

THÈSE

présentée

A L'UNIVERSITE LOUIS PASTEUR DE STRASBOURG

pour l'obtention du

DOCTORAT ES-SCIENCES

par

PIERRE MOURGUES

ETUDE PAR LES ONDES P
DE LA STRUCTURE DU MANTEAU SUPERIEUR
DE L'AFRIQUE CENTRALE : UN CAS DE BOUCLIER
AFFECTE PAR UN RIFT INTRAPLAQUE

Soutenu le

1983 devant la commission d'examen :

Jury :

MM. J. BONNIN

M. CARA

J. DUBOIS

J. GOGUEL

G. POUPINET

Président

Examineurs



LISTE DES PROFESSEURS, MAITRES DE CONFÉRENCES
DIRECTEURS ET MAITRES DE RECHERCHE C.N.R.S. ET I.N.S.E.R.M.

Président	Professeur	H.DURANTON
Vice-Présidents	Professeur	C.GODBILLON
	Professeur	P.POINDRON
	M.de Rech.	A.CORET
Présidents honoraires	Professeurs	G.OURISSON - P.KARLI - F.MARCOUX
Secrétaire Général	Monsieur	G.KIEHL

U.E.R. DES SCIENCES MÉDICALES

U.E.R. des Sciences Médicales : Directeur Jean-Marie MANTZ
U.E.R. des Sciences Biomédicales : Directeur Jean SCHWARTZ

Joyeux honoraires : J.CALLOT - J.CLAVERT - F.ISCH - M.DORNER.

Professeurs honoraires : A.BASSET - J.CALLOT - J.CLAVERT - E.FORSTER - G.GREINER - Ch.GROS - A.JUNG - T.KAMMERER - P.MANOEL - H.METZGER - P.MULLER - A.ROHNER - F.ROHNER - I.SCHNEEGANS - J.SERON - J.STAHL - J.VEDRINE - P.VINTEMBERGER - J.WARTER - G.WINCKLER.

Professeurs :

MAOLOFF N.APROSIO C.ARON L.ASCH A.BATZSCHLAGER P.BEYER F.BLOCH R.BLOCH R.BOCKEL C.BOLLACK A.BRINI A.BRONNER F.BUCHHEIT F.BUCK G.BURGHARD P.CHAMBRON I.CHAMBRON M.CHAMPY W.CHAUDONT W.COLLAUD C.CONRAUX M.DELLENBACH M.DORNER R.ESTINGER M.FABRE L.FINCKER R.GANDAR P.GAUTHER LAFAYE J.P.GERHARD	Chirurgie générale Anatomie et Organogénèse Histologie Rhumatologie Anatomie Pathologique Clin de Pédiatrie et Puberté Radiologie Pharmacologie Hépatologie, Gastro-entérologie Urologie Ophtalmologie Clin. Ophtalmologique Neurochirurgie Clin. Chirurgicale des Enfants Clin. et Prophylaxie de la Tuberculose Biochimie Physiologie biologique Stomatologie Médecine Légale et Médecine Sociale Clin. Neurologique Oto-Rhino-Laryngologie Gynéc. et Obstétrique Clin. Médicale B Psychiatrie infantile Histologie Clin. Médicale B Cardiologie Clin. Gynéc. et Obstétricale Anesthésiologie Ophtalmologie	J.GRENIER E.GROSSHANS P.HABERY J.HERAN L.HOLLENDER J.LIBBS M.MILLER F.ISCH L.ISRAEL H.JAHN J.JUIF P.KARLI B.KELLER F.KEMPF I.KEMPF T.T.KIEN R.KIENY A.KIRN H.KORITZKE M.KREMER D.KURTZ G.LANG J.LAVILLAUREIX Y.LE GAL J.M.LEVY J.M.MANTZ F.MARCOUX H.MARSCAUX Ch.MARR	Chirurgie générale Clin. Dermatol. et Syphiligraphique Physiologie Méd. et Chir. Expériment. et Comparée Chirurgie Digestive et Générale Pharmacologie Médecine interne Rééducation fonctionnelle Psychiatrie d'Adultes Néphrologie Pédiatrie et Puberté Neurophysiologie Clin. Gynéc. et Obstétricale Radiologie Orthopédie et Traumatologie Pédiatrie et Pathologie tropicale Parasitologie Pathol. et Clin. Séméol. Chir. Virologie Anatomie Normale Parasit. et Pathologie tropicale Neurologie Orthop. et Traumatologie Hygiène Anatomie pathologique Pédiatrie, Génétique médicale Réanimation médicale Médecine du travail Histologie Physiologie	S.MAYER J.MEHL G.METHLIN B.METZ R.MINCK G.MORANO F.OBERLING E.PHILIPPE (dét.) R.RENAUD P.RÉVILLE P.RÉYS E.ROEGEL J.V.RUCH Y.RUMPLER A.SACREZ G.SAVA G.SCHAFF E.SCHVINGT J.SCHWARTZ A.SIBILLY L.SINGER F.STEPHAN D.STORCK G.VINCENDON R.VOEGTLIN A.WACKENHEIM P.WARTER J.P.WEILL D.WILLARD J.P.WITZ	Hématologie Médecine du travail Physiologie biologique Physiologie appliquée Bactériol. Virolog. Immunol. gén. Chirurgie thoracique Maladies du sang Anatomie pathologique Gynécologie et Obstétrique Endocrinol. Métabol. et Nutr. Chir. Gén. - Hôp. L.Pasteur - Colmer Pneumologie Physiologie Biologie médicale Embryol. et Morphol. expérim. Cardiologie Chirurgie générale Physiologie Clin. Chir. Orthop. et Traumatol. d'Adultes Pharmacol. et Médecine Expérimentale Clinique chirurgicale A Clinique Psychiatrique d'Adultes Pathol. Gén. et Expérimentale Clinique Médicale A Biochimie Thérapeutique Radiologie Radiologie Gastro-Énéral et Hydrat.thérap. Pédiatrie, Génétique Médicale Chirurgie thoracique
---	---	---	---	---	---

Professeurs conventionnels : F.DEFEUDIS (Biologie) - A.PETROVIC (Physiologie).

Maitres de Conférences Agrégés :

LEBAIN S.BAREISS SOURJAT BRECHENBACHER M.BROGARD ICINQUALBRE L.CONSTANTINICO J.P.DUPEYRON EISENHANN FLAMENT IGERSERT GERLINGER SHEID J.JAECK J.JAEGER	Orthopédie et Traumatologie Médecine interne Radiologie Cardiologie Médecine interne Urologie Physiologie biologique Anesthésiologie Chirurgie cardio-vasculaire Ophtalmologie Pédiatrie, Génétique médicale Embryologie Dermato-entérologie Chirurgie générale Réanimation médicale	M.JESEL P.KEHR R.KELLING J.KEMPF G.KLOTZ F.KUNTZMANN J.M.LANG D.MAITROT J.L.MANDEL J.MARSCAUX J.MARK J.MESSER C.MEYER H.MONTEIL G.DBERT J.C.OTTENI	Rééducation fonctionnelle Orthopédie et Traumatologie Cancérologie Biochimie Oto-Rhino-Laryngologie Médecine interne Maladies du sang Neurochirurgie Biochimie Chirurgie générale Pédiatrie, Génétique médicale Chirurgie générale Sectériologie Virologie Anesthésiologie	M.PATRIS G.PAULI J.RITTER M.ROOS P.SAUVAGE J.P.SCHLEIBER G.SCHLAEDER J.L.SCHLIENGER H.SICK C.STOLL J.D.TEMPE J.TONGIO J.P.WALTER J.M.WARTER A.WILK	Psychiatrie d'Adultes Pneumologie Physiologie Gynécologie et Obstétrique Histologie Chirurgie infantile Physiologie Gynécologie et Obstétrique Médecine interne Anatomie et Organogénèse Pédiatrie, Génétique médicale Réanimation médicale Radiologie Radiologie Neurologie Stomatologie
---	--	---	--	--	---

Maitre de Conférences Associé : R.SANDLER (Physiologie).

Maitres de Conférences Conventionnels : A.MALAN (Physiologie respiratoire) - J.J.VOGT (Thermophysiology).

Directeurs de recherches : M.JACOB* (Biochimie) - A.PETROVIC* (Physiologie).

Maitres de recherches :

A.M.AUBERTIN* D.AUNIS* E.BEL* L.FREYSE* M.GAUTHERIE* G.OMBOSE*	Virologie Neurochimie Neurochimie Neurochimie Thermologie biomédicale Neurochimie	K.HAFFENSTENDER* G.LECLERC* G.REBEL* R.RECHENBACH* M.SENSENBRENNER* C.STOCK-ODANGE*	Endocrinologie Chimie organique Neurochimie Biophys. des Rayonnements Neurochimie Physiologie	J.STEVENIN* J.VELLY* N.VIRMAUX-COLIN* J.J.VOGT* A.WAKSMAN*	Biologie moléculaire et cellulaire Pharmacologie Neurochimie Thermophysiology Neurochimie
---	--	--	--	--	---

* C.N.R.S. - I.N.S.E.R.M.

U.E.R. D'ODONTOLOGIE

Directeur Robert FRANK

Professeurs :

M. COCO R. FRANK	Dentisterie opératoire Biologie et Matière fondamentale	P. KLEWANSKY J. LITZLER	Parodontologie Prothèse
---------------------	--	----------------------------	----------------------------

Professeurs de premier grade :

E. ALLEMANN M. BASTIAN C. BOLENDER A. COMTE	Dentisterie opératoire Prothèse Orthopédie dento-faciale Dentisterie opératoire	R. HAAG J. L. LACOSTE M. LANGER M. LEIZE	Pathol et Thérapeutique dentaires Orthopédie dento-faciale Prothèse	P. NICOLAS J. J. ROTH A. SCHLIENDER J. SOMMERHATER	Pathol et Thérapeutique dentaires Parodontologie Prothèse Pédodontie
--	--	---	---	---	---

Professeurs de deuxième grade :

W. BACON P. CAHEN J. P. CHARLIER	Orthopédie dento-faciale Biologie et Matière fondamentale Orthopédie dento-faciale	B. KAESS H. TENENBAUM	Pathol et Thérapeutique dentaires Parodontologie
--	--	--------------------------	---

Maître de recherche (I.N.S.E.R.M.) : A. BELCOURT (Odontologie).

U.E.R. DES SCIENCES PHARMACEUTIQUES

Directeur Alexis GAIRARD

Docteurs honoraires : P. DUQUENOIS - M. HASSELMANN - G. DIRHEIMER - P. METAIS.

Professeurs honoraires : P. CORDIER - J. P. EBEL - G. GAZET du CHATELIER - M. HASSELMANN - P. JAEGER.

Professeurs :

R. ANTON R. CARBIENER G. DIRHEIMER G. FERARD A. GAIRARD D. GÉRARD C. HASSELMANN (dét.) L. JUNG J. C. KOFFEL	Pharmacognosie Botanique Toxicologie Biochimie Physiologie Physique et Biophysique Chimie analytique Pharmacie chimique Pharmacie chimique	H. LAMI Y. LANDRY C. LAPP P. LAUGEL G. LAUSTRIAT A. LUIGNIER J. MALGRAS C. MATHIS P. METAIS	Méthématiques Pharmacologie Chimie générale et minérale Chimie analytique Physique Toxicologie Immunologie Pharmacie galénique Biochimie	B. PESSON P. POINDRON J. SCHREIBER A. STAHL A. STAMM J. C. STOCLET D. VIDON C. G. WERMUTH	Parasitologie Virologie Chimie organique Biochimie pharmaceutique Pharmacie galénique Pharmacodynamie Bactériologie Chimie organique
---	--	---	--	--	---

Chargé de cours : M. KRISTENSEN (Hygiène, Nutrition et Diététique).

Professeur associé : J. TYRZYK (Biophysique).

Professeur conventionné : B. ROTH-SCHECHTER (Pharmacodynamie).

Maître de recherche : I.N.S.E.R.M. : J. BIETH (Enzymologie).

U.E.R. DES SCIENCES HUMAINES

U.E.R. de Géographie : Directeur Pierre LIMOUZIN
U.E.R. des Sciences du Comportement et de l'Environnement : Directeur Philippe ROPARTZ

Professeurs honoraires : E. JULLIARD - R. RAYNAL.

Professeurs :

J. M. AVENARO A. LIEURY P. LIMOUZIN	Géographie Psychologie expérimentale Géographie	P. MICHEL A. MDLES H. MOYNI H. REYMOND	Géographie Psychologie sociale Géographie Géographie	R. SCHWAB A. TABOURET-KFILLER M. TARDY J. TRICART	Géographie Psychologie Pédagogie Géographie
---	---	---	---	--	--

Directeur de recherche : C.N.R.S. : S. RIMBERT (Géographie).

U.E.R. DES SCIENCES ÉCONOMIQUES

Directeur Patrick COHENDET

Docteurs honoraires : P. CHAMLEY - J. P. FITOUSSI - R. DOS SANTOS FERREIRA - J. L. GAFFARD

Professeur honoraire : P. CHAMLEY

Professeurs :

P. ARTZNER F. BILGER A. CHABERT	Mathématiques Sciences Économiques Sciences Économiques	R. DOS SANTOS FERREIRA G. KOENIG	Sciences Économiques Sciences Économiques	J. J. ORRECHT F. PONCET	Sciences de l'Éducation Sciences de l'Éducation
---------------------------------------	---	-------------------------------------	--	----------------------------	--

Professeur émérite : P. CHAMLEY (Sciences Économiques)

Professeur conventionné : R. UHRICH (Éc. Ég. et Énouv.).

Chargés de conférences : R. ERBES - A. LOSSER

U.E.R. DES SCIENCES EXACTES

Mathématiques
 Sciences Physiques et Chimiques
 Sciences de la Matière
 Sciences de la Vie et de la Terre
 Sciences du Comportement et de l'Environnement
 Ecole d'Application des Hauts Polymères
 Ecole Nationale Supérieure de Chimie
 Observatoire
 Physique du Globe
 Ecole Nationale Supérieure de Physique

Directeur Gérard SCHIFFMANN
 Directeur Henri BENOIT
 Directeur Raymond WEISS
 Directeur Geneviève LEBEURIER
 Directeur Philippe ROPARTZ
 Directeur Morand LAMBLA
 Directeur Marc DAIRE
 Directeur Alphonse FLORSCH
 Directeur Roland SCHLICH
 Directeur Gilbert SUTTER

Docteur honoraires : P.LACROUTE - J.H.VIVIEN - G.MILLOT.

Professeurs honoraires : J.BRENET - Mme M.BRINI - J.BYE - H.CARTAN - C.CHABAUTY - A.CHRETIEN - A.DELUZARCHE - J.DENY - Mme A.GAGNIEU - Mme S.GILLET - S.GORGOETZKY - R.HOC - J.POLY - P.LACROUTE - R.LECGLAZET - G.LEMEE - P.L'HERITIER - A.LICHNEROWICZ - A.MAILLARD - G.MILLOT - L.NEEL - J.PARROD - A.ROCHE - R.ROHMER - J.P.ROTHE - L.SACKMANN - C.SADRON - H.SAUCIER - P.SCHALLER - F.STUTINSKY - H.VILLAT - J.H.VIVIEN - E.WOLFF - B.WURTZ.

Maître de conférence honoraire : R.WEIL.

Professeurs :

I.PADLOFF
 R.ARMERUSTER
 J.ARTZNER
 J.AVANISSIAN
 J.BARBANCON
 J.BECKER
 J.BEFORT
 J.BELLIARD
 J.BENEZRA
 J.BENOIT
 J.BENVENISTE
 J.BERNARD
 C.BERNIER
 J.BONNIN
 J.BOUILLON
 J.BOUTOT
 J.BROSSAS
 J.BROUILLARD
 J.BURGGRAF
 J.BURNAGE
 J.CARA
 J.CERP
 J.CHARTIER
 J.CHEVALLIER
 J.CLAUS
 J.COCHÉ
 J.DAIRE
 DANAN
 DANIEL
 J.DAUNE
 DEHANO
 DEMUYCK
 J.DUFOURD
 J.DUROYER de
 SEIGNAZAC (det.)
 J.OURANTON
 J.PEBEL
 J.PEBERHART
 J.PRESMANN (det.)
 J.ERN
 J.FARAUT (det.)
 J.FASIOLO
 J.FEGERLIN
 J.FELTZ

X.FERNIQUE
 M.FINK
 J.G.FISCHER
 O.FOATA
 E.FOLLENIUS
 J.J.FRIED
 D.FROELICH
 A.FUCHS
 J.C.GALL
 A.GALLMANN
 F.GAUJER
 R.GERARD
 G.GLAESER
 C.GODBILLON
 A.GOLTZENE
 M.GOUNOT
 M.GROSSMANN
 M.GROSS
 Y.GUSQUEN
 L.HIRTH
 C.JASCHKE
 G.JONAHO
 J.P.JOUANLOU
 F.JUNDT
 T.JUTEAU
 C.KEDINGER
 A.KIENEMANN
 R.KIRSCH
 F.LACROUTE
 J.C.LAFON
 A.M.LAMBERT
 M.LAMBLA
 G.LEBEURIER
 J.M.LEHN
 J.L.LEBENQUTH
 J.LÉITE-LIÈPES
 P.LEMOINE
 M.LEROY
 J.C.LIONS
 F.LOOR
 J.LUCAS
 O.MAGNAC
 J.MARTINET
 P.MIALHE

Mathématiques
 Acoustique moléculaire
 Chimie
 Mathématiques
 Zoologie
 Mécanique des Fluides
 Chimie générale et Chimie physique
 Mécanique rationnelle
 Géologie
 Physique
 Physique
 Mathématiques
 Mathématiques
 Chimie
 Optique, physique atomique et moléculaire,
 physique du sol et cristallographie
 Botanique
 Physique
 Chimie physique
 Géophysique interne
 Microbiologie
 Astronomie
 Virologie
 Mathématiques
 Physique nucléaire et corpusculaire et théor. phys.
 Minéralogie
 Biochimie
 Chimie appl. et Génie chimique
 Zoologie
 Biologie végétale
 Informatique appliquée
 Biologie
 Chimie générale
 Microbiologie
 Chimie
 Chimie appl. et Chimie des matériaux
 Physico-chimie et corpusculaire
 Chimie
 Chimie
 Zoologie et Ecologie
 Immunologie
 Géologie
 Physique
 Mathématiques
 Physiologie animale

A.MICHARD
 M.MIGNOTTE
 P.MIRABEL
 G.MONSONEGO
 B.MORIN
 P.NANOPOULOS
 J.OSBORN
 E.OSTERTAG
 G.OURISSON
 J.M.PAULUS
 J.P.RAMIS
 G.REEB
 P.RICHARD
 J.J.RIEHL
 F.RIMMELIN
 C.ROBERT
 P.ROPARTZ
 J.P.SAUVAGE
 G.SCHIFFMANN
 A.SCHMITT
 P.SCHMITT
 J.P.SCHWING
 M.J.SCHWING
 J.C.SENS
 M.SIESKINO
 M.SILVERSTEIN
 G.SOLLADIE
 J.SOMMER
 G.SUTTER
 C.TANIELIAN
 Y.TARDY
 J.TERRISSE
 J.J.THEIBOLD
 O.VIAUD
 R.VOLTZ
 J.H.WEIL
 G.WEILL
 M.WEISS
 P.L.WENDEL
 B.WILL
 C.WINTER
 C.WIPPLER
 J.WUCHER

Géologie
 Informatic
 Chimie
 Physique théorique
 Mathématiques I
 Probabilités et Statistiques
 Chimie
 Electr. et Electrotechnique
 Chimie
 Chimie générale
 Mathématiques générales
 Topologie
 Physiologie animale
 Chimie
 Chimie (IUT)
 Physique
 Psycho-Physiologie
 Botanique
 Chimie théor. et Chimie physique (IUT)
 Mathématiques
 Physique
 Psycho-physiol. et physiol. du comportement
 Chimie
 Chimie physique
 Physico-chimie et corpusculaire et théorie physico-
 chimie
 Mathématiques
 Chimie organique
 Chimie appliquée
 Physique électronique
 Chimie (IUT)
 Géologie
 Chimie
 Biologie animale
 Mathématiques
 Physique théorique
 Biochimie
 Physique
 Chimie
 Physique
 Psycho-Physiologie
 Chimie
 Physicochimie des Hauts Polymères
 Physique

Professeur émérite : G.MILLOT (Géologie Paléontologie).

Professeur adjoint : J.SITTLER (Géologie).

Professeurs associés :

ABUO
 E.CONSTANTIN
 L.GEOFFROY
 JOFFE

V.KENKE
 F.KNIGHT
 P.MEYRUEIS

Physique
 Mathématiques
 Métrologie

T.MUKAIYAMA
 J.PALDUS
 O.SAORES

Chimie
 Chimie
 Physique

Professeurs conventionnés : P.BOUVEROT (Physiol.respiratoire) - P.OEJOURS (Physiol.respiratoire) - F.FARKAS (Physique) - Y.NAKATANI (Chimie) - P.SMIGIELSKI (Physique).

Professeurs adjoints : A.FLORSCH - A.FRESNEAU (det.).

Professeur adjoint associé : M.JASCHKE (Astronomie).

Professeurs adjoints (Physique du Globe) : P.HOANG TRONG (Géophysique int.) - R.MONTIGNY (Géophysique int.).

Directeurs de recherche C.N.R.S. :

ALBRECHT
 J.BELLMANN
 SOUVEROT
 DEJOURS
 FRANCK-NEUMANN
 JOFFMANN
 KNIPFER

A.KOVACS
 J.MARCHEL
 P.A.MEYER
 A.J.P.MEYER
 J.LÉITE-LIÈPES
 P.RÉMY
 R.SCHLICH

Physicochimie macromoléculaire
 Physicochimie macromoléculaire
 Mathématiques
 Physique
 Biologie cellulaire
 Physicochimie macromoléculaire
 Géophysique marine

A.SKOLIOS
 M.VAN HEGENMORTEL
 R.VAROGU
 A.VEILLARD
 R.ZANA
 A.ZUKER

Physicochimie macromoléculaire
 Virologie
 Physicochimie macromoléculaire
 Chimie moléculaire
 Physicochimie macromoléculaire
 Physique théorique

Chercheurs de recherche C.N.R.S. :

H.ABBE
 S.LANDES
 BARREAU
 SECK
 SECK
 SECK
 BONHOMME
 BRAUN
 IRANSTEIN
 C.CADEVILLE
 CALLOT
 ANGAU
 CHAMPAGNE
 HEVALLIER
 COFFIN
 ORET
 CROISSIAUX
 DIDIER
 GUBINGER
 JURST
 L.KOMOSS
 RANCOIS
 RANTA
 I.FRIEDT
 RITIG
 JALLOT
 GERBER
 DIEGE
 SARRAD
 GRAMAIN

J.C.GALIN
 J.B.GRUN
 F.HAAS
 J.HERZ
 G.JENNER
 G.KAUFMANN
 G.KEITH
 J.P.KINTZINGER
 B.KOCH
 E.KOCHANSKI
 B.LANG
 J.LANG
 P.LAURENT
 C.LERAY
 F.LEYENDECKER
 B.LOTZ
 B.LUJUR
 G.MAIRE
 A.MALAN
 E.MARCHEL
 R.MORANO
 D.MORAS
 T.MULLER
 G.MUNSCHY
 M.NAUCLIEF BLOCH
 A.NICOLAIEFF
 H.PADUET
 M.PATY
 C.PICOT
 L.PINCK

Physicochimie macromoléculaire
 Physique
 Physique nucléaire et corpusculaire
 Physicochimie macromoléculaire
 Chimie
 Biochimie
 Chimie
 Structure et dynamique moléculaire - chimie de coordination
 Cristallographie
 Physicochimie macromoléculaire
 Physiologie comparée des régulations
 Physiologie comparée des régulations
 Chimie
 Physicochimie macromoléculaire
 Chimie organique
 Chimie
 Physiologie respiratoire
 Physicochimie moléculaire et macromoléculaire
 Physicochimie nucléaire et corpusculaire
 Chimie
 Physique nucléaire et corpusculaire
 Physique
 Physique des Solides
 Virologie végétale
 Géologie
 Physique nucléaire et corpusculaire
 Physicochimie macromoléculaire
 Biologie cellulaire

P.POI
 J.POUVET
 B.PRES
 P.REMY
 J.RICHLERT
 J.RINGLISSEN
 O.ROHRSCH
 J.P.ROTH (S.O.U.R.M.I. de Recherche)
 R.SCHWANTZ
 F.SCHUBELING
 F.SCHUBERL
 N.SCHULZ
 C.SCHWAB
 H.SELTZ
 P.SIFFERT
 C.SITTLER
 M.E.STOECKEL
 F.STRAZIELLE
 M.SUFFERET
 J.C.THIRRY
 K.TROARE
 P.WAGNER
 G.WALTER
 F.WEBER
 J.P.WFNIGER
 J.WITZ
 R.WOLFF
 J.P.ZELINGER
 L.ZILLIOX

Chimie
 Biochimie
 Chimie
 Biochimie
 Physicochimie théorique
 Physique
 Phytomorphogénèse
 Physicochimie macromoléculaire
 Physiologie végétale
 Physicochimie nucléaire et corpusculaire
 Chimie organique
 Physicochimie nucléaire et corpusculaire
 Physique
 Physicochimie nucléaire et corpusculaire
 Physicochimie nucléaire et corpusculaire
 Géologie
 Biol. des interactions cellulaires
 Physicochimie macromoléculaire
 Physicochimie et corpusculaire
 Chimie
 Physicochimie atomique et ionique
 Physicochimie nucléaire et corpusculaire
 Physicochimie nucléaire et corpusculaire
 Géologie
 Zoologie
 Biologie cellulaire
 Chimie
 Physique
 Mécanique des Fluides

A la mémoire de M.A. CHOUDHURY

R E M E R C I E M E N T S

Sans l'intérêt que M.A CHOUDHURY avait manifesté pour les premiers résultats obtenus en Centrafrique, sans les encouragements qu'il m'a prodigués et sans l'amitié dont il m'a entouré, je n'aurais pas entrepris cette étude.

Qu'il me soit permis d'exprimer ici ma reconnaissance et ma gratitude à tous ceux qui, par leur savoir, par leur attention et par leur amitié m'ont aidé dans ce travail.

Je remercie Monsieur GOGUEL pour l'attention avec laquelle il a suivi le cheminement de mes travaux.

Je remercie particulièrement Messieurs J. BONNIN et M. CARA dont les conseils et les critiques ont orienté cette étude sur de nombreux points.

Je remercie également Monsieur J. DUBOIS qui a suivi mon travail en diverses occasions et Monsieur G. POUPINET dont les travaux m'ont guidé.

Reconnaissant à Monsieur A. ROCHE, ancien Directeur, et Monsieur R. SCHLICH, Directeur actuel, de m'avoir accueilli à l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg, je remercie tous ceux qui m'ont aidé dans cet institut et, en particulier, Mademoiselle BEHE, Messieurs PETERSCHMITT et ROULAND pour l'aide qu'ils m'ont apportée dans le traitement des données, ainsi que Messieurs GIR, HAESSLER, HOANG, LEGROS et MONTIGNY avec lesquels j'ai eu de nombreuses discussions.

Je remercie enfin tous mes collègues de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer qui, à des titres divers, m'ont permis de mener à bien ce travail ; je remercie Messieurs ALBOUY et AUBRAT pour leur aide suivie, Messieurs GODIVIER et MAILLARD qui m'ont aidé dans l'exploitation des données ainsi que Messieurs MAPOUKA, OUAYANGUE et TOME.

Evoquant le travail sur le terrain, je salue la mémoire de G. VALANCE, et je remercie Monsieur DUKHAN qui a mis au point les stations sismiques ainsi que Messieurs CHAUVIN et MAUPLLOT qui en ont assuré la maintenance.

Je remercie enfin Mademoiselle CORREA pour la mise en forme définitive de cette thèse.

Ce travail a été effectué dans le cadre de mon activité professionnelle à l'Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer (ORSTOM) 24, rue Bayard 75008 PARIS.

TABLE DES MATIERES

	Pages
PREMIERE PARTIE	
Introduction	1
0.1 Considérations générales	1
0.2. Plan général de l'étude	4
I. LE CONTINENT AFRICAÏN : ETAT ACTUEL DES CONNAISSANCES GEODYNAMIQUES ET GEOPHYSIQUES.	7
1.1. Notions générales sur les plaques continentales	7
1.2. Quelques problèmes géodynamiques relatifs à la plaque africaine	13
1.3. Unités structurales de l'Afrique centrale	18
1.3.1. Cratons	18
1.3.2. Zones mobiles	19
1.3.3. Système des rifts	20
1.4. Etat actuel des connaissances géophysiques	22
1.4.1. Sismicité de l'Afrique centrale	22
1.4.2. Modèles gravimétriques	24
1.4.3. Etudes sismologiques	26
II. DETERMINATION ET ANALYSE DES HODOCHRONES DE L'AFRIQUE CENTRALE	32
2.1. Recherche du caractère significatif des hodochrones relatives établies à partir des séismes naturels	32
2.1.1. Rappel sur les résidus de station	32
2.1.2. Variation des résidus à Bangui suivant la région épacentrale	34
2.1.3. Quelques implications de la notion de résidu	37
2.1.4. Application au domaine africain	40
2.1.5. Signification des hodochrones	46
2.2. Détermination des hodochrones pour l'Afrique centrale	48
2.2.1. Collections de données	48
2.2.2. Séparation des hodochrones	49
2.2.3. Méthode d'obtention des hodochrones	54

2.3.	Observations qualitatives des hodochrones	57
2.3.1.	Hodochrones de type craton	57
2.3.2.	Hodochrones de type rift	60
2.4.	Mise en évidence d'une couche à faible vitesse	64
2.4.1.	Valeurs élémentaires des temps de propagation	66
2.4.2.	Rapports d'amplitude A_{pp}/A_p	66
2.4.3.	Diagrammes de Wadati	68
III.	HODOCHRONES PARAMETRIQUES ET MODELES DE VITESSE	72
3.1.	Expressions paramétriques des hodochrones ISCM5	72
3.1.1.	Domaine géographique d'application des hodochrones	72
3.1.2.	Expression paramétrique de l'hodochrone craton	77
3.1.3.	Recherche d'une variation continue des paramètres de rais	79
3.2.	Recherche des modèles préliminaires	82
3.2.1.	Lithosphère de type craton	82
3.2.2.	Modèle rift	84
3.2.3.	Modèles mixtes	86
3.3.	Détermination du modèle ISCM5-craton	91
3.3.1.	Conditions générales	91
3.3.2.	Méthode de recherche du modèle ISCM5-craton	91
3.4.	Comparaison du modèle ISCM5 avec divers modèles de boucliers	96
3.4.1.	Considérations critiques sur les modèles	97
3.4.2.	Le modèle "Africa"	97
3.4.3.	Modèles de boucliers de diverses régions	102
3.4.4.	Caractères généraux des boucliers	104
	DEUXIEME PARTIE	107
IV.	ENREGISTREMENTS SISMOLOGIQUES EN REPUBLIQUE CENTRA- FRICAINE ET METHODES D'ANALYSE SPECTRALE	108
4.1.	Stations sismologiques	108
4.1.1.	Situation géographique et géologique	108
4.1.2.	Techniques d'acquisition des données	111

4.2. Méthode d'exploitation des enregistrements	114
4.2.1. Filtrages	114
4.2.2. Spectres d'accélération	115
4.2.3. Détermination du facteur de qualité	116
4.2.4. Méthode employée dans cette étude	118
4.3. Essai d'identification des phases multiples du manteau	119
4.3.1. Essais préliminaires	119
4.3.2. Enveloppes complexes	122
4.4. Relations entre les enregistrements et le modèle ISCM5-craton	127
4.4.1. Identification des phases multiples	127
4.4.2. Définition d'intervalles de distance	129
4.4.3. Critique des relations avec le modèle	130
V. ANALYSE SPECTRALE AUX DISTANCES COMPRISES ENTRE 11° ET 16°	131
5.1. Description du domaine analysé	131
5.1.1. Conditions imposées par le modèle	131
5.1.2. Conditions structurales	133
5.2. Observations qualitatives sur les spectres d'accélération	135
5.2.1. Fréquence du maximum spectral	135
5.2.2. Atténuation	135
5.2.3. Amplitudes	138
5.2.4. Extension des observations jusqu'à 15°	139
5.2.5. Spectres composites	139
5.3. Atténuation déduite des spectres d'accélération	141
5.3.1. Résultats numériques	141
5.3.2. Valeurs moyennes du facteur de qualité pour la lithosphère	143
5.4. Observations qualitatives sur les rapports spectraux	148
5.4.1. Conditions préliminaires	148

5.4.2. Caractères généraux des rapports spectraux	148
5.4.3. Discussion	152
5.4.4. Introduction de la notion de Coda	155
VI. INTERPRETATION SPECTRALE DES ONDES P ET DETERMINATION DE LA STRUCTURE PROFONDE	161
6.1. Rapports spectraux en hautes fréquences et propriétés de la lithosphère	161
6.1.1. Résultats numériques	161
6.1.2. Rapport spectral composite	163
6.1.3. Interprétation en termes de diffraction	164
6.2. Rapports spectraux en basses fréquences et relations entre la lithosphère et l'asthénosphère	170
6.2.1. Résultats numériques	170
6.2.2. Evolution globale du facteur de qualité moyen \bar{Q} en fonction des temps de propagation	175
6.2.3. Rapports spectraux composites	177
6.3. Analyse spectrale aux distances comprises entre 16,5° et 19°	179
6.3.1. Description du domaine analysé et des enregistrements	179
6.3.2. Etude du début des enregistrements	180
6.3.3. Etude des phases tardives	185
6.4. Analyse spectrale aux distances comprises entre 19° et 25°	190
6.4.1. Caractères spécifiques de cet intervalle de distance	190
6.4.2. Analyse de l'intervalle 19° - 20°	190
6.4.3. Analyse de l'intervalle 22° - 25°	197
VII. ESSAI DE DETERMINATION D'UN MODELE DE STRUCTURE A DEUX PARAMETRES ET IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES	205
7.1. Remarques préliminaires	205
7.2. Recherche du modèle de facteur de qualité	208
7.2.1. Valeurs moyennes de \bar{Q}	208

7.2.2. Anomalie lithosphérique	209
7.2.3. Valeurs du facteur de qualité dans la croûte	212
7.2.4. Modèle Q_p - BNG	212
7.3. Comparaison du modèle Q_p - BNG avec d'autres résultats sur le facteur de qualité.	217
7.4. Implications géodynamiques.	223
7.4.1. Relations entre le géotherme et la couche à faible vitesse.	223
7.4.2. Relations entre l'état thermique de l'asthénosphère et les rifts	226
7.4.3. Hypothèses relatives aux conditions thermiques dans l'asthénosphère	229
7.4.4. Relations entre le modèle proposé et la composition du manteau supérieur	232
CONCLUSION	235
BIBLIOGRAPHIE	237
ANNEXES	
1 - Calcul rapide d'un modèle de vitesse par la méthode d'Herglotz-Wiechert	251
2 - Déformation d'un modèle et hodochrone résultante	253
3 - Collections de données	257
4 - Index des séismes cités	260
5 - Rappels sur la notion de Coda en hautes fréquences	261
6 - Facteur de qualité	266

PREMIERE PARTIE



INTRODUCTION

0.1 CONSIDERATIONS GENERALES

Le continent africain constitue le plus grand ensemble précambrien de la terre. Vaste fragment de la Pangée, il est formé de boucliers archéens, ou cratons, d'âge supérieur à 2 milliards d'années, enserrés dans un réseau de zones mobiles, ceintures orogéniques, dont la plus importante est représentée par le système panafricain édifié entre 600 et 700 millions d'années. Depuis cette période, aucune orogénèse ne s'est manifestée au sein du continent, les chaînes tout à fait externes du Maghreb et de la province du Cap n'étant évidemment pas prises en considération. Le seul événement tectonique notable, faisant suite aux ouvertures progressives des océans Indien et Atlantique qui ont déterminé la forme et les dimensions de l'Afrique, est l'ouverture des rifts intracontinentaux et les manifestations volcaniques qui peuvent lui être associées. Ce phénomène récent, qui s'étend du Miocène à l'époque actuelle, rend compte d'une perturbation thermique dans le manteau supérieur. Cette phase d'échauffement semble particulièrement développée si l'on s'en tient à la longueur des rifts et au volume de laves émises ; en outre, la presque totalité de la sismicité africaine, à l'exclusion de la chaîne alpine du Maghreb, se trouve confinée à la zone des rifts.

Depuis une quinzaine d'années, de nombreux travaux géophysiques ont permis d'élaborer la théorie géodynamique des plaques, et il est clair que tous les fonds océaniques actuels se sont formés durant les 200 derniers millions d'années. Les processus de formation, d'épaississement et de subduction des plaques océaniques commencent à être bien connus ; il n'en est pas de même des plaques continentales qui peuvent être dix à presque vingt fois plus âgées. Les nombreux épisodes thermiques et tectoniques qui ont affecté diverses régions d'un continent se traduisent par une complexité du

milieu lithosphérique et par d'importantes variations latérales de structure. La plupart des modèles continentaux proposés présentent un caractère interprétatif d'autant plus marqué que le modèle recouvre un ensemble de régions différentes. En particulier, un problème actuel qui fait l'objet de nombreux débats concerne l'état de la lithosphère et de l'asthénosphère, et les relations qui existent entre elles, sous les plateformes stables. A ce titre, la stabilité tectonique de l'Afrique, l'âge moyen des structures et leur grande étendue font de ce continent une région privilégiée pour l'approche d'un tel problème. L'existence de la zone anormale des rifts ne constitue pas forcément un handicap en ce domaine, au contraire même, dans la mesure où elle fournit une zone d'activité sismique, donc une source naturelle d'informations, au sein des structures anciennes. C'est cette conjoncture que j'ai voulu utiliser pour cette étude.

En raison de la faible densité moyenne de population, du sous-développement technologique d'un grand nombre de régions et des difficultés inhérentes aux conditions bio-climatiques qui règnent en Afrique, la collectivité scientifique internationale ne dispose que d'un nombre restreint de données géophysiques relatives à ce continent. Les connaissances spécifiques à l'Afrique, dans cette discipline, sont en général fragmentaires, ponctuelles et dispersées. Aussi la synthèse entre les éléments connus comporte une large part d'extrapolations dont la validité peut être discutée. Le travail présenté ici n'échappe pas à ces imperfections, il comporte toutefois un aspect exploratoire dans lequel, nous semble-t-il, il trouve sa justification, le domaine d'investigation étant principalement le craton du Zaïre. En outre, l'insuffisance du matériel disponible, et, dans une certaine mesure la solitude de l'auteur, ne permettent pas de donner un caractère définitif aux interprétations proposées. L'installation en 1978 à Bangui d'une station S.R.O. (Seismic Research Observatory) laisse cependant supposer que des prolongements à cette étude soient possibles.

Mon but initial était d'analyser les enregistrements obtenus à partir d'un ensemble de trois stations sismologiques mobiles temporaires, installées en divers points de la République Centrafricaine. L'enregistrement de séismes naturels sur bandes magnétiques en

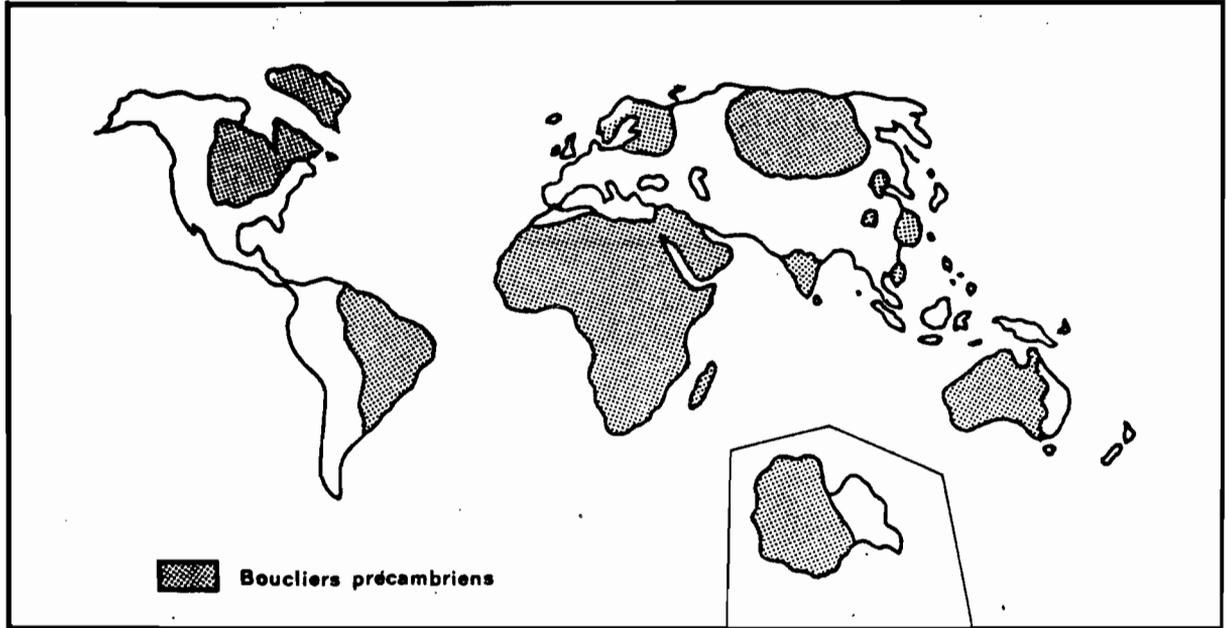


Figure 0.1.

modulation de fréquence, et l'utilisation de la télémétrie en UHF constituaient de 1972 à 1975 une technique d'acquisition de données, unique pour l'Afrique centrale, où les conditions de maintenance sont exceptionnellement difficiles. Il n'a pas été possible d'obtenir une hodochrone spécifique, pour les stations centrafricaines, en raison de trop nombreuses lacunes que l'on peut imputer, en partie, à l'insuffisance des déterminations épacentrales dans cette région. Afin d'établir un modèle régional de vitesse, j'ai donc été conduit à utiliser les temps de propagation fournis par les observatoires d'Afrique centrale, orientale et australe. L'analyse spectrale des enregistrements originaux de Centrafrique a permis de proposer un modèle de distribution du facteur de qualité.

Ainsi l'étude de la structure profonde du craton zaïrois repose sur deux types de données indépendantes qui se distinguent aussi par leurs domaines géographiques d'application. L'accord obtenu entre ces deux types d'approche, leur convergence logique pourrait-on dire, constitue, me semble-t-il, un argument important en faveur du caractère réaliste des interprétations proposées. Il reste que l'aspect fragmentaire des données et la méconnaissance de nombreux paramètres donnent un caractère qualitatif à un certain nombre de résultats, ceux-ci faisant appel à une démarche plus naturaliste que mathématique. Il est souhaitable que ces résultats, obtenus après plusieurs années d'observations, puissent être utilisés pour orienter de futures recherches géophysiques en Afrique centrale.

0.2. PLAN GENERAL DE L'ETUDE

Dans un premier chapitre, essentiellement fondé sur une étude bibliographique, on s'efforce de faire apparaître les caractères spécifiques de plaques continentales, et on discute de l'insertion de ces dernières dans la théorie générale des plaques, construite à partir des processus d'expansion des fonds océaniques. Les relations connues entre divers paramètres géophysiques, tels que l'âge et l'épaisseur de la lithosphère, la distribution des vitesses et le géotherme, sont rappelées. Les grandes structures de l'Afrique

centrale sont ensuite décrites. Elles se réduisent à trois types distincts : cratons, zones mobiles et rifts. Les hypothèses relatives au déplacement de l'Afrique et à l'ouverture des rifts intraplaques sont alors envisagées. Le rappel des travaux géophysiques publiés sur l'Afrique centrale permet de définir le cadre de notre étude.

Les chapitres II et III sont consacrés à la recherche de modèles de distribution de vitesse à partir de données d'observatoires africains extraites des catalogues publiés par le Centre International de Sismologie. Après une brève analyse de la signification des résidus sur les temps de propagation des ondes P, on cherche à dégager les limites de validité d'une hodochrone relative établie à partir de séismes survenus en Afrique. La notion d'hodochrone est développée en relation avec le concept de résidu. L'analyse des temps de propagation est faite à la lumière des travaux effectués en utilisant des réseaux ou des grands profils. Deux hodochrones de référence sont obtenues, qui se distinguent l'une de l'autre par leur domaine d'application.

Les paramètres de rais obtenus à partir de ces hodochrones sont utilisés pour le calcul, par la méthode d'inversion d'Herglotz-Wiechert, d'un modèle de type rift et d'un modèle préliminaire de type craton.

Des modifications introduites dans le modèle de départ conduisent à un meilleur ajustement des segments linéaires d'hodochrones théoriques et observés. Le modèle adopté, qui comporte une couche à faible vitesse à la base d'une lithosphère de l'ordre de 200 km d'épaisseur apparaît alors comme une solution permettant de décrire la structure du craton zaïrois. Ce modèle original est comparé avec divers modèles de boucliers.

La seconde partie de cette étude porte sur les enregistrements de séismes des rifts obtenus en République Centrafricaine au moyen d'un réseau mobile. Les enveloppes de traces filtrées, appliquées au 20 premières secondes d'enregistrement des ondes P mettent en évidence une multiplicité des arrivées et des différences dans leur contenu spectral. Les phases tardives étant définies pour des intervalles successifs de distance épacentrale en relation avec le

modèle de vitesse cratonique, les spectres d'amplitude sont établis pour les différentes phases retenues.

L'évolution des rapports spectraux entre phases tardives et première arrivée est analysée en fonction de la distance épacentrale et du retard de la phase par rapport au début des ondes P. Il apparaît alors des différences importantes dans les rapports suivant le domaine de fréquence considéré - ces différences sont interprétées comme résultant de la superposition de deux modes de propagation. Le premier, applicable aux fréquences inférieures à 4 Hz, en général, se rattache sans ambiguïté à la théorie des rais dans une terre à symétrie sphérique, et l'accord obtenu entre les valeurs du facteur de qualité moyen et les branches d'hodochrones correspondantes relate clairement la connexion qui existe entre les deux paramètres. Un modèle de distribution du facteur de qualité en fonction de la profondeur est proposé, dont le trait le plus marquant est la coïncidence du niveau à forte atténuation avec la couche à faible vitesse.

Le deuxième mode de propagation, qui porte sur les fréquences comprises entre 4 et 8 Hz, peut être décrit en termes de diffraction. Dans cette hypothèse, l'existence de niveaux diffracteurs à l'intérieur de la lithosphère peut être retenue. Les relations qualitatives que l'on met en évidence, entre les zones de diffraction, le modèle d'atténuation et le modèle de vitesse, conduisent à réinterpréter les modèles proposés, et à apporter des modifications empiriques à ces modèles. Le modèle final est comparé avec ceux obtenus à partir de diverses études régionales.

Dans une dernière partie, on s'efforce de faire la synthèse des résultats obtenus pour proposer un schéma structural du système lithosphère-asthénosphère en Afrique centrale. Les implications géodynamiques sont discutées, et une hypothèse est proposée pour expliquer l'évolution thermique de la zone de transition à la base de la lithosphère en relation avec son épaisseur et le mouvement de dérive de la plaque africaine.

CHAPITRE I

LE CONTINENT AFRICAÏN ETAT ACTUEL DES CONNAISSANCES GEODYAMIQUES ET GEOPHYSIQUES

1.1. NOTIONS GENERALES SUR LES PLAQUES CONTINENTALES

La théorie des plaques, qui s'est développée au cours des quinze dernières années, à partir de l'étude de l'expansion des fonds océaniques (Vine et Matthews, 1963 ; Le Pichon, 1968 ; Coulomb, 1969), tout en confortant l'hypothèse de la dérive des continents d'Alfred Wegener (1929), a permis de définir l'essentiel des mécanismes tectoniques qui caractérisent les frontières des diverses plaques rigides. La définition des plaques (Le Pichon et al., 1973) est basée sur leurs propriétés dynamiques : celles-ci sont constituées par la lithosphère qui est la couche superficielle du manteau, solidaire de la croûte et capable de supporter des contraintes de l'ordre du kilobar sans fluer, alors que l'asthénosphère sous-jacente ne le peut pas (Le Pichon, 1972 ; Mc Kenzie, 1967 ; Oliver et Isacks, 1967). Cette définition rhéologique classique rend compte de la distribution mondiale de la sismicité aux frontières des plaques.

La lithosphère répond aussi à une définition géothermique (fig. 1.1) qui peut expliquer le découplage entre la plaque et le manteau sous-jacent : on prescrit à la base de la lithosphère, la température du solidus de la pyrolite (Francheteau, 1972), de sorte

que l'épaisseur de la lithosphère résulte, assez arbitrairement, du modèle de distribution des températures en profondeur. Dans les océans, la diminution du flux géothermique s'explique par un épaississement de la plaque qui proviendrait de son refroidissement progressif en fonction de son âge (Froidevaux et al, 1977) ainsi la limite lithosphère-asthénosphère n'apparaît pas comme une frontière chimique mais seulement comme une frontière thermo-élastique. A ce titre, la production de la lithosphère dans les dorsales, l'expansion des fonds océaniques et la subduction, peuvent être considérées comme formant un élément d'un courant de convection.

Considérons maintenant la partie continentale d'une plaque donnée, solidaire de la plaque océanique tant qu'aucune subduction ne l'en sépare pas. Bien qu'elle réponde aux mêmes définitions rhéologiques et géothermiques que précédemment, la lithosphère continentale se distingue de la lithosphère océanique par l'existence d'une croûte granitique qui rend compte d'une évolution chimique spécifique des continents. Allègre (1972) propose une alternative : "la croûte continentale s'est différenciée dans une phase primitive de l'histoire de la Terre ; depuis elle fonctionne sur elle-même, sans diminuer ou augmenter de surface, en s'autoreproduisant par le cycle érosion-sédimentation-métamorphisme-anatexie". Autre possibilité "la croûte résulte d'une création continue graduelle depuis l'origine de la terre. Autrement dit, la surface et le volume des continents augmente sans cesse au dépens du manteau". L'étude des rapports isotopiques initiaux du néodyme dans les granites et les gneiss (fig. 1.2) montre que, pour la période antérieure à 2 milliards d'années, les rapports initiaux correspondent à ceux du manteau, alors qu'ils s'en écartent au-delà. Le composant de recyclage de la croûte continentale croît donc avec le temps (Allègre, 1980). La lithosphère continentale se distingue donc de la lithosphère océanique par son caractère de permanence que l'on peut opposer au caractère transitoire de la dernière.

Une autre comparaison, entre lithosphère continentale et océanique, peut être faite dans le domaine géothermique. Les flux

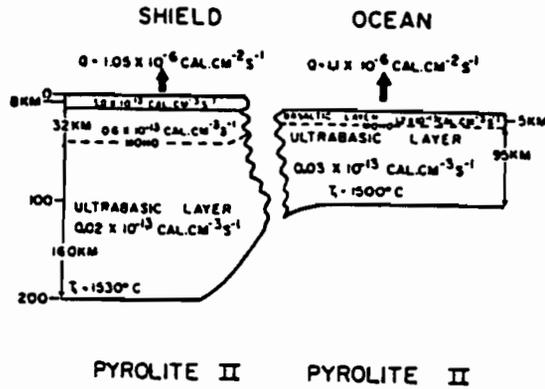


Fig. 1.1. Modèle géochimique de la lithosphère d'un bouclier et d'un océan en admettant que la convection maintient une température constante à la base de chacune des deux lithosphères selon Ringwood (1962) (d'après Sclater et Francheteau, 1970)

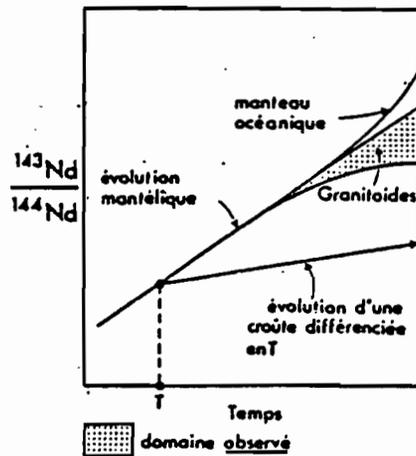


Fig. 1.2. Courbe d'évolution isotopique du néodyme montrant les deux modèles limites : recyclage d'une croûte primitive et différenciation. (d'après Allègre, 1980)

de chaleur, mesurés à l'intérieur des continents, montrent une décroissance en fonction de l'âge du dernier événement thermique (intrusion, orogénèse), mais ils tendent vers une valeur constante, de $0,90 \pm 0,02$ à $1,0 \text{ cal cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$, à travers les boucliers précambriens. Cette valeur étant sensiblement égale au flux à travers les océans âgés, l'égalité des flux entre ces deux structures rend compte d'un équilibre thermique. Si l'on adopte des conductivités égales pour les deux types de lithosphère, pour une même température à la base de la lithosphère, on devra admettre, en raison des différences d'épaisseur, une production de chaleur par radioactivité dans la lithosphère continentale plus élevée que dans la lithosphère océanique. Comme les différences dans la composition chimique des deux lithosphères portent essentiellement sur la croûte, c'est dans les couches crustales continentales que se concentreront les éléments radioactifs. Ainsi, si l'on distingue le flux d'origine profonde Q^* (flux réduit) du flux observé en surface Q , ce dernier est la somme du flux réduit et d'un flux qui trouve son origine dans la radioactivité des roches crustales. Pollack et Chapman (1977) proposent une relation empirique : $Q^* = 0,06 Q$ qui les conduit à définir un ensemble de géothermes océaniques et continentaux en fonction du flux en surface. Les boucliers précambriens, caractérisés par des flux en surface compris entre 30 et 40 m W m^{-2} (fig. 1.3), sont tout à fait particuliers par rapport aux autres types de structure puisque leur géotherme ne recoupe pas la température du solidus du manteau. Il en résulte que ces boucliers archéens peuvent jouer le rôle "d'ancrage" dans les dérives des continents (Pollack et Chapman, 1977 ; Baer, 1981). Ce résultat semble toutefois un peu paradoxal du fait de la préexistence des cratons par rapport aux ouvertures océaniques. La différence de température entre continent et océan, à 100 km de profondeur par exemple, est de l'ordre de 400 à 500 degrés Celsius. Les différences de densité qui, pour un même matériel mantelique, devraient correspondre à de telles différences de température, seraient compensées, dans les racines cratoniques (Sipkin et Jordan, 1976 ; Jordan, 1978) par un appauvrissement du manteau en composants basaltiques (observé dans les xénolithes de lherzolites à grenat associées aux cheminées kimberlitiques), de sorte qu'un équilibre hydrostatique

soit réalisé entre les cratons et le manteau en général, assurant la stabilité des cratons.

Si les processus relatifs à la lithosphère océanique semblent bien expliqués, de nombreuses questions relatives à l'insertion des cratons dans la théorie des plaques, subsistent en ce qui concerne :

- leur genèse qui, pour les périodes antérieures à 2,5 milliards d'années, s'est déroulée dans des conditions de température probablement différentes des conditions actuelles (fig. 1.4) ;
- leur épaissement en fonction de l'âge qui résulte d'une accumulation de processus géodynamiques difficiles à déterminer ;
- leur évolution thermique qui semble pouvoir être perturbée par des épisodes cycliques de rajeunissement (fig. 1.5) se traduisant par des périodes de magnatismes (Piper et al, 1973) ou par un fractionnement des cratons pouvant être suivi d'orogénèses (Mc Elhinny et Mc Williams, 1977).

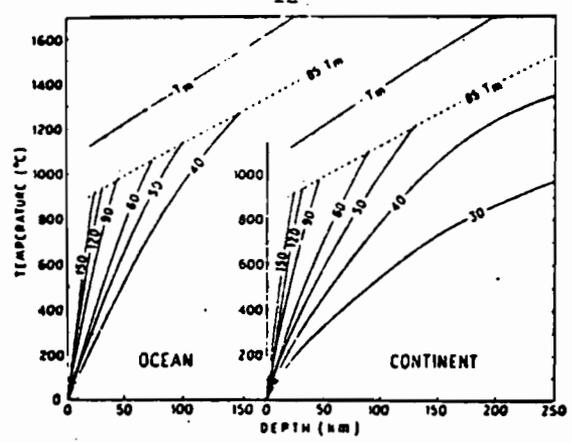


Fig. 1.3. Géothermes océaniques et continentaux.
 Le paramètre est le flux de chaleur en $\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$.
 Le solidus du manteau est représenté par T_m .
 La partie des géothermes en pointillé est hypothétique.
 (d'après Pollack et Chapman, 1977)

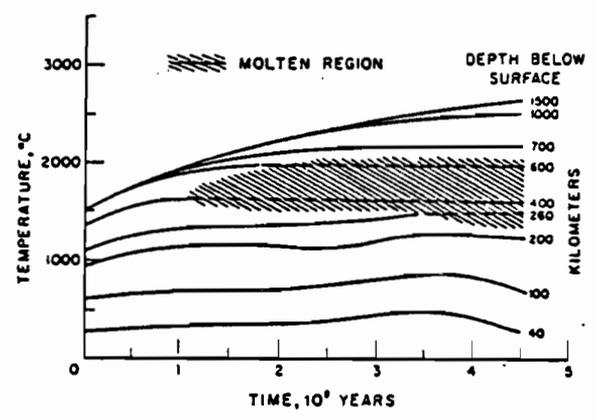


Fig. 1.4. Variation de la température dans la Terre en fonction du temps et de la profondeur.
 (adapté d'après Reynolds et al., 1966)

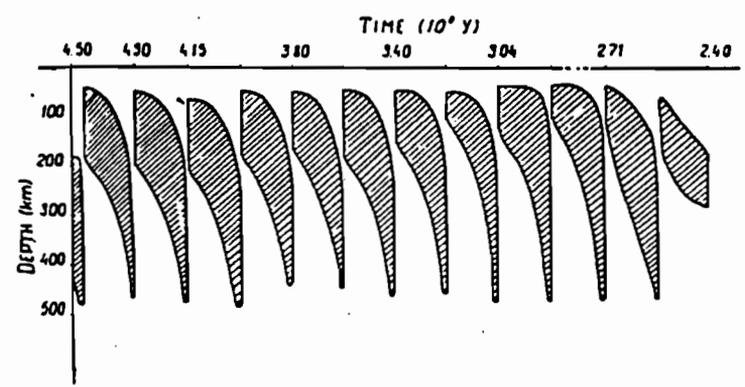


Fig. 1.5. Périodes de fusion partielle dans le manteau supérieur.
 (d'après Tikhonov et al., 1970)

1.2. QUELQUES PROBLEMES GEODYNAMIQUES RELATIFS A LA
PLAQUE AFRICAINE

L'absence de zones de subduction sur la périphérie du continent africain implique que le mouvement de dérive de la partie continentale de la plaque Afrique est solidaire de la partie océanique, donc directement lié à la production de lithosphère océanique en fonction du temps à partir de l'axe des dorsales. La recherche des mouvements absolus n'a pu être envisagée qu'avec la théorie des points chauds d'origine profonde (Morgan, 1971 ; Wilson, 1972) dont la position à la surface du globe, indépendante du déplacement des plaques, permet de les utiliser comme un repère "fixe". Le modèle de déplacement absolu, proposé par Minster et al (1974), pour les dix derniers millions d'années, donne pour l'Afrique un déplacement compris entre 1,4 et 1,5 cm/an pour le Nord-Ouest de la plaque et 2,1 à 2,2 cm/an pour le Sud et l'Est, soit une rotation de $0,19^\circ$ /million d'années.

La stabilité du système de référence utilisé, est réfutée par Molnar et Atwater (1973) qui, après avoir reconstitué les positions de plaques entre 21 et 18 millions d'années, démontrent que, par rapport à Hawaï, les positions d'autres points chauds ne peuvent pas se situer sous les rides asismiques qu'ils auraient produites ; c'est le cas, en particulier des points chauds des îles Gough et Tristan-da-Cunha par rapport aux rides de Walvis et Rio Grande.

En outre, les îles de Sainte-Hélène, Gough et Tristan-da-Cunha, se situant respectivement à 500, 450 et 450 km de la crête médio-atlantique (fig. 1.6) et les deux dernières étant situées sur l'anomalie magnétique "6", Burke et Wilson (1972) estiment que ce décalage correspond à l'immobilisation de la plaque africaine depuis 25 millions d'années. Cette hypothèse est reprise par Briden et Gass (1974) qui remarquent que les trois épisodes majeures de magnatisme en Afrique, qui se manifestent au cours des périodes 650 à 400 Ma, 200 à 100 Ma et 0 à 25 Ma, sont généralement corrélés avec des pauses dans le déplacement relatif de la plaque africaine.

La corrélation entre l'immobilité d'une plaque et le développement du magnatisme s'explique par le fait que les sources de chaleur auraient un effet maximum lorsqu'elles sont appliquées pendant plusieurs millions d'années sur une même région. Ainsi en admettant l'hypothèse d'une immobilisation de la plaque Afrique qui remonterait même vers 45 millions d'années (Pollack et al, 1979) les sources de chaleur auraient pu ouvrir le continent par la réunion de structures aulacogènes (Burke, 1977 ; Bott, 1981) ce qui semble être effectivement le cas avec l'ouverture des rifts d'Afrique orientale.

Le phénomène d'ancrage de la plaque lié à son refroidissement (Pollack et Chapman, 1977) et/ou à un appauvrissement en basaltes (Baer, 1981 ; Jordan 1978) devrait alors être totalement indépendant du phénomène thermique produit par les panaches profonds du manteau.

Le nombre élevé de points chauds à l'intérieur de la plaque africaine reste cependant étonnant par rapport à leur distribution mondiale. Leur distribution en Afrique "s'expliquerait mieux par une instabilité périodique d'un fluide stratifié que par un effet distribué au hasard, dû à des points chauds d'origine profonde" (Sahagian, 1980). Des cycles d'échauffement appliqués à une couche sublithosphérique, l'asthénosphère en l'occurrence, dont la manifestation à la surface serait liée à l'immobilité, ou la lenteur dans la dérive, de la plaque peuvent expliquer le nombre élevé de points chauds qui ne correspondent plus, dans ce cas, à des panaches profonds. Ce processus, n'explique pas l'arrêt ou le ralentissement de la dérive qui peut avoir de nombreuses causes, mais pose le problème de l'état de l'asthénosphère sous une plaque continentale.

L'utilisation, par de nombreux auteurs, des géothermes qualitatifs proposés par Ringwood (1962), les conduit à conclure à l'absence de fusion partielle à la base de la lithosphère, sous les boucliers; cette hypothèse semble confirmée par de nombreux modèles de boucliers (cf § 3.4), cependant la présence des rifts intracontinentaux exige des températures élevées dans le manteau (Artyushkov, 1981) ce qui implique l'existence d'importantes variations latérales

dans l'état thermique du manteau supérieur sous la plaque africaine.

La résolution de ces problèmes ne sera possible qu'à partir d'une connaissance précise des structures profondes et de la détermination des paramètres physiques qui leur sont associées. Cet état des connaissances est encore très fragmentaire pour l'Afrique centrale. Les résultats de recherches géophysiques portant sur ce domaine, dont la présente étude, tendent à réduire le champ des hypothèses possibles par l'apport d'éléments nouveaux sur la constitution du manteau supérieur.

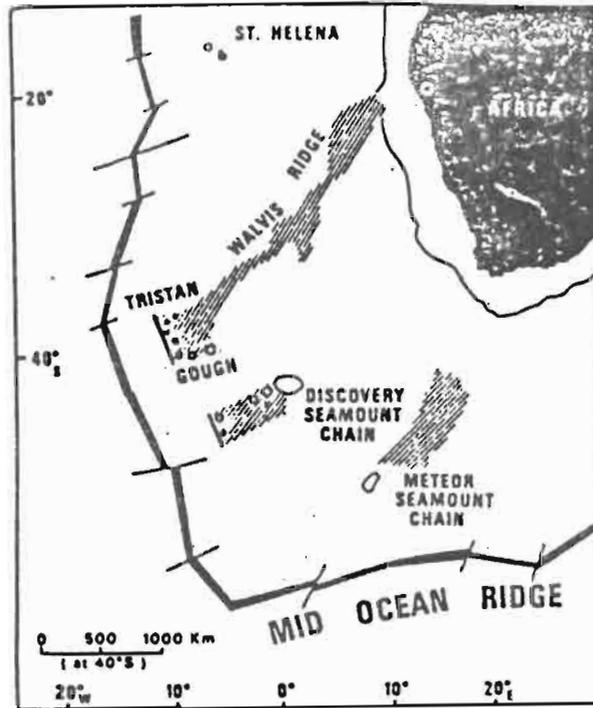


Fig. 1.6. Position de Ste Hélène, Tristan da Cunha et Cough par rapport   la dorsale atlantique Sud. (d'après Burke et Wilson, 1972).

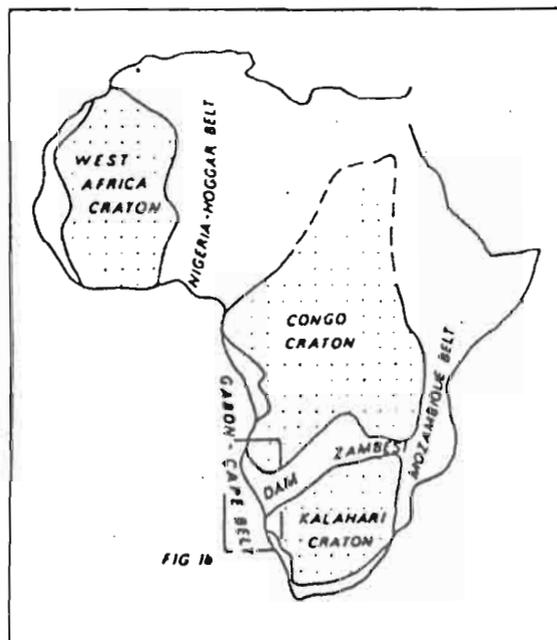


Fig. 1.7.a. Chaînes panafricaines et cratons (d'après Coward, 1981)

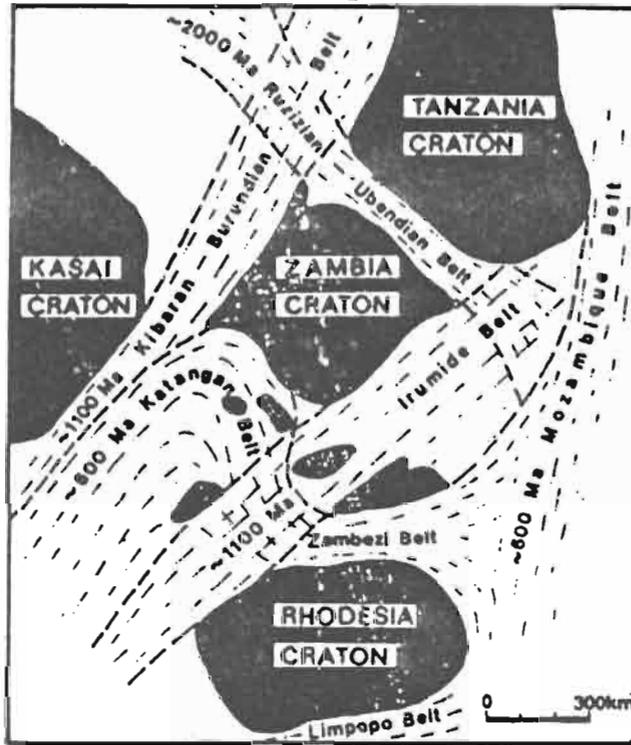


Fig. 1.7.b. Relations entre zones mobiles et cratons (d'après Kröner, 1977).

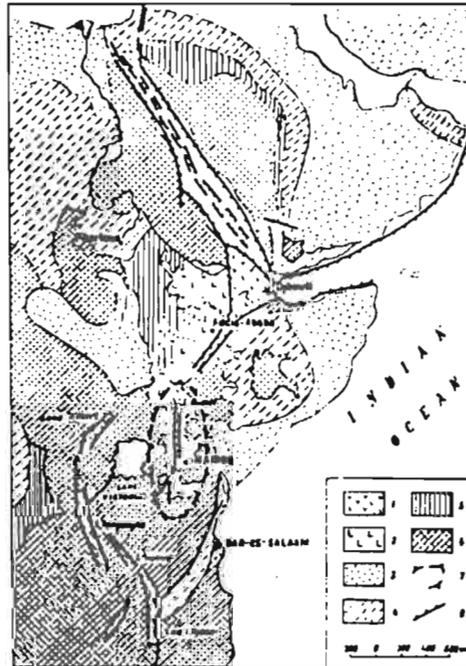


Fig. 1.8. Système des rifts africains :

- 1 - Quaternaire (laves et tuffs) ; 2 - Oligocène et Miocène (laves basiques)
- 3 - Cénozoïque ; 4 - Mésozoïque ; 5 - Paléozoïque ; 6 - Précambrien ;
- 7 - limite de la déformation pré-Miocène ; 8 - failles majeures.

(d'après Belousov, 1969)

1.3. UNITES STRUCTURALES DE L'AFRIQUE CENTRALE

On décrira brièvement, dans ce paragraphe, les trois principaux types d'unités structurales rencontrées en Afrique centrale qui correspondent à des âges très différents : les cratons âgés de plus de 2,5 milliards d'années ; les zones mobiles, principalement la chaîne panafricaine âgée de 600 ± 150 millions d'années et les rifts, dont la formation remonte pour les plus âgés à 35 millions d'années.

1.3.1. Cratons

Dans la plupart des représentations schématiques de la structure de l'Afrique centrale, les régions cratoniques sont limitées à la cuvette subsidente du Zaïre et Kalahari. La notion de craton peut être étendue à de nombreuses formations âgées de plus de 2 milliards d'années qui se rattachent au "complexe de base", (précambrien D) et qui sont extérieures à ces cuvettes. L'évolution de la lithosphère, ou de l'asthénosphère sous-cratonique, produit des oscillations minimales du niveau moyen du socle, et les variations relatives du niveau des océans peuvent se traduire une alternance de cycles de subsidence et de cycles d'érosion. Le caractère subhorizontal des formations de couverture précambriennes peu ou pas métamorphisées au Nord du craton zaïrois (Mestraud, 1971) attestent de la stabilité cratonique de l'ensemble de cette région. Khain et Muratov (1969) classent sous le terme de craton l'ensemble des formations précambriennes et cuvettes non déformées. Nous préférons donc à la représentation usuelle du craton zaïrois, celle proposée par Coward (1981) qui lui donne une large extension vers le Nord-Est (fig. 1.7.a).

De nombreuses unités cratoniques, fractionnées par des zones mobiles archéennes ou par les rifts néogènes, forment la trame initiale de l'Afrique orientale. Les zones mobiles qui se sont formées entre trois milliards d'années et la fin du précambrien correspondent, dans l'ordre chronologique aux ceintures suivantes : Limpopo, Ubedien, Irumide et Panafricain (Fig. 1.7.b). Les

Comme "il est possible que toute l'énergie intrusive se dissipe en 200 millions d'années seulement" (Francheteau, 1972), les zones mobiles correspondant à cette orogénèse doivent présenter un flux de chaleur correspondant au flux d'équilibre issu de la base de la croûte et du manteau supérieur. Toutefois la différence d'âge entre ces provinces orogéniques et les cratons peut se traduire par une faible différence d'épaisseur de lithosphère (Courtillet et Francheteau, 1976).

1.3.3. Systemes des rifts

Les rifts de l'Afrique orientale constituent le plus grand système de rifts continentaux puisqu'ils s'étendent sur 6500 km de la Mer Morte, au Nord, jusqu'au Zambèse, au Sud. On résumera l'histoire des rifts africains (fig. 1.8) d'après Belousov (1969) et Logatchev et al., (1972).

L'ouverture à la fin de l'Oligocène du graben de la Mer Morte et du Golfe de Suez, s'est étendue à la Mer Rouge au cours du Miocène. La connexion entre la Mer Rouge et l'Océan Indien s'est établie au Pliocène. Les premières failles se manifestent en Ethiopie à la fin de l'Oligocène, mais les principaux mouvements se produisent au Miocène, période pendant laquelle s'ouvrent d'abord la branche occidentale puis le rift Kenya (Miocène moyen). Tandis que ce dernier est très actif au Pliocène et au Pleistocène, le rift occidental, après une période de calme (Pliocène) est réactivé au Pleistocène. L'origine des mouvements de la branche la plus méridionale est plus obscure : elle pourrait avoir débuté à la fin du Carbonifère et s'être poursuivie au Jurassique et au début du Crétacé ; mais les relations de ces mouvements anciens avec les plus récents, sont mal établies.

La formation des rifts a été précédée par une large surélévation anticlinale ayant débuté à la fin de l'Eocène, dont l'amplitude au centre était de l'ordre de 2 à 3 km (Mohr, 1962). Les processus d'ouverture semblent avoir été précédés à l'Oligocène par d'importantes éruptions basaltiques représentant un volume particulièrement important en Ethiopie et important au Kenya tandis que le volcanisme associé à la branche occidentale, beaucoup plus limité,

premières se traduisent par un épaississement de la croûte, mais ne semblent pas résulter d'une collision qui ferait suite à une ouverture poussée jusqu'à la formation d'un océan ; elles résulteraient plutôt d'ouvertures partielles de type graben (Kröner, 1977). On peut admettre que ces unités appartiennent au même continent depuis leur origine (Mc Elhinny et Mc Williams, 1977) auquel est rattaché l'Amérique du Sud (Piper, et al, 1973). Le caractère cratonique des unités structurales extérieures aux grandes cuvettes a été bien établi sur les nuclei du Swaziland dont l'âge est compris entre 2,9 et 3,3 aeons (Engel, 1966). Leur genèse est interprétée comme l'intrusion de granito-gneiss à l'intérieur d'un milieu de type basaltique (mantélique) métamorphisé ("greenstones") qui semble s'être développée durant des périodes orogéniques et non-orogéniques ; citons Engel : "Much of it may have been passively accreted from below but meso and epizonal plutons were emplaced during and in the waning stages of the major crust-building episode 2.5 - 3.5 aeons ago".

1.3.2. Zones mobiles

Les événements tectoniques antérieurs à 1,5 à 2 milliards d'années sont difficilement déchiffrables, et les chaînes mobiles évoquées précédemment et antérieures à la chaîne panafricaine, peuvent être assimilées aux structures cratoniques, cette assimilation étant étendue aux régions affectées par plus d'une période de plissement (Verhoogen et al., 1970).

La grande orogénèse panafricaine (600 ± 150 Ma) semble correspondre à un processus analogue à la formation des chaînes actuelles tel qu'il s'explique par la théorie des plaques (Coward, 1981) : on y trouve des degrés élevés de métamorphisme et plissement intense qui suggèrent un charriage au-delà d'une zone de collision, comparable au type alpin. Cette chaîne, en constituant le dernier événement orogénique de l'Afrique centrale et australe, à l'exclusion de la chaîne primaire du Cap, tend à s'inscrire dans le domaine cratonique dans le sens utilisé par Khain et Muratov (1969).

ne s'est pas manifesté qu'au cours du Pleistocène avec les éruptions de basalte et de trachyte (Cahen, 1954).

Il est important de remarquer que le système des rifts d'Afrique orientale est relié au système général des dorsales océaniques par le point triple Afar - Mer Rouge - Golfe d'Aden. Il se distingue par là des rifts intracontinentaux isolés tels que le fossé rhénan et le lac Baïkal. Cette continuité des frontières a permis de définir deux petites plaques :

- 1) la plaque arabe dont le déplacement relatif par rapport à la plaque africaine (ou nubienne) a pu être établi (Mc Kenzie et al., 1970 ; Tramontini et Davies, 1969) ;
- 2) la plaque somalienne dont le déplacement par rapport à la plaque nubienne, estimé de l'ordre de 2 à 4 cm/an au cours des sept derniers millions d'années (Girdler et al., 1969) n'est pas encore précisément déterminé.

Par leur caractère exceptionnel, les rifts d'Afrique orientale ont joué un rôle mobilisant dans le développement de programmes de recherche et de nombreuses études géophysiques y ont été conduites. L'étude de la sismicité, associée à ces régions et les modèles de structure proposés pour l'interprétation de données gravimétriques et sismologiques, analysées dans les paragraphes suivants, font de cette unité structurale une des provinces tectoniques les mieux connues du continent africain.

1.4. ETAT ACTUEL DES CONNAISSANCES GEOPHYSIQUES

1.4.1. Sismicité de l'Afrique centrale

La sismicité de l'Afrique centrale est connue dans ses grandes lignes (fig. 1.9). La correspondance étroite entre cette sismicité et l'organisation géographique des rifts constitue une caractéristique essentielle de ces fossés. On doit à E. Krenkel, en 1921 (voir Wohlenberg, 1968), les premières observations sur l'existence de séismes associés aux grabens d'Afrique orientale. La sismicité de ces régions apparaît, mais encore mal définie, dans " Seismicity of the earth" de Gutenberg et Richter (1954). Sa connexion avec la dorsale de Carlsberg dans l'océan indien est alors admise (Rothé, 1954). Avec la compilation des bulletins météorologiques du Congo Belge depuis 1909, Herrinck (1959) a pu, malgré l'imprécision des localisations, dresser une carte de l'activité sismique dans la branche occidentale des rifts. Cette activité est actuellement assez bien connue depuis les déterminations effectuées par le réseau de l'Institut de Recherches Scientifiques en Afrique Centrale (IRSAC) (Berg, 1956 ; De Bremaecker, 1956 ; Wohlenberg, 1968).

Dans le premier travail de synthèse sur la sismicité de l'Afrique (Sykes et Landisman, 1964), les rifts médians de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden, sont bien définis. C'est avec les travaux de Fairhead et Girdler (1971), qu'on voit apparaître une très bonne correspondance entre les rifts et les épïcêtres. Toutefois, la sismicité déborde largement les limites du rift à l'Ouest du lac Tanganyika plus particulièrement ; par contre, la jonction entre le rift kenyan ou le lac Albert avec la dépression des Afars, n'apparaît pas clairement. L'absence de réseaux sismologiques permanents au Nord de l'équateur, dans cette région, peut expliquer cette lacune, mais ce n'est pas certain.

Par contre, la contribution du réseau du Zimbabwe est prépondérante dans la détermination des épïcêtres au Sud du lac Mereu (Fairhead et Girdler, 1969) et dans la région du delta d'Okavango (Scholz et al, 1976). Les séismes de cette région sont interprétés comme la manifestation d'une pré-ouverture de rift (Reeves, 1972 ; Fairhead

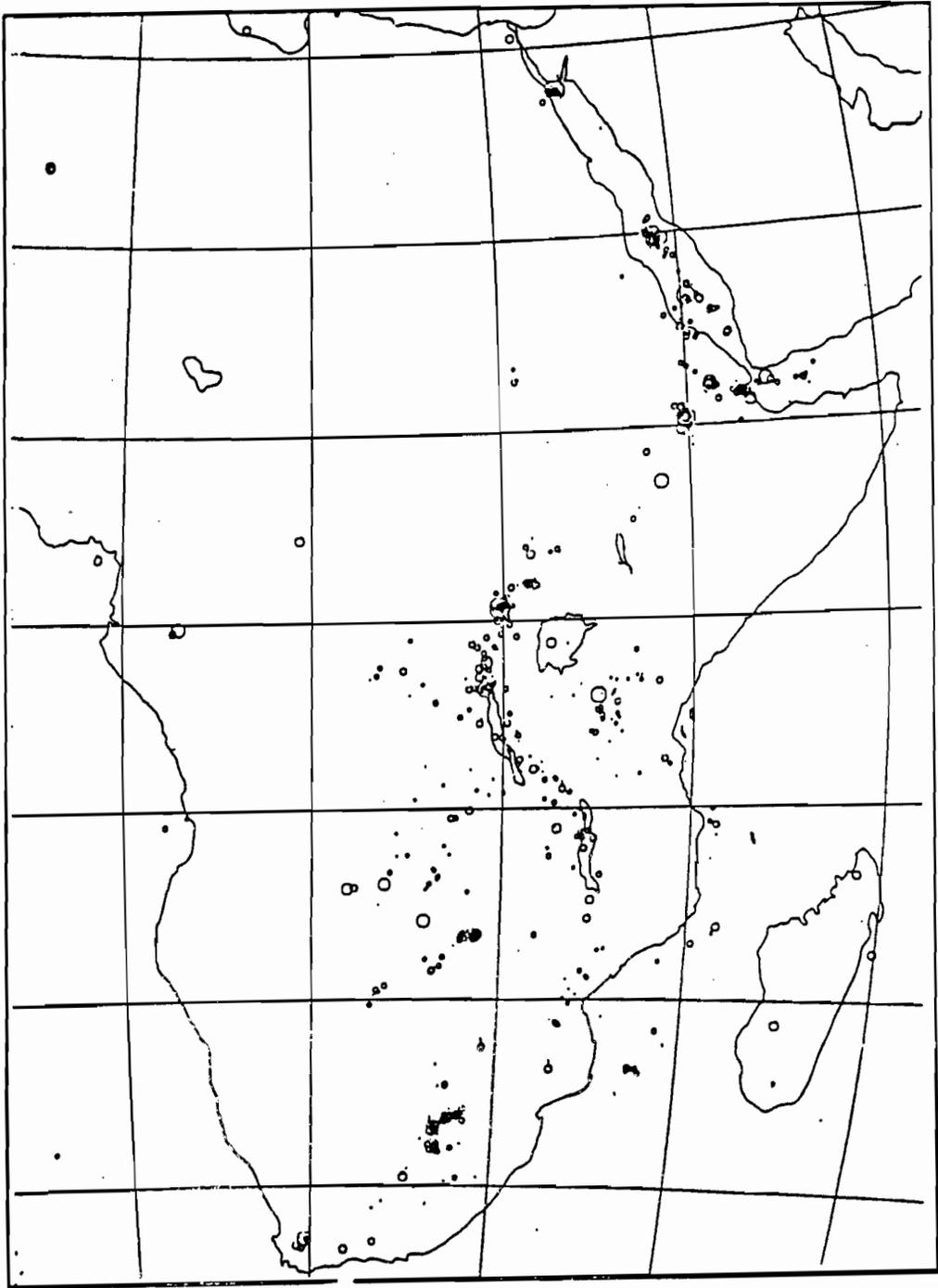


Fig. 1.9. Carte des épicentres USCGS 1960-1978
Réduction d'un tracé Benson
(Institut de Physique du Globe de Strasbourg)

et Henderson, 1977). Cette interprétation qui repose aussi sur des arguments gravimétriques (voir § 1.4.2), impliquerait l'existence d'un manteau anormal au Sud du craton zaïrois. L'extension de la sismicité, au-delà des limites des rifts, peut provenir aussi des tensions horizontales (Liu, 1977) produites par le soulèvement de la région des rifts (Mohr, 1962 ; Withjack, 1979) qui fait rejouer, à l'évidence puisqu'on observe des séismes, les zones de faiblesse ou accidents d'origine précambrienne (Sykes, 1978). A cet égard les séismes de Centrafrique (Mourgues, 1974 ; Dorbath et Dorbath, 1980) se rattachent nettement à des accidents précambriens locaux. Les mécanismes des grands séismes intraplaques éloignés des rifts, comme ceux de 1973 et 1974 au Gabon, 1975 au Zaïre et 1976 en Zambie, restent discutables en raison du manque de stations proches ; ils ne peuvent être comparés avec les mécanismes calculés pour le rift occidental (Sykes, 1967 ; Maasha et Molnar, 1972) qui correspondent à une extension Est-Ouest déterminante pour l'ouverture des rifts (Tanaka et al, 1980). D'une manière générale, la distribution des séismes à l'extérieur des rifts dans lesquels est confiné l'essentiel de la dissipation d'énergie, résulterait de la complexité et de l'hétérogénéité des structures anciennes. Il est en tout cas probable que le craton zaïrois ne constitue pas une barrière aussi efficace à l'extension de la sismicité que le craton canadien qui, selon Wesnousky et Scholz (1980), serait isolé des courants de convection externes par son ancrage profond. Les problèmes relatifs à la sismicité extérieure au rift, qui reste tout de même faible, ne pourront être résolus qu'avec le développement de stations à gain élevé bien réparties sur le continent.

1.4.2. Modèles gravimétriques

Les premiers modèles de structures profondes ont été proposés pour l'interprétation des anomalies de Bouguer associées aux rifts, les interprétations relatives aux boucliers étant en général limitées aux structures crustales. Le rift Gregory (Sowerbutts, 1969 ; Searle, 1970) se caractérise par deux types d'anomalies, l'une de grande longueur d'onde - 300 à 400 km transversalement au rift - négative ; l'autre, résiduelle et positive, confinée à l'axe du rift (fig. 1.10). Ces anomalies sont interprétées, la première comme due

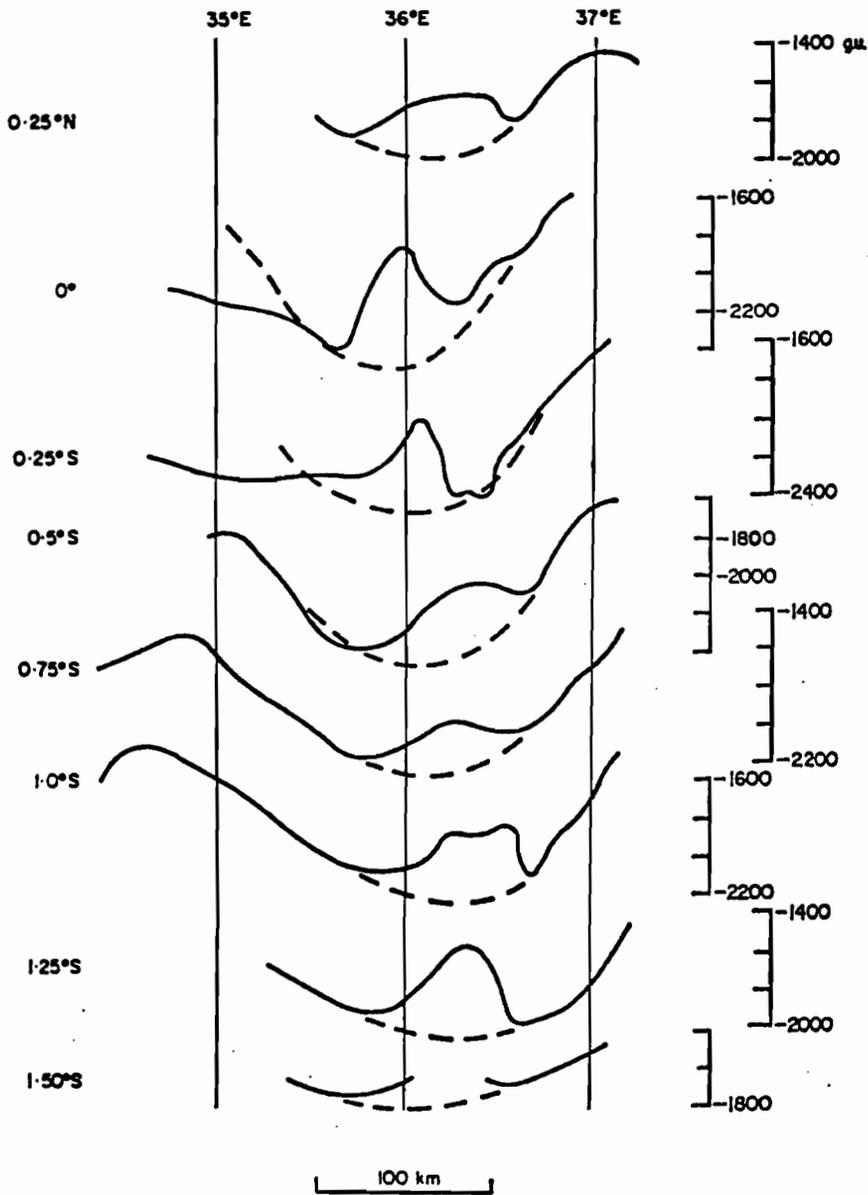


Fig. 1.10. Profils de l'anomalie de Bouguer à travers le rift Gregory à différentes latitudes. L'anomalie résiduelle correspondrait à la différence entre l'anomalie observée et l'extrapolation (tiretets) de l'anomalie régionale. (d'après Searle, 1970)

à une asthénolite de faible densité dans le manteau qui se développe en dessous du Moho (3,22 sous le rift, au lieu de 3,24 sous les boucliers), et la seconde comme l'intrusion d'un matériel lourd (2,9 au lieu de 2,7) à l'intérieur de la croûte, occupant le graben proprement dit. L'intrusion sous-crustale serait une remontée de l'asthénosphère (Girdler, 1975 ; Fairhead, 1976 ; Baker et Wohlenberg, 1971). L'extension d'une anomalie négative aux confins du Zaïre et en Zambie est interprétée par Fairhead et Girdler (1969) comme la preuve d'un amincissement de la lithosphère sous cette région qui correspond à la situation de pré-ouverture de rift déjà citée.

A partir de corrélations entre les résidus d'ondes P (cf. § 2.1.4) et les anomalies gravimétriques, Fairhead et Reeves (1977) déduisent une carte d'épaisseur lithosphérique : 200 à 225 km pour le craton du Zaïre, 100 à 150 km pour l'Angola et la Zambie et 50 à 150 km pour la région des rifts. Les épaisseurs concernant la Zambie (125 à 150) semblent toutefois un peu faibles lorsqu'on les confronte aux résultats obtenus dans le présent travail.

1.4.3. Etudes sismologiques

On cherchera à dégager, dans ce paragraphe, les résultats de travaux sismologiques qui ont permis d'aboutir à des modèles de structure profonde de l'Afrique centrale, en concentrant notre intérêt sur les modèles déduits de l'étude de la propagation des ondes de volume dans cette région. On citera pour mémoire, les principaux résultats obtenus par l'analyse de la dispersion des ondes de surface.

Les trajets utilisés dans l'analyse des ondes superficielles recouvrent des régions structurales, en général très diverses, aussi, les modèles proposés, "AF" (Bloch et al, 1969) et "Africa" (Gumper et Pomeroy, 1970) correspondent-ils à des structures moyennes de boucliers peu différentes du modèle canadien "CNSD" (Brune et Dorman, 1963). Les modèles SASD (Bloch et al, 1969), qui ne concernent que l'Afrique australe, répondent à plusieurs alternatives

en dessous de 120 km de profondeur ; on distingue, pour certains d'entre eux, un ou plusieurs niveaux à faible vitesse compris entre 120 et 400 km de profondeur. A ces structures de type bouclier, on peut opposer le modèle proposé par Knopoff et Schlue (1972) pour le trajet Addis-Abeba-Nairobi. Limité à une profondeur de 200 km, ce modèle présente des vitesses moyennes d'ondes S comprises entre 4,25 et 4,35 km/s, beaucoup plus faibles que celles obtenues pour les boucliers (voir ci-après), mais très voisines de celles de la province "Basin and Range" aux Etats-Unis. Les relations entre les résultats déduits de l'analyse, soit des ondes de surface, soit des ondes de volume, semblent difficiles à établir dans le détail, pour l'Afrique centrale, en raison de la variété des domaines structuraux concernés.

a) Vitesse des ondes Pn et Sn

Les vitesses obtenues pour les ondes Pn et Sn, en Afrique, par Gumper et Pomeroy (1970) - 8,06 km/s pour l'onde Pn et 4,55 km/s pour l'onde Sn - sont inférieures aux vitesses trouvées sous le bouclier canadien - 8,18 à 8,38 km/s et 4,72 km/s pour les ondes Pn et Sn respectivement (Brune et Dorman, 1963) ; elles sont aussi inférieures à celles déterminées pour l'Afrique du Sud par Willmore et al. (1952) - 8,27 km/s et 4,83 km/s pour Pn et Sn respectivement et par Gane et al. (1956) - 8,27 km/s et 4,73 km/s. L'influence des trajets sous les rifts doit être prépondérante dans l'étude de Gumper et Pomeroy (1970). Ces auteurs, qui étendent la notion d'ondes Pn et Sn à la presque totalité de la lithosphère (?), observent la disparition, ou un affaiblissement très marqué, des ondes Sn dont les trajets s'effectuent sous les régions des rifts (fig. 1.11). Ce phénomène est attribué à l'existence d'un manteau supérieur anormal, à faible facteur de qualité sous ces régions (Molnar et Olivier, 1969), les ondes Sn de courtes périodes étant très sensibles à ce facteur. Le caractère plus accentué de l'affaiblissement des Sn dans le domaine des rifts au Nord de l'équateur, par opposition au Sud, nous semble devoir être interprété comme lié à une perturbation thermique, plus forte sous l'Ethiopie que sous les rifts plus méridionaux, dont l'extension latérale est faible par rapport aux surfaces correspondant

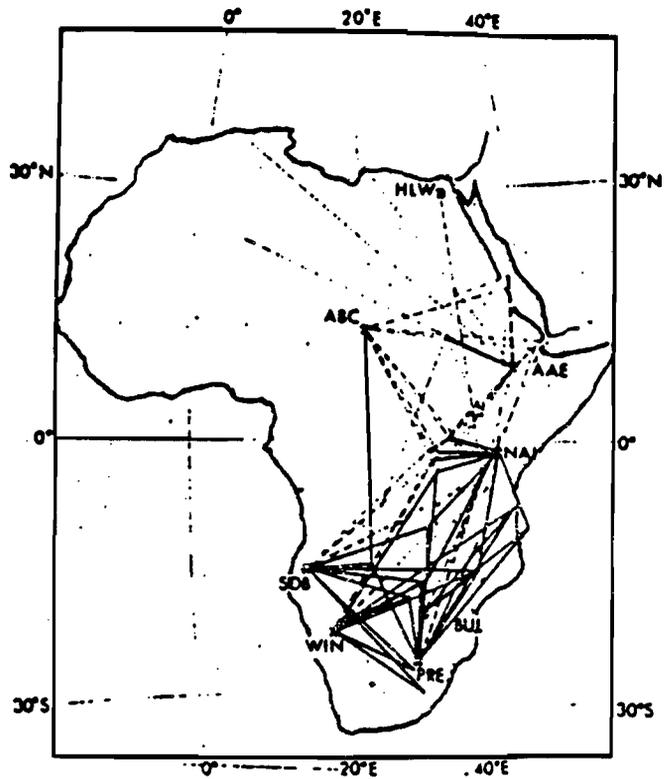


Fig. 1.11 Trajets d'ondes Sn bien observées (traits pleins) ou faibles à absentes (tiretets). (d'après Gumper et Pomeroy, 1970)

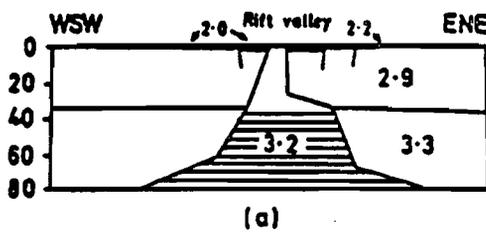
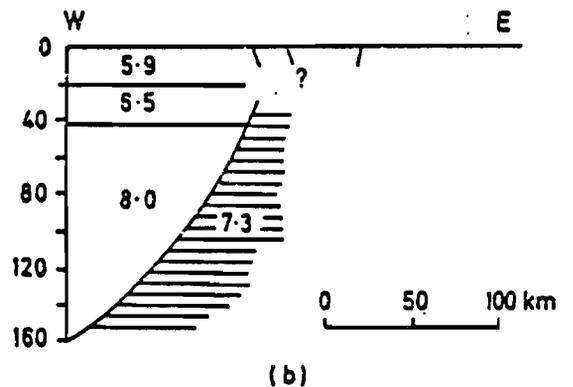


Fig. 1.12.

a - Modèle de rift déduit des mesures gravimétriques, densité en g. cm^{-3} . (d'après Baker et Wohlenberg, 1971).



b - Structure du flanc Ouest du rift Gregory déduite de l'étude des ondes de volume. Les profondeurs sont en km, les vitesses en km/s^{-1} . (d'après Long et Backhouse, 1976)

aux structures de type cratonique. Il y aurait, peut être là une indication à mettre en rapport avec l'extension des manifestations volcaniques et qui pourrait être exploitée pour l'analyse des processus de genèse des rifts africains. Le comportement des ondes Sn sous le bouclier du Zaïre est aussi particulier puisque ces ondes sont perçues jusqu'à 3000 km (Gumper et Pomeroy, 1970) contre 4400 km pour le bouclier canadien (Brune et Dorman, 1963). Cet écart important pourrait correspondre à une valeur plus faible du facteur de qualité sous ce bouclier africain que sous le bouclier canadien, à partir d'une certaine profondeur.

b) Le réseau "Kaptagat" : une étude sur les variations latérales de structure.

Le contact entre les structures de type rift et de type bouclier (fig. 1.12) a été étudié avec le réseau d'instruments à courtes périodes installé, en 1968 par l'Université de Durham, à Kaptagat, sur le flanc Ouest du rift Gregory (Long et al., 1972). Les vitesses d'ondes P dans la croûte (Maguire et Long, 1976) se distinguent nettement suivant leur type de trajet : 6,3 à 7,1 km/s dans le rift, 5,8 à 6,5 km/s sous le bouclier. Cette distinction est aussi très nette pour le manteau supérieur (Long et Backhouse, 1976) avec 7,3 km/s sous le rift et 8,0 km/s sous le bouclier. Les vitesses anormales dans l'axe du rift, obtenues aussi par réfraction avec 6,5 à 7,5 km/s de 0 à 20 km (Griffiths, 1972), sont équivalentes à celles obtenues à partir de grands profils dans l'Afar (Lepine et al., 1972). Ruegg (1975) démontre avec beaucoup de précision la nature océanique de l'axe de cette dépression qui, avec des vitesses de 6,8 à 7,1 km/s dans les premiers kilomètres et 7,4 km/s vers 20 km de profondeur, présente une analogie indiscutable avec les modèles obtenus pour les dorsales.

L'étude du contact de la zone anormale avec la lithosphère du bouclier est fondée sur les variations azimutales de résidus (Long et Backhouse, 1976) : Ce contact est représenté par un dôme dont la forme ellipsoïdale rend bien compte du caractère intrusif de la zone anormale qui progressivement se raccorde à l'asthénosphère sous le bouclier de Dodoma entre 200 et 250 km de profondeur.

La pente de la frontière du manteau anormal vers le Nord, contredit le concept du rift à symétrie cylindrique et continu dans sa structure profonde des Afars à la Tanzanie. Cette particularité structurale semble importante pour expliquer la genèse des rifts.

c) Modèle "UVI-N 74"

Etabli à partir de nombreux assemblages d'enregistrements obtenus aux stations du réseau de l'Institut de Recherches d'Afrique Central (IRSAC), ce modèle (tableau ci-dessous) est dû à Bram (1975). Il définit la structure du graben occidental des rifts d'Afrique orientale.

Tableau (1.2)
Modèle UVI - N 74

H (km)	V_p (km/s)	V_s (km/s)
	(croûte)	
16	6,0	3,6
16	6,75	3,9
	(manteau)	
28	8,05	4,6
65	7,75	4,5
-	8,2	4,7

Outre ce modèle, quelques assemblages ont permis d'obtenir un modèle de croûte, extérieur au graben, qui présenterait entre 32 et 35 km, une couche intermédiaire entre croûte et manteau de vitesse $V_p = 7,5$ km/s. Un aspect intéressant de cette étude minutieuse réside dans l'analyse des phases multiples P et S jusqu'à une distance de 800 km. Ces multiples s'expliquent difficilement par une onde P_g , mais semblent résulter de réflexions à la limite croûte-manteau et à la surface. N'ayant pu expliquer les variations d'énergie d'une phase à l'autre (les phases tardives présentent une amplitude plus grande que celle de la première arrivée), l'auteur conclut en supposant que l'interférence constructive des ondes joue un rôle prédominant.

La comparaison de ce modèle avec les résultats de Maguire et Long (1976), Long et Backhouse (1976), Knopoff et Schlue (1972)

et Ruegg (1975), suggère que l'évolution vers l'ouverture est moins avancée pour la branche occidentale qu'elle ne l'est pour le rift Gregory et, à fortiori, pour les Afars. Bonjer et al. (1970) obtiennent un résultat semblable entre les stations de Lwiro, Nairobi, Addis-Abbeba et Tete, qui confirme l'évolution chronologique de l'ouverture des rifts (Belousov, 1969). La sismicité du rift occidental, plus élevée que celle du rift kenyan révèle un phénomène actuel plus actif. Cette conjoncture (sismicité, stade moins avancé d'ouverture) est particulièrement intéressante pour notre étude de la structure du craton zaïrois, puisqu'on peut supposer que les sources sismiques y seront moins affectées par la structure profonde du rift qu'elles ne le seraient en d'autres régions du même système qui ont été soumises à une extension du manteau anormal plus avancée.

d) Modèle "Africa"

Ce modèle de distribution de vitesse des ondes P en fonction de la profondeur (Green, 1978) est calculé à partir d'une hodochrone établie avec les données des bulletins du Centre International de Sismologie. Les trajets dans les rifts n'étant pas dissociés des trajets dans les boucliers, ce modèle décrit une structure moyenne que nous appellerons "mixte". La comparaison du modèle "Africa" avec les modèles proposés dans cette étude fait l'objet du paragraphe (3.4.2) dans lequel ce modèle est représenté (fig. 3.10).

CHAPITRE II

DETERMINATION ET ANALYSE DES HODOCHRONES DE L'AFRIQUE CENTRALE

2.1. RECHERCHE DU CARACTERE SIGNIFICATIF DES HODOCHRONES RELATIVES ETABLIES A PARTIR DE SEISMES NATURELS

La détermination des foyers des séismes est en général basée sur les tables de Jeffreys-Bullen (1940). L'hodochrone obtenue à partir des stations ayant contribué à la détermination d'un épocentre doit normalement restituer la table utilisée pour cette détermination. Les écarts à la table de propagation, ou résidus, observés pour certaines stations, ou certains groupes de stations d'une région donnée, rendent compte d'anomalies dans la distribution des vitesses par rapport au modèle correspondant à la table utilisée.

La nécessité de disposer d'une hodochrone de référence pour l'Afrique Centrale, en l'absence de grands profils ou de réseaux implantés dans cette région, nous conduit à établir cette hodochrone à partir de séismes enregistrés en diverses stations du domaine africain. La validité d'une telle hodochrone est discutée en se référant au concept de résidu. Cette discussion fait apparaître des différences fondamentales dans les temps (résidus ou heures origines) qui existent entre séismes de fortes magnitudes, enregistrés en un grand nombre de stations extérieures au domaine africain, et séismes plus faibles dont la détermination n'intéresse que des stations contenues dans ce domaine.

2.1.1 Rappel sur les résidus de station

L'anomalie de station (O-C), écart entre le temps d'arrivée et celui calculé, est représentée par Cleary et Hales (1966) comme la somme d'anomalies près de la source (e_j), dans le manteau inférieur (m_{ij}) et près de la station (r_i)

$$(O - C)_{ij} = r_{ij} = e_j + m_{ij} + r_i$$

Le résidu caractéristique de la station pour n séismes sera :

$$r_i = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n r_{ij}$$

si l'on suppose que : $\frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (c_j + m_{ij}) = 0$

Cette dernière relation ne peut être vérifiée que si le manteau inférieur présente une symétrie sphérique ($\sum m_{ij} = 0$) et si les n séismes utilisés proviennent de régions suffisamment différentes pour que :

$\sum e_j = 0$. Pour que ces conditions soient réalisées, il sera nécessaire d'analyser un grand nombre de temps d'arrivée afin que la distribution des résidus en une station donnée corresponde à une gaussienne pour laquelle il est toujours possible d'affiner la détermination de la moyenne (Poupinet, 1977). Comme en général on utilise des séismes lointains, l'angle d'incidence est faible, donc le résidu caractérise une anomalie de temps de parcours sous la station.

De tels résidus de station, qui restent toutefois très dépendants de la collection des sources utilisées, peuvent être attribués à un certain domaine compris entre la surface et 650 km de profondeur sous la station. On limite souvent ce domaine aux 200 à 300 premiers kilomètres. Ce n'est qu'avec l'utilisation de résidus relatifs, qui portent sur un groupe de stations d'une région que l'on peut déterminer, à partir de blocs aux dimensions définies par les distances entre stations, une distribution des résidus à l'intérieur de tranches de profondeurs liées à la dimension des blocs. Les variations en distance et azimuth entre séismes étant utilisées pour rechercher les temps de parcours élémentaires dans chaque bloc concerné. Cette dernière méthode utilisée pour des nappes de sismographes (Aki et al, 1977) ou pour un grand nombre de stations d'une vaste région (Romanowicz, 1980) a permis de démontrer l'importance des variations latérales de vitesse dans le manteau supérieur. Herrin et Taggart (1968) avaient mis en évidence de façon empirique ce type de variation en recherchant l'ajustement d'une correction de station (C_i) définie par :

$$t_i = t_0 + t(\Delta_i) + C_i$$

t_i , t_0 et $t(\Delta_i)$ étant respectivement le temps observé, l'heure origine et le temps de propagation donné par la table.

La variation de C_1 en fonction de l'azimut est exprimée par une équation de la forme :

$$C_{1j} = A_1 + B_1 \sin (Z_{1j} + E_1)$$

où Z_{1j} est l'azimut du séisme (j), E_1 étant un azimut fixé, A_1 et B_1 étant des constantes.

Le terme en sinus, qui traduit une pente structurale moyenne, est particulièrement marqué, ($B > A$), pour les régions tectoniques, les zones de subduction et les zones de suture.

Le résidu moyen semble plus approprié pour décrire les caractères régionaux. Ainsi, l'ensemble des boucliers (Scandinavie, Canada, Afrique Australe, Australie, Sibérie orientale) présentent des résidus moyens négatifs bien définis, (Poupinet, 1977), alors que les zones de subduction, la plupart des ceintures orogéniques et probablement l'ensemble des dorsales doivent présenter des résidus dépendants de l'azimut et en général positifs.

2.1.2. Variation des résidus à Bangui suivant la région épacentrale

De ce qui précède, il apparaît que la majeure partie des régions sismiques sont caractérisées par des résidus positifs alors que les zones à résidus négatifs sont pauvres en séismes.

L'observatoire de Bangui présente un résidu moyen négatif compris entre - 0,9 et - 1,4 sec. Des bulletins USCGS (earthquake data report), de 1964 à 1975, on a extrait 4500 résidus relatifs à la station de Bangui pour des distances comprises entre 10° et 110° . Pour chaque maille de 5° carré, ou en projection azimutale de 5° de distance par 5° d'azimut, on calcule un résidu moyen affecté à un séisme fictif dont les coordonnées sont la moyenne des coordonnées des épicentres réels situés à l'intérieur de ces "carrés". On peut se faire une idée de la densité de points pour chaque maille en considérant la figure où sont reportés tous les séismes (fig. 2.1).

Il est intéressant de constater (fig. 2.2) une certaine correspondance entre les valeurs moyennes des résidus obtenus à Bangui, pour une région sismique donnée, et les résidus de stations, correspondant à la même région, calculés par Poupinet (1977). On notera en particulier que les régions "rapides" de l'Hindou-Kouch, du Pamir ou de l'Afrique

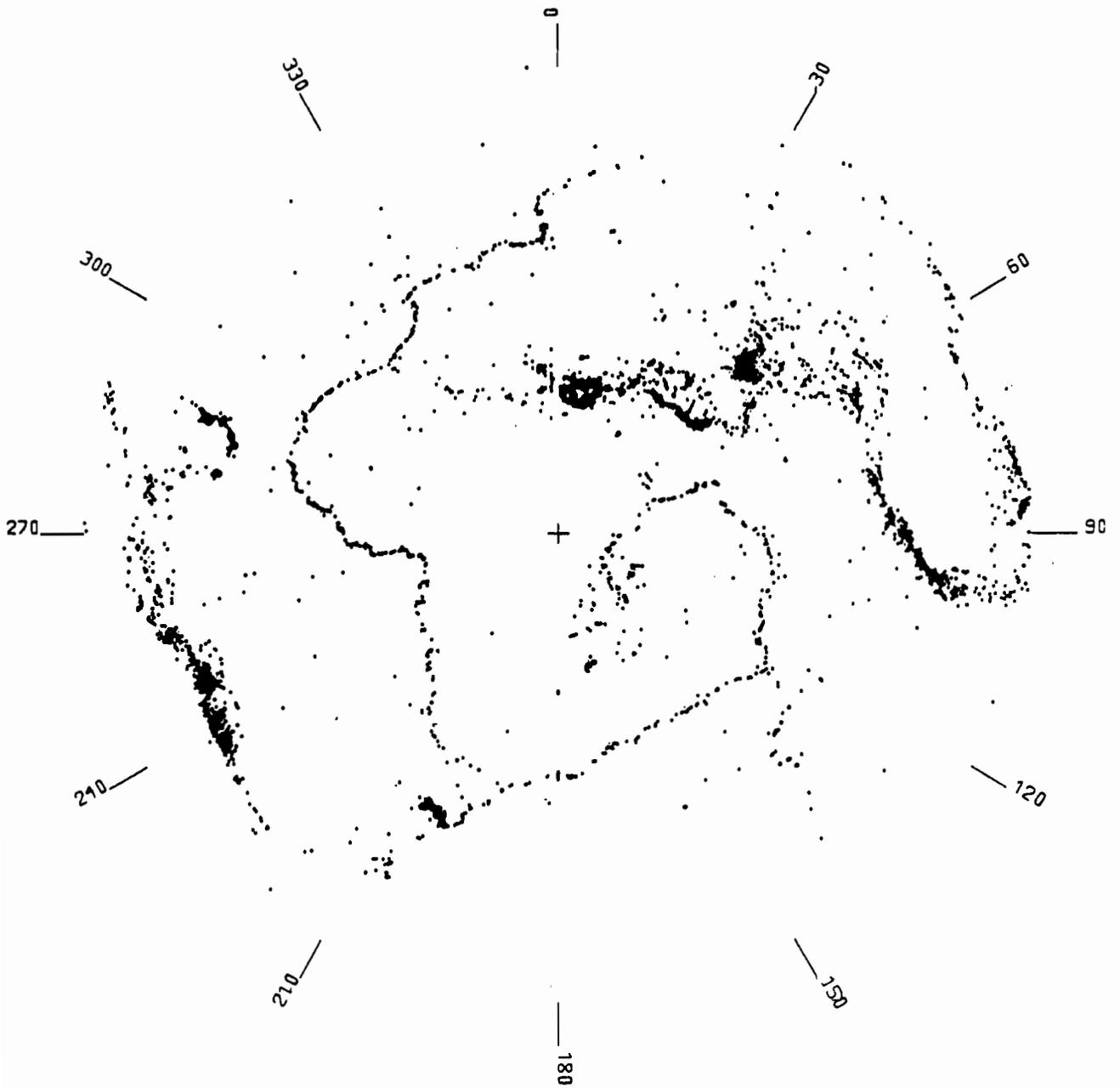


Fig. 2.1. Carte azimutale des épicentres utilisés pour le calcul des résidus. La carte est centrée sur Bangui, la distance maximum représentée est de 100°.

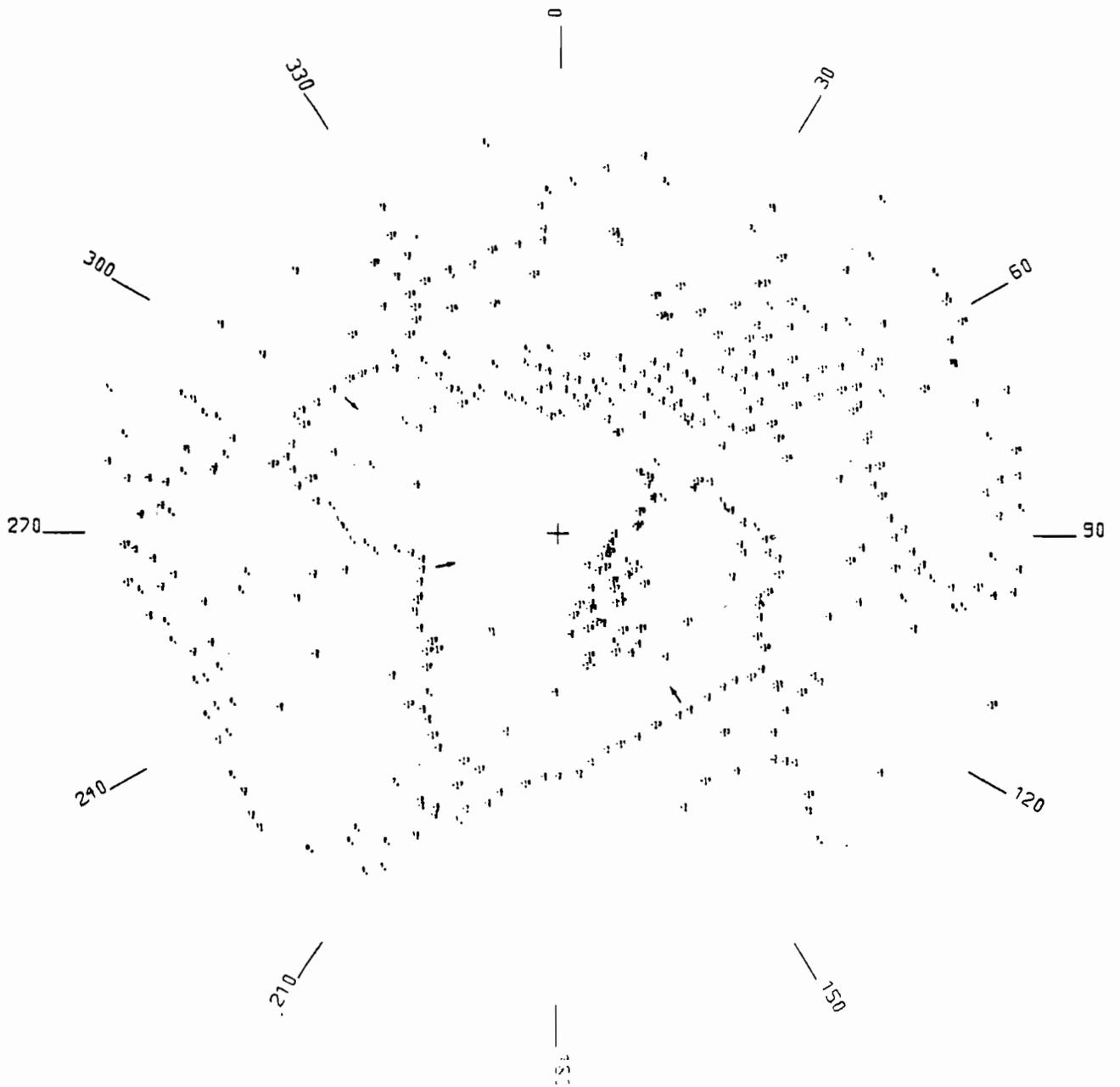


Fig. 2.2. Carte azimutale des résidus moyens calculés à Bangui pour les mailles de 5° (distance) \times 5° (Azimut). Les flèches correspondent à des zones de dorsales pour lesquelles les trajets vers Bangui sont normaux par rapport aux dorsales.

australe ainsi que les régions à faible anomalie, la Chine par exemple, présentent des résidus fortement négatifs. Par contre les régions de subduction (Andes, Iles Sandwich du Sud et Japon) et les régions tectoniques du système Alpin et de l'Iran sont caractérisées par des résidus tendant vers zéro, ou même positifs. Les dorsales océaniques, supposées correspondre à un milieu plus "lent", ne semblent présenter des résidus voisins de zéro ou positifs que lorsque la propagation vers Bangui n'est pas normale à la dorsale. Dans le cas où la direction de propagation vers Bangui est normale (flèches) les résidus obtenus tendent vers le résidu moyen de la station.

Cet exemple de variation régionale des résidus, pour une station donnée, souligne la difficulté qu'il y a de réaliser la condition :

$\sum e_j = 0$. Les variations de résidus en fonction de l'azimut, liées à la morphologie de la structure locale, semblent masquées ici par les variations de résidus qui caractérisent les zones sismiques.

Une hodochrone spécifique de la station de Bangui, établie à partir de séismes naturels, serait donc déformée vers le bas entre 10° et 20° ou vers le haut entre 45° et 70° en raison du poids de telle ou telle région sismique dans l'intervalle de distance intéressé. Ainsi, lorsqu'on ne dispose pas d'un réseau suffisamment développé pour permettre l'obtention de résidus relatifs significatifs, l'estimation de la contribution source (e_j) sur le résidu observé (r_{ij}) semble très difficile à obtenir.

2.1.3. Quelques implications de la notion résidu

Soit $T = f(\Delta)$ le temps de propagation théorique en fonction de la distance Δ que l'on suppose applicable à l'ensemble du domaine terrestre "W" pour la détermination des épicentres. En admettant que l'hodochrone est continue on a :

$$T = f(\Delta) \iff V(z)$$

où $V(z)$ est la loi de distribution de vitesse en fonction de la profondeur z .

Soit N le nombre de stations utilisées pour la détermination, considérons un sous-ensemble régional de la terre "A" comportant m stations ($m \ll N$) pour lesquelles le résidu moyen r_i est obtenu pour n séismes n'appartenant pas à "A". On peut calculer :

$$\delta t_A = \frac{1}{m} \cdot \sum_{i=1}^m r_i$$

qui est le résidu régional significatif attribué à une station fictive représentative du domaine A.

Supposons que soit définie, sur "A", une loi $V'(z)$ applicable entre la surface et la profondeur z_e . Pour $0 < z < z_e$ on a :

$$V'(z) \iff T' = f'(\Delta)$$

Pour un épicycle lointain extérieur au domaine "A" on peut admettre une incidence nulle. Le résidu régional " δt_A " sera :

$$\delta t_A = (T_A - T)$$

T_A étant le temps observé en une station fictive représentative du domaine "A" et T le temps théorique pour le domaine "W".

On peut encore écrire que δt_A correspond à un écart de temps de propagation sur des trajets verticaux de longueur z_e sous la station fictive :

$$\delta t_A = (t' - t)$$

avec
$$t' = \int_0^{z_e} V'(z)^{-1} dz$$

et
$$t = \int_0^{z_e} V(z)^{-1} dz$$

Considérons un foyer, $F \in A$, situé à la profondeur h fixée à priori et supposée exacte : si l'épicycle est déterminé à partir de N stations ou domaine "W" situées à l'extérieur de "A", le résidu en une station représentative de la loi $T(\Delta)$ sera nul à l'évidence.

Si H_W est l'heure origine déterminée et H_O l'heure origine vraie, on aura, du fait de la valeur nulle du résidu dans "W" :

$$H_W + \frac{z_e - h}{V} = H_O + \frac{z_e - h}{V'}$$

V et V' représentant la vitesse moyenne estimée à partir des lois V(z) et V'(z) respectivement pour la tranche d'épaisseur ($z_e - h$) on écrira :

$$H_W - H_O = (z_e - h) \cdot \left(\frac{1}{V'} - \frac{1}{V} \right)$$

pour $h = 0$

$$H_W - H_O = \delta t_A$$

Cherchons quel sera le résidu $\delta t'_A$ obtenu pour une station fictive représentative du domaine A.

$$\delta t'_A = T_A - T_W$$

T_A étant le temps observé et T_W le temps calculé qui s'écrit :

$$T_W = T + H_W$$

Si l'on suppose que la propagation dans le domaine "A" corresponde à des distances suffisamment courtes, pour que la profondeur de pénétration des rais n'excède pas z_e ($\Delta < \Delta_e$), on pourra écrire :

$$T_A = T' + H_O$$

donc

$$\delta t'_A = (T' - T) + (H_O - H)$$

soit

$$\delta t'_A = (T' - T) - \delta t_A$$

($T' - T$) et δt_A étant de même signe, le résidu obtenu dans le domaine "A", $\delta t'_A$, sera diminué du résidu vertical régional, δt_A .

Si l'on considère un foyer F dans le domaine "A" qui n'est déterminé qu'avec les stations de ce domaine répondant à la condition $\Delta < \Delta_e$, on

aura :

$$T_A - T_W = 0$$

soit

$$T_A - T_W = (T' + H_O) - (T + H_W)$$

donc

$$(T' - T) = (H_W - H_O)$$

Les formulations ci-dessus reposent sur l'hypothèse que la position du foyer n'est pas modifiée quelque soit le groupe de stations utilisées. Ceci implique, d'une part, que la profondeur soit connue et d'autre part, que la position de l'épicentre, indépendante de la table utilisée, soit définie à partir d'une distribution des stations, qui, dans tous les cas, offre une bonne couverture en azimut autour du foyer. Cette hypothèse équivaut à négliger les variations azimutales des résidus et le biais qu'elles peuvent introduire dans la détermination épiscopentrale (Douglas, 1967 ; Lilwall et Douglas, 1970). Cette approximation est justifiée dans la mesure où l'hodochrone recherchée peut être assimilée à un résidu fonction de la distance ; on admet alors implicitement que la somme des termes sinus est nulle quelque soit le nombre de stations.

Remarque

Si la détermination utilise m stations de distances comprises entre Δ_1 et $\Delta_m < \Delta_e$, le terme $(T' - T)$ correspond à :

$$\sum_1^m \frac{T'(\Delta) - T(\Delta)}{m}$$

2.1.4. Application au domaine africain

a) Valeur des résidus moyens

On distinguera dans le domaine africain deux sous-ensembles distincts qui peuvent être caractérisés par leurs résidus moyens obtenus à partir de télé-séismes extérieurs à ce domaine.

Tableau (2.1)

Résidus de stations

STATIONS	Résidus (en secondes)		
	Dorbath(1979)	Fairhead (1978)	Poupinet(1977)
<u>Domaine des boucliers ou cratons</u>			
BNG	- 1,45	- 1,62	- 1,36
BHA	- 0,24	- 0,22	- 0,39
BUL	- 0,58	- 0,26	- 0,62
CLK	- 0,91	- 0,56	- 0,57
KRR	- 0,59	- 0,41	- 0,72
KIM	- 0,82	- 0,24	- 0,76
PRE	- 0,41	- 0,11	- 0,24
<u>Domaine des rifts</u>			
AAE	+ 2,27	+ 1,61	+ 2,25
ART	+ 1,28	-	-
NAI	+ 0,85	+ 0,53	+ 1,17
LWI	+ 0,32	(- 0,44)	+ 0,42

Les valeurs moyennes sont :

Pour les boucliers et cratons
 Pour les rifts

$$t_c = - 0,62 \pm 0,42$$

$$t_r = + 1,22 \pm 0,75$$

b) Heures origines

Les heures origines, déterminées soit par le réseau du Zimbabwe, (H_{BUL}), en utilisant une table régionale (Gane et al., 1956) soit par le centre sismologique international (H_{ISC}), à partir des tables de Jeffreys Bullen, sont comparées dans le tableau (2.2) où :

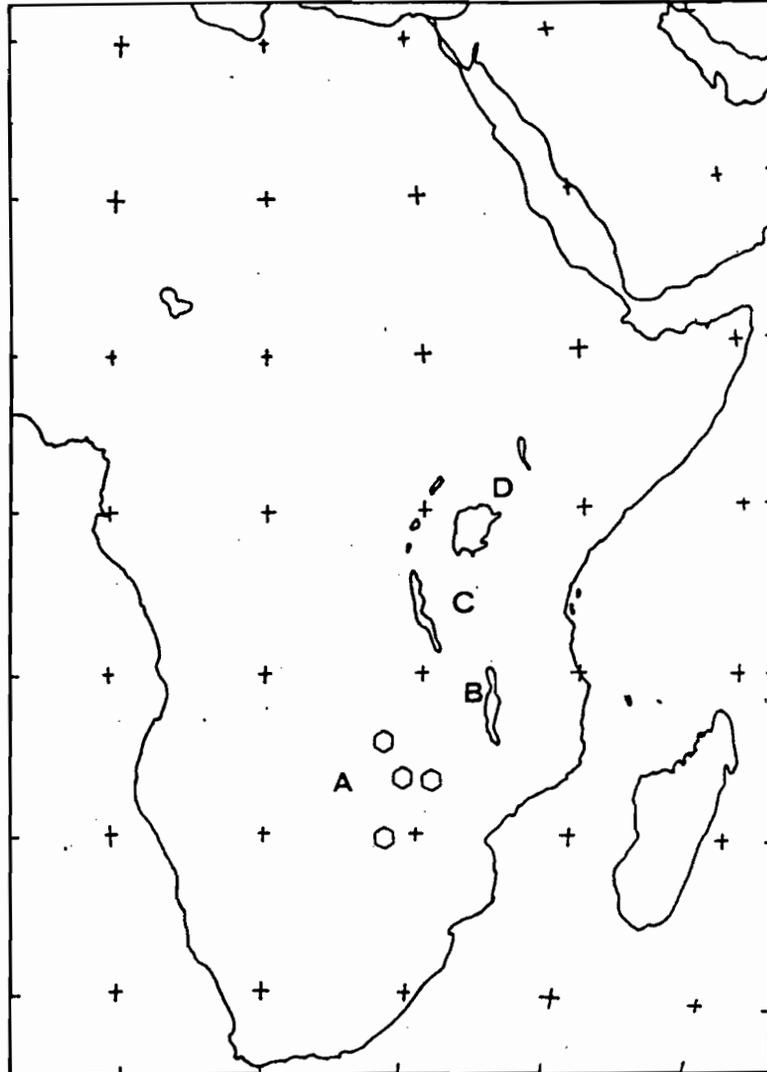


Fig. 2.3.

Situation des groupes régionaux A, B, C et D auxquels appartiennent les épicentres utilisés pour le calcul des résidus sur l'heure origine R_H . Seuls les groupes A et C donnent des histogrammes significatifs. Les symboles hexagonaux correspondent aux stations du réseau du Zimbabwe.

Groupe A . régions 576,580,581

Groupe C . régions 567,572,573

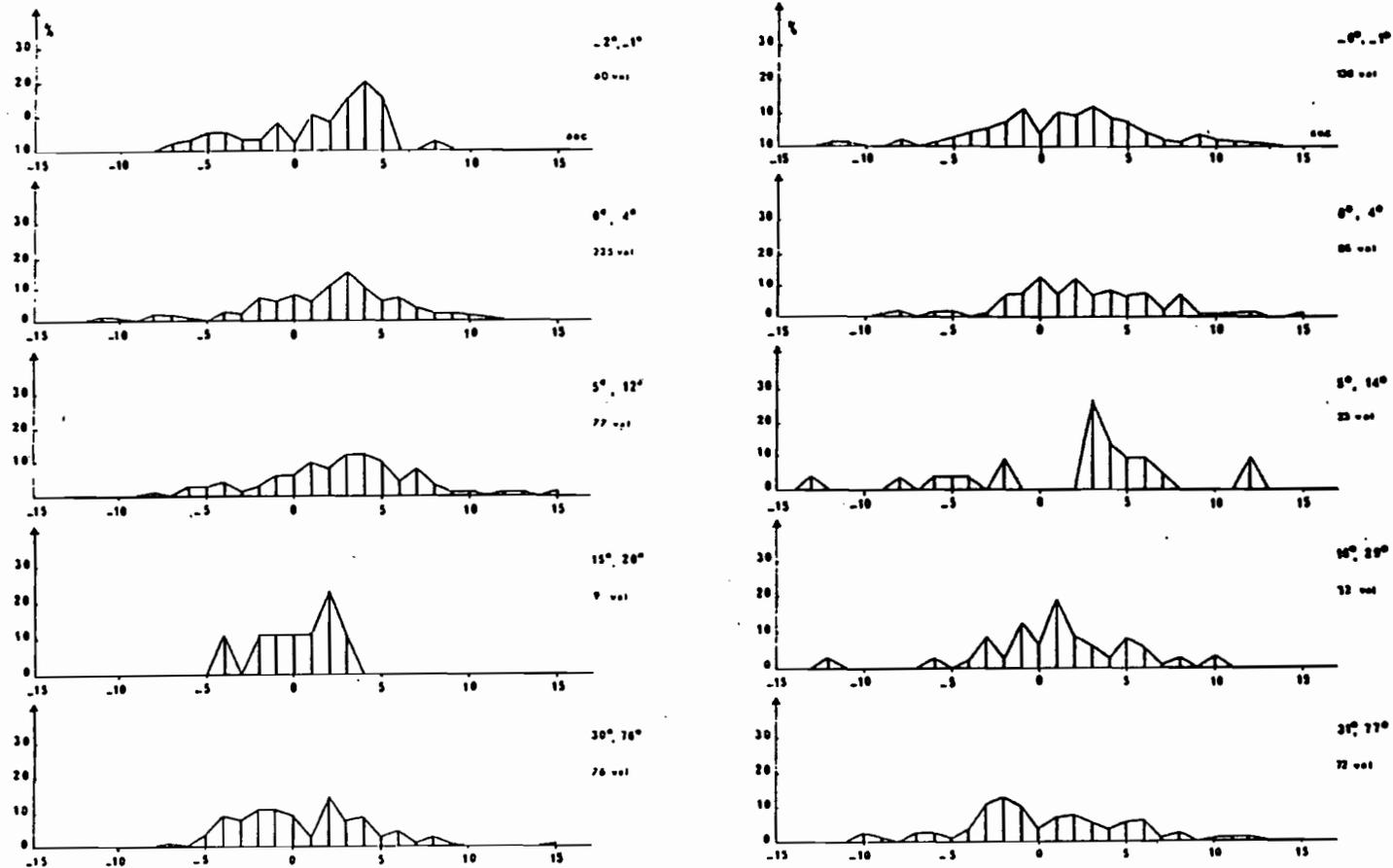


Fig. 2.4. Histogrammes des résidus sur l'heure origine R_H pour 5 classes de distances R . Les distances indiquées en degrés à droite correspondent aux intervalles réels dans chacune des classes. Le nombre total de valeurs dans chaque classe est indiqué.

$$R_H = H_{ISC} - H_{BUL}$$

Pour une région donnée la distance moyenne du réseau Bulawayo, Δ_{BUL} , est comparée avec les distances utilisées, sur chaque séisme, pour la détermination par le centre international, Δ_{ISC} .

$$\Delta_{ISC} = \frac{\Delta_{min} + \Delta_{max}}{2} \quad \text{et} \quad R_{\Delta} = \Delta_{ISC} - \Delta_{BUL}$$

R_{Δ} ne constitue pas un résidu, mais rend compte de la différence des domaines de distance concernés pour chacune des déterminations. Lorsque R_{Δ} est voisin de zéro cela signifie que les déterminations, BUL et ISC, portent à peu près sur les mêmes stations. Le résidu sur les heures originales, R_H , ne résulte alors que des différences entre les tables utilisées. Par contre lorsque R_{Δ} est grand, de l'ordre de plusieurs dizaines de degrés, on peut attribuer le résidu, R_H , à la différence entre une détermination obtenu sur le domaine "W" (m étant petit devant N) et une détermination locale faite avec une table $T' = f'(\Delta)$ appropriée au domaine "A". D'une façon générale, pour les séismes de faible ou moyenne magnitude, lorsque toutes les stations utilisées appartiennent au domaine africain, on peut écrire :

$$- 10^{\circ} < R_{\Delta} < + 30^{\circ}$$

Des histogrammes sont établis pour chacune des régions A, B, C, et D (fig. 2.3), auxquelles correspondent respectivement les distances moyennes Δ_{BUL} : 3° , 7° , 11° et 14° , et, pour les 5 classes suivantes de R_{Δ} : $(-5^{\circ}, 0^{\circ})$; $(0^{\circ}, 5^{\circ})$; $(5^{\circ}, 15^{\circ})$; $(15^{\circ}, 30^{\circ})$, ($\Delta > 30^{\circ}$).

Dans le tableau (2.2) sont donnés pour chaque région :

- le nombre de données dans chaque classe (M)
- les valeurs réelles des limites de R_{Δ} pour chaque classe
- la moyenne $(R_H)_m = \sum_0^M f_i x_i$ avec $f_i = \frac{n_i}{M}$
- l'intervalle de confiance à 95 % de chaque classe correspondant aux deux valeurs suivantes :

$$(R_H)_m + \frac{2\sigma}{\sqrt{M}} \quad \text{et} \quad (R_H)_m - \frac{2\sigma}{\sqrt{M}}$$

avec

$$\sigma^2 = \sum_0^M x_i^2 f_i - \left[\sum_0^M (x_i f_i) \right]^2$$

Tableau (2.2)

Résidus: moyennes sur les heures origins

Régions	M	Limites R_{Δ} (R_{H_m})			intervalle de confiance à 95%		
					min.	max.	
		degré		s.	s	s	
A (576,580,581) $\Delta_{BUL} \approx 3^\circ$	61	-2	-1	-1,42	-0,51	-2,33	
	225	0	4	-1,73	-1,17	-2,29	
	77	5	12	-2,51	-1,56	-3,46	
	9	15	28	-0,99	+1,16	-3,14	
	76	30	76	-0,71	+0,16	-1,58	
B (577, 582) $\Delta_{BUL} \approx 7^\circ$	20	-3	-1	-3,87	-2,51	-5,23	
	16	0	3	-3,00	-0,94	-5,06	
	13	6	7	-0,92	+1,45	-3,29	
	26	32	69	-1,96	-0,78	-3,14	
C (567,572, 573) $\Delta_{BUL} \approx 11^\circ$	138	-6	-1	-1,61	-0,84	-2,38	
	86	0	4	-2,09	-1,08	-3,10	
	23	5	14	-2,03	+0,38	-4,44	
	32	16	29	-0,90	+0,56	-2,36	
	72	31	77	-0,24	+0,83	-1,31	
D (568,569, 570) $\Delta_{BUL} \approx 14^\circ$	31	-10	-1	-2,86	-0,63	-5,09	
	1	2					
	5	7	14				
	7	15	29				
	29	32	80	-1,24	+0,27	-2,75	

Seuls les histogrammes comportant plus de 30 valeurs semblent significatifs (fig. 2.4).

Le rapport des moyennes (R_{H_m}) en fonction de Δ_{ISC} qui représente à peu près le domaine prépondérant de la détermination, (fig. 2.5) est particulièrement intéressant. Si l'on admet que les trajets, entre l'ensemble des épïcètres et le réseau de Bulawayo, sont d'un type voisin du type bouclier et, si l'on admet en outre que $H_{BUL} \approx H_0$, on a pour $\Delta < 30^\circ$:

$$H_{ISC} - (H_0) \approx (T' - T)$$

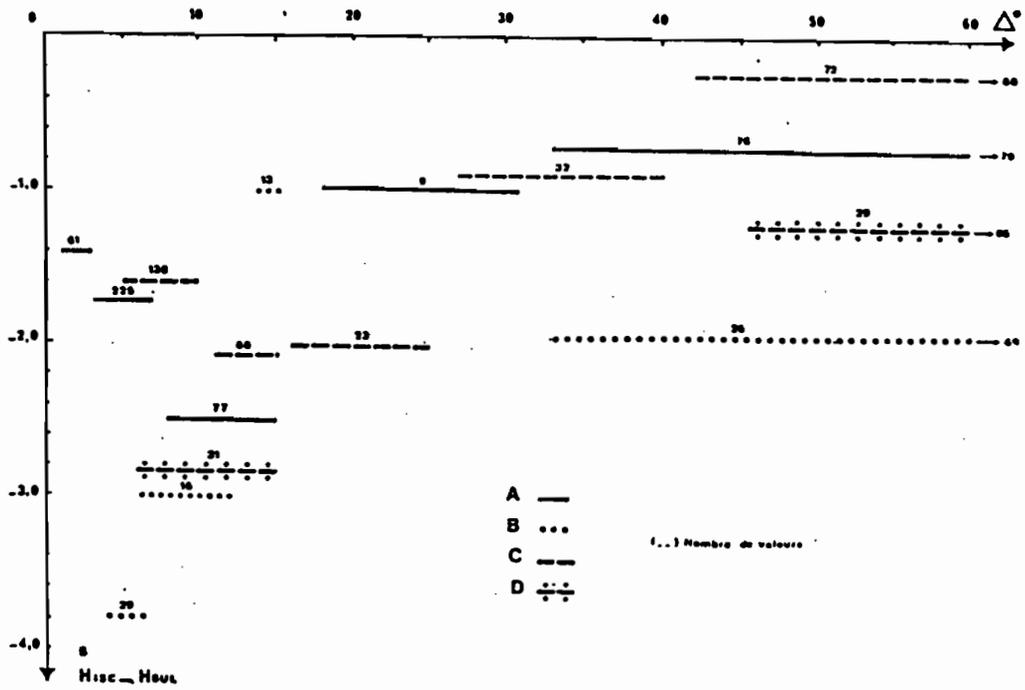


Fig. 2.5. Valeurs de $R_H = H_{ISC} - H_{BUL}$ et domaines de distance (Δ_{ISC}) sur lesquels s'appliquent ces moyennes dans les 4 groupes A, B, C et D.

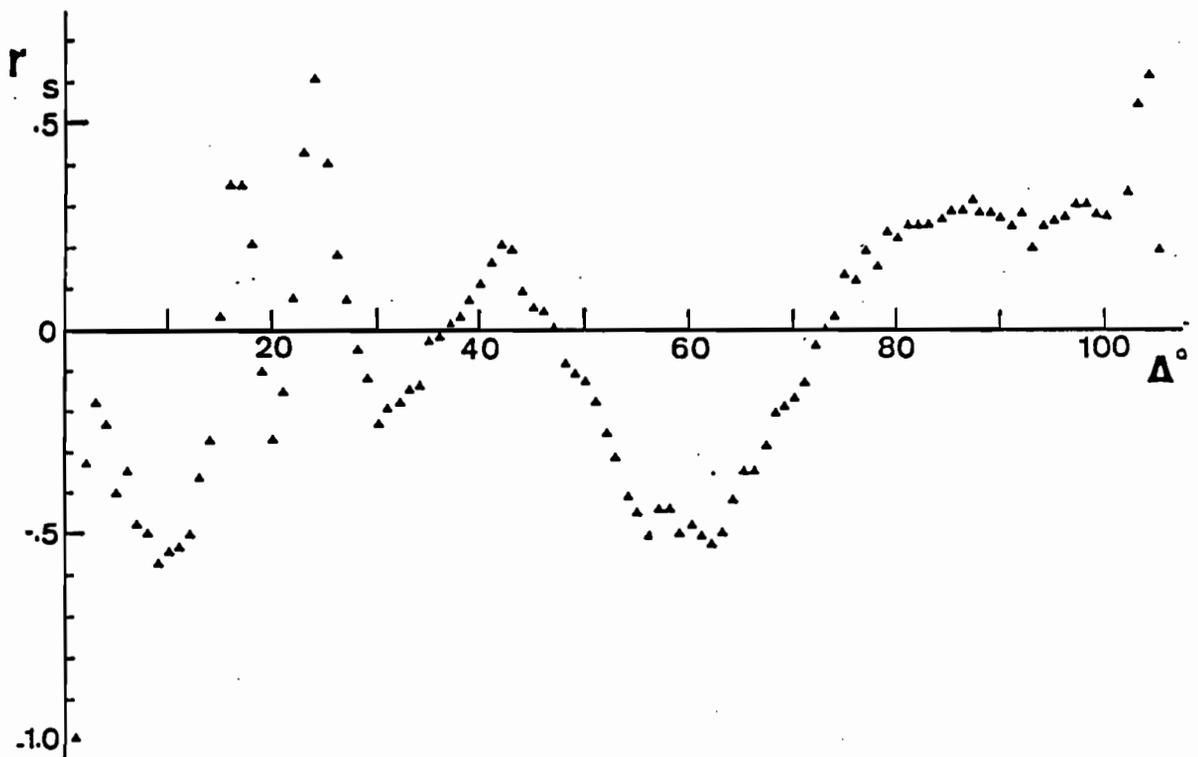


Fig. 2.6. Hodochrones résiduelles de P par rapport au table de Jeffrey-Bullen. d'après Poupinet (1977)

La différence entre la loi de distribution de vitesse en milieu cratonique, $V'(z)$ et le modèle de Jeffreys-Bullen, $V(z)$ est très marquée entre 7° et 15° . La lithosphère du bouclier, correspondant à des résidus négatifs, est dans son ensemble plus rapide.

Pour $\Delta > 30^\circ$ on devrait avoir :

$$H_{ISC} - (H_O) \xrightarrow{\text{min}} \delta t_A$$

La diminution des valeurs absolues de $(R_H)_m$ souligne bien cette tendance. La limite δt_A pouvant être positive ou négative suivant que le domaine focal est le rift ou un bouclier.

2.1.5 Signification des hodochrones

Le temps τ utilisé pour l'hodochrone est donné par :

$$\tau = T_A - H_W$$

or avec $T_A = T' + H_O$

on a $\tau = T' + (H_O - H_W)$

soit pour un nombre suffisamment élevé de séismes du domaine (A)

$$\tau = T' - \delta t_A$$

On approchera donc d'autant plus de l'hodochrone idéale, $\tau = T'$, que " δt_A " sera minimum.

L'utilisation des séismes les plus forts, enregistrés par un nombre important de stations extérieures à l'Afrique, et le choix de séismes appartenant aux deux domaines, pour lesquels les valeurs de " δt_A " sont des signes opposés, rendrait les valeurs moyennes de " δt_A " minima. Ceci est réalisé pour les hodochrones de type craton qui portent sur des séismes contenus dans les deux sous-ensemble alors que la valeur de " δt_A " reste caractéristique du rift pour les hodochrones de type rift. Les différences entre craton et rift, mises en évidence dans cette étude, peuvent donc s'en trouver atténuées.

Pour un ensemble donné et en admettant que sur cet ensemble la valeur moyenne " δt_A " est constante, on a :

$$\frac{d\tau}{d\Delta} = \frac{dT'}{d\Delta}$$

L'hodochrone obtenue est bien liée à la distribution $V'(z)$ qui est le modèle recherché. Cette hodochrone est relative puisque le temps absolu n'est pas connu, autrement dit la ligne de base est arbitrairement fixée

à une valeur " δt_A " près.

On aurait pû rechercher r_i pour un petit intervalle de distance donné (Poupinet, 1977).

$$r_i = \frac{1}{n} \sum (m_{ij} - r_i)$$

dans ce cas $r_i = T' - T$ si $\sum e_j \approx 0$

Le résultat global obtenu par Poupinet portant sur l'ensemble des séismes, sans critère régional, (fig. 2.6) montre que le modèle moyen correspondant à l'hodochrone réelle, par opposition avec l'hodochrone lissée de Jeffreys Bullen, devrait comporter un certain nombre de discontinuités déterminant autant de branches d'hodochrones distinctes.

Les hodochrones établies à partir de tirs ne pourraient constituer des hodochrones absolues que si ceux-ci étaient effectués dans des régions différentes. En effet, les temps de propagation sont affectés d'un résidu (e_j) lié à la source dont le caractère crustal est accentué par le fait que les tirs s'effectuent en surface. On obtient par exemple une correspondance satisfaisante des temps absolus "Nevada" (Green et Hales, 1968) et "Early Rise" (Lewis et Meyer, 1968) entre 3° et 10° en faisant subir à la première hodochrone une translation vers le bas de l'ordre de 3 secondes ; or les résidus moyens sont compris entre 0 et 2,5 s pour le Nevada et de l'ordre de - 0,5 s pour le Lac Supérieur (Archambeau et al, 1969).

2.2. DETERMINATION DES HODOCHRONES POUR L'AFRIQUE CENTRALE

2.2.1. Collection de données

La recherche d'un modèle de distribution de vitesse, en fonction de la profondeur, repose sur des hodochrones spécifiques établies avec un nombre de données suffisamment élevé. Les hodochrones ont donc été obtenues à partir des temps des premières arrivées publiés dans les bulletins "earthquake data report" (USCGS*, NEIS) et dans les bulletins mensuels du Centre Sismologique International (CSI ou ISC).

Les distances épicentrales, représentatives d'une propagation dans le manteau supérieur et la zone de transition, sont comprises entre 2° et 30°. Les collections de données portent donc sur les séismes de la région Afrique (37), des catalogues ISC ou NEIS, enregistrés aux stations africaines à l'exclusion des régions du Maghreb.

On distingue les 3 collections suivantes :

a) Collection (USCGS)

Elle est établie à partir des temps d'arrivées des ondes P, relevés dans les bulletins "Earthquake data Report" de 1966 à 1975, soit environ 2400 valeurs. On n'a pas tenu compte dans cette collection de la profondeur des foyers en général fixée à 33 km (Normal Depth). Les magnitudes sont supérieures à 3,5 ou inconnues.

b) Collection ISC.PS

Les temps d'arrivées des ondes (P) et (S) sont relevés dans les bulletins mensuels du C.S.I. pour la période 1966 à 1977. Cette collection qui comporte environ (700 x 2) valeurs répond à deux conditions :

- . les arrivées des ondes P et S doivent être données
- . les heures origines doivent être déterminées avec précision
 $\Delta t < 1 \text{ sec.}$

Aucun critère de magnitude n'a été retenu, les profondeurs, le plus souvent fixées à 0 km, ne sont pas retenues.

* USCGS : United States Coast and Geodetic Survey

NEIS : National Earthquake Information Service

c) Collection ISCM5

Cette collection porte sur la même période (1966-1977) que la collection précédente et provient, elle aussi, des bulletins mensuels (C.S.I.). Elle ne concerne que les ondes P et comporte environ 1200 valeurs.

- . la précision sur l'heure origine est en général inférieure à 0,5 sec.
- . les magnitudes sont supérieures à 4,9, ce qui donne une garantie de bonne identification du début, et un nombre élevé de stations utilisées pour la détermination.
- . les profondeurs sont relevées, ce qui permet de ramener tous les temps de propagation à la profondeur de foyer nulle.

2.2.2. Séparation des hodochrones

La différence de structure profonde, entre les cuvettes et les boucliers précambriens d'une part et les rifts tertiaires d'autre part, est suffisamment établie pour qu'elle soit prise en compte dans la recherche des hodochrones, celles-ci devant être significatives d'un milieu donné. Cependant, comme un grand nombre de séismes se produisent dans les rifts, il est nécessaire de les utiliser sous peine d'appauvrir notablement les hodochrones cratoniques. Sachant que l'extension latérale des rifts n'est pas très importante, on a inclus dans l'hodochrone de type craton les couples épicycle - station dont la direction est grossièrement normale à la direction d'allongement des rifts. Lorsque la station occupe une position cratonique, c'est le cas de la plupart d'entre elles, et que la direction épicycle-station, l'épicycle étant dans le rift, ne répond pas à la condition précédente, le couple est attribué à une hodochrone mixte, rift et craton.

Enfin, lorsque les couples épicycles-stations appartiennent au même type de milieu et à condition que le segment ainsi défini ne recoupe pas d'autres structures, les données seront attribuées à l'un ou l'autre des deux types d'hodochrones, rift ou craton.

Afin d'effectuer la séparation des hodochrones, neuf régions ont été définies dans cette étude pour les collections "ISC" (fig. 2.7.a) dont la correspondance avec les numéros de régions utilisés dans les bulletins "ISC" est indiquée dans le tableau (2.3).

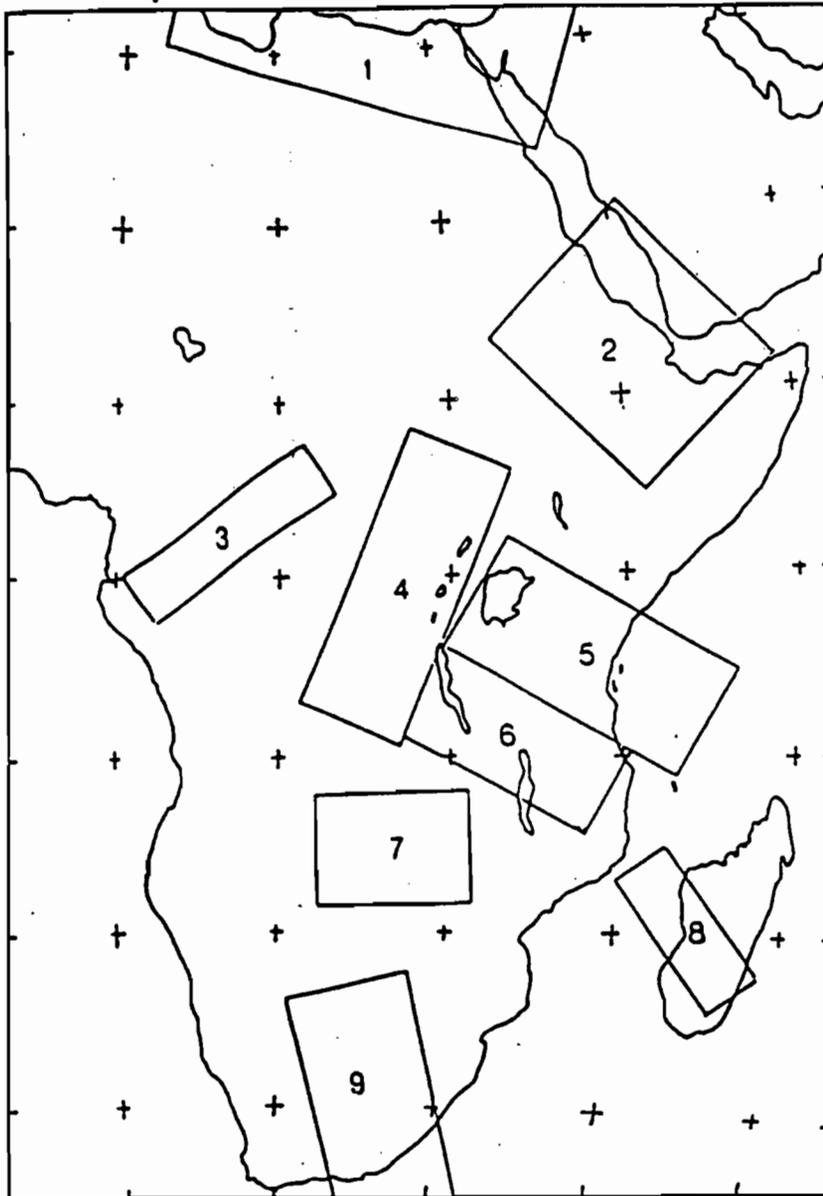


Fig. 2.7. Carte des régions épacentrales utilisées pour la séparation des hodochrones suivant le type de trajet (collections ISC).

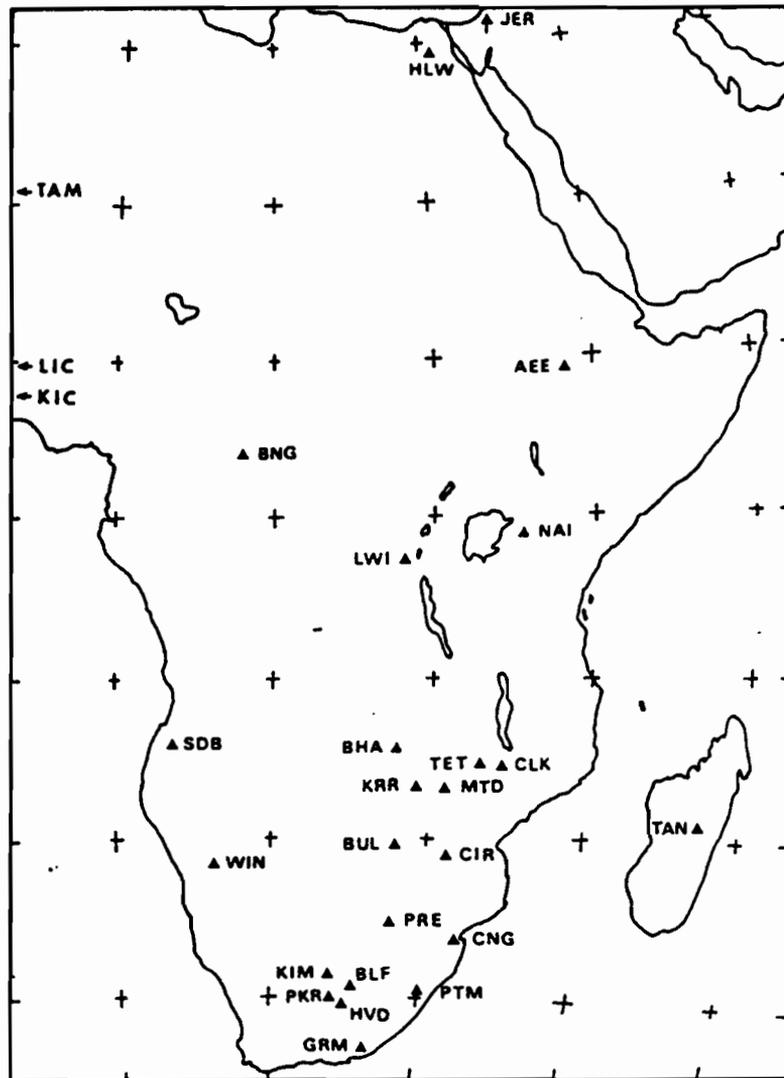


Fig. 2.7. bis Stations sismologiques en Afrique centrale et orientale.

Tableau (2.3)
Correspondance entre les numéros de régions

Cette étude	Bulletins ISC			
1	552	553	553 Nord	
2	554 Sud	555	558 559	560
3	564	565	567 Ouest	
4	567 Est	568	572 Nord	
5	570	573		
6	572 Sud	577		
7	576	579	580	
8	581	582	583	
9	584	585	586	

La collection "USCGS" est établie, suivant un découpage légèrement différent, en neuf régions également.

En fonction de la position des stations (fig. 2.7.b) par rapport aux neuf régions épacentrales, on associe à chaque régions un certain nombre de stations, qui répondent aux critères définis plus haut (tableau 2.4). Ce tri, des couples épacentres-stations, permet de définir trois ensembles de données à partir desquels sont établis les trois types d'hodochrones : craton rift et mixte.

Tableau (2.4)

Classement des trajets sismiques suivant le type de structure

Collection Bouclier-craton

Régions (Fig. 2.7)

Stations

1	HLW	BNG	LIC	TAM	SDE	WIN				
3	HLW	BNG	LIC	KIC	TAM	LWI	BHA	KRR	TET	
	CLK	MTD	BUL	CIR	SDB	WIN	PRE	CNG	KIM	
	BLF	PKR	HVD	PTM	GRM					
4	HLW	BNG	LIC	KIC	TAM	SDB	NAI			
6	BHA	KRR	MTD	BUL	CIR	TET	PRE	KIM	BLF	PKR
	HUD	PTM	GRM	SDB	WIN					
7	BHA	KRR	TET	MTD	CLK	BUL	CIR	PRE	KIM	CNG
	BLF	PTM	HUD	GRM	WIN	SDB	LIC	KIC	BNG	PKR
	TAM									
8	TAN	CNG	PRE	PTM	BLF	KIM	PKR	HUD	GRM	BUL
	WIN	SDE								
9	PRE	KIM	CNG	BLF	PKR	HUD	PTM	GRM	CIR	BUL
	KRR	MTD	BHA	TET	CLK	BNG	WIN	SDB	KIC	LIC
	TAM	TAN								

Collection Rift

Régions (Fig. 2.7)

Stations

1	JER	KSA	AAE	NAI	LWI	CLK	TET	CNG	
2	AAE	NAI	LWI	CLK	TET				
4	LWI	NAI	CLK	TET	MTD	AAE			
5	NAI	LWI	CLK	TET	CIR	CNG	AAE		
6	LWI	NAI	CLK	TET	AAE				

Collection Mixte

Régions (Fig. 2.7)

Stations

2	HLW	BNG	LIC	KIC	TAM	SDB	WIN	BHA	KRR	MTD
	BUL	CIR	PRE	KIM	BLF	PKR	BUD	GRM	PTM	CNG
	TAN									
4	BHA	KRR	TET	MTD	BUL	CIR	PRE	KIM	NLE	PKR
	HUD	GRM	PTM	CNG	WIN					
5	HLW	KRR	BHA	BUL	CIR	PRE	BLF	PTM	KIM	PKR
	HUD	GRM	CNG							
6	BNG	KIC	LIC	TAM	TAN	CIR	CNG	HLW		

2.2.3. Méthode d'obtention des hodochrones

Après classement des données élémentaires par distances épacentrales croissantes, les valeurs aberrantes (2% environ des données) ont été éliminées sur simple lecture des listings. La correction de profondeur a été effectuée pour la collection ISCM5, tous les temps étant ramenés à une profondeur de foyer nulle.

Afin de constituer dans chaque groupe une hodochrone type on a effectué des régressions linéaires sur des intervalles de distance épacentrale de 2° de largeur, le pas de glissement entre deux intervalles successifs étant de 0,5°. Ayant calculé pour chaque intervalle les coefficients de régression, a et b, de la droite $t = a\Delta + b$, et le coefficient de corrélation (r^2), une valeur centrale t_i a été déterminée pour chaque intervalle (i).

L'hodochrone obtenue présentant encore un caractère fluctuant un nouvel ajustement linéaire a été effectué sur 5 valeurs consécutives de t_i afin de calculer la valeur centrale τ_i . Cette opération de lissage de la courbe équivaut en fait à un ajustement linéaire sur des valeurs élémentaires pondérées. Le poids correspondant à chaque écart de distance par rapport à Δ_i est indiqué ci-dessous :

Tableau (2.5)

	Poids
$ \Delta - \Delta_i < 0,5 $	4
$ 0,5 < \Delta - \Delta_i < 1,0 $	3
$ 1,0 < \Delta - \Delta_i < 1,5 $	2
$ 1,5 < \Delta - \Delta_i < 2,0 $	1

Les ensembles de valeurs τ_i constituent les hodochrones définitives ou, dans le cas de la collection ISCM5 les hodochrones de référence.

2.2.4 Qualité des données

La qualité des données peut être estimée à partir de la valeur des coefficients de corrélation obtenus par l'ajustement linéaire effectué sur les données élémentaires dans chaque collection.

Pour la série ISCM5 les coefficients de corrélations sont meilleurs après un tri suivant le type d'hodochrone (r_1^2) qu'en l'absence de tri (r_0^2).

$$r_1^2 - r_0^2 = 0,02$$

Parmi d'autres arguments structuraux en l'aveur du tri cette différence dans la qualité des données constitue une justification supplémentaire de la séparation des hodochrones en trois types.

Pour chacune des collections, la moyenne des coefficients de corrélation, obtenus sur des intervalles de 2°, a été calculée pour 3 domaines de distance, elle permet de comparer la qualité des collections pour les deux types d'hodochrones craton-bouclier (τ_C) et rift (τ_R). La variation du coefficient de corrélation en fonction de la distance considérée est présentée dans le tableau (2.6).

Tableau (2.6)

Valeurs moyennes des coefficients de corrélation

Domaine de distance	USCGS	ISCPS	ISCM5
<u>- hodochrones craton</u>			
2,5° à 25°	0,90 ± 0,08	0,89 ± 0,08	0,96 ± 0,02
5° à 17°	0,93 ± 0,04	0,93 ± 0,02	0,98 ± 0,01
17,5° à 30°	0,87 ± 0,10	-	0,95 ± 0,03
<u>- hodochrones rift</u>			
2,5° à 25°	0,94 ± 0,05	0,92 ± 0,10	0,97 ± 0,02
5° à 17°	0,95 ± 0,03	0,95 ± 0,02	0,97 ± 0,02

N.B. : très peu de valeurs ont été retenues au-delà de 25° dans la collection ISCPS en raison du critère de choix.

La première observation, que suggère le tableau ci-dessus, concerne la qualité des collections. Il apparaît que les données ISCM5 sont plus significatives que celles des autres collections. Ce résultat est lié à la fois à la correction de profondeur, à la qualité de la détermination épacentrale (cf paragraphe 2.2.1) et à une meilleure identification du début des P aux différentes stations en raison des amplitudes, plus fortes dans cette collection. Enfin la contribution des stations extérieures au domaine, dans la détermination, doit se traduire par un résidu théorique sur l'heure origine, δt_A , faible donc par une fluctuation moindre de la ligne de base, $T - \tau$.

La deuxième observation concerne la variation du coefficient de corrélation moyen suivant l'intervalle de distance considéré, particulièrement pour les hodochrones de type craton. La meilleure définition est partout obtenue entre 5° et 17° , distances qui correspondent généralement à une propagation lithosphérique. Pour un domaine de distances plus étendu ($2,5^\circ$ à 25°), on observe une dégradation du coefficient de corrélation moyen qui révèle, soit un accroissement du caractère hétérogène du milieu dans lequel s'effectue la propagation, soit l'apparition de phases multiples, donc tardives, qui, arbitrairement considérées comme premières arrivées dans le dépouillement systématique des données d'observatoires, constituent une cause de dispersion. Les valeurs obtenues entre $17,5^\circ$ et 30° , domaine qui recouvre ce qu'il est convenu d'appeler "l'anomalie des $20''$ ". (Choudhury et Rothé, 1965) incitent à adopter plutôt la deuxième hypothèse, sans préjuger de la nature de ces phases multiples. On peut remarquer toutefois que l'élargissement du domaine de distances de ($5^\circ - 17^\circ$) à ($2,5^\circ - 25^\circ$), dans les hodochrones de type rifts, et en particulier dans la collection ISCM5, ne modifie pas beaucoup, ou pas du tout, le coefficient de corrélation moyen. Cette stabilité pourrait indiquer, en conservant l'hypothèse précédente, que l'hodochrone de type rift comporte moins de multiplicités. Un autre facteur de stabilité, non directement lié à la distance épacentrale réside dans le fait que tous les séismes utilisés pour l'établissement des hodochrones de type rift sont contenus eux-mêmes dans le rift. Ainsi le résidu régional sur l'heure origine est-il toujours de même signe pour ce type d'hodochrone contrairement au type bouclier.

2.3. OBSERVATIONS QUALITATIVES DES HODOCHRONES

2.3.1. Hodochrones de type craton

a) Ligne de base

Les temps de propagation de l'hodochrone ISCM5 étant ramenés à une profondeur de foyer nulle, le retard de cette hodochrone, par rapport à l'hodochrone USCGS (fig. 2.8), résulte de la différence moyenne des temps de propagation entre foyers superficiels et foyers de profondeur normale (33 km). L'hodochrone de la collection ISCP5 se place entre les deux précédentes avec une contribution importante de foyers fixés à une profondeur nulle.

La ligne de base de l'hodochrone ISCM5 est affectée essentiellement par la valeur de résidus sur les heures origines (cf. § 2.1.5). Dans cette hodochrone les foyers cratoniques, $\delta t_A < 0$, sont prépondérants pour les distances les plus courtes, alors que, sur l'ensemble de la collection, on utilise des foyers contenus dans les 2 milieux, rift et craton, pour lesquels les valeurs de δt_A sont de signes contraires. Les fluctuations de la ligne de base sont en outre minimisées pour cette collection par rapport à celles qui ont été établies sous critère de magnitude. En effet, aux faibles magnitudes, seules les stations du domaine africain sont utilisées pour la détermination, de sorte que $\tau \xrightarrow{\text{lim}} T_{J.B}$.

Aux plus grandes magnitudes, c'est à dire pour les plus grandes distances, la tendance $\tau \rightarrow \tau_{\text{ISCM5}}$ se manifeste. La dispersion, qui subsiste dans les collections ISCP5 et USCGS, peut provenir, aussi, de l'absence de correction de profondeur ; cette dernière n'étant pas toujours déterminée.

b) Vitesses apparentes

La description des hodochrones de type craton par une suite de segments à vitesse constante, dont les pentes sont obtenues par régression linéaire (fig. 2.9), fait apparaître un accord satisfaisant entre les diverses collections. Par exemple, la valeur de 8,05 km/s de la collection ISCP5 s'inscrit bien entre celles des segments qui l'encadrent en distance dans la collection ISCM5. D'autre part, la contribution de distances progressivement croissantes explique bien l'augmentation de vitesse de 8,24 km/s à 8,38 km/s puis 8,43 km/s entre 9° et 150°, pour les 3 collections successivement. Cet accord global semble indiquer que les

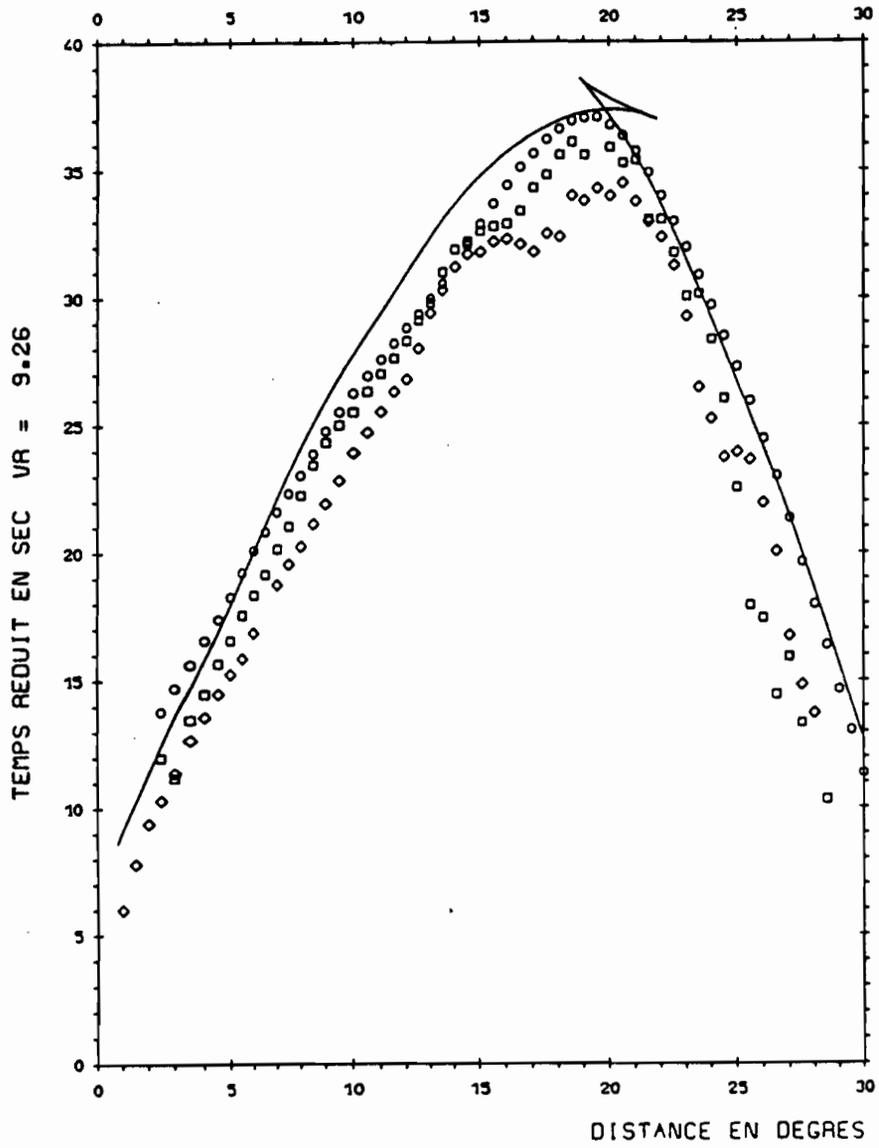


Fig. 2.8. Hodochrones de type craton pour les trois collections :
○ ISCM5 ◇ USCGS □ ISPCS
et hodochrone Jeffreys-Bullen (foyer superficiel)

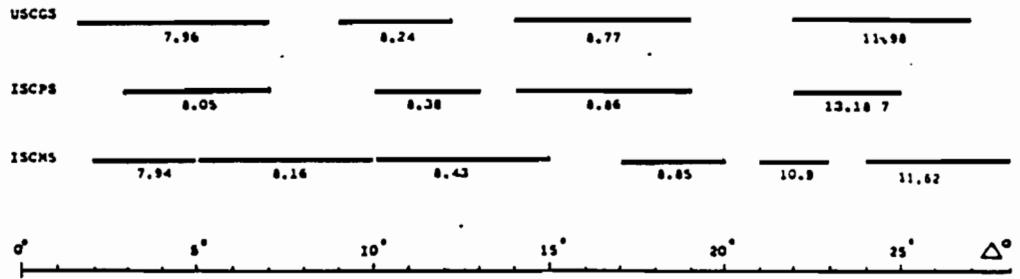


Fig. 2.9. Vitesses apparentes ,en Km/S, déduites des hodochrones de type craton. Les segments associés à chacune des vitesses indiquent le domaine de distances utilisé.

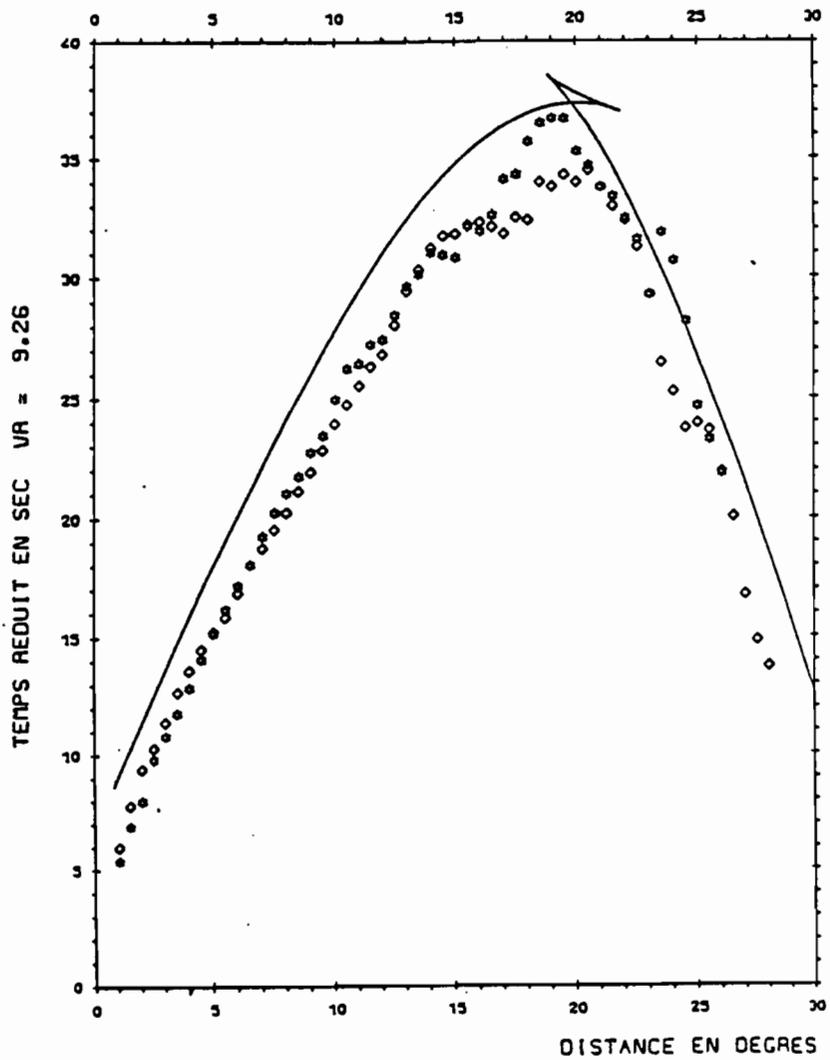


Fig. 2.10 Hodochrones de la collection USCGS
 ♦ craton * rift
 et hodochrone Jeffreys-Bullen (foyer superficiel)

différences entre les trois collections résultent, à quelques détails près, de différences dans les résidus qui affectent la ligne de base. La relation : $\frac{dT}{d\Delta} \approx \frac{dT'}{d\Delta}$ paraît acceptable sur l'ensemble des collections.

c) Anomalie de la courbe Temps-distance

L'existence d'une branche comprise entre 13° ou 15° et 16° ou 18°, suivant les collections, dont la pente est supérieure à celle de la branche qui la précède, impliquant que :

$$d^2T / d\Delta^2 > 0,$$

peut répondre à la définition de "la portion d'hodochrone qui recouvre une zone d'ombre produite par une couche à gradient de vitesse négatif avec la profondeur" (Bullen, 1947). Considérant le mode d'obtention de l'hodochrone, cette branche anormale peut résulter aussi d'un mélange avec une arrivée tardive (caustique) interprétée dans un certain nombre d'observations comme une première arrivée.

2.3.2. Hodochrones de type rift

Les hodochrones de type rift (τ_R) peuvent être décrites par comparaison avec les hodochrones de type craton (τ_C) pour les trois collections (fig. 2.10, 2.11, 2.12). Les relations entre ces deux types d'hodochrones sont résumées dans le tableau synoptique (2.9).

Tableau (2.7)

Relations entre les hodochrones rift et craton

	Relations	Domaine de distance
1	$\tau_R < \tau_C$ ----	$1^\circ < \Delta < 5^\circ$
2	$\tau_R > \tau_C$ ----	$6^\circ < \Delta < 15^\circ$
3	$\tau_R \rightarrow \tau_C$ ----	$\Delta \rightarrow 25^\circ$
4	$d\tau_R / d\Delta > d\tau_C / d\Delta$ --	$1^\circ < \Delta < 15^\circ$
5	$d\tau_R / d\Delta < d\tau_C / d\Delta$ --	$\Delta < 25^\circ$

La pente plus élevée, des hodochrones de type rift (relation 4), se traduit par une avance décroissante sur l'hodochrone craton (relation 1), jusqu'à 5° puis un retard croissant au-delà (relation 2) de sorte que l'existence d'une branche anormale autour de 15° ou 16° soit beaucoup moins

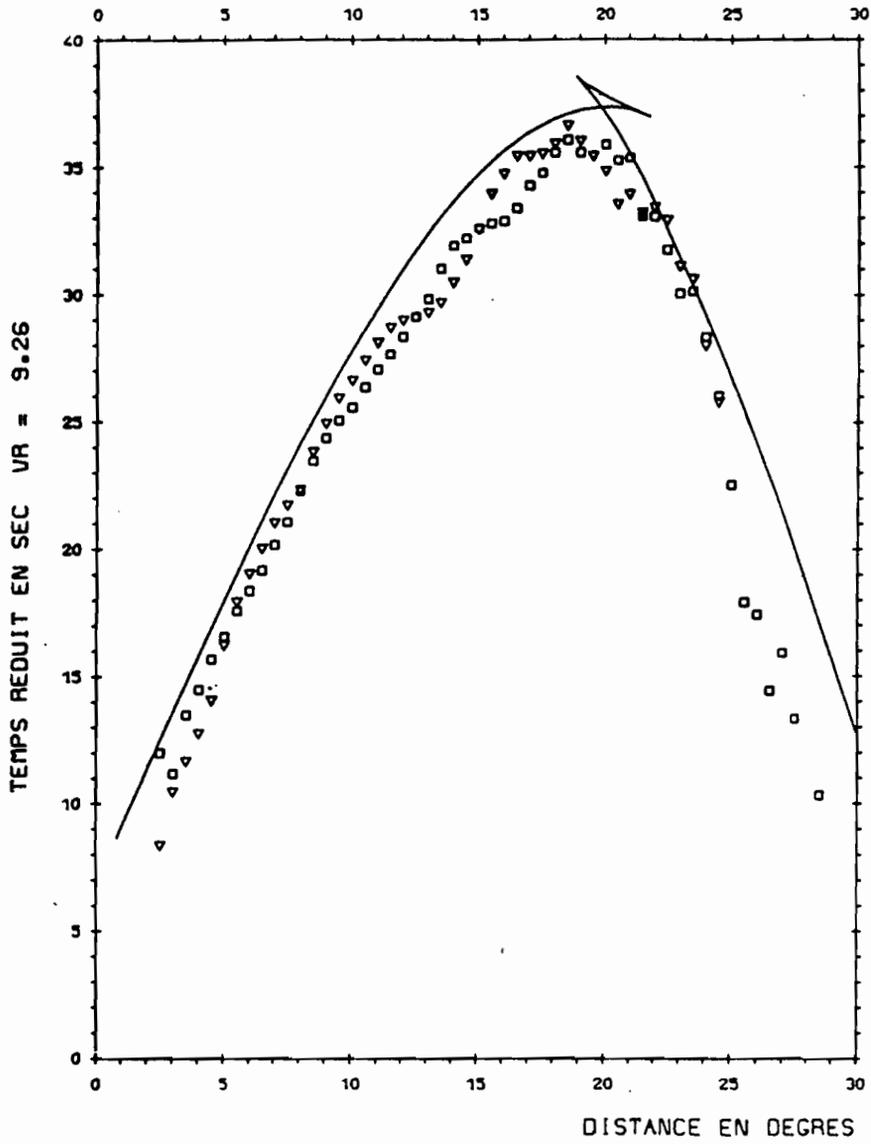


Fig. 2.11. Hodochrones de la collection ISGPS
□ craton ▽ rift
hodochrone Jeffreys-Bullen (foyer superficiel)

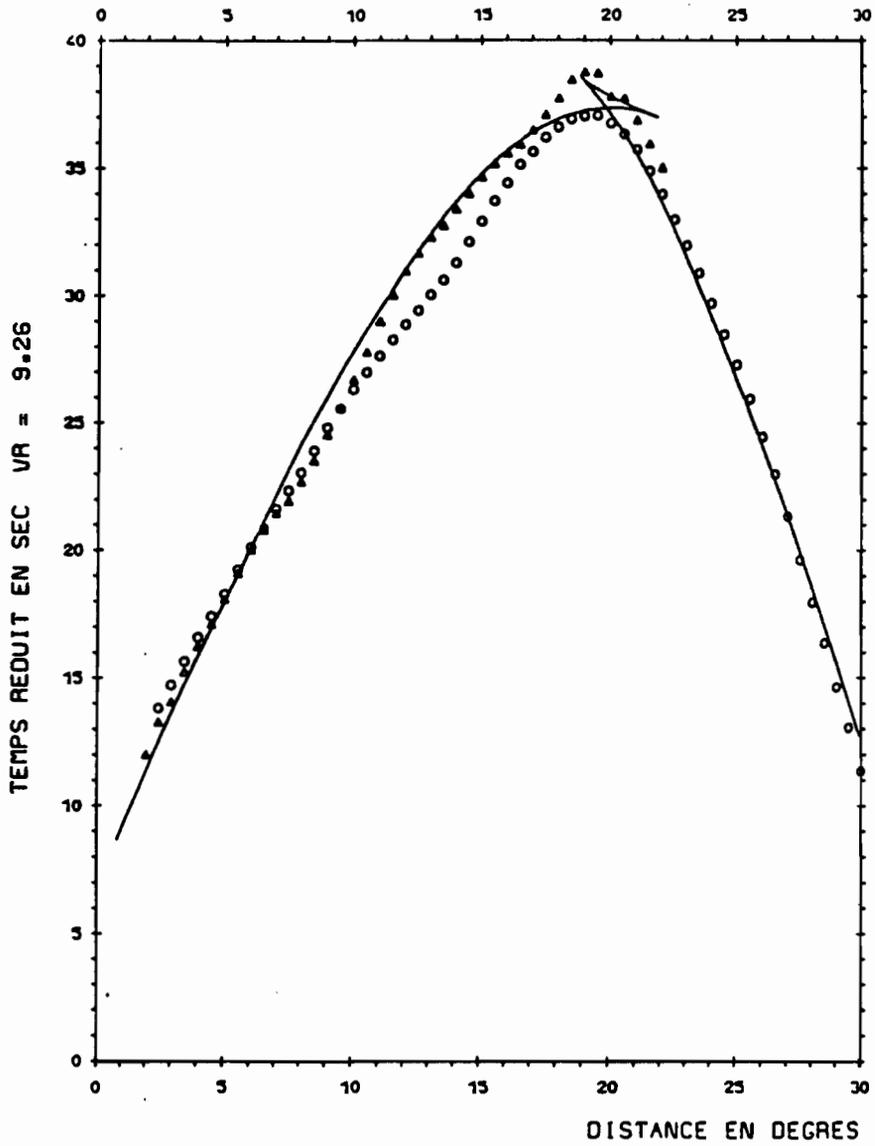


Fig. 2.12. Hodochrones de la collection ISC85
O craton Δ rift
et hodochrone Jeffreys-Bullen (foyer superficiel)

évidente pour l'hodochrone "rift" que pour l'hodochrone "craton". Enfin, les différences entre les deux types d'hodochrones semblent disparaître progressivement à partir de 20° environ (relations 3 et 5).

D'une manière générale, l'organisation de l'hodochrone "rift" suivant des branches à paramètre constant, entre 1° et 20°, n'est plus apparente ; la variation du paramètre de rai en fonction de la vitesse peut être considérée comme monotone pour l'hodochrone "rift". Cette observation permet de faire une distinction importante entre le caractère stratifié de la lithosphère cratonique et la disparition de ce caractère dans le manteau supérieur des rifts, ce dernier se traduisant par une remontée d'un matériel probablement plus homogène.

Des anomalies sont observées dans les hodochrones de type rift, entre 8° et 10° (ISCM5), autour de 12° (ISCPS) et vers 11° (USCGS). On obtient en effet une diminution des temps de propagations à ces distances de laquelle résulteraient des vitesses apparentes exagérément élevées. On attribue cet abaissement des temps de propagation à un mélange de trajets cratoniques dû à la faible extension latérale des rifts et à une courbure assez marquée de leur axe dans certaines zones. Le segment épiceutre-station recouperait alors les structures très anciennes qui entourent les rifts (tableau 2.8).

Tableau (2.8)
Rifts et formations environnantes

Régions du rift	Formations adjacentes et âges
Lac Albert	Kibalien et Toro (2 à 3) complexe de base du Nil (3,4)
Lac Tanganyika	Ruzizien (2,9)
Kenya	Nianzien (2,8 à 4,5) Dodomien (3,2)
Lac Nyassa	Mozambiquien (3,1)

N.B. : les âges sont indiqués en milliards d'années.

2.4. MISE EN EVIDENCE D'UNE COUCHE A FAIBLE VITESSE

Les hodochrones moyennes à partir desquelles ont été établies les tables de propagation mondiales (Gutenberg, 1947 ; Jeffreys et Bullen, 1940,1948 ; Herrin et al, 1968) ne permettent pas de décrire les structures régionales.

Avec les réseaux de moyenne ouverture tels que Tonto Forest (USA), Norsar (Scandinavie), Warramunga (Australie) et Gaudibidanur (Inde), des hodochrones régionales ont été déterminées. Elles peuvent être décrites, le plus souvent, par une suite de segments à vitesse constante (Niazi et Anderson, 1965 ; Johnson, 1967 ; Simpson et al, 1974 ; Ram et Mereu, 1977). Les grands profils et les réseaux de grande ouverture du type LRSM (Long Range Seismic Measurements) ont permis de confirmer cette organisation des hodochrones (Everden et Clark, 1970) et de suivre les prolongements de ces segments, qui constituent alors les arrivées tardives des ondes P (Lehman, 1967 ; Lewis et Meyer, 1968 ; Green et Hales, 1968 ; Massé et al., 1974).

La détermination d'hodochrones régionales à branches multiples a rendu possible le calcul de modèles régionaux par lesquels on a démontré l'existence d'une couche à faible vitesse à la base de la lithosphère (Julian et al, 1968 ; HelMBERGER et Wiggins, 1971). Le caractère général des discontinuités de vitesse autour de 400 km et 650 km de profondeur a pu aussi être mis en évidence.

Au regard de ces techniques d'acquisition, très brièvement rappelées, les collections de temps de propagation dont on dispose, dans cette étude, constituent un ensemble de données assez rudimentaires ; toutefois, la netteté des branches à vitesse constante, en particulier pour l'hodochrone ISCM5-craton, présente un caractère régional intéressant. Cette particularité résulte du tri effectué suivant le type de trajet, en tenant compte des unités structurales qui, pour l'Afrique centrale, sont de grandes dimensions.

L'anomalie dans les temps de propagation autour de 15°, 16°, qui suggère l'existence d'une couche à faible vitesse sous le craton zaïrois, mérite d'être analysée à partir de données complémentaires.

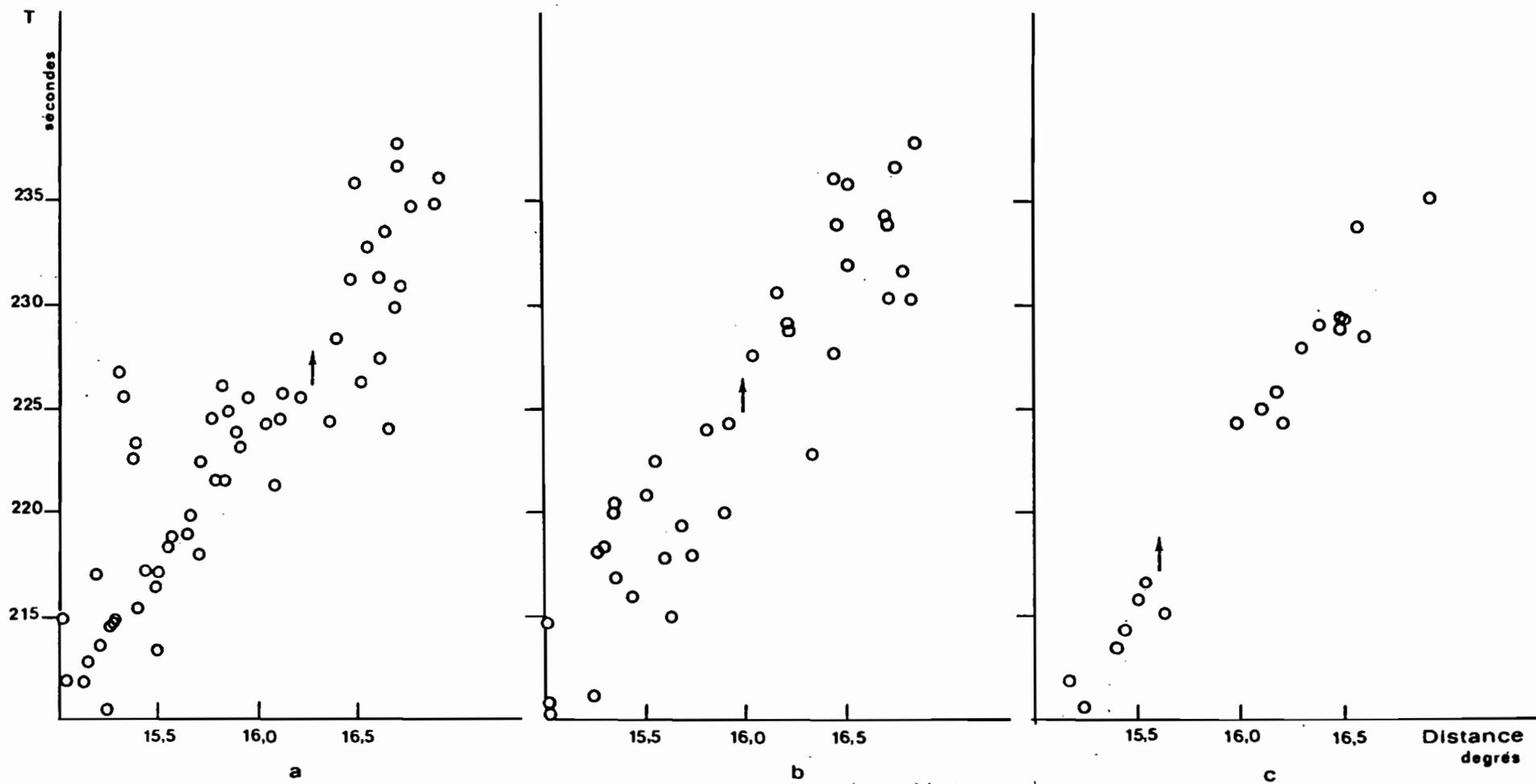


Fig. 2.13. Valeurs élémentaires des temps de propagation entre 15° et 17° pour les trois collections: (a) USCGS-craton, (b) ISCPS-craton et (c) ISCM5-craton. Les flèches indiquent le début supposé de la "zone d'ombre" au-delà duquel apparaît un retard.

2.4.1. Valeurs élémentaires des temps de propagation

La détermination des paramètres d'une couche à faible vitesse n'est possible que si l'on connaît avec précision (Perrier, 1973 ; Aki et Richards, 1980) :

- a) le point d'arrêt de l'hodochrone qui correspond au début de la zone d'ombre produite par le toit de la couche à gradient négatif de vitesse.
- b) la caustique produite par la réfraction à la base de la couche à faible vitesse.

Si l'utilisation d'une méthode d'ajustement linéaire des valeurs élémentaires, par les moindres carrés, a fourni une bonne définition des branches de l'hodochrone autour de leur centre, elle ne permet pas de déterminer avec précision la position, en distance, des points singuliers de l'hodochrone, ceux-ci étant définis par l'intersection de segments contigus. Une représentation des valeurs élémentaires, entre 15° et 17° pour trois collections (fig. 2.13), montre la possibilité d'un point d'arrêt aux distances de $15,6^\circ$ (ISCM5), 16° (ISCP5) et $16,5^\circ$ (USCGS). On peut, par ailleurs estimer à 3 ou 4 secondes de retard introduit au-delà de ces distances où les temps de propagation correspondraient à la caustique produite à la base de la couche à faible vitesse.

Cette estimation, assez douteuse, ne permet pas cependant de conclure à l'existence d'une couche à faible vitesse ; d'autres types d'approche sont envisagés.

2.4.2 Rapports d'amplitude A_{PP}/A_P

Si l'on admet que, la zone d'ombre se traduit par une diminution d'amplitude, le rapport d'amplitude des ondes PP sur la première arrivée P peut apporter des indications qualitatives sur la distribution des amplitudes en fonction de la distance, indépendamment de la magnitude des séismes et des variations azimutales liées à leurs mécanismes.

Ainsi le maximum observé autour de 15° (fig. 2.14), même si l'arrivée tardive envisagée n'est pas strictement une onde PP, indique une onde P affaiblie à cette distance. En conséquence, à la distance double de 30° le minimum que l'on peut apprécier indique que c'est l'onde PP qui subit une diminution relative d'amplitude. De la même

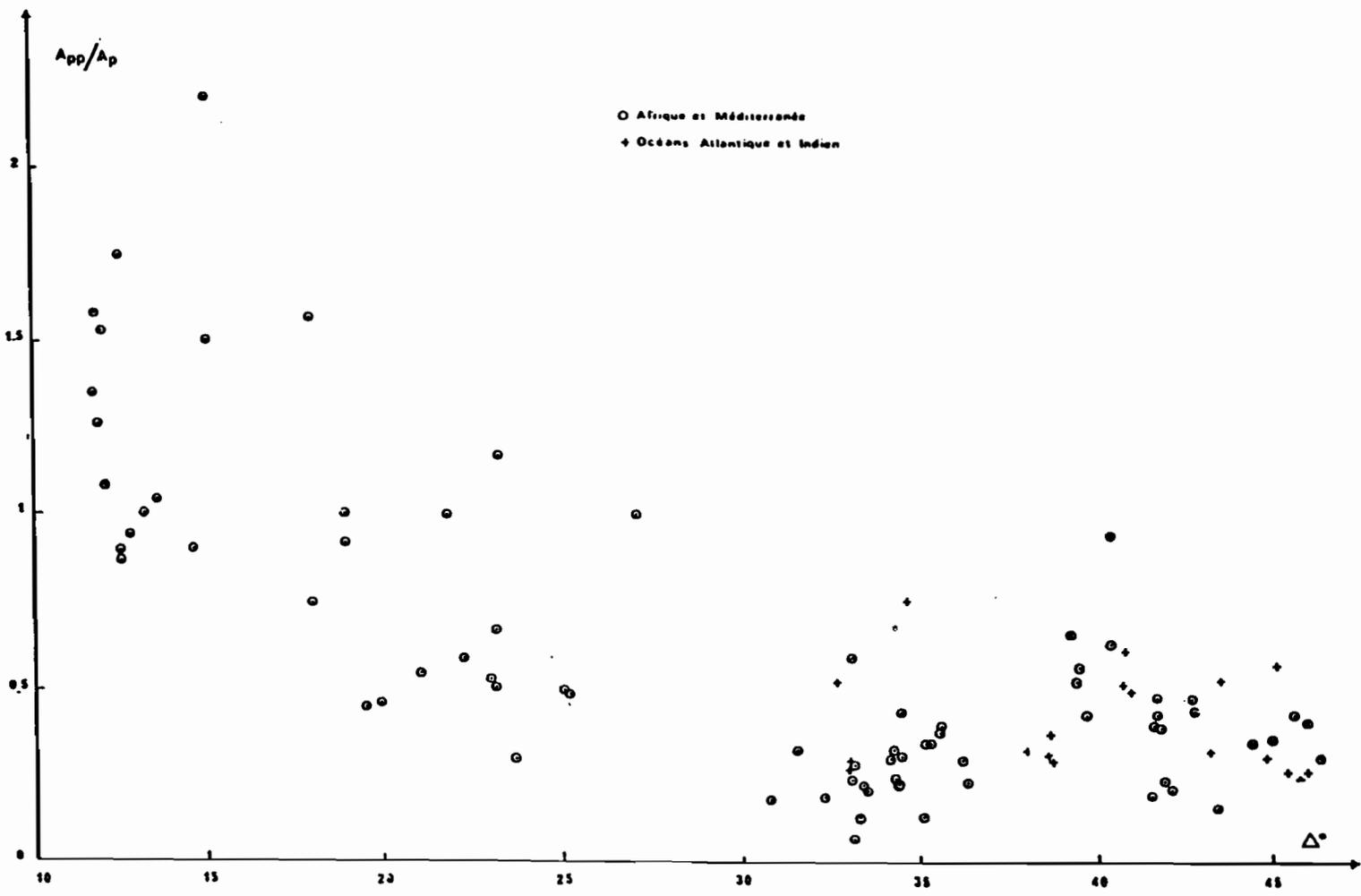


Fig. 2.14. Rapport d'amplitude entre les ondes PP et P, en fonction de la distance épacentrale.

manière, le deuxième maximum autour de 40° pourrait provenir du renforcement de l'énergie de l'onde P, à 20°, produit par les forts gradients de vitesse généralement admis vers 400 km de profondeur. Bien qu'il ne soit possible de distinguer si l'affaiblissement est dû à une couche à gradient nul ou à la présence d'une couche à faible vitesse, ce résultat très sommaire, qui porte principalement sur la cuvette tchadienne et le bassin nilotique, ne contredit pas l'hypothèse d'une couche à faible vitesse sous ces structures de boucliers.

2.4.3. Diagrammes de Wadati

Le diagramme analysé dans ce paragraphe (fig.2.15) est établi à partir des temps de propagation des ondes S:(T_S) et P:(T_P) de la série craton extraite de la collection "ISCPS".

Le diagramme de Wadati est la représentation de ($T_S - T_P$) en fonction de T_P . On obtient une droite dans le cas d'un milieu homogène dont la pente (a) s'écrit :

$$a = \frac{d(T_S - T_P)}{d(T_P)} = \frac{dT_S}{dT_P} - 1$$

C'est à dire $a = \frac{V_P}{V_S} - 1$

Si le milieu présente une distribution des vitesses à symétrie sphérique on écrira :

$$a = \frac{dT_S}{d\Delta} \cdot \frac{d\Delta}{dT_P} - 1$$

soit

$$a = \frac{n_S}{n_P} - 1$$

n_S et n_P étant les paramètres de rais des ondes S et P.

En remplaçant les paramètres de Lamé " λ " et " μ " par leur expression en fonction du module d'Young (E) et du coefficient de Poisson (σ),

$$\lambda = \frac{E \sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)} \quad \mu = \frac{E}{2(1 + \sigma)}$$

$$\frac{V_P}{V_S} = \frac{2(1 - \sigma)}{(1 - 2\sigma)}$$

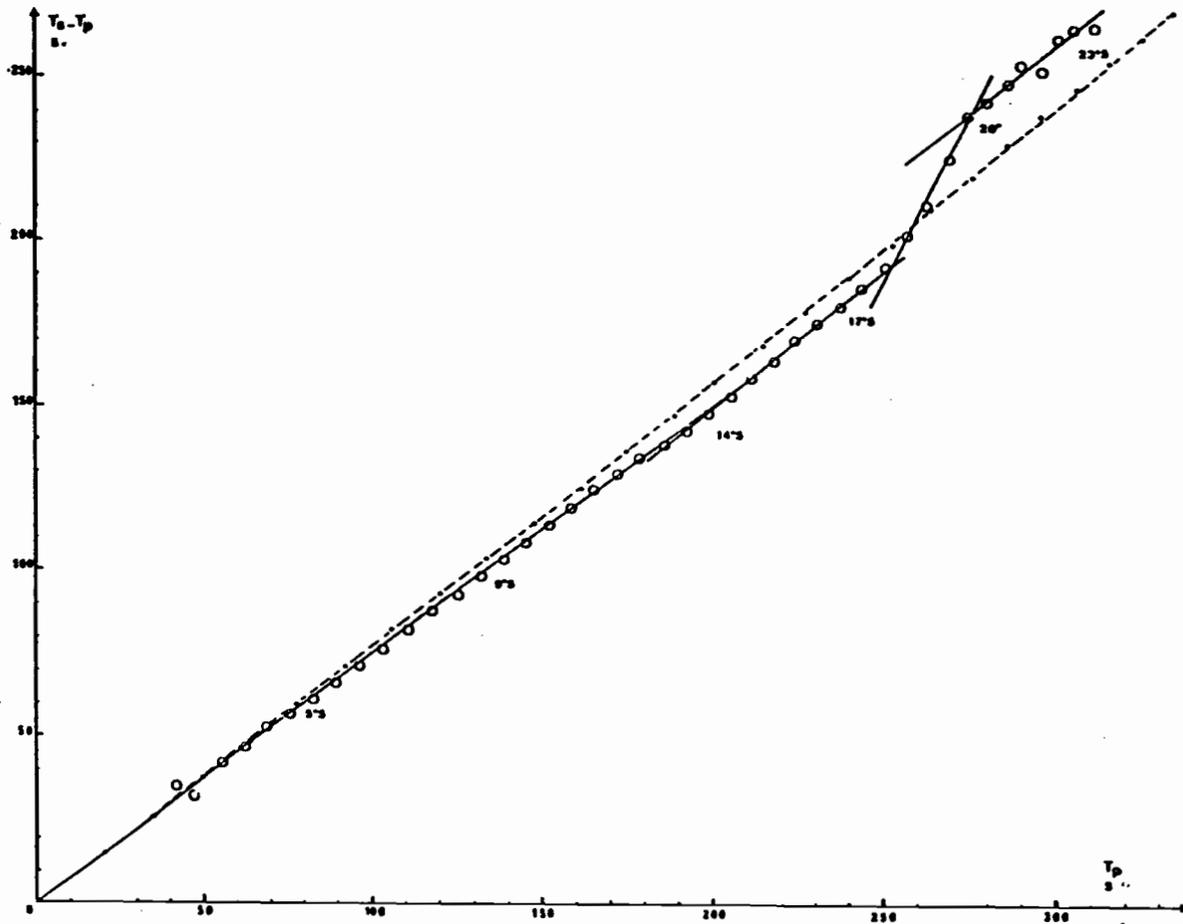


Fig. 2.15. Diagramme de Wadati établi pour la collection ISCPS-craton.

On constate que, pour une valeur de σ constante à partir de $\Delta = 0$, le modèle de vitesse des ondes S est directement déduit du modèle de vitesse des ondes P. Lorsque à partir d'une certaine profondeur le coefficient de Poisson change, la variation du rapport n_s/n_p , qui s'écrit :

$$\frac{n_s}{n_p} = \left(\frac{r_s}{v_s} \right) \cdot \left(\frac{r_p}{v_p} \right)^{-1}$$

(où r_s et r_p représentent les distances au centre de la terre des points plus bas des rais des ondes S et P), ne permet plus de suivre directement l'évolution de V_p/V_s puisque r_s est différent de r_p .

La figure (2.15) fait apparaître une valeur constante $\sigma = 0,30$ de 0° à $14,5^\circ$. Jusqu'à cette distance, on peut admettre que $r_s/r_p = 1$, à $14,5^\circ$ on peut encore admettre que $r_s/r_p \approx 1$, un changement de pente équivalent à un accroissement de n_s/n_p , correspond à une discontinuité du rapport V_p/V_s autrement dit à une diminution relative du gradient de vitesse des ondes S en fonction de la profondeur. Au dessous de ce niveau limite, la distribution de vitesse des ondes S ne peut plus être déduite de celle des ondes P. Donc au delà d'une certaine distance, la courbure des rais d'ondes (S) est inférieure à celle des ondes (P).

Ainsi la région anormale entre $17,5^\circ$ et 20° qui rend compte d'un fort accroissement de σ peut être assimilée à la zone supposée de moindre vitesse des ondes P. Le décalage en distance de $16,5^\circ$ à $17,5^\circ$ entre les ondes P et S du début de la couche anormale pourrait s'expliquer par la variation de σ entre $14,5^\circ$ et $17,5^\circ$. Cette zone anormale est relativement limitée puisqu'entre 20° et 23° on retrouve une pente normale qui, pour $r_s = r_p$, donnerait une valeur $\sigma \approx 0,28$.

Considérons les implications de la valeur, probablement très exagérée, du coefficient de poisson, $\sigma \approx 0,44$, si l'on admet que $r_s/r_p \approx 1$, et suivant l'expression, $\lambda = \mu \frac{2\sigma}{1-2\sigma}$ (Birch, 1961), un accroissement de " σ " conduit à un accroissement de " V_p " pour " μ " constant, ce qui contredit les observations faites sur les ondes P. On est donc conduit à admettre un abaissement de " μ ". Dans ce cas, l'accroissement de " σ " compense la décroissance de " μ "; il en résulte que " λ " peut être considéré comme constant. Hales et Doyle (1967)

admettent " λ " ou "K" constant pour expliquer la relation entre les résidus de P et S.

Le retard des ondes S (résidu + 0,5), confronté à une avance des ondes P (- 0,3) pour les régions du St Laurent et Québec sud, conduit Wickens et Buchbinder (1980) à admettre un niveau de fusion partielle à la base de la lithosphère se traduisant par un abaissement de " μ ". Ramanovicz et Cara (1980), dans la discussion relative aux variations latérales de résidus "P" et "S" entre le centre et l'ouest des Etats Unis, sont amenés à rejeter une interprétation qui admettrait une valeur constante du coefficient de Poisson ($\sigma = 0,25$).

Ainsi, en adoptant une diminution de " μ " à la base des zones cratoniques d'Afrique centrale, on obtient un taux de diminution du module d'incompressibilité ($K = \lambda + 2\mu/3$) inférieur au taux de variation de " μ ". Le retard des ondes S sur les ondes P rend compte d'une forte diminution de la rigidité qui doit aussi, en raison de son amplitude, affecter les ondes P.

L'hypothèse d'une couche à faible vitesse, formulée à partir de l'observation des hodochrones de type craton, est renforcée par les résultats obtenus ci-dessus. On verra, dans les paragraphes suivants, que la paramétrisation des hodochrones ISCM5 conduit à la définition d'une branche d'hodochrone fictive qui s'explique par l'existence d'une couche à faible vitesse (cf § 3.1.2), et que l'introduction d'une couche à faible vitesse dans le modèle est nécessaire (cf § 3.3.2) pour obtenir un ajustement entre les hodochrones calculées et observées sur l'ensemble des distances épacentrales.

CHAPITRE III

HODOCHRONES PARAMETRIQUES ET MODELES DE VITESSE

3.1. EXPRESSIONS PARAMETRIQUES DES HODOCHRONES ISCM5

En mettant en évidence des différences entre les hodochrones, suivant le type de trajet considéré, on a démontré le caractère régional de ces hodochrones. La description des hodochrones cratoniques par une suite de segments linéaires à vitesse constante, ce qui est la forme la plus couramment obtenue dans les études régionales récentes, constitue, par syllogisme, un argument supplémentaire en faveur du caractère régional de ces hodochrones malgré l'étendue du domaine géographique qu'elles recouvrent. Ainsi, à partir d'hodochrones, qu'on traduira par des expressions paramétriques, il est possible de calculer des modèles de vitesse caractéristiques de chacune des deux structures. Seules les hodochrones de la collection ISCM5 seront utilisées dans ce chapitre.

3.1.1. Domaine géographique d'application des hodochrones

La détermination du domaine géographique d'application des hodochrones est importante puisqu'elle permet de définir le type de région structurale sur lequel portera le modèle.

Sachant que le paramètre de rai, p , est égal à " r/v " au point le plus bas du rai, le domaine d'investigation, pour un couple épicycle-station, sera représenté, le plus simplement, par le point milieu défini par ce couple. Dans le calcul d'une hodochrone, la valeur centrale Δ_1 d'un intervalle de distance $(\Delta_1 - 1)^\circ$, $(\Delta_1 + 1)^\circ$, est obtenue par un ensemble de n couples épicycles - stations ; on calculera donc le bary-

Tableau (3.1.A)

Barycentres des segments épïcèntres-stations pour les hodochronès ISCM5-cràton

Δ	Lat.	Long.	^S Lat.	^S Long	N	Δ	Lat.	Long.	^S Lat.	^S Long.	N
1,0	- 16,83	26,90	17,76	3,18	12	16,0	- 19,26	28,36	5,89	4,45	18
1,5	- 17,79	27,02	14,87	2,71	18	16,5	- 19,71	27,51	5,97	4,74	17
2,0	- 22,38	27,35	6,25	1,87	22	17,0	- 20,34	28,07	5,71	4,61	14
2,5	- 17,25	28,20	13,75	2,01	29	17,5	- 19,43	28,49	6,21	3,41	10
3,0	- 17,40	28,15	13,82	2,03	19	18,0	- 17,48	25,95	7,86	8,48	13
3,5	- 17,12	28,41	14,13	1,94	27	18,5	- 17,13	25,53	8,39	7,73	15
4,0	- 16,37	28,44	13,82	1,67	27	19,0	- 16,11	25,94	8,62	7,48	23
4,5	- 19,64	29,13	5,10	2,05	28	19,5	- 16,90	26,64	7,70	6,93	33
5,0	- 19,41	29,52	5,71	2,08	27	20,0	- 17,13	27,36	7,32	5,28	28
5,5	- 17,82	29,63	7,23	3,39	34	20,5	- 17,23	27,61	6,83	5,54	25
6,0	- 15,32	30,52	7,83	3,25	37	21,0	- 17,97	27,61	5,95	4,66	21
6,5	- 11,59	30,48	10,31	4,00	45	21,5	- 12,77	24,44	7,47	3,91	19
7,0	- 11,17	30,02	9,85	4,42	49	22,0	- 10,54	23,75	7,90	4,00	29
7,5	- 9,98	30,26	9,73	4,06	42	22,5	- 10,04	23,62	7,87	3,93	29
8,0	- 12,06	29,76	10,64	3,95	42	23,0	- 10,06	23,83	7,53	3,93	28
8,5	- 16,91	29,07	8,83	3,05	31	23,5	- 9,32	23,31	9,83	6,30	23
9,0	- 18,24	28,57	7,11	3,16	36	24,0	- 8,03	23,46	12,79	6,71	17
9,5	- 20,47	28,16	5,68	3,23	43	24,5	- 5,51	24,26	12,80	6,67	20
10,0	- 20,28	27,72	5,44	3,86	41	25,0	- 3,99	23,48	12,19	6,53	19
10,5	- 19,26	27,62	7,28	4,03	42	25,5	0,35	24,40	16,07	4,41	18
11,0	- 14,08	26,68	11,36	4,15	51	26,0	1,23	23,83	15,57	4,88	16
11,5	- 12,71	26,37	11,62	4,37	55	26,5	4,21	22,37	17,63	4,01	11
12,0	- 12,33	26,10	11,62	4,14	53	27,0	3,77	22,18	18,00	4,00	11
12,5	- 11,69	25,47	11,45	4,33	48	27,5	- 1,81	22,19	12,89	3,39	7
13,0	- 15,94	26,37	9,89	4,54	30	28,0	1,07	26,97	16,90	4,18	8
13,5	- 16,60	25,45	7,22	4,69	19	28,5	- 2,57	26,26	16,33	4,77	8
14,0	- 17,18	25,78	6,98	4,56	18	29,0	0,86	25,44	15,85	7,32	9
14,5	- 18,06	27,04	4,64	5,16	17	29,5	1,98	23,66	15,48	9,07	9
15,0	- 18,01	27,59	5,41	5,22	18	30,0	- 3,13	18,64	11,41	8,18	6
15,5	- 18,79	27,59	5,41	5,22	21						

Tableau (3.1.B)
Brarycentres des segments épïcèntres-stations pour les hodochrones ISCM5-rift.

Δ	Lat.	Long.	^S Lat.	^S Long.	N	Δ	Lat.	Long.	^S Lat.	^S Long.	N
1,0	- 2,33	31,21	0,41	4,06	7	12,5	0,68	34,45	6,56	1,44	28
1,5	- 0,43	32,76	4,65	4,79	7	13,0	- 1,99	34,00	7,62	1,92	24
2,0	- 0,33	32,87	4,62	4,69	7	13,5	- 5,95	34,17	7,18	2,95	13
2,5	1,08	31,01	6,97	3,44	24	14,0	- 6,59	33,79	6,92	3,22	11
3,0	0,65	30,86	7,58	3,18	24	14,5	- 5,15	34,22	7,44	2,89	12
3,5	1,87	30,96	11,14	2,87	26	15,0	- 4,78	33,36	6,79	2,92	11
4,0	3,64	32,06	10,68	5,33	32	15,5	- 3,69	31,74	12,21	2,37	12
4,5	3,28	33,89	13,59	6,25	18	16,0	- 5,01	32,09	10,43	2,04	17
5,0	2,96	34,01	14,41	6,32	17	16,5	- 6,00	32,13	8,56	1,58	26
5,5	1,81	32,50	10,43	8,30	18	17,0	- 5,14	32,46	9,14	1,65	23
6,0	- 2,42	30,58	9,00	6,18	20	17,5	- 6,36	32,90	4,77	0,83	22
6,5	- 0,41	31,98	7,00	5,60	29	18,0	- 5,75	33,38	5,87	1,63	17
7,0	0,23	31,74	6,19	5,61	29	18,5	1,46	34,72	12,49	2,15	11
7,5	- 0,47	32,74	5,70	3,99	28	19,0	3,23	35,28	10,74	1,88	14
8,0	- 0,41	33,62	5,13	2,47	26	19,5	3,48	35,28	11,09	2,02	13
8,5	- 2,69	33,38	7,37	2,59	15	20,0	1,34	34,58	11,12	2,02	15
9,0	- 1,93	33,89	7,88	2,32	14	20,5	0,94	34,90	9,70	2,20	11
9,5	- 2,92	34,48	7,32	2,11	13	21,0	- 5,08	34,19	11,64	2,41	9
10,0	- 6,05	34,79	6,65	2,33	10	21,5	- 4,75	34,37	12,22	2,20	10
10,5	- 5,63	34,52	5,63	1,99	12	22,0	- 0,08	30,55	12,95	7,05	9
11,0	- 3,37	34,64	6,80	1,69	21	22,5	- 2,81	29,49	10,73	6,74	8
11,5	- 0,88	34,39	6,88	1,34	31	23,0	1,99	26,54	9,63	6,99	5
12,0	- 0,10	34,51	6,72	1,27	31	23,5	5,87	21,43	0,02	0,03	3

La distance (Δ), la latitude (Lat) la longitude (Long.) et les écarts types (^SLat. et ^SLong.) sont exprimés en degré N est le nombre de couples utilisés pour chaque distance sur un intervalle de deux degrés.

centre des points milieux des n couples utilisés. A chaque intervalle de distance de 2° , c'est à dire à chaque valeur de Δ_1 , correspond un point défini par sa latitude et sa longitude, chacune des coordonnées étant affecté de son écart type, $+s$ et $-s$, (tableau 3.1). Le pas étant de $0,5^\circ$ on n'a représenté que la moitié des barycentres calculés (fig. 3.1). Le report des barres d'erreur à partir du point sur lequel figure la distance, Δ_1 , permet de se rendre compte de l'espace que recouvre chaque valeur τ_1 .

a) Hodochrone "craton"

De 1° à 21° l'hodochrone craton recouvre globalement un domaine limité par les parallèles 10°S et 25°S et par les méridiens 22°E et 30°E . Ce domaine comprend la partie orientale des cuvettes d'Okavango et du Kalahari, le sud de la chaîne Katanguienne, la moitié ouest du craton rhodésien et le quart Nord Ouest du craton de Kaapvaal (Anhauser et al, 1969 ; ... Wilson, 1972). Il est intéressant de noter que le déplacement vers le nord des centres de gravité, pour 11° , 12° et à un degré moindre pour 13° , peut provenir du nombre élevé de séismes du rift occidental enregistrés à Bangui. Ce déplacement des centres vers le nord s'accroît pour recouvrir largement le craton zaïrois, entre 22 et 30° , où les barres d'erreur en latitude beaucoup plus développées qu'en longitude soulignent le caractère cratonique des trajets. L'ensemble des régions couvertes par cette hodochrone correspond tout à fait à des structures de boucliers, ou de craton (Khain et Muratov, 1969) dont l'âge moyen est compris entre 2 et 3,5 milliards d'années.

b) Hodochrone "rift"

Les centres de gravité de cette hodochrone sont tous contenus dans l'ovale cratonique du lac Victoria et du bouclier de Dodoma délimité par les deux rifts d'Afrique orientale. Cette situation correspond à une moyenne entre les 2 rifts dont les séismes sont couplés avec les stations de Lwiro à l'Ouest et Naïrobi à l'Est.

Le grand développement des barres d'erreur en latitude s'explique par la grande extension méridienne des trajets individuels envisagés avec au Nord les stations d'Addis-Abeba et de Jerusalem couplées principalement avec des séismes de la Mer Rouge, d'Ethiopie et du golfe d'Aden et avec,

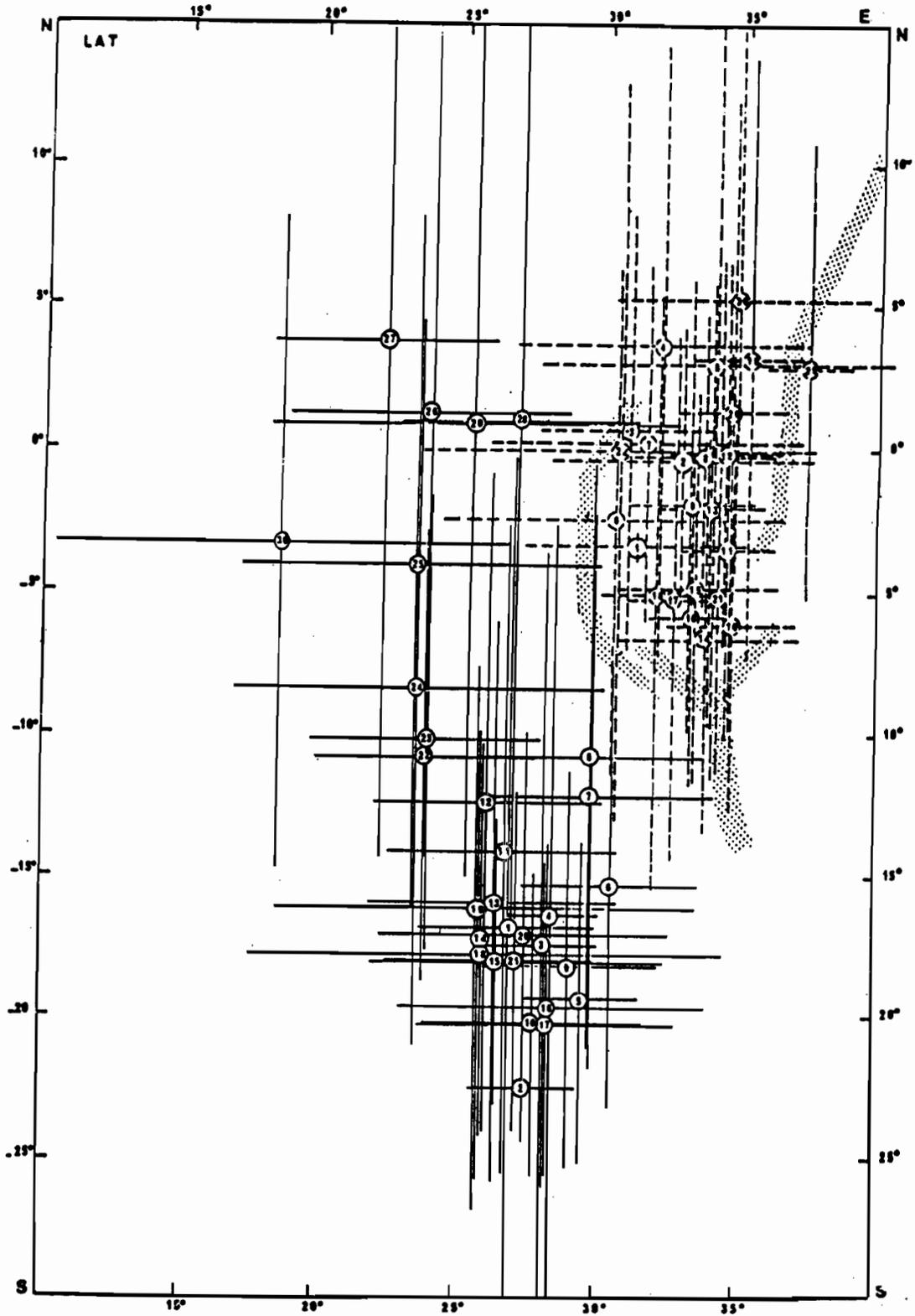


Fig. 3.1. Domaine d'application des hodochrones de type craton (traits pleins) et rift (tiretets) en fonction de la distance épacentrale. Les rifts sont figurés par des zones en pointillés. Complément de la légende dans le texte (§ 3.1.1.).

au sud du lac Nyassa, les stations de Chileka et Tete couplées avec l'ensemble des séismes des rifts. La perturbation des trajets de type rift par des portions de trajets cratoniques (cf § 2.3.2) correspondant à la partie centrale des rais, est très probable surtout entre 500 et 1500 kilomètres de distance épacentrale en raison de la courbure des rifts. Au delà, épacentres et stations appartenant au même type de milieu la perturbation est moindre du fait de la convergence, supposée, des structures du manteau supérieur en dessous de la lithosphère.

3.1.2. Expression paramétrique de l'hodochrone craton

La représentation des temps de propagation ISCM5-craton de 0 à 26° (fig. 3.2) sous la forme de trois hodochrones réduites, pour des paramètres de réduction de 13,2 - 12 et 10 secondes par degré, montre indiscutablement que la représentation de l'hodochrone par d'autres fonctions que des segments linéaires à paramètre constant s'écarterait de la réalité. L'équation de la droite $T = f(\Delta)$ correspondant à chacune des branches, caractérisée par une lettre capitale sur le figure (3.2), a été calculée par regression linéaire. Le coefficient de corrélation subit une dégradation lorsque l'ajustement est effectué de part et d'autre des points d'intersection, ceux-ci déterminant les limites de chaque segment pour lequel l'équation de la droite $T = f(\Delta)$ constitue la première arrivée (tableau 3.2).

Tableau (3.2)
Expression paramétrique de l'hodochrone ISCM5-craton

Branche	Domaine de distance		Equation $T = f(\Delta)$
A	2,5°	5,5°	$T = 13,81 \Delta + 9,32$
B	5,5°	9,5°	$T = 13,56 \Delta + 10,68$
C	9,5°	14°	$T = 13,25 \Delta + 13,84$
fictive	14,5°	17°	$T = 13,53 \Delta + 10,04$
D	17,5°	19°	$T = 12,57 \Delta + 96,42$
E	19,5°	20,5°	$T = 11,28 \Delta + 51,24$
F	21,5°	23,5°	$T = 10,01 \Delta + 77,90$
G	26°	30°	$T = 8,71 \Delta + 110,27$

N.B. : les distances sont exprimées en degrés, les temps en secondes et la pente est donnée en secondes par degré.

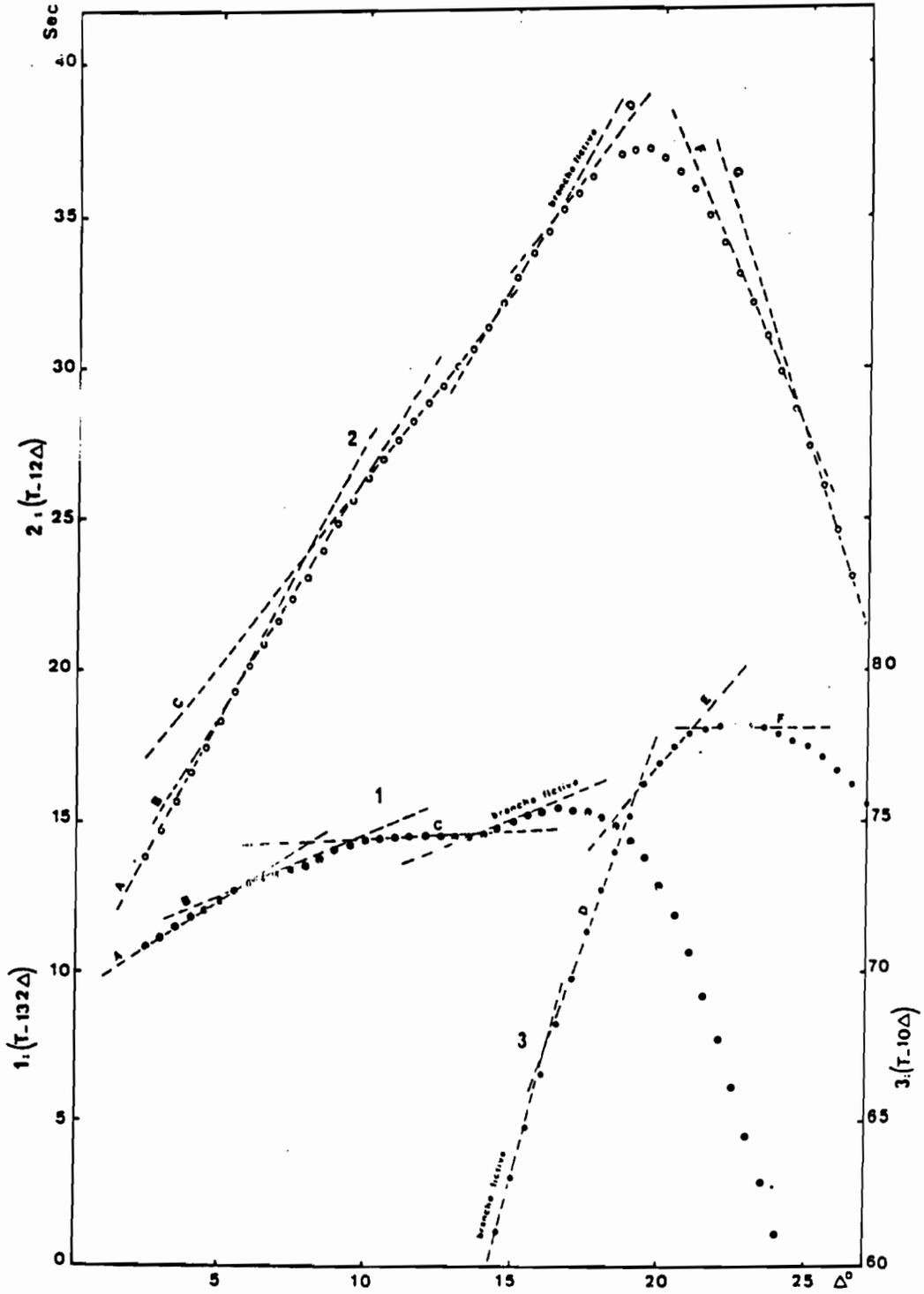


Fig. 3.2. Définition de branches à vitesse constante déterminant l'hodochrone de référence ISCM5-craton à partir de trois représentations en temps réduits (1, 2 et 3).

Le tableau (3.2) appelle quelques commentaires :

- a) Les différences ou résidus, entre les valeurs de l'hodochrone de référence (τ) et les valeurs calculées (T) pour les diverses droites sont inférieures à 0,06 sec. L'absence de variations significatives des résidus entre le centre et l'extrémité des segments souligne la validité du mode de représentation adopté pour les premières arrivées.
- b) Comprise entre les branches (C) et (D), la branche fictive, dont le paramètre, 13,53 est supérieur à celui de la branche (C), ne peut en aucun cas être représentative d'une première arrivée. Cette branche rend compte d'une lacune, ou d'un retard discontinu dans les premières arrivées, qu'on explique par l'existence d'une couche à faible vitesse (cf § 2.4.3). La position géographique des barycentres de l'hodochrone (§ 3.1.3) entre 14° et 18° permet d'exclure l'hypothèse d'une variation latérale de structure pour ce domaine de distance.
- c) Les intervalles de distance qui ne figurent pas dans le tableau (3.1) ($14^\circ-17,5^\circ$; $20,5^\circ-21,5^\circ$; $23,5^\circ-26^\circ$) peuvent correspondre à des portions de l'hodochrone que leur courbure ne permet pas d'assimiler à des segments linéaires. Cette courbure peut provenir d'un mélange entre les deux branches adjacentes résultant du mode de calcul de l'hodochrone.

3.1.3. Recherche d'une variation continue des paramètres de rais

L'observation qualitative et l'expression paramétrique de l'hodochrone cratonique ont montré que le passage d'un segment à l'autre s'effectuerait généralement par un point de brisure. Ces points singuliers, impliquent que la distribution des vitesses comporte des discontinuités et qu'il existe des arrivées multiples, triplification des rais qui ne peuvent être qu'extrapolées à partir des segments connus puisqu'on ne dispose que des premières arrivées. La recherche de la distribution des vitesses à partir des temps de propagation par la méthode d'inversion d'Herglotz-Wiechert devrait porter sur la totalité de l'hodochrone ; c'est à dire que l'ensemble des boucles devraient être connues afin d'intégrer le paramètre, positivement dans les parties progrades et négativement dans les portions rétrogrades. Cette condition ne pouvant être satisfaite, on adoptera dans la recherche du modèle

la solution transitoire suivante qui consiste à calculer un modèle de distribution provisoire à partir d'une hodochrone lissée présentant une variation monotone du paramètre de rai. Un lissage manuel de l'hodochrone s'appuyant sur les segments préalablement définis semble plus significatif que la recherche d'ajustements de fonctions du type :

$$t = a (\Delta - \Delta_1) t^b + t_1$$

a et b étant les coefficients recherchés Δ_1 et t_1 une distance arbitraire et le temps correspondant.

De tels ajustements effectués sur les intervalles suivants en degré 2,5 - 9 ; 2,5 - 13 ; 3 - 6,5 ; 6 - 9 ; 8 - 14 ; 9,5 - 13,5 donnent des écarts, entre l'hodochrone de référence et les temps calculés, qui sont minima sur des domaines de distance relativement courts au centre ou au début de l'intervalle choisi, mais qui, au-delà d'intervalles de 3° ou 4° deviennent rapidement supérieurs à 0,2 sec. (au lieu de 0,06 pour l'ajustement linéaire) sauf pour la branche (C) où l'ajustement linéaire est moins satisfaisant que l'expression :

$$t = 17,759 \cdot \Delta^{0,916}$$

Les paramètres obtenus par lissage, pour les deux types d'hodochrones (Fig. 3.3), soulignent encore les différences qui existent entre les cratons et les rifts. On notera cependant que la partie abaissée de l'hodochrone "rift" entre 6° et 10° n'est pas prise en considération. Le rejet de cette anomalie rend toutefois l'expression paramétrique de l'hodochrone rift assez discutable. Enfin le lissage de l'hodochrone "craton" n'a pas fait disparaître complètement les points singuliers qui se retrouvent dans la variation, $dp/d\Delta$. Les valeurs numériques des paramètres de rais correspondant aux hodochrones "craton", "rift" et "mixte" sont données dans la deuxième colonne des tableaux (3.3), (3.4) et (3.5) respectivement.

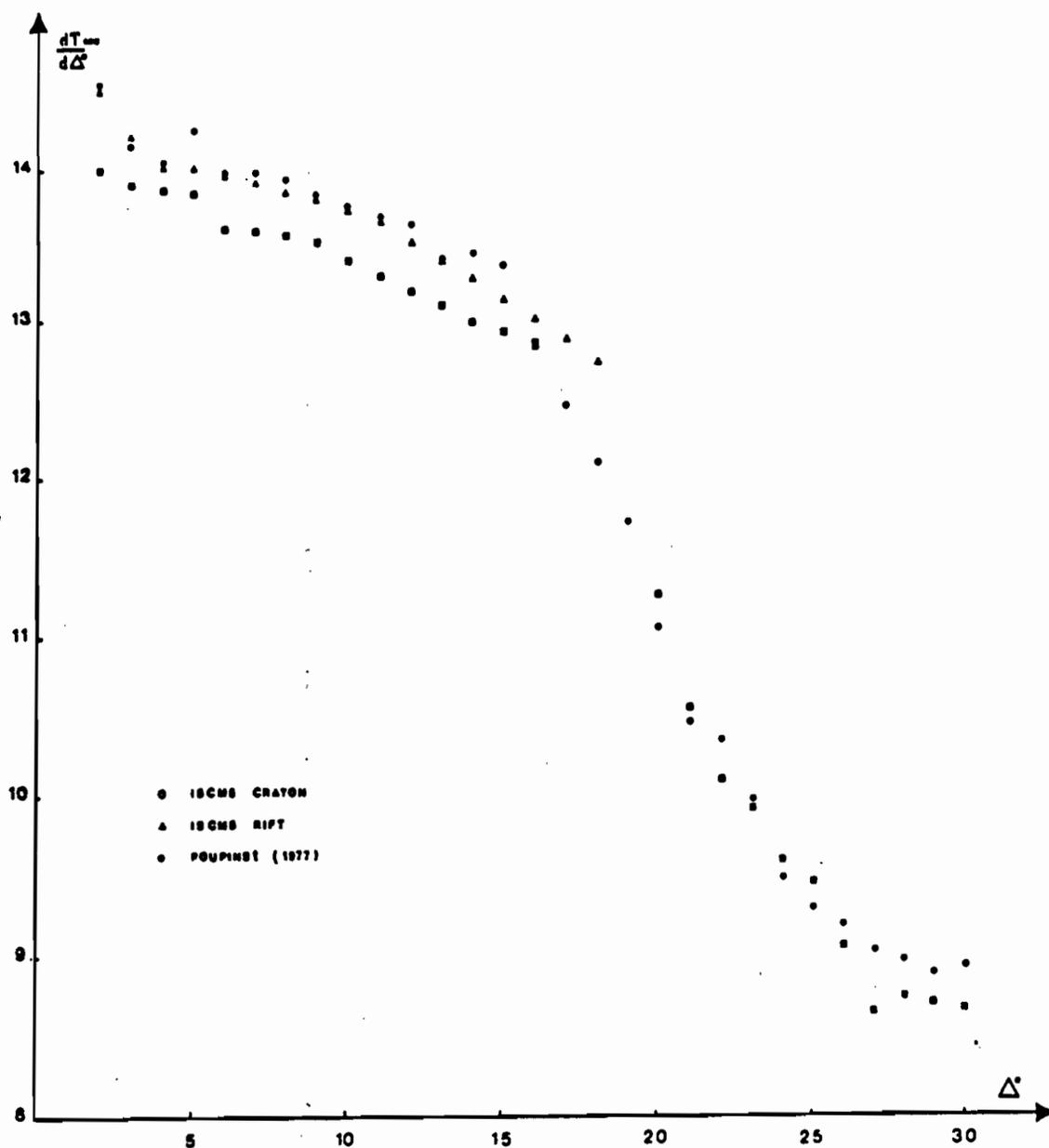


Fig. 3.3. Paramètres de rais, en secondes par degré, en fonction de la distance épacentrale.

3.2. RECHERCHE DES MODELES PRELIMINAIRES

Ayant obtenu deux types d'expressions paramétriques pour l'hodochrone "craton", l'une dans laquelle un certain nombre de segments à vitesse apparente constante a été déterminé, l'autre qui résulte d'un lissage de l'hodochrone, on recherchera le modèle en deux étapes : La première étape consiste à déterminer des modèles préliminaires à partir de variations lissées du paramètre de rai aussi bien pour la série "craton" que pour la série "rift" ; un modèle définitif, ISCM5-craton, est ensuite calculé en recherchant de proche en proche un ajustement optimum entre l'hodochrone déduite des modèles d'essais et l'hodochrone "craton" de référence.

Les modèles préliminaires sont calculés par la méthode classique d'inversion d'Herglotz-Wiechert à partir des paramètres de rais d'ondes P obtenus par lissage des hodochrones correspondant respectivement aux divers types de structures : craton , rift et structures mixtes.

Le paramètre de rai, p , fonction de la distance épacentrale, est déterminé avec un pas de un degré. Un programme de calcul sur HP 67 (annexe 1) permet de calculer l'expression (Bullen, 1947) :

$$\int_0^{\Delta_1} \text{Ch}^{-1} \left(\frac{p}{n_1} \right) d\Delta = \pi \log \left(\frac{r_0}{r_1} \right)$$

où r_0 est le rayon terrestre et r_1 le rayon correspondant au point le plus bas du rai émergeant à la distance Δ_1 pour laquelle : $p = n_1$.

3.2.1. Lithosphère de type craton

L'existence d'une couche à faible vitesse dans la série craton limite à 16° le domaine d'application de la méthode d'inversion. L'effet de cette couche se manifestant en fait à partir de 14° , en raison du mode de définition de l'hodochrone de référence, les paramètres sont extrapolés de 14 à 16° . On peut donc admettre que l'application de la méthode d'Herglotz-Wiechert fournit un modèle de départ de la lithosphère jusqu'au toit de la couche à faible vitesse. Un modèle résultant est donné dans le tableau (3.3).

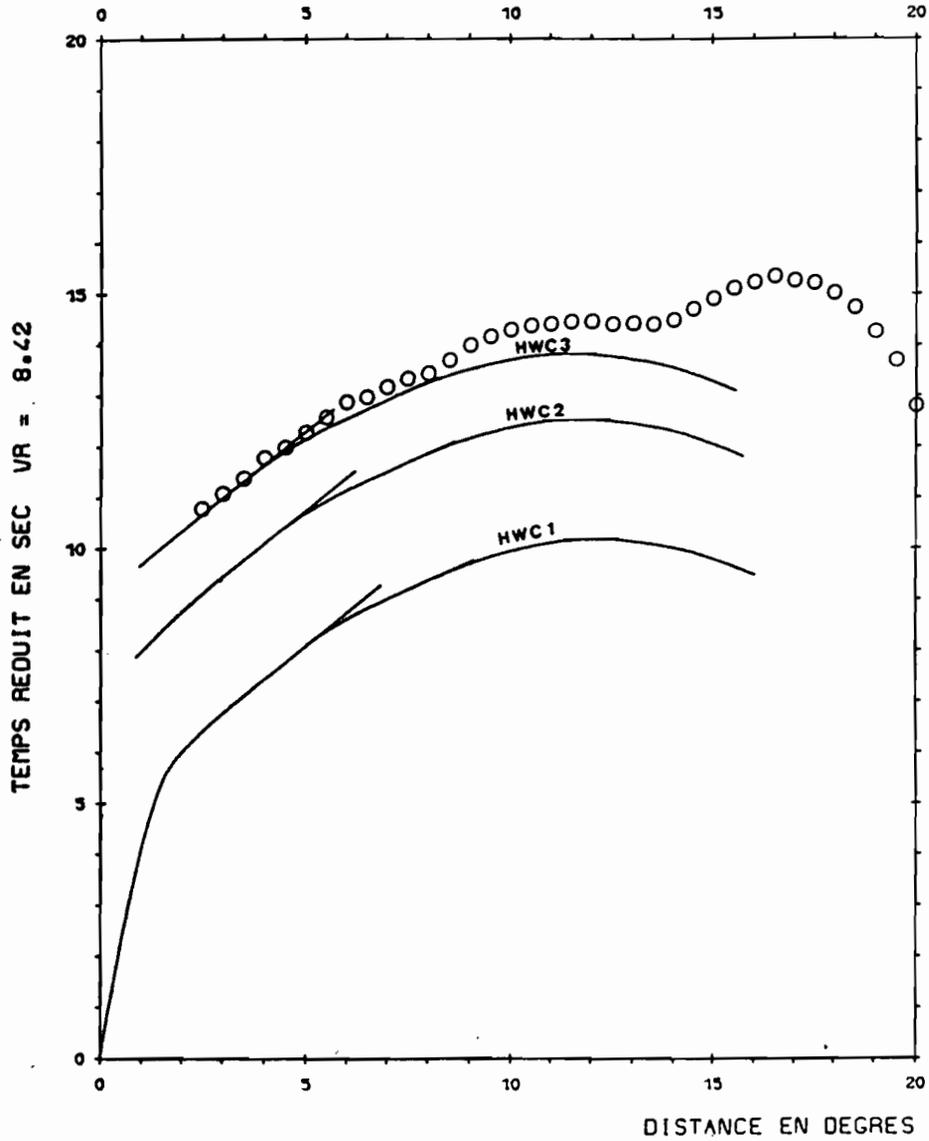


Fig. 3.4. Hodochrones théoriques calculées entre 0° et 16° à partir du modèle craton obtenu par la méthode d'Herglotz-Wiechert pour différentes valeurs crustales (cf. § 3.2.1). Les cercles correspondent à l'hodochrone "craton" de référence.

Tableau (3.3)

Modèle HWC2

(deg)	P(sec/deg)	Z(km)	V _p (km/sec)
0	17,935	(croûte modèle Transvaal)	
1	17,108	8,60	6,49
2	14,008	35,85	
3	13,900	40,92	7,95
4	13,860	44,60	7,97
5	13,840	47,55	7,97
6	13,610	67,23	8,08
7	13,580	71,25	8,10
8	13,570	73,50	8,10
9	13,523	82,04	8,12
10	13,403	99,70	8,17
11	13,297	114,98	8,21
12	13,200	129,60	8,25
13	13,112	143,60	8,29
14	13,030	157,50	8,32
15	12,940	173,30	8,36
16	12,840	191,00	8,40

Les paramètres de rais à 0° et 1° étant imposés, les hodochrones déduites des modèles HWC1, HWC2 et HWC3 (fig. 3.4) correspondent respectivement aux vitesses dans la croûte déduites des modèles de Jeffreys-Bullen (1957), Western Transvaal (Gane et al, 1956) et Kaptagat (Maguire et Long, 1976). Le Moho n'apparaît pas dans le modèle HWC1, il est fixé d'après l'inversion à 35,8 km dans le modèle HWC2 et imposé, après essais, à 42 km dans le modèle HWC3. Les variations de modèle de croûte se traduisent par une translation, suivant l'axe des temps, des hodochrones calculées.

L'épaisseur de la lithosphère sous le craton est comprise entre 157 km et 191 km selon que l'on adopte pour le début de la zone d'ombre une distance de 14° ou de 16°. Les vitesses de propagation dans la lithosphère, supérieures aux vitesses du modèle Jeffreys-Bullen répondent aux variations de résidus sur les heures origines (cf. 2.1.4).

3.2.2. Modèle rift

Le changement de signe dans la courbure de l'hodochrone étant peu marqué entre 16 et 18°, l'adoption d'une décroissance continue des paramètres de rais, déduits de l'hodochrone en fonction de la distance épacentrale, constitue une approximation acceptable.

Les valeurs de paramètres de rais et le modèle obtenu sont donnés dans le tableau (3.4).

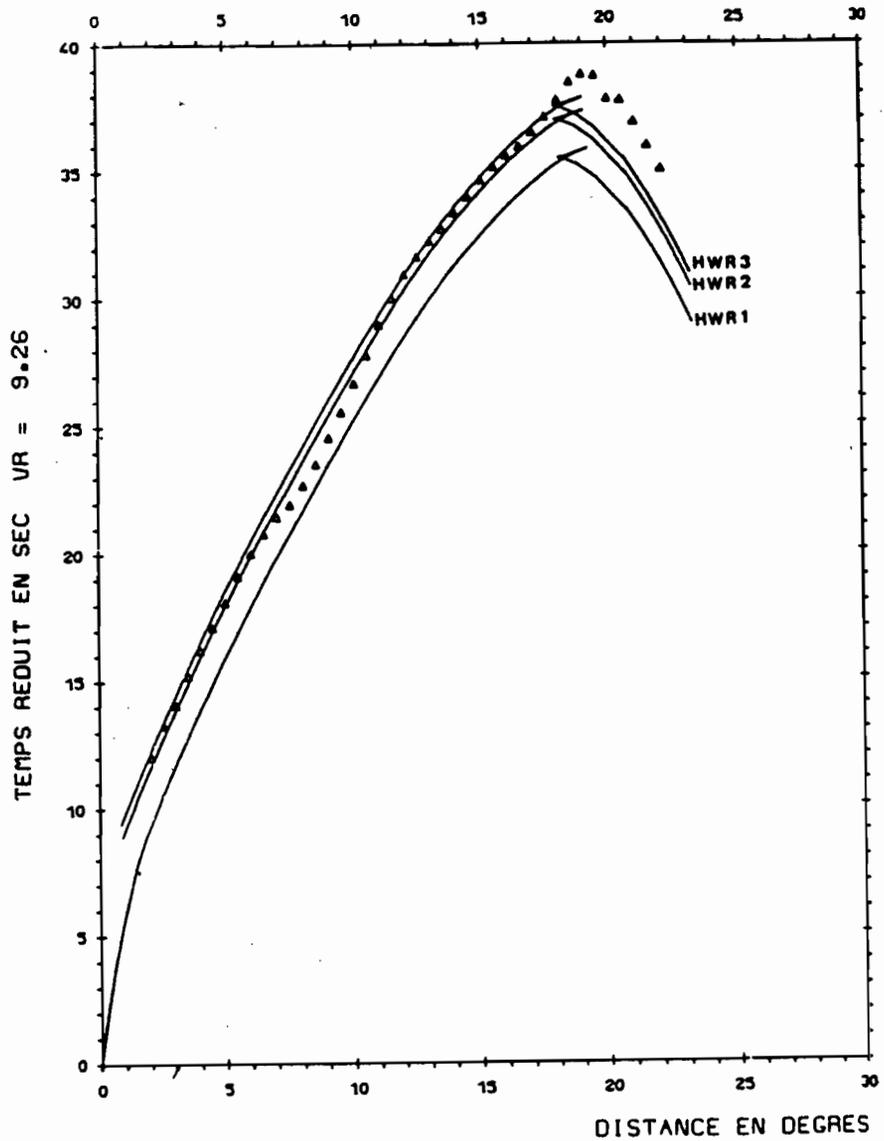


Fig. 3.5. Hodochrones théoriques calculées entre 0° et 24° à partir du modèle rift obtenu par la méthode d'Herglotz-Wiechert pour trois modèles de croûte (cf. § 3.2.2). Les triangles correspondent à l'hodochrone "rift" de référence.

Tableau (3.4)

HWR3

Δ (deg)	P sec/deg	Z (km)	V (km/s)
0	19,172	(croûte modèle Kaptagat)	
1	17,108	8,60	6,49
2	14,500	34,60	7,63
3	14,215	43,52	7,77
4	14,050	51,78	7,85
5	14,000	56,31	7,87
6	13,950	61,98	7,89
7	13,900	68,52	7,91
8	13,845	76,35	7,94
9	13,790	84,80	7,96
10	13,730	94,51	7,98
11	13,650	107,36	8,01
12	13,525	126,23	8,06
13	13,395	145,50	8,11
14	13,275	163,75	8,16
15	13,140	184,48	8,22
16	13,01	204,95	8,27
17	12,88	226,01	8,33
18	12,74	249,06	8,39
19	12,35	305,63	8,57
20	10,70	491,11	9,59
21	10,30	538,14	9,88
22	10,10	565,31	10,03
23	9,80	607,35	10,26

Les hodochrones HWR1, HWR2, HWR3 (fig. 3.5) correspondent aux mêmes conditions pour la croûte que dans le calcul précédent. Dans le modèle Kaptagat, toutefois, le Moho fixé à 35 km de profondeur fournit un meilleur ajustement avec les temps observés qu'un Moho à 42 km. Les différences entre le modèle HWR1 et le modèle Jeffreys-Bullen

($V_{(HWR2)} - V_{(J.B)} = \delta V$) répondent aux conditions suivantes :

$\delta V < 0$ pour $33 < Z < 45$ km, $\delta V = + 0,04$ pour $55 < Z < 100$ km et

$\delta V = 0$ pour $Z > 150$ km.

Ce résultat explique mal les résidus fortement négatifs qui caractérisent les stations situées dans le rift.

3.2.3 Modèles mixtes

Les paramètres de rais déduits de l'hodochrone de type mixte, obtenue entre 10° et 30° de distances épacentrales, correspondent à des rais s'étant propagés dans les deux milieux. Le modèle obtenu doit être considéré comme un modèle moyen puisque d'une part la contribution de la partie rift est mal définie et d'autre part le passage du milieu rift au milieu cratonique se traduit par une réfraction, de sorte que les vitesses

Tableau (3.5)

H W M

	Δ°	P(sec/deg)	Z(km)	V(km/deg)
	0	19,172	(croute modèle Kaptagat)	
	1	17,108	8,60	6,49
	2	14,500	34,68	7,63
	3	14,215	43,52	7,77
	4	14,050	51,78	7,85
	5	14,000	56,31	7,87
	6	13,950	61,98	7,89
	7	13,900	68,52	7,91
R i f t	8	13,845	76,35	7,94
	9	13,790	84,80	7,96
	10	13,730	94,51	7,98
	11	13,650	107,36	8,01
	12	13,525	126,23	8,06
	13	13,300	156,42	8,16
	14	13,100	182,60	8,24
	15	13,000	197,38	8,29
	16	12,700	237,32	8,43
	17	12,550	258,63	8,50
	18	12,250	299,33	8,65
	19	11,800	356,67	8,90
	20	11,200	429,33	9,26
M i x t e	21	10,800	479,55	9,52
	22	10,300	543,20	9,88
	23	10,200	559,03	9,94
	24	10,190	561,80	9,95
	25	9,00	731,53	10,94
	26	8,90	748,69	11,03
	27	8,72	780,48	11,19
	28	8,70	785,67	11,20

apparentes obtenues correspondent à une distance virtuelle en milieu cratonique plus petite que la distance épacentrale réelle lorsque le rai est descendant sur la frontière rift-craton, ou plus grande lorsque le rai est ascendant. Les paramètres de rai et le modèle de vitesse sont donnés dans le tableau (3.5).

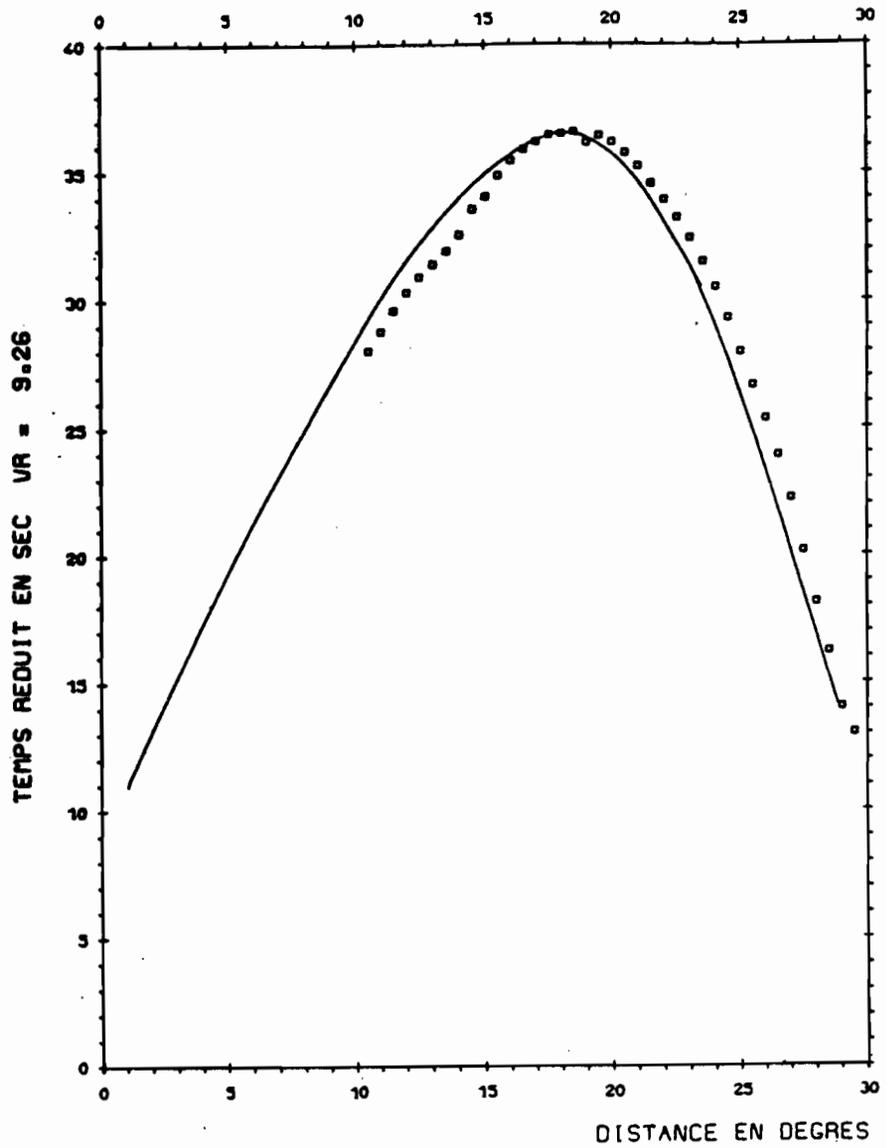


Fig. 3.6. Hodochrone théorique calculée à partir du modèle mixte obtenu par la méthode d'Herglotz-Wiechert pour le modèle de croûte kaptagat avec un Moho à 42 km. Les carrés correspondent à l'hodochrone "mixte" de référence.

L'hodochrone calculée à partir du modèle (fig. 3.6) pour une croûte Kaptagat de 42 km présenterait un très bon accord avec l'hodochrone de référence après la translation, suivant l'axe des distances, de + 0,50°. Ce décalage peut rendre compte du fait que les paramètres de rais obtenus dans la série Mixte portent sur une distance épacentrale fictive inférieure à la distance épacentrale réelle. Cet aspect mériterait d'être développé si l'on disposait d'un profil sismique pour lequel la frontière entre le milieu rift et le craton serait bien définie.

Un modèle composite, HWR-C, est établi à partir des paramètres de rais obtenus pour l'hodochrone rift jusqu'à 17° et des paramètres de l'hodochrone craton de 18° à 30°. Ce modèle dans lequel on n'introduit pas de biais dans les distances épacentrales (celui-ci étant reporté sur les temps de propagation), est très voisin du modèle mixte.

Les valeurs du paramètre et la distribution des vitesses au dessous de 251 km de profondeur sont données dans le tableau (3.6)

Tableau (3.6)

Δ	P (sec/deg)	Z (km)	V (km/s)
18	12,72	251,84	8,40
19	12,20	323,37	8,65
20	11,28	432,40	9,19
21	10,56	515,62	9,68
22	10,10	572,20	10,02
23	9,85	606,67	10,21
24	9,60	643,59	10,41
25	9,46	666,98	10,52
26	9,16	716,21	10,77
27	8,75	782,83	11,15
28	8,71	791,65	11,18
29	8,69	797,33	11,19
30	8,67	803,77	11,21

La convergence entre différents modèles au dessous de 400 km de profondeur (fig. 3.7) suggère que les structures rift et craton ne se différencient qu'au dessus de cette profondeur. Le modèle ISCM5-craton au dessous de 250 km a été représenté ici de manière anticipée pour le comparer aux modèles provisoires.

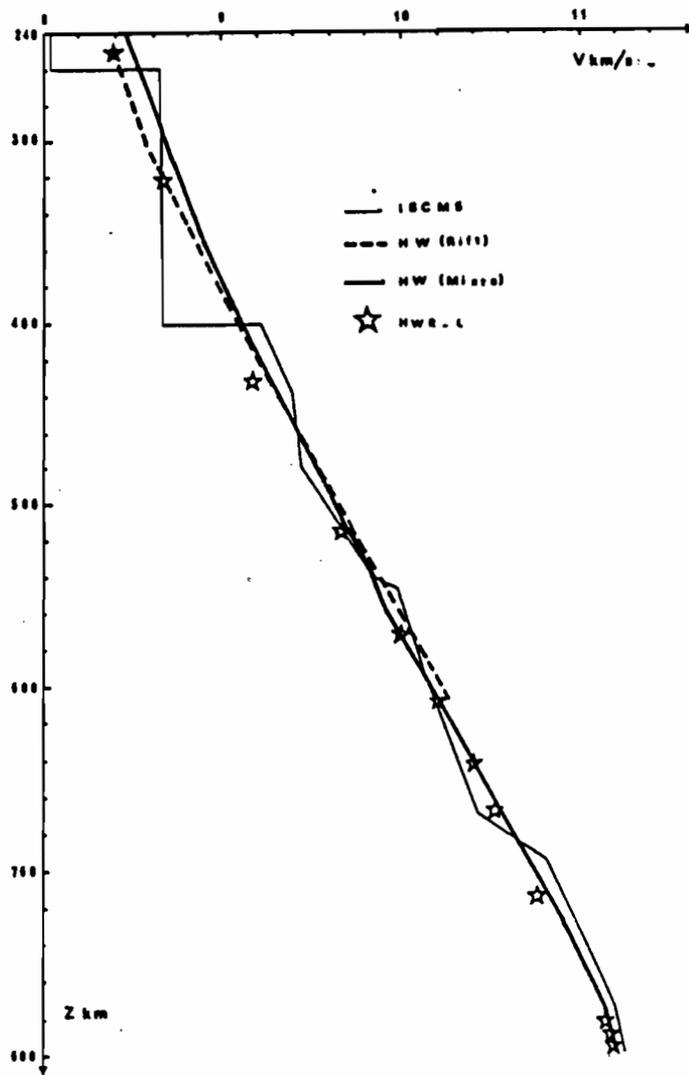


Fig. 3.7. Modèles de distribution de vitesse en fonction de la profondeur entre 240 et 800 km.

3.3 DETERMINATION DU MODELE ISCM5-CRATON

3.3.1. Conditions générales

Trop d'incertitudes pèsent sur l'hodochrone de type rift et l'inversion qui a conduit aux modèles rift (HWR) repose sur les hypothèses qui ne peuvent être vérifiées. Il ne semble donc pas possible d'aller au-delà du modèle d'inversion proposé, dont l'intérêt est surtout d'avoir mis en évidence une différence de structure entre rift et craton.

Le modèle cratonique, na pas pu être obtenu globalement par inversion en raison de l'existence d'une couche à faible vitesse. Les modèles proposés (HWC, HWM et HWR-C), établis à partir d'une variation lissée du paramètre de rai, ne peuvent fournir des hodochrones ajustées dans le détail avec l'hodochrone de référence. Cette dernière comporte en effet un recouvrement correspondant à une couche à faible vitesse ; elle est constituée d'une suite de segments linéaires ou pseudo-linéaires impliquant l'existence de points singuliers.

Une perturbation des modèles préliminaires apparaît donc nécessaire pour obtenir un ajustement optimum entre courbe calculée et hodochrone de référence. Cette opération est faite en effectuant des calculs directs à l'aide d'un programme de calcul de rais en structure sphérique : le programme "Hodamp".

Ce programme, largement développé par Peterschmitt (1979) dans sa thèse (pp. 26 à 40) permet de calculer les hodochrones et les amplitudes relatives lorsqu'on se donne la loi de distribution de vitesse et la profondeur du foyer. Utilisant la transformation de G. Muller (1971) qui permet le calcul en terre plane par la méthode EFA (Earth-flattering approximation), ce programme constitue une adaptation du programme "Laufzeit".

3.3.2. Méthode de recherche du modèle ISCM5-craton

L'ajustement avec l'hodochrone de référence est recherché de proche proche pour des distances épacentrales croissantes par déformation progressive des modèles préliminaires obtenus par inversion.

Au delà de 18°, l'hodochrone calculée à partir des modèles HW est en avance sur l'hodochrone de référence, aussi l'introduction dans le modèle d'une couche à faible vitesse constitue la principale déformation

permettant d'obtenir un ajustement moyen des premières arrivées sur l'ensemble des distance. On remarquera (annexe 2) qu'il n'est pas possible de séparer les effets dûs à l'amplitude du gradient négatif de ceux dûs à l'épaisseur de la couche à faible vitesse ; il eut donc été préférable de représenter cette couche par une famille de modèles équivalents. L'ajustement précis de l'hodochrone calculée avec les différentes branches de l'hodochrone de référence constitue le deuxième type de déformations introduites dans les modèles HW. Ceci conduit à la détermination de couches à vitesse constante ou pseudo-constante, séparées par des discontinuités de vitesse. La méthode utilisée pour obtenir ces ajustements repose sur les deux approximations suivantes :

- a) Pour toute intersection entre les hodochrones calculées et observées à la distance (Δ_i) on admet que le temps de parcours vertical ($(T_Z)_i$) doit être conservé :

$$(T_Z)_i = \int_0^{Z_i} \frac{dz}{V(Z)}$$

où Z_i représente la profondeur maximum atteinte par le rai.

- b) Comme d'autre part le paramètre de rai (p_i) est imposé, à la distance (Δ_i) par l'hodochrone de référence, il faut que :

$$p_i = \frac{R - Z_i}{R} \cdot \frac{1}{V(Z)_i}$$

où R représente le rayon terrestre.

La recherche de proche en proche d'un accord entre les valeurs de la profondeur Z_i et de la vitesse $V(Z)_i$, dans les expressions ci-dessus conduit assez rapidement à l'obtention d'un modèle définitif. A ce modèle (tableau 3.7) correspond une hodochrone théorique dont l'ajustement avec l'hodochrone de référence est satisfaisant (fig. 3.8). Les branches multiples de l'hodochrone qui correspondent aux arrivées tardives ne peuvent cependant pas être contrôlées par des temps de propagation expérimentaux, aussi, la position des caustiques sur la graphe Distance-Temps peut elle

être discutable. Toutefois, la pente étant pratiquement imposée pour les prolongements de part et d'autre d'un segment constituant une première arrivée, c'est l'extension en distance des phases tardives qui reste incertaine, d'où il résulte que les amplitudes relatives entre différentes branches (fig. 3.9) ne peuvent constituer une référence quantitative sûre. On peut cependant admettre que les rapports d'amplitudes entre diverses branches sont qualitativement significatifs.

Tableau (3.7)
Modèle ISCM5-craton
Z (km) V (km/s.)

Z	V	Z	V	Z	V
0	5,80	190	8,03	600	10,16
26	5,80	260	8,03	670	10,24
26	6,50	260	8,63	695	10,83
42	6,50	283	8,63	776	11,22
42	7,97	400	8,65	785	11,24
75	8,00	401	9,24	808	11,29
75	8,12	440	9,40	830	11,32
115	8,15	480	9,48	863	11,38
115	8,20	540	9,85		
190	9,34	547	10,00		

Ainsi, le modèle ISCM5-craton constitue une première étape dans la description de la structure du craton zaïrois, il apporte, en outre, un cadre possible pour l'interprétation des sismogrammes par la définition des branches correspondant à des arrivées multiples.

On utilisera donc, dans les développements ultérieurs de cette étude, l'hodochrone déduite du modèle ISCM5-craton comme référence en remplacement de l'hodochrone expérimentale.

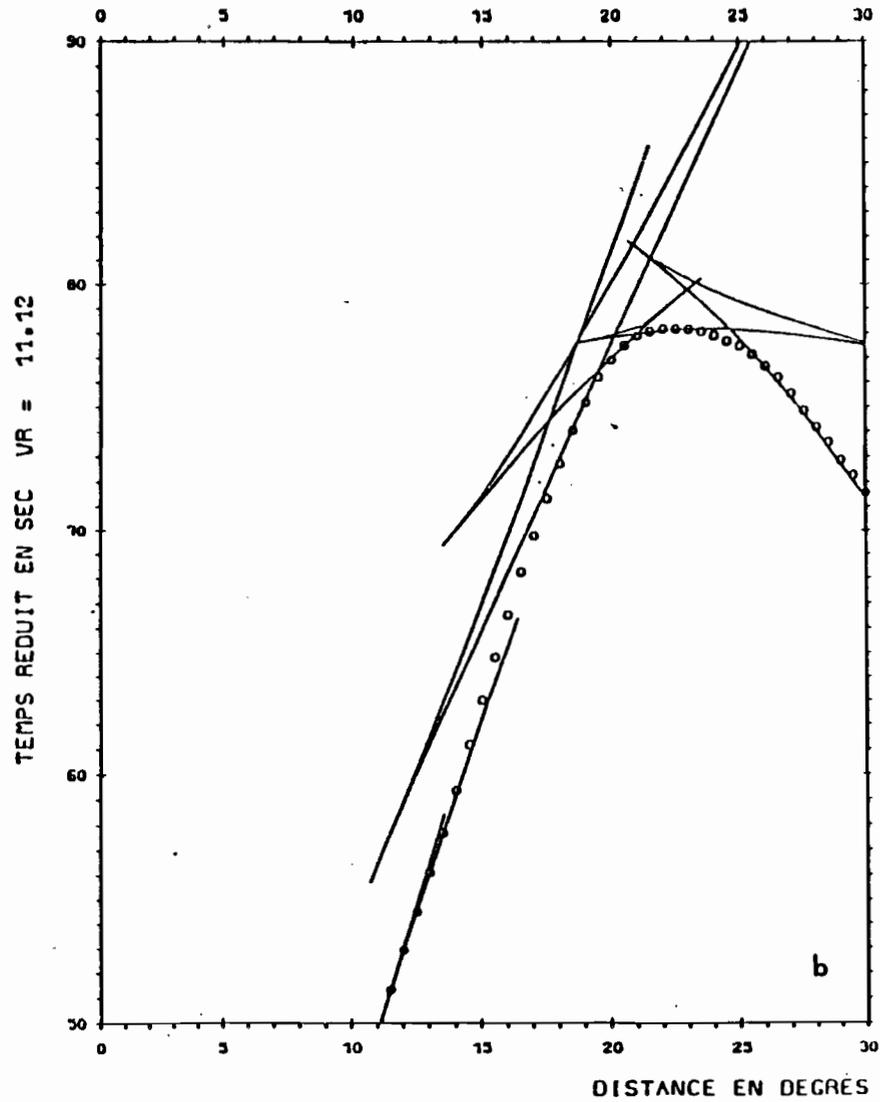
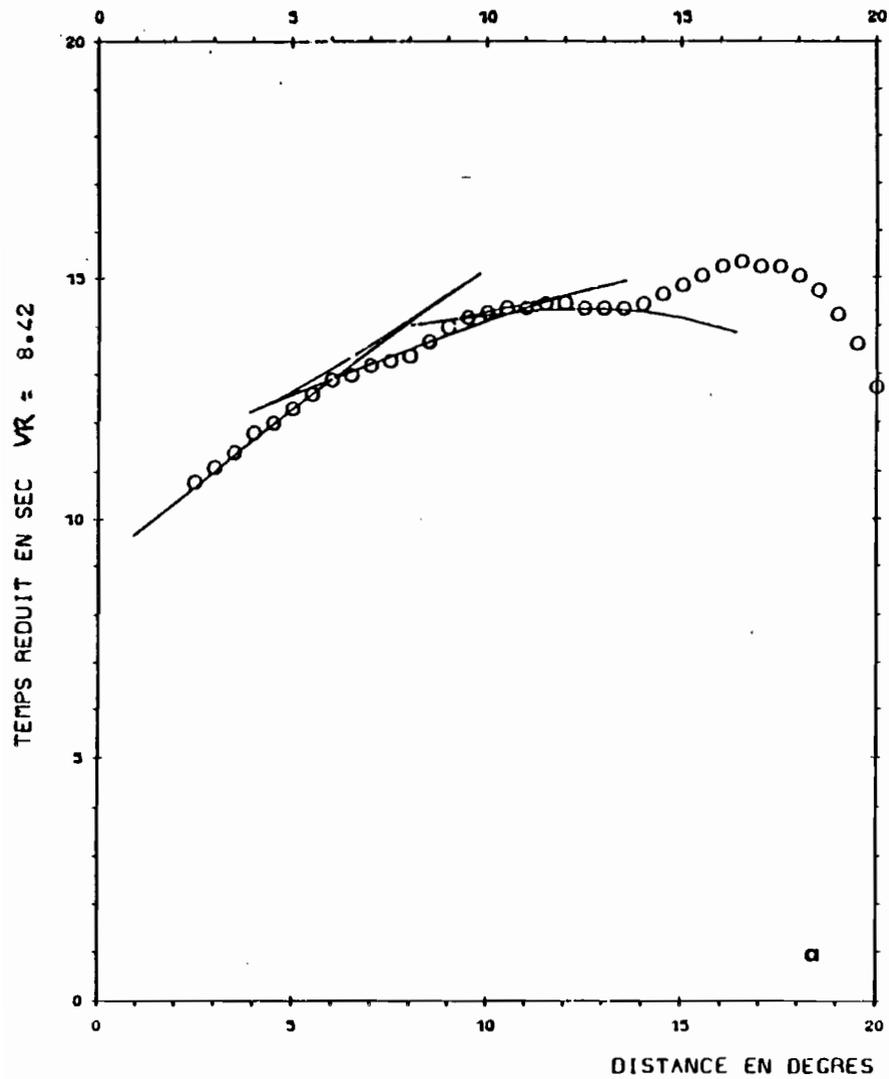


Fig. 3.8. Hodochrone calculée (modèle ISCM5-craton) et hodochrone observée (cercles)
 (a) Lithosphère, (b) Manteau supérieur ($\Delta > 11^\circ$)

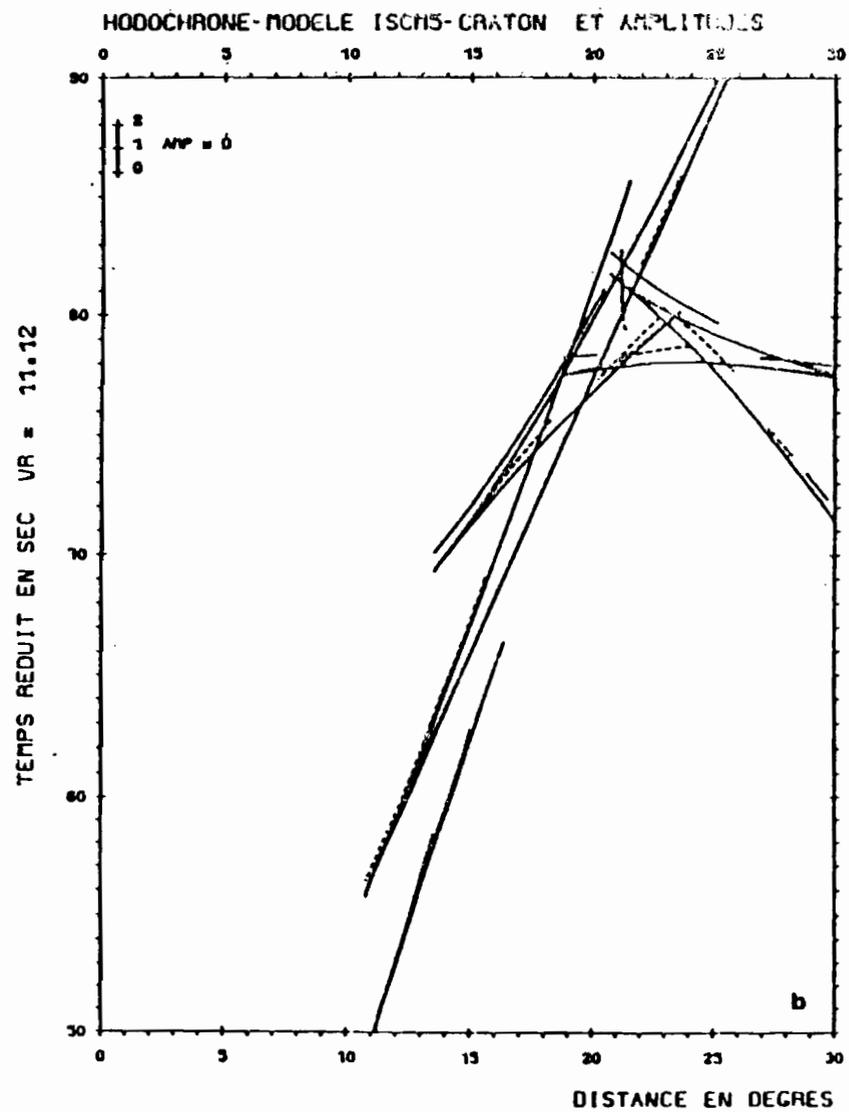
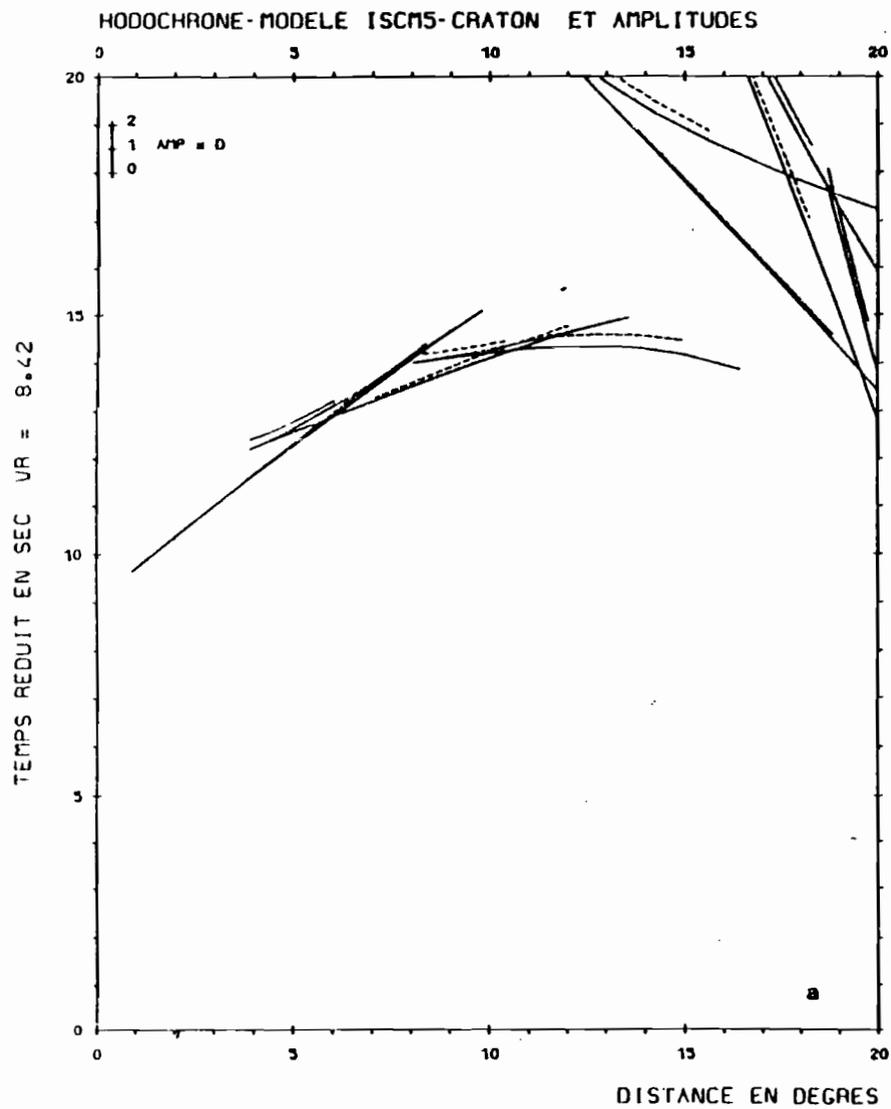


Fig. 3.9. Hodochrone calculée et amplitudes, modèle ISCM5-craton (a) Lithosphère (b) Manteau supérieur ($\Delta > 11^\circ$).
La distance entre l'hodochrone (trait plein) et la ligne en tirets est proportionnelle à l'amplitude.

3. 4. COMPARAISON DU MODELE ISCM5-CRATON
 AVEC DIVERS MODELES DE BOUCLIER

3. 4.1. Considérations critiques sur les modèles

On se limitera, dans cette comparaison, aux modèles de boucliers obtenus par les ondes P pour diverses régions du globe. Deux types de modèles peuvent être distingués : ceux obtenus par inversion linéaire (Herglotz-Wiechert) à partir d'une hodochrone lissée, d'autres construits par tâtonnements en recherchant l'accord entre les enregistrements d'un profil et des sismogrammes synthétiques ou entre une hodochrone observée et l'hodochrone calculée.

Si pour une raison donnée les premiers types de modèles présentent peu de différences entre eux, il n'en est pas de même des modèles obtenus couche par couche. Ces derniers pourtant correspondent en général à une analyse plus détaillée de courbe T (Δ) et, rendant compte de toutes les irrégularités de la loi de distribution de vitesse en fonction de la profondeur, ils constituent, dans la mesure de leur validité, une base de l'interprétation des processus géodynamiques du manteau.

Les différences entre des modèles portant sur les mêmes régions, parfois les mêmes données, peuvent résulter en partie de la non-unicité des solutions. Les limites entre les solutions correspondant à une distribution P (Δ) peuvent être déterminées en minimisant et maximisant la profondeur correspondant à une vitesse donnée (Wiggins et al, 1973), l'erreur sur la mesure de P conduit en outre à définir les enveloppes externes du modèle V (Z) qui correspondront aux inversions de P (Δ) + dp et de P (Δ) - dp (Jurkevics et al, 1980). Il ne fait pas de doute que l'ensemble des modèles que l'on compare au modèle ISCM5 devrait se situer à l'intérieur des enveloppes d'erreur qui affectent ces modèles déterminés à partir d'hodochrones moyennes. Cependant, même dans les modèles obtenus à partir de profils, le mode de définition des branches multiples présente un caractère interprétatif qui ne figure pas dans la quantification des erreurs. L'interprétation se manifeste au départ dans le lissage des temps d'arrivée, effectué pour corriger les variations locales ; ce lissage repose sur des hypothèses relatives à la structure crustale.

Une question délicate concerne l'adoption ou le rejet d'une couche à faible vitesse ; ce choix aussi est souvent interprétatif. En

effet, la branche rétrograde, produite à la base de la couche faible vitesse a les propriétés d'une caustique et peut donc être interprétée comme telle. Un critère déterminant pour une couche à diminution de vitesse est l'existence d'un point d'arrêt correspondant au début d'une zone d'ombre. Ce point d'arrêt peut être rejeté à une grande distance en l'absence de gradient au dessus du toit de cette couche. Il est alors difficile de distinguer ces arrivées de celles qui pourraient correspondre à une couche à gradient nul plus profonde, forme limite d'une couche à faible vitesse. Cette distinction est d'autant moins facile que les arrivées associées à un gradient nul présentent des amplitudes relatives très faibles dont la poursuite n'est possible qu'en utilisant des profils organisés à partir d'une explosion. Même dans ces cas exceptionnellement favorables, la définition du point d'arrêt reste incertaine celui-ci pouvant être masqué par les grandes amplitudes engendrées par les gradients positifs à la base de la couche à faible vitesse. Les faibles amplitudes peuvent aussi se maintenir au delà du point d'arrêt si l'on suppose qu'il existe d'autres processus générateurs d'énergie comme la diffraction, que le modèle relatif à la théorie des rais n'explique pas, ou comme la réflexion qui n'est, en général, pas retenue dans l'élaboration des modèles.

Enfin si les amplitudes relatives introduisent une contrainte supplémentaire dans le calcul des modèles, la variation en profondeur du facteur de qualité peut fortement perturber les relations d'amplitude entre diverses arrivées multiples, surtout si l'on se limite à une bande passante étroite en hautes fréquences comme c'est le cas dans la plupart des grands profils. Cet effet sur les branches multiples a été bien mis en évidence par le calcul de sismogrammes synthétiques correspondant au modèle "SMAK 2" (Mereu et al., 1974) en adoptant 2 distributions distinctes du facteur de qualité "Q", dont l'une comporte une couche à forte diminution de "Q". L'étude du phénomène d'atténuation, analysé en relation avec le modèle ISCM-craton, fait l'objet de la seconde partie de cette étude.

3.4.2. Le modèle "Africa"

Le modèle "Africa" (A.G. Green, 1978) présente un intérêt tout à fait particulier puisqu'il porte sur les mêmes stations que les modèles ISCM5, rift et craton, et utilise un nombre équivalent de temps d'arrivées (930 informations). Trois points semblent susceptibles d'expliquer les différences que présente ce modèle avec les modèles ISCM5 (fig. 3.10).

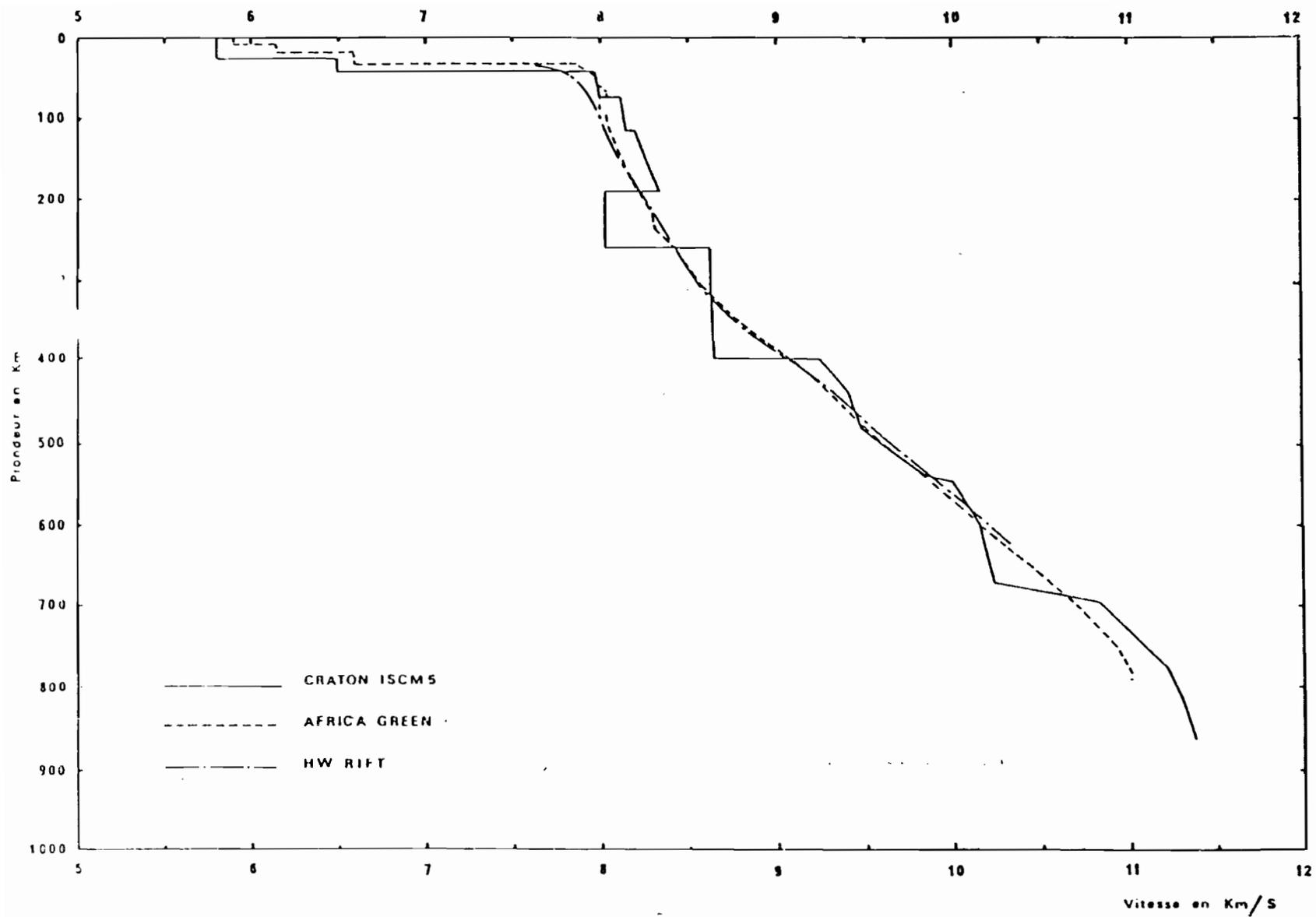


Fig. 3.10. Modèles de vitesse pour l'Afrique Centrale.

- 1) Le modèle "Africa" est établi à partir d'épicentres redéterminés par la technique "joint epicenter determination" (Douglas 1967, Lilwall et Douglas 1970).
- 2) un lissage des hodochrones est effectué par ajustement d'une fonction cubique.
- 3) Aucun tri régional n'est fait.

L'utilisation de la technique J.E.D semble avoir pour effet d'atténuer la spécificité de l'hodochrone sur certaines distances du domaine africain puisque les corrections appliquées aux stations font tendre les temps de parcours, après redétermination, vers la table utilisée pour les déterminations.

Le lissage par une fonction cubique atténue les divisions de l'hodochrone en différentes branches et par là il tend à faire disparaître les discontinuités possibles dans la structure du manteau supérieur.

Enfin, de l'absence de tri régional des trajets, au regard des structures géologiques intéressées, il résulte que le modèle proposé par Green représente un mélange de structures, dans lequel, "la région des rifts est prépondérante" (Green, 1978). Ce dernier point peut expliquer le très bon accord entre le modèle "Africa" et le modèle ISCM5-rift obtenu par la méthode d'Herglotz-Wiechert. Le poids des stations du Zimbabwe ou des stations Sud-Africaines, aux distances faibles, se traduit par un rapprochement des modèles "Africa" et ISCM5-craton pour la lithosphère immédiatement au dessous du Moho.

Il est encore intéressant de noter que la couche à faible vitesse du modèle ISCM5-craton coïncide avec une couche à gradient nul dans le modèle de Green. La couche à faible vitesse qui apparaît vers 80 km dans "Africa" peut être rapprochée de la perturbation possible envisagée dans l'hodochrone ISCM5 entre les branches B et C : son effet reste toutefois suffisamment minime pour que l'adoption ou le rejet d'une telle couche ne modifie pas notablement l'hodochrone résultante.

En conclusion, la similitude des modèles HWR, HWM et "Africa" en dessous de 200 km environ, est un argument en faveur de la validité des modèles de départ. Les différences entre les modèles, ISCM5-C et "Africa", résultent d'un mode d'analyse différent de l'hodochrone et d'une différence dans le domaine géographique d'application.

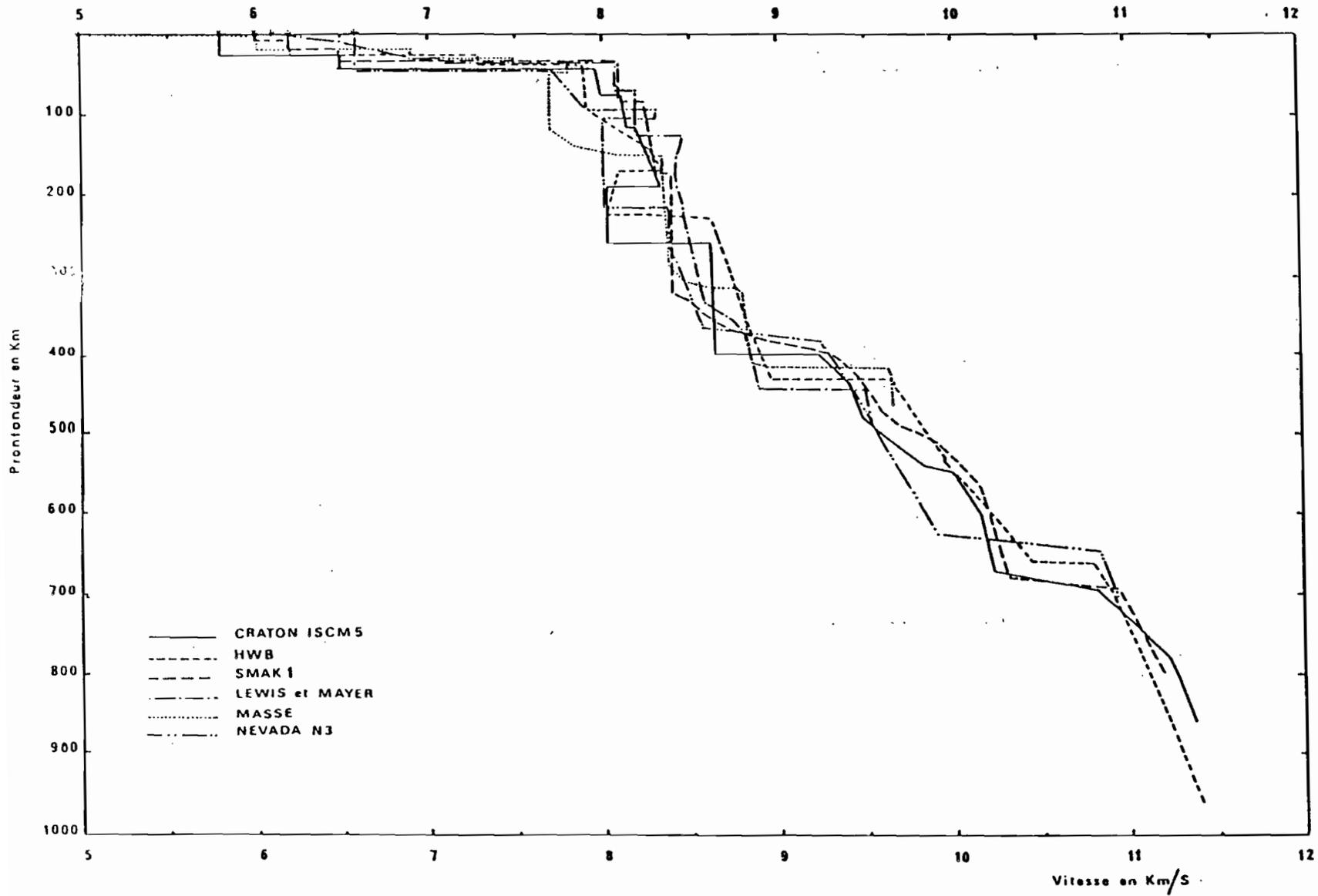


Fig. 3.11. Modèle de vitesse ISCM5-craton et divers modèles pour les U.S.A. et l'Australie.

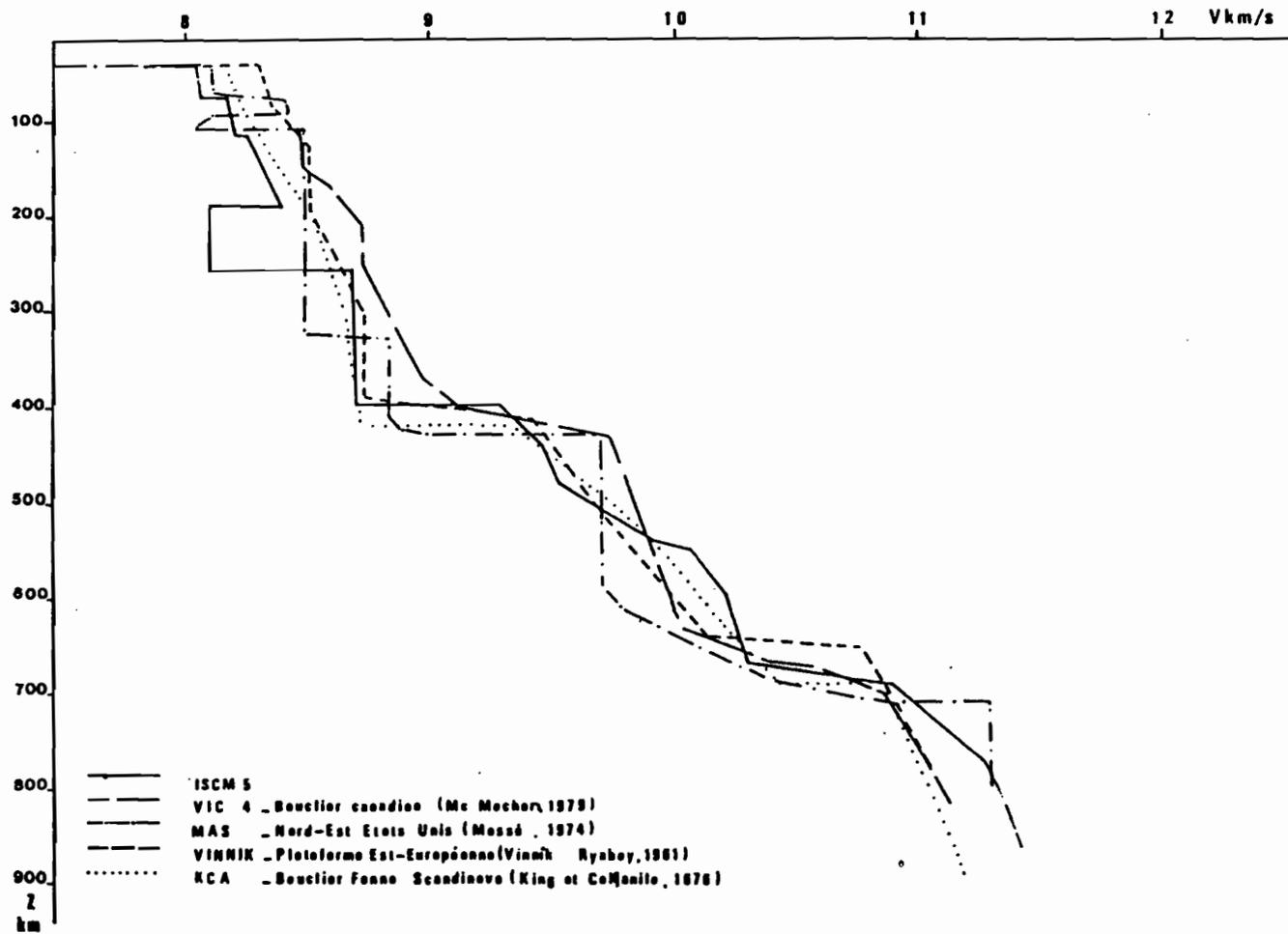


Fig. 3.12. Modèle ISCM5-craton et divers modèles de boucliers.

3.4.3. Modèles de boucliers de diverses régions

Le modèle ISCM5-craton se distingue de la plupart des modèles de boucliers par l'existence d'une couche à faible vitesse très marquée en dessous de 190 km de profondeur. C'est donc cette particularité qui mobilise notre attention dans la comparaison avec les modèles de boucliers proposés pour diverses régions du globe.

a) Amérique du Nord

Sous le continent nord-américain, certainement le mieux connu grâce aux nombreux profils organisés autour de grands tirs conventionnels tels que early rise, ou nucléaires tels que ceux du Nevada Test Site (NTS), la couche à faible vitesse est bien définie et largement développée à partir de 60 à 80 km de profondeur pour les régions tectoniques de l'ouest américain (Niazi et Anderson, 1965 ; Julian et Anderson, 1968 ; Green et Hales, 1968 ; Massé et al, 1972). Le toit de cette couche s'aprofondit vers l'Est à 171 km (fig. 3. 11) dans le modèle "HWB" (Wiggins et Helmberger, 1978) qui par la dissymétrie entre les régions sources (NTS et séismes de la côte ouest) et le domaine des stations (Middle West et Est des U.S.A) constitue un modèle de type mixte. Etabli à partir d'un profil de 2600 km de long à l'ouest du lac Supérieur, le modèle proposé par Lewis et Meyer (1978) comporte aussi une couche à faible vitesse à 170 km de profondeur (fig.3. 11), très peu marquée cependant puisque la diminution de vitesse n'est que de 1%.

Avec le modèle "MAS", qui concerne le Nord Est des Etats Unis jusqu'à 450 à 800 km (Massé, 1974), sont décrites des structures cratoniques qui peuvent être comparées au modèle ISCM5. La couche à faible vitesse très réduite entre 94 et 100 km de profondeur qui figure dans ce modèle (fig. 3. 12), est interprétée comme amincissement de celle comprise entre 60 et 150 km sous les régions de l'ouest américain. Cette correspondance n'étant plus établie d'une manière continue, on peut se demander si cette couche n'est pas d'une nature différente de celle proposée en dessous de 170 km dans les modèles précédents qui recouvrent approximativement les mêmes régions.

Avec les modèles "Vic 3" (Mc Mechan, 1975) et "Vic 4" (Mc Mechan, 1979), qui ne diffèrent entre eux que par un léger changement de gradient en dessous de 600 km de profondeur, on dispose de modèles dans lesquels les stations du réseau sismologique canadien sont prépondérantes.

Ces modèles établis suivant la méthode Q.R.T., Quantized Ray Theory, (Mc Mechan, 1974 ; Wiggins et Madrid, 1974), ne sont calculés qu'au dessous de 95 km (Vic 3) et 112 km de profondeur (Vic 4) en raison d'anomalies dues aux variations latérales de structure mises en évidence. Ainsi la couche à faible vitesse du modèle "MAS" n'est pas considérée.

Si ces modèles ne comportent pas de couche à faible vitesse profonde, comparable à celle du modèle ISCM5-C, ils présentent cependant une couche à gradient très faible, 0,01 km/sec de variation entre 213 km et 255 km (fig. 3. 12). La possibilité d'une diminution de vitesse à ces profondeurs n'est cependant pas exclue par l'auteur qui critique le caractère interprétatif des branches multiples à partir desquelles a été calculé le modèle "MAS".

Les discontinuités profondes à 431 km et 670 km dans le modèle "MAS" et 400 km et 670 km dans le modèle "Vic 4" sont en accord avec celles proposées dans le modèle ISCM5-craton (fig 3. 12), par contre les vitesses plus élevées des modèles "MAS" et Vic 4" entre 110 km et 200 km suggèrent une structure lithosphérique du bouclier canadien différente de celle du craton zaïrois.

b) Bouclier fénno-scandinave

Les variations latérales de structures sont moins importantes dans cette région que pour le continent nord-américain. Le modèle "MA" (Massé et Alexander, 1974) est pratiquement identique du modèle "MAS". L'ajustement de ce modèle aux données du réseau NORSAR est fortement contredit par King et Calganile (1976), qui utilisent des explosions soviétiques, enregistrées au même réseau mais en nombre plus élevé que pour le modèle "MA". Le modèle qu'ils proposent "KCA", obtenu par la méthode d'Herglotz-Wiechert, ne comporte pas de couche à faible vitesse ; il est cependant assez proche du modèle ISCM5-craton en dessous de 300 km de profondeur (fig. 3. 12). En outre, les vitesses lithosphériques sont plus proches de notre modèle qu'elles ne le sont des modèles canadiens.

c) Plateforme Est-européenne

On peut rapprocher du modèle "KCA" le modèle proposé pour la plateforme Est-européenne (Vinnick et Ryaboy, 1981) établi à partir du réseau NORSAR et de grands profils. Ces deux modèles sont très voisins entre 200 et 700 km de profondeur (fig. 3. 12) ; ils diffèrent cependant

par les vitesses lithosphériques plus élevées dans le modèle de Vinnick et Ryaboy. Tout en admettant l'existence éventuelle d'une couche à faible vitesse, les auteurs proposent une couche à gradient nul entre 130 et 180 km de profondeur.

d) Plateforme sibérienne

Les vitesses lithosphériques peuvent être parfois très élevées, de l'ordre de 8,8 km/s, pour la plateforme sibérienne (Yegorkin et Pavlenkova, 1981) tandis que des réflexions profondes révèlent un niveau, entre 200 km et 240 km de profondeur, où la vitesse ne devrait pas excéder 8,1 à 8,2 km/s. Cette configuration ne se présente toutefois que de façon occasionnelle sur les profils obtenus, aussi, les auteurs supposent que l'asthénosphère est constituée d'une alternance de niveaux à vitesse élevée ou faible sujets à de nombreuses variations latérales. La couche à faible vitesse est par contre particulièrement nette entre 80 km et 150 km de profondeur sous la région du lac Baïkal. Cette organisation des structures profondes est donc qualitativement tout à fait comparable à celle mise en évidence dans les modèles ISCM5 craton ou rift.

e) Bouclier australien

Le modèle "SMAK 1" (Simpson et al, 1974) est obtenu par la méthode d'Herglotz-Wiechert appliquée à des branches définies par leur paramètre, celui-ci étant déterminé au moyen du réseau de moyenne ouverture de Waramunga. La prépondérance des paramètres de rais sur les temps de propagation, ces derniers étant très dispersés en raison de la diversité des régions sources, ne permet pas de mettre en évidence une couche à faible vitesse. Le modèle "SMAK 1" présente une couche à gradient nul, $V = 8,4$ km/sec, entre 175 et 320 km de profondeur, alors que White (1971) proposait pour le bouclier australien une légère diminution de vitesse entre 200 et 300 km. En dessous de 400 km de profondeur les modèles SMAK 1 et ISCM5-C sont très voisins (fig. 3. 11). Les variations du gradient de vitesse en fonction de la profondeur présentent, en effet, une similitude presque totale. Enfin les vitesses lithosphériques sont suffisamment voisines entre ces deux modèles pour se recouper en plusieurs points.

3.4.4. Caractères généraux des boucliers

La comparaison du modèle ISCM-craton avec divers modèles de

boucliers, et la comparaison de ces modèles entre eux peut se résumer en quelques points essentiels :

- Les vitesses lithosphériques sont comprises entre 7,9 et 8,2 km/s à la base du Moho, entre 8,3 et 8,6 km/s (exceptionnellement 8,8 km/s) de 150 à 200 km. Une couche à faible vitesse très mince apparaît parfois entre 80 et 110 km de profondeur. La diversité des structures lithosphériques peut correspondre à des blocs qui ont subi des évolutions différentes au cours des temps géologiques. Certaines différences restent cependant liées au mode d'interprétation des profils ou hodochrones. L'utilisation des amplitudes ne constituent pas un paramètre de discrimination absolu, pour le calcul des modèles, la forme même de la courbe $V(Z)$ au voisinage des discontinuités modifiant fortement la distribution des amplitudes en fonction de la distance (Hales, 1981) ; le facteur de qualité peut aussi jouer un rôle important.
- Si l'existence d'une couche à faible vitesse, assimilée à l'asthénosphère entre 150 et 350 km, est très rarement mise en évidence, l'existence d'un gradient nul à ces profondeurs est quasi générale. L'adoption de ce dernier type de solution dans la distribution $V(Z)$ n'exclut pas la possibilité d'existence d'une couche à faible vitesse dont la manifestation sur les profils peut être occultée par l'effet des gradients de vitesse au dessus et en dessous de celle-ci.
- Malgré la diminution du pouvoir de résolution, au fur et à mesure que la profondeur s'accroît, la détermination de discontinuités de vitesse, ou de très forts gradients, entre 380 et 430 km d'une part et entre 650 et 690 d'autre part, constitue un caractère général pour tous les modèles. On peut admettre qu'il n'existe pas de variations latérales de structure significatives en dessous de 250 à 350 km de profondeur.
- L'originalité des structures de boucliers ne réside pas dans l'absence, non démontrée, de couche à faible vitesse, mais dans l'approfondissement probable au delà de 150 km du toit

de cette couche. Si la diminution de vitesse qui pourrait caractériser ce niveau reste dans l'ensemble très faible, de nombreux auteurs expliquent les amplitudes observées, anormalement faibles, par une diminution importante du facteur de qualité entre 200 et 300 km de profondeur.

DEUXIEME PARTIE

Les résultats, obtenus dans la première partie de cette étude, portent sur des données d'observatoires, de sorte que les modèles proposés servent de cadre pour l'interprétation des sismogrammes qui peuvent être collectés en Afrique centrale. La deuxième partie concerne l'analyse d'enregistrements sismiques obtenus en République Centrafricaine, ceux-ci constituent une collection de données originales. Il résulte de cette division que si les paramètres de vitesse déterminés dans la première partie s'appliquent à un domaine géographique moyen, donc en partie fictif, les propriétés liées à la propagation des ondes P, mises en évidence dans la deuxième partie, concernent un domaine géographique défini par la position des épicentres et des stations sismiques centrafricaines ; en particulier, tous les résultats relatifs à la lithosphère portent essentiellement sur le quadrant Nord-Est du craton zaïrois.

C H A P I T R E I V

ENREGISTREMENTS SISMOLOGIQUES EN REPUBLIQUE CENTRAFRICAINE ET METHODES D'ANALYSE SPECTRALE

4.1. STATIONS SISMOLOGIQUES

4.1.1. Situation géographique et géologique

Situé à 4° 26'N et 18° 33'E, l'observatoire permanent de Bangui occupe une position privilégiée par rapport à certaines zones sismiques de l'Afrique Centrale. En effet, une des zones les plus actives est le rift occidental, jalonné du Nord au Sud par les lacs Albert, Edouard, Kivu et Tanganyika. Les séismes de la partie Nord de ce système et de son prolongement vers l'Ouest, région de Kibara, enregistrés à Bangui, représentent des trajets purement cratoniques, si l'on néglige le voisinage immédiat de la source. Ce caractère cratonique est d'autant plus intéressant du point de vue de la propagation des ondes de volume, qu'il correspond à une unité structurale très vaste, à savoir la couverture du Précambrien A ou terminal, (séries du Liki-Bembien, de l'Oubanguien et du Lindien), qui occupe la périphérie de la cuvette du Zaïre et que l'on retrouve au fond des sondages de Samba et de Dékésé au centre de la cuvette. Le précambrien A, qui forme des chaînes plissées (chaîne katangienne et chaîne Congolienne) au Sud et à l'Ouest de la cuvette, se présente au Nord sous l'aspect de couvertures ondulées ou tabulaires. Ce dernier aspect démontre indiscutablement la stabilité, donc le caractère cratonique, de la région concernée par la propagation des ondes

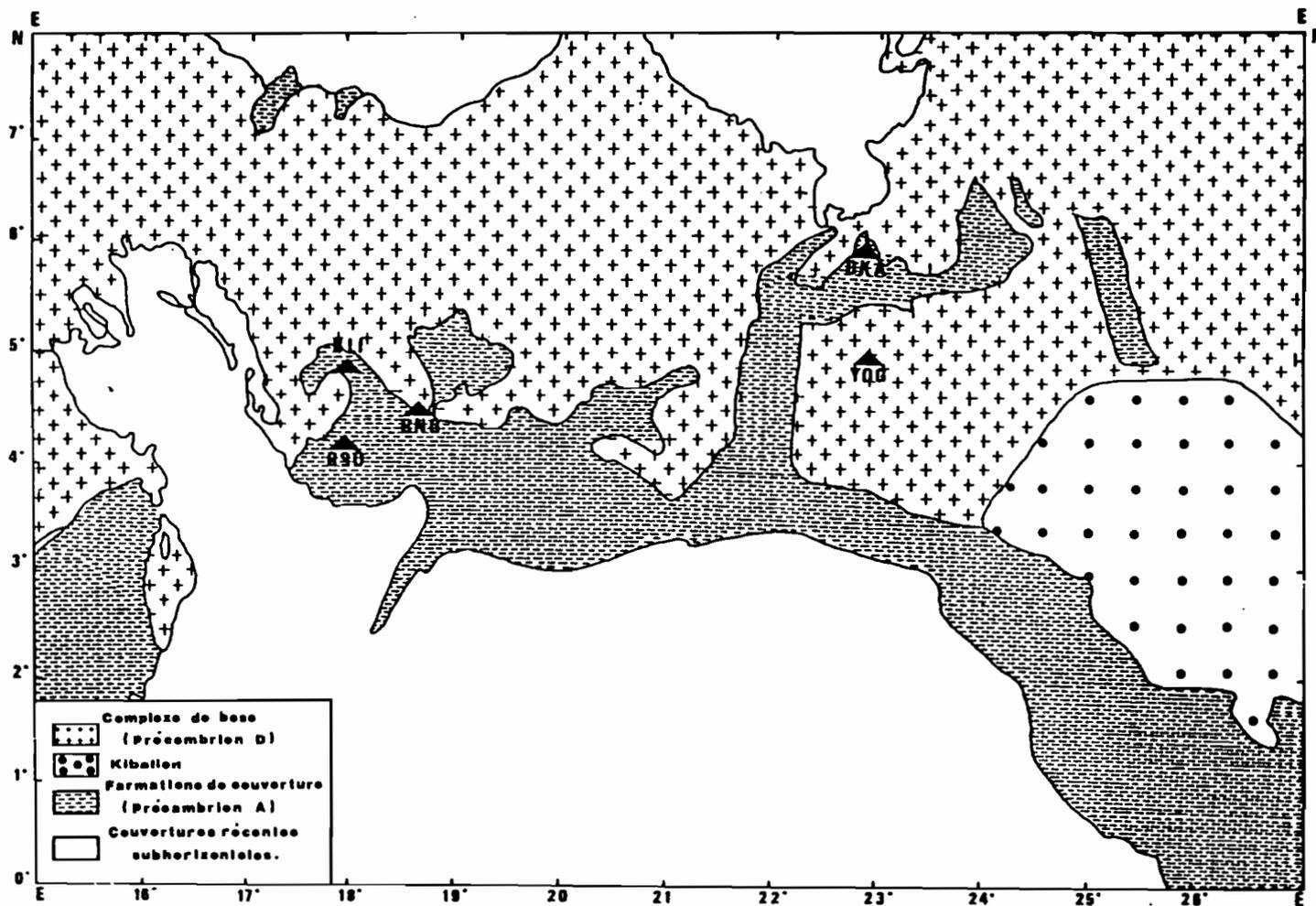


Fig. 4.1. Principales unités structurales et sations sismologiques en République Centrafricaine : Bakouma (BKA), Bangui (BNG), Boali (BLI), Bossako (BSO) et Yongossaba (YOG).

enregistrées à Bangui. La station elle-même se plaçant au contact du Précambrien A et du "complexe de base" (Précambrien D, fig. 4.1).

Cette conjoncture entre zone sismique active et zone cratonique stable apparaît exceptionnellement favorable pour étudier la structure profonde du manteau supérieur : l'absence de manifestations tectoniques postérieures au Précambrien C ou D, mal différenciés, dans cette région, devrait impliquer l'absence de variations latérales dans la structure du manteau sous-jacent, à l'exclusion de la région dans laquelle sont localisées des sources sismiques.

Cependant la distance minimum de l'observatoire de Bangui au rift étant de 11,5° et la profondeur de pénétration des rais à cette distance étant de 89 km (Herrin, 1968) il m'est apparu nécessaire d'obtenir des données correspondant à des profondeurs moindres car de nombreux travaux effectués entre 1965 et 1970 admettaient un niveau à faible vitesse à partir de 80 km. L'implantation d'un couple de stations temporaires qui ont fonctionné pendant un an sur deux périodes en 1973 et 1974 à Yougossaba (4° 53,5'N 22° 57,9'E) et Bakouma (5° 34,3' N 22° 55,0' E), dans l'Est de la République Centrafricaine, ont permis l'enregistrement de séismes de la région du lac Albert situés à 8° de distances épacentrales, ce qui correspond à une profondeur du point le plus bas des rais sismiques de 63 km (Herrin, 1968). Avec ces stations on a pu avoir la quasi certitude d'obtenir des enregistrements caractéristiques de la lithosphère. Par ailleurs, quelques séismes locaux compris entre 0° et 4° ont permis d'avoir quelques données de propagation crustale et sous-crustale (Mourgues, 1980).

On notera que la mise en place et la maintenance de ces deux stations, à 800 km de la capitale centrafricaine, par la piste, étaient très difficiles. Cette opération ayant exigé la réalisation de 15 km de piste carrossable en forêt, l'approvisionnement régulier en carburant et matériel divers en raison de l'autonomie totale du système et le maintien de personnel.

Un triangle de stations a pu être réalisé, en 1975, avec les stations de Boali (4° 51,7'N 18° 00,1'E) et Bossako (4° 11,1'N 17° 55,2'E) situées respectivement à 78 et 75 km de Bangui sur les premiers reliefs au-delà du Bassin de Mpoko.

Chacune de ces trois stations se situait en bordure des formations de Précambrien A de la série de Bangui-Mbaïki, elles formaient un triangle

presque équilatéral qui devait permettre d'obtenir des vitesses apparentes qui auraient pu être utilisées comme un critère de distinction des différentes phases du manteau soit en distinguant les paramètres correspondant aux différentes branches d'hodochrones constituant les premières arrivées, soit en distinguant au sein des arrivées multiples diverses vitesses apparentes. Ce type d'approche s'est avéré impossible, d'abord en raison des anomalies relatives entre stations mises en évidence par des anomalies d'azimut observées par rapport à l'azimut des sources (Mourgues, 1981), ensuite en raison de la complexité et de la multiplicité des ondes P entre 11° et 25°, qui interdit toute corrélation simple entre les sismogrammes.

4.1.2. Techniques d'acquisition des données

Les séismes analysés dans cette étude ont été enregistrés sur magnétophones, Revox, en modulation de fréquence (modulateurs Lennartz). L'enregistrement simultané de plusieurs voies sismiques et du temps codé est obtenu par multiplexage sur un ou deux canaux (fig. 4.2). La transmission des signaux sismiques par liaison UHF a été utilisée pour les stations annexes de Boali et de Bossako enregistrées à Bangui, et pour la station de Bakouma enregistrée à Yngossaba.

La conservation des portions de bandes magnétiques comportant l'enregistrement d'un événement sismique a été réalisé en adoptant la combinaison d'une commande cyclique de rembobinage et d'une unité de détection d'événement associé à un relais temporisateur (Choudhury et Houry, 1973).

Les sismographes utilisés, de type Willmore, MK II, étaient réglés à la période propre de 2,3 secondes avec un amortissement $\beta = 0,8$; la résistance interne des bobines était suivant les capteurs, de 2300 Ohm ou 2600 Ohm. Les courbes d'amplification relatives (fig. 4.3) sont obtenues par le calcul est contrôlées par réponses impulsives. La réponse en accélération, $S(w)$ et la bande passante $S(w)/w$ représentent les valeurs moyennes, utilisées dans cette étude, les écarts observés entre différents test pouvant être de l'ordre de 10 % (w est la pulsation).

Les séismes utilisés dans cette étude sont identifiés par leur numéro de classement dans le catalogue établi à Bangui (annexe 3). Les références des séismes cités sont indiquées dans le tableau (annexe 4).

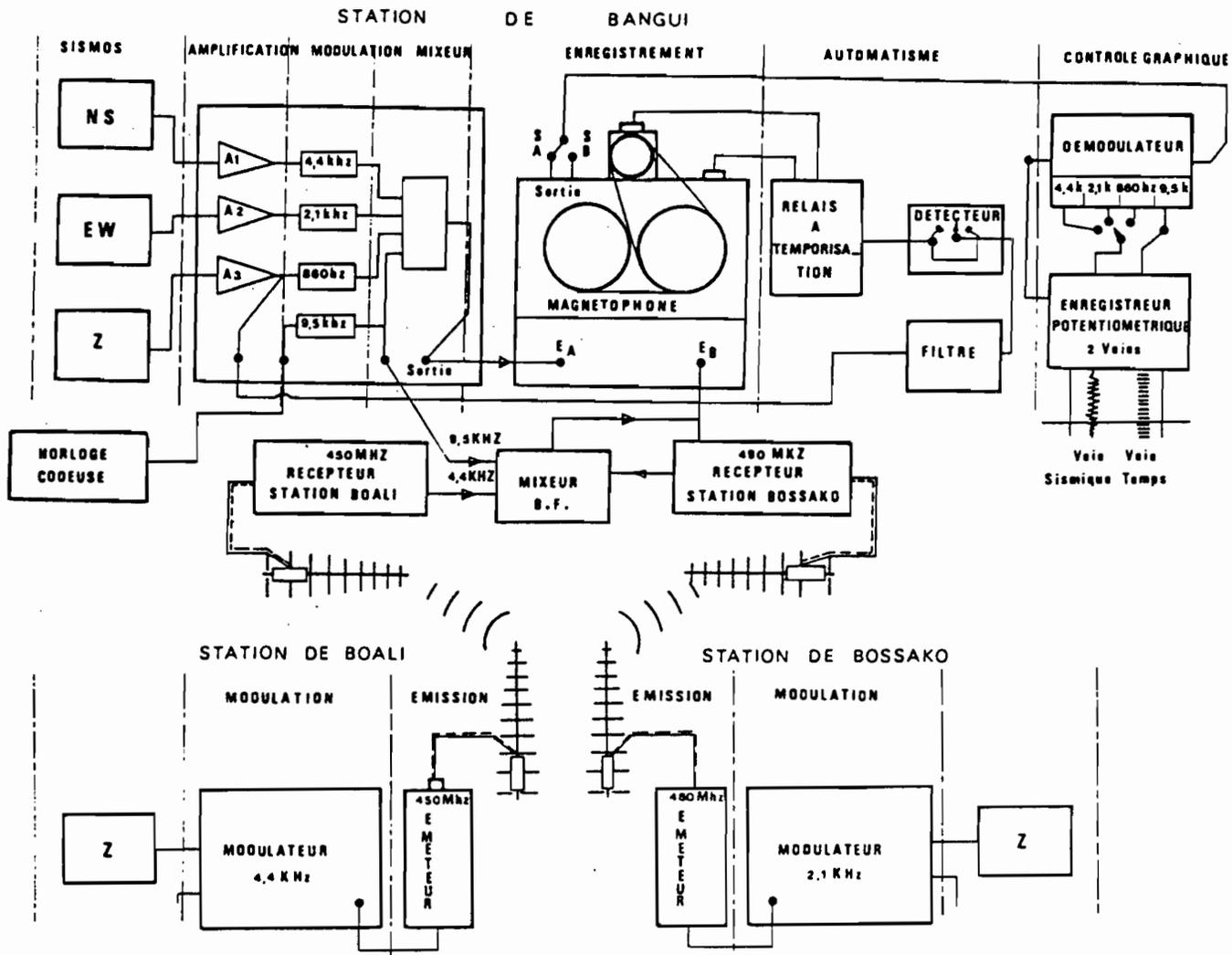


Fig. 4.2. Schéma synoptique du réseau sismologique tripartite ayant fonctionné en Centrafrique durant la période avril 1975 - mars 1978.

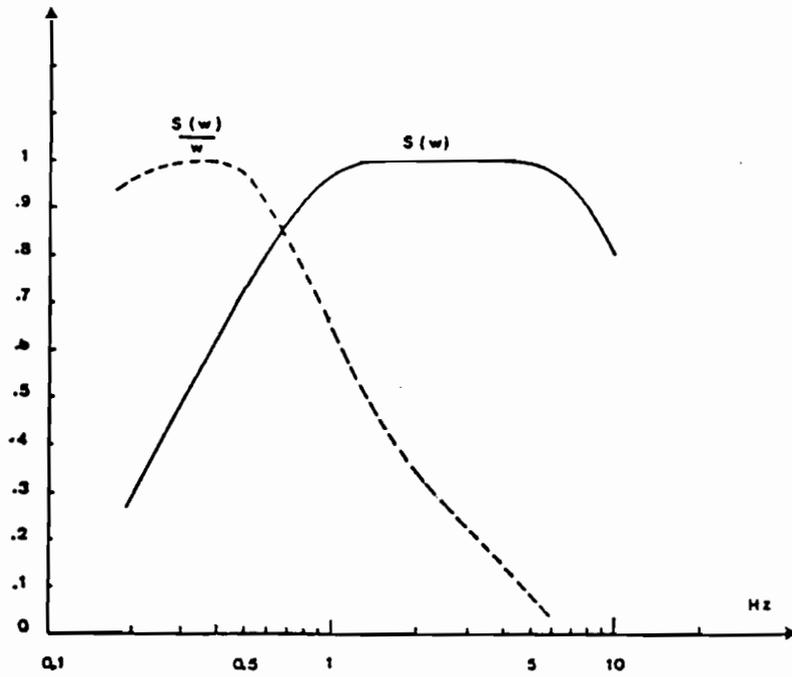


Fig. 4.3. Courbe de réponse relative en accélération et bande passante.

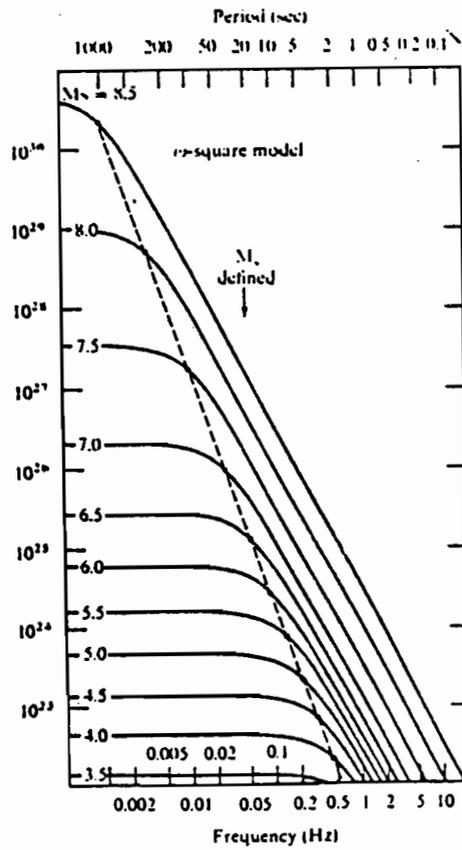


Fig. 4.4. Spectres de déplacement à la source. Le paramètre indiqué est la magnitude. La ligne en tiretots est le lieu de ω_c . (d'après Aki, 1967).

4.2. METHODE D'EXPLOITATION DES ENREGISTREMENTS

Après démodulation de l'enregistrement sur bande magnétique, on peut, soit restituer la trace originale du signal sismique par enregistrement potentiométrique, soit obtenir un enregistrement digital numérique grâce à un système de numérisation tel que celui développé à l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg. L'exploitation des données effectuée dans cette étude porte uniquement sur le fichier numérique des ondes P réalisé à Strasbourg (annexe 3).

4.2.1. Filtrages

Il est difficile de mettre en évidence des différences de contenu spectral entre les arrivées multiples des ondes P, espacées les unes des autres de quelques secondes, en utilisant la transformée de Fourier numérique (algorithme dit "Fast Fourier Transform"). Le problème étant principalement lié à la définition des fenêtres temporelles à appliquer au signal pour isoler les différentes phases. Une méthode plus objective consiste à appliquer des filtres passe-bande étroits au signal, et à en déduire le spectre, suivant la méthode utilisée par Granet, (1978) et Gir Subhash (1979). Dans notre application, les enregistrements digitaux, obtenus avec un pas d'échantillonnage de 25 points par seconde et dont le début précède en général de trois à dix secondes la première arrivée, sont filtrés par un passe-bande en utilisant le filtre numérique Butterworth de degré 3, dont la fonction de transfert (Granet, 1978) est donnée par :

$$F(i)^2 = \frac{1}{1 - \left(\frac{w}{w_c}\right)^{2n}}$$

où w_c est la pulsation de coupure et n le degré du filtre.

Dans le programme utilisé, dû à Souriau (1974), le filtre présente une atténuation de 18 db/octave, il est rendu non déphasant en l'appliquant deux fois au signal, d'où une atténuation résultante de 36 db/octave, dans le sens des temps positifs et négatifs respectivement. Les filtrages utilisés pour l'établissement des spectres ont une largeur de bande définie par: $(f - 0,1 f)$, $(f + 0,1 f)$, f étant la fréquence centrale.

Avant de définir le mode d'obtention du spectre, il nous

paraît important de revenir sur la nécessité du filtrage. Les phases multiples, qu'elles soient déterminées à partir des seuls enregistrements ou par référence à une hodochrone à branches multiples calculée à partir d'un modèle de distribution verticale de vitesses, ne sont pas identifiables sur les traces originales des ondes P. Celles-ci forment, aux distances épacentrales comprises entre 11° et 20°, un train d'ondes compact qui ne présente pas de contrastes d'amplitudes, aisément appréciables dans les 15 à 20 premières secondes d'enregistrement. Par contre, l'observation de l'ensemble des traces filtrées d'un séisme donné, sur dix à quatorze fréquences centrales, comprises entre 0,1 et 10 Hz et présentées sous forme d'assemblage, permet de définir un certain nombre de phases correspondant, sur cet ensemble de fréquences, à des accroissements de l'amplitude du signal. Cette identification permet en outre de définir les limites temporelles de chaque fenêtre à associer aux différentes phases, dont la correspondance avec les branches d'hodochrone résulte, comme on le verra ultérieurement, d'un accord approché entre phases observées et intervalles de temps théoriques entre les branches multiples déduites du modèle de référence.

La représentation graphique des traces filtrées constitue donc une étape nécessaire dans l'analyse des enregistrements.

4.2.2. Spectres d'accélération

Les spectres sont établis sur 12 fréquences centrales comprises entre 0,5 Hz, fréquence minimum déterminée par la durée minimum des fenêtres, et 8 Hz. Si la durée de chaque fenêtre temporelle analysée peut varier entre 2 et 5 secondes, elle est constante pour une phase d'un séisme donné. Cette durée variable des fenêtres est une raison supplémentaire qui justifie le calcul du spectre par la méthode de filtrage.

Les spectres sont obtenus par la mesure automatique des amplitudes maxima crête-à-crête pour chaque fréquence à l'intérieur de chacune des fenêtres utilisées pour la définition des phases.

Le spectre d'accélération est donné par :

$$\ddot{A}(w) = a(w) \cdot S(w)^{-1}$$

où $a(w)$ représente l'amplitude crête-à-crête et $S(w)$ le spectre de réponse à l'impulsion accélération.

Si $\ddot{A}_1(w)$, $\ddot{A}_2(w)$... $\ddot{A}_i(w)$ représentent les spectres des phases successives d'un même séisme, tous les spectres sont représentés en amplitudes relatives par rapport à l'amplitude maximum obtenue pour les ondes P de ce séisme.

Les rapports spectraux sont calculés sur des spectres normalisés :

$$\left[\ddot{A}_i(w) \right]_n = \frac{\ddot{A}_i(w)}{(\ddot{A}_i)_{\max}}$$

$(\ddot{A}_i)_{\max}$ représente la valeur maximum du spectre $\ddot{A}_i(w)$.

4.2.3. Détermination du facteur de qualité

Le terme $e^{-\gamma t}$ (annexe 6), qui caractérise la perte d'énergie d'un mouvement vibratoire peut s'écrire ;

$$\exp(-wt/Q)$$

w étant la pulsation du mouvement, t le temps, et où Q^{-1} (annexe 6) définit l'anélasticité du milieu.

L'atténuation de l'amplitude du signal : $\exp(-wt/2Q)$ exprimée en fonction de la fréquence f : $\exp(-\pi ft/Q)$ s'écrira pour une onde de volume :

$$\exp(-\pi f \int_{\text{rai}} ds V^{-1} Q^{-1}) = \exp(-\pi f T/Q)$$

où, dans le premier membre ds est un élément du rai, V et Q étant respectivement la vitesse de propagation et le facteur de qualité à une profondeur donnée, et où, dans le second membre T est le temps de propagation et \bar{Q} le facteur de qualité déduit du logarithme de la pente du spectre de l'onde P en fonction de la fréquence.

a) Méthode du rapport spectral

On admet, pour les télé-séismes, que le spectre d'une phase résulte du produit de convolution des fonctions de transfert suivantes (Teng, 1968) : A_0 (fonction source), A_c (fonction de transfert de la croûte) et A_i (fonction de transfert instrumentale).

Le spectre s'écrit :

$$A(w, \Delta) = A_0(w) \cdot A_c(w) \cdot A_i(w) \cdot G(\Delta) e^{-ft^*}$$

où $G(\Delta)$, indépendant de la fréquence, est le facteur d'expansion géométrique.

Dans l'équation ci dessus, le terme $\exp(-ft^*)$ correspond à la fonction d'atténuation anélastique dans le manteau :

$$t^* = \pi (T/\bar{Q})$$

Si l'on admet que " A_i " et " A_c " sont calculables, le logarithme du rapport entre deux enregistrements, correspondant à un trajet (i) et un trajet de référence (j), sera :

$$\text{Log} \frac{A_i(w) \cdot A_{ij}(w) \cdot A_{cj}(w)}{A_j(w) \cdot A_{ij}(w) \cdot A_{ci}(w)} = \text{Log} \frac{A_{oi}(w) G(i)}{A_{oj}(w) G(j)} - f (t_i^* - t_j^*)$$

Le terme à gauche pouvant être calculé, le premier terme à droite donne la différence d'amplitude et le deuxième terme traduit la pente du logarithme du spectre en fonction de la fréquence. Le terme $(t_i^* - t_j^*)$ est appelé "rapport réduit", et caractérise l'atténuation différentielle entre les deux enregistrements (i) et (j).

b) Méthode "Choudhury"

Une méthode, basée sur l'hypothèse de validité du modèle de déplacement de la source en w^{-2} (Aki, 1967, 1972), a été proposée par Choudhury, (1972). Dans ce modèle (fig. 4.4) le spectre d'accélération de la source est plat au-delà de la fréquence de coin w_c . En représentant la fonction de transfert du manteau par :

$$\ddot{A}_M(f) = G \cdot e^{-ft^*}$$

le spectre d'accélération, obtenu en une station quelconque s'écrit :

$$\ddot{A}(f) = \ddot{A}_O(f) \cdot \ddot{A}_C(f) \cdot \ddot{A}_i(f) \cdot \ddot{A}_M(f)$$

où \ddot{A}_O , \ddot{A}_C et \ddot{A}_i ont la même signification que précédemment et sont exprimés ici en accélération. En prenant le logarithme de l'équation ci-dessus, en différenciant par rapport à f et en notant \ddot{A}' la dérivée de \ddot{A} par rapport à la fréquence f , on obtient :

$$\frac{\ddot{A}'(f)}{\ddot{A}(f)} = \frac{\ddot{A}'_O(f)}{\ddot{A}_O(f)} - t^* \log e$$

Lorsque la condition $\ddot{A}'_O(f) = 0$ est réalisée pour le domaine de fréquence analysé, la pente du spectre en représentation logarithmique permet d'obtenir le terme t^* et la valeur de T/Q .

4.2.4. Méthode employée dans cette étude

La méthode du rapport spectral exigeant une référence (t_j^*), une estimation de " \bar{Q} ", (valeur moyenne pour la lithosphère) a d'abord été recherchée par la méthode Choudhury, en utilisant un nombre relativement élevé de séismes. L'obtention d'une valeur moyenne présentant une dispersion relativement faible peut justifier, à posteriori, de la validité de l'hypothèse d'un modèle de source en w^{-2} , tout au moins sur la moyenne des séismes et au-delà d'une certaine fréquence.

L'analyse des phases multiples a ensuite été faite en utilisant la méthode du rapport spectral. Ce rapport étant calculé pour diverses phases d'un même séisme, on obtient des variations du facteur de qualité affranchies des conditions imposées à la source. D'autre part les fonctions de transfert crustales et instrumentales disparaissent dans le rapport spectral, et, l'utilisation de spectres normalisés permet d'éliminer le terme lié à l'expansion géométrique. Les recoupements entre les valeurs de \bar{Q} obtenues par les deux méthodes constituent un contrôle de la cohérence des résultats. En outre, la recherche de la tendance globale est améliorée par l'utilisation de spectres et de rapports spectraux composites, établies à partir des spectres normalisés des mêmes phases enregistrées pour plusieurs séismes.

La méthode décrite ci-dessus, associée, pour la définition des phases, au modèle de référence ISCM5-craton (cf § 3.3.2) constitue la partie essentielle de cette étude. Des méthodes d'approches complémentaires et indépendantes du modèle de vitesse ont été utilisées, ces méthodes ne fournissent cependant que des résultats qualitatifs préliminaires.

4.3. ESSAIS D'IDENTIFICATION DES PHASES MULTIPLES DU MANTEAU

Afin d'extraire un maximum d'informations de la forme des signaux, notamment pour la recherche d'un modèle de distribution du facteur de qualité, il est essentiel de déterminer la nature des phases analysées. La correspondance entre les phases observées sur les enregistrements de Centrafrique et les branches multiples de l'hodochrone de référence ISCM5-craton n'est pas évidente. Aussi, avant de retenir cette solution, on a fait l'analyse des enregistrements obtenus à Bangui et Yongossaba, soit sur les premières arrivées (Mourgues, 1980) soit sur l'ensemble du train d'ondes P. Cette dernière analyse ne faisant appel à aucune condition imposée à la source ni à aucun modèle préalablement défini, elle apparaît strictement objective. L'information qui en résulte, tout en restant qualitative, constitue le point de départ de l'analyse spectrale développée ultérieurement.

4.3.1. Essais préliminaires

Compte tenu de la bande passante (fig. 4.3), les traces originales des ondes P, de distances épacentrales inférieures à 15° ou 17° , sont toutes, sans exception, particulièrement complexes. Elles se distinguent par là des traces obtenues à partir de séismes plus lointains ($\Delta > 20^\circ$), qui, en général, apparaissent plus simples, l'amplitude de la première arrivée diminuant, dans ce dernier cas assez rapidement, après quatre ou cinq oscillations. Ces deux domaines de distances se distinguent aussi par une différence évidente dans le contenu spectral des ondes P qui sont riches en hautes fréquences pour $\Delta < 17^\circ$, tandis que ce caractère disparaît progressivement à partir de 17° pour n'être plus observable au-delà de 20° . Les deux enregistrements qui illustrent ces observations (fig. 4.5) sont obtenus à Bangui. Il s'agit d'un séisme de Zambie ($\Delta = 23,1^\circ$) et d'un séisme de la région du lac Kivu ($\Delta = 14,3^\circ$). L'essentiel du trajet s'effectue dans les deux cas, sous le craton zaïrois. Les différences entre ces deux enregistrements, dont le caractère général permet d'exclure l'effet d'une variation liée à la source, peuvent s'expliquer par un modèle simple de manteau supérieur limité à deux couches :

- la couche supérieure, concernée par les propagations correspondant aux distances épacentrales inférieures à 16° environ,

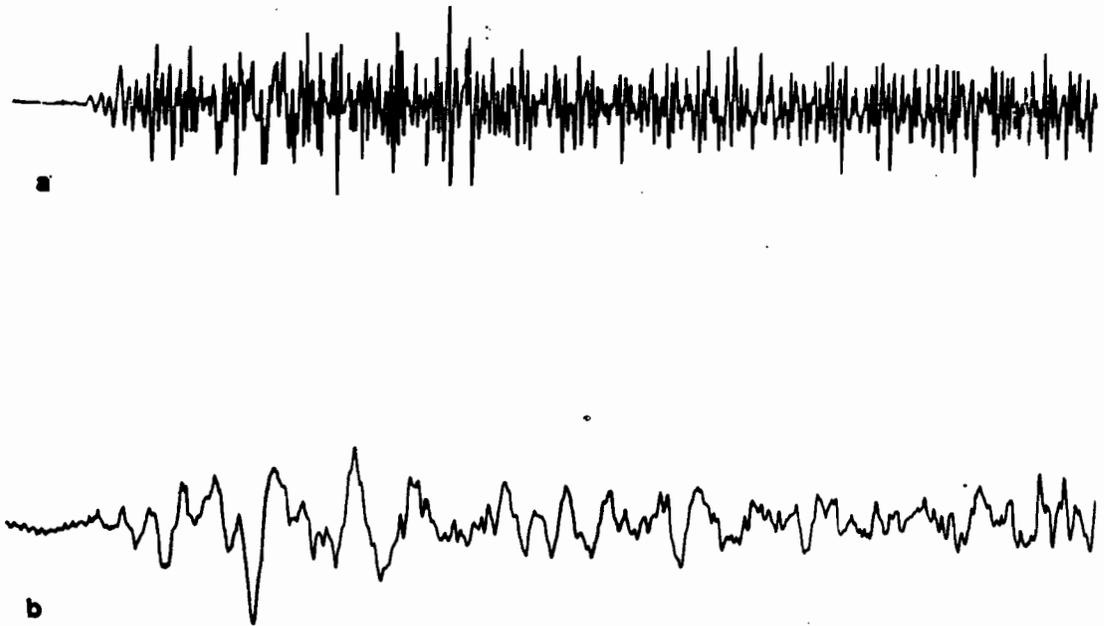


Fig. 4.5. Enregistrements à Bangui, des ondes P de deux séismes extérieurs au rift : a) n° 518, distance = $14,3^\circ$, magnitude = 4,7 ; b) n° 356, distance = $23,1^\circ$, magnitude = 5,0. Dans les deux cas, la totalité du trajet s'effectue sous le bouclier du Zaïre (annexe 4).

est caractérisée par une faible atténuation (persistance des hautes fréquences) et par une stratification ou structure complexe (multiplicité des trains d'ondes), elle peut être assimilée à la lithosphère.

- La couche inférieure, à plus forte atténuation (disparition des hautes fréquences) présenterait une structure plus monotone, comme semble l'attester la simplification relative du signal. Elle peut être assimilée à une asthénosphère largement développée, non nécessairement traduite par une couche à faible vitesse.

Cette interprétation, qui peut être acceptable si l'on s'en tient aux premières arrivées, est difficilement applicable à l'ensemble des ondes P sur les 20 premières secondes d'enregistrement. En effet, les arrivées multiples peuvent trouver leur origine soit au voisinage de la source, soit dans la lithosphère sous forme de réflexions multiples, soit en dessous de la lithosphère. Les essais effectués pour des séismes enregistrés en 2 ou 3 stations afin d'obtenir une discrimination entre ces types d'arrivée au moyen des vitesses apparentes déterminées par superposition des traces analogiques ou bien par corrélations croisées des traces numériques, ont été tout à fait infructueux. Cette recherche était basée sur l'hypothèse suivante :

- Les phases multiples engendrées au voisinage de la source (l'onde pP est incluse dans ce type d'ondes) doivent se traduire par une vitesse apparente constante égale à celle de la première arrivée.
- Les phases multiples, dues à des réflexions en surface, ou proches de la surface (ondes du type PP ou PMP), doivent présenter des vitesses apparentes décroissantes en fonction du temps.
- Les phases multiples produites par des réflexions ou des réfractions profondes dans le manteau supérieur correspondraient à des vitesses apparentes plus grandes que celle de la première arrivée.

La seule certitude, résultant des recherches sur la vitesse, est qu'il existe des phases multiples indépendantes de la source dont la vitesse apparente est différente de celle de la première arrivée.

Cette difficulté d'identification des phases multiples est encore accrue par le fait que, contrairement à un profil organisé, chaque

distance épacentrale est représentée par un séisme différent dont les paramètres de source changent.

Des assemblages en fonction de la distance épacentrale ont été réalisés pour différentes bandes de fréquences. Entre 11° et 15°, entre 19° et 20° et entre 22° et 25° on peut effectivement déceler des alignements plus ou moins chaînés qui suggèrent l'existence possible de phases tardives organisées. Cependant ces alignements ne se retrouvent pas à toutes les fréquences pour lesquelles ont été réalisés les assemblages. Par ailleurs, la distribution des séismes en fonction de la distance n'est pas suffisamment régulière pour un intervalle de distance unitaire de 0,2°. En conséquence, la détermination directe à partir des enregistrements de branches correspondant à des arrivées multiples reste illusoire et toutes les tentatives effectuées sur les filtrages analogiques ont fourni des résultats discutables.

4.3.2. Enveloppes complexes

Si l'on considère un enregistrement, de type quasi monofréquentiel, l'existence d'une phase multiple est suggérée par un accroissement des amplitudes dans un intervalle de temps limité constituant un paquet d'ondes. L'énergie correspondant à cette phase est égale à tout moment à la somme des énergies cinétiques et potentielles ; on peut donc représenter l'énergie totale par l'enveloppe de la trace sismique. Le signal analytique s'écrit (Bourrouilh, 1981) :

$$S_a(t) = f(t) - ig(t)$$

en exprimant la fonction $g(t)$ dans ce plan orthogonal complexe par sa transformée de Hilbert

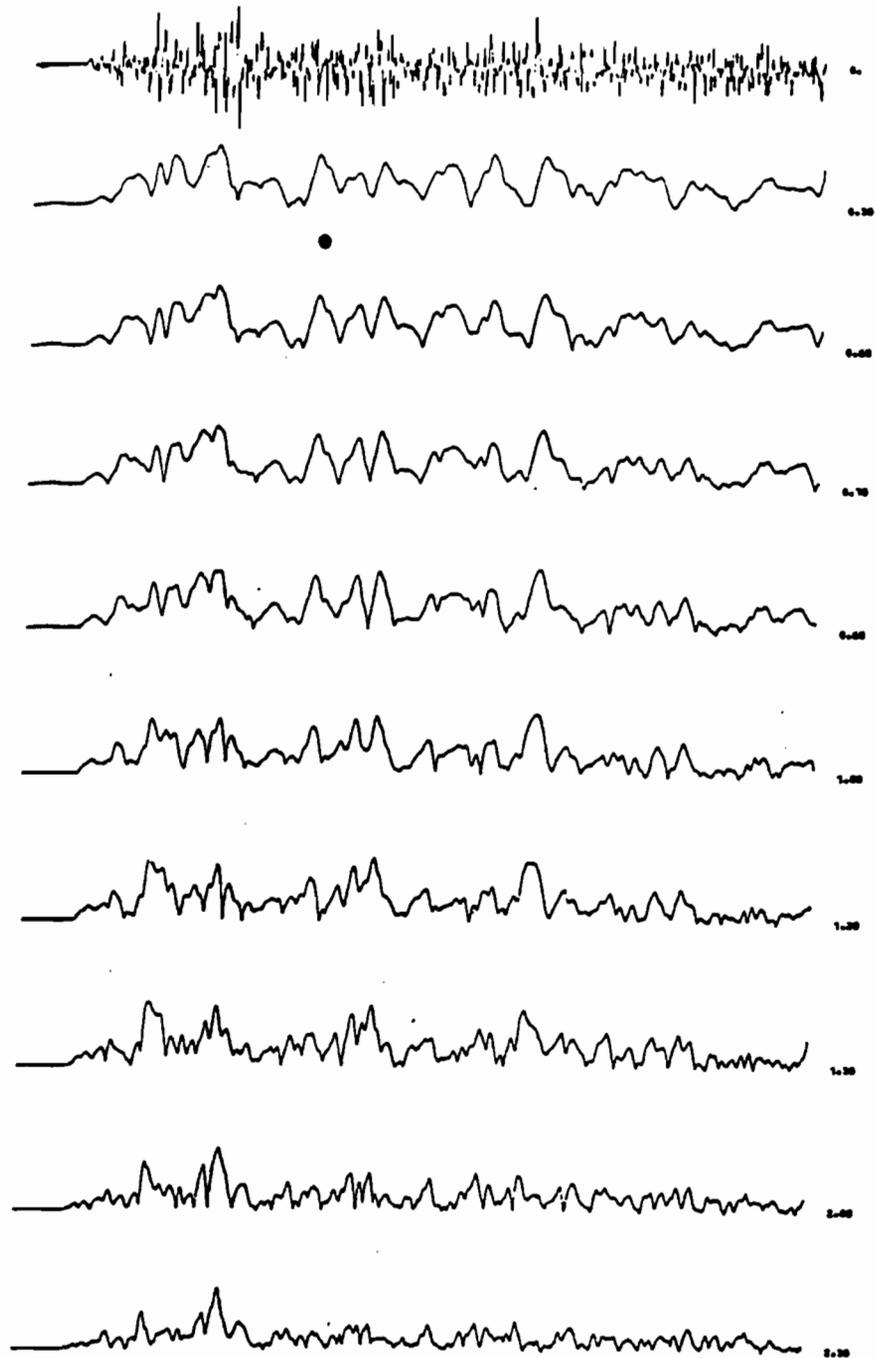
$$S_a(t) = f(t) + \frac{i}{\pi} V_p \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{f(t')}{t - t'} dt'$$

où t' est une variable auxiliaire d'intégration et V_p désigne la valeur principale.

$$A(t) = \sqrt{f^2(t) + g^2(t)}$$

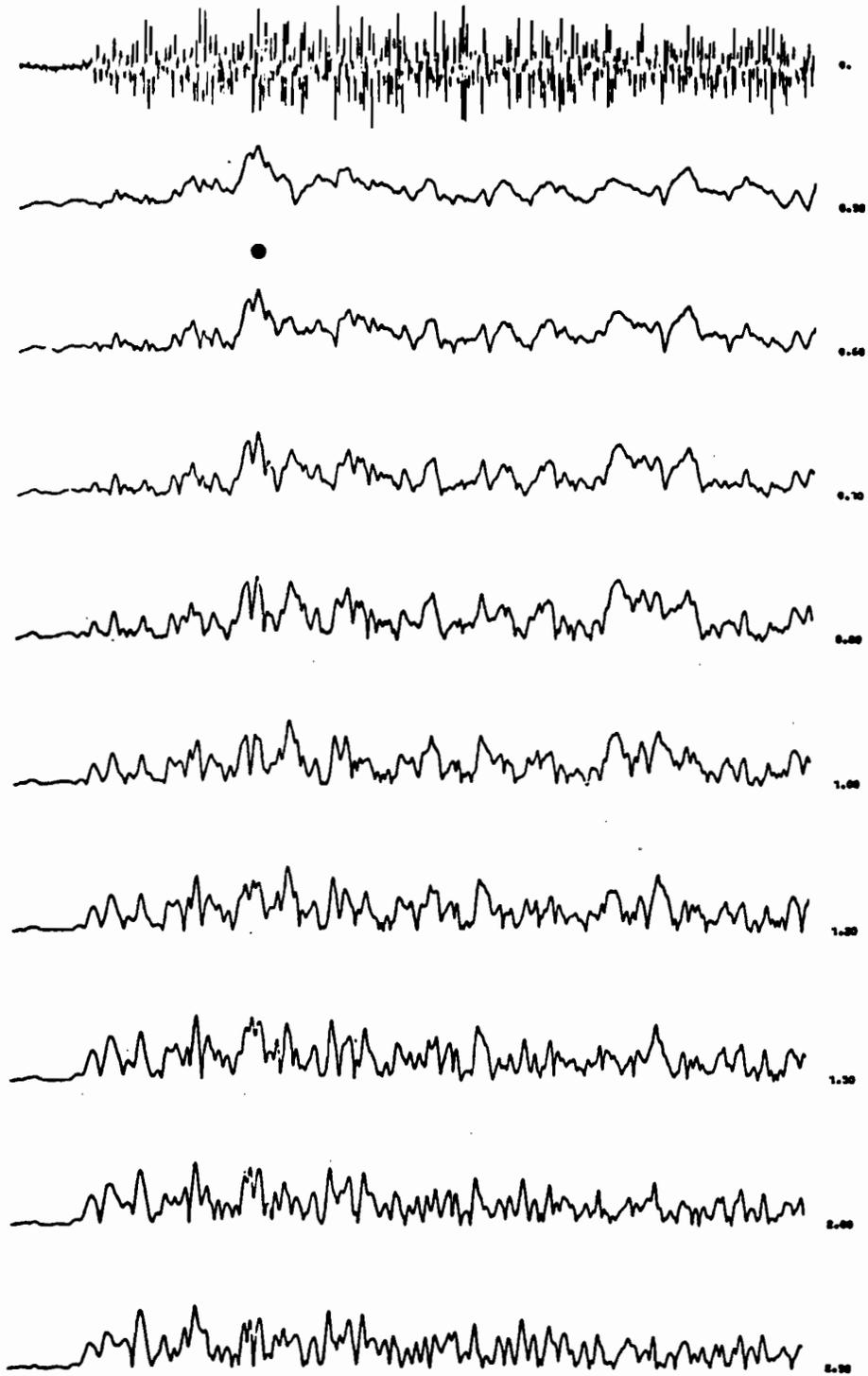
exprime l'énergie du signal à un instant donné. Cette représentation constituant un outil bien adapté à la recherche des phases multiples sur une trace (Farnbach, 1975) on a appliqué un programme de calcul de l'enveloppe (Granet, 1978) sur les traces numériques filtrées.

Les enveloppes sont représentées pour diverses bandes passantes appliquées aux enregistrements de 2 séismes (fig. 4.6) dont la première arrivée correspond à une propagation lithosphérique ($\Delta < 15^\circ$). L'existence d'une phase tardive, indiquée par un point, est évidente pour le domaine des fréquences inférieures à 1 HZ. Sa disparition aux fréquences élevées, où le rapport d'amplitude entre la phase tardive et la première arrivée s'inverse, nous paraît significative. En effet, si une concentration d'énergie dans une trace sismique peut être due, ou bien à une réflexion profonde, ou bien à une caustique due à une discontinuité ou à un gradient de vitesse élevé, la diminution rapide de l'énergie de cette phase vers les hautes fréquences semble indiquer que le niveau réfracteur, qui a produit cette arrivée tardive, se situe à la base d'un niveau à forte atténuation. Il s'agirait d'une onde qui aurait traversé l'asthénosphère, si l'on reprend le modèle à deux couches proposé précédemment. En adoptant cette interprétation, on peut admettre que l'asthénosphère, jouant le rôle d'un filtre passe-bas, le renforcement d'amplitude déterminé par un réfracteur profond n'est pas perceptible en hautes fréquences. Ainsi, les enregistrements conventionnels en courtes périodes, ne permettent-ils pas d'identifier cette phase. On peut supposer aussi qu'avec des enregistrements en longues périodes il ne sera pas possible de la différencier de la première arrivée. L'interprétation des enregistrements basée sur l'analyse spectrale, définie au paragraphe 4.2, paraît être justifiée.



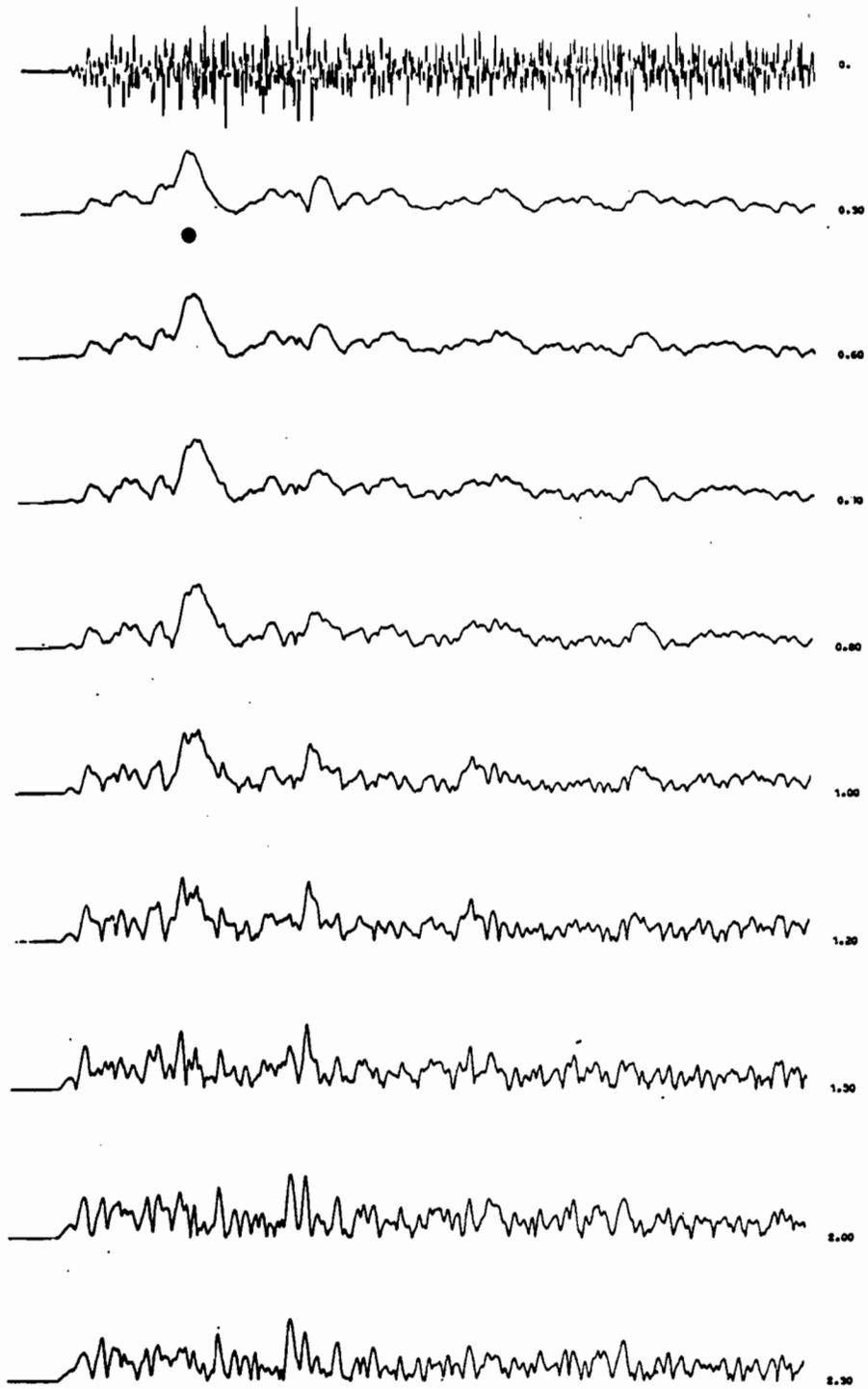
(a) 34 BNG $\Delta=11.9^\circ$ M=5.0

Fig. 4.6. Envelopes complexes de trois séismes (a,b,c) pour divers filtrages. La fréquence centrale est indiquée à droite. La première trace est le signal original dont la longueur totale est de 50 secondes. Le cercle plein indique la position d'une phase apparente en basses fréquences et qui est très atténuée au-delà de 1,5 Hz.



(b) 334 BLI $\Delta=13.9^\circ$ M=4.6

Fig. 4.6. (suite)



(c) 518 BLI $\Delta = 14.3^\circ$ $M = 4.7$

Fig. 4.6. (suite)

4.4. RELATIONS ENTRE LES ENREGISTREMENTS ET LE MODELE ISCM5-C

Une analyse spectrale plus approfondie, des phases multiples des ondes P, exige que les trajets à l'intérieur du manteau supérieur soient connus. Le modèle régional proposé, ISCM5-craton, fournit la référence nécessaire, pour l'interprétation des sismogrammes, puisqu'il a permis le calcul d'une hodochrone à branches multiples. En conservant les notations adoptées pour les premières arrivées (§ 3.1.2), on désigne chaque branche par une lettre (fig. 4.7), qui sera utilisée dans le texte, pour décrire la phase P correspondante, arrivée tardive ou première arrivée suivant la distance épacentrale.

4.4.1 Identification des phases multiples

L'identification des phases étant difficile, sinon impossible, à partir des traces originales, on a recherché la correspondance avec les modèles de référence en utilisant trois filtrages dans les bandes I (0,08 à 0,5 HZ), II (0,55 à 1,5 HZ) et III (1,20 à 5 HZ). La meilleure différenciation des arrivées multiples, est obtenues pour la deuxième bande de fréquences. Les filtres passe-bandes, relativement larges, conservent les différences morphologiques des enregistrements, entre divers séismes tout en faisant apparaître des variations d'amplitude dans le train des ondes P.

A titre d'exemple, deux enregistrements sont donnés avec leurs filtrages dans la bande "II" (fig. 4.8). De magnitudes équivalentes, $M = 4,5$ pour le premier, $M = 4,8$ pour le second et de distances voisines $11,67^\circ$ et $11,97^\circ$, ces enregistrements sont différents. Toutefois, les traces filtrées font clairement apparaître quatre phases distinctes. L'hodochrone de référence montre qu'il existe trois phases successives à ces distances : les phases C, D et probablement la phase E (flèches pleines). La phase intermédiaire comprise entre D et E coïncide, en outre, avec le temps d'arrivée de la phase PP (flèche vide). Ainsi, en admettant des écarts acceptables, de l'ordre de la seconde, ces quatre phases peuvent être définies par rapport au modèle pour les deux séismes considérés.

Malgré un accord global, sur l'ensemble des enregistrements, entre les phases observées et les écarts qui séparent les temps d'arrivée des différentes phases prévues par le modèle, on constate des variations dans la morphologie et l'amplitude relative des phases multiples enre-

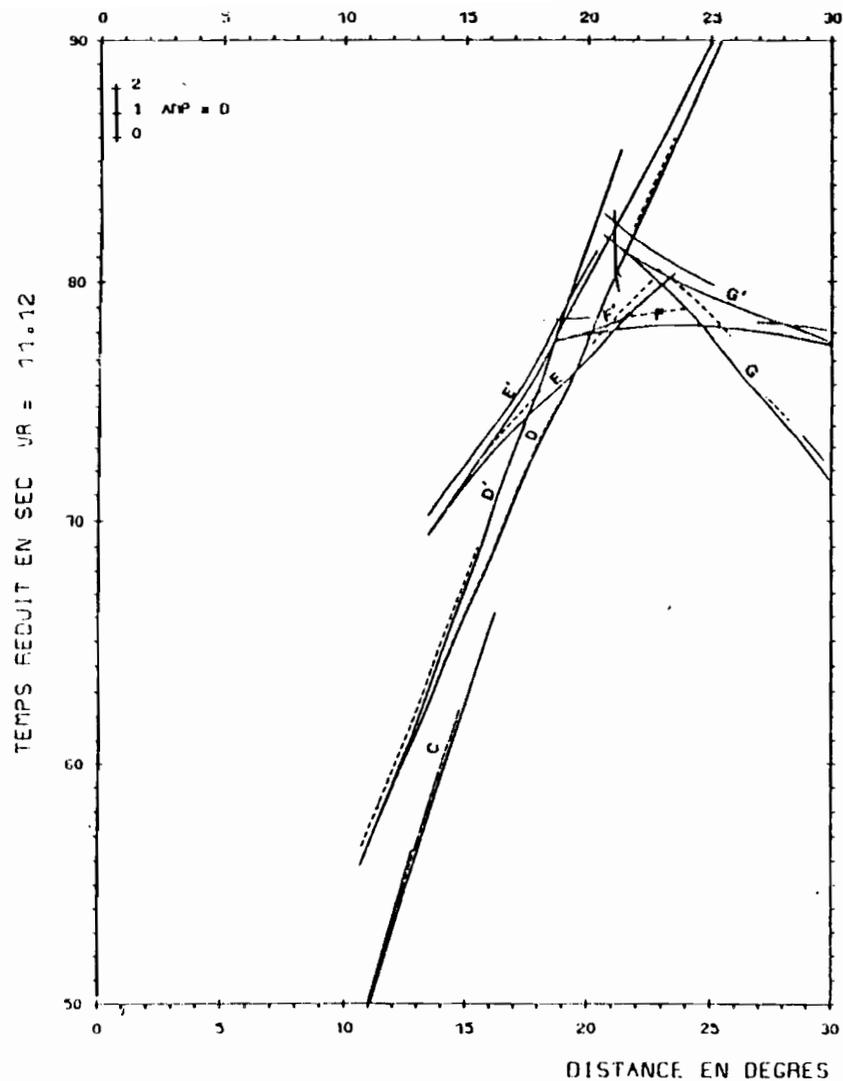


Fig. 4.7. Hodochrone de référence des ondes P déduite du modèle ISCM5-craton. Chaque branche de l'hodochrone est définie par une lettre. Les amplitudes sont également indiquées.

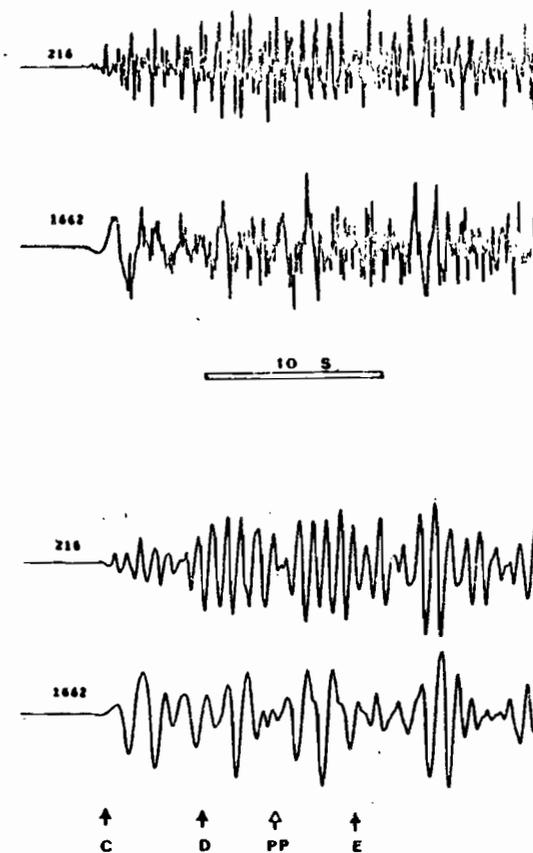


Fig. 4.8. Traces originales de deux séismes de la région du Semliki (distances épicentrales 12°) et leurs traces filtrées dans la bande II. Les phases théoriques sont indiquées. Complément de légende dans le texte (§ 4.4.1).

gistrées. Afin d'atténuer cette variabilité, des spectres moyens, dits spectres composites, ont été calculés à partir des spectres normalisés.

4.4.2 Définition d'intervalles de distance

Le calcul des spectres composites exige la définition d'intervalles de distance caractérisés par une même organisation dans l'ordre d'arrivée des différentes phases. Ces intervalles de distance (tableau 4.1) sont déterminés d'après l'hodochrone de référence.

Tableau (4.1)
Définition des intervalles de distance

Intervalles	Nature et ordre d'arrivée des phases			
	1ère	2ème	3ème	4ème
11,6° - 13,6°	C	D	PP	E _r , E
13,8° - 15,1°	C	C	(PP,E)	
16,5° - 18,5°	D	E	F	PP
19,0° - 20,0°	DEF	G (DE) _r	PP	
22,0° - 25,0°	(F,E,G)	D	PP	
Symboles	○	□	△	◇

Il apparaît que seule la portion d'hodochrone, comprise entre 11° et 16°, devrait permettre une différenciation claire des phases, les écarts entre phases et l'amplitude des caustiques, par rapport à la première arrivée, étant nettement séparables. Au-delà de 19°, la première arrivée ne peut constituer une référence spectrale puisque la fenêtre analysée recouvre aussi des arrivées tardives. Le problème se pose, un peu de la même manière, bien que cela n'apparaisse pas dans le tableau ci-dessus, entre 16,4° et 18,5° où le début est mal défini.

A chaque phase ou groupe de phases (tableau 4.1), on attribue sur les enregistrements, une longueur de fenêtre temporelle variable dont la largeur minimum acceptable, est fixée à deux secondes ; il en résulte que la plus basse fréquence analysée est de 0,5 Hz.

L'organisation du tableau (4.1) et la position relative des épïcètres et des stations par rapport aux hétérogénéités latérales (rifts), conduisent à envisager une hiérarchie dans l'étude spectrale des phases multiples suivant le classement par intervalles de distance.

En conséquence, la partie concernant la structure et les relations lithosphère-asthénosphère qui couvre les intervalles de distance compris entre $11,6^\circ$ et $18,5^\circ$ sera largement développée.

La partie concernant les structures comprises entre 400 et 600 km de profondeur qui correspond aux intervalles de distance compris entre 19° et 25° sera considérée de façon plus succincte en raison des nombreuses incertitudes qui subsistent sur la nature des trajets.

4.4.3. Critique des relations avec le modèle

Le contenu spectral des phases successives et les temps de propagation de ces phases sont indépendants du modèle choisi. On aurait pu, pour chaque séisme, envisager une première arrivée, puis, chacune des phases tardives, définies par leur ordre d'arrivée, sans modifier les résultats.

Le modèle devient prépondérant dans le regroupement des résultats, pour un intervalle de distance donné, puisqu'il détermine les limites à l'intérieur desquelles on peut effectuer les sommations de spectres. La référence au modèle ISCM5-craton oriente aussi l'interprétation des résultats de l'analyse spectrale, car les relations entre spectres sont analysées en fonction de la profondeur de pénétration des rais telle qu'elle est déterminée par le modèle pour une distance épicyentrale donnée. En suivant cette démarche, inspirée par l'interprétation des grands profils sismiques, on admet implicitement que les ondes transformées ou réfléchies ; dans la lithosphère ou dans la croûte, par exemple, peuvent être négligées. Le mélange de phase, d'une autre nature que celle envisagée dans l'hodochrone de référence, peut expliquer, en partie, la dispersion des résultats.

D'autres facteurs conduisent aussi à une dispersion des résultats ; ce sont la variation des paramètres de la source, pour les divers séismes étudiés, et les variations latérales de structure. Ces dernières, susceptibles de se développer au voisinage des rifts, peuvent produire des écarts au modèle qu'il est difficile de séparer des fluctuations liées aux sources sismiques à partir des enregistrements dont on dispose.

CHAPITRE V

ANALYSE SPECTRALE AUX DISTANCES COMPRISES ENTRE 11° ET 16°

5.1. DESCRIPTION DU DOMAINE ANALYSÉ

5.1.1. Conditions imposées par le modèle

Entre 11° et 16°, la première arrivée correspond à un trajet purement lithosphérique (Phase C). Elle est suivie d'une arrivée secondaire correspondant à une onde ayant pénétré à l'intérieur de l'asthénosphère (Phase D) et qui présente sur la première un retard de 6 à 3 secondes aux distances limites. Il n'y a entre ces deux phases aucune ambiguïté, et leur analyse spectrale respective constitue le point essentiel de l'analyse qui suit.

Les arrivées plus tardives présentent une organisation moins simple : la caustique de la phase E, correspondant à la discontinuité des 400 km, n'existe qu'à partir de 13,5°, elle recoupe à 14° l'hodochrone théorique de la phase PP qui devient plus tardive au-delà. Pour cette raison la séparation de l'intervalle 11°-16° en deux intervalles 11,6°-13,6° et 13,9°-15°, pour lesquels l'onde PP est individualisée ou ne l'est pas, apparaît nécessaire. Elle est aussi acceptable au regard des enregistrements. En effet les traces filtrées dans la bande II (fig. 5.1) illustrent le passage du premier au second intervalle. Les distances épacentrales sont de haut en bas :

13,2° ; 13,5° ; 13,6° ; 13,9° ; et 14,3°

L'existence de la phase PP n'apparaît clairement que pour la première trace, elle est douteuse ou non différenciée de la phase E pour les traces suivantes.

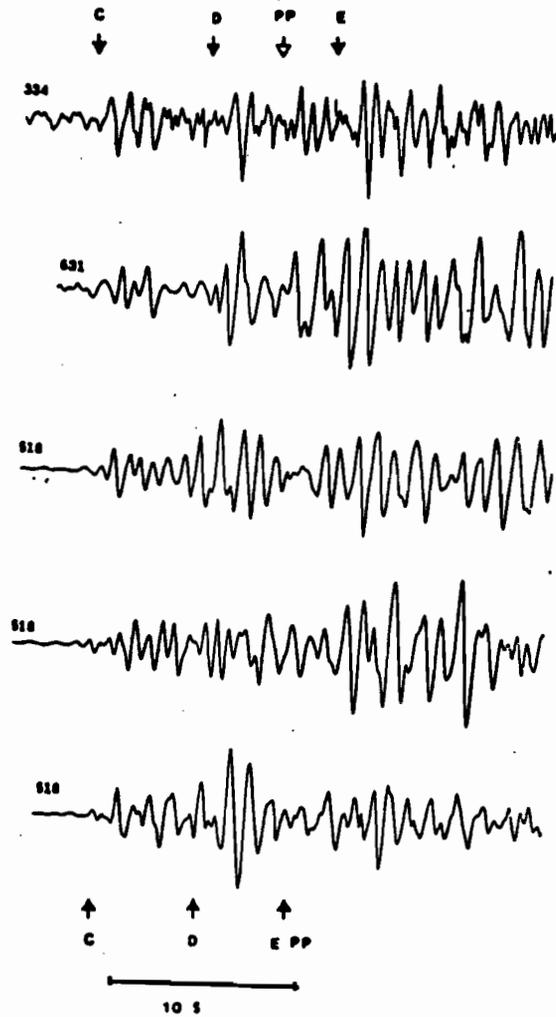


Fig. 5.1. Traces filtrées dans la bande II de séismes compris entre $13,2^\circ$ et $14,3^\circ$ (cf. § 5.1.1). Les flèches indiquent les arrivées théoriques des phases déduites du modèle ISCM5-C.

Le séisme n° 518 représenté par les trois stations de Bangui, Bossako et Boali, montre successivement les déformations de la trace qui existent d'une station à l'autre. La variabilité dans la durée apparente de chaque phase et les fluctuations relatives d'amplitude entre les arrivées successives peuvent provenir d'anomalies dans la structure locale (Mourgues, 1981). On remarquera que, sur un accroissement de distance de l'ordre du degré, la variation des écarts entre phases est masquée à la fois par l'irrégularité de la durée des phases et par l'imprécision avec laquelle on perçoit les débuts. Ceci explique en partie, et à posteriori, l'échec de l'identification des phases par la recherche des vitesses apparentes. L'accord global entre le modèle et les arrivées observables reste toutefois valable, à ceci près, qu'on observe la phase E en deçà de la distance prévue par le modèle.

5.1.2. Conditions structurales

Tous les séismes, utilisés dans l'intervalles de distance $11,6^{\circ}$ - 15° , se rattachent au système du rift occidental (fig. 5.2), sauf un dont l'épicentre est situé au nord du Soudan. Comme la plupart des épicentres se situent sur la bordure externe du rift, notamment entre 0° et 6° Sud, on peut admettre que les propagations vers les stations centrafricaines sont de type purement cratonique. Pour les quelques séismes intérieurs au rift, la longueur de trajet ne représente, dans le cas le plus défavorable, (séisme N° 499), que 6% du trajet total. L'effet dû à la structure du rift peut être intégré à la fonction source.

Il est intéressant de noter que la projection des rais, sur la surface, coïncide avec les formations de couverture du Précambrien pour tous les séismes tels que : $\Delta < 13^{\circ}$.

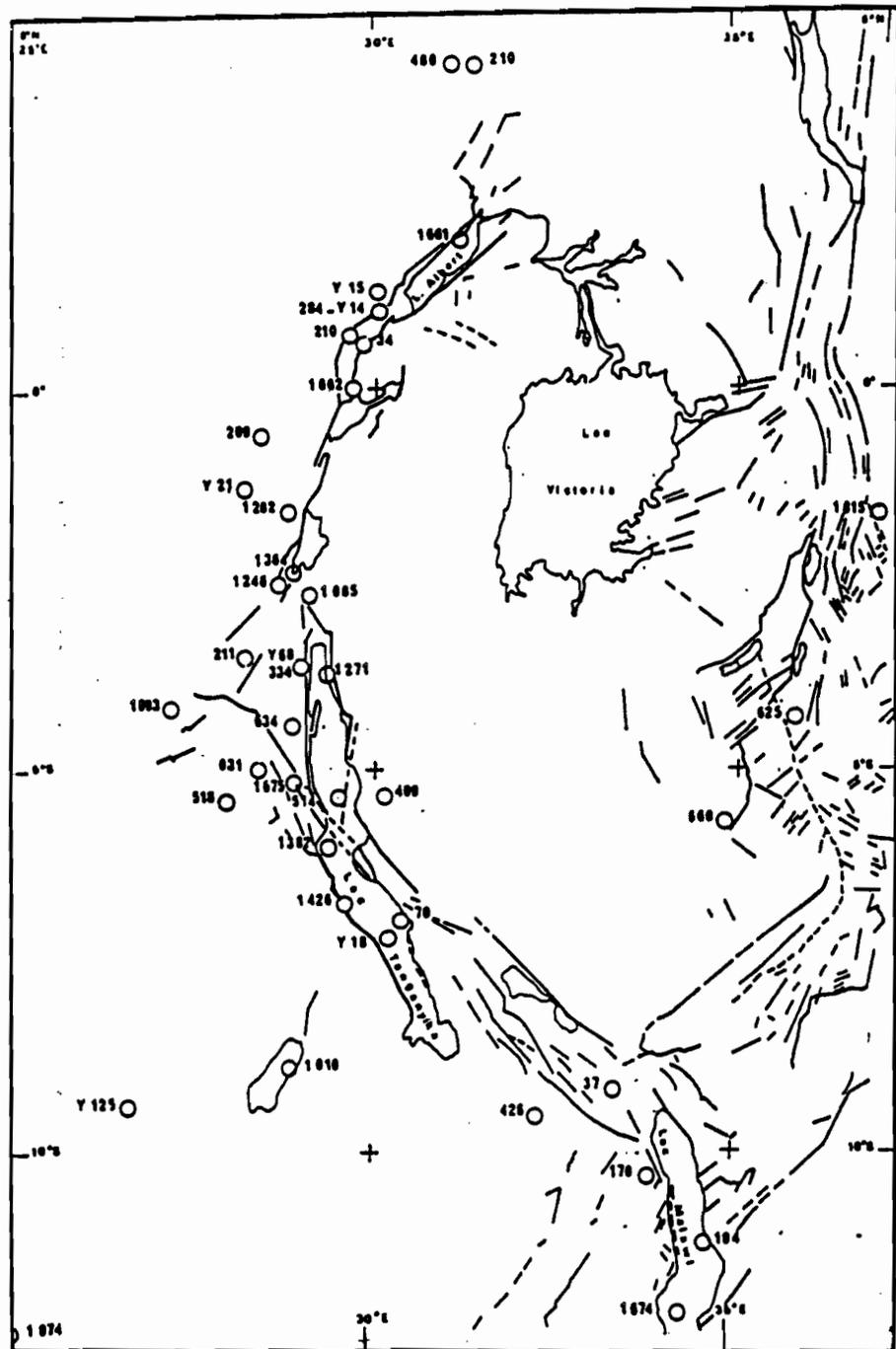


Fig. 5.2. Epicentres des séismes utilisés dans l'analyse spectrale pour les distances inférieures à 23° . Les nombres indiqués correspondent aux numéros de référence du catalogue (annexe 5)

5.2. OBSERVATIONS QUALITATIVES SUR LES SPECTRES D'ACCELERATION

Afin d'éviter toute sélection subjective basée sur des idées émises à priori, le seul critère utilisé pour l'utilisation d'un enregistrement était basé sur la qualité technique de celui-ci, à savoir :

- début net, par rapport au niveau d'agitation microsismique ;
- absence de parasites dûs au décrochement de la fréquence porteuse sur l'enregistrement analogique ;
- absence d'écèlement ou de bruit dû au système de numérisation.

Quatre spectres d'accélération correspondant aux phases C, D, PP et E, ont été calculés pour chacun des dix huit enregistrements retenus entre 11,6° et 13,6°. Chaque groupe de spectres (fig. 5.3) est identifié par le numéro de catalogue définissant le séisme (annexe 4), le sigle de la station d'enregistrement et la distance épacentrale correspondante.

Les données spectrales apparaissent assez dispersées. Cette dispersion souligne l'effet de paramètres, structuraux ou focaux, qui varient pendant d'un séisme ou d'une station à l'autre, ceci en dépit des hypothèses d'homogénéité formulées.

Dans les paragraphes qui suivent, on cherchera à dégager les tendances qualitatives générales de cette collection de données.

5.2.1. Fréquence du maximum spectral

L'ensemble des spectres présentent un maximum entre 3 et 4 HZ à l'exception des spectres n° 1246, BSO et BLI, pour lesquels les maxima apparaissent respectivement à 1 et 1,5 HZ. Ce caractère général n'est donc pas affecté par la variation de distance épacentrale. Les fluctuations de la fréquence associées au maximum d'amplitude sont minimes entre les différentes phases d'un enregistrement donné, de l'ordre du Hertz mais le plus souvent inférieures, à l'exclusion du n° 489 BNG.

5.2.2. Atténuation

L'atténuation des amplitudes vers les hautes fréquences est en général bien apparente, sauf pour quelques très rares enregistrements,

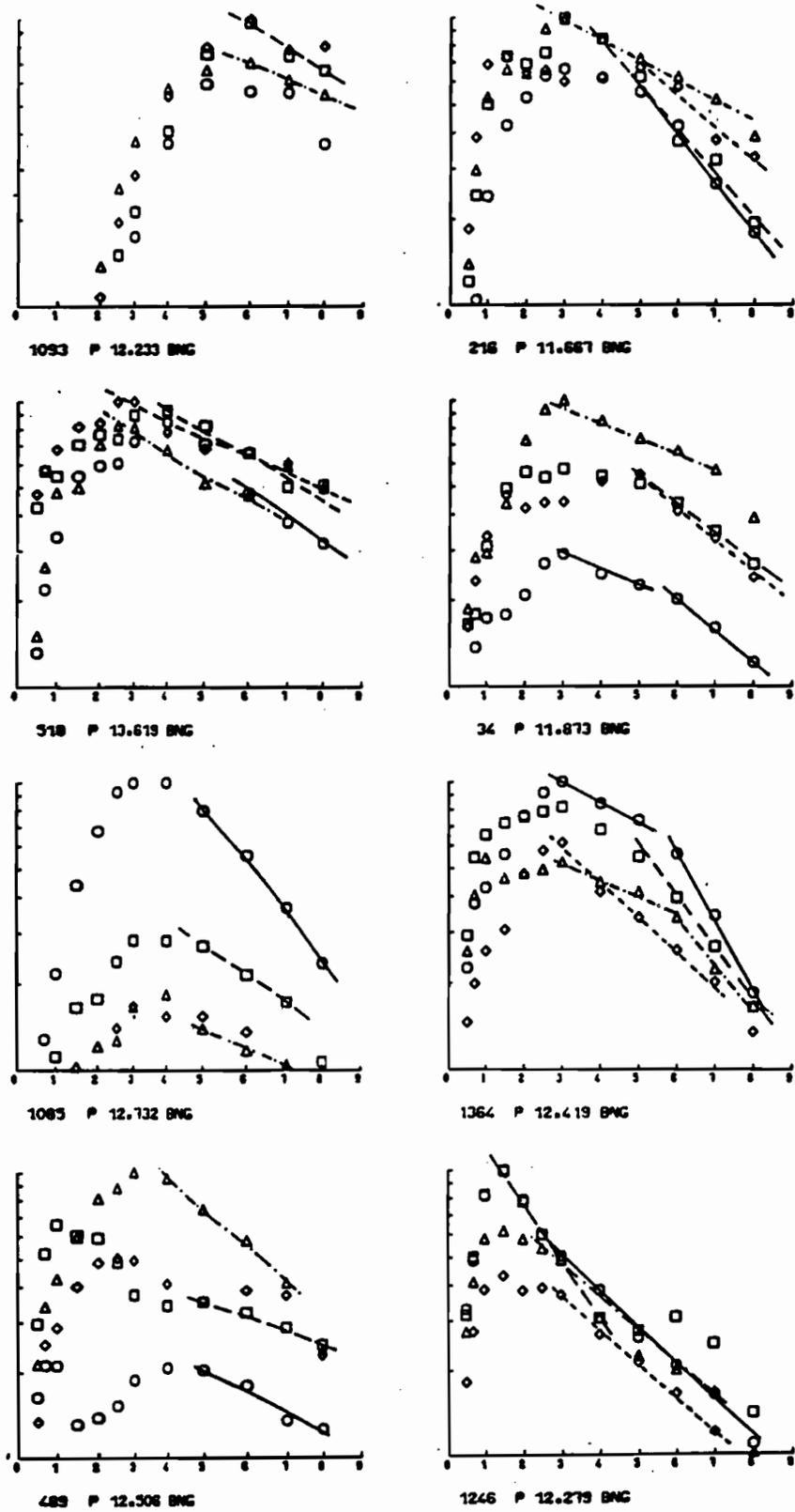
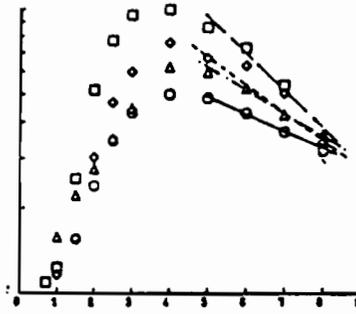
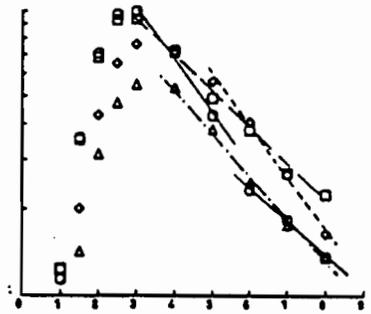


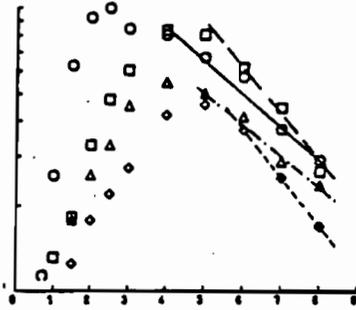
Fig. 5.3. Spectres d'accélération des phases C (o), D (□), PP (Δ) et E (◇) pour les distances épicentrales comprises entre 11° et 13,5°. Les fréquences, en abscisses, sont exprimées en Hertz, l'échelle des amplitudes, en ordonnée, est logarithmique.



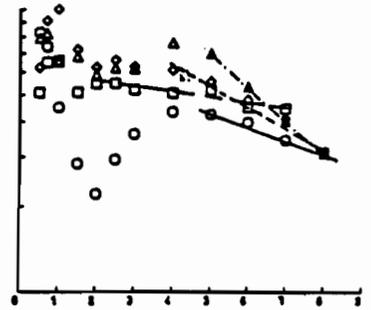
1033 P 12.919 BLI



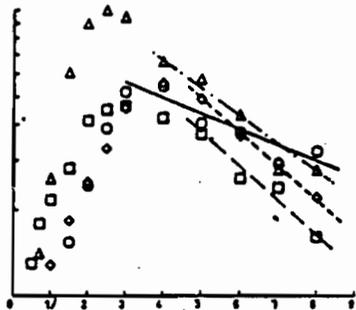
1248 P 12.968 BLI



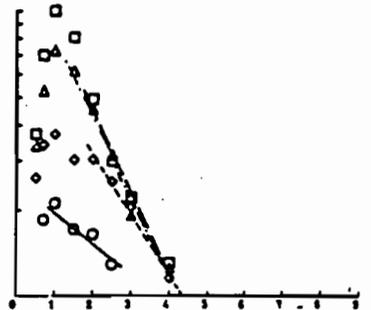
1085 P 13.421 BLI



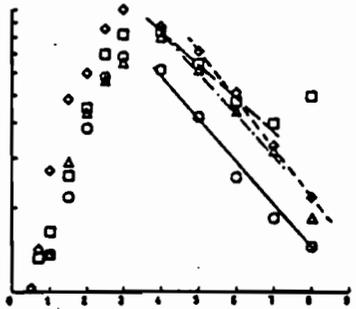
1682 P 11.971 BNC



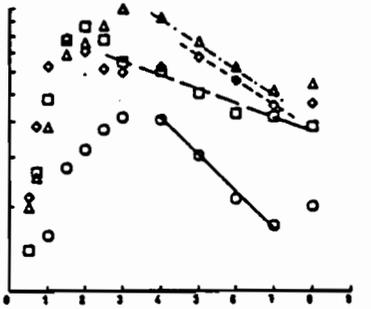
489 P 13.056 BLI



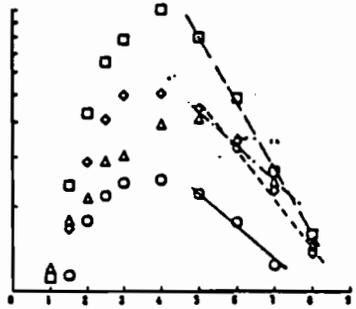
1226 P 12.670 B50



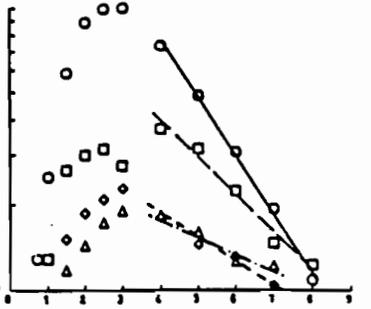
334 P 13.202 BNC



1033 P 12.514 B50



284 P 11.959 BNC



1085 P 13.123 B50

Fig. 5.3. (suite)

tel que le n° 1093 BNG, pour lequel on observe un étalement du maximum. En outre, le caractère linéaire de l'atténuation, peut être clairement défini pour la plupart des spectres, ceux des phases C et D surtout. Sachant que l'échelle des amplitudes est logarithmique, ce type de variation en fonction de la fréquence permet de supposer, en conservant les hypothèses formulées (§ 4.2.3), que l'atténuation observée est d'origine anélastique et que le facteur de qualité Q est indépendant de la fréquence.

5.2.3. Amplitudes

Les relations d'amplitude entre phases sont particulièrement confuses sur l'ensemble de la collection. D'après le modèle de référence, la caustique correspondant à la phase D devrait avoir une amplitude supérieure à celle de la phase C. Le rapport d'amplitude entre ces deux phases (A_D/A_C), déduit du modèle ISCM5, présente les valeurs :

$$1,78 \text{ à } 11,5^\circ ; 1,43 \text{ à } 12,5^\circ ; 1,16 \text{ à } 13,5^\circ$$

Or, sur les dix huit groupes spectraux considérés, on observe la distribution suivante (tableau 5.1).

Tableau (5.1)
Relations d'amplitude

$\ddot{A}_C > \ddot{A}_D$	8 fois	$\Delta_m \approx 12,4^\circ$
$\ddot{A}_C \approx \ddot{A}_D$	6 fois	$\Delta_m \approx 12,6^\circ$
$\ddot{A}_C < \ddot{A}_D$	4 fois	$\Delta_m \approx 12,9^\circ$

Δ_m représente la moyenne arithmétique des distances épacentrales relevées pour un type de relation donné. Bien que ces relations (tableau 5.1) soient assez discutables, on obtient cependant un accord apparent, limité au sens d'évolution du rapport d'amplitude prévu par le modèle, qui mérite d'être relevé.

Les relations avec les autres phases tardives sont plus désordonnées: Les rapports d'amplitude ne semblent donc pas pouvoir constituer un critère d'identification des arrivées multiples en relation avec le modèle.

5.2.4. Extension des observations jusqu'à 15°

Les mêmes observations pourraient être faites sur l'intervalle 13,9°- 15°, pour lequel trois fenêtres ont été analysées qui coïncident avec les phases C, D et E du modèle (fig. 5.4). On observe, par rapport à l'intervalle précédent, un léger abaissement de la fréquence du maximum spectral qui tend à être centré entre 2 et 3 ou 4 HZ.

Il existe aussi une instabilité un peu plus marquée entre les arrivées multiples. Les relations d'amplitude restent confuses quoiqu'un peu mieux définies que précédemment, en particulier vers les basses fréquences, pour lesquelles, malgré d'importantes fluctuations, on aurait :

$$A_C < A_D < A_E$$

L'existence de la caustique, E à partir de 13,5° (modèle ISCM5-C) peut donner un sens au dernier terme de l'inégalité.

Plus généralement, l'absence de différences significatives, entre les spectres des deux intervalles, indique qu'il n'existe pas entre eux de changements dans le type de propagation des ondes. Les milieux concernés sont donc considérés comme inchangés de 11,5 à 15°.

5.2.5. Spectres composites

Les spectres composites des deux intervalles illustrent parfaitement les observations qui ont été faites (fig. 5.5). Elles se résument à trois points :

- Stabilité de la fréquence du maximum entre 2,5 et 4 HZ ;
- Bonne définition des pentes d'atténuation pour les deux premières arrivées ;
- Relations d'amplitude difficilement discernables sur le premier intervalle, possibles, en basses fréquences sur le second.

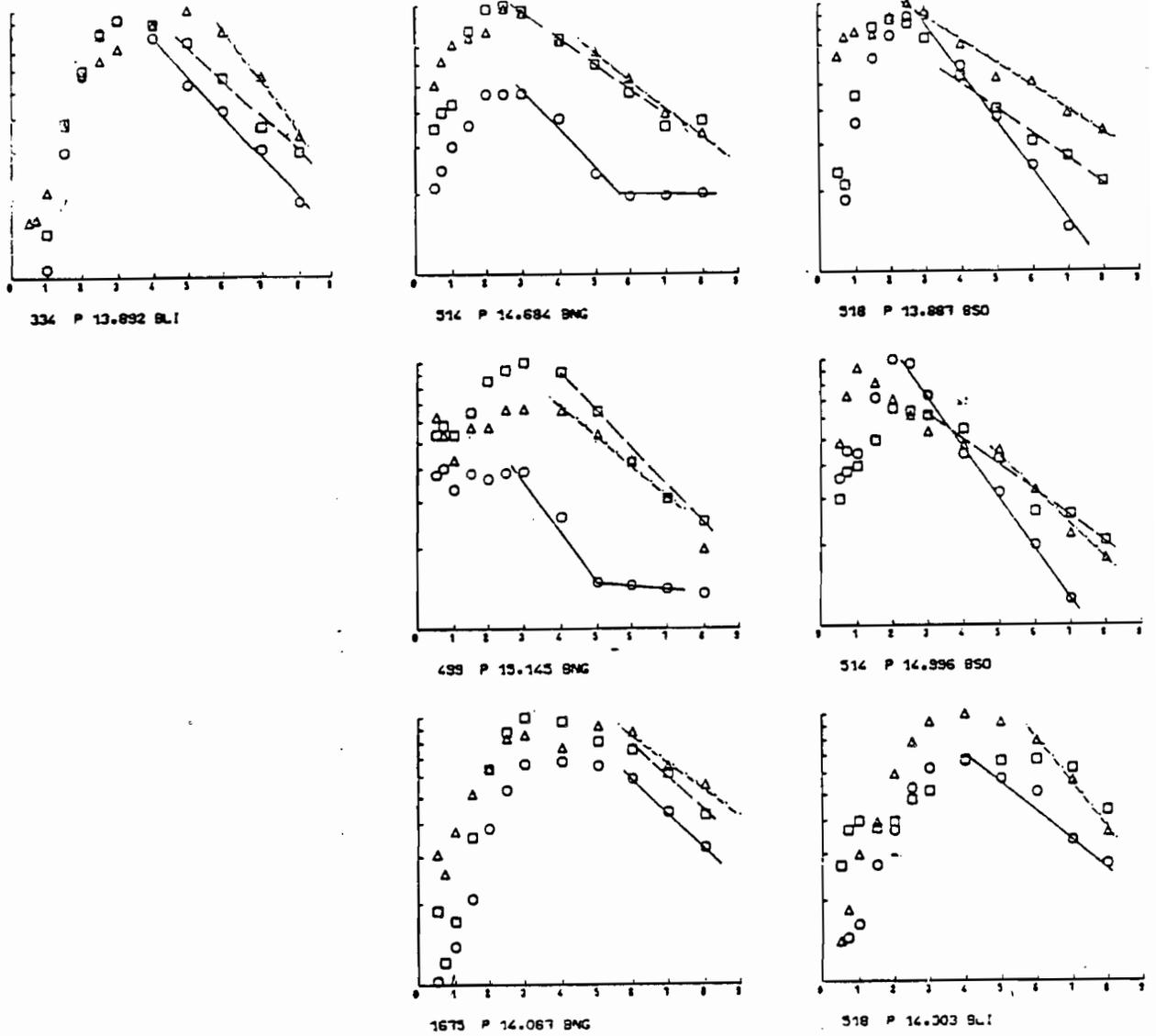


Fig. 5.4. Spectres d'accélération des phases C (o), D (□) et E ou PP (△), pour des distances épacentrales comprises entre 13,5° et 15°. Les coordonnées sont identiques à celle de la figure 5.3.

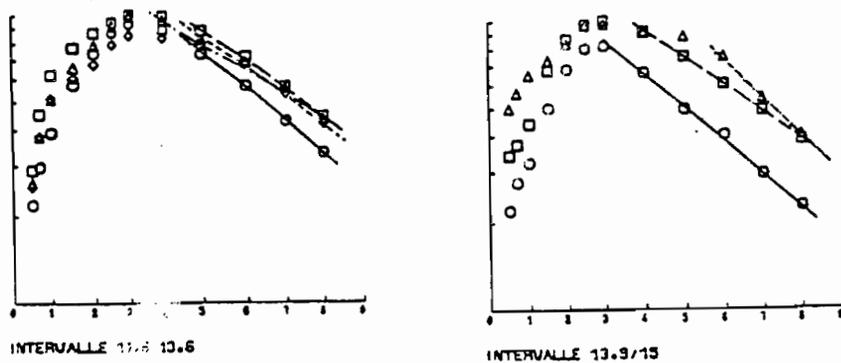


Fig. 5.5. Spectres composites calculés sur les deux intervalles de distance 11,6° - 13,6° et 13,9° - 15°. Les coordonnées sont identiques à celle de la figure 5.3.

5.3. ATTENUATION DEDUITE DES SPECTRES D'ACCELERATION

5.3.1. Résultats numériques

La méthode de détermination du facteur qualité (Choudhury, 1972) définie au (§ 4.2.3) peut être appliquée aux spectres d'accélération que l'on vient de décrire. Rappelons que, pour un enregistrement donné le logarithme de l'amplitude d'une onde de volume s'exprime par :

$$\text{Log } \ddot{A}(w) = A_0(w) \exp. - \left(\frac{w}{2} \frac{T}{Q} \right)$$

Avec l'hypothèse que $\ddot{A}_0(w)$ est constant aux fréquences supérieures à la fréquence de coin (Aki, 1967), la pente n du spectre d'accélération sera égale à $n = \frac{1}{2} w \frac{(T)}{Q} \log e$ ou en prenant la variable f au lieu de w :

$$n = \pi f \frac{(T)}{Q} \log e$$

T étant constant pour une phase donnée, cette pente sera constante dans la mesure où "Q" n'est pas une fonction de w .

Remarque : A partir de valeurs numériques, on recherche par la méthode des moindres carrés l'ajustement d'une courbe de type $A = e^{af} + b$ avec $a = \pi(T/Q)$. Les valeurs de T/Q sont données dans le tableau (5.2) pour les phases C, D, PP et E. Le numéro de référence et la distance épicyentrale sont indiqués à gauche. Le domaine des fréquences sur lequel porte l'ajustement est compris entre 3 Hz et 8 Hz comme on peut le voir sur le graphe des spectres à partir desquels les limites ont été définies.

L'observation des valeurs obtenues (tableau 5.2) fait apparaître trois caractères essentiels :

- 1) une stabilité moyenne de (T/Q) assez satisfaisante bien qu'elle soit entachée parfois de valeurs anormales, n° 284 BNG (D); n° 1246 BSO (D) ET (PP) pour ne citer que les plus évidentes ;
- 2) une absence de différenciation entre les phases multiples.
- 3) une faible dépendance de, T/Q , en fonction de la distance.

Tableau (5.2)
Valeurs de T/Q (s) , déduites de la pente d'atténuation des spectres d'accélération.

Référence		T/Q				
N° station	Δ°	C	D	PP	E	
216 BNG	11,67	0,122	0,116	0,051	0,080	
34 BNG	11,87	0,081	0,067	0,043	0,086	
284 BNG	11,9	0,096	0,172	0,085	0,120	
1662 BNG	11,97	0,034	0,013	0,087	0,053	
1093 BNG	12,23	-	0,061	0,038	-	
1246 BNG	12,28	0,093	0,126	0,085	0,086	
1346 BNG	12,42	0,060	0,099	0,043	0,086	
489 BNG	12,50	0,049	0,035	0,088	0,084	
1093 BSO	12,51	0,095	0,035	0,064	0,063	
1246 BSO	12,67	0,096	0,205	0,216	0,147	
1085 BNG	12,73	0,128	0,074	0,054	-	
1093 BLI	12,92	0,046	0,098	0,053	0,093	
1246 BLI	12,97	0,1339	0,093	0,109	0,132	
489 BLI	13,06	0,061	0,083	0,091	0,082	
1085 BSO	13,12	0,151	0,106	0,045	0,063	
334 BNG	13,20	0,121	0,081	0,098	0,126	
1085 BLI	13,42	0,084	0,119	0,124	-	
518 BNG	13,62	0,082	0,066	0,061	0,039	
334 BLI	13,89	0,108	0,104	-	0,147	
518 BSO	13,89	0,141	0,095	-	0,062	
1675 BNG	14,09	0,097	0,089	-	0,079	
518 BLI	14,30	0,085	0,117	-	0,125	
514 BNG	14,68	0,101	0,074	-	0,077	
514 BSO	15,00	0,140	0,074	-	0,102	
499 BNG	15,15	0,152	0,107	-	0,079	

Afin de clarifier ces résultats, des moyennes de, T/Q, ont été calculées, pour chacune des phases, sur des intervalles de distance de un degré et pour deux valeurs correspondant à 15°.

Après le calcul d'une première moyenne, \bar{x} , seules ont été conservées les valeurs de x telles que :

$$\bar{x} + s < x < \bar{x} - s$$

s étant l'écart type.

Les valeurs moyennes représentatives résultent donc d'une deuxième moyenne pour laquelle les écarts types restent compris entre 0,11 et 0,025, soit une erreur relative sur la valeur de T/Q de

l'ordre de 15 à 30 %.

Le temps de parcours T défini au centre de chaque intervalle de distance, pour chacune des phases séparément, les valeurs moyennes de "T/Q" et du facteur de qualité " \bar{Q} ", le long du trajet, sont calculées (tableau 5.3).

Tableau (5.3)
Valeurs moyennes de T (s) , T/Q (s) et Q pour les phases C, D, PP et E sur quatre intervalles de distance

Intervalle	P H A S E S				
	C	D	PP	E	
11,7° - 12,7°	T	175	181	185	190
	T/Q	0,081	0,069	0,065	0,082
	\bar{Q}	2160	2623	2854	2317
12,7° - 13,7°	T	184	194	196	201
	T/Q	0,116	0,090	0,080	0,089
	\bar{Q}	1590	2151	2453	2255
13,7° - 14,7°	T	198	206	-	212
	T/Q	0,098	0,094	-	0,097
	Q	2018	2191	-	2174
15°	T	212	215	-	221
	T/Q	0,146	0,091	-	0,091
	\bar{Q}	1452	2362	-	2326

N.B. : Les erreurs standard sur T/Q (S) sont comprises entre: 0,009 et 0,027 pour la phase C, 0,012 et 0,026 pour la phase D, 0,021 et 0,025 pour la phase P et 0,015 et 0,028 pour la phase E.

5.3.2. Valeurs moyennes du facteur de qualité pour la lithosphère

Compte tenu de l'erreur relative qui affecte les valeurs de T/Q, on peut estimer à 400 ou 500 l'erreur absolue sur la valeur de \bar{Q} , on peut écrire plus rigoureusement :

$$\bar{Q} = 2210 \pm 370$$

Ainsi, l'ensemble des phases C, D, PP et E correspondraient à un milieu pour lequel le facteur de qualité serait presque constant. Les valeurs moyennes de T/Q, extraites du tableau (5.3) se distribuent assez

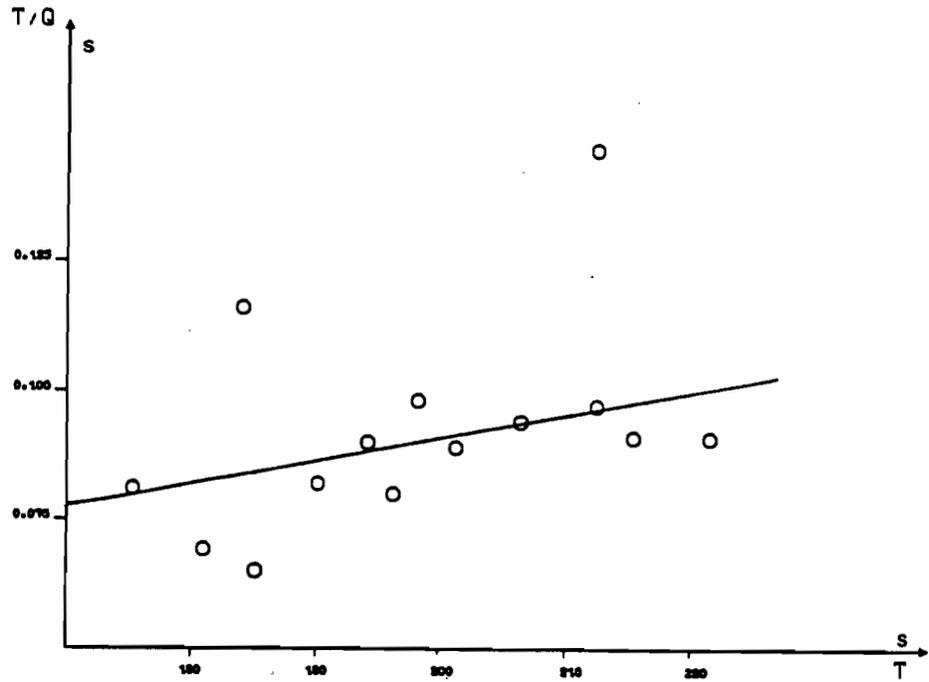


Fig. 5.6. Valeurs moyennes de T/Q en fonction du temps de propagation, en secondes. La droite indiquée correspond à une valeur constante du facteur de qualité $Q = 2200$.

bien autour de la droite, de pente égale à $4,7 \cdot 10^{-4}$ (fig. 5.6) qui traduit la variation de T/Q pour une valeur constante, $Q = 2200$, du facteur de qualité.

En supposant que la profondeur de pénétration croît avec la durée de propagation, de sorte que les diverses phases envisagées soient des ondes réfractées en profondeur, le résultat obtenu peut paraître étonnant. En effet, si l'on se réfère au modèle ISCM5-C, les phases D et E correspondent à des rais qui ont traversé, par deux fois, la couche à faible vitesse. Or, les deux phases sont caractérisées (fig 5.7) par des valeurs du facteur de qualité supérieures à celles de la phase C dont la propagation n'intéresse que la lithosphère.

Cette organisation du facteur "Q", entre les diverses arrivées, peut s'expliquer en admettant, par hypothèse et indépendamment du modèle de référence, que les phases tardives résultent de réflexions dans la lithosphère. Dans cette hypothèse, la phase PP, qui concerne les niveaux les plus élevés de la lithosphère, et à laquelle il faut assimiler la phase notée "E", qui, entre 200 et 220 secondes (fig. 5.7) n'est autre qu'une onde PP, rend compte d'un facteur de qualité supérieur à celui qui caractérise la base de la lithosphère définie par la phase C. Avec des valeurs de "Q" comprises entre celles des phases PP et C, la phase D résulterait de réflexions sur des niveaux intermédiaires.

Une troisième solution est de supposer que les arrivées tardives sont produites à la source ou en son voisinage. On peut alors affecter chaque phase du même temps de propagation que celui correspondant à la première arrivée. Les valeurs moyennes de T/Q et \bar{Q} sont calculées pour des intervalles de distance de $0,5^\circ$, ou 1° dans le dernier cas, auxquels on affecte le temps de propagation de la première arrivée au centre de l'intervalle de distance considéré (tableau 5.4).

Dans cette dernière hypothèse, le facteur de qualité ne dépend que de la distance épacentrale. La variation de T/Q traduit (fig. 5.8) une diminution du facteur de qualité entre 13° et $13,5^\circ$, qu'on retrouve sur la phase C (tableau 5.3) pour l'intervalle de distance, $12,7^\circ - 13,7^\circ$. Cette anomalie du facteur de qualité à 184 secondes (tableau 5.3) pourrait correspondre à une couche particulière à 140 km de profondeur, dans

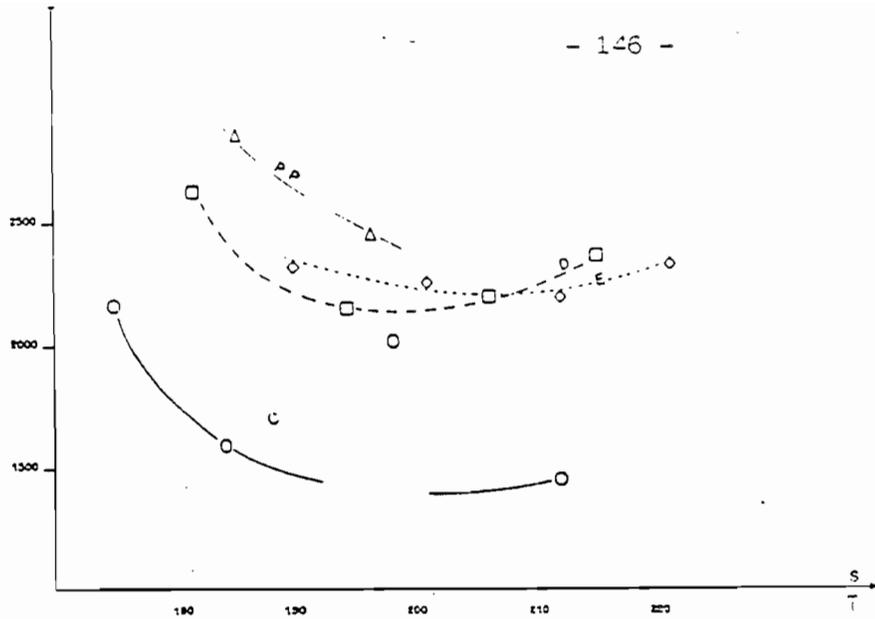


Fig. 5.7. Facteur de qualité (Q) en fonction du temps de propagation en secondes, pour les phases C, D, PP et E. Les symboles correspondant à chaque phase, sont ceux du tableau 4.1.

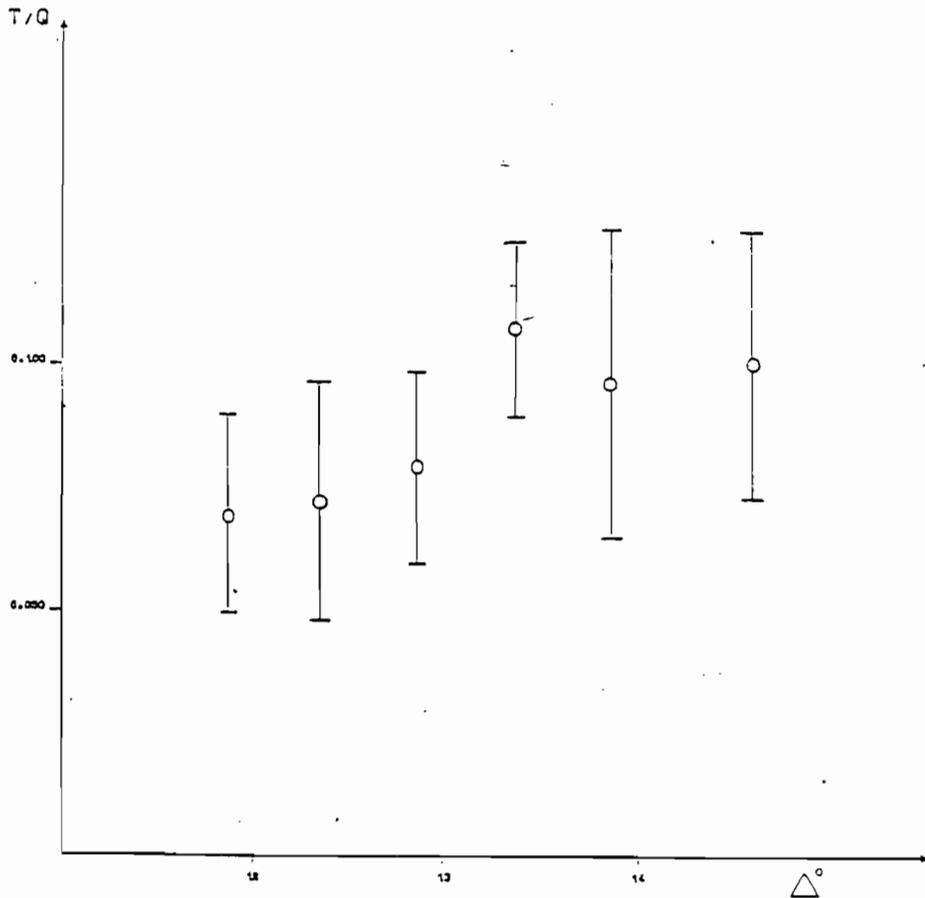


Fig. 5.8. Valeurs moyennes de T/Q en fonction de la distance épacentrale. Les phases multiples sont considérées comme produites à la sources, elles sont donc affectées du temps de propagation de la première arrivée pour une distance donnée.

le modèle ISCM5-C, ou à 112 km suivant le modèle "Herrin" (Herrin, 1968). On peut la rapprocher de la couche à faible vitesse située entre 85 et 90 km de profondeur du modèle Africa (Green, 1978).

Tableau (5.4)
Valeurs de T/Q et \bar{Q} en fonction de la distance pour des arrivées multiples produits à la source.

Distance (°)	T/Q (s)	T (s)	Ecart Type (s)	\bar{Q}
11,6 à 12,1	0,069	171,0	0,021	2478
12,1 à 12,6	0,072	177,7	0,025	2468
12,6 à 13,1	0,079	182,2	0,020	2331
13,1 à 13,6	0,107	190,6	0,018	1781
13,6 à 14,1	0,096	197,1	0,032	2053
14,1 à 15,1	0,100	206,8	0,028	2068

En conclusion, les arrivées multiples, telles qu'elles apparaissent dans ce paragraphe, ne semblent pas pouvoir être rattachées au modèle proposé pour le craton zaïrois. On peut estimer, soit que le modèle est inadéquat, soit que les phases discernées sont toutes produites dans la lithosphère. Dans cette deuxième alternance que deviennent alors les phases du manteau ? Les temps d'arrivée de celles-ci devraient coïncider en effet avec les phases observées ici. Il est important de noter, à ce point de notre étude, que les résultats obtenus jusqu'alors portent sur un domaine de fréquences compris entre 3 et 8 Hz. L'analyse des rapports spectraux, qui concerne un domaine de fréquences plus large, compris entre 0,5 Hz et 8 Hz, va faire apparaître des relations différentes entre les phases multiples. En obtenant dans l'analyse qui suit un accord entre la variation du facteur de qualité en profondeur et le modèle ISCM5-craton, on peut expliquer les résultats ci-dessus et démontrer que les valeurs du facteur de qualité élevées, mises en évidence dans ce qui précède, caractérisent bien le milieu lithosphérique.

5.4. OBSERVATIONS QUALITATIVES SUR LES RAPPORTS SPECTRAUX

5.4.1 Conditions préliminaires

En se référant au paragraphe (4.2.2.), on se rappellera que les rapports spectraux entre deux phases P, normalisées, d'un même enregistrement sont indépendants des fonctions \ddot{A}_0 , \ddot{A}_C et \ddot{A}_1 , qui s'éliminent dans le rapport, et du facteur d'expansion géométrique de la fonction \ddot{A}_M du fait de la normalisation. Toutefois, la fonction de transfert de la croûte étant très sensible aux variations de l'angle d'incidence, il faut vérifier si la fonction \ddot{A}_C est identique pour deux phases qui présentent des incidences différentes.

Au regard du modèle de référence, l'angle d'incidence, à la surface, de la phase C à 13,5° de distance est : $I_C = 43,3^\circ$. Les différences avec les phases D, E et PP à la même distance sont :

$(I_D - I_C) : - 1,9^\circ$ et $- 3,2^\circ$ pour les branches rétrogrades et progrades respectivement ;

$(I_E - I_C) : - 7,3^\circ$ pour la caustique ;

$(I_{PP} - I_C) : + 1,5^\circ$ à $+ 42,9^\circ$ pour les extrêmes possibles entre la phase (BB) première réfléchie et la phase P_g si elle existe.

Les faibles variations d'incidence entre les phases C, D, E et PP de la Lithosphère permettent d'éliminer la fonction crustale dans les rapports analysés. Les rapports spectraux sont donc bien significatifs des différences de trajet entre les arrivées multiples de l'onde P.

5.4.2. Caractères généraux des rapports spectraux

Les rapports spectraux $R(w)$ sont reportés en échelle logarithmique en fonction de la fréquence (fig. 5.9.a et 5.9.b). Les cercles représentatifs du Rapport \ddot{A}_C/\ddot{A}_C (ou C/C) correspondent à l'unité.

Malgré une forte dispersion, particulièrement marquée par le caractère oscillant de $R(w)$ vers les plus basses fréquences, une tendance générale apparaît très nettement : dans la bande de fréquence

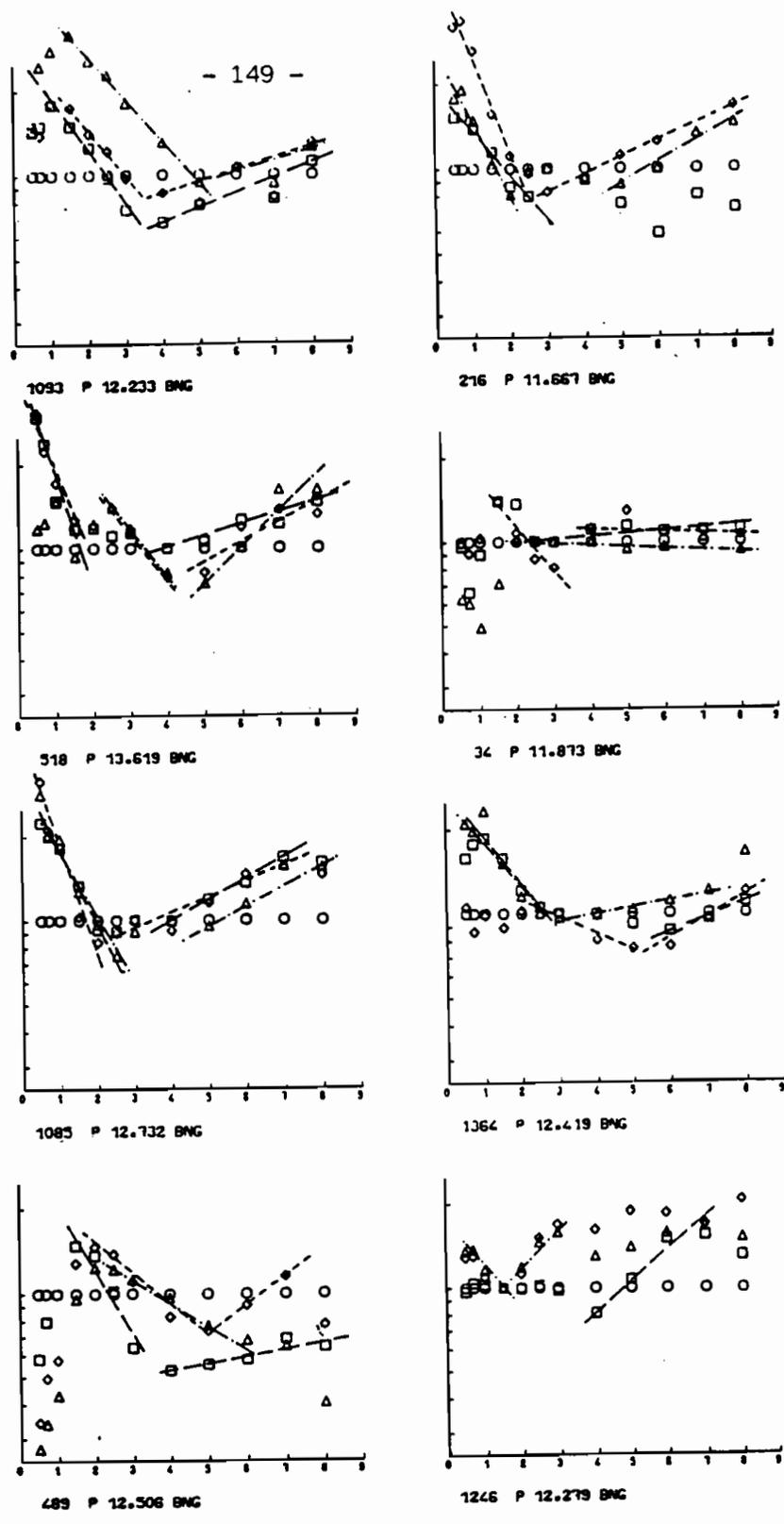
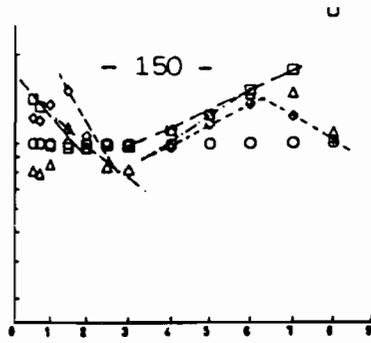
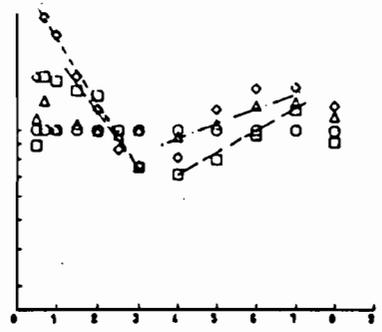


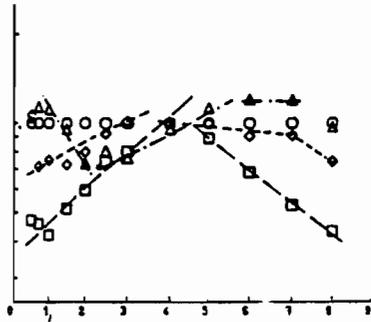
Fig. 5.9. Rapports spectraux entre les phases tardives et la première arrivée : C/C (\circ), D/ (\square), PP/C (Δ) et E/C (\diamond) pour les distances comprises entre $11,5^\circ$ et $13,5^\circ$. Les fréquences sont exprimées en Hertz (abscisses) ; l'échelle logarithmique des ordonnées est graduée de 0,3 à 2,0.



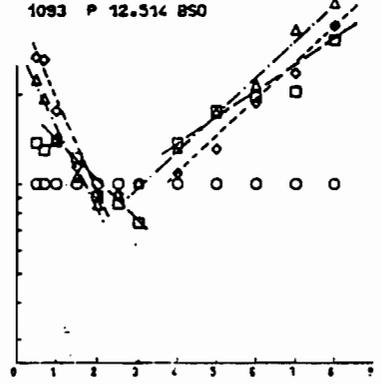
334 P 13.202 BNG



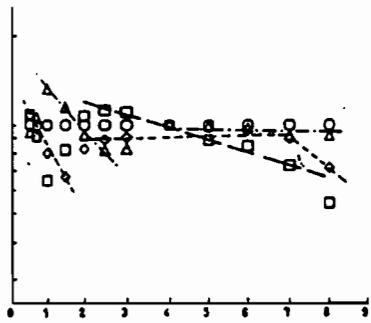
1093 P 12.514 BSO



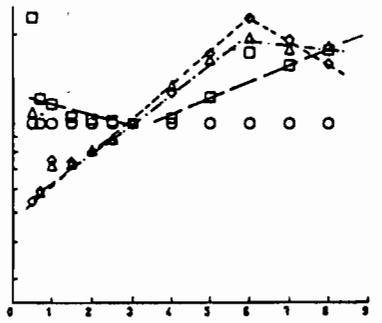
284 P 11.959 BNG



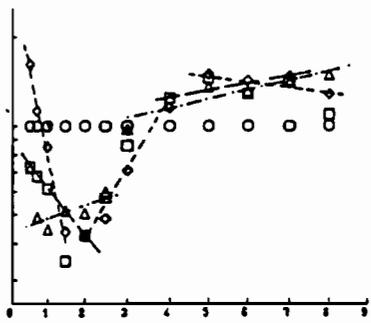
1085 P 13.123 BSO



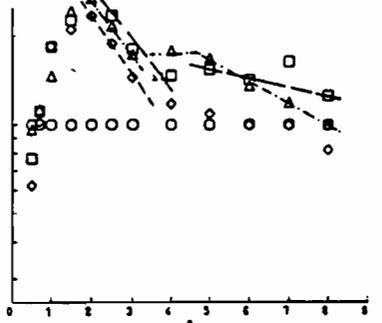
1093 P 12.919 BLI



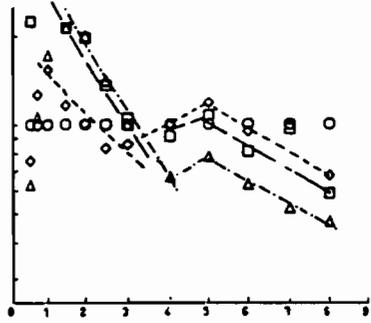
1246 P 12.968 BLI



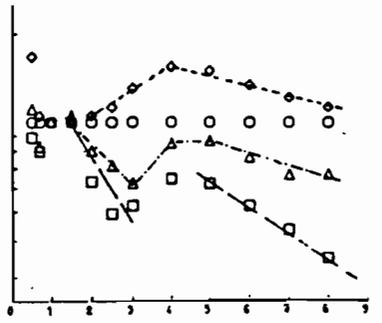
7085 P 13.421 BLI



1662 P 11.971 BNG



489 P 13.056 BLI



1246 P 12.670 BSO

Fig. 5.9. (suite)

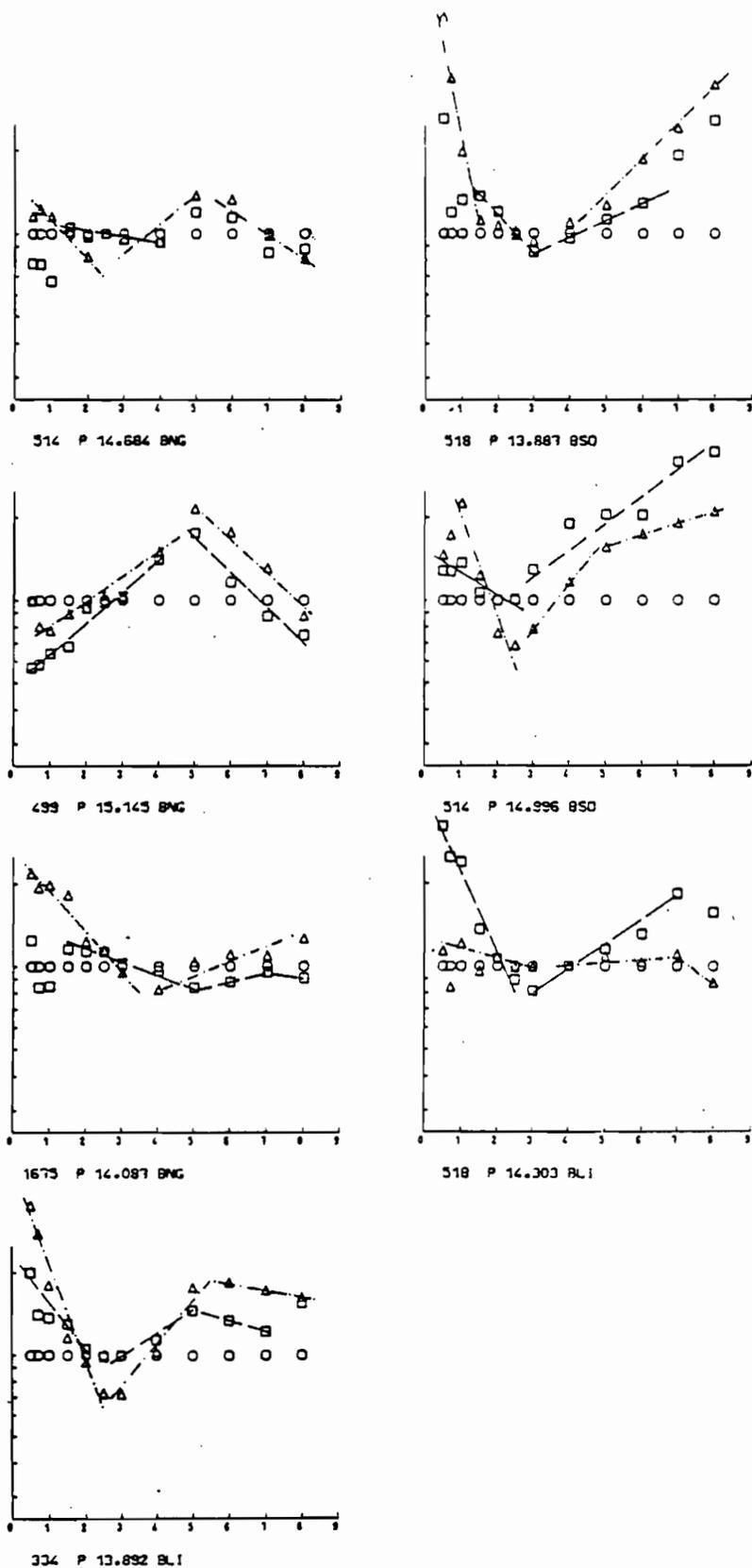


Fig. 5.9. bis Rapports spectraux entre les phases tardives et la première arrivée : C/C (○), D/C (◻) et E/C (△) ou PP/C, pour les distances comprises entre 13,6° et 15°. Les coordonnées sont identiques à celles de la Fig. 5.9.

- 0,5, 2,5 Hz - la variation du rapport spectral des phases tardives, en fonction de la fréquence, présente une prédominance de pentes fortement négatives. Par contre, dans la bande comprise entre 3 et 8 Hz, on observe généralement des pentes plus faiblement positives. Ce schéma souffre de quelques exceptions telles que la poursuite de la décroissance de R (w) jusqu'à 8 Hz (numéros 489 BLI, 1662 BNG et 499 BNG). Ces enregistrements exceptionnels coïncident avec les magnitudes les plus élevées ($M \approx 5$). L'anomalie n'étant pas observée sur toutes les stations pour un séisme donné, on suppose que la complexité et la durée des phases, pour les plus fortes magnitudes, peuvent altérer les caractères liés à la multiplicité.

On notera aussi que le rapport \ddot{A}_d/\ddot{A}_c (ou D/C) en basses fréquences est en général plus régulier que les rapports, E/C ou PP/C ; il permet de définir une variation linéaire. En hautes fréquences, les phases tardives présentent également une variation plus ou moins linéaire perceptible. Dans certains cas, il semble que la pente positive s'accroît avec le retard de la phase.

5.4.3. Discussion

Le rapport spectral étant indépendant du modèle de source en champ lointain, la condition imposée dans la méthode "Choudhury" (§ 4.2.3) n'est plus nécessaire.

Comme la pente du logarithme du rapport spectral correspond à la différence :

$$m = \pi \left(\frac{T}{Q_1} - \frac{T}{Q_2} \right)$$

pour deux phases successives (1) et (2) d'un même enregistrement, on obtiendra deux valeurs différentes pour la phase (2) suivant le domaine de fréquence considéré. D'après les observations précédentes, on aurait donc :

$$\begin{aligned} Q_2 &> Q_1 && \text{en basses fréquences, et} \\ Q_2 &< Q_1 && \text{en hautes fréquences.} \end{aligned}$$

Cette contradiction entre les deux valeurs de Q_2 peut être recherchée dans le mode d'obtention du spectre à partir de filtres numériques. Lanaud (1975), utilisant la même méthode, rencontre une difficulté dans la détermination des pentes d'atténuation au-delà d'une certaine fré-

quence, à partir de laquelle la mesure d'amplitude varie suivant le pointage (Fig. 5.10). Hasawega (1971), étudiant les rapports spectraux entre les composantes H et Z d'ondes P, en fonction d'une structure connue, obtient des résultats incohérents pour les hautes fréquences attribués à des réflexions et réfractions multiples dues à des structures de petite échelle, la croûte restant "transparente" pour les basses fréquences. Ainsi, l'étude de l'atténuation dans le manteau à partir des ondes de volume a-t-elle été en général limitée à des fréquences inférieures à 1 ou 2 Hz (Choudhury, 1973 ; Teng, 1968 ; Kanamori, 1967 ; Hasawega, 1972).

En découplant les deux domaines de fréquence, et en limitant l'analyse aux fréquences inférieures à 3,0 Hz, il est clair que, comme le montrent d'une façon générale les spectres composites (Fig. 5.11), les phases D et E, qui ont traversé la couche à faible vitesse présentent un facteur de qualité moyen inférieur à celui de la phase C, confinée à la Lithosphère.

Les mesures directes d'atténuation à partir du spectre d'accélération, qui ont donné des valeurs voisines et élevées du facteur de qualité pour les fenêtres temporelles correspondant aux phases C, D et E, restent à expliquer puisqu'une contradiction subsiste.

Les phases du manteau étant issues de la même source, elles présentent des fréquences centrales en général voisines. Les différences de trajets entre deux ondes qui arrivent simultanément en une station peuvent en outre se traduire par un déphasage stable (cohérent). La trace sismique enregistrée peut donc correspondre, sur certains intervalles de temps, à une superposition de trains d'ondes dont l'amplitude résultante, superposition constructive ou destructive, détermine la forme de l'enregistrement.

La détermination des variations du facteur de qualité en fonction de la profondeur peut être fortement affectée par ce phénomène (Mc Mechan, 1976), particulièrement lorsque cette détermination est basée sur des rapports d'amplitude entre phases. Dans l'impossibilité de déterminer l'importance de ce processus, par le calcul à partir des données dont on dispose, nous admettons qu'il peut se manifester par des fluctuations

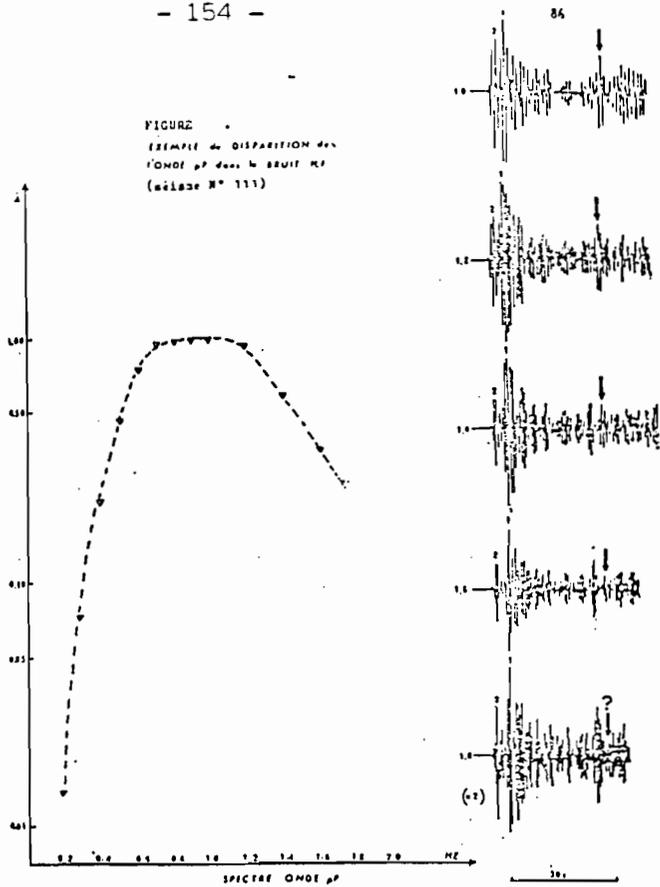


fig. 5.10. Disparition d'une phase en hautes fréquences
(d'après Lanaud, 1974).

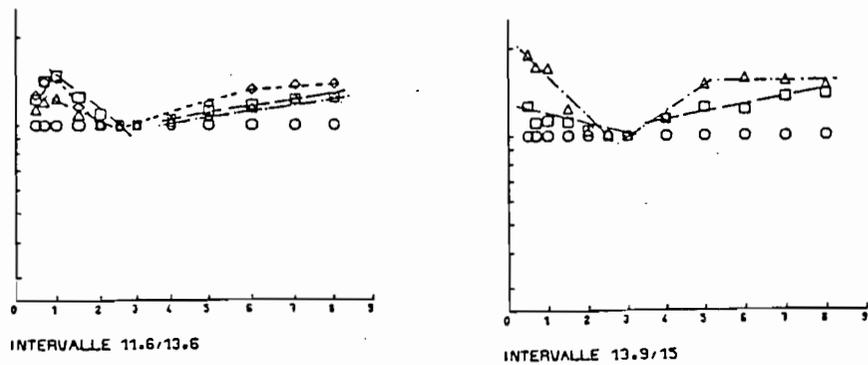


Fig. 5.11. Rapports spectraux composites, entre phases tardives et première arrivée, calculés sur les intervalles de distance : 11,6° - 13,9° - 15°. Les coordonnées et les symboles sont identiques respectivement pour chaque intervalle à ceux des figures 5.9 et 5.9 bis.

du rapport spectral en fonction de la fréquence mais qu'il ne peut affecter dans son ensemble la morphologie des pentes déterminées sur une bande relativement large.

Par contre, si des phases sismiques, arrivant à peu près en même temps sont produites par des discontinuités du manteau très distinctes ou présentent des périodes très différentes (effet de l'atténuation dans des milieux différents), ou si les déphasages enfin sont très variables, dans ce cas, l'amplitude résultante s'exprime

$$\text{par : } A^2 = A_1^2 + A_2^2$$

les spectres des deux phases sont alors totalement indépendants et le spectre observé résulte de l'addition des 2 spectres séparés. C'est ce qui avait été obtenu avec la duplication des spectres des premières arrivées (Mourgues, 1980) pour le domaine de distance compris entre 11° et 15°, les spectres portant sur une largeur de bande - 0,1 Hz et 4 Hz - plus étendue vers les basses fréquences que celle utilisée dans cette étude.

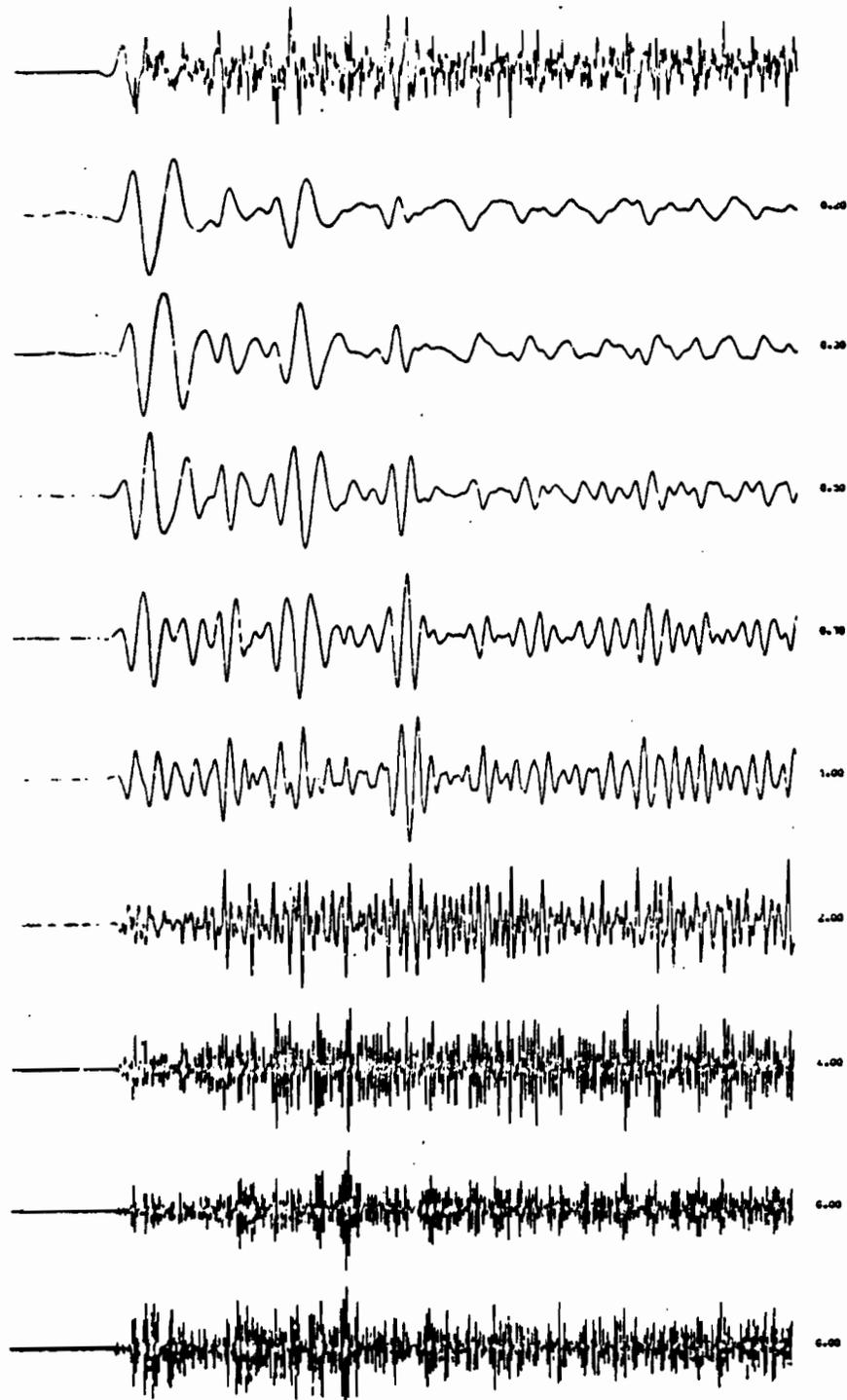
5.4.4. Introduction de la notion de coda des ondes P

La superposition de phases déduite de la forme des enregistrements pour différentes bandes passantes, conduit à proposer une interprétation expliquant la contradiction, mise en évidence dans les rapports spectraux, entre hautes et basses fréquences.

On considérera les filtrages de trois enregistrements (Fig. 5.12) effectués pour neuf fréquences, f , comprises entre 0,2 Hz et 8 Hz (largeur de bande : $f/5$)

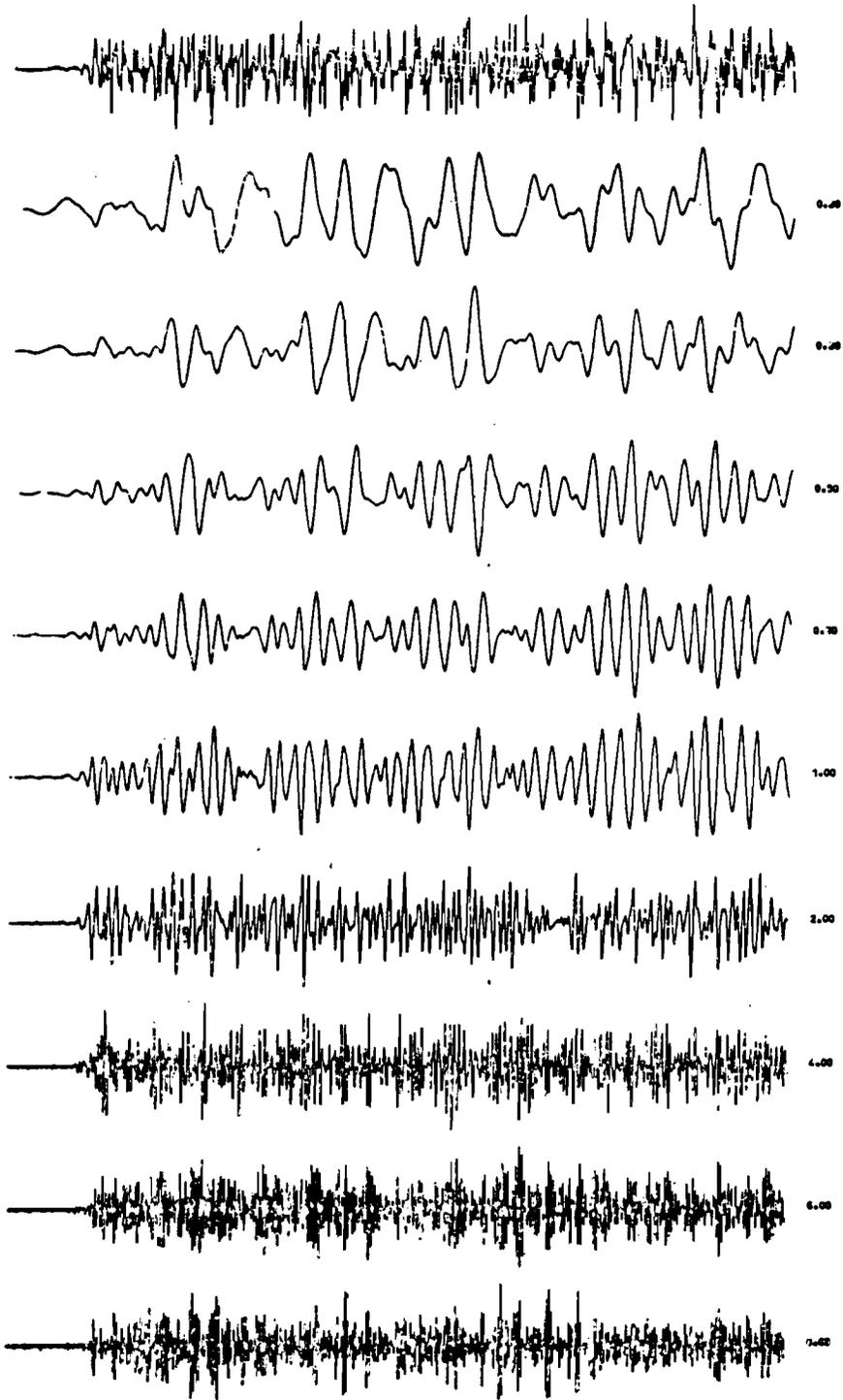
Le domaine de fréquence pour lequel les phases multiples se distinguent clairement est compris entre 0,5 et 2 Hz. Il s'agit de bande II, déjà citée. En deçà, pour les fréquences inférieures à 0,5 Hz, la distinction des phases n'est plus claire soit en raison de leur superposition, soit en raison d'une agitation microsismique dont la période dominante est de l'ordre de 6 à 7 secondes.

Pour les fréquences supérieures à 2 Hz, on observe une disparition progressive du contraste entre l'amplitude des phases iden-



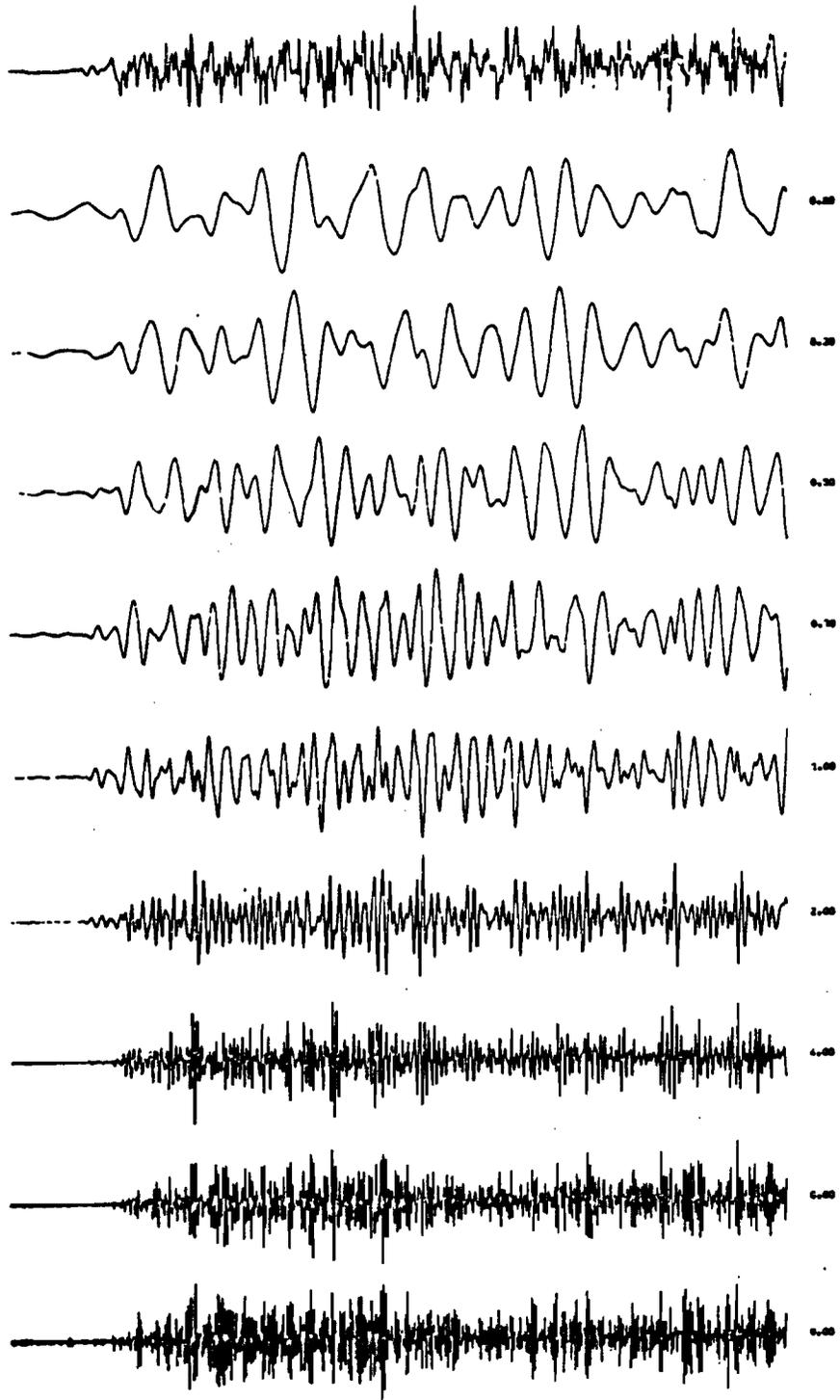
(a) 1662 BNG 12.0° 4.8

Fig. 5.12. Traces filtrées entre 0,2 Hz et 8 Hz de trois séismes (a,b,c)
La fréquence centrale est indiqué à droite. La première trace
est le signal original dont la longueur totale est de 50 secondes.
La séparation des phases est très incertaine pour les fréquences
supérieures à 2 Hz en raison du niveau moyen uniforme de l'en-
registrement.



(b) 518 BNG 13.6° 4.7

Fig. 5.12. (suite)



(c) 499 BNG 15.1° 5.0

Fig. 5.12. (suite)

tifiées et le niveau d'amplitude moyen de la trace sismique. De nouvelles phases s'intercalent entre les arrivées telles qu'elles étaient définies en moyennes fréquences. La mesure de l'amplitude du spectre à l'intérieur d'une fenêtre donnée se fera donc au hasard, sur la phase recherchée ou sur une autre, intermédiaire. La partie du spectre intéressant les hautes fréquences ne concerne donc plus une phase donnée mais un niveau d'énergie moyen. Ce niveau résulte d'une multiplicité de phases indiscernables produites par des discontinuités ou anomalies de vitesse de petites dimensions, contrairement aux phases multiples du manteau, produites par des discontinuités ou gradient de vitesse du premier ordre, pour lesquelles les coefficients de réfractions ou de réflexion sont indépendants de la fréquence.

Cette distinction permet de définir deux types de propagation, des ondes P, applicables respectivement à deux domaines de fréquences.

Pour les fréquences inférieures à 3 Hz environ, il est possible de définir un certain nombre de phases bien individualisées, à partir desquelles seront déterminés les paramètres d'atténuation du manteau supérieur.

A l'opposé, la portion du spectre entre 3 et 8 Hz sera examinée en tant que spectre de coda en attribuant au mot "coda" le sens de : partie d'un sismogramme résultant de la propagation dans un milieu hétérogène aléatoire, c'est-à-dire pour lequel les hétérogénéités sont distribuées au hasard (cf annexe 5).

Deux remarques permettront de préciser les relations entre la première phase C et les arrivées tardives en hautes fréquences :

- 1) la rencontre, par un rai sismique, d'une hétérogénéité produit une déflexion quelconque du trajet qui se traduit par un certain retard par rapport au trajet direct. En conséquence, la première arrivée, qui correspond, pour une distance épacentrale donnée, au temps de parcours minimum, ne devrait pas être contaminée par le processus de génération de coda.

- 2) Les valeurs élevées du facteur de qualité obtenues, pour les phases tardives à partir de la pente d'atténuation, entre 3 et 8 Hz, sont très voisines des valeurs obtenues pour la phase C. Les réflexions ou réfractions, qui correspondent au phénomène plus général de diffraction, trouveraient donc leur origine à l'intérieur de la lithosphère ; ce qui expliquerait les faibles fluctuations du facteur de qualité autour d'une valeur moyenne, $Q = 2200$, pour l'ensemble des phases analysées dans ce chapitre.
-

CHAPITRE VI

INTERPRETATION SPECTRALE DES ONDES P ET DETERMINATION DE LA STRUCTURE PROFONDE

6.1 RAPPORTS SPECTRAUX EN HAUTES FREQUENCES ET PROPRIETES DE LA LITHOSPHERE.

6.1.1. Résultats numériques

Dans la détermination de la pente du rapport spectral en hautes fréquences, un problème se pose quant à la définition de l'intervalle de fréquences sur lequel doit porter l'ajustement. Une observation attentive des figures (5.9.a et b) montre que la variation linéaire de $\log (R)$ en fonction de la fréquence n'est pas aussi évidente qu'en basses fréquences bien que la fluctuation soit moins prononcée d'une phase à l'autre; R représente ici le rapport spectral.

Les rapports (E/C), en particulier, présentent souvent une variation en cloche avec un maximum centré autour de 4 à 6 Hz. Entre ce type de variation et un accroissement linéaire de $\log (R)$, on trouve des inflexions ou une oscillation de faible amplitude autour d'une droite moyenne.

Une première approche numérique consiste à privilégier la partie ascendante à gauche du maximum lorsqu'elle est à variation bien linéaire. Par contre, le fait de définir une droite moyenne recouvrant des inflexions peut conduire à intégrer deux phénomènes distincts. Les valeurs de la pente, m , calculées dans le tableau (6.1), peuvent être affectés par ce type de variation.

Remarque : L'utilisation des termes D/C, PP/C et E/C ne correspond pas dans ce paragraphe aux phases D, PP ou E mais à la fenêtre temporelle pour laquelle on a défini les dites phases. L'appellation D, PP et E est conservée par commodité et permet de se reporter aux figures.

Tableau (6.1)

Rapports spectraux en hautes fréquences : Valeur des pentes

Enregistrements N°	Station	distance (°)	D/C	PP/C	E/C
216	BNG	11,67		+ 0,1804	+ 0,1336
34	BNG	11,87	+ 0,0136	+ 0,0505	+ 0,1503
284	BNG	11,96	- 0,2432		
1662	BNG	11,97		- 0,1703	
1093	BNG	12,23	+ 0,2240	+ 0,0724	+ 0,1189
1246	BNG	12,28	+ 0,2265	+ 0,0866	
1364	BNG	12,42	+ 0,1231	+ 0,0673	+ 0,1619
489	BNG	12,50	+ 0,0571		+ 0,2272
1093	BSO	12,51	+ 0,1681	+ 0,0951	
1246	BSO	12,67	+ 0,1933		
1085	BNG	12,73	+ 0,1703	+ 0,1360	+ 0,1257
1093	BLI	12,92	- 0,0947	- 0,0260	+ 0,0801
1246	BLI	12,97	+ 0,1290	+(0,2269)	+(0,2415)
489	BLI	13,06		- 0,1696	+ 0,1640
1085	BSO	13,12	+ 0,1754	+ 0,2843	+ 0,2878
334	BNG	13,20	+ 0,1490	+ 0,1370	+ 0,1653
1085	BLI	13,42		+ 0,0390	+ 0,5251
518	BNG	13,62	+ 0,0889	+ 0,2764	(+ 0,2566)
334	BLI	13,89	+ 0,1892		(+ 0,4497)
					- 0,0606
518	BSO	13,89	+ 1413		+ 0,2974
1675	BNG	14,09	+ 0,0765		
			- 0,0541		
518	BLI	14,30	+ 0,1900		
514	BNG	14,68	+ 0,2549		(+ 0,3840)
			- 0,1294		- 0,2479
514	BSO	15,00	0,1855		+ 0,1850
499	BNG	15,15	- 0,2847		+ 0,3703
					- 0,2945

N.B. : Les coefficients de pente correspondant à la puissance de la fonction exponentielle sont calculés par ajustement des valeurs numériques et non par ajustement de la fonction $\log(R)$.

Les valeurs de la pente du rapport spectral apparaissent très dispersées. En outre, elles sont dans l'ensemble beaucoup plus élevées que celles auxquelles on pouvait s'attendre, compte tenu de la

faible variation de (Q) sur l'ensemble des arrivées, pour ce domaine de fréquence.

Les moyennes calculées de (m), (tableau 6.2) sont calculées sur des intervalles de 1°, la valeur de l'écart type est indiquée au dessous. Enfin, les valeurs de m, déduites des différences $(T/Q)_2 - (T/Q)_1$ entre les phases tardives et la première arrivée sur les intervalles de distance identiques, sont reportées entre parenthèses.

Tableau (6.2)

Pentes moyennes des rapports spectraux en hautes fréquences

Distance (°)		D/C	PP/C	E/C
11,7 - 12,7	m	0,1866	0,0743	0,1583
	s	0,0426	0,0173	0,0417
	m'	(0,0377)	(0,0503)	(0,0031)
12,7 -13,7	m	0,1425	0,1813	0,1887
	s	0,0351	0,0876	0,0754
	m'	(0,0817)	(0,1131)	(0,0848)
15	m	0,2351		0,2397
	s	0,070		0,077
	m'	(0,1728)		(0,1728)

Les différences entre les deux valeurs de la pente, m et m', montrent que les domaines d'application du calcul de, T/Q, et du rapport spectral ne sont pas identiques. En effet, le choix des pentes ascendantes est généralement limité à des fréquences comprises entre 2,5 et 6 Hz alors que la mesure de l'atténuation à partir des spectres d'accélération porte en général sur la bande de fréquence 4 - 8 Hz. Ceci résulte du fait que, dans de nombreux cas, on a négligé la partie décroissante du rapport spectral vers les fréquences les plus élevées. D'autre part, le lissage de la pente d'atténuation ne tient pas compte de brisures qui peuvent apparaître sur celle-ci et auxquelles le rapport spectral est très sensible.

6.1.2. Rapport spectral composite

L'étude de la variation du rapport spectral d'après les données ponctuelles semble pratiquement impossible en raison de la

dispersion des résultats. Le rapport spectral composite permet une approche moyenne plus significative étant donné l'aspect plus régulier des tendances. Les pentes du rapport spectral, obtenues pour les diverses phases tardives sur les deux intervalles de distance (11,6° - 13,6°) et (13,6° - 15°), sont en bien meilleur accord avec les pentes moyennes déduites des différences entre les valeurs de T/Q (cf. tableau 6.2) ; on a en effet les valeurs suivantes de m :

Tableau (6.3)
Pentes (m) déduites des rapports spectraux composites
en hautes fréquences

Distance (°)	D/C	PP/C	E/C
(11,6 - 13,6)	0,0426	0,0515	0,0688
(13,6 - 15,0)	0,0481	non linéaire	

Les valeurs de m et m' sont très proches entre 11,6° et 13,6° pour D/C et PP/C.

Cet accord, souligne le caractère significatif des rapports spectraux composites en hautes fréquences. L'analyse du rapport spectral au delà de 3 Hz en termes de coda, telle qu'on l'a définie au paragraphe précédent, doit être poursuivie.

6.1.3 Interprétation en termes de diffraction

a) Nouvelle expression du rapport spectral

En considérant les arrivées tardives comme des ondes diffractées (annexe 5), et en se référant à l'expression (A.5.3 de l'annexe 5) qui représente le spectre d'énergie de la coda (Aki et Chouet, 1975), le spectre d'accélération d'une arrivée tardive s'écrira :

$$\ddot{A}_2(w, t) = \ddot{S}(w) G'(t') \exp \left(-\frac{wt'}{2Q'} \right)$$

en posant $\ddot{S}(w) = \ddot{A}_0(w) C(w)$

on définit le facteur C(w) comme un coefficient de production de coda.

L'arrivée tardive, qui est en fait constituée par la superposition d'une phase du manteau et d'une onde diffractée, s'écrit :

$$\ddot{A}_2(w_1 t) = A_0(w) \left[G''(t') \exp -\left(\frac{wt'}{2Q''}\right) + C(w) G'(t) \exp -\left(\frac{wt'}{2Q'}\right) \right]$$

Si en basses fréquences, lorsque $C(w)$ tend vers zéro, seule subsiste la phase du manteau, en hautes fréquences par contre, si $t'/Q'' \gg t/Q'$ la phase diffractée peut devenir prépondérante.

En représentant le spectre de la première arrivée par :

$$\ddot{A}_1(w, t) = \ddot{A}_0(w) G(t) \exp \frac{-wt}{2Q}$$

On peut calculer le rapport spectral entre la deuxième et la première arrivée. En établissant ce rapport à partir de spectres normalisés, on élimine les coefficients d'expansion géométrique, mais il devient alors possible de définir le module du facteur $C(w)$, dont seule la variation en fonction de la pulsation (ou de la fréquence) pourra être analysée. Ce rapport spectral s'écrit après normalisation :

$$\frac{\ddot{A}_2(w)}{\ddot{A}_1(w)} = \frac{C(w) \exp (-wt'/2Q')}{\exp (-wt/2Q)}$$

Or, le facteur de qualité obtenu dans ce domaine de fréquences étant caractéristique de propagations lithosphériques, on peut admettre que :

$$Q' = Q = 2200$$

Comme d'autre part le terme $(t' - t)$ est petit, le rapport spectral en hautes fréquences se réduit à :

$$\frac{\ddot{A}_2(w)}{\ddot{A}_1(w)} \approx \langle C(w) \rangle$$

ce qui permet d'analyser, pour les diverses arrivées tardives, la variation du facteur de diffraction $C(w, t)$.

Remarque : la détermination du facteur de qualité à partir de la pente du logarithme du spectre d'accélération vers les hautes fréquences est donnée par l'expression suivante contenant $C(w)$:

$$\frac{d \log [\ddot{A}(w)]}{d w} = \frac{d \log [C(w)]}{d w} - \frac{d}{d w} \left(\frac{wt}{2Q} \right)$$

dont la pente s'obtient par :

$$\frac{d[A(w)]}{A(w)} = \frac{d[C(w)]}{C(w)} - \frac{t}{2Q}$$

Si Q est indépendant de la fréquence, la quantité t/2Q sera prépondérante bien qu'elle puisse être plus ou moins affectée par le premier terme du deuxième membre. Par contre, dans le rapport spectral entre une arrivée tardive et la deuxième arrivée, à condition que le facteur de qualité soit constant, c'est le terme C(w) qui devient prépondérant.

b) Signification physique du facteur C(w)

Le facteur C(w) peut être explicité en fonction de la formulation générale de la diffraction.

Si l'on considère le spectre d'énergie de l'onde diffractée (équation 5.4, annexe 5) normalisé dans la direction de propagation de l'onde primaire ($\theta = 0$), on peut négliger les termes constants. Il reste :

$$\langle |\Phi(w)|^2 \rangle = A^2(w) K^4 \langle \mu^2 \rangle a^3$$

le spectre d'énergie de l'onde primaire étant $\Phi_0(w)^2 = A^2(w)$
le rapport entre ces deux ondes se réduit à :

$$\frac{\langle |\Phi(w)|^2 \rangle}{|\Phi_0(w)|^2} = K^4 a^3 \langle \mu^2 \rangle \approx \langle |C(w)|^2 \rangle$$

le terme (C(w)) est donc proportionnel à w^2 pour un milieu uniformément inhomogène ($\langle \mu^2 \rangle$ et a constants).

Si le taux de fluctuation de la vitesse est uniforme ($\langle \mu^2 \rangle = \text{constante}$) la variation de C(w) sera proportionnelle à $K^2 a^{3/2}$, soit, en faisant apparaître la longueur d'onde λ , avec $Ka = \frac{2\pi a}{\lambda}$

$$C(w) = \frac{4\pi^2}{\sqrt{\lambda}} \cdot \left(\frac{a}{\lambda}\right)^{3/2}$$

Le terme $\left(\frac{a}{\lambda}\right)$ représente le rapport entre la dimension des hétérogénéités et la longueur d'onde. Il caractérise donc l'hétérogénéité du milieu dans lequel est engendrée la coda.

c) Résultats numériques

Pour un facteur de qualité constant, les valeurs relatives de $C(w)$ correspondent aux valeurs numériques du rapport en hautes fréquences, entre deux spectres normalisés.

Les valeurs relatives de $C(w)$ sont établies à partir de rapports spectraux composites (tableau 6.4) pour différentes fenêtres temporelles F_i , classées suivant leur ordre d'arrivée ; la fenêtre F_1 , correspondant à la première arrivée, est prise comme référence. En attribuant, à chaque fenêtre, un temps de propagation moyen correspondant au centre de l'intervalle de distance dans lequel ont été calculés les spectres composites, on peut représenter la variation de $C(w,t)$. Dans le tableau (6.4), $C(w,t)$ est normalisé à la fréquence de 3 Hz, qui correspond, en réalité, à un point commun à tous les spectres normalisés.

Tableau (6.4)
Valeurs de $C(w,t)$ normalisées à 3Hz

Distance (°)	F_i	T (s)	C (w,t) normalisé					
			3Hz	4Hz	5Hz	6Hz	7Hz	8Hz
11,6 - 13,6	F_2	184	1,00	1,05	1,12	1,18	1,23	1,24
	F_3	188	1,00	1,03	1,06	1,14	1,23	1,24
	F_4	192	1,00	1,04	1,18	1,33	1,37	1,39
13,6 - 15,1	F_2	214	1,00	1,14	1,25	1,23	1,36	1,39
	F_3	220	1,00	1,16	1,51	1,58	1,55	1,49

On admettra, d'une façon générale, que les ondes diffractées les plus proches de la première arrivée sont produites par des diffracteurs situés à des profondeurs voisines de celle atteinte par cette première phase puisqu'une onde primaire et une onde diffractée sont soumises à la même loi de distribution de vitesse. Un accroissement du retard de l'onde diffractée doit correspondre à un accroissement de la profondeur des diffracteurs. Dans cette hypothèse la convergence des valeurs de $C(w)$, (fig. 6.1) s'explique bien pour les temps de propagation de 192 secondes et 214 secondes, qui correspondent, respectivement, à la quatrième fenêtre du premier intervalle de distance et à la deuxième fenêtre du second.

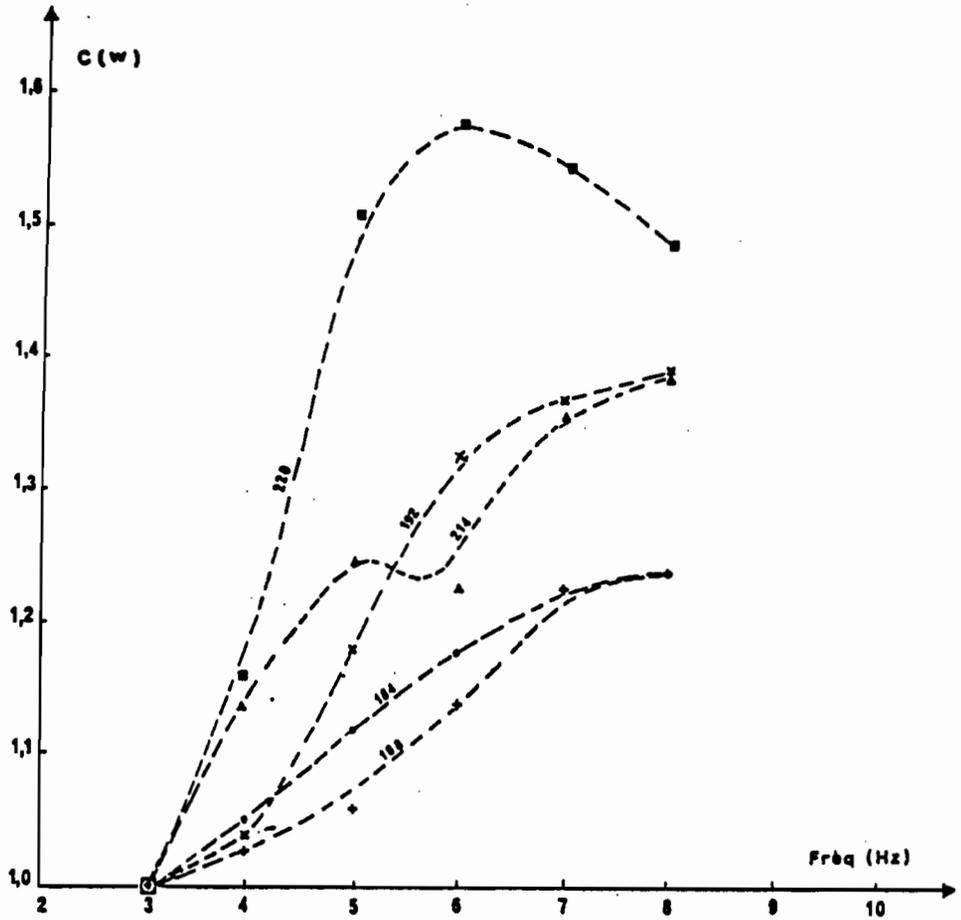


Fig. 6.1. Variation du terme de diffraction $C(w)$ en fonction de la fréquence pour diverses durées de propagation indiquées en secondes sur chaque courbe.

d) Implications structurales

L'accroissement de la pente de $C(w)$, lorsque le temps de propagation augmente (fig. 6.2), peut s'expliquer par une augmentation de la dimension des diffracteurs lorsque la profondeur croît. Le taux maximum serait atteint à 6 Hz à la base de la lithosphère. Gir (1979), propose aussi un accroissement de la dimension des diffracteurs pour les couches profondes afin d'expliquer la variation du facteur de qualité apparent obtenu à partir de la coda des répliques du séisme de Bangui.

Bien qu'il soit impossible de déterminer la forme et la dimension des diffracteurs, on peut, en adoptant l'hypothèse de lentilles ou lamelles à variation de vitesse positive ou négatives situées à la base de la lithosphère (Fuchs et Schulz, 1976 ; Peterschmitt, 1979), fixer à 0,3 km l'épaisseur moyenne de ces lamelles, soit le quart de la longueur d'onde correspondant à la fréquence de 6 Hz .

6.2. RAPPORTS SPECTRAUX EN BASSES FREQUENCES ET RELATIONS
ENTRE LA LITHOSPHERE ET L'ASTHENOSPHERE

La partie des spectres d'accélération, correspondant aux fréquences inférieures à celle du maximum, est extrêmement fluctuante avec des inflexions ou des maxima secondaires (Fig. 5.9) dont les positions en fréquence sont tout à fait désordonnées. Les relations d'amplitude sont occultées par les irrégularités.

Comme la normalisation conserve le caractère fluctuant du spectre, l'analyse du rapport spectral, en basses fréquences, est rendue très difficile lorsque les maxima secondaires ne coïncident pas entre différentes arrivées.

Le spectre de source étant identique pour toutes les phases, les déformations relatives des spectres peuvent trouver leur origine dans la combinaison de trajets très voisins : addition des phases P et pP, ou sP, interférences, entre des arrivées très proches l'une de l'autre, produites, soit au voisinage de la station, soit au voisinage de la source. En particulier, les discontinuités latérales entre les structures du rift et du craton, la complexité du réseau de failles et de structures intrusives du côté de la source, où les irrégularités dans le contact entre le complexe de base et la couverture de Précambrien terminal, sous les stations, peuvent engendrer des arrivées très voisines en temps et en fréquence dont la superposition peut conduire au type de spectre observé. Toutefois cette combinaison de phases peut difficilement se traduire par un caractère organisé sur l'ensemble de la collection. Or, comme on peut la constater (Fig. 5.9 a et b), la définition des pentes (m) est très claire entre 0,7 et 2,5 Hz, surtout pour le rapport D/C ; on admettra donc que la pente est significative de la différence d'atténuation.

6.2.1. Résultats numériques

Le domaine de fréquence sur lequel porte la détermination de (m) correspond (fig. 5.9 a et b) aux fréquences pour lesquelles un segment linéaire a pu être défini.

Remarque : m étant défini à partir de valeurs numériques, les valeurs :

Tableau (6.5)

Rapport spectral en basses fréquences : valeurs de la pente

Enregistrement		Pente : m			
N°	Station	Distance (°)	D/C	PP/C	E/C
216	BNG	11,67	- 0,3848	- 0,6587	- 0,8739
34	BNG	11,87		- 0,0040	- 0,3673
284	BNG	11,96	+ 0,3685	-	-
1662	BNG	11,97	- 0,5381	- 0,4414	- 0,4787
1093	BNG	12,23	- 0,4338	- 0,3542	- 0,3781
1246	BNG	12,28	- 0,0206	- 0,3846	- 0,3139
1364	BNG	12,42	- 0,3984	- 0,5641	- 0,1390
489	BNG	12,50	- 0,5620	- 0,1729	- 0,2504
1093	BSO	12,51	- 0,4111	- 0,0896	- 0,5252
1246	BSO	12,67	- 0,7133	- 0,3400	-
1085	BNG	12,73	- 0,5796	- 0,6365	- 1,0429
1661	BNG	12,82	- 1,1707	-	-
1093	BLI	12,92	-	- 0,3303	- 0,4707
1246	BLI	12,97	- 0,0809	+ 0,2289	+ 0,2415
489	BLI	13,06	- 0,5253	- 0,5060	- 0,4006
1085	BSO	13,12	- 0,3221	- 0,6527	- 0,7715
334	BNG	13,20	- 0,7635	- 0,2362	- 0,7077
1085	BLI	13,42	- 0,7346	- 0,9356	- 1,2595
1661	BLI	13,43	- 0,7407	-	-
518	BNG	13,62	- 0,9361	- 0,3552	- 0,8425
631	BNG	13,62	- 0,8163	-	- 1,0791
125	YOG	13,78	- 0,3469	-	- 1,6804
334	BLI	13,89	- 0,3347	-	- 0,7809
518	BSO	13,89	- 0,3225	-	- 1,6715
634	BSO	13,93	- 0,4113	-	- 0,7080
1675	BNG	14,09	- 0,1098	-	- 0,4761
518	BLI	14,30	- 0,6609	-	-
631	BLI	14,31	- 0,4713	-	- 1,7640
514	BNG	14,68	- 0,0426	-	- 0,3382
514	BSO	15,00		-	- 0,8081
271	BNG	15,07	- 1,8080	-	- 1,808
499	BNG	15,15		-	

$$m = \pi \left[\left(\frac{T}{Q_1} \right) - \left(\frac{T}{Q_2} \right) \right]$$

sont obtenues par ajustement de la fonction exponentielle, par la méthode des moindres carrés. (§ 5.3.1).

Plus dispersées que les pentes d'atténuation des spectres, les valeurs obtenues (tableau 6.5) présentent toutefois une organisation assez claire entre les différentes phases qui permettent de déterminer pour les phases D et E, une valeur du facteur de qualité moyen en prenant pour référence les valeurs de T/Q déterminées pour la phase C.

a) Rapport D/C

Les pentes du rapport D/C, entre les spectres normalisés des phases D et C, qu'on écrirait plus rigoureusement : $(\ddot{A}_D)_n / (\ddot{A}_C)_n$, sont systématiquement négatives (tableau 6.5), à une exception près. Le résultat suggère un abaissement du facteur de qualité moyen \bar{Q}_D , correspondant à la caustique de la phase D, sur l'intervalle de distance $11,5^\circ - 15^\circ$. Pour ces distances, la profondeur de pénétration des rais est comprise entre 122 km et 170 km (phase C) et entre 260 km et 264 km (phase D). Les valeurs négatives de la pente du rapport spectral m , (fig. 6.3) résultent de la contribution, pour la phase D, de la portion de trajet comprise entre 170 et 264 km de profondeur c'est-à-dire l'asthénosphère. Avec les valeurs moyennes suivantes (fig. 6.2) :

$$m = - 0,45 \text{ entre } 11,5^\circ \text{ et } 13,1^\circ$$

$$m = - 0,42 \text{ entre } 13,7^\circ \text{ et } 14,8^\circ$$

avec $(T/Q)_C$ égal à 0,08 et 0,09 pour chacun des deux intervalles de distance respectivement (§ 5.2) on obtient :

$$\begin{aligned} (T/Q)_D &= 0,22 \\ \text{soit } 800 < \bar{Q}_D < 900 \end{aligned}$$

On n'a pas retenu, dans cette estimation, les fortes valeurs négatives de la pente entre $13,2^\circ$ et $13,6^\circ$. Cette anomalie est limitée à un intervalle de distance trop réduit pour rendre compte d'une variation du facteur de qualité en fonction de la profondeur. On la considère comme une perturbation de la phase D par la phase E, en avance, dont elle présente les caractéristiques.

b) Rapport PP/C

Dans ce domaine de fréquence la phase PP ne se distingue pas de la phase D (Fig. 6.3) alors qu'on aurait pu s'attendre à retrouver, pour elle, des caractères lithosphériques bien marqués se traduisant par une valeur de m voisine de zéro. L'existence même de la phase PP étant très douteuse, pour les distances inférieures à 15° , on admet que la fenêtre temporelle attribuée à la phase PP,

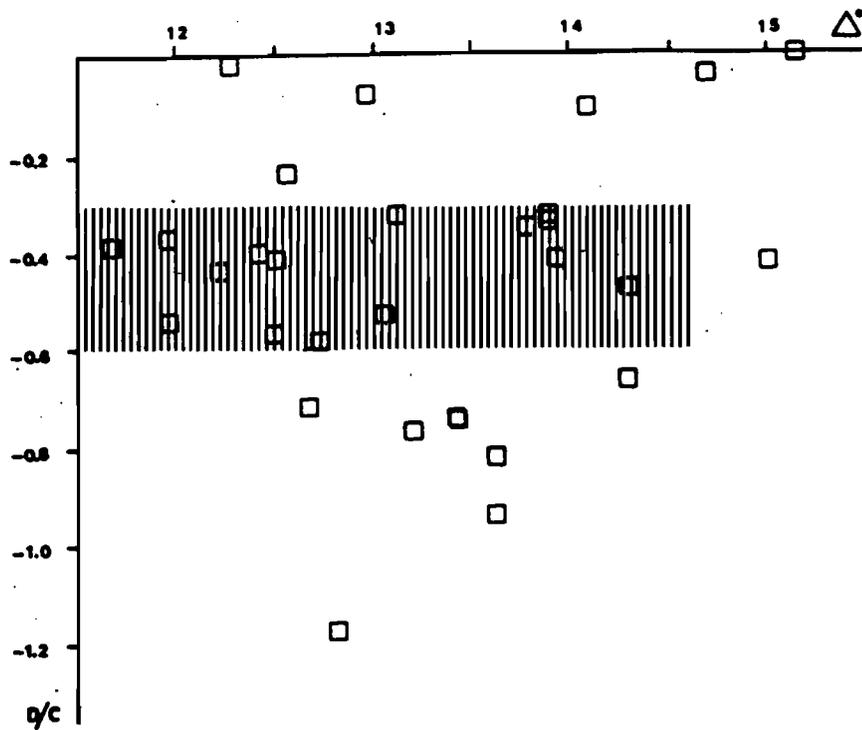


Fig. 6.2. Pente du logarithme du rapport spectral \ddot{A}_D / \ddot{A}_C , en basses fréquences, en fonction de la distance épacentrale. La partie hachurée correspond au domaine retenu pour définir l'anélasticité de la phase D.

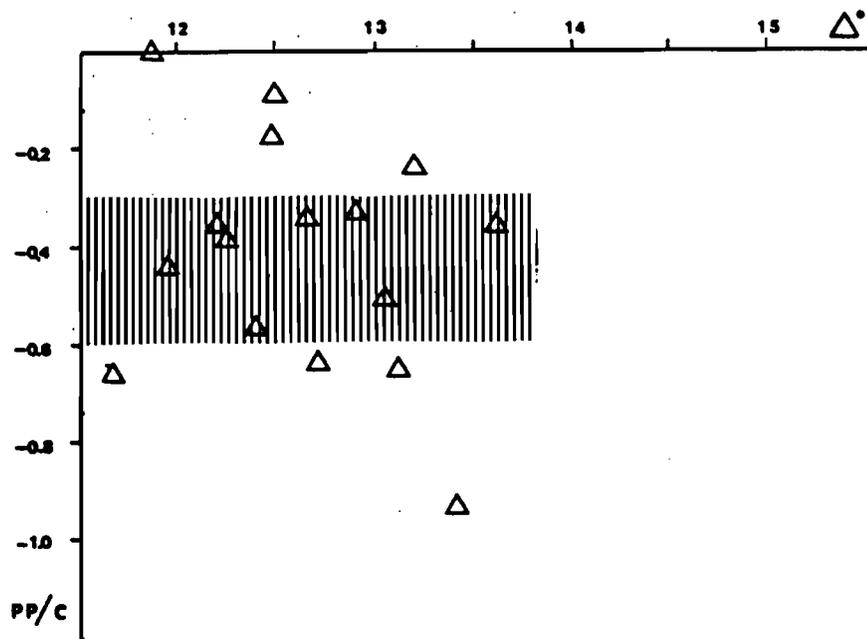


Fig. 6.3. Pente du logarithme du rapport spectral $\ddot{A}_{PP} / \ddot{A}_C$ en basses fréquences. La similitude avec la phase D est évidente.

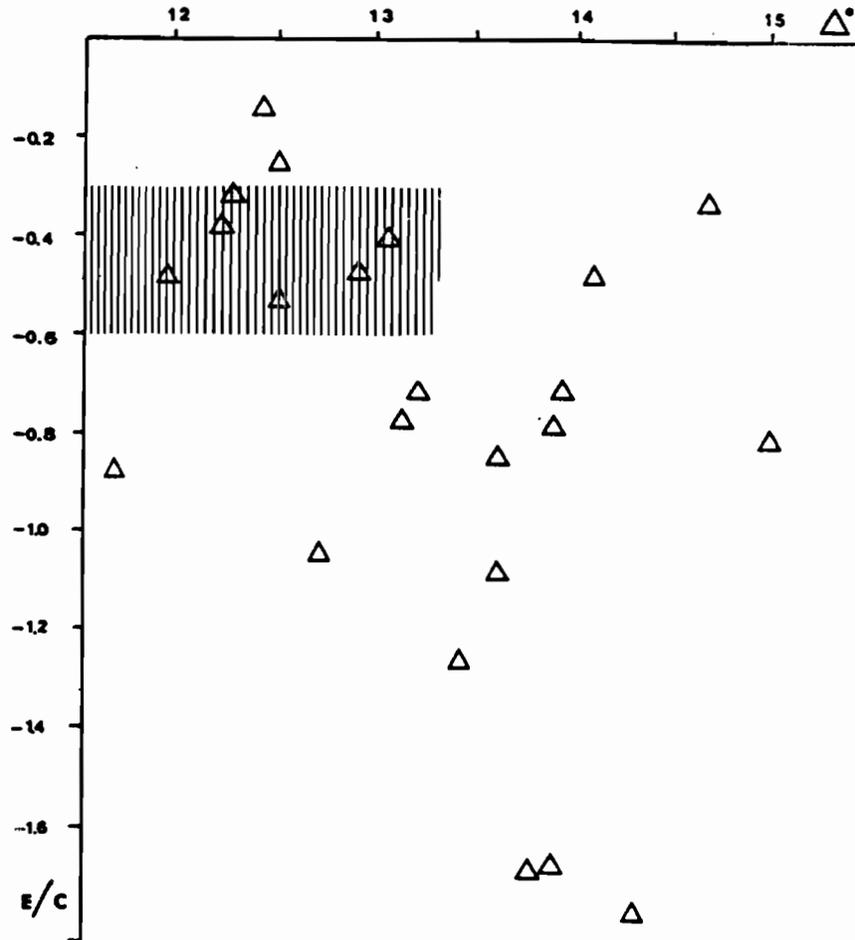


Fig. 6.4. Pente du logarithme du rapport spectral \ddot{A}_E / \ddot{A}_C , en basses fréquences. La partie hachurée correspond encore aux caractéristiques de la phase D. Pour les distances supérieures à 13,2°. La pente fortement négative caractérise la phase E.

entre $11,6^\circ$ et $13,6^\circ$, peut correspondre à un étalement de la phase D. La perturbation entre 13 et $13,6^\circ$ y serait moins marquée.

c) Rapport E/C

La pente du rapport E/C (tableau 6.5) est voisine de celle du rapport D/C jusqu'à 13° . Au-delà de cette distance, elle présente des valeurs plus fortement négatives (fig. 6.4), comprises entre $(-0,7)$ et $(-1,8)$. Cette dispersion peut provenir du fait que les pentes des logarithmes du rapport spectral sont beaucoup moins bien définies que pour les rapports précédents. La caustique E se manifeste à partir de $13,5^\circ$ sur les hodochrones déduites du modèle ISCM5-C ; ainsi, avec une valeur moyenne de la pente de $(-1,3)$ la phase E, réfractée par la discontinuité des 400 km, présenterait un facteur de qualité moyen, \bar{Q}_E , de l'ordre de 500. Cette faible valeur de \bar{Q}_E , qui caractérise une couche comprise entre 190 km et 402 km de profondeur, démontre la persistance d'un milieu à forte atténuation en dessous de la base de la couche à faible vitesse.

6.2.2. Evolution globale du facteur de qualité moyen \bar{Q} en fonction des temps de propagation

Afin de vérifier que les résultats généraux établis sur le facteur de qualité (§ 6.2.1) ne sont pas une conséquence directe des choix qui ont conduit au modèle ISCM5-C et à la définition des phases D et E, on essaye dans ce paragraphe d'estimer le facteur de qualité d'une façon indépendante du modèle. Pour chaque intervalle de distance, on découpe les traces en quatre fenêtres temporelles.

La valeur de m est calculée pour chaque fenêtre sur trois intervalles de distance de un degré. A partir de la valeur $(T/Q)_1$ caractéristique de la première arrivée, (C) du même intervalle (tableau 5.3), on peut calculer la valeur moyenne \bar{Q} que l'on affecte de l'erreur standard déduite des erreurs relatives sur (m) et sur $(T/Q)_1$.

Le tableau (6.6) donne les valeurs de (m) obtenues pour chaque fenêtre, F, définie par son numéro d'ordre, (la première arrivée correspondant à F_1). Sont indiqués en outre l'erreur standard s et le temps t correspondant à chaque fenêtre.

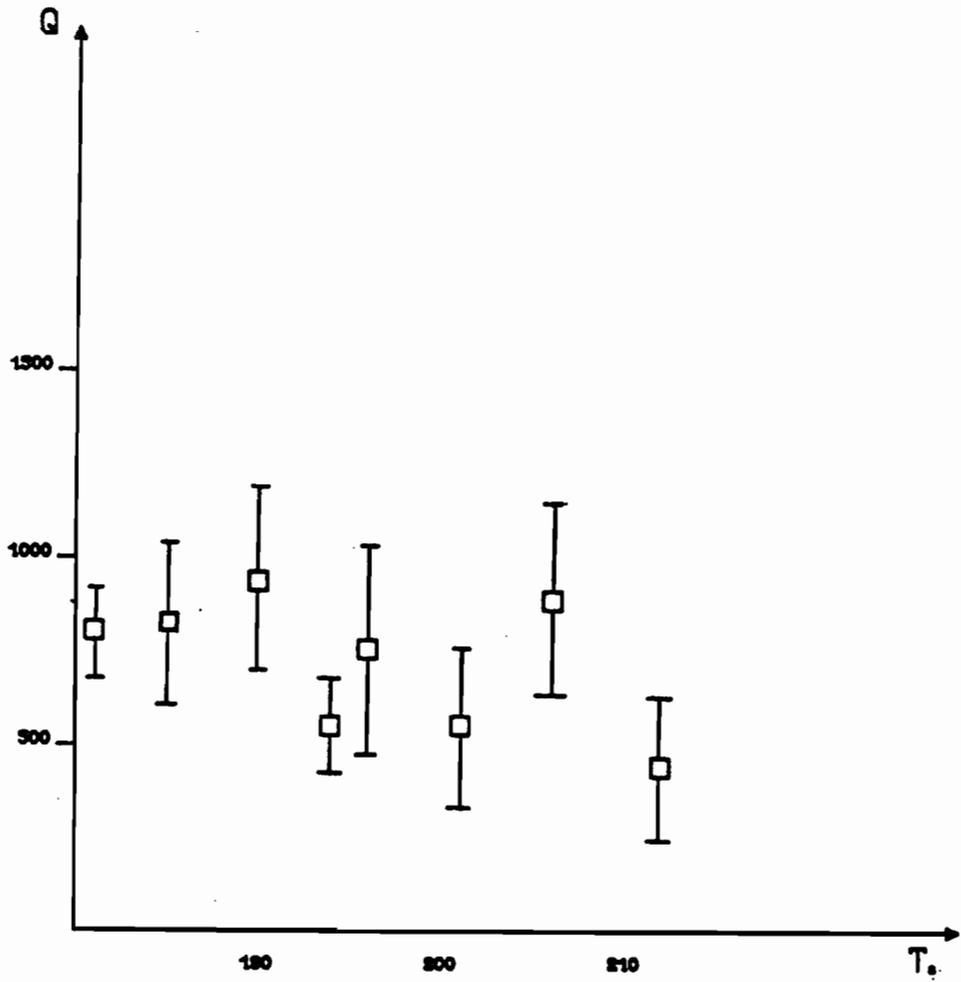


Fig. 6.5. Facteur de qualité moyen en fonction de la durée de propagation résultant de l'analyse des rapports spectraux en basses fréquences.

Tableau (6.6)
Valeurs moyennes de la pente du rapport spectral des
arrivées tardives sur la première arrivée

Distance (°)		F ₂	F ₃	F ₄
11,7 - 12,7	m	- 0,4547	- 0,4570	- 0,3856
	s	0,076	0,128	0,102
	t	181 ^s	185 ^s	190 ^s
12,7 - 13,7	m	- 0,7528	- 0,4528	- 0,7851
	s	0,134	0,172	0,302
	t	194 ^s	196 ^s	201 ^s
13,7 - 14,7	m	- 0,4246	- 1,2121	
	s	0,1286	0,565	
	t	206 ^s (D)	212 ^s (E)	

Les valeurs de \bar{Q} ainsi obtenues (Fig 6.5) sont affectées d'une forte erreur standard. La tendance globale fait apparaître néanmoins :

- 1) une valeur moyenne (\bar{Q}) = 714 ± 180
- 2) une décroissance de (\bar{Q}) à partir de 190 secondes.

Si l'on admet l'hypothèse naturelle que la profondeur de pénétration croît avec le temps de propagation, il est clair que les couches profondes offrent un facteur de qualité moyen, $Q(r)$, beaucoup plus faible que celui qui caractérisait la lithosphère ($Q = 2200$).

La décroissance du facteur moyen (\bar{Q}) en fonction du temps de parcours, peut provenir de la diminution de l'angle d'incidence qui se traduit, quel que soit le modèle envisagé, par une diminution de la longueur de trajet dans la lithosphère par rapport aux couches profondes dont la contribution va en croissant.

La forte diminution du facteur de qualité en dessous de la lithosphère est bien indépendante du modèle de vitesse proposé, les valeurs de \bar{Q} obtenues dans ce paragraphe sont du même ordre de grandeur que celles calculées au paragraphe 6.2.1.

6.2.3. Rapports spectraux composites

Le caractère très fluctuant des spectres, et du rapport

spectral, en basses fréquences se traduit par un écrasement de la pente des rapports spectraux composites (fig. 5.11). Ceux-ci ne présentent plus alors qu'un intérêt qualificatif.

Tableau (6.7)
Valeurs de la pente, m , obtenues à partir des spectres composites

Distance (°)	Phase	m	Domaine de fréquence
11,6 - 13,6	D/C	- 0,2648	(1 à 2,5 HZ)
	PP/C	- 0,1503	(1 à 2,5 HZ)
	E/C	- 0,3716	(1 à 2 HZ)
13,6 - 15,1	D/C	- 0,0921	(0,5 à 2,5 HZ)
	PP/C	- 0,5069	(1 à 2 HZ)
	E/C	- 0,3494	(0,5 à 2,5 HZ)

Les tendances qui caractérisent les diverses phases (tableau 6.7) peuvent être décrites comme suit :

- a) L'accroissement de la pente du rapport spectral caractérise bien la phase E par rapport à la phase D ;
- b) la phase PP, qui se traduit par une pente plus faible que la phase D, peut correspondre à des trajets lithosphériques mélangés à des arrivées tardives de type D ;
- c) La diminution de la pente D/C pour le deuxième intervalle de distance s'explique mal. Elle pourrait résulter d'une dégradation des hautes fréquences de la phase C à la base de la lithosphère ce qui semble peu probable compte tenu des résultats précédents.

6.3. ANALYSE SPECTRALE AUX DISTANCES COMPRISES ENTRE 16,5° et 19°

6.3.1. Description du domaine analysé et des enregistrements

Lorsqu'on se réfère au modèle ISCM5, l'intervalle de distance 16,5°-18,5° présente un intérêt particulier puisque la phase D constitue la première arrivée théorique, suivie, 4 à 2 secondes après, par la phase E qui recoupe à 17,4° la branche rétrograde D' de la phase D (Fig. 4.10)

On pouvait donc s'attendre à une bonne définition spectrale de la phase D, compte tenu de son caractère de première arrivée d'autant plus que les séismes de cet intervalle (numéros 1018 et 1074) se produisent à l'extérieur du rift et donnent lieu à des trajets purement cratoniques sous la cuvette du Zaïre. Malheureusement, les enregistrements (Fig. 6.6) présentent des débuts très progressifs et ce caractère se poursuit jusqu'à 19,4°, où la phase E devient la première arrivée; et même au-delà de cette distance dans certains cas.

Selon le modèle de référence, l'amplitude de la phase D est nettement inférieure à celle de la phase E, elle-même inférieure à celle de la phase F qui n'existe qu'à partir de 18,5°, mais pourrait se manifester à une distance inférieure en raison d'écarts possibles au modèle. Si une telle séquence peut expliquer en partie l'allure progressive du début des ondes P, le faible intervalle de temps entre les phases rend illusoire une distinction spectrale de celles-ci. En outre, les enregistrements présentent des amplitudes qui croissent presque régulièrement à toutes les fréquences sur un intervalle de temps pouvant atteindre 5 à 10 secondes. Cet intervalle correspond au laps de temps séparant la première arrivée de celle de la phase E ou des ondes PP.

Il apparaît donc impossible de définir avec certitude les arrivées multiples au regard du modèle. L'irrégularité des observations ne permet pas non plus de mettre en cause la validité du modèle, et ceci d'autant moins que les altérations dans l'organisation des phases multiples correspondent à la perturbation majeure introduite dans le modèle du manteau supérieur, à savoir : la couche à faible vitesse.

6.3.2. Etude du début des enregistrements

Le caractère progressif du début, entre 15,5° et 20° dans le cas du séisme n° 1815, est tel que le choix de la première arrivée est discutable. A partir d'un certain niveau d'amplitude, on est sûr d'analyser une phase significative décelable sur toutes les traces filtrées de l'enregistrements ; elle est précédée dans de nombreux cas d'une arrivée très faible qui ne se distingue pas toujours du bruit de fond, selon le séisme ou selon la fréquence. La relation entre ces deux arrivées sera recherchée par l'interprétation du rapport spectral entre spectres normalisés.

a) Basses fréquences

Considérant seulement le domaine des fréquences comprises entre 0,5 et 2,5 Hz, la décroissance moyenne du rapport spectral (Fig. 6.7) de la deuxième arrivée sur la première indique une diminution du facteur de qualité pour la deuxième phase.

La pente (m) est indiquée ci-dessous :

Tableau (6.8)

Pente du rapport spectral entre la première arrivée et son précurseur

Distance (°)	Référence		m
	N° station		
16,8	1018	ENG	- 1,72
17,1	1018	BSO	- 0,88
17,9	1074	BJO	- 0,63
19,8	1815	BSO	- 1,63
20,0	1815	BLI	- 0,46
16,8 - 20	composite		- 0,43

S'il est indiscutable que le facteur de qualité de la première arrivée soit nettement inférieur à celui du précurseur, la dispersion des valeurs de m ne permet pas d'établir une moyenne. En adoptant la valeur de m obtenue pour le spectre composite et en écrivant :

$$\left(\frac{T}{Q}\right)_D = \frac{246}{900} \text{ à } 17,5^\circ$$

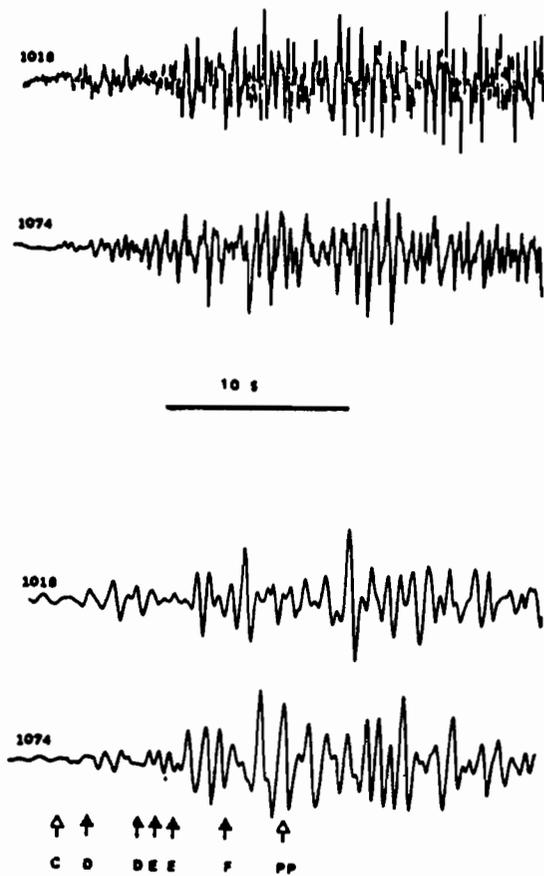


Fig. 6.6. Enregistrements originaux et traces filtrées dans la bande II de séismes de la région du Katanga et de distances épacentrales : $17,06^\circ$ (1018) et $17,95^\circ$ (1074). Les arrivées théoriques, déduites du modèle ISCM5-C, sont indiquées par des flèches ; la phase D, première arrivée théorique, est précédée d'un précurseur noté (C).

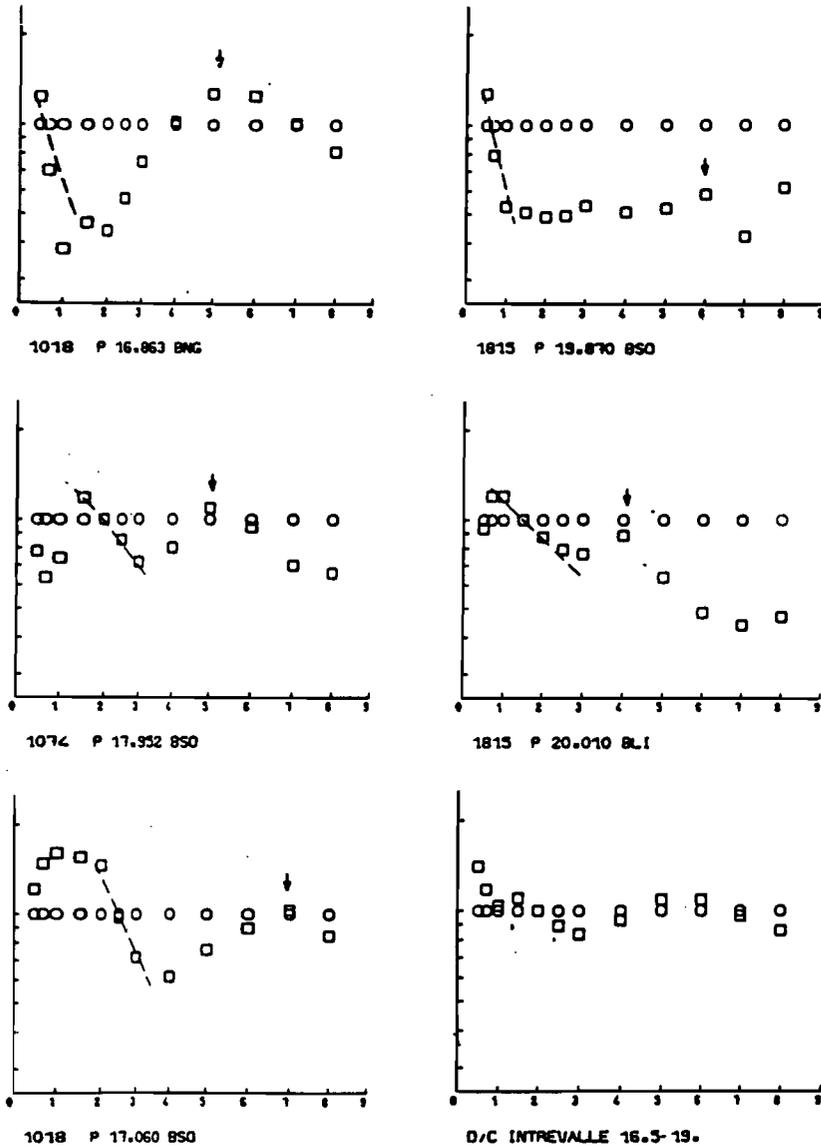


Fig. 6.7. Rapports spectraux C/C (○) et D/C (□) pour 5 enregistrements tels que : $16,5^\circ < \Delta < 20^\circ$, et rapports spectraux composites calculés entre $16,5^\circ$ et 19° . La phase D correspond à la première arrivée pour cet intervalle de distance suivant l'hodochrone de référence, la phase C représente dans ce cas un précurseur de faible amplitude. Les flèches indiquent les maxima en hautes fréquences.

La valeur de \bar{Q} du précurseur peut être estimée par :

$$- 0,430 = \left(\frac{T}{Q}\right)_1 - \left(-\frac{T}{Q}\right)_D$$

soit $\bar{Q} = 1800$

le facteur de qualité du précurseur est voisin de celui obtenu pour les rais ayant leur point le plus bas à la base de la lithosphère. Cette première arrivée, de faible amplitude, serait donc une phase (C) tandis que la seconde correspond bien à la phase (D) telle qu'elle est définie par ce modèle (le précurseur peut aussi correspondre à une phase B suivant le modèle ISCM5-C modifié 1, § 7.2.2).

L'extension d'une première arrivée de type (C) de faible amplitude peut être liée à une diminution locale du gradient de vitesse au-dessus du toit de la couche à faible vitesse ou à un approfondissement de cette dernière couche.

b) Hautes fréquences

L'ensemble des rapports spectraux (Fig. 6.7) présentent une organisation relativement régulière entre 3 et 8 Hz comportant un maximum centré autour de 4 à 6 Hz. (Flèche)

En conservant l'hypothèse de diffraction pour ce domaine de fréquences élevées, on se bornera donc à l'analyse du rapport spectral composite qui décrit mieux le caractère statistique du phénomène.

Si le précurseur est une phase (C) pure, le rapport spectral entre 3 et 8 Hz répond aux mêmes conditions que précédemment (§ 6.1.3). Le temps t par rapport à l'origine du séisme peut être estimé ici à $t = 245$ sec. et la profondeur des diffracteurs serait de l'ordre de 190 km.

La normalisation des deux courbes, $C(w)_{220}$ et $C(w)_{245}$ (fig. 6.8), montre que l'évolution spectrale de la coda produite à l'intérieur de la lithosphère se poursuit encore dans le même sens que celui observé sur l'ensemble de la lithosphère. Autrement dit, on observe encore un accroissement du volume des diffracteurs en fonction de la profondeur de pénétration des ondes primaires. Ce caractère structural mériterait d'être analysé plus précisément au moyen de profils adéquats.

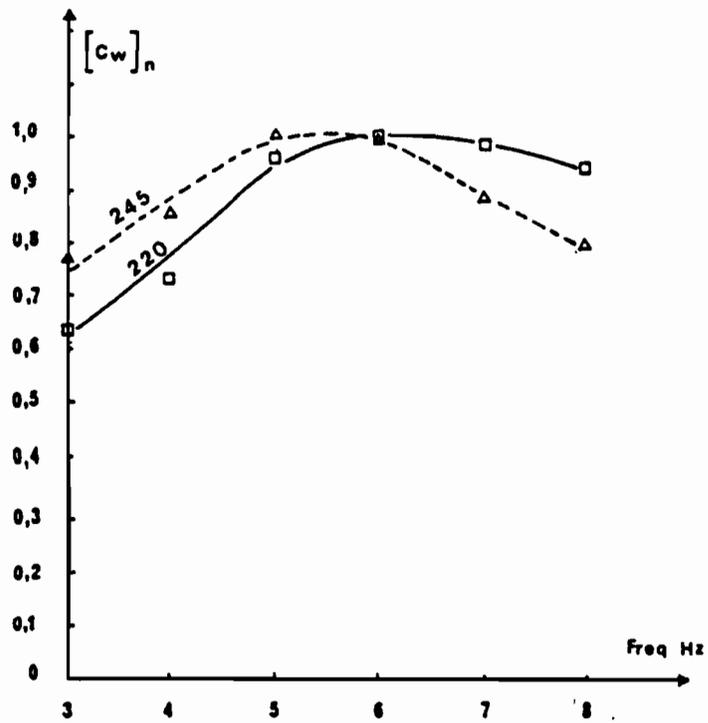


Fig. 6.8. Variation de $C(w)$ en fonction de la fréquence pour deux durées de propagation indiquées en secondes sur chaque courbe. Les deux courbes sont normalisées.

6.3.3. Etude des phases tardives

L'analyse des phases tardives est rendue incertaine par leur mauvaise définition. On se limite à l'intervalle de distance (16,5° - 18,5°) où la première arrivée théorique (phase D) observée sur tous les enregistrements de cet intervalle est prise comme phase de référence.

a) Valeurs de \bar{Q} déduites des spectres

La détermination directe du facteur de qualité par la mesure de la pente d'atténuation vers les hautes fréquences entre 5 et 8 Hz (fig. 6.9) ne donne pas de résultats significatifs.

Tableau (6.9)
Atténuation déduite des spectres d'accélération

Référence	Δ°	Phase	T/Q (s)	\bar{Q}
1018 ENG	16,86	D	0,0554	4548
		E	0,1307	1851
		F	0,1129	2178
		PP	0,1174	2129
1018 BSO	17,06	D	0,0731	3296
		E	0,0589	4206
		PP	0,0770	3285
1074 ENG	17,95	D	0,0554	4548
		E	0,1214	2092
		F	0,1129	2276
		PP	0,0860	3081
1074 BSO	17,95	D	0,786	3206
		E	0,0959	2648
		F	0,0975	2635
		PP	0,0871	3034
1074 BLI	18,59	E	0,1083	2409
		F	0,1066	2467
		PP	0,0865	3156

Les valeurs de \bar{Q} très élevées sont surprenantes et restent inexplicables.

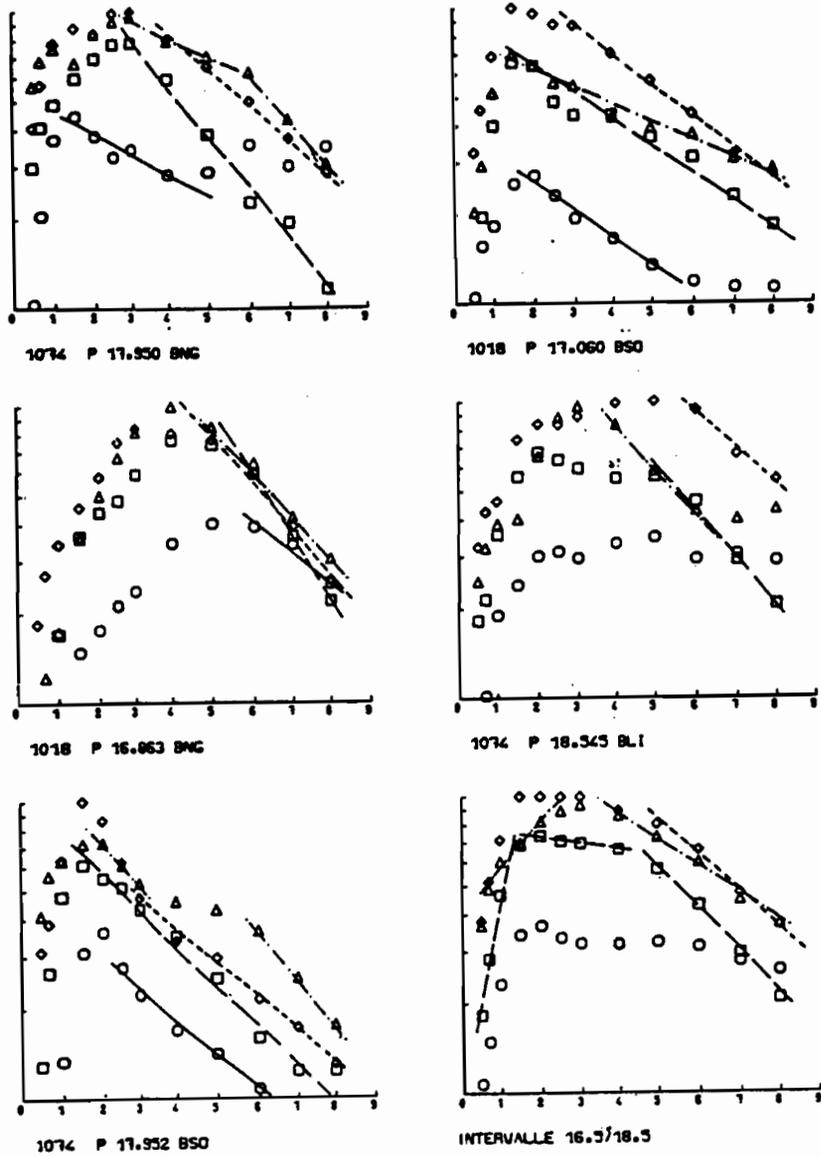


Fig. 6.9. Spectres d'accélération de la première arrivée D (○) et des phases tardives E (□), F (△) et PP (◇) entre 16,5° et 18,5° et spectres composites.

b) Rapports spectraux

Très disparates aux plus basses fréquences, ($f < 1,5 \text{ Hz}$) ils présentent au maximum (fig. 6.10) entre 3 et 5 Hz, maximum qui apparaissait déjà pour la phase de référence (D) lorsqu'on la comparait avec la première arrivée stricte (C). On peut donc admettre que le phénomène de diffraction-réflexion par des volumes de plus grande dimension qu'à l'intérieur de la lithosphère s'accroît encore. Toutefois, la décroissance du rapport devient très marquée au-delà de 3 ou 4 Hz, ce qui constitue une tendance tout à fait opposée à celle qu'on avait observée pour les diffractions lithosphériques, à l'exclusion de la dernière fenêtre, analysée pour les enregistrements à 15° , où le phénomène s'amorçait. La pente des rapports spectraux entre 5 et 8 Hz montre le caractère exagéré de cette décroissance qui impliquerait de très faibles valeurs de \bar{Q} .

Tableau (6.10)

Valeurs de la pente m

Δ°	Référence	E/D	F/D	PP/D
16,8	1018 BNG	- 1,3698	- 1,3211	- 1,2564
17,1	1018 BSO	- 1,6589	- 0,7309	- 1,4020
17,9	1074 BNG	- 1,6718	- 1,2418	- 1,3282
18,5	1074 BLI	- 1,8342	- 1,1281	- 1,8237
16,8 -18,5	Composite	- 1,6382	- 0,9309	- 1,2048

ce qui contredit les valeurs déduites de la pente d'atténuation du spectre.

En conservant les seules hypothèses de diffraction, puisque l'on reste dans le domaine des hautes fréquences, les arrivées tardives résulteraient donc du même processus que celui qui caractérise la base de la lithosphère tout en subissant une contamination croissante par un milieu à faible \bar{Q} . Il s'agirait alors d'un élargissement de la frontière lithosphère-asthénosphère ; les volumes diffracteurs ou lamelles, se situant alors à l'intérieur de l'asthénosphère.

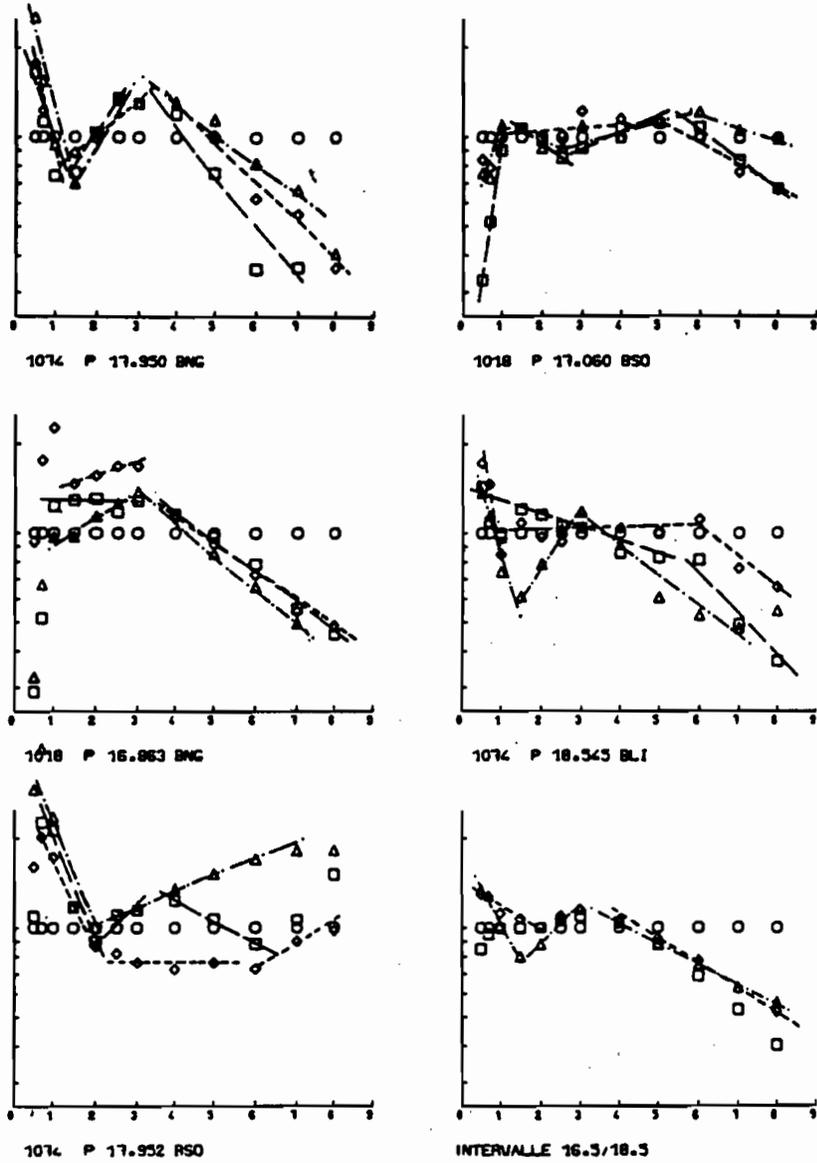


Fig. 6.10 Rapports spectraux entre les phases tardives et la première arrivée entre 16,5° et 18,5° : D/D (○), E/D (□), F/D (△) et PP/D (◇). et rapports spectraux composites.

Si la valeur \bar{Q} de l'onde diffractée pour un temps de parcours correspondant à la phase (D) (245 sec. à 17,5°) représente un niveau situé à la base de la lithosphère ($Q = 1800$) on aurait avec $m = 1,6$ et $m = 0,9$ des valeurs de Q de l'ordre de 400 à 600 à l'intérieur de l'asthénosphère. L'interprétation de l'élément différentiel (ds. $T(z)^{-1} \cdot Q(z)^{-1}$) sur tout le rai, tel qu'il est défini par le modèle, n'a probablement plus beaucoup de sens, en raison de la mauvaise définition des trajets et de l'existence possible de guide-ondes intermédiaires dans l'asthénosphère, particulièrement efficaces dans le domaine de la diffraction.

Quoiqu'il en soit, les anomalies qui apparaissent pour cet intervalle de distance dans une structure cratonique pourraient être significatives de la structure fine du contact lithosphère - asthénosphère. Cela nécessiterait une approche mieux adaptée à ce problème. L'installation de réseaux ou de profils à ces distances serait tout à fait intéressante.

6.4. ANALYSE SPECTRALE AUX DISTANCES COMPRISES ENTRE 19° ET 25°

6.4.1. Caractères spécifiques de cet intervalle de distance

Le groupement des deux intervalles de distance (19° -20°) et (21° - 25°) dans une même section, bien que l'analyse de chacun soit faite séparément, répond à plusieurs caractéristiques communes qui les séparent totalement des intervalles précédents.

- 1) Tout d'abord la référence au modèle montre qu'il n'y a plus aucun repère relatif à la lithosphère dans les phases multiples P.
- 2) La multiplicité des arrivées est trop concentrée dans le temps pour permettre une différenciation spectrale des phases profondes.
- 3) L'organisation des trajets (couples épicerentre - station) recoupe différentes structures (rifts) de sorte qu'en aucun cas les trajets ne peuvent être considérés comme de type cratonique pur (Fig. 5.2 et 6.11).
- 4) La répartition des foyers dans des régions très différentes, ne permet de faire aucune hypothèse globale sur l'effet de la structure au voisinage de la source (Fig. 5.2 et 6.11).
- 5) Enfin, la phase réfléchie, PP, qui aurait pû constituer cette référence lithosphérique qui manque aux multiples, va être sensible aux variations latérales de structure et sa mise en évidence apparaît à priori comme aléatoire.

6.4.2. Analyse de l'intervalles 19°-20°

a) Atténuation déduite des spectres

La première arrivée peut être la phase (D) ou la phase (E) qui sont inséparables. A ces phases, il faut aussi inclure la phase (F) qui ne présente qu'un retard de l'ordre de la seconde sur la

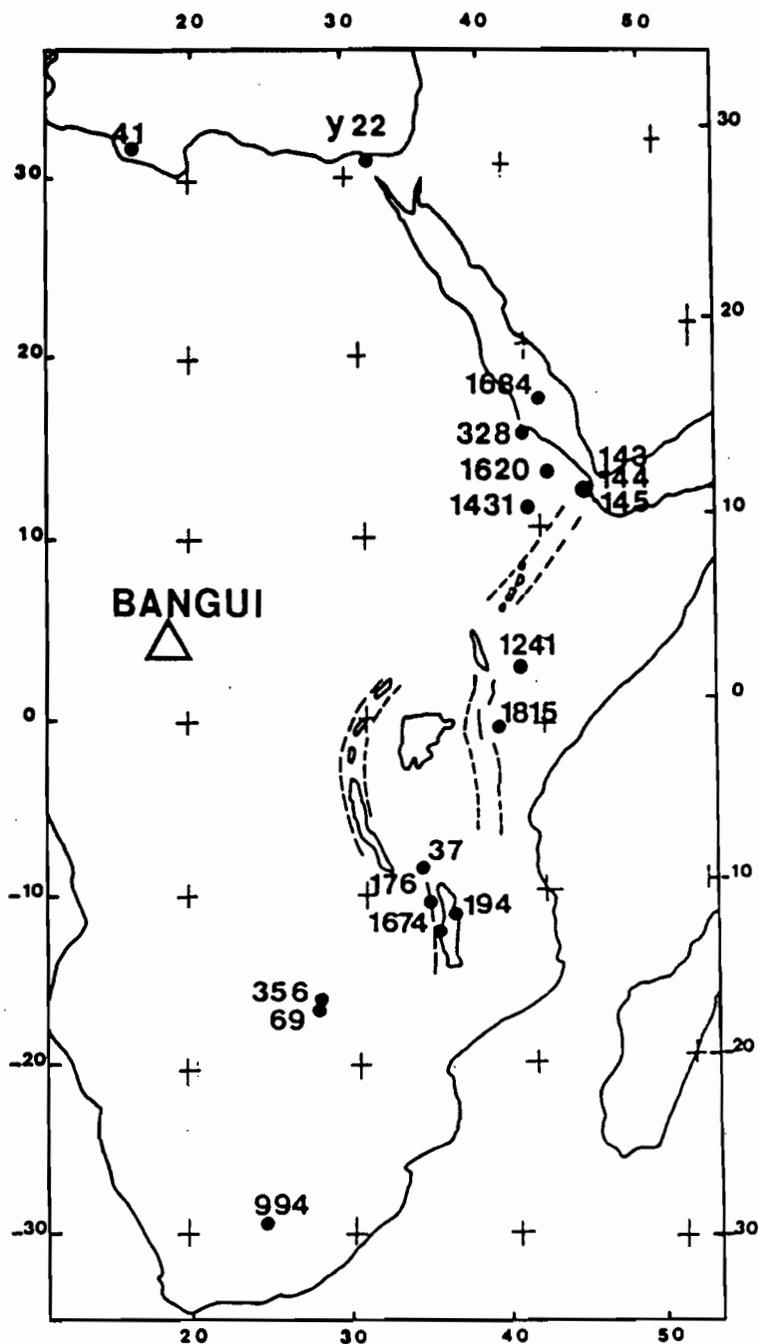


Fig. 6.11. Epicentres des séismes utilisés dans l'analyse spectrale pour les distances supérieures à 20°. Les nombres indiqués correspondent aux numéros de référence du catalogue (annexe 4).

première arrivée (Fig. 4.9). De la même manière les branches rétrogrades (D') et (E') mal séparables pourraient être perturbées par la caustique de la phase (G) s'il existe un écart au modèle. Seule la phase théorique PP, médiocrement contrastée, n'est pas mélangée avec d'autres phases du manteau.

Si le séisme (n° 1815) figure (6.12) présente une morphologie comparable à celle des séismes compris entre 16,5° et 18,5° le séisme (n° 37) est semblable aux trois autres analysés dans cet intervalle (n° 426, 625, 660). Le caractère du trajet mixte pour les séismes numéros 37 et 426, situés aux Sud Est du la Tanganyika, dont près d'un tiers se situe dans l'alignement du rift semble faire disparaître les composantes hautes fréquences (Fig. 6.13) Ces dernières subsistent pour les trois autres dont la première partie du trajet s'effectue sous le bouclier de Dodoma (fig. 6.13)

Les valeurs de T/Q, obtenues pour ce dernier groupe et portant sur le mélange des phases (D), (E) et (F), ont une signification discutable en raison de l'addition possible de phases; on a toutefois établi le tableau suivant :

Tableau (6.11)
Valeurs de T/Q déduites des spectres d'accélération

Δ°	Référence	T/Q (s.)
19,1	660 BNG	0,100
19,3	625 BNG	0,100
19,4	1815 BNG	0,191
19,5	660 BSO	0,240
19,6	426 BNG	
19,9	1815 BSO	0,194
20,0	1815 BLI	0,102
20,1	37 BNG	
14 - 20	Composite	0,243

Les valeurs de T/Q (tableau 6.11) correspondraient à des valeurs moyennes de \bar{Q} comprises entre 1200 et 2720.

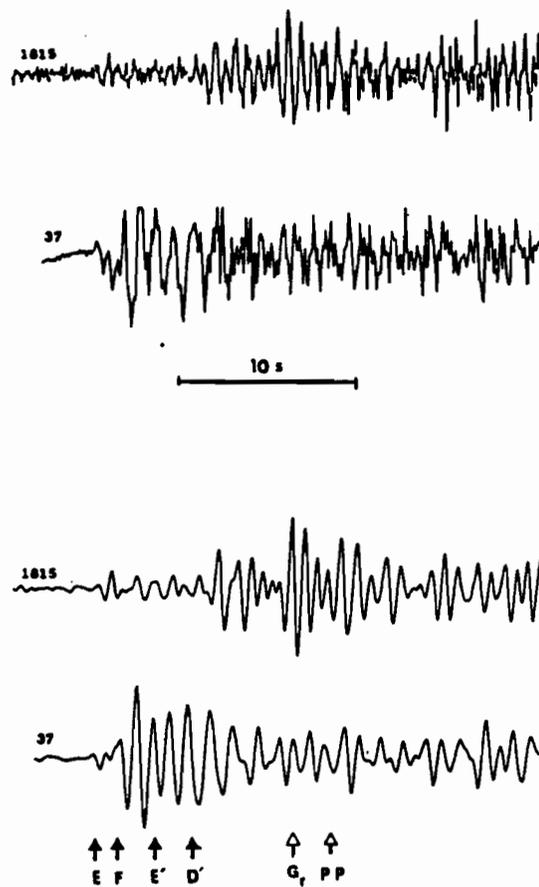


Fig. 6.12. Traces originales et filtrages correspondants dans la bande II des séismes n° 1815 ($\Delta = 20,01^\circ$) et n° 37 ($\Delta = 20,05^\circ$). Les arrivées théoriques déduites de l'hodochrone de référence sont indiquées par des flèches.

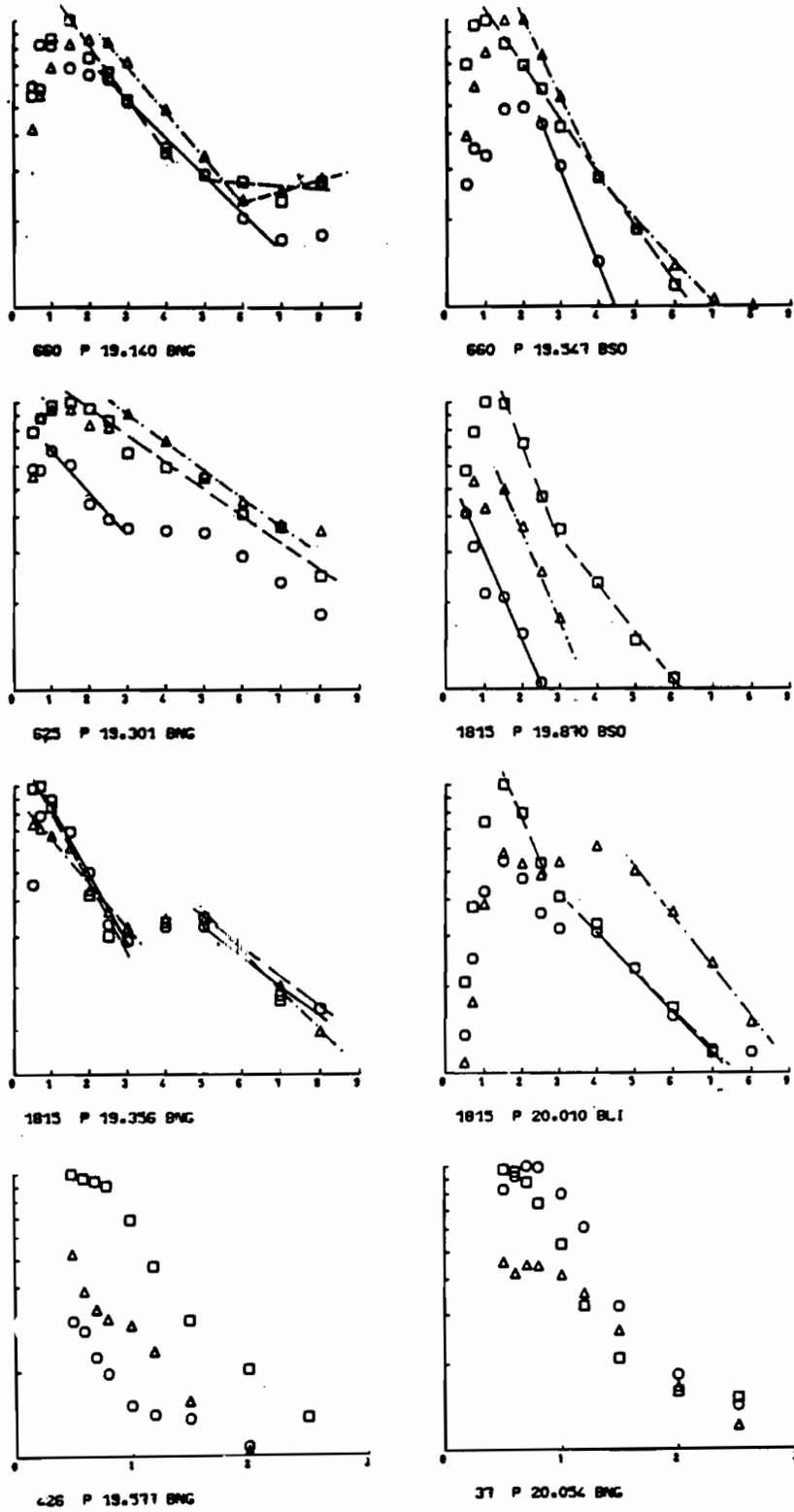


Fig. 6.13. Spectres d'accélération des phases DEF (○)
D'G (□) et PP (△) entre 19° et 20°. On notera
la différence d'échelle des fréquences pour les
séismes n° 426 et 37.

b) Analyse des rapports spectraux

Les rapports spectraux entre la deuxième (D', E') et la première arrivée (Fig. 6.14) sont en général décroissants sur l'ensemble du domaine de fréquence 0,5 - 8 Hz (sauf 660 BNG). Cette décroissance est intéressante, elle souligne la disparition de la diffraction due au milieu lithosphérique.

Les rapports entre la phase (PP) et la première arrivée (D.E.F.) sont nettement croissants (Fig. 6.14) en basses fréquences et très variables au-delà de 3 Hz. Ce résultat, pour les basses fréquences rend bien compte d'une propagation de l'onde PP dans une lithosphère cratonique (Dodoma et Zaïre) peu influencée par la traversée du rift occidental proche du point de réflexion à la surface.

On donne dans le tableau ci-dessous la pente du rapport spectral en basses fréquences.

Tableau (6.12)

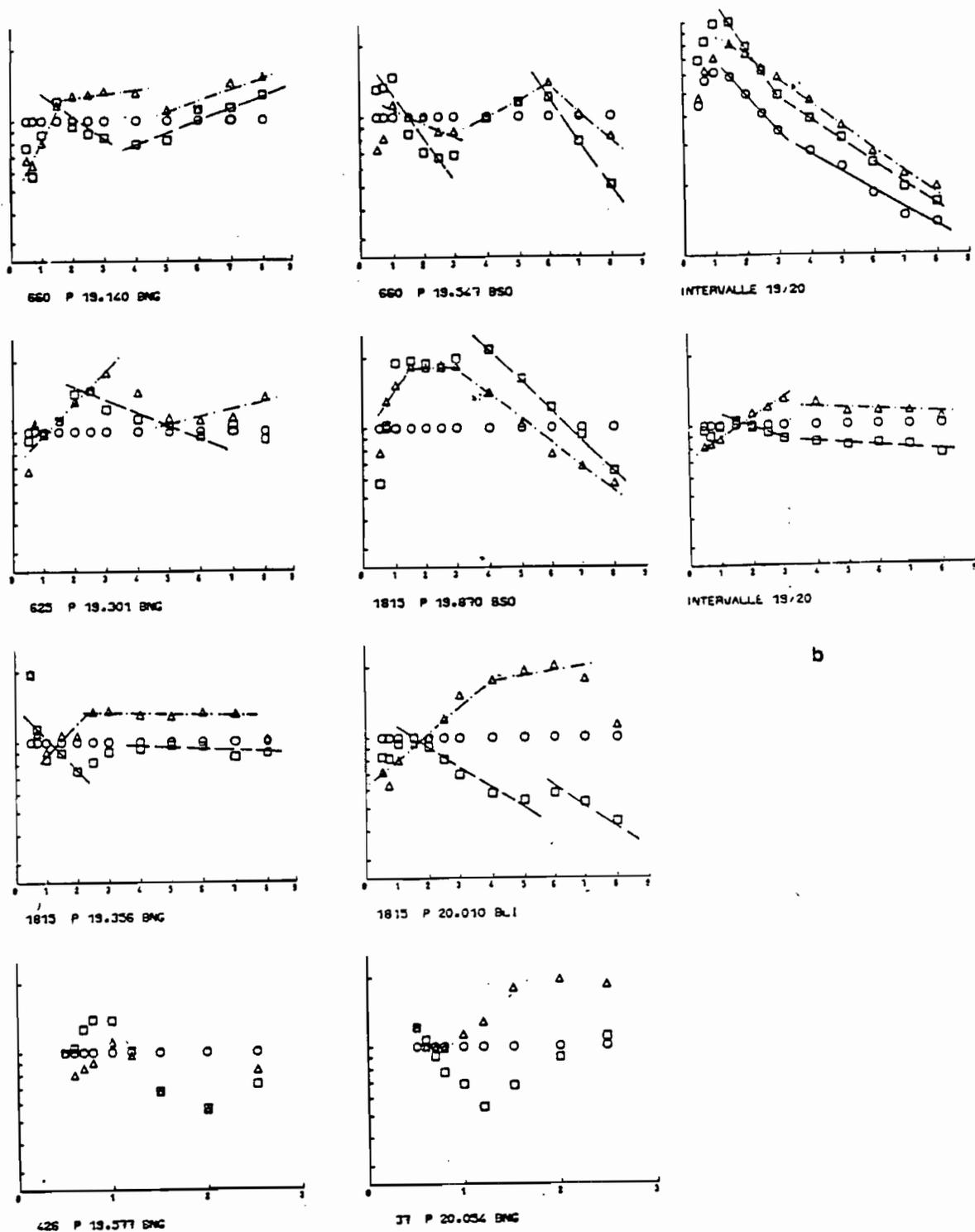
Valeurs de la pente m entre 19° et 20°

Δ°	Référence	(D'/D E F)	(PP/D E F)
19,1	660 BNG	- 0,5199	+ 0,7827
19,3	625 BNG	- 0,415	+ 0,5217
19,4	1815 BNG	- 0,3807	+ 0,5295
19,5	660 BSO	- 0,8859	
19,6	(426 BNG)	- 1,2866	+ 0,6405
19,9	1815 BSO	- 1,7016	+ 0,4532
20,0	1815 BLI	- 0,5713	+ 0,4347
20,1	(37 BNG)	- 0,9147	+ 0,8235
19 - 20	composite	- 0,2484	+ 0,2735

N.B. : les séismes entre parenthèses (région du lac Rukwa) ne sont pas inclus dans le spectre composite.

La dispersion des résultats ne permet que de définir un ordre de grandeur pour la première arrivée en adoptant, pour la phase PP, une valeur $(\frac{T}{Q})_{PP} = \frac{237}{2300}$

Les valeurs de $(\frac{T}{Q})_{DEF}$ de l'ordre de 0,1 (Tableau 6.11) doivent



a

b

Fig. 6.14. Rapports spectraux entre les phases tardives et la première arrivée entre 19° et 20° (a) DEF/DEF (o), D'G/DEF (□) et PP/DEF (Δ). Spectres et rapports spectraux composites (b).

être exclues. Avec la moyenne des trois valeurs retenues ($\frac{T}{Q} = 0,208$) on obtiendra :

$$\begin{aligned} m &= t_{DEF}^* - t_{PP}^* = \pi(0,208 - 0,1248) \\ m &= 0,26 \end{aligned}$$

Cette valeur très proche de celle obtenue pour le spectre composite paraît acceptable. Dans ce cas la valeur moyenne de \bar{Q} correspondant à la propagation dans la lithosphère et la couche à faible vitesse, serait obtenue par :

$$m = \pi(0,208 - \frac{275}{\bar{Q}}) = - 0,248$$

soit $\bar{Q} = 960$

6.4.3. Analyse de l'intervalle 22° -25°

a) Conditions particulières de propagation

La première arrivée pour cet intervalle de distance est la phase (F), et probablement, la phase (G) pour le dernier enregistrement. Les débuts sont très nets (fig. 6.15 a et b) mais le premier train d'ondes résulte probablement de la superposition de deux ou trois phases (E), (F) et (G) de période voisine et présentant entre elles des déphasages de l'ordre de la seconde. Les deuxième et troisième phases analysées sont respectivement la phase (D) et la phase (PP), recherchée à l'intérieur d'une fenêtre de l'ordre de 4 secondes autour du temps d'arrivée prévu par le modèle ISCM5. Ces phases sont apparentes ou non suivant les traces :

Si la distinction de la phase D ne répond à aucun critère (tableau 6.13), il semble que la phase PP soit particulièrement atténuée pour des trajets mixtes typiques (épicode du Malawi). La diversité des régions de source étant très marquée pour cet intervalle, (tableau 6.13) il est difficile de définir la structure concernée. Les variations d'azimut par rapport à Bangui, qui portent sur 120°, peuvent conduire à des distorsions locales.

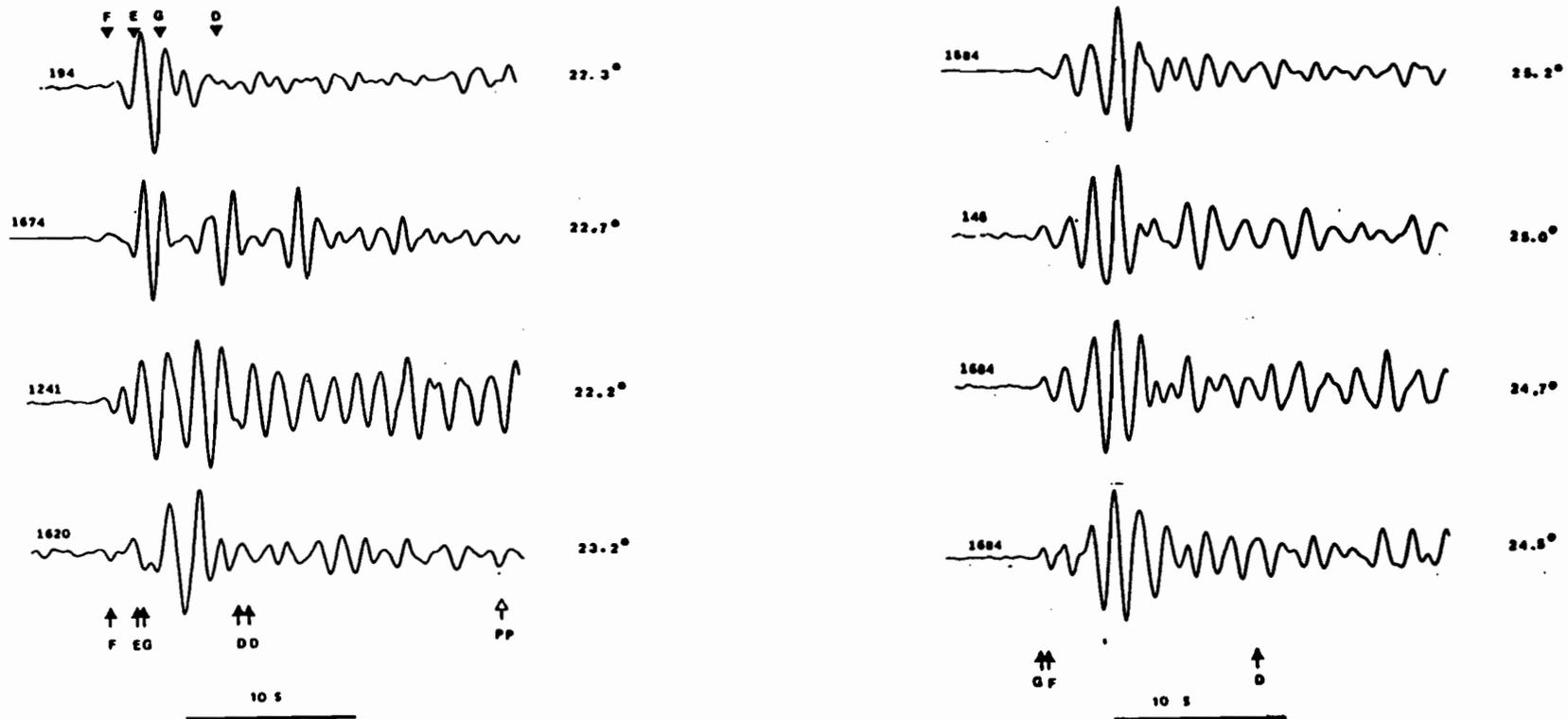


Fig. 6.15. Traces filtrées dans la bande II de séismes de distances épacentrales comprises entre $22,3^\circ$ et $23,2^\circ$ (a) et entre $24,5^\circ$ et $25,2^\circ$ (b). Les traces originales sont très voisines de ces traces filtrées dans cette bande de fréquence.

Tableau (6.13)
Description de la qualité des enregistrements

N°	M	Phase D	Phase PP	Origine
356 BNG	5,0	douteuse	apparente	Zambie
194 BNG	4,5	douteuse	faible	Malawi
1684 BNG	5,2	douteuse	douteuse	Mer Rouge (Ethiopie)
1674 BNG	5,1	nette	douteuse	Malawi
328 BNG	4,5	nette	nette	Ethiopie
1241 BNG	5,1	douteuse	apparente	Tanzanie
1684 BSO	5,2	douteuse	apparente	Mer Rouge (Ethiopie)
1684 BLI	5,2	faible	nette	Mer Rouge (Ethiopie)
146 BNG	5,1	faible	nette	Afar

Le fait que les premières arrivées constituent une collection homogène, contrairement aux arrivées tardives, peut s'expliquer par les différences dans la profondeur de pénétration des rais : les premières arrivées qui correspondent à une profondeur comprise entre 470 et 600 km ne sont pas concernées par les variations latérales de structure tandis que les arrivées tardives D et PP sont affectées par ces variations. L'amplitude de l'onde PP dépend à la fois de la structure lithosphérique correspondant à son trajet et de la structure locale au point de réflexion. L'amplitude de la phase D est surtout liée au gradient de vitesse à la base de la couche à faible vitesse, elle est donc dépendante de l'importance de cette couche autour des rifts.

b) Atténuation déduite des spectres

Les valeurs de T/Q obtenues par mesure directe de l'atténuation du spectre d'accélération sont très variables (fig. 6.16).

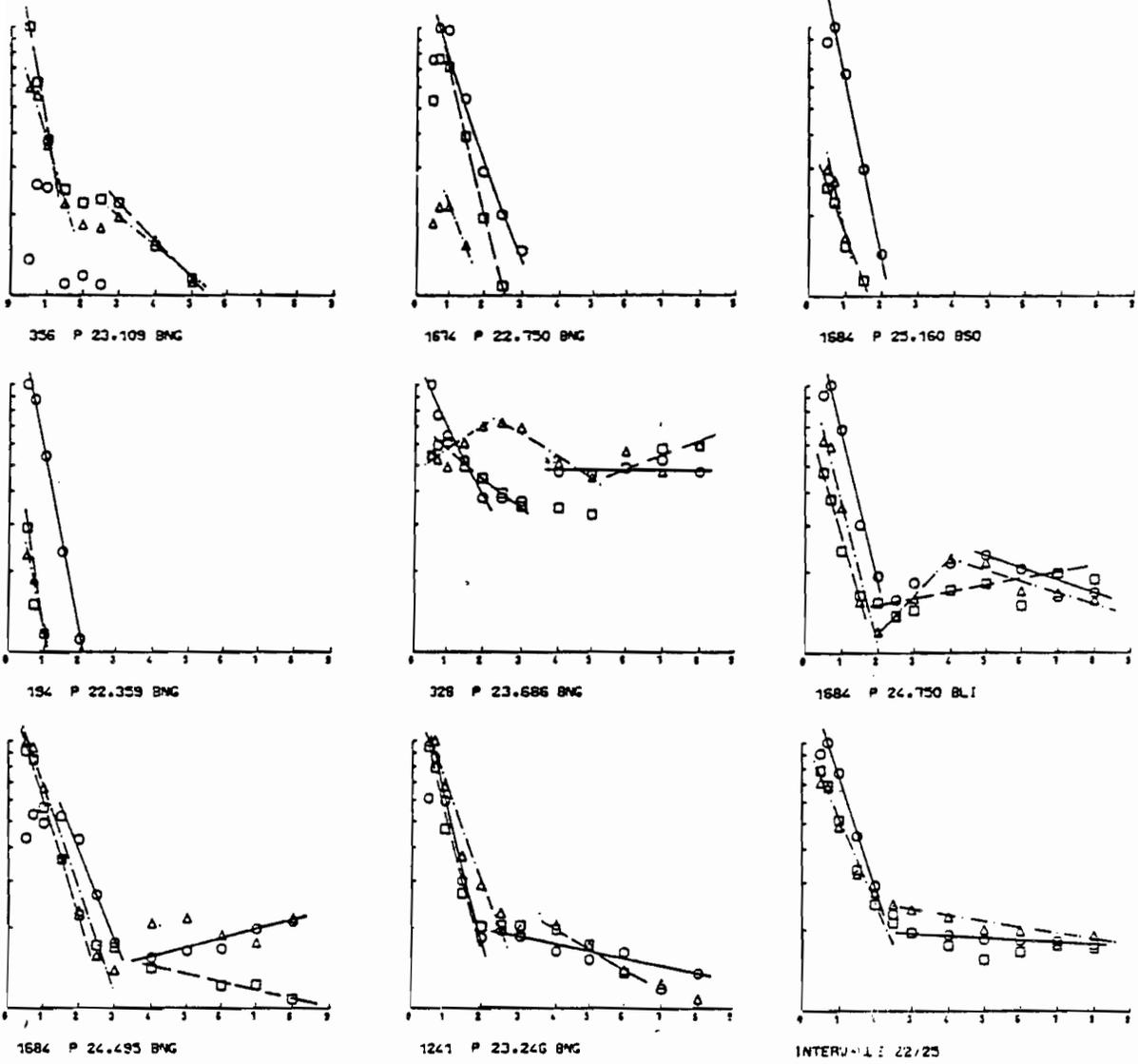


Fig. 6.16. Spectres d'accélération des phases FEG (○), D (◻) et PP (△) entre 22° et 25° et spectres composites.

Tableau (6.14)

Valeurs de T/Q déduites des spectres d'accélération

Δ°	Référence	T/Q (F G)	Fr (Hz)
22,3	194 BNG	0,510	0,7 - 2
22,7	1674 BNG	0,268	1,5 - 3
23,1	356 BNG	0,628	0,7 - 2
23,2	1241 BNG	0,387	0,7 - 2
23,7	328 BNG	0,170	0,7 - 2
24,5	1684 BNG	0,235	1,5 - 3
24,7	1684 BLI	0,418	0,7 - 2
25,1	1684 BSO	0,486	0,7 - 2
22 - 25	composite	0,379	0,7 - 2

La moyenne des valeurs ponctuelles et la valeur déduite du spectre composite donnerait

$$\bar{Q} = 900$$

pour une propagation comprise entre 0 et 600 km de profondeur.

La dissymétrie des structures et l'importance supposée d'un milieu à faible facteur de qualité largement développé sous l'Ethiopie pourrait expliquer cette faible valeur de \bar{Q} .

Les valeurs de T/Q déduites des spectres pour les phases D et PP sont données dans le tableau ci dessous.

Tableau (6.15)

Δ°	Référence	$(T/Q)_D$	$(T/Q)_{PP}$
22,3	194 BNG	0,390	0,317
22,7	1674 BNG	0,682	0,423
23,1	356 BNG	0,404	0,298
23,2	1241 BNG	0,378	0,374
23,7	328 BNG	0,149	0,233
24,5	1684 BNG	0,400	0,450
24,7	1684 BLI	0,320	0,415
25,1	1684 BSO	0,308	0,262
22 - 25	composite	0,270	0,237

Bien que les valeurs $(T/Q)_{PP}$ soient légèrement inférieures

à celles de $(T/Q)_D$, les écarts sont trop faibles pour être significatifs.

c) Analyse des rapports spectraux

Les rapports spectraux présentent une pente plutôt croissante en basses fréquences pour ces deux phases (fig. 6.17). La séparation des effets de l'atténuation au voisinage de la source de ceux dûs à la propagation dans les niveaux les plus élevés du manteau supérieur, dont une grande partie est constituée de boucliers anciens (Sud Soudan, Zaïre et Dodoma) ne semble pas possible avec les seules données dont on dispose.

La similitude des spectres des phases D et PP pourrait s'expliquer en adoptant une couche à gradient nul à la base de la lithosphère, ce qui peut conduire à une révision du modèle cratonique sous le Soudan qui est extérieur au domaine d'application du modèle ISCM5-C. Dans la propagation sous le craton zaïrois (194 BNG et surtout 356 BNG) la différence entre les deux phases reste appréciable. L'analyse des rapports spectraux (Fig. 6.17) sera limitée à la phase PP .

Tableau (6.16)

Δ°	Référence	m (PP/FEG)
22,3	194 BNG	(1,674)
22,7	1674 BNG	0,655
23,1	356 BNG	0,722
23,2	1241 BNG	0,454
23,7	328 BNG	0,847
24,5	1684 BNG	(1,339)
24,7	1684 BLI	0,579
25,1	1684 BSO	0,975
22 - 25	composite	0,629

En éliminant les deux valeurs entre parenthèses, la valeur moyenne (0,700) est du même ordre que celle obtenue par le rapport spectral composite (0,629). Avec $T_{FEG} = 315$ et $T_{PP} = 341$ S et $m = t_{FEG}^* - t_{PP}^* = \pi \left(\frac{315}{900} - \frac{341}{Q} \right)$

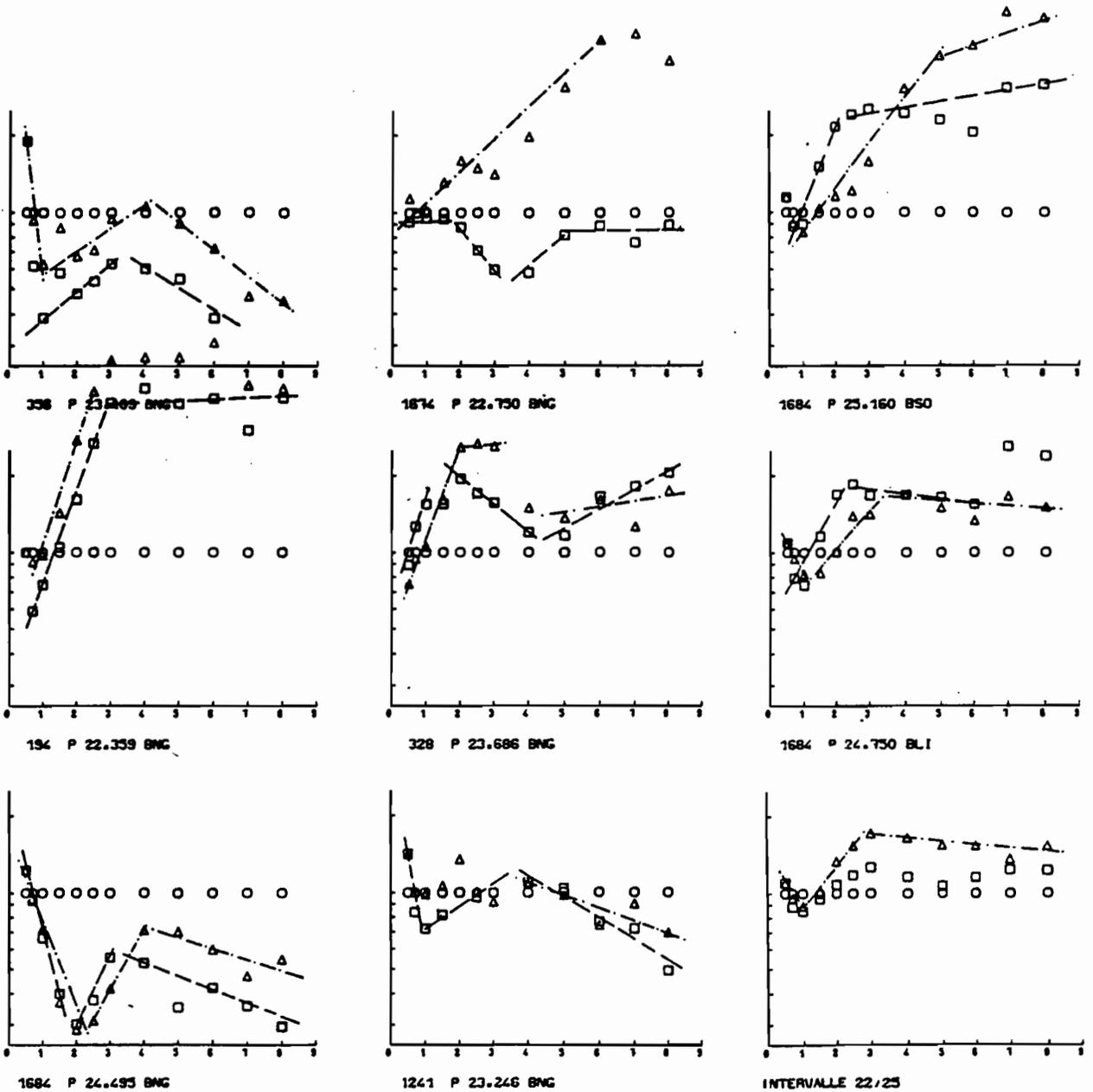


Fig. 6.17. Rapports spectraux entre les arrivées tardives et la première arrivée entre 22° et 25° : FEG/FEG (\circ), D/FEG (\square) et PP/FEG (\triangle) et rapports spectraux composites.

On obtient :

$$\text{pour } m = 0,700 \quad Q_{PP} = 2680$$

$$\text{pour } m = 0,630 \quad Q_{PP} = 2330$$

Ces valeurs qui caractérisent la propagation de l'onde (PP) correspondent tout à fait avec celles obtenues pour les ondes P entre 11° et 13°.

En conclusion, l'obtention de la valeur moyenne du facteur de qualité de la lithosphère pour les ondes PP entre 22° et 25° peut être considérée comme un argument décisif qui démontre la cohérence de l'analyse des arrivées multiples par référence au modèle de vitesse ISCM5-craton. La disparition des phénomènes de diffraction au-delà d'une distance comprise entre 16° et 19° souligne, indépendamment d'un modèle, l'existence d'une frontière dans les propriétés physiques du milieu mantelique. Cette frontière, lithosphère-asthénosphère, présente probablement une structure complexe qui est suggérée par la poursuite du phénomène de diffraction dans le toit de la couche à faible facteur de qualité.

CHAPITRE VII

ESSAI DE DETERMINATION D'UN MODELE DE STRUCTURE A DEUX PARAMETRES ET IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES

7.1. REMARQUES PRELIMINAIRES

La correspondance d'une couche à faible vitesse et d'un niveau à faible facteur de qualité, mise en évidence par deux types d'approche fondamentalement différents, et dont les effets sont observés à partir de 15°, conduit à admettre qu'il s'agit d'une seule et même couche : l'asthénosphère ou niveau à faible vitesse et forte atténuation, "High attenuation low velocity layer" (H.A.L.V.Z.) selon Gueguen et Mercier (1973). Cette correspondance s'explique d'une manière générale si l'on admet, avec Hill (1971), qu'il existe une relation entre le gradient de vitesse en fonction de la profondeur et un facteur Q' qui caractérise à la fois l'atténuation anélastique Q et la perte d'énergie due à la diffraction. L'auteur, qui analyse l'amplitude des premières arrivées dans la croûte, définit l'amplitude par :

$$A = b \cdot r^{-1/2} \cdot L^{3/2} e^{-\alpha L}$$

r étant la distance horizontale source-station, L la distance parcourue dans le milieu réfracteur et α et b des paramètres ajustables avec :

$$\alpha = \pi f / Q' V_1$$

V_1 étant la vitesse dans l'horizon réfracteur, f la fréquence et Q' le facteur de qualité apparent.

Il résume les effets comme suit :

- 1) un Q' négatif implique un gradient de vitesse, en fonction de la profondeur, positif.
- 2) $Q' \geq 1000$ implique un gradient nul ou légèrement positif dépendant du degré d'anélasticité (Q^{-1}) dans le réfracteur.
- 3) $0 < Q' < 1000$, implique soit un gradient de vitesse négatif, soit une anélasticité (Q^{-1}) modérée à faible soit une diffraction due aux reliefs sur le réfracteur.

On notera qu'une valeur négative de Q (anélastique) n'aurait pas de sens physique ; par contre, un Q' négatif résulte d'un accroissement des amplitudes par rapport au cas d'un milieu homogène.

Le domaine de fréquence analysé nous a permis de séparer, en partie, les phénomènes de diffraction du phénomène d'atténuation anélastique ; la diminution de Q en dessous de 200 km, et au dessus de 115 km dans une moindre mesure, peut résulter d'une combinaison des deux effets. En particulier, l'abaissement de Q attribué à un accroissement de l'anélasticité au-delà de 15° correspond aussi à un accroissement des dimensions supposées des volumes diffracteurs constituant le toit de cette couche à faible Q (anélastique). Une incertitude subsiste donc relative à la contribution de chacun des processus dans la diminution du facteur de qualité observé.

D'une manière générale, l'abaissement du facteur de qualité observé est lié à des zones à diminution de vitesse ; la température serait le facteur dominant qui contrôle à la fois les gradients de vitesse et l'atténuation (Hill, 1971 ; Herrin, 1972 et Smith, 1972). La fusion partielle (Anderson et Sammis, 1970) ou les dislocations dans les minéraux (Woïrgard et Guegen, 1978) qui résultent tous les deux d'une élévation de température, peuvent également expliquer les faibles valeurs du facteur de qualité. La forte diminution du coefficient de Poisson, obtenue dans cette étude (§ 2.4.3) et qui correspond à l'asthénosphère, nous conduit à préférer l'hypothèse d'une fusion partielle. Ce choix n'entraîne pas de contraintes sur la détermination des valeurs de Q , il oriente cependant l'in-

interprétation géodynamique, proposée sans faire appel à des processus qui dépendraient des constantes de temps envisagées.

La fusion partielle sous le bouclier africain semble aussi attestée par l'existence de kimberlites diamantifères dont la genèse, selon Wyllie (1980) implique la formation de diapirs adiabatiques partiellement fondus entre 200 et 250 km de profondeur. Cette fusion étant favorisée par l'apport d'éléments volatiles C, H et O issus de plus grandes profondeurs.

En outre, l'extrapolation du géotherme des boucliers au-delà de 200 km de profondeur est contredite par Anderson (1980) qui admet que la proportion de grenat croît de 5 % à 80 km à 20 % à 380 km de sorte que le solidus du basalte soit atteint. En proposant une bosse thermique de l'ordre de + 100° ("T hump") à la base de la lithosphère, constituant une "barrière thermique", Anderson admet un régime thermique convectif dans l'asthénosphère qui réfute la réalité des géothermes basés sur la seule conduction.

7.2. RECHERCHE DU MODELE DE FACTEUR DE QUALITE

7.2.1. Valeurs moyennes de \bar{Q}

Il apparaît très difficile de déterminer avec précision les valeurs du facteur de qualité moyen (\bar{Q}) correspondant à chacune des branches de l'hodochrone déduite du modèle de vitesse ISCM5-craton. Cette difficulté est liée à la dispersion des données qui, elle-même, peut être due aux facteurs suivants :

- un mélange possible des phases multiples en basses fréquences ;
- une contamination des phases du manteau par les ondes diffractées dans la lithosphère ;
- un effet dû aux différences de structure profonde entre les régions de sources, particulièrement au-delà d'une distance de 17° ;
- une variation des amplitudes en fonction de la fréquence, liée à l'interférence constructive ou destructive entre les arrivées voisines.

A ces facteurs on peut ajouter aussi l'épaisseur variable de la lithosphère, et les variations latérales possibles de l'état de l'asthénosphère entre l'axe des rifts et le centre des régions cratoniques la station de Bangui précisément.

Tableau (7.1)

Valeurs de Q pour les différentes branches de l'hodochrone ISCM5-C

Distance épacentrale (°)	Facteur de qualité	Branche
11 - 12,5	$2100 < \bar{Q} < 2500$	B
12,5 - 13,5	$1500 < \bar{Q} < 1800$	C
13,5 - 16	$1800 < \bar{Q} < 2200$	C
16 - 19	$700 < \bar{Q} < 900$	D
19 - 20	$800 < \bar{Q} < 1000$	E
20 - 25	$1000 < \bar{Q} < 1100$	F
25 - 30	$1300 < \bar{Q} < 1700$	G

Néanmoins en attribuant à Q une erreur relative de l'ordre de 17 à 25 % (cf. § 5.3.2), on peut admettre, pour chacune des branches de l'hodochrone de référence, les valeurs limites indiquées dans le tableau (7.1).

7.2.2 Anomalie lithosphérique

La diminution du facteur de qualité qui se manifeste sur la phase C entre $12,5^\circ$ et $13,5^\circ$ (tableaux 7.1 et 5.3), implique l'existence d'un niveau dans lequel la valeur de Q est inférieure à la valeur moyenne obtenue pour la lithosphère (§ 5.3.2).

En associant à ce niveau, une couche à faible diminution de vitesse, dans le modèle ISCM5-C, on obtient une amélioration de l'ajustement avec les valeurs de l'hodochrone observée. Parmi les trois modèles retenus (fig. 7.1), le modèle ISCM5-C modifié (1) comporte une couche à faible vitesse très peu marquée se traduisant par un prolongement de la branche B (fig. 7.2) qui existe théoriquement jusqu'à 39° avec des amplitudes relatives très faibles qui rendent sa perception sur les enregistrements pratiquement impossible. Les modèles ISCM5-C modifiés (2) et (3) présentent une couche à faible vitesse un peu plus marquée qui produit un arrêt brusque de la branche B (fig. 7.3). Cet arrêt que l'on observe à 10° , distance à partir de laquelle apparaît la phase C, démontre qu'il existe un désaccord entre le modèle ISCM5-C et les valeurs du facteur de qualité observées à Bangui. En effet, la couche à gradient de vitesse élevé, qui détermine la courbure de la branche C dans l'hodochrone ISCM5-C, ne se prête pas à l'existence d'une couche à faible vitesse ; or en ce qui concerne les enregistrements obtenus à Bangui, c'est à 13° , au lieu de 10° , qu'on observe une diminution du facteur de qualité apparent. Ce décalage en distance peut révéler une différence dans la profondeur des discontinuités lithosphériques entre le modèle ISCM5-craton et la structure, indéterminée, qui correspond rigoureusement aux trajets envisagés, à savoir, la zone comprise entre la région des lacs Albert et Kivu et l'observatoire de Bangui. Le retard, introduit par cette couche à faible vitesse, reste toutefois suffisamment faible pour ne pas modifier sensiblement l'hodochrone. On notera que, s'il subsiste une incertitude sur l'existence même de la couche à faible vitesse entre 75 et 115 km,

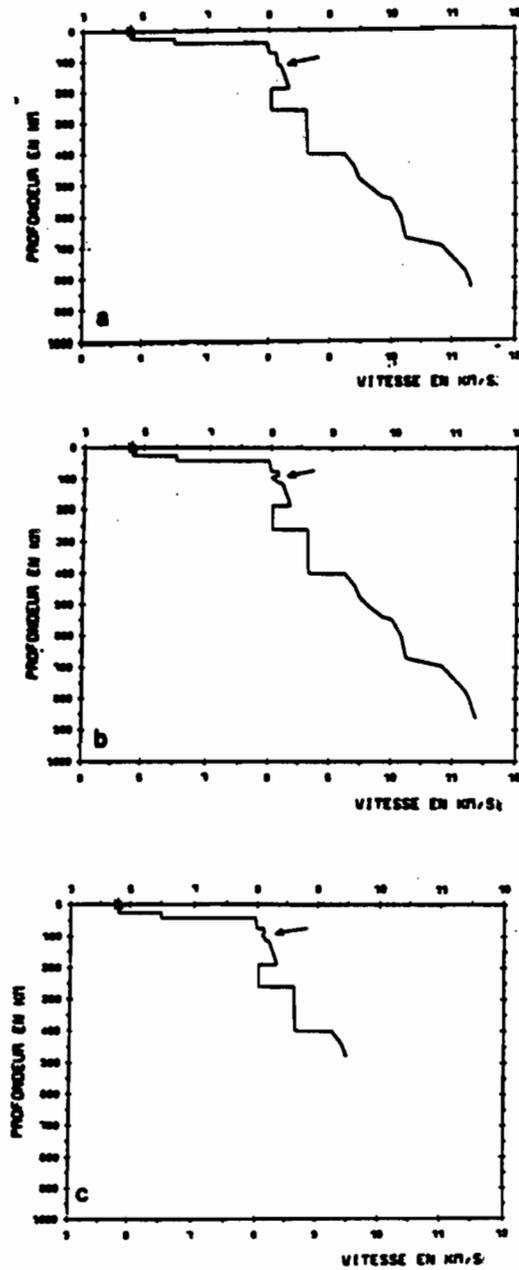


Fig. 7.1. Modèles de distribution de vitesse ISCM5-craton modifiés 1 (a), 2 (b) et 3 (c). Les flèches indiquent les modifications.

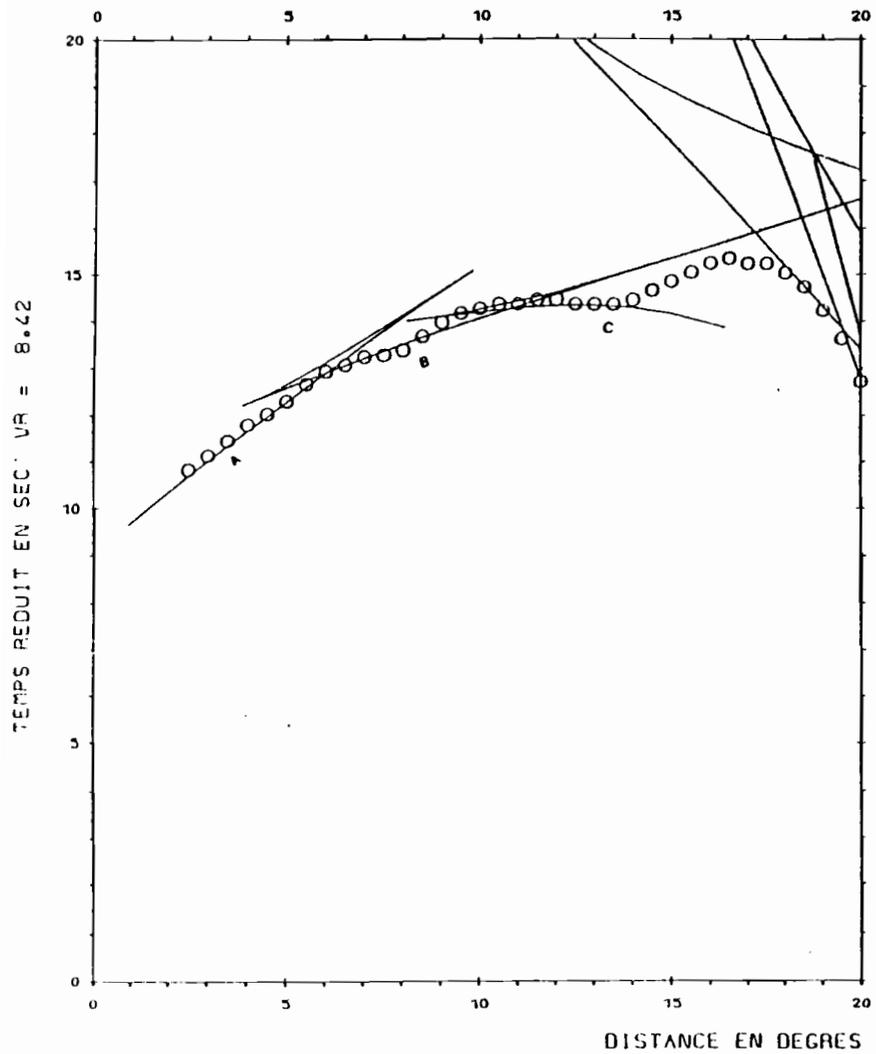


Fig. 7.2. Hodochrone théorique calculée pour le modèle ISCM5-craton modifié 1 et données.

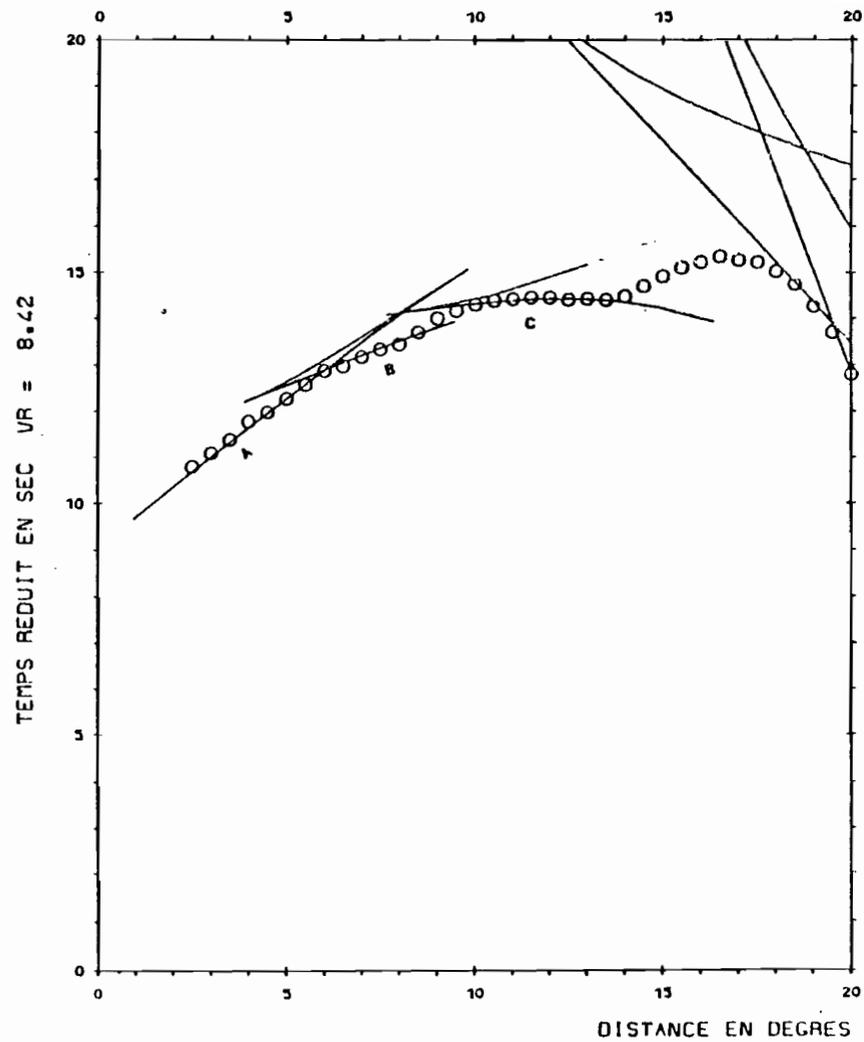


Fig. 7.3. Hodochrone théorique calculée pour le modèle ISCM5-craton modifié 3, et données.

La discontinuité des 115 km ne semble toutefois pas discutable.; Hirn et al (1975) sont confrontés à la même incertitude dans l'interprétation des profils effectués en Bretagne.

7.2.3. Valeurs du facteur de qualité dans la croûte

Les valeurs de Q_p pour la croûte sont très variables ; en général très faibles pour les 2 ou 3 premiers kilomètres (25 à 200 pour le plateau de Millevaches), elles s'accroissent un peu en profondeur : 300 à 600 entre 5 et 30 km (Perrier et Ruegg, 1973). Une moyenne de 300 pour les deux premiers kilomètres et 1500 pour les 40 km en dessous conduit Clowes et Kanasewich (1970) à proposer un modèle à Q croissant jusque vers 2000 ou 3000 suivant le modèle de vitesse. Chouet (1979) trouve pour les ondes S des valeurs comprises entre 1195 et 1893 pour l'ensemble de la croûte. Dans les modèles rassemblés par Peterschmitt (1979) (fig. 7.4), ceux de Davidova et de Guterch plus particulièrement montrent qu'au voisinage du Moho des valeurs de Q comprises entre 100 et 200 sont probables. Les valeurs de Q déduites de la pente d'atténuation d'un certain nombre de répliques du séisme de Bangui, de distance épicentrale moyenne 80 km, s'organisent suivant deux groupes de valeurs $500 < Q_S < 670$ et $1150 < Q_S < 1340$, qui pourraient correspondre à des différences de profondeurs de foyers, estimées entre 15 et 25 km. L'adoption pour ce modèle cratonique d'une valeur 1450 pour l'ensemble de la croûte, proche de la valeur 1425 obtenue pour les ondes Lg en trajets cratoniques (Nuttli 1973), paraît acceptable en admettant que pour la croûte $Q_p \approx Q_S$.

7.2.4. Modèle Q_p - BNG

Ce modèle de distribution du facteur de qualité en fonction de la profondeur, sera obtenu en recherchant l'ajustement entre les valeurs observées pour les diverses branches de l'hodochrone (§ 7.2.1), et les valeurs calculées pour chacune des branches suivant l'expression :

$$Q_{\text{calc.}} = \frac{1}{T} \left[\int_{\text{rai}} \frac{ds}{Q(z) V(z)} \right]^{-1}$$

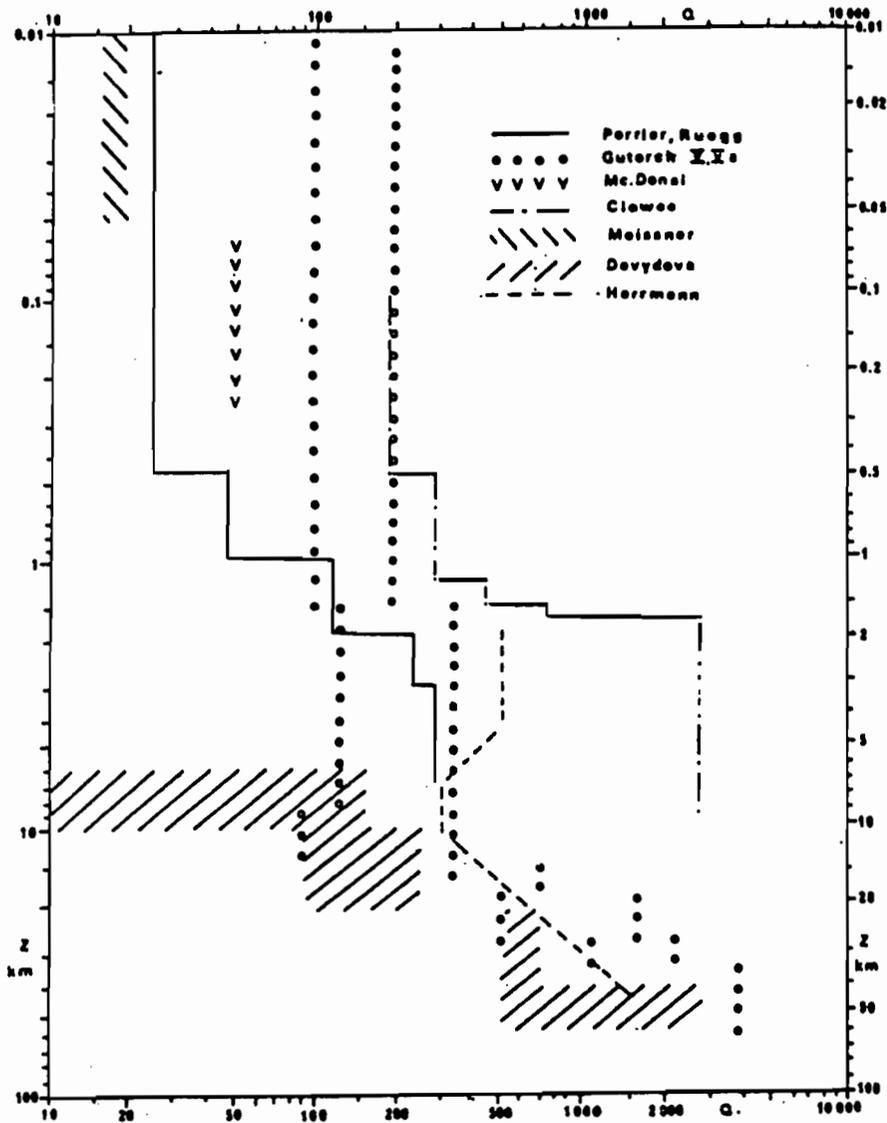


Fig. 7.4. Modèles de distribution du facteur de qualité pour la croûte, principalement, et le manteau supérieur. (in Peterschmitt, 1979)

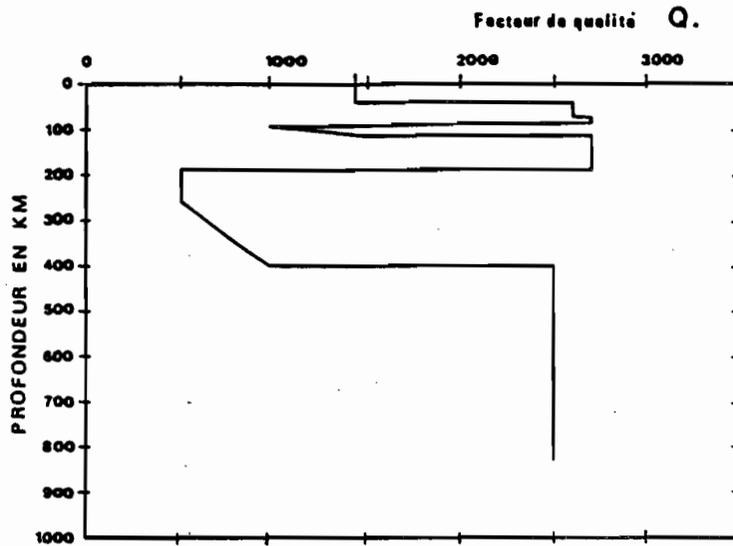


Fig. 7.5. Modèle de distribution du facteur de qualité Q_p - BNG pour la région Nord-Est du craton zaïrois.

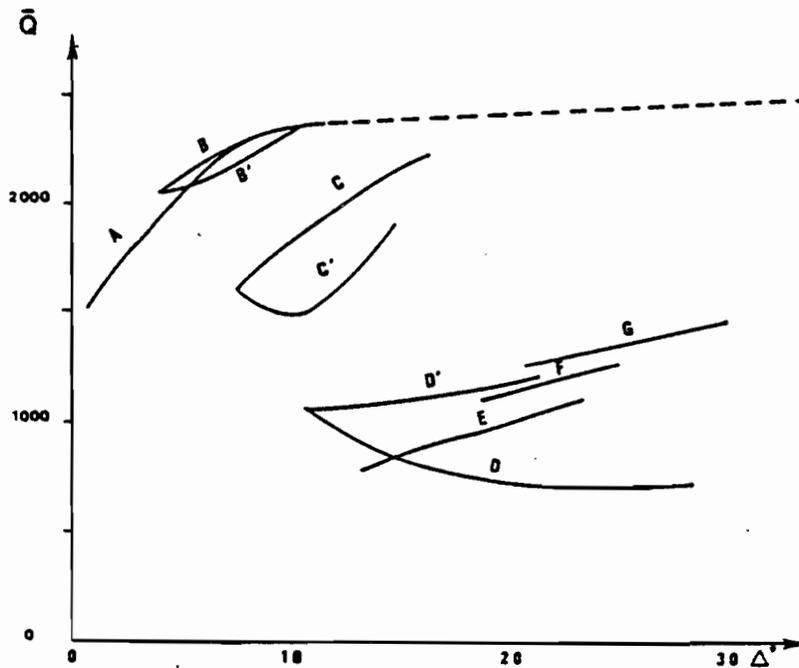


Fig. 7.6 Facteur de qualité moyen calculé à partir des modèles Q_p - BNG et ISCM5-craton, pour les différentes branches de l'hodochrone de référence.

$Q(z)$ et $V(z)$ correspondant respectivement aux paramètres : facteur de qualité et vitesse à la profondeur z , dont les valeurs de 0 à 800 km constituent les modèles Q_p - BNG et ISCM5-craton. ds étant un élément du rai, T est le temps de propagation.

A partir du modèle proposé (fig. 7.5), on calcule les valeurs de T , T/\bar{Q} et \bar{Q} pour toutes les branches de l'hodochrone en fonction de la distance, le modèle de vitesse utilisé (tableau 7.2) est le modèle ISCM5-C modifié (1) - les différences dans les modèles de \bar{Q} et T/\bar{Q} obtenus en utilisant les modèles ISCM5-C non modifiés ou modifiés (2) et (3) ne sont pas très marquées.

Les valeurs moyennes de \bar{Q} obtenues avec le modèle ISCM5-craton modifié 3 (fig. 7.6) peuvent être comparées avec les valeurs du tableau (7.1). La correspondance du modèle avec les observations est satisfaisante à l'exclusion du fait que les plus basses valeurs de \bar{Q} pour les trajets lithosphériques, qui sont liées à la caustique de la phase C, sont décalées en distance par rapport aux observations (cf. § 7.2.2). Il est à remarquer que l'abaissement de vitesse dans la couche à faible vitesse intra-lithosphérique est très peu marqué et l'accroissement du coefficient de Poisson par rapport à l'ensemble de la lithosphère, qui est apparemment très faible, peut être négligé.

L'asthénosphère qui correspond à une couche à faible vitesse, particulièrement efficace sur les hodochrones, coïncide dans le modèle Q_p - BNG avec les plus faibles valeurs du facteur de qualité ($Q = 500$); c'est aussi la couche pour laquelle on observe la plus haute valeur du coefficient de Poisson. La caustique (D'), engendrée à la base de cette couche donne des valeurs de Q de l'ordre de 1000. Ces valeurs moyennes diminuent encore, jusqu'à 700 avec la phase (D), malgré l'élévation progressive de Q entre 260 et 400 km qui croît de 500 à 1000 dans le modèle. Cette diminution de la valeur du facteur de qualité observé, \bar{Q} , rend compte de l'accroissement du parcours, dans un milieu à faible facteur de qualité, qui se manifeste au détriment des trajets dans la lithosphère, dont la proportion par rapport au trajet total diminue. Un tel processus explique pourquoi les valeurs de \bar{Q} obtenues pour la phase E, réfractée dans un milieu à facteur de qualité élevé ($Q = 2500$), restent comprises entre les valeurs obtenues pour les phases D et D' .

Tableau (7.2)

Calcul des Valeurs de T/Q, T et Q
pour les différentes branches de l'hodochrone.
(modèles ISCM5-C modifié (1) et Q_p ENG)

Δ°	branche	T/Q	T(s)	Q
0,899	A	0,01509	21,5	1424
2,128	A	0,02163	44,5	2057
9,818	A	0,06239	144,7	2319
8,177	B	0,05245	121,5	2316
9,547	B	0,05924	140,0	2363
39,533	B	0,21458	543,6	2533
11,874	C'	0,11311	175,0	1547
8,102	C	0,07107	120,9	1702
16,405	C	0,10104	230,5	2281
10,693	D	0,14755	162,6	1102
20,369	D	0,39036	282,0	722
21,898	D	0,40074	300,8	739
13,498	E	0,25815	204,3	791
18,974	E	0,26626	265,6	997
23,527	E	0,27836	315,4	1133
18,701	F	0,23617	264,6	1130
24,916	F	0,25564	327	1279
20,444	G	0,22732	288,2	1267
26,665	G	0,24362	342,4	1405
30,564	G	0,25603	376	1468
33,227	G	0,26458	399	1508

Sans rentrer dans le détail des structures au-dessous de 400 km de profondeur, on a fixé dans le modèle la valeur de $Q = 2500$ entre 400 et 800 km. Les valeurs moyennes de \bar{Q} obtenues pour les séismes méditerranéens entre 30° et 35° sont comprises entre 1100 et 1700. Un séisme sud-africain (N° 994) à $34,5^\circ$ donne une valeur de 1790. Ainsi l'accroissement très progressif de Q entre 20° et 30° observé sur les enregistrements est bien représenté par la croissance modérée de chacune des branches (E), (F) et (G) et par les paliers successifs qui caractérisent le passage d'une branche à l'autre. Toutefois des valeurs de $Q(z)$ croissantes, 2500 à 2700 entre 400 et 800 km, auraient été plus appropriées pour décrire la valeur de \bar{Q} obtenue pour ce séisme sud-africain, alors que le modèle est satisfaisant pour les séismes méditerranéens qui fournissent des valeurs plus proches de $\bar{Q} = 1500$ à 30° .

7.3.

COMPARAISON DU MODELE Q_p - BNG AVEC D'AUTRES

RESULTATS SUR LE FACTEUR DE QUALITE

L'établissement des modèles de vitesse du manteau supérieur implique une distribution des amplitudes relatives entre phases que l'on peut comparer avec les amplitudes observées dans un domaine de fréquence donné. Les écarts entre les amplitudes observées et celles obtenues sur les sismogrammes synthétiques construits à partir du modèle de vitesse, peuvent être utilisés pour définir un modèle de distribution de Q . Archambeau et al., (1969) ont proposé un modèle de facteur de qualité (fig. 7.7) pour expliquer les amplitudes des premières arrivées observées à 0,5 et 1,5 Hz conformément aux modèles CIT 109, 110, 111 et 112 relatifs à diverses régions de l'Ouest des Etats-Unis. Ce modèle présente de fortes valeurs lithosphériques ($Q = 1000$), un abaissement important entre 80 et 200 km ($Q = 150$) et des valeurs de Q qui croissent de 1500 à 8000 entre 400 et 1200 km. Il présente une analogie certaine avec le modèle que nous proposons, la différence entre les profondeurs de la couche à faible facteur de qualité correspondant à des épaisseurs de lithosphères différentes.

L'analyse de l'effet de la couche à faible vitesse sur les amplitudes conduit Helmberger (1973) à proposer un modèle simplifié de distribution de Q dont les valeurs globales sont les suivantes :

- $Q = 500$ au-dessus de la couche à faible vitesse ;
- $Q = 50$ à l'intérieur de cette couche, dont l'épaisseur est de 35 km et dont le toit est à 80 km de profondeur ;
- $Q = 2000$ en dessous de cette couche.

Helmberger précise que le manque de données entre 80 et 250 km laisse une grande marge de variations permettant d'accroître ou de diminuer Q dans la couche en proportion de l'épaisseur qu'on lui attribue.

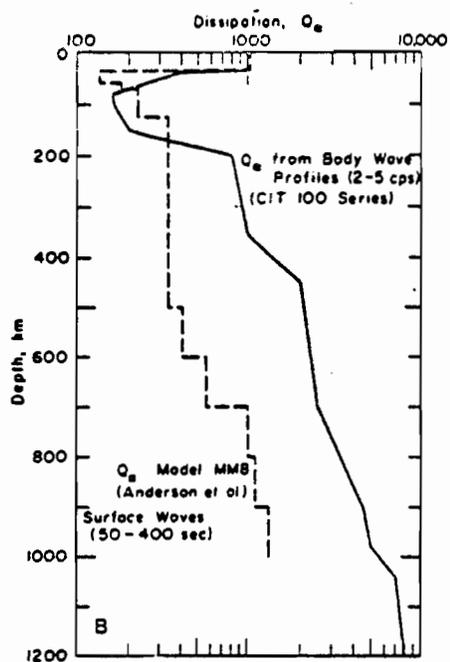


Fig. 7.7. Facteur de qualité Q et modèle MMB (Anderson et al., 1965) (d'après Archambeau et al., 1969)

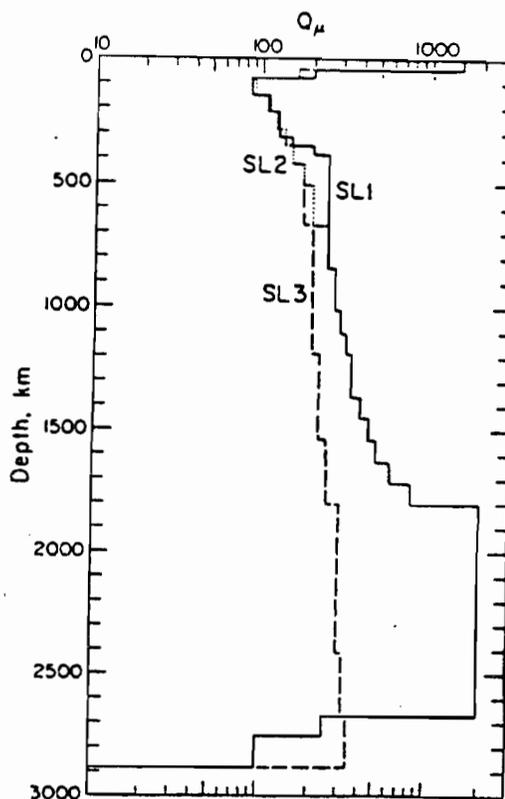


Fig. 7.8. Facteur de qualité ($Q_\mu = Q_s$) (d'après Anderson et Hart, 1978).

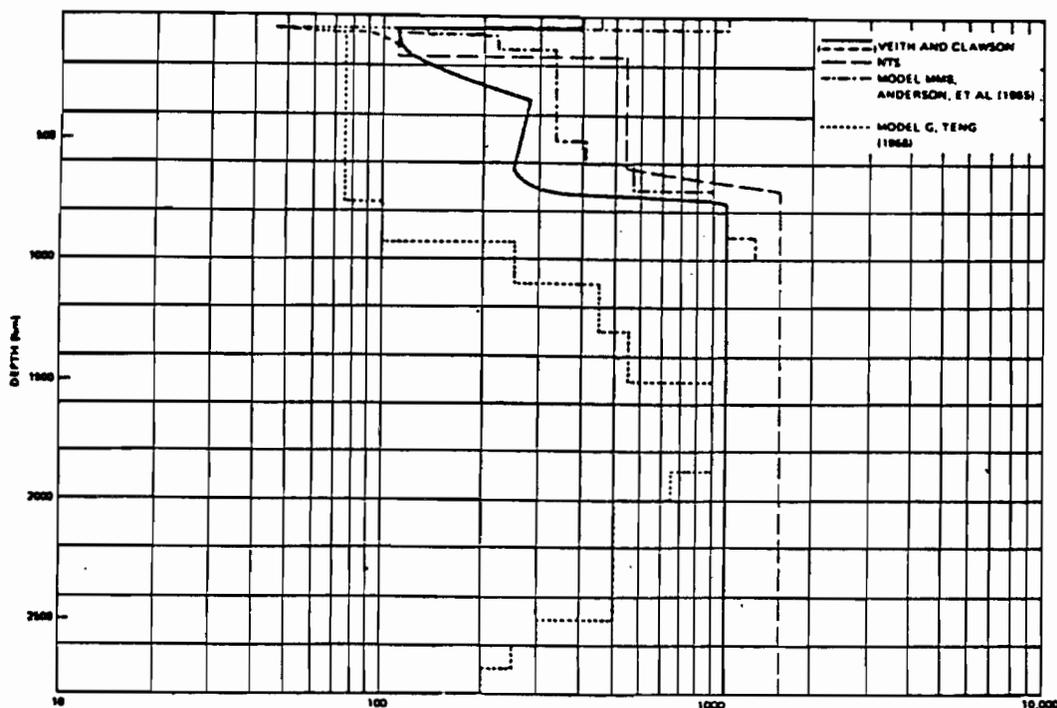


Fig. 7.9. Modèles de facteur de qualité (d'après Veith et Clawson, 1972).

Lewis et Meyer (1968), pour expliquer les anomalies dans le rapport d'amplitude entre les branches observées et celles déduites du modèle, doivent admettre la valeur $Q = 475$ au dessus de 126 km et $Q = 237$ entre 126 et 450 km. Les limites de confiance de 90 % pour Q sont toutefois 300 et 1100.!

Par opposition aux variations de vitesse à une profondeur donnée qui n'excèdent pas 5 % en général, les valeurs du facteur de qualité peuvent varier d'un facteur 10, de 400 à 4000 (Sato, 1967). Une telle variation fait apparaître la difficulté d'obtenir un modèle de la distribution de Q .

Les conditions de propagation sous le craton zaïrois associées à des foyers dont beaucoup sont confinés sur la bordure occidentale du rift (dans cette étude), donc dans le milieu cratonique, nous ont permis, en utilisant les arrivées multiples des ondes P, d'obtenir une assez bonne définition du facteur de qualité. Toutefois l'estimation de $Q = 500$ pour l'asthénosphère pourrait être notablement modifiée en relation avec une variation d'épaisseur ou de contraste de vitesse dans ce milieu. Au-delà de 18° de distance, ces conditions favorables sont profondément altérées par la complexité des trajets qui concernent inégalement les domaines des rifts ou des cratons.

De la même manière, la plupart des études du facteur Q , effectuées aux Etats-Unis peuvent être biaisées par les valeurs anormalement faibles de certaines régions de l'ouest : Les résultats obtenus par Der et Mc Elfresh (1976) par l'analyse du rapport spectral entre les premières arrivées et le spectre de source de l'explosion nucléaire SALMON, effectuée au Sud-Est des Etats-Unis, montrent bien la variation latérales du facteur Q . Les valeurs moyennes pour l'Est (EUS) sont :

$$1500 < \bar{Q}_{EUS} < 2000$$

alors que pour l'Ouest (WUS), où il s'agit pourtant de trajets mixtes c'est-à-dire recouvrant diverses structures, elles sont :

$$400 < \bar{Q}_{WUS} < 500$$

Ces moyennes établies pour des profondeurs de pénétration des rais définies par le modèle Massé, (1973) portent sur des distances essentiellement comprises entre 900 et 2000 km. En raison du modèle utilisé et du lissage des résultats, l'abaissement probable de Q vers 200 km (Archambeau et al., 1969 ; Niazi, 1971) n'apparaît pas. L'utilisation de notre modèle Q_p - BNG appliqué sur un modèle de vitesse lissé (modèles Herglotz-Wiechert) donnerait globalement des valeurs moyennes de \bar{Q} comprises entre 900 et 2200 qui sont du même ordre que celles obtenues pour EUS, dans la même gamme de distances.

Les valeurs de Q déterminées sur de plus grandes distances, où l'effet des hétérogénéités latérales est minimisé par la diminution relative de la portion de trajet au-dessus de 250 km, sont plus stables. Frasier et Filson (1972) obtiennent, à partir de l'explosion Boxcar au Nevada enregistrées par le réseau NORSAR ($\Delta = 72^\circ$), des valeurs comprises entre 1500 et 2000. Neponen (1975) obtient une valeur $\bar{Q} = 2000$ pour des explosions dans le Kazakhstan enregistrées par le même réseau ($\Delta = 30^\circ$). Ces valeurs sont obtenues en comparant le spectre des enregistrements entre 0,6 et 3 Hz avec le spectre de source obtenu en champ proche.

Par contre, l'effet du faible facteur de qualité sous le Nevada subsiste, probablement sur près de la moitié du trajet, pour un tir enregistré à Mould Bay ($\Delta = 30^\circ$) où la valeur obtenue $\bar{Q} = 450$ (Tremblay et Berg, 1968) apparaît très faible.

Dans le domaine des ondes de surface, de très grandes variations dans la valeur de \bar{Q}_S apparaissent sur l'ensemble des résultats obtenus pour des périodes supérieures à 100 secondes (Kanamori, 1970 ; Mikumo et Kurita, 1968 ; Anderson et al., 1965). Il semble en effet qu'il existe une variation de la valeur de Q avec la fréquence lorsqu'on compare les facteurs de qualité moyens obtenus entre 1 et 0,01 Hz. Cette dépendance serait toutefois plus marquée pour les zones à facteur Q_S élevé que pour les couches à faibles valeurs de Q_S (Anderson et Hart, 1978), aussi la comparaison des valeurs obtenues par des types d'approche différents est-elle délicate.

Si l'on s'attache non pas aux valeurs absolues de Q , mais aux variations observées du facteurs de qualité avec la profondeur, la comparaison des modèles peut être significative. L'ensemble des modèles obtenus en longues périodes - MM8 (fig. 7.7), SL1, 2 et 3 (fig. 7.8) - font apparaître un abaissement de Q entre 80 ou 100 km et 400. Ce résultat général est un peu différent du modèle global de terre proposé d'après les spectres des ondes P par Mohammadioun (1967) qui distingue trois couches principales dans le manteau supérieur :

- M_1 , entre le Moho et 140 km de profondeur, caractérisée par des spectres hautes fréquences et un gradient de vitesse faible ;
- M_2 , entre 140 et 235 km, qui correspond à une couche à faible vitesse et à une forte absorption, présente des spectres de basses fréquences;
- M_3 , entre 235 et 540 km caractérisée par de forts gradients de vitesse et un accroissement des fréquences.

Ce dernier modèle plus proche de nos résultats, est aussi très voisin du modèle d'Archambeau et al. (1969) à l'épaisseur de lithosphère près. L'influence du modèle de vitesse utilisé pour la détermination du facteur de qualité est prépondérante. Ainsi, la détermination de Q (Veith et Clawson, 1972) par la comparaison des amplitudes obtenues avec les amplitudes théoriques, fondées sur l'expansion géométrique déduite du modèle de Herrin (1968), conduit à diminuer les valeurs de Q pour les zones à gradient faible (lithosphère ?) et à accentuer les accroissements du facteur Q (fig. 7.9) qui correspondent aux discontinuités des 400 et 700 km, qui n'existent pas dans le modèle de Herrin. En l'absence d'un modèle régional approprié, il est possible que les variations de Q , en fonction de la distance, soient concomitantes des variations de Q' (Hill, 1971) définies au paragraphe (7.1).

Le modèle Q_p - BNG présente de nombreux points communs avec l'ensemble des modèles considérés. Il se distingue cependant de la plupart des modèles cratoniques par le caractère marqué d'une couche à faible vitesse et faible Q qui, comme on l'a vu, est en général mal reconnue sous les cratons. Si cette couche reste évidente pour les ondes S (Dziewonski, 1971), elle n'apparaît pas clairement pour les ondes P bien que nombreux soient les modèles cratoniques établis pour les ondes P qui supposent, sans l'admettre explicitement, une diminution de Q vers 200 km de profondeur. Les relations entre facteur de qualité et gradient de vitesse sont difficiles à préciser : Mc Mechan (1976) montre les variations spectrales liées aux discontinuités (Hill, 1971 ; Wiggins et Helmburger, 1974 ; Wiggins et Madrid, 1974), mais il envisage aussi les effets dus aux interférences au niveau des caustiques et au voisinage des intersections entre branches multiples. La distinction entre ces multiples facteurs n'a pu être faite dans la présente étude. Cependant, malgré la diversité des sources dont les spectres restent inconnus, la largeur de la bande de fréquence analysée dans les enregistrements et les rapports entre phases en fonction de la fréquence, ont probablement permis une analyse plus approfondie des rapports d'atténuation (indépendamment de l'amplitude) que celle qui peut être envisagée à partir de profils établis avec des enregistrements graphiques dans une bande passante étroite de 1 ou 2 Hz.

En admettant les modèles proposés pour le craton zaïrois, tout au moins dans leurs caractères qualitatifs, on recherchera dans le paragraphe qui suit, les implications géodynamiques de tels modèles.

7.4. IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES

7.4.1. Relations entre le géotherme et la couche à faible vitesse

Avec une couche à faible vitesse et forte atténuation à la base d'une lithosphère de 200 km d'épaisseur, le modèle proposé dans la présente étude (fig. 7.10) est différent de la plupart des modèles de boucliers obtenus à partir des ondes de volume. L'existence d'une couche à faible vitesse est générale sous les océans et les ceintures orogéniques récentes, mais elle se situe alors à une profondeur, comprise entre 80 et 150 km, qui ne correspond pas à l'épaisseur lithosphérique des boucliers.

Les modèles de distribution des vitesses transversales déduits de l'analyse des courbes de dispersion des ondes de surface comportent cependant sous les boucliers, une couche à faible vitesse ou un minimum de vitesse, qui marque la limite inférieure de la lithosphère (Brune et Dorman, 1963 ; Dziewonski, 1971). L'épaisseur de la lithosphère sous les boucliers, comprise entre 150 et 200 km est cependant mal définie en raison de l'utilisation de périodes insuffisamment longues dans de nombreux cas, et aussi en raison de la diversité des structures que recouvrent les trajets analysés.

La plupart des grands profils, effectués sur les boucliers archéens, ne permettent pas de mettre en évidence cette frontière lithosphère-asthénosphère alors qu'elle apparaît bien sous les régions structurales plus récentes, quelle que soit la bande passante utilisée pour les enregistrements. En conséquence on admet que l'élévation de température, qui se traduit par une diminution de vitesse des ondes S, n'est pas suffisante pour produire un abaissement de vitesse des ondes P à la base d'une lithosphère très âgée.

Ce résultat relatif à l'absence de couche à faible vitesse, est en accord avec les géothermes de boucliers précambriens (Ringwood, 1962 ; Pollack et Chapman, 1977 ; Baer, 1981) qui

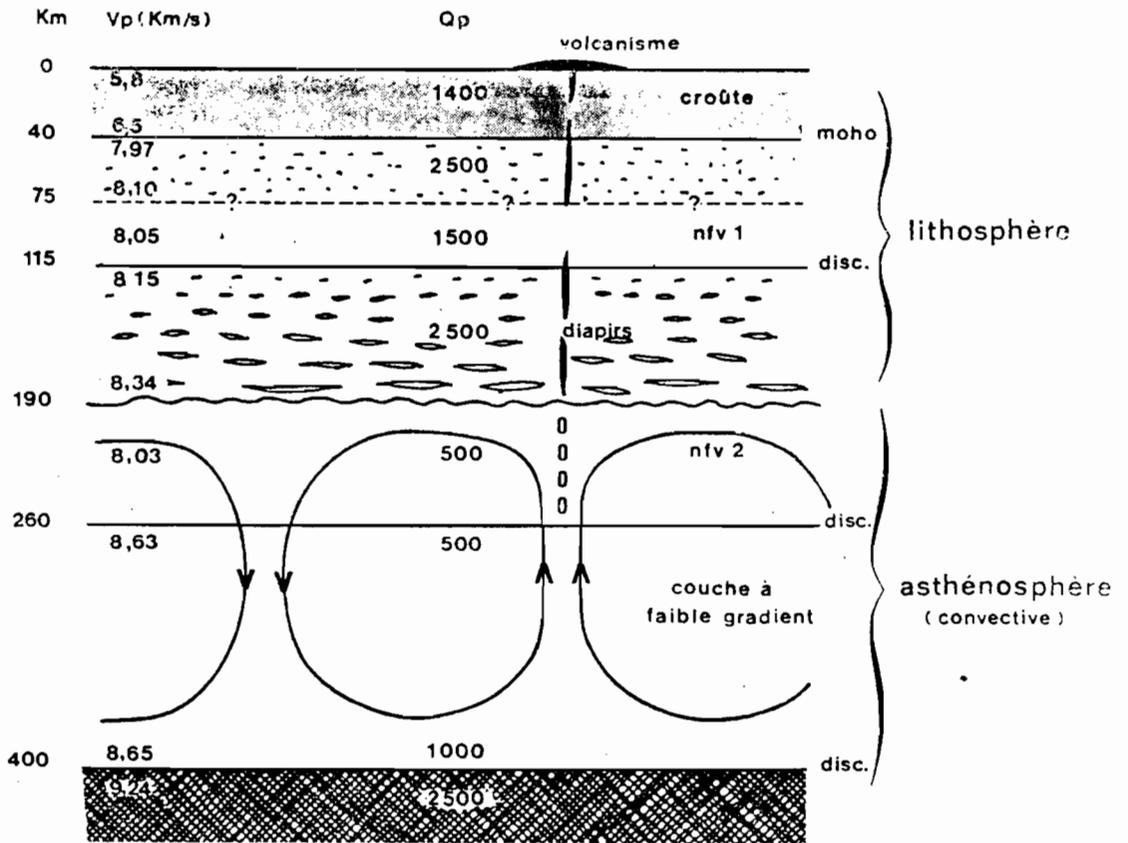


Fig. 7.10 Structure du manteau supérieur pour les régions Est et Nord-Est du craton zaïrois.

Les diapirs figurés dans le courant chaud ascendant à l'intérieur de la couche à faible vitesse (nfv 2), peuvent donner lieu à des remontés de kimberlites. Les diapirs et le volcanisme de la lithosphère illustrent le phénomène hypothétique de pré-ouverture d'un rift. La dimension des niveaux diffracteurs, à la base de la lithosphère, est très exagérée.

sont très particuliers et se différencient nettement des géothermes océaniques notamment par le fait qu'ils n'atteignent pas l'isotherme du solidus de la péridotite alors que les autres le coupent largement.

En obtenant sous le bouclier zaïrois, dans la présente étude, une couche à diminution de vitesse manifeste pour les ondes P, et plus marquée pour les ondes S, associée à une forte diminution de facteur de qualité, on doit admettre qu'il existe une importante élévation de température à la base de cette lithosphère cratonique. La structure profonde du craton zaïrois constitue donc une anomalie aussi bien dans le domaine des vitesses d'ondes P que dans celui des géothermes continentaux.

Notre modèle présenterait un meilleur accord avec les modèles géochimiques pour lesquels on admet une épaisseur de l'ordre de 200 km sous les boucliers et où, par analogie avec les lithosphères d'océans âgés, la limite inférieure de ce niveau correspond à l'isotherme du solidus de la péridotite (Francheteau, 1972 ; Wyllie 1971). Le problème des relations entre le géotherme continental, estimé à partir du flux de surface, corrigé de la production de chaleur par radioactivité, et la présence de fusion partielle n'est malheureusement pas résolu (Froidevaux et Schubert, 1975). Les méthodes de thermobarométrie appliquées aux inclusions dans les diamants, en relation avec les mesures de laboratoires sous hautes pressions, font apparaître d'importantes variations dans les températures de fusion en fonction de la concentration en éléments volatils, tels que CO_2 et H_2O (Wyllie, 1980), où en éléments traces (Hervij et al., 1980).

Les géothermes, établis sur le seul modèle de conduction pour un manteau homogène, ne semblent pas acceptables car ils ne peuvent expliquer l'existence d'une couche à forte atténuation et faible vitesse sous le bouclier d'Afrique centrale. Un gradient thermique élevé ne permet pas non plus de rendre compatibles la diminution de vitesse des ondes P et celle plus élevée

des ondes S ainsi que l'accroissement de l'absorption (Anderson et Sammis, 1970), par contre une faible proportion de fusion partielle - 1 à 2 % - peut produire une couche à faible vitesse, l'asthénosphère en l'occurrence.

L'existence d'une "bosse" thermique dans le géotherme (Anderson, 1980), vers 200 km de profondeur, répond à la fois aux propriétés mécaniques du manteau supérieur, déterminées dans notre étude et aux résultats thermo-barométriques obtenus avec les minéraux mantéliques. Le transfert de chaleur à l'intérieur de l'asthénosphère serait bien de type convectif (Crough, 1977), et la zone à faible vitesse correspondrait alors à un gradient adiabatique de température (Francheteau, 1972).

Si le modèle de géotherme d'Anderson permet de décrire la structure du bouclier zaïrois de façon satisfaisante, l'originalité de ce bouclier par rapport aux autres subsiste. Nous essayerons d'envisager, dans ce qui suit, les phénomènes géodynamiques qui ont pu déterminer l'évolution de l'asthénosphère particulière à l'Afrique centrale.

7.4.2. Relation entre l'état thermique de l'asthénosphère et les rifts.

La constante de temps qui régit la décroissance du flux de chaleur à la surface des boucliers précambriens est dix fois plus élevée pour les boucliers précambriens que pour les océans (Polyak et Smirnov, 1968) ; aussi une élévation de température à la base d'une lithosphère de 200 km d'épaisseur ne sera perçue à la surface qu'au bout d'une durée de l'ordre d'un milliard d'années si la transmission de chaleur se fait par conduction (Goguel, communication personnelle). Ainsi les cycles thermiques du manteau (Tikhonov et al., 1970), dont la période serait de 0,1 à 0,17 milliard d'années, ne pourraient être perceptibles à la surface que lorsque le transfert de chaleur par déplacement de matière (diapirisme s'effectuant en des points particuliers et non sur l'ensemble de la lithosphère) viendrait remplacer le processus de conduction.

La température de l'asthénosphère, plus élevée sous le craton zaïrois que ne le prévoient les géothermes continentaux mais en accord qualitativement avec le géotherme d'Anderson, peut être mise en relation avec l'existence des rifts intraplaques qui se sont développés à l'Est de ce craton.

L'arrêt présumé de la dérive de la plaque africaine (Burke et Wilson, 1972 ; Minster et al., 1974) en permettant l'action prolongée d'un point chaud, peut produire localement un réchauffement de la lithosphère (Briden et Gass, 1974 ; Chapman et Pollack, 1975 ; Bott, 1981) qui se traduit par un soulèvement régional. Les tensions horizontales qui résultent de cette déformation de l'écorce, une élévation de 2000 à 3000 mètres pour la région des rifts africains (Mohr, 1962), favorisent l'ouverture de rifts intracontinentaux (Burke, 1977 ; Wihtjack, 1979) dont la longueur peut dépasser les dimensions de la zone thermiquement perturbée. La formation du graben entraînerait cependant une diminution des tensions horizontales (Artyushkov, 1981) qui peuvent devenir trop faibles pour permettre la poursuite du phénomène d'ouverture. Les rifts associés à de vastes soulèvements continentaux et suffisamment longs pour atteindre les limites de plaques peuvent continuer à évoluer jusqu'à la séparation de continents.

Ce type d'évolution des rifts n'est pas nécessairement lié à l'état de l'asthénosphère sous les cratons qui l'entourent. Les paramètres, plus ou moins qualitatifs qui caractérisent l'asthénosphère sous le craton du Zaïre, démontrent que cette couche profonde du manteau a une température anormalement élevée qui ne s'explique pas par la présence de points chauds, même relativement proches. Il est en tout cas évident que la théorie de "l'ancrage" de la plaque africaine par refroidissement de l'asthénosphère (Chapman et Pollack, 1974 ; Pollack et Chapman, 1977 ; Baer, 1981) n'est pas applicable à la partie de l'Afrique sur laquelle porte notre investigation.

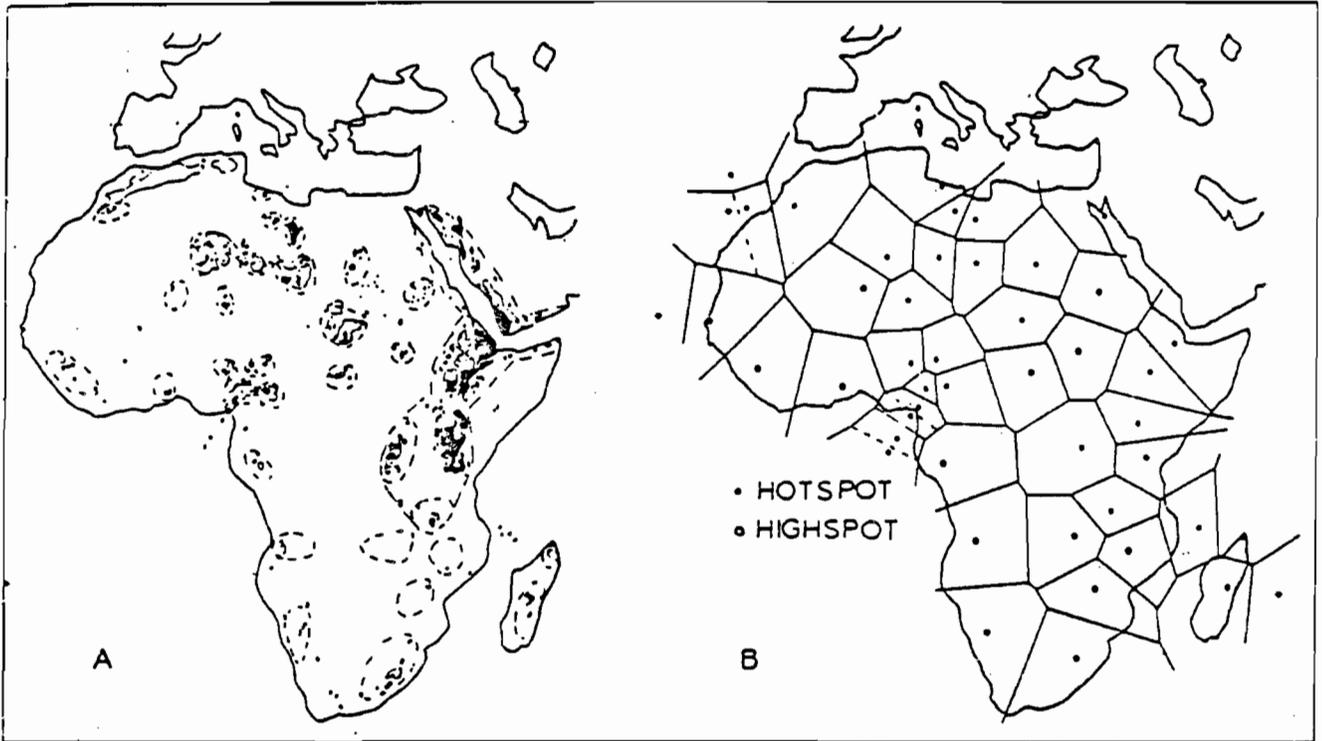


Fig. 7.11. A) Régions de roches volcaniques (en noir) du Miocène à l'Holocène (Choubert, Faure Muret, 1972 - 1975) et zones de relief (traits pleins ou tirets).

B) Population de points chauds (Hotspots) ou de zones soulevées sans volcanisme (highspots) résultant d'un système hypothétique de cellules de convection.

(d'après Thiessen, Burke et Kid, 1979)

En admettant avec Lliboutry (1973) que la dérive des plaques est associée à de grands rouleaux convectifs, dont les branches les plus externes incluent les lithosphères océaniques, l'élévation de température pour une région donnée du manteau entraîne un accroissement du nombre de Raleigh de sorte que les rouleaux de convection stables se trouvent remplacés par des cellules de convection dans lesquelles le transfert vertical de chaleur est prédominant (Lliboutry, 1973). Ce nouveau type de convection, formé de cellules de petites dimensions, semble compatible avec la distribution d'unités géologiques qui traduisent une élévation locale de température dans la lithosphère (fig.7.11). Dans l'interprétation proposée par Thiessen et al. (1979) cette distribution est due à des points chauds générateurs de cellules de convection pour lesquelles "l'Afrique constitue une fenêtre privilégiée". Nous préférons à cette interprétation celle de Sahagian (1980) qui explique ce type de distribution des zones chaudes sur le continent par un échauffement, par le bas, d'une couche uniforme (qui pourrait être l'asthénosphère) d'autant plus efficace que la dérive de la plaque est plus lente. Une élévation de température en dessous de la lithosphère pourrait permettre d'établir une relation entre l'état thermique de l'asthénosphère sous le craton et l'ouverture des rifts. Par ailleurs, la viscosité diminuant par échauffement, le processus d'entraînement de la dérive tend à s'affaiblir puisque la diminution de viscosité favorise le découplage, par rapport à la lithosphère, des mouvements de convection à l'intérieur de l'asthénosphère.

7.4.3. Hypothèses relatives aux conditions thermiques dans l'asthénosphère

Ayant admis l'existence d'une asthénosphère chaude sous un bouclier, la cause de cet échauffement, particulier à l'Afrique centrale, reste à expliquer. Avant d'aborder ce problème on distinguera un certain nombre de caractères géodynamiques propres

à la plaque africaine qui sont :

- a) l'absence de zones de subduction sur les frontières océaniques de la plaque,
- b) la présence d'un rift intraplaque largement développé,
- c) l'absence d'orogénèse postérieure à l'orogénèse panafricaine, 600 Ma (les chaînes hercyniennes et alpines confinées aux extrémités Nord-Ouest et Sud du continent étant exclues) ;
- d) l'arrêt présumé du mouvement de dérive de la plaque depuis 40 à 25 Ma.

Des relations qualitatives peuvent être établies entre ces caractères spécifiques et l'état de l'asthénosphère sous le bouclier d'Afrique centrale.

Rabinowicz et al., (1980) ont montré l'importance des zones de subduction dans le refroidissement de l'asthénosphère continentale, et la possibilité de développement de cellules convectives sous les continents, provoquées par la subduction, et qui tendent à déplacer ceux-ci vers les fosses. La plaque africaine n'étant pas soumise à ce type de "refroidissement latéral" (Rabinowicz et al., 1980), en l'absence de subduction, l'asthénosphère aurait pu conserver la chaleur accumulée au cours du dernier épisode tectonique pendant une durée beaucoup plus longue que celle de l'ordre de 200 Ma (Francheteau, 1972) généralement admise. L'importance de l'orogénèse panafricaine et l'inertie thermique d'une lithosphère épaisse ont pu jouer un rôle efficace dans la conservation de la chaleur acquise.

Toutefois si le modèle de vitesse ISCM5-C recouvre en partie la chaîne katangienne et le "Damara-Zambesi belt" du système panafricain (Kröner, 1977 ; Burke et al., 1977 ; Coward, 1981), les atténuations obtenues en République Centrafricaine portent sur une région stable non affectée par cette orogénèse. Des facteurs d'échauffement plus récents peuvent être envisagés.

En admettant que la température dans le manteau est due à la chaleur initiale produite par l'accrétion de la terre et la formation du noyau, Arkani-Hamed et al., (1981) montrent que le phénomène de convection dans le manteau est irrégulier ("avalanche-type properties") et que la mobilité de la lithosphère est un important facteur contrôlant l'état thermique de l'intérieur de la terre ("a mobile lithosphere will cool the interior faster"). Le ralentissement de la vitesse de dérive de la plaque africaine, ou son arrêt présumé, pourrait se traduire par une élévation de température de l'asthénosphère sous-jacente : une vaste plaque précambrienne (épaisse en moyenne de 200 km) agirait sur le manteau comme un "couvercle" faisant obstacle à la dissipation de chaleur issue du noyau. L'équilibre aurait pu être rétabli, pour la plaque Afrique-Amérique, par une déperdition catastrophique de chaleur qui serait traduite, dans un premier stade, par l'ouverture de l'Atlantique, puis, dans un deuxième stade plus récent qui intéresse précisément l'Afrique centrale et orientale et la plaque arabe, par l'ouverture d'un système de rifts intraplaques.

Le processus d'échauffement du manteau supérieur en fonction du temps se traduit par l'apparition successive des kimberlites puis des basaltes et enfin par l'ouverture des rifts. La succession de ces phénomènes rend compte en effet d'un échauffement croissant de l'asthénosphère puis de la lithosphère ; les remontées de kimberlites notamment plus volatiles résultent d'une perturbation thermique moins prononcée que l'apparition d'un volcanisme basaltique intraplaque en milieu cratonique (Wyllie, 1980).

D'autres causes d'échauffement de l'asthénosphère peuvent être proposées avec les cycles thermiques d'origine profonde (Tikhonov et al., 1970) qui ne sont pas en contradiction avec le modèle d'Arkani-Hamed. L'instabilité dans le temps de la frontière lithosphère-asthénosphère (fig. 1.4) associée à de tels cycles d'échauffement, semble difficilement compatible avec la stabilité cratonique au cours des âges. Cette stabilité, qui résulterait d'une ségrégation chimique des composants du manteau

supérieur (Jordan, 1978 ; Allègre, 1980); devrait exclure définitivement la lithosphère des cratons d'une remobilisation de type convectif. Ainsi, malgré des épisodes de rajeunissement visibles dans la croûte, les cratons subsistent, même fractionnés (ou parce qu'ils peuvent être fractionnés ?) par des rifts intraplaques.

En présentant une résistance au déplacement, les discontinuités verticales résultant de différences d'épaisseur lithosphérique peuvent jouer le rôle de piège de matière "lorsque la lithosphère avance dans le sens qui va du bloc le plus épais vers le moins épais" (Poupinet, 1977) ; l'échauffement résultant de cette résistance pourrait alors favoriser l'ouverture d'un rift (Poupinet, 1977). Ce schéma, qui peut s'appliquer aux bordures orientales du craton zaïrois et du bouclier de Dodoma, n'explique pas l'extension d'une zone anormalement chaude sous les boucliers. La même restriction s'applique également aux points chauds d'origine profonde, dont l'effet devrait être confiné aux rifts.

Enfin la théorie tectonique des membranes (Freeth, 1978) démontre que, dans la dérive des continents, le passage à l'équateur (où le rayon terrestre est maximum) favorise l'ouverture de rifts. Cette théorie, tout en admettant une séparation mécanique bien marquée de la lithosphère par rapport au manteau sous-jacent, n'explique pas l'anomalie thermique observée sous le craton zaïrois.

Au terme de cette brève analyse, l'hypothèse d'un échauffement de l'asthénosphère dû à un effet prolongé de "couvercle" produit par une lithosphère épaisse nous paraît la plus satisfaisante dans la mesure où elle explique à la fois l'état de l'asthénosphère sous le craton et le phénomène d'ouverture d'un rift.

7.4.4. Relations entre le modèle proposé et la composition du manteau supérieur

L'étude de la composition chimique et minéralogique du manteau supérieur est un domaine de recherche très vaste qui débord largement le cadre de la présente étude. Il m'a semblé cependant

possible d'établir une correspondance entre le modèle proposé (fig. 7.10) et un schéma très simplifié de la composition du manteau supérieur.

La lithosphère épaisse de 200 km environ, comporte une couche à faible diminution de vitesse associée à une diminution modérée du facteur de qualité (modèles ISCM5-C et Q_p - BNG). Cette couche, mise en évidence sous divers boucliers (Massé, 1973 ; Massé et Alexander, 1974 ; Green, 1978) s'explique mal par une fusion partielle des basaltes, les géothermes continentaux ne permettant pas d'atteindre la température du solidus du basalte entre 75 et 115 km de profondeur (Ringwood, 1962). Les conditions de température et de pression autour de 80 km ($700^\circ < T < 900^\circ$, $P \approx 20$ Kb) correspondent toutefois à la limite des stabilités des amphiboles (Hornblende) dont la dislocation produit une phase de vapeur d'eau intersticielle qui pourrait constituer un facteur de légère diminution de vitesse des ondes sismiques (Lambert et Wyllie, 1970) et qui pourrait aussi abaisser la température du solidus du basalte en sorte qu'une faible proportion de fusion partielle soit possible. La base de cette couche, qui correspond à la discontinuité observée à 115 km de profondeur (23 à 25 Kb) représente alors la limite inférieure des pyroxènes hydratés (Lambert et Wyllie, 1970).

La lithosphère profonde et le toit de la couche à faible vitesse, jusque vers 220 ou 230 km de profondeur, sont constituées de pyrolite (Ringwood, 1962), assemblage d'olivine, d'orthopyroxène, de clinopyroxène et, en faible proportion de grenat. Ces niveaux ne présentent pas d'importantes variations dans leur composition chimique (Ringwood, 1970) si ce n'est un accroissement progressif de la proportion de grenat (Anderson, 1980). La pression, à 200 km de profondeur ($P > 50$ Kb) est cependant trop élevée pour permettre la fusion partielle de l'olivine (ou solidus du basalte), que se manifeste entre 80 et 150 km sous des régions géologiques moins anciennes que les boucliers (Ringwood, 1962).

La présence d'éléments volatils, C, H et O, issus du manteau plus profond, peut permettre, localement, la formation de diapirs dans lesquels la fusion des péridotites devient possible

(Wyllie, 1980) : le solidus de la péridotite en présence de CO_2 serait à 1350° sous une pression de 55 Kb (Hervig et al., 1980). Ces diapirs, confinés entre 180 et 260 km de profondeur (Wyllie, 1980), pourraient donc correspondre à la couche à faible vitesse et forte atténuation proposée dans notre modèle aux mêmes profondeurs. Ce résultat suggère un échauffement local particulièrement important sous le bouclier zaïrois contrairement à la plupart des boucliers où l'on n'observe pas de couche à faible vitesse (Simpson, et al., 1974 ; King et Calgani, 1976 ; Mc Mechan, 1975, 1976). Le caractère local de ce phénomène peut expliquer aussi l'observation d'une couche à faible vitesse irrégulière ou discontinue (Yegorkin et Pavlenkova, 1981).

La discontinuité à la base de la couche à faible vitesse, à 260 km dans notre modèle est un peu artificielle et sa profondeur reste mal définie (cf. § 3.3.2). Elle pourrait cependant correspondre à la transformation pyroxène-grenat (Ringwood, 1970) ou au toit d'un niveau d'éclogites (Anderson, 1979).

Les discontinuités de vitesse plus profondes, obtenues dans le modèle ISCM5-C, présentent un caractère général indiscutable. Elles correspondent aux transformations suivantes (Ringwood, 1970) :

- olivine-spinelle Mg_2SiO_4 à 400 km de profondeur ;
- grenat pyrope-ilménite à 650 km de profondeur.

Dans le modèle proposé par Anderson (1979), la discontinuité à 400 km correspondrait au passage des éclogites (grenat et omphacite) à un niveau formé essentiellement de grenat, stable jusqu'à la discontinuité de 680 km.

C O N C L U S I O N

Deux facteurs ont joué un rôle déterminant dans cette étude qui m'a conduit à proposer un modèle de structure original du craton zaïrois. Le premier facteur est la séparation des hodochrones suivant le type de trajet envisagé en rapport avec les unités structurales. Il a permis de mettre en évidence une couche à faible vitesse sous un bouclier précambrien. Le second facteur, plus interprétatif, est la distinction faite entre deux domaines de fréquence, dans l'analyse des rapports spectraux, qui a permis de séparer, pour une même arrivée, le phénomène de diffraction dans la lithosphère du phénomène d'atténuation dans les couches sous-lithosphériques assimilées à l'asthénosphère.

Si le premier facteur ne résultait d'aucune hypothèse originale, étant basé sur des différences de structure connues entre craton et rift dont il était nécessaire de tenir compte, le deuxième facteur, plus interprétatif, s'est imposé à l'auteur de cette étude par l'observation des rapports spectraux entre phases multiples et premières arrivées. L'interprétation en termes de diffraction n'a cependant pas été poussée suffisamment loin pour conduire à un résultat structural réellement significatif. Par contre, la convergence entre couche à faible vitesse et niveau à forte atténuation me semble constituer un argument important en faveur du caractère réaliste du modèle structural proposé, et ceci d'autant plus que les résultats sur les vitesses et sur l'atténuation proviennent de collections de données totalement indépendantes ; l'accord entre les phases observées sur les enregistrements et l'hodochrone ISCM5-craton, dont on a largement usé, étant en définitive pratique mais non nécessaire pour démontrer l'existence d'un niveau à forte atténuation (cf. § 6.2.2).

Une incertitude pèse cependant sur la relation d'amplitude entre phase diffractée dans la lithosphère et phase réfractée en-dessous puisque toutes les deux se confondent dans le maximum spectral : une analyse plus complète du signal faisant

appel au phénomène d'interférences constructives ou destructives entre phases nous paraît nécessaire afin de déterminer précisément la contribution de chacun des modes de propagation envisagés. Un peu de la même manière, la disparition des hautes fréquences pour les distances supérieures à 15 ou 17 degrés peut résulter d'une barrière due à une forte densité de réfracteurs d'une certaine dimension situés à la base de la lithosphère, ou bien, d'une couche - l'asthénosphère - caractérisée par une forte atténuation. La séparation entre ces deux processus, autrement dit la part qui revient à chacun, n'a pu être établie dans la présente étude. L'exploitation des données de la station S.R.O. (Seismic Research Observatory) installée à Bangui en 1978 et l'organisation, difficile mais concevable, de grands profils sismiques à travers le Zaïre, devraient permettre de répondre à ces questions.

D'autres points encore relatifs à la détermination des épacentres encore trop imprécise et insuffisante, et qu'il serait nécessaire d'améliorer par l'implantation de nouvelles stations sismologiques permanentes en Afrique centrale, peuvent jeter un doute sur la qualité des temps d'arrivée utilisés dans cette étude.

Le modèle proposé résulte d'une interprétation, parmi d'autres possibles, d'un ensemble de données malheureusement fragmentaires ; ce modèle constitue une approche nouvelle d'un domaine encore mal connu. En mettant en évidence, dans la présente étude, des caractères spécifiques de la structure du bouclier d'Afrique centrale, dont une des particularités est de comporter un système de rifts intraplaques exceptionnellement développé, j'espère avoir contribué à entretenir un débat, déjà bien engagé, concernant la dynamique du manteau supérieur sous les continents. Les implications géothermiques et géodynamiques du modèle proposé méritent d'être largement critiquées. Les travaux futurs permettront de juger de la validité ou de l'infortune de ce modèle ; j'ai, quant à moi, exprimé dans ce travail mes convictions de géophysicien dans le respect des observations.

B I B L I O G R A P H I E

- AKI K. (1967) - Scaling law of seismic spectrum. J.G.R., 72, 1217 - 1230.
- AKI K. (1972) - Scaling law of earthquake source time-function. Geophys. J.R. astro. Soc., 31, 3 - 25.
- AKI K. et CHOUET B. (1975) - Origin of Coda waves : source, attenuation and scattering effects. J.G.R., 80, 3322 - 3341.
- AKI K. et RICHARDS P.G. (1980) - Quantitative seismology : theory and methods (2 tomes). Freeman.
- AKI K., CHRISTOFFERSSON N et HUSEBEYE E. (1976) - Three dimensional seismic structure of the lithosphere under Montana, LASA B.S.S.A., 68, 501 - 524.
- ALLEGRE C.J. (1972) - Géochronologie isotopique et développement de la croûte terrestre au cours des temps géologiques. In structure et dynamique de la lithosphère. Allègre et Mattauer Edit. Hermann Paris, 374 - 433.
- ALLEGRE C.J. (1980) - La géodynamique chimique. Mém. h. sér. soc. géol. de France, N° 10, 87 - 104.
- ANDERSON D.L. (1979) - The upper mantle transition region : eclogite ? Geophys. res. let., 6, 433 - 436.
- ANDERSON D.L., BEN-MENACHEM A. et ARCHAMBEAU C.B. (1965) - Attenuation of seismic energy in the upper mantle. J.G.R., 70, 1441 - 1448.
- ANDERSON D.L. et HART R.S. (1978) - Attenuation models of the earth. P.E.P.I., 6, 289 - 306.
- ANDERSON D.L. et SAMMIS C. (1970) - Partial melting in the upper mantle. P.E.P.I., 3, 41 - 50.
- ANDERSON O.L. (1980) - The temperature profile of the upper mantle. J.G.R., 85, 7003 - 7010.
- ARCHAMBEAU C.B., FLINN E.A. et LAMBERT D.G. (1969) - Fine structure of the upper mantle. J.G.R., 75, 5825 - 5865.
- ARKANI-HAMED J., TOKSÖZ M.N. et HSUI A.T. (1981) - Thermal evolution of the earth. Tectonophysics, 75, 19-30.
- ARTYUSHKOV V. (1981) - Mechanisms of continental riftogenesis. Tectonophysics, 73, 9 - 14.

- BAER A.J. (1981) - Geotherms, evolution of the lithosphere and plate tectonics. *Tectonophysics*, 72, 203 - 227.
- BAKER B.H. et WOHLBERG J. (1971) - Structure and evolution of the Kenya rift valley. *Nature*, 229 - 538.
- BELOUSSOV V.V. (1969) - Continental rifts. In the earth's crust and upper mantle. *Geophysical monograph 13. Am. Geoph. Un.*, 539 - 544.
- BERG E. (1956) - Structure du graben de l'Afrique centrale, essai d'interprétation sismologique. *Fol. scient. Afrique centrale*, T 2, 4, 9 - 11.
- BIRCH F. (1960) - The velocity of compressional waves in Rocks to 10 kilobars. Part 1. *J.G.R.*, 65, 1063 - 1102.
- BIRCH F. (1961) - The velocity of compressional waves in Rocks to 10 kilobars. Part 2. *J.G.R.*, 66, 2199 - 2234.
- BLOCH S., HALES A.L. et LANDISMAN M. (1969) - velocities in the crust and upper mantle of southern Africa from multi-mode surface wave dispersion. *B.S.S.A.*, 59, 1599 - 1629.
- BONJER K.P., FUCHS K. et WOHLBERG J. (1970) - Crustal structure of the East African rift system from spectral response ratios of long period body waves. *Zeits. Geophys.*, 36, 287 - 297.
- BOTT M.H.P. (1981) - Crustal doming and the mechanism of continental rifting. *Tectonophysics*, 73, 1 - 8.
- BRAM K. (1975) - Zum aufbau der Kruste und des oberen Mantels im Bereich des westlichen Grabens des ostafrikanischen Grabensystems und im östlichen Zairebecken. Ergebnisse einer Untersuchung der Raumwellen von Nah-Erdbeben. Thèse, Freie Universität Berlin, 98 p.
- BRIDEN J.C. and GASS I.G. (1974) - Plate movement and continental magmatism. *Nature*, 248, 650 - 653.
- BRIDEN J.C. WHITCOMBE D.N., STUART G.W., FAIRHEAD J.D., DORBATH C. and DORBATH L. - Depth of geological contrast across the West African craton margin. *Nature*, 292, 123 - 128.
- BRUNE J. and DORMAN J. (1963) - Seismic waves and earth structure in the Canadian Shield. *B.S.S.A.*, 53, 167 - 210.
- BURKE K. (1977) - Aulacogene and continental breakup. *Am. rev. earth. planet. sci.*, 5, 371 - 396.
- BURKE K., DEWEY J.F. et KIDD W.S.F. (1977) - World distribution of sutures - The sites of former oceans. *Tectonophysics*, 40, 69 - 99.
- BURKE K. et WILSON J.T. (1972) - Is the African Plate Stationary? *Nature*, 239, 387 - 389.

- CAHEN (1954) - Géologie du Congo Belge. Masson, Paris; 577 p.
- CHAPMAN D.S. et POLLACK H.N. (1974) - Cold spot in West Africa ;
anchoring the african plate. Nature, 250, 477 - 478.
- CHAPMAN D.S. et POLLACK H.N. (1975) - Heat flow and incipient rifting
in central Africa. Nature, 256, 28 - 30.
- CHOUDHURY M.A. (1972) - P-wave attenuation in the mantle.
Zeits. geophys., 38, 447 - 453.
- CHOUDHURY M.A. (1973) - Behaviour of P phase spectrum in relation to
magnitude calculation. Pure and Applied Geophysics, 103, 397 - 404.
- CHOUDHURY M.A. et HOURI A. (1973) - A low-cost observatory tape recorder.
B.S.S.A., 63, 877 - 884.
- CHOUDHURY M.A. et ROTHE J.P. (1965) - Durée de propagation des ondes P :
anomalies vers 20°. Ann. geophys., 21, 266 - 272.
- CHOUET B. (1979) - Temporal variations in the attenuation of the earth-
quake coda near Stone Canyon, California. Geophys. res. lett., 6,
143 - 146.
- CLEARY J. et HALES A.L. (1966) - An analysis of the travel times of P
waves to North-American stations, in the distance range 32° to 100°.
B.S.S.A., 56, 467 - 489.
- CLOWERS R.M. et KANASEWICH E.R. (1970) - Seismic attenuation and the nature
of reflectory horizons within the crust.
J.G.R., 75, 6693 - 6705.
- COULOMB J. (1969) - L'expansion des fonds océaniques et la dérive des
continents. Presses universitaires de France, Paris, 223 p.
- COURTILLOT V. et FRANCHETEAU J. (1976) - Geothermie, in traite de geo-
physique interne. Coulomb J. et Jobert G. edit., Masson, Paris,
T 2, 449 - 499.
- COWARD M.P. (1981) - The junction between panafrikan mobile belts in
Namibia : its structural history. Tectonophysics, 76, 59 - 73.
- CROUGH J.T. (1977) - Approximate solutions for the formation of the
lithosphere. P.E.P.I., 14, 365 - 377.
- DE BREMAECKER J.C. (1956) - Premières données sismologiques sur le Graben
de l'Afrique centrale. Academie royale des sciences coloniales,
Bull. des séances, 11, 4.
- DER Z.A. et Mc ELFRESH T.W. (1976) - Short-period P-wave attenuation along
various paths in North America as determined from P-wave spectra
of the salmon nuclear explosion. B.S.S.A., 66, 1609 - 1622.
- DORBATH C. et DORBATH L. (1979) - Anomalies des temps de propagation des
ondes P en Afrique. Manuscrip. 16 p.

- DOUGLAS A. (1967) - Joint epicentre détermination.
Nature, 215, 47.
- DZIEWONSKI A.M. (1971) - Upper mantle models from "Pure-path" dispersion data. J.G.R., 76, 2587 - 2601.
- ENGEL A.E.J. (1966) - The barberton mountain land. Clues to the differentiation of the earth. In adventures in Earth History, Preston Cloud, Edit, W.H. Freeman San Francisco.
- EVERDEN J.F. et CLARK DON M. (1970) - Study of teleseismic P;D) travel-time data. P.E.P.I., 4, 1 - 23.
- FAIRHEAD J.D. (1976) - The structure of the lithosphere beneath the eastern rift, East Africa, deduced from gravity studies. Tectonophysics, 30, 269 - 298.
- FAIRHEAD J.D. and GIRDLER R.W. (1969) - How far does the rift system extend through Africa. Nature, 221, 1018 - 1020.
- FAIRHEAD J.D. et GIRDLER R.W. (1971) - The seismicity of Africa. Geophys. J.R. astr. soc., 24, 271 - 301.
- FAIRHEAD J.D. et HENDERSON N.B. (1977) - The seismicity of southern Africa and incipient rifting. Tectonophysics, 41, 19 - 26.
- FAIRHEAD J.D. et REEVES C.V. (1977) - Teleseismic delay times, Bouguer anomalies and inferred thickness of the african lithosphere. Earth and Planet. Scien. Lett., 36, 63 - 76.
- FARNBACH J.S. (1975) - The complex envelope in seismic signal analysis. B.S.S.A., 65, 951 - 962.
- FRANCHETEAU J. (1972) - Le flux de chaleur à travers les continents et les océans et la tectonique des plaques.
in Structure et dynamique de la lithosphère. Allègre D.S. et Mattauer N., Edit., Hermann Paris, 103 - 148.
- FRASIER C.W. et FILSON J. (1972) - A direct measurement of the earth's short-period : Attenuation along a teleseismic ray path. J.G.R., 77, 3782 - 3787.
- FREETH S.J. (1978) - Tectonic activity in West Africa and the gulf of Guinea since jurassic times : An explanation based on membrane tectonics. Earth and Planet. scien. lett., 38, 298 - 300.
- FROIDEVAUX S. et SCHUBERT G. (1975) - Plate motion and structure of the continental asthenosphere : A realistic model of the Upper Mantle. J.G.R., 80, 2553 - 2564.
- FROIDEVAUX C., SCHUBERT G. et YUEN D.A. (1977) - Thermal and mechanical structure of the upper mantle : A comparison between continental and oceanic models. Tectonophysics, 37, 233 - 246.

- FUCHS K. and SCHULZ K. (1976) - Tunneling of low-frequency waves through the subcrustal lithosphere.
J. Geophys., 42, 175 - 190.
- GANE P.G., ATRINS A.R., SELLSCHOP J.P.F. et SELIGMAN P. (1956) - Crustal structure in the Transvaal. B.S.S.A., 46, 293 - 316.
- GIR S.M SUBHASH (1979) - Interprétation de l'origine de la Coda des séismes locaux déduite de leurs propriétés sur trois composantes.
Thèse de Doctorat d'Etat - ULP Strasbourg.
- GIRDLER R.W. (1968) - Drifting and rifting of Africa.
Nature, 217, 1102 - 1106.
- GIRDLER R.W. (1975) - The great negative Bouguer anomaly over Africa.
E.O.S., 56, 516 - 519.
- GIRDLER R.W., FAIRHEAD J.D., SEARLE R.C. et SOWERBUTTS W.T.C. (1969) - Evolution of rifting in Africa. Nature, 224, 1178 - 1182.
- GRANET M. (1978) - Les séisme du Frioul de 1976 : Etude de la région focale
Thèse de Doctorat de 3e cycle ; ULP Strasbourg.
- GREEN A.G. (1978) - An upper mantle P-wave velocity model for Eastern and Southern Africa. Pageoph., 116, 1262 - 1273.
- GREEN R.W.E. et HALES A.L. (1968) - The travel times of P-waves to 30° in the central United States and upper mantle structure.
B.S.S.A., 58, 267 - 289.
- GRIFFITHS D.H. (1972) - Some comments on the results of a seismic refraction experiment in the kenya rift. Tectonophysics, 15, 151 - 156.
- GUEGUEN Y. et MERCIER J.M (1973) - High attenuation and the low-velocity zone.
P.E.P.I., 7, 39 - 46.
- GUMPER F. et POMEROY M.W. (1970) - Seismic wave velocities and earth structure on the african continent. B.S.S.A., 60, 651 - 668.
- GOGUEL J. (1980) - Communication personnelle.
- GUTENBERG B. et RICHTER C.F. (1954) - Seismicity of the earth.
Princeton University Press.
- HALES A.L. et DOYLE H.A. (1967) - P an S travel time anomalies and their interpretation. Geophys. J.R. astr. soc., 13, 403 - 415.
- HALES A.L. et MUIRHEAD K.J. (1980) - The ratio of the travel times for S and P at distances less than 10°. B.S.S.A., 70, 823 - 829.
- HASEGAWA H.S. (1971) - Crustal transfer ratios of short and long-period body recorded at yellowknife. B.S.S.A., 61, 1303 - 1320.

- HASEGAWA H.S. (1972) - Analysis of amplitude spectra of P-waves from earthquakes and underground explosions. J.G.R., 77, 3081 - 3095.
- HELMBERGER D.V. (1973) - On the structure of the low velocity zone. Geophys. J.R. astr. Soc., 34, 251 - 263.
- HELMBERGER D.V. et WIGGINS R.A. (1971) - Upper mantle structure of Midwestern United States. J.G.R., 76, 3229 - 3245.
- HERRIN E. (1968) - Seismological tables for P. B.S.S.A., 58, 1193 - 1242.
- HERRIN E. (1972) - A comparative study of upper mantle models : Canadian shield and Basin and Range Provinces. In the nature of the solid earth ; Roberson edit. Mc Craw Hill, N.Y., 216 -231.
- HERRIN E. et TAGGART J. (1968) - Regional variations in P-travel times. B.S.S.A., 58, 1325 - 1337.
- HERRINCK P. (1959) - Sismicité au Congo Belge. Acad. royale des sci. coloniales, T IX, Fas. 5 n° 27.
- HERVIG R.L., SMITH J.V., STEELE I.M., GURNEY J.J., MEYER H.O.A et HARRIS J.W. (1980) - Diamonds : minor elements in silicate inclusions : pressure-temperature implications. J.G.R., 85, 6919 - 6929.
- HILL D.P. (1971) - Velocity gradients and anelasticity from crustal body wave amplitude. J.G.R., 76, 3309 - 3325.
- HINDERER J. (1979) - Etude du facteur de qualité Q de la région Arette-Larrau (Pyrenées Atlantiques) à partir de la Coda des séismes locaux. Diplôme d'Ingénieur Géophysicien, ULP Strasbourg.
- HIRN A., PRODEHL C. et STEINMETZ L. (1975) - An experimental test of models of the lower lithosphere in Bretagne (France). Ann. geophys., 31, 517 - 530.
- JEFFREYS H. et BULLEN K.E. (1935, 1940) - Seismological tables. British assoc. advancement of sci., Gray-Milne trust, London.
- JOHNSON L.R. (1967) - Array measurements of P velocities in the upper mantle. J.G.R., 72, 6309 - 6325.
- JORDAN T.H. (1975) - Lateral heterogeneity and mantle dynamics. Nature, 257, 745 - 750.
- JORDAN T.H. (1978) - Composition and development of the continental tectosphere. Nature, 274, 544 - 548.
- JULIAN B.R. et ANDERSON D.EL. (1968) - Travel times, apparent velocities and amplitudes of body waves. B.S.S.A., 58, 339 - 366.

- JURKEVICS A., WIGGINS R. et CANALES L. (1980) - Body-wave inversion using travel time and amplitude data. *Geophys. J.R. astr. soc.*, 63, 75 - 93.
- KANAMORI H. (1967) - Spectrum of short-period core phase in relation to the attenuation in the mantle. *J.G.R.*, 72, 2181 - 2186.
- KANAMORI H. (1970) - Velocity and Q of mantle waves. *P&E.P.I.* (2) 259 - 275.
- KHAIN V.E. et M.V. MURATOV (1969) - Crustal movements and tectonic structure of continents. In *The earth's crust and upper mantle* ; Geophysical monograph 13, A.G.U., 523 - 538.
- KING D.W. et CALCAGNILE G. (1976) - P-wave velocities in the upper mantle beneath Fennoscandia and Western Russia. *Geophys. J.R. astr. soc.*, 46, 407 - 432.
- KNOPOFF L. (1967) - Thermal convection in the earth's mantle. In *The Earth mantle* ; Gaskell F. edit. Academic Press, London, N.Y.
- KNOPOFF L.N. et SCHLUE J.W. (1972) - Rayleigh wave phase velocities for path Addis-Ababa - Nairobi. *Tectonophysics*, 15, 165 - 178.
- KRÖNER A. (1977) - Precambrian mobile belts of southern and eastern Africa : Ancient sutures or sites of ensialic mobility ? A case for crustal evolution towards plate tectonics. *Tectonophysics*, 40, 101 - 135.
- LAMBERT I.B. et WYLLIE P.J. (1970) - Melting in the deep crust and upper mantle and the nature of the low velocity layer. *P.E.P.I.*, 3, 316 - 322.
- LANAUD R. (1974) - Etude des valeurs relatives de Q_p et de Q_{pp} dans le manteau supérieur de la Mélanésie. Diplôme d'Ingénieur Géophysicien. ULP Strasbourg.
- LEHMANN I. (1967) - Low-velocity layers. In *The Earth mantle*, Gaskell, edit., Academic Press, London, N.Y., 41 - 61.
- LE PICHON X. (1968) - Sea-floor spreading and continental drift. *J.G.R.*, 73, 3661 - 3697.
- LE PICHON X. (1972) - Cinématique de la tectonique des plaques. In *Structure et dynamique de la lithosphère*, Allègre et Mattauer, edit., Hermann, Paris, 2 - 73.
- LE PICHON X., FRANCHETEAU J. ET BONNIN J. (1973) - Plate tectonics, 300 p. Elsevier, Amsterdam.
- LEPINE J.C., RUEGG J.C. et STEINMETZ L. (1972) - Seismic profiles in the Djibouti area. *Tectonophysics*, 15, 59 - 64.
- LEWIS B.T.R. et MEYER R. (1968) - Seismic investigation of the upper mantle to the West of Lake Superior. *B.S.S.A.*, 58, 565 - 596.

- LILWALL R.C. et DOUGLAS A. (1970) - Estimation of P-wave travel-times using the joint epicentre method. *Geophys. J.R. astr. soc.*, 19, 165.
- LIU H.S. (1977) - Convection pattern and stress system under the african plate. *P.E.P.I.*, 15, 60 - 68.
- LLIBOUTY L. (1976) - courants de convection et dynamique des plaques. In *traité de géophysique interne*, Coulomb et Jobert, edit., Masson, Paris, T 2, 501 - 571.
- LOGATCHEN N.A., BELOUSSOV V.V. et MILANOVSKY E.E. (1972) - East african rift development. *Tectonophysics*, 15, 71 - 82.
- LONG R.E. et BACKHOUSE R.W. (1976) - The structure of the Western flank of Gregory rift ; Part II : The mantle. *Geophys. J.R. astr. soc.*, 44, 677 - 688.
- LONG R.E., SUNDARALINGAM K. et MAGUIRE P.K.H. (1973) - Crustal structure of the East african rift zone. *Tectonophysics*, 20, 269 - 281.
- MAASHA N. et MOLNAR P. (1972) - Earthquake fault parameters and tectonics in Africa. *J.G.R.*, 77, 5731 - 5743.
- MAGUIRE P.K.H. et LONG R.E. (1976) - The structure on the Western flank of the Gregory rift (Kenyan) ; Part I : The crust. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 44, 661 - 675.
- MARSHALL P.D., DOUGLAS A., BARLEY B.J. and HUDSON J.A. (1975) - Short period teleseismic S-waves. *Nature*, 253, 181 - 182.
- MASSE R.P. (1973) - Compressional velocity distribution beneath central and eastern North America. *B.S.S.A.*, 63, 911 - 935.
- MASSE R.P. (1974) - Compressional velocity distribution beneath central and eastern North America in the depth range 450 - 800 km. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 36, 705 - 716.
- MASSE R.P. and ALEXANDER S.S. (1974) - Compressional velocity distribution beneath Scandinavia and western Russia. *Geophys. J.R. astr.*, 39, 587 - 602.
- MASSE R.P., LANDISMAN M. et JENKINS J.B. (1972) - An investigation of the upper mantle compressional velocity distribution beneath the Basin and Range province. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 30, 19 - 36.
- Mc ELHINNY M.W. et Mc WILLIAMS M.O. (1977) - Precambrian geodynamics : a paleomagnetic view. *Tectonophysics* 40, 137 - 159.
- Mc KENZIE D.P., DAVIES D. et MOLNAR P. (1970) - Plate tectonics of the Red Sea and East Africa. *Nature*, 226, 243 - 248.
- Mc MECHAN G.A. (1974) - P-wave train synthetic seismograms calculated by quantized ray theory. *Geophys. J.*, 37, 407 - 421.

- Mc MECHAN G.A. (1975) - Amplitude constraints and the inversion of canadian shield-early rise explosion data. B.S.S.A., 65, 1419 - 1433.
- Mc MECHAN G.A. (1976) - Mantle structure and short-period body wave spectra at intermediate epicentral distances. Geophys. J.R. astr. Soc., 44, 269 - 274.
- Mc MECHAN G.A. (1979) - An amplitude constrained P-wave velocity profile for the upper mantle beneath the eastern united states. B.S.S.A., 69, 1733 - 1744.
- MEREU R.F., SIMPSON D.W. et KING D.W. (1974) - Q and its effect on the observation of upper mantle travel-time branches. Earth and Planet. Sci. Lett., 21, 439 - 447.
- MESTRAUD J.L. (1971) - Afrique centrale. In tectonique de l'Afrique. UNESCO - Paris, 461 - 507.
- MIKUMO T. et KURITA T. (1968) - Q distribution for long period P-waves in the mantle. J. Phys. Earth, 16, 11 - 26.
- MINSTER J.B. ; JORDAN T.H., MOLNAR P. et HAINES E. (1974) - Numerical modelling of instantaneous plate tectonics. Geophys. J.R. astr. Soc., 36, 541 - 576.
- MOHAMMADIOUM M.B. (1967) - Structure du manteau et du noyau terrestre d'après les spectres d'énergie des ondes longitudinales. Annales de géophysique, 23, 61 - 107.
- MOHR P.A. (1962) - The ethiopian rift system. Bull. Géophys. observatory univ. college Addis-Abeba, 3, n°1, 33 - 62.
- MOLNAR P. et ATWATER T. (1973) - Relative motion of hot spots in the mantle. Nature, 246, 288 - 291.
- MOLNAR P. et OLIVIER J. (1969) - Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere. J.G.R., 74, 2648 - 2682.
- MORGAN W.J. (1971) - Convection plume in the lower mantle. Nature, 230, 42 - 43.
- MOURGUES P. (1979) - Le séisme de Yaloké et implications tectoniques. Rapp. O.R.S.T.O.M. Bangui, 30 p.
- MOURGUES P. (1980) - Preliminary results on upper mantle structure in central Africa from spectral analysis of P-waves. O.R.S.T.O.M., Geophys., n°17, 3 - 19.
- MOURGUES P. (1981) - Seismic study of the crust and upper mantle of the Centrafrican Republic. In Progress report, Bangui Anomaly, work M-45 Godivier, edit., Projet Magsat.

- MULLER G. (1971) - Approximate treatment of elastic body waves in media with spherical symmetry. *Geophys. J.R. astr. soc.*, 10, 525 - 538.
- NIAZI M. (1971) - Seismic dissipation in deep seismic zones from the spectral ratio of pP/P. *J.G.R.*, 76, 3337 - 3343.
- NIAZI M. et ANDERSON D. L. (1965) - Upper mantle structure of western North America from apparent velocities of P-waves. *J.G.R.*, 70, 4633 - 4640.
- NUTTLI O.W. (1973) - Seismic wave attenuation and magnitude relations for eastern North America. *J.G.R.*, 78, 876 - 885.
- OLIVIER J. et ISACKS B. (1967) - Deep earthquake zones, anomalous structures in the upper mantle and the lithosphere. *J.G.R.*, 72, 4259 - 4275.
- FERRIER G. et RUEGG J.C. (1973) - Structure profonde du Massif Central Français. *Annales de Géophysique*, 29, 435 - 502.
- PETERSCHMITT E. (1979) - Modèles de structure de l'écorce terrestre en Europe occidentale d'après les résultats de sondages sismiques profonds et les données de séismes naturels. Thèse de Doctorat d'Etat (Strasbourg) ULP Strasbourg, 139 p.
- PILANT W.L. (1979) - Elastic waves in the earth ; Developments in solid Earth geophysics 11. Elsevier, Amsterdam, 493 p.
- PIPER J.D.A., BRIDEN J.C. et KEITH LOMAX K. (1973) - Precambrian Africa and South America as a single continent. *Nature*, 245, 244 - 248.
- POLLACK H.N. et CHAPMAN D.S. (1977) - On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness. *Tectonophysics*, 38, 279 - 296.
- POLLACK H.N., GASS I.G., CHAPMAN D.S. et THORPE R.S. (1979) - Geological and Geophysical parameters of mid-plate volcanism (abstract). *Tectonophysics*, 56, 199.
- POLYAK B.G. et SMIRNOV Y.B. (1968) - Relationship between terrestrial heat flow and tectonics of continents. *Geotectonics*, 5, 205 - 213.
- POUPINET G. (1977) - Hétérogénéités du manteau terrestre déduites de la propagation des ondes de volume - Implications géodynamiques. Thèse de Doctorat d'Etat, U.S.M., Grenoble, 233 p.
- PRESS F., EWING M. et OLIVIER J. (1956) - Crustal structure and surface-wave dispersion in Africa. *B.S.S.A.*, 46, 97 - 103.
- RABINOWICZ M., LAGO B. et FROIDEVAUX C. (1980) - Thermal transfert between the continental asthenosphere and the oceanic subducting lithosphere : its effect on subcontinental convection. *J.G.R.*, 85, 1839 - 1853.
- RAM A. et MEREU R.F. (1977) - Lateral variations in upper mantle structure around India as obtained from Gauribidanur seismic array data. *Geophys. J.R. astr. soc.*, 49, 87 - 113.

- RAUTIAN T.G. et KHALTURIN V.I. (1978) - The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum. B.S.S.A., 68, 923 - 948.
- REEVES C.V. (1972) - Rifting in the Kalahari ?
Nature, 237, 95 - 96.
- RINGWOOD A.E. (1962) - A model for the upper mantle.
J.G.R., 67, 857 - 867.
- RINGWOOD A.E. (1970) - Phase transformations and the constitution of mantle.
P.E.P.I., 3, 109 - 155.
- ROMANOWICZ B.A. (1980) - A study of large-scale lateral variations of P velocity in the upper mantle beneath western Europe.
Geophys. J.R. astr. Soc., 63, 217 - 232.
- ROMANOWICZ B.A. et CARA M. (1980) - Reconsideration of the relations between S and P station anomalies in North America.
Geophys. Res. Lett., 7, 417 - 420.
- ROTHER J.P. (1964) - La zone sismique médiane Indo-Atlantique.
Proc. R. Soc. Lond., A 222, 387 - 397.
- RUEGG J.C. (1975) - Structure profonde de la croûte et du manteau supérieur du Sud-Est de l'Afar d'après les données sismiques.
Ann. de Geophys., 31, 329 - 360.
- SAHAGIAN D. (1980) - Sublithospheric upwelling distribution.
Nature, 287, 217 - 218.
- SCHOLZ C.H., KOCZYNSKI T.A. and RUTCHINS D.G. (1976) - Evidence for incipient rifting in Southern Africa.
Geophys. J.R. astr. Soc., 44, 135 - 144.
- SCLATER J.G. (1972) - New perspectives in terrestrial heat flow.
Tectonophysics, 13, 257 - 291.
- SCLATER J.G. et FRANCHETEAU J. (1970) - The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth.
Geophys. J., 20, 509 - 542.
- SEARLE R.C. (1970) - Evidence from gravity anomalies for thinning of the lithosphere beneath the rift valley in Kenya.
Geophys. J.R. astr. Soc., 21, 13 - 31.
- SIMPSON D.W. et CLEARY J.R. (1977) - P-signal complexity and upper mantle structure. Geophys. J.R. astr. Soc., 49, 747 - 756.
- SIMPSON D.W., MEREU R.F. et KING D.W. (1974) - An array of P-wave velocities in the upper mantle transition zone beneath north eastern Australia.
B.S.S.A., 64, 1757 - 1788.

- SIPKIN S.A. et JORDAN T.H. (1976) - Lateral heterogeneity of the upper mantle from travel times of multiples ScS. J.G.R., 81, 6307 - 6320.
- SMITH S.W. (1972) - The anelasticity of the mantle. Tectonophysics, 13, 601 - 622.
- SOURIAU M. (1974) - Acquisition et traitement des données numériques pour les grands profils sismiques. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Paris 6, Paris.
- SOWERBUTTS W.T.C. (1979) - Crustal structure of the east african plateau and rift valleys from gravity measurements. Nature, 223, 143 - 146.
- SYKES L.R. (1967) - Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-ocean ridges. J.G.R., 72, 2131 - 2153.
- SYKES L.R. (1970) - Focal mechanism solutions for earthquakes along the world rift system. B.S.S.A., 60, 1749 - 1752.
- SYKES L.R. et LANDISMAN M. (1964) - The seismicity of east Africa, the Gulf of Aden and the Arabian and Red Sea. B.S.S.A., 54, 1927 - 1940.
- TANAKA K., HORIUCHI S., SATO T. et ZANA N. (1980) - The earthquake generating stresses in the western rift valley of Africa. J. Phys. Earth, 28, 45 - 57.
- TENG T.L (1968) - Attenuation of body waves and the Q structure of the mantle. J.G.R., 73, 2195 - 2208.
- THIESSEN R., BURKE K. et KIDD W.S.F. (1979) - African hotspots and their relation to the underlying mantle. Geology, 7, 263 - 266.
- TIKHONOV A.N., LUBIMOVA E.A. et VLASOV V.K. (1970) - On the evolution of melting zones in the thermal history of the earth. P.E.P.I., 2, 326 - 331.
- TRAMONTINI C. et DAVIES D. (1969) - A seismic refraction survey in the Red Sea. Geophys. J.R. astr. Soc., 17, 225 - 241.
- VANEK J. (1968) - Amplitude curves of seismic body waves between 5° and 25°. B.S.S.A., 58, 1035 - 1039.
- VEITH K.F. et CLAWSON G.E. (1972) - Magnitude from short-period P-wave data. B.S.S.A., 62, 435 - 452.
- VERHOOGEN J., TURNER F.J., WEISS L.E. et WAHRHAFTING C. (1970) - The earth, an introduction to physical geology. Holt, 740 p.
- VINE F.J. et MATTHEWS D.H. (1963) - Magnetic anomalies over oceanic ridges. Nature, 199, 947 - 949.

- VINNIK L.P. et RYABOV V.Z. (1981) - Deep structure of the east european platform according to seismic data. P.E.P.I., 25, 27 - 37.
- VITORELLO I. and POLLACK H. (1980) - On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of continents. J.G.R., 85, 983 - 995.
- VON HERZEN R.P. and VACQUIER V. (1957) - Terrestrial heat flow in lake Malawi, Africa. J.G.R., 72, 4221 - 4226.
- WEGENER A. (1929) - Die entstehung der kontinente und ozeane, Friedt. vieweg, Braunschweig.
- WESNOUSKY S.G. et SCHOLZ C.H. (1980) - The craton : its effect on the distribution of seismicity and stress in North America. Earth and Planet. Sci. Lett., 48, 348 - 355.
- WHITE J.E. (1965) - Seismic waves, radiation, transmission and attenuation. International series in the Earth Sci. Mc Graw-Hill.
- WHITE R.E. (1971) - P-waves velocities in the upper mantle beneath the australian shield from earthquake data. Geophys. J.R., 24, 109 - 118.
- WICKENS A.J. and BUCHBINDER G.G.R. (1980) - S-wave residuals in Canada. B.S.S.A., 70, 809 - 822.
- WIGGINS R.A. and HELMBERGER D.V. (1973) - Upper mantle structure of the western United States. J.G.R., 78, 1870 - 1880.
- WIGGINS R.A. et MADRID J.A. (1974) - Body wave amplitude calculations. Geophys. J.R. astr. Soc., 37, 423 - 433.
- WIGGINS R.A., Mc MECHAN G.A et TOKSOZ M.N. (1973) - Range of earth structure implied by body wave observations. Rev. Geophys. Space Phys., 11, 87 - 113.
- WILLMORE P.L., HALES A.L et GANE P.G. (1952) - A seismic investigation of crustal structure in the western Transvaal. B.S.S.A., 42, 58 - 80.
- WILSON J.T. (1965) - Evidence from ocean island suggesting movement in the Earth. R. Soc. Lond. Phil. Trans., 258, 145 - 146.
- WILSON J.T. (1972) - New insight into old shields. Tectonophysics, 13, 73 - 94.
- WITHJACK M. (1979) - An analytical model of continental rift fault patterns. Tectonophysics, 59, 59 - 81.
- WOIRGARD J. et GUEGUEN Y. (1978) - Elastic modulus and internal friction in enstatite, forsterite and periodotite at seismic frequencies and high temperatures. P.E.P.I., 17, 140 - 146.

- WOHLENBERG J. (1968) - Seismizität der ostrafrikanischen grabenzonen zwischen 4° und 12° S sowie 23° E und 40° E.
Verlag der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Munich, 95 p.
- WYLLIE P.J. (1971) - The dynamic Earth.
Wiley, N.Y., London, Sydney, Toronto, 416 p.
- WYLLIE P.J. (1980) - The origin of Kimberlite.
J.G.R., 85, 6902 - 6910.
- YEGORKIN A.V. and N.I. PAVLENKOVA (1981) - Studies of mantle structure of U.S.S.R. territory on long range seismic profiles.
P.E.P.I., 25, 12 - 26.

ANNEXE 1

CALCUL RAPIDE D'UN MODELE DE
VITESSE PAR LA METHODE D'HERGLOTZ
WIECHERT

Le programme sur calculatrice HP 67, décrit ci-dessous, est donné afin d'être utilisé dans les observatoires éloignés lorsqu'on dispose d'une distribution régulière des paramètres de rai, exprimés en secondes par degré, pour un pas de un degré de distance épacentrale (Δ).

I. INSTRUCTIONS

Données à introduire	Clefs
1° - rayon terrestre R_0 exprimé en kilomètres :	A
2° - Paramètre de rai p (Δ) (36 valeurs maximum)	
a) p (Δ), (Δ pair, la première valeur est $\Delta = 0$):	ENTER
b) p (Δ), (Δ impair)	B
Le nombre de couples introduits est affiché	
3° - calcul du modèle	
a) valeur du paramètre de rai p (Δ_i) à la distance Δ_i :	C
la valeur z, profondeur en km est affichée	
b) :	R/S
la valeur V(z), vitesse à la profondeur est affichée.	

II. PROGRAMME

1 f LBL B	5 f LBL B	9 f LBL B
2 f CL RG	6 O	10 1
3 f P S	7 h STI	11 O
4 STO	8 h RTN	12 O

13	+	67	h π	121	STO A
14	STO (i)	68	X	122	STO B
15	h v	69	1	123	RCL A
16	1	70	8	124	RCL D
17	0	71	0	125	+
18	0	72	+	126	STO D
19	0	73	STO A	127	RCL (i)
20	X	74	RCL E	128	g FRAC
21	RCL (i)	75	STO B	129	1
22	+	76	h RCI	130	0
23	STO (i)	77	f $x \neq 0$	131	0
24	h RCI	78	RCL A	132	X
25	1	79	RCL D	133	RCL C
26	+	80	+	134	-
27	h STI	81	STO D	135	f $x = 0$
28	1	82	RCL (i)	136	GTO E
29	9	83	f INT	137	h RCI
30	h RCI	84	1	138	1
31	g $x = y$	85	0	139	+
32	-	86	0	140	h STI
33	h RTN	87	0	141	GTO D
34	f LBL C	88	+	142	h RTN
35	STO C	89	RCL C	143	f LBL E
36	0	90	-	144	RCL D
37	h STI	91	f $x = 0$	145	h π
38	0	92	GTO E	146	+
39	STO D	93	RCL (i)	147	g e^x
40	0	94	g FRAC	148	f P S
41	STO B	95	1	149	RCL 9
42	GTO D	96	0	150	h $x = y$
43	h RTN	97	0	151	-
44	f LBL D	98	X	152	RCL 9
45	RCL (i)	99	RCL C	153	+
46	f INT	100	+	154	CHS
47	1	101	STO E	155	f P S
48	0	102	g x^2	156	STO D
49	0	103	1	157	R/S
50	0	104	-	158	f P S
51	+	105	f $\sqrt{\quad}$	159	RCL D
52	RCLC	106	RCL E	160	RCL 9
53	+	107	+	161	-
54	STO E	108	f LN	162	CHS
55	g x^2	109	STO E	163	h π
56	1	110	RCL B	164	X
57	-	111	+	165	1
58	f $\sqrt{\quad}$	112	2	166	8
59	RCL E	113	+	167	0
60	+	114	h π	168	+
61	f LN	115	X	169	RCL C
62	STO E	116	1	170	h $1/x$
63	RCL B	117	8	171	X
64	+	118	0	172	f P S
65	2	119	+	173	h RTN
66	+	120	STO A		

A N N E X E 2

D E F O R M A T I O N D ' U N M O D E L E
E T
H O D O C H R O N E R E S U L T A N T E

Afin d'obtenir un ajustement entre l'hodochrone observée et l'hodochrone calculée, on a établi un catalogue des déformations d'un modèle de distribution de vitesse permettant d'associer à chaque type de déformation, une variation significative d'une branche particulière de l'hodochrone déduite du modèle. Les calculs sont effectués en utilisant le programme HODAMP.

Un modèle de référence est choisi. Ce modèle est caractérisé par : une discontinuité de Moho à 33 km, une couche à gradient monotone entre 33 et 150 km, une couche à faible vitesse entre 150 km et 200 km et une deuxième couche à gradient monotone entre 200 et 350 km. Ce modèle est donné dans le tableau ci-dessous.

Z	V
0	5,57
15	5,57
15	6,50
33	6,50
33	7,70
150	8,00
150	7,70
200	7,70
200	8,13
350	8,50

1) La première partie de ce catalogue est établie pour rechercher l'effet des discontinuités et variations de gradient sur le point d'arrêt de l'hodochrone correspondant au toit de la couche à faible vitesse.

Dans les figures (a) et (b), le modèle de référence est modifié entre 33 et 150 km, la couche à gradient constant est remplacée par 2 et 4 couches à vitesse constante séparées par des discontinuités, sans changement au-delà de la profondeur de pénétration de 150 km.

La figure (c) montre l'effet d'un changement de gradient à partir d'un Moho présentant une discontinuité de vitesse constante.

La figure (d) correspond à un gradient constant pour deux accroissements de la discontinuité du Moho de 0,1 km/s et 0,2 km/s.

Les courbes (A) de ces deux figures correspondent au modèle de référence.

Les figures (e) et (f) illustrent l'effet d'une absence de gradient soit à partir du Moho jusqu'à une certaine profondeur (fig. e) soit à partir d'une certaine profondeur jusqu'au toit de la couche à faible vitesse (fig. f).

Dans le premier cas, le point d'arrêt de l'hodochrone, déterminé par une profondeur de pénétration du rai de 150 km (F), varie très peu entre les 2 extrêmes (AF) et (EF). Dans le second cas, la distance à laquelle se manifeste le point d'arrêt s'accroît fortement. Le point (A) correspond encore dans cette figure au modèle de référence.

2) La deuxième partie du catalogue porte sur les déformations introduites dans la couche à faible vitesse.

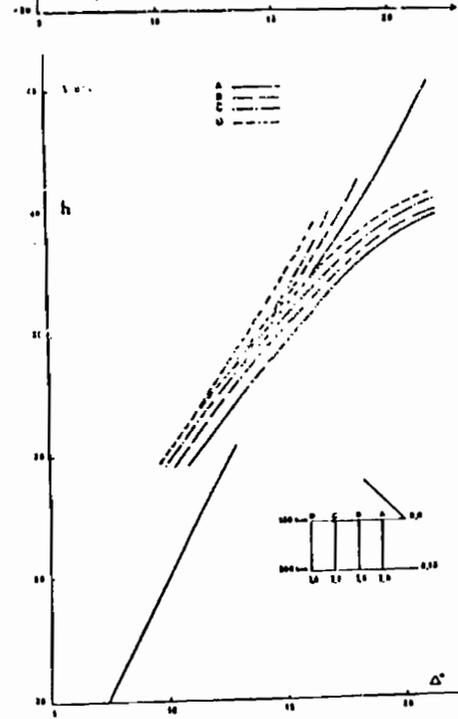
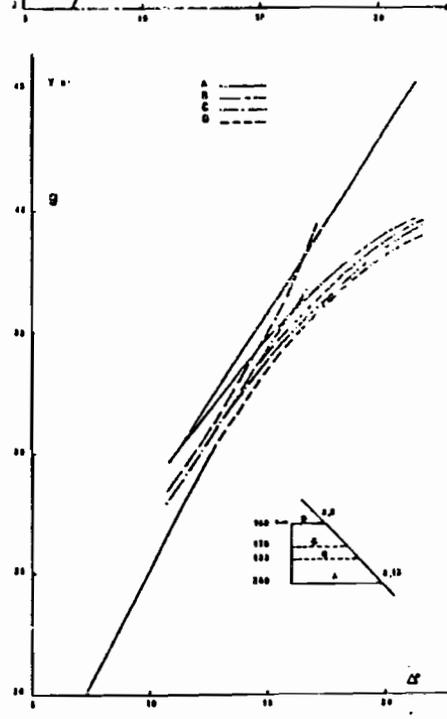
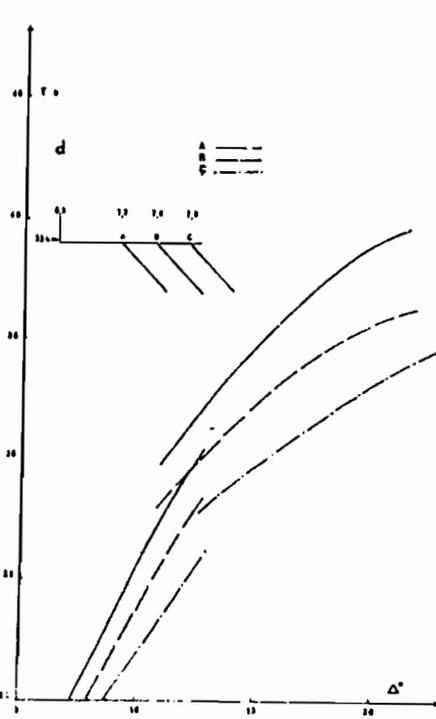
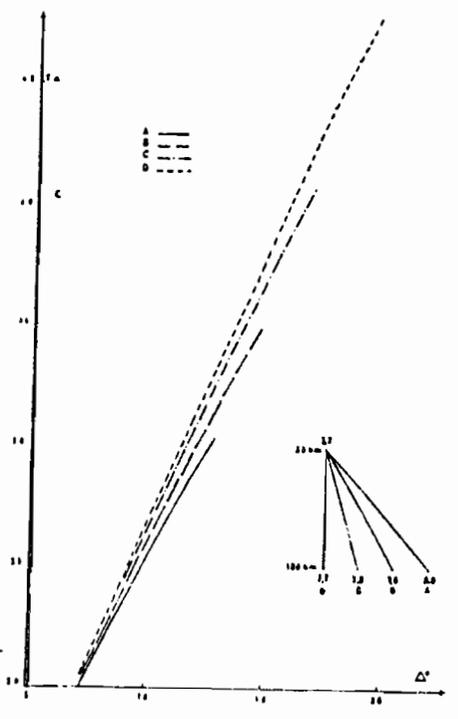
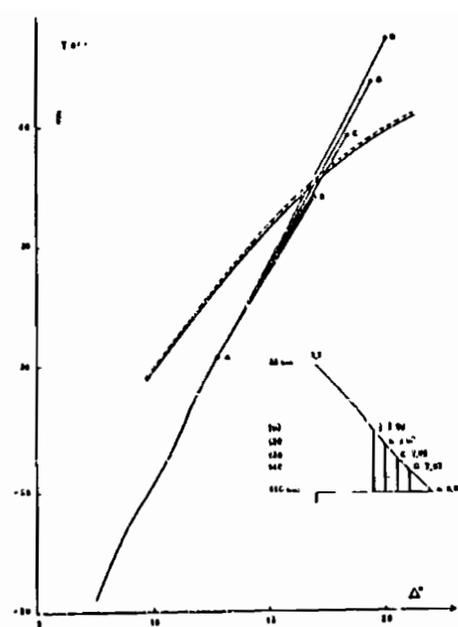
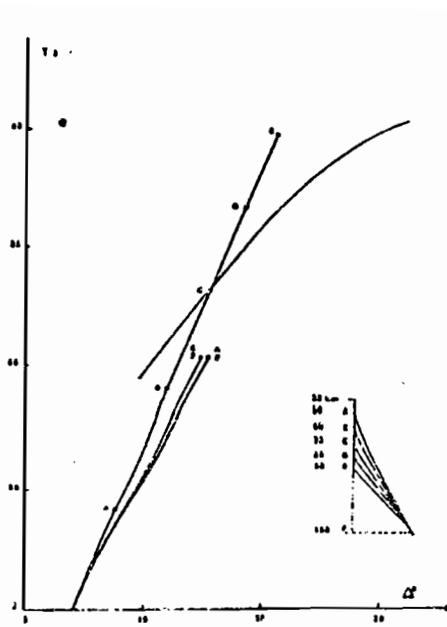
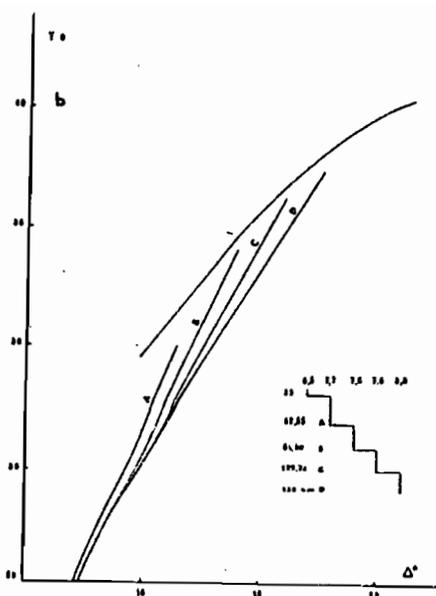
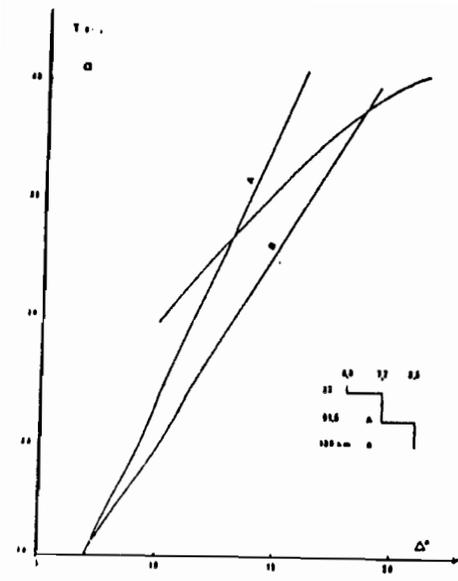
La figure (g) montre l'effet dû à une diminution d'épaisseur de cette couche jusqu'à sa disparition complète (D). La figure (h) souligne l'effet de la diminution de vitesse pour une épaisseur constante de la couche à faible vitesse. On remarquera sur ces deux figures les différences dans le mode de variation des caustiques en fonction des modèles, distance constante et retard croissant dans un cas, retard constant et distance décroissante dans l'autre.

On notera enfin que l'effet de la couche à faible vitesse

n'est pas modifié par la forme de la courbe $V(Z)$ dans la mesure ou l'intégrale $\int_{Z_1}^{Z_2} V(Z)$ est constante. Z_1 étant la profondeur du toit de la couche à faible vitesse et Z_2 la profondeur du point pour lequel le paramètre de rai redevient égal au paramètre correspondant au point d'arrêt de l'hodochrone. La multiplicité des solutions apparaît alors évidente.

Remarque : Le contraste de vitesse entre le toit et la base de la couche à faible vitesse peut être envisagé indépendamment de cette couche comme une caustique déterminée par une discontinuité équivalente. Si dans le modèle de référence on avait fixé à la base de la couche à faible vitesse de 8 km/s égale à celle du toit, on aurait obtenu une zone d'ombre qui n'apparaît pas ici.

N.B La vitesse de réduction pour l'ensemble des figures est de 9,26 km/s.



ANNEXE 3

COLLECTIONS DE DONNEES

I. DONNEES ANALOGIQUES

Les collections de données sont actuellement déposées à l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg. Les collections comportent 2200 séismes d'origines diverses enregistrés à Bangui et 200 environ enregistrés à Yougossaba. Chaque séisme est identifié par un numéro d'ordre chronologique. L'ensemble de la collection comprend :

- 1) Un catalogue d'identification à deux entrées comportant les coordonnées des stations et l'indication des fréquences porteuses correspondant à chaque station et à chaque composante pour une période donnée ; chaque séisme est identifié comme suit :
 - a - la première entrée indique :
 - le numéro du séisme*
 - le numéro de la bande magnétique
 - le numéro de la face (1 ou 2)
 - le repère de début du séisme sur la bande (compteur Revox)
 - le repère de fin
 - la sensibilité correspondant à la restitution.
 - b - La deuxième entrée indique avec le numéro du séisme les paramètres de la détermination extraits de "Earthquake data report", soit :
 - l'heure origine
 - la latitude épacentrale
 - la longitude épacentrale
 - la profondeur

* Le numéro du séisme est précédé de YOG pour les enregistrements obtenus à Yougossaba et de BNG pour les enregistrements obtenus à Bangui.

- La magnitude
- le nom de la région sismique

2) Une collection de restitutions graphiques de la composante Z à la station d'enregistrement et du temps codé à la vitesse de déroulement de 10 cm/min. ou 12 cm/min.

Sur chaque restitution est indiqué :

- le numéro du séisme
- la date d'enregistrement
- les références de l'enregistrement magnétique (n° de bande, face, repères de début et de fin)
- la sensibilité affichée pour la restitution.

3) Une collection de bandes magnétiques numérotées de 1 à 165 pour lesquelles la face (1) correspond à une amorce rouge et la face (2) à une amorce bleue.

Chaque bande comporte en plus des enregistrements :

- une annonce phonique de début de bande (ou de fin de bande) dans laquelle sont indiquées les correspondances entre les fréquences porteuses, les stations et/ou les composantes (pour chacun des 2 canaux lorsque l'enregistrement est effectué en stéréo).
- une annonce phonique à la fin de chaque séisme indiquant le numéro correspondant au catalogue.

II. DONNEES NUMERIQUES

Un fichier de 400 éléments créé au centre de calcul du CNRS à Cronenbourg correspondant soit aux ondes P soit aux ondes S de séismes africains est stocké suivant le programme DECOSM (Rouland, Béhé) sur les bandes CF 64 et AA 41. Chaque élément est précédé :

- du numéro d'identification du séisme correspondant au catalogue des données analogiques ;
- du type d'ondes enregistrées (P ou S)
- de la distance épacentrale correspondant à la station d'enregistrement.

Les trois voies, lorsqu'elles existent, correspondent aux trois (ou deux) stations (composante Z) qui se distinguent aisément par les ordres d'arrivée définis par l'azimut du séisme. La station d'enregistrement correspond toujours à la première voie.

ANNEXE 4
INDEX DES SEISMES CITES

N°	Date	Heure			Latitude (deg)	Longitude (deg)	Prof. km	Mag.	Région
		h	m	s					
34	18-04-72	15	08	13,2	0,67 N	29,82 E	5	5,0	Zaïre
37	25-04-72	00	59	51,0	9,20 S	33,3 E	33	4,7	Tanzanie
69	13-01-73	06	05	41,1	16,86 S	28,05 E	33	4,8	Zambie
146	28-03-73	14	59	07	11,76 N	42,78 E	39	5,1	Djibouti
194	18-07-73	19	39	13,5	11,21 S	34,6 E	10	4,5	Malawi
216	01-12-73	16	51	14,6	0,72 N	29,62 E	15	4,5	Zaïre
271	17-04-74	7	31	25,8	13,32 N	30,88 E	33	4,6	Soudan
284	25-04-74	00	03	47	1,11 N	30,05 E	11	4,9	Ouganda
328	30-06-74	13	26	25,7	15,97 N	39,61 E	33	4,5	Ethiopie
334	05-07-74	03	13	10,9	3,64 S	29,0 E	0	4,6	Lac Tanganyika
356	01-08-74	09	36	26,8	16,67 S	28,07 E	14	5,0	Zambie
426	17-10-74	20	04	28,1	9,54 S	32,3 E	33	4,3	Zambie
489	05-03-75	11	00	05,3	4,35 N	31,09 E	0	5,3	Soudan
499	26-03-75	03	40	48,4	5,34 S	30,13 E	28	5,0	Lac Tanganyika
514	04-04-75	14	00	26	5,36 S	29,5 E	0	-	Lac Tanganyika
518	06-04-75	04	52	05,4	5,39 S	27,99 E	34	4,7	Zaïre
625	06-08-75	07	37	30,9	4,37 S	35,90 E	32	5,4	Tanzanie
631	11-08-75	17	38	58	4,9 S	28,4 E	0	4,4	Lac Tanganyika
660	21-09-75	02	28	17,3	5,92 S	34,54 E	0	5,0	Tanzanie
994	01-07-76	11	24	05,3	29,52 S	25,18 E	33	5,9	Afrique du Sud
1018	20-07-76	22	56	49,8	9,00 S	26,52 E	33	4,1	Zaïre
1074	26-08-76	17	57	59,6	12,42 S	25,03 E	33	4,4	Zambie
1085	03-09-76	23	32	49	2,7 S	29,1 E	0	4,3	Lac Tanganyika
1093	11-09-76	02	12	17,9	4,31 S	26,44 E	33	4,9	Zaïre
1241	04-01-77	20	44	39,4	7,44 S	38,52 E	33	5,2	Tanzanie
1246	06-01-77	18	33	43,5	2,51 S	28,70 E	21	5,3	Lac Tanganyika
1364	14-04-77	14	36	19,8	2,42 S	28,91 E	33	4,7	Lac Tanganyika
1662	29-12-77	11	50	38,0	0,01 N	29,68 E	33	4,8	Zaïre
1674	08-01-78	06	31	52,8	12,09 S	34,27 E	33	5,1	Malawi
1675	00-01-78	02	49	22,2	5,19 S	28,85 E	33	-	Lac Tanganyika
1684	17-01-78	15	00	27,4	16,52 N	40,26 E	10	5,2	Mer Rouge
1815	05-04-78	17	46	10,5	1,65 S	36,94 E	25	4,7	Kenya
Y22	29-04-74	20	04	37,5	30,59 N	31,34 E	12	4,8	Egypte

ANNEXE 5

RAPPELS SUR LA NOTION DE CODA
EN HAUTES FREQUENCES

I THEORIE DE LA RETRODIFFRACTION FAIBLE

La diminution progressive des amplitudes, qui, en hautes fréquences (2-25 Hz), caractérise la partie finale des enregistrements de séismes proches de faible magnitude, représente le type de coda le plus généralement étudié (Aki et Chouet, 1975 ; Bakun et Lindh 1977 ; Suteau et Whitcomb 1979 ; Chouet et al., 1978 ; Rautian et Khalturin, 1978). Cette coda considérée d'abord comme des ondes de surface de hautes fréquences a été interprétée par un modèle de rétrodiffraction dû à des hétérogénéités latérales (Aki, 1969). La théorie de la faible rétrodiffraction des ondes de coda (Aki et Chouet, 1975) est basée sur la superposition d'ondelettes rétrodiffractées par des sources de diffraction discrètes. La perte d'énergie subie par l'onde primaire étant négligée (approximation de Born), si $\Phi_n(w,r)$ est la transformée de Fourier du déplacement, dû à un diffracteur n situé à la distance r de la source ou de la station (celles-ci étant très proches), on aura, pour un intervalle de temps Δt correspondant à un accroissement de distance Δr , un spectre d'énergie P (w,t) tel que

$$P(w,t) \Delta t = \sum_{r < r + \Delta r} |\Phi_n(w)|^2 = \frac{dN}{dr} \Delta r |\Phi_n(w,r)|^2$$

$\frac{dN}{dr} \Delta r$ représente le nombre de diffracteurs contenus dans le volume sphérique compris entre r et r + Δr

donc $\frac{dN}{dr} \Delta r = 4 \sigma \pi r^2 \Delta r$

σ représentant la densité de diffracteurs par unité de volume. Compte tenu de l'effet dû à l'expansion géométrique (t^{-m}) et de l'effet dû à l'atténuation anélastique ($e^{-wt/2Q}$) on aura pour les ondes de volume :

$$P(w,t) = \left| \Phi(w,r_0) \right|^2 2r_0^2 \pi \sigma t^{-1} e^{-wt/Q}$$

la forme générale adoptée étant :

$$P(w,t) = S(w) t^{-m} e^{-wt/Q}$$

$m = 1$ pour une expansion volumique $m = \frac{1}{2}$ pour une expansion cylindrique. On notera dans cette expression que le terme $S(w)$ représente à la fois une fonction source et une fonction relative à la coda qui inclue notamment le terme σ .

II. FORMULATION GENERALE

Au regard de nos données, deux raisons conduisent à faire appel à une formulation plus générale. Les distances épicyentrales, supérieures à 1200 km, ne permettent pas, en effet, de conserver un modèle de rétrodiffraction faible mais conduisent à rechercher un modèle de diffraction dans le sens de l'onde primaire. Par ailleurs, la coda analysée survenant très peu de temps après la première arrivée, on est en droit d'admettre qu'il s'agit d'ondes de volume de même nature que l'onde primaire qui est représentée par la première arrivée. On se référera donc à l'expression générale donnée par Aki et Richards (1980).

La fonction normalisée d'autocorrélation pour une fluctuation isotropique de la vitesse est :

$$N(r) = \frac{\langle \mu(r') \cdot \mu(r' + r) \rangle}{\mu^2} \quad \text{avec} \quad \mu = \frac{\delta V}{V}$$

$\langle \rangle$ signifiant la prise de la moyenne sur l'ensemble de l'espace et V étant la vitesse. Suivant Chernov (1960) l'échelle de la longueur des inhomogénéités est donnée par la "distance de corrélation", a telle que :

$$N(r) = e^{-r/a} \quad \text{ou} \quad N(r) = e^{-r^2/a^2}$$

En adoptant la deuxième expression de $N(r)$, le spectre de puissance

de l'onde diffractée sera :

$$\langle |\Phi| \rangle^2 = \frac{A^2 K^2 \langle \mu^2 \rangle a^3 D}{4 \sqrt{\pi} |x|^2} \exp. \left(-k^2 a^2 \frac{\sin^2 \theta}{2} \right)$$

k est le nombre d'onde $k = \frac{\omega}{v}$, a est la distance de corrélation, D est la dimension linéaire du volume diffracteur tel que $a \ll D$, θ est l'angle entre les vecteurs unitaires de direction de l'onde primaire et de l'onde diffractée.

Si ka est petit on voit que la diffraction est indépendante de la direction, si ka est grand la diffraction est prépondérante autour de $\theta = 0$.

La perte de l'énergie de l'onde primaire est donnée par

$$\frac{\Delta I}{I} = \sqrt{\pi} \langle \mu^2 \rangle k^2 a L (1 - e^{-k^2 a^2})$$

Cette relation appelle deux remarques :

1 - Le terme (ka), autrement dit $2\pi \left(\frac{a}{\lambda} \right)$, peut expliquer le caractère de transparence de la lithosphère aux basses fréquences et la contribution croissante de la diffraction lorsque la fréquence croît.

2 - Les ondes diffractées observées à une station donnée peu après l'arrivée de l'onde primaire correspondent bien à une différence telle que la perte d'énergie de l'onde primaire puisse être négligée dans tous les cas. Elle le sera si (ka) est faible, mais aussi lorsque (ka) est élevé puisque la diffraction dominante est alors concentrée dans la direction de propagation. Ainsi l'onde diffractée par le (n) ième diffracteur le long du rai devient une onde primaire pour le (n + 1) ième diffracteur. La perte d'énergie le long d'un rai doit donc être faible.

III. PROBLEME DE LA VARIATION DU FACTEUR DE QUALITE AVEC LA FREQUENCE

Contrairement aux études conduites sur le manteau supérieur à partir des ondes de volume qui donnent des valeurs de Q indépendantes de la fréquence, les mesures de Q faites à partir des codas de séismes locaux, principalement, aboutissent à la

conclusion que le facteur de qualité Q est fortement dépendant de la fréquence. Q étant déterminé à partir du taux de décroissance de la coda en fonction du temps pour une fréquence donnée, les valeurs de Q obtenues à diverses fréquences montrent une variation de la forme $Q(f) = q \sqrt{f}$ (Rautian, Khalturin, 1978) ou $Q = 17,4 f^{1,2}$ (Hinderer, 1979). Aki et Chouet (1975) ont expliqué cette variation en supposant que, les plus basses fréquences correspondent à une coda d'ondes de surface liées à la croûte, alors que les plus hautes fréquences seraient dues à des ondes de volume ayant pénétré plus profondément dans la lithosphère à Q élevé. Rautian et Khalturin, (1978) adoptent la même interprétation et la consolident en remarquant que plus la portion est tardive, plus Q apparaît élevé. Gir (1979) introduit le terme $(1 - c(w))$, représentant la perte par seconde de l'énergie de l'onde primaire au passage de diverses discontinuités ; la densité d'énergie spectrale normalisée par rapport à l'énergie de la coda à un temps arbitraire t_0 s'écrit alors :

$$P_n(t, w) = \frac{t^{-2}}{t_0} \left[1 - c(w) \right]^{t - t_0} \exp \left(- \frac{w(t - t_0)}{Q} \right)$$

en maintenant Q constant il obtient :

$$C(f) = \frac{C_0}{\sqrt{f}}$$

La signification physique du terme C , facteur d'hétérogénéité qui décroît avec la fréquence, est discutable. C doit être considéré comme un terme d'absorption par production de Coda.

En résumé, si le facteur de qualité obtenu à partir des ondes de volumes caractérise sans ambiguïté l'atténuation anélastique, celui obtenu par l'analyse des codas contient à la fois l'atténuation anélastique et un autre facteur dépendant de la fréquence.

IV. BIBLIOGRAPHIE

- AKI K. (1969) - Analysis of seismic coda of local earthquakes as scattered waves. J.G.R., 74, 615 - 631.
- AKI K. et CHOUET B. (1975) - Origin of coda waves : source, attenuation and scattering effects. J.G.R., 80, 3322 - 3341.
- AKI K. et RICHARDS P.G. (1980) - Quantitative seismology : theory and methods, 2 tomes, Freeman.
- BAKUN W.H. et LINDH A.G. (1977) - Local magnitudes, seismic moments and coda durations for earthquakes near Oroville, California. B.S.S.A., 67, 615 - 629.
- CHERNOV L.A. (1960) - Wave propagation in a random medium. Mc Graw-Hill, New-York.
- CHOUET B., AKI K. et TSUJIURA M. (1978) - Regional variation of the scaling law of earthquake source spectra. B.S.S.A., 68, 49 - 79.
- GIR S.M. SUBHASH (1979) - Interprétation de l'origine de la coda des séismes locaux déduite de leurs propriétés sur trois composantes. Thèse, Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- HINDERER J. (1979) - Etude du facteur de qualité de la région Arette-Larrau (Pyrenées Atlantiques) à partir de la coda de séismes locaux. Diplôme d'Ingénieur Géophysicien, Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- RAUTIAN T.G. et KHALTURIN V.I. (1978) - The use of coda for determination of the earthquake source spectrum. B.S.S.A., 68, 923 - 948.
- SUTEAU A.M. et WHITCOMB J.H. (1979) - A local earthquake coda magnitude and its relation to duration, moment M_0 and local Richter magnitude M_C . B.S.S.A., 69, 353 - 368.
-

ANNEXE 6

FACTEUR DE QUALITE

I. DEFINITION DU FACTEUR Q

Dans le cas général d'une oscillation propre faiblement amortie de la forme :

$$\ddot{\varphi} + \gamma \dot{\varphi} + \omega_0^2 \varphi = 0$$

répondant à la condition : $\gamma \ll 1$, l'énergie $\langle W \rangle$ sur un grand nombre de cycles diminue d'un facteur $1/e$ pour un accroissement de temps $1/\gamma$. Le taux de perte d'énergie est donc :

$$-\frac{1}{\langle W \rangle} \frac{d \langle W \rangle}{dt} \approx \gamma$$

Le facteur de qualité Q est défini par (Main, 1978)

$$Q = \frac{\omega_0}{\gamma}$$

Le taux de perte d'énergie par cycle s'écrit :

$$\frac{dW}{W} = \frac{2\pi\gamma}{\omega_0} = \frac{2\pi}{Q}$$

II. CAS DES ONDES P

La dissipation d'énergie pour une onde sismique P, n'existe pas pour un corps parfaitement élastique répondant à la loi de Hooke. Dans le cas du déplacement infinitesimal, les composantes de la déformation (e_{ij}) sont des fonctions linéaires des composantes des tensions (p_{ij}). Le tenseur s'écrit :

$$p_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2 \mu e_{ij}$$

$$\delta_{ij} = 1 \text{ si } i = j, \quad \delta_{ij} = 0 \text{ si } i \neq j$$

θ représente la dilatation cubique et s'écrit :

$$\theta = e_{xx} + e_{yy} + e_{zz}$$

on a alors : $p_{xx} = (\lambda + 2\mu) e_{xx} + \lambda e_{yy} + \lambda e_{zz}$

Si l'on applique une tension sinusoïde de la forme :

$$p_{xx} = \mathcal{P}_{xx} e^{i\omega t}$$

Pour un milieu imparfaitement élastique, les coefficients de Lamé doivent être remplacés par des coefficients complexes :

$$(\lambda + i\lambda') \text{ et } (\mu + i\mu')$$

λ' et μ' étant réels et positifs et tels que $\lambda' \ll \lambda$ et $\mu' \ll \mu$
En se limitant à une seule extension, appliquée à un cube élémentaire, on a :

$$\mathcal{P}_{xx} = [(\lambda + 2\mu) + i(\lambda' + 2\mu')] \mathcal{E}_{xx}$$

$$\text{ou : } \mathcal{P}_{xx} = (M + iM') \mathcal{E}_{xx}$$

en utilisant $M = \lambda + 2\mu$ et la condition $M' \ll M$:

$$\mathcal{P}_{xx} = M \left(1 + i\frac{M'}{M}\right) \mathcal{E}_{xx}$$

$\frac{M'}{M}$ représente le déphasage entre la contrainte et la déformation, et peut s'écrire : $\frac{M'}{M} = \text{tg } \theta_P \approx \theta_P$

On démontre (White, 1965) que la perte d'énergie dW pour un cycle est proportionnelle à l'aire de l'ellipse d'hysteresis, et s'écrit :

$$\left(\frac{dW}{W}\right)_P = 2\pi\theta_P \text{ soit en posant: } \theta_P = Q_P^{-1} \rightarrow \left(\frac{dW}{W}\right)_P = \frac{2\pi}{Q_P}$$

Remarque : Le facteur de qualité des ondes S, $Q_S = \mu / \mu'$ (Lliboutry, 1973) est donc différent de celui des ondes P, Q_P . On calcule que : $Q_P/Q_S > 3/2$. Une estimation des paramètres complexes peut être théoriquement obtenue en analysant le rapport Q_P/Q_S (Anderson et al., 1965)

III. BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSON D.L, BEN-MENACHEM A. et ARCHAMBEAU C.B.(1965) - Attenuation of seismic energy in the upper mantle. J.G.R., 70, 1441 - 1448.
- LLIBOUTRY L. (1973) - Mécaniques des solides : Bases Physiques. In Traité de Géographie Interne, Coulomb, Jobert, Edit., Masson, Paris, 1 - 48.
- MAIN I.G. (1978) - Vibrations and waves in physics. Cambridge University Press, Cambridge, 336 p.
- WHITE J.E. (1965) - Seismic waves, radiation, transmission and attenuation. International series in Earth sci., Mc Graw-Hill/