 2500 injured, and 27 000 housings have been damaged. The explosion took place inside a 300-ton storage of ammonium nitrate. It generated a very strong blast, as well as seismic waves, which have been recorded at the stations of the French National Seismological Network (RéNaSS), several hundreds of kilometres away from the source. The ground motion is equivalent to an earthquake of magnitude $M_L \approx 3.4$. Here, we analyse the records obtained at the Pyrenean stations, which are the closest RéNaSS stations,

and a record obtained at a station under test at the ‘Observatoire Midi-Pyrénées’, 4.2 km east of the AZF site.

2. The records at the Pyrenean stations

Fig. 1 shows the vertical components of the records obtained at the short-period Pyrenean stations. They correspond to epicentral distances 73 to 205 km. Several seismic phases may be observed. At the four nearest stations (distances $\Delta = 73$ to 122 km), the first arrival is the P_g wave, which corresponds to the direct propagation inside the crust. The second arrival is PMP, a phase reflected at the Moho, at the base of the crust. At larger distance ($\Delta > 150$ km), the first arrival is P_n , a phase refracted beneath the Moho, and the second arrival is P_g . These three

* Correspondance et tirés à part.

Adresse e-mail: Annie.Souriau@cnes.fr (A. Souriau).

phases are generally well observed in this distance range for explosive sources [7]. The third arrival, 10 to 25 s after the P-waves, is the Lg phase, which results from multiple subcritical reflections of S-waves inside the crustal layers [2, 4]. It has a high-frequency content (dominant period 0.2 s) because that part of the energy has been guided in the 1 to 2.5 km thick Aquitaine sedimentary layer [3]. The different arrival times allow us to retrieve the main crustal parameters. Assuming homogeneity in the crust, we obtain a mean crustal velocity of $5.72 \pm 0.16 \text{ km s}^{-1}$ from the P_g wave, a slightly higher value ($6.1 \pm 0.2 \text{ km s}^{-1}$) from PMP, which is less sensitive to superficial structures, and a crustal thickness of $32.8 \pm 2.9 \text{ km s}^{-1}$. These values are in agreement with the values obtained in previous studies for nearby regions [5, 7, 8].

3. The record at the ‘Observatoire Midi-Pyrénées’ (OMP)

The station under test at OMP was a short-period station similar to those of the Pyrenean network, but it was not set up with the care required to collect seismological data. The seismometer was not buried, not oriented, and the station was not connected to an external reference time base. A data processing has thus been necessary a posteriori to obtain a calibrated record. Fig. 2 shows the vertical and longitudinal components of the record (the transverse component is not available). These two components contain most of the useful signal, as explosions do not generate S-waves.

From this record, two independent methods have been used to determine the origin time of the explosion. The first one is based on the usual hypocentre location procedure, in which the known focal position has been fixed. The second method uses the propagation speed (0.343 km s^{-1}) of the acoustic wave, which has been well recorded 11 s after the first P-arrival. The two methods converge to a value $t_0 = 08 \text{ h } 17 \text{ min } 55.3 \text{ s} \pm 0.5 \text{ s UT}$.

3.1. The different phases observed on the record

The two first P-phases, P1 and P2, exhibit steep incidences, thus they may be refracted beneath a sedimentary layer, or reflected at depth. As expected for an explosion, the first motion is compressive. The later arrivals P3 and P4 are nearly horizontal (longitudinal). P3 could be a direct P-wave, which has propagated inside the uppermost sedimentary layer. It could also be, like P4, a P-wave converted to an S-wave at a crustal discontinuity. The long period phase, which starts 3.5 s after origin time, is the Rayleigh wave. Contrary to the P-waves, which have a linear polarisation, it exhibits an elliptical polarisation.

It is worth noting that the multiplicity of the P-arrivals does not denote the existence of several sources. In that case, the same P-arrivals with the same time intervals would also be observed at the Pyrenean stations. This is not the case (Fig. 3). The two explosions mentioned by the population at some distance of the focus may possibly correspond to the propagation through the ground (P-wave),

and through the air (acoustic wave). If so, the time difference between the two signals must increase with distance. On the other hand, no precursory signal could be detected within the 13.5 s record available before the P1 arrival, even when filtering is applied.

3.2. Modelling with synthetic seismograms

For the modelling, the main difficulties are related to the strong heterogeneity along the path AZF–OMP, to the poor knowledge of the structure beneath this path, and to the unknown nature of the source (explosion or vertical force). The path goes through the Garonne river bed, then through a 130 m high hill, then across a drained marsh. A 0.8 to 1.2 km thick layer of consolidated sediments has been well identified from drillings [3], but the uppermost layers of unconsolidated alluvial deposits are not well documented.

The modelling is based on the reflectivity method [1], valid in near field conditions and for a one-dimensional structure (no lateral variation). Various types of sources have been checked. A source depth of 7 m has been chosen, in agreement with the depth of the crater generated by the blast. The best models are obtained for a source that is quasi-impulsive (time duration less than 0.02 s) and purely explosive. No complex source is required to explain the seismic signal. Numerous possible structures have been tested. Fig. 4 shows the synthetic seismograms obtained for one of the models, which explains at best the data (Table 1). One or two thin layers with very low P-velocities (unconsolidated sediments) are necessary to explain the strong vertical components of P1 and P2. Two layers with very low S-wave velocities and high attenuations are also required close to the surface in order to obtain long period (0.8 s) surface waves. In particular, it is necessary to introduce at the surface a layer whose properties are close to those of water.

In the synthetic seismogram, P1 and P2 are well reproduced. They are respectively refracted and reflected at the top of the bedrock, 1000 km deep. Two other phases due to multiple reflections on the bedrock are present on the synthetics, but not observed on the records. With 1D models, it has not been possible to explain the two longitudinal phases P3 and P4. The long period Rayleigh wave arrival at 4 s on the vertical component is well reproduced, as is the more complex Rayleigh waveform on the longitudinal component. In particular, the long period arrival between 3.5 and 4 s is likely a higher mode trapped in the 1000 m thick sediments. It has not been possible to reproduce the long Rayleigh wave duration on the vertical component without strongly perturbing P1 and P2.

In the absence of more constraints on the crustal structure, and with a 1D model, it seems difficult to go further in this modelling. However, this study has shown that, with a single explosive source and realistic structures compatible with the geological data, it is possible to explain most of the features observed on the seismological records obtained at the OMP and at the Pyrenean stations.

1. Introduction

Le 21 septembre 2001, une explosion détruisait en grande partie le complexe chimique toulousain AZF. Trente personnes furent tuées et 2500 blessées, 27 000 logements endommagés. Ce site industriel majeur, implanté au début du siècle dernier en périphérie de la ville, produisait des engrais azotés. L'explosion s'est produite dans un stock d'environ 300 tonnes de granulés de nitrate d'ammonium.

L'explosion a provoqué un souffle violent en surface, ainsi que des ondes sismiques suffisamment énergétiques pour être observées à des centaines de kilomètres de Toulouse, dans les stations du Réseau national de surveillance sismique (RéNaSS). En particulier, toutes les stations sismologiques du Réseau de surveillance sismique des Pyrénées (RSSP), qui correspondent aux stations du RéNaSS les plus proches, ont enregistré ces signaux sismiques. Elles sont situées à des distances au site AZF (lat. = 43,5670°N, long. = 1,4269°E, en système WGS84) allant de 73 à 205 km, distances où la lecture des phases peut présenter quelques difficultés. L'enregistrement le plus intéressant a été obtenu de façon fortuite grâce à un sismomètre posé dans un bureau au rez-de-chaussée de l'observatoire Midi-Pyrénées (OMP, lat. = 43,5616°N, long. = 1,4786°E, système WGS84), mais non destiné aux mesures sismologiques : la sismicité locale ne justifiant pas la maintenance d'un tel appareil à Toulouse. Ce sismomètre au rebut, dont une des composantes était hors service, servait à tester des appareils enregistreurs. Il n'était pas installé avec le soin requis pour des mesures sismologiques : en particulier, il n'était pas enterré, pas orienté, et pas relié à une base de temps de référence. Il a cependant permis d'obtenir un enregistrement de bonne qualité à seulement 4,2 km de l'explosion, et c'est lui qui apporte les informations les plus importantes.

Au cours de la semaine qui a suivi la catastrophe, une analyse rapide des enregistrements sismologiques a permis d'apporter des éléments de réponse sur les caractéristiques de l'explosion, dans le cadre de l'enquête qui a suivi [9]. Nous présentons ici les résultats d'une étude plus détaillée incluant une interprétation des signaux sismologiques, en relation avec la structure du sous-sol. Cette étude est basée sur deux types de données : les enregistrements des stations sismologiques du RSSP et l'enregistrement du sismomètre en test à l'OMP.

2. Les enregistrements pyrénéens

Les stations pyrénéennes sont équipées de vélocimètres Mark Products L4C à courte période (période propre 1 s) et à trois composantes (verticale, nord-sud

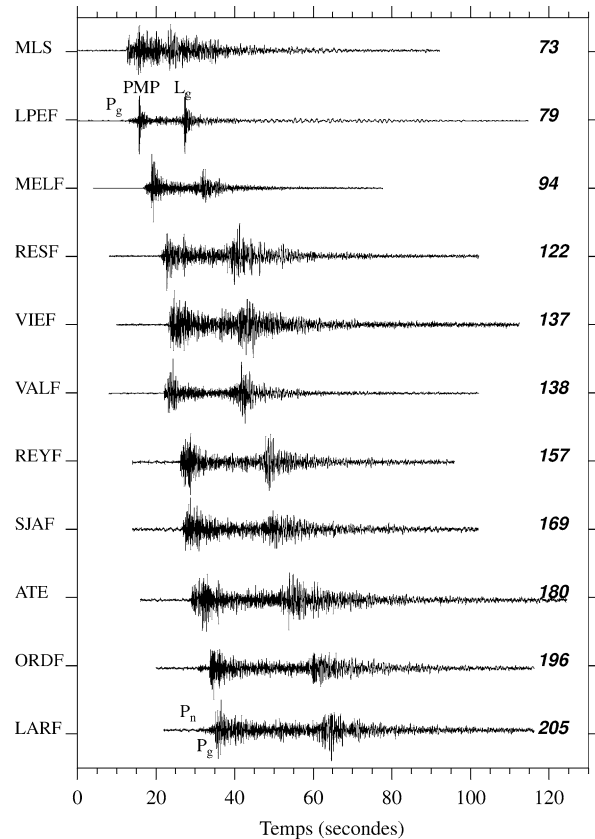


Figure 1. Composantes verticales des enregistrements obtenus dans les Pyrénées, rangés par distances croissantes. Les sigles des stations sont à gauche, les distances sont indiquées en kilomètres à la droite de chaque trace. Les différentes phases sont indiquées sur deux des enregistrements.

Figure 1. Vertical records obtained at the Pyrenean stations, with increasing distances from top to bottom. Station codes to the left, distances in kilometres to the right. The main phases are mentioned in two of the records.

et est-ouest), couplés à des enregistreurs Agecodagis Minititan 3. Les différentes stations sont synchronisées par une horloge externe. La fréquence d'échantillonnage est de 62,5 Hz. Suivant l'amplitude du signal sismique, la durée de l'enregistrement varie ; ici, les stations ont stocké une centaine de secondes de signal. Les composantes verticales des enregistrements réalisés par les stations du RSSP sont présentées sur la Fig. 1.

Ces signaux, ainsi que ceux d'autres stations du RéNaSS, ont permis d'obtenir une heure origine approchée de l'explosion à partir du logiciel de localisation. La valeur obtenue, $t_0 = 08 \text{ h } 17 \text{ min } 56 \text{ s TU}$, souffre d'une imprécision de près d'une seconde, du fait de l'hétérogénéité des structures entre la source et les stations et de l'absence de station proche. Les signaux permettent également d'estimer la magnitude équivalente de l'explosion, à partir des amplitudes des ondes de volume. Celles-ci sont comparables

aux ondes générées par un séisme naturel d'une magnitude locale M_L comprise entre 3,2 et 3,4.

On peut observer, sur les enregistrements du RSSP, plusieurs arrivées d'énergie. Pour les quatre stations les plus proches, on observe trois arrivées distinctes. La première, P_g , est l'onde directe qui s'est propagée à travers la croûte. La seconde, PMP, s'est réfléchi sur le Moho. Cette phase a été bien observée pour d'autres trajets en France, pour des sources explosives, aux distances 70–250 km [7]. Pour les enregistrements aux plus grandes distances (> 150 km), la première arrivée est l'onde P_n , réfractée sous le Moho, la deuxième arrivée étant l'onde directe P_g . La troisième arrivée d'énergie, 10 à 25 s après les ondes P, correspond à l'onde Lg, une onde guidée à courte période, qui résulte de réflexions multiples sub-critiques d'ondes S sur les différentes interfaces de la croûte [2]. Ces ondes S, non présentes à la source, puisqu'il s'agit d'une explosion, résultent de conversions d'ondes P en ondes S sur les interfaces crustales [2].

À partir de ces différentes ondes, qui réalisent une sorte de profil en éventail entre Toulouse et les Pyrénées, il est possible de proposer un modèle crustal moyen pour la partie centrale du Bassin aquitain. Les ondes P_g donnent une vitesse moyenne de $5,72 \pm 0,16 \text{ km s}^{-1}$. Dans l'hypothèse d'une croûte homogène, les ondes PMP, qui sont moins influencées par les couches superficielles que les ondes P_g , conduisent à une vitesse crustale moyenne de $6,1 \pm 0,2 \text{ km s}^{-1}$ et à une épaisseur crustale de $32,8 \pm 2,9 \text{ km}$. Ces valeurs sont en accord avec celles obtenues dans les régions peu tectonisées de la France et au pied des Pyrénées, où des valeurs de vitesses moyennes de $5,8$ à $6,2 \text{ km s}^{-1}$ sont obtenues dans la croûte, avec une profondeur moyenne du Moho voisine de $31 \pm 2 \text{ km}$ [5, 7, 8].

Pour les ondes Lg, les enregistrements pyrénéens donnent une vitesse de groupe standard de l'ordre de $3,2 \text{ km s}^{-1}$ pour les périodes voisines de 0,2 s, qui correspondent au maximum d'énergie. La présence de courtes périodes est due au fait qu'une partie de l'énergie a été guidée dans la couche sédimentaire qui surmonte le substratum [2], et dont l'épaisseur varie de 1000 à 2500 m sous les trajets concernés [3]. Pour une telle structure, l'onde Lg est particulièrement bien développée si la source est superficielle [4].

3. Analyse de l'enregistrement de l'OMP

La chaîne d'acquisition en test à l'OMP était similaire à celle des stations pyrénéennes, à deux différences près.

- Le sismomètre n'enregistrait que sur deux composantes, la verticale et une horizontale, l'autre horizontale étant hors service. La composante horizontale valide était orientée à $\pm 2^\circ$ près suivant la direction AZF–OMP à N107°E, et correspond donc à la composante longitudinale. L'explosion n'engendrant pas ou que peu d'onde S directe, on a donc, avec les composantes Z et L, la quasi-totalité du signal. Il a été nécessaire de corriger la mesure de la réponse instrumentale, différente pour les deux composantes, et déterminée a posteriori.

- Le numériseur n'était pas connecté à une base de temps de référence, ce qui fait que la série temporelle enregistrée est relative et non absolue. Le décalage entre temps interne et temps absolu a été déterminé a posteriori, à mieux que 0,05 s près, en évaluant, sur une dizaine de jours, la dérive de la base de temps du système d'acquisition.

Le signal corrigé de la réponse instrumentale et recalé en temps est reporté sur la Fig. 2.

À partir de cet enregistrement, deux méthodes indépendantes ont été utilisées pour déterminer avec précision l'heure origine t_0 de l'explosion. La première consiste à introduire le temps t_1 de la première arrivée de l'enregistrement OMP dans la routine de localisation, en plus des temps d'arrivée des stations du RéNaSS, et à fixer la position du foyer. Compte tenu de la magnitude mesurée, celui-ci est nécessairement associé au cratère créé par l'explosion. Les résidus minima sont obtenus pour le temps $t_0 = 08 \text{ h } 17 \text{ min } 55,45 \text{ s TU}$. La deuxième méthode utilise le temps de trajet de l'onde acoustique aérienne, bien observée en fin d'enregistrement, puisque le sismomètre n'était pas enterré. En prenant une vitesse du son de $0,343 \text{ km s}^{-1}$, qui tient compte de la température moyenne de l'air au moment de l'explosion, mais néglige l'augmentation de vitesse au voisinage immédiat de la source, on obtient $t_0 = 08 \text{ h } 17 \text{ min } 55,15 \text{ s TU}$. Ces deux déterminations étant en excellent accord, nous adopterons la valeur médiane $t_0 = 08 \text{ h } 17 \text{ min } 55,3 \text{ s TU}$. L'imprécision sur cette valeur n'excède pas 0,5 s, compte tenu des incertitudes sur les différents paramètres (modèle de Terre et vitesse du son) qui ont permis sa détermination.

3.1. Analyse des phases de l'enregistrement

On identifie, sur le sismogramme :

- deux phases P séparées de 0,4 s (P1 et P2), présentant respectivement des polarisations rectilignes à 10 et 18° de la verticale ; leurs temps de parcours correspondent respectivement à des vitesses apparentes de $2,7$ et $2,1 \text{ km s}^{-1}$; leurs polarisations laissent supposer qu'il s'agit d'ondes P réfractées ou réfléchies en profondeur ; ces ondes présentent un premier mouvement compressif, conformément à ce que l'on attend

Figure 2. Enregistrement obtenu à l'observatoire Midi-Pyrénées, à 4,2 km du lieu de l'explosion. En haut : vitesse du sol pour le mouvement vertical (positif vers le haut); en bas : vitesse du sol pour le mouvement horizontal longitudinal, c'est-à-dire dans le plan d'incidence (positif en s'éloignant de l'AZF). P1, P2, P3, P4 correspondent à différentes phases d'ondes de volume, Ac correspond à l'onde acoustique aérienne. Le temps origine est l'heure calculée pour l'explosion.

Figure 2. Record obtained at the Observatoire Midi-Pyrénées, 4.2 km away from the explosion site. Ground velocity for the vertical motion, positive up (top), and for the longitudinal motion, positive away from epicentre (bottom). P1, P2, P3, P4 are different body wave arrivals, Ac is the acoustic wave. The origin time is the computed explosion time.

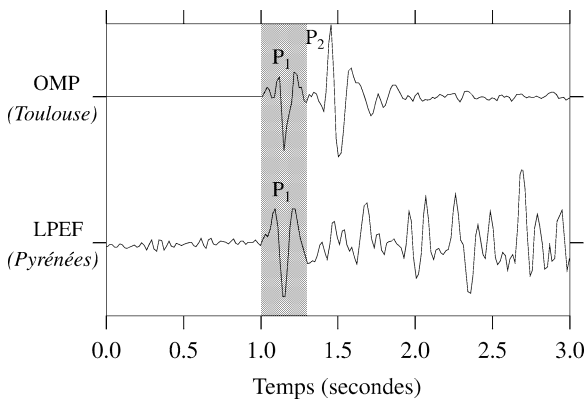
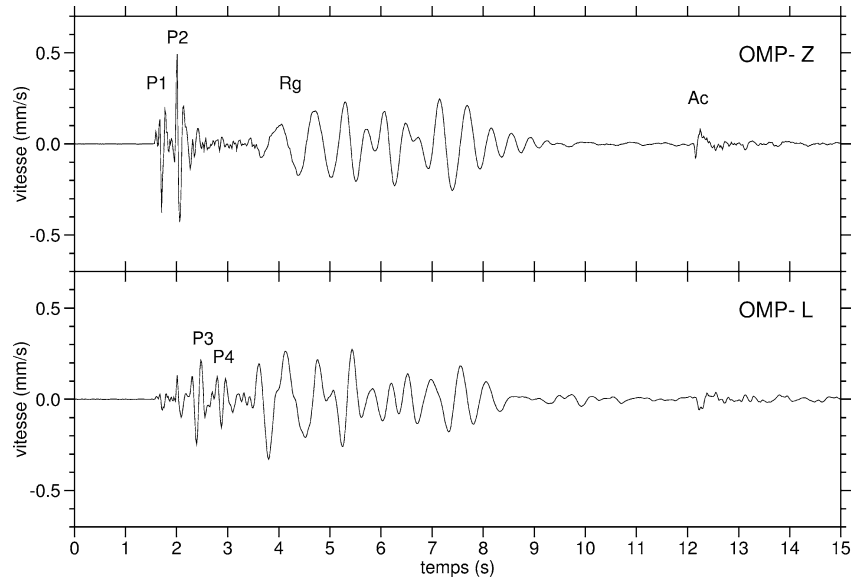


Figure 3. Comparaison entre les premières arrivées d'ondes P enregistrées à l'OMP (en haut) et à la station pyrénéenne LPEF (en bas). Noter que la phase P2 n'est pas observée dans les stations pyrénéennes, elle n'est donc pas engendrée à la source.

Figure 3. Comparison of the first P-arrivals at OMP and at the Pyrenean station LPEF. Note that P2 is not observed at LPEF, thus it is not due to the source.

pour une explosion ; les deux arrivées suivantes, P3 et P4, sont quasi longitudinales ; la phase P3 a un temps de parcours qui correspond à une vitesse apparente de $1,8 \text{ km s}^{-1}$; il peut s'agir de l'onde P directe, qui s'est propagée dans la couche sédimentaire superficielle ; il peut également s'agir, tout comme la phase P4, d'une onde P convertie en S ; notons que les pics multiples observés ne dénotent pas plusieurs sources sismiques successives, puisqu'ils ne sont pas observés dans les stations pyrénéennes (Fig. 3) ; il s'agit donc nécessairement d'arrivées multiples, engendrées par les couches sédimentaires entre le site AZF et l'OMP ; – une onde de surface (onde de Rayleigh) de type R_g , caractéristique des sources superficielles à courte distance [6] ; elle est facilement reconnaissable à

son arrivée tardive, à ses basses fréquences et à sa polarisation elliptique ; celle-ci présente cependant une particularité, puisqu'elle est prograde au début du train d'onde et rétrograde à la fin ;

– le signal acoustique correspondant à une propagation dans l'air ; celle-ci étant beaucoup plus lente que la propagation dans le sol, ce signal arrive en fin d'enregistrement ; le premier mouvement du sol vers le bas indique une surpression de l'air lors du passage de l'onde acoustique, en accord avec les témoignages recueillis vers l'OMP (impression que le bâtiment est plaqué sur le sol par le souffle) ; le mouvement à basse fréquence de faible amplitude qui suit cette onde correspond vraisemblablement à un mode de couplage entre l'onde acoustique et le sol ; notons que les deux explosions perçues par la population à une certaine distance peuvent correspondre, l'une à la propagation de l'explosion par le sol (la plus rapide), l'autre à la propagation par l'air, la différence de temps entre les deux devant alors augmenter avec la distance à la source ; aucun signal n'a pu être détecté pendant les 13,5 s d'enregistrement disponibles avant l'arrivée de l'onde P1, aussi bien sur les traces brutes que sur les traces filtrées avec différentes bandes passantes. Si une autre explosion a eu lieu, elle n'a pas engendré de signal sismique détectable (elle n'était pas couplée au sol, ou était d'énergie trop faible).

3.2. Tentative de modélisation de l'enregistrement OMP par sismogrammes synthétiques

Plusieurs difficultés sont liées à la modélisation des signaux observés. La première est la forte hétérogénéité du trajet entre le site AZF et la station. Le trajet coupe le bassin de la Garonne (un quart du trajet), la

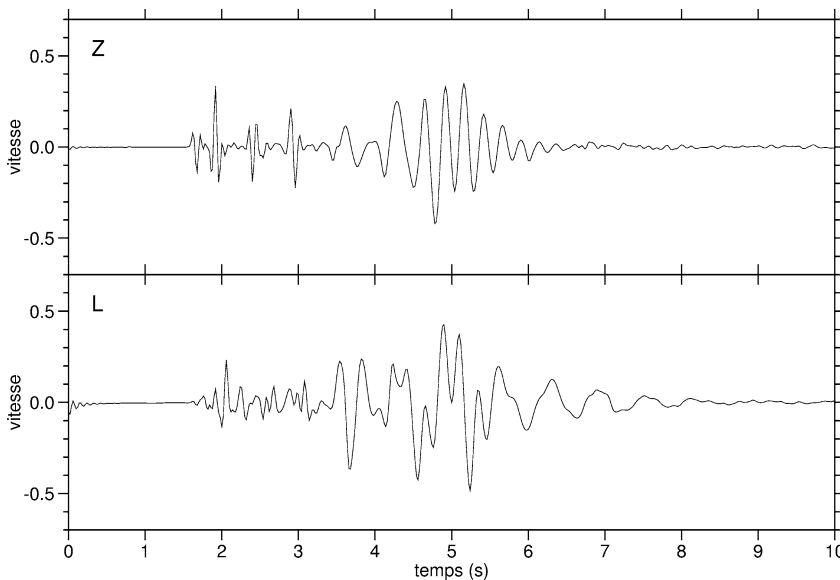


Figure 4. Modélisation par sismogramme synthétique de l'enregistrement de l'OMP, obtenu pour le modèle du Tableau 1.

Figure 4. Synthetic seismograms obtained for the OMP record with the model given in Table 1.

colline de Pech David qui domine de 130 m ce bassin (un quart du trajet), puis une zone basse et plate d'anciens marécages asséchés. Une deuxième difficulté vient de la mauvaise connaissance du sous-sol. La seule structure de subsurface bien cartographiée est une couche de sédiments consolidés, d'épaisseur 0,8 à 1,2 km au-dessus du socle, documentée grâce des forages dans la région toulousaine [3]. Une troisième difficulté est la représentation de la source : elle peut être modélisée, soit comme une explosion, soit comme une force verticale. Enfin, la réponse du bâtiment où est posé le sismographe peut modifier le signal ; elle ne sera pas prise en compte.

En l'absence d'une connaissance assez détaillée des variations latérales de la structure, nous avons tenté de modéliser le signal avec un modèle moyen de la structure latéralement homogène. La modélisation est basée sur une méthode de réflectivité valable en champ proche [1].

Différents types de sources à des profondeurs variant entre 0 et 10 m ont été testés. Les modélisations les plus satisfaisantes sont obtenues avec des sources purement explosives impulsives (durée nulle) ou d'une durée de 0,02 s, ces deux durées étant équivalentes, compte tenu de la gamme de fréquences présentes dans les enregistrements. Cela confirme qu'il n'est pas nécessaire d'invoquer un mécanisme complexe à la source pour expliquer les signaux sismiques. Deux sources identiques séparées par 0,2 s ou plus auraient pu être facilement identifiées, compte tenu de la résolution de la modélisation. Une profondeur de 7 m, correspondant à la profondeur du cratère formé par l'explosion, a été retenue dans les modélisations. Notons que cette profondeur est simplement celle qui est la mieux adaptée pour modéliser les signaux dans un modèle latéralement homogène,

et ne reflète pas forcément la véritable profondeur de la source.

De nombreux modèles de structure ont été testés. La Fig. 4 présente les sismogrammes synthétiques pour l'un des modèles (Tableau 1) qui explique le mieux les données. Ce modèle présente à 1000 m de profondeur une interface entre des sédiments consolidés et le socle, conformément aux informations que nous possédons sur la région [3]. Pour expliquer la polarisation très verticale des deux premières arrivées d'ondes P, il faut supposer l'existence d'une ou deux couche(s) peu épaisse(s), de très faible(s) vitesse(s) V_P au-dessus de la couche de sédiments bien consolidés. Deux couches aux vitesses d'ondes S très faibles et avec de très faibles facteurs de qualité sont également requises en surface pour expliquer le caractère longue période des ondes de Rayleigh ($T = 0,8$ s), leur rapport d'amplitude entre les composantes verticale et longitudinale, ainsi que leur rapport d'amplitude par rapport aux premières ondes P. Il est, en particulier, nécessaire d'introduire en surface une couche d'environ 30 m, d'épaisseur dont les propriétés élastiques soient proches de celles de l'eau.

Les sismogrammes obtenus reproduisent bien les deux ondes P1 et P2, le caractère longue période de l'onde de Rayleigh arrivant à 4 s sur la composante verticale, et sa plus grande complexité sur la composante longitudinale. Les phases P1 et P2 correspondent dans ce modèle respectivement à l'onde réfractée et à l'onde réfléchie au toit du socle, à 1000 m de profondeur. Deux phases supplémentaires d'ondes de volume, dues à des réflexions multiples sur le socle, apparaissent sur la composante verticale, alors qu'elles n'apparaissent pas sur les données. L'amplitude de ces ondes diminue quand on augmente l'épaisseur des couches à faible vitesse en surface. Il est possible

Tableau 1. Structure utilisée pour le calcul du sismogramme synthétique de la Fig. 4.

Table 1. Structure for the calculation of the synthetic seismograms in Fig. 4.

Épaisseur (m)	V_P (km s ⁻¹)	V_S (km s ⁻¹)	Q_P	Q_S
30	1,6	0,2	10	5
20	1,8	0,6	50	20
950	2,3	1,1	100	50
∞	4,0	2,3	300	150

que les hétérogénéités latérales de la structure soient responsables de leur disparition sur les données. Notons enfin qu'aucun modèle latéralement homogène ne nous a permis d'expliquer le caractère des phases longitudinales P3 et P4.

Le modèle présenté permet de bien reproduire le caractère de l'onde de Rayleigh sur la composante longitudinale, et en particulier l'arrivée longue période entre 3,5 et 4 s, qui peut être une harmonique piégée dans les 1000 premiers mètres de sédiments. La durée de l'onde de Rayleigh sur la composante verticale n'est, en revanche, pas bien restituée par ce modèle, et l'onde n'est pas assez riche en basses fréquences. Il est possible d'améliorer ces deux pa-

ramètres en épaississant les deux petites couches à faible vitesse en surface, mais l'amélioration se fait au détriment de la modélisation de la composante longitudinale et de celle des ondes P1 et P2.

En l'absence de davantage de contraintes sur la structure crustale, il semble difficile de chercher à modéliser les signaux de façon plus précise. Cette étude montre cependant que, en considérant une source explosive ponctuelle et superficielle, le caractère général du sismogramme obtenu à l'OMP, ainsi que les différentes phases obtenues dans les stations pyrénéennes, sont assez bien expliqués par des structures compatibles avec les informations que nous avons sur la région.

Remerciements. Nous remercions Sébastien Chevrot pour d'intéressantes discussions concernant les bilans d'énergie, Sébastien Benahmed pour la calibration instrumentale, et Yves Cansi pour ses commentaires lors de la relecture de la version originale.

Références

[1] M. Bouchon, A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71 (1981) 959–971.
 [2] M. Bouchon, The complete synthesis of seismic crustal phases at regional distances, *J. Geophys. Res.* 87 (1982) 1735–1741.
 [3] BRGM, Elf-Re, Esso-Rep, SNPA, Atlas de la géologie du bassin d'Aquitaine, 27 planches et forages, Ed. BRGM, Paris, 1975.
 [4] M. Campillo, M. Bouchon, B. Massinon, Theoretical study of the excitation, spectral characteristics, and geometrical attenuation of regional seismic phases, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 74 (1984) 79–90.

[5] M. Daignières, J. Gallart, E. Banda, Lateral variation of the crust in the North Pyrenean Zone, *Ann. Géophys.* 37 (1981) 435–456.
 [6] T. Lay, T.C. Wallace, *Modern Global Seismology*, Academic Press, New York, 1995, 521 p.
 [7] G. Perrier, J.-C. Ruegg, Structure profonde du Massif central français, *Ann. Géophys.* 29 (1973) 435–502.
 [8] M. Sapin, C. Prodehl, Long range profiles in western Europe, *Ann. Géophys.* 29 (1973) 127–145.
 [9] A. Souriau, M. Sylvander, A. Rigo, J.-F. Fels, S. Benahmed, Rapport sur les données sismologiques relatives à l'explosion sur le site de l'usine AZF, Toulouse, le 21 septembre 2001, rapport DRIRE, Toulouse, 26 septembre 2001, 6 p.