



HAL
open science

Étude de la structure interne de la Lune

Hugues Chenet

► **To cite this version:**

Hugues Chenet. Étude de la structure interne de la Lune. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Paris-Diderot - Paris VII, 2003. Français. NNT : . tel-00005839

HAL Id: tel-00005839

<https://theses.hal.science/tel-00005839v1>

Submitted on 12 Apr 2004

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE de DOCTORAT
de l'UNIVERSITÉ PARIS 7 - DENIS DIDEROT

Spécialité : GÉOPHYSIQUE INTERNE

présentée par

Hugues CHENET

pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ PARIS 7 - DENIS DIDEROT

Sujet de la thèse :

Étude de la structure interne de la Lune

Soutenue le 14 octobre 2003, devant le jury composé de

Monsieur Claude JAUPART Président du jury
Monsieur Tilman SPOHN Rapporteur
Monsieur Antoine MOCQUET Rapporteur
Monsieur Hitoshi MIZUTANI Examineur
Monsieur Sylvestre MAURICE Examineur
Monsieur Philippe LOGNONNÉ Directeur de Thèse

Département de Géophysique Spatiale et Planétaire,
Institut de Physique du Globe de Paris
4, avenue de Neptune - 94107 Saint Maur cedex

Remerciements

Avant de revenir un peu en arrière et de me lancer dans une longue liste plus ou moins rébarbative, je souhaite sincèrement remercier chacun des membres de mon jury. Je suis particulièrement reconnaissant envers Claude Jaupart qui me fait la joie de présider la soutenance, et le remercie de sa convivialité. Merci beaucoup à Tilman Spohn, et pardon de tous ces messages et multiples envois qui n'ont pas dû rendre le rôle de rapporteur très simple. Merci évidemment à Antoine Mocquet, parce qu'il est rapporteur de ma thèse aujourd'hui, et parce que nous nous sommes souvent croisés à Nantes ou ailleurs, toujours dans une franche bonne humeur. Mes remerciements vont aussi à Sylvestre Maurice, que j'ai été très heureux d'inviter dans ces murs pour lui faire parler de la Lune, et qui vient aujourd'hui m'écouter et examiner mon travail. Je remercie enfin profondément Hitoshi Mizutani d'avoir accepté de faire partie de mon jury et de venir assister à la soutenance, en saluant le rôle qu'il a joué dans la collaboration de nos deux équipes et dans les orientations de ma thèse.

J'en profite pour remercier Norbert Paluch, représentant du CNES au Japon, et Mathieu Grialou de l'Ambassade de France à Tokyo pour m'avoir invité à participer au 4^e Symposium de collaboration spatiale Franco-Japonaise de Kyoto, qu'ils organisaient. Mes remerciements vont aussi à Jürgen Oberst et à Yosio Nakamura pour les discussions constructives que nous avons eu ensemble à Houston, Berlin ou Nice. Je souhaite également remercier Lev Vinnik pour ce que j'ai appris à ses côtés, scientifiquement et humainement, et l'équipe du laboratoire de sismologie pour son accueil.

La seconde phase de mes remerciements nécessite un petit flash-back ...
Été 1999. Deux portes s'entrouvrent. Une vers les flots tahitiens, l'autre vers les profondeurs sélène. Le choix n'était pas simple, mais c'est finalement l'hostilité grise et terne de la Lune qui l'a emporté sur la limpidité turquoise et tiède du Pacifique Sud. Quatre ans plus tard, pas de regret ... étonnant, non ? C'est donc dans la joie et le sourire aux lèvres que j'arrive à l'issue de cette thèse, qui n'était pas forcément partie en ligne droite vers les cieux ... L'aspect lunaire, souviens-toi mon cher Philippe, ne devait au départ constituer qu'un petit tiers du sujet, un cas particulier en parallèle à une étude sismologique terrestre, centrée sur des milieux un peu bizarres : «La Lune, je cite, c'est trop risqué». Puis c'est l'application à la Terre qui devint minoritaire, et les deux tiers dévoués à l'étude de notre satellite : «... faut voir ...». Finalement, nous y sommes, une thèse 100% lunaire : «... ça commence à prendre une bonne tournure... », ai-je entendu récemment. C'est particulièrement pour cela que je suis reconnaissant envers Philippe Lognonné, pour la confiance dont il a fait preuve à mon égard dès le premier jour de mon stage de DEA, et son respect envers les trajectoires que j'ai voulu prendre. Merci pour l'enthousiasme qu'il m'a communiqué pour mener à bien cette étude, notamment grâce à son don pour l'optimisme. Mais dans cette aventure, je n'étais pas seul, et je souhaite tirer mon chapeau à tous ceux sans qui ce n'eût pas été la partie de plaisir que cela fut (le Bescherelle vient d'intervenir, pour faire plaisir à Mark W.) :

Par ordre d'apparition à l'écran, après le chef, vient la spécialiste : Jeannine

Gagnepain-Beyneix, que je remercie sincèrement pour son aide rigoureuse et le travail énorme qu'elle a effectué en amont des études que j'ai pu mener, sans qui j'aurais vraisemblablement mieux fait d'aller tâter du super-swell en Polynésie, faute de signal à me mettre sous la dent. Jeannine, qui fait partie des rares personnes à aussi bien connaître les données Apollo et qui a su m'y initier en me faisant prendre part à ses travaux et en me communiquant son objectivité légendaire.

Ensuite, la fine équipe, les durs à cuire. Pour commencer : Mark Wieczorek, ou le Lunokhod qu'on n'a jamais débranché, qui n'a jamais rechigné à me faire entrer dans la tête, via moult croquis et images douteuses, des concepts aussi tordus que ses schémas : urKREEP, pristine composition, et le fameux football shape... Merci ensuite à Amir Khan, dit l'homme de Monte-Carlo, avec qui je n'ai jamais autant travaillé que quand il n'était plus dans mon bureau ... Merci à tous deux de m'avoir enrôlé dans ces deux voyages initiatiques que furent les conférences de Berlin et Houston.

Vient le tour des seconds couteaux, francs-tireurs et autres compagnons de route. Leur rôle peut vous paraître plus difficile à cerner, mais bien que la place manque ici pour tout expliciter, je leur dois une fière chandelle, et ne vais pas les oublier. Je ne les citerai malgré tout que par leur initiale, pour ménager un peu de mystère et cultiver un ton ludique qui s'essoufle. En premier lieu Yves C., et son esprit tranchant, sorte de parrain et de gourou, qui a beaucoup compté pour le souffle qu'il m'a donné. Juliette A., toujours présente, éternelle co-bureau malgré les milliers de km et le décalage horaire. L'ami Gio O. pour sa vision colorée du quotidien depuis nos premières rencontres d'autres couloirs, les filles d'à côté Vesna D. et Virginie B.(C.), toujours prêtes à me sortir de la panade, Raphaël G. qui se méfie presque autant de la Lune que du 51 prêt-à-consommer et Denis L., nouvelle mascotte de la Suisse-Allemande malgré ses problèmes syntaxiques évidents. Mention spéciale à Christiane D. et Taoufik G. pour leur patience face à mes problèmes toujours plus tordus.

Aïe ! La liste s'allonge et la lecture devient pénible à suivre. Nous voilà presque rendus, plus que quelques lignes. Voici les derniers, ceux que l'on prendra à tort pour des seconds rôles mais qui ont rendu les journées (les années ...) plus joyeuses et moins numériques ... lisez "plus humaines". On commence par Henri S., éternel compagnon (quoique ça sent le break, là...); Patrick M. (dans les starting-blocks), Laurent G. (bien occupé), Julien C. (pour quand ?), Lawrence A. (récemment libéré), Lydie S. (prochainement expatriée), Alex S. (déjà loin), Michael L. (envolé à la 2e tentative) et Éric B. (depuis pas mal d'années aux bons conseils), je vous salue bien bas, mais nous nous recroiserons bientôt badges à la poitrine, je n'en doute pas (et ailleurs, mais ça sort du cadre alors j'en parle pas). Bonne chance aussi à Anne-Lise C., pour la mission en Inde et la suite ! Puisqu'on est passé à la famille, je remercie mes parents qui n'ont jamais douté que j'irai jusqu'au bout de ce projet, quoique je me souviens de la petite phrase :

«Tu veux faire une ... une thèse??».

Les derniers mots pour M. qui sait pourquoi, et un grand «merci à celui qui le lit», pour ceux qui se reconnaîtront.

«*C'était pas mal ... on en refait une pour être sûr ?*»
Rudy Van Gelder.

Table des matières

Introduction à la thèse	11
I Introduction générale	15
1 Les missions d’exploration de la Lune	17
1.1 Retour sur les missions Apollo	17
1.1.1 Histoire, chronologie et description.	17
1.1.2 Les expériences de sismologie et de visée laser.	24
1.2 Les autres missions.	26
1.3 Les futures missions.	28
2 La Lune	35
2.1 La Lune et l’observation depuis la Terre.	35
2.1.1 De la Préhistoire	35
2.1.2 ... à nos jours.	37
2.2 La Lune et la science <i>in situ</i>	37
2.2.1 vue rapide avant Apollo	38
2.2.2 Apport des missions Apollo	39
2.2.3 L’ère post-Apollo	45
2.3 ZOOM SUR : La formation de la Lune	46
2.3.1 Les différentes hypothèses : avant Apollo	46
2.3.2 ...depuis Apollo et Luna.	47
2.4 ZOOM SUR : L’océan de magma.	50
2.4.1 L’océan magmatique : la différenciation primordiale et ses conséquences	50
2.4.2 Les différentes unités géologiques de surface	51
2.5 La Lune, en résumé	55
2.5.1 Carte d’identité	55
II Sismologie lunaire	57
3 La sismologie lunaire	59
3.1 Généralités	59
3.1.1 Introduction	59
3.1.2 Le réseau sismologique <i>Apollo</i>	60
3.2 Sismicité et caractéristiques de propagation	61
3.3 Les séismes lunaires	64

3.3.1	Séismes profonds	64
3.3.2	Les séismes superficiels ou HFT	69
3.3.3	Les séismes thermiques	70
3.3.4	Les impacts	70
3.4	Résolution et couverture	71
4	Premières fonctions récepteur sur la Lune	77
4.1	Les Fonctions Récepteur	77
4.1.1	Principe général	77
4.1.2	Les fonctions récepteur S	79
4.2	Premières fonctions récepteur sur la Lune	79
4.2.1	Traitement des données	80
4.2.2	Modélisation : “60 km .vs. 30 km”	86
4.3	Discussion	90
5	Modèles sismiques de l’intérieur de la Lune	97
5.1	Les inversions des données sismologiques Apollo : les contributions passées	97
5.2	Une nouvelle ère ... raccourcissons !	98
5.2.1	Les modèles récents	98
5.2.2	Description en détail de l’inversion des temps d’arrivée	98
5.2.3	Apport de la contrainte des fonctions récepteur sur l’épaisseur crustale	104
5.3	Conclusions et discussion	106
6	Corrélations horizontales	111
6.1	Principe	111
6.2	Résultats	112
6.3	Interprétation et discussion	112
III	Les variations latérales de l’épaisseur crustale	119
7	Inversion sismologique : relief du Moho	121
7.1	Problématique	122
7.1.1	Couverture, résolution des mesures	123
7.1.2	Résolution des modèles sismologiques existants	127
7.2	Relief du Moho et Monte-Carlo	129
7.2.1	L’algorithme de Monte-Carlo	129
7.2.2	Le problème direct	130
7.2.3	La stratégie et le problème inverse	131
7.3	Tests synthétiques	134
7.3.1	Le problème direct	134
7.3.2	Simulations d’inversion	135
7.4	Inversions des données de temps d’arrivée	144
7.4.1	Résultats préliminaires	144
7.5	Conclusion	150

IV	Conclusions et Perspectives	155
8	Conclusions	157
8.1	Synthèse	158
8.1.1	Une croûte deux fois moins épaisse	159
8.1.2	Composition, minéralogie et taille du noyau	161
8.2	Perspectives	161
V	Bibliographie et annexes	165
	Bibliographie	167
A	First Receiver functions on the Moon	175
	<i>L. Vinnik, H. Chenet, J. Gagnepain-Beineix and P. Lognonné</i> Geophys. Res. Lett., 2001	175
B	New seismic model of the Moon	181
	<i>P. Lognonné, J. Gagnepain-Beyneix and H. Chenet</i> Earth Planet. Sci. Lett., 2003	181
	List of figures and legends	201
	List of tables and legends	205

Introduction à la thèse

La structure interne de la Lune : quelle problématique ?

La Lune. Depuis l'aube de l'humanité, les hommes voient, observent, contemplent la Lune, lui vouent d'abord des cultes et l'invitent à leur quotidien en inventant des cycles de jours, les mois et les calendriers. Puis viennent les questions. Comment est né notre satellite et de quoi est-il fait. La description de sa surface, puis l'analyse de ses mouvements célestes constituent les premiers pas de l'étude de la Lune et du Système Solaire.

La Lune apparaît rapidement comme un objet unique, comparée aux autres satellites et planètes qui gravitent autour du Soleil, du fait de sa grande taille par rapport à la Terre et de sa faible densité. L'étude de la Terre, de sa structure interne et de son origine connaît une avancée considérable durant la première moitié du XX^e siècle, mais au début des années 1950, alors qu'on entre dans l'ère spatiale, la science lunaire en est encore à ses balbutiements. Ce sont les six missions américaines *Apollo* qui vont permettre de dresser, entre 1969 et 1972 grâce aux nombreuses données géophysiques et retours d'échantillons, les fondations de la compréhension de la formation de la Lune et de sa structure interne.

La problématique majeure concernant l'étude de la Lune, s'articule autour de son mode de formation et de son évolution primitive, via les hypothèses de l'impact géant et de l'océan de magma. C'est en effet suite à la collision entre une petite planète de la taille de Mars et une proto-Terre déjà différenciée que le couple Terre-Lune se serait formé, expliquant notamment l'absence de noyau métallique significatif de notre satellite, qui aurait quitté le coeur de l'impacteur pour intégrer le noyau terrestre, lors du formidable remaniement de matière succédant à l'impact. La quantité considérable d'énergie dégagée par la ré-accrétion des débris formant la Lune, aurait ainsi pu fondre la matière globalement et créer un océan magmatique de plusieurs centaines de kilomètres de profondeur. C'est d'un tel océan de magma que la différenciation primitive a donné naissance à la croûte de la Lune.

La nature de la croûte est en effet à l'origine de l'émergence de ces hypothèses. Dès les premiers échantillons analysés, la composition anorthositique de la croûte s'impose et semble indiquer un processus de formation global lié à une différenciation importante qui a concentré certains éléments, comme l'Aluminium, en grande quantité dans la croûte. De là, la question de l'épaisseur de la croûte se pose.

La sismologie est le meilleur moyen d'appréhender l'intérieur de la Lune. Les missions *Apollo* ont installé un réseau de 4 stations sismologiques entre 1969 et 1972, qui ont fonctionné jusqu'en 1977. Les caractéristiques sismiques de la Lune en font un objet fort différent de la Terre, du point de vue des sources comme de la propagation des ondes, que nous détaillerons dans le chapitre 3. Bien qu'exceptionnelle pour l'époque, la qualité des données ainsi que la zone limitée qu'elles couvrent empêchent de sonder l'intérieur de la Lune aussi précisément qu'on peut le faire sur Terre. Toutefois, les grandes lignes de la structure de notre satellite et particulièrement la limite entre la croûte et le manteau sous les stations, peuvent être caractérisées grâce à ces données. En quelques

publications des années 1970, l'épaisseur de la croûte fût évaluée à environ 60 kilomètres sous les stations 12 et 14 du réseau, valeur ensuite utilisée massivement, d'abord pour estimer l'épaisseur crustale moyenne pour toute la Lune, ensuite pour dresser des bilans géochimiques et des modélisations des moments d'inertie. Il est clair que la caractérisation de l'épaisseur crustale a ainsi des conséquences immédiates sur beaucoup de paramètres clé de la formation, de l'évolution et de la composition de la Lune puisque la croûte est le témoin de la différenciation primitive qui a organisé la Lune telle qu'elle est aujourd'hui.

C'est dans ce contexte que notre étude se porte sur une nouvelle analyse des données sismologiques *Apollo*, dans le but de confirmer les résultats des décennies précédentes, et d'apporter de nouvelles contraintes en utilisant des moyens méthodologiques et informatiques qui n'étaient pas disponibles à l'époque. Après avoir décrit dans la première partie les grandes étapes de l'exploration lunaire, et l'état des connaissances atteint à ce jour, nous aborderons la seconde partie, dédiée à la sismologie lunaire. Le chapitre 4 porte sur la première utilisation des fonctions récepteur sur les données sismologiques lunaires, qui nous a permis d'identifier des phases converties à la base de la croûte. Le chapitre 5 décrit le modèle résultant de notre inversion des temps d'arrivées, en se focalisant sur notre nouvelle évaluation de l'épaisseur crustale, deux fois moins épaisse que dans les modèles des années 1970. Dans la dernière partie, nous confrontons le regard latéral que peuvent avoir la sismologie et la gravimétrie sur l'épaisseur crustale. Pour la première fois, nous prenons en compte la topographie dans une inversion des données sismologiques lunaires, et cherchons à modéliser l'épaisseur de la croûte sous chacun des sites d'impacts et des stations *Apollo*.

Nous nous attacherons pour conclure à mettre en valeur les perspectives qu'apporte cette thèse dans le contexte d'un renouveau de l'exploration lunaire et des missions de sismologie planétaire des années à venir.

Internal structure of the Moon : the objectives of this study

The Moon. Since time immemorial, mankind has seen, observed and stared at the Moon. First with a religious point of view, it became a unit to count days, and gave rise to the concept of month, and calendar. And then the questions came. Where is our satellite from and what is it made of? The description of its surface, and the analysis of its celestial movements represent a first step into the study of the Moon and the Solar System.

The Moon appears soon to be a unique object compared to the other satellites and planets which revolve round the Sun, because of its large size relative to the Earth and of its low density. The study of the Earth's interior and origin greatly improved during the first half of the XXth century, but in early 50s, when the Space Age is entered, lunar science was not yet born. It is necessary to wait for the six Apollo missions, which allow to address the fundamental questions of lunar science, by returning numerous samples and complete geophysical datasets between 1969 and 1972.

The major research axis for the Moon's study concerns its make-up and primary evolution, with the hypothesis of the giant impact and magma ocean. A fantastic collision between a Mars-sized body and an already differentiated proto-Earth, would have originated the Earth-Moon system almost as it is now. This scenario would explain the lack of significant metallic core, that would have partly exited the impactor to enter the Earth's deep interior and melt with its own core, during the huge reshuffling of materials succeeding the impact. The energy involved in the re-accretion of debris forming the Moon would have been able to melt rocks globally and to create a magma ocean hundreds

of kilometers deep. Such a magma ocean would have generated the lunar crust through primitive differentiation.

The lunar crust is indeed strongly linked to the magma ocean scenario. Lunar sample analysis early showed the anorthositic signature of the crust, which indicates a formation process related to an important differentiation, responsible for the high crustal concentration of some elements like Aluminum. The thickness of the crust is thus directly involved with estimates of the Moon's bulk composition.

Seismology is the best tool to investigate the lunar interior. The Apollo missions installed a four station seismic network on the nearside of the Moon which worked until 1977. Lunar seismicity is far different from that of the Earth, in terms of sources and propagation features. Despite the exceptional quality of the data for that time, the limited covered zone prevented to probe the interior of the Moon with a precision as good as for the Earth. Nevertheless, the main features of the lunar structure, especially the crust/mantle boundary beneath the stations, can be characterized with these data. In a few publications from the 70s, the lunar crustal thickness was evaluated to approximately 60 km below stations 12 and 14. This value was intensively used afterwards, first to estimate the mean crustal thickness for the whole Moon, and then to build geochemical and moment of inertia models.

In this context, we made a new analysis of the Apollo seismic data, in order to confirm results from the past two decades, and to bring new constraints on the lunar structure, using methods and computing tools which were not available at that time. In the first part of this dissertation, we will describe the important steps of lunar exploration and the knowledge it brought. In the second part, devoted to lunar seismology, chapter 4 explains the first application of the receiver function method on the lunar dataset, which allowed to highlight converted phases from the base of the crust. In chapter 5, we describe our inversion of arrival times, focusing on our new evaluation of crustal thickness, twice thinner than in models from the seventies. In the last part, we compare the lateral views of crustal thickness we can have with seismology and gravity. For the first time, we take into account the topography data in a lunar arrival time inversion, and look forward to modeling the crustal thickness below each of the impact and station site.

To conclude, we will highlight the perspectives of this thesis in the frame of a renewal of lunar exploration and future planetary seismology missions.

Première partie
Introduction générale

Chapitre 1

Les missions d'exploration de la Lune

Lunar exploration missions : a review

The 20th of July 1969, the first human step on the surface of the Moon, marked the formidable feat of putting Mankind into a new era. In the same time, Lunar Science made a fantastic step forward, with the deployment of geophysical instruments and sample return. After two decades of silence, the orbital missions Clementine and Lunar Prospector brought new datasets which led to a refinement of the Apollo view of the Moon. This fantastic exploration is going to continue; in the near future, with the launch of SMART-1 and in 2004 with the penetrator mission Lunar-A, which will make the first seismological measurements since the Apollo era.

1.1 Retour sur les missions Apollo

1.1.1 Histoire, chronologie et description.

La décision d'aller sur la Lune

Comment en est-on arrivé à installer un réseau sismologique sur la surface de la Lune ? Retournons quelques décennies en arrière... les années 60.

En pleine guerre froide, l'U.R.S.S. est en train de toiser les U.S.A. dans la course à l'Espace... Après le premier satellite artificiel en octobre 1957, les soviétiques mettent en orbite autour de la Terre le premier être humain le 12 avril 1961. Ajoutez à cela la déroute de la Baie des Cochons quelques jours plus tard, et la situation est claire : les États-Unis ont besoin d'une inspiration nouvelle, d'un but qui redonne aux Américains leur fierté, qui leur assure une réelle suprématie aux yeux du Monde... la Lune.

"I believe this nation should commit itself to achieving the goal, before this decade is out, of landing a man on the Moon and returning him safely to the Earth. No single space project in this period will be more impressive to mankind, or more important for the long-range exploration of space, and none will be so difficult or expensive to accomplish."

President John F. Kennedy, speech to U.S. Congress, May 25, 1961.

Le dessein est d'envergure et demande beaucoup de temps et d'argent, mais très vite les projets *Mercury* puis *Gemini* en 1965 et 1966, préparent les vols habités et les sorties de spationautes. L'exploration de la Lune naît de son côté avec les missions d'observation de la surface lunaire : *Ranger*, *Surveyor* et *Lunar Orbiter* (cf. Tab. 1.2).

Le programme *Apollo* démarre avec le développement et la qualification de l'énorme lanceur *Saturn V* (cf. Figure 1.1). Un accident tragique retarde le programme en janvier

1967. Les trois spationnautes meurent dans l'incendie du module de commande *Apollo 1*, lors d'essais sur le pas de tir. Le programme est retardé ... Après d'indispensables modifications des conceptions techniques de l'habitacle, la course reprend. Le 20 juillet 1969, l'alunissage historique d'*Apollo 11* est un succès total. Les spationnautes Neil Armstrong, Michael Collins, et Edwin E. Aldrin Jr. retournent sur Terre sans encombre le 24 juillet (Figure 1.2 et 1.3).



FIG. 1.1 – Décollage du lanceur Saturn V lors du départ de la mission *Apollo 4*.

Pendant ce temps là, les Russes préparent “en cachette” un voyage lunaire habité, qui ne verra jamais le jour à cause de la non-qualification de leur gigantesque lanceur. Ils tentent, peu avant l'exploit d'*Apollo 11*, un premier retour automatique d'échantillons de roches lunaires, mais *Luna 15* s'écrase sur la Lune le 21 juillet. Malgré cette défaite, les missions *Zond* ainsi que le programme *Luna* collecteront des données et ramèneront des échantillons jusqu'en 1976.

Avec *Apollo 11*, plusieurs expériences scientifiques sont menées, étudiant le vent solaire, la poussière dégagée par le déploiement des instruments, ou la mécanique des roches de surface. Plusieurs échantillons seront ramenés sur Terre. Dédiés à la structure interne, un rétro-réfecteur laser (cf. Figure 1.5) ainsi qu'un sismomètre sont installés sur le sol lunaire, au sein d'un ensemble d'instruments scientifiques : le *EASEP*¹, préfigurant le futur réseau *ALSEP*² des missions suivantes.

La mission *Apollo 11* est donc une réussite totale, mais ce n'est que le premier volet d'une série de missions vers la Lune qui s'achèvera trois ans plus tard dans une certaine

¹EASEP : Early Apollo Scientific Experiment Package

²ALSEP : Apollo Lunar Surface Experiment Package



FIG. 1.2 – *Edwin Aldrin sortant du module lunaire Apollo 11, s'apprête à devenir le deuxième homme à avoir marché sur la Lune. [photo NASA]*



FIG. 1.3 – *Parade dans les rues de New-York de l'équipage d'Apollo 11 de retour de la Lune. [photoNASA]*

indifférence médiatique. Les missions *Apollo* vont ainsi se succéder et permettre aux scientifiques des années 70 de dresser une première image de l'intérieur de notre satellite, via un très large éventail de disciplines. Certains de ces instruments ont fonctionné pendant encore plusieurs années ; les rétro-rélecteurs sont toujours utilisés aujourd'hui pour mesurer la distance Terre-Lune.

Et la Science dans tout cela ?

En novembre 1969, les astronautes d'*Apollo 12* déploient la première station du réseau *ALSEP* constituée de différents instruments :

- Un magnétomètre (Lunar Surface Magnetometer) mesurant le champ magnétique résultant du champ intrinsèque de la Lune et de la contribution des sources extérieures que sont la Terre et le Soleil. La plus forte valeur du champ interne mesurée est environ cent fois plus faible que pour le champ terrestre. En effet, la Terre génère depuis plusieurs milliards d'années un champ dipolaire, alors que celui de la Lune s'est probablement éteint il y a 3,6 Ga.
- Une jauge cathodique (Cold Cathode Gauge) mesurant l'abondance de gaz dans l'atmosphère très ténue de la Lune. À cause de son faible champ de gravité, la Lune ne retient pas efficacement les atomes les plus légers, qui s'échappent ainsi dans l'Espace. L'atmosphère lunaire est 10^{14} fois moins dense que celle de la Terre.
- Un détecteur ionique SIDE (Suprathermal Ion Detector Experiment) étudiant les ions présents dans l'atmosphère lunaire. Les impacts de météorites ainsi que les impacts artificiels dégagent suffisamment de gaz pour être enregistrés par SIDE.
- Un spectromètre (Solar Wind Spectrometer) mesurant la composition du vent solaire. Contrairement à la Terre, la Lune n'est pas protégée du vent solaire par son propre champ magnétique, mais se trouve cinq jours par mois dans la queue de la magnétosphère terrestre. L'influence de cette dernière est alors caractérisée, ainsi que la structure interne de la Lune, d'un point de vue magnétique.
- Un détecteur de poussière (Lunar Dust Detector) étudiant les effets de la poussière

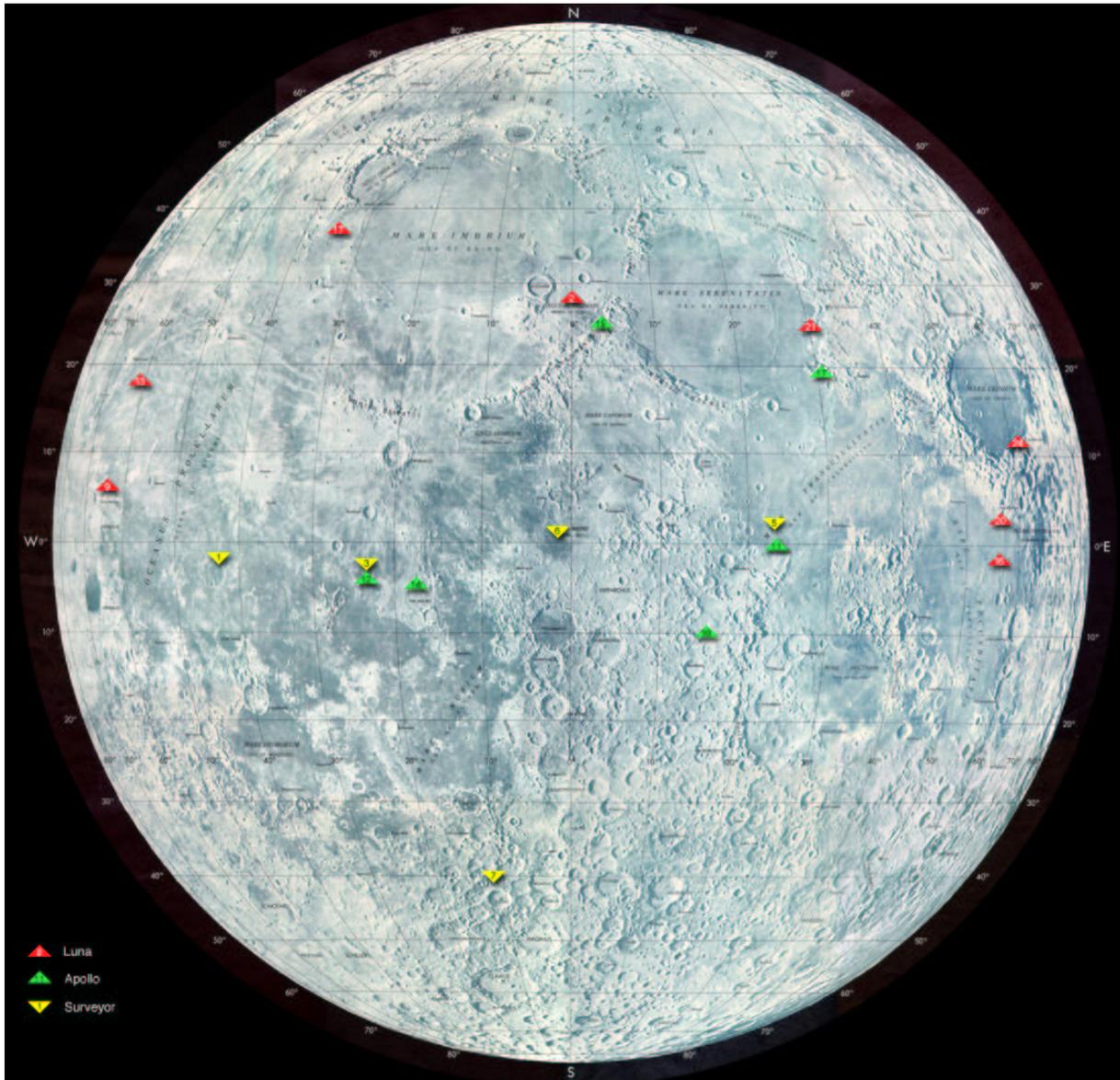


FIG. 1.4 – Carte des sites Luna, Apollo et Surveyor sur la face visible de la Lune. [d'après NSSDC/NASA]



FIG. 1.5 – *Rétro-réflecteur laser installé par les astronautes d’Apollo 11 à la surface de la Lune. [photo NASA]*

lunaire sur les opérations des différents instruments de l’ALSEP, notamment lors du dépôt de particules dégagées par le décollage du Module Lunaire.

- Un sismomètre LPSE (Lunar Passive Seismic Experiment) mesurant les déplacements du sol lunaire (cf. Figure 1.6). Lors d’un événement sismique (“tremblement de Lune”, impacts naturels de météorites, ou artificiels des modules lunaires [LM] et du dernier étage des fusées *Saturn V* [SIV-B]), se propagent des ondes à l’intérieur de la Lune. L’enregistrement de ces ondes permet de caractériser la nature des milieux traversés, et de cette manière, d’étudier la structure interne du satellite.

Chaque expérience est connectée par un câble à la station centrale de l’ALSEP, qui se charge de la communication radio avec la Terre, et de l’énergie électrique produite par un générateur thermique nucléaire (radioisotope du Plutonium). Certaines de ces expériences ont continué à fournir des données jusqu’en septembre 1977, date à laquelle le réseau ALSEP a été coupé, les équipes au sol n’ayant plus de financement.

En plus de ce “paquet” d’instruments, on retrouve les expériences de mécanique des sols ainsi que la collecte de différents types d’échantillons de roches lunaires.

En avril 1970, *Apollo 13* doit poursuivre l’installation du réseau ALSEP mais la mission est avortée à cause d’une avarie dans le module de service. Néanmoins, l’impact du troisième étage du lanceur S-IVB est un succès et est enregistré par le sismomètre d’*Apollo 12*.

En février 1971, *Apollo 14* renoue avec le succès en alunissant dans la région du cratère *Fra Mauro*, à moins de 200 km du site d’*Apollo 12* (Figure 1.4).



FIG. 1.6 – Le premier sismomètre de l'ALSEP installé par les astronautes d' *Apollo 12* sur le sol lunaire, dans sa cloche, sous une couche de Mylar[®] l'isolant du rayonnement solaire. [photo NASA]

On retrouve la plupart des expériences présentes sur *Apollo 12*. S'y ajoutent :

- un magnétomètre portable, qui permet d'appréhender des variations très locales du champ magnétique lunaire. Utilisé avec les magnétomètres à bord des orbiteurs, les instruments permettront des sondages de la conductivité électrique du manteau, et ainsi donneront des contraintes fortes sur sa température.
- un réflecteur laser semblable à celui mis en place par *Apollo 11*,
- une expérience de sismique active, qui analyse la structure du premier kilomètre de la croûte lunaire. Un réseau de géophones enregistre les déplacements du sol provoqués par les ondes issues de la détonation d'une série de petits explosifs envoyés par un mortier.

Dans le même temps des expériences sont menées depuis le module de service en orbite : un radar bistatique émet des ondes qui sont réfléchies par la surface lunaire et enregistrées au sol en Californie, ce qui permet de caractériser la rugosité de la surface échantillonnée par les ondes. D'autre part, les variations régionales du champ de gravité de la Lune sont étudiées, en utilisant les écarts fréquentiels (par effet Doppler) produits par le mouvement du module. En effet, les variations de vitesse du satellite sont dues aux forces de gravité qu'il subit, elles-mêmes résultant de la distribution géologique de la masse sous la surface lunaire. Ainsi, ces premières observations mettent en évidence l'étonnante signature de certains cratères et bassins d'impact, où des anomalies gravimétriques positives sont associées aux dépressions. La compensation isostatique d'une dépression de surface

étant caractérisée par une anomalie négative, on en a conclu que ces régions disposaient de matière non compensée. Ces concentrations de matière non compensée sont appelées *mascons* (*mass concentration*).

Apollo 15 touche la région des *Montes Apenninus* (*Monte Haddley*), 1200 km au Nord-Est des deux sites précédents, en juillet de la même année. La grande nouveauté de la mission est que les astronautes ont pu explorer la région (jusqu'à une dizaine de kilomètres autour du module) grâce à leur véhicule autonome, la "Jeep lunaire" ! Ainsi les nombreux échantillons de roches collectés appartiennent à différentes unités géologiques avoisinantes.

La plupart des expériences menées par la mission sont les mêmes que précédemment. L'ALSEP s'enrichit d'une sonde de flux de chaleur (Heat Flow Experiment) qui permet de caractériser le taux auquel la planète se refroidit. Ce paramètre permet d'estimer la teneur en U et Th de la planète, et la part entre refroidissement séculaire et chauffage interne. En orbite, la surface lunaire est photographiée de manière systématique, et les caractéristiques topographiques sont mesurées par un altimètre laser. Bien que l'orbite équatoriale du module de service exclut une couverture globale de ce type de mesures (cf. Figure 7.2 et la discussion du chapitre correspondant), le passage au-dessus d'une dépression de grande longueur d'onde a suggéré à juste titre la présence d'un bassin d'impact géant (South Pole Aitken Basin), identifié plus tard par les missions *Galileo* puis *Clementine* et *Lunar Prospector*. Quatre spectromètres (de masse, fluorescence X, rayons Gamma, particules Alpha) s'ajoutent aux instruments de la mission précédente. *Apollo 15* dispose aussi d'un sous-satellite de 38 kg ayant pour objectif d'étudier les champs magnétiques et de gravité, ainsi que de mesurer les densités électroniques et protoniques de l'environnement lunaire.

En avril 1972, *Apollo 16* alunie sur le flanc ouest des Monts Descartes, 1200 km à l'Est des sites *Apollo 12* et *14*, formant ainsi un quasi-triangle équilatéral entre les trois régions où sont installées les instruments de l'ALSEP. De nombreux échantillons de roches sont à nouveau collectés, suite à trois "virées en Jeep". Un détecteur de rayons cosmiques ainsi qu'une caméra/spectrographe à rayons ultra-violets, sont utilisés dans le but de mesurer les rayonnements de divers objets astronomiques de la galaxie. Le quatrième module du réseau ALSEP est déployé, et de nouveau, des mesures du flux de chaleur ainsi qu'une expérience de sismique active sont menées. En orbite, on retrouve les mêmes expériences que pour la mission 15.

La mission *Apollo 17*, la dernière de la série, emmène à son bord un géologue, Harrison W. Schmidt, et explore l'étroite vallée de *Taurus-Littrow*, 750 km à l'Est du site d'*Apollo 15*. En plus des nombreux échantillons, l'équipage a fort à faire avec de nouvelles expériences :

- Un gravimètre (Traverse Gravimeter Experiment), qui permet de mesurer le champ de gravité de la Lune en plusieurs endroits proches du site d'alunissage. Ces données sont utilisées pour estimer l'épaisseur de la couche de basalte sous-jacente.
- Une sonde neutronique (Lunar Neutron Probe), qui mesure la pénétration des neutrons dans le régolite³ lunaire.
- Une expérience de sondage électrique (Surface Electrical Properties Experiment), qui permet de déterminer les propriétés électriques du régolithe.

Certaines viennent se substituer aux précédentes dans l'ALSEP :

³régolithe (ou régolithe) = couche continue de débris rocheux incohérents produite par des impacts météoritiques, qui forme typiquement la couverture de surface des planètes, satellites et astéroïdes dépourvus d'atmosphère dense. Le régolithe lunaire est typiquement d'une épaisseur de quelques mètres. Le matériel qui le constitue va de blocs rocheux métriques à des particules de poussière et de verres micrométriques. D'après la définition de *Allaby et Allaby* [1991]

- Un gravimètre de surface (Lunar Surface Gravimeter Experiment) dont le but de départ est d'enregistrer les ondes gravitationnelles, prédites par A. Einstein dans sa théorie de la relativité [Einstein, 1916]. De plus, ces mesures doivent contribuer aux études des déformations de la Lune dues aux forces de marées, et compléter les expériences de sismologie (un gravimètre fonctionnant comme un sismomètre très longue période). Malheureusement, l'expérience échoue à cause d'un problème de conception de l'appareil.
- Une nouvelle expérience de sismique active LSPE (Lunar Seismic Profiling Experiment) utilisant 8 charges explosives disposées jusqu'à 3,5 km du Module Lunaire. Les tirs sont déclenchés par radio, une fois que les astronautes ont quitté la surface lunaire. L'épaisseur de la couche de basalte peut être déterminée par l'analyse des données enregistrées au sein de l'ALSEP. Les géophones de cette expérience ont aussi fonctionné en mode passif, à l'écoute de la sismicité naturelle et des impacts météoritiques. Ce sont surtout des séismes thermiques qui ont été mis en évidence lors de cette phase de l'expérience.

En orbite, certains instruments des missions précédentes laissent la place à un spectromètre ultraviolet, un radiomètre infrarouge, et un sondeur radar qui étudie les premiers kilomètres de la croûte.

1.1.2 Les expériences de sismologie et de visée laser.

Nous insistons ici sur les expériences de visée laser et de sismologie, qui nous intéresseront plus particulièrement dans la suite de cette thèse car elles contraignent l'intérieur profond de la Lune.

Lunar Laser Ranging.

L'expérience de visée laser (Lunar Laser Ranging, cf. la revue de Dickey et al. [1994]) permet de mesurer très précisément la distance entre l'émetteur terrestre et les réflecteurs lunaires. *Apollo 11* installe un premier réflecteur (Laser Ranging Retroreflector) en 1969. Par la suite les missions américaines (*Apollo 14* et *15*) et soviétiques (*Luna 21 / Lunokhod 2*, 1973), mettent en place des réflecteurs similaires (Figures 1.5 et 1.4). Ce sont les seuls instruments de l'ère *Apollo* qui sont toujours utilisés actuellement, car ils sont passifs. Via l'accumulation de ces mesures astronomiques, on a accès à la structure interne de la Lune, plus particulièrement à la distribution en densité, en calculant les principaux moments d'inertie de la planète ⁴. Le moment d'inertie I_x d'un volume par rapport à un axe \vec{x} est défini comme

$$I_x = \int_V \rho(r, \theta, \phi) d^2 dV$$

où d est la distance perpendiculaire à l'axe et ρ la masse volumique.

En effet, l'analyse des distances entre la Terre et les retro-réflecteurs permet de déterminer les paramètres de libration⁵ de la Lune, qui dépendent des principaux mo-

⁴On appelle "moments principaux" les trois moments distribués selon les directions des vecteurs propres de la matrice d'inertie. Ces trois directions sont orthogonales, la matrice étant symétrique et positive.

⁵Libration : Balancement de la Lune autour de son axe. L'égalité de la durée de la rotation lunaire et de sa révolution sidérale empêcherait théoriquement un observateur terrestre d'apercevoir plus d'une seule face lunaire. Mais, grâce à la trajectoire elliptique de son orbite (libration en longitude), à l'inclinaison de l'axe de ses pôles (libration en latitude) et à la rotation de la Terre (libration diurne), 59% de la surface totale de la Lune est visible depuis la Terre.

TAB. 1.1 – Localisation, orientation, date d’installation des sismomètres du réseau Apollo. Les stations ont fonctionné jusqu’au 30 septembre 1977. (d’après Nakamura, 1982)

Station	Localisation	Coordonnées	Azimuth des composantes		Date d’installation sismomètre
			X	Y	
12	Oceanus Procellarum	3,04°S ; 23,42°W	180°	270°	19/11/1969
14	Fra Mauro	3,65°S ; 17,48°W	0°	90°	05/02/1971
15	Hadley-Apennines	26,08°N ; 3,66°E	0°	90°	31/07/1971
16	Descartes	8,97°S ; 15,51°E	334,5°	64,5°	21/04/1972

ments d’inertie et du forçage (attraction de la Terre et du Soleil). De plus, le second degré harmonique du champ de gravité de la Lune est responsable des différences entre ces moments, et est mesurable par les instruments en orbite (missions *Clementine*, *Lunar Prospector* [Konopliv et al., 2001]). La combinaison de ces informations indépendantes permet de calculer les trois moments d’inertie.

Ces seules valeurs des moments d’inertie contiennent des indications fondamentales qui nous renseignent sur les variations de la densité avec la profondeur. Le moment d’inertie normalisé par $M.R^2$ (M=masse de la planète, R=rayon de la planète) d’une sphère homogène est de 0, 4. La Terre, qui est composée pour moitié (radiale) d’un noyau métallique, a un moment d’inertie normalisé de 0, 33 ⁽⁶⁾. Nous verrons plus tard que les valeurs pour la Lune sont proches de 0, 4 ⁽⁷⁾, mais que les écarts à cette référence peuvent être interprétés en termes de structure interne.

Passive Seismic Experiment.

La première station sismologique extra-terrestre [Latham et al., 1969] est installée par *Apollo 11* en juillet 1969, mais l’instrument n’est en service que durant trois semaines, n’ayant qu’une faible autonomie puisque alimenté par des panneaux solaires. Le 19 novembre suivant, la mission *Apollo 12* installe le premier sismomètre permanent du réseau sismologique *Apollo Passive Seismic Experiment* (cf. Figure 1.6), puis suivent ceux des missions *Apollo 14*, *15* et *16* en 1971 et 1972, qui complètent le réseau avec 4 sismomètres. Le réseau enregistre les déplacements de la surface lunaire en continu jusqu’en 1977. Les localisation, orientation et date d’installation sont reportées dans le tableau 1.1.

Le principe d’une expérience sismologique en réseau comme celle-ci repose sur l’accumulation d’enregistrements sismiques. Les sources sismiques, qu’elles soient naturelles ou artificielles, provoquent des vibrations ondulatoires qui se propagent dans toutes les directions. Ces ondes sont enregistrées au niveau des stations par les sismomètres, si le signal provenant des sources est suffisamment énergétique pour les atteindre. Entre les foyers et les récepteurs, les ondes traversent différentes régions en profondeur, où elles sont affectées par les changements de propriété physique de la matière. L’analyse de ces enregistrements a pour but d’interpréter le signal sismique en tant que signature physique des milieux traversés. Les principales observations que l’on peut tirer de ces signaux sont les temps d’arrivées des différentes familles d’ondes, et la forme de ces ondes.

Le chapitre 3 traitera de cette expérience en détail, et les chapitres suivants

⁶Moment d’inertie polaire : $C/MR^2 = 0,33134$, d’après Lambeck [1980].

⁷Moment d’inertie polaire : $C/MR^2 = 0,3932 \pm 0,0002$, moment d’inertie moyen : $I/MR^2 = 0,3931 \pm 0,0002$, d’après Konopliv et al. [1998].

développeront plusieurs études effectuées à partir des données de l'expérience.

1.2 Les autres missions.

Luna

Le programme d'exploration lunaire soviétique *Luna* est en activité entre 1959 (*Luna 1*) et 1976 (*Luna 24*). C'est un des plus longs de l'ère spatiale, et le pendant soviétique des programmes *Ranger* et *Surveyor*. Les missions *Luna* ont pour objectif de collecter des informations sur la Lune et son environnement et, d'un point de vue moins scientifique, de préparer les missions lunaires habitées. Si l'épisode "humain" a échoué, le programme *Luna* a tout de même un beau tableau de chasse : premier survol de la Lune, premier impact lunaire, premières photographies de la face cachée, premier alunissage "en douceur", premier satellite lunaire, première analyse *in-situ* du sol lunaire, premier retour d'échantillons et première utilisation d'un "rover" (*Lunokhod*). Le *Lunokhod 2* comporte un réflecteur laser (de fabrication française) utilisé depuis pour mesurer la distance Terre-Lune.

Lunar Orbiter

Les cinq missions américaines *Lunar Orbiter*, entre 1966 et 1967, ont pour but de repérer des sites potentiels d'alunissage pour le programme *Apollo*, et d'étudier avec précision les paramètres "sélénodésiques" mesurables en orbite. Les satellites prennent plusieurs milliers de photographies de la surface, et mesurent les flux radiatifs et micro-météoritiques de l'environnement lunaire.

Ranger

Entre 1961 et 1965, les neuf missions du programme américain *Ranger* sont conçues dans le but principal d'obtenir des images à très proche distance de la surface lunaire. La sonde est censée aller droit vers la Lune et transmettre les clichés jusqu'au moment de l'impact. Les missions *Ranger 1* à *6* subissent toutes des avaries diverses, qui les ont notamment conduites à manquer la Lune. Les missions *Ranger 7* à *9* ont toutefois accompli ce but, mais ont abandonné une autre expérience prévue dans les sondes *3* à *5* : la sismologie. En effet, chacune de ces missions emportait à son bord une "sphère de survie" conçue pour supporter un impact violent, comportant un sismomètre vertical (Figure 1.7). Ces trois premières tentatives de sismologie planétaire furent donc un échec.

Surveyor

Entre 1966 et 1968, le programme américain *Surveyor* envoie cinq alunisseurs sur le sol de notre satellite. Quatre d'entre eux sont destinés à examiner des *mers* équatoriales, l'autre se pose dans une région des *plateaux* du sud. Ces missions ont permis d'accomplir plusieurs analyses chimiques d'échantillons de surface/proche-surface, de creuser et de mesurer les propriétés mécaniques du sol, et d'obtenir quantité d'autres données (dont thermiques et magnétiques) caractérisant la surface de la Lune, avant que celle-ci ne soit foulée par l'Homme.

Faisant suite au programme *Ranger*, le programme *Surveyor* devait au départ emmener des sismomètres complets (3 composantes longue période (LP) + 1 verticale courte



FIG. 1.7 – Sonde Ranger. Le sismomètre était disposé dans la sphère. [photo NASA]

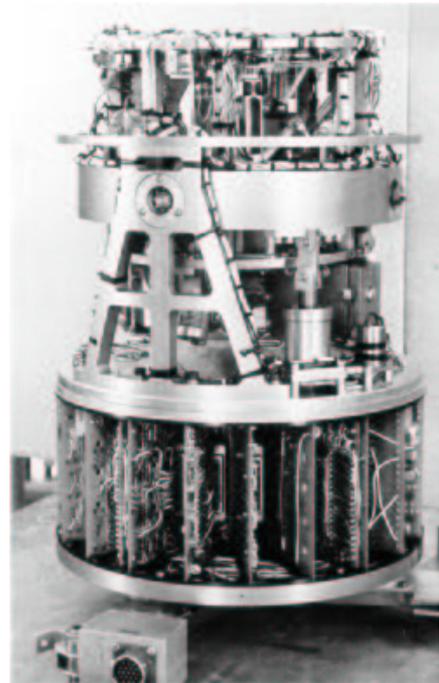


FIG. 1.8 – Sismomètre Apollo. [photo NASA]

période (SP)) [Sutton et Steinbacher, 1967]. À cause de leur poids, des sismomètres plus simples et plus légers furent ensuite proposés, mais finalement, aucun instrument de sismologie n'embarqua pour la Lune avant les missions Apollo.

Zond

Le programme soviétique *Zond* s'est attaché entre 1965 et 1970 à fournir des données scientifiques de différents types (champs magnétiques, rayonnement cosmique, émissions radio, vent solaire, etc.), dans le but principal de préparer les missions habitées vers la Lune.

Galileo

Le projet Galileo est une mission américaine pour étudier Jupiter et ses satellites. Les premiers plans de vol prévoient un trajet direct vers Jupiter, mais après l'accident de la navette *Challenger* en 1986, et l'annulation du programme de propulsion *Centaur*, le vol direct devient impossible. Le nouveau plan de vol développé pour donner une assistance gravitationnelle à la sonde lors de son voyage pour Jupiter la fait passer autour de Venus et de la Terre. Ainsi, la sonde Galileo survole la Lune en décembre 1990 et prend des clichés de la Lune dans différents domaines spectraux. La mission apporte des informations sur la composition des ejectas de nombreux bassins d'impacts (cf. Belton et al. [1992]). La présence du bassin *South-Pole Aitken* (SPA) est confirmée : c'est le plus grand bassin d'impact du système solaire connu à ce jour.

Clementine

Lancée par l'armée de l'air américaine en 1994, *Clementine* est la première mission depuis l'ère *Apollo* dont l'objectif (outre le défi technologique d'envergure puisque la conception du satellite a duré moins de 2 ans) est de faire exclusivement de la science dédiée à la Lune. Elle embarque six instruments optiques qui permettent une cartographie systématique de la surface lunaire à onze longueurs d'ondes différentes dans l'ultra-violet, le visible et le proche infra-rouge, près d'un million d'images thermiques et visibles haute résolution, des cartographies de la topographie (en opérant des visées laser) et du champ de gravité (via du pistage radio), ainsi qu'une caractérisation énergétique et particulière des environnements solaire et magnétosphérique. Cette mission marque le début du regain d'intérêt de la science internationale pour l'étude de notre satellite. Elle apporte les premières images précises (composition et topographie) du bassin d'impact géant *South Pole Aitken*.

Lunar Prospector

Lunar Prospector fait partie du *Discovery Program* de la NASA. Cette mission, lancée en 1998, est conçue pour mener des investigations en orbite polaire basse autour de la Lune. Elle a pour but de dresser des cartes des compositions de la surface et de mesurer les champs magnétique et de gravité. Les données sont complémentaires de celles de *Clementine*, provenant de types d'instruments différents. La mission est prolongée en une deuxième phase, où le satellite passe à une orbite plus basse. La résolution des données en est améliorée, particulièrement pour les champs magnétique et de gravité, puisque le modèle de [Konopliv et al., 2001] est déterminé jusqu'au degré 165. La topographie est connue jusqu'au degré 90. Au lieu de laisser l'appareil s'écraser passivement à la fin de la mission, la décision est prise d'utiliser la collision entre le satellite de 160 kg et le sol lunaire pour mettre en évidence la présence d'eau dans un cratère proche du pôle Sud supposé présenter des dépôts de glace. Mais l'étude des panaches résultant de l'impact ne montre aucune trace d'eau.

1.3 Les futures missions.

SMART-1

SMART-1 (Small Missions for Advanced Research in Technology - 1) est un orbiteur lunaire européen conçu pour tester les technologies des vaisseaux pour les futures missions, notamment pour valider la propulsion électrique solaire. La science lunaire se fait autour des données obtenues par imagerie et spectrométrie, concernant la géologie, la morphologie, la topographie, la minéralogie, la géochimie et l'environnement exosphérique de la Lune. Son lancement a eu lieu le 30 septembre 2003 de la base de Kourou.

Lunar-A

Initialement prévue pour être lancée en 1997, la mission japonaise de l'*ISAS* (the Institute of Space and Astronautical Science) *Lunar-A* a été repoussée plusieurs fois, suite à des tests et essais non couronnés de succès. À ce jour, le lancement est planifié pour août-septembre 2004. Son objectif est d'étudier l'intérieur de la Lune grâce à des mesures du flux de chaleur et à une expérience de sismométrie, via le déploiement de deux stations

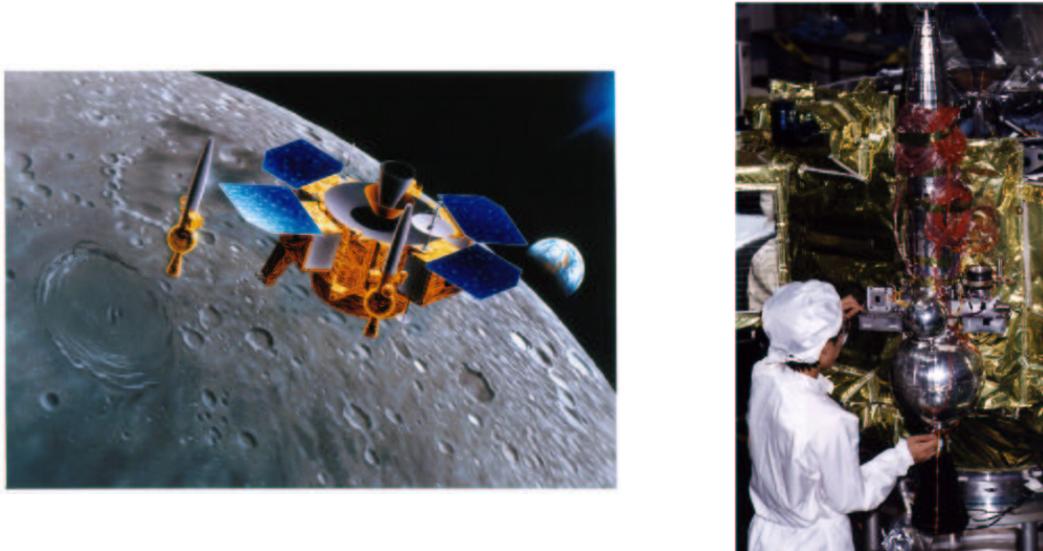


FIG. 1.9 – Vue d'artiste et image réelle de l'orbiteur Lunar-A et de ses pénétrateurs. [ISAS]

antipodales (trois stations étaient projetées au départ)[Mizutani, 1995]. Le défi majeur de Lunar-A réside dans la méthode employée pour installer les instruments. En effet, contrairement aux missions planétaires comme *Apollo* (puisqu'elle embarquait des êtres humains) ou *Viking* (sur Mars ⁸), Lunar-A projette de s'affranchir de la coûteuse logistique de l'atterrissage "en douceur". Au lieu d'alunisseurs, les instruments sont installés dans des pénétrateurs (Figure 1.9), qui doivent rencontrer la surface lunaire sans avoir subi de ralentissement motorisé. Les pénétrateurs sont largués de l'orbiteur et sortis de l'orbite grâce à des moteurs fusées. Ensuite, ils tombent en chute libre, l'absence d'atmosphère empêchant en effet le recours au parachutes. Ainsi, les deux projectiles heurtent le régolithe à près de 300 *m/s*, et subissent un choc d'environ 10 000 *g*, considérable comparé aux 20 *g* et 200 *g* d'un *soft-landing* et d'un "semi-hard" (cas des options proposées pour les sismomètres d'*OPTIMISM* et *NETLANDER* sur Mars). Conçus pour pénétrer dans le régolithe jusqu'à une profondeur de 1 à 3 mètres suivant sa nature et sa densité, ils peuvent résister à un impact avec un bloc rocheux dont le diamètre est inférieur à 1-2 *m*, et passer au travers. Une fois enfoncés, leur couplage avec le sol est optimal, et ils sont dans un environnement thermique stabilisé.

Le principal objectif de la mission est de détecter des signaux sismiques ayant échantillonné l'intérieur profond de la Lune pour apporter des contraintes sur la taille et la nature du noyau ; c'est pourquoi les stations seront installés aux antipodes l'une de l'autre. De plus, un des deux sismomètres doit être mis en place à proximité des sites des stations *Apollo 12* et *14*, de manière à pouvoir associer les signaux enregistrés avec les groupes de séismes profonds identifiés suite aux missions *Apollo* (les sites candidats sont [337,2°E, -3,0°N] et [154,2°E, 14,5°N]). En effet, bien que les sources sismiques ne puissent être localisées dans cette configuration 2 instruments - 2 composantes, on pourra bénéficier des localisations précédentes, car on s'attend à ce que les sismogrammes correspondent aux mêmes événements enregistrés durant les années 70, puisque les événements profonds (*Deep Events*) sont corrélés avec les périodes des marées (voir chapitres suivants pour les détails concernant la sismologie lunaire), de sorte que les "mêmes séismes" se

⁸Pour plus de détails, voir le numéro du 30 sept. 1977 de *Journal of Geophysical Research*, "Scientific Results of the Viking Project", vol. 82, no. 28.

reproduisent de manière identique au cours du temps. L'alimentation énergétique des instruments leur permettra de fonctionner pendant une année, durée qui devrait permettre d'enregistrer plusieurs séismes profonds (estimation d'environ 1 par mois), grâce à des sismomètres plus sensibles que les instruments *Apollo* [Mizutani, 1995].

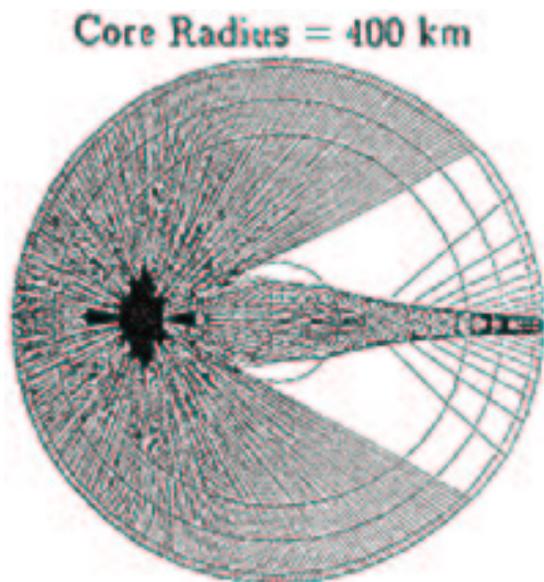


FIG. 1.10 – Rais sismiques dans le modèle de Nakamura (1983) auquel est ajouté un noyau de 400 km de rayon ($V_p=5,0$ km/s), à partir d'un séisme profond dont la source est à 900 km de profondeur. On peut noter un effet de focalisation des ondes par le noyau, causant une concentration énergétique au point antipodal de l'épicentre. (Mizutani, 1995)

SELENE

Prévue pour être lancée à l'été 2005, la mission japonaise *SELENE* (*SELE*nological and *EN*gineering Explorer) a pour but d'obtenir des données pour contraindre l'origine et l'évolution de la Lune, et pour développer la technologie nécessaire à l'exploration lunaire du futur. L'objectif est de caractériser globalement et avec précision la surface de la Lune et son champ de gravité. La mission fournira à cet effet des données globales de haute-résolution et haute-qualité, sur les abondances des éléments chimiques, les assemblages minéralogiques, la topographie de surface, la structure de sub-surface, les champs magnétiques et de gravité, et la précession. Ce sera la mission d'exploration lunaire la plus complète depuis *Apollo*.

Exploration lunaire, suite ...

Dans un avenir plus ou moins lointain, des missions d'un autre genre vont peut-être voir le jour. Que ce soit du côté américain, européen ou asiatique, toutes les agences spatiales échaffaudent depuis plusieurs années des plans de missions ayant pour but principal l'installation permanente de l'Homme sur la Lune. La première étape étant de reprendre les vols lunaires habités, abandonnés depuis *Apollo 17* en 1972, puis de construire progressivement des bases de plus en plus habitables permettant de prolonger le séjour des équipages. Les intérêts cités sont divers, mais tournent essentiellement autour de l'exploitation minière des ressources du sous-sol, et du potentiel touristique de la Lune (Figure 1.11).

Néanmoins, des projets plus scientifiques voient le jour, projetant par exemple d'installer des télescopes hors de l'influence radio/atmosphérique de la Terre, sur la face cachée de notre satellite, ou d'utiliser la Lune comme "relais" de lancement, ou base-bis, pour des missions nécessitant des conditions particulières de carburant par exemple, comme

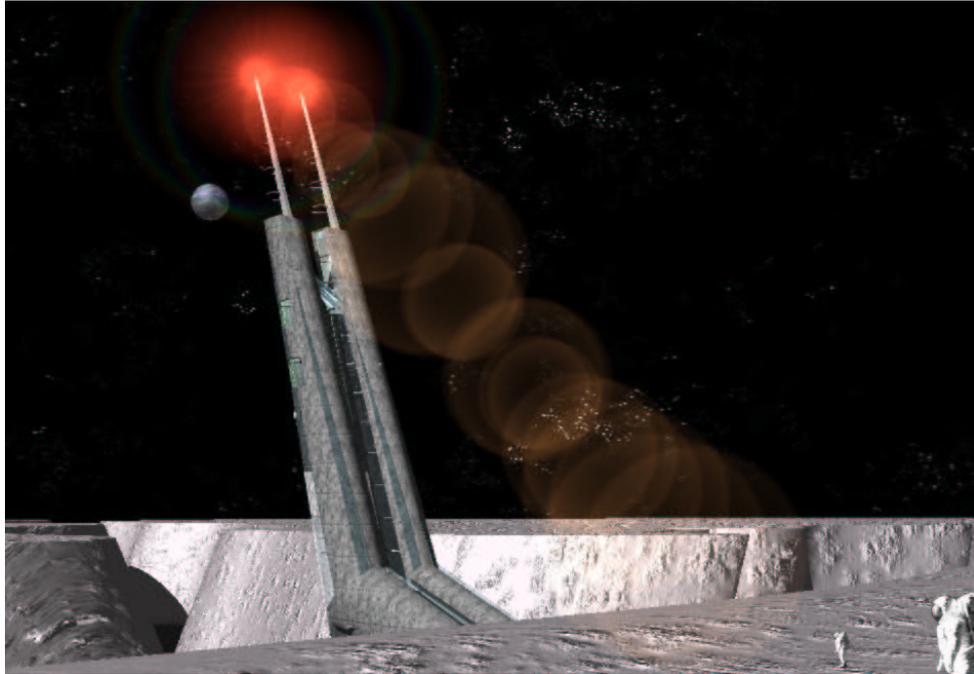


FIG.1.11 – *Projet d’hotel lunaire, par l’architecte Néerlandais Hans-Jurgen Rombaut.*

des vols habités vers Mars, ou des explorations vers les confins de la galaxie... (Voir le livre de *Mendell* [1986] pour une revue complète du sujet).

Mais restons en là pour le moment, et revenons à ce qui nous intéresse ici : la structure interne de la Lune.

TAB. 1.2: *Chronologie de l’exploration lunaire. Les abréviations suivantes sont utilisées pour les données : A = études de l’atmosphère et des ions ; C = chimie de surface ; CO = cartographie chimique depuis l’orbite ; D = analyse de la poussière ; G = géophysique depuis la surface ; P = photographie ; R = études des radiations ; S = retour d’échantillons ; SE = mesures de sélénodésie ; SM = mécanique des sols ; SW = études du vent solaire. D’après Heiken et al. [1991], mis à jour.*

Mission	Date de lancement	Caractéristiques	Types de données
Luna 1	2/01/59	premier survol de la Lune	
Luna 2	12/09/59	premier impact lunaire	
Luna 3	4/10/59	premières photographies de la face cachée	P
Ranger 3	26/01/62	rate la Lune de 36.793 km	
Ranger 4	23/04/62	s’écrase sur la face cachée	
Ranger 5	18/10/62	rate la Lune de 724 km	
Luna 4	2/04/63	rate la Lune de 8.500 km	
Ranger 6	30/01/64	alunisseur	
Ranger 7	28/07/64	alunisseur	P
Ranger 8	17/02/65	alunisseur	P
Ranger 9	21/03/65	alunisseur	P
Luna 5	9/05/65	s’écrase sur la Lune	
Luna 6	8/06/65	rate la Lune de 161.000 km	
Zond 3	18/07/65	photographies de la face cachée	P
Luna 7	4/10/65	s’écrase sur la Lune	
Luna 8	3/12/65	s’écrase sur la Lune	
Luna 9	31/01/66	premier alunissage en douceur	P
Luna 10	31/03/66	premier satellite lunaire	SE, CO
Surveyor 1	30/04/66	premier laboratoire robotisé/ alunissage en douceur	P, SM
Lunar Orbiter 1	10/08/66	orbite lunaire	P, R, SE, M
Luna 11	24/08/66	orbite lunaire	P
Surveyor 2	20/09/66	s’écrase sur la Lune	

Mission	Date de lancement	Caractéristiques	Types de données
Luna 12	22/10/66	orbite lunaire	P, M, SE
Lunar Orbiter 2	6/11/66	orbite lunaire	P, R, SE, M
Luna 13	21/12/66	alunissage en douceur	P, C
Lunar Orbiter 3	5/02/67	orbite lunaire	P, R, SE, M
Surveyor 3	17/04/67	laboratoire robotisé / alunissage en douceur	P, SM
Lunar Orbiter 4	4/05/67	orbite lunaire	P, R, SE, M
Surveyor 4	14/07/67	perte de transmission	
Explorer 35	19/07/67	orbite lunaire	
Lunar Orbiter 5	1/08/67	orbite lunaire	P, R, SE, M
Surveyor 5	8/09/67	laboratoire robotisé / alunissage en douceur	P, SM, C
Surveyor 6	7/11/67	laboratoire robotisé / alunissage en douceur	P, SM, C
Surveyor 7	7/01/68	laboratoire robotisé / alunissage en douceur	P, SM, C
Luna 14	7/04/68	orbite lunaire	
Zond 5	14/09/68	premier survol de la Lune et retour sur Terre	
Zond 6	10/11/68	survol de la Lune et retour sur Terre	P
Apollo 8	21/12/68	premiers humains en orbite lunaire	P
Apollo 10	18/05/69	premières manoeuvres en orbite	P
Luna 15	13/07/69	s'écrase sur la Lune	
Apollo 11	16/07/69	premiers humains sur la Lune (20/07/69)	P, S, SM, G, M, SW, D
Zond 7	8/08/69	survol de la Lune et retour sur Terre	P
Apollo 12	14/11/69	humains sur la Lune	P, S, SM, G, M, SW, D, A
Apollo 13	11/04/70	mission embarquée avortée	P
Luna 16	12/09/70	premier retour d'échantillons robotisé (100 g)	S
Zond 8	20/10/70	survol de la Lune et retour sur Terre	P
Luna 17	10/11/70	premier véhicule robotisé (322 j., 10.5 km)	P, C, SM, R
Apollo 14	31/01/71	humains sur la Lune	P, SM, G, SW, D, A
Apollo 15	26/07/71	humains sur la Lune	P, S, C, SM, R, G, CO, SE, SW, DA
Luna 18	2/09/71	s'écrase sur la Lune	
Luna 19	28/09/71	orbite lunaire	P, SE
Luna 20	14/02/72	retour d'échantillon robotisé (30 g)	P, S
Apollo 16	16/04/72	humains sur la Lune	P, S, C, SM, R, G, CO, SE, A
Apollo 17	7/12/72	humains sur la Lune	P, S, SM, R, G, SE, M
Luna 21	8/01/73	véhicule robotisé (139 j., 37 km)	P, C, SM, R
Luna 22	29/05/74	orbite lunaire	P
Luna 23	28/10/74	échec retour d'échantillon robotisé	
Luna 24	9/08/76	retour d'échantillon robotisé (170 g)	S
Galileo	18/10/89	survol de la Lune sur la route de Jupiter	P
Muses-A	24/01/90	mission technologique, étude de trajectoire	
Clementine	25/01/94	géophysique orbitale	P, SE
Lunar Prospector	6/01/98	géophysique orbitale	P, R, SE
SMART 1	30/09/2003		
Lunar-A	08-09/2004		
SELENE	2005		

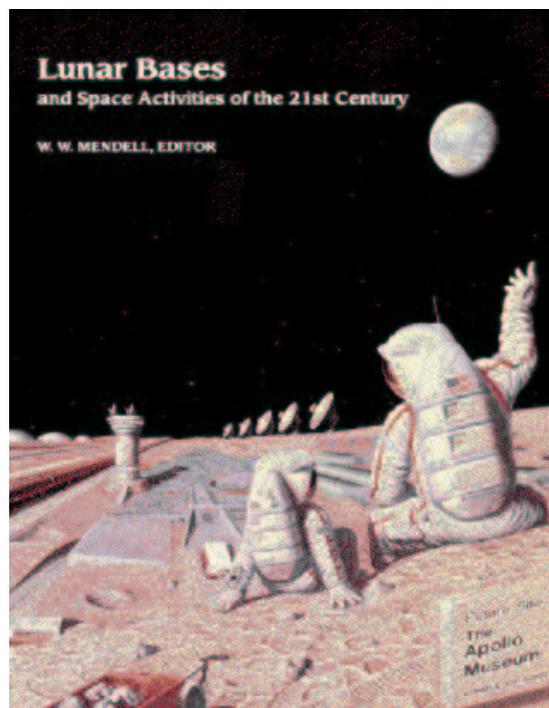


FIG. 1.12 – *Future base lunaire ...*

Chapitre 2

La Lune

The Moon

The Moon has always been an important topic of observation, since time immemorial. Early on, the concept of mare and highlands was proposed, given that these features are visible to the naked eye. Even if the presence of water oceans was discarded soon, the name held on. The Space Era, especially with the Apollo missions, allowed us to address the fundamental questions of lunar science, through the main feature of a highly differentiated body, with possibly a very small metallic core. The formation of the Moon was then associated with a giant impact scenario, where a little differentiated Mars-sized planet hit the proto-Earth. The global crust is then explained by a magma ocean genesis, which is required to form such a thick primordial anorthosite crust. The recent post-Apollo missions opened new views of the Moon, with an improved knowledge of the surface composition. The characterization of the Lunar surface by three major geological regions (the Procellarum KREEP Terrane, the Feldspathic Highland Terrane, and the South Pole-Aitken Terrane) now prevails over the classical mare/highlands dichotomy. Together with astronomical and geodetic measurements, which brought informations about the deep lunar interior, these recent data refine the gross characteristics of our satellite, but still leave many questions unanswered ...

2.1 La Lune et l'observation depuis la Terre.

2.1.1 De la Préhistoire ...

Outre le soleil (et les oiseaux, les nuages, les précipitations d'ordre météorologique et quelques rares météorites et aurores boréales!), la Lune est l'objet céleste le plus visible et sur lequel les ancêtres de l'Homo Sapiens Sapiens n'ont pas tardé à rincer leurs yeux assoiffés de connaissance. Suffisamment éclatante et volumineuse dans le ciel, la Lune peut être observée aisément depuis la Terre, alors que le disque solaire aveuglant empêche tout regard investigateur direct. Après les évidentes alternances du jour et de la nuit ainsi que celles des saisons qui rythment toutes les activités vivantes à la surface de la planète, les cycles donnant périodiquement des formes caractéristiques à la Lune dans le ciel (les fameux "croissants", "quartiers" et autre "pleine lune") représentent sûrement le second phénomène périodique identifié par les hominidés. Les premiers calendriers basés sur les phases lunaires ont ainsi permis de mesurer le temps sur de longues périodes, en développant le concept du *mois*.

La plus ancienne trace de calendrier lunaire remonterait à plus de 10.000 ans avant

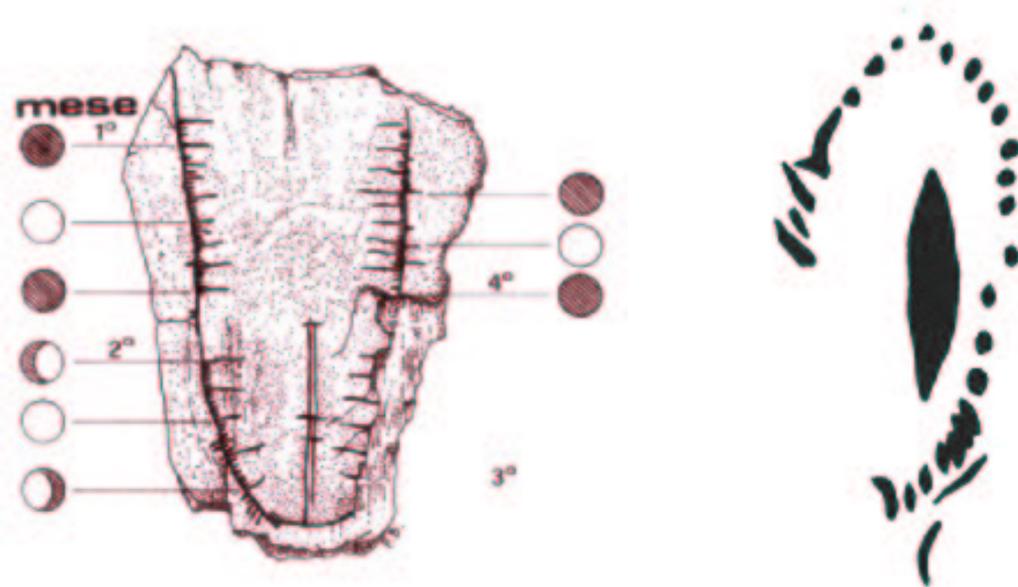


FIG. 2.1 – Premières ébauches de calendriers lunaires : sur une défense de mammoth, 10.000 av. JC (à gauche); reproduction de la représentation des phases lunaires dans une grotte espagnole, 7000 av. JC (à droite). [[http ://digilander.libero.it/archeoastronomia/paleoast.htm](http://digilander.libero.it/archeoastronomia/paleoast.htm) [http ://www.taurnet.se/isttanke.htm](http://www.taurnet.se/isttanke.htm)]

notre ère¹ : une défense de mammouth, découverte en Ukraine, montre une succession d’entailles représentant, selon deux motifs, les nuits où la Lune est, ou non, visible durant quatre lunaisons. Dans une caverne espagnole, une peinture rupestre datée de 7000 ans av. JC représente la succession des phases lunaires d’un croissant à l’autre sur 27 jours (cf. Figure 2.1). De nombreux ouvrages mégalithiques du Néolithique (9000 / 5000 av. JC) et de l’âge du Bronze (2500 / 900 av. JC) semblent être liés aux phénomènes célestes, notamment aux éclipses lunaires.

De l’autre côté du bassin méditerranéen, les Sumériens utilisent dès le troisième millénaire avant notre ère un calendrier lunaire, comportant 12 mois de 30 jours. Pour compenser le décalage avec la durée réelle de l’année (relative à la révolution du Soleil, environ 365,25 jours), un “13ème mois” était intercalé régulièrement pour remettre les pendules lunaires à l’heure solaire. Les célèbres astronomes Babyloniens (dès 2000 av. JC) ont tenu des archives très précises des éclipses pendant plusieurs siècles, ce qui leur a permis, de manière empirique, de prédire ces phénomènes vers le 8e siècle avant notre ère.

Ensuite vient l’ère de la suprématie scientifique des grecs, avec notamment Anaxagore (500-428 av. JC) qui explique le phénomène des éclipses et propose que la Lune ne produit pas de lumière mais reflète le rayonnement du Soleil. Leur maîtrise des outils mathématiques et géométriques permet aux savants grecs de passer de l’astronomie descriptive empirique à une vraie science, base de l’astronomie moderne. Tous les mouvements, périodes et caractéristiques des trajectoires célestes de la Lune puis des autres planètes sont peu à peu appréhendés et donnent naissance à la description ptoléméenne du Système Solaire (1er siècle de notre ère), qui sert de référence durant l’Antiquité romaine et le Moyen-Âge.

¹Pour une revue en français de l’histoire de l’observation de la Lune, voir le site de Mario Tessier ([http ://pages.infinit.net/noxoculi/lune.html](http://pages.infinit.net/noxoculi/lune.html))

En Asie comme sur le continent américain, de nombreux témoins archéologiques de l'observation des cieux et de la Lune ont de même été étudiés, mettant en évidence l'importance des phénomènes astronomiques, notamment pour des civilisations comme les Mayas.

Pour la suite, il faut attendre la révolution amenée par Nicolas Copernic (1473-1543) via l'héliocentrisme et l'invention du télescope par Hans Lippershey (1570-1619) ...

2.1.2 ... à nos jours.

Pendant plusieurs siècles, l'astronomie occidentale progresse peu. On doit attendre la révolution copernicienne et l'oeuvre de grands astronomes tels que Tycho Brahé (1546-1601) pour que la Lune soit de nouveau un centre d'intérêt scientifique. Mais c'est avec Thomas Harriot (1560-1621) et Galileo Galilei (1564-1642) que l'observation télescopique de la Lune commence réellement. Le concept essentiel de *satellite* voit le jour et appuie la thèse héliocentrique de Copernic. C'est à cette époque que sont dressées les premières cartes de la surface lunaire. Galilée identifie les montagnes lunaires dont Démocrite (460-370 av. JC) le premier avait postulé l'existence, et détermine leur altitude en observant à différentes périodes de la lunaison et sous divers angles d'illumination, les ombres portées des crêtes qui se détachent sur les zones lumineuses. De plus, il discerne et reporte sur ses cartes la présence de nombreux cratères.

La description de la surface lunaire s'améliore à la mesure des progrès effectués quant aux performances des télescopes (rappelons que la première lunette de Hans Lippershey (1570-1619), ne grossissait que 3x). Pendant ce temps, les supports théorique et mathématique font des avancées considérables qui permettent de définir les bases de la mécanique céleste moderne. Johannes Kepler (1571-1630) puis Isaac Newton (1643-1727) en apportent, via les lois du mouvement elliptique et de la gravitation universelle, les contributions essentielles. Notons que, plus que la pomme, c'est la Lune qui a conduit Newton à ses réflexions sur la chute des corps.

Tout au long des deux siècles suivants, les progrès mathématiques et observationnels² ont permis d'aboutir à une compréhension des paramètres orbitaux et à une description de la surface de la Lune qui ne sera bouleversée que lors des premiers pas dans un nouveau monde : l'ère spatiale.

2.2 La Lune et la science *in situ*.

Avant d'aborder l'essentiel de cette thèse, dressons ici un état des lieux de la science lunaire à ce jour. Les aspects "astronomie et dynamique céleste" ont été savamment développés depuis l'Antiquité, voire la Préhistoire (cf. partie précédente). La science lunaire effectuée depuis la Terre a progressé continûment jusque dans les années 50, marquant l'entrée dans l'époque de la conquête spatiale. Les premiers "sauts de puce" technologiques vont rapidement céder la place à de véritables expéditions scientifiques, aboutissant notamment aux formidables missions *Apollo*.

²La cartographie de la surface lunaire est née avec l'invention du télescope à l'aube du XVII^e siècle. Les derniers atlas photographiques et cartes lunaires effectués depuis la Terre datent des années 1960, époque marquant le début de la conquête spatiale et de l'exploration lunaire (voir chapitre 1). Le célèbre atlas de *Kuiper* et al. [1967] est depuis peu entièrement disponible sous forme numérique sur le site internet du *Lunar and Planetary Institute* de Houston, Texas. (<http://www.lpi.usra.edu/research/cla/menu.html>).

La compréhension actuelle des différentes caractéristiques de la Lune, de sa structure interne, et des processus de sa formation reposent sur plus de quarante années d'étude scientifique intensive de notre satellite, via d'importants programmes d'exploration spatiale en orbite ou directement à la surface de la Lune, développés depuis les années soixantes. Les missions *Ranger*, *Surveyor*, *Lunar Orbiter* ainsi que les études télescopiques depuis la Terre (cf. note précédente) ont permis de jeter les bases de la connaissance et de préparer le programme *Apollo*, en apportant une première compréhension de la surface, de la stratigraphie et de la chronologie des événements géologiques (voir notamment les cartes de *Wilhelms et McCauley* [1971]). Les missions *Apollo* et le programme *Luna*, via une combinaison de télédétection, d'exploration de surface et de retour d'échantillons, ont permis de dresser au cours des années 70 et 80, une première image de l'intérieur de la Lune. 25 ans après *Apollo 11*, la science lunaire renaît avec *Clementine* puis *Lunar Prospector*, deux sondes dont l'orbite autour de la Lune va apporter des nouvelles contraintes sur la composition et la constitution de notre satellite.

Nous proposons ici de passer en revue les apports majeurs de ces deux “ères” scientifiques, desquels découlent les principaux enjeux de la science lunaire d'aujourd'hui.

2.2.1 vue rapide avant Apollo

Avant les missions *Apollo*, la connaissance de la Lune s'appuie sur ce qu'on peut voir et mesurer depuis la Terre. Les premières observations de la surface permettent de tracer des cartes, de plus en plus précises à mesure des progrès dans l'instrumentation des lunettes et télescopes. La description des régions distinctes sombres et claires se précise et contredit leurs appellations originelles de “mers” et “continents” puisque on estime rapidement que les “océans” ne sont pas constitués d'eau liquide, même si celles-ci ont persisté à contre-sens jusqu'à nos jours.

L'étude de l'orbite lunaire qui commence avec Cassini au milieu du XVII^e siècle, conduit Darwin en 1880 à montrer, en calculant son évolution orbitale, que notre satellite s'éloigne peu à peu de la Terre, puis à proposer une origine de la Lune par fission d'une proto-Terre en rotation rapide. Les hypothèses de planète double et de capture ne tardent pas à être développées et discutées, jusqu'au apports nouveaux des missions *Apollo*.

La rotation synchrone de la Lune et de la Terre est expliquée par la forme en “ballon de rugby” pointée en direction de la Terre, dès les études de *Jeffreys* [1924]. On croit alors que cette déformation est créée par l'influence des forces de marée terrestre sur une Lune encore chaude, lorsqu'elle était plus proche de la Terre. Les moments d'inertie de la Lune calculés par *Urey* [1952] démontrent que cette théorie simple ne suffit pas.

La nature volcanique des mers et météoritique des cratères n'est pas encore acceptée par toute la communauté scientifique alors que les premières expériences spatiales naissent et présagent d'une exploration lunaire très probable. C'est ainsi que quelques années plus tard (*Luna 3*, 1959), la face cachée dévoile une quasi-absence de *mare* et un sol criblé d'impacts. Les clichés rapportés par les sondes *Rangers 6-9* (1964-65) montrent que les cratères observés ont une origine météoritique et que le sol est relativement lisse, constitué non pas par de la roche massive mais par des grains fins : le régolithe.

À la veille des missions *Apollo*, la Lune est considérée par certains scientifiques comme un corps pouvant s'apparenter à une météorite, corps primitif formé par condensation dans la nébuleuse solaire *Urey* [1966], et non affecté par les processus de ségrégation connus sur la Terre en croûte, manteau et noyau...

Avec *Surveyor*, la nature basaltique des *mare* est démontrée, proche des basaltes

terrestres, avec toutefois une forte teneur en titane qui apporte le premier indice montrant que la Lune a vraisemblablement subi une différenciation, et n'est donc pas l'objet primitif que l'on croyait jusque là.

2.2.2 Apport des missions Apollo

Comme on l'a vu précédemment, la Lune a toujours été une source d'investigation unique pour les scientifiques et particulièrement les planétologues, puisque sa faible distance de la Terre a permis très tôt des observations précises de ses caractéristiques physiques, orbitales, de surface. Mais la fulgurante entrée dans l'ère spatiale a propulsé la science lunaire en avant, connaissant son apogée avec les missions *Apollo*. Revenons-ici sur les principaux apports scientifiques du programme *Apollo*, sous l'éclairage de sa structure interne et de son origine, question essentielle à la compréhension de notre Système Solaire.

Les missions *Apollo* ont ramené sur Terre 381,7 kg de roches lunaires, sous la forme de 2196 échantillons, séparés en plus de 78.000 sous-échantillons dont 87% ont été conservés depuis à l'abri de toute pollution terrestre et humaine, pour d'éventuelles nouvelles analyses. En plus de cette "récolte" considérable, 0,3 kg proviennent des missions automatiques *Luna*. Bien que beaucoup moins importante en masse, la contribution soviétique n'est pas pour autant négligeable car échantillonne des régions très à l'Est de la face visible, éloignées des sites *Apollo* [Vaniman et al., 1991, Taylor, 1982]. Notons que depuis 1979, une dizaine de météorites d'origine lunaire collectées en Antarctique viennent compléter cet échantillonnage [Warren, 1994].

Une somme d'informations colossale provient de l'analyse de ces échantillons ramenés de la surface lunaire. En 1982, S.R. Taylor dans la préface de son livre *Planetary Science : A Lunar Perspective* estimait à 18.000 le nombre d'articles publiés durant les années 70 sur la connaissance de la Lune suite aux retours d'échantillons *Apollo* et *Luna*. Se reporter notamment au livre *Lunar Sourcebook : A User's Guide to the Moon* [Heiken et al., 1991] pour une revue de ces différents résultats.

D'autre part, les instruments déployés par la main de l'homme lors des alunissages d'*Apollo* (magnétomètres, sondes de flux de chaleur, sismomètres, ... cf. Chapitre 1) ont fourni des jeux de données inédits, intensément étudiés jusqu'au début des années 80. Les anciennes analyses de certains de ces jeux de données sont toujours d'actualité, mais comme nous le verrons par la suite, de nouvelles études sismologiques, notamment, ont conduit à revoir les résultats de l'ère *Apollo*. Se reporter aux articles et références incluses dans *Sonnett* [1982] pour une revue des études concernant les sondages électriques, à *Fuller et Cisowski* [1987] et *Collinson* [1993] pour le paléomagnétisme des échantillons, *Lognonné et Mosser* [1993] pour les résultats sismologiques et à *Hood* [1986] pour une revue complète des apports de la géophysique sur les hypothèses de formation de la Lune. Toutes ces expériences ont cessé de fonctionner, mais un type d'instrument passif de surface qui a été déployé par *Apollo* et *Luna* est toujours opérationnel : les retro-rélecteurs laser. La visée laser sur ces réflecteurs continue à ce jour car elle est effectuée depuis la Terre, et l'accumulation progressive de ces données permet encore d'accroître notre connaissance sur la structure profonde de la Lune (cf. Chapitre 1.1.2). Se référer à *Dickey et al.* [1994] pour une revue des résultats jusqu'à 1994 et *Williams et al.* [2003] pour un des résultats les plus récents.

Les dizaines de milliers d'articles parus notamment dans les épais volumes des *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings* du LPI (Houston) depuis 1969 ont peu à

peu révolutionné la vision scientifique qu'on avait de la Lune.

Les échantillons

Les analyses des échantillons ont notamment permis de déterminer que la Lune n'est pas un corps primitif resté inchangé depuis la création du Système Solaire et qu'elle est le siège de violentes phases d'impacts et de fusion pendant les premiers 500 millions d'années, puis d'une activité volcanique pendant au moins 1 milliard d'années [Head, 1976, Spohn et al., 2001].

Les deux entités "sélénomorphologiques" identifiées depuis les premières observations ont pu être caractérisées selon des critères chronologique, textural, chimique et minéralogique : les continents sont plus vieux, de nature grenue, enrichis en Al et Ca et composés principalement de feldspaths, alors que les mers, plus jeunes, sont des laves basaltiques, riches en Fe et Ti, abondantes en pyroxènes.

L'absence d'échantillons provenant de l'hémisphère distant, rend difficile l'explication de la disparité de répartition des épanchements basaltiques. Les premières observations de la face cachée par *Luna 3* y révèlent en effet la quasi-absence de mers basaltiques. Les nombreux clichés pris notamment par les modules de commande *Apollo* confirment que les épanchements magmatiques représentent 16% de la surface sur la face visible, contre 1% sur la face cachée. Différentes hypothèses voient le jour pour expliquer cette caractéristique : la croûte plus épaisse du côté distant pourrait empêcher le basalte de remonter, le manteau sous-jacent pourrait ne pas être fondu, etc.

La morphologie

La topographie de la Lune est beaucoup mieux appréhendée, même si les orbites des différentes missions ne permettent pas une couverture globale (cf. Chapitre 7.1.1) ; quelque soit l'effet du remplissage par les basaltes, la morphologie est dominée par les grands bassins d'impact, formés avant 3,8 Ga, dont certains présentent des anomalies positives de gravité : les *mascons*. On pense alors que la faible altitude du fond de ces bassins est l'élément principal justifiant qu'ils se soient emplis par remontée de magmas du manteau. Cette hypothèse sera remise en cause plus tard, avec une meilleure description quantitative du relief.

La composition

D'une manière générale, la composition de la Lune est caractérisée par un appauvrissement en volatiles (ex. Potassium K), pas de présence d'eau et un enrichissement en réfractaires (Zr, U, Al). Le Fer et les autres sidérophiles sont appauvris : FeO 13% contre 36% pour la nébuleuse solaire. À titre indicatif, la Figure 2.2 montre la composition lunaire que propose Taylor [2001], comparée avec les compositions de différents corps et entités lunaires.

La croûte

La croûte lunaire a montré, dès les premières analyses d'échantillons, être composée essentiellement d'anorthosite (du minéral anorthite, feldspath plagioclase), riche en Ca et Al, qui est parmi les types de roches les plus anciennes identifiées sur la Lune (4,4 Ga). Ces roches crustales sont particulièrement enrichies en Europium. On estime que l'Eu

Table 13.3 Comparison of the composition of the bulk Moon with those of other selected samples.						
	CI	Earth Mantle + Crust	Bulk Moon	Highlands	Low-Ti Basalt	High-Ti Basalt
<i>Oxide (wt%)</i>						
SiO ₂	34.2	46.5	48.0	45.0	43.6	37.8
TiO ₂	0.11	0.16	0.3	0.56	2.60	13.0
Al ₂ O ₃	2.44	3.64	6.0	24.6	7.87	8.85
FeO	35.8	8.0	13.0	6.6	21.7	19.7
MgO	23.7	38.45	28.0	6.8	14.9	8.44
CaO	1.89	2.89	4.5	15.8	8.26	10.7
Na ₂ O	0.98	0.34	0.09	0.45	0.23	0.36
K ₂ O	0.10	0.02	0.01	0.03	0.05	0.05
Total	99.2	100.1	99.9	100	100.4	99.5
<i>Volatile elements</i>						
K (ppm)	854	180	83	200	420	500
Rb (ppm)	3.45	0.55	0.28	0.7	1.0	1.2
Cs (ppb)	279	18	12	20	40	30
<i>Moderately volatile element</i>						
Mn (ppm)	2940	1000	1200	570	2150	2080
<i>Moderately refractory element</i>						
Cr (ppm)	3975	3000	6300	800	5260	3030
<i>Refractory elements</i>						
U (ppb)	12.2	18	30	80	220	130
La (ppm)	0.367	0.55	0.90	2.0	6.0	5.22
<i>Siderophile elements</i>						
Ni (ppm)	16,500	2000	400	100	64	2
Ir (ppb)	710	3.2	0.01	—	0.02	0.04
Mo (ppb)	1380	59	1.4	5	50	50

FIG. 2.2 – Composition de la Lune comparée à celle d'autres entités (Taylor, 2001).

contenu dans la croûte constitue la moitié de l'Eu total de la Lune. La moitié de la Lune a dû être fondue pour apporter autant d' Al_2O_3 dans la croûte [Warren, 1985].

Les KREEP sont des roches crustales enrichies en éléments trace P, K et terres rares (*Rare Earth Element*), sauf en Eu, dont elles sont fortement appauvries ; de plus, elles sont souvent accompagnées des éléments radioactifs U et Th. La troisième grande famille de roches crustales est constituée de roches riches en Mg (*Mg-rich suite*), qui contiennent olivines et pyroxènes (norite, dunite, troctolite).

D'autre part, les basaltes des *mare* ont des compositions différentes selon les endroits où ils ont été échantillonnés, mais montrent certaines caractéristiques communes : comparés aux basaltes terrestres, ils contiennent peu de silice et sont riches en Chrome et en Fer, et notamment en Titane. Appauvris en Terres Rares, ils montrent un appauvrissement plus prononcé en Europium, montrant qu'ils proviennent d'un intérieur déjà différencié. Des magmas très riches en TiO_2 (>16 mol%) ont pu se former, mais n'ont pas pu érupter en surface car trop denses. Des magmas un peu moins riches (10-13 mol% TiO_2) ont des sources sous 400 km.

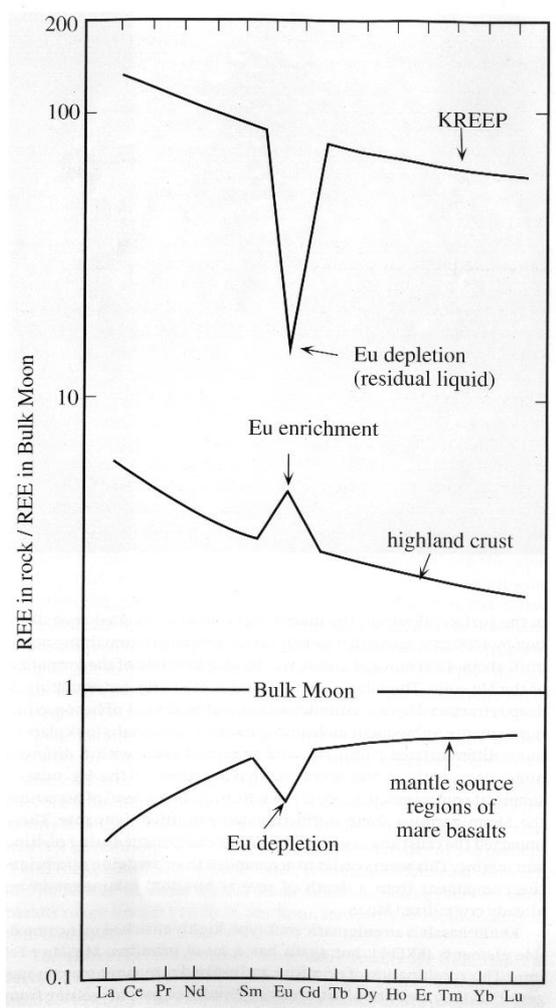


FIG. 2.3 – Abondances en Terres Rares dans les sources des basaltes des mare, la croûte des continents, et les KREEP, relativement aux concentrations totales (Taylor, 2001).

Les différentes contraintes apportées par les analyses d'échantillons peuvent se résumer ainsi :

- Croûte globale, riche en plagioclases
- Particularité des anorthosites
- Répartition uniforme des rapports d'éléments trace incompatibles
- Fusion extensive possible
- Complémentarité des anomalies en Europium
- Age des roches ignées des continents : 4,4 Ga
- Age des KREEP : 4,35 Ga
- Age des épanchements basaltiques majeurs : 3-3,8 Ga.

L'omniprésence d'anorthite (plagioclase, léger, etc.) dans la composition des continents, a rapidement donné naissance au concept d'océan de magma (cf. Chapitre 2.4.1), dans lequel les minéraux cristallisant viendraient flotter au-dessus d'une mer fondue de silicates, pendant que les minéraux plus denses tels que olivine et pyroxène couleraient dans le manteau ... Ceux-ci pouvant ensuite constituer la source des basaltes des *mare*.

L'Europium a en effet tendance à entrer en abondance dans les plagioclases lors de leur cristallisation (élément compatible au minéral formé). Ces feldspaths flotteraient alors pour former la croûte des *highlands*, et ainsi appauvrir l'intérieur de la Lune en Eu. Les basalts des *mare* provenant de ces régions profondes comportent la même signature d'appauvrissement en Eu (Figure 2.3). Les KREEP résultent de la cristallisation finale du liquide résiduel, et sont donc fortement appauvris en Eu suite à la cristallisation des plagioclases, et sont ainsi enrichis en autres Terre Rares.

La croûte se formerait ainsi immédiatement après l'accrétion par cristallisation d'un océan magmatique, il y a 4,4 Ga. Réorganisée physiquement par d'intenses épisodes d'impacts météoritiques, elle reste simple chimiquement avec 3 composants principaux :

- 1/ cumulats d'anorthosite, formés par flottement dans l'océan magmatique dépourvu d'eau, 4,44 Ga.

- 2/ le liquide final (résiduel) de cet océan cristallise en "KREEP", 4,35Ga.

- 3/ les roches appartenant à la "suite magnésienne" sont formées par intrusion de plutons dans la croûte feldspathique peu après sa formation. Elles sont probablement un composant secondaire produit par la fusion due aux impacts. De même, les basaltes KREEP, dont l'origine reste énigmatique, trouvent probablement dans ce genre de processus de fusion une explication.

L'océan magmatique se solidifie rapidement. Ensuite, les épanchements basaltiques naissent, de sources entre 200 et 400 km de profondeur, lorsque les empilements de cumulats résultants de la formation de la croûte peuvent fondre partiellement, avec l'accumulation de chaleur apportée par les éléments radioactifs tels que K, U et Th.

La croûte lunaire ainsi formée, est épaisse : les données sismologiques fournies par les missions *Apollo* conduisent à proposer une épaisseur de 60-100 km pour les *highlands*, soit 12% du volume de la Lune contre 0,5% pour la Terre. Comme nous le verrons en détail plus loin, c'est cette épaisseur crustale de 60 km sous les stations *Apollo 12* et *14* que nous remettons en cause dans cette thèse.

Un ancien champ magnétique

Les échantillons *Apollo* montrent la présence d'un champ rémanent dans la croûte. Ce champ magnétique régnait probablement sur toute la Lune entre 3,9 et 3,6 Ga. Les échantillons des continents sont plus aimantés que ceux des basaltes, et l'intensité maximale du champ était sûrement inférieure à la moitié du champ terrestre actuel. Peu de ces échantillons sont significatifs et suffisamment anciens. D'autre part, les variations locales/régionales (autour d'un même site en utilisant un magnétomètre portable/entre les

différents sites) du champ magnétique lunaire indiquent la présence de sources locales importantes dans la croûte de la Lune. L'absence d'un champ dipolaire actuel permet d'écarter l'existence d'une activité magnétique interne, telle que le processus de "dynamo" qui agit dans la Terre, basé sur une circulation de fluides dans le noyau. Mais ce processus a pu agir sur une courte durée et être suffisant pour créer les aimantations mesurées suite aux missions *Apollo*. Les éléments disponibles aujourd'hui ne permettent toujours pas de déterminer quelle est la cause exacte du paléo-champ magnétique lunaire. La question reste ouverte : champ créé par les impacts [Hood et Huang, 1991] ou par un noyau métallique fluide en mouvement [Stegman et al., 2003] ?

Les observations magnétiques permettent aussi de contraindre la structure interne de la Lune en mesurant les fluctuations du champ magnétique en surface ou en orbite quand la Lune entre ou sort du champ magnétique terrestre. Il est alors possible de contraindre les variations de la conductivité électrique de la Lune avec la profondeur. C'est le sondage électromagnétique : la conductivité électrique dépendant de la composition chimique et de la température, elle a été utilisée pour placer les limites de la taille du noyau lunaire et des températures au sein du manteau [Hood et al., 1982, Hood et al., 1999].

Le noyau

Les contraintes sur l'existence et la taille du noyau viennent principalement des données magnétiques (cf. plus haut) et de télémétrie laser (LLR, cf. Chapitre 1.1.2). Les moments d'inertie de la Lune, dont le LLR permet d'apporter des solutions précises, sont liés à la distribution des masses à l'intérieur de la Lune. La nature de la matière, et notamment la présence d'un noyau fluide, influe directement sur les paramètres de libration de la Lune et une rotation différentielle d'un tel noyau laisse théoriquement une signature dans la libration (cf. Bois [2000]).

Les données sismologiques disponibles ne pénètrent pas plus profondément que 400 km de rayon, et ne permettent pas de caractériser le noyau. Toutefois, l'analyse du seul impact météoritique identifié sur la face cachée a suggéré l'existence possible d'un petit noyau partiellement fondu (vitesses sismiques lentes) [Nakamura et al., 1974]. Aucun autre événement distant ne vient corroborer cette observation, d'autant que les modes propres d'oscillation de la Lune n'ont pas pu être mis en évidence [Nakamura et al., 1982, Loudin, 1979].

À l'issue des publications de l'ère *Apollo*, le noyau lunaire n'est pas caractérisé de manière absolue, mais des contraintes sur sa taille en fonction de sa nature (composition, viscosité) sont établies. Le recoupement des différentes informations permet de proposer un rayon maximum compris entre 300 et 450 km pour un noyau métallique, et des valeurs plus petites s'il est liquide [Yoder, 1981, Russell et al., 1981, Hood, 1986].

La formation de la Lune

La détermination de l'origine de notre satellite est moins triviale que ce à quoi on pouvait s'attendre avant les premières analyses, car la Lune ayant subi différenciation et cratérisation, son histoire est difficile à décrypter. Les trois scénarios de formation de la Lune en concurrence avant *Apollo* étaient

- 1/ La fission,
- 2/ La planète double,
- 3/ La capture.

Finalement, un quatrième scénario naît de l'étude des données *Apollo*, beaucoup plus

robuste que les précédents devant ces nouvelles découvertes : l'impact géant. (cf. Chapitre 2.3)

2.2.3 L'ère post-Apollo

L'analyse intensive de toutes les données des missions *Apollo* a notamment fait naître le concept de l'océan de magma. En effet, la découverte de fragment anorthositiques dans les échantillons amena à l'idée qu'une large portion de la Lune était initialement fondue, et que la cristallisation de cet océan magmatique donna naissance à des cumulats mafiques qui ont formé le manteau, et à des cumulats de plagioclase qui, en flottant, ont fabriqué la croûte [Warren, 1985].

Ce modèle est maintenant généralement accepté et constitue le cadre des différentes recherches sur le sujet.

Apport de Clementine et Lunar Prospector

Les mesures satellitaires des années 1990 menées par les missions *Galileo*, *Clementine* et *Lunar Prospector* ont obtenu pour la première fois des données quasi-globales de la composition, qui ont permis de définir la nature des matériaux sur la surface de la Lune. Un des résultats principaux de la télédétection globale a été de localiser des régions de la surface lunaire pour lesquelles les roches de surface montrent des compositions différentes des analyses effectuées sur les échantillons prélevés aux sites d'atterrissage *Apollo* (cf. Chapitre 2.4.2). En particulier, le sol du bassin South Pole-Aitken, qui est la plus large structure d'impact connue à ce jour dans le Système Solaire, ne correspond à aucun échantillon de roche lunaire disponible, avec une forte teneur en FeO associée à une faible concentration en Th [Jolliff et al., 2000]. La minéralogie et la pétrologie des types de roches connus fournissent néanmoins des contraintes sur les processus pétrogénétiques à l'oeuvre et permettent d'extrapoler aux zones qui n'ont pas été directement échantillonnées. Les jeux de données quasi-globaux de la topographie, du champ magnétique et des récents modèles du champ de gravité fournis par ces missions apportent des données considérablement améliorées en comparaison avec les observations spatialement restreintes d'*Apollo*. En combinant les contraintes dérivées des observations de surface et des échantillons lunaires avec ces données orbitales quasi-globales, notre compréhension de l'intérieur de la Lune a fait un nouveau bond depuis la vision schématique de l'ère *Apollo*.

Depuis l'époque *Apollo*, un nouveau champ d'investigation s'est ouvert avec la découverte de météorites provenant de la Lune [Warren, 1994]. Ces roches fournissent des échantillons qui n'ont potentiellement été prélevés sur aucun des sites *Apollo* et *Luna*. Ce concept est significatif car les échantillons *Apollo* et *Luna* se sont avérés contenir différents composants de roche projetés ensemble par des processus liés aux impacts. Chaque échantillon de sol ou de brèche devrait ainsi contenir une plus grande diversité de composants que la roche mère sous-jacente, quelle qu'elle soit. De récentes études [Haskin, 1998] sur les compositions des ejectas de bassins d'impacts ont proposé que la plupart des sites *Apollo* étaient fortement influencés par les matériaux provenant d'un ou de quelques bassins d'impacts tardifs, notamment *Imbrium* (grand bassin centré sur [35°N, -15°E], cf. figure 1.4). Ainsi les météorites lunaires feldspathiques constituent les meilleurs échantillons de croûte des "continents" (*Highlands*) non pollués par les ejectas de l'impact *Imbrium*. Certaines météorites montrent aussi des échantillons de basaltes qui diffèrent de tous les types de basaltes associés aux sites *Apollo* et *Luna*.

Concernant le noyau, la contribution majeure depuis l'ère *Apollo* vient des données de l'expérience Lunar Laser Ranging (cf. Chapitre 1.1.2). En effet, les moments d'inertie sont sensibles à un noyau fluide. Une solution du rapport entre les moments du noyau fluide et du manteau solide est donnée par $C_n/C_m = (9 \pm 19) \cdot 10^{-4}$ [Williams et al., 2003]. Cette valeur correspond à un noyau de Fer liquide de 360 km de rayon, ou 460 km en tenant compte de l'incertitude. Une graine solide peut exister à l'intérieur du noyau fluide. La dissipation affecterait alors deux interfaces, et compliquerait les interprétations ; mais les données ne permettent pas d'atteindre une telle précision aujourd'hui [Williams et al., 2001]. Notons que Khan et Mosegaard [2001] proposent un modèle de densité et de vitesses de cisaillement à partir de l'inversion des données sismologiques, qui suggérerait une augmentation continue de la densité sous un rayon de 500 km, compatible avec des compositions silicatées ou Fer-Soufre. Leur étude repose sur l'identification controversée des modes propres de vibration de la Lune [Lombardi et al., 2002], sensibles à la structure globale, même si les rais sismiques (disponibles) proprement dits n'échantillonnent pas toute la Lune.

La conception radiale "à l'ancienne" de la structure de la Lune résumée par une "part de gâteau" n'est plus d'actualité à la vue des résultats de ces dix dernières années. À la place, la croûte lunaire et le manteau sous-jacent semblent être mieux caractérisés comme étant composés d'unités géologiques discrètes, chacune possédant ses propres composition, origine et évolution géologique. Ce concept est illustré par les données du spectromètre à rayons γ de la mission *Lunar Prospector*, qui montrent que les éléments incompatibles et radiogéniques sont fortement concentrés dans une seule région de la Lune, qui était active dans le passé (PKT : "*Procellarum Kreep Terrane*"). Ceci a permis de relativiser la signification des données dérivées de l'ère *Apollo*, dans la mesure où les six sites se placent à la frontière de deux unités distinctes : les régions dites PKT et FHT ("*Feldspathic Highlands Terrane*") [Jolliff et al., 2000] (cf. Chapitre 2.4.2).

2.3 ZOOM SUR : La formation de la Lune

2.3.1 Les différentes hypothèses : avant Apollo ...

Durant de nombreuses années, les scientifiques spécialistes de la Lune étaient partagés entre trois théories de formation de la Lune fort différentes : la capture d'un corps céleste formé dans une autre région du Système Solaire, la fission d'un morceau de manteau terrestre résultant de la rotation rapide de la Terre, et la coaccrétion de la Terre et de la Lune au même endroit du Système Solaire, sur la même orbite. Ces trois théories sont revues par Wood [1986]. (cf. Figure 2.4).

Revoyons ici les différentes caractéristiques de ces trois théories, et leurs points faibles.

La capture

Les hypothèses dans lesquelles la Terre capture gravitationnellement une Lune préalablement formée dans une autre région du Système Solaire ont actuellement été abandonnées. De tels scénarios causent des problèmes dynamiques difficilement surmontables, et n'expliquent en aucun cas la composition chimique unique de la Lune (sa faible teneur en Fer, en volatiles, etc. cf. Chapitre 2.2.2), et les caractéristiques de son noyau. De plus, la Terre et son satellite présentent les mêmes rapports de concentration des isotopes de l'oxygène, ce qui tend à montrer que les deux corps se sont formés à même distance

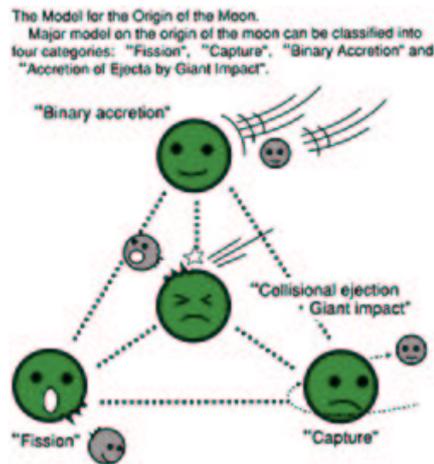


FIG. 2.4 – Les différentes hypothèses de formations [ISAS].

du Soleil [Clayton et Mayeda, 1984], ou qu'un fort mélange a été réalisé entre la Lune et la Terre.

La fission

Les différents scénarios de fission d'une partie du manteau terrestre se satellisant pour former la Lune souffrent de deux difficultés restrictives : [1] l'énergie rotationnelle nécessaire pour une telle éjection de matière dépasse d'un facteur quatre celle disponible dans le moment angulaire du système Terre-Lune. Si toute la masse du système Terre-Lune était concentrée sur la Terre seule, elle tournerait avec une période de 4 heures. Cette rotation rapide n'est toutefois pas suffisante pour une fission, même dans une Terre totalement fondue. [2] En admettant une telle situation extrême au début de la formation, aucun processus ne permet de perdre cet excédent par la suite [Taylor, 2001].

De plus, si la Lune possède certaines signatures géochimiques similaires à celles du manteau terrestre, elle montre aussi des différences qui invalident les théories de fission. En effet, la concentration en Fe de la Lune est supérieure à celle du manteau terrestre de 50%, les signatures de certains éléments sidérophiles sont différentes, et on constate des concentrations plus importantes en éléments réfractaires (Al, U, etc.).

La coaccrétion

Les modèles invoquant la formation d'une double planète dans la même région du Système Solaire ne sont pas cohérents avec le moment angulaire constaté du système Terre-Lune, et ne peuvent pas expliquer les différences de composition et de densité globale.

2.3.2 ...depuis Apollo et Luna.

L'impact géant

Les différents scénarios construits autour de cette idée d'impact géant reposent sur ces quelques caractéristiques : un corps typiquement de la taille de Mars (environ la moitié du rayon terrestre) croise l'orbite de la proto-Terre ; les deux proto-planètes sont déjà différenciées ; la géométrie de la collision permet à une partie du noyau métallique de l'impacteur de pénétrer à l'intérieur de la Terre. En même temps, une proportion

importante de la croûte terrestre est éjectée en orbite et ré-accrétée pour former la Lune. Cette proportion peut atteindre 35% selon des estimations des bilans de composition entre les 4 objets (2 proto-planètes + la Terre + la Lune), et des modélisations d'impact (plus de détails dans l'Annexe B : *Lognonné et al. [2003]*).

Les missions *Apollo* et *Luna* ont ajouté aux contraintes dynamiques, que l'on connaissait déjà auparavant, des contraintes géochimiques fortes, via l'étude extensive des échantillons lunaires ramenés sur Terre. Mais le premier obstacle "éliminatoire" qu'ont rencontré les théories présentées précédemment, réside dans le moment angulaire particulièrement grand du couple Terre-Lune ($3.41 \times 10^{41} \text{rad.g.cm}^2.\text{sec}^{-1}$) [*Wood, 1986*]³. C'est le premier argument qui pèse en faveur de la théorie de l'impact géant. En effet, ce mécanisme permet d'apporter cet excédent significatif de moment angulaire.

De plus, cet événement très énergétique engendre facilement la fusion d'une partie de la Lune (théorie de l'océan de magma) nécessaire à sa différenciation géochimique caractéristique, et implique une fusion du manteau terrestre. L'appauvrissement général en éléments volatiles de la Lune s'explique de même par les hautes températures atteintes lors de ce choc.

Aujourd'hui, les simulations numériques de l'impact de ces deux corps ont permis de considérer comme possible cette hypothèse de formation du système Terre-Lune. Mais dans les détails, de nombreux points sont encore débattus. Par exemple, deux travaux récents s'opposent sur un paramètre clé de l'impact : le moment où il intervient par rapport au stade de formation de la Terre. Les scénarios où l'impact a lieu tôt dans l'histoire de la Terre ($M_{Total} = 0,65M_{\oplus}$, où M_{\oplus} est la masse actuelle de la Terre), nécessitent l'apport de $0,35M_{\oplus}$ via des impacts suffisamment nombreux et petits, pour ne pas modifier le moment angulaire du système [*Cameron, 2000*]. Le problème est que la Lune est affectée par cette fin d'accrétion, et se retrouverait vraisemblablement avec un excès de Fer. Les modèles considérant un impact plus tardif impliquent un impacteur beaucoup plus petit. *Canup et Asphaug [2001]* ré-introduisent ainsi l'hypothèse d'une proto-Lune de la taille de Mars, développée 10 ans avant les premières simulations numériques. Ce "retour en arrière" a été possible grâce au nombre plus élevé de particules considérées dans le système (2.10^4 contre 3.10^3 lors des simulations de *Benz et al. [1987]*). Ainsi, le problème de la finalisation de l'accrétion est éludé, et l'impact devient plus probable puisque l'impacteur est plus petit. Toutefois, pour que les proportions de matière éjectée au delà de la limite de Roche soient optimales, l'impact ne doit pas être trop rasant (paramètre d'impact ⁴ suffisamment inférieur à 1) afin que la totalité du noyau de la proto-Lune ne reste pas en orbite pour être réaccrété sur la Lune, ce qui mènerait à une trop grande quantité de Fer.

Quels que soient les paramètres de l'impact géant formant le système Terre-Lune, retenons que contrairement à l'accrétion progressive des planètes du Système Solaire qui s'étale sur près de 100 millions d'années, la formation de la Lune ne dure guère plus de quelques semaines après l'impact, et est ainsi 10^8 à 10^9 fois plus rapide! (Figure 2.5).

³Le moment angulaire total du système Terre-Lune est la somme du moment angulaire de rotation de la Terre et de la Lune et du moment angulaire orbital de la Lune.

⁴Paramètre d'impact $b=0$ si impact frontal, $b=1$ si impact rasant

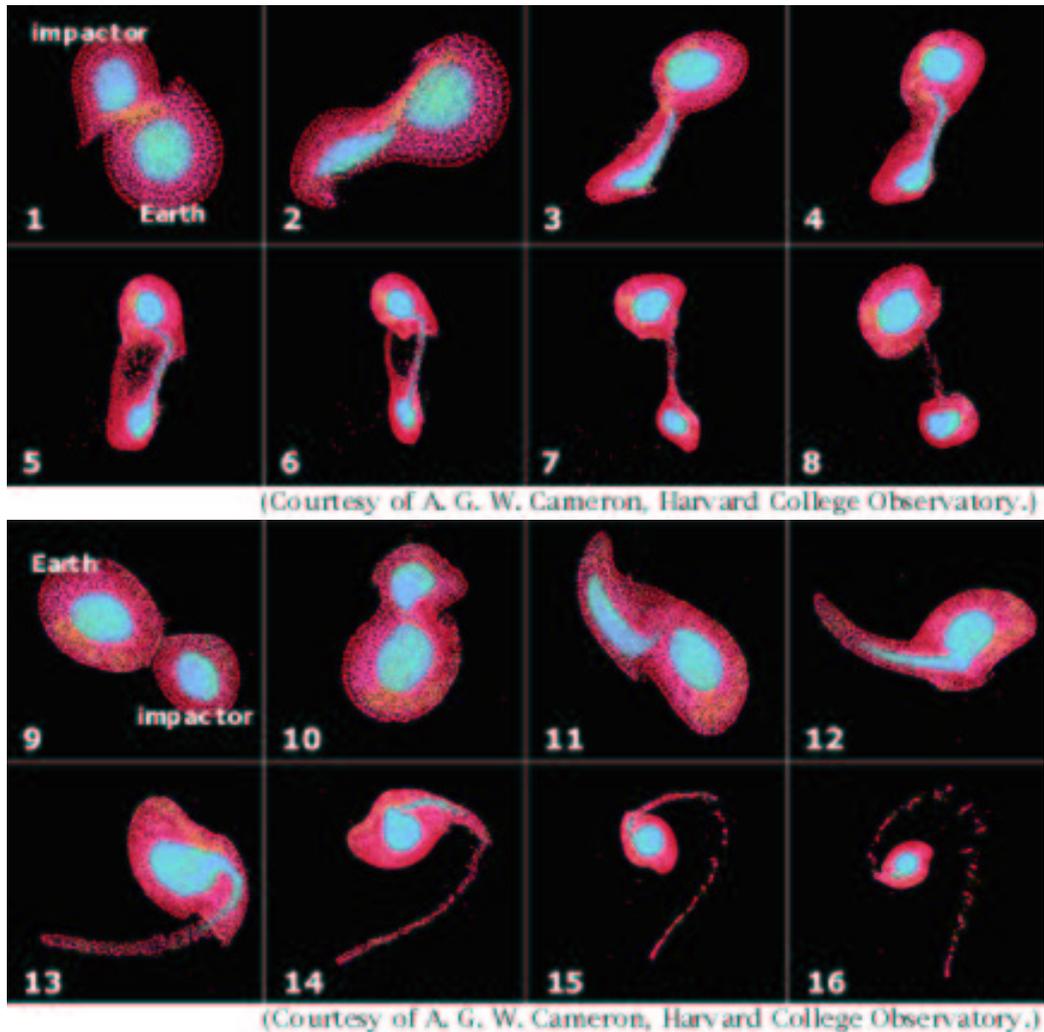


FIG. 2.5 – Images tirées d'une simulation numérique de A. Cameron. (1998). Les points bleus représentent du fer métal, le rouge et l'orange sont pour les roches mantelliques. L'échelle est adaptée au cadrage des objets dans chaque image. La proto-Terre est le plus gros des deux objets; le plus petit est un projectile dont l'impact a conduit à la formation de la Lune. Dans cette simulation, la collision n'est pas centrée (image 1), et la chaleur déforme les deux corps (im. 2). Des parties du noyau métallique de l'impacteur sont transférés vers l'intérieur de la Terre, mais la plupart reste à l'extérieur. L'impacteur n'est pas complètement englouti dans la Terre, et est repoussé dans une sorte de rebond (im. 3-8). Cette phase s'étale sur moins d'une heure seulement. L'impacteur rentre de nouveau en collision avec la Terre (im. 9), et cette fois y est incorporé en grande proportion (im. 10-12) Son noyau métallique se mêle au à celui de la Terre. Du matériel mantellique reste en orbite (im. 13-16). La Lune se forme à partir de ces débris, provenant essentiellement de l'impacteur. L'accrétion n'est pas montrée dans cette modélisation. (D'après G. Jeffrey Taylor, Hawaii Institute of Geophysics and Planetology.)

2.4 ZOOM SUR : L'océan de magma.

2.4.1 L'océan magmatique : la différenciation primordiale et ses conséquences

Dès les premières analyses des échantillons rapportés par *Apollo*, une caractéristique fondamentale pour la compréhension de la Lune est découverte : la croûte la plus ancienne est riche en plagioclases [Wood et al., 1970], minéraux riches en Aluminium et en Calcium. Pour former une croûte possédant de fortes concentrations en Al_2O_3 et CaO , en supposant des concentrations du même ordre que celles rencontrées dans le manteau terrestre, une différenciation chimique importante est nécessaire [Warren, 1985]. Cette croûte feldspathique anorthositique typique des roches lunaires possède une autre particularité : sa composition en terres rares (Rare Earth Elements), notamment en Eu, est complémentaire à celle des basaltes des *mare* (cf. Figure 2.3).

Ces observations conduisent à proposer rapidement un processus de différenciation global de la Lune néo-formée, dont la croûte anorthositique est le premier fruit. Ainsi naît la théorie de l'océan de magma, ou magmasphère.

Le concept de l'océan de magma repose sur une sphère de magma qui se différencie durant sa cristallisation. Se forment ainsi un manteau dense ultramafique⁵, riche en olivines et pyroxènes, et une croûte plus légère qui flotte sur toute la surface, riche en plagioclases (Figure 2.6). Il faut évidemment pour cela que le matériel soit fondu, au moins partiellement : nécessite une formation de la Lune dans un environnement chaud (accrétion chaude, cf. Pritchard et Stevenson [2000]).

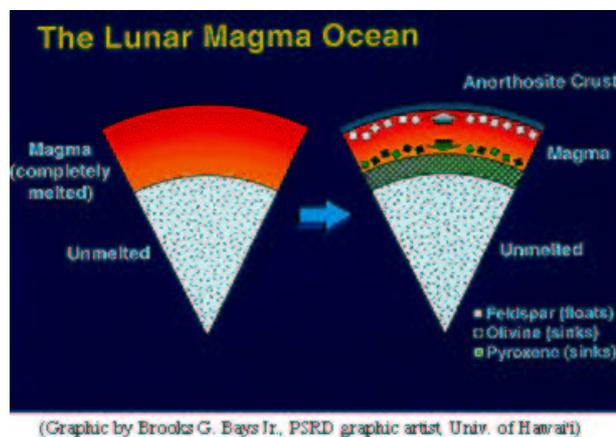


FIG. 2.6 – Le concept de l'océan de magma : la différenciation de la croûte anorthositique.

La profondeur de cet océan de magma reste un sujet très débattu : entre les modèles proposant une fine couche de matériel liquide au dessus de zones partiellement fondues, et ceux qui considèrent une fusion totale de la Lune, les modèles les plus populaires à ce jour reposent sur une base de l'océan magmatique vers 500 km de profondeur, correspondant selon certaines études [Nakamura et al., 1982, Hood et Jones, 1987] à une discontinuité sismologique. Mais les données actuelles ne permettent pas de déterminer si le manteau moyen et profond a échappé à cette fusion et différenciation (cf. Chapitre 3.4). Stevenson [1980] note que la différenciation dans cet océan peut conduire à la formation d'une couche à forte teneur en Fer à la base de l'océan. Instable gravitationnellement, le Fer pourrait

⁵Ultramafique : qualifie les roches cristallines composées quasi-exclusivement des minéraux olivines et pyroxènes, tous deux riches en Mg et Fe (MAGnesium-Fer → **MAF**ique).

alors s'enfoncer vers le centre de la Lune et former un noyau, sans nécessiter une fusion totale de la Lune. Cette dynamique pourrait aussi être à l'origine d'une dynamo, créant un champ magnétique capable d'aimanter les roches de surface (cf. Chapitre 2.2.2, *Konrad et Spohn* [1997])

La cristallisation complète de cet océan se fait en 50-200 millions d'années [*Warren*, 1985]. Chronologiquement, on considère que les minéraux d'olivine, riches en magnésium, cristallisent en premier et coulent. Au fur et à mesure, les phases qui cristallisent sont de plus en plus riches en Fer. Ensuite, quand > 75% de l'océan est cristallisé, les plagioclases se forment et flottent car ils sont de faible densité. Au delà de 90% de cristallisation réalisée, les phases denses d'ilménite cristallisent. Selon les différents modèles, cette cristallisation fractionnée conduit à créer un liquide résiduel très enrichi en Fer et en éléments incompatibles radiogéniques. Cette couche de magma (appelée *urKREEP* pour “*vieux KREEP*”) est coincée entre la croûte et le manteau. Bien que composée des éléments définissant une autre entité pétrologique lunaire, les KREEP (riches en Potassium (K), Phosphore (P) et Terres Rares (REE)), cette unité n'en est pas la source ; en effet, les KREEP ont une teneur en Mg importante, alors que le magma *urKREEP* n'est pas sensé en contenir du tout. Aucun échantillon de roche représentative de ce magma *urKREEP* n'a été identifié. Ce dernier magma résiduel est donc théorique. La forte abondance d'éléments producteurs de chaleur permet de garder le matériau fondu pendant plusieurs millions d'années, peut-être même de procéder à une refonte du matériel sous-jacent. Ainsi, le Magnésium présent dans les roches cristallisées avant la formation du magma *urKREEP* résiduel, pourrait avoir été “libéré” lors d'une re-fusion par la chaleur dégagée par les éléments radioactifs de ce même magma. Cet apport de Mg, via un mélange des deux liquides pourrait ainsi former un magma de composition KREEP, et expliquerait qu'aucune roche de composition *urKREEP* n'ait été échantillonnée. Ainsi, l'évolution magmatique de la Lune est-elle liée à la compréhension de ces échantillons riches en Mg et KREEP.

La séquence verticale de cristaux produits par le refroidissement de cet océan de magma peut, selon les modèles, s'avérer instable d'un point de vue gravitationnel. En effet, les phases qui cristallisent sont de plus en plus riches en fer ; les derniers cumulats formés (ilménite) se retrouvent ainsi en haut de la “pile” alors qu'ils sont très denses. Ils peuvent alors tomber dans le manteau et de la même manière, les cumulats riches en olivine ayant cristallisé au début peuvent aussi remonter ... Cela résulte-t'il en une homogénéisation verticale du manteau ? la séquence inverse (plus dense en haut du manteau) est-elle encore présente ? [*Hess et Parmentier*, 1995, *Hess et Parmentier*, 2001]

Le niveau suivant de réflexion repose sur la symétrie sphérique de tels modèles. En effet, les récentes données *Lunar Prospector* de concentrations de surface en Thorium [*Lawrence et al.*, 2000, *Warren*, 2001] montrent une asymétrie fondamentale. Le volcanisme de *Mare* et les roches riches en KREEP sont concentrées sur la face visible. De plus, la face cachée montre des altitudes moyennes plus élevées que la face visible, de l'ordre de 2 km. Ainsi de nouveaux modèles voient le jour, où l'océan magmatique est fortement asymétrique voire uniquement présent dans l'hémisphère proche... [*Zhong et al.*, 2000, *Parmentier et al.*, 2002].

2.4.2 Les différentes unités géologiques de surface

Dès les premières observations de la Lune depuis la Terre, une distinction a été faite entre les deux structures principales identifiables à l'oeil nu sur la face visible. La ma-

jeune partie de la surface lunaire apparaît en effet criblée de cratères d'impact, et de couleur claire. D'autres unités de formes plus ou moins circulaires se distinguent par leur aspect plus sombre et uniforme. Par analogie avec la morphologie de la surface terrestre, les termes de continents et de mers sont respectivement introduits. William Gilbert (1544-1603) serait le premier à avoir proposé cette terminologie, mais contrairement à ses successeurs, il utilise le mot *océan* pour définir les zones brillantes. Galilée propose ensuite l'interprétation opposée et identifie des montagnes sur les continents, initiant l'utilisation du terme *highland* dans les études anglophones. Cette terminologie est constamment utilisée depuis, en français comme en anglais et en latin (*mare/mons*), même si rapidement la présence en tant que telle d'une mer est rejetée. Néanmoins, cette classification dichotomique mer/continent qui repose sur des différences d'albédo et de morphologie est aujourd'hui limitée pour étudier la réalité géologique et géophysique de la surface lunaire au vu des connaissances actuelles. En effet, avant même l'utilisation des récentes données satellitaires, les différences d'évolution entre les hémisphères caché et visible déduites des missions *Apollo* sont considérées comme plus fondamentales que celles suggérées par la distinction mer/continent [Taylor, 1982]. Les apports des missions *Clementine* et *Lunar Prospector* lors de la dernière décennie ont joué un rôle clé dans la nouvelle terminologie plus interprétative, proposée par Jolliff et al. [2000] (Figure 2.7). Celle-ci repose sur trois unités géologiques (*Terranes*) définies par des caractéristiques liées à la croûte et au manteau sous-jacent :

- **Procellarum KREEP Terrane.** Caractérisée par une composition riche en KREEP, et une histoire volcanique intense, autour de *Oceanus Procellarum* et *Mare Imbrium*. L'abondance en thorium des *mare* de PKT est comprise entre 3 et 7 ppm, comparée à des valeurs d'environ 2 ppm pour les *mare* avoisinantes. Les régions montagneuses ("continentales") de PKT montrent des concentrations en thorium jusqu'à 12 ppm, et sont vraisemblablement constituées d'éjectas du cratère *Imbrium*. Contrairement aux autres épanchements de basalte dans les *mare*, ceux de PKT reposent sur une croûte épaisse Wieczorek et Phillips [2000], Wieczorek et Zuber [2001]. Une interprétation du sous-sol des PKT est proposée par Jolliff et al. [2000] sur la Figure 2.8.
- **Feldspathic Highland Terrane.** Cette unité géologique représente plus de 60% de la surface lunaire. Elle est caractérisée par un fort albédo, une cratérisation intense, une topographie élevée, de forts reliefs et des compositions feldspathiques (notamment des abondances en FeO inférieures à 6%). La Figure 2.8 illustre la structure sous les FHT vue par Jolliff et al. [2000].
- **South Pole-Aitken Terrane.** Ce grand bassin représente un objet unique à la surface de la Lune en terme de composition de surface et de structure géophysique. D'un diamètre de 2600 km, c'est le plus grand bassin d'impact du Système Solaire. Ses reliefs extrêmes atteignent +7 km et -7 km. L'abondance en FeO est élevée en comparaison avec les terrains feldspathiques continentaux environnants (7-14% contre 4-6%). Bien que très profond et présentant une croûte affinée, aucun épanchement basaltique significatif n'est observé. De plus, aucune roche mantelique n'est identifiée et du matériel crustal est supposé être présent sous le bassin d'après les modélisations d'épaisseurs crustales, alors que l'impact aurait dû creuser en profondeur dans le manteau, si l'on suit les lois d'échelle des cratères d'impact.

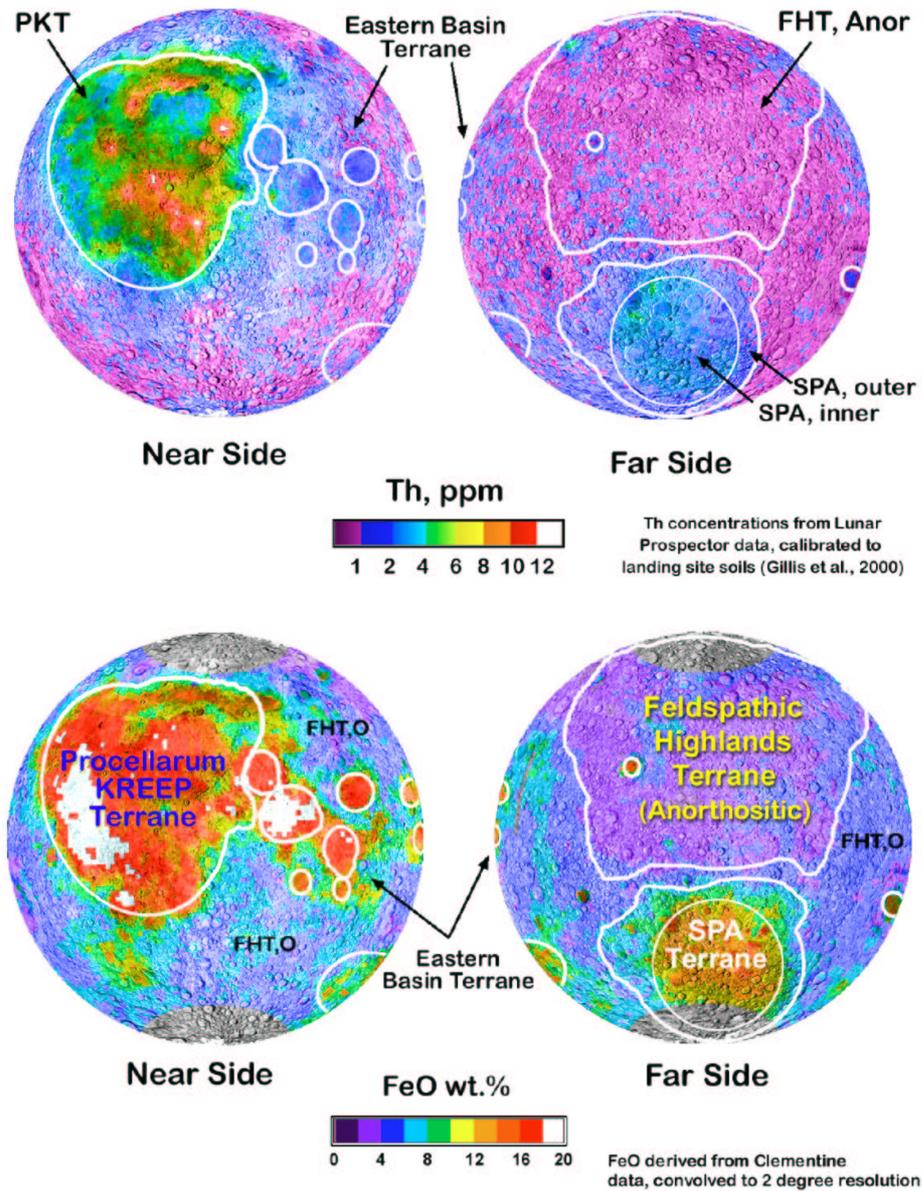


FIG. 2.7 – Les 3 différentes unités géologiques de surface (Jolliff et al., 2000)

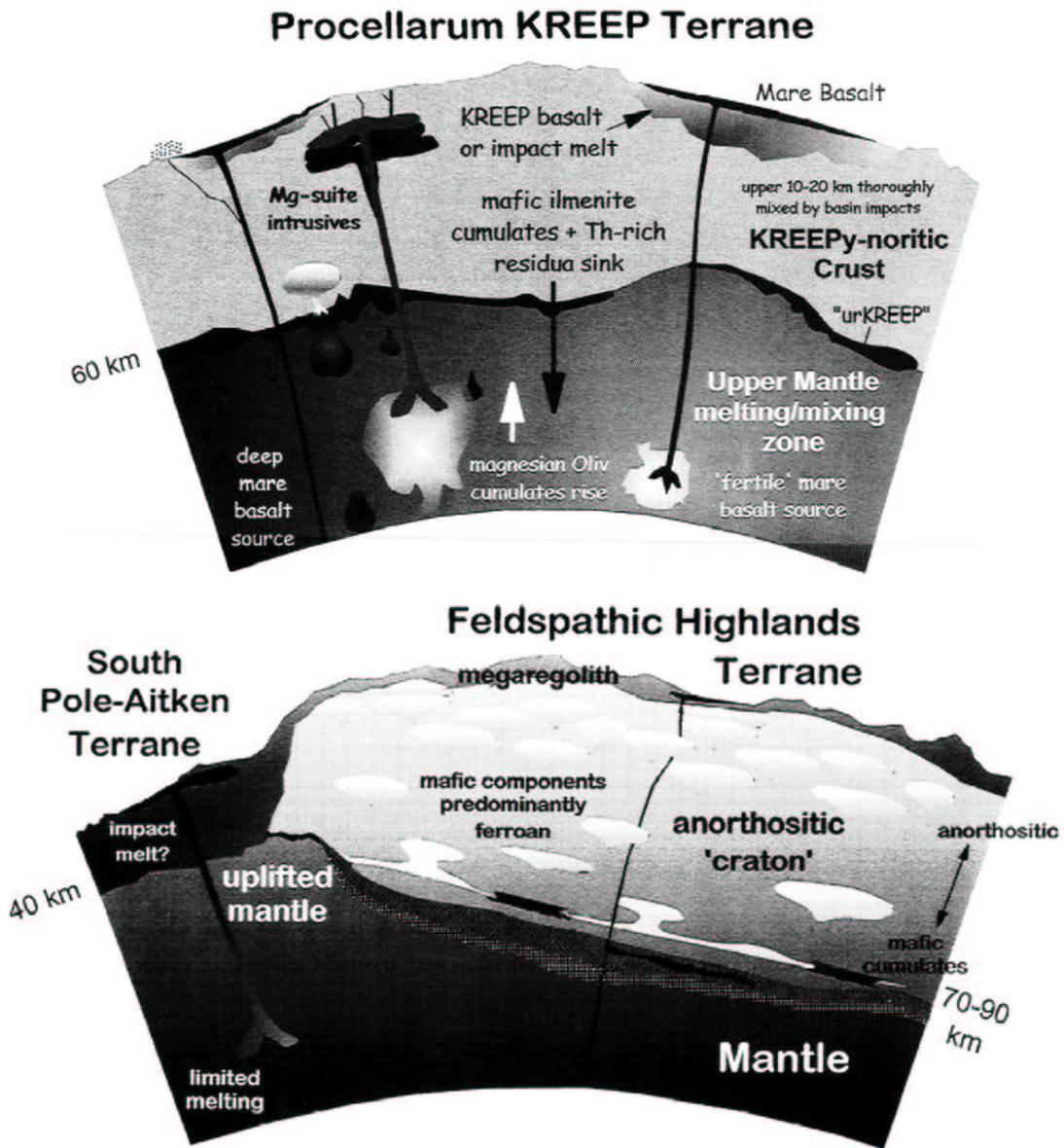


FIG. 2.8 – La structure des Procellarum KREEP Terrane et Feldspathic Highland Terrane, par Jolliff et al. (2000).

2.5 La Lune, en résumé

2.5.1 Carte d'identité

TAB. 2.1 – Différentes caractéristiques de la Lune.

Données physiques et orbitales	
Masse (kg)	7,349 10 ²²
Masse/ M_{Terre}	0,0123
Rayon équatorial (km)	1738
Densité moyenne	3,343
Gravité à l'équateur ($m.s^{-2}$)	1,62
Gravité à l'équateur/ g_{Terre}	0,166
Moment d'inertie moyen normalisé I/MR^2	0,3931
Distance moyenne à la Terre (km)	384 402
Périgée (km)	363 300
Apogée (km)	405 500
Excentricité de l'orbite (km)	0,055
Vitesse orbitale moyenne (km/s)	1,023
Inclinaison moyenne de l'orbite sur l'écliptique	5°08'
Période de rotation sidérale (jours)	27,32
Période de rotation synodique (jours)	29,53
Inclinaison moyenne de l'équateur sur l'orbite	1°32'
Vitesse de libération (km/s)	2,37
Température max/min en surface (°C)	123/-233
Pression atmosphérique moyenne (Pa)	10 ⁻⁹

Dans le Système Solaire, le couple Terre-Lune est atypique (cf. Tab. 2.5.1) : Mercure et Vénus n'ont pas de satellite ; Phobos et Deimos sont considérés comme des petits astéroïdes primitifs capturés par Mars ; les satellites des planètes géantes (ou externes) sont principalement des assemblages de roche et de glace (certains satellites ont toutefois des noyaux de silicates, voire de fer : Ganymède, Io, Europe). Le mécanisme de formation est très différent et la Lune n'est ni dans le plan équatorial de la Terre, ni dans le plan de l'écliptique avec lequel elle forme un angle d'environ 5,1°, et a une faible densité en comparaison aux planètes telluriques. Le couple Lune-Terre a le plus grand rapport de masse des systèmes satellite-planète (1/81,3), et un moment angulaire anormalement élevé relativement aux autres planètes ($3,41 \times 10^{41} rad.g.cm^2.sec^{-1}$).

La composition chimique de notre satellite est unique : dépourvu d'eau (en surface mais aussi dans la constitution des roches profondes), appauvri ⁶ en éléments volatiles (K, Ga, Pb, Tl, Bi, ...) et sidérophiles (Ni, Ir, Mo, ...), enrichi ⁷ en certains éléments réfractaires (Al, U, ...). Notons toutefois (cf. *Taylor* [2001]) que ces caractéristiques peuvent être retrouvées dans des corps particuliers du Système Solaire : les eucrites basaltiques provenant de l'astéroïde Vesta, qui vraisemblablement résultent aussi de processus d'impact ayant détruit la planète primitive.

⁶La notion d'appauvrissement est relative aux concentrations mesurées dans les chondrites CI, représentatives de la nébuleuse primitive.

⁷... Idem

La densité moyenne de la Lune (3,34) est beaucoup plus faible que celle de la Terre (5,51), mais toutefois assez proche de celle du manteau terrestre si on considère la densité des roches calculées en surface (4,0). Cette similarité indique que la Lune est essentiellement composée de silicates. La faible densité de notre satellite est due à l'absence d'un noyau métallique conséquent, comme c'est le cas pour les autres planètes telluriques. Notons aussi que Vénus est moins dense (5,24) que la Terre, mais plus dense que le couple Terre+Lune. Les moments d'inertie normalisés polaire ($C/MR^2 = 0,3932 \pm 0,0002$) et moyen ($I/MR^2 = 0,3931 \pm 0,0002$) calculés récemment par *Konopliv* et al. [1998] sont très proches de la valeur générée par une sphère homogène (0,4). La différence nécessite la présence d'une croûte de faible densité et d'une légère augmentation de la densité à proximité du centre. Si la Lune possède un noyau métallique, celui-ci est nécessairement de petite taille, qu'on peut estimer entre 300 et 500 km de rayon en supposant chaque entité structurale (croûte, manteau, noyau) de densité uniforme.

Le centre de masse de la Lune est décalé de 1,8 km dans la direction de la Terre par rapport à son centre géométrique. Cela ne peut s'expliquer par la seule influence de la topographie; la répartition des masses n'est donc pas homogène. De nombreux phénomènes ont été proposés pour expliquer cette asymétrie. Le fait que la croûte de la face cachée (*Highlands*) soit beaucoup plus épaisse que la croûte moyenne de la face visible, est l'explication la plus populaire aujourd'hui. Toutefois, la présence quasi-dichotomique d'épanchements basaltiques sur la face visible, même si elle n'est pas suffisante à elle seule pour expliquer ce décalage en masse, peut suggérer une différence fondamentale entre les manteaux des deux hémisphères, puisque seul celui le plus proche de la Terre a donné naissance à des résidus ayant atteint la surface. Ainsi, l'asymétrie dans la distribution de la masse lunaire serait due plus à une surabondance de matériel dense dans le manteau côté visible qu'à un relatif manque de matière via une croûte peu dense plus épaisse du côté caché (*Wieczorek, 2003. communication personnelle*).

Notons aussi la synchronisation de la rotation et de la révolution lunaires : la Lune dans sa rotation présente toujours la même face à la Terre (d'où vient la notion de face visible/cachée), avec toutefois une libration qui rend 59% de la surface totale observable depuis la Terre [*Bois, 2000*]. La lune a en retour un poids important dans la stabilité des paramètres de rotation de la Terre. *Laskar* et al. [1993] ont montré que l'absence de la Lune en orbite autour de la Terre pourrait provoquer des oscillations de l'obliquité de l'axe de la Terre de l'ordre de la dizaine de degrés en 1 million d'années (10 fois plus que les variations constatées). L'insolation de la surface terrestre serait alors très instable et peu propice au développement et à la pérennité de la vie.

Deuxième partie
Sismologie lunaire

Chapitre 3

La sismologie lunaire

Lunar seismology

The Apollo network still provides the one and only extra-terrestrial seismic dataset to date. Four of the Apollo missions installed seismometers on the nearside of the Moon, which recorded more than 12,000 events. Lunar seismograms are very different from terrestrial ones in terms of source and propagation features. Unlike the Earth where seismic activity is primarily related to plate tectonism, the majority of moonquakes are triggered by tidal forces. Another source providing informations about the lunar environment is in the form of natural and artificial meteoroid impacts. All these sources are by terrestrial standards relatively weak, but could nonetheless be recorded because of the quiescence of microseismic background noise, given the lack of a lunar ocean and atmosphere. Concerning the anomalous character of the lunar seismograms, in comparison to their terrestrial counterpart, involving their very long duration, the reverberating nature and slow build-up followed by a long decay, has been associated with the intense bombardments which the Moon experienced during its formation. Physical cracks become very efficient scatterers in the absence of water and strong attenuation, producing the diffusive nature of the lunar seismograms. The Apollo seismic dataset has provided us with a unique opportunity to study planetary formation and evolution in general without being tied to the Earth. However, it is important to note its limitations in terms of quality, quantity and coverage.

3.1 Généralités

3.1.1 Introduction

La sismologie a vu le jour à la fin du 19^e siècle avec les premiers sismographes et véritables enregistrements des déplacements du sol engendrés par les ondes sismiques. Les progrès instrumentaux constants ont permis de détecter les ondes créées par les tremblements de Terre de plus en plus précisément et par là même d'améliorer l'état de la connaissance de l'intérieur de la planète par l'étude approfondie des sismogrammes. À ce jour, même si certaines régions du globe sont moins bien échantillonnées que d'autres, la structure radiale de la Terre est relativement bien connue, de même que ses principales unités et discontinuités, ainsi que les matériaux qui la constituent. Cette connaissance peut être illustrée par le modèle radial de référence, PREM (Preliminary Reference Earth Model [Dziewonski et Anderson, 1981]). Les grands défis de la sismologie moderne résident dans la tentative de compréhension extrêmement fine de processus de second ordre ou régionaux. Typiquement, la modélisation 3D en est un exemple, où l'on travaille sur les quelques pour-cent de variation de vitesse liées aux hétérogénéités latérales, à l'anisotropie, etc. (voir par exemple Romanowicz [2003]).

La sismologie lunaire telle qu'elle existe depuis le 20 juillet 1969 a permis de définir les bases de la connaissance de l'intérieur de la Lune. Mais comme nous le verrons plus bas, les données présentes ne sont guère comparables à celles dont on dispose sur Terre (en quantité comme en qualité), et les objets ainsi que les caractéristiques que nous nous proposons d'étudier ici ne sont pas concernés par les mêmes degrés de précision qui sont aujourd'hui atteints sur Terre. D'une certaine manière, nous en sommes encore sur la Lune à déterminer les grandes structures, ce qui fut achevé pour la Terre en 1936, avec la découverte de la graine par *Lehman* [1936].

Le réseau Apollo constitue le premier réseau sismologique extra-terrestre et toujours le seul à ce jour. Rappelons toutefois que l'expérience *Viking* a déposé un sismomètre à la surface de Mars en 1976, mais durant les 19 mois d'opération de l'instrument, le bruit de fond résultant de l'activité éolienne a été le seul facteur physique enregistré, puisqu'aucun séisme n'a été clairement identifié. La sismologie martienne s'est donc arrêtée à la seule étude d'un signal d'origine sismique incertaine, et de longues séquences de bruits de fond météorologique [*Anderson et al.*, 1977, *Goins et Lazarewicz*, 1979]. L'expérience *OPTIMISM* lors de la mission *Mars96* devait déployer deux sismomètres à la surface de Mars, mais les instruments n'ont jamais atteint la planète rouge, le lanceur russe n'ayant pas réussi à mettre la sonde sur une orbite solaire en direction de Mars [*Lognonné et al.*, 1998].

Les missions *Venera 13* et *14* étaient équipées d'accéléromètres, mais l'interprétation de l'éventuel signal sismique identifié n'apporte aucune information sur la structure de Vénus [*Ksanfomaliti et al.*, 1982].

Ainsi, la sismologie des planètes telluriques n'est représentée à ce jour que par la sismologie lunaire des missions *Apollo*. À l'horizon 2004, après 27 ans de silence sismique, la Lune doit recevoir la visite des sismomètres de Lunar-A, mission japonaise de l'ISAS, qui prévoit de déployer deux sismomètres antipodaux, via l'utilisation de pénétrateurs, dans le but de détecter des phases sismiques ayant traversé le noyau de la Lune [*Mizutani*, 1995]. Comme nous le verrons plus bas, ces ondes profondes manquent cruellement au jeu de données *Apollo*, et cette lacune est vraisemblablement plus le résultat de la disposition du réseau *Apollo* que de la sismicité intrinsèque de la Lune.

3.1.2 Le réseau sismologique *Apollo*

Sur les 6 missions *Apollo* ayant aluné, 5 ont installé des sismomètres. Les stations sont nommées à l'aide des numéros de mission : 11, 12, 14, 15 et 16. L'expérience sismologique de la station 11 était un prototype (Early Apollo Scientific Experiment Package) alimenté par des panneaux solaires et n'a fonctionné que pendant 21 jours. Des petites "chaufferettes" radioactives étaient utilisées pour protéger l'instrument du froid extrême de la nuit lunaire, mais seule l'énergie solaire alimentait le système. Il était ainsi conçu pour fonctionner uniquement durant la journée, et pour une durée nominale de 1 à 2 ans au maximum [*Latham et al.*, 1969], mais il ne s'est pas remis en marche après la nuit lunaire.

Le réseau de 4 stations sismologiques (aux sites 12, 14, 15, 16) alimentées avec des générateurs radioactifs, a fonctionné jusqu'au 30 septembre 1977 parmi les autres instruments de l'expérience ALSEP (Apollo Lunar Surface Experiment Package). La fin de l'installation de la dernière station (16) datant d'avril 1972, on dispose de 8 années de données pour la station la plus ancienne (Apollo 12) et de près de 5 années et demi pour les 4 stations simultanément. Les données étaient transmises en continu depuis la surface

lunaire jusqu'aux stations de réception terrestres, puis stockées sur bandes magnétiques¹ [Nakamura et al., 1980]. Le réseau de 4 stations forme un quasi-triangle équilatéral de 1100 km de côté. En effet les stations 12 et 14 ne sont séparées que par 180 km (Figure 1.4). Voir le tableau 1.1 pour les détails de l'installation des stations. Notons que les valeurs des coordonnées résultent de calculs dont l'incertitude n'est pas négligeable. Les coordonnées indiquées dans le tableau 1.1 sont celles publiées par Nakamura [1983]. Davies et Colvin [2000] donnent des nouvelles localisations compatibles avec les récents résultats du LLR [Williams et al., 1996] pour lesquels la précision de la distance Terre-Lune est passée de 10 cm dans les années 1970 à 3 cm dans les années 1990. Ainsi, des différences jusqu'à $0,05^\circ$ ($\sim 2,5$ km) peuvent exister entre les coordonnées de Davies et Colvin [2000] et les valeurs classiquement utilisées jusque là.

Chaque station est composée de deux sismomètres de grande sensibilité : un appareil longue période trois composantes (LP ; x, y, z) et un courte période vertical (SP ; z). Les LP fonctionnent au choix en mode Large Bande (gain constant entre 0,1 et 1 Hz) ou en mode piqué (centré à 0,45 Hz) ; les SP ont une réponse centrée à 8 Hz. Ces sismomètres sont capables de détecter des signaux minimum de 0,5 Å, 3 Å et 0,5 Å respectivement pour le SP à 0,8 Hz, le LP en mode large bande et le LP en mode piqué à 0,45 Hz (cf. Figure 3.1). La fréquence d'échantillonnage des instruments est de 6,6 Hz pour le LP et 52,6 Hz pour le SP. Avec un taux d'erreur de 10^{-4} et une mesure codée sur 10 *bit*, ceci donne une erreur tous les 10^4 échantillons transmis à la Terre en moyenne, donc toutes les 25 minutes environ pour les LP. Ces erreurs identifiées, qui sont loin d'être les seules, se caractérisent souvent sur les données sous forme de *glitches* : brusques sauts d'amplitude saturant parfois le signal. Le sismomètre SP de la station 12 n'a jamais fonctionné, et la composante LP-verticale de la station 14 n'a fonctionné qu'au début de l'expérience. Voir Lognonné et Mosser [1993], Latham et al. [1969] et Toksöz et al. [1974] et aux références qui y sont citées pour tous les détails techniques et instrumentaux.

3.2 Sismicité et caractéristiques de propagation

Les sismogrammes enregistrés sur la Lune sont très différents de ceux observés sur la Terre. En effet, l'activité sismique est entre 4 et 8 ordres de grandeur plus faible que sur Terre. Comparée aux $10^{18} J/an$, l'énergie dégagée par les "tremblements de Lune" est estimée à $10^{10} J/an$ par Goins et al. [1981b] et $10^{14} J/an$ par Nakamura [1980].

Les multiples bombardements météoritiques de la surface lunaire ont intensément redistribué et réagencé la matière constituant les premiers kilomètres. Une des caractéristiques du sol lunaire est ainsi son manque de cohésion et sa fracturation importante. Ce phénomène est aussi entretenu du fait de l'absence d'eau dans les roches lunaires, qui fait des moindres pores non remplis d'eau des diffracteurs très efficaces. En effet, l'eau de surface n'est pas stable du fait de la faible attraction potentielle de la petite masse lunaire (c'est pourquoi il n'y a pas d'atmosphère et si peu d'éléments volatiles), et complètement absente de la composition des roches, particularité qui s'explique par une genèse à haute température, dont l'océan magmatique global est responsable (cf. chapitre 2.4.1).

Typiquement, un séisme lunaire profond assez important (magnitude 1,6 sur l'échelle de Richter) produit un enregistrement où l'énergie sismique est observable pendant au

¹Aujourd'hui, les données sont archivées par IRIS dans leur format original sur 80 cassettes exabytes 8 mm [Nakamura, 1992], et les événements sont téléchargeables en format AH sur le site du Département de Géophysique Spatiale et Planétaire de l'IPGP, <http://ganymede.ipgp.jussieu.fr/donnees/>.

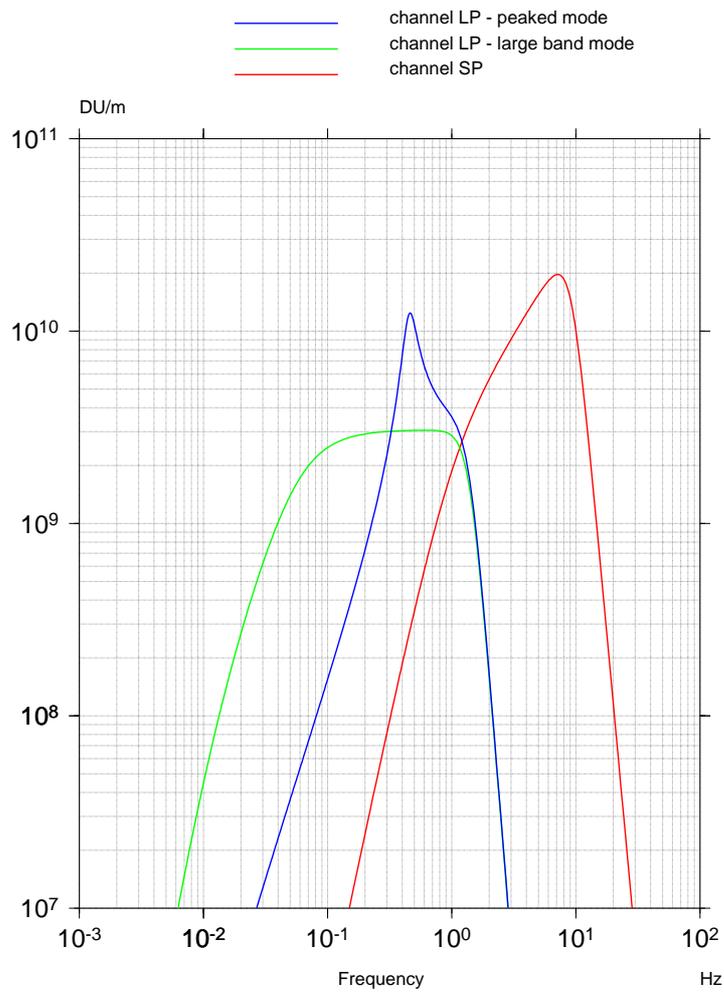


FIG. 3.1 – Courbes de réponse des sismomètres Apollo. La courbe rouge correspond à l'appareil SP vertical, les deux autres sont celles des trois composantes de l'instrument LP. Celui-ci pouvait fonctionner en mode "piqué" (bleu) ou en mode "large bande" (vert). Une unité digitale (D.U.) équivaut à 1 bit d'information transmise à la Terre.

moins une heure. Si les signaux sismiques durent beaucoup plus longtemps que sur Terre, c'est parce que la croûte lunaire est caractérisée par une faible atténuation (un fort coefficient de qualité) et une très forte diffraction près de la surface. Contrairement à la Terre, le libre parcours moyen d'un rai sismique avant sa diffraction par une hétérogénéité est beaucoup plus court que la distance parcourue pendant un Q-cycle. L'énergie est donc conservée en mouvement et très peu dissipée en chaleur. Cette diffraction multiple s'apparente à de la réverbération. La diffraction diminue l'amplitude des ondes de volume en produisant des conversions au cours de la propagation des ondes. Ce processus affecte plus les ondes P , et est représenté par l'équipartition suivante entre les énergies E_p et E_s des ondes P et S en fonction des vitesses de propagation V_p et V_s , sur toute la longueur de la coda : $E_p = (V_s/V_p)^3 E_s/2$ [Aki, 1992, Papanicolaou et al., 1996]. L'énergie est ainsi étalée au cours du temps. La réduction de l'onde P peut atteindre un facteur 10 pour les sources en surface (pour les impacts, les ondes subissent la diffraction dans la croûte lors de la descente vers le manteau, puis lors de la remontée vers la station). L'énergie augmente avec le temps pendant les dix premières minutes de signal, puis décroît lentement, formant une coda très longue [Latham et al., 1970, Dainty et al., 1974] (Figure 3.8).

La résorption de ces diffracteurs se fait progressivement avec l'augmentation de la profondeur et de la pression. La compaction des roches provoque à la fois une diminution des phénomènes de diffraction, et une augmentation des vitesses sismiques. Lognonné et al. [2003] montrent qu'au delà d'environ 30 km de profondeur, la vitesse des ondes P atteint des valeurs mantelliques et reste constante alors que celle des ondes S augmente encore jusqu'à environ 60 kilomètres. Le rapport V_p/V_s passe ainsi d'une valeur typique de roche fracturée (~ 2) à une valeur standard de roche compactée ($\sim 1,73$).

Latham et al. [1972] présentent une mise en évidence caractéristique des phénomènes de diffraction par les deux exemples suivants. Les véhicules lunaires (*Rover*) lorsqu'ils se déplacent sur le sol autour des stations, génèrent des vibrations constituant un signal sismique enregistré par les instruments. Lorsqu'ils commencent à se déplacer et lorsqu'ils stoppent, le signal produit par le rover marque une progression graduelle. Il ne marque pas de changement abrupt sur l'instrument comme on pourrait s'y attendre dans le cas d'un sol cohérent (compact) transmettant les ondes simplement. De plus, le signal émis lorsque le rover se rapproche de la station est de moins grande amplitude que lorsqu'il s'en éloigne. Ceci vient du fait que la majeure contribution au signal sismique observé à un moment donné provient de l'énergie générée longtemps avant le moment où il est détecté. Quand le rover s'éloigne, l'énergie vient principalement du point de départ, donc proche de la station (plus grande amplitude) ; quand il se rapproche, l'énergie vient essentiellement des points distants (plus faible amplitude). À chaque instant, la contribution énergétique de l'onde directe est faible devant celle des ondes diffractées.

Du fait de sa faible masse, la Lune ne possède pas d'atmosphère. Ainsi, le bruit de fond microsismique est très faible et ne constitue pas une limite importante à franchir comme c'est le cas sur Terre où le signal sismique doit sortir du bruit de fond généré par les océans et l'atmosphère. Aucun tremblement de Lune n'aurait pu être détecté par les sismomètres *Apollo* si le niveau de bruit avait été le même que sur la Terre. Néanmoins, lors du coucher et du lever du Soleil, de nombreux "micro-séismes" ou "séismes thermiques" ont été observés. Ces événements sont supposés être des craquements, mais ils ne constituent pas à proprement parler du bruit, puisque leur nature sismique a été caractérisée.

Bien que le bruit microsismique soit très faible, il est rare de pouvoir observer des arrivées sous forme impulsive, à cause de la diffraction. De plus on n'a jamais détecté de trains d'ondes de surface cohérents.

TAB. 3.1 – *Catalogue des événements détectés, d’après Nakamura et al., (1982).*

Type	Nombre d’événements
Séismes profonds	3145
Séismes superficiels	28
Impacts météoritiques	1743
Impacts artificiels	9
Non classifiés	7633
Total	12.558

Pour l’époque, les sismomètres *Apollo* ont fourni des données exceptionnelles et le service qu’ils ont rendu à la science planétaire est considérable. Avec le recul (maintenant que l’on connaît les caractéristiques de la sismicité lunaire ...), on peut toutefois regretter certaines caractéristiques de ces instruments. En effet, les sismomètres étaient équipés d’un mode large bande et d’un mode piqué, mais le mode large bande a été beaucoup moins utilisé que celui avec une réponse optimale à 0,5 Hz. L’amplitude d’un séisme profond typique ne dépasse pas 10 D.U. (Digital Unit) crête à crête (5 D.U. le plus souvent), et n’est donc pas identifiable par le mode large bande en présence d’un bruit de numérisation de 1 D.U. Certes le mode piqué a permis d’identifier beaucoup de ces événements, mais le fait que le signal soit enregistré avec une bande très étroite (de l’ordre du dixième de Hz) rend illusoire toute amélioration des enregistrements avec des techniques de filtrage moderne.

D’autre part, leur sensibilité n’a pas permis de numériser le bruit. Par conséquent, la méthode qui consiste à sommer les traces sismiques (*stacking*) pour élargir la bande résolue, ne peut fonctionner sur ces enregistrements. La bande utile des données *stackées*, par exemple pour les séismes profonds (cf. Chapitre 3.3.1) est essentiellement la même que pour la bande utile des données non *stackées*.

3.3 Les séismes lunaires

Quatre types d’événements sismiques ont été répertoriés dans les enregistrements :

- les séismes profonds,
- les séismes superficiels ou HFT (High Frequency Teleseismic moonquakes),
- les séismes thermiques,
- les impacts de météorites et les impacts artificiels.

Le tableau 3.1 donne un récapitulatif des 12.000 événements catalogués par *Nakamura et al.* [1982].

3.3.1 Séismes profonds

Des différentes familles de séismes enregistrés sur la Lune, les événements profonds sont les plus nombreux avec 3145 représentants sur 12.558 événements [*Nakamura et al.*, 1982]. Notons que depuis la finalisation du catalogue datant de 1982 (cf. Tab. 3.1), les événements non-classifiés ont été de nouveau investigués par Yosio Nakamura [Univ. Texas, Austin] d’un côté, Jürgen Oberst [DLR, Berlin] et Hitoshi Mizutani [ISAS, Japon] de l’autre [*Oberst et Mizutani*, 2002]. Nakamura (communication personnelle, 2003) en utilisant de nouveaux algorithmes de corrélation remplaçant les comparaisons “à l’oeil

nu” effectuées dans les années 70, a ajouté plus de 5000 événements aux séismes profonds identifiés.

Tous les événements appartenant à cette famille ont un épicentre situé entre 700 et 1200 km de profondeur, correspondant à la zone à mi-chemin entre le centre et la surface de la Lune. Leur caractéristique principale est dans leur occurrence, fortement corrélée avec les périodes des marées lunaires et solaires. En effet l’activité sismique montre une forte périodicité d’environ 27 et 206 jours (Figure 3.2). La période de 27 jours est liée aux librations en latitude et en longitude, et à la séparation Terre-Lune ; la période de 206 jours est corrélée avec les variations de l’orbite lunaire dues à l’influence du Soleil. Les variations de contraintes induites par les forces de marée font jouer des failles préexistantes [Lammlein, 1977]. Ainsi, les séismes ont lieu dans un nombre de régions limité [Lammlein et al., 1974] ; en 1982, 109 régions sources distinctes avaient été identifiées et 52 localisées [Nakamura et al., 1982]. On recense jusqu’à 187 séismes individuels pour le groupe A_{01} , le plus actif [Nakamura, 1978, Koyama et Nakamura, 1980]. Selon Nakamura, il semble que ce nombre soit aujourd’hui revu à la baisse avec 77 groupes distincts (car certains groupes se sont avérés être semblables), auquel il faut ajouter plusieurs nouveaux groupes non localisés à l’heure qu’il est, dont certains sont peut-être situés sur la face cachée. Notons qu’à ce jour, seul le site A_{33} est au delà de l’horizon (Est) de la Lune (cf. Figure 3.3). L’existence d’une zone partiellement fondue dans le manteau inférieur [Nakamura et al., 1973] peut expliquer l’incapacité à détecter des séismes profonds issus de la face cachée. Mais peut-être n’ont-ils jamais été détectés dans cette région uniquement parce qu’ils n’y ont pas lieu. L’apparente dissymétrie de la surface lunaire entre les deux hémisphères (visible, caché) peut en effet être le reflet de la structure interne, où seul l’hémisphère faisant face à la Terre est propice à ce type de séismes.

Comme nous le verrons dans le Chapitre 4, ces séismes répétitifs ont des formes d’onde similaires, ce qui rend possible la sommation des traces sismiques pour chaque source dans le but d’augmenter le rapport signal sur bruit de ces enregistrements dont l’amplitude est très faible. En effet, leur magnitude est le plus souvent autour de 1 sur l’échelle de Richter (Goins et al. [1981b], Lammlein et al. [1974]), et le signal enregistré par les sismomètres a une amplitude typiquement de quelques D.U. (cf. Figure 3.4). Parmi les milliers de nouveaux événements identifiés grâce aux investigations actuelles de Oberst & Mizutani et Nakamura, certains vont probablement permettre de mettre à jour de nouveaux foyers, mais l’ajout d’événements supplémentaires n’améliorera significativement les stacks que pour les groupes constitués de peu d’événements. En effet, la limitation vient ici aussi de l’enregistrement optimal en mode piqué, qui réduit considérablement la bande passante de l’instrument pour permettre une meilleure détection. Le stack ne peut alors élargir cette bande puisque le contenu du signal est quasi-monochromatique. Notons aussi l’influence du bruit instrumental important dans les basses fréquences enregistré en mode large bande (Figure 3.5).

D’après Nakamura [1978] et Koyama et Nakamura [1980], ces “tremblements de Lune” ne subissent que peu d’influence tectonique et l’énergie mise en cause vient du refroidissement de la Lune (voir aussi Lammlein et al. [1974]). Certains des événements de A_{01} montrent une polarité inverse (Lammlein [1977], [Nakamura, 1978]), qui rend nécessaire une contrainte tectonique ambiante. Nakamura [1978] montre qu’il ne s’agit pas seulement d’un mouvement inverse, mais d’une rotation du vecteur glissement contrôlée par le décalage du champ de contrainte dû au stockage et au relâchement de l’énergie des marées.

La distribution des épicentres ne semble pas aléatoire : ils s’organisent selon des

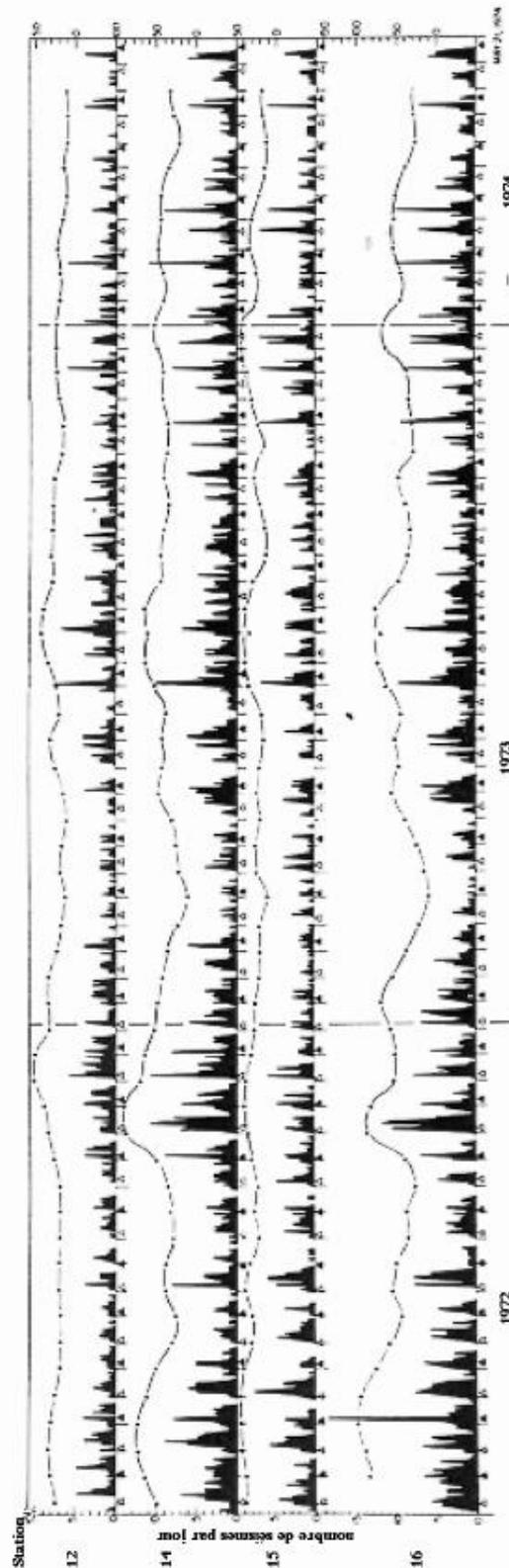


FIG. 3.2 – Activité sismique détectée par les stations Apollo 12, 14, 15 et 16 entre le 21 Avril 1972 et le 21 Mai 1974. Une double périodicité de 27 et 206 jours apparaît, liée à la variation d'amplitude des marées due aux librations latitudinale et longitudinale, ou à l'influence perturbatrice du Soleil. D'après Lammlein [1977]

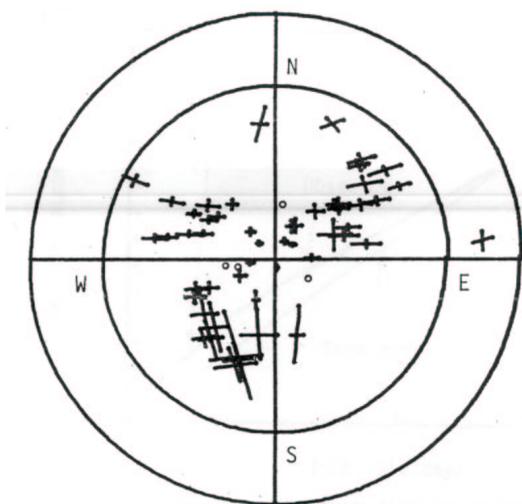


FIG. 3.3 – Distribution des régions sources des séismes profonds. Chaque région contient un grand nombre d'épicentres. Le fond de carte représente la surface de toute la Lune dans une projection équivalente qui conserve les surfaces. N et S représentent les pôles Nord et Sud, le cercle central est le contour de la Lune centré sur la face visible, et le cercle extérieur le point antipodal. La longueur des croix est égale à une erreur standard. Les stations sismiques sont indiquées par des petits cercles. La seule source sur la face cachée (disque externe) est le site A₃₃. (Nakamura et al., 1982).

SEISME PROFOND INDIVIDUEL

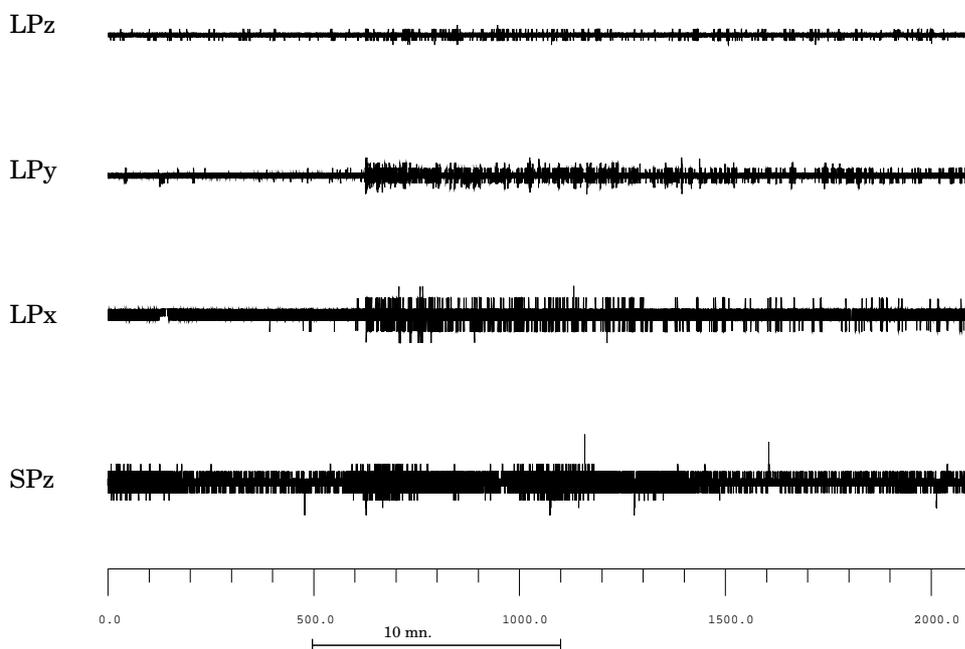


FIG. 3.4 – Sismogrammes enregistrés à la station Apollo 15, correspondant à un séisme profond. L'amplitude du signal crête-crête ne dépasse pas quelques bits. Noter sur la composante SPz des pics positifs isolés, correspondant à des erreurs de transmission de l'ordre de 4 bits.

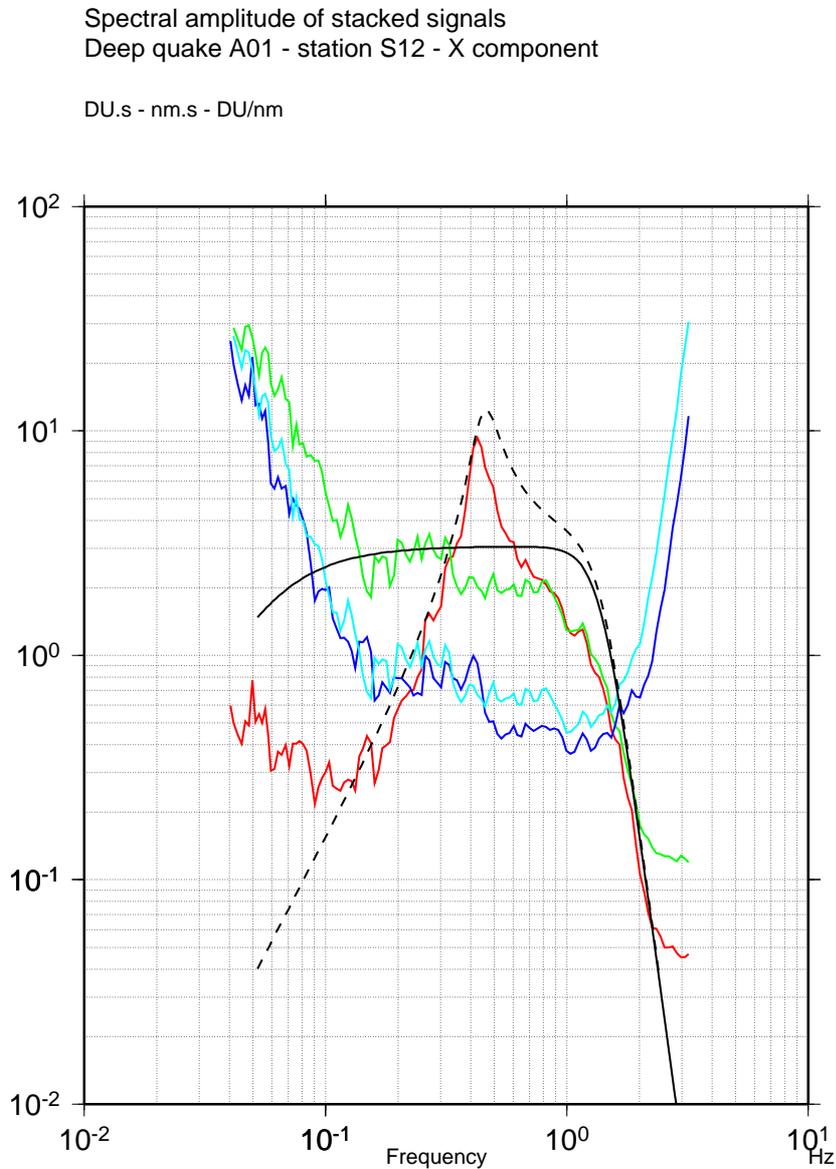


FIG. 3.5 – Spectre d'amplitude des sismogrammes *stackés* pour l'événement A_{01} , composante X, canal Longue Période, mode piqué (rouge) et Large Bande (vert), en D.U. Les amplitudes réelles sont divisées par 10 pour mettre en évidence la similarité avec les fonctions de transfert (en D.U./nm). Après correction par les fonctions de transfert, le déplacement du sol est représenté (nm.s), en bleu clair pour le mode Large Bande, en bleu foncé pour le mode piqué.

alignements qualifiés de “ceintures” [Lammlein et al., 1974] répartis dans les différents quadrants géographiques (cf. Figure 3.3) de la face visible. *Nakamura* et al. [1982] notent une certaine symétrie de cette distribution dans l’hémisphère Nord, par rapport au premier méridien, qui reflète peut-être l’influence de la force gravitaire qui crée cette sismicité. De plus, aucun foyer identifié n’est présent dans le quadrant Sud-Est ; la réelle absence de séismes profonds sous cette région essentiellement composée de *Highlands*, ou la présence d’une zone de forte atténuation peuvent expliquer cette particularité.

3.3.2 Les séismes superficiels ou HFT

Les séismes haute fréquence (HFT) sont plus rares : seuls 28 événements ont été classés comme tels sur toute la durée de l’expérience. Il semble que ces séismes se produisent à faible profondeur (entre 0 km et 200 km de profondeur [Nakamura et al., 1979]), bien que leur profondeur focale soit incertaine. On suppose que leurs sources se situent hors de la zone diffractante car les arrivées d’ondes *P* sont un peu plus impulsives que pour les impacts météoritiques, les ondes ne traversant ainsi cette zone qu’une fois et donc moins affectées par la diffraction crustale. Certains de ces événements sont assez puissants, caractérisés par des magnitudes de Richter allant jusqu’à 4. Du fait de leur contenu haute fréquence, ils s’observent plus aisément sur la composante SP de sismomètre (cf. Figure 3.6).

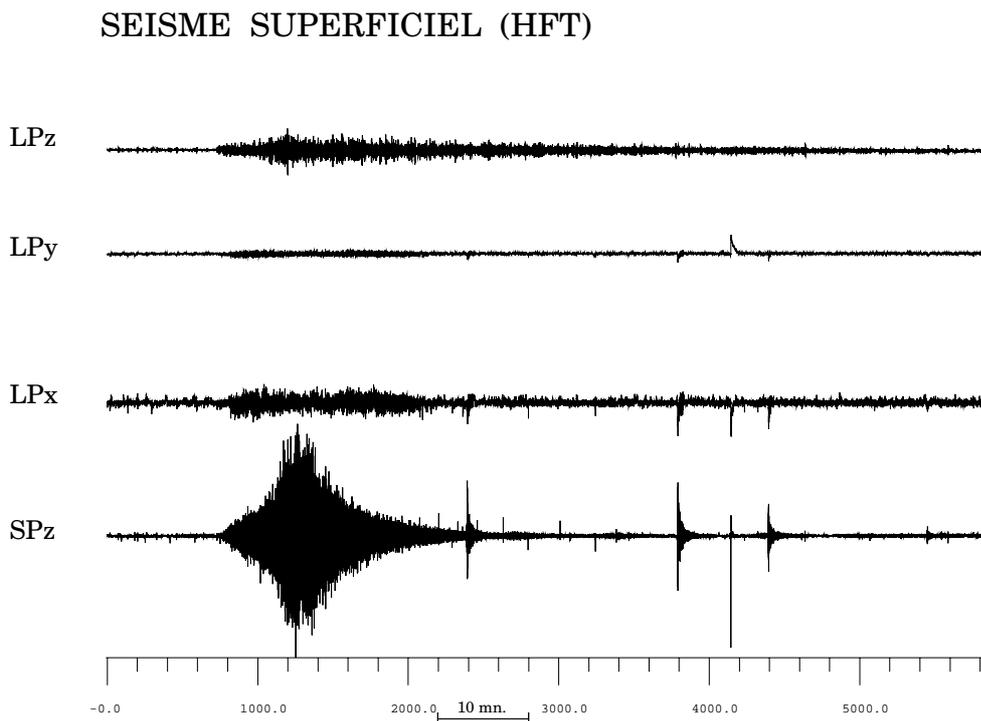


FIG. 3.6 – Sismogrammes enregistrés à la station Apollo S15, correspondants à un séisme superficiel haute fréquence (HFT).

Aucune corrélation claire avec les marées n’a été mise en évidence [Nakamura, 1977]. Ils sont vraisemblablement le résultat du refroidissement thermo-élastique qui affecte toute la Lune, similaires en un sens aux séismes continentaux intraplaques que l’on observe sur Terre (Nakamura et al. [1979], Nakamura et al. [1982]). De plus, on n’observe aucune concentration des épicentres pouvant s’expliquer par d’hypothétiques mouvements tectoniques.

3.3.3 Les séismes thermiques

Les séismes thermiques sont des perturbations de très faible amplitude déclenchées par les variations de température à la surface de la Lune [*Duennebier et Sutton*, 1974, *Duennebier*, 1976]. Ils ne sont détectables qu'à une faible distance des instruments (quelques kilomètres au maximum). D'une grande régularité, leur distribution temporelle suit les cycles d'ensoleillement diurnes. Ils constituent une importante proportion des séismes enregistrés par les sismomètres courte période, ainsi que par les géophones utilisés en mode passif pour l'expérience de sismique active LSPE (voir chapitre 1.1.1), mais n'apportent pas d'information sur la structure interne.

3.3.4 Les impacts

En plus de la sismicité intrinsèque de la Lune, des événements d'origine externe ont produit des signaux sismiques nombreux qui ont été intensément étudiés, notamment les impacts artificiels qui ont servi à étudier la structure de la croûte. La détection des impacts météoritiques par les sismomètres *Apollo* constitue une source d'information très importante de l'environnement interplanétaire. *Oberst et Nakamura* [1987] ont par exemple utilisé les sismogrammes *Apollo* pour mettre en évidence plusieurs familles de météorites.

Les impacts météoritiques

Plusieurs milliers d'impacts de météorites ont été enregistrés par les quatre stations du réseau sismologique *Apollo*, pendant les 8 années qu'a duré l'expérience. Les plus grosses et les moins nombreuses de ces météorites ont une masse comprise entre 500 g et 50 kg [*Duennebier et al.*, 1975] et ont été enregistrées par les sismomètres LP. Les nombreux objets plus petits furent détectés par les instruments courte période. L'essentiel de l'énergie produite par les impacts météoritiques est libérée sous forme d'ondes de compression. Ainsi, les arrivées des ondes S des impacts sont très difficiles à identifier. Les processus de diffraction transforment peu à peu les ondes *P* en ondes *S*, qui participent à l'essentiel de la polarité du mouvement dans la coda (cf. Figure 3.7).

Les impacts météoritiques présentent l'avantage d'avoir une inconnue de moins que les séismes, puisque l'énergie est dégagée en surface; ainsi le paramètre de profondeur n'est pas à déterminer (cf. Chapitre 5.2.2).

Les impacts artificiels

Lors de chaque mission *Apollo*, des sources sismiques artificielles ont été provoquées via les impacts contrôlés des troisièmes étages (SIV-B) des fusées *Saturn V*, ainsi que l'étage d'ascension des Modules Lunaires (LM). Chronologiquement, lors de la mise en place d'une station *Apollo*, le troisième étage de la fusée est éjecté vers la surface lunaire dans la dernière phase d'approche, quelques heures avant l'alunissage. Quelques jours plus tard, quand les astronautes ont regagné le module de commande en orbite, le module d'ascension est renvoyé sur la surface de la Lune. Ainsi, les impacts sont générés juste avant l'installation d'une station et enregistrés par les instruments des missions précédentes pour les SIV-B, et juste après la mission en cours pour les LM, constituant souvent le premier événement enregistré par cet instrument. Notons pour l'anecdote le test de l'"*astroquake*", ou "signal sismique provenant de l'impact entre le pied de l'astronaute et le sismomètre, afin de s'assurer du bon fonctionnement de l'instrument" ...

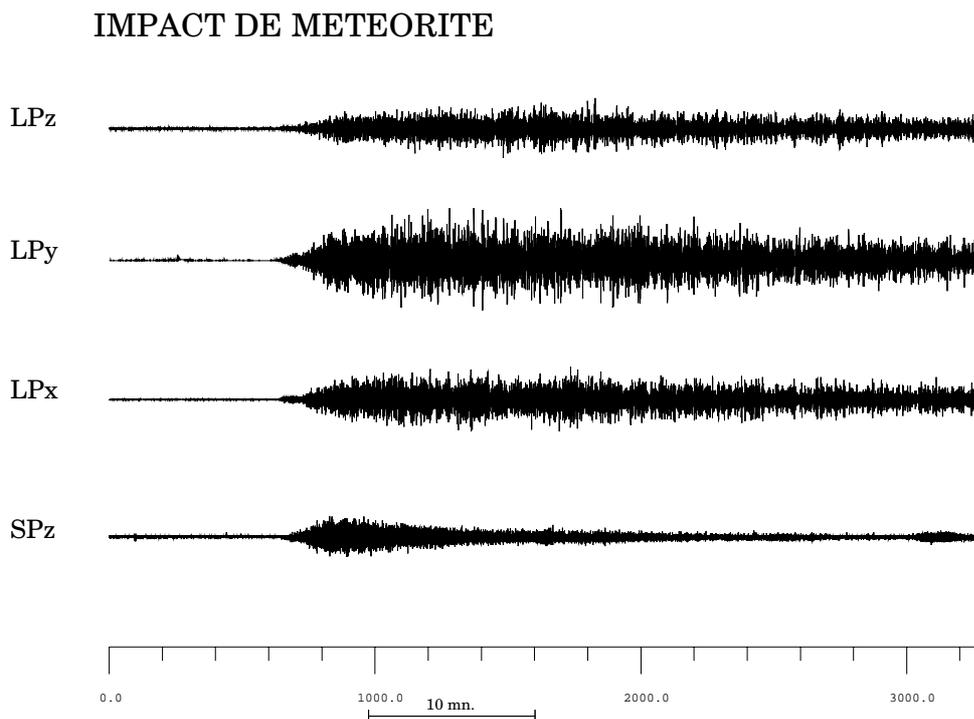


FIG. 3.7 – Sismogrammes enregistrés à la station *Apollo S15*, correspondants à un impact de météorite.

L'avantage de ces sources est que l'on connaît exactement leur localisation spatiale et temporelle, sauf pour SIV-B16 (l'indice correspond au numéro de la mission) où le suivi de l'impacteur a été perdu prématurément. L'énergie dégagée est plus limitée pour les modules lunaires (masse ≈ 2300 kg, vitesse $\approx 1,68$ km/s) que pour les SIV-B (masse ≈ 14.000 kg, vitesse $\approx 2,58$ km/s), mais le rapport signal sur bruit enregistré peut être très important pour les stations proches de la zone d'impact. (cf. Figure 3.8).

3.4 Résolution et couverture

Le réseau *Apollo* est constitué de 4 stations. Dans le cas idéal où les temps d'arrivée des ondes P et S sont identifiés sans ambiguïté, 8 données sont disponibles. Or, la faible amplitude des sources et l'importante diffraction rend très délicate cette lecture sur les sismogrammes, et ce "cas idéal" est très rare. Pour un événement naturel, 6 données sont nécessaires pour déterminer la latitude, la longitude, la profondeur, le temps origine, et les vitesses moyennes P et S sur tout le trajet ; on ne dispose au maximum que de 2 données redondantes, qui seront utiles pour déterminer la structure interne. C'est pourquoi le nombre de 3 stations est un minimum pour permettre à un réseau de localiser un événement. Au delà, plus le nombre d'informations est important, plus la précision des modèles explorés sera grande.

Dans le cas des impacts de météorites, la profondeur est une inconnue de moins, et pour les séismes artificiels (excepté l'impact SIV-B16) on connaît les coordonnées et le temps origine (ainsi que l'énergie dégagée). Ce sont ces événements qui ont permis de créer les premiers modèles de l'intérieur de la Lune, car même s'ils n'étaient pas assez puissants pour produire des arrivées impulsives claires à toutes les stations, les données disponibles étaient interprétables en terme de structure interne.

SEISME ARTIFICIEL (S4-B16)

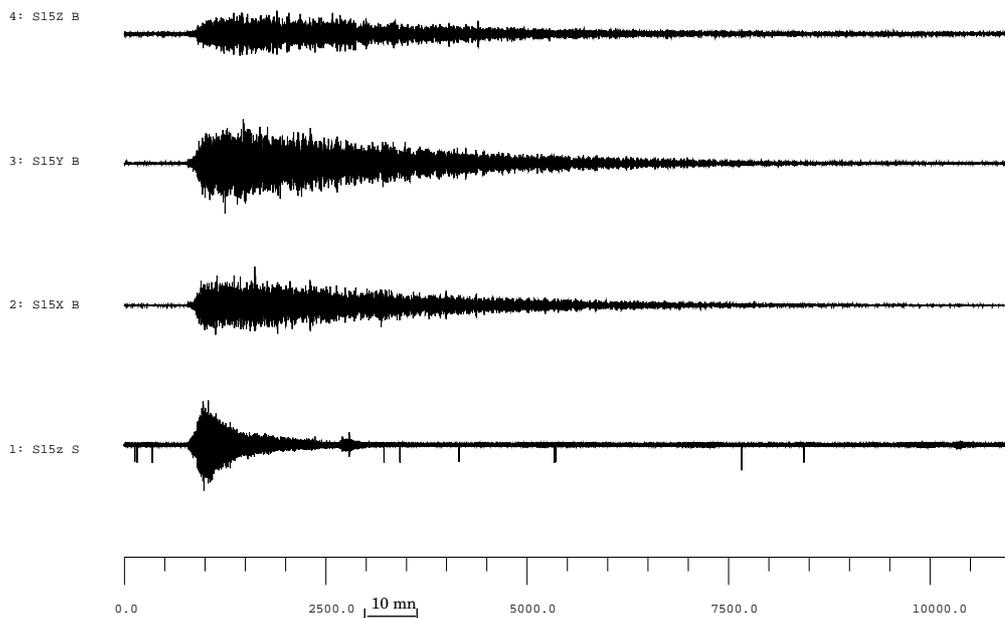


FIG. 3.8 – Sismogrammes enregistrés à la station *Apollo S15*, correspondants à l'impact du 3e étage de la fusée *Saturn* de la mission *Apollo 16*.

Pour illustrer le problème du nombre de données disponibles par rapport à la précision des localisations, on peut procéder de la manière suivante : à partir d'un modèle existant (par exemple celui de *Nakamura* [1983]), on relocalise certains événements en n'utilisant qu'une partie des données disponibles, sur une grille de $1^\circ \times 1^\circ \times h$ avec un pas de 2 km dans la croûte superficielle et de 20 km plus en profondeur pour h . Pour chaque point le meilleur temps origine est calculé. Les cartes des Figures 3.9, 3.10 et 3.11 représentent les distributions des meilleurs résidus, pour deux séismes superficiels dont la source est supposée à la base de la couche fracturée.

Pour le premier exemple, l'incertitude sur les arrivées S peut atteindre plusieurs dizaines de secondes, et limite la précision des modèles qui en découlent. Selon le nombre de données utilisées pour la relocalisation, la profondeur varie de 2 km à 110 km. Avec toutes les données, la meilleure profondeur est de 50 km, correspondant à la localisation initiale.

Pour le second exemple, les ondes P et S sont déterminées avec peu d'incertitude (quelques secondes au maximum). Trois cas sont illustrés : utilisation des arrivées P seules, des S seules, des P et S réunies. Alors que les 2 types d'arrivées sont cohérentes, les temps S conduisent à des localisations plus lointaines et profondes. L'utilisation de toutes les données donne une localisation plus proche du résultat utilisant les S seules. Le biais entre la profondeur et la distance est dû directement à la faible couverture du réseau.

Comme nous l'avons vu auparavant, les stations *Apollo* ne couvrent pas toute l'étendue de la surface lunaire, puisqu'elles sont disposées dans les régions centrales de la face visible. Les sources sismiques identifiées à ce jour échantillonnent essentiellement la face visible (Figure 3.12). Ainsi, les données sismologiques ne donnent qu'une vue partielle de l'intérieur de la Lune. Les rais disponibles n'échantillonnent pas l'intérieur profond, et aucune information ne peut être dérivée sur la nature d'un noyau, si celui-ci fait moins de 400 km de rayon (Figure 3.13). De la même manière, les rais n'échantillonnent pas la face

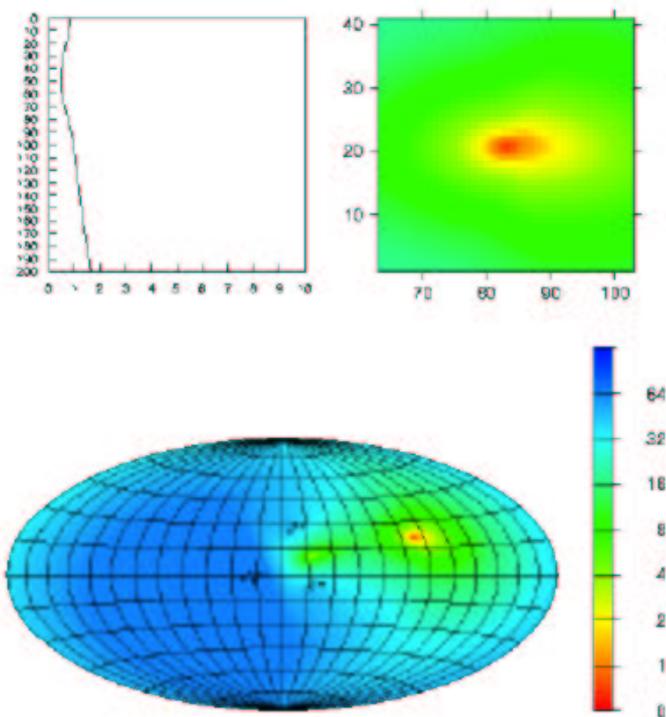


FIG. 3.9 – Relocalisation d'un séisme superficiel caractérisé par des temps d'arrivées associés à des erreurs de lecture importantes.

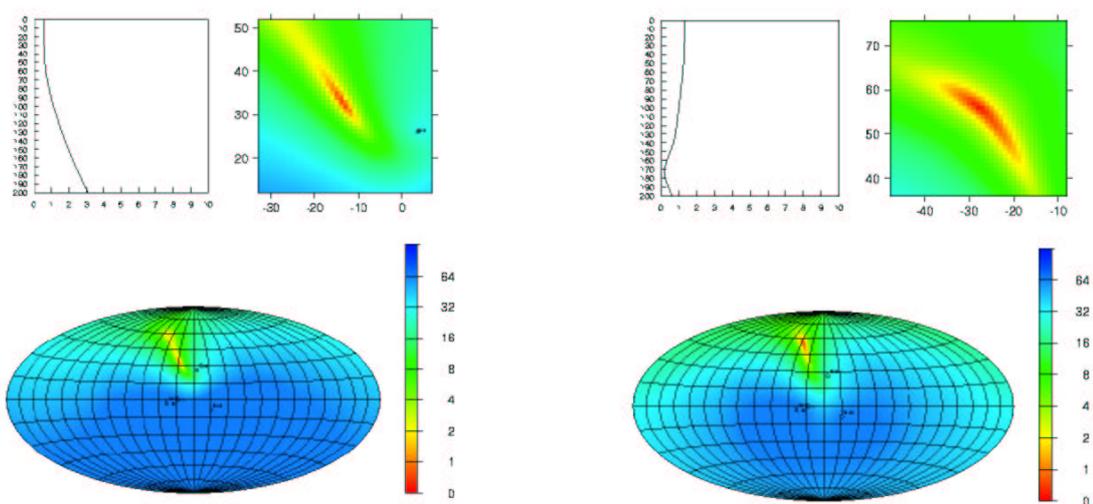


FIG. 3.10 – Relocalisation d'un séisme superficiel en n'utilisant que les ondes P (gauche) et que les ondes S (droite).

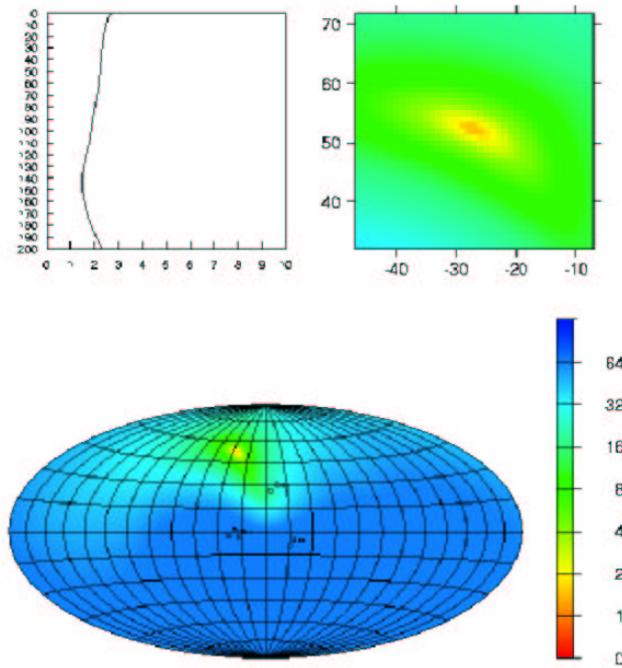


FIG. 3.11 – Relocalisation du même séisme superficiel en utilisant à la fois les ondes *P* et *S*.

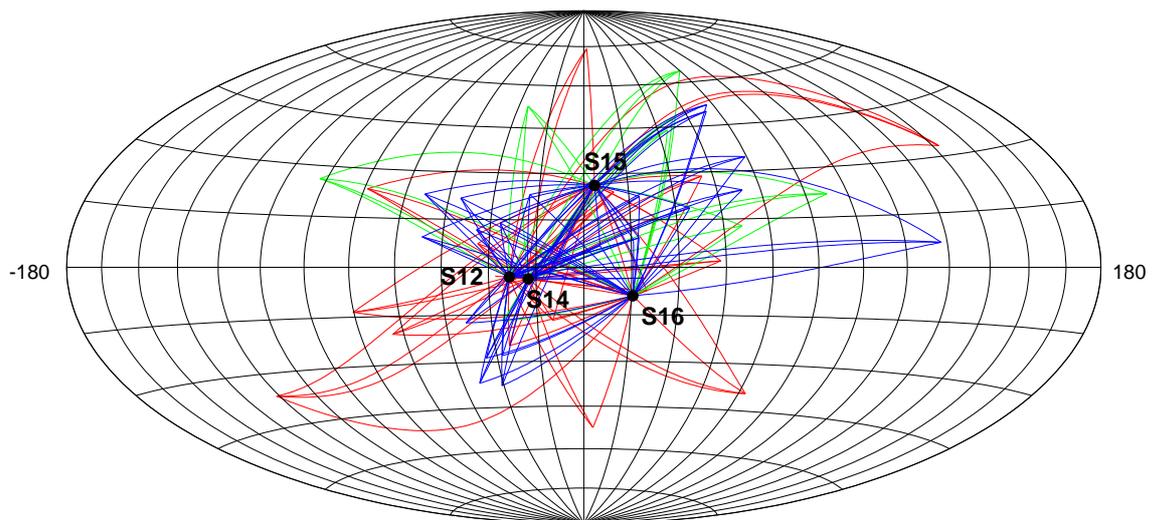


FIG. 3.12 – Couverture horizontale par les rais sismiques disponibles. Bleu pour les séismes profonds, vert pour les séismes superficiels, rouge pour les impacts.

cachée de la Lune, et le manteau comme la croûte de cet hémisphère demeurent invisibles pour ce type de données.

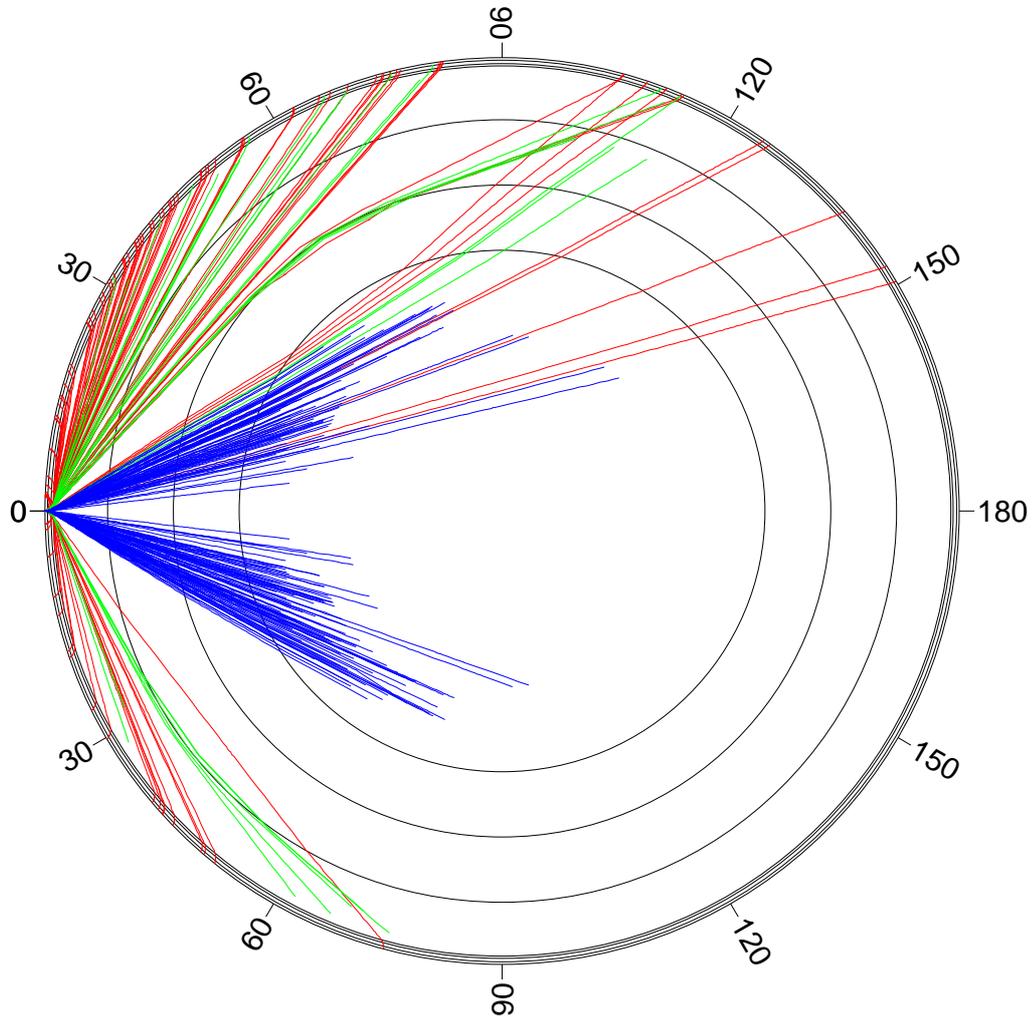


FIG. 3.13 – Rais sismiques dans le modèle de Nakamura (1983) en fonction de la distance épacentrale. Les rais P sont représentés dans le demi-disque supérieur, les rais S dans l'inférieur. La couleur des rais correspond au type d'événement : bleu : séisme profond, vert : séisme superficiel, rouge : impact.

Chapitre 4

Premières fonctions récepteur sur la Lune

First receiver functions on the Moon

We applied the receiver function technique to the lunar seismic data. It succeeded in highlighting shear wave phases converted to pressure wave phases at the crust-mantle boundary and at the base of the low-velocity superficial layer, beneath the Apollo 12 landing site. This identification reflects a coherence between the S waveform of the radial component and the S_p waveform of the vertical component. This coherence is somewhat puzzling given the diffraction process so ubiquitous in the uppermost crust, whereas the detection of such a conversion was not possible for the other station sites. One conclusion of this could be that the diffraction processes under station 12 were overestimated in the past. On the other hand, we showed that both of the original crustal models studied needed to be modified, to account for the waveform of the receiver function. Given that the 30 km thick crustal model derived by us [Lognonné et al., 2003] has been found to be more in agreement with observations, this analysis thus provides an argument for a thinner crust in contrast to estimations found during the Apollo era.

Ce chapitre reprend et détaille certains aspects développés dans Vinnik, Chenet, Gagnepain-Beyneix, et Lognonné [2001] et Lognonné, Gagnepain-Beyneix, et Chenet [2003] (Annexe A et B).

4.1 Les Fonctions Récepteur

4.1.1 Principe général

Les ondes de volume télésismiques (parcourant de grandes distances épacentrales, et de ce fait échantillonnant plusieurs unités de l'intérieur de la Terre) contiennent une multitude d'informations collectées sur leur passage. Elles sont affectées par le mécanisme au foyer, la structure autour de la source, la propagation dans le manteau et la structure autour du récepteur. L'enregistrement du signal est de plus lié à la réponse instrumentale. Pour déterminer la structure crustale sous un récepteur, il est nécessaire d'extraire certaines de ces contributions du contenu des enregistrements sismiques, afin que les informations apportées par les formes d'ondes sismiques P ou S , en particulier les temps d'arrivées et les amplitudes relatives des phases converties par les discontinuités sous les stations, ne contraignent que cette partie du trajet.

La technique des "fonctions récepteur" (*Receiver Function*) a été développée pour étudier les couches crustales de la Terre sous des stations 3-composantes isolées (*Langston*

[1979], Vinnik [1977]). En effet, il n'est pas nécessaire de disposer d'un réseau de stations, car toutes les informations utilisées, excepté les localisations des événements dont on peut s'affranchir, ne proviennent que de la station sur laquelle on travaille. Dans le cas d'un réseau, les études sont donc complètement indépendantes. Cette technique utilise le fait que les ondes de volume subissent des conversions lorsqu'elles rencontrent des interfaces crustales, ainsi que de multiples réverbérations dans les couches superficielles. Les vitesses sismiques diminuant progressivement dans la croûte quand on s'approche de la surface, les rais profonds sont peu à peu redressés. Les ondes de volume arrivent ainsi au récepteur avec un angle d'incidence relativement faible (proche de la verticale). C'est particulièrement le cas sur la Lune où les couches superficielles ont des vitesses de propagation très faibles, les roches étant peu compactées. Les ondes P sont donc préférentiellement enregistrées sur la composante verticale (Z), alors que les ondes S se trouvent essentiellement sur les composantes horizontales. Ainsi, dans le cas d'un milieu tabulaire horizontal isotrope idéal, les phases P converties en S (Ps) sont contenues sur la composante longitudinale (ou radiale : le long du grand cercle reliant la source au récepteur).

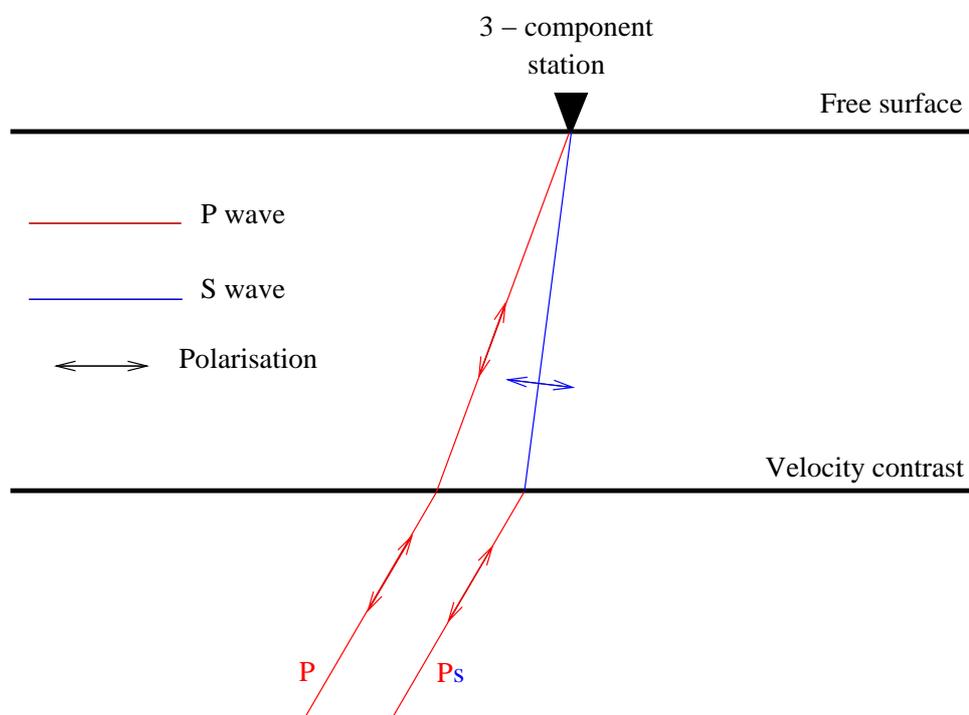


FIG. 4.1 – Trajets d'une onde P directe et d'une onde P convertie en S au niveau d'une interface sous la station.

On cherche à mettre en évidence la réponse du milieu sous le récepteur, donc à éliminer la partie du signal relative aux milieux traversés auparavant. Or, l'onde P directe et les phases converties au niveau d'une interface sous la station, dont l'onde P convertie en S (Ps), échantillonnent l'intérieur de la Terre de la même manière, sauf à partir de la zone où la conversion a lieu. La différence entre ces ondes est ainsi uniquement due à la structure sous le récepteur. En déconvoluant le signal de la composante radiale (R) par celui de la composante verticale (Z), on isole ainsi la réponse du milieu local sous le récepteur, composée ici principalement des ondes S converties et réfléchies sous la station. Ces composantes horizontales R déconvoluées par les composantes Z sont appelées **fonctions récepteur**. Cette déconvolution élimine la dépendance temporelle au temps de source, en prenant comme référence le temps d'arrivée de l'onde P . De plus, les effets

de la propagation des ondes et du positionnement de la source sont ainsi effacés ; il n'est pas nécessaire de connaître la localisation précise de la source, pour laquelle un réseau de stations serait indispensable.

La sommation de fonctions récepteur correspondant à de nombreux événements enregistrés par une même station, en corrigeant du délai relatif selon l'angle d'incidence (dont dépend la longueur du trajet depuis la conversion), permet de faire apparaître les ondes converties de faible amplitude.

L'analyse des fonctions récepteur peut révéler la présence d'interfaces en profondeur, mais les vitesses absolues ainsi que la profondeur des discontinuités ne sont pas bien résolues. Pour permettre de caractériser ces interfaces, il est nécessaire de contraindre les vitesses crustales par des études indépendantes. D'autre part, le fait que les couches considérées soient horizontales rend l'étude plus simple et donne de meilleurs résultats, car dans cette géométrie, les fonctions récepteur sont les mêmes pour tous les azimuths.

4.1.2 Les fonctions récepteur S

Dans le cas des séismes lunaires profonds, l'onde P est peu impulsive car ces événements dégagent principalement de l'énergie sous forme de cisaillement [Lammlein et al., 1974]. Avec ici des coefficients de conversion [Aki et Richards, 1980] de l'ordre de 10% maximum, une conversion d'onde P en S a nécessairement une petite amplitude. De plus, l'arrivée de cette onde déjà faible est dans la coda de l'onde P . C'est pourquoi nous nous proposons d'utiliser des fonctions récepteur S au lieu de celles décrites plus haut. Ainsi, nous souhaitons mettre en évidence des ondes S converties en P au niveau d'interfaces sous les stations. Cette phase Sp est nécessairement de plus grande amplitude que la Ps , et précède l'arrivée de l'onde S , dans la coda de l'onde P puisque les vibrations sismiques se propagent plus rapidement sous forme d'ondes P que d'onde S .

Le principe des fonctions récepteur S est le même que celui développé pour les ondes P , et la méthode repose ici sur une déconvolution de la composante verticale par la composante radiale de l'onde S .

4.2 Premières fonctions récepteur sur la Lune

Comme nous l'avons vu lors du chapitre précédent, les enregistrements de séismes lunaires sont caractérisés par des codas très longues, résultant essentiellement des intenses phénomènes de diffraction dans les premiers kilomètres. Ainsi, l'identification des arrivées sismiques est rendue délicate par les multiples sous-arrivées qui diffusent totalement l'énergie et enlèvent le caractère impulsionnel discret des phases successives que l'on observe sur les sismogrammes terrestres de bonne qualité. Sur la Lune, les phases sismiques tardives converties en profondeur sont véritablement ensevelies sous le signal de ces ondes diffractées en surface, et leur identification est hasardeuse [Goins et al., 1981c]. De la même manière, l'identification des phases réfléchies en surface reste très subjective [Toksöz et al., 1972a, 1972b, 1974].

Si ces caractéristiques sont rédhibitoires, d'autres en revanche jouent en notre faveur :

- les séismes lunaires profonds présentent des trajets suffisamment longs (profondeur minimum 600km) pour que l'onde S émerge au récepteur typiquement plusieurs dizaines de secondes après l'onde P , ainsi elles ne peuvent interférer et leur identification ne pose a priori pas de problème.

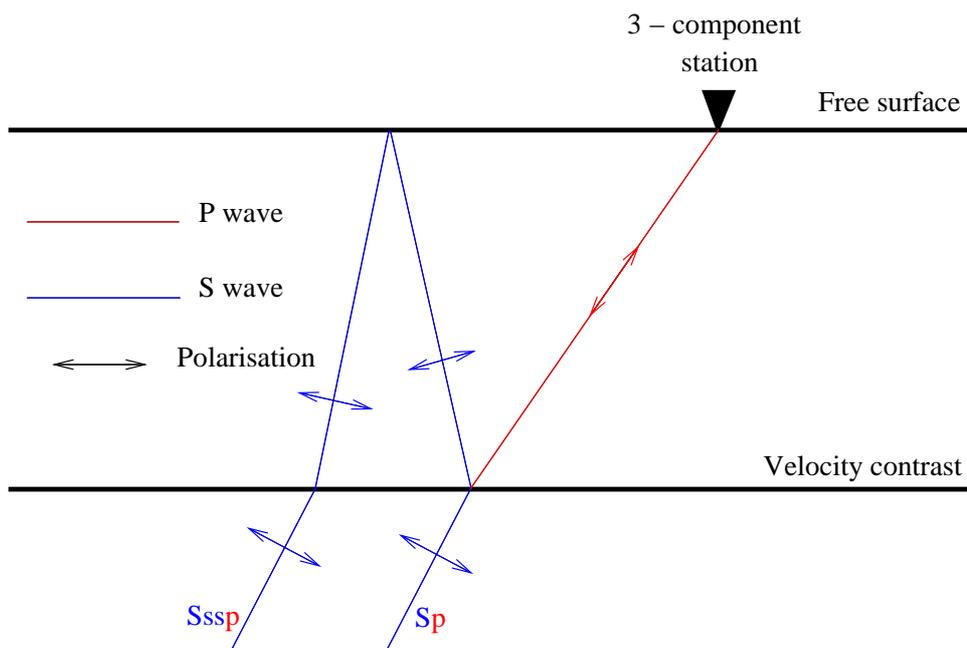


FIG. 4.2 – Trajets d'une onde S_p et d'une onde $Sssp$ réfléchi en surface. L'interface peut être le Moho ou la base de la couche à faible vitesse.

- la première arrivée S des séismes profonds peut être très impulsive et a une amplitude supérieure à celle de l'onde P ; ainsi elle est identifiable dans la coda de l'onde P .
- une onde S provenant d'un séisme profond et convertie en P au niveau d'une interface sous un récepteur atteint la surface après l'onde P directe mais avant l'onde S directe, puisque les vitesses de propagation des ondes S sont plus lentes que celles des ondes P dans un même milieu¹. C'est un précurseur de l'onde S .

4.2.1 Traitement des données

Dans le but développé ci-dessus, nous utilisons les enregistrements des séismes profonds (*Deep Moonquakes*). Les autres types de séismes comme les impacts ne sont pas utilisables pour une telle étude car ils produisent surtout des ondes P , relatives à l'énergie relâchée sous forme compression, de par la nature du choc. De plus, les rais des impacts traversent deux fois la croûte et donc subissent la diffraction deux fois en surface, alors que les rais des séismes profonds ne se propagent qu'une seule fois dans la croûte : à l'aplomb de la station.

Les enregistrements des séismes profonds

Les sismogrammes des événements profonds ont une amplitude très faible qui n'autorise pas toujours le pointé précis des arrivées P et S . Les signaux n'étant que de quelques bits, la qualité du pointé de phases est faible. Pour augmenter le rapport signal sur bruit, on somme les enregistrements des séismes provoqués par les mêmes foyers, car ceux-ci génèrent des signaux sismiques comparables, à un facteur d'amplitude près. À une station

¹Rappel : pour une densité ρ et des constantes élastiques κ et μ , les vitesses de propagation des ondes P et S sont exprimées respectivement $V_P = \sqrt{\frac{\kappa+4/3\mu}{\rho}}$ et $V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$.

donnée, en calculant la corrélation entre deux traces issues d'un même foyer, on peut déterminer l'*offset* nécessaire pour caler les traces entre elles, et les *stacker* (Figure 4.3, 4.4 et 4.5).

La Figure 4.4 montre les enregistrements de 23 séismes différents ayant pour source le site A_{42} , une fois calés temporellement. La première trace de la Figure 4.4 sert de référence pour le *stack*. Sur la Figure 4.5, on somme les traces de la Figure 4.4 une par une ; ainsi, chaque nouvelle trace de la Figure 4.5 est équivalente à la précédente à laquelle on a ajouté une trace. À chaque nouvelle sommation, on augmente le rapport signal sur bruit. Une fois les 23 traces *stackées*, les arrivées P et S , qui étaient peu distinctes sur les traces individuelles, apparaissent plus clairement. On a augmenté l'amplitude de tout le signal (mais pas la largeur de bande de fréquence), ainsi peut-on espérer pouvoir mettre en évidence des nouvelles phases converties en utilisant ces signaux *stackés*.

Mise en évidence de conversions sismiques

Dans un premier temps, les composantes X, Y et Z des sismogrammes sont décomposées en composantes radiales (R), transverses (T) et verticales (Z). En effet, les ondes SV ⁽²⁾ des séismes profonds sont polarisées dans la direction radiale (composante R). Les ondes secondaires P sont couplées avec les ondes SV et polarisées dans une direction proche de la verticale (composante Z). Nous n'avons ainsi besoin que de l'azimut d'arrivée du train d'onde à la station. Les *backazimuths* sont donnés par la relocalisation des hypocentres des événements dans le modèle de *Nakamura* [1983] ; les différences avec les localisations de *Lognonné* et al. [2003] (cf. Tab. 4 de l'Annexe B) et [*Khan et Mosegaard*, 2002] ne sont pas significatives du point de vue de l'azimut et n'influent que de manière négligeable sur les rotations effectuées.

Nous sélectionnons parmi les séismes profonds de la base de données [*Nakamura*, 1992] des enregistrements *stackés* où la coda de l'onde P directe a une faible intensité, d'où émerge clairement l'onde S (Figure 4.6). C'est directement de l'énergie de la S que dépendent la qualité de la conversion et l'amplitude de la phase Sp que nous cherchons. Pour la station *Apollo 12*, (coordonnées $3,04^\circ\text{S}$, $23,42^\circ\text{W}$), 13 enregistrements *stackés* présentent la qualité requise (cf. Tab. 4.1).

Notons que les trois composantes de la station 12 ont fonctionné parfaitement pendant toute leur durée d'opération, sans aucun problème d'amplification. En revanche, la composante verticale de la station 14 n'a fonctionné qu'au début de l'expérience et n'est pas disponible pour la majorité des événements [*Toksöz* et al., 1974]. La composante verticale courte période (SPz) est certes disponible, mais le contenu fréquentiel (autour de $T = 2$ secondes) que nous étudions ici sur les composantes LP est 50 fois moins bien résolu sur SPz. Le signal de la composante verticale de la station 15 est plus faible que les composantes horizontales [*Mark et Sutton*, 1975]. Les enregistrements de la station 16 sont comparables qualitativement à ceux de la station 12, bien qu'un problème instrumental, visible sur les impacts, soit suspecté. Après traitement (détaillé ci-dessous), seule l'étude de la station 12 a donné des résultats. Alors qu'elle n'a pas été possible pour la station 14, l'étude des stations 15 et 16 n'a permis d'identifier aucune phase Sp . L'exposé qui suit ne concerne ainsi que le site *Apollo 12* ; nous discuterons le cas des sites 15 et 16 à la fin de ce chapitre.

²La polarisation correspond au mouvement de la matière. Les ondes P (dites de compression) sont polarisées dans la direction de propagation. Les ondes S (dites de cisaillement), sont polarisées dans le plan perpendiculaire à leur direction de propagation. On les décompose classiquement en onde SV et SH dont les directions sont respectivement les intersections de ce plan avec le plan vertical et horizontal.

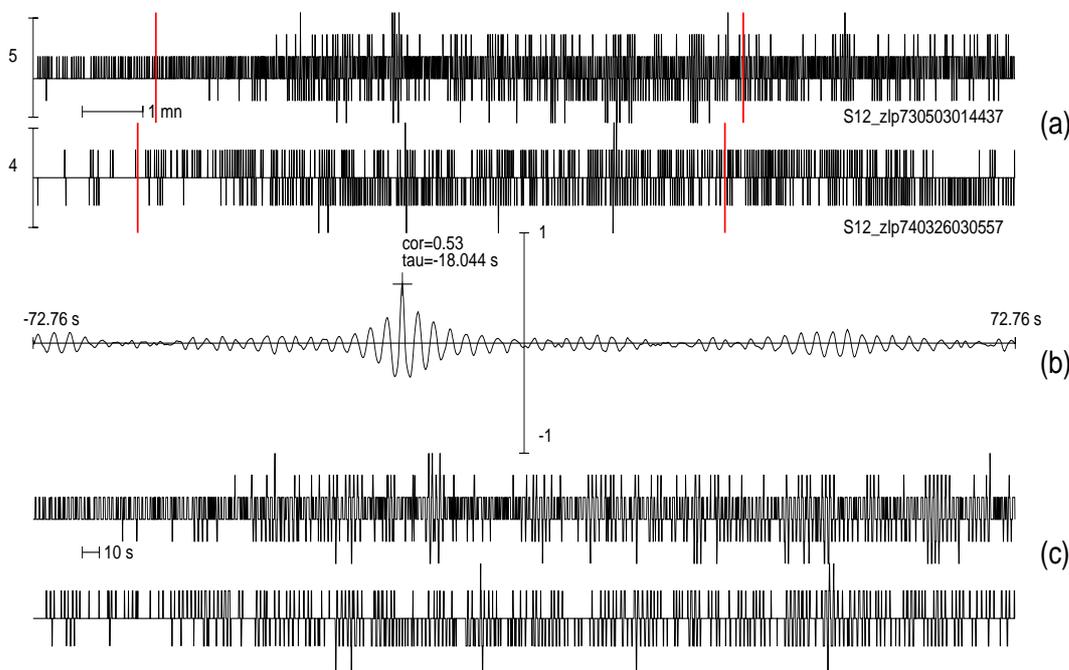


FIG. 4.3 – Exemple de processus de corrélation pour deux séismes profonds issus du site A_{42} (composante Z - station 12). Les deux traces du haut (a) correspondent à la partie la plus énergétique de chaque signal. L'amplitude crête-crête est notée en D.U. (Digital Units) à gauche de chaque trace. La fonction de corrélation croisée (b) entre deux séries temporelles est calculée sur la portion comprise entre les deux barres verticales de la première trace, sur 600 secondes de signal. Le délai d'ajustement est compris entre -73 et +73 secondes. La fonction de corrélation montre des oscillations qui correspondent à la période dominante des signaux (environ 2 secondes), et atteint un maximum pour un décalage d'environ -18 secondes, correspondant à la partie du signal comprise entre les deux barres verticales de la seconde trace. Les deux traces du bas (c) montrent les signaux une fois décalés de -18 secondes. La corrélation n'est pas évidente à l'oeil nu, à cause de la faible amplitude des signaux.

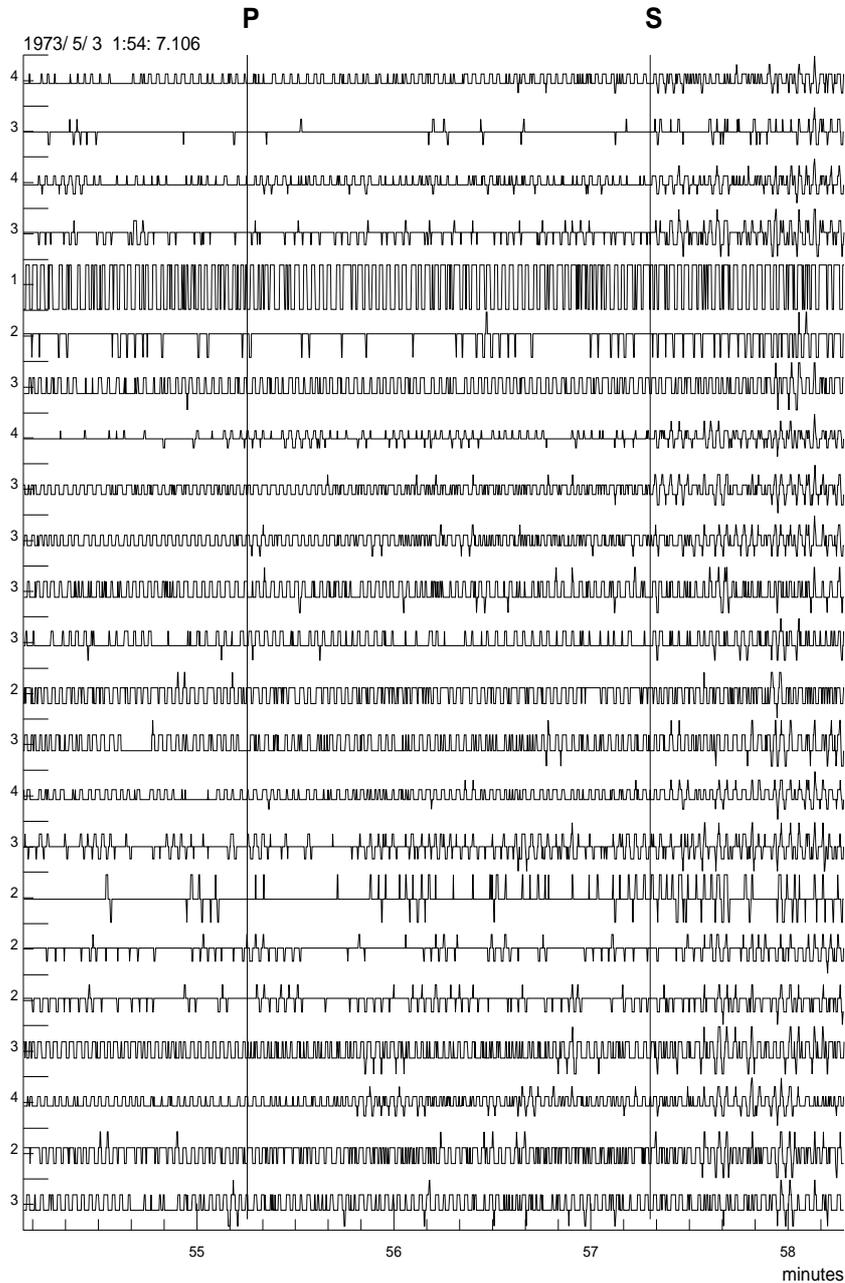


FIG. 4.4 – Parmi les événements identifiés comme provenant du site A_{42} , 23 ont été sélectionnés suite à la corrélation-croisée. Ces signaux sont très faibles : quelques D.U. crête-crête. Les arrivées P et S telles qu'on les identifie après le stack (Figure 4.5) sont représentées.

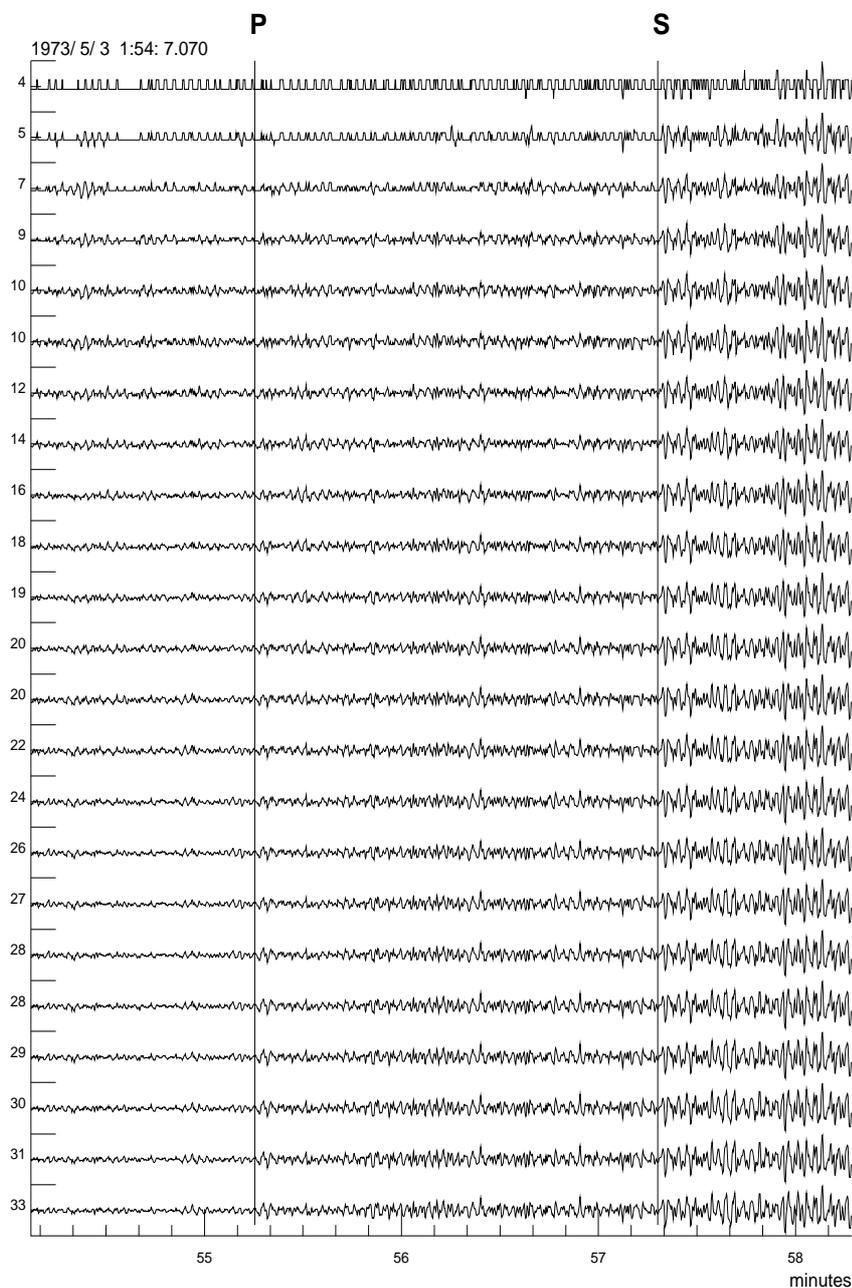


FIG. 4.5 – La trace du haut est la même que celle de la Figure 4.4. La seconde est la somme des deux premières et ainsi de suite pour les 23 traces. La trace du bas correspond donc au stack final, sur laquelle on distingue les arrivées P et S. Notons que l'identification de ces ondes se fait à l'aide des trois composantes réunies, justifiant notamment le rejet de l'apparente arrivée, 20 secondes avant notre détermination de l'arrivée P.

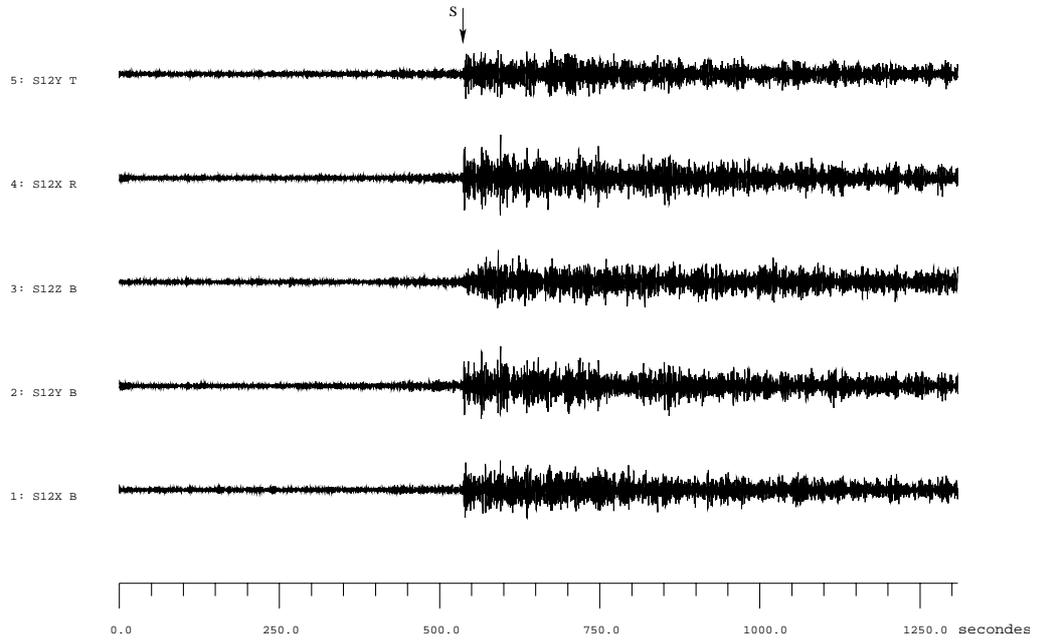


FIG. 4.6 – Séisme profond A_{09} après rotation (traces R et T). Le train d'onde S apparaît clairement dans la coda de l'onde P.

TAB. 4.1 – Séismes profond utilisés et coordonnées

No	Lon (°)	Lat (°)	Dist (°)	B.Az (°)	Depth (km)
A5	20.4	-41.0	29.1	-35.6	703
A6	42.8	55.0	83.6	46.3	853
A7	24.6	53.8	79.7	64.3	875
A8	-36.0	-36.4	35.1	-161.6	933
A9	-7.7	-16.5	8.3	124.4	995
A10	-47.6	-23.5	44.6	-179.9	933
A14	-24.7	-36.6	25.1	-150.8	933
A18	22.9	32.1	60.0	61.3	915
A20	24.2	-34.6	29.3	-21.2	969
A21	-13.0	-38.6	18.0	-124.4	969
A30	11.9	-34.9	18.8	-37.2	918
A40	-1.4	-11.8	11.7	82.2	898
A42	24.4	-54.8	41.0	-46.3	925

Les composantes radiale (R) et verticale (Z) sont déconvoluées pour chaque enregistrement par la composante R de l'onde S . Cette opération permet d'accroître le signal des phases dont la forme d'onde est similaire à celle de l'onde S , et supprime les autres. De plus, elle élimine les différences entre les fonctions source des différents séismes utilisés et rend ces enregistrements directement comparables. La déconvolution est effectuée dans le domaine temporel en adaptant la fenêtre à chaque événement : le filtre de déconvolution est calculé dans un intervalle de temps d'une longueur de 10-20 secondes. La réponse temporelle du filtre de déconvolution est deux fois plus courte que cet intervalle. Sur la composante R déconvoluée (\hat{R}), l'arrivée de l'onde S apparaît sous la forme d'un pic (Figure 4.7). La déconvolution agit de la même manière sur les phases secondaires, même si leur faible amplitude empêche toute identification directe. Les 13 enregistrements caractérisant cette même région crustale peuvent être sommés. Ici, les rais que nous considérons viennent de sources profondes, et leurs trajets dans la croûte sont très proches. Ainsi, la correction d'"offset" utilisée par [Vinnik et al., 2001] apporte peu d'information, et nous décidons ici de présenter les sommations sans correction, pour plus de lisibilité et de facilité pour la comparaison des résultats issus de différents modèles.

Les enregistrements ont par ailleurs été filtrés "passe-bas" avec une fréquence de coupure à 1.2 secondes. Le traitement illustré par la Figure 4.7 est appliqué pour les enregistrements de tous les séismes sélectionnés. Le jeu complet de composantes R déconvoluées et filtrées (\hat{R}) est représenté sur la Figure 4.8. Les traces sont alignées selon le pic représentant l'arrivée de l'onde S . Le même alignement est appliqué sur les traces \hat{Z} (Figure 4.9).

Les fonctions récepteur des 13 événements sont ainsi sommées (trace du haut de la figure 4.9). Ce signal présente plusieurs ondulations qui sortent du bruit, notamment les pics autour de 8,0 et 0,4 secondes avant l'arrivée de l'onde S (calée sur $t=0$ secondes).

Plusieurs phases sismiques sont ainsi mises en évidence dans les données des séismes profonds enregistrés à la station 12 du réseau *Apollo*. L'étape suivante consiste à identifier ces arrivées : dans la section suivante, nous allons comparer deux familles de modèles sismiques crustaux et les confronter aux données. Nous proposerons alors des interprétations de ces signaux à partir de modélisations des formes d'ondes.

4.2.2 Modélisation : "60 km .vs. 30 km"

Dans le but d'interpréter le stack des données de la Figure 4.9, nous calculons les sismogrammes synthétiques des 13 séismes profonds pour différents modèles crustaux de vitesses sismiques. En appliquant à ces synthétiques le même traitement qu'aux données, une comparaison directe est alors possible. Un modèle est considéré d'autant plus proche de la réalité qu'il produit un signal comparable, en amplitude et en temps d'arrivées, aux données.

Les stacks des données observées présentent une phase en "forme de M" (label 1,2 de la Figure 4.10, trace du milieu) qui arrive environ 8 secondes avant l'onde S . L'autre phase en "forme de M" (label 3,4 de la Figure 4.10) atteint la station 12 environ 0.4 secondes avant l'onde S sur les sismogrammes réels. Pour les deux familles de modèles que nous discutons plus bas, le pic à -8,0 secondes correspond à l'arrivée de la phase S_p issue de la transition croûte-manteau, et celui à -0,4 secondes est la phase S_p provenant de la base de la couche superficielle de faible vitesse.

Les sismogrammes synthétiques sont calculés pour des ondes planes se propageant depuis le milieu semi-infini à travers un empilement de couches isotropes. Un modèle est donc défini par un nombre de couches planes et leur profondeur limite, ainsi que par les

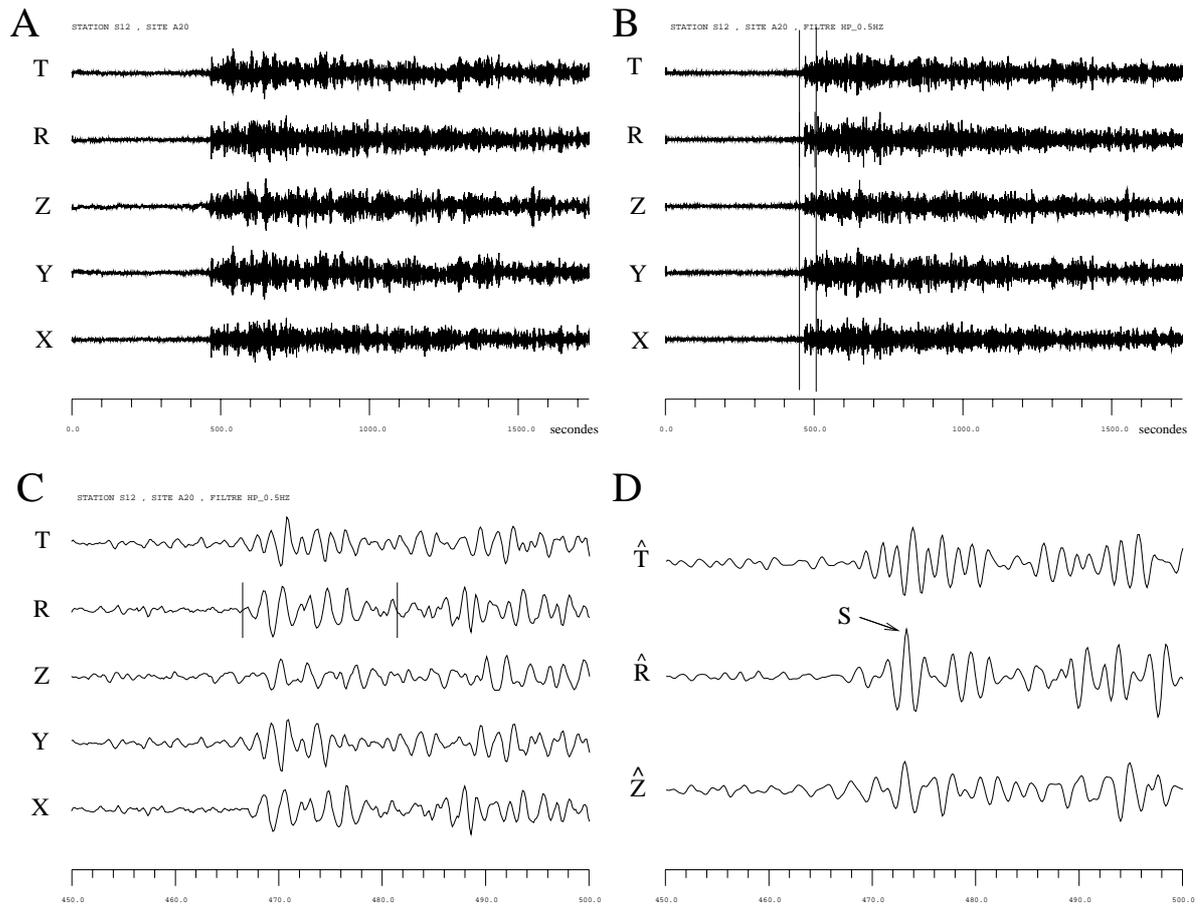


FIG. 4.7 – Mise en évidence du précurseur. Différentes étapes du processus de déconvolution. A- composantes X,Y,Z + R,T du séisme A_{20} enregistré à la station 12. B- mêmes traces filtrées (on enlève les variations longue période); les barres verticales indiquent la fenêtre de la figure suivante. C- sur la composante radiale (R), intervalle utilisé pour la déconvolution. D- résultat de cette déconvolution sur les traces Z, R et T. On voit le pic d'arrivée S sur la composante radiale déconvoluée \hat{R} .

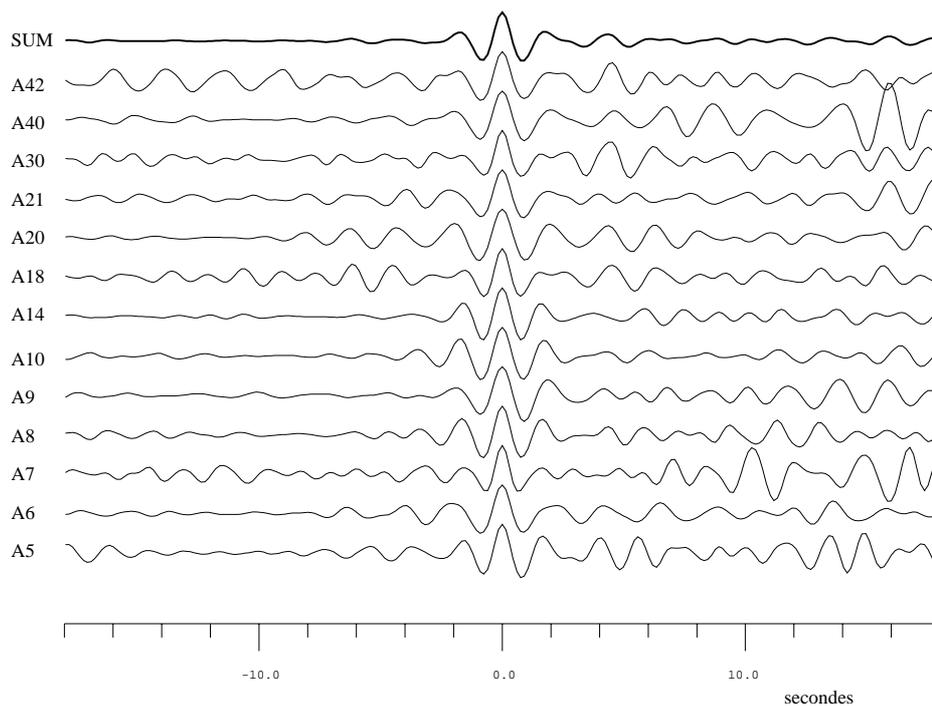


FIG. 4.8 – Composantes radiales des 13 événements alignées selon l'arrivée de l'onde S (l'onde S déconvoluée par elle-même apparaît sous forme d'un pic). La 14e trace plus épaisse correspond à la somme des 13 autres.

vitesse de propagation des ondes P et S dans chacune d'elles. Lorsqu'on introduit des gradients, ceux-ci sont considérés comme une succession de petites couches marquées par de faibles sauts de vitesse.

Pour l'onde SV incidente, les spectres des composantes R et Z à la surface libre sont reliés par les fonctions de transfert respectives $H_R(w)$ et $H_Z(w)$ de la façon suivante :

$$Z(w) = \frac{R(w)}{H_R(w)} H_Z(w) \quad (4.1)$$

Les fonctions de transfert sont calculées pour un modèle donné avec un algorithme de Thomson-Haskell [Haskell, 1962]. $Z(w)$ est obtenu via l'équation 4.1. La somme des composantes R déconvoluées (figure 4.8) est utilisée en entrée : $Z(w)$ est donc la réponse synthétique verticale d'un modèle, à un signal d'entrée $R(w)$ réel enregistré en surface. Les fonctions du temps correspondantes sont obtenues par transformée de Fourier inverse. Nous calculons les composantes Z théoriques pour les géométries correspondant aux sismogrammes réels, et les sommes ensuite de la même manière que les vraies données.

Le modèle de croûte de Toksöz

Le premier modèle crustal que nous utilisons est celui de Toksöz et al. [1974], caractérisé par une limite croûte-manteau vers 60 km de profondeur, des vitesses rapides dans le manteau supérieur ($V_p=8,9$ km/s, $V_s=5,1$ km/s), et une couche superficielle de 1 km d'épaisseur avec des vitesses lentes ($V_p=0,5$ km/s, $V_s=0,3$ km/s) (cf. Tab. 4.2).

Le stack de synthétiques pour le modèle de Toksöz et al. [1974] (trace 1 de la Figure 4.10) montre un précurseur S_p (label 1) qui arrive plus tôt que celui observé sur les données. L'écart entre les phases [1] et [3] en revanche est le même que sur les données

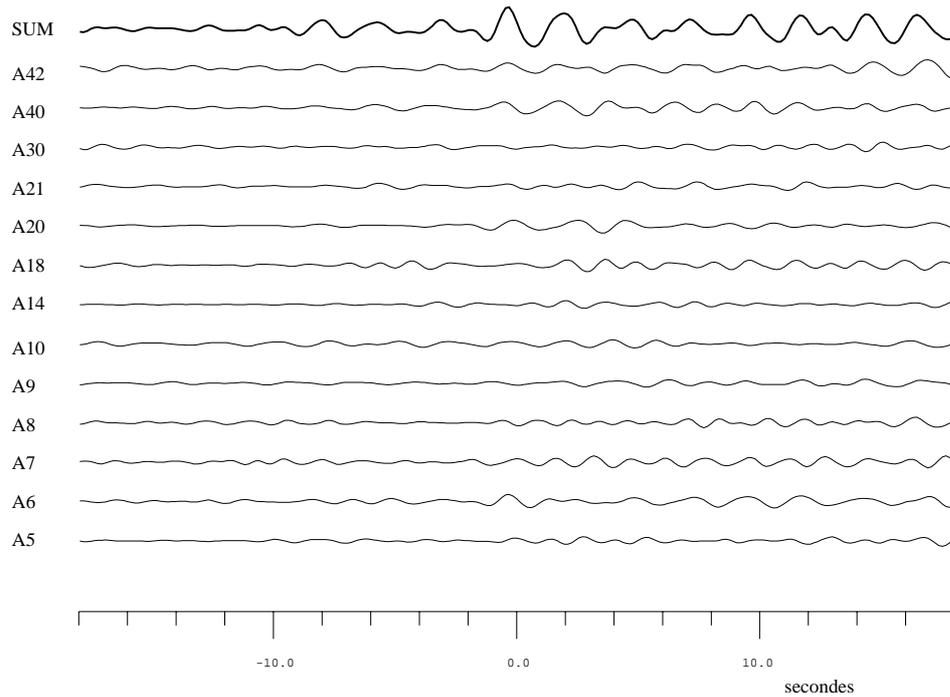


FIG. 4.9 – Composantes verticales déconvoluées, alignées selon les ondes S des composantes radiales. La trace du haut est la somme des 13 autres, multipliée par un facteur 10.

(trace 3). En augmentant les vitesses de la couche superficielle, ou/et en réduisant son épaisseur, l'arrivée de la phase [3] est plus précoce que dans le modèle initial ; la phase [1] est décalée d'autant puisqu'elle subit aussi cette accélération relative en surface. Ainsi, avec une vitesse P de 2 km/s et une vitesse S de 1 km/s pour les 600 premiers mètres, soit 4 fois plus rapide que pour le modèle initial de *Toksöz et al.* [1974] (cf. Tab. 4.2 et Figure 4.11), et un gradient qui limite la création des arrivées multiples après la S , le modèle modifié donne le signal de la trace 2 de la Figure 4.10. La phase $Sssp$ réverbérée sur cette interface superficielle (Figure 4.2) peut contribuer à la seconde pulsation (label 4).

Le modèle de croûte de Lognonné et al. (2003)

Par rapport au modèle de *Toksöz et al.* [1974], le second modèle de croûte que nous utilisons [*Lognonné et al.*, 2003], est caractérisé par une croûte deux fois moins épaisse d'environ 30 km, des vitesses mantelliques plus lentes ($V_p=7,75$ km/s, $V_s=4,5$ km/s), et un premier kilomètre plus rapide ($V_p=0,9$ km/s, $V_s=0,46$ km/s). Les vitesses dans la croûte entre la base de la couche lente et le Moho sont moins rapides.

De la même manière, nous calculons dans le modèle de [*Lognonné et al.*, 2003] les sismogrammes synthétiques des 13 événements sélectionnés, et les traitons comme les données réelles.

L'inversion de *Lognonné et al.* [2003] est paramétrée avec très peu de couches, ce qui donne en fait 2 (3 avec la couche superficielle) points dans la croûte où la vitesse est contrainte. Utiliser tels quels ces points reviendrait à considérer directement 3 couches de vitesses différentes séparées par des discontinuités artificielles, ce qui est transparent du point de vue des vitesses moyennes (donc des temps d'arrivée) sur tout le trajet, mais qui a des conséquences très fortes pour les formes d'ondes, puisque à chaque discontinuité de

TAB. 4.2 – Modèle de vitesses crustales selon Toksöz et al., 1974 (à gauche) et structure superficielle modifiée par Vinnik et al., 2001 (à droite).

Depth	V_p	V_s	V_p	V_s
(km)	(km/s)		(km/s)	
0.0	0.5	0.3	2.0	1.0
0.6	0.5	0.3	2.0	1.0
1.0	0.5	0.3	3.0	1.7
1.0	4.0	2.3	3.0	1.7
1.4	4.1	2.4	4.1	2.4
4.0	4.6	2.7		
7.0	5.1	3.0		
10.0	5.4	3.1		
15.0	5.8	3.4		
20.0	6.1	3.5		
21.3	6.7	3.9		
54.5	6.7	3.9		
57.5	8.2	4.7		
65.0	8.9	5.1		

vitesse, le train d’onde va subir des conversions et de nouvelles phases sont créées. C’est pourquoi nous introduisons ici des gradients de vitesse au sein de la croûte, évitant ainsi la prolifération d’ondes converties dans les synthétiques, que l’on peut voir sur la trace 5 de la Figure 4.10.

Tout comme le modèle original de Toksöz et al. [1974] ne réussissait pas à expliquer les ondes précédant la S de quelques dixièmes de secondes sans modifier la couche lente superficielle, nous avons apporté quelques modifications au modèle moyen de Lognonné et al. [2003] (noté *model A* dans la figure 4.11). L’épaisseur est diminuée, et les vitesses légèrement augmentées (cf. Tab. 4.3 et Figure 4.11).

Ainsi, le meilleur modèle (noté *model B* dans la figure 4.11) que nous proposons pour rendre compte des formes d’onde observées sur les données comporte quelques différences avec le modèle tabulaire moyen *A* :

- les discontinuités sont lissées pour éviter de créer des réflexions multiples et des conversions trop marquées, car l’amplitude dépend du contraste de vitesse (cf. *Aki et Richards* [1980]) et de multiples réflexions.
- la profondeur de la limite croûte-manteau est ajustée de 1 km pour que l’onde Sp convertie arrive 8 secondes avant la S .
- l’épaisseur de la couche superficielle de faible vitesse est diminuée de moitié.

4.3 Discussion

Sur la Lune, les premiers kilomètres de croûte sont supposés être très fortement fracturés suite aux effets des intenses bombardements météoritiques dont elle a été le siège. Cette fracturation se traduit par des vitesses de propagation plus lentes que pour un milieu cohérent, et chaque fracture joue comme un diffracteur de l’énergie sismique. Ainsi, plus une couche est intensément fracturée et ce sur une grande épaisseur, plus les signaux sismiques enregistrés en surface sont diffus et retardés. La diffraction qui

TAB. 4.3 – Notre modèle de vitesses crustales (Lognonné et al., 2003). Les modifications apportées au modèle original moyen A (à gauche) pour créer la trace synthétique n°4 de la figure 4.10, sont représentées à droite (modèle B).

Original (A)			Modified (B)		
Depth	V_p	V_s	Depth	V_p	V_s
0.0	0.90	0.461	0.0	1.0	0.5
0.55	0.90	0.461	0.55	1.0	0.5
1.0	0.90	0.461	0.55	2.5	1.25
1.0	3.25	1.795	1.0	2.53	1.26
...			...		
13.0	3.25	1.795	13.0	3.25	1.64
13.0	5.50	3.858	13.0	3.25	1.64
13.5	5.50	3.858	13.5	3.3	1.65
13.5	5.50	3.858	13.5	4.5	2.1
...			...		
...			27.0	6.25	3.0
...			27.0	7.75	3.8
28.0	5.50	3.858	...		
28.0	7.75	4.436	...		
...			...		
...			38.0	7.75	4.533
...			38.0	7.75	4.533
43.0	7.75	4.436	...		
43.0	7.75	4.533	...		

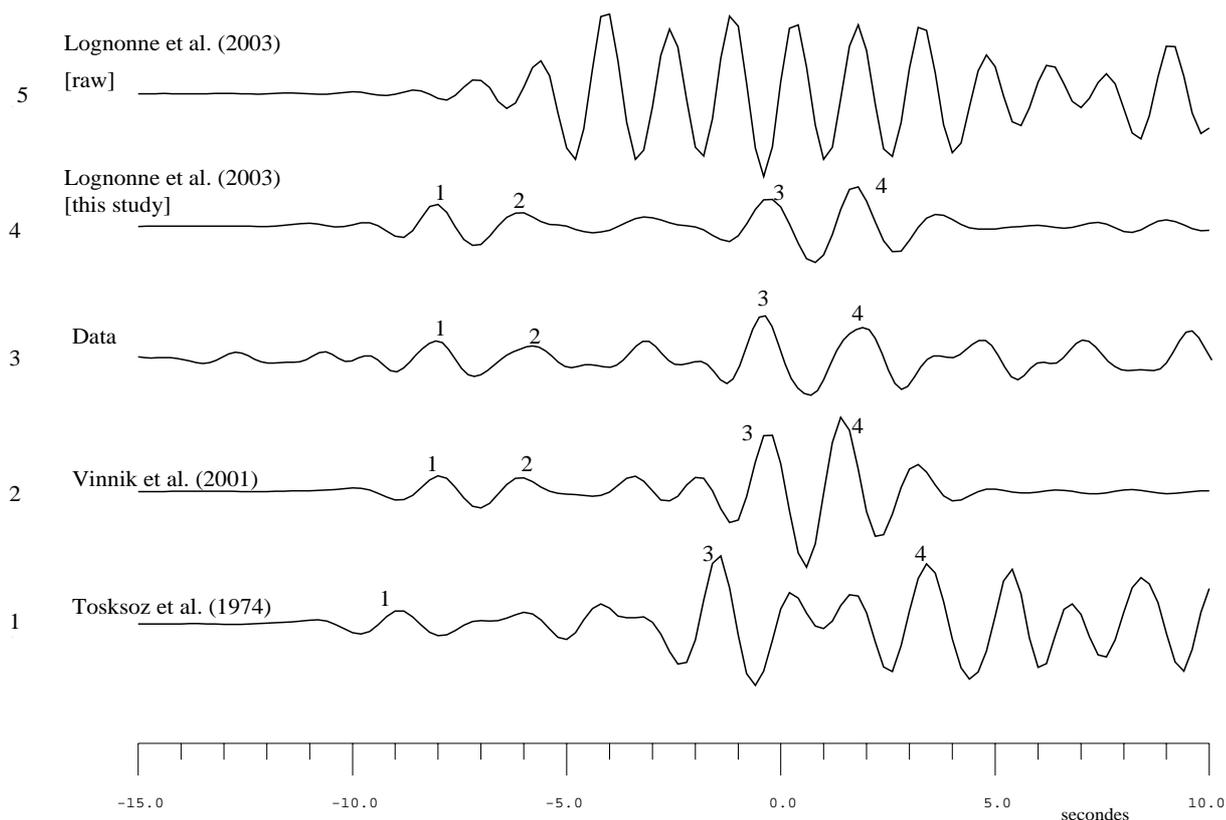


FIG. 4.10 – Comparaison entre le signal mis en évidence dans les données, et les fonctions récepteur synthétiques correspondant aux modèles de Toksöz et al. (1974), Vinnik et al. (2001) et Lognonné et al. (2003).

affecte les premiers kilomètres est responsable du manque de cohérence apparent entre les composantes des sismogrammes [Latham et al., 1971, Mark et Sutton, 1975], et explique le fait que les ondes se retrouvent en équipartition sur toutes les composantes, quelle que soit leur polarité d'origine.

Pourtant, nous avons mis en évidence sur les composantes verticales une phase convertie, en utilisant le signal cohérent des composantes radiales. En effet, notre technique suppose que les formes d'ondes S ne sont pas déformées par une diffraction aléatoire des ondes au-dessus de la discontinuité. Dans le cas contraire, les ondes Sp correspondantes ne pourraient pas être normalisées par la déconvolution et mises en évidence par la sommation. La cohérence entre le contenu des composantes radiale et verticale est donc suffisamment grande, et tend à montrer que la diffraction qui affecte les ondes sismiques au dessus de la discontinuité n'est pas aussi importante qu'on le pensait.

D'autre part, pour les séismes profonds, dont la magnitude comprise entre 0.5 et 1.3 sur l'échelle de Richter, la durée de rupture est de l'ordre de la fraction de seconde, et la durée de la pulsation émise dans un domaine fréquentiel autour de 0.5 Hz ne dépasse pas 5 secondes, d'après les lois d'échelle classiques [Scholz, 2002]. Or, l'amplitude de la phase Sp reste stable lorsqu'on augmente l'intervalle de déconvolution jusqu'à 20 secondes (Figure 4.12). Au delà, l'influence des ondes diffractées dans la croûte supérieure devient trop importante, et la cohérence entre les composantes est perdue (ou trop faible). Ainsi,

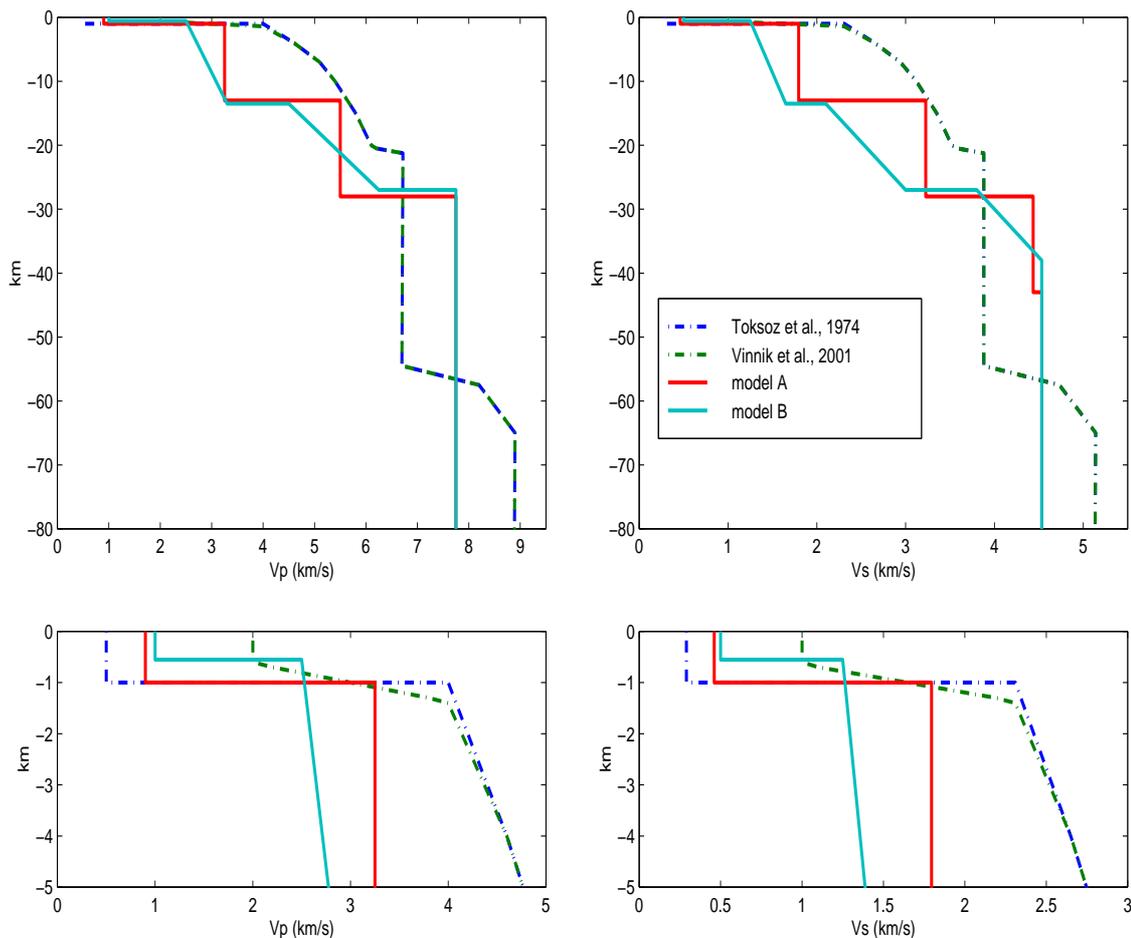


FIG. 4.11 – Modèles crustaux de Toksöz et al.(1974) and Lognonné et al.(2003). Les vitesses originales de ces modèles (Toksöz et al.(1974) et modèle A), ainsi que les modifications apportées (Vinnik et al. (2001) et modèle B) sont représentées.

les oscillations entre 5 et 20 secondes après le début du signal de l’onde S , pourraient être dues à de la diffraction dans le manteau.

La différence d’amplification entre les composantes de la station 15 explique vraisemblablement que notre technique n’y ait pas identifié de phase secondaire. En revanche, le fait de n’avoir pu mettre en évidence de phase convertie Sp dans les données de la station 16 pourrait uniquement s’expliquer par les différentes caractéristiques des couches diffractantes sous les stations. La relative transparence sismique qui nous a permis cette “découverte” pour la station 12 est en effet en relative contradiction avec l’intensité de la diffraction à laquelle on pouvait s’attendre, et le fait de ne rien détecter aux autres stations prouverait alors que contrairement aux sites 15 et 16, la diffraction y était sur-estimée.

Sans toutefois montrer clairement une différence très marquée entre les stations, les résultats de Horvath et al. [1980] (cohérents avec ceux de Mark et Sutton [1975] pour la station 12) montrent que les 100-400 premiers mètres sous le site 12 sont caractérisés par des vitesses sismiques légèrement plus rapides que ceux sous la station 16 (Figure 4.14). Ces données sont donc en accord avec une diffraction moins importante sous cette station, mais il est important de noter que même en l’absence d’élément contradictoire, ces arguments ne sont qu’indicatifs et ne nous semblent pas infaillibles.

Les données de sismique-réfraction obtenues aux sites Apollo 14, 16 et 17 pour la

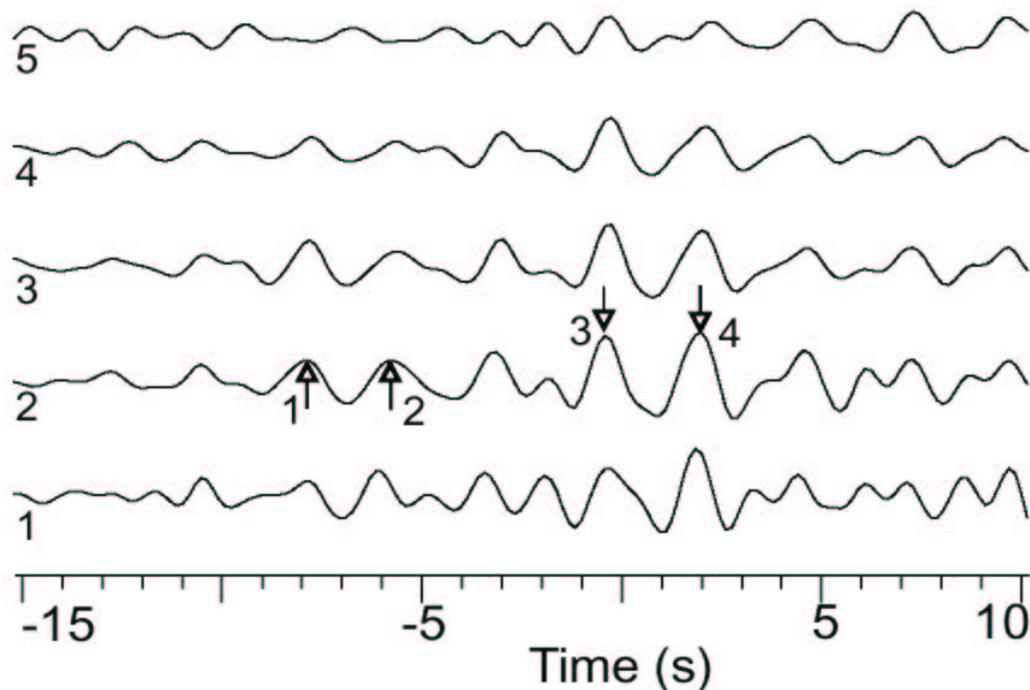


FIG. 4.12 – Influence de l'intervalle de convolution sur l'amplitude de la phase S_p . De bas les fenêtres sont de 10, 15, 20, 30 et 50 secondes.

croûte superficielle montrent des vitesses P d'environ 0,3 km/s [Cooper et al., 1974] (cf. Figure 4.13). Les épaisseurs de ces couches, sur lesquelles reposent entre 4 et 12 m de régolithe, sont mal contraintes et ne dépassent pas respectivement 88, 220 et 62 m. Au-dessous, le site de la station 17 présente des vitesses d'environ 0,5 km/s, qui atteignent 1 km/s à 400 m de profondeur, et 4,7 km/s 1 km plus bas. Cette dernière valeur est en accord avec le modèle de [Toksöz et al., 1974] sous la couche à faible vitesse (les premières un peu moins, même si elles en sont à l'origine...). Dans un tel modèle, la vitesse moyenne d'une onde P verticale pour le premier kilomètre est 0,68 km/s, soit 36% plus rapide que le 1er kilomètre de [Toksöz et al., 1974]. Malheureusement, la précision et la profondeur atteintes pour le site *Apollo 17* ne le sont pas pour les sites 14 et 16, et de telles données n'existent pas pour les sites 12 et 15. Horvath et al. [1980], en étudiant les rapports H/Z des spectres d'amplitude des sismogrammes longue période aux sites 12, 14, 15 et 16, montrent que les ondes S atteignent 0,4 km/s dès 100 et 140 m de profondeur sous *Apollo 14* et 12 (Figure 4.14).

Les résultats précédents permettent de proposer des vitesses P entre 0,7 et 0,8 km/s dès 100 m de profondeur en considérant un rapport V_p/V_s typique de roches peu, à très fracturées ($1,75 \leq V_p/V_s \leq 2,0$). Ceci est notablement plus rapide que dans le modèle de [Cooper et al., 1974] pour le site 17 à la même profondeur. On peut donc considérer, d'après ces résultats, qu'un modèle moyen pour le premier kilomètre avec une vitesse P supérieure à 0,7 km/s est raisonnable même si, comme nous l'avons vu précédemment, nous ne disposons que de très peu d'informations contraignant le sous-sol de la station 12, notamment au-delà de 100-200m de profondeur. Considérer $V_p=0,5$ km/s jusqu'à 1 km de profondeur [Toksöz et al., 1974] revient alors à surestimer l'épaisseur et/ou la diminution de vitesse dans les couches superficielles. Il n'est donc pas aberrant d'augmenter la vitesse de ces couches, et/ou de diminuer leur épaisseur, afin qu'elles soient en accord avec les phases converties que nous avons mises en évidence dans les données.

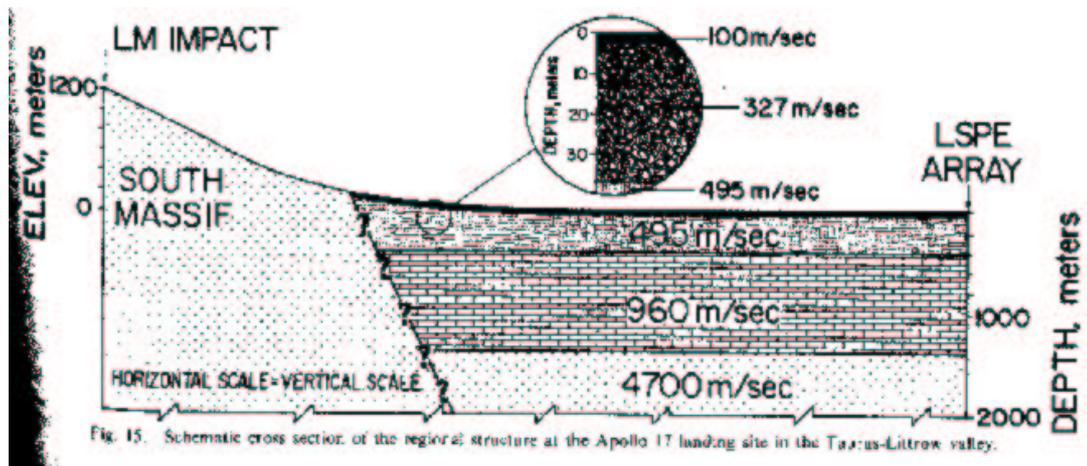


FIG. 4.13 – Coupe schématique de la structure régionale autour du site Apollo 17, dans la vallée de Taurus-Littrow. (Cooper et al., 1974).

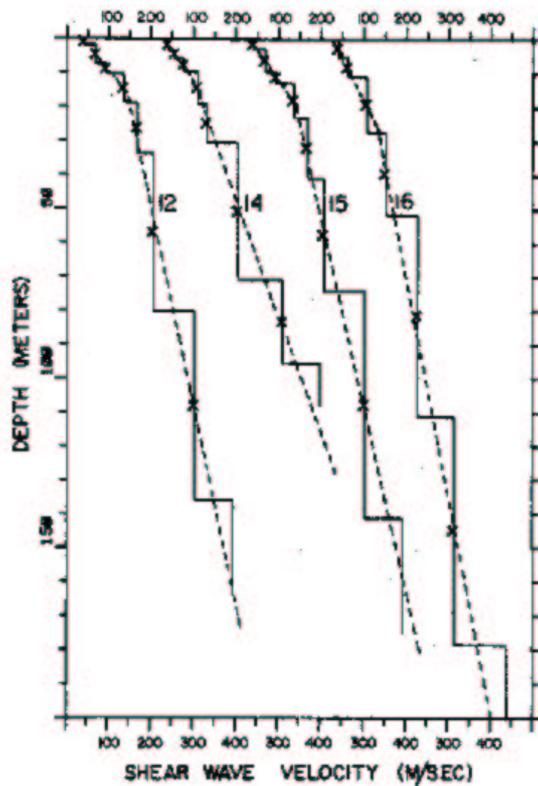


FIG. 4.14 – Profils de vitesses S obtenus par Horvath et al., (1980), pour les sites Apollo 12, 14, 15 et 16. Le centre de chaque couche est marqué par une croix ; la ligne en tiretés est une fonction linéaire donnée dans le tableau 5 de Horvath et al., (1980).

Dans les deux modèles transformés, les couches superficielles que nous considérons sont équivalentes et en accord avec les phases [3] et [4] mises en évidence dans les données.

La phase [1] est expliquée dans les deux modèles comme étant issue d'une conversion Sp à la base de la croûte. Le temps d'arrivée de cette onde est cohérent avec les deux épaisseurs crustales, 27 km dans un cas, environ 60 (présence d'un gradient) dans l'autre. En effet, le modèle de [Lognonné et al., 2003] propose des vitesses crustales plus faibles que Toksöz et al. [1974].

Nous pouvons conclure que les 2 modèles décrits plus haut sont cohérents avec les ondes converties que nous avons mises en évidence en utilisant la technique des fonctions récepteur S . Si les temps d'arrivée sont équivalents pour les deux modèles, celui de Lognonné et al. [2003] est toutefois plus en accord avec les formes d'ondes observées.

L'étude que nous avons menée ne prétend pas construire le meilleur modèle de croûte lunaire expliquant les données sismologiques ; en revanche, elle prouve que le modèle de Lognonné et al. [2003], construit en inversant les premières arrivées P et S de tous les types d'événements à toutes les stations, et proposant une croûte 2 fois moins épaisse que les modèles des années 70/80, est très valide.

Chapitre 5

Modèles sismiques de l'intérieur de la Lune

Seismic models of the lunar interior

The two main issues of modeling the interior of the Moon using the Apollo seismic dataset are to evaluate the crustal thickness on the nearside, as well as providing general informations on the velocity structure. The major result of our new analysis is that our dataset is inconsistent with a crust-mantle boundary at 60 km depth. Instead of a sharp discontinuity, typical mantle P wave velocities of 7.6 km/sec are reached smoothly around 30 km depth, with no deeper increase which could possibly mark the base of the crust. Concerning the mantle structure, it is important to note that the low reliability of arrival time estimations influences the resolution we have on velocity distributions. The comparison of our mantle model with the ones obtained by different authors seems to highlight important discrepancies, especially concerning the presence of a low velocity layer in the mantle.

5.1 Les inversions des données sismologiques Apollo : les contributions passées

Les données sismologiques du réseau *Apollo* échantillonnent la croûte et le manteau lunaire jusqu'à une profondeur d'environ 1000 km (cf. Chapitre 3.4). Tous les résultats que nous abordons et discutons ici ne concernent donc pas la structure plus profonde, ni les caractéristiques du noyau. Les quelques contraintes sur le noyau sont donc indirectes, via le moment d'inertie.

Si la description du manteau a suscité de nombreuses discussions, notamment à propos de l'existence d'une éventuelle discontinuité à 500 km de profondeur et d'une zone à faible vitesse, la croûte, elle, a peu été remise en question depuis les premières publications la caractérisant.

Les travaux de *Toksöz et al. [1972][a,b]* et *Toksöz et al. [1974]* ont publié des profils de vitesses sismiques correspondant à la structure sous les stations 12 et 14. La limite entre la croûte et le manteau est proposée entre 55 et 60 km de profondeur, selon des critères de concordance avec des sismogrammes théoriques. Les données utilisées sont celles des impacts artificiels. Ensuite, les modélisations par inversions linéarisées des temps d'arrivée simplifient le modèle précédent pour étudier la structure mantellique, et confirment qu'une croûte d'environ 60 km d'épaisseur est cohérente avec les données de tous les événements [*Goins et al., 1981a, Nakamura, 1983*]. Toutefois, s'ils ne remettent pas en cause l'épaisseur

crustale, les auteurs spécifient bien qu'à chaque fois, leur but était d'étudier le manteau, et nullement la structure de la croûte, justifiant que leurs modèles crustaux n'avaient pour objectif que d'approximer la croûte réelle ; leurs inversions ne caractérisent pas l'épaisseur crustale, elle est en effet imposée. Notons néanmoins que *Koyama et Nakamura* [1979] proposent une croûte de 45 km, contrainte par les vitesses du manteau supérieur résultant de l'inversion des temps d'arrivée des impacts. Curieusement, cette étude n'a pas eu de suite à notre connaissance et est rarement citée dans la littérature.

La structure du manteau est décrite par les vitesses moyennes dans trois couches, contraintes essentiellement par les temps d'arrivée des séismes profonds. *Goins et al.* [1981a] notent une diminution des vitesses sismiques jusqu'à 500 km de profondeur (V_p diminue de 7,75 à 7,60 km/sec). *Nakamura* [1983] lui, propose une couche à plus faibles vitesses sismiques entre 270 et 500 km de profondeur ($7,46 \pm 0.25$ km/sec), puis des valeurs plus élevées pour le manteau profond : $8,26 \pm 0.40$ km/sec.

Les interprétations majeures des descriptions précédentes concernent la présence ou non d'une discontinuité autour de 500 km, pouvant être le vestige de la base d'un océan magmatique (cf Chapitre 2.4.1), séparant un manteau supérieur initialement fondu et un manteau inférieur de composition différente, et l'épaisseur moyenne de la croûte, dont la valeur est un paramètre clé des modèles d'évolution de la Lune, affectant principalement les bilans de composition globale de la Lune, pour certains éléments majeurs (Al, Ca) et plus encore pour les éléments trace (K, U, Th, Terres Rares, ...) qui sont fortement enrichis dans la croûte.

Nous allons par la suite nous focaliser sur la problématique de l'épaisseur crustale, dont la valeur moyenne a été récemment remise en cause par la publication de deux modèles sismiques de l'intérieur de la Lune vus par les données *Apollo*, près de 30 ans après les premières publications.

5.2 Une nouvelle ère ... raccourcissons !

5.2.1 Les modèles récents

Depuis la publication de *Toksöz et al.* [1972], les études impliquant l'épaisseur crustale de la Lune considèrent une profondeur moyenne du Moho autour de 60 km. Néanmoins, cette valeur est aujourd'hui remise en cause et revue à la baisse, avec deux méthodes et jeux de données différents, par les travaux de *Khan et Mosegaard* [2002] et les nôtres [*Chenet et al.*, 2000, *Lognonné et al.*, 2003]. Dans les deux cas, une croûte moyenne de plus de 55 km sous le réseau *Apollo* est considérée comme très improbable du point de vue des données sismologiques existantes.

Dans le modèle publié par *Khan et Mosegaard* [2002], l'épaisseur moyenne de la croûte telle qu'elle est vue par une inversion des données de *Nakamura* [1983] par une méthode de Monte-Carlo, est estimée à environ 40 km. D'un autre côté, nous proposons un modèle où le Moho moyen se situe vers 30 km de profondeur, contraint par un jeu de données indépendant (relecture des temps d'arrivée) [*Lognonné et al.*, 2003].

5.2.2 Description en détail de l'inversion des temps d'arrivée

Contrairement aux études de *Khan et al.* [2000] et *Khan et Mosegaard* [2002], nous avons procédé à de nouvelles lectures des temps d'arrivée des ondes sismiques pour tous les événements identifiés, en leur attribuant des erreurs indépendantes. En effet, la faible

impulsivité des arrivées empêche une détermination précise de l’instant où elles atteignent le récepteur. Lors du processus de lecture “manuelle” (par opposition à une lecture automatique informatisée, sans recours à l’oeil humain), 4 valeurs d’incertitudes sont possibles, correspondant à $\sigma = 1, 3, 10$ ou 30 secondes (Figure 5.1). Une première inversion est effectuée avec tout le jeu de données et le modèle de vitesses sismiques proposé par *Nakamura* [1983] afin de localiser les événements. La variance des résidus est évaluée par

$$R = \left(\sum_{data} \frac{(T_{obs} - T_{cal})^2}{\sigma^2} / \sum_{data} \frac{1}{\sigma^2} \right)^{1/2}$$

où T_{obs} et T_{cal} sont les temps d’arrivée observés et calculés pour chaque couple récepteur-source. R est calculée sur une grille de $1^\circ \times 1^\circ$ sur toute la surface de la Lune, et à différentes profondeurs pour les séismes naturels. La localisation finale est déterminée par interpolation autour de la valeur minimum. Environ 100 événements ont pu être localisés.

L’étape suivante concerne l’inversion de la structure en terme de vitesses sismiques. Ici, les temps d’arrivée ayant des erreurs supérieures à 10 secondes ont été exclus de l’inversion, car ils n’apportent vraisemblablement que peu d’information par rapport au temps de calcul qu’ils impliquent.

Pour être utilisé dans l’inversion des vitesses sismiques, un nombre minimum supérieur à 4 temps d’arrivée pour les séismes, et supérieur à 3 pour les impacts météoritiques est nécessaire. En effet, la profondeur des séismes est à déterminer alors qu’on considère que les impacts se produisent à une profondeur (et altitude ...) nulle. 42 événements ne satisfont pas ce critère et ne peuvent qu’être localisés : ils n’apportent pas de contraintes sur la structure interne.

Le nombre maximal de données par événement est de 8 (4 stations, ondes P et S). 58 événements sont ainsi retenus : 26 impacts, dont 7 artificiels, 8 séismes superficiels et 24 séismes profonds. L’erreur moyenne σ_{mean} sur les temps d’arrivée utilisés dans l’inversion, définie par $\sum_{data} \frac{1}{\sigma^2} = \frac{n_{data}}{\sigma_{mean}^2}$, est d’environ 2 secondes.

En comparaison avec le jeu de données de *Nakamura* [1983] utilisé par *Khan* et al. [2000], certains événements ont été enlevés, d’autres ajoutés, ceci mettant en évidence la mauvaise qualité de certaines données et la subjectivité inhérente à cette entreprise, malgré toutes les précautions prises.

Les distances épacentrales des temps d’arrivée utilisés varient entre quelques degrés et 135° pour les ondes P et 115° pour les ondes S , mais la plupart des rais parcourent une distance inférieure à 90° . Les rais les plus profonds échantillonnent l’intérieur de la Lune jusqu’à un rayon de 400 km pour les P et 600 km pour les S . Aucune information sur le noyau, s’il fait moins de 400 km de rayon, ne peut donc être obtenue à partir de ces données. De plus, du fait de la disposition des stations et des sources localisées, les données ne caractérisent que la face visible de la Lune (Figure 3.12 et 3.13).

En plus des temps d’arrivée directement lus sur les traces sismiques, le temps d’arrivée des phases Sp converties à la base de la croûte sous la station 12 (cf. Chapitre 4) est ajouté au jeu de données décrit précédemment.

La qualité des données contraint fortement la résolution du résultat recherché. Ainsi, le but de cette étude est de définir une classe de modèles possibles, cohérent avec le nombre, la précision et la couverture des données, en s’attachant particulièrement à l’épaisseur de la croûte et à la structure du manteau.

Pour cela, l’espace des modèles exploré est défini de la manière suivante : tous les modèles ont le même nombre de couches, les interfaces de chacune étant fixes. Dans chaque

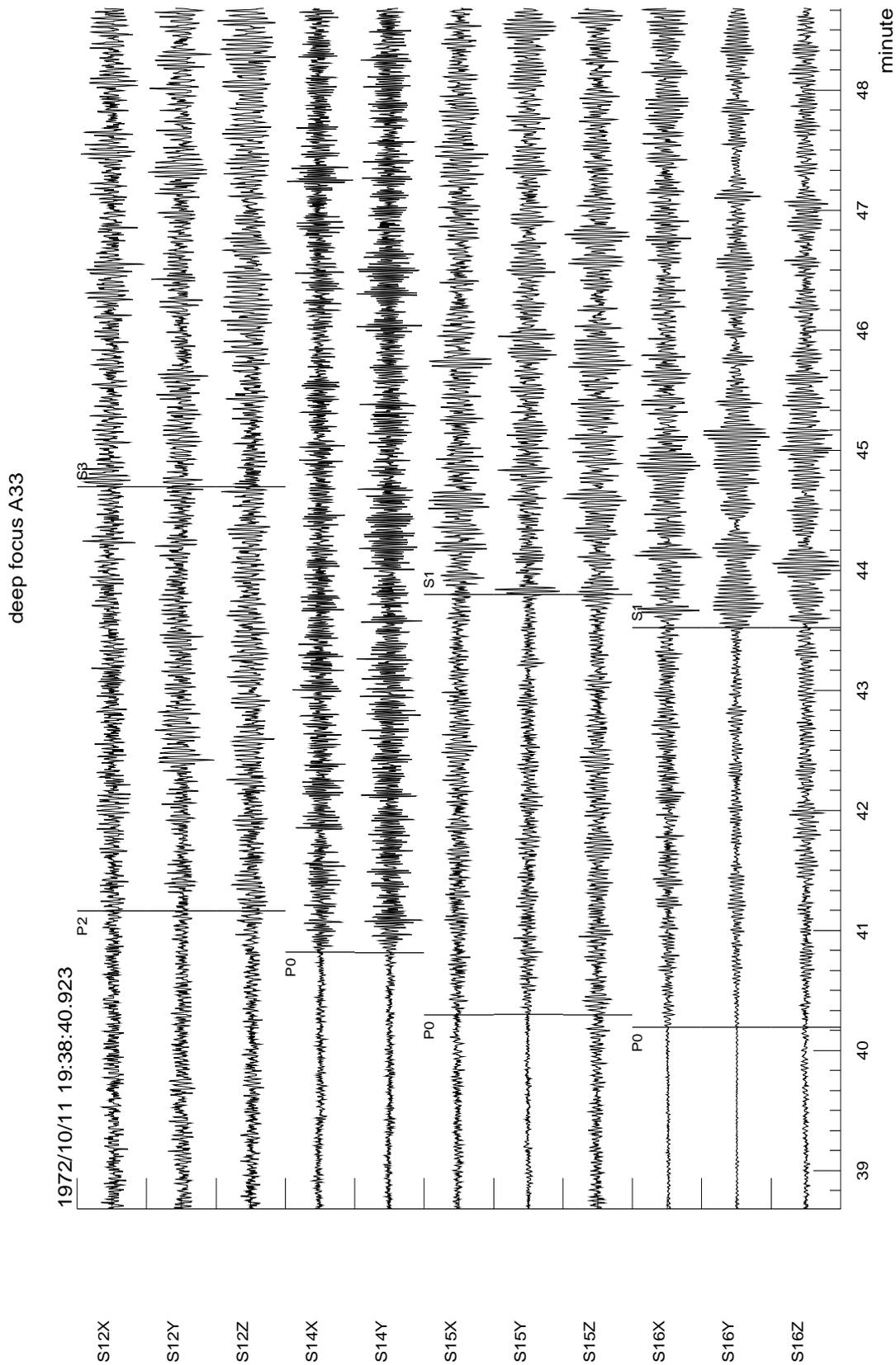


FIG. 5.1 – Exemple de lecture de temps d'arrivée P et S pour le séisme profond A_{18} . Les index 0, 1, 2 et 3 correspondent respectivement à des incertitudes de lecture de 1, 3, 10 et 30 secondes.

couche, les vitesses P et S peuvent prendre des valeurs discrètes, de telle manière qu'elles soient physiquement acceptables.

L'inversion est menée en deux étapes : dans un premier temps les données des impacts et des phases Sp sont utilisées pour caractériser la structure crustale, puis toutes les données sont inversées, utilisant les résultats précédents, dans le but de contraindre la structure du manteau. Pour chaque modèle possible, les temps d'arrivée sont calculés pour tous les rais des données observées, et la fonction coût est donnée par

$$S_n = \frac{1}{2} \sum_{data} \frac{(T_{obs} - T_{cal})^2}{\sigma^2}$$

La probabilité a posteriori est exprimée comme $P_n = C \exp(-S_n)$, la constante C étant définie de telle manière que la somme des probabilités de tous les modèles soit égale à 1,0.

La croûte

D'un point de vue sismologique, on définit la limite entre la croûte et le manteau comme la profondeur à laquelle la vitesse de propagation des ondes P passe de 6 – 6,8 à 7,5 – 8,3 km/sec. Sur Terre, la transition n'est pas forcément marquée et est associée à un changement minéralogique.

Afin de déterminer la structure crustale, les 60 premiers kilomètres sont divisés en 4 couches d'épaisseur 12-15 km. Une fine couche de surface pour représenter le régolithe et une couche uniforme sous $R=1680$ km représentant le manteau, complètent la structure du modèle, dans lequel les vitesses sismiques sont les paramètres mobiles. L'intervalle entre chaque vitesse testée est de 0,25 km/s pour les ondes P et 0,25/1,75 pour les ondes S . Cette représentation très schématique de la croûte correspond cependant à une description fine relativement au nombre limité de données (103 temps d'arrivée) qui la contraignent.

Dans un premier temps, une large gamme de vitesses de propagation est testée afin d'obtenir un ordre d'idée des caractéristiques de la structure crustale, sans a priori fort. Cependant, une limitation aux modèles pour lesquels le rapport V_P/V_S est compris entre 1,7 (valeur standard pour la croûte terrestre) et 2,0 (correspond à des milieux fracturés) est imposée. De même, les modèles dans lesquels la vitesse décroît avec la profondeur dans la croûte sont exclus. Ce choix a priori permet de fortement limiter le nombre de modèles testés, en éliminant d'office ceux que l'on estime très improbables (pour ne pas dire impossibles) physiquement.

Environ 10 millions de modèles crustaux sont ainsi testés. En plus des temps d'arrivée des impacts, les temps de trajet des ondes Sp des séismes profonds sont considérés (cf. Chapitre 4), avec une profondeur de conversion possible à l'une des trois interfaces imposées suivantes : 28, 43 et 58 km. L'erreur sur cette donnée est estimée à 0,5 secondes.

Les modèles en accord avec les données montrent tous une augmentation des vitesses dans les 30 premiers kilomètres. Au dessous, les vitesses les plus probables ne correspondent plus aux valeurs crustales décrites précédemment. Aucun saut de vitesse majeur n'est présent aux limites de couches à 43 et 58 km (cf. Figure 5.2). La probabilité marginale a posteriori des vitesses discrètes possibles est représentée, pour une conversion de S en P à 28 km. La probabilité marginale d'une vitesse donnée dans une couche est la somme des probabilités de tous les modèles ayant cette vitesse dans cette couche. Les vitesses de la couche correspondant au manteau supérieur sont $7,62 \pm 0,05$ km/s et $4,50 \pm 0,07$ km/s pour les ondes P et S , valeurs estimées en ajustant une distribution gaussienne autour du maximum de la probabilité marginale discrète. Le rapport V_P/V_S montre une

décroissance de $1,9 \pm 0,3$ dans les premières couches jusqu'à des valeurs plus classiques de $1,70 \pm 0,04$ dans le manteau supérieur. Le fait que les vitesses S continuent d'augmenter sous 30 km alors que les vitesses P se sont stabilisées, indique vraisemblablement l'effet de la résorption des fractures de surface, qui affectent plus les ondes S que les ondes P .

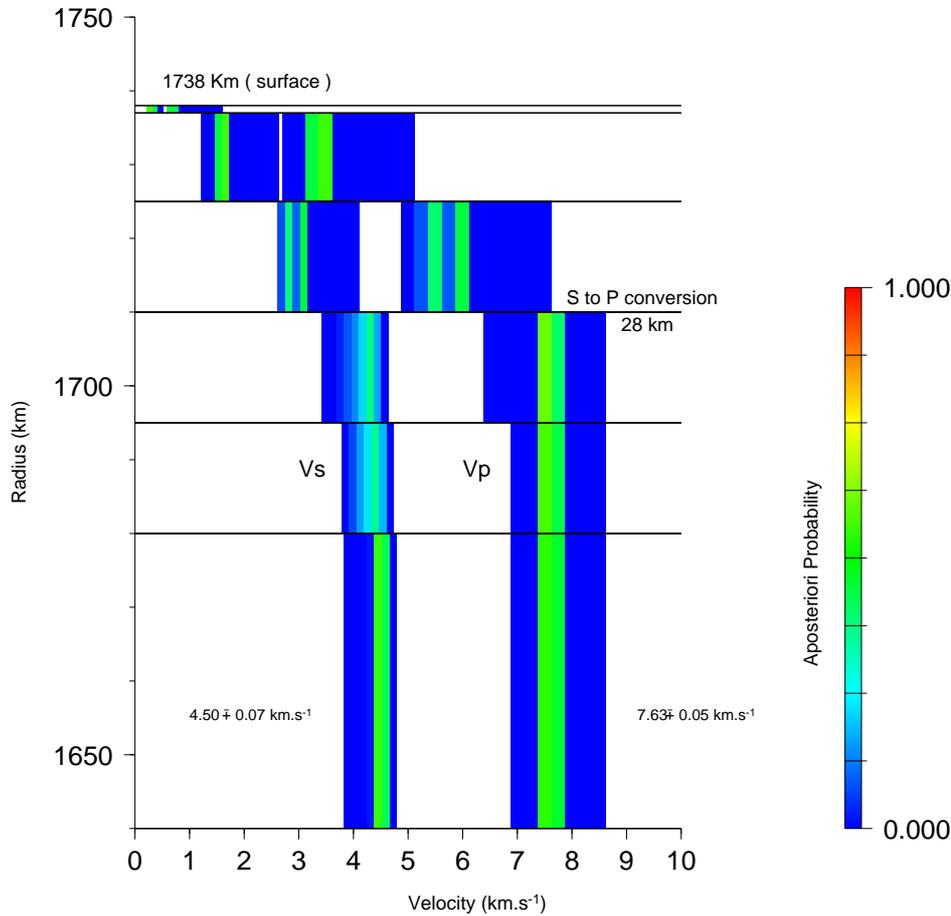


FIG. 5.2 – Structure crustale exprimée en termes de probabilité marginale dans chaque couche, pour chaque valeur de vitesse échantillonnée. La somme des probabilités marginales dans une couche est égale à 1,0.

Après ce premier test, une nouvelle exploration plus fine en profondeur est menée, en augmentant le nombre de couches. En contrepartie, le rapport V_P/V_S est fixé à 1,75, pour limiter le nombre d'inconnues. De nouveau, les vitesses sismiques augmentent avec la profondeur jusqu'à la base de la couche à 21-26 km. Au-delà, les vitesses P dépassent le seuil de 7,0 km/s et atteignent $7,57 \pm 0,06$ km/s dans le manteau supérieur (Figure 5.3).

Étant donné le faible nombre de rais caractérisant chaque couche, la structure détaillée de l'intérieur de la croûte n'est pas très contrainte. En revanche, l'absence de saut de vitesse significatif autour de 60 km de profondeur est bien contraint et stable quelles que soient les paramétrisations utilisées. Le résultat principal de cette inversion est donc que la limite entre la croûte et le manteau semble moins profonde d'environ 30 km par rapport aux estimations de *Toksöz et al.* [1972] et *Toksöz et al.* [1974]. Dans ces études, pourtant citées comme référence pendant près de 30 ans, les temps d'arrivée et les formes d'ondes P utilisés sont peu nombreux, et les phases multiples PP , PPP , SS , SSS et autres arrivées plus tardives prises en considération dans la construction des hodochrones sont loin d'être évidentes (voir à ce propos la discussion de *Khan et Mosegaard* [2002]).

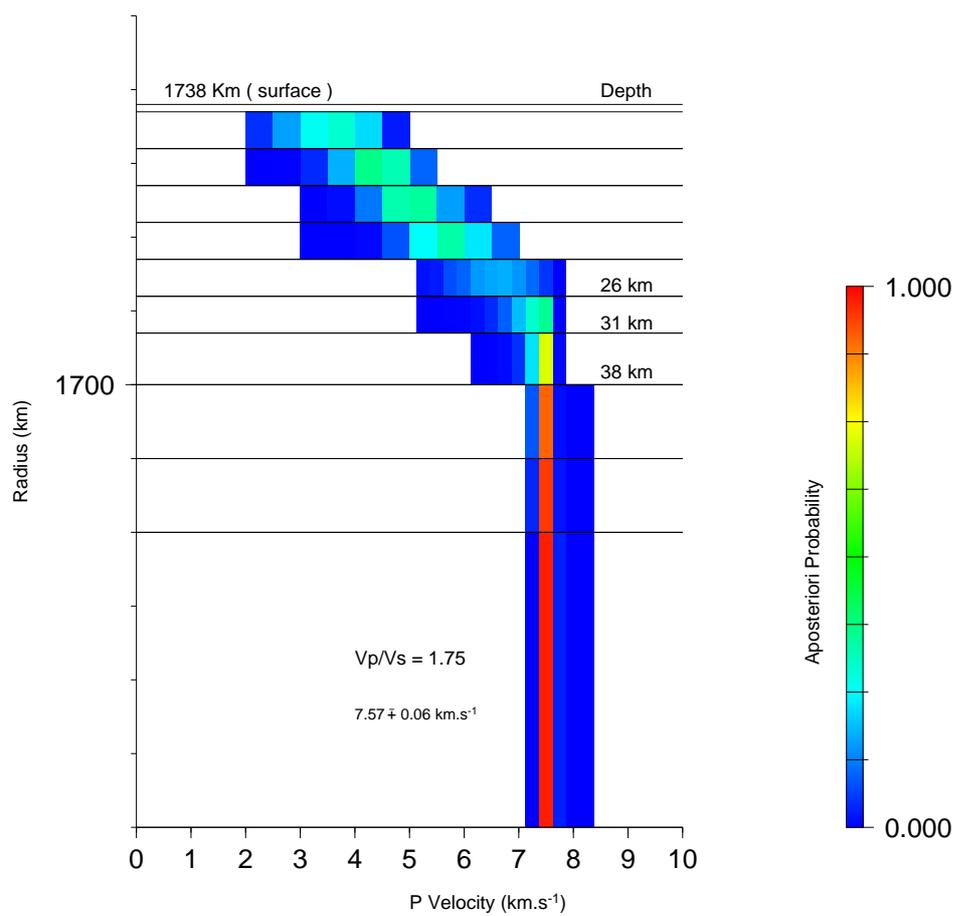


FIG. 5.3 – Structure crustale. Même représentation que pour la Figure 5.2, avec un rapport V_p/V_s fixé à 1,75 .

Comme nous l'avons vu précédemment, les modèles les plus probables de l'étude de *Khan et al.* [2000] montrent également une augmentation des vitesses sismiques avec la profondeur, où des valeurs typiques du manteau sont atteintes vers 45 km, et aucune augmentation significative autour de 60 km. Dans une analyse plus précise de cette même étude, *Khan et Mosegaard* [2002] proposent une discontinuité croûte-manteau à 38 ± 3 km de profondeur, où la vitesse des ondes P passe de $6,8 \pm 0,7$ km/s à $7,8 \pm 0,6$ km/s.

Le manteau

Pour explorer les vitesses du manteau, la structure de la croûte définie précédemment est fixée entre la surface et une profondeur de 28 km, à l'aide de deux couches avec un gradient positif. En dessous, une couche de 10 km d'épaisseur est de nouveau explorée pour confirmer ou non l'absence de discontinuité importante. Pour finir, trois couches de 200 et 250 km caractérisent le manteau jusqu'à une profondeur de 738 km (limite supérieure de la zone sismogénique), et une dernière et unique couche entre le centre de la lune et un rayon de 1000 km. Comme nous l'avons vu précédemment, aucun rai sismique ne contraint le milieu sous un rayon de 400 km.

Les vitesses testées sont comprises pour les ondes P entre 7,0 et 9,0 km/s jusqu'à 738 km de profondeur, puis entre 7,0 et 10,0 km/s au dessous, tous les 0,25 km/s. Les rapports V_P/V_S ne peuvent varier qu'entre 1,70 et 1,86, et les sauts de vitesse entre 2 couches successives sont limités à 1,5 km/s.

Sous 28 km, les vitesses sont de nouveau typiques du manteau, confirmant la base de la croûte à une profondeur autour de 30 km (Figure 5.4). Le manteau supérieur montre des vitesses P et S de $7,65 \pm 0,06$ km/s et $4,44 \pm 0,04$ km/s, en accord avec les vitesses dérivées des impacts seuls. Jusqu'à 738 km de profondeur, les faibles variations observées ne sont pas très significatives mais semblent montrer une probable diminution des vitesses sous la limite que nous imposons à 488 km. Sous 738 km, la vitesse des ondes P est de $8,15 \pm 0,23$ km/s, en accord avec les résultats de *Nakamura* [1983], mais les barres d'erreur sont importantes dans les deux cas. De même les variations affectant le rapport V_P/V_S ne sont pas significatives du point de vue des variations des propriétés physiques ou chimiques des milieux, du fait des larges barres d'erreur. Notons que les gammes de vitesses possibles testées ici sont plus larges que celles publiées par *Lognonné et al.* [2003], et sont responsables des faibles différences relatives dans les distributions de probabilité a posteriori que l'on voit sur les figures respectives.

5.2.3 Apport de la contrainte des fonctions récepteur sur l'épaisseur crustale

Dans le chapitre 4, nous avons mis en évidence une onde Sp convertie à la base de la croûte, sous la station *Apollo 12*. Nous avons utilisé le temps d'arrivée de celle-ci par rapport à l'arrivée de l'onde S , comme une contrainte supplémentaire de l'inversion. Cette donnée n'est pas homogène avec les autres temps d'arrivée caractérisant la croûte, car elle résulte de la sommation de 13 événements profonds sélectionnés. La question du poids relatif que l'on associe au temps de conversion est ainsi délicate. Nous avons choisi de l'incorporer aux autres données sans lui conférer un poids propre particulier, mais en ne gardant que les modèles en accord avec l'erreur de 0,5 secondes qui lui est associée. Le délai entre S et Sp est de cette manière considéré plutôt comme une information a priori que comme une donnée.

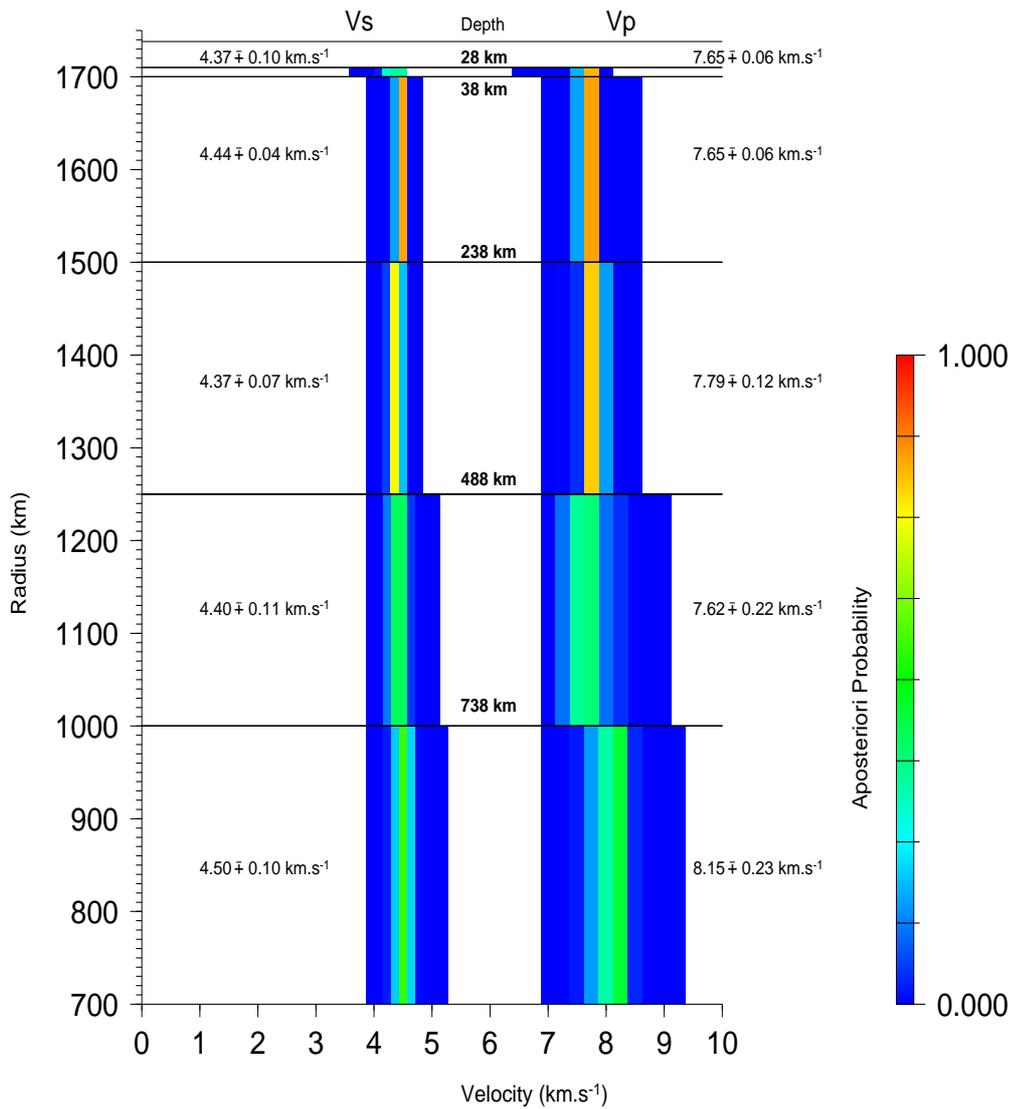


FIG. 5.4 – Structure mantellique. Même représentation que pour la Figure 5.2.

L'inversion des temps d'arrivée incorporant cette information est cohérente avec l'inversion des temps d'arrivée seuls, conduisant à une limite croûte-manteau vers 28 km de profondeur. Grâce à la modélisation directe de la forme d'onde des fonctions récepteur, détaillée dans le chapitre 4, nous avons proposé une profondeur de conversion à 27 km sous la station *Apollo 12*, à partir du modèle de vitesses élaboré avec les temps d'arrivée seuls. La forme d'onde que nous avons étudiée à partir de la méthode des fonctions récepteur est donc en accord avec le modèle résultant de l'inversion des temps d'arrivée.

5.3 Conclusions et discussion

Cette analyse conjointe de deux types d'informations différentes, provenant des temps d'arrivée caractérisant tous les sites et des fonctions récepteur à la station *Apollo 12*, nous permet de remettre en cause l'épaisseur crustale d'environ 60 km qui était de mise depuis l'époque *Apollo*. Compte tenu de la définition de nos limites de couches, la profondeur la plus probable que nous proposons se situe vers $30 \pm 2,5$ km, sachant que nous n'observons pas une discontinuité marquée des vitesses sismiques lorsque l'on divise la croûte en suffisamment de couches, mais une augmentation continue des vitesses jusqu'à une profondeur d'environ 30 km au-delà de laquelle des vitesses typiques du manteau sont atteintes et restent stables. Cette diminution de l'épaisseur crustale est en accord avec les récents travaux de *Khan et Mosegaard* [2002] proposant une discontinuité franche à 38 ± 3 km de profondeur, et considérant comme très peu probable une croûte de 60 km d'épaisseur (cf. Figure 5.5). La structure ainsi que les vitesses à l'intérieur de la croûte sont mal contraintes du fait du faible nombre de rais échantillonnant cette zone.

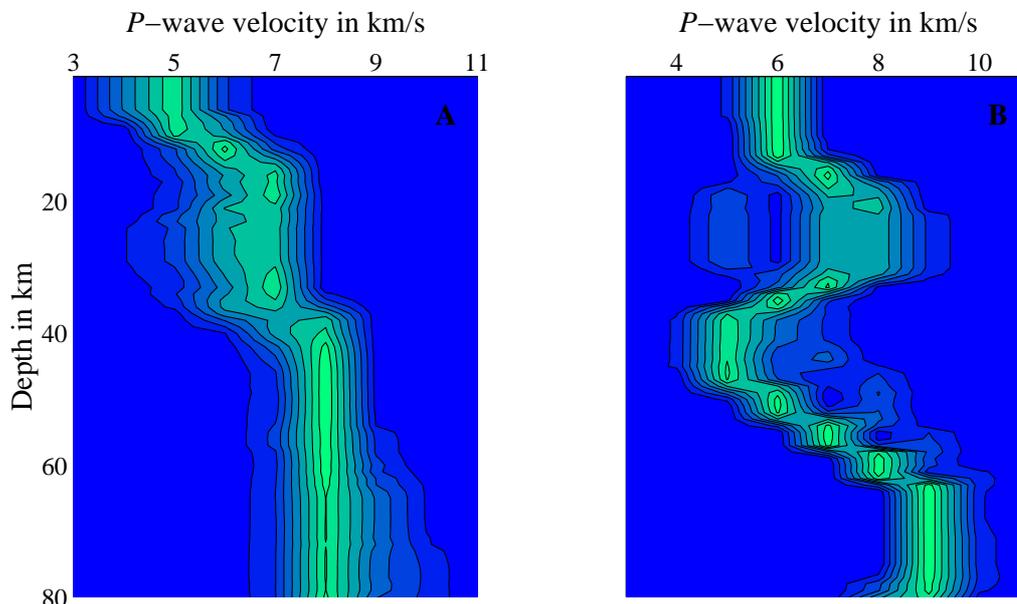


FIG. 5.5 – Résultats d'un test d'hypothèse Bayésienne, tiré de *Khan et al.* (2002). (A) Distribution marginale a posteriori des vitesses P obtenues de l'inversion des impacts artificiels. La figure montre les modèles ayant satisfait l'hypothèse "L'épaisseur crustale est comprise entre 35 et 45 km". (B) Idem pour l'hypothèse "L'épaisseur crustale est comprise entre 50 et 70 km".

Les vitesses que nous proposons pour le manteau supérieur sont cohérentes avec les valeurs de *Khan et al.* [2000]. Étant la zone la mieux contrainte, le manteau supérieur

jusqu'à 250 km de profondeur est l'endroit où les incertitudes sont les plus faibles, et c'est là que les différents modèles montrent le plus de similitudes : nos vitesses sont dans les barres d'erreur des vitesses de *Goins et al.* [1981a] et de *Nakamura* [1983].

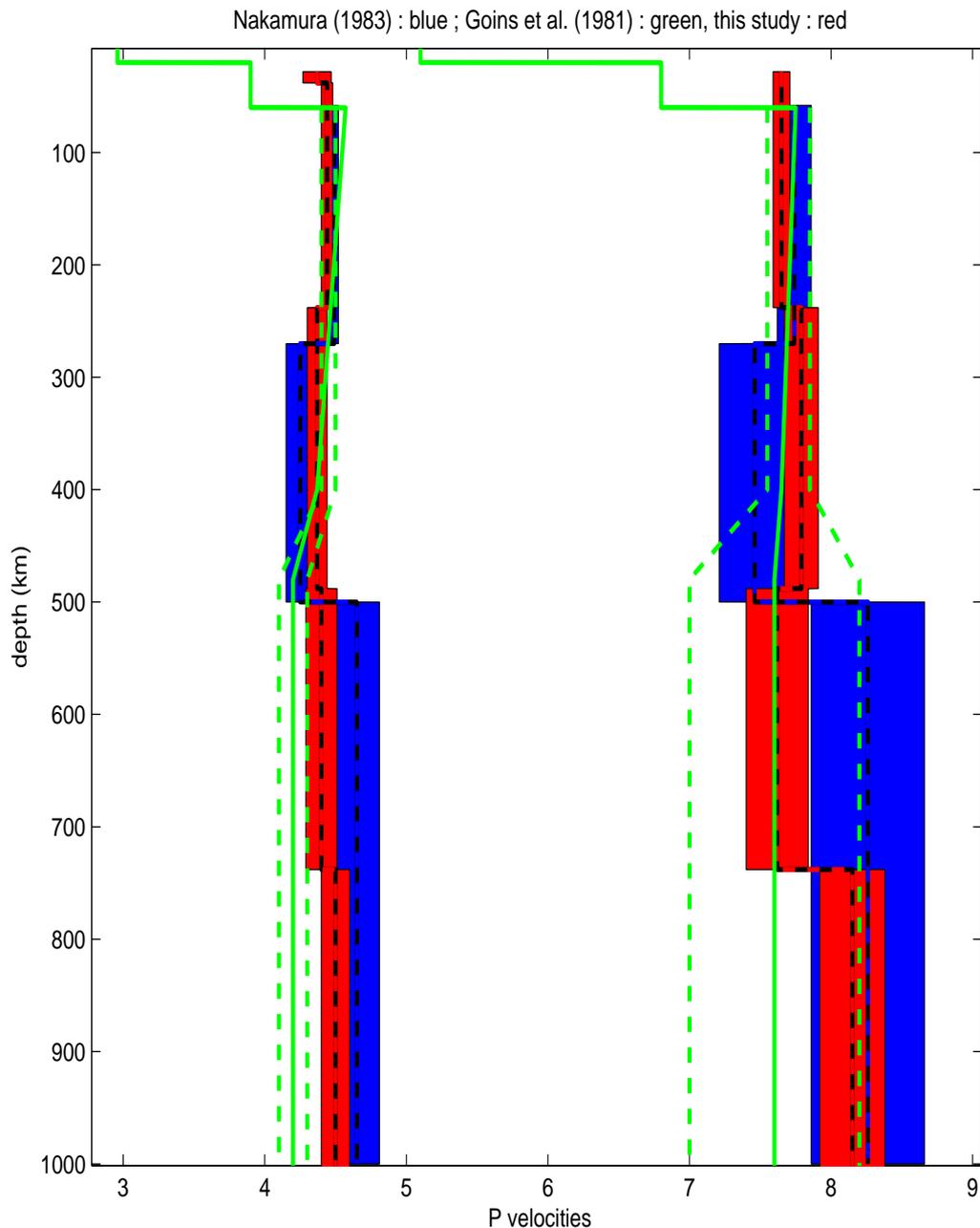


FIG. 5.6 – Modèles de vitesses sismiques du manteau. Notre modèle (rouge) est représenté avec une barre d'erreur de 2-sigma. Le modèle de Nakamura (1983) figure en bleu, et celui de Goins et al. (1981) est superposé en lignes vertes, pour plus de lisibilité.

La figure 5.6 montre une comparaison de notre modèle (en rouge) avec ceux de *Nakamura* [1983] (en bleu) et de *Goins et al.* [1981a] (en vert) pour le manteau. Pour plus de clarté, seul le modèle crustal de *Goins et al.* [1981a] est représenté. Le modèle de *Khan et al.* [2000] n'est pas représenté sur la même figure, en raison du manque d'interprétabilité des vitesses sismiques du manteau. En effet, *Khan et al.* ne commentent pas l'éventuelle signification de leurs valeurs les plus probables (marginale) au-delà de 600 km de

profondeur, contre lesquelles certains auteurs ont de “*serious objections*” [Kuskov et al., 2002], car peu réalistes physiquement ; la seule caractéristique qu'ils retiennent pour cette zone est son caractère mal contraint, pour laquelle les barres d'erreurs sont très larges (cf. Figure 5.7).

En revanche, *Khan et al.* accordent une certaine confiance en la présence d'une discontinuité vers 550 km de profondeur et d'une zone à plus faible vitesse entre 600 et 700 km. Notre modèle montre une tendance similaire avec une probable diminution des vitesses P et S entre environ 500 et 700 km de profondeur, alors que celui de *Nakamura* indique une augmentation, mais semblait montrer une diminution entre 300 et 500 km. Entre 500 et 700 km, notre modèle est centré sur les mêmes vitesses que celui de *Goins et al.* [1981a] pour lequel les barres d'erreurs sont beaucoup plus larges. Sous cette dernière limite, la couche la plus profonde de notre modèle montre une augmentation, pour atteindre les mêmes valeurs que le modèle de *Nakamura* [1983]. Au delà de 700 km de profondeur, le modèle de *Khan et al.* montre aussi une augmentation des vitesses sismiques, avec des distributions centrées sur environ 12 km/s pour les ondes P , alors que les vitesses les plus probables qui résultent de notre inversion n'excèdent pas 8,5 km/s. Les vitesses maximales proposées par *Goins et al.* [1981a] et *Nakamura* [1983] ne dépassent pas 8,2 km/s et 8,7 km/s respectivement.

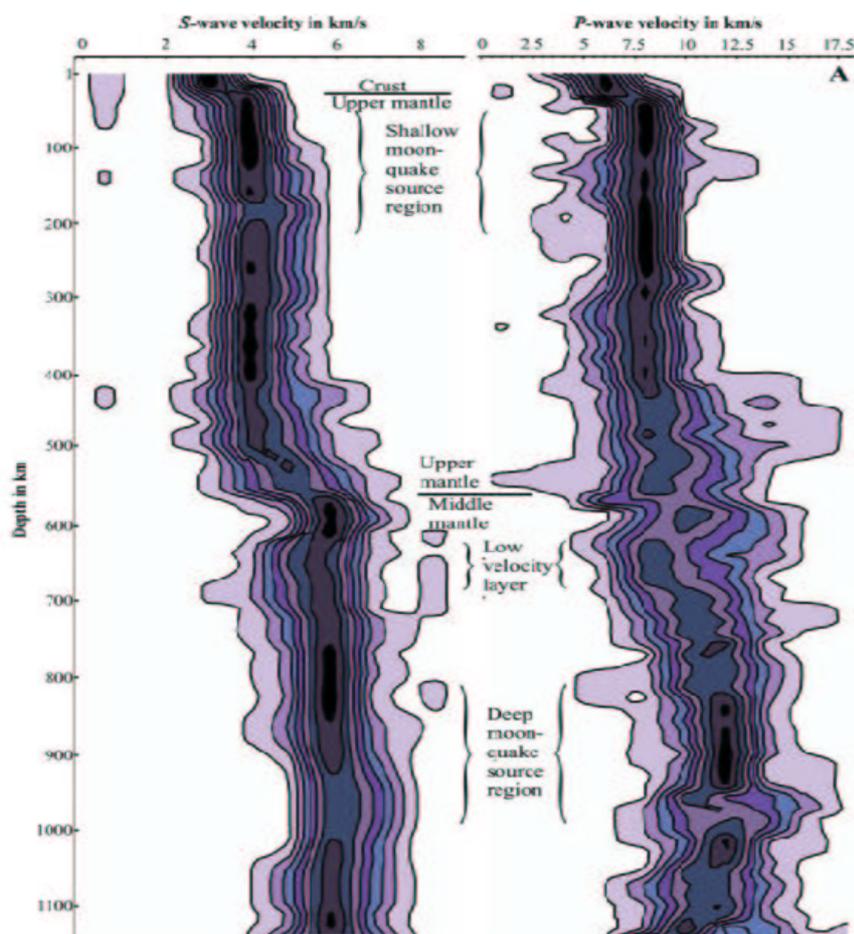


FIG. 5.7 – Distribution marginale a posteriori illustrant la structure sismique de la Lune, d'après *Khan et al.* (2000).

D'une manière générale, les modèles les plus probables des différentes études détaillées précédemment montrent des caractéristiques différentes, voire opposées, notamment

concernant une éventuelle discontinuité de vitesses vers 500 km de profondeur : les vitesses de *Nakamura* [1983] augmentent alors que les nôtres diminuent et que celles de *Goins* et al. [1981a] ne voient pas de discontinuité notable. Celles de *Khan* et al. [2000] augmentent elles aussi pour très rapidement faire place à une couche à faible vitesse. Mais lorsque l'on prend en compte les barres d'erreurs de ses modèles, il n'y a que très peu de zones où les modèles discordent. En effet, l'incertitude importante associée aux lectures des temps d'arrivée est intrinsèque à ces données, et l'imprécision qui se répercute sur les modèles en est une conséquence directe. Avant d'interpréter ces différents modèles sismique en terme de structure et de composition de l'intérieur de la Lune, il est important d'avoir en mémoire que ces modélisations reposent sur des données très bruitées et peu nombreuses ; chaque donnée a un poids important et le fait de la prendre en compte ou de la négliger peu influencer significativement le résultat. Il suffit par exemple de ne pas considérer les 5 séismes les plus profonds pour modifier complètement la distribution des vitesses et transformer la diminution que nous trouvons vers 500 km de profondeur en une augmentation (cf. Annexe B, Figure 4B).

Chapitre 6

Corrélation entre les composantes de la station Apollo 12

Correlation of the components, at the Apollo 12 site

The important diffraction processes present in the lunar superficial crust are expected to decorrelate the components of the seismograms. Here we show that for long time windows of typically 10 minutes for deep events recorded at station 12, the two horizontal components display a clear polarization of displacement, in an azimuth of $-60^\circ N$. This means that the particule motion over such long time periods is not chaotic at all, but exhibits a continuous excitation in a particular direction. This azimuth is oriented in the direction of an important complex crater of 42 km diameter (Lansberg Crater). We propose an interpretation of this phenomenon, where the Lansberg impact could have formed a network of radial faults and fractures from its center, reaching station 12 in a parallel direction, some 100 km away. These features would behave as a wave-guide for the dominant S waves, which would be substantially subjected to constructive interferences. Further analysis will provide clues as the correctness of our preliminary interpretation. This observation is noticed for the first time to our knowledge, and would need further analysis and modelisation.

La coda des sismogrammes enregistrés par le réseau *Apollo* montre une nature chaotique [Toksöz et al., 1974]. L'étude suivante [Vinnik et al., 2001] révèle une corrélation entre les composantes horizontales des séismes profonds et artificiels enregistrés à la station 12. On détecte en effet une polarisation des ondes dans un azimuth d'environ $-60^\circ N$, quelque soit le backazimuth de la source sismique. Aucune corrélation n'est mise en évidence entre les composantes verticales et horizontales de la station 12 et entre aucune des composantes des autres stations.

6.1 Principe

Nous avons étudié les sismogrammes des séismes profonds stackés (cf. Chapitre 4.2.1) et des impacts artificiels en cherchant une éventuelle polarisation des ondes pour mieux comprendre la formation de la coda. Nous avons déterminé la direction de polarisation maximale des composantes horizontales, selon des fenêtres temporelles de longueurs différentes. Cette direction est calculée en diagonalisant la matrice de cohérence des traces en question ; la direction du vecteur propre ayant la plus grande valeur est la direction recherchée. On utilise cette direction sous la forme d'un azimuth (angle en degrés par rapport au Nord).

6.2 Résultats

Nous montrons ici les résultats des calculs effectués avec des fenêtres de 50 et 600 secondes sur le séisme A01. Les valeurs des angles (entre 0° et -180°) sont reportées en fonction de l'endroit sur la trace où la fenêtre a été placée pour calculer la polarisation (Figure 6.2).

Le calcul donne un résultat même quand la polarisation n'est pas significative. Afin de prendre en compte ces artefacts, nous avons déconvolué les deux traces horizontales par une des deux composantes. Ceci fait apparaître automatiquement un pic sur les deux composantes au même endroit lorsque la corrélation est significative entre les deux traces.

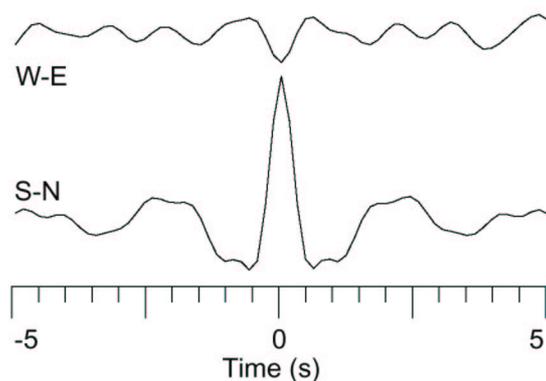


FIG. 6.1 – Composantes W-E et S-N de l'événement A₀₉, déconvoluées par la composante S-N. L'intervalle de déconvolution est de 10 minutes.

La figure 6.1 montre le résultat de la déconvolution des deux composantes horizontales déconvoluées par la composante S-N, pour le séisme profond A₀₉. Le signal de la composante W-E est cohérent avec celui de la composante S-N, d'une amplitude relative d'environ 20%, et de polarité opposée. Ainsi nous avons pu pondérer les résultats bruts en tenant compte de certaines valeurs, et en considérant certaines autres comme des artefacts de calcul. D'une manière générale, plus la fenêtre temporelle est grande, moins les valeurs d'angle sont dispersées. En revanche, une fenêtre trop longue fait perdre de sa signification au calcul (il n'apparaît pas de cohérence entre les deux composantes).

La figure 6.2 montre qu'aucun angle significatif n'est trouvé dans le bruit précédant le signal. Ceci tend à prouver que nous ne mesurons pas un artefact. Les directions de polarisation calculées à partir des fenêtres de 50 secondes semblent se grouper entre les valeurs -40° et -80° ; ceci est plus visible lorsque l'on ne tient pas compte des valeurs non représentatives (correspondant aux fenêtres où ne se forment pas de pic), figurées en plus clair. Les calculs effectués sur des traces de 600 secondes affirment encore plus cette tendance, avec des angles compris entre -55° et -65° .

Les enregistrements qui ont conduit à ces résultats n'ont pas été filtrés, seule la composante continue a été enlevée; les mêmes calculs avec des traces auxquelles on a ôté les contributions basse fréquence en dessous de 5 secondes conduisent aux mêmes résultats : seules les valeurs correspondant au bruit changent complètement, ce qui confirme d'ailleurs qu'elles ne sont pas significatives.

6.3 Interprétation et discussion

Ces résultats montrent que les ondes de la coda semblent polarisées dans une direction particulière. Cet azimuth est de l'ordre de -60° par rapport au Nord. Il pointe en direction

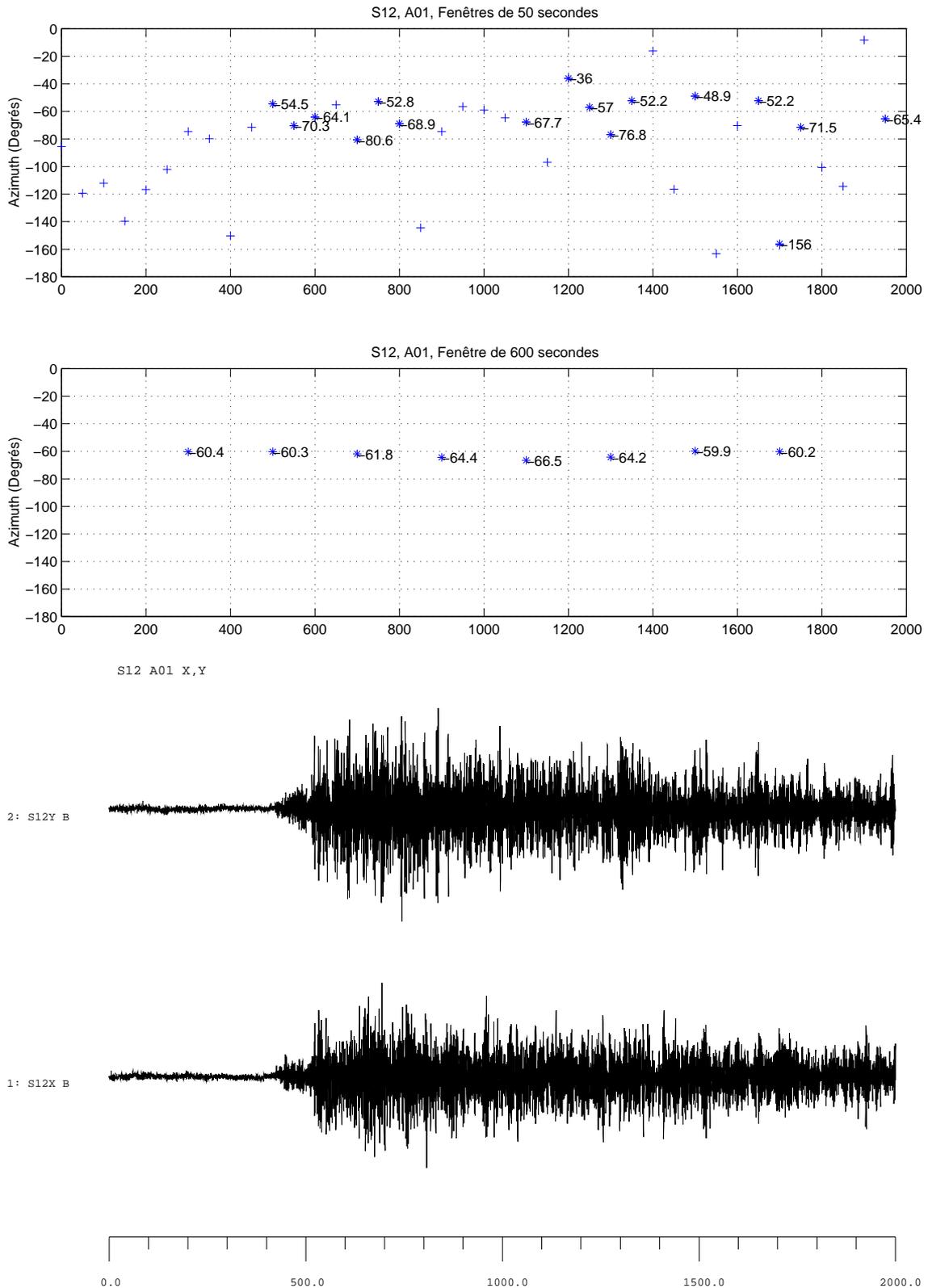


FIG. 6.2 – Directions de polarisation en fonction de la longueur de la fenêtre de calcul (50 ou 600 secondes) et de sa position sur la trace sismique. Les valeurs fiables sont représentées par des étoiles, celles considérées comme des artefacts de calcul sont figurées par des croix. En bas, composantes horizontales du séisme profond A₀₁ (stack), à la station Apollo12.

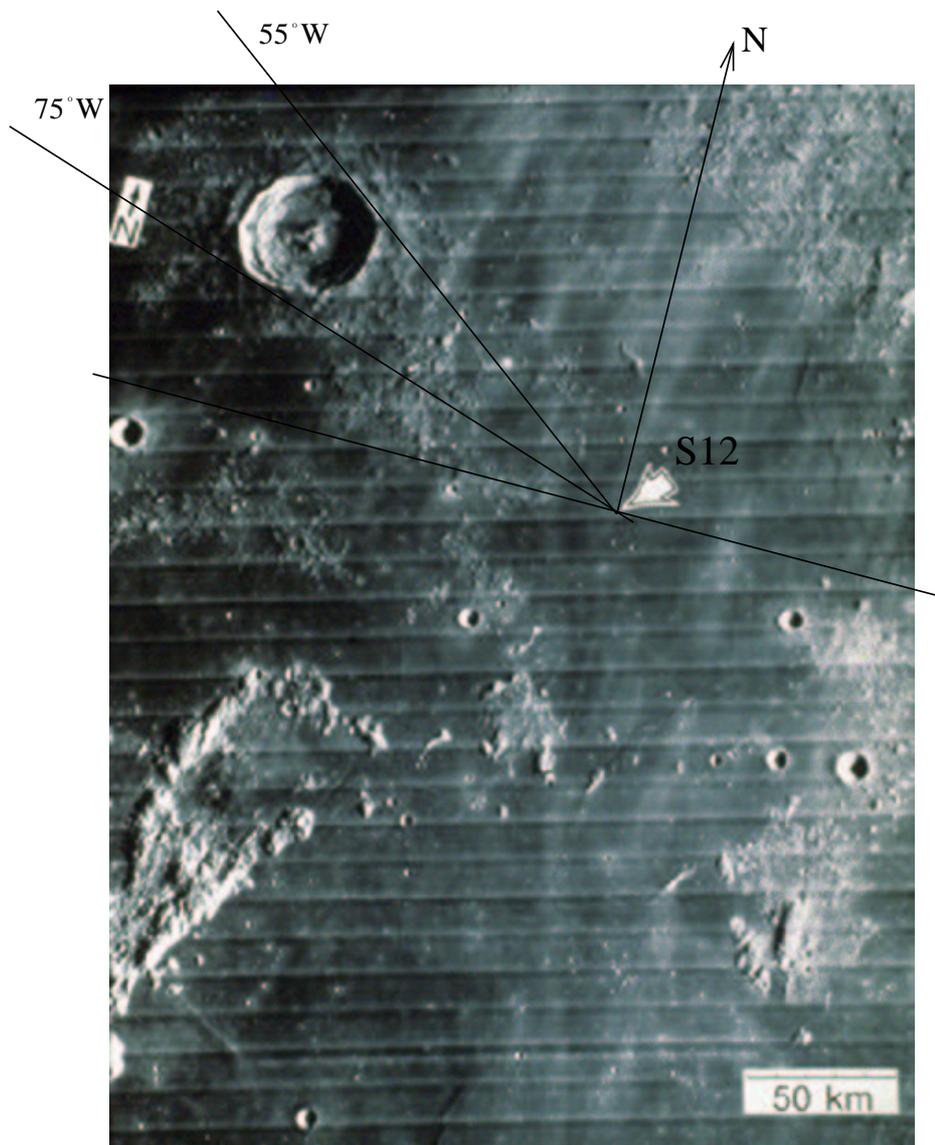


FIG. 6.3 – Photo du site Apollo 12 et du cratère Lansberg. La flèche blanche indique la position de la station et du sismomètre. Depuis la station, le cratère est dans un azimuth compris entre -75° et -55° .

d'un cratère qui se trouve à environ 100 km de la station 12 : le cratère Lansberg, qui se trouve dans un azimuth compris entre -75° et -55° (Figure 6.3). Notons que le cratère Lansberg est un cratère dit complexe ; issu d'un impact très énergétique, son diamètre est d'environ 42 km, et il comporte un piton central très marqué faisant penser au rebond d'un liquide figé après un choc. Ceci est révélateur d'une recristallisation du matériel sous-jacent, suite à une fusion très rapide lors de l'impact. Lorsque l'on s'éloigne de l'aplomb du cratère, les zones recristallisées font place à des milieux très fracturés qui s'étendent latéralement comme en profondeur.

Il semble que le cratère joue ici un rôle fondamental ; nous sommes ainsi tentés de supposer que sa structure interne agit comme une surface réfléchissante majeure pour toutes les ondes qui se propagent dans la croûte. De plus, on pourrait supposer que la zone recristallisée entourée des multiples fissures assimilables à des surfaces libres, se comporte comme une cavité qui piège les ondes et qui les réémet progressivement. Bien que très plausible à première vue, deux arguments s'opposent à cette théorie intuitive. Un tel phénomène de source secondaire implique que les ondes, une fois "libérées" du cratère, ont traversé deux fois l'interface de ce système et donc ont subi par deux fois une transmission à faible coefficient. L'amplitude du signal résultant serait alors très petite, et sûrement incapable de générer une polarisation aussi marquée. De plus, cette explication n'est concevable que si les ondes que l'on considère se propagent dans la même direction que le mouvement qu'elles occasionnent, or il est peu probable, étant données les caractéristiques de propagation sur la Lune, que les ondes compressives (P) puissent être à l'origine du signal de la coda. En effet, l'importante diffraction a plus tendance à créer des ondes S que des ondes P car les coefficients de transmission $S \rightarrow P$ sont très faibles [Aki et Richards, 1980]. Des ondes S provenant de ce cratère auraient une direction de polarisation orthogonale à l'azimuth précédemment décrit.

En fait, nous pensons que le processus de polarisation des ondes n'est pas dû au cratère proprement dit, mais à un système de fractures organisées, formé après l'impact. Selon Melosh [1989], la lithosphère élastique peut littéralement rebondir après le choc, et se fracturer si ce rebond est suffisamment important. Une étude de la nature de ces fractures par [Melosh, 1976] montre que des formations caractéristiques de tectonique extensive (failles normales ou grabens) se développent à l'intérieur et autour du cratère. Elles s'étendent radialement à partir du centre et peuvent atteindre une distance de plusieurs fois le rayon du cratère. Les *shatter cones*¹ sont d'autres formations géologiques liées aux impacts pouvant créer des structures radiales cohérentes [Melosh, 1989].

Ainsi, en considérant un réseau de fractures qui s'étendrait depuis le centre du cratère Lansberg sur une centaine de kilomètres (environ 5 fois le rayon du cratère), l'azimuth de ces structures pour la station serait d'environ -60° . De telles fractures se comporteraient comme des interfaces sismiques où les conditions aux limites pourraient créer des interférences destructives entre les ondes, ne favorisant que celles qui sont polarisées parallèlement aux structures. Ainsi, suite aux interférences, le déplacement est amplifié dans la direction du cratère et permettrait d'expliquer pourquoi la coda est polarisée de façon constante quel que soit l'azimuth du séisme.

Les processus de diffraction classiquement envisagés vont diffuser les ondes sismiques qui vont rebondir dans toutes les directions. Le réseau de fractures va jouer comme un filtre de polarisation pour les ondes arrivant aux abords de la station 12 (Figure 6.4 et

¹*shatter cones* : fractures en forme de cône caractéristiques du métamorphisme d'impact, créées dans la roche mère au passage de l'onde de choc, d'une taille comprise entre le centimètre et la dizaine de mètres.

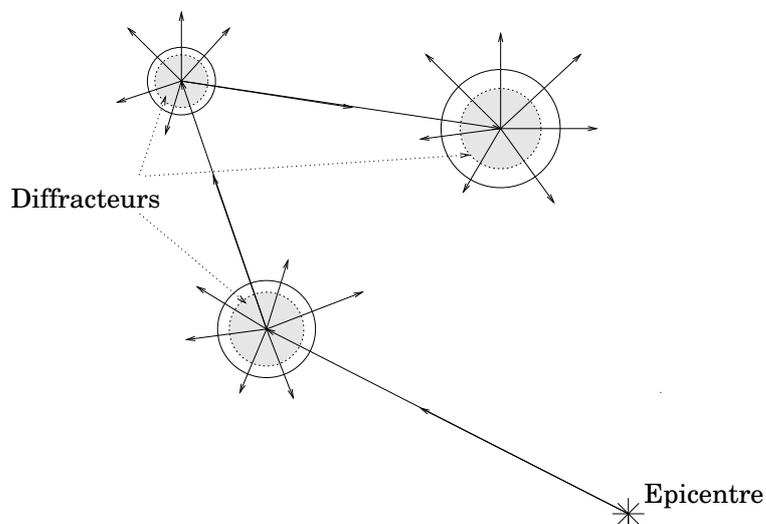


FIG. 6.4 – Ce schéma représente comment des hétérogénéités provoquent une diffraction des ondes ne privilégiant aucune direction particulière ; il y a une “diffusion” des directions de propagation.

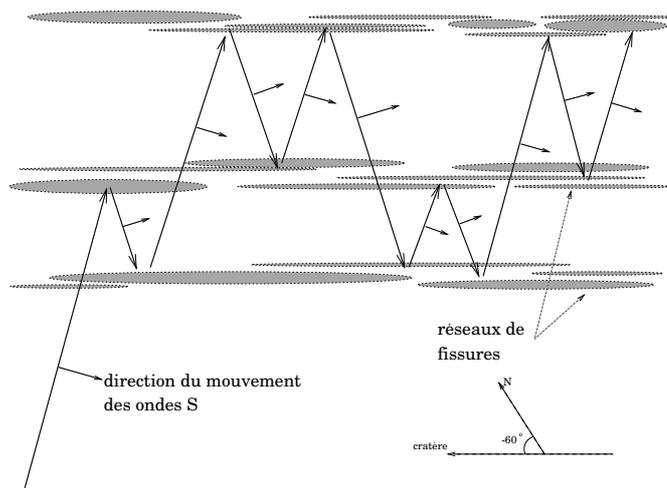


FIG. 6.5 – Ce schéma illustre le système de guide d’onde formé par un réseau de fractures parallèles qui va créer des interférences destructives privilégiant les ondes *S* polarisées parallèlement aux structures.

6.5).

Troisième partie

Les variations latérales de l'épaisseur crustale

Chapitre 7

Le relief du Moho vu par une inversion de Monte-Carlo des données sismologiques Apollo

Lateral variations of the crustal thickness

In the sections above, we showed that the seismic approach for modeling the lunar crustal thickness has always searched for a mean value of the Moho depth, as seen by the Apollo network. On the other hand, lateral variations of crustal thickness can be determined from inversions of gravity and topography data, but these inversions must be anchored at a single point, usually the one provided by the seismic data. Here we use a Monte-Carlo inversion of the impact data, in order to determine the crustal thickness under each of the 4 stations and 27 impact sites for which we have arrival times. We take into account the surface topography evaluated after the Clementine mission, and assess the same velocities for every site, according to our 30 km thick mean velocity model described in section 5.2.2. The only parameter that we explore is thus the Moho depth. Our forward model is made up of three three layers, with the crust-mantle boundary being different beneath source and receiver. The uniform velocities in each layer allows the comparison of computed and observed travel times, via the origin times of impacts determined in our mean model. We designed a random walk which starts from a uniform spherical Moho. As the velocities are fixed, the random walk is looking forward to make a better fit of the data by changing one by one the Moho depth under each site. The fit is estimated with a likelihood function $L(\mathbf{m}) = k \cdot \exp(-S(\mathbf{m}))$, where $S(\mathbf{m})$ is the misfit function $S(\mathbf{m}) = \sum_{i=1}^N |g^i(\mathbf{m}) - d_{obs}^i|/\sigma_i$. σ_i is the uncertainty of each arrival time reading. The topography, velocities, times of origin, impact locations, and thus epicentral distances are fixed.

For each iteration step, one of the 31 sites is randomly chosen, and its current value of Moho radius is perturbed. The seismic rays are computed and the synthetic travel times are compared to the real ones. The perturbed model is accepted with the probability $P_{acc} = \min(1, \frac{L(\mathbf{m}_{pert})}{L(\mathbf{m}_{cur})})$. If the perturbation is refused, the initial value is reintroduced and another site is chosen at random. If it is accepted, the new value is kept and the process is applied again to another site.

The first steps consists in validating this algorithm with synthetic data. The different models in which we compute the data are called "synthetic model". We present different tests where the number of data used varies from 216 (test 1), which is the maximum for this 4 stations * 27 impacts geometry, to 105 (tests 2-4), which is the amount of available data points. We see that the limitation in the resolution imposed by the number of data is important. We also show that the starting point of the random walk can be decisive. Two other tests are also described : one where the velocity is perturbed by a few precents (test 5), the other where the data are perturbed with a random noise, consistent with the reading error on the real data (test 6).

Test 5 displays an almost systematic shift of the Moho radius to compensate for the velocities, as the epicentral distances are fixed, while the introduction of noise in the synthetic data does not alter the results too much within the limits of the errors. It is important to notice that the data corresponding to the shortest epicentral distances are not sensitive to the crust-mantle boundary, and therefore that some sites (especially for artificial impacts) are not resolved with a crustal model consisting of a single layer. The effective number of data is thus around 85 instead of 105.

The synthetic tests being conclusive, we present then preliminary inversion results of the real dataset. The first point is that we observe a clear trend in the probability distributions. We subsequently compare these distributions with the crustal thickness model (W30) we built by an inversion of the topography and gravity data. An important feature is that both numerical experiments seems to agree on the identification of the thinnest and thickest sites. As we had expected, the station sites are much better resolved than the impacts. The introduction of a space correlation function in the Monte-Carlo algorithm leads to a better agreement with the gravity model, especially for the station sites.

These preliminary results are very encouraging and foresee the continuation of this study, where the major differences between the two numerical experiments can be interpreted in terms of lateral structure. The two methods are not sensitive to the same parameters, and suffer from the hypothesis of a uniform crust (velocity on the one hand and density on the other). Systematic regional discrepancies will possibly reflect some geological features which are not taken into account with these simplified hypotheses.

7.1 Problématique

Le relief du Moho lunaire peut être contraint sur toute la surface de la Lune à partir des données de topographie et du champ de gravité, mais la modélisation de l'épaisseur de la croûte avec ces données, quelles qu'en soient les hypothèses, est fortement non-unique. En effet, les variations du champ de gravité à l'échelle régionale peuvent s'expliquer aussi bien par des variations d'épaisseur crustale que par des variations de densité dans la croûte ou dans le manteau, puisque c'est la distribution interne des masses qui en est responsable.

Dans le cas le plus simple, Zuber et al. [1994] considèrent par exemple que la croûte et le manteau ont des masses volumiques uniformes respectivement égales à 2800 kg.m^{-3} et 3300 kg.m^{-3} . L'anomalie de Bouguer¹ calculée (ici elle est évaluée via une approximation de couche mince) est expliquée uniquement par le relief de la limite croûte-manteau. Mais même avec ces hypothèses, cette inversion n'est pas unique. Pour lever la non-unicité, il est nécessaire d'ancrer un modèle sur une valeur d'épaisseur crustale en un point particulier. Jusqu'à présent, l'épaisseur de la croûte sous les stations 12 et 14 du réseau *Apollo* a été utilisée comme point d'ancrage. Cette valeur vient de l'analyse des données sismologiques [Toksöz et al., 1974]. Comme nous l'avons vu au Chapitre 5, cette évaluation repose sur des données assez subjectives et est fortement débattue à l'heure actuelle. L'épaisseur moyenne de la croûte dans le modèle résultant est de 64 km, afin de retrouver une épaisseur de 56 km aux sites *Apollo 12* et *14*. Typiquement, avec ces valeurs de densité, une variation d'épaisseur crustale de 10 km équivaut à une variation de masse volumique de l'ordre de 50 kg.m^{-3} dans le manteau.

¹L'anomalie de Bouguer est la différence entre la valeur du champ de pesanteur mesurée en un site et la valeur théorique calculée à partir d'un modèle tenant compte de la contribution gravitationnelle de la topographie

Neumann et al. [1996] améliorent le modèle précédent en utilisant un modèle du champ de gravité plus précis, et en incorporant l'effet des épanchements basaltiques des bassins d'impact (*mare*), qui produisent une anomalie de masse localisée à la surface. De la même manière, une épaisseur moyenne de 61 km est imposée pour cette fois retrouver 55 km sous les stations 12 et 14.

Utilisant la meilleure résolution du champ de gravité après la mission *Lunar Prospector*, une nouvelle estimation des épaisseurs des basaltes des *mare* [*Williams et Zuber*, 1998] et une autre méthode de calcul des anomalies de potentiel, *Wieczorek et Phillips* [1998] introduisent une croûte à deux couches (masses volumiques uniformes pour la croûte supérieure, inférieure et le manteau : respectivement 2800 kg.m^{-3} , 3100 kg.m^{-3} et 3400 kg.m^{-3}). La compensation pouvant avoir lieu au niveau de la limite intra-crustale, ou du Moho. De même, pour les différentes combinaisons de niveau de compensation, l'ancrage aux stations *Apollo 12* et *14* est obligatoire et considère une épaisseur d'environ 60 km. Notons les différences d'“interprétation” de la contrainte sismologique de *Toksöz et al.* [1974] ...

Ainsi, une différente évaluation de l'épaisseur crustale sous ces stations *Apollo* donne naissance à de nouveaux modèles qui peuvent être fort différents des anciens selon la différence de valeur. Voyons par exemple les modèles que nous avons calculés (avec Mark *Wieczorek*) suite à la remise en question de l'épaisseur moyenne de la croûte lunaire (cf. Chapitre 5). Dans les conditions et hypothèses suivantes : croûte à une couche, compensation au niveau du Moho, prise en compte des basaltes des *mare*, pour des ancrages à 30, 45 et 60 km et les masses volumiques correspondantes pour la croûte et le manteau (Figure 7.1) :

- $z = 30 \text{ km}$, $\rho_c = 2760 \text{ kg.m}^{-3}$ et $\rho_m = 3350 \text{ kg.m}^{-3}$ (ce modèle sera nommé **W30** par la suite),
- $z = 45 \text{ km}$, $\rho_c = 2850 \text{ kg.m}^{-3}$ et $\rho_m = 3300 \text{ kg.m}^{-3}$,
- $z = 60 \text{ km}$, $\rho_c = 2900 \text{ kg.m}^{-3}$ et $\rho_m = 3300 \text{ kg.m}^{-3}$.

Les densités sont adaptées à chaque cas pour ne pas que l'inversion débouche sur des épaisseurs crustales négatives ; notons que la valeur utilisée pour le modèle W30 est proche de celle trouvée dans le modèle de *Lognonné et al.* [2003]. La limite est donc fixée à une croûte d'épaisseur nulle, sans quoi le calcul n'aurait plus de sens physique. La valeur du point d'ancrage est capitale dans la création de tels modèles.

Dans le présent chapitre, nous analysons la vision qu'on peut avoir des variations latérales d'épaisseur crustale, en ne considérant que les données sismologiques.

7.1.1 Couverture, résolution des mesures

D'un point de vue sismologique, la croûte lunaire a jusqu'ici été considérée à symétrie sphérique, décrite uniquement par son épaisseur et ses vitesses P et S . En effet, la couverture spatiale du réseau sismologique *Apollo* ne permet pas d'échantillonner la globalité de la surface de la Lune, puisque à la fois les sources identifiées à ce jour, et les récepteurs, se situent sur la face visible du satellite (cf. Chapitre 2). En plus de cette couverture hémisphérique, la résolution des signaux et le nombre de stations n'ont permis que d'élaborer des modèles sismiques moyens, sans faire de distinction entre les différentes régions. Pour les différents sites où ont été menées des expériences de sismique réfraction [*Cooper et al.*, 1974], il est possible de contraindre la structure superficielle, mais pour des profondeurs ne dépassant pas 1-2 km dans le meilleur des cas. De même l'analyse spectrale des rapports des différentes composantes image les quelques premières centaines

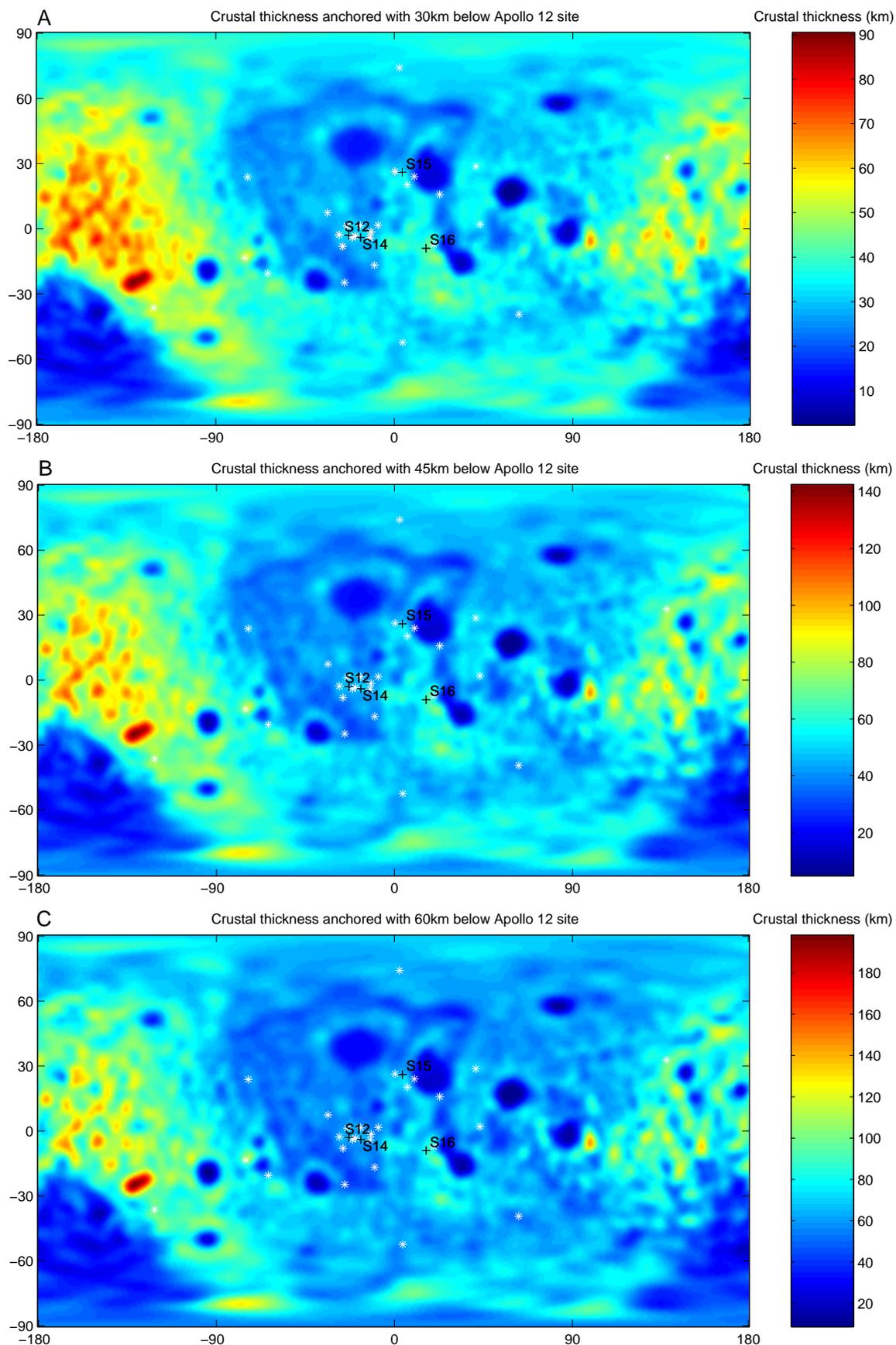


FIG. 7.1 – Cartes d'épaisseur crustale, résultant de l'inversion du champ de gravité et de la topographie. Chacune est ancrée avec une valeur différente sous la station Apollo 12 (a-30, b-45, c-60 km). Les sites (impacts + stations) utilisés dans l'inversion des données sismologiques sont représentés. L'échelle de couleur est indépendante pour chaque carte.

de mètres sous les stations [Mark et Sutton, 1975, Horvath et al., 1980]. Ces résultats sont détaillés dans le Chapitre 4. Comme nous l'avons vu dans le Chapitre 5, la sismologie a fourni différents modèles de l'intérieur de la Lune, qui sont tous des modèles radiaux : ils constituent une moyenne de la structure interne telle qu'elle est vue par l'échantillonnage des rais sismiques disponibles. L'estimation courante jusqu'à peu était donc d'environ 60 km pour les sites *Apollo 12* et *14* qui sont très proches. Notons une évaluation de 75 km pour le site *Apollo 16* [Goins et al., 1981c], à prendre avec précaution car l'identification des ondes multiples et refractées paraît subjective ; néanmoins, il semble que la station *Apollo 16* repose sur une croûte plus épaisse que les stations *12* et *14*, selon les modèles issus du champ de gravité (cf. Zuber et al. [1994], Wieczorek et Phillips [1998] et Figures 7.1.

D'autre part, la croûte de la Lune peut être appréhendée en utilisant les données de champ de gravité et de topographie, issues des missions *Apollo 15* et *16*, *Clementine* et *Lunar Prospector*. La couverture paraît nettement plus globale que la sismologie au premier abord, car les sondes peuvent *a priori* survoler des étendues illimitées et avec peu de contraintes, mais il est important de retenir les limites que les données impliquent dans chaque cas. Les sous-satellites des missions *Apollo* couvraient l'hémisphère caché mais avaient une orbite équatoriale, et donc une couverture latitudinale très limitée (Figure 7.2). Récemment, *Clementine* et *Lunar Prospector* ont offert une couverture beaucoup plus complète et dense, puisqu'en orbite polaire. Cependant, le terme "couverture globale" doit être considéré avec précaution.

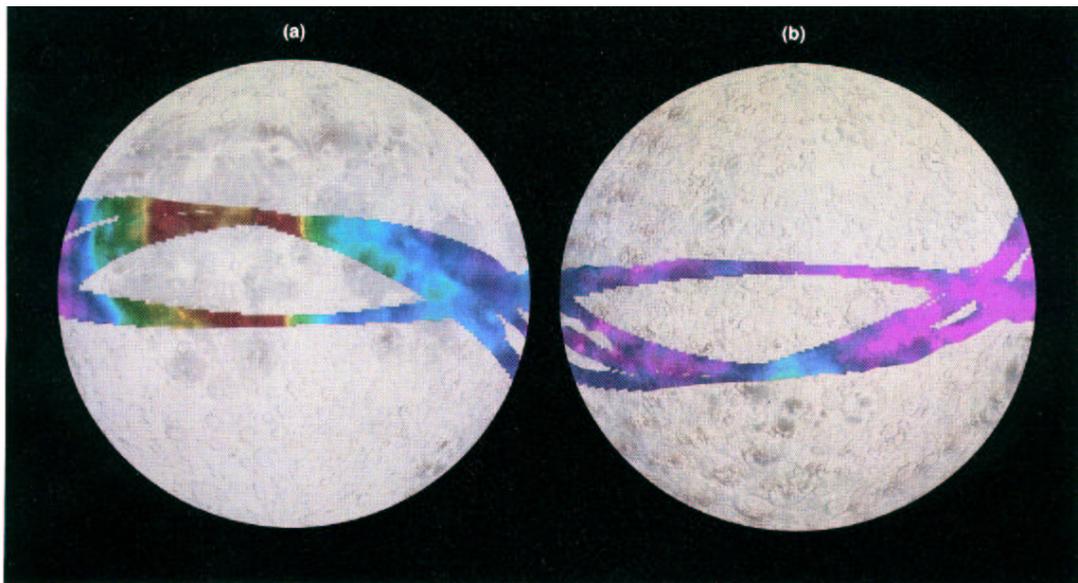


Plate 10.1. Concentration of Th on the lunar surface, obtained from orbital gamma-ray measurements on the Apollo 15 and 16 missions (BVSP 1981): (a) lunar nearside; (b) lunar farside. This plate is printed at the same scale as the location maps in Figs. 2.1 and 2.3; those figures can be reproduced as transparencies to serve as overlays for the color plates in this chapter. The orbital measurements (colored areas) are restricted to the spacecraft groundtracks and cover about 20% of the lunar surface. Colors indicate Th concentrations (in $\mu\text{g/g}$) as follows: red, >5.7 ; orange, 4.6–5.7; yellow, 3.8–4.7; green, 2.8–3.8; cyan, 1.9–2.8; blue, 0.9–1.9; violet, <0.9 . Note that the brighter colors (indicating higher Th content) tend to indicate those regions with abundant KREEP.

FIG. 7.2 – Couverture spatiale du sub-satellite *Apollo 16*. (Gamma Ray map, [Heiken et al., 1991]).

En effet, les mesures de gravité par suivi de satellites depuis la Terre impliquent que ceux-ci doivent être visibles, car c'est le décalage par effet Doppler de la fréquence d'un signal radio émis entre le sol et la sonde, qui donne la vitesse relative de l'orbiteur par rapport à la station radio sur Terre. Cette vitesse est liée à la vitesse de la station, à la vitesse relative de la Lune par rapport à la Terre, à la vitesse orbitale moyenne, et enfin

à la perturbation de l'orbite du satellite, qui dépend de la répartition de la masse de l'objet autour duquel il tourne. Il est impossible de suivre une sonde en orbite autour de notre satellite une fois l'horizon dépassé d'environ 20° (valeur dépendant de l'altitude de la sonde). Comme la Lune présente toujours la même face à la Terre, une zone d'ombre d'environ 70 degrés est ainsi centrée sur 0°N et 180°E . Toutefois, les anomalies de gravité présentes dans cette zone affectent l'orbite des sondes à long terme et il est possible d'estimer le champ de gravité qui y règne. Dans le modèle de champ de gravité le plus récent de *Konopliv* et al. [2001], le champ de la face visible est connu à ~ 30 mgals et celui de la face cachée à ~ 200 mgals, ce qui correspond au signal respectivement produit par environ 100 m et 1 km de matériel crustal en plus ou en moins au niveau de la surface.

De plus, les modélisations de l'épaisseur crustale nécessitent de connaître la topographie, qui elle aussi a une résolution particulière selon le jeu de données. Selon l'altitude, l'angle de visée, le relief du sol, et l'intensité du rayonnement solaire, les mesures de l'altimètre laser de *Clementine* (contribuant à la meilleure description de la topographie lunaire à ce jour) ont des incertitudes différentes qui peuvent conduire à leur invalidation. De plus, la résolution spatiale dépend de l'écartement des trajectoires, et de la récurrence des mesures. La Figure 7.3 illustre la répartition des mesures d'élévation *Clementine* acceptées, et donc la couverture réelle. L'erreur typique sur la mesure et l'interpolation de la topographie est inférieure à 1 m. C'est donc l'erreur sur le champ de gravité qui a le plus de poids sur l'évaluation de l'épaisseur crustale.

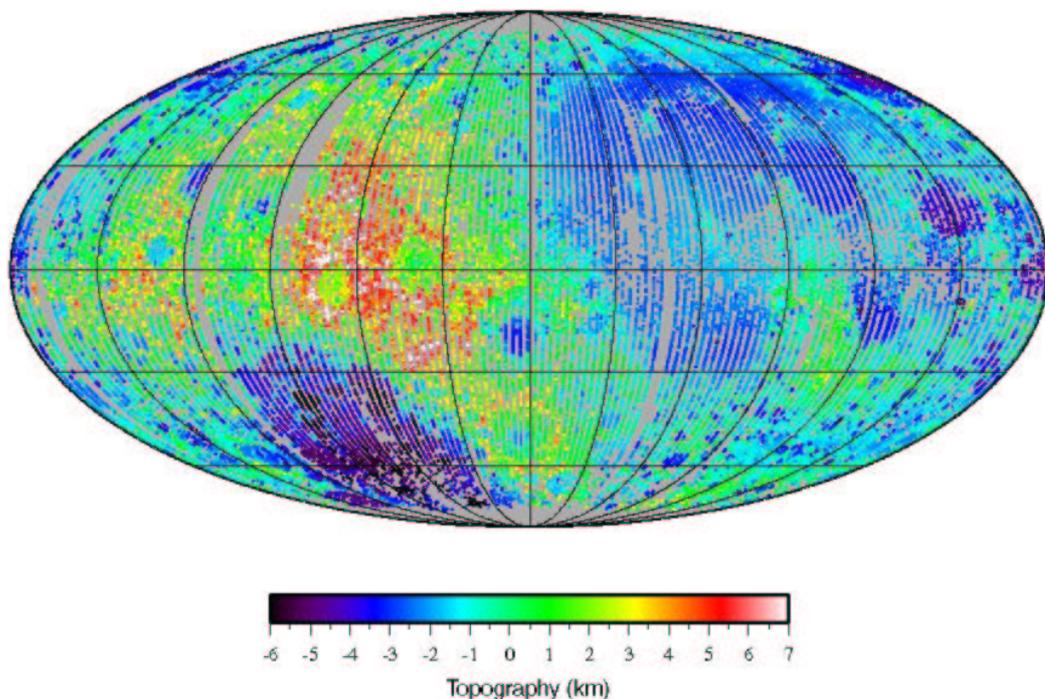


FIG. 7.3 – Points de mesure de la topographie par *Clementine*. Seuls tous les points validés sont représentés. (D'après M. A. Wieczorek)

7.1.2 Résolution des modèles sismologiques existants

Dans les études de Toksöz et al. [1972] et Toksöz et al. [1974], les données ayant conduit à évaluer l'épaisseur crustale caractérisent la structure à l'aplomb des stations *Apollo 12* et *14*. Notons d'ailleurs que dans les études sismologiques ayant conduit à des modèles moyens [Nakamura, 1983, Goins et al., 1981a], seule cette limite a été prise en compte, notamment pour étudier les vitesses du manteau, alors que les données de toutes les stations ont été utilisées. De la même manière, les données utilisées par Khan et al. [2000] pour évaluer l'épaisseur de la croûte (environ 45 km) représentent plus le site *Apollo 12* que les autres, s'agissant des impacts artificiels. Les données que nous avons utilisées pour contraindre l'épaisseur crustale sont mieux réparties entre les 4 stations [Lognonné et al., 2003], car les rais provenant d'impacts météoritiques ont été considérés. Les résultats qui en découlent peuvent être interprétés en terme de modèle moyen, entre les sites des 4 stations, et les 19 sites d'impacts, ce que l'on peut résumer ainsi : “la croûte lunaire, vue par les rais des impacts enregistrés aux quatre stations *Apollo*, a une épaisseur moyenne d'environ 30 km”. Pour ce qui est des vitesses du manteau, les données utilisées par les différents auteurs sont beaucoup mieux réparties, et représentent effectivement la structure moyenne. (cf. Chapitre 5).

Dans ces études, les hétérogénéités latérales de profondeur du Moho lunaire et de topographie ne sont pas prises en compte. Leurs effets peuvent s'ajouter à l'incertitude découlant des erreurs de lectures sur les données. Lors de l'inversion des temps d'arrivées des ondes sismiques, un rayon moyen de 1738 km a toujours été considéré, pour obtenir un modèle radial moyen. Notons que pour tenir compte des particularités locales de chaque site (station ou impact) Khan et Mosegaard [2002] considèrent des temps de parcours dans un modèle de Lune symétrique avec un rayon de 1737 km auquel ils ajoutent un temps de parcours relatif au kilomètre le plus superficiel, pouvant être différent pour chaque site. Ce délai permet d'ajouter une contrainte locale au modèle moyen, pouvant illustrer les effets de l'altitude, et des caractéristiques du régolithe (épaisseur, porosité, densité, ...).

Nous proposons ici d'étudier les hétérogénéités latérales de l'épaisseur crustale en différents points de la surface lunaire. Comme nous l'avons vu précédemment, la qualité et le nombre de données nous empêchent d'ajouter un paramètre de plus à l'inversion des temps d'arrivées. Le principe que nous adoptons est différent : on admet une structure radiale moyenne, résultant de l'inversion de tout le jeu de données, qui est fixe, et nous introduisons pour chaque site caractérisant la croûte (stations + impacts), des caractéristiques locales. En premier lieu, nous tenons compte de l'altitude des différents sites, qui est fixée. Le seul paramètre qui peut ensuite varier, dans le but de mieux expliquer les données que le modèle moyen, est la profondeur de l'interface croûte-manteau sous chaque station et point d'impact. Les vitesses sismiques sont donc elles aussi fixes, correspondant au modèle moyen.

Influence de la couche superficielle à faible vitesse

Les modèles dans lesquels nous calculons les temps de trajet des ondes sismiques disposent d'une seule couche représentant la croûte dans son ensemble. Leur sont donc attribuées des valeurs moyennes de vitesse de propagation pour les ondes *P* et *S* sur toute l'épaisseur de la croûte. Cette paramétrisation est choisie dans un premier temps essentiellement dans le but de simplifier le calcul direct. Dans les modèles de vitesses sismiques existant [Lognonné et al., 2003, Khan et al., 2000, Nakamura, 1983, Goins et al., 1981a, Toksöz et al., 1974], la croûte est décrite le plus souvent par une structure où

la vitesse augmente avec la profondeur. Selon le nombre de couches prises en compte et l'interprétation des résultats à laquelle les auteurs s'accordent, les descriptions sont comprises entre un gradient continu dans les 20 premiers kilomètres et une vitesse constante plus bas [Toksöz et al., 1974], et deux couches à vitesse constante [Goins et al., 1981a] (cf. fig). Les modèles les plus anciens, basés sur un Moho à environ 60 km de profondeur, prennent en compte une limite autour de 20 km de profondeur, suivant la proposition qu'une discontinuité sismique y est présente [Toksöz et al., 1972, Goins et al., 1981c]. Le problème principal est que la structure interne de la croûte n'est que très peu résolue, car peu de rais disponibles échantillonnent les premières dizaines de kilomètres. Comme la Figure 7.4) le montre, les 40 premiers kilomètres ne sont contraints que par les rais des impacts dont les distances épacentrales sont inférieures à 10 degrés, soit une vingtaine de temps d'arrivée. En décrivant de cette manière les 60 premiers kilomètres avec 6 couches, certaines couches sont seulement caractérisées par les points bas de 1 ou 2 rais.

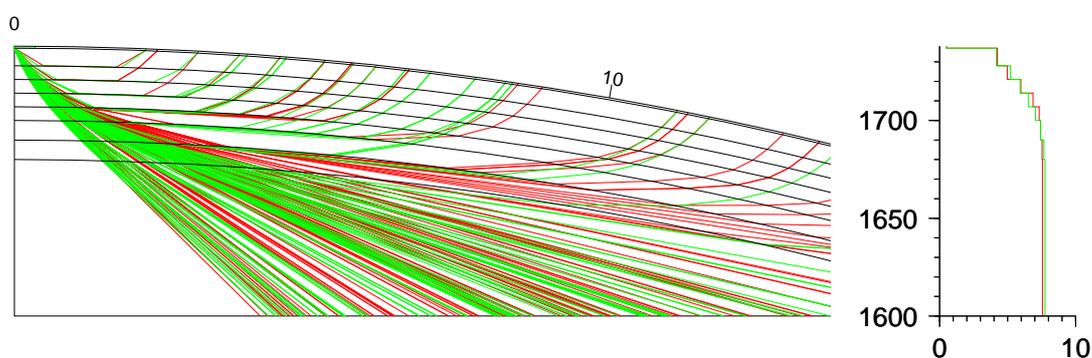


FIG. 7.4 – Rais sismiques dans 2 modèles crustaux résultant de nos inversions, avec notre jeu de données (rouge) et celui de Nakamura [1983] (vert) (cf. Chapitre 5).

Les vitesses dans les couches superficielles augmentant assez rapidement avec la profondeur, partant de valeurs très lentes, les rais étudiés pour les faibles distances sont plus rapides quand ils plongent en profondeur pour remonter sous la station, que lorsqu'ils ont un trajet "direct" dans la première couche. Ainsi, la majeure partie du trajet de l'onde a lieu dans les couches profondes, et le temps de trajet est significatif du point de vue de l'épaisseur crustale. De cette manière, le fait de ne considérer qu'une seule couche pour modéliser la croûte moyenne ne porte pas à conséquence si on élimine de notre contingent de données celles qui ont des distances épacentrales inférieures à quelques degrés (Figure 7.4).

D'autre part, dans la démarche où l'on pourrait considérer une structure crustale plus précise, il faut retenir que le principe que nous utilisons ici repose sur le fait qu'on tient compte du temps relatif au trajet dans la zone entre le rayon moyen ($R=1738$ km) et la véritable altitude du point en question. Par exemple, dans le cas d'un impact ayant lieu à une altitude de 2 km au dessus du rayon moyen, il est nécessaire de choisir si la matière en supplément (entre $R=1738$ km et $R=1740$ km) est identique à la couche la plus superficielle du modèle (celle-ci est alors plus épaisse de 2 km et rien n'est changé pour les autres) ou si la structure reste la même en surface, auquel cas il faut ajouter les 2 km en sus dans une des couches sous-jacentes. La question est particulièrement importante car la plupart des modèles moyens considèrent un premier kilomètre de matière très fracturée où les ondes sismiques se propagent très lentement, de l'ordre de 0,5 km/s pour les ondes P et 0,25 km/s pour les ondes S. Le temps de parcours correspondant est ainsi de respectivement 2 et 4 secondes, ce qui correspond environ à un quart du temps passé

par l'onde dans la croûte, et typiquement à l'erreur moyenne dans le pointé de phase des données *Apollo* [Nakamura, 1983, Lognonné et al., 2003].

Sans prétendre résoudre le problème en s'en affranchissant, nous proposons ici une hypothèse simplificatrice, où toute la matière comprise entre le Moho et la surface a une même valeur constante, correspondant à la vitesse moyenne des couches de Lognonné et al. [2003] entre 1710 et 1738 km, puisque nous utilisons les données ayant conduit au résultat que l'épaisseur moyenne de la croûte la plus probable est de 28 km. Les différences locales de structure autres que celles impliquées par le relief réel du Moho, seront ainsi assimilées à une variation de l'épaisseur crustale dans notre modélisation, puisqu'un seul paramètre mobile est accepté. Néanmoins, comme des hétérogénéités locales sont inévitables, les conclusions sur les valeurs relatives de l'épaisseur crustale à chaque site devront être tirées avec nuance.

7.2 Relief du Moho et Monte-Carlo

Modélisation Monte-Carlo de l'épaisseur crustale aux sites Apollo + impacts

Dans le but énoncé précédemment, nous nous proposons d'utiliser une inversion de type "Monte-Carlo" considérant un paramètre *profondeur du Moho* différent pour chaque site d'impact ou de station. La convergence vers un relief latéral du Moho qui soit le plus cohérent possible avec les données, est gérée par une marche aléatoire de type chaîne de Markov ². La démarche algorithmique employée ici s'approche de celle décrite par Khan et Mosegaard [2002] pour l'inversion des temps d'arrivées du jeu de données sismologiques *Apollo*. Rappelons ici que l'objectif de la précédente référence était de construire un modèle moyen de vitesses sismiques avec toutes les données, alors que nous cherchons à contraindre les variations latérales de profondeur du Moho autour d'un modèle de référence, en utilisant les données relatives aux impacts.

7.2.1 L'algorithme de Monte-Carlo

Le but n'est pas ici d'aboutir à la construction d'un modèle unique étant le plus cohérent possible avec les données. En effet, le point de vue que nous adoptons est "Bayésien" : les paramètres du modèle sont représentés sous forme de distributions probabilistes. Au lieu d'aboutir à un seul modèle, la description utilisant la densité de probabilité *a posteriori* dans l'espace des modèles contient toute l'information révélée par les données, l'information *a priori* et les lois physiques liant le modèle aux données. De cette manière, la prise en compte des incertitudes et de la non-unicité des modèles est plus objective et quantifiable, ce qui est indispensable pour l'interprétation des résultats du problème inverse. C'est uniquement sur cette description que les résultats de l'inversion sont interprétés et que des conclusions sur les propriétés physiques de l'objet étudié sont dressées.

L'algorithme utilisé est dit de "Monte-Carlo - Chaîne de Markov" (*Markov Chain Monte Carlo algorithm*, MCMC). Il échantillonne une suite de modèles à partir de cette densité de probabilité *a posteriori*. Pour décrire notre système, nous utilisons un jeu de paramètres $\mathbf{m} = (m_1, m_2, \dots, m_s)$, et de données observées $\mathbf{d} = (d_1, d_2, \dots, d_n)$. Une relation physique g entre le modèle et les données est introduite, afin de prévoir ces

²Une chaîne de Markov est un processus dont l'évolution future ne dépend de son passé qu'à travers son état à l'instant t . Ici t est l'instant présent, donc le futur est indépendant du passé.

dernières via des données calculées \mathbf{d}_{cal} , dépendant des paramètres du modèle comme

$$\mathbf{d} = g(\mathbf{m}). \quad (7.1)$$

Ainsi, le problème direct consiste à prédire les données observées en utilisant un jeu de paramètres du modèle, et le problème inverse doit mener à la déduction des valeurs des paramètres du modèle, en utilisant les données observées.

L'état d'information du jeu de paramètres est décrit en utilisant des densités de probabilité sur l'espace des paramètres, qui matérialisent à la fois les mesures des données observables, l'information *a priori* sur les paramètres du modèle et l'information sur la corrélation physique entre les observables et les paramètres du modèle.

L'exploration extensive de l'espace des modèles est nécessaire. On construit ainsi une marche aléatoire dans l'espace des modèles qui échantillonne la distribution de probabilité *a posteriori*, i.e. qui tire des modèles consistants avec les données et l'information *a priori*. L'algorithme procède de la manière suivante (*Sambridge et Mosegaard [2002], Khan et Mosegaard [2002]* et notations correspondantes) :

1. un nouveau modèle est proposé, \mathbf{m}_{pert} , en avançant d'un pas dans la marche aléatoire par rapport à un modèle "courant" \mathbf{m}_{cur} , avec une probabilité proportionnelle à $\rho(\mathbf{m})$, la densité de probabilité *a priori* sur les paramètres du modèle.
2. la fonction de probabilité "likelihood" est calculée pour le nouveau modèle par $L(\mathbf{m}) = k \cdot \exp(-S(\mathbf{m}))$, où k est une constante de normalisation, $S(\mathbf{m})$ est la fonction coût et $L(\mathbf{m})$ est une mesure du degré de cohérence avec les données.
3. le nouveau modèle est accepté selon la règle de Metropolis, avec une probabilité $P_{\text{acc}} = \min(1, \frac{L(\mathbf{m}_{\text{pert}})}{L(\mathbf{m}_{\text{cur}})})$
4. si \mathbf{m}_{pert} est accepté, alors $\mathbf{m}_{\text{cur}} = \mathbf{m}_{\text{pert}}$. Sinon, \mathbf{m}_{cur} est réintroduit et les étapes précédentes sont répétées.

Cet algorithme échantillonne ainsi la densité de probabilité *a posteriori*

$$\sigma(\mathbf{m}) = \eta \rho(\mathbf{m}) L(\mathbf{m}), \quad (7.2)$$

η étant une constante de normalisation, de manière asymptotique : la corrélation statistique entre deux échantillons séparés par n itérations converge vers zéro quand n tend vers l'infini. L'échantillonnage de la densité de probabilité *a posteriori* $\sigma(\mathbf{m})$ a lieu dans les régions de l'espace des modèles où les paramètres sont cohérents avec les données et l'information *a priori*.

7.2.2 Le problème direct

Le problème direct consiste à calculer des temps de trajet d'ondes sismiques entre des points d'impact météoritiques et artificiels à la surface, et les stations sismologiques du réseau Apollo dans un modèle de vitesses de propagation. Chaque site est représenté par un modèle différent. Toutefois, l'altitude du point en surface (topographie) et la limite entre la croûte et le manteau sont les seuls paramètres qui changent d'un site à l'autre.

La Lune telle qu'on la considère ici est composée de trois couches, dont une est fixée (R=0→1238 km). La seconde couche correspond à la partie supérieure du manteau et prend fin à la base de la croûte (Moho³). La dernière couche représente la croûte, entre le Moho et la surface.

³Moho, ou Discontinuité de Mohorovičić : limite entre la croûte et le manteau terrestres, d'après des critères sur les vitesses sismiques. Typiquement, le Moho est la profondeur à laquelle les vitesses de propagation des ondes P passe de 6 – 6,8 à 7,5 – 8,3 km/sec.

La couche inférieure est commune à tous les modèles (pour tous les sites). Pour la partie au dessus de 1238 km, chaque site dispose d'un modèle différent : l'altitude des points d'impact et des stations est considérée (le rayon de la Lune ne sera donc pas partout égal au rayon moyen $R=1738$ km), et la limite croûte/manteau est indépendante sous chaque site. Les vitesses de propagation des ondes P et S dans chaque modèle sont les mêmes et correspondent aux valeurs du modèle moyen de [Lognonné et al., 2003]. Le seul paramètre mobile de ces modèles est donc la limite croûte/manteau (profondeur du Moho).

Dans un premier temps, les distances épacentrales utilisées pour chaque rai sismique sont celles calculées dans le modèle de Lognonné et al. [2003]. Le nombre de données est en effet très faible pour relocaliser les impacts. Le fait de changer la vitesse dans le manteau impliquerait en revanche des grandes variations de la profondeur du point bas du rai et de la distance épacentrale, pour un paramètre de rai donné. En gardant les vitesses constantes, l'effet est faible sur la position.

Le jeu de données que nous inversons pour obtenir une image latérale de l'épaisseur de la croûte, est celui de Lognonné et al. [2003]. Nous disposons de 4 stations (Receiver [R], $N_r=4$) et de 27 sources (Source [S], $N_s=27$), soit 31 sites (Figure 7.5) donc 31 modèles différents. Le nombre total de trajets théoriques (i.e. rais sismiques) disponibles est donc $n_{théorique}=4$ stations*27 impacts*2 types d'ondes (P et S) = 216, mais les données réelles permettent rarement d'obtenir des identifications des temps d'arrivées pour toutes les ondes ; en effet, nous ne disposons dans ce jeu de données que de $n_{réel}=105$ temps d'arrivées, dont l'erreur moyenne est d'environ 2,2 secondes. Le nombre de données est capital, car il est directement lié à la quantité d'information que l'on possède sur le milieu étudié. Notons que certains impacts ont eu lieu à faible distance des stations et que les rais sismiques concernés peuvent n'échantillonner que des zones très superficielles, auquel cas ces rais ne sont pas utilisés dans l'inversion, car ils n'apportent aucune information sur la profondeur du Moho.

7.2.3 La stratégie et le problème inverse

A- L'algorithme MCMC tel qu'on l'a défini précédemment nécessite l'introduction d'un modèle de départ \mathbf{m} , à partir duquel la marche aléatoire va opérer des perturbations du modèle.

On part d'un modèle $\mathbf{m} = \{R_{Moho}^i\}$ où la limite Croûte/Manteau pour les 31 sites est la même ; typiquement, pour n'inclure aucune influence du point de départ, on choisit $R_{Moho}^i=1650$ km, soit une valeur de l'épaisseur crustale moyenne de 88 km, éloignée des 30 km vers lesquels on devrait converger.

Dans la suite de ce chapitre, les profondeurs, altitudes et autres interfaces de couches sont considérées en terme de rayon : distance par rapport au centre de la Lune. Ainsi, on peut les comparer sans faire appel à l'altitude du point en surface, comme celle-ci est différente pour chaque site.

B- Ce modèle \mathbf{m} est alors considéré comme le modèle courant \mathbf{m}_{cur} au pas zéro de notre marche itérative. Pour \mathbf{m}_{cur} , on génère un jeu de données calculées (problème direct) dans le but de le comparer aux données observées.

Notons ici que ce que l'on considère comme donnée n'est pas le temps d'arrivée mais le temps de trajet. On utilise les t_0 de [Lognonné et al., 2003] résultant de l'inversion complète des temps d'arrivée (cf. Chapitre 5), auxquels on attribue une erreur. La somme de l'erreur sur le temps d'arrivée et de celle sur le temps origine constitue l'erreur sur le

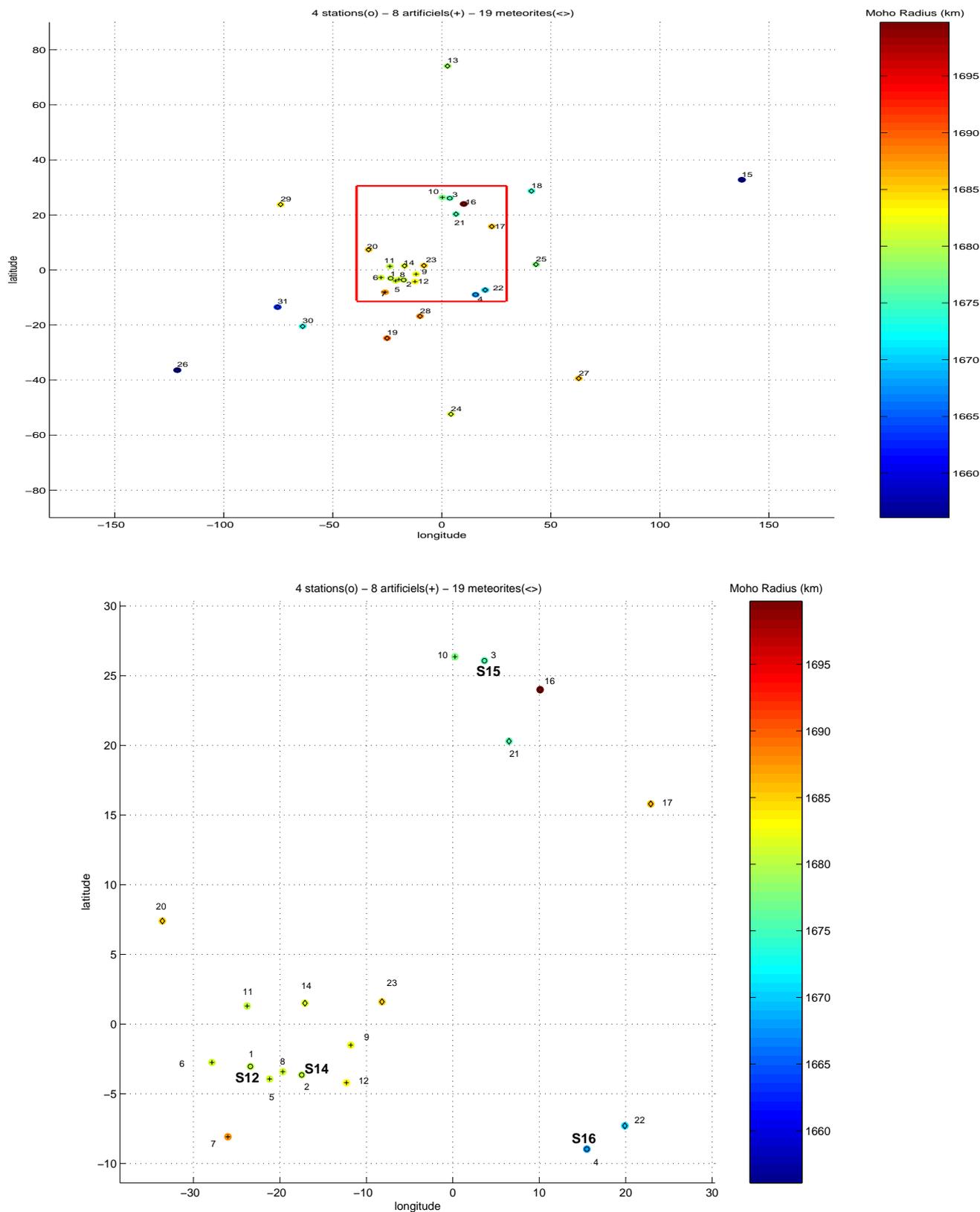


FIG. 7.5 – Localisation des stations et des sites d'impacts contraints dans notre inversion. L'échelle de couleur indique le rayon du Moho sous ces sites selon Zuber et al. (1994). Les symboles (o) représentent les stations, (+) les impacts artificiels, (<=>) les impacts météoritiques. La figure du bas est un agrandissement de la région autour du réseau de stations.

temps de parcours [*Khan et Mosegaard, 2002*].

La mesure du degré de cohérence entre les deux jeux de données est évaluée via une fonction (*likelihood*)

$$L(\mathbf{m}) = k \cdot \exp(-S(\mathbf{m})) \quad (7.3)$$

... où la fonction coût (*misfit function*) $S(\mathbf{m})$ est exprimée comme

$$S(\mathbf{m}) = \sum_{i=1}^N |g^i(\mathbf{m}) - d_{obs}^i|/\sigma_i \quad (7.4)$$

où σ_i est l'incertitude sur le $i^{\text{ème}}$ temps d'arrivée. La fonction coût $S(\mathbf{m})$ est calculée en norme l_1 , plus robuste que la norme l_2 au regard des données inconsistantes [*Tarantola, 1987*] qui ont été mentionnées par *Khan et Mosegaard [2002]* et *Lognonné et al. [2003]*.

C- Ensuite, un site est déterminé au hasard. Pour ce site, la valeur de la profondeur du Moho est de même perturbée aléatoirement, modifiant ainsi \mathbf{m}_{cur} en \mathbf{m}_{pert} . Dans ce modèle perturbé, on génère à nouveau un jeu de données calculées $g(\mathbf{m})$ et la fonction coût $S(\mathbf{m})$ qui les caractérise en terme de cohérence avec les données observées d_{obs} .

On introduit une information *a priori* $\rho(\mathbf{m})$

$$\rho(\mathbf{m}) = \zeta \cdot \exp(-S_{prior}(\mathbf{m})) \quad (7.5)$$

dans le problème inverse sous la forme d'une préférence envers une certaine continuité des épaisseurs crustales. Deux points séparés par une très petite distance ne peuvent en effet pas avoir des épaisseurs crustales très différentes. La fonction va opérer comme un poids dans la convergence, en attribuant un handicap important aux modèles très discontinus. Cet aspect est traité au moyen d'une distribution normale, avec un écart-type σ et une longueur de corrélation L_{Corr} , sous la forme :

$$C_L(i, j) = \sigma^2 \exp \left[-\frac{\text{delta}(i, j)^2}{2L_{Corr}^2} \right] \quad (7.6)$$

où *delta* est la distance entre 2 sites différents (i et j tournant entre 1 et 31 i.e. stations + lieux d'impacts). Nous avons alors

$$S_{prior}(\mathbf{m}) = [(R_i - r_0)^T \cdot C_L^{-1}(i, j) \cdot (R_j - r_0)] \quad (7.7)$$

où r_0 est le rayon moyen du Moho, et R_i et R_j les rayons du Moho pour deux sites i et j . On voit facilement qu'une situation où les épaisseurs crustales de deux points séparés par une distance très faible, sont très différentes par rapport à une valeur moyenne, va se voir attribuer un poids important, qui amplifiera le "coût" du modèle, et rendra de ce fait plus improbable son acceptation.

Ainsi,

$$\sigma(\mathbf{m}) = \eta \rho(\mathbf{m}) L(\mathbf{m}), \quad (7.8)$$

comporte l'information *a priori*.

D- Afin de déterminer si la perturbation a apporté de l'information au problème par rapport à la situation courante, on compare \mathbf{m}_{cur} et \mathbf{m}_{pert} . Selon le critère de Metropolis défini plus haut, on accepte le modèle perturbé avec une probabilité dépendant de l'amélioration qu'il apporte en terme de "coût", selon $P_{acc} = \min(1, \frac{L(\mathbf{m}_{pert})}{L(\mathbf{m}_{cur})})$. N'accepter que les perturbations qui réduisent ce "coût" constitue une sorte d'optimisation, qui a le potentiel de nous faire converger vers un minimum local [*Sambridge et Mosegaard,*

2002]. Accepter des “retours en arrière” dans la convergence permet de ne pas tomber dans le premier minimum local venu au cours du processus itératif, selon les longueurs caractéristiques choisies.

Si le modèle est accepté, l'état perturbé dans lequel on se trouve devient l'état courant de la prochaine itération. Si le modèle est refusé, l'état courant est conservé pour l'itération à venir.

E- Ainsi, le processus itératif fait converger le problème inverse vers une situation où les modèles courants sont de plus en plus cohérents avec les données observées.

L'algorithme repose ainsi sur plusieurs paramètres ajustables (longueurs caractéristiques de la perturbation, écart-type et distance de corrélation de l'épaisseur crustale, ...) fonctionnant comme des “boutons de réglage de la machine à converger”. Les différentes valeurs choisies résultent de nombreux tests, notamment synthétiques, au cours desquels la convergence optimale est recherchée.

7.3 Tests synthétiques

Afin de tester le problème direct, l'algorithme de Monte-Carlo et la résolution, nous avons procédé à de nombreux tests et inversions synthétiques.

7.3.1 Le problème direct

Le problème direct calcule les temps de trajet en fonction de la distance épacentrale, dans un modèle composé de coquilles sphériques. La croûte composant une couche, elle est séparée en deux pour tenir compte des différentes altitudes et Moho de chaque site. Pour un modèle donné, les couches correspondantes sont analysées séparément. Un jeu de paramètres de rai est utilisé dans chaque couche, déterminant la distance parcourue et le temps de trajet. Pour chaque distance épacentrale que l'on cherche, on détermine ainsi analytiquement le paramètre du rai (qui rappelons-le, se conserve lors de la propagation du rai) correspondant à la géométrie la plus rapide entre la source et le récepteur, en composant les temps de trajet et distances parcourues dans chaque couche.

Pour plusieurs modèles et distances épacentrales, les résultats de ce programme direct ont été comparés avec ceux beaucoup plus coûteux en temps de calcul obtenus avec **spheray**, un programme de H.C. Nataf de calcul de rais dans une Terre sphérique isotrope, distribué par ORPHEUS.⁴ Avec **spheray**, on décompose chaque trajet impact-station en deux sous trajets, puisque la structure sous chacun de ces sites va être différente. La détermination du temps de trajet d'un rai dans un modèle “bicéphale” s'effectue selon les étapes suivantes :

- Le point bas du rai est déterminé dans un modèle moyen (la croûte est définie par la moyenne des deux altitudes et des deux Moho), ainsi que le paramètre du rai correspondant.
- Avec ce paramètre de rai, deux tirs sont effectués depuis la proximité du point bas, dans les modèles correspondants (on ré-introduit les différences d'altitude et de Moho) : un vers la station, l'autre vers le récepteur. Pour cela, un tir part vers le haut, l'autre plonge vers le bas. En additionnant les deux trajets, on a accès à la distance parcourue ainsi qu'au temps de trajet total. Plus les modèles sont différents, plus la distance épacentrale atteinte est éloignée de celle recherchée.

⁴<http://orfeus.knmi.nl/other.services/software.links.shtml>

- Autour de cette valeur de paramètre de rai, une série de tirs est effectuée, et les différentes distances épacentrales calculées.
- On interpole la valeur du paramètre de rai correspondant à la distance épacentrale recherchée.
- Avec la valeur définitive, un dernier tir est effectué, qui donne le temps de trajet correspondant à la distance épacentrale voulue, dans le modèle donné.

Les valeurs de paramètres de rai et de temps de trajet calculés par ces deux méthodes sont identiques. Notre programme direct, beaucoup moins complet mais beaucoup mieux adapté, est environ 200 fois plus rapide. Dans les deux cas, on suppose cependant que le rai reste dans le plan reliant la source à la station, et donc que les variations de topographie de la surface ou du Moho sont lisses. Il est important de noter que l'erreur des données *Apollo* est telle, qu'un problème direct plus rigoureux serait inutile.

7.3.2 Simulations d'inversion

Nous générons un jeu de données correspondant à un modèle de croûte et de topographie que nous choisissons. À ces données synthétiques on attribue une erreur qui correspondra pour les données réelles à l'erreur sur les temps de trajet (incertitude de lecture des temps d'arrivées + incertitude sur le t_0).

Un modèle initial est introduit, où la profondeur sous chaque site est partout la même. L'altitude des sites est utilisée en entrée, puisque nous la connaissons et l'utiliserons dans l'inversion finale. Celui-ci peut-être plus ou moins éloigné du modèle utilisé pour générer les données synthétiques : nous avons testé le cas où l'épaisseur de la croûte de départ correspond à la valeur moyenne des différents sites utilisés en entrée, et plusieurs cas où la valeur de départ est peu ou très différente de la valeur moyenne. Notons que dans les tests suivants, nous ne considérons aucune information *a priori* ; la fonction coût, et donc la convergence du marcheur, ne sera fonction que de l'écart aux données.

L'algorithme de Monte-Carlo va donc converger vers des modèles satisfaisant les données synthétiques. L'ensemble des modèles sélectionnés est utilisé pour un traitement statistique : la solution du problème en terme bayésien est exprimée par une distribution de probabilité *a posteriori*, et non par une évaluation unique. Du fait de son caractère multi-dimensionnel, la distribution *a posteriori* est représentée par des distributions marginales. Pour chacun des n_{site} sites, on construit un histogramme représentant la distribution de probabilité marginale des profondeurs du Moho échantillonnées par n_{mod} modèles. L'histogramme est réalisé par tranches de 0,5 km, et nous représentons les valeurs du Moho entre 1600 et 1750 km. Un code de couleur est attribué à cet histogramme, afin de le représenter sous forme de bande de couleurs, vue de dessus. Sur une même figure peuvent ainsi figurer les histogrammes correspondant aux n_{site} sites. Plusieurs configurations sont utilisées pour représenter les histogrammes des différents sites : classement en fonction du numéro arbitraire donné à chacun, classement en fonction du nombre de données, classement en fonction de l'épaisseur du modèle synthétique.

Pour les tests synthétiques, on superpose la position du Moho sous chaque site telle qu'elle a servi à déterminer les temps de trajet synthétiques. On appellera ce modèle : *modèle synthétique*, c'est le modèle que l'on doit retrouver en inversant les données synthétiques.

1er test : 216 données, $R_{Moho}^i = 1680$ km, croûte synthétique moyenne = 60 km

Les données synthétiques ont été générées pour les 216 rais sismiques possibles dans le cadre des 27 impacts et 4 stations dont nous disposons. Les profondeurs du Moho et les altitudes que nous attribuons à ces 31 sites sont issues de données de *Clementine* [Zuber et al., 1994]. L'épaisseur crustale moyenne est d'environ 60 km. Le point de départ de la marche itérative est une situation où toutes les profondeurs d'interface croûte-manteau sous les sites, que l'on nommera R_{Moho}^i par la suite, sont égales à 1680 km, i.e. la valeur moyenne. Ici, toutes les données théoriques sont utilisées (216 temps d'arrivées).

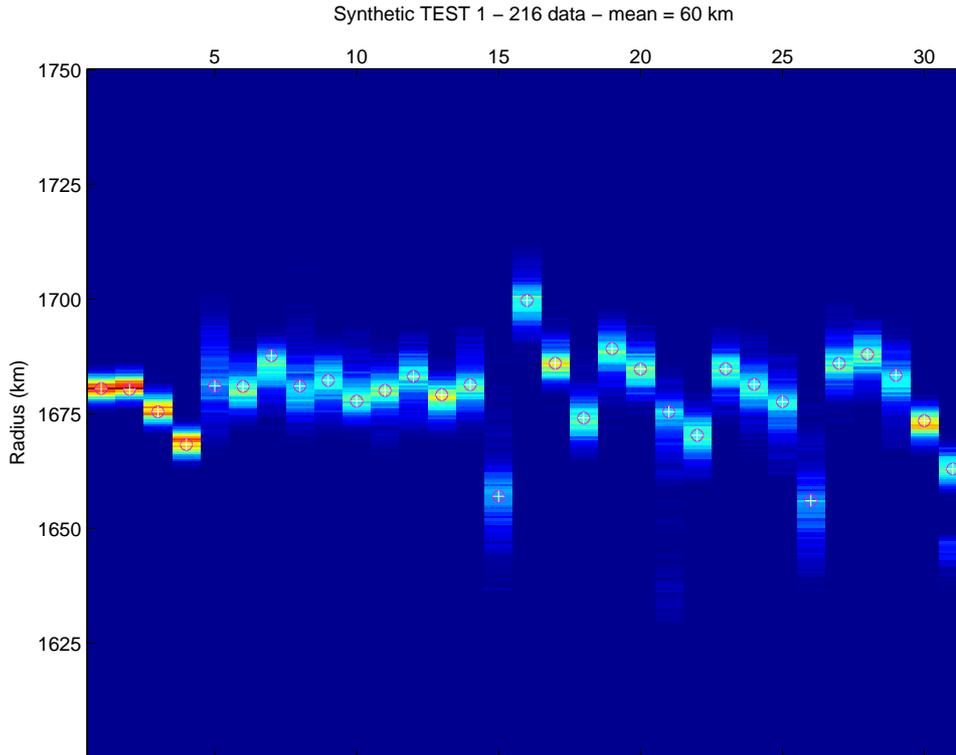


FIG. 7.6 – Test 1. Résultat de l'inversion de 216 données synthétiques. Les croix blanches représentent le modèle synthétique.

La Figure 7.6 représente la distribution de probabilités marginales *a posteriori* des différents sites numérotés de 1 à 31, comparés aux valeurs du modèle synthétique. Les 4 premières colonnes représentent la distribution des stations 12, 14, 15 et 16, les 8 colonnes suivantes (5-12) sont celles des impacts artificiels, et les 19 qui suivent (13-31) sont celles des impacts météoritiques. La probabilité des sites correspondant aux impacts météoritiques est surestimée car nous leur avons imposé une position, qui en toute rigueur devrait être réinversée.

2ème test : 105 données, $R_{Moho}^i = 1680$ km, croûte synthétique moyenne = 60 km

De la même manière que pour le test précédent, le relief du Moho au départ des itérations est plat et égal à la valeur moyenne : $R_{Moho}^i = 1680$ km. Ici, nous respectons le nombre de données réelles disponibles, et prenons les rais pour lesquels nous avons des données : n_{data} est passé de 216 à 105 données.

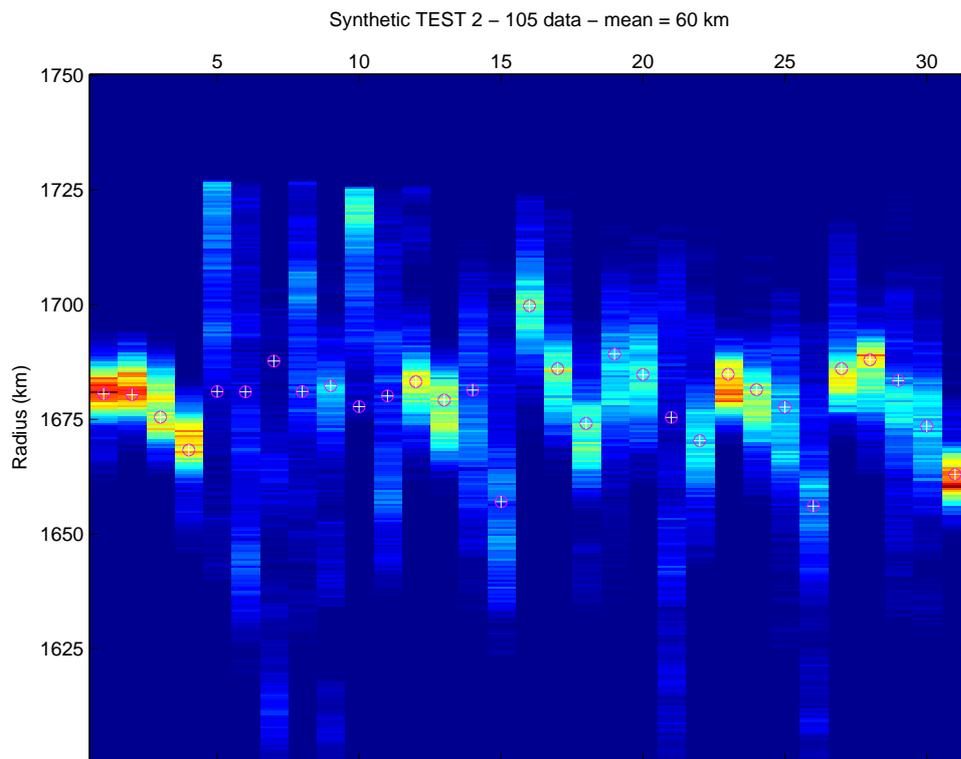


FIG. 7.7 – Test 2. Résultat de l'inversion de 105 données synthétiques. L'échelle de couleur est calée sur la probabilité maximale du site Apollo 12, pour éviter la saturation des couleurs par les maxima atteints pour les impacts artificiels, qui ne sont pas bien résolus par les données disponibles.

La Figure 7.7 montre que le nombre de données disponibles limite fortement la résolution. La précision des résultats est moindre que pour le test de la Figure 7.6, et certains sites ne sont plus résolus. En effet, les sites des impacts artificiels, parce que ces sources sont de faible amplitude (pour LM) et proches d'une station (donc éloignées des autres! cf. Chapitre 3.3.4), et d'autres impacts de faible amplitude, ne sont contraints que par des rais parcourant de faibles distances épacentrales, car leurs temps d'arrivée ne sont identifiés qu'aux stations proches. Ainsi, les rais présents dans ce jeu de 105 données ne parcourent que la croûte sans franchir le Moho, et ne sont donc pas sensibles à sa profondeur. Toutefois, l'impact artificiel "17S4" du 4ème étage du lanceur d'*Apollo 17* est enregistré à des distances supérieures à 25 degrés. C'est pourquoi (cf. trace 12 de la Figure 7.7) les données qui le caractérisent permettent de converger vers la bonne valeur du Moho.

Ici, nous avons laissé volontairement les données non contraignantes dans cette inversion, pour montrer qu'elles ne perturbent pas les autres résultats. En effet, les stations sont beaucoup mieux contraintes, avec 26 données en moyenne pour chaque, et les valeurs aberrantes vers lesquelles le marcheur converge ne sont pas nuisibles pour la convergence totale.

3ème test : 105 données, $R_{Moho}^i = 1650$ km, croûte synthétique moyenne = 40 km

Ici, le modèle synthétique que nous introduisons a une épaisseur moyenne de 40 km ($R = 1700$ km). Les valeurs de rayon du Moho sont celles des tests précédents auxquels nous avons ajouté 20 km. Nous inversons de même les 105 données synthétiques correspondant aux géométries de nos données réelles. Les valeurs de R_{Moho}^i avant la première itération sont de 1650 km. Nous testons ici la faculté du marcheur à partir d'une situation très éloignée du modèle synthétique.

La figure 7.8 montre la même sensibilité que pour l'inversion avec une croûte moyenne de 60 km. Même en partant de valeurs moyennes du Moho 50 km plus profondes que dans le modèle synthétiques, le marcheur converge vers la bonne région de l'espace des modèles. Notons que pour le site 13 (1er impact naturel dans la liste de la tableau 7.1), le marcheur ne parvient pas à sortir du minimum local d'où il part : en effet, toutes les valeurs échantillonnées se situent autour de $R_{Moho}^{13} = 1650$ km.

4ème test : 105 données, $R_{Moho}^i = 1700$ km, croûte synthétique moyenne = 40 km

Cette inversion est identique à la précédente, sauf que $R_{Moho}^i = 1700$ km au lieu de 1650 km. La figure 7.9 montre que si l'on part d'un Moho identique partout, égal à la valeur moyenne, la marche aléatoire converge vers le modèle synthétique avec succès. On évite ainsi le minimum local de l'espace des modèles dans lequel le marcheur était bloqué lors de l'inversion précédente.

5ème test : 105 données, $R_{Moho}^i = 1700$ km, croûte synthétique moyenne = 40 km, vitesses crustales perturbées

Dans cette inversion synthétique, les vitesses P et S de la croûte ne sont pas celles qui ont permis de générer les données. En effet, on diminue d'environ 2% les valeurs des vitesses de propagation. Contrairement à l'inversion précédente, on part ici de valeurs

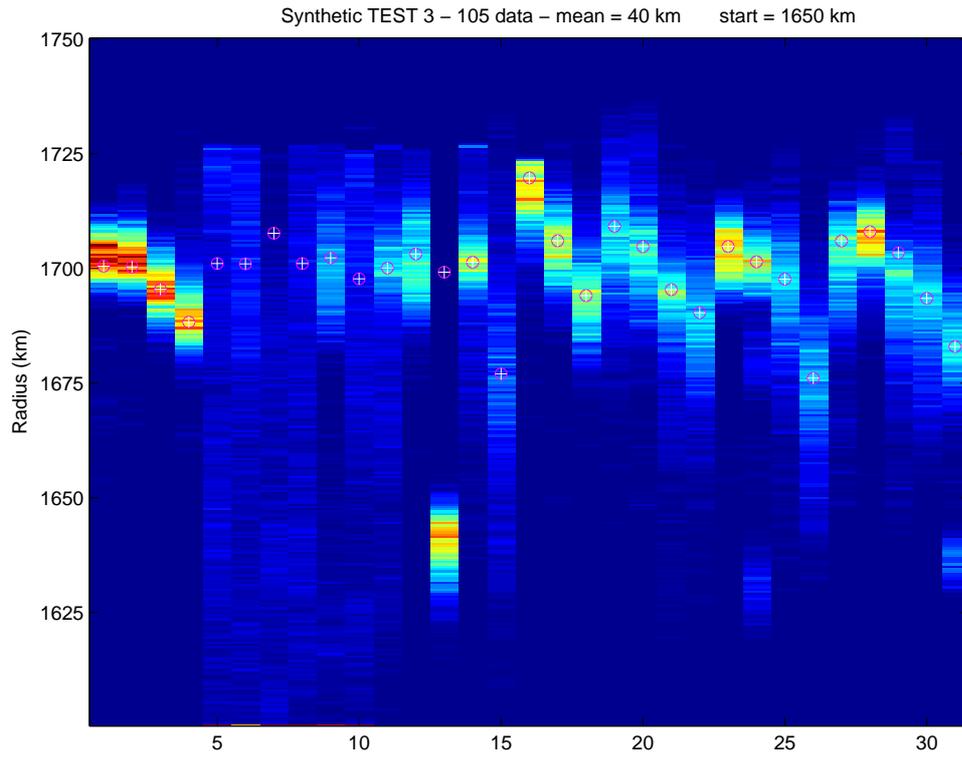


FIG. 7.8 – Test 3. Résultat de l'inversion de 105 données synthétiques dans une croûte de 40 km d'épaisseur moyenne.

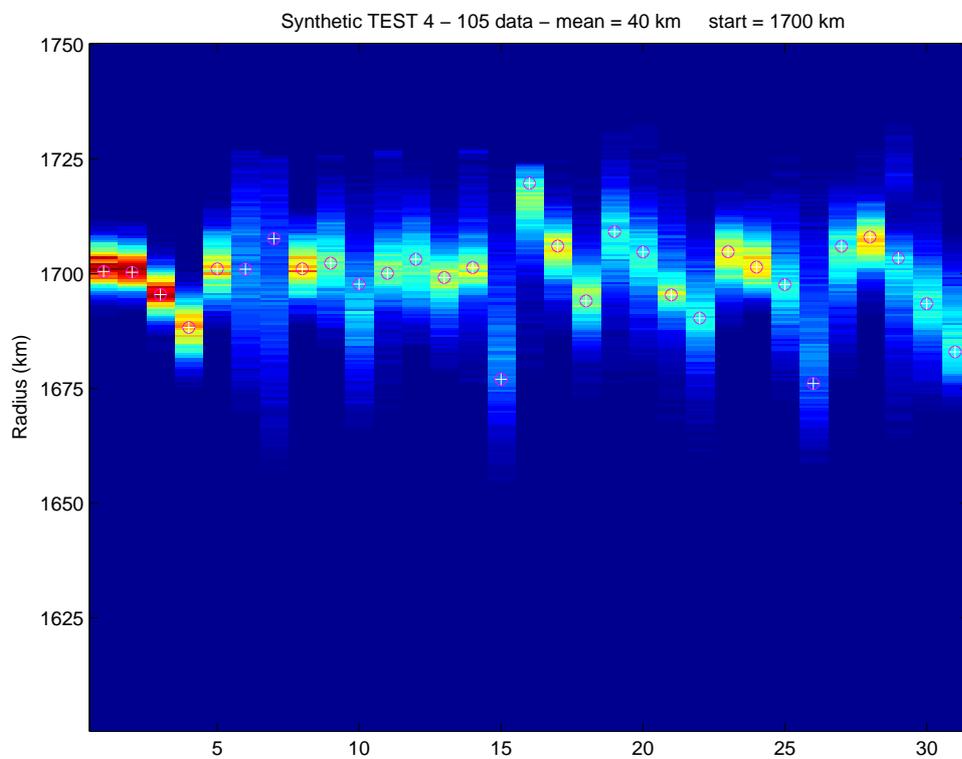


FIG. 7.9 – Test 4. Résultat de l'inversion de 105 données synthétiques dans une croûte de 40 km d'épaisseur moyenne. Le Moho de départ est à 1700 km.

du Moho correspondant à la valeur moyenne du modèle synthétique ; la convergence est ainsi plus simple. La figure 7.10 montre qu'une perturbation de 2% des vitesses crus-

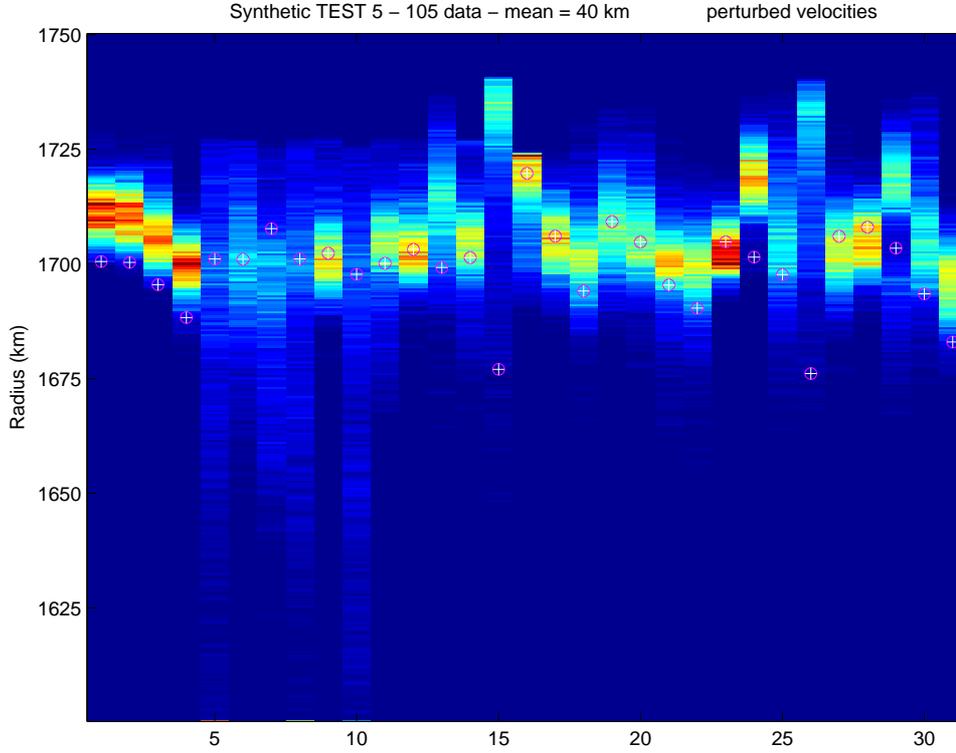


FIG. 7.10 – Test 5. Résultat de l'inversion de 105 données synthétiques dans une croûte de 40 km d'épaisseur moyenne. Les vitesses crustales pour lesquelles on calcule les temps de trajet sont 2% inférieures à celles qui ont servi pour générer les données synthétiques.

tales suffit à perdre la précision des résultats, car on s'écarte ici du modèle synthétique : l'épaisseur crustale moyenne *a posteriori* est d'environ 31 km contre 40 km dans le modèle synthétique. Néanmoins, il est intéressant de noter que les variations d'épaisseurs relatives sont assez bien respectées, notamment pour les 4 stations, qui présentent la même géométrie que le modèle synthétique, à une constante d'environ 11 km près. En modifiant les vitesses par rapport au modèle synthétique, les hypothèses de t_0 et distance épacentrale constants ne sont plus valables. Le marcheur converge alors vers un Moho globalement plus haut, pour réduire le temps passé par les rais dans la croûte plus lente.

Le tableau 7.1 contient les différentes informations relatives à chaque site. R_{Moho}^{med} est la valeur médiane de la distribution pour chaque site. Nous utilisons ici la médiane car nous sommes en norme l_1 , et non la moyenne, qui sied à la norme l_2 [Tarantola, 1987]. R_{topo} est le rayon de la surface, et $medmad$ est l'équivalent de l'écart-type pour une distribution contrôlée par une norme l_1 : c'est l'écart médian absolu, par rapport à la médiane. $h_{calc} = R_{topo} - R_{Moho}^{med}$ est l'épaisseur crustale résultant de l'inversion et h_{synth} l'épaisseur de la croûte dans le modèle synthétique.

D'une manière générale, ce test montre que les stations sont les sites les mieux contraints par les données, et que même si on peut craindre un manque de résolution dans les données réelles, on peut espérer retrouver de manière objective une variation relative d'épaisseur entre ces 4 sites.

TAB. 7.1 – Test 5. Sites 1-4 : stations Apollo, 5-12 impacts artificiels, 13-31 : impacts naturels. R_{Moho}^{med} est la valeur médiane des distributions a posteriori pour chaque site. R_{topo} est la topography de surface, medmad est la déviation absolue par rapport à la médiane, h_{calc} et h_{synth} sont respectivement les épaisseurs crustales des modèles inversés et synthétiques (W30). Lon et Lat sont les coordonnées des sites.

Site	R_{Moho}^{med} (km)	R_{topo} (km)	medmad ^b	h_{calc} (km)	h_{synth} (km)	Lon (°)	Lat (°)
1 (S12)	1711.375	1735.993	3.309	24.618	35.483	-3.04	-23.42
2 (S14)	1710.624	1736.244	3.671	25.621	35.904	-3.65	-17.48
3 (S15)	1706.270	1736.058	3.859	29.788	40.608	26.08	3.66
4 (S16)	1699.780	1737.603	3.474	37.823	49.293	-8.97	15.51
5	1692.066	1736.075	16.454	44.008	35.015	-3.94	-21.20
6	1699.869	1736.107	9.493	36.238	35.107	-2.75	-27.86
7	1692.711	1735.693	11.432	42.982	28.003	-8.09	-26.02
8	1694.160	1736.117	16.249	41.957	35.057	-3.42	-19.67
9	1701.758	1736.360	4.834	34.602	34.060	-1.51	-11.81
10	1688.828	1735.305	19.019	46.477	37.555	26.36	0.25
11	1703.606	1736.218	5.954	32.613	36.108	1.30	-23.80
12	1703.645	1736.135	4.426	32.490	32.965	-4.21	-12.31
13	1711.872	1736.712	7.471	24.840	37.532	74.1	2.6
14	1704.610	1736.376	5.157	31.766	35.006	1.5	-17.1
15	1726.382	1740.671	9.128	14.288	63.651	32.8	137.6
16	1715.655	1734.832	5.636	19.177	15.102	24.0	10.1
17	1705.295	1736.331	4.571	31.036	30.291	15.8	22.9
18	1701.673	1738.000	5.718	36.327	43.920	28.7	41.1
19	1708.036	1735.371	6.215	27.335	26.171	-24.8	-25.1
20	1705.770	1736.281	5.914	30.512	31.521	7.4	-33.6
21	1700.185	1736.488	4.582	36.302	41.088	20.3	6.5
22	1698.929	1738.116	5.355	39.187	47.776	-7.3	19.9
23	1703.207	1736.374	3.252	33.167	31.574	1.6	-8.2
24	1718.647	1736.480	4.207	17.833	35.020	-52.4	4.2
25	1705.965	1737.704	8.015	31.739	40.054	2.0	43.2
26	1720.508	1740.023	11.818	19.515	63.943	-36.4	-121.3
27	1703.090	1736.268	5.067	33.178	30.248	-39.4	62.8
28	1705.129	1735.195	4.136	30.067	27.205	-16.8	-10.0
29	1715.241	1735.995	7.516	20.754	32.565	23.8	-73.9
30	1705.541	1737.820	7.170	32.278	44.340	-20.5	-63.8
31	1695.935	1740.160	4.859	44.225	57.180	-13.5	-75.3

6ème test : 105 données, $R_{Moho}^i = 1650$ km, croûte synthétique moyenne = 30 km, données perturbées

Nous introduisons une perturbation dans les données synthétiques, aléatoirement en fonction des erreurs de lecture des données réelles. Le modèle synthétique utilisé ici est le modèle W30, qui présente un relief latéral plus lisse que les modèles précédents, car reposant sur un plus grand contraste de densité (cf. figure 7.1).

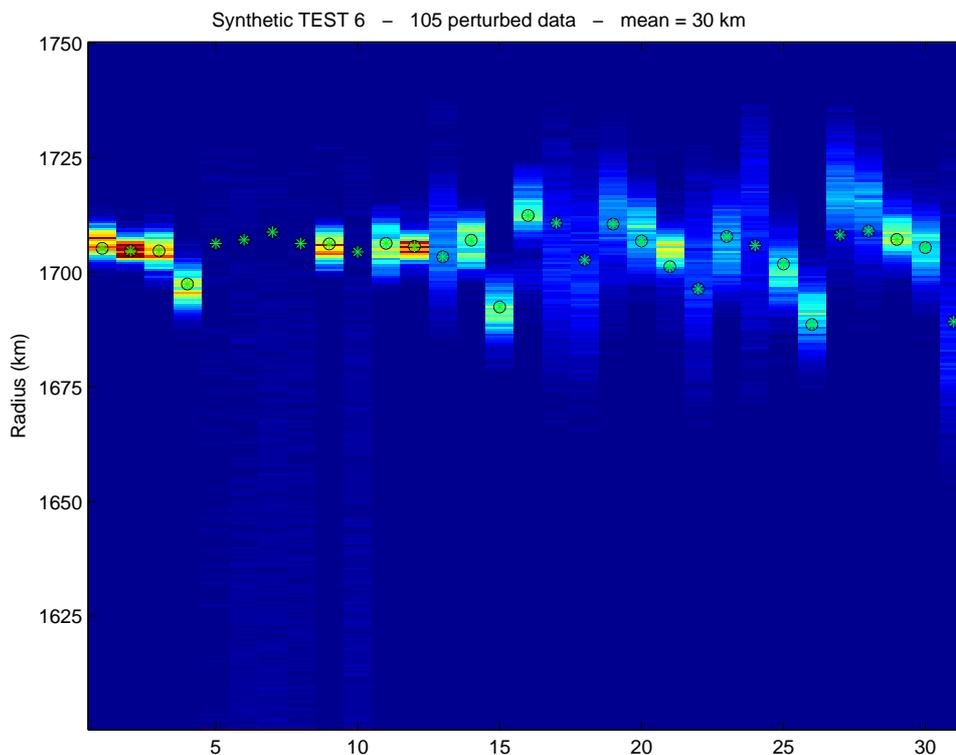


FIG. 7.11 – Test 6. Résultat de l’inversion de 105 données synthétiques perturbées, dans une croûte de 30 km d’épaisseur moyenne. Le bruit ajouté aux données synthétiques est fonction des erreurs de lectures des données réelles.

La figure 7.11 montre que certains sites sont moins bien résolus qu’avec des données synthétiques non bruitées, mais gardent quand même des distributions centrées sur les valeurs synthétiques avec des déviations moyennes faibles (Tab. 7.2). C’est notamment le cas des stations. En revanche, des sites comme 17, 18, 22, 24 et 31 perdent beaucoup de leur résolution par rapport aux autres sites. Toutefois, malgré des déviations moyennes très grandes, ces distributions restent plus ou moins centrées sur les valeurs synthétiques. Ceci est illustré par la figure 7.12, où l’échelle de couleur a été modifiée pour mettre en évidence les maxima des distributions les plus larges, *i.e.* moins bien résolus. Les sites caractérisés uniquement par des temps de parcours correspondant à des distances épacentrales inférieures à environ 10 degrés, ne sont pas du tout résolus. C’est le cas des impacts artificiels des sites 5, 6, 7, 8, et 10.

L’introduction de bruit dans les données synthétiques permet de voir quels sites sont mieux contraints, du point de vue du nombre de données, de l’erreur et de la géométrie des rais. En effet, chacun des sites 17, 18 et 31 est caractérisés par 5 temps d’arrivées dont l’erreur associée est de 10 secondes : l’erreur importante compense le “grand” nombre de données (le site d’impact le plus contraint dispose de 6 données).

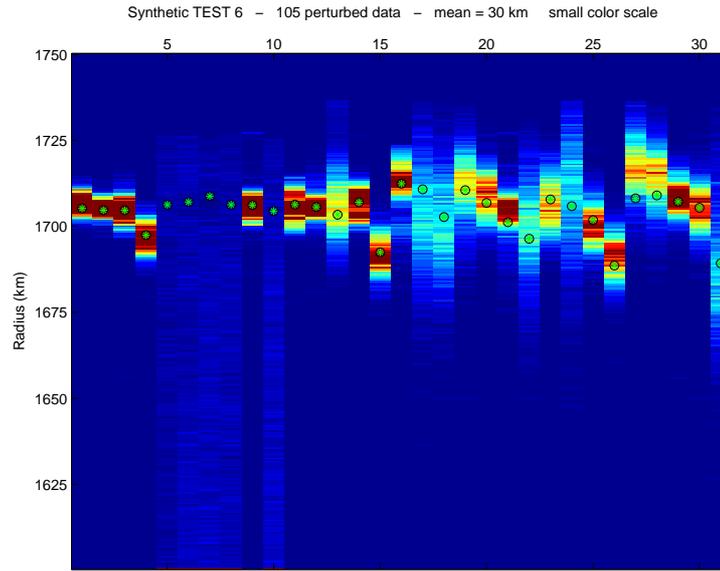


FIG. 7.12 – Test 6. Idem à la Figure 7.11, avec une échelle de couleur mettant en valeur les sites les moins résolus.

TAB. 7.2 – Test 6. Sites 1-4 : stations Apollo, 5-12 impacts artificiels, 13-31 : impacts naturels.

Site	R_{Moho}^{med} (km)	R_{topo} (km)	medmad ⁶	h_{calc} (km)	h_{W30} (km)	Lon (°)	Lat (°)
1 (S12)	1706.652	1735.993	1.721	29.342	30.760	-3.04	-23.42
2 (S14)	1705.098	1736.244	1.305	31.146	31.553	-3.65	-17.48
3 (S15)	1704.674	1736.058	1.899	31.384	31.384	26.08	3.66
4 (S16)	1696.664	1737.603	2.228	40.939	40.139	-8.97	15.51
5	1518.775	1736.075	138.040	217.300	29.800	-3.94	-21.20
6	1580.591	1736.107	62.325	155.516	29.048	-2.75	-27.86
7	1588.947	1735.693	61.623	146.746	26.903	-8.09	-26.02
8	1571.653	1736.117	63.752	164.464	29.830	-3.42	-19.67
9	1705.488	1736.360	1.813	30.872	30.185	-1.51	-11.81
10	1606.589	1735.305	52.501	128.716	30.853	26.36	0.25
11	1705.436	1736.218	2.809	30.783	29.879	1.30	-23.80
12	1705.422	1736.135	1.525	30.713	30.492	-4.21	-12.31
13	1705.844	1736.712	5.527	30.868	33.335	74.1	2.6
14	1706.716	1736.376	2.941	29.659	29.366	1.5	-17.1
15	1691.647	1740.671	2.997	49.024	48.217	32.8	137.6
16	1712.732	1734.832	3.258	22.101	22.433	24.0	10.1
17	1702.973	1736.331	9.251	33.358	25.557	15.8	22.9
18	1700.170	1738.000	8.993	37.830	35.289	28.7	41.1
19	1711.750	1735.371	5.665	23.621	24.841	-24.8	-25.1
20	1709.014	1736.281	4.028	27.268	29.475	7.4	-33.6
21	1704.498	1736.488	2.558	31.990	35.280	20.3	6.5
22	1699.482	1738.116	7.892	38.634	41.722	-7.3	19.9
23	1706.267	1736.374	4.771	30.107	28.564	1.6	-8.2
24	1708.831	1736.480	10.062	27.649	30.630	-52.4	4.2
25	1700.006	1737.704	3.386	37.697	35.870	2.0	43.2
26	1691.215	1740.023	3.559	48.808	51.403	-36.4	-121.3
27	1716.749	1736.268	5.086	19.519	28.117	-39.4	62.8
28	1714.118	1735.195	4.908	21.078	26.199	-16.8	-10.0
29	1708.190	1735.995	2.687	27.805	28.802	23.8	-73.9
30	1705.133	1737.820	3.688	32.686	32.418	-20.5	-63.8
31	1687.203	1740.160	10.380	52.957	50.894	-13.5	-75.3

7.4 Inversions des données de temps d'arrivée

7.4.1 Résultats préliminaires

Inversion A

L'inversion que nous présentons ici est un test effectué avec les données réelles dont nous disposons. Les temps de parcours correspondant à des distances épacentrales inférieures à 10 degrés ne sont pas considérés, pour éviter les trajets non sensibles au Moho. Comme l'illustrent les figures 7.11 et 7.12 du test 6, où les données synthétiques sont perturbées par un bruit cohérent avec l'erreur de lecture des données réelles, certains sites sont mal résolus (p.ex. 17, 18, 24, 31), et d'autres pas du tout (5, 6, 7, 8, 10). Ces derniers sont des sites d'impacts artificiels caractérisés uniquement par des distances épacentrales inférieures à 10 degrés ; ils ne sont donc pas contraints par notre inversion.

Nous ne conservons donc que 85 données sur les 105 initiales. Ceci enlève toute résolution pour certains impacts artificiels, dont toutes les données correspondent à ce critère. Les résultats pour ces sites ne sont donc pas représentés. Le Moho de départ est fixé pour tous les sites à $R_{Moho}^i = 1700 km$. Dans cette inversion, notons que nous n'utilisons aucune information *a priori*.

En comparaison, nous représentons, en plus des distributions de probabilité, les valeurs correspondant aux modèles issus :

- de l'inversion du champ de gravité de la Figure 7.1 avec un point d'ancrage à $z = 30 km$ (modèle W30)
- de l'inversion de Zuber et al. [1994] ancrée à $z = 60 km$, auxquelles nous avons retranché 30 km pour que la valeur moyenne corresponde à celle du modèle de vitesse de Lognonné et al. [2003] que nous utilisons.

Nous utilisons plusieurs représentations :

- représentation identique à celles des modèles synthétiques (Figure 7.13),
- représentation individuelle de la distribution de probabilité marginale de chaque site, avec une barre magenta ou verte pour les modèles d'épaisseur crustale décrits plus haut (Figure 7.14),
- les sites sont représentés de gauche à droite par valeur de R_{Moho} croissantes dans le modèle W30 (Figure 7.15).

Bien que cette inversion ne représente qu'un test préliminaire avec les données réelles, plusieurs caractéristiques sont d'ores et déjà intéressantes à noter :

- Les données réelles comportent bien suffisamment d'information pour permettre à l'algorithme de converger.
- Les stations sont beaucoup mieux résolues que les autres sites. Toutefois, le site 16, qui est un impact météoritique, présente une résolution comparable à celle de la station 15, avec en plus un deuxième pic. Le marcheur est resté "coincé" dans un minimum local de l'espace des modèles, et très localement dans un deuxième, encadrant la valeur attendue par le modèle W30. Un pas de perturbation du rayon du Moho trop petit en est peut-être responsable. Notons que c'est un des sites pour lequel la différence relative de relief entre le modèle de Zuber et al. [1994] et notre modèle W30 est la plus grande.
- Les 4 sites des stations montrent un relief relatif du Moho assez comparable à ceux issus des modèles gravimétriques : les épaisseurs de la croûte sous les sites 12 et

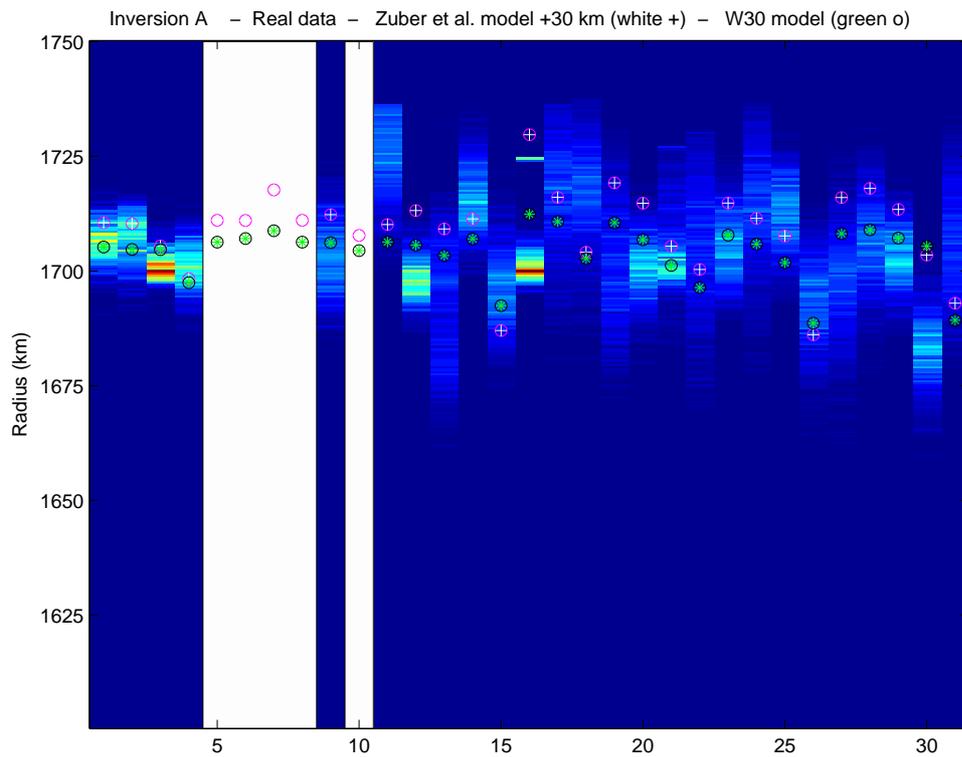


FIG. 7.13 – *Inversion A. Résultat de l'inversion préliminaire de 85 données réelles. Les points verts correspondent au modèle ancré avec $z = 30$ km, les croix blanches à celui de Zuber et al. ancré à 60 km auquel on a enlevé 30 km pour comparer le relief relatif. Les distributions des sites pour lesquels toutes les données correspondent à des distances épicentrales inférieures à 10 degrés ne sont pas représentés.*

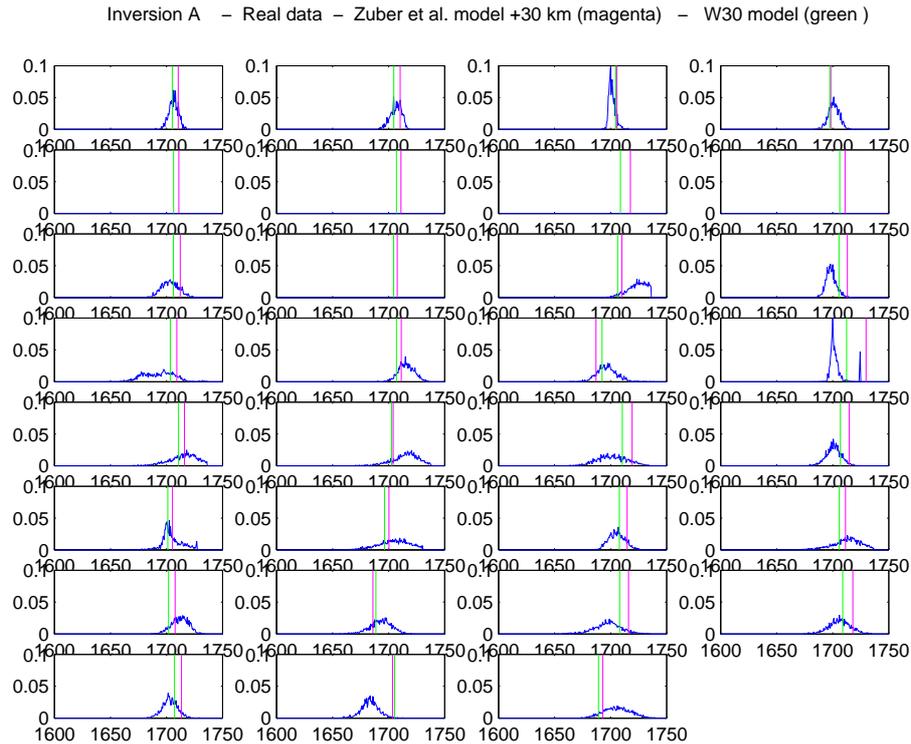


FIG. 7.14 – Inversion A. Résultat de l'inversion préliminaire de 85 données réelles. La distribution de probabilité marginale est représentée séparément pour chaque site, dans le même ordre que pour la Figure 7.6. La barre verticale verte correspond au modèle crustal ancré avec $z = 30$ km, la barre magenta à celui de Zuber et al.

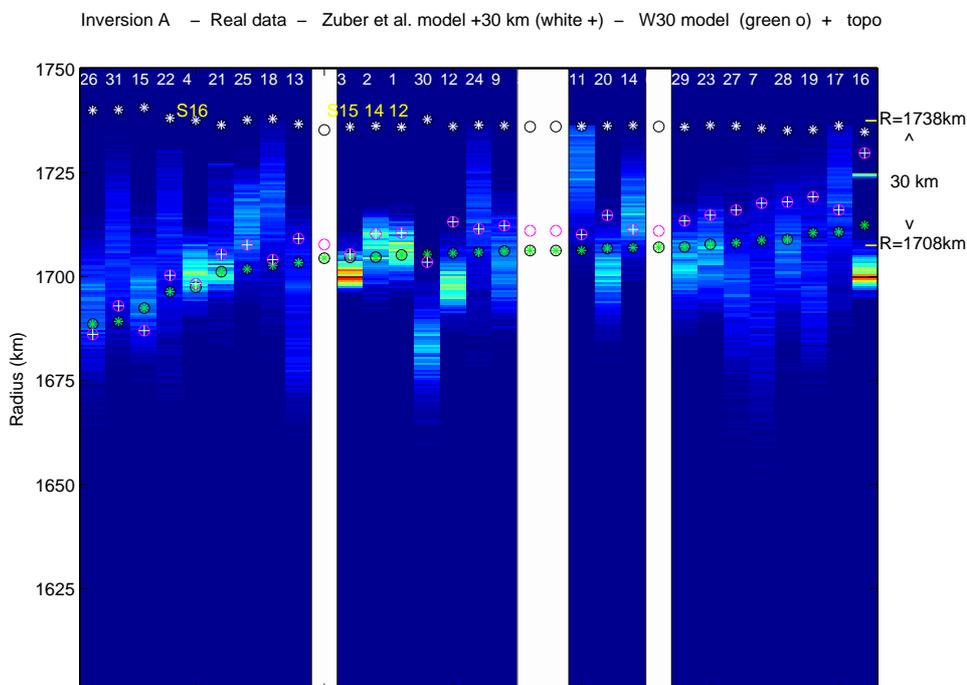


FIG. 7.15 – Inversion A. Résultat de l'inversion préliminaire de 85 données réelles. Les sites sont représentés par ordre croissant de valeur de R_{Moho} issues du modèle W30. Le nom des stations est indiqué en jaune (S12, S14, S15 et S16); le numéro des colonnes en blanc correspond à l'ordre des sites utilisé dans les autres figures.

- 14 semblent être proches, et plus fines que pour les sites 15 et 16. Le Moho sous la station 15 semble être mieux résolu (moins grande dispersion des valeurs les plus probables) que pour la station 16, pour laquelle les modèles gravimétriques prévoient une plus grande profondeur (Figure 7.13).
- La tendance exprimée par les épaisseurs relatives des modèles gravimétriques correspond au premier ordre à la tendance de nos résultats préliminaires, notamment pour les régions où la croûte semble plus épaisse (Figure 7.15).

Prise en compte du 1er kilomètre (Inversion B1)

Pour cette inversion, nous avons modifié la paramétrisation du problème direct, pour illustrer le rôle du kilomètre le plus superficiel qui, comme nous l'avons vu en détail plus haut et dans le chapitre 4, est caractérisé par des vitesses de propagation très lentes, typiquement entre 0,5 et 2 km/s pour les ondes P selon les différents auteurs. Ici, nous introduisons une couche uniforme de 1 km d'épaisseur qui suit la topographie de la surface. Les vitesses des ondes P et S sont fixées respectivement à 1 km/s et 0,57 km/s ($V_p/V_s=1.75$), soit 1 et 1,75 secondes pour parcourir ce dernier kilomètre verticalement. Le temps de trajet total (sous la source et sous le récepteur) dans cette couche est donc de 2 et 3,5 secondes.

Nous pouvons ainsi nous affranchir de cette couche, en appliquant à tous les temps de trajet une correction de 2 secondes pour les ondes P et 3,5 secondes pour les ondes S . Le rayon de surface est alors diminué de 1 km. Les vitesses moyennes attribuées à la croûte ne tiennent alors plus compte de la couche à faible vitesse.

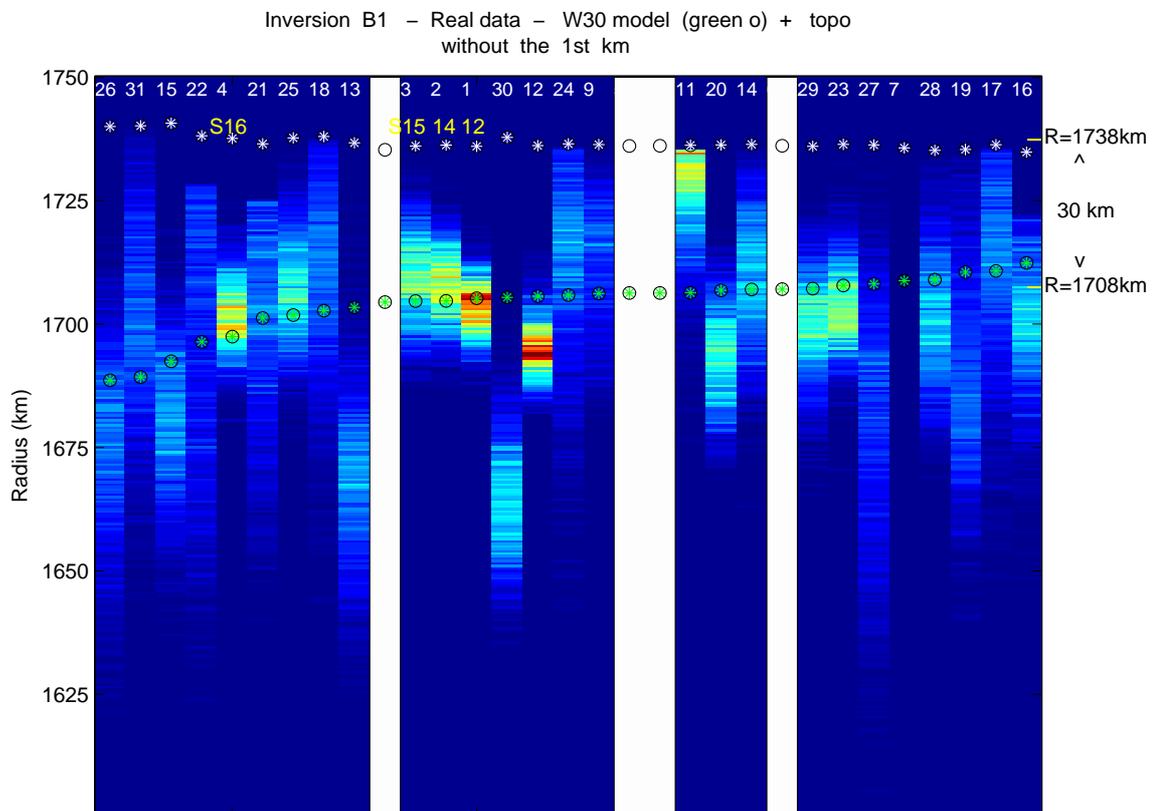


FIG. 7.16 – Inversion B1. Résultats de l'inversion où l'on enlève le 1er kilomètre en surface, caractérisé par des vitesses sismiques très lentes.

Dans cette modélisation (Figure 7.16) comme dans celle de la figure 7.15, les épaisseurs relatives du Moho aux différents sites montrent les mêmes tendances et les incohérences avec le modèle W30 issu du champ de gravité sont présentes aux mêmes endroits. Les différences effectives entre ces deux inversions sont plus marquées pour les sites présentant un écart important avec le modèle W30, comme c'est le cas du site n°30.

Pour des incidences verticales, les temps de trajet sont les mêmes dans une croûte moyenne représentée par une seule couche, que dans une croûte composée de multiples couches, car les angles d'incidence ne sont pas modifiés au passage de chaque discontinuité. Dans les inversions précédentes, la vitesse moyenne de la croûte tenait compte du ralentissement en surface. Le fait d'enlever la couche lente augmente la vitesse moyenne : on passe de $V_p=4,6$ km/s à $V_p=5,2$ km/s. Le contraste de vitesse à la base de la croûte est ainsi moins important, ce qui revient à moins redresser les rais au niveau de cette interface. La différence de temps de trajet dans la croûte du fait de cette différente géométrie est suffisamment faible, étant donnée la précision de nos données, pour ne pas modifier significativement la convergence du marcheur vers les profondeurs de Moho les plus probables.

TAB. 7.3 – Inversion B1. Sites 1-4 : stations Apollo, 5-12 impacts artificiels, 13-31 : impacts naturels.

Site	R_{Moho}^{med} (km)	R_{topo} (km)	medmad ^r	h_{calc} (km)	h_{W30} (km)	Lon (°)	Lat (°)
1 (S12)	1703.587	1735.993	3.466	32.406	30.760	-3.04	-23.42
2 (S14)	1707.751	1736.244	4.858	28.493	31.553	-3.65	-17.48
3 (S15)	1709.132	1736.058	5.950	26.926	31.384	26.08	3.66
4 (S16)	1701.740	1737.603	4.560	35.864	40.139	-8.97	15.51
5		1736.075			29.800	-3.94	-21.20
6		1736.107			29.048	-2.75	-27.86
7		1735.693			26.903	-8.09	-26.02
8		1736.117			29.830	-3.42	-19.67
9	1694.445	1736.360	30.964	41.915	30.185	-1.51	-11.81
10		1735.305			30.853	26.36	0.25
11	1725.738	1736.218	5.917	10.481	29.879	1.30	-23.80
12	1694.884	1736.135	3.295	41.251	30.492	-4.21	-12.31
13	1668.928	1736.712	10.347	67.784	33.335	74.1	2.6
14	1709.115	1736.376	8.556	27.261	29.366	1.5	-17.1
15	1680.681	1740.671	10.122	59.989	48.217	32.8	137.6
16	1700.093	1734.832	8.032	34.739	22.433	24.0	10.1
17	1711.003	1736.331	11.544	25.328	25.557	15.8	22.9
18	1709.337	1738.000	11.588	28.663	35.289	28.7	41.1
19	1688.652	1735.371	13.386	46.719	24.841	-24.8	-25.1
20	1693.620	1736.281	6.749	42.661	29.475	7.4	-33.6
21	1700.289	1736.488	12.827	36.199	35.280	20.3	6.5
22	1695.741	1738.116	18.864	42.375	41.722	-7.3	19.9
23	1703.343	1736.374	5.334	33.031	28.564	1.6	-8.2
24	1711.812	1736.480	10.902	24.668	30.630	-52.4	4.2
25	1706.723	1737.704	6.902	30.981	35.870	2.0	43.2
26	1676.643	1740.023	11.886	63.380	51.403	-36.4	-121.3
27	1681.403	1736.268	15.991	54.865	28.117	-39.4	62.8
28	1700.904	1735.195	8.579	34.291	26.199	-16.8	-10.0
29	1700.023	1735.995	6.341	35.972	28.802	23.8	-73.9
30	1664.332	1737.820	7.704	73.488	32.418	-20.5	-63.8
31	1699.928	1740.160	13.112	40.232	50.894	-13.5	-75.3

Corrélation spatiale (Inversion B2)

Pour la figure 7.17, nous avons introduit une fonction de corrélation dans le marcheur de Monte-Carlo, qui associe un handicap important aux modèles très discontinus, et favorise les Moho "lisses". Les paramètres de la fonction de corrélation sont $\sigma = 5$ km, $L_{Corr} = 5^\circ$ $r_0 = 1710$ km (Moho moyen 28 km de profondeur).

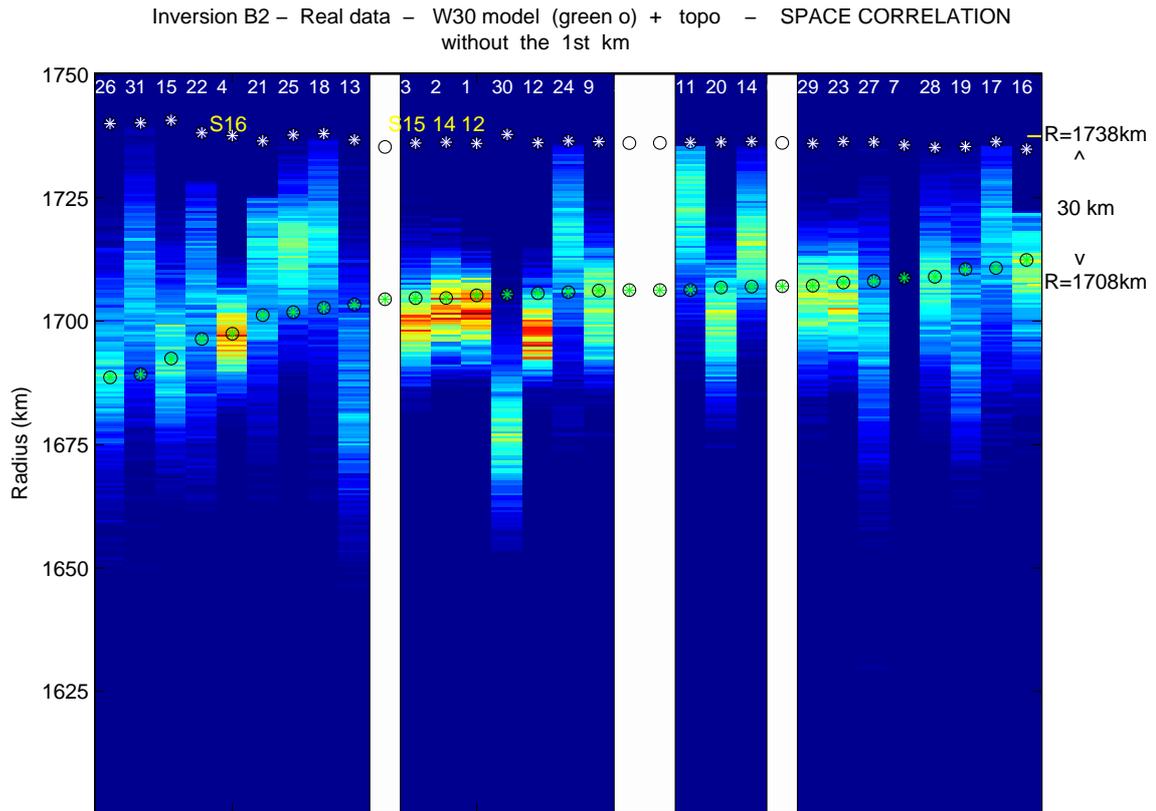


FIG. 7.17 – Inversion B2. Idem à la Figure 7.16, avec une corrélation spatiale.

En comparaison avec la figure 7.16, la corrélation spatiale n'a, à première vue, pas modifié énormément la géométrie des différents R_{Moho}^i les plus probables. Les sites présentant de grands écarts avec la profondeur moyenne de 30 km sont les mêmes que sans la corrélation, et les discordances sont du même ordre de grandeur. Toutefois, la corrélation resserre les distributions de probabilités de nombreux sites, tout en les recentrant sur des valeurs plus en accord avec les prédictions du modèle issu du champ de gravité. Par exemple, les sites 15 et 26, distants de plus de 115° et relativement isolés (le site 26 est à plus de 45° de l'impact le plus proche), montrent sur la figure 7.16 des distributions de R_{Moho}^i assez plates et centrées plus en profondeur que le modèle W30, alors que sur la figure 7.17, ces distributions sont moins dispersées et centrées sur les mêmes valeurs que W30, tout comme les Moho des sites 23, 28, 29 et 16 qui ont été "rémontés". Notons que le site 16 ne présente plus l'anomalie de résolution de la figure 7.15. De même, le site 27, qui n'avait quasiment aucune résolution, est maintenant mieux défini, avec des profondeurs plus proches de la valeur moyenne. Les sites 21, 25 et 18 ont en revanche tendance à s'écarter du modèle W30, duquel ils étaient plus proches sans la prise en compte de la corrélation.

Les différences relatives d'épaisseur entre les stations sont affectées dans les détails par la corrélation : par ordre d'épaisseur crustale croissant (R_{Moho} décroissant), les stations montraient $R_{Moho}^{15} > R_{Moho}^{14} > R_{Moho}^{12} > R_{Moho}^{16}$ sans l'apport de la corrélation, alors qu'ici $R_{Moho}^{14} > R_{Moho}^{12} > R_{Moho}^{15} > R_{Moho}^{16}$. Les épaisseurs crustales sont plus en accord avec les modèles gravimétriques, notamment pour la station 16 (cf. Tab. 7.3 et 7.4).

TAB. 7.4 – Inversion B2. Sites 1-4 : stations Apollo, 5-12 impacts artificiels, 13-31 : impacts naturels.

Site	R_{Moho}^{med} (km)	R_{topo} (km)	medmad ^s	h_{calc} (km)	h_{W30} (km)	Lon (°)	Lat (°)
1 (S12)	1701.715	1735.993	3.643	34.278	30.760	-3.04	-23.42
2 (S14)	1702.321	1736.244	4.029	33.924	31.553	-3.65	-17.48
3 (S15)	1699.760	1736.058	4.248	36.298	31.384	26.08	3.66
4 (S16)	1696.934	1737.603	4.096	40.669	40.139	-8.97	15.51
5		1736.075			29.800	-3.94	-21.20
6		1736.107			29.048	-2.75	-27.86
7		1735.693			26.903	-8.09	-26.02
8		1736.117			29.830	-3.42	-19.67
9	1702.855	1736.360	6.008	33.505	30.185	-1.51	-11.81
10		1735.305			30.853	26.36	0.25
11	1720.433	1736.218	7.232	15.785	29.879	1.30	-23.80
12	1697.832	1736.135	3.841	38.303	30.492	-4.21	-12.31
13	1686.742	1736.712	10.877	49.970	33.335	74.1	2.6
14	1715.428	1736.376	6.101	20.948	29.366	1.5	-17.1
15	1693.214	1740.671	7.722	47.457	48.217	32.8	137.6
16	1707.807	1734.832	6.486	27.025	22.433	24.0	10.1
17	1713.312	1736.331	9.329	23.018	25.557	15.8	22.9
18	1713.833	1738.000	8.514	24.168	35.289	28.7	41.1
19	1699.746	1735.371	10.596	35.625	24.841	-24.8	-25.1
20	1699.891	1736.281	6.102	36.390	29.475	7.4	-33.6
21	1707.139	1736.488	8.926	29.349	35.280	20.3	6.5
22	1702.544	1738.116	10.418	35.572	41.722	-7.3	19.9
23	1704.461	1736.374	5.378	31.913	28.564	1.6	-8.2
24	1714.244	1736.480	8.458	22.236	30.630	-52.4	4.2
25	1713.067	1737.704	6.368	24.637	35.870	2.0	43.2
26	1690.527	1740.023	8.324	49.496	51.403	-36.4	-121.3
27	1697.268	1736.268	9.411	39.001	28.117	-39.4	62.8
28	1706.797	1735.195	7.002	28.398	26.199	-16.8	-10.0
29	1704.112	1735.995	5.659	31.884	28.802	23.8	-73.9
30	1677.915	1737.820	6.905	59.905	32.418	-20.5	-63.8
31	1705.347	1740.160	9.624	34.813	50.894	-13.5	-75.3

7.5 Conclusion

Les variations latérales de topographie et de profondeur du Moho n’avaient jamais été prises en compte simultanément dans les études sismologiques de la structure interne de la Lune. La seule étude considérant de possibles hétérogénéités latérales a été entreprise par *Khan et al.* [2000] et *Khan et Mosegaard* [2002], en introduisant un temps de correction relatif au premier kilomètre sous chaque site d’impact et de station. Ces corrections temporelles sont explorées par leur marcheur de Monte-Carlo, sous la forme d’un délai ajouté aux temps de parcours dans une Lune homogène latéralement, d’un rayon de 1737 km. De telles corrections locales sont censées compenser les altitudes des différents sites, ainsi que les éventuelles variations de la nature et de l’épaisseur de la couche à faible vitesse, mais ne tiennent pas compte du relief du Moho.

La vision que nous apportons ici est différente : “notre Lune” n’est homogène latéralement que jusqu’à la limite croûte-manteau à chaque endroit. Les hétérogénéités possibles concernent l’épaisseur de la croûte dans son ensemble : entre le Moho et la surface. Les altitudes de chaque site sont introduites et ne correspondent donc pas à l’altitude nulle considérée habituellement (rayon moyen de la Lune $R=1738$ km).

Ces variations latérales sont apportées relativement à notre modèle moyen, résultant de l’inversion des temps d’arrivée de 58 événements différents (cf. Chapitre 5 et *Lognonné et al.* [2003]), et nous inversons uniquement la topographie du Moho. Les vitesses de propagation sont considérées constantes et identiques pour chaque site.

Avec notre dernière inversion B2 (Fig. 7.17 et Tab. 7.4), l’épaisseur de la croûte sur 26 sites telle que nous la voyons avec les temps de trajet de 22 impacts, a pour

valeur médiane 34,1 km, avec un écart médian absolu de 5,3 km. Les résultats de nos différentes inversions sont à considérer en terme de variations latérales. La caractérisation des variations latérales d'épaisseur crustale est aussi donnée par les modélisations du champ de gravité. Celles-ci ont l'avantage d'avoir une meilleure couverture spatiale, mais souffrent de la non-unicité des résultats, puisque la mesure du champ de gravité intègre les hétérogénéités en profondeur. Nous avons construit un modèle d'épaisseur crustale prenant en compte l'altitude et considérant une croûte et un manteau homogènes en densité, en ancrant ce modèle (nommé W30) avec une profondeur du Moho de 30 km sous la station *Apollo 12*. Ainsi, nos modèles sismologiques sont directement comparables avec notre modèle gravimétrique. Le cas idéal où les hypothèses des uns et de l'autre sont parfaitement représentatives de la réalité doit conduire à des modèles complètement cohérents, dans la limite de leurs incertitudes relatives. Pour la gravité, la source principale d'erreur vient des hypothèses de densités et d'homogénéité ; si celles-ci sont correctes, les erreurs théoriques et celles sur les mesures sont beaucoup moins importantes. Pour la sismologie, l'incertitude sur les lectures des temps d'arrivée peut s'avérer plus importante que l'erreur apportée par les hypothèses simplificatrices comme l'introduction d'une croûte à une couche.

Une incohérence entre le résultat sismologique et le résultat gravimétrique peut avoir trois causes : 1/ une éventuelle hétérogénéité de densité/masse sous la croûte peut affecter le champ de gravité sans que les rais sismiques et leurs temps de trajet y soient sensibles, parce qu'ils ne la traversent pas, 2/ la géométrie des rais contraignant le site en question peut souffrir de la paramétrisation du problème direct, même si elle est correcte pour les autres, 3/ une ou plusieurs des données sismologiques (temps d'arrivée) caractérisant un site ne sont pas cohérentes avec les erreurs de lectures associées.

Dans cette étude, nous avons montré que nous avons suffisamment de signal pour avoir la résolution permettant une comparaison avec les modèles gravimétriques. En effet, même si les erreurs associées aux lectures de temps d'arrivées, qui peuvent atteindre 10 secondes pour un tiers d'entre elles, sont responsables de l'étalement des distributions de probabilité *a posteriori* (l'espace des modèles les plus probables n'est pas clairement identifiable), les modèles sélectionnés montrent une tendance cohérente avec W30.

Il est délicat d'interpréter les modèles issus de nos inversions, dont la plus aboutie est illustrée par la figure 7.17, car nous estimons que cette étude n'est pas encore complètement achevée ; il s'agit plutôt de considérer ces résultats préliminaires comme la validation d'une nouvelle approche de la sismologie lunaire des données *Apollo*.

Nous obtenons une résolution suffisante pour atteindre des variations latérales de l'épaisseur crustale de l'ordre de 10 km pour une épaisseur moyenne de 30 km, dont les valeurs extrêmes sont environ 50 et 20 km dans notre modèle gravimétrique W30. Pour les 5 sites où W30 prédit une croûte plus épaisse que 40 km, les 3 sites pour lesquels nous avons de la résolution (26, 15, 4) montrent des distributions centrées sur ces valeurs (Figure 7.18). De même, pour les 4 sites où la croûte est la plus fine (entre 26 et 22 km) pour le modèle W30, les 2 sites résolus sont centrés sur les mêmes épaisseurs que W30 (cf. Tab. 7.4).

Les sites des stations, échantillonnés environ 7 fois plus que les sites d'impact, montrent des épaisseurs crustales relatives cohérentes avec W30. Notons que dans le modèle W30, le Moho sous la station *Apollo 15* est à la même profondeur que sous *Apollo 14*, alors que dans le modèle de *Zuber et al.* [1994], le Moho sous la station 15 est significativement plus profond. Pour ce même site, la figure 7.19 montre de la même manière une distribution centrée plus profondément que pour le site *Apollo 14*.

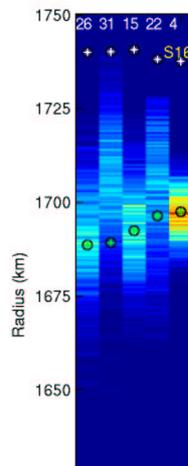


FIG. 7.18 – Zoom de la Figure 7.17 (inversion B2), pour les 5 sites où la croûte est la plus épaisse dans le modèle W30.

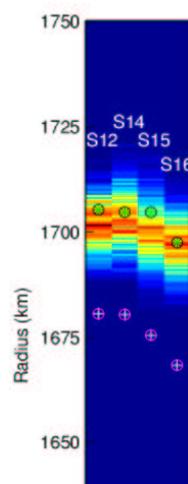


FIG. 7.19 – Détail de l'inversion B2, pour les sites des 4 stations Apollo 12, 14, 15 et 16. Le modèle W30 est représenté en vert/noir, celui de Zuber et al. en blanc/magenta.

La comparaison entre les deux modèles d'épaisseur crustale peut être illustrée par la figure 7.20 où les épaisseurs sont représentées par le même code couleur dans les deux cas. Les points contraints par la sismologie figurent sur la carte du haut, avec une taille inversement proportionnelle à la dispersion de la distribution de probabilité. Le diamètre du point est donc d'autant plus gros que le site est mieux contraint. Les sites les moins significatifs sont ainsi à peine visibles. Les différents sites correspondent aux points marqués en noir sur la carte du bas, représentant le modèle W30 déterminé avec le champ de gravité. On peut noter un très bon accord entre les deux modèles pour la majeure partie des points significatifs. La résolution de notre méthode est suffisante pour mettre en valeur les variations latérales à partir de la sismologie, contrairement aux approches utilisées précédemment avec les données sismiques *Apollo*. Les régions contraintes ne se limitent plus aux alentours des stations *Apollo* 12 et 14, puisque nous observons un bon accord entre les deux modèles même pour les points les plus distants de ces deux stations.

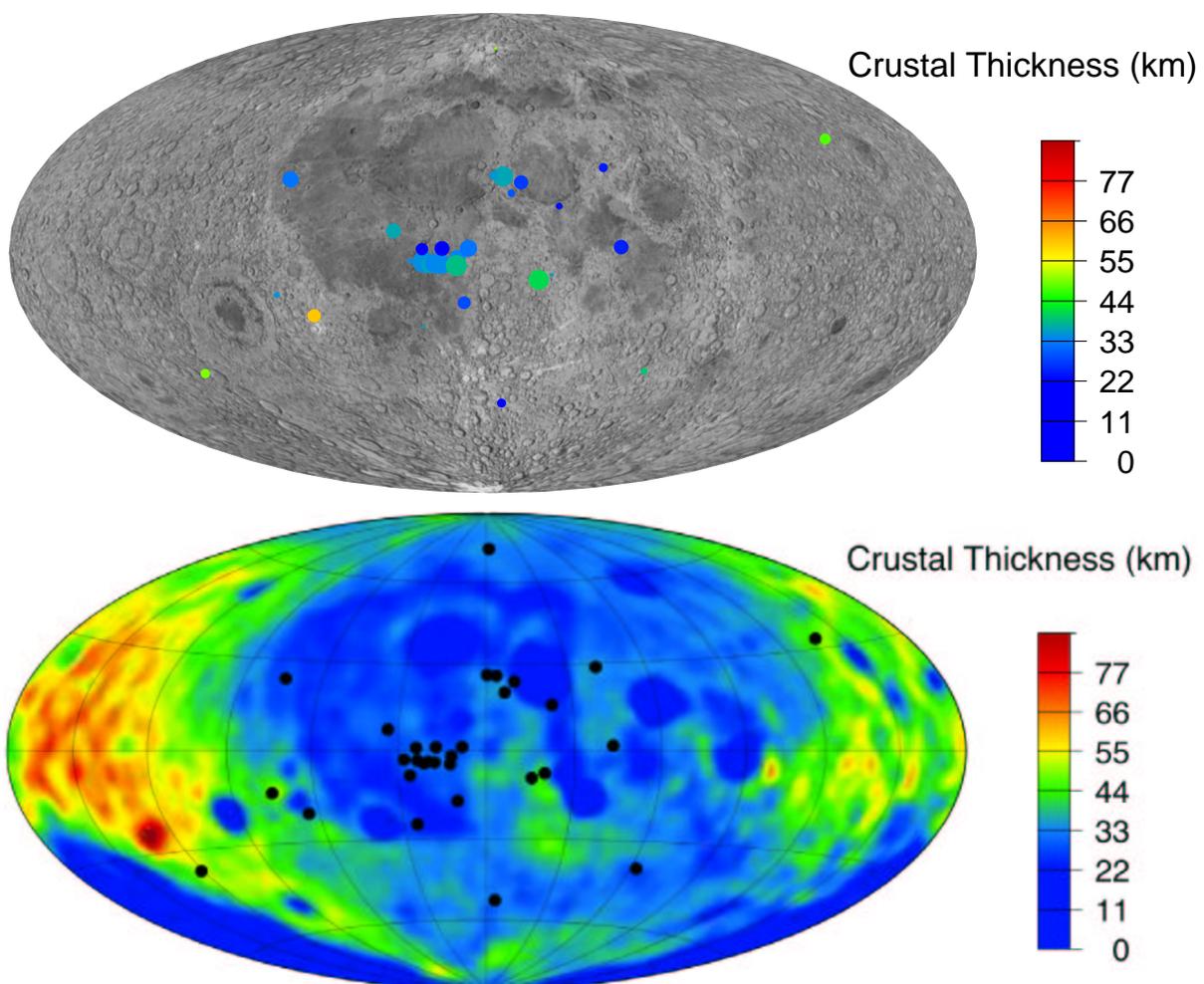


FIG. 7.20 – Comparaison entre les modèles d'épaisseur crustale déterminés à partir des données sismologiques (haut) et gravimétriques (W30, bas). Les deux cartes utilisent les mêmes échelles de couleur. Le diamètre des points représentant les sites sur la carte du haut est inversement proportionnel à l'écart médian absolu.

Les résultats préliminaires de ces inversions ont montré la faisabilité d'une telle étude. Il n'est pas clair pour l'instant si les incohérences avec les modèles de gravité sont interprétables en terme de structure réelle ou si elles résultent d'une mauvaise ca-

ractérisation des vitesses crustales. Le cas d'une couche superficielle uniforme ayant été résolu par l'introduction d'une correction globale des temps d'arrivées, les étapes suivantes de cette étude consistent à appliquer à chaque site une correction indépendante, relative à la structure superficielle, et à introduire une croûte à deux couches, pour en mesurer l'effet sur les résultats. Pour ajouter une couche sans ajouter de paramètres à déterminer, il convient de fixer celle-ci. Le choix se fera donc entre une épaisseur fixe par rapport à la base de la croûte, *i.e.* une croûte inférieure mobile, et une épaisseur fixe par rapport à la surface. Il est important de rappeler qu'une telle exploration extensive de l'espace des modèles nécessite un problème direct qui puisse être résolu rapidement, et qu'il n'est pas envisageable de trop le raffiner, en introduisant des gradients, par exemple, qui équivalent à une multiplicité du nombre de couches.

Une fois la stabilité de l'inversion atteinte en changeant ces paramètres, il faudra étudier les différences systématiques en termes de régions de la Lune, et pas seulement en termes de distances épacentrales. En effet, d'un côté les modèles gravimétriques reposent sur des hypothèses simplificatrices avec une densité constante pour la croûte et pour le manteau en tout point de la Lune, et de l'autre les possibles variations latérales de vitesse dans notre paramétrisation ne sont pas prises en compte. Les incohérences d'épaisseur de croûte entre les deux types de modélisation sont donc interprétables en termes de variations latérales de densité pour l'un, ou de vitesse pour l'autre. Il est en effet possible que les différentes unités géologiques (cf. Chapitre 2.4.2) identifiées à la surface lunaire soient caractérisées par des densités/vitesses différentes, auquel cas les épaisseurs crustales modélisées seraient biaisées localement. Des hétérogénéités de grandes longueurs d'ondes sont aussi probables dans le manteau, notamment sous les régions particulièrement abondantes en mers basaltiques. Les épaisseurs de ces épanchements sont d'ailleurs très mal connues et constituent une source d'erreur importante [Williams et Zuber, 1998, Wiczorek et Phillips, 1998]. Des hétérogénéités de petites longueurs d'ondes dans la croûte (plutons, dykes, etc.) sont aussi possibles. Pour nos deux types de modélisations, la sensibilité à ces paramètres n'est pas la même. En effet, la densité n'affecte qu'indirectement les vitesses sismiques (avec la viscosité et le module de cisaillement), et de la même manière, un paramètre comme la fracturation ne va pas obligatoirement s'associer avec une baisse de la densité, seul facteur auquel la gravité est sensible.

Quatrième partie
Conclusions et Perspectives

Chapitre 8

Conclusions

Conclusions and prospects

Along the different sections of this dissertation, we have seen that the Lunar crust is particularly important for many questions of lunar science, among which the magma ocean takes a central part. The Anorthosite composition of the crust imposes a global differentiation which affects the Moon on an extensive scale to account for the large amount of elements such as Al, Ca, K or U in the crust. As the crust directly comes from this primitive differentiation, the crustal thickness is a clue to the depth of the magma ocean, which depends to the thermal energy released during the giant impact and re-accretion genesis of the Moon.

The main object of this study was to characterize the crustal thickness of the Moon, using the informations contained in the Apollo seismic dataset. The three aspects developed in the dissertation all converge in the direction of a thinner crust, in comparison with the 60 km thick models developed during the Apollo era. [1] The complete re-analysis of the Apollo seismic dataset showed that no seismic discontinuity was probable at a depth around 60 km. Moreover, the typical mantle velocities are present as shallow as 30 km depth, with no further increase below. No discontinuity mark precisely the crust-mantle boundary around 30 km, and the whole crust displays a smooth increase of velocities. [2] The receiver function analysis performed on the deep event data highlighted seismic conversions at the crust-mantle boundary. Waveform and arrival time modelisations pointed out the agreement of our 30 km thick model with these converted phases. [3] The characterization of lateral variations with a Monte-Carlo inversion of impact data showed that the crustal thickness investigated at 31 different sites on the lunar surface were distributed over a median value 34 ± 5 km, which is coherent with the mean value of 30 ± 2.5 km determined with the complete dataset. As detailed in chapter 3.4, this value around 30 km thick stands for the nearside of the Moon. Taking into account the global composition and density constraints inferred from the mantle velocities and moment of inertia, we propose a 40 km thick mean crust (cf. annex B).

Our mantle velocity model can be interpreted in terms of composition and mineralogy, as detailed in chapter B. Among the compositional models described by Kuskov (1995), our velocities are in agreement with a pyroxenite model in the upper mantle. Colder mantle temperatures relative to the ones considered by Kuskov (1995) make a better fit. Our model is thus leading to a bulk composition of the lunar mantle+crust of 53.5% SiO₂, 21.9% MgO, 13.3% FeO, 6.4% Al₂O₃ and 4.9% CaO. The resulting densities can be used to constrain the mass of the core. The core radius is thus between 330 and 350 km, if composed of pure iron, and between 500 and 550 km for a Fe-S alloy.

The characterization of lunar crustal thickness needs to take into account the lateral variations of geology (surface relief and density) and deeper structure (Moho relief and deep heterogeneities). The inversion we developed in chapter 7 allows for the first time to characterize lateral

variations of crustal thickness with seismology. The mean value of crustal thickness as determined by the classic seismic inversions, was used until now to anchor inversions of the topography and gravity field, which was the only way to access to these lateral variations of crustal thickness. The lateral informations resulting from seismology can now be compared with the lateral informations derived from gravity. The differences between the two types of modelisation are related to the respective hypotheses of uniform velocity and density for layers representing the crust and mantle. The improvements of this inversion will thus allow to interpret the discrepancies between the two methods in terms of local heterogeneous structures.

In the next future, Lunar exploration, which experienced a rebirth after the Apollo and Luna programs, will benefit for a new infatuation, with the ESA mission SMART-1 (launched Sept. 30, 2003) and the JAXA¹ missions Lunar-A and SELENE. The main goal of Lunar-A is to characterize the core of the Moon with seismic data, which could not be assessed with the Apollo data. In this purpose, two penetrators are going to install antipodal seismometers, required to detect seismic phases having sampled the core.

There is now a consensus in the Lunar science community to consider the setup of an extended long-term seismic network on the Moon as the next priority. Moonquake recording from many locations on both hemispheres is indeed the only mean to investigate a more precise structure of the Moon.

8.1 Synthèse

Lors des chapitres précédents, nous avons vu sous différents aspects que la croûte était au centre des plus importantes questions de la science lunaire. Que ce soit dans la modélisation de sa formation ou dans la compréhension des grandes phases de son évolution, la croûte contrôle une grande partie des informations. La problématique principale est liée à l'épisode de l'océan magmatique global dont la croûte anorthositique est le fruit primitif. Certains éléments comme l'Aluminium, le Calcium, le Potassium ou l'Uranium, sont effectivement beaucoup plus abondants dans la croûte que dans les zones plus profondes. Ainsi, la quantité de ces éléments dans toute la croûte représente une part importante de la quantité totale et la caractérisation de son épaisseur est primordiale dans l'estimation de sa composition globale. Pour former une croûte anorthositique, une différenciation globale importante est nécessaire ; la quantité d'éléments comme l'Aluminium contenue dans la croûte est ainsi liée à la profondeur jusqu'à laquelle le manteau de la Lune devait être fondu pour permettre une telle différenciation. Cette profondeur dépend notamment des conditions de formation de la Lune, dont on a vu qu'elle était liée selon toute vraisemblance, à un impact géant impliquant la proto-Terre. Parmi ces conditions, le type de collision (rasante/frontale) détermine l'énergie dégagée par l'impact, et son âge détermine le temps pendant lequel la Lune a dû rester partiellement fondue.

On voit ainsi que la compréhension de la formation du système Terre-Lune, repose en partie sur la connaissance de la croûte lunaire, qui a la particularité d'être le premier résultat de la différenciation primitive, non remanié depuis. Les différentes parties de l'étude que l'on conclut ici, se sont attachées à caractériser l'épaisseur crustale du point de vue de la sismologie, grâce aux données des missions *Apollo*.

¹JAXA : Japan Aerospace Exploration Agency. Since October 1, 2003, ISAS, NAL and NASDA are merged into one independent administrative institution : JAXA.

8.1.1 Une croûte deux fois moins épaisse

Les premières études des données sismologiques des missions *Apollo* ont conduit à proposer une épaisseur crustale de l'ordre de 60 km autour des stations 12 et 14. Ce résultat a été admis, et utilisé comme incontestable pendant les années 70 et 80. Jusqu'à récemment, cette valeur n'avait jamais été remise en cause, malgré les relatives faiblesses et lacunes des arguments qui en sont à l'origine, et l'importance que revêt un tel paramètre sur la connaissance de la Lune.

Nous avons entrepris une nouvelle investigation du jeu de données sismologiques *Apollo*, avec des moyens méthodologiques et techniques de 20-30 ans plus perfectionnés, afin de confirmer et d'approfondir les anciens résultats.

Tous les événements ont été retraités et les temps d'arrivées réestimés par le même membre de notre équipe (Jeannine Gagnepain-Beyneix) afin de conférer une plus grande cohérence au jeu de données. L'inversion de ces temps d'arrivées par une méthode quasi-systématique plus rigoureuse, a conduit à réestimer l'épaisseur de la croûte. En effet, la principale information mise en évidence dans cette étude est qu'aucune discontinuité des vitesses sismiques n'est présente autour de 60 km de profondeur, alors les vitesses mantelliques sont atteintes dès la profondeur de 30 km. Nous n'observons pas de discontinuité marquée entre les vitesses crustales et celles du manteau.

Un autre caractère très important qui ressort de cette étude est que la mauvaise qualité des données, au sens de l'identification des arrivées, et le faible nombre de données disponibles relativement à cette qualité, ne permettent pas d'avoir une vision très précise de la structure interne. En respectant les informations des barres d'erreur des différents modèles, les tendances de chacun se confondent avec les autres, et la présence de certaines caractéristiques comme une discontinuité vers 500 km de profondeur, est difficilement irréfutable. Il suffit en effet de ne pas considérer un événement dans les données pour changer notablement les résultats.

Le développement de la méthode des fonctions récepteur pour les données sismologiques lunaires, a permis de mettre en évidence des phases converties sous la station *Apollo* 12. C'est la première fois que cette technique est utilisée sur les données lunaires. Cette étude nous a permis d'identifier des conversions d'ondes *S* en ondes *P* à la base de la croûte ainsi qu'à la base de la couche à faible vitesse. Ces conversions sont cohérentes avec notre modèle de croûte de 30 km d'épaisseur. Notons que les vitesses relatives à cette croûte fine sont nécessairement plus grandes que celles des modèles plus épais. La figure 8.1 montre les modèles de vitesse *P* tels qu'ils sont représentés sur la figure 4.11, superposés à la distribution des vitesses d'échantillons crustaux issue de *Toksöz et al.* [1974]. En s'appuyant sur cette figure, les auteurs n'écartent pas la présence de basaltes pour les 20 premiers kilomètres, ce qui est en forte contradiction avec les estimations actuelles de l'épaisseur des épanchements magmatiques, typiquement plus faible d'un ordre de grandeur [*Williams et Zuber*, 1998]. Alors que le modèle de *Toksöz et al.* [1974] n'est cohérent qu'avec les échantillons labélisés "basaltes", caractérisés par les vitesses les plus élevées, notre modèle, plus lent, est compatible avec des caractéristiques de roches moins extrêmes. Toutefois, la nature remaniée et fracturée de la croûte rend la classification basaltes/brèches de *Toksöz et al.* [1974] un peu brutale, puisque il est très peu probable que des basaltes non transformés/mélangés soient présent. Toute roche lunaire de plus de quelques centimètres peut ainsi vraisemblablement être classifiée comme une brèche...

Par ailleurs, l'analyse des conditions qui ont permis l'identification des phases *Sp*, et les contraintes sur la couche superficielle à faible vitesse qu'apporte la modélisation, nous permettent de proposer que la nature diffractante de cette couche de surface est

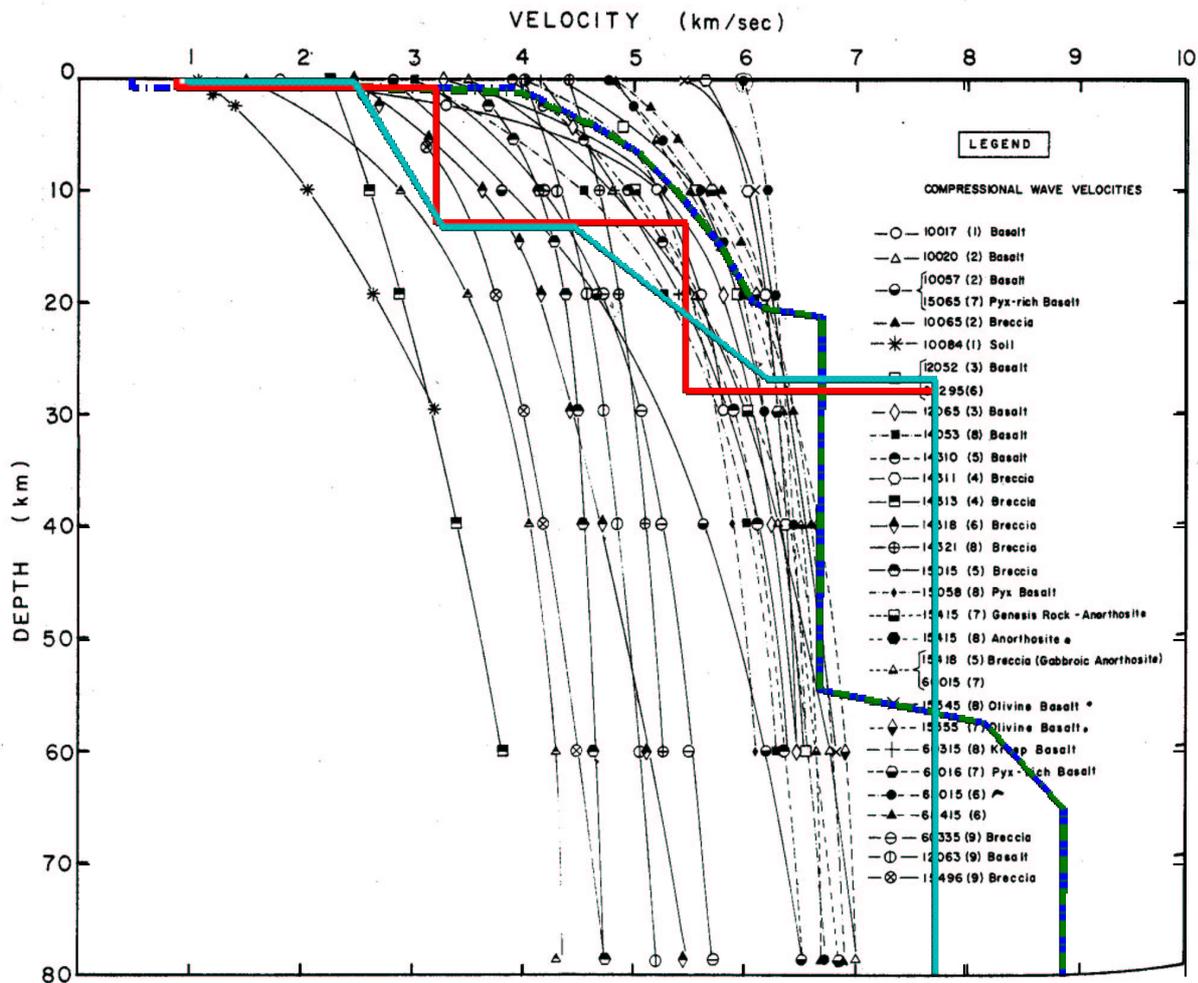


Fig. 27. Laboratory measurements of P wave velocities for returned lunar samples. The rock number is indicated in the figure. The variation of velocity with pressure has been converted to variation of velocity with depth by using the densities in Table 4; no corrections have been made for temperature. The references for the samples are as follows: 1, Anderson *et al.* [1970]; 2, Kanamori *et al.* [1970]; 3, Kanamori *et al.* [1971]; 4, Mizutani *et al.* [1972]; 5, Todd *et al.* [1972]; 6, Todd *et al.* [1973]; 7, Chung [1973]; 8, Mizutani and Newbigging [1973]; 9, Warren *et al.* [1973].

FIG. 8.1 – Superposition des modèles de vitesses crustale P présentés dans les chapitres 4.2.2 et 5.2.2, et des vitesses des échantillons lunaires mesurées en laboratoire (Toksöz *et al.*, 1974)

probablement moins prononcée qu'aux autres sites *Apollo*, sans quoi cette identification aurait été impossible.

L'épaisseur moyenne de la croûte lunaire était estimée à 60-100 km jusqu'à récemment. L'inversion de toutes les données nous a permis d'évaluer la croûte moyenne sur la face visible à environ 30 km d'épaisseur, et la prise en compte des variations latérales converge vers une valeur de 34 ± 5 km, caractérisée par les impacts uniquement. Les implications de notre modèle sur la structure et la composition globale de toute la Lune nous conduisent à revoir l'estimation passée, et à proposer une épaisseur moyenne de 40 km (cf. annexe B).

8.1.2 Composition, minéralogie et taille du noyau

De notre modèle sismique du manteau, on peut tenter de dresser une interprétation minéralogique. En effet, notre modèle est en accord avec une composition de type pyroxénite [Kuskov, 1995] entre 100 et 600 km de profondeur (Figure 8.2). Pour que cet accord soit meilleur, il est nécessaire de modifier la température du manteau par rapport à celui dans lequel Kuskov [1995] calcule les vitesses sismiques. Ainsi, les contraintes sismologiques qu'apporte notre inversion des temps d'arrivées sont en accord avec un manteau relativement froid, atteignant 700°C et 900°C à 350 et 600 km de profondeur respectivement. La composition globale manteau + croûte est alors 53,5% SiO_2 , 21,9% MgO , 13,3% FeO , 6,4% Al_2O_3 et 4,9% CaO

Les densités de la croûte et du manteau qui résultent de cette composition nous permettent de contraindre la masse du noyau. Le rayon du noyau est alors compris entre 330 et 350 km s'il est composé de Fe pur, et entre 500 et 550 km pour un alliage de Fe-S.

Les différents aspects résumés ci-dessus sont développés plus en détail dans l'annexe B.

8.2 Perspectives

La caractérisation de la croûte lunaire et de son épaisseur nécessite maintenant une approche prenant en compte les variations latérales de nature géologique (densité, relief de surface) et structurale (relief du Moho, hétérogénéités profondes). La méthode que nous avons développée dans le chapitre 7 permet pour la première fois d'envisager les variations latérales de l'épaisseur crustale de la Lune d'un point de vue sismologique. La valeur de l'épaisseur moyenne déterminée par la sismologie permettait jusqu'à présent d'ancrer les inversions du champ de gravité, qui donnent accès aux variations latérales de l'épaisseur crustale. La première est indispensable à la détermination des secondes. Le fait d'avoir accès aux variations latérales de la profondeur du Moho avec la sismologie nous permet de comparer ces variations avec celles issues du champ de gravité, qui sont indépendantes du point de vue de l'épaisseur relative. Les discordances entre les deux types de modèles sont alors liées aux hypothèses inhérentes à chacun de ces modèles. La principale caractéristique qui est en cause est l'uniformité de la densité attribuée à la croûte et au manteau dans l'inversion gravimétrique. Les différentes unités géologiques identifiées en surface font en effet état de terrains hétérogènes du point de vue de certains éléments majeurs comme le Fer, et il est possible que ces différences de surface extrapolées plus en profondeur conduisent à des densités différentes pour chacune de ces unités.

Du point de vue des données, la renaissance des missions lunaires en 1994 et 1999 avec *Clementine* et *Lunar Prospector*, va prochainement connaître une nouvelle phase, avec les

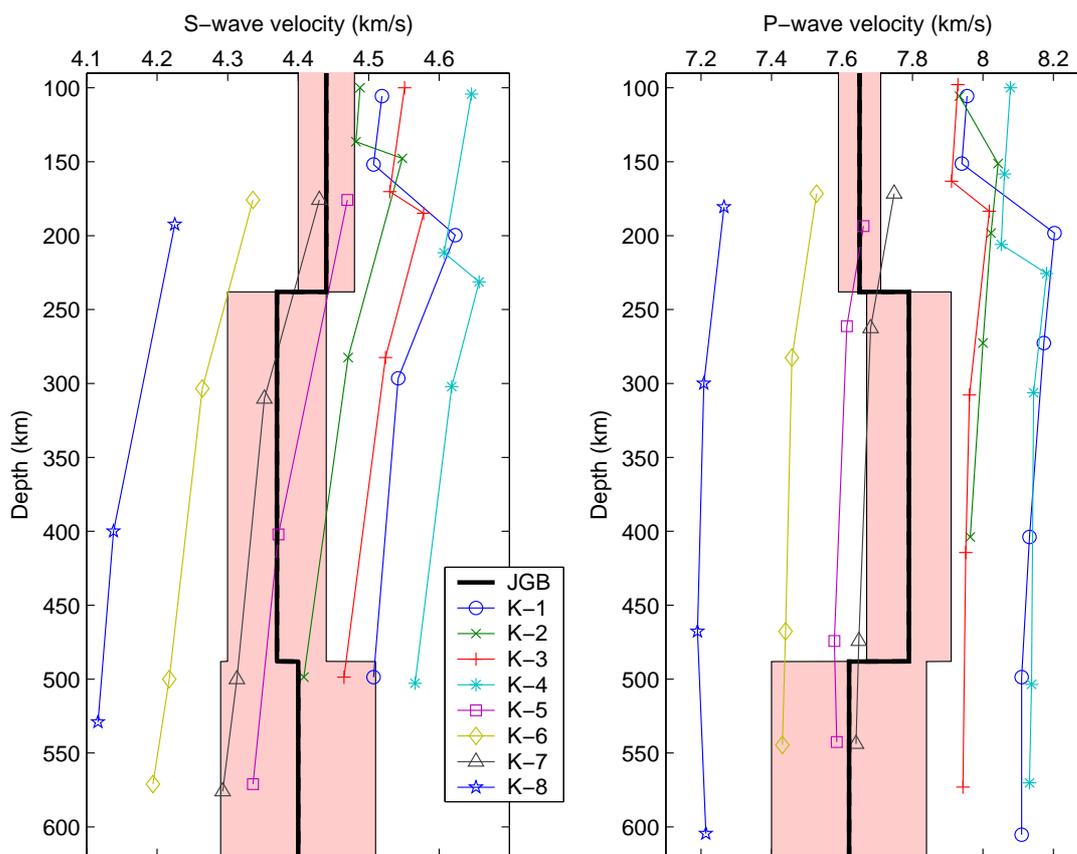


FIG. 8.2 – Vitesses sismiques de différents modèles de composition du manteau (notés K-1 à K-8), d'après Kuskov (1995), superposés à notre modèle inversé des temps d'arrivées (trait continu noir, et barre d'erreur 2-sigma en rouge clair).

missions européenne *SMART-1* (lancée le 30 septembre 2003²) et japonaises *Lunar-A* (lancement 2004) et *SELENE* (lancement 2005). De nouvelles données caractérisant la structure interne de la Lune vont en effet être apportées grâce aux expériences ambitieuses de flux de chaleur et de sismologie, avec les pénétrateurs de *Lunar-A*, et aux multiples données collectées en orbite par *SELENE*, dont la topographie et le champ de gravité, dont il était question dans cette étude.

L'objectif principal de *Lunar-A* est d'apporter des contraintes sismologiques sur le noyau, qui n'a pas été échantillonné par les données sismologiques *Apollo*. En disposant un sismomètre à proximité de la station *Apollo 12*, et un autre aux antipodes, l'agence spatiale japonaise (ISAS, prochainement JAXA) espère ainsi détecter des ondes provenant de sources profondes déjà identifiées grâce aux données *Apollo*, et ainsi pouvoir déterminer la taille et la nature du noyau lunaire.

Comme nous l'avons vu, les performances techniques des sismomètres des missions *Apollo* étaient exceptionnelles pour l'époque, et le défi sans précédent auquel s'étaient livrés les Etats-Unis et l'Union Soviétique pour la course à l'espace justifiait les coûts considérables de l'exploration lunaire habitée. Cela a permis d'envoyer à la surface de la Lune les sismomètres *Apollo*, qui pesaient plus de 10 kg. Dans les années à venir, la connaissance de la surface lunaire sera grandement améliorée grâce à des missions orbitales très complètes comme *SMART-1* et *SELENE*, mais les incertitudes sur la structure interne seront toujours présentes. Un consensus s'établit actuellement dans la communauté scientifique lunaire³ sur la nécessité d'établir dans la prochaine décennie un réseau d'au moins 10 stations sismologiques, couplées à d'autres instruments géophysiques, sur les deux hémisphères, seul moyen pour répondre aux grandes questions encore en suspens depuis l'apport des missions *Apollo*. En plus du nombre d'instruments et de la couverture du réseau, les sismomètres devront être conçus en utilisant les connaissances actuelles, pour ne pas subir les mêmes limitations que les instruments *Apollo*, dont la grande lacune était l'étroitesse de la bande passante. Une plus large bande permettrait en effet de mieux contraindre l'intense diffraction qui constitue un obstacle majeur à l'analyse des signaux sismiques. De même, les instruments actuels tel le sismomètre VBB développé à l'IPGP, sont potentiellement beaucoup plus sensibles, et permettraient de détecter des séismes de plus faible amplitude, et peut-être d'enregistrer les modes propres de vibration de la Lune. Les projets de réseaux sismologiques lunaires voient aujourd'hui le jour dans les échanges entre scientifiques, mais devront aussi faire rapidement partie des nouveaux objectifs des agences spatiales, afin que les secrets de la Lune soient percés ... avant 2050 !

²<http://www.esa.int/export/esaMI/SMART-1>

³cf. la récente réunion *New Views of the Moon* à Berlin en 2002.

Cinquième partie
Bibliographie et annexes

Références

- Aki, K. (1992). Scattering conversions P to S versus S to P. *Bull. Seism. Soc. Am.* 82(4), 1969–1972.
- Aki, K. et P. G. Richards (1980). *Quantitative Seismology*. Freeman, San Francisco. 2 vols.
- Allaby, A. et M. Allaby (1991). *The concise Oxford dictionary of Earth Sciences*. Oxford, Great Britain : Oxford University Press.
- Anderson, D. L., W. F. M., G. V. Latham, Y. Nakamura, M. N. Toksöz, A. M. Dainty, F. K. Dunneber, A. R. Lazarewicz, R. L. Kovach, et T. C. D. Knight (1977). Seismology on mars. *J. Geophys. Res.* 82(28), 4524–4546.
- Belton, M. J. S., J. W. Head, C. M. Pieters, R. Greeley, A. McEwen, G. Neukum, K. P. Klaasen, C. D. Anger, M. H. Carr, C. R. Chapman, M. E. Davies, F. P. Fanale, P. J. Gierasch, R. Greenberg, A. P. Ingersoll, T. Johnson, B. Paczkowski, C. B. Pilcher, et J. Veverka (1992). Lunar impact basins and crustal heterogeneity : new western limb and farside data from Galileo. *Science* 255, 570–576.
- Benz, W., S. W. L., et C. A. G. W. (1987). The origin of the Moon and the single impact hypothesis II. *Icarus* 71, 30–45.
- Bois, E. (2000). Connaissance de la libration lunaire à l'ère de la télémétrie laser-lune. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 1(6), 809–823.
- Cameron, A. G. W. (2000). *Origin of the Earth and Moon*, Chapitre Higher-resolution simulations of the Giant Impact, pp. 133–144. Tucson, Arizona : Univ. of Arizona Press. Canup, R. M. and K. Righter (Editors).
- Canup, R. M. et E. Asphaug (2001). Origin of the moon in a giant impact near the end of the earth's formation. *Nature* 412, 708–712.
- Chenet, H., J. Gagnepain-Beyneix, P. Lognonné, et L. Vinnik (2000). Reprocessing of the Apollo lunar seismic data : a thinner lunar crust. Dans AGU (Ed.), *EOS Trans.*, Volume 81, pp. F771.
- Clayton, R. N. et T. K. Mayeda (1984). The oxygen isotopes in eucrites, shergottites, nakhlites, and chassignites. *Earth planet. Sci. Lett.* 67, 151–161.
- Collinson, D. W. (1993). Magnetism of the Moon - a lunar core synamo or impact magnetization? *Surv. Geophys.* 14, 89–118.
- Cooper, M., R. L. Kovach, et J. S. Watkins (1974). Lunar near-surface structure. *Rev. Geophys. Space Phys.* 12, 291–308.
- Dainty, A., N. Toksöz, K. Anderson, P. Pines, Y. Nakamura, et G. Latham (1974). Seismic scattering and shallow structure of the Moon in *oceanus procellarum*. *Moon* 9, 11–29.

- Davies, M. E. et T. R. Colvin (2000). Lunar coordinates in the regions of the Apollo landers. *J. Geophys. Res.* 105(E8), 20.277–20.280.
- Dickey, J. O., P. L. Bender, J. E. Faller, X. X. Newhall, R. L. Ricklefs, J. G. Ries, P. J. Shelus, C. Veillet, A. L. Whipple, J. R. Wiant, J. G. Williams, et C. F. Yoder (1994, 22 July). Lunar laser ranging : A continuing legacy of the Apollo program. *Science* 265, 482–490.
- Duennebier, F. (1976). Thermal movement of the regolith. Dans *Proc. Lunar Sci. Conf. 7th*, Houston, Texas, pp. 1073–1086. Pergamon Press.
- Duennebier, F., J. Dorman, D. Lammlein, G. Latham, et Y. Nakamura (1975). Meteoroid flux from passive seismic experiment data. Dans *Proc. Lunar Sci. Conf. 6th*, pp. 2417–2426.
- Duennebier, F. et G. H. Sutton (1974). Thermal moonquakes. *J. Geophys. Res.* 79, 4351–4363.
- Dziewonski, A. M. et D. L. Anderson (1981). Preliminary Reference Earth Model (PREM). *Phys. Earth Planet. Int.* 25, 297–356.
- Einstein, A. (1916). Die grundlage der allgemeinen relativitaetstheorie. *Annalen der Physik* 49, 769–822.
- Fuller, M. et S. M. Cisowski (1987). *Geomagnetism*, Chapitre Lunar paleomagnetism, pp. 307–455. New-York : Academic Press.
- Goins, N., A. Dainty, et N. Toksöz (1981a). Lunar seismology : The internal structure of the Moon. *J. Geophys. Res.* 86, 5061–5074.
- Goins, N., A. Dainty, et N. Toksöz (1981b). Seismic energy release of the Moon. *J. Geophys. Res.* 86, 378–388.
- Goins, N., A. Dainty, et N. Toksöz (1981c). Structure of the lunar crust at highland site Apollo station 16. *Geophys. Res. Lett.* 8, 29–32.
- Goins, N. et A. R. Lazarewicz (1979). Martian seismicity. *Geophys. Res. Lett.* 6, 368–370.
- Haskell, N. A. (1962). Crustal reflection of plane P and SV waves. *J. Geophys. Res.* 67, 4751–4767.
- Haskin, L. A. (1998). The imbrium impact event and the thorium distribution at the lunar highlands surface. *J. Geophys. Res.* 103(E1), 1679–1689.
- Head, J. W. (1976). Lunar volcanism in space and time. *Rev. Geophys. Space Phys.* 14(2), 265–300.
- Heiken, G., D. Vaniman, et M. French (1991). *Lunar Sourcebook : A User's Guide to the Moon*. Cambridge, UK : Cambridge University Press.
- Hess, P. C. et E. M. Parmentier (1995). A model for the thermal and chemical evolution of the Moon's interior : Implications for the onset of mare volcanism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 134, 501–514.
- Hess, P. C. et E. M. Parmentier (2001). Thermal evolution of a thicker KREEP liquid layer. *J. Geophys. Res.* 106(E11), 28.023–28.032.
- Hood, L. L. (1986). *Origin of the Moon*, Chapitre Geophysical constraints on the lunar interior, pp. 361–410. Houston : Lunar and Planetary Institute. W.K. Hartmann, R.J. Phillips and G.K. Taylor (Editors).

- Hood, L. L., F. Herbert, et C. P. Sonett (1982). Further efforts to limit lunar internal temperatures from electrical conductivity determinations. *J. Geophys. Res.* *87*, A109–A116.
- Hood, L. L. et Z. Huang (1991). Formation of magnetic anomalies antipodal to lunar impact basins. *J. Geophys. Res.* *96*, 9837–9846.
- Hood, L. L. et J. H. Jones (1987). Geophysical constraints on lunar bulk composition and structure : A reassessment. *J. Geophys. Res.* *92*(B4), E396–E410.
- Hood, L. L., D. L. Mitchell, R. P. Lin, M. H. A. na, et A. B. Binder (1999). Initial measurements of the lunar induced magnetic dipole moment using lunar prospector magnetometer data. *Geophys. Res. Lett.* *26*(15), 2327–2330.
- Horvath, P., G. Latham, Y. Nakamura, et J. Dorman (1980). Lunar near–surface shear wave velocity at the Apollo landing sites as inferred from spectral amplitude ratios. *J. Geophys. Res.* *85*, 6572–6578.
- Jeffreys, H. (1924). *The Earth*. Cambridge, UK : Cambridge University Press.
- Jolliff, B. L., J. J. Gillis, L. A. Haskin, R. L. Korotev, et M. A. Wieczorek (2000). Major lunar crustal terranes : Surface expressions and crust-mantle origins. *J. Geophys. Res.* *105*(E2), 4197–4216.
- Khan, A. et K. Mosegaard (2001). New information on the deep lunar interior from an inversion of lunar free oscillation periods. *Geophys. Res. Lett.* *28*(9), 1791–1794.
- Khan, A. et K. Mosegaard (2002). An inquiry into the lunar interior : A nonlinear inversion of the apollo lunar seismic data. *J. Geophys. Res.* *107*(E6), 3.
- Khan, A., K. Mosegaard, et K. L. Rasmussen (2000). A new seismic velocity model for the Moon from a Monte Carlo inversion of the Apollo Lunar seismic data. *Geophys. Res. Lett.* *27*(11), 1591–1594.
- Konopliv, A. S., S. W. Asmar, E. Carranza, W. L. Sjogren, et D. N. Yuan (2001). Recent gravity models as a result of the lunar prospector mission. *Icarus* *150*, 1–18.
- Konopliv, A. S., A. B. Binder, L. L. Hood, A. B. Kucinskis, W. L. Sjogren, et J. G. Williams (1998). Improved gravity field of the Moon from lunar prospector. *Science* *281*, 1476–1480.
- Konrad, w. et T. Spohn (1997). Thermal history of the Moon : implications for an early core dynamo and post-accretional magmatism. *Adv. Space Res.* *19*(10), 1511–1521.
- Koyama, J. et Y. Nakamura (1979). Re-examination of the lunar seismic velocity structure based on the complete data set. Dans *Lunar Planet. Sci. Conf. 10th*, pp. 685–686.
- Koyama, J. et Y. Nakamura (1980). Focal mechanism of deep moonquakes. Dans *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 11th*, pp. 1855–1865.
- Ksanfomaliti, L. V., V. M. Zubkova, N. A. Morozov, et E. V. Petrova (1982). Microseisms at the Venera 13 and Venera 14 landing sites. *Sov. Astron. Lett.* *8*(4), 241–242.
- Kuiper, G. P., E. A. Whitaker, R. G. Strom, J. W. Fountain, et S. M. Larson (1967). *Consolidated Lunar Atlas*. Tucson, Arizona : Lunar and Planetary Laboratory, University of Arizona Press.
- Kuskov, O. L. (1995). Constitution of the moon : 3. composition of the middle mantle from seismic data. *Phys. Earth Planet. Int.* *90*, 55–74.

- Kuskov, O. L., V. A. Konrod, et L. L. Hood (2002). Geochemical constraints on the seismic properties of the lunar mantle. *Phys. Earth Planet. Int.* 134, 175–189.
- Lambeck, K. (1980). *The Earth's Variable Rotation*. Cambridge, UK : Cambridge University Press.
- Lammlein, D. (1977). Lunar seismicity and tectonics. *Phys. Earth Planet Int.* 14, 224–273.
- Lammlein, D., G. Latham, J. Dorman, Y. Nakamura, et M. Ewing (1974). Lunar seismicity, structure, and tectonics. *Rev. Geophys. Space Phys.* 12, 1–21.
- Langston, C. A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res.* 84, 4749–4762.
- Laskar, J., F. Joutel, et P. Robutel (1993). Stabilization of earth's obliquity by the moon. *Nature* 361, 615–617.
- Latham, G., M. Ewing, J. Dorman, D. Lammlein, F. Press, N. Toksöz, G. Sutton, F. Duennebier, et Y. Nakamura (1971). Moonquakes. *Science* 174, 687–692.
- Latham, G., M. Ewing, J. Dorman, F. Press, N. Toksöz, G. Sutton, R. Meissner, F. Duennebier, Y. Nakamura, R. Kovach, et M. Yates (1970). Seismic data from man-made impacts on the Moon. *Science* 170, 620–626.
- Latham, G., M. Ewing, F. Press, et G. Sutton (1969). The apollo passive seismic experiment. *Science* 165, 241–250.
- Latham, G., M. Ewing, F. Press, G. Sutton, J. Dorman, Y. Nakamura, N. Toksöz, D. Lammlein, et F. Duennebier (1972). Passive seismic experiment. Dans *Apollo 16 Preliminary Science Report, Nasa SP-315*, Washington, pp. 1–29. section 9.
- Lawrence, D. J., W. C. Feldman, B. L. Barraclough, A. B. Binder, R. C. Elphic, S. Maurice, M. C. Miller, et T. H. Prettyman (2000). Thorium abundances on the lunar surface. *J. Geophys. Res.* 105(E8), 20.307–20.331.
- Lehman, I. (1936). P'. *Trav. Sci. Sect. Seis. U.G.G.I. (Toulouse)* 14, 3–31.
- Lognonné, P., J. Gagnepain-Beyneix, et H. Chenet (2003). A new seismic model of the Moon : implications for structure, thermal evolution and formation of the Moon. *Earth and Planet. Science Lett.* 211(1–2), 27–44.
- Lognonné, P. et B. Mosser (1993). Planetary seismology. *Surveys in Geophysics* 14, 239–302.
- Lognonné, P., V. N. Zharkov, J. F. Karczewski, B. Romanowicz, M. Menvielle, G. Poupinet, B. Brient, C. Cavoit, A. Desautez, B. Dole, D. Franqueville, J. Gagnepain-Beyneix, H. Richard, P. Schibler, et N. Striebig (1998). The seismic OPTIMISM experiment. *Planet. Space Sci.* 46, 739–747.
- Lombardi, D., P. Lognonné, J. Gagnepain-Beyneix, et T. Gudkova (2002). Calibration des impacts naturels et artificiels sur la Lune ou Mercure. Dans *Actes du 3ème colloque du Programme National de Planétologie de l'INSU*, pp. 58.
- Loudin, M. G. (1979). *Structural-compositional Models of the Lunar Interior and Interpretation of Observed Estimates of the Moon's Fundamental Spheroidal Free Oscillations*. M. S. Thesis, Pennsylvania State University, University Park.
- Mark, N. et G. Sutton (1975). Lunar shear velocity structure at Apollo sites 12, 14, and 15. *J. Geophys. Res.* 80, 4932–4938.

- Melosh, H. J. (1976). On the origin of fractures radial to lunar basins. Dans *Proc. Lunar Sci. Conf. 7th*, pp. 2967–2982.
- Melosh, H. J. (1989). *Impact cratering : a geologic process*. Oxford university press, New-York.
- Mendell, W. W. (1986). *Lunar Bases and Space Activities of the 21st Century*. Houston, Texas : Lunar & Planetary Institute.
- Mizutani, H. (1995). Lunar interior exploration by Japanese lunar penetrator mission, LUNAR-A. *J. Phys. Earth* 43, 657–670.
- Nakamura, Y. (1977). Seismic energy transmission in an intensively scattering environment. *J. Geophys.* 43, 389–399.
- Nakamura, Y. (1978). A1 moonquakes ; source distribution and mechanism. Dans *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 9th*, pp. 3589–3607.
- Nakamura, Y. (1980). Shallow moonquakes : how they compare with earthquakes. Dans *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 11th*, pp. 1847.
- Nakamura, Y. (1983). Seismic velocity structure of the lunar mantle. *J. Geophys. Res.* 88(B1), 677–686.
- Nakamura, Y. (1992). *Catalog of lunar seismic data from Apollo passive experiment on 8 mm video cassette (exabyte) tapes*. University of Texas, Institute for Geophysics, Tech. Rept. 118.
- Nakamura, Y., D. Lammlein, G. Latham, M. Ewing, J. Dorman, F. Press, et N. Toksöz (1973). New seismic data on the state of the deep lunar interior. *Science* 181, 49–51.
- Nakamura, Y., G. Latham, D. Lammlein, M. Ewing, F. Duennebier, et J. Dorman (1974). Deep lunar interior inferred from recent seismic data. *Geophys. Res. Lett.* 1, 137–140.
- Nakamura, Y., G. V. Latham, et H. J. Dorman (1980). How we processed Apollo Lunar seismic data. *Phys. Earth Planet. Int.* 21, 218–224.
- Nakamura, Y., G. V. Latham, et H. J. Dorman (1982). Apollo lunar seismic experiment - final summary. *J. Geophys. Res.* 87, A117–A123.
- Nakamura, Y., G. V. Latham, H. J. Dorman, A. Ibrahim, J. Koyama, et P. Horvath (1979). Shallow moonquakes : Depth, distribution and implications as to the present state of the lunar interior. Dans *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 10th*, pp. 2299–2309.
- Neumann, G. A., M. T. Zuber, D. E. Smith, et F. G. Lemoine (1996). The lunar crust : Global structure and signature of major basins. *J. Geophys. Res.* 101(E7), 16.841–16.863.
- Oberst, J. et H. Mizutani (2002). A new inventory of deep moonquake nests visible in the Apollo 12 area. Dans *Lunar Planet. Sci., XXXIII, Abstract 1704*.
- Oberst, J. et Y. Nakamura (1987). Distinct meteoroid families identified on the lunar seismograms. *J. Geophys. Res.* 92(B4), E769–E773. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 17th*, part 2.
- Papanicolaou, G., L. Ryzhik, et J. Keller (1996). Stability of the P to S-energy ratio in the diffusive regime. *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, 1107–1115.
- Parmentier, E. M., S. Zhong, et M. T. Zuber (2002). Gravitational differentiation due to initial chemical stratification : origin of lunar asymmetry by the creep of dense KEEP? *Earth Planet. Sci. Lett.* 201, 473–480.

- Pritchard, M. E. et D. J. Stevenson (2000). *Origin of the Earth and Moon*, Chapitre Thermal aspects of a lunar origin by giant impact, pp. 179–196. Tucson, Arizona : Univ. of Arizona Press. Canup, R. M. and K. Righter (Editors).
- Romanowicz, B. (2003). Global mantle tomography : progress status in the last 10 years. *Annu. Rev. Geoph. Space Phys.* 31, 1.
- Russell, C. T., P. J. C. Jr., et B. E. Goldman (1981). Measurements of the lunar induced magnetic moment in the geomagnetic tail : Evidence for a lunar core? *Proc. Lunar Planet. Sci.* 12B, 831–836.
- Sambridge, M. et K. Mosegaard (2002). Monte carlo methods in geophysical inverse problems. *Rev. Geophys.* 40(3)(1009), 10.1029/2000RG00089.
- Scholz, C. H. (2002). *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge, UK : Cambridge University Press.
- Sonnett, C. P. (1982). Electromagnetic induction in the Moon. *Rev. Geophys. Space Phys.* 20, 411–455.
- Spohn, T., W. Konrad, D. Breuer, et R. Ziethe (2001). The longevity of lunar volcanism : Implications of thermal evolution calculations with 2D and 3D mantle convection models. *Icarus* 149, 54–65.
- Stegman, D. R., A. M. Jellinek, S. A. Zatman, J. R. Baumgardner, et M. A. Richards (2003). An early lunar core dynamo driven by thermochemical mantle convection. *Nature* 421, 143–146.
- Stevenson, D. J. (1980). Lunar asymmetry and palaeomagnetism. *Nature* 287, 520–521.
- Sutton, G. H. et R. Steinbacher (1967). Surveyor seismograph experiment. *J. Geophys. Res.* 72, 841–844.
- Tarantola, A. (1987). *Inverse problem theory*. New York : Elsevier Sci.
- Taylor, S. R. (1982). *Planetary science : a lunar perspective*. Lunar and Planetary Institute, Houston.
- Taylor, S. R. (2001). *Solar System Evolution, a new perspective*, Chapitre 13, The Moon, pp. 369–399. Cambridge, UK : Cambridge University Press.
- Toksöz, N., A. Dainty, S. Solomon, et K. Anderson (1974). Structure of the Moon. *Rev. Geophys. Space Phys.* 12, 539–567.
- Toksöz, N. M., F. Press, K. Anderson, A. Dainty, G. Latham, M. Ewing, J. Dorman, D. Lammlein, G. Sutton, F. Duennebier, et Y. Nakamura (1972). Lunar crust : Structure and composition. *Science* 176, 1012–1016.
- Toksöz, N. M., F. Press, A. Dainty, K. Anderson, G. Latham, M. Ewing, J. Dorman, D. Lammlein, G. Sutton, et F. Duennebier (1972). Structure, composition and properties of the lunar crust. *Proc. Third Lunar Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta, suppl.* 3 3, 2527–2544.
- Urey, H. C. (1952). The origin and development of the earth and other terrestrial planets : a correction. *Geochim. Cosmochim. Acta* 2, 263–268.
- Urey, H. C. (1966). *The Earth-Moon System* (B. G. Marsden and A. G. W. Cameron ed.), Chapitre The capture hypothesis of the origin of the Moon, pp. 210–212. Plenum Press, New York.
- Vaniman, D., J. Dietrich, G. J. Taylor, et G. Heiken (1991). *Lunar Sourcebook : A User's Guide to the Moon*, Chapitre Exploration, samples, and recent concepts of

- the Moon, pp. 5–26. Cambridge, UK : Cambridge University Press. G. Heiken, D. Vaniman and M. French (Editors).
- Vinnik, L. P. (1977). Detection of waves converted from P to S in the mantle. *Phys. Earth Plan. Int.* 15, 39–45.
- Vinnik, L. P., H. Chenet, J. Gagnepain-Beyneix, et P. Lognonné (2001). First seismic receiver functions on the moon. *Geophys. Res. Lett.* 28(15), 3031–3034.
- Warren, P. H. (1985). The magma ocean concept and lunar evolution. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 13, 201–240.
- Warren, P. H. (1994). Lunar and martian meteorite delivery services. *Icarus* 111, 338–363.
- Warren, P. H. (2001). Compositional structure within the lunar crust as constrained by lunar prospector thorium data. *Geophys. Res. Lett.* 28(13), 2565–2568.
- Wieczorek, M. A. et R. J. Phillips (1998). Potential anomalies on a sphere : Applications to the thickness of the lunar crust. *J. Geophys. Res.* 103(E1), 1715–1724.
- Wieczorek, M. A. et R. J. Phillips (2000). The "Procellarum KREEP Terrane" : Implications for mare volcanism and lunar evolution. *J. Geophys. Res.* 105(E8), 20.417–20.430.
- Wieczorek, M. A. et M. T. Zuber (2001). The composition and origin of the lunar crust : Constraints from central peaks and crustal thickness modeling. *Geophys. Res. Lett.* 28(21), 4023–4026.
- Wilhelms, D. E. et J. F. McCauley (1971). Geologic map of the near side of the moon. USGS Map I-703.
- Williams, J. G., D. H. Boggs, J. T. Ratcliff, et J. O. Dickey (2003). Lunar rotation and lunar interior. Dans *LPS XXXIV Abst.*
- Williams, J. G., D. H. Boggs, C. F. Yoder, J. T. Ratcliff, et J. O. Dickey (2001). Lunar rotational dissipation in solid body and molten core. *J. Geophys. Res.* 106(E11), 27.933–27.968.
- Williams, J. G., X. X. Newhall, et J. O. Dickey (1996). Lunar moments, tides, orientation and coordinate frames. *Planet. Space Sci.* 44, 1077–1080.
- Williams, K. K. et M. T. Zuber (1998). Measurement and analysis of lunar basin depths from Clementine altimetry. *Icarus* 131(1), 107.
- Wood, J. A. (1986). *Origin of the Moon*, Chapitre Moon over Mauna Loa : a review of hypotheses of formation of Earth's Moon, pp. 17–55. Lunar and Planetary Institute. W. K. Hartmann, R. J. Phillips, G. J. Taylor (Editors).
- Wood, J. A., J. S. Dickey, U. B. Marvin, et B. N. Powell (1970). Lunar anorthosites and a geophysical model of the Moon. Dans *Proc. of the Apollo 11 Lunar Science Conference*, pp. 965–988. Pergamon Press, New York.
- Yoder, C. F. (1981). The free librations of a dissipative Moon. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A* 303, 327–338.
- Zhong, S., E. M. Parmentier, et M. T. Zuber (2000). A dynamic origin for the global asymmetry of lunar mare basalts. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 177, 131–140.
- Zuber, M. T., D. Smith, F. Lemoine, et G. Neumann (1994). The shape and internal structure of the Moon from the Clementine mission. *Science* 266, 1839–1843.

Annexe A

Article :

First seismic receiver functions on the Moon, Lev Vinnik, Hugues Chenet, Jeannine Gagnepain-Beineix and Philippe Lognonné, *Geophysical Research Letters*, VOL. 28, NO. 15, p. 3031-3034, 2001

First seismic receiver functions on the Moon

Lev Vinnik,¹

Institute of physics of the Earth, Moscow, Russia

Hugues Chenet, Jeannine Gagnepain-Beyneix, and Philippe Lognonne

Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, France

Abstract. We applied the S receiver function technique [Farra and Vinnik, 2000] to the recordings of deep moonquakes at seismograph station Apollo 12 in order to detect phases converted (Sp) and reflected beneath the station. We detected Sp phases from the base of the surficial low-velocity zone and from the mantle-crust boundary. The average P velocity in the surficial layer 1 km thick should be a few times higher than in reference model [Toksoz et al., 1974]. The observed time, amplitude and waveform of Sp phase from the mantle-crust boundary are close to those predicted by the reference model but with a modified surficial layer. The S wavetrains within the first 10 s may contain waves scattered in the mantle. This scattering is stronger than in the Earth at comparable depths. The polarized component in the coda waves that we observe is another previously unknown phenomenon.

Introduction

In 1969-1972 the network of four three-component seismograph stations was deployed at the Moon by Apollo missions (see Lognonne and Mosser [1993] for a general review). The crustal model [Toksoz et al., 1974; Goins et al., 1981] (Table 1, hereafter reference model) is based mainly on observations of the first P wave arrivals from active seismic experiments at Apollo 14, 16 and 17 landing sites [Cooper et al., 1974] and from artificial impacts at a minimum epicentral distance of 67 km. We describe our analysis of lunar seismic recordings with the S receiver function technique [Farra and Vinnik, 2000], very different from seismic techniques used previously in the lunar exploration. The method was applied to the seismograms with the longest period of 2 s.

Data and results

We look for the phases, which are related to S but arrive at the receiver as P (see examples in Figure 1). Sp phase is formed by conversion from S to P beneath the seismograph station. The other phases, like Sssp, are formed by multiple reflections. Our technique is suitable only for deep moonquakes, because their S waves are much stronger than the coda of the P waves. The SV wave of deep moonquakes is polarized practically in the radial (R) direction. The

secondary phases are coupled with SV and polarized close to the vertical (Z) direction.

Deep moonquakes are very weak, but the recordings with the same source location match each other in nearly every detail for their entire duration [Lammlein et al., 1974]. This similarity allows to enhance the amplitudes by stacking the records of every group [Nakamura, 1983]. The secondary phases, much weaker than S, can only be detected in summary recordings with extremely weak or missing coda of the direct P wave, as in example in Figure 2. At station Apollo 12 (coordinates 3.04 S, 23.42 W) we have found 13 summary recordings (Table 2) of a quality comparable to that in Figure 2. We have relocated the hypocenters in Table 2 with the aid of the velocity model by Nakamura [1983]. At station 14, Z component is missing for most events. Z component of station 15 is anomalously noisy. Recordings of station 16 are comparable in quality with those of station 12, but Sp phases could not be detected. We have positive results only at station 12, and these data will be presented in further detail.

We deconvolve the R and Z components of each record by the R component of the S wave. Deconvolution is performed in time domain with a proper regularization. The deconvolution filter is calculated in the time interval 10 - 20 s long. The time response of the deconvolution filter is twice shorter than this interval. In the deconvolved R component the S wave looks like a 'bump' (Figure 2). The deconvolution

Table 1. Reference (left) and preferred (right) models

Dep	V_p	V_s	ρ	V_p	V_s	ρ
0.0	0.5	0.3	2.0	2.0	1.0	2.5
0.6	0.5	0.3	2.0	2.0	1.0	2.5
1.0	0.5	0.3	2.0	3.0	1.7	2.9
1.0	4.0	2.3	3.2	3.0	1.7	2.9
1.4	4.1	2.4	3.2	4.1	2.4	3.2
4.0	4.6	2.7	3.2			
7.0	5.1	3.0	3.2			
10.0	5.4	3.1	3.2			
15.0	5.8	3.4	3.2			
20.0	6.1	3.5	3.2			
21.3	6.7	3.9	3.0			
54.5	6.7	3.9	3.0			
57.5	8.2	4.7	3.4			
65.0	8.9	5.1	3.4			

Dep is depth in km, V_p and V_s are P and S velocities in km/s, ρ is density in g/cm^3 . Deeper than 1.4 km the preferred model is similar to the reference model.

¹Also at Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, France.

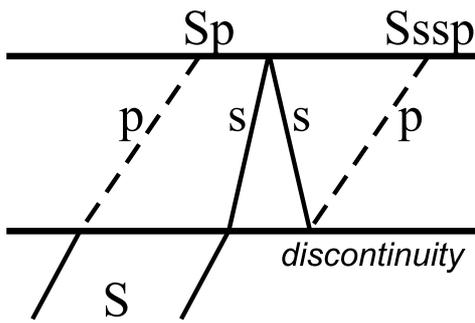


Figure 1. Raypaths of phases Sp and Sssp.

standardizes the secondary phases, as well, and they can be detected by stacking the records of many seismic events with appropriate moveout time corrections. The records were additionally filtered with a low-pass filter with a corner at 1.2 s. The whole set of the deconvolved and filtered R and Z components is shown in Figure 3.

The expected time interval between the secondary phase and S in first order approximation is a linear function of the ray parameter of the S wave. The moveout time correction for the record with a ray parameter p_1 is calculated as $a(p_1 - p_0)$, where p_0 is the average value of p for the given set of records. Parameter a for Sp phases is positive, and its value depends on the depth of the discontinuity. The stacked Z components are shown in Figure 4a. The different traces are obtained for the values of a between -0.02 and 0.02.

To invert the data in Figure 4a for a velocity model, they are compared with theoretical seismograms for plane waves propagating from the half space through the stack of plane isotropic layers. For the incoming SV wave, the spectra of the R and Z components at the free surface are related via the corresponding transfer functions $H_R(\omega)$ and $H_Z(\omega)$ as:

$$Z(\omega) = R(\omega)H_Z(\omega)/H_R(\omega) \quad (1)$$

We calculate the transfer functions for the given model with the Thomson-Haskell algorithm [Haskell, 1962]. The sum of the deconvolved R components (Figure 3) is used as an input. $Z(\omega)$ is obtained via Eq. (1), and the cor-

Table 2. Deep moonquakes used in the analysis

No	Lon°	Lat°	Dis°	Baz°	Dep,km
A5	20.4	-41.0	29.1	-35.6	703
A6	42.8	55.0	83.6	46.3	853
A7	24.6	53.8	79.7	64.3	875
A8	-36.0	-36.4	35.1	-161.6	933
A9	-7.7	-16.5	8.3	124.4	995
A10	-47.6	-23.5	44.6	-179.9	933
A14	-24.7	-36.6	25.1	-150.8	933
A18	22.9	32.1	60.0	61.3	915
A20	24.2	-34.6	29.3	-21.2	969
A21	-13.0	-38.6	18.0	-124.4	969
A30	11.9	-34.9	18.8	-37.2	918
A40	-1.4	-11.8	11.7	82.2	898
A42	24.4	-54.8	41.0	-46.3	925

Dis is epicentral distance, Baz is back azimuth, positive directions for Lon and Lat are East and North.

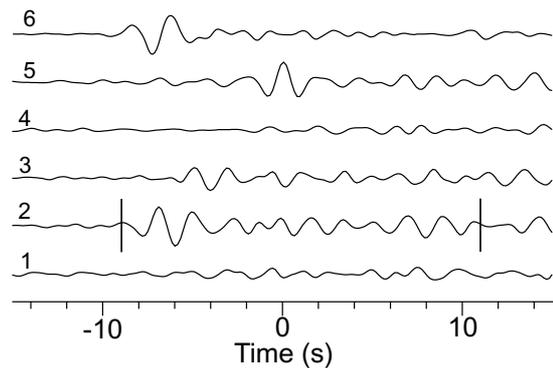


Figure 2. Traces 1-3 are Z, R and T (transverse) components of the S wave of summary event A9. Traces 4, 5 are deconvolved traces 1 and 2. The interval for deconvolution is marked by vertical bars. Trace 6 shows S wave of a typical deep earthquake; depth and epicentral distance are 573 km and 75.8°.

responding function of time is obtained by inverse Fourier transformation. We calculate the theoretical Z components for the slowness values of the actual seismograms, and then stack them like the actual seismograms.

Figure 4b shows the stack of the synthetic Z components for our preferred model (Table 1). Both theoretical and

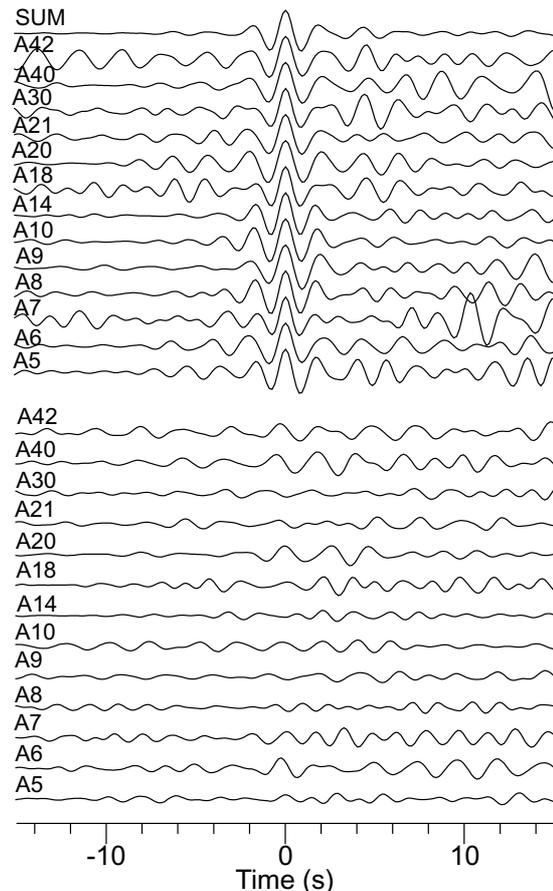


Figure 3. Deconvolved R (top) and Z (bottom) components for the events in Table 2. The trace SUM is obtained by summation of the R components.

observed stack contain an M-shaped phase (1,2), which arrives at about -8 s. In the theoretical stack this phase is focused at a positive value of a , and a similar trend is seen in the observations. This is the Sp phase from the mantle-crust transition. The other M-shaped phase (3,4) arrives at -0.4 s in both observed and synthetic seismograms. This is the Sp phase from the bottom of the surficial low-velocity layer. The Sssp phase (Figure 1) may contribute to the second pulse (4). The stack of the synthetics for the reference model (Figure 4c) looks very different from that in Figure 4a: pulses 3 and 4 in Figure 4c arrive about 1 s earlier and

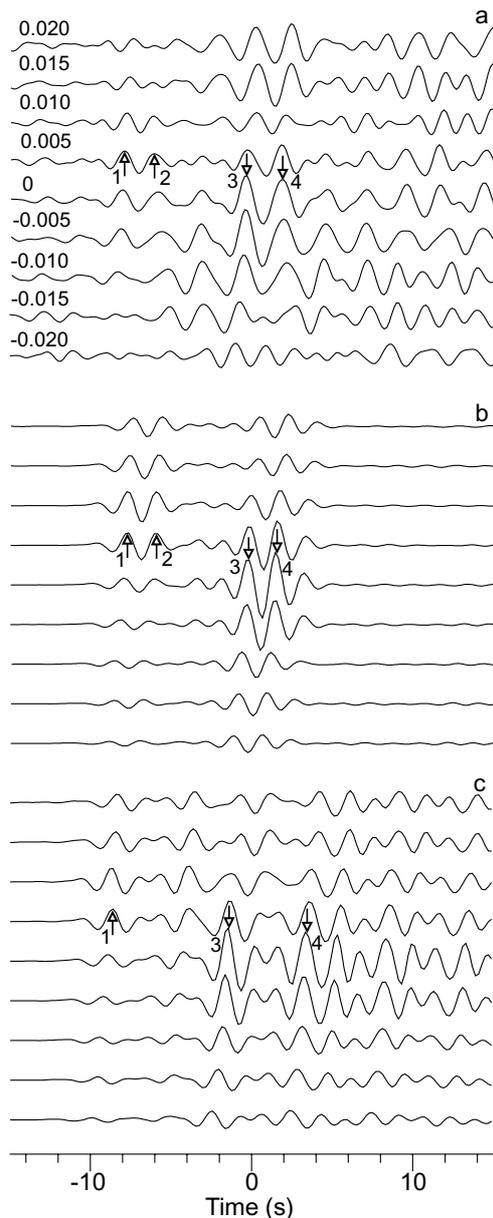


Figure 4. Stacked Z components from Figure 3, stacked synthetic Z components for our preferred model, and for reference model (a, b, and c, respectively). Moveout corrections for stacking are calculated for the values of a shown on the left in (a). The corrections depend on a and the ray parameter values of the S waves. Origin of the time scale is the same as in Figure 3. Detected signals are marked by arrows.

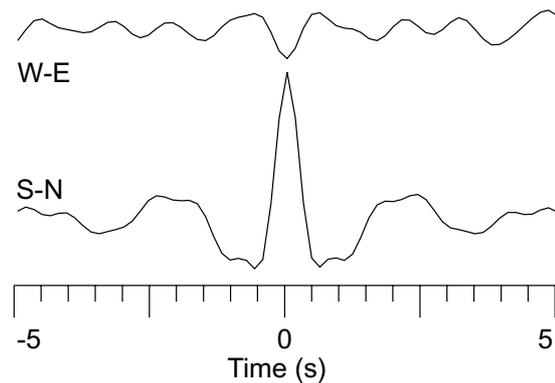


Figure 5. S-N and W-E components for source A9 deconvolved by S-N component. The interval for deconvolution is 10 minutes long.

2 s later, respectively, than in Figure 4a.

Previous analyses emphasized chaotic structure of the coda of recordings [Toksoz *et al.*, 1974]. Our analysis reveals a correlation between the horizontal components in all recordings of deep moonquakes at station 12. As example, Figure 5 shows two horizontal components deconvolved by the S-N component. This transformation detects in the W-E component the signal with the opposite polarity and amplitude of around 20% of the S-N component. The signal in the horizontal components is polarized in the azimuth around -60° irrespective of the back azimuth of the seismic source. A similar result is obtained by deconvolving the seismograms by the E-W component. No correlation is found between Z and horizontal components of station 12 or between any components of the other stations.

Discussion and conclusions

P velocity in the upper layer of the crust in our preferred model (2 km/s) is 4 times higher than in the reference model (Table 1). The optimum model, however, is not unique. The synthetics for an acceptable model must contain the Sp phase from the base of the low-velocity layer with a lead time of around 0.4 s relative to S. This time can be obtained by increasing the velocities in the layer relative to the reference model, or/and by reducing the layer thickness. Seismic data obtained at Apollo 14, 16, and 17 landing sites for the shallow crust reveal P velocity of around 0.3 km/s [Cooper *et al.*, 1974]. For this velocity, the depth of the high-velocity basement at station 12 should be about 150 m, much less than in the reference model (1 km). For any acceptable model, the average P velocity in the uppermost crustal layer with a thickness of 1 km should be a few times higher than in the reference model. The material of the low-velocity layer is interpreted as broken and fractured, and our data imply that beneath station 12 this layer is thinner or/and less fractured than can be inferred from the reference model. This might be a reason for seismic transparency of the crust beneath this station. The future Japanese LUNAR-A mission, which will deploy one station near station 12 [Mizutani, 1995] will take benefit from this transparency.

The time, amplitude and waveform of Sp phase from the mantle-crust boundary are very similar in Figures 4a and 4b. Thus the data lend support to the reference model with a modified surficial layer. Nevertheless, models with different

3034

VINNIK ET AL.: RECEIVER FUNCTIONS ON THE MOON

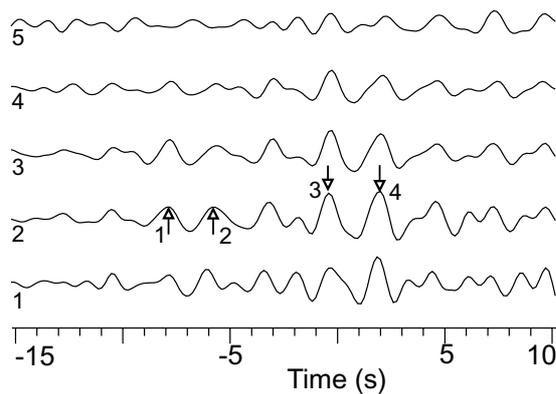


Figure 6. The same as trace $a = 0$ in Figure 4a, but for different intervals for deconvolution: 1 - 10 s, 2 - 15 s, 3 - 20 s, 4 - 30 s, 5 - 50 s.

crustal velocities and thickness may exist that fit the data equally well.

Our technique assumes that the recorded S waveforms are not distorted by random wave scattering above the discontinuity. Otherwise the corresponding Sp phases can not be standardized by deconvolution and enhanced by stacking. The effect of length of the time interval used for deconvolution is demonstrated in Figure 6. Amplitudes of the Sp phases are stable for the intervals up to 20 s long. The signals deteriorate when the interval is longer. This is a result of the increased contribution of the waves scattered in the upper crust.

Deep moonquakes demonstrate properties of shear dislocation [Lammlein *et al.*, 1974], and their magnitudes are between 0.5 and 1.3 on the Richter scale. Well known scaling relationships suggest that the duration of rupture for such events is on the order of a fraction of a second, and the duration of the emitted pulse in a frequency range around 0.5 Hz is not longer than 5 s. Continuing oscillations in the S wavetrain after the initial 5 s (Figure 2) can be attributed to scattering, but, as suggested by the data in Figure 6, the waves scattered in the crust arrive later. These considerations suggest that the early arrivals in the S wavetrain after 5 s can be caused by scattering in the mantle. For comparison, Figure 2 shows a typical record of deep earthquake. The waves presumably scattered in the mantle of the Moon are much stronger, although the wavepath for the deep moonquake is much shorter than for the earthquake.

Seismic coda on the Moon can be regarded as a diffusion process with isotropic distribution of directions of propagations of energy [Toksoz *et al.*, 1974]. However, the correlation between the horizontal components of motion at station 12 contradicts this. The correlation can be caused by Love waves, perhaps their higher modes which propagate at larger depths. The stable direction of propagation suggests that there is some fabric in the crust, perhaps faults with a preferred orientation.

Acknowledgments. Support of the French team is provided by PNP and CNES. L. Vinnik was partially supported by the RFBR grant 98-05-64894. The authors acknowledge help from Veronique Farra. Comments from Y. Nakamura and two anonymous referees helped to improve the paper. This is IPGP contribution 1756.

References

- Cooper, M. R., R. L. Kovach, and J. S. Watkins, Lunar near-surface structure, *Rev. Geoph. Space Phys.* 12, 291-308, 1974.
- Farra, V. and L. Vinnik, Upper mantle stratification by P and S receiver functions, *Geophys. J. Int.* 141, 699-712, 2000.
- Goins, N. R., A. M. Dainty, and M. N. Toksoz, Lunar seismology: The internal structure of the Moon, *J. Geophys. Res.*, 86, 5061-5074, 1981.
- Haskell, N. A., Crustal reflection of plane P and SV waves, *J. Geophys. Res.*, 67, 4751-4767, 1962.
- Lammlein, D. R., G. V. Latham, J. Dorman, Y. Nakamura, and M. Ewing, Lunar seismicity, structure and tectonics, *Rev. Geoph. Space Phys.* 12, 1-21, 1974.
- Lognonne, P. and B. Mosser, Planetary seismology, *Surveys in Geophysics*, 14, 239-302, 1993.
- Mizutani, H., Lunar interior exploration by Japanese lunar penetrator mission, Lunar-A, *J. Phys. Earth* 43, 657-670, 1995.
- Nakamura, Y., Seismic velocity structure of the lunar mantle, *J. Geophys. Res.*, 88, 677-686, 1983.
- Toksoz, M. N., A. M. Dainty, S. C. Solomon, and K. A. Anderson, Structure of the Moon, *Rev. Geoph. Space Phys.* 12, 539-567, 1974.

H. Chenet, J. Gagnepain-Beyneix, and P. Lognonné, Département de Géophysique Spatiale et Planétaire, FRE2315/CNRS, Institut de Physique du Globe de Paris, 4 avenue de Neptune, 94107 Saint-Maur Cedex, France.
(e-mail: lognonne@ipgp.jussieu.fr)

L. Vinnik, Institute of Physics of the Earth, B. Grouzinskaya 10, Moscow 123995, Russia.

(Received January 13, 2001; revised February 28, 2001; accepted May 7, 2001.)

Annexe B

Article :

New seismic model of the Moon :
implications for structure, thermal
evolution and formation of the
Moon, Philippe Lognonné, Jeannine
Gagnepain-Beyneix and Hugues
Chenet, Earth and Planetary Science
Letters, 211, p. 27-44, 2003.



ELSEVIER

Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

Earth and Planetary Science Letters 211 (2003) 27–44

EPSL

www.elsevier.com/locate/epsl

A new seismic model of the Moon: implications for structure, thermal evolution and formation of the Moon

Philippe Lognonné*, Jeannine Gagnepain-Beyneix, Hugues Chenet

Institut de Physique du Globe de Paris, Département de Géophysique Spatiale et Planétaire, UMR7096-CNRS-IPGP-Université Paris VII, 4 Avenue de Neptune, 94100 Saint Maur des Fossés, France

Received 30 October 2001; received in revised form 20 December 2002; accepted 21 March 2003

Abstract

The seismic determinations of the crustal thickness and mantle velocities are key parameters for most geophysical and geochemical lunar studies. We determine a new seismic model of the Moon after a complete independent reprocessing of the Apollo lunar seismic data with determination of arrival times of about 60 natural and artificial lunar quakes, as well as travel times of converted phases at the crust–mantle interface below the Apollo 12 landing site. On the near side in the Procellarum KREEP Terrane, the only major discontinuity compatible with the crust–mantle boundary is located around 30 km deep. In this terrane, seismic constraints on the crust and mantle lead to a 30 km thick anorthositic crust and a pyroxenite cold mantle, with a bulk composition of 6.4% Al_2O_3 , 4.9% CaO and 13.3% FeO . Mantle temperatures are in accordance with profiles obtained from the observed electrical conductivity and exclude a liquid Fe core, while being compatible with a Fe–S liquid core. Our Moon model might be explained by a mixture of a primitive Earth with tholeiitic crust and depleted upper mantle, together with a chondritic enstatitic parent body for the impactor planet. It provides mixture coefficients comparable to those obtained by impact simulation as well as an estimate of bulk U of about 28 ppb, in accordance with the U budget in a 40 km mean thick crust, 700 km thick depleted mantle and a lower undepleted primitive mantle.

© 2003 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Lunar Prospector has provided a more detailed view of the lunar surface composition [1,2] and a new determination of the mean density and inertia factor [3]. The extrapolation of these results with depth depends strongly on the seismological measurement of the thickness of the crust and internal

structure. From the analysis of the first seismic data in the 1970s, a crustal thickness of about 60 km near the Apollo 12 [4] landing site in the Procellarum KREEP Terrane (PKT) and 70 km near the Apollo 16 [5] landing site is generally assumed. This implies a proportionally much larger crustal volume than for the Earth reaching about 12% of the total volume compared to only 0.5% for the Earth. Recent independent studies of Khan et al. [6,7] and of our group [8], however, point toward a thinner crust in the range of 30–45 km.

This paper focus on the mineralogical implica-

* Corresponding author. Tel.: +33-1-45114264;

Fax: +33-1-45114257.

E-mail address: lognonne@ipgp.jussieu.fr (P. Lognonné).

tion of the re-analysis of Apollo seismic data in the upper mantle and the limits of such velocity models, especially in terms of their uniqueness. We confront geophysical and geochemical constraints and study the consequences of both a reduced crustal thickness and the mineralogical interpretation of the mantle seismic velocities on the formation and evolution of the Moon. Finally, we present new constraints supporting an enstatitic chondritic origin for the Earth's impactor which formed the Moon.

The Apollo crustal thickness of 60–70 km indeed leads to contradictions when combining other geophysical and geochemical constraints. These constraints were provided by Apollo for heat flux [12] and seismology [11], and by Clementine [13] and Lunar Prospector for gravity [3]. Geochemical constraints are either from Apollo sample analysis or from remote sensing, especially with respect to the bulk Al_2O_3 , CaO, FeO and Th/U contents of the Moon. A first example is the bulk U content, as low as 19 ppb for the most recent analysis of the Apollo heat flux data [12]. This is in contradiction with previous higher estimates from heat flow of about 33–44 ppb [14,15] or with a more recent analysis of the Th content of the major lunar terranes [16] which allows an indirect computation of the U lunar bulk content to about 39 ppb when a mean crustal thickness of 70 km is taken.

A second example is the Al_2O_3 bulk content constrained by the composition and thickness of the highland plagioclase feldspar crust. The formation of such an aluminum-rich crust implies a crystal–liquid fractionation of a very large volume of the Moon, within a primitive magma ocean. A depth of 600 km is needed by geochemistry [14,15], while the scarcity of extension and compression features on the Moon has been used to propose 200 km as a depth upper limit [17], unless very large differentiation between crust and mantle occurs [18]. In the latter case, about 50% of the Moon volume could have been molten and greater depths are found.

As an alternative, an ad hoc two-layer crustal model was proposed on the basis of geochemical and remote sensing data [19], in which only the upper crust is anorthositic and primarily formed

by the crystallization of a magma ocean, while the lower crust could have been formed later by magmatic processes. It is supported by the analysis of multiring basin ejecta, which indicates an increase of the amount of mafic ejecta with increasing basin size, and could be interpreted by a lower crust with noritic composition [19,20] or by a zoned crustal composition related to the crystallizing magma ocean [21]. Such a two-layer model for the crust can explain gravity data [22] but no major discontinuity in the crust is detected by seismic data [4–7,23]. Gravity analysis also suggest that any lower crust might be very strongly thinned and even disappear beneath some major impact basins on the far side [22]. But lateral density variations in the upper mantle, suggested from Clementine remote sensing analysis [16], could also be used to explain the gravity field [22].

Before the Lunar A [24] new data, we propose to improve the view of the lunar crust and mantle by reprocessing the Apollo seismological data and taking the Lunar Prospector gravity constraints [3]. Our study does not confirm the 60 km value of the crustal thickness in the PKT terrane, which is found in the range of 30 ± 2.5 km, leading to a mean crustal thickness of 40 km. New geophysical constraints on the lunar composition and formation are then proposed.

2. Reprocessing of the Apollo seismic data

We reprocessed the seismic data produced between 1969 and 1977 by the Apollo seismometers [4,11]. The picking of the arrival times was done by one of us (J.G.B.) with particular attention devoted to the estimation of uncertainties and by associating with P and S arrival an error of 1, 3 or 10 s. See Fig. 1 for an example of typical data with P/S arrival times. This first stage was done without reference to the previously published arrival times and also included the deep tidally triggered events [25], stacked after time alignment relative to a reference event. All relocated events are listed in Tables 1–4, together with arrival times and errors. The mean error in the arrival times used in the inversion is found to be about 2 s. In total, 59 events were kept for the

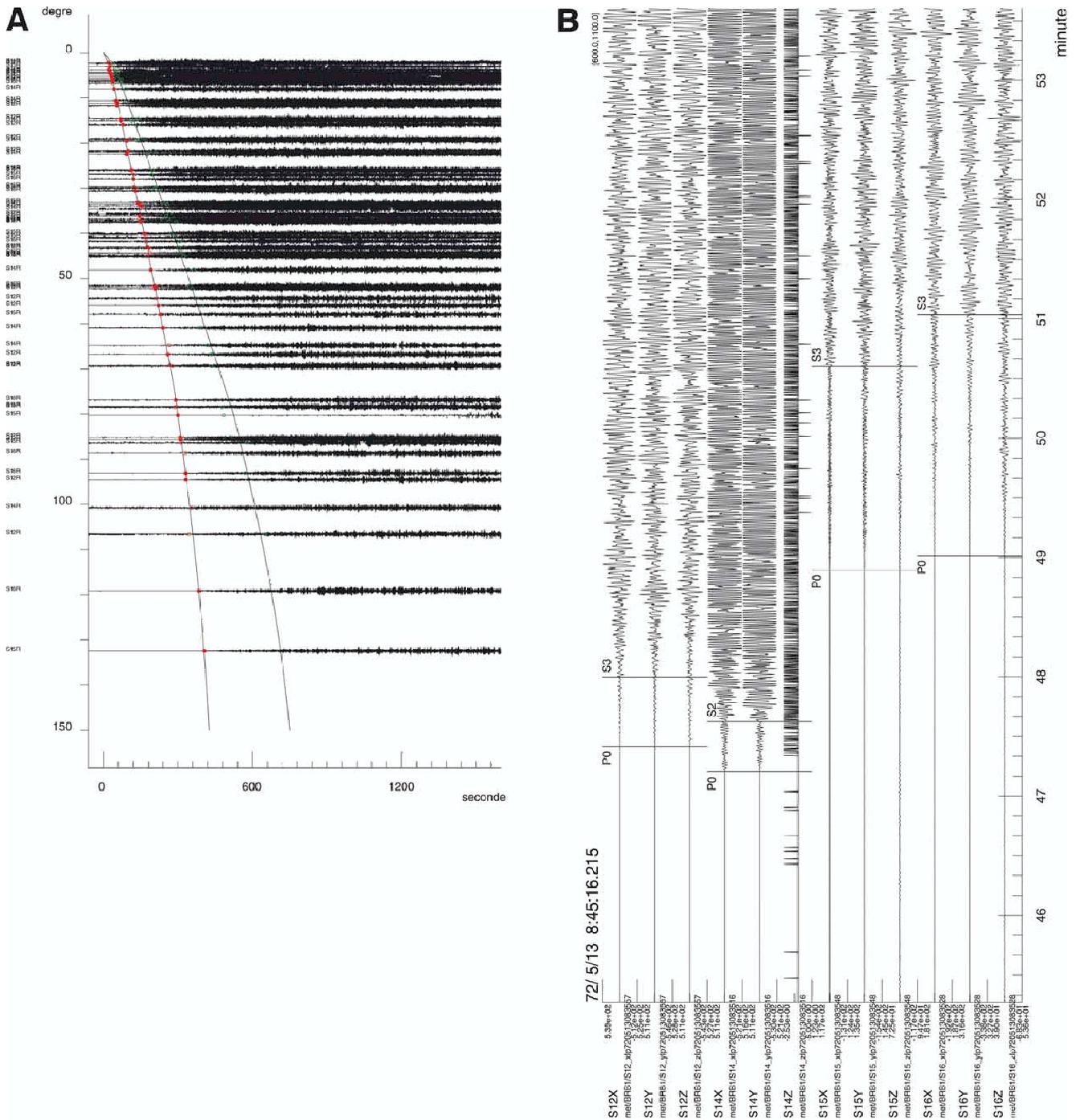


Fig. 1. (A) Profile of the meteoric and artificial events at the stations Apollo 12, 14, 15, and 16 on the radial component. Records are data from the LP seismometer, most of the time from the peaked output. Circles indicate the arrival times. Solid ones are for σ smaller than 3 s. The solid lines show the P and S hodochrones corresponding to Nakamura's model [26]. (B) Example of travel time determination for a typical meteorite impact recorded by the network on May 13, 1972. Detection is done at four stations, providing eight arrival times and therefore four data useful for the seismic model determination after localization of the impact. P0-S0 indicate readings with less than 1 s of error while P1-S1, P2-S2, and P3-S3 are for 3 s, 10 s, and more than 10 s respectively. P3-S3 readings were not used in the determination of the model.

Table 1

List of the artificial impacts used in the inversion

Type	Lat.	Long.	Depth	ϕ	a	b	c	Date/hour/min	Seconds	Error	P12	P14	P15	P16	S12	S14	S15	S16
12LM	-3.94	-21.20	0	0	0.0	0.0	0	6911202217	17.70	0.0	42.4	2			56.29	2		
13S4	-2.75	-27.86	0	0	0.0	0.0	0	7004150209	41.00	0.0	68.8	0			89.04	2		
14S4	-8.09	-26.02	0	0	0.0	0.0	0	7102040740	55.40	0.0	90.8	0						
14LM	-3.42	-19.67	0	0	0.0	0.0	0	7102070045	25.70	0.0	46.8	1	44.5	1				
15S4	-1.51	-11.81	0	0	0.0	0.0	0	7107292058	42.90	0.0	97.0	1	79.7	0				
15LM	26.36	0.25	0	0	0.0	0.0	0	7108030303	37.00	0.0				64.5	0			
16S4	1.30	-23.80	0	0	0.0	0.0	0	7204192102	04.00	0.0	31.4	0	47.5	0	150.9	0		
17S4	-4.21	-12.31	0	0	0.0	0.0	0	7212102032	42.30	0.0	98.0	0	74.5	0	196.5	1	164.2	0

Column 1 is type of event, and columns 2–4 are latitude, longitude, and depth respectively. ϕ is the orientation of the semi-major axis of the ellipse error with respect to east–west, in degrees, and a and b are the semi-major and -minor axes of the ellipse error in km, c is the error in depth. Column 9 provides the event time in years, month, day, hours, and minutes, 10 the event time in seconds, 11 the error in event time, 12–13, P arrival time at Apollo 12 and error, 14–15, 16–17, 18–19 the same for Apollo 14, 15, and 16 respectively, 20–21 S arrival time for Apollo 12 and error, 22–23, 24–25, 26–27 the same for Apollo 14, 15, and 16 respectively. Error code is 0, 1, 2 for error smaller than 1 s, 3 s and 10 s respectively. Fifteen P arrival times and two S arrival times provide a total of 17 data for structure.

Table 2

List of the 19 meteorite impact events used in the inversion

Type	Lat.	Long.	Depth	ϕ	a	b	c	Date/hour/min	Seconds	Error	P12	P14	P15	P16	S12	S14	S15	S16
M	74.10	2.60	0	16	2.7	1.1	0	7201040631	19.72	1.7	318.0	2	315.0	1	215.0	1		
M	1.50	-17.10	0	-52	0.3	0.2	0	7205130845	39.49	1.0	84.9	0	72.1	0	173.5	0	181.0	0
M	32.80	137.60	0	-47	1.3	1.1	0	7207172150	57.90	4.4	473.7	0	483.0	0	418.2	0	445.8	0
M	24.00	10.10	0	-7	0.7	0.3	0	7207311808	15.72	2.3	193.4	1	174.7	0	52.6	0		
M	15.80	22.90	0	20	2.9	1.6	0	7208292258	33.57	3.5			210.0	2	132.0	2	145.0	2
M	28.70	41.10	0	39	4.1	2.4	0	7309262046	16.32	4.5	295.0	2	280.0	2	155.0	1	192.0	2
M	-24.80	-25.10	0	59	5.2	1.8	0	7312241003	19.35	4.5	119.0	1	113.0	1	250.9	1	190.0	2
M	7.40	-33.60	0	-5	2.2	0.9	0	7404191830	03.27	1.8	70.9	1	97.0	1	168.3	1	209.2	0
M	20.30	6.50	0	9	0.8	0.6	0	7407171205	02.89	3.7	153.4	1	148.7	1	40.6	1	132.1	1
M	-7.30	19.90	0	52	1.0	0.7	0	7411211315	40.79	2.2	222.9	1	193.0	1	182.7	2	70.5	0
M	1.60	-8.20	0	-85	1.3	0.5	0	7412150907	15.17	3.8	95.1	1	66.6	1			128.1	1
M	-52.40	4.20	0	-77	4.0	2.3	0	7503052149	22.30	7.2	236.1	2	225.0	2			209.7	2
M	2.00	43.20	0	-11	4.5	0.5	0	7504121812	38.22	0.7	298.1	0	277.8	1	220.6	0	162.1	1
M	-36.40	-121.30	0	-47	3.3	1.1	0	7505040959	28.99	2.3	360.6	0	376.1	0	436.0	1	413.0	0
M	-39.40	62.80	0	55	2.7	2.0	0	7601130711	22.80	6.0	332.7	1	338.1	2	333.8	1	236.0	1
M	-16.80	-10.00	0	67	2.0	0.6	0	7605280601	56.38	5.4	163.7	2	126.5	1			169.0	1
M	23.80	-73.90	0	37	1.8	0.8	0	761142313	06.67	0.9	228.6	0	246.9	0	273.8	1	337.7	0
M	-20.50	-63.80	0	23	1.8	0.8	0	7704712332	06.03	0.7	183.7	1	197.8	1	306.4	0	298.2	0
M	-13.50	-75.30	0	-84	7.7	3.1	0	7706282222	31.17	3.8	239.9	1	250.0	2	344.0	2	358.5	2

Same convention as for Table 1. Seventy P arrival times and 18 S arrival times provide a total of 31 data for structure.

Table 3
List of the eight shallow moonquake events used in the inversion

Type	Lat.	Long.	Depth	ϕ	a	b	c	Date/hour/ min	Seconds	Error	P12	P14	P15	P16	S12	S14	S15	S16	
SH	12.80	51.00		-20	2.9	109	109	7209171435	03.00	2.5		278.0	2 186.0	1 170.0	2	460.0	2 322.0	2 285.0	2
SH	48.00	38.20	10	58	3.2	110	110	7212062308	33.40	7.4		302.0	2 167.0	2 280.0	2	507.0	2 278.0	2 430.0	2
SH	21.90	82.60	2	-10	2.4	63	63	7407110046	18.26	1.3	377.1	1 365.4	2 296.0	2 297.7	0 655.9	2	485.1	2	
SH	26.10	-92.70	0	42	2.4	38	38	7501030141	58.36	6.8	334.3	1 350.8	1 363.1	1 434.9	1 543.0	2 581.0	2 608.0	2 730.0	2
SH	64.10	59.90	0	59	1.8	14	14	7501120313	51.74	0.6		360.0	2 260.0	2 350.0	2 612.9	2	400.0	0 567.6	0
SH	-17.00	-26.10	21	44	3.0	112	112	7502132203	50.78	0.7		117.9	1 248.0	2 210.0	2 154.4	2 167.8	2	321.7	2
SH	44.10	34.00	125	76	3.2	179	179	7601041118	54.92	0.3		298.0	2 175.1	2 262.0	1	474.0	2 259.0	2 412.0	2
SH	52.50	-25.80	185	-24	1.2	51	51	7603061012	22.08	2.0	236.9	1 233.2	0 158.6	1 282.6	1 381.30	1 387.7	1 251.2	2 466.1	2

Same convention as for Table 1. Twenty-seven P arrival times and 25 S arrival times provide a total of 20 data for structure.

model exploration: 27 impacts, including eight artificial impacts (Tables 1 and 2), eight shallow quakes (Table 3) and 24 deep quakes (Table 4). Other quakes were rejected: they were constrained by four or fewer arrival times with acceptable errors which is just enough for the quake position and time source. Fig. 1A illustrates the data set with a seismic profile of the meteorite impacts with increasing epicentral distances. The range of epicentral distances for useful arrival times varies from a few degrees to about 130° for P arrival times and to about 75° for S ones. The deepest useful rays sound the lunar interior

down to a radius of about 400 km for P and 600 km for S (see also Fig. 9). Only geodetic data therefore constrain any Moon core smaller than about 500–600 km. Due to the location of the Apollo network, our data set mainly constrains the crustal thickness of the near side of the Moon for the PKT.

The maximum number of data per event is eight (P and S arrival times at four stations, with moreover two stations almost 200 km apart) but most of the time, the arrivals on some stations are too noisy to be read with a useful error: for the 59 events studied, we can use only 318 P and S

Table 4
List of the 24 deep moonquake events used in the inversion

Type	Lat.	Long.	Depth	ϕ	a	b	c	Date/hour/ min	Seconds	Error	P12	P14	P15	P16	S12	S14	S15	S16	
A01	-17.40	-38.40	917	-25	1.1	0.6	11	7309300410	58.84	0.8	192.4	0 194.8	0 251.0	0 239.7	1 290.5	1 300.6	2 396.8	0 377.8	2
A06	49.70	54.70	860	74	1.0	0.7	11	7607021052	25.31	2.6	259.4	0 258.2	0 191.6	0 235.2	0 444.7	0 433.3	1 316.9	1 377.9	1
A07	24.00	53.70	900	-75	0.8	0.7	12	7607020311	24.18	0.6	251.2	0 242.0	0 191.4	0 198.8	1 426.1	1 408.2	0 314.5	1 332.4	1
A08	-28.00	-28.10	940	51	2.0	1.2	21	7705161052	29.35	3.0	173.2	1 174.0	1	189.9	1 270.5	1 276.3	0	328.9	1
A09	-37.80	-30.80	975	14	4.0	2.6	43	7704161958	04.27	0.9	167.5	2 159.7	1		0 277.1	0 277.7	1 377.1	2 320.3	2
A11	9.30	17.50	1200	-42	0.8	0.7	12	7706180501	16.06	0.7		192.2	2 173.2	1	0 329.3	0 319.8	0 299.4	0 296.4	0
A14	-28.70	-33.90	880	50	1.7	1.3	22	7305281853	12.96	1.3	149.7	1 152.5	1	191.0	1 254.8	1 260.5	1 370.1	1 319.7	1
A16	6.80	5.10	1105	9	1.2	0.7	18	721081524	35.48	0.4		184.5	2 185.4	1 185.4	1 315.2	1 305.5	1 298.6	0 298.3	1
A17	23.10	-18.00	861	-47	2.6	0.4	15	7211070852	07.94	0.6	143.0	0 141.9	1 133.3	2 178.0	1 246.2	1 243.9	1 228.9	0	
A18	18.60	34.70	882	-67	1.8	0.9	24	7301052250	30.86	1.5	229.2	2 216.2	0 188.5	2 188.5	1 373.2	1 357.5	0 276.5	1 279.6	2
A20	21.70	-41.00	1055	-1	2.4	0.8	13	7205151718	07.15	1.2		179.9	2 174.3	0 204.5	0 279.2	0 284.1	1	357.3	1
A24	-36.80	-38.90	980	57	2.1	1.7	32	7706121817	38.54	0.3	196.7	1 198.0	1		2 315.8	2 319.7	0 417.8	2 368.0	1
A25	34.40	59.30	898	87	2.0	1.7	26	7706092015	07.55	1.8	241.3	2 242.1	1 179.2	0 200.7		409.3	1 312.7	1 345.6	2
A27	22.50	18.50	1059	-24	1.9	1.4	14	7705160001	51.54	1.3		236.1	2 193.4	0 205.9	2 366.0	2 352.3	1 299.9	0 338.9	2
A30	11.80	-34.30	921	-37	1.5	1.0	23	7205170042	45.93	0.5		181.0	0 201.7	1	1 273.3	1 283.4	1 321.4	1 365.2	1
A33	6.90	117.80	887	-9	1.5	1.3	30	7210111935	46.79	1.1	369.9	2 349.1	0 318.0	0 311.8			528.1	1 511.5	1
A34	7.00	-9.30	932	-32	1.2	0.6	26	7206141834	27.24	2.6	154.9	1 158.1	1 164.4	1	1 249.8	1 256.5	1 265.2	0 279.3	1
A40	-1.60	-10.90	886	-80	1.2	0.7	23	7306272348	35.37	0.6			185.0	2 173.1	0 247.9	0 242.6	1 286.7	1 277.8	1
A41	13.90	-26.80	953	-28	5.6	2.2	84	7206081616	24.70	3.5		163.4	2 172.4	2	2 247.3	2 270.1	2 284.1	1 325.6	2
A42	22.70	-53.50	1004	-53	1.8	1.4	24	7305030152	35.84	2.2	195.8	1 205.6	0 229.9	2 245.6	1 318.9	1 331.9	1 352.5	1 418.0	1
A44	51.90	57.10	956	-74	5.8	1.9	20	7405190309	04.66	1.3		235.4	1 177.6	1	2 434.9	2 411.4	0 307.4	1 376.2	2
A50	9.40	-51.60	835	-13	2.4	1.5	30	7304300105	26.01	3.7	174.2	2 174.2	1		2 292.0	2 285.0	1 348.1	1 397.8	1
A51	8.80	15.70	888	-28	1.1	0.5	22	7402180835	27.40	1.2		181.2	2 149.0	2	2 320.7	2 291.1	0 254.1	0 248.8	1
A97	-3.40	18.70	1000	-3	2.8	2.3	25	7705190608	21.53	2.1		180.6	1 173.8	1 156.0	2 310.3	2 295.2	2 301.1	2 251.8	1

Same convention as for Table 1. The date is for the reference event used in the stack of all deep events associated with the same focus. Seventy-one P arrival times and 91 S arrival times provide a total of 66 data for structure.

arrival time readings with a sufficiently small error (about 5.4 data per event). For shallow and deep quakes, four parameters are needed for the source determination. Three are needed for meteorite impacts. Without the degree of freedom related to the source positions and time, we have therefore a set of 134 constraints on the interior structure. Two alternative analyses are possible: the first one, chosen by Khan et al. [6,7], uses a large number of layers (about 50) with two unknowns per layer, V_p and V_s . The mean a priori error will then be more or less transferred without reduction on the a posteriori errors, typically between ± 350 m/s and ± 750 m/s at large depth [7]. Such errors are too large for mineralogical interpretations [10]. The travel times, however, accumulate the slowness along the ray and integrate naturally the structure and we prefer to invert the mean velocities of a limited number of layers. Tests led us to consider nine layers and therefore 18 inverted parameters as a good compromise between depth and velocity resolution. This reduces the error by about 2.7, leading to an a posteriori error of ± 125 m/s, a minimum value for mineralogical interpretations. We tested the position of layers by adding thin layers of 5 km above and below or reducing their width, while limiting the parameter numbers by fixing the V_p/V_s ratio. The error for the depth of discontinuities is related to the thickness of the test layers and is therefore ± 2.5 km. Discontinuities in the upper part of the Moon (first 100 km), including the crust–mantle discontinuity, are robust and were retrieved with tests using more layers. In the lower mantle, the depth of discontinuities (if present) is not well resolved.

Arrival times weakly constrain gradients in the crust and we also used the S-receiver function method [23] to detect crustal conversions at the Apollo 12 landing site. We used 13 deep focus events (A5–A10, A14, A18, A20, A21, A30, A40, A42). For each nest, a tidal periodicity of activity [25] occurs and the related signals were stacked to enhance arrival time reading. We then deconvolved in the time domain the R and Z components of each stack by the R component of the S wave, the latter looking like a ‘bump’ after deconvolution. The receiver function ob-

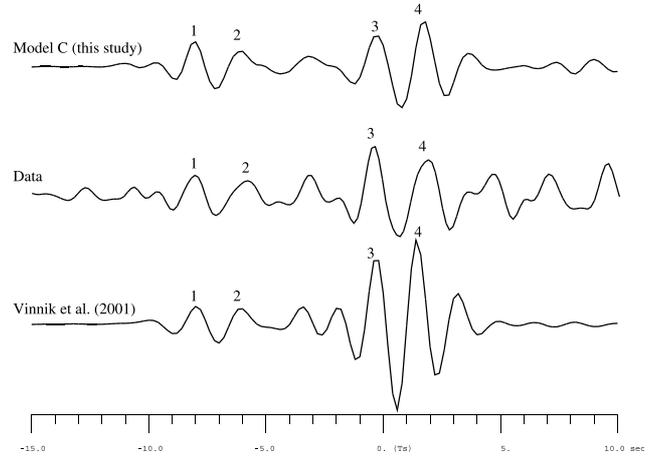


Fig. 2. Observed and modeled receiver function below Apollo 12. The receiver function shows waves associated with conversions of the S body wave packet. Signals are low-pass filtered data with a corner period at 1.2 s. The main converted phase is a conversion from S to P at the bottom of the crust arriving about 8 s before the S wave. The observed receiver function is in the center. The bottom trace was obtained with a model from Toksoz et al. [4] and Vinnik et al. [23] with a crustal thickness of 60 km. The top trace was obtained with model C derived from model B, with a crust discontinuity at about 27 km for P waves while a gradient in S waves extends up to about 40 km depth. It provides $T_{Sp}-T_s$ and a better fit in amplitude. Models B and C are shown in Fig. 5.

tained by a last stack is shown in Fig. 2. The M-shaped phase arriving about 8 s before the S arrival is a S to P converted phase from the mantle–crust transition. This additional constraint was used in the inversion. A conversion was, however, detected only at station Apollo 12 where site effect amplifies seismic signals [23].

We then determined the best seismic velocity models by using the complete data set with and without the arrival time of the S to P conversion. We searched a class of acceptable models by a systematic exploration of model space, each of them being associated with the a posteriori variance defined as:

$$V = \sum_{P_i} \frac{(t_{P_i}^{\text{obs}} - t_{P_i}^{\text{cal}})^2}{\sigma_{P_i}^2} + \sum_{S_i} \frac{(t_{S_i}^{\text{obs}} - t_{S_i}^{\text{cal}})^2}{\sigma_{S_i}^2} + \frac{(t_{Sp}^{\text{obs}} - t_{Sp}^{\text{cal}})^2}{\sigma_{Sp}^2}$$

where $t_{P_i}^{\text{obs}}$, $t_{S_i}^{\text{obs}}$, σ_{P_i} , σ_{S_i} , $t_{P_i}^{\text{cal}}$, $t_{S_i}^{\text{cal}}$ are the observed arrival times, Gaussian errors and computed arrival times for the i th data of P and S respectively

and t_{Sp}^{obs} , σ_{Sp} , t_{Sp}^{cal} are the same for the Sp travel time. We limited the possible models by constraining the V_p/V_s ratio to range from the normal value of 1.7 to values as high as 2, convenient for highly fractured materials. We also prohibited models with decreasing velocity with depth in the crust. This operation was done in two steps: an exploration with only impact data, looking for information for the crust, and a global exploration inversion with all the data, sampling especially the mantle. For each model a model probability was computed assuming a Gaussian error and the velocities were explored in each layer with an interval of 250 m/s. While reducing the number of layers, the method used is therefore more robust than more classical inverse problems in the sense that it covers a much wider space of models.

3. Results

We focus this paper on the results in terms of structure. Other results will be presented in another paper (Gagnepain-Beyneix et al., in preparation). Ten million combinations were tested for the crust and two million for the deeper structure. The best model is named model A and appears as a solid line in Figs. 3 and 4. The details of the results in terms of misfit are shown in Table 5. The sensitivity of arrival times to the crustal thickness is, however, weak: the misfit of model A, for which a 30 km crust is found, is only slightly better by about 0.1–0.2 s than the 60 km crust models of Nakamura [26] and Goins et al. [27]. This difference is marginal when com-

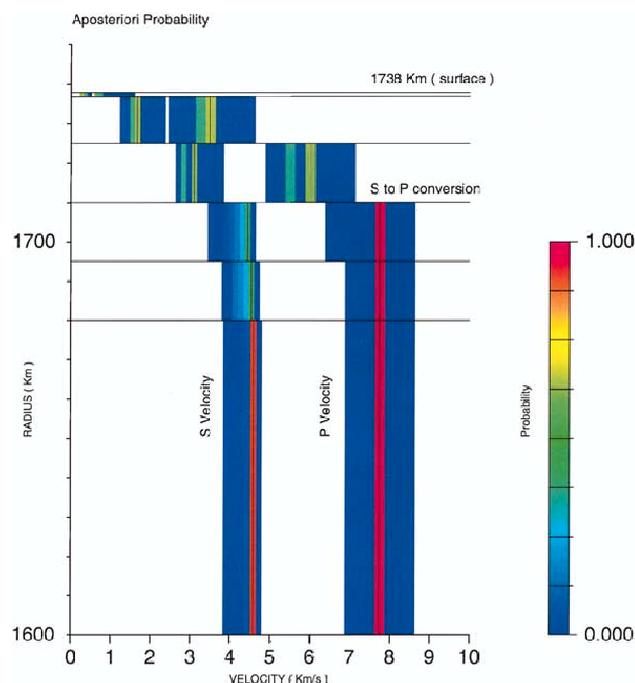


Fig. 3. A posteriori mean velocity probability in the crust with a $T_{Sp}-T_S$ value of -8 s when generated by the 28 km deep discontinuity. The probability of a given velocity value in a layer is the sum of probabilities of all models with this value in this layer. The black line represents the most likely model. Only impacts were used for this model, limiting therefore the number of unknowns to three for the source (latitude, longitude, and time).

pared to the mean error of 2 s found on the data. A new inversion with the conversion travel time in the crust, more sensitive to the crust structure, was therefore performed leading to model B. Travel times, however, give the mean velocity in a layer and do not allow discriminating between a continuous increase or sharp interfaces. We there-

Table 5

A posteriori variance (in seconds) for different models using the different arrival times data set (rows 2–7)

Model/data (number)	Goins [27]	Khan [6]	Nakamura [26]	Toksoz [4]	A	B	C
Art. impacts (8)	2.72	3.3	2.76	3.91	2.33	2.46	2.59
All impacts (27)	2.49	3.2	2.56	3.37	2.38	2.44	2.50
Near impacts (20)	2.48	3.8	2.39	3.44	2.37	2.21	2.52
Deep+shallow (35)	1.57	3.3	1.70	2.41	1.57	2.42	2.45
Deep (24)	1.56	3.2	1.49	1.73	1.45	1.46	1.49
All (59)	1.98	3.26	2.07	2.82	1.93	1.95	1.97
$T_{Sp}-T_S$	-8.6	-9	-8.6	-8.2	-6	-8	-8

Row 8 is the $T_{Sp}-T_S$ for the crustal boundary. Variance is smaller than or comparable in general to [27], and much better than models from [6], [4] and [26]. The mean error for all data is about 2 s and is close from the final variance of models A, B, and C.

fore did a last test by modifying model B with gradients in the crust compatible with both the travel times and the conversion amplitudes (model C, see Fig. 5). Our three models all have a 30 km crust, and their misfits are generally better than those obtained for previously published ones (Table 5). Moreover, model C fits the amplitude of the receiver function much better than a similar fit using a 60 km crustal [23] model. Even by imposing the Sp–S travel time to come from a deeper interface and searching models with discontinuities at 60 km, we did not find any discontinuity at that depth compatible with both the travel time and the conversion.

4. Crustal structure and thickness

As shown in Fig. 3, a discontinuity (or rapid gradient within 5 km) is found at a depth of 30 ± 2.5 km and is proposed as the crust–mantle interface. This is shallower than the depth of 35–45 km of Khan et al. [7]: tests with Nakamura's data set indicate that the difference could be associated with the different data and data error weight (Gagnepain-Beyneix et al., in preparation). Anyway, these two values are much smaller than the 60 km found by the other seismic studies [4,5,26,27]. A smaller discontinuity is also observed for S at that depth. The V_p/V_s ratio decreases from high values around 2 in the first 30 km to the standard value of 1.73 below 45 km suggesting that the velocity profile reflects fractures of the medium rather than possible compositional changes [28,29]. Possibly, the slightly lower depth of the major discontinuity observed in the S wave velocities when compared to the P wave profile reflects some continuation of the impact-induced cracks below 30 km, i.e. deeper than the previously proposed 25 km depth [30]. However, the S velocities have large errors in the crust due to the low number of high quality S arrival time data, a consequence of scattering. These features are therefore within the uncertainties and a constant S velocity might be possible too. All seismic data we used favor a crust–mantle discontinuity at a depth around 30 km in the PKT. The large a posteriori velocity errors in the transition zone

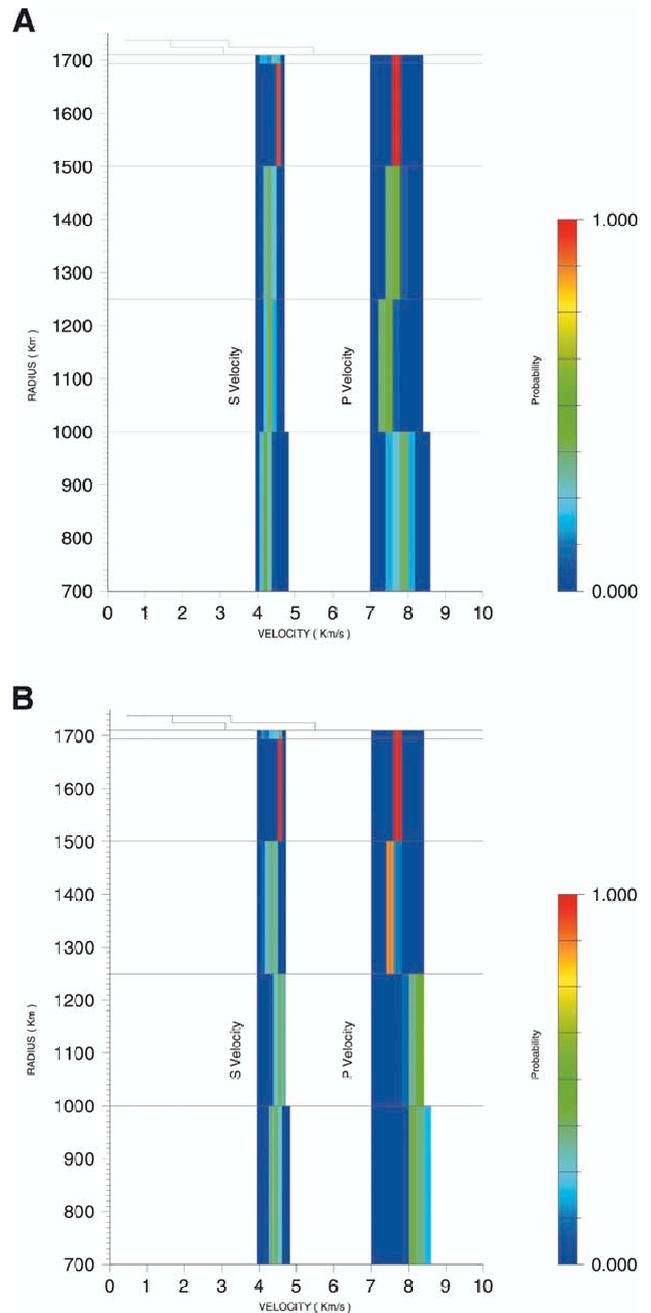


Fig. 4. (A) Same as Fig. 3 for the mantle structure. All earthquakes were used for this model. (B) Same as Fig. 3 for the mantle structure but without the five meteorites or shallow earthquakes sounding the deepest structure.

(and also in the crust) observed in Fig. 3, including the bimodal distribution at depth 15–28 km, may suggest large lateral velocity variations: this might reflect either velocity changes related to impact fractures, serial magmatism taking place

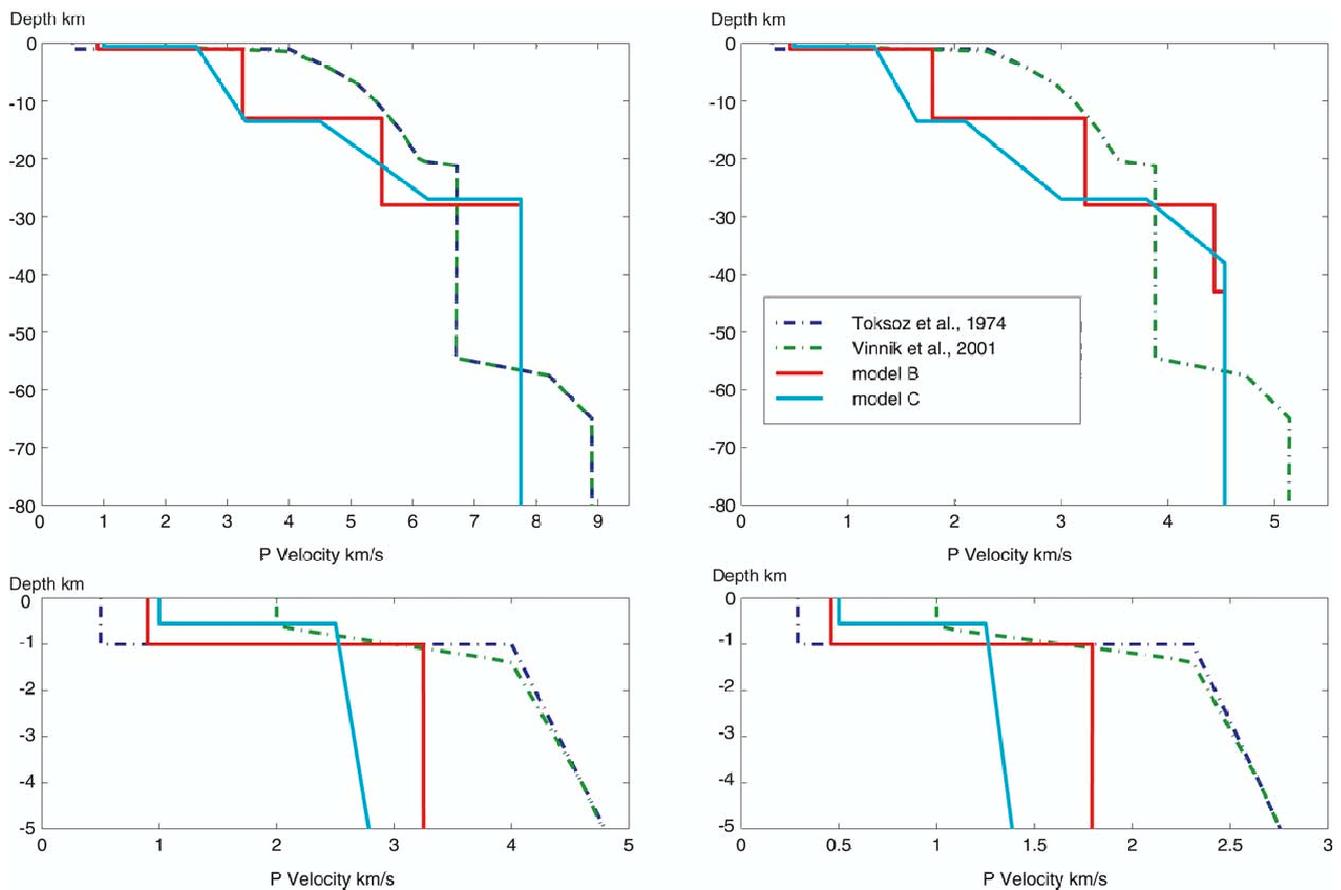


Fig. 5. Close-up of the crustal structure found in this study (models B and C) compared to other structures with a crustal thickness of 60 km. Model B is constrained by the arrival times only either of direct P and S body waves or crustal conversion from S to P. Model C is also constrained by the amplitudes of the receiver function.

after crust formation and through the fractures produced by impact cratering or the fact that seismic data are sampling different terranes of the Moon. Although an estimate of the mean planetary crustal thickness will need joint constraints of seismic and gravity data as well as the elevation of the Apollo landing sites we assume here an overall reduction of the crustal thickness by as much as 30 km for our model (20 km for the Khan et al. value [7]), leading, as we will show below, to a mean crustal thickness of the Moon in the range of 40 km when the other terranes are taken into account [16].

5. Upper and middle mantle structure

In the upper mantle, P and S velocities are

about 7.75 km/s and 4.5 km/s respectively, close to values determined by Goins et al. [27] but different from the ones of Nakamura [26]. Other features are observed for the deep structure (Figs. 4A and 6), such as a slight velocity decrease with depth and an increase below 750 km depth (i.e. 1000 km in radius) of the mean velocity. We do not find any P velocities much higher than 8.5 km/s, confirming the range of values found in most previous studies. This is a major difference with the Khan et al. models [6,7], for which the 99% credible intervals below 700 km are centered at velocities higher than 10 km/s, pointing out, as noted by Khan et al. [7], more the ill-determined nature of seismic velocities at these depths than any mineralogical information. We also do not find a low shear velocity zone in the middle mantle, with its base at 500 km depth as in Nakamura

[26], which was interpreted as a distinct layer in the lunar middle mantle, but rather a continuous decrease of P velocity down to about 750 km depth, where we observe an increase of the P velocity. As the pressure is low in the lunar mantle, the effect of temperature increase dominates on the seismic profiles and can produce this velocity decrease, as pointed out by Goins [27].

Tests have shown that the velocities found in the upper mantle down to a depth of 500 km are stable to within ± 150 m/s for several inversions with smaller velocity spacing (Gagnepain-Beyneix et al., in preparation). Together with the search strategy, this allows us to confirm a 3σ error of about ± 150 m/s for these depths. The resolution of the seismic data set returned by the Apollo mission is, however, very poor concerning the lower mantle. Let us for example consider the P velocity increase obtained at a depth of 750 km in Fig. 4A. If we do not enter into the data set the five deepest quakes, we get another model (Fig. 4B), closer to Nakamura's model [26]. Our conclusion is that any deep discontinuity, if existing, is very poorly constrained by the Apollo data set and must be interpreted with care in terms of mantle structure. An overall increase of the seismic velocities between 500 and 800 km depth is, however, likely, either gradual or as a discontinuity. The determination of its depth is, however, strongly model- and event-dependent.

We now focus on the model interpretation in the upper mantle of the Moon, i.e. the first 500 km (Fig. 4A). We compare first the seismic velocities with eight mantle models proposed by various authors [31–35] all listed by Kuskov [31] (Fig. 6). In order to select among these models, we allow the mantle temperature to change and compute the misfit between the thermally shifted P and S profiles and our velocity model in the upper mantle. We take a mean relative temperature sensitivity for V_p and V_s of 1% for 100°C of temperature shift, close to the mean value obtained by Kuskov [31] for model 5. This sensitivity may of course depend on the mineralogy and be different for P and S velocities, but the typical errors of velocities in the upper mantle prevent us from any detailed analysis. We also take the constraints from magnetic sounding [38] (see Fig. 8), which

typically provide a range of +100°C/–600°C with respect to the 900°C taken by Kuskov [31] at a depth of 400 km.

Models 1–4 need velocities smaller by 2–5%, especially for P, and therefore temperatures exceeding the magnetic sounding upper constraints. Model 8 needs 7% higher velocities and has to be colder than the lowest temperature. Three models remain and we focus on the two models (5 and 7) closest to our velocity profile, the last one needing a temperature change twice higher and close to our limits. These models correspond to two class of pyroxenite models, with either a low FeO content of about 14% and Al₂O₃ and CaO contents of 5.1% and 4.1% respectively (model 5 of Fig. 6, now defined as model I) or more FeO and less Al₂O₃ and CaO (model 7 of Fig. 6, now model II). As developed below, we prefer model I for both geochemical and geophysical reasons. Model I, proposed by Ringwood and Essene [35], is con-

Table 6

Comparison between the obtained density and seismic velocities and those of model I or model II (models 5 and 8 from [31])

Geophysical parameter	Model I	Model II
Mantle density at 900°C/400 km (kg/m ³)	3365	3454
Shear velocity at 900°C/400 km (km/s)	4.437	4.436
Bulk velocity at 900°C/400 km (km/s)	7.591	7.68
Mantle density at 285–410 km (kg/m ³)	3378	3378
Shear velocity at 285–410 km (km/s)	4.50	4.50
Bulk velocity at 285–410 km (km/s)	7.75	7.75
Mantle density temperature Shift (°C)	–65	+380
Shear velocity temperature Shift (°C)	–280	–365
Bulk velocity temperature Shift (°C)	–215	–95
Least square temperature Shift (°C)	–225	–140
Residual after temperature shift (%)	0.55	2.23

The residual is the square root of the sum of squared differences between the inverted value and model values, when corrected for the temperature by a least square fitting.

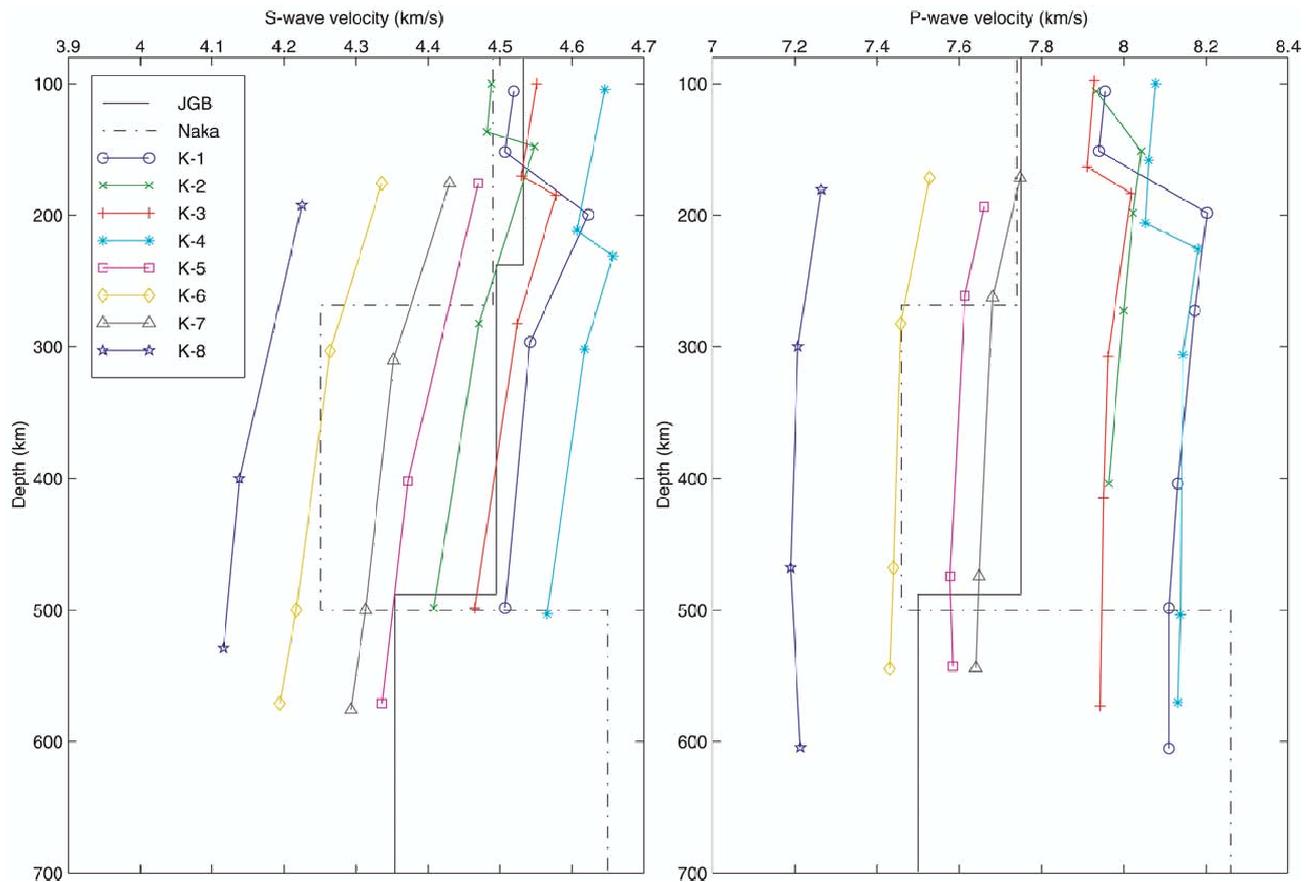


Fig. 6. Plot of the seismic velocities for different models, as compared to the velocities of Fig. 4A (continuous line). 220 m/s and 390 m/s in S and P velocity, respectively, correspond to about 500°C in temperature shift for model 5. See details of composition in table 2 of Kuskov [31]. Model 1 is an Al- and Ca-rich composition [32], model 2 is a Fe-rich composition [33], model 3 an intermediate model with orthopyroxene [33], model 4 a pyroxenite composition [34], model 5 a model of lunar pyroxenite constrained by the source of mare basalt at depths of 200–500 km [35], and models 6–8 are pyroxenite models satisfying the mean velocity the upper velocity bound and lower velocity bound of the Nakamura model [26] obtained by Kuskov [31]. For models 5 and 7 we need the smallest temperature change.

strained by the composition of mare basalts at depths of 200–500 km. Extrapolating the chemical composition of model I in the mantle, we find a bulk composition of the Moon's mantle+crust of 53.5% SiO₂, 6.4% Al₂O₃, 13.3% FeO, 21.9% MgO and 4.9% CaO for a 40 km crust with composition provided by Taylor [15]. This value, close to the 13% bulk FeO found by Jones and Hood [36] or Mueller et al. [37], might, however, be affected by a lower mantle with a different composition.

Independent density constraints on the lunar interior [3] also favor model I instead of model II. The relevant measurements are the mean density, mean radius and inertia factor of $\rho = 3343.7 \pm 0.3 \text{ kg/m}^3$, $a = 1738 \text{ km}$ and $I/Ma^2 =$

0.3931 ± 0.0002 [3]. We model the Moon with four layers: a homogeneous crust, a transition layer in the upper mantle, a mantle and a core. The transition zone corresponds to a possible density gradient between the mantle and the crust. More complicated models may fit the data better but are much less resolved. The results for the mantle are shown in Fig. 7, and obviously depend on the crustal thickness as well as on a possible transition zone in the uppermost part of the mantle. We compute the mean crustal thickness by taking into account the different terranes of the Moon whose densities and surface fractions are given by Jolliff et al. [16]. For a PKT thickness of 60 km, we have a lunar crust density of 2920 kg/m³ and a mean

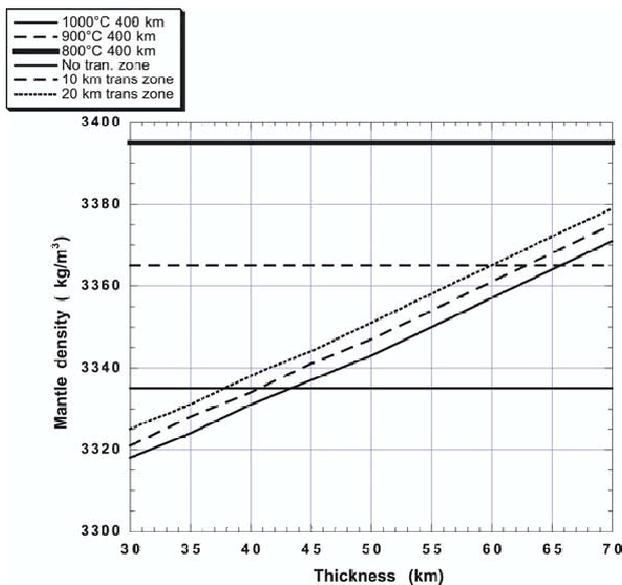


Fig. 7. Mantle density found for three different models with respect to crustal thickness. The two unknowns (mantle and core density) are found from the two data (mean density and inertia factor) assuming values for the crust density, thickness, and core size. Crust density is 2920 kg/m^3 . The case with a homogeneous crust and mantle is shown as well as with a zoned upper mantle with a density equal to 3100 kg/m^3 just below the crust reaching the mantle value 10–20 km below. The mantle density depends very slightly on the core size and the figure here is for a core size of 350 km. Horizontal lines are mantle densities for different temperatures for model I. Best fit is in the range 800–900°C. The median sensitivity for density and inertia factor is about 350 km deep.

thickness of 70 km. For a PKT thickness of 30 km (our results), we find a mean thickness of 39 km. This mean thickness is 49.5 km when the PKT thickness is taken as 40 km (Khan et al.'s results [7]). For a crustal density of 2910 kg/m^3 and no transition zone, the mantle densities in these two cases range from 3332 kg/m^3 to 3334 kg/m^3 and from 3339 kg/m^3 to 3340 kg/m^3 respectively, depending on the core size (Fig. 7). These values are slightly sensitive to a transition zone, in which the density varies between 3100 kg/m^3 below the crust and the mantle density 10–20 km below. We now choose 3337 kg/m^3 for the mean mantle density.

Both seismic velocities and density can now be used to constrain the mantle temperature. Estimates are provided in Table 6, by computing

the velocity shift necessary to explain the bulk velocities at depth in the range of 238–458 km and 458–738 km and the mean density in the mantle. By using velocities, this provides temperatures around 675°C and 950°C respectively at these depth ranges. We also find that model I fits twice better (in variance reduction) the density of the mantle than model II, even if the values correspond to a hotter temperature than for velocities, between 800°C and 900°C at about 350 km. Note here that model II is almost inconsistent for the joint interpretation of the velocities and density: velocities imply a colder mantle, while the density implies a hotter one. Fig. 8 shows that these temperatures correspond to the cold models found by Hood et al. [38], i.e. a mixture of 50% pyroxene and 50% olivine, which is quite comparable in Al_2O_3 to our model I. These temperatures are slightly smaller than the standard estimates, such as those proposed by Hood and

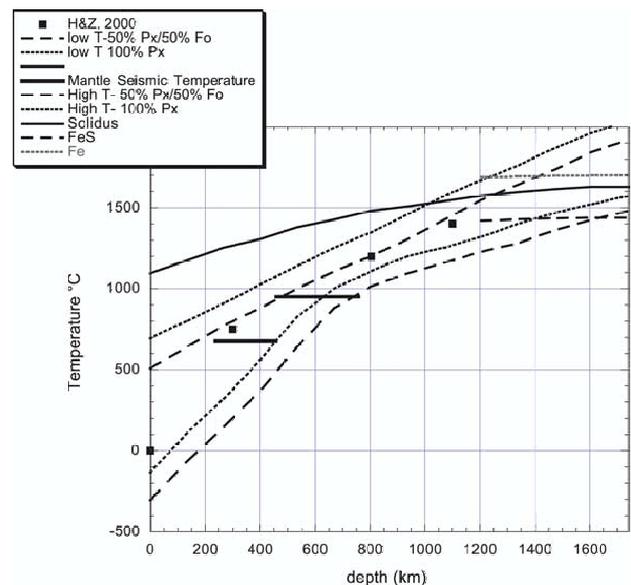


Fig. 8. Comparison of temperatures from this model and previous studies. The solid line is the solidus temperature of the mantle and the almost horizontal short dashed and long dashed lines indicate the melting temperature of Fe and Fe–S respectively. The square gives the temperature proposed by Hood and Zuber [10]. The short dashed curve gives the minimum and maximum range of temperature for a mantle model with a composition 50% Px and 50% Fo as proposed by Hood [9,38]. The two other long dashed curves are temperatures for a pure Px model. The horizontal black bar is the estimated temperature for two depth ranges.

Zuber [10]. These colder temperatures are more in accordance with other geophysical constraints, such as selenotherms obtained from the observed electrical conductivity of the Moon and inverted with aluminous orthopyroxenes [38] and low attenuation in the middle mantle [4,11]. They also favor mascon maintenance over 3–4 billion years [39] even if the latter can also be achieved with lower mantle viscosity due to the smaller planetary radius [40]. The increase of the temperature in the first 700 km can therefore be associated with the present thermal lithosphere of the Moon, possibly as thick as 700 km [41].

6. U content and Moon formation constraints

Let us now estimate the global U bulk content of the Moon with our crustal and mantle composition constraints. With the terranes approach of Jolliff et al. [16], a mean crustal abundance in Th of about 1.05 ppm, an average thickness of about 70 km and a lunar bulk crustal contribution of about 29 ppb were found for a Th/U ratio of 3.67. A new crustal thickness has a major effect on this budget and moreover the results will depend on the thicknesses of the upper and lower crust of Feldspathic Highland Terrane. If the crustal reduction is distributed in both layers equally, a PKT crustal thickness of 30 km leads to a bulk Th, mean crustal thickness and bulk U of 1.01 ppm, 39 km and 16 ppb respectively. For a 40 km thick PKT crust, closer to the value found by Khan et al., we get 1.03 ppm, 49.5 km and 20.4 ppb respectively. However, if the crustal thickness reduction affects mainly the lower crust, a lower bulk U is found due to the enrichment in Th of the lower crust compared to the upper one.

Another approach to estimate the bulk U of the mantle is to assume a C1 origin for the bulk Moon, and to assume no fractionation between Al_2O_3 and U [15]. A bulk U of 32 ppb is then obtained. However, a C1 origin, and more generally a pure chondritic origin, of the Moon is probably incompatible with the impact scenario, in which the Moon forms from a mixture of Earth's crust, Earth's upper mantle, proto-Moon mantle and proto-Moon core. During this impact, a large

part of the Earth proto-crust, probably already differentiated, was likely to be ejected, leading to some enrichment in U.

The lunar mantle composition, however, gives some constraints on this early mixture, even if the results are model-dependent. For that purpose, let us assume that the Moon relative content F_X^{Mo} for the chemical species X, such as SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO and U is:

$$F_X^{\text{Mo}} = a F_X^{\text{Ec}} + b F_X^{\text{Em}} + c F_X^{\text{MoP}}$$

i.e. the sum of species from the Earth crust (F_X^{Ec}), the Earth mantle (F_X^{Em}) and the mantle of impactor (F_X^{MoP}), while the FeO content is provided by:

$$F_{\text{FeO}}^{\text{Mo}} = a F_{\text{FeO}}^{\text{Ec}} + b F_{\text{FeO}}^{\text{Em}} + c F_{\text{FeO}}^{\text{MoP}} + d$$

where a , b , c are the fractions of the Moon originating from the Earth crust, mantle, and impactor mantle, and d is the fraction of FeO in the Moon's mantle produced by a post-impact oxidation of iron from the impactor core. The rest of the impactor core is assumed to join the Earth or the lunar core. Let us now assume $F_{\text{FeO}}^{\text{I}}$ fixed to the value of model I and determine the fractions of Earth crust, mantle and mantle impactor needed to explain the actual composition of the Moon upper mantle in SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO . These fractions a , b , and c will be found by a least square fitting of the computed values F_X^{Mo} with the values F_X^{I} of model I for the species SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , and CaO . This leads to the minimization of C , defined as:

$$C = (F_{\text{SiO}_2}^{\text{I}} - F_{\text{SiO}_2}^{\text{Mo}})^2 + (F_{\text{Al}_2\text{O}_3}^{\text{I}} - F_{\text{Al}_2\text{O}_3}^{\text{Mo}})^2 + (F_{\text{MgO}}^{\text{I}} - F_{\text{MgO}}^{\text{Mo}})^2 + (F_{\text{CaO}}^{\text{I}} - F_{\text{CaO}}^{\text{Mo}})^2.$$

If we assume that all materials originate from these reservoirs, we have the supplementary constraint:

$$1 = a + b + c + d$$

The composition of the primitive Earth at the time of impact is poorly known and we assume a primitive tholeiitic crust (with either continental or oceanic composition), together with a residual

Table 7

Compositions of the different reservoirs used in the model after Anderson [42]

	Notation	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	FeO (%)	MgO (%)	CaO (%)	U (ppb)	Fe+Ni (%)
C1 chondrite	F^{MoP}	30.9	2.4	32.5	20.8	2	13	1.3
ES chondrite		39.1	1.9	1.7	21.3	1.6	9	28.4
Continental tholeiite	F^{Ec}	50.6	13.6	10	8.5	10	60–80	–
Oceanic tholeiite		50.7	15.6	9.9	7.7	11.4	60–80	–
Eclogite extract	F^{Em}	46.2	8.3	12.3	24.1	6.9	20	
Moon bulk model	F^{dat}	53.5	6.4	13.3	21.9	4.9		

upper mantle with a composition close to eclogite extract, as suggested by Anderson [42]. We consider two chondritic models for the proto-Moon, either carbonaceous (C1) or enstatite (ES). The compositions of the different reservoirs are given in Table 7. Generally our results show that the SiO₂ content is so low for C1 composition that the mixing coefficient found for minimizing C are unphysical, i.e. not in the range of [0–1]. A solution can be found only for an ES origin of the proto-Moon (Table 8). With about 8% enrichment in SiO₂, we can match the Moon bulk composition with 24% primitive Earth tholeiitic oceanic crust, 8% primitive Earth upper mantle based on eclogite extract and 67% associated with material originating from the proto-Moon (58% from the mantle with modified ES composition and 9% FeO related to oxidation of former core iron). An alternative is found if the primitive Earth crust is enriched in SiO₂. If the thickness of this Earth crust is about 40 km, this is equivalent to 35% of the Earth's crust. Several arguments support our proposal for such a proto-en-

statite Moon: the obtained fractions having an Earth origin and proto-Moon origin are first comparable to those obtained by the simulation of an impact between a proto-Moon and an almost completely formed Earth [43]. In these experiments, the fraction of the orbiting mass originating from the impactor does indeed range from 0.6 to 0.9. Moreover, the analysis of these experiments has shown that about 30% (20%) of the topmost 30 km (75 km) of the proto-Earth was ejected beyond the Roche limit and was therefore re-accreted in the Moon (C. Fryer and W. Benz, personal communication). These values are close to our results.

We also found about 6% of iron originating from the proto-Moon core, a value reached for impact parameters higher than 0.85. Second, we have an almost perfect coincidence in ¹⁷O and ¹⁸O for enstatite chondrite with the Earth's and Moon's mantle [44]. Third, either a first stage of the accretion, for about 80% of the Earth's material [46], or the complete accretion [45,47] might be done with very reducing materials comparable

Table 8

Fractions of the different reservoirs for the Moon formation

ES non-SiO ₂ fractionation	Continental tholeiites				Oceanic tholeiites			
	Earth crust	Earth mantle	Proto-Moon	Iron core	Earth crust	Earth mantle	Proto-Moon	Iron core
1	0.312	−0.087	0.685	0.089	0.284	−0.144	0.763	0.096
0.98	0.303	−0.028	0.638	0.087	0.275	−0.076	0.709	0.093
0.96	0.295	0.024	0.596	0.085	0.267	−0.02	0.66	0.09
0.94	0.287	0.069	0.56	0.083	0.26	0.03	0.618	0.088
0.92	0.281	0.109	0.528	0.0813	0.244	0.078	0.581	0.086
0.9	0.275	0.145	0.449	0.0798	0.248	0.118	0.549	0.0846

Case with an enstatitic chondritic Moon and with a fractionation of SiO₂ (from 0 to 10% depletion). The left four columns are for a proto-Earth crust with a composition given by continental tholeiites. The right four columns are for a proto-Earth with a composition given by oceanic tholeiites.

to enstatite. During that period, the Mars-sized impactor was probably already formed, as well as the central part of the Earth corresponding to the lower mantle, for which a good match of the isotopic composition of nitrogen with enstatite is likely, as reported for diamonds originating in the deep upper mantle and lower mantle [48].

With this model, the bulk U content is mainly related to the U enrichment of the tholeiitic primitive crust. Let us assume a bulk U of 20 ppb for the proto-Earth and 9 ppb for the enstatite bulk composition. Assuming a core mass of 30% for the Earth impactor, this yields about 14 ppb for the bulk mantle of the Earth impactor. The bulk U of the Moon is then found to be between 28 ppb and 33 ppb for a relative enrichment between 3 and 4 and no depletion of the primitive Earth mantle. With a depletion of 75%, we get between 25 and 31 ppb. In all cases, therefore, a *cosmochemical* mean value of about 28 ppb seems reasonable from a reservoir approach and is moreover coherent with the *geophysical* overall budget of U in the crust, depleted upper mantle and non-depleted lower mantle, based on more geophysical arguments related to heat flux. By taking 28 ppb and assuming known the amount of U in the crust from the terrane inventory and crustal thickness determination, we can now address the problem of the mantle depletion. The key parameter is the radius of the transition between the primitive and depleted mantle. The only seismic discontinuity is found at a depth of about 750 km, 200 km deeper than the 550 km interpreted in the Nakamura model [26] as the base of the primordial lunar magma ocean. However, as noted previously, this seismic discontinuity is very poorly constrained and is very likely both model- and data-dependent. Many recent studies, however, confirm that the Moon's initial state was very hot as a consequence of the large amount of energy released after the giant impact as well as the very rapid re-accretion rate of the lunatesimal. The depth of the magma ocean is then estimated to be between 500 and 1000 km. Let us therefore assume that the upper mantle is depleted to about 73%, as assumed by Binder and Lange [49], and that the lower mantle is undepleted. For an a posteriori U bulk of 28 ppb, we need a base of

the magma ocean 760 km deep, with about 17 ppb in the crust, 6.2 ppb in the upper depleted mantle and 5.8 ppb in the lower undepleted mantle. A core was assumed here, with a radius of 300 km. The two different bulk U estimates therefore match nicely the different constraints of our model (crustal thickness, upper mantle composition and possible 750 km discontinuity). They are also close to the upper estimate of Rasmussen and Warren [12]. Much of this coherence is related to the crust thickness. A thicker crust of about 70 km, as previously considered, is indeed equivalent to more than 30 ppb of bulk U [15]. Such a thick crust, plus a shallow depth for the primitive magma ocean as for the Nakamura model [26], lead to an a posteriori bulk budget larger than 40 ppb, even with full depletion of the upper mantle in U, and therefore to inconsis-

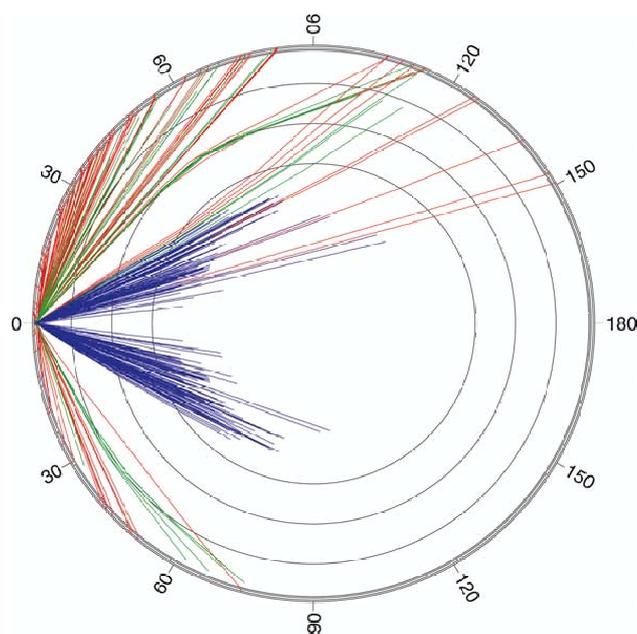


Fig. 9. A priori rays for the Nakamura model. Blue rays are for the deep events, red for the meteorite impacts and green for the shallow moonquakes. Only the rays corresponding to error bars less than 10 s are plotted. P wave rays are represented in the upper part, S waves in the lower one. Note that for impacts with epicentral distances greater than 90° only the P arrival times are useful for the inversion, therefore providing only one datum for the structure determination after localization of the impact. A total of 319 P and S arrival time data were used to constrain 59 seismic sources including 185 source parameters and 134 degrees of freedom available for internal structure constraints.

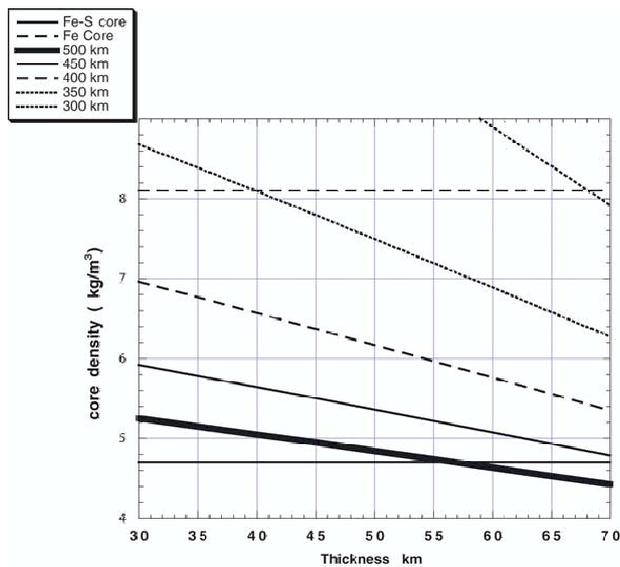


Fig. 10. Core density constraints for different thicknesses of the transition zone between the mantle and the crust with respect to the thickness of the crust. Several curves are shown for different core radii. The upper horizontal line matches the density of pure γ -Fe while the lower one is for density of Fe-S.

tencies between geophysical and geochemical data. Moreover, an enrichment of U during the Moon formation is then mandatory.

7. Indirect constraints on the core

As shown by Fig. 9, our seismic model does not constrain the core directly: this seismic determination needs seismic phases traveling through the core, which will hopefully be first recorded by Lunar A [24]. However, by providing both the seismic determination of the crustal thickness and indirect mantle and crust densities, through mineralogical hypotheses, we can constrain the mass of the core. The range of models is shown in Fig. 10. Estimates based on the lunar induced magnetic moment in the geomagnetic tail [10] provide a core radius of 340 ± 90 km. For a density of 2910 kg/m^3 in the crust and a 20 km transition zone where density increases from 3100 kg/m^3 to the mantle value, we find a density between 6400 kg/m^3 and 6600 kg/m^3 for a 400 km core, i.e. about 50% FeS and 50% Fe in composition. Only the core mass is constrained: pure γ -Fe

core composition leads to a core size of about 330–350 km while Fe-S leads to about 500–550 km, with a radius slightly less than the size proposed by Kuskov and Kronrod [50]. Increasing the thickness of the transition zone reduces the core mass.

Fig. 8 shows that the extrapolation of the mantle temperatures toward the center of the Moon is compatible with a Fe-S liquid core, necessary to explain lunar ranging data [51]. Temperatures much higher than the solidus and/or necessary for a liquid pure iron core are incompatible with our model. If the core is fully liquid, a rather large core is therefore likely even if a more complex mantle structure, especially with a mantle density gradient between the upper and lower mantle, could lower its size.

8. Conclusion

We presented a new lunar model based on the arrival times of P and S waves from about 60 deep and shallow lunar quakes and surface impacts. It provides a new estimate of the crustal thickness, in the range of 30 ± 2.5 km, on the PKT leading to a mean crustal thickness of 40 km with a density of 3320 kg/m^3 . With a completely independent set of travel times, this therefore confirms other recent studies [6–8] pointing to a thinner crustal thickness. We also propose a lunar mantle dominated by a temperature increase reaching about 700°C and 900°C at depths of 350 km and 600 km respectively. In the upper mantle of the Moon, at depth around 350 km, we find shear velocities of $4.5 \pm 0.150 \text{ km/s}$ and $7.75 \pm 0.150 \text{ km/s}$.

The mantle velocities and density fit with a pyroxenite mantle. Together with an anorthosite crust of 40 km, we find a bulk composition of the Moon's mantle+crust of 53.5% SiO_2 , 6.4% Al_2O_3 , 13.3% FeO , 21.9% MgO and 4.9% CaO . This composition can be explained by the collision between the primitive Earth and an impactor with a composition close to enstatite chondrites. For example, a bulk Moon constituted of about 28% primitive Earth tholeiitic crust, 10% primitive eclogite extract originating from the primitive

mantle, 53% impactor mantle and 8% impactor Fe core fits the lunar upper mantle composition. A slight enrichment in SiO₂ is needed, either from the impactor enstatite reservoir or from the primitive Earth crustal reservoir. Such a model implies a tangential impact, in order to put in orbit enough iron from the impactor. The water necessary for oxidation of the iron is found to be small compared to the water available in both the Earth ejecta and proto-impactor ejecta.

Lastly, we propose a bulk U content of 28 ppb, compatible with those obtained either from an inventory of the source of U in the different reservoirs participating in the formation of the Moon or from an inventory of the present U in both the crust, depleted upper mantle and a depleted lower mantle having its base at a depth of 760 km.

Acknowledgements

This work was supported by the Programme National de Planétologie from INSU, by the French Space Agency, in the framework of a CNES/ISAS co-Is exchange program between the NetLander and Lunar A missions and by IUF grants. We thank Prof. Mizutani and ISAS for having transferred the complete set of Apollo data on modern support and L. Vinnik for pointing out the receiver function approach. We thank V. Dehant, M. Wiczorek, M. Javoy for comments, and R. Taylor and an anonymous referee for their review. This paper was finalized while one of us (P.L.) was at the Miller Institute for Basic Research in Science, UC Berkeley. This is IPGP contribution 1910. *[BW]*

References

- [1] D.J. Lawrence, W.C. Feldman, B.L. Barraclough, A.B. Binder, R.C. Elphic, S. Maurice, M.C. Miller, T.H. Prettyman, Thorium abundances on the lunar surface, *J. Geophys. Res.* 105 (2000) 20307–20331.
- [2] W.C. Feldman, O. Gasnault, S. Maurice, D.J. Lawrence, R.C. Elphic, P.G. Lucey, A.B. Binder, Global distribution of Lunar composition: New results from Lunar Prospector, *J. Geophys. Res.* 107 (2002) 5–14.
- [3] A.S. Konopliv, A.B. Binder, L.L. Hood, A.B. Kucinkas, W.L. Sjogren, J.G. Williams, Improved gravity field of the Moon from Lunar Prospector, *Science* 281 (1998) 1476–1479.
- [4] M.N. Toksöz, A.M. Dainty, S.C. Solomon, K.A. Anderson, Structure of the Moon, *Rev. Geophys. Space Phys.* 12 (1974) 539–567.
- [5] N.R. Goins, A.M. Dainty, N. Toksoz, Structure of the Lunar highlands site Apollo 16, *Geophys. Res. Lett.* 8 (1981) 29–32.
- [6] A. Khan, K. Mosegaard, K.L. Rasmussen, A new seismic velocity model for the Moon from a Monte Carlo inversion of the Apollo lunar seismic data, *Geophys. Res. Lett.* 27 (2000) 1591–1594.
- [7] A. Khan, K. Mosegaard, An inquiry into the lunar interior – A non-linear inversion of the Apollo seismic data, *J. Geophys. Res.* 107 (2002) 1–23.
- [8] H. Chenet, J. Gagnepain-Beyneix, P. Lognonné, L. Vinnik, Reprocessing of the Apollo lunar seismic data: A thinner lunar crust, *EOS Trans. AGU* 81 (2000) F771.
- [9] L.L. Hood, Geophysical constraints on the Lunar interior, in: W.K. Hartmann, R.J. Phillips, G.J. Taylor (Eds.), *Origin of the Moon*, Lunar and Planetary Institute, Houston, TX, 1986, pp. 361–410.
- [10] L.L. Hood, M.T. Zuber, Geophysical constraints on the Lunar origin and evolution, in: R.M. Canup, K. Righter (Eds.), *Origin of the Earth and Moon*, Lunar and Planetary Institute, Houston, TX, 2000, pp. 397–409.
- [11] P. Lognonné, B. Mosser, Planetary seismology, *Surv. Geophys.* 14 (1993) 239–302.
- [12] K.L. Rasmussen, P.H. Warren, Megaregolith thickness, heat flow and the bulk composition of the Moon, *Nature* 313 (1985) 121–124.
- [13] M.T. Zuber, D.E. Smith, F.G. Lemoine, G.A. Neumann, The shape and internal structure of the Moon from the Clementine mission, *Science* 266 (1994) 1839–1843.
- [14] M.J. Drake, Is lunar bulk material similar to Earth's mantle, in: W.K. Hartmann, R.J. Phillips, G.J. Taylor (Eds.), *Origin of the Moon*, Lunar and Planetary Institute, Houston, TX, 1986, pp. 105–124.
- [15] S.R. Taylor, The origin of the Moon: geochemical considerations, in: W.K. Hartmann, R.J. Phillips, G.J. Taylor (Eds.), *Origin of the Moon*, Lunar and Planetary Institute, Houston, TX, 1986, pp. 125–143.
- [16] B.L. Jolliff, J.J. Gillis, L.A. Haskin, R.L. Korotev, M.A. Wiczorek, Major lunar crustal terranes: Surface expression and crust mantle origins, *J. Geophys. Res.* 105 (2000) 4197–4216.
- [17] S.C. Solomon, J. Chaikin, Thermal expansion and thermal stress in the Moon and terrestrial planets: Clues to early thermal history, *Proc. Lunar Sci. Conf.* 7 (1976) 3229–3243.
- [18] R.L. Kirk, D.J. Stevenson, The competition between thermal contraction and differentiation in the stress history of the moon, *J. Geophys. Res.* 94 (1989) 12133–12144.
- [19] P.D. Spudis, P.A. Davis, A chemical and petrological model of the lunar crust and implication for lunar crustal

- origin, *J. Geophys. Res.* 17 (Suppl. Lunar Planet. Sci. Conf. Proc.) (1986) E84–E90.
- [20] P.D. Spudis, B.R. Hawke, P.G. Lucey, G.J. Taylor, K.R. Stockstill, Composition of the ejecta deposits of selected lunar basins from Clementine elemental maps, *Lunar Planet. Sci. Conf. Abstr.* 27 (1996) 1255–1256.
- [21] M.A. Wieczorek, M.T. Zuber, The composition and origin of the lunar crust: Inferences from central peaks and geophysical crustal thickness modelling, *Geophys. Res. Lett.* 28 (2001) 4023–4026.
- [22] M.A. Wieczorek, R.J. Phillips, Potential anomalies on a sphere: Application to the thickness of the lunar crust, *J. Geophys. Res.* 103 (1998) 1715–1724.
- [23] L. Vinnik, H. Chenet, J. Gagnepain-Beyneix, P. Lognonné, First seismic receiver functions on the Moon, *Geophys. Res. Lett.* 28 (2001) 3031–3034.
- [24] H. Mizutani, Lunar interior exploration by Japanese lunar penetrator mission, Lunar-A, *J. Phys. Earth* 43 (1995) 657–670.
- [25] D. Lammlein, Lunar seismicity and tectonics, *Phys. Earth Planet. Inter.* 14 (1977) 224–273.
- [26] Y. Nakamura, Seismic velocity structure of the lunar mantle, *J. Geophys. Res.* 88 (1983) 677–686.
- [27] N.R. Goins, A.M. Dainty, M.N. Toksöz, Lunar seismology, the internal structure of the Moon, *J. Geophys. Res.* 86 (1981) 5061–5074.
- [28] H. Wang, T. Todd, D. Richter, G. Simmons, Elastic properties of plagioclase aggregates and seismic velocities in the Moon, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37 (Suppl. 5, Proc. 4th Lunar Sci. Conf.) (1973) 1663–1672.
- [29] H. Mizutani, M. Osako, Elastic waves velocities and thermal diffusivities of Apollo 17 rocks and their geophysical implications, *Geochim. Cosmochim. Acta* 38 (Suppl. 5, Proc. 4th Lunar Sci. Conf.) (1974) 2891–2901.
- [30] G. Simmons, T. Todd, H. Wang, The 25-km discontinuity: Implications for lunar history, *Science* 182 (1973) 158–161.
- [31] O.L. Kuskov, Constitution of the Moon: 3. Composition of middle mantle from seismic data, *Phys. Earth Planet. Inter.* 90 (1995) 55–74.
- [32] J.W. Morgan, J. Hertogen, E. Anders, The Moon: composition determined by nebula processes, *Moon Planets* 18 (1978) 465–478.
- [33] J.H. Jones, J.W. Deleno, A three component model for the bulk composition of the Moon, *Geochim. Cosmochim. Acta* 53 (1989) 513–527.
- [34] A.E. Ringwood, T. Irifune, Nature of the 650 km discontinuity: implication for mantle dynamics and differentiation, *Nature* 331 (1988) 131–136.
- [35] A.E. Ringwood, E. Essene, Petrogenesis of Apollo 11 basalts, internal composition and origin of the Moon, *Geochim. Cosmochim. Acta* 34 (Apollo 11 Lunar Sci. Conf. Proc.) (1970) 769–799.
- [36] J.H. John, L.L. Hood, Does the Moon have the same chemical composition as the Earth's upper mantle? in: H.E. Newsom, J.H. Jones (Eds.), *Origin of the Earth*, Oxford University Press, New York, 1990, pp. 85–98.
- [37] S. Mueller, G.J. Taylor, R. Phillips, Lunar composition: A geophysical and petrological synthesis, *J. Geophys. Res.* 93 (1988) 6338–6352.
- [38] L.L. Hood, F. Herbert, C.P. Sonett, Further efforts to limit lunar internal temperatures from electrical conductivity determinations, *J. Geophys. Res.* 87 (13th Lunar Planet. Sci. Conf. Proc.) (1982) A109–A116.
- [39] S. Pullan, K. Lambeck, On constraining lunar mantle temperatures from gravity data, *Lunar Planet. Sci. Conf. Proc.* 11 (1980) 2031–2041.
- [40] S. Zhong, M.T. Zuber, Long-wavelength topographic relaxation for self-gravitating planets and implications for the time-dependent compensation of surface topography, *J. Geophys. Res.* 105 (2000) 4153–4164.
- [41] W. Konrad, T. Spohn, Comparative studies of the Moon and Mercury, *Adv. Space Res.* 19 (1997) 1511–1521.
- [42] D. Anderson, *Theory of the Earth*, Blackwell, Boston, MA, 1989, pp. 17 and 223.
- [43] R.M. Canup, E. Asphaug, Origin of the Moon in a giant impact near the end of the Earth's formation, *Nature* 412 (2001) 708–712.
- [44] R.N. Clayton, T.K. Mayeda, Oxygen isotopic compositions of chondrites and aubrites, *J. Geophys. Res.* 89 (1984) C245–C249.
- [45] M. Javoy, The integral enstatite chondrite model of the earth, *Geophys. Res. Lett.* 22 (1995) 2219–2222.
- [46] H. Wänke, Constitution of terrestrial planets, *Phil. Trans. R. Soc. London* 303 (1981) 287–302.
- [47] M. Drake, K. Righter, Determining the composition of the Earth, *Nature* 416 (2002) 39–44.
- [48] M. Javoy, F. Pineau, Carbon and nitrogen isotopes in the mantle, *Chem. Geol.* 57 (1986) 41–62.
- [49] A.B. Binder, M.A. Lange, On the thermal history, thermal state, and related tectonism of a moon of fission origin, *J. Geophys. Res.* 85 (1980) 3194–3208.
- [50] O.L. Kuskov, V.A. Kronrod, Constitution of the Moon 5. Constraints on composition, density, temperature and radius of a core, *Phys. Earth Planet. Inter.* 107 (1998) 285–306.
- [51] J.G. Williams, D.H. Boogs, C.F. Yoder, J.T. Racliff, J.O. Dickey, Lunar rotational dissipation in solid body and molten core, *J. Geophys. Res.* 106 (2001) 27933–27968.

Table des figures

1.1	<i>Launch of Apollo 4 by the Saturn V rocket.</i>	18
1.2	<i>Edwin Aldrin, second man on the Moon.</i>	19
1.3	<i>Apollo 11 crew ticker tape parade after the mission.</i>	19
1.4	<i>Luna, Apollo and Surveyor landing sites on the nearside of the Moon</i>	20
1.5	<i>Laser Ranging Retro-Reflectometer on lunar Surface</i>	21
1.6	<i>Apollo 12 Passive Seismic Experiment on lunar surface.</i>	22
1.7	<i>Ranger Probe. The seismeter was in the capsule.</i>	27
1.8	<i>Apollo seismometer.</i>	27
1.9	<i>Artist view real picture of the Lunar-A orbiter with the penetrators.</i>	29
1.10	<i>Seismic ray path from a deep moonquake of focal depth 900 km, for Nakamura's model plus a 400 km core ($V_p=5,0$ km/s). Note a significant focusing effect of the lunar core to seismic wave, causing a large energy concentration at the antipodal point of the epicenter. (from Mizutani, 1995)</i>	30
1.11	<i>Lunar hotel project, by Dutch architect Hans-Jurgen Rombaut.</i>	31
1.12	<i>Futur lunar base ...</i>	33
2.1	<i>First lunar calendars...</i>	36
2.2	<i>Comparison of the composition of the bulk Moon with those of other selected samples (Taylor, 2001).</i>	41
2.3	<i>Abundances of the rare earth elements in the source regions of the mare basalts, the highland crust and KREEP, relative to the bulk Moon concentrations (Taylor, 2001)</i>	42
2.4	<i>Different formation hypothesis.</i>	47

2.5	Computer simulations snapshots from A. Cameron. Blue areas are metallic iron, and red and orange areas are rocky mantles. The growing Earth is the larger of the two objects ; the smaller object is the projectile whose impact led to the formation of the Moon. In this simulation, the impactor hits off-centered (frame 1), and heats and deforms both bodies (frame 2). As the event continues, some metallic core (colored blue) is transferred to the Earth, but most remains inside the impactor. The impactor is not completely engulfed by the Earth and pulls away somewhat, as if it bounced off (frames 3-8). All this would have taken only about half an hour. (Changes in apparent size are due to changing the scale of the pictures in order to keep both objects in the field of view.) The impactor now hits the Earth again (frame 9), but this time is incorporated into the Earth (frames 10-12). Its metallic core becomes part of Earth's core. Some rocky material is still left in orbit around the Earth (frames 13-16). The Moon forms from the debris left in orbit, most of which came from the impactor. The accretion of the material into the Moon is not shown in this simulation. (after G. Jeffrey Taylor, Hawaii Institute of Geophysics and Planetology.	49
2.6	Magma Ocean concept : the differentiation of an anorthosite crust.	50
2.7	Lunar Terranes (Jolliff et al., 2000)	53
2.8	Lunar Terranes : PKT and FHT schematic cross sections (Jolliff et al., 2000)	54
3.1	Instrumental response of the Apollo seismometers	62
3.2	Seismic activity and periodicity (Lammlein, 1977).	66
3.3	Distribution of deep moonquake source regions. The base map is the entire lunare surface in an equal area projection. (From Nakamura et al. ,1982). .	67
3.4	Individual deep moonquake recording.	67
3.5	Spectral amplitude of stacked times series, event A01, X component, long period channel, peaked mode (red) and large band mode (green) in DU.s. As the true amplitudes are not significant they were divided by 10 to emphasize the similarity with the transfert function (in DU/nm). After correction by the transfert function the soil displacement is plotted for large band mode (light blue) and peaked mode (dark blue) in nm.s.	68
3.6	High Frequency Teleseismic moonquake recording.	69
3.7	Meteoroid impact recording.	71
3.8	Artificial impact recording.	72
3.9	Relocalisation of a shallow event with low quality arrival time estimations.	73
3.10	Relocalisation of a shallow event using P waves only (left) and S waves only (right).	73
3.11	Relocalisation of the same shallow event using P and S waves together. . .	74
3.12	Horizontal rays. Blue and green for deep and shallow moonquakes, red for impacts.	74
3.13	Ray paths of P (upper hemisphere) and S waves (lower hemisphere) in the Nakamura (1983) model, as a fonction of epicentral distance. Blue is for deep events, green for shallow moonquakes and red for impacts.	75
4.1	Raypaths for a direct P wave and P wave converted into S.	78
4.2	Raypaths for Sp wave and Sssp waves.	80
4.3	Deep events correlation process example.	82
4.4	23 events from A ₄₂ plotted after time-shifting	83

4.5	<i>Progressive stack of the individual A_{42} traces. Identification is possible on the final trace (bottom).</i>	84
4.6	<i>Deep event A_{09} displayed after rotation (traces R and T).</i>	85
4.7	<i>Highlighting the precursor.</i>	87
4.8	<i>Radial components of the 13 events aligned on S arrival + sum</i>	88
4.9	<i>Deconvolved vertical components of the 13 events aligned following the S arrival of the radial components.</i>	89
4.10	<i>Comparison of data and synthetic receiver functions for different models.</i>	92
4.11	<i>P and S velocities for the crustal models of Toksöz et al.(1974) and Lognonné et al.(2003). Original models are labeled “Toksöz et al.(1974)” and “model A”, and modified ones “Vinnik et al. (2001)” and “model B”.</i>	93
4.12	<i>Influence of the deconvolution window on the Sp phase amplitude</i>	94
4.13	<i>Schematic cross section of the regional structure at the Apollo 17 landing site in the Taurus-Littrow valley. (Cooper et al., 1974).</i>	95
4.14	<i>Shear velocity profiles of a model obtained for the Apollo 12, 14, 15 and 16 landing sites from Horvath et al., (1980). The center of each layer is marked with a cross; the dashed line is the piecewise linear shear velocity function given in Table 5 of Horvath et al., (1980).</i>	95
5.1	<i>Example of P and S arrival time pickings for deep focus A_{18}. The index 0, 1, 2 and 3 correspond respectively to uncertainty reading of 1, 3, 10 and 30 seconds.</i>	100
5.2	<i>Crustal structure in terms of marginal probability in each layer for each velocity value sampled. The sum of marginal probabilities in a layer is 1.0</i>	102
5.3	<i>Crustal structure. Same as Figure 5.2, with a V_p/V_s ratio set to 1.75</i>	103
5.4	<i>Mantle structure. Same representation as in Figure 5.2.</i>	105
5.5	<i>Results of a Bayesian Hypothesis Testing, by Khan et al. (2002). (A) Marginal posterior P-wave velocity distributions obtained from inversion of artificial impacts. The figure depicts the models having satisfied the hypothesis “The lunar crustal thickness lies in the range 35-45 km”. (B) Idem for the hypothesis “The lunar crustal thickness lies in the range 50-70 km”.</i>	106
5.6	<i>Velocity models for the mantle. Our model (red) is depicted with a 2-sigma error bar. Nakamura (1983) model is represented in blue. Goins et al. (1981) is superposed in green lines, for readability.</i>	107
5.7	<i>Marginal posterior velocity distributions depicting the velocity structure of the Moon. (Khan et al., 2000)</i>	108
6.1	<i>W-E and S-N components of event A_{09}, deconvolved by S-N component. The deconvolution interval is 10 minutes.</i>	112
6.2	<i>Polarization directions of the A_{01} deep event coda, for 50 and 600 seconds windows. Cross (+) correspond to low confidence data, stars (*) to reliable ones.</i>	113
6.3	<i>Apollo 12 landing site (white arrow) and Lansberg crater.</i>	114
6.4	<i>This sketch illustrates how heterogeneities can scatter a seismic wave. After a few scatterers, the wave appears to come from every direction.</i>	116
6.5	<i>This sketch illustrates how seismic waves can be guided by parallel fractures.</i>	116

7.1	These three crustal thickness maps result from inversions of topography and gravity data. Each is anchored with a different value (a-30, b-45, c-60 km) under the Apollo 12 station. We superimposed the locations of the different sites used in the seismic inversion. Each is separately scaled.	124
7.2	Apollo 16 sub-satellite coverage (Gamma Ray map, from Heiken et al., 1991).	125
7.3	Selected Clementine topography points. (from M. A. Wieczorek)	126
7.4	Ray paths in the crustal models resulting of our inversions (Chapter 5). Green is for Nakamura's dataset, red for ours.	128
7.5	Plot of the impact and station sites we use in the inversion. The colorscale refers to Moho radius proposed by Zuber et al. (1994). (o) is for stations, (+) is for artificial impacts, (\diamond) is for meteorite impacts. Bottom figure is a close-up around the network of stations. Numbers 1-4 correspond to the stations (S12-S16); 5-12 is for the artificial impacts and 13-31 is for meteoroid impacts.	132
7.6	Test 1. Synthetic inversion result for 216 data. The random walk starts from $R_{Moho}^i = 1680$ km, which corresponds to the mean crust of the synthetic model used (Zuber et al., 1994). The results are displayed in terms of marginal probabilities, and are compared to the synthetic model (white cross). The highest marginal probabilities are in agreement with the synthetic model.	136
7.7	Test 2. Synthetic inversion result for 105 data. Color scale is scaled on the maximum probability of site Apollo 12, to avoid the color bias maxima on artificial impacts, which are not well resolved with this dataset. Compared to Test 1, the smaller number of data results in a loss of resolution of the synthetic model.	137
7.8	Test 3. Synthetic inversion result for 105 data, and a mean synthetic crust 40 km thick. Here, the starting point of the random walk ($R_{Moho}^i = 1650$ km) is far from the mean of the synthetic model (1680 km).	139
7.9	Test 4. Synthetic inversion result for 105 data, a mean synthetic crust 40 km thick, starting the iteration at the mean synthetic value : 1700 km. The better agreement with the synthetic model, compared to Test 3, is due to a closer starting point ; site 13 is no more blocked near its starting value.	139
7.10	Test 5. Synthetic inversion result for 105 data, a mean synthetic crust 40 km thick, and a 2% perturbation of the crustal velocities. A quasi-systematic shift of the R_{Moho} distributions (especially for the station sites) compensate the velocity diminution, because the epicentral distances are fixed.	140
7.11	Test 6. Synthetic inversion result for 105 perturbed data and a 30 km thick mean synthetic crust. The noise added on the synthetic data is related to the reading error of real data.	142
7.12	Test 6. Same as Figure 7.11, with a color scale emphasizing the less resolved sites.	143
7.13	Inversion A. Inversion result for a preliminary test with 85 real data. Green points are for the crustal model anchored with $z = 30$ km, white cross are for the Zuber et al. one, anchored on 60 km depth, on which we subtracted 30 km in order to compare relative relief. Sites for which all data are related to epicentral distances lighter than 10 deg. are not represented.	145

7.14	Inversion A. Inversion result for a preliminary test with 85 real data. The distribution of marginal probability is displayed separately for each site, in the same order than in Figure 7.6. The green vertical bar correspond to the crustal model anchored with $z = 30$ km, the magenta one is for the Zuber et al. one plus 30 km.	146
7.15	Inversion A. Inversion result for a preliminary test with 85 real data. The sites are displayed from left to right by increasing order of the R_{Moho} value in the crustal thickness model W30. Green points are for the crustal model W30 anchored with $z = 30$ km, white cross are for the Zuber et al. one. In yellow, S12, S14, S15 and S16 stand for the station sites. The top white numbers stand for the number of the sites as displayed in the other figures.	146
7.16	Inversion B1. Inversion results where we remove the 1st kilometer, characterized by very low velocities.	147
7.17	Inversion B2. Same as Figure 7.16, with a spatial correlation function. . . .	149
7.18	Zoom from Figure 7.17 (Inversion B2), for the 5 sites where the crust is the thickest in W30.	152
7.19	Close-up of inversion B2, for the 4 station sites. W30 model is plotted in green/black, Zuber et al. model is plotted in white/magenta.	152
7.20	Comparison between the crustal thickness models determined from seismic data (top) and gravity data (W30, bottom). Both maps use the same color scale. The diameter of the points representing the sites on the upper map is inversely proportional to the absolute deviation of the probability distribution.	153
8.1	P velocity crustal models presented in chapters 4.2.2 and 5.2.2, superimposed on lunar sample laboratory measurements from Toksöz et al. (1974).	160
8.2	Seismic velocities for different mantle composition models (noted K-1 to K-8), from Kuskov (1995). Our model inverted from arrival times is represented with a thick black line, and the 2-sigma error bar is in light red. . .	162

Liste des tableaux

1.1	<i>Apollo Seismic Network stations</i>	25
1.2	<i>Lunar exploration chronology</i>	31
2.1	<i>Orbital and physical data</i>	55
3.1	<i>Catalogued events</i>	64
4.1	<i>Deep moonquakes used in the analysis</i>	85
4.2	<i>Velocity model for the crust following Toksöz et al., 1974 (left) and upper layers modification by Vinnik et al., 2001.</i>	90
4.3	<i>Our velocity model for the crust (Lognonné et al., 2003). The original mean model A (left) is modified to a model B (right) which we use to compute the synthetic trace n°4 of figure 4.10.</i>	91
7.1	<i>Test 5. Sites 1-4 : Apollo stations ; 5-12 artificial impacts ; 13-31 : meteorite impacts. R_{Moho}^{med} is the median value of the a posteriori distributions for each site. R_{topo} stands for the surface topography, medmad is the median absolute deviation from the median (l_1 equivalent to the standard deviation of norm l_2), h_{calc} and h_{synth} are respectively the crustal thickness in the resulting and synthetic models (W30). Lon and Lat are the sites coordinates.</i>	141
7.2	<i>Test 6. Sites 1-4 : Apollo stations ; 5-12 artificial impacts ; 13-31 : meteorite impacts.</i>	143
7.3	<i>Inversion B1. Sites 1-4 : Apollo stations ; 5-12 artificial impacts ; 13-31 : meteorite impacts.</i>	148
7.4	<i>Inversion B2. Sites 1-4 : Apollo stations ; 5-12 artificial impacts ; 13-31 : meteorite impacts.</i>	150