



HAL
open science

L'arc du "Guerrero terrane" et le bassin d'Arperos (Cordillères mexicaines) : caractérisation pétro-géochimique et évolution géodynamique

Claire Freydier

► **To cite this version:**

Claire Freydier. L'arc du "Guerrero terrane" et le bassin d'Arperos (Cordillères mexicaines) : caractérisation pétro-géochimique et évolution géodynamique. Géochimie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1995. Français. NNT: . tel-00688208

HAL Id: tel-00688208

<https://theses.hal.science/tel-00688208v1>

Submitted on 17 Apr 2012

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

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



n° 1

21 SEP. 1995

THESE

Présentée par
FREYDIER Claire

pour obtenir le titre de

DOCTEUR

DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE 1

(arrêtés ministériels du 5 Juillet 1984 et du 30 Mars 1992)

(Spécialité: SCIENCES DE LA TERRE)

**L'arc du "Guerrero terrane" et le bassin d'Arperos
 (Cordillères mexicaines)
 Caractérisation pétro-géochimique et évolution
 géodynamique.**

Date de soutenance: 9 Février 1995

Composition du Jury:

Georges MASCLE	Président	Université de Grenoble I
Henriette LAPIERRE	Directeur	Université de Grenoble I
Marc TARDY	Co-directeur	Université de Savoie
René MAURY	Rapporteur	Université de Brest
Joaquin RUIZ	Rapporteur	Université d'Arizona- Tucson
Francis ALBAREDE	Examinateur	ENS de Lyon
Louis BRIQUEU	Examinateur	Université de Montpellier II
Joël LANCELOT	Examinateur	Université de Montpellier II

Thèse préparée au sein du Laboratoire: Géodynamique des Chaînes Alpines.

21 SEP. 1995

THESE

Présentée par
FREYDIER Claire

pour obtenir le titre de

DOCTEUR

DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE 1

(arrêtés ministériels du 5 Juillet 1984 et du 30 Mars 1992)

(Spécialité: SCIENCES DE LA TERRE)

**L'arc du "Guerrero terrane" et le bassin d'Arperos
(Cordillères mexicaines)
Caractérisation pétro-géochimique et évolution
géodynamique.**

Date de soutenance: 9 Février 1995

Composition du Jury:

Georges MASCLE	Président	Université de Grenoble I
Henriette LAPIERRE	Directeur	Université de Grenoble I
Marc TARDY	Co-directeur	Université de Savoie
René MAURY	Rapporteur	Université de Brest
Joaquin RUIZ	Rapporteur	Université d'Arizona- Tucson
Francis ALBAREDE	Examineur	ENS de Lyon
Louis BRIQUEU	Examineur	Université de Montpellier II
Joël LANCELOT	Examineur	Université de Montpellier II

Thèse préparée au sein du Laboratoire: Géodynamique des Chaînes Alpines.

*A mes grand-parents,
A mes parents,
A mon frère,
A Christine,
A Toi.*

REMERCIEMENTS

Au terme de ces trois années et deux mois de thèse, je voudrais remercier sincèrement les différentes personnes que j'ai cotoyées (et j'espère ne pas en oublier...).

Tout d'abord, merci à **Henriette Lapiere** et **Marc Tardy** de m'avoir offert l'opportunité de ce sujet sur les Cordillères mexicaines, et de m'avoir ouvert les portes des domaines passionnants que sont la pétrographie, la géochimie et la géodynamique. Je remercie Henriette pour son enthousiasme et son dynamisme communicatifs et Marc pour son calme et son regard avisé sur la géologie mexicaine.

Je voudrais aussi remercier, **Georges Mascle** et **Joël Lancelot** pour m'avoir accueillie dans leur laboratoires respectifs et avoir accepté de faire partie de ce jury. Joël Lancelot m'a initié à la géochronologie, qu'il en soit aussi remercié.

Louis Briqueu m'a appris quelques unes des ficelles du métier de géochimiste, qu'il trouve ici le gage de ma reconnaissance. Je le remercie aussi d'avoir accepté d'être membre de ce jury.

Je remercie également **René Maury** et **Joaquin Ruiz** d'avoir accepté d'être les rapporteurs de cette thèse, et **Francis Albarède** en sa qualité d'examineur.

Je voudrais aussi remercier **Christian Coulon** pour sa gentillesse sur le terrain et pour les discussions mexicaines et autres que nous avons eues.

Jean-Louis Bourdier a essayé de m'intéresser aux pyroclastites de Playa Azul, je l'en remercie et m'excuse de ne pas avoir donné suite.

Cette thèse n'aurait pas été la même sans l'aide sur le terrain, et l'hospitalité de **Juventino Martinez**. Je voudrais donc lui exprimer ici ma reconnaissance, ainsi qu'à sa femme Victoria, ses deux filles Claudia et Denise et leurs amis de Guadalajara qui ont contribué aux merveilleux souvenirs que je garde de mes campagnes mexicaines. Je remercie aussi de tout mon coeur mes amis mexicains, **Oscar**, **Lucy** et leurs enfants, pour leur chaleur humaine lorsqu'ils étaient encore en France et pour leur accueil lors de mes deux séjours à Taxco. La gentillesse de Lucy me fait souvent défaut depuis leur départ, de même que les longues discussions géologiques que nous avons avec Oscar. Je remercie aussi **Carlos Torres** pour sa gentillesse et pour son hospitalité un certain week-end à Acapulco.

Mes séjours montpelliérains n'auraient pas été les mêmes sans **Alain**, **André**, **Cécile**, **Christine**, **Chrystèle**, **Delphine**, **Eric D.**, **Eric L.**, **Etienne**, **Fabrice**, **Françoise**, **Henri**, **Jean**, **Josée**, **J.P.**, **Kenza**, **Marc**, **Nadine**, **Olivier**, **Patrick**, **Pierre**, **Rémy**, et la dernière année **Anne-Sophie** et **Mathieu**, qu'ils soient tous remerciés pour leur gentillesse à mon égard qui m'a si souvent fait chaud au

coeur. Je voudrais remercier plus particulièrement, pour leur patience et leur disponibilité, Cécile, Christine, Françoise, Marc, Rémy et Louis Briqueu, que j'ai sollicités si souvent lorsque j'avais des problèmes analytiques ou techniques.

A Grenoble, je voudrais remercier; **Sébastien** pour son extraordinaire patience, son sourire, son humeur toujours égale en dépit des problèmes et sa serviabilité, qualités si rares par les temps qui courent; **Olivier**, mon autre frère grenoblois, dont les bavardages m'ont si souvent distraite et sa charmante moitié chambérienne, **Chrystèle**, pour les délires partagés; **Bruno** pour les longues conversations que nous avons eues et pour m'avoir accordé sa confiance, quand il faisait l'effort de sortir de sa tanière...; **Edouard** pour ses blagues pas toujours très fines mais qui avaient le mérite d'exister dans ce lieu parfois austère; **Stéphane** qui nous a quitté il y un an pour Lyon, pour son sourire et ses plaisanteries en écho de son compère cité ci-avant; **Jean-Alix** pour les nombreuses discussions philosophiques ou existentielles que nous avons eues, mais aussi en dépit des accrochages pour les discussions scientifiques qui m'ont fait apercevoir le vrai visage de la géochimie; **Eric** pour les conversations astrologiques et autres...; **Philippe**, pour sa discrétion et son esprit parfois chevaleresque, même s'il n'est pas sérieux; **Khalid**, pour avoir partagé nos instants de doutes; **Pascale**, pour son appétit de vivre; **Luc** pour être ce qu'il est; **Yves** pour sa bonne humeur; **Etienne** véritable pilier de cet Institut, trop souvent ignoré, pour sa gentillesse; **Christophe, Thierry** et **Babeth** nos jeunes chercheurs et je n'oublierais pas pour finir mes petits étudiants de DEUG de l'an dernier et en Licence à présent et qui m'ont appris le bonheur d'enseigner.

Je voudrais remercier aussi **Pierre Tricart** et **Hubert Arnaud** pour leurs bonjours et leurs sourires quotidiens, **Annie Arnaud-Vanneau** pour s'être intéressée à mes microfaunes, **Jean-Pierre Bouillin** pour son aide "Macintosh, **Claudine Meugniot, Martine Argot, Pierre Gibergy, Jean Aprahamian, François Sénebier, Francis Coeur, Francine Keller, Sylvie Pisa, Nicole Desmoulin, Claudie Sénebier, Pascale Talour, Jacques Cochet, Patrick Cutivet** et **Bernardette Arnaud** pour leurs sourires.

Je n'oublierais pas mes amis extra-fac: **Hervé**, rencontré lors de mon premier séjour au Mexique, et **Sylvie** et **Virginie**, pour avoir accepté mes longs silences.

Pour finir, je voudrais remercier mes grand-parents, et mes parents, pour qui cette thèse a le plus compté, même indirectement. Mes seuls regrets seront de ne pas leur avoir accordé le temps et l'attention qu'ils méritaient. Cette thèse est avant tout la leur.

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS

PARTIE I INTRODUCTION

CHAPITRE I

LES "TERRANES" DANS LES CORDILLERES NORD-AMERICAINES: QUELQUES RAPPELS.....3

CHAPITRE II

LE "GUERRERO TERRANE" DANS LE CADRE GEOLOGIQUE DU MEXIQUE.....4

A- Le Mexique continental.....6

1- Le craton mexicain6

2- La couverture sédimentaire mésozoïque.....6

B- Le domaine cordilléraire.....7

CHAPITRE III

BUTS DE L'ETUDE.....7

CHAPITRE IV

ALTERATION DES ROCHES ET MOBILITE DES ELEMENTS CHIMIQUES.....7

A- Généralités.....8

B- Application aux roches ignées de l'arc du Guerrero terrane et du bassin d'Arperos.....9

1- Les roches ignées de l'arc du Guerrero terrane.....9

2- Les roches ignées du bassin d'Arperos.....12

3- Conclusion.....12

PARTIE II
L'ARC VOLCANO-PLUTONIQUE JURASSIQUE
SUPERIEUR-CRETACE INFERIEUR DU "GUERRERO
TERRANE"

CHAPITRE I

LE "GUERRERO TERRANE": ETAT DES CONNAISSANCES.....19

A- Présentation générale du "Guerrero terrane".....19

B- Les séquences d'arc caractéristiques du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.....20

1- Caractères pétro-géochimiques des séquences.....20

2- Ages des séquences d'arc du "Guerrero terrane".....22

a- Mexique central.....22

1°- La séquence de Fresnillo.....22

2°- La séquence de Saucito22

3°- La séquence de Zacatecas.....22

4°- La séquence d'Aguascalientes.....24

5°- La séquence de Guanajuato.....24

6°- La séquence de San Miguel de Allende25

b- Mexique méridional.....25

1°- La séquence de Teloloapan25

2°- La séquence d'Arcelia.....26

3°- La séquence de Taxco Viejo.....27

4°- La séquence de Huetamo27

c- Dans l'Ouest du Mexique.....28

1°- La séquence de Zihuatanejo.....28

2°- La séquence de Playa Azul.....28

3°- La séquence de Tecoman.....28

4°- La séquence de Colima.....29

5°- La séquence de Chiquilistlán29

6°- La séquence de Basse Californie.....29

d- Conclusions21

C- Le soubassement pré-jurassique supérieur du "Guerrero terrane".....30

1- Le soubassement "océanique"30

2- Le soubassement continental.....32

D- Etat des connaissances sur la structure du "Guerrero terrane" et ses relations avec le bassin d'Arperos et le craton mexicain.....32

* Caractérisation, genèse et évolution géodynamique du terrain de Guerrero (Mexique occidental).

Lapierre H., Tardy M., Coulon C., Ortiz-Hernandez E., Bourdier J.L., Martinez-Reyes J. et Freydier C.....36
(12 pages, 7 figures, 1 tableau)

* The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonic America during the Cretaceous.

Tardy M., Lapierre H., Freydier C., Coulon C., Gill J.B., Mercier de Lépinay B., Beck C., Martinez R. J., Talavera M. O., Ortiz H. E., Stein G., Bourdier J.L. et Yta M.....48
(25 pages, 9 figures, 2 tableaux)

E- Présentation et but de l'étude réalisée sur le "Guerrero terrane"73

CHAPITRE II

CONTRIBUTION A LA CONNAISSANCE DES SEQUENCES DE L'ARC DU "GUERRERO TERRANE".....73

A- Etude de la séquence de Playa Azul-Chiquilistlán73

1- Stratigraphie.....73

2- Pétrographie.....74

3- Géochimie.....74

4- Présentation et évolution des autres séquences d'arc crétacées inférieur du "Zihuatanejo subterrene".....76

* Volcaniclastic sequences with continental affinities within the Late Jurassic-Early Cretaceous Guerrero intra-oceanic arc (western Mexico).

Freydier C., Lapierre H., Briquet L., Tardy M. et Coulon C..
(37 pages, 12 figures, 4 tableaux).77

B- Etude de la séquence de San Miguel de Allende.....114

* Présence atypique d'une klippe de laves calco-alkalines d'arc aptiennes sur du Crétacé supérieur (Mexique central). Implications géodynamiques.

Freydier C., Ortiz E., Lapierre H., Tardy M., Arnaud-Vanneau A. et Caron M.....	115
<i>(13 pages, 3 figures, 1 tableau)</i>	

CHAPITRE III: ETUDE DE LA GENESE DES MAGMAS D'ARC DU "GUERRERO TERRANE" A L'AIDE DE LA GEOCHIMIE DES ELEMENTS TRACES ET DES ISOTOPES DU ND.....129

* Anatomy of a fossil intra-oceanic arc evidenced by the trace element distribution and Nd isotopes: the Guerrero terrane (western Mexico) Freydier C., Lapierre H., Briquieu L., Tardy M. et Coulon C.....	131
<i>(26 pages, 10 figures, 3 tableaux)</i>	

**CHAPITRE IV
CONCLUSIONS.....157**

**PARTIE III
LES FORMATIONS MAGMATIQUES ET SEDIMENTAIRES DU BASSIN D'ARPEROS (JURASSIQUE SUPERIEUR (?)-CRETACE INFERIEUR**

CHAPITRE I INTRODUCTION.....	160
CHAPITRE II ETUDE STRATIGRAPHIQUE, TECTONIQUE, PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIE DES FORMATIONS DU BASSIN D'ARPEROS DANS LES SECTEURS DE GUANAJUATO (GTO), DE VALLE DE BRAVO (MEX), DE POROHUI (SIN).....	162
A- Stratigraphie et tectonique.....	162
1- Stratigraphie.....	162
2- Tectonique.....	166
a- Contacts arc-bassin.	166
b- Contacts bassin-marge nord américaine.....	166
3- Conclusions.....	166

B- Pétrographie et géochimie des roches magmatiques basiques du bassin d'Arperos.....	168
1- Caractères pétrographiques des basaltes et des dolérites.....	168
2- Caractères géochimiques des basaltes et des dolérites.	172

* The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge near a spreading center. Freydier C., Martinez R. J., Lapierre H., Tardy M., et Coulon C.....	173
<i>(345pages, 13 figures, 3 tableaux)</i>	

* Les formations magmatiques de Porohui (Sinaloa): témoins de l'évolution géodynamique mésozoïque et tertiaire des Cordillères mexicaines. Freydier C., Lapierre H., Tardy M., Coulon C., Martinez R. J. et Orsini J.B... <i>(13 pages, 3 figures, 2 tableaux).....</i>	210
--	------------

C- Géochimie des roches sédimentaires du bassin d'Arperos.....224

* The Early Cretaceous Arperos basin: an oceanic domain dividing the Guerrero arc from nuclear Mexico evidenced by the geochemistry of the lavas and sediments. Freydier C., Lapierre H., Ruiz, J., Tardy M., Martinez-Reyes J., et Coulon, C.	226
<i>(19 pages, 8 figures, 3 tableaux)</i>	

CHAPITRE III DONNEES SUR D'AUTRES AFFLEUREMENTS DU BASSIN D'ARPEROS ET INTERPRETATION.....	246
A- Saucito (Zac.).....	246
B- Arcelia (Guer.).....	246

**CHAPITRE IV
CONCLUSIONS.....256**

PARTIE IV
CONCLUSION: SYNTHÈSE D'ENSEMBLE ET PROPOSITION
DE MODELES GEODYNAMIQUES

CHAPITRE I

LES PRINCIPAUX RESULTATS OBTENUS.....259
A- Sur l'arc du "Guerrero terrane".....259
B- Sur le bassin d'Arperos.....260

CHAPITRE II

VERS DES MODELES GEODYNAMIQUES.....260
A- Les modèles antérieurs.....260
1- Présentation.....260
2- Le modèle de Coney (1983).....261
3- Le modèle de Urrutia-Fuccugauchi et Valencio (1986).....261
4- Le modèle de Tardy *et al.* (1990, 1994).....261
5- Le modèle de Ramírez *et al.* (1991).....266
6- Le modèle de Salinas (1994).....266
B- De nouveaux modèles.....268
1- Rappels.....268
2- Modèle 1: un seul arc.....270
3- Modèle 2: deux arcs.....270

CHAPITRE III

OUVERTURE VERS DES RECHERCHES FUTURES.....274

BIBLIOGRAPHIE.....276

LISTE DES FIGURES.....298

PARTIE I:

INTRODUCTION

CHAPITRE I- LES "TERRANES" DANS LES CORDILLERES NORD-AMERICAINES: QUELQUES RAPPELS

La formation des chaînes de montagnes continentales est un phénomène complexe lié à différents processus. Les plus classiques sont: (i) la collision intercontinentale (Himalaya, Alpes); (ii) la subduction (Andes du Pérou et de Bolivie), (iii) l'obduction (Oman), et (iv) la mise en compression d'une lithosphère continentale (Pyrénées, Haut-Atlas, ou bordure des grandes chaînes).

Un autre processus, proche de la collision, est le "collage" de blocs exotiques à une marge active ou passive, à la suite d'une subduction. Il est intervenu dans la tectogenèse des Cordillères nord-américaines qui s'étendent de l'Alaska au Sud du Mexique (Fig. I-1). Celles-ci comprennent en effet des fragments lithosphériques qui se sont accrétés au craton nord-américain depuis le Paléozoïque. Ces "terrane" sont formés en grande partie de séquences volcano-plutoniques et volcano-sédimentaires d'arc, de croûte océanique, et/ou continentale. Ils présentent également des "mélanges" (flyschs, serpentinite, calcaires et grès avec parfois des blocs ayant subi un métamorphisme schiste bleu), des blocs métamorphiques et des assemblages de blocs "collés" avant l'accrétion à la marge (Jones *et al.*, 1983). Les mélanges sont soit tectoniques, soit sédimentaires (olistostromes).

La diversité et la complexité des matériaux et des modalités ayant conduit à l'édification de ces Cordillères en font un objet d'étude primordial pour mieux comprendre et quantifier le rôle de l'accrétion dans la genèse des continents.

Les mécanismes invoqués pour expliquer la disposition actuelle de ces "terrane", sont nombreux. Par exemple, pour expliquer le développement et l'accrétion des séquences d'arc des Klamath orientales, des Blue Mountains et de la Sierra Nevada à la fin du Paléozoïque, plusieurs modèles sont proposés. Certains auteurs font intervenir une subduction vers l'Est (Burchfield et Davis, 1975; Miller, 1987; Wyld, 1991; Miller *et al.*, 1992); d'autres privilégient une subduction vers l'Ouest (Speed, 1979; Schweickert et Snyder, 1981; Snyder et Brueckner, 1983; Brueckner et Snyder, 1985; Roure et Sosson, 1986; Lapierre *et al.*, 1989). Après le Paléozoïque, en Amérique du Nord un modèle général est proposé par Lagabrielle (1987): une subduction vers l'Ouest, à partir du Callovien, d'un espace océanique en continuité de la marge américaine sous un microcontinent engendre sur ce dernier l'édification d'un arc névadien; cette subduction s'arrête au Jurassique supérieur. Ensuite, la subduction pacifique à vergence Est, s'effectue dès le Néocomien sous la marge nord américaine, et ce jusqu'à l'Actuel.

Les Cordillères mexicaines comprennent à l'Ouest de la Sierra Madre Occidentale et sous les volcanites cénozoïques, une partie continentale et une partie péninsulaire (Basse Californie), formées essentiellement de séquences d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, édifiées sur lithosphère océanique ou continentale, et appartenant au "Guerrero

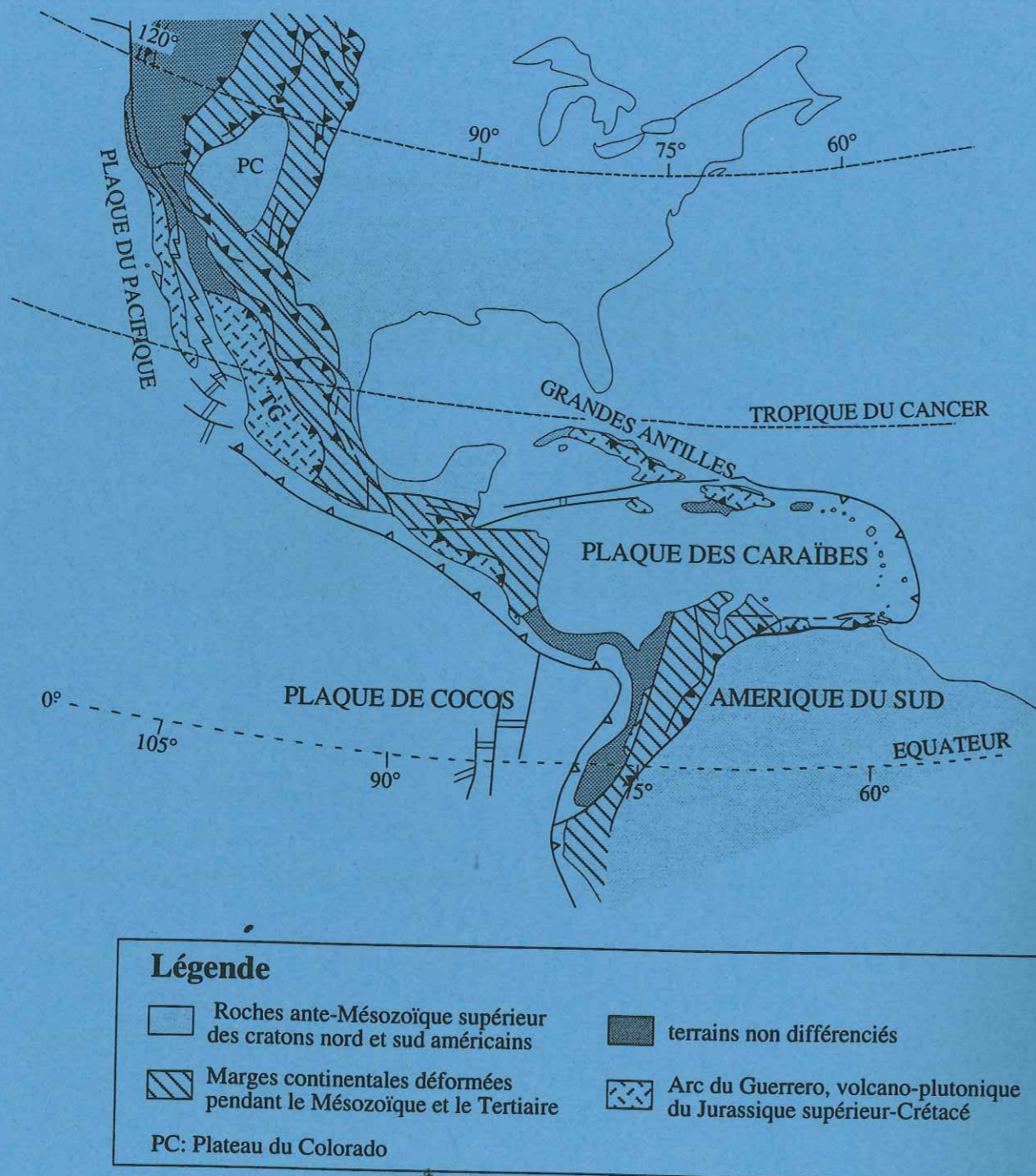


Fig. I-1: Schéma structural des Cordillères nord- et sud-américaines, de part et d'autre de la cordillère Caraïbe, situant les terrains accrétés aux marges cratoniques durant le Mésozoïque et le Tertiaire. Parmi ceux-ci sont distingués les restes du paléo-arc volcano-plutonique jurassique supérieur-crétacé dispersés dans les Cordillères et les Grandes Antilles. Le terrain de Guerrero (TG) au Mexique en est un élément majeur.

terrane" (Campa et Coney, 1983). Celui-ci s'est accrété à la partie mexicaine de la marge nord-américaine au Crétacé. Ainsi, contrairement aux parties occidentales des Cordillères américaines et canadiennes, l'Ouest mexicain comporte un seul "terrane" formé de séquences d'arc contemporaines et accrétées à la marge plus ou moins simultanément. Cette relative simplicité en fait un objet d'étude privilégié pour mieux comprendre le rôle de l'accrétion des arcs volcaniques dans la genèse des continents. Cette thèse s'intéressera donc plus particulièrement au "Guerrero terrane".

Par leur abondance le magmatisme volcano-plutonique tertiaire de la Sierra Madre occidentale lié à la subduction de la plaque Farallon et le volcanisme plio-quadernaire de l'axe trans-mexicain lié à la subduction de la plaque Cocos, masquent en majeure partie le "Guerrero terrane" et rendent les observations de terrain difficiles. En effet, ces ensembles magmatiques recouvrent et recoupent la majorité des séquences mésozoïques d'arc, qui n'affleurent généralement qu'à la faveur d'accidents à rejets verticaux (escarpements de failles normales récentes) ou d'entailles de vallées. Il en résulte un gommage quasi-total des contacts et des relations stratigraphiques et/ou tectoniques entre les différentes séquences. En partie à cause de ces difficultés d'observation, leur étude n'a commencé que dans les années 70. Depuis, en fonction des résultats acquis, plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer la genèse de l'Ouest mexicain. Certains invoquent les accrétions successives de plusieurs arcs insulaires, qui étaient séparés par des bassins marginaux, à la marge nord-américaine (Campa et Ramirez, 1979; Campa et Coney, 1983; Servais *et al.*, 1986; Talavera *et al.*, 1993); d'autres une subduction vers l'Est du paléo-Pacifique sous la marge nord-américaine, considérée alors comme active (De Cserna, 1989; Stéphan *et al.*, 1990; Sedlock *et al.*, 1993; Monod *et al.*, 1994); d'autres enfin, privilégient la subduction vers l'Ouest d'un bassin attenant à la marge passive nord-américaine sous le Paléo-Pacifique, conduisant à la genèse d'un arc intra-océanique (Urrutia-Fucugauchi et Valencio, 1986; Lapierre *et al.*, 1992b, ce volume; Tardy *et al.*, 1994, ce volume).

CHAPITRE II- LE "GUERRERO TERRANE" DANS LE CADRE GEOLOGIQUE DU MEXIQUE

Le Mexique comprend, à l'Est et au Nord le continent nord américain dans lequel s'est ouvert au Jurassique le Golfe du Mexique, et à l'Ouest le domaine cordillérain où les auteurs distinguent plusieurs "terrane" et dans lequel s'ouvre depuis 5 Ma le Golfe de Californie à l'extrémité sud du système décrochant dextre de San Andreas.

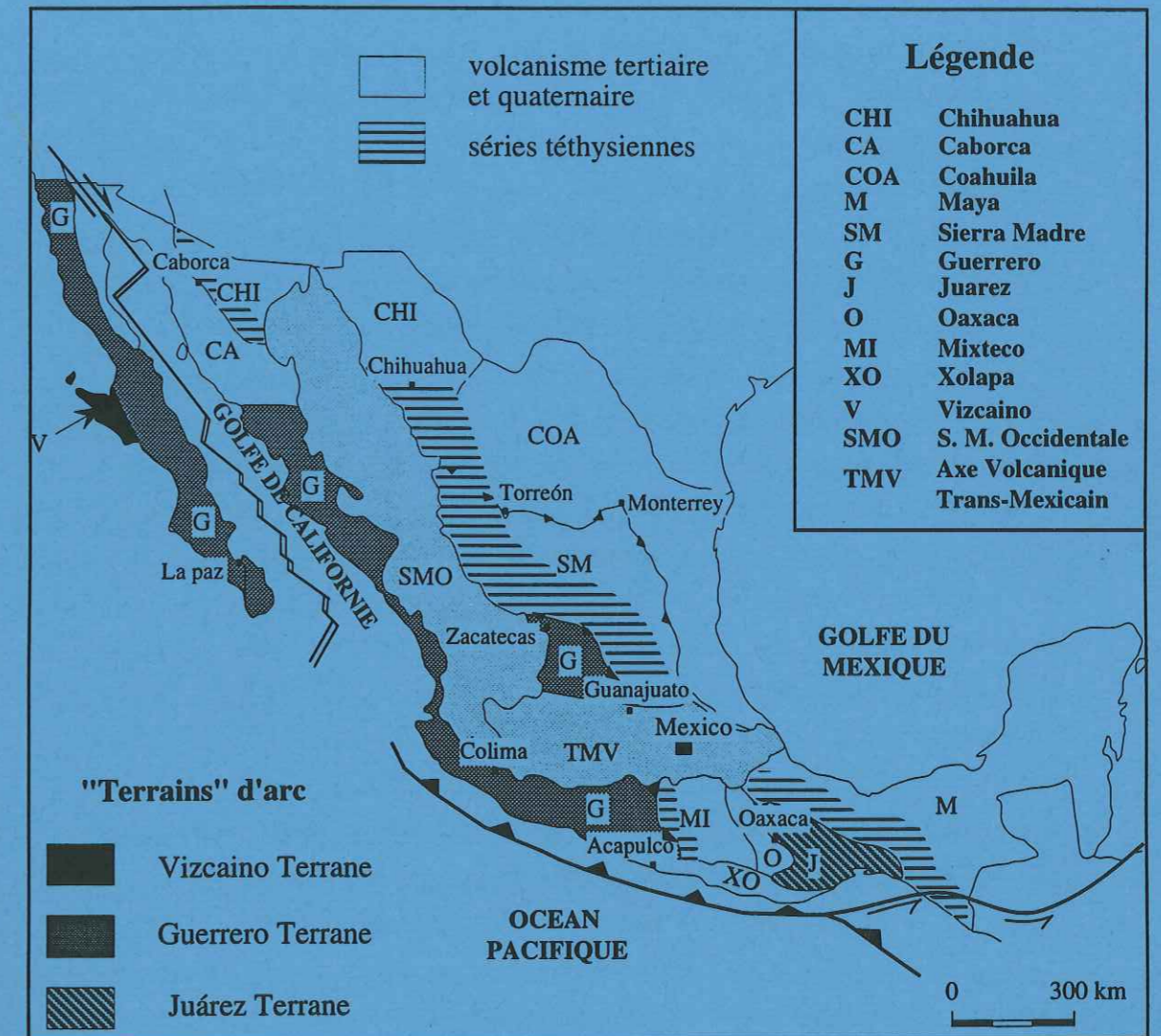


Fig. I-2: Carte géologique simplifiée du Mexique montrant la distribution des séries volcano-sédimentaires et volcano-plutoniques d'arc, mésozoïques, du domaine cordillérain, ainsi que les séries carbonatées du domaine téthysien. La couverture volcanique tertiaire et quadernaire est également reportée (Adaptée de Campa et Coney, 1983).

A- Le Mexique continental

La partie orientale du Mexique appartient au prolongement sud du craton nord-américain. Ce craton est recouvert dès le Jurassique supérieur par des formations sédimentaires de plates-formes et bassins (en fonction d'une tectonique en horsts et grabbens accompagnant l'ouverture du Golfe du Mexique) d'obédience téthysienne jusqu'au Crétacé inférieur.

1- Le craton mexicain

Il est constitué:

- d'un bâti précambrien appartenant aux prolongements sud-ouest des ceintures plutono-métamorphiques précambriennes suivies à travers le Canada et les Etats-Unis. Au Nord-Est du Mexique, il s'agit des ceintures hudsonienne et elsonienne dont les formations sont surmontées en discordance par un Infracambrien sédimentaire. Au Nord du Mexique, en Chihuahua, la ceinture grenvillienne est située comme aux Etats-Unis à l'avant du front hercynien, alors qu'au Mexique central et méridional, cette ceinture est largement reprise par les édifices paléozoïques (Tardy *et al.*, 1986).

- de formations paléozoïques structurées au Calédonien et reprises lors de l'orogénèse hercynienne, que l'on peut rattacher, au Nord d'Oaxaca au prolongement de l'ensemble américain Appalaches-Ouachita-Marathon (King, 1975), et à l'Est-Sud-Est d'Oaxaca au prolongement des ceintures du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud (Carfantan, 1986). Ces ceintures possèdent un arrière-pays commun peu déformé. Il s'agit du bloc d'Oaxaca (Fig. I-2), séparé depuis le Jurassique de son homologue américain, le "Florida element", par l'ouverture du Golfe du Mexique. Ce bloc est formé d'un soubassement protérozoïque repris au Paléozoïque.

2- La couverture sédimentaire mésozoïque

Exceptée une transgression limitée au Lias, elle se met en place à partir du Jurassique supérieur. Des bassins allongés, encadrés par des plates-formes, résultant de l'ouverture du Golfe du Mexique associée à des jeux coulissants, s'individualisent dès cette période ((Fig. I-2). Au Néocomien, la transgression téthysienne recouvre ces séries. A l'Albien, l'organisation paléogéographique liée à la progression de la Téthys est établie. Un système de plates-formes et de bassins se met alors en place, jusqu'au Turonien qui voit l'apparition des premiers flyschs. Ces derniers proviennent de l'érosion du domaine cordilléraire occidental alors émergé, à la suite de l'orogénèse orégonienne. Cette sédimentation terrigène se poursuit jusqu'au Cénozoïque en se déplaçant vers l'Est (Tardy *et al.*, 1986).

B- Le domaine cordilléraire

Aux endroits où il peut être observé sous les volcanites cénozoïques, il est constitué pour l'essentiel de séquences mésozoïques volcano-sédimentaires et volcano-plutoniques d'arc et de quelques pointements de soubassement paléozoïque. Les séquences mésozoïques furent regroupées en trois grands ensembles par Campa et Coney (1983) et Campa (1985). Du Nord au Sud (Fig. I-2): (i) le "Vizcaino terrane" (Péninsule de Vizcaino et île de Cedros en Basse Californie), formé d'un empilement de nappes qui incluent des séries d'arc, des mélanges et des ophiolites datés du Trias au Jurassique supérieur; (ii) le "Guerrero terrane" (d'Alisitos en Basse Californie jusqu'à Zihuatanejo dans l'Etat du Guerrero et au Mexique Central), composé de séries d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Campa *et al.*, 1981; Campa et Coney, 1983; Monod *et al.*, 1990; Lapierre *et al.*, 1992a et b; Tardy *et al.*, 1994...); et (iii) le "Juarez terrane", au Sud (Sierra de Juarez), constitué dans sa partie orientale par des terrains mésozoïques sédimentaires chevauchés par les ophiolites du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (partie occidentale) du bassin cuicatèque (Tardy, 1980; Campa et Coney, 1983; Carfantan, 1986). Ce "terrane" se situe à l'Est du domaine cordilléraire, au coeur du "Mexique continental".

CHAPITRE III- BUTS DE L'ETUDE

Dans le cadre d'échanges CNRS-CONACYT (Mexique), trois étudiants mexicains sont venus en France pour étudier quelques séquences volcaniques mésozoïques choisies du "Guerrero terrane". Enrique Ortiz, (1992) et Oscar Talavera, (1993) ont étudié la stratigraphie, la pétrographie et la géochimie de séquences affleurant dans les Etats de Guanajuato et du Guerrero, de part et d'autre de l'axe volcanique transmexicain. Miriam Yta, (1992), dont les travaux étaient centrés sur l'étude des minéralisations de la région de Zacatecas, a été conduite à réaliser quelques études sur les séquences de Zacatecas, de Fresnillo et de Saucito (Etat de Zacatecas). Leurs résultats ont conduit à montrer la complexité du "Guerrero terrane", hérité d'un arc insulaire installé sur croûte océanique et sur blocs continentaux. Le premier objectif de cette thèse est, partant de ces résultats, de rassembler de nouvelles données stratigraphiques, pétrologiques, et géochimiques sur ce "terrane". L'ensemble traité d'une façon plus générale mais aussi plus fine, notamment grâce à une étude géochimique basée sur les éléments traces (terres rares, Hf, Th, Ta, Nb, Zr, Y) et les isotopes (Sr, Nd), vise à restituer précisément le "Guerrero terrane" au Crétacé inférieur, et à préciser son évolution tectono-magmatique.

Une autre objectif fixé au départ à cette thèse était d'élargir les connaissances acquises sur le "Guerrero terrane" aux "terranes" équivalents des Caraïbes, en raison des

nombreuses similitudes géochimiques, stratigraphiques et tectoniques de ces deux domaines, apparaissant dans la bibliographie. Cette approche aurait eu pour but une meilleure connaissance de cette zone de transition entre les domaines téthysien à l'Est et paléo-Pacifique à l'Ouest. Cependant, la découverte de plusieurs séquences de bassin océanique localisées entre le "Guerrero terrane" et le craton nord-américain, nous a conduit à orienter différemment nos recherches. En effet, ces séquences de bassin du Crétacé inférieur, signalées jusqu'alors uniquement près de Guanajuato dans le centre du Mexique sous le nom de séquence du bassin d'Arperos (Martinez *et al.*, 1987; Monod *et al.*, 1990; Lapierre *et al.*, 1992a), se sont révélées être une clé pour la compréhension de l'évolution géodynamique du Mexique. La présence de jalons de ce bassin de l'Etat de Sinaloa au Nord jusqu'au Sud de l'Etat de Mexico témoigne d'une suture entre le "Guerrero terrane" d'obédience paléo-Pacifique et le craton mexicain à couverture téthysienne, jusqu'alors inconnue.

Ainsi, cet ouvrage est-il bâti sur deux parties principales: l'étude stratigraphique et pétro-géochimique des séquences d'arc du "Guerrero terrane" d'abord, puis celle des séries du bassin océanique d'Arperos. Ce manuscrit se terminera par la proposition de modèles géodynamiques.

CHAPITRE IV- ALTERATION DES ROCHES ET MOBILITE DES ELEMENTS CHIMIQUES

A- Généralités

La plupart des roches des séquences de l'arc du "Guerrero terrane" et du bassin d'Arperos ont été affectées par un métamorphisme de bas degré. Ce métamorphisme est essentiellement lié à l'altération des laves lors de leur mise en place dans un milieu marin.

L'intensité de l'altération dépend essentiellement de la texture, de la fracturation (qui facilite la circulation d'eau et de fluides), de la composition de l'eau et de la nature des magmas.

Les altérations sous-marine et hydrothermale de ces laves se traduisent minéralogiquement par la transformation des verres volcaniques et de certains minéraux primaires en smectites, chlorites, prehnites, pumpellyites, calcite, albite, actinote, sphène, oxydes et la présence de sulfures (pyrites, chalcopryrites, ...). L'abondance de ces minéraux secondaires influe de façon notable sur la chimie des roches.

Quelques remarques d'ordre général peuvent être faites concernant les minéralisations secondaires et leur influence sur la chimie des roches:

- la transformation la plus fréquente est l'albitisation des plagioclases qui se traduit par une perte en CaO au profit de NaO;

- la présence de chlorite s'accompagne d'un gain en MgO et en perte au feu (PF), ainsi que d'une perte en K₂O, Fe₂O₃ et SiO₂;

- l'épidotisation est marquée par des pertes en K₂O et Rb;

- la calcitisation par un gain important en CaO et de fortes teneurs en PF;

- enfin la présence d'oxydes secondaires augmente les teneurs en Fer et en Titane.

Les phénomènes d'altération, mis en évidence par la présence de ces différentes minéralisations, influent de façon notable sur le chimisme des roches. Cependant, la mobilité de certains éléments peut être masquée par des processus opposés. Par exemple, les effets de la calcitisation (enrichissement en CaO) peuvent être contrebalancés par ceux de l'albitisation (perte en CaO). Donc d'un point de vue purement chimique les effets de l'altération ne sont pas toujours visibles.

Par ailleurs, de nombreuses études ont été effectuées sur les transformations chimiques des roches sous-marines en général. La majorité des auteurs (Hadjash, 1984; Devore, 1983; Wood *et al.*, 1980; Bienvenu *et al.*, 1990...) s'accordent sur la mobilité importante des éléments alcalins et alcalino-terreux. Par exemple, des pertes en Na, Ca, Mg, Si, Cr, Ni et des gains en K, Fe (total), Ba, Sr et Rb (Bouchachi, 1993) sont généralement observés. Dans certains cas, une légère mobilité des terres rares légères (Humphris *et al.*, 1984; Bienvenu *et al.*, 1990) est également observable, alors que les éléments comme Ti, Al, Th, Nb, Ta, Zr et Hf sont considérés comme les plus insensibles aux processus d'altération.

B- Application aux roches ignées de l'arc du Guerrero terrane et du bassin d'Arperos

1- Les roches ignées de l'arc du Guerrero terrane

Les laves d'arc du Guerrero terrane ont des affinités magmatiques variées qui ne permettent pas de différencier la part de l'altération et celle des processus magmatiques. Ainsi, nous nous intéresserons seulement aux compositions chimiques de certaines séries tholéïtiques de l'arc (Aguascalientes, Arcelia et Zacatecas; Tableau 1).

Pour avoir une vision générale des effets de l'altération, une bonne approche consiste à normaliser l'ensemble des laves avec la composition de la lave la moins altérée. Les compositions ainsi normalisées sont reportées sur un diagramme étendu (Fig. I-3). Le choix de la roche la moins altérée est délicat mais il n'est pas primordial car le but de cette normalisation est de visualiser quels sont les éléments qui présentent les plus grandes variations d'une roche à l'autre. Sur la Figure I-3, la composition du basalte M92-74 est choisie comme composition de normalisation car elle a la perte au feu la plus basse. On remarque que pour les éléments à fortes charges ioniques les spectres sont sub-parallèles entre eux, ce qui signifie que ces éléments ne sont probablement pas mobilisés lors des processus d'altération. En revanche, pour les éléments lithophiles, de grandes anomalies en Ba, K et dans une moindre mesure Ce et Sr sont visibles. Les teneurs en ces quatre

Echantillon	M92-74	M92-13	M92-22	M92-23	TX109	TX87	ZY17	ZY49	MYS85
SiO ₂	50,83	47,47	48,96	73,58	49,2	50,42	46,42	45,93	44,92
TiO ₂	0,77	1,3	0,95	0,26	0,68	0,5	0,6	0,91	1,41
Al ₂ O ₃	16,95	15,79	15,63	12,43	11,69	16,76	14,13	15,13	13,38
Fe ₂ O ₃	7,41	8,9	11,28	1,48	11,91	8,51	6,93	8,14	7,33
MnO	0,1	0,19	0,16	0,03	0,19	0,13	0,13	0,14	0,15
MgO	7,41	9,83	6,28	0,82	8,44	5,83	4,32	4,08	4,25
CaO	8,9	2,4	5,05	3,41	10,03	6,32	11,08	10,8	11,91
Na ₂ O	3,08	3,57	3,7	5,01	3,24	4,82	3,7	4,16	4,25
K ₂ O	0,13	1,3	0,52	0,84	1,27	0,71	0,65	0,3	0,5
P ₂ O ₅	0,12	0,17	0,14	0,07	0,34	0,27	0,2	0,24	0,29
LOI	3,67	9,84	8,09	1,93	2,78	4,13	12,24	9,99	11,94
Total	99,37	100,76	100,76	100,06	99,77	98,4	100,4	99,82	100,33
Ni	592	121	12	4	64	37	36	133	77
Cr	225	287	17	83	267	83	196	280	76
V	258	279	332	30	288	289	154	225	214
Y	19	28	22	36	14	15	13,86	20,73	30,78
Zr	36	72	50	91	41	33	28	50	118
Nb	3	4	3	5	4		5	5	6
Ba	27	1683	118	69	199	126	292	99	390
Sr	207	208	133	178	245	296	230	138	286
Rb	5	12	12	6	16	9	24	16	14
Co	29	42	31	2					
Zn	65	73	45	6					
Cu	131	78	5	3					
Ti/Zr	128,33	108,33	114	17,14	99,51	90,91	128,57	109,20	71,69
Zr/Y	1,89	2,57	2,27	2,53	2,93	2,20	2,02	2,41	3,83
La	3,35	5,51	5,57	10,1	4,77	4,5	2,39	5,42	6,33
Ce	8,54	14	13,8	23,2	12,24	12,87	15,44	24,47	20,8
Nd	5,52	10,4	8,6	14,2	9,22	7,04	5,44	10,32	11,88
Sm	2,25	3,54	2,87	3,38	2,9	2,34	1,93	3,18	6
Eu	0,84	1,29	0,95	1,04	0,92	0,68	0,64	0,98	1,4
Gd	2,81	4,58	3,44	5,62	3,27	2,17	2,4	3,69	4,94
Dy	2,94	4,76	3,41	5,12	2,58	2,32	2,34	3,5	4,43
Yb	1,92	2,78	2,35	3,71	1,33	1,36	1,29	1,92	2,42
Lu	0,27	0,37	0,35	0,71					
(La/Yb) _N	1,18	1,34	1,60	1,84	2,43	2,24	1,25	1,91	1,77
La/Nb	1,12	1,38	1,86	2,02	1,19		0,48	1,08	1,06

Tableau 1: Analyses des éléments majeurs, traces et terres rares de quelques laves des séquences tholéitiques de l'arc du Guerrero.

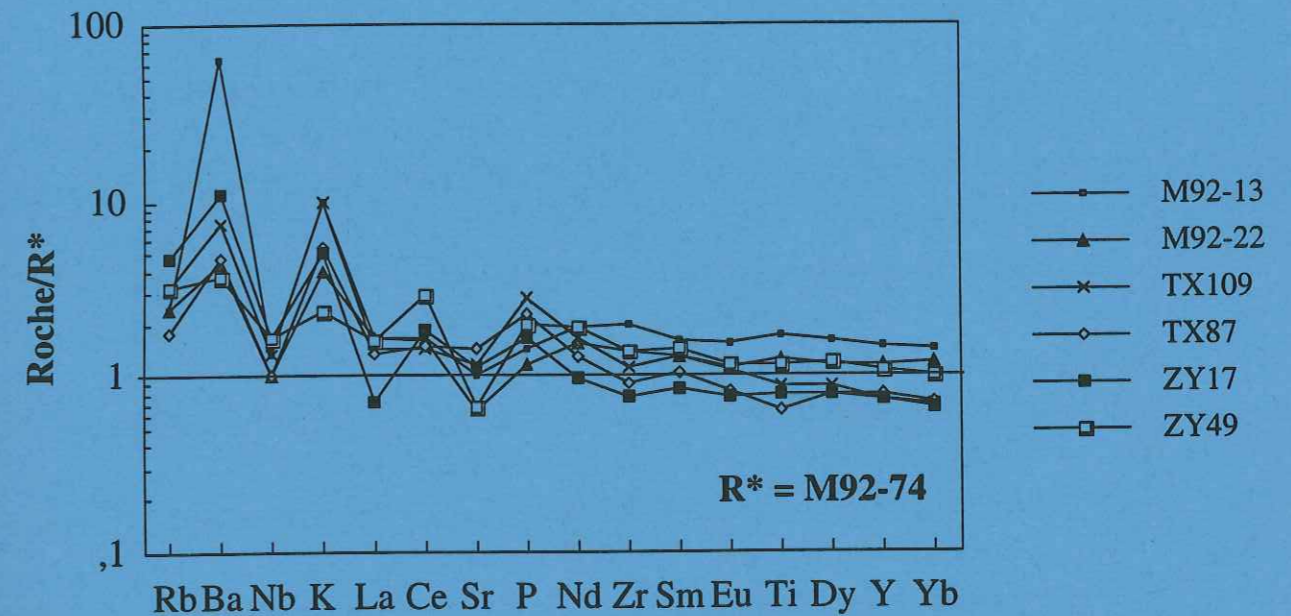


Fig. I-3: Diagramme de normalisation par rapport à l'échantillon le plus frais (R*) des roches ignées des séquences tholéitiques de l'arc du Guerrero.

éléments ne sont donc vraisemblablement pas représentatives de la composition magmatique primaire de ces laves.

Cette approche rapide des effets de l'altération sur la composition chimique des laves du Guerrero est en accord avec les données bibliographiques. En effet, les éléments lithophiles, alcalins et alcalino-terreux, sont sensibles à l'altération alors que les éléments à fortes charges ioniques ne sont pas affectés.

2- Les roches ignées du bassin d'Arperos

D'un point de vue géochimique les laves du bassin d'Arperos sont plus homogènes entre elles que les laves de l'arc du Guerrero. Afin de mettre en évidence les effets de l'altération sur les compositions chimiques des roches étudiées, une approche un peu différente sera proposée: les teneurs des différents éléments seront comparées à celle de la perte au feu (PF) pour l'ensemble des roches (Fig. I-4). En effet, les valeurs de perte au feu sont à relier directement à l'abondance de minéraux secondaires hydratés et peuvent donc témoigner du degré d'altération de la roche. Par conséquent, si un élément se corrèle avec la perte au feu, nous pouvons supposer qu'il est mobilisé lors des processus d'altération.

Les corrélations entre les différents éléments et la perte au feu sont peu marquées (Figs I-4 et I-5). Nous observons cependant de légères corrélations positives avec CaO et Ni et négatives avec SiO₂.

Par ailleurs, si nous normalisons chaque séquence à la roche la moins altérée (Fig. I-6), il est à noter que l'altération affecte peu les éléments à fortes charges ioniques alors que les éléments lithophiles (Rb, Ba, K) montrent une plus forte dispersion, notamment pour la séquence de Valle de Bravo.

Finalement, les éléments les plus mobiles sont Rb, Ba, K, Sr, Ca, Si et Ni. Les autres éléments n'étant pas affectés de façon significative par les processus d'altération sous-marine.

3- Conclusion

Les altérations sous-marine et hydrothermale subies par les laves de l'arc du Guerrero et le bassin d'Arperos affectent essentiellement les éléments lithophiles (Rb, Ba, K, Sr, Ca), Ce, Si et Ni. En tenant compte des minéralisations secondaires observées dans les laves étudiées, les teneurs en Na₂O, MgO et plus rarement Fe et Ti sont également susceptibles d'être modifiées. Lors des études géochimiques ces éléments seront donc utilisés avec circonspection.

D'autre part, nous pouvons noter que si les teneurs en Sr et Rb sont faussées, l'erreur se reportera sur les corrections d'âges appliquées aux rapports isotopiques en Sr. Ces derniers peuvent également être modifiés par la participation de l'eau de mer aux processus d'altération. En effet, l'eau de mer a des rapports isotopiques en Sr beaucoup plus élevés que ceux des laves. Les rapports ϵ Sr des laves sont donc généralement peu fiables.

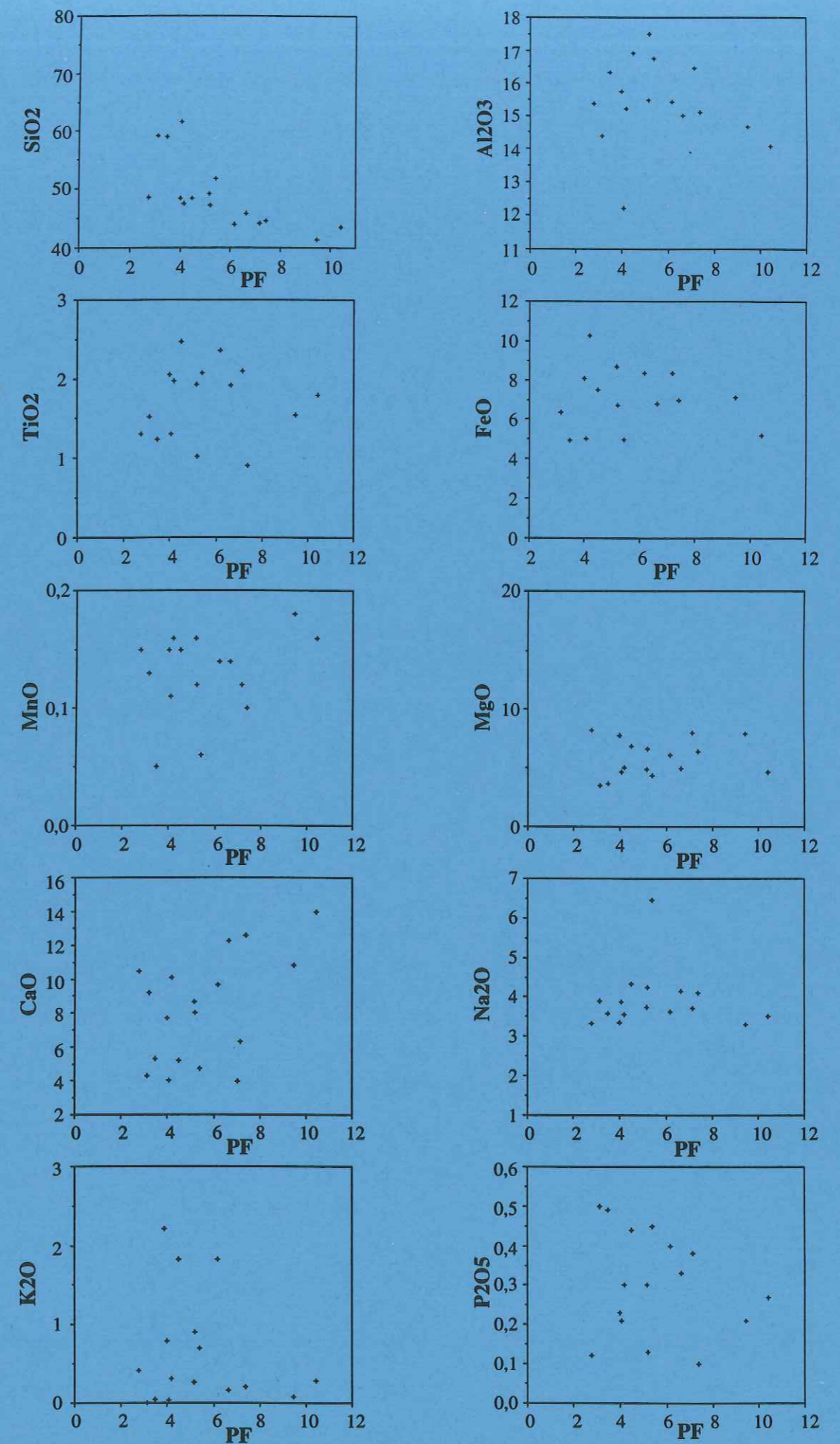


Fig. I-4: Diagrammes de variation des éléments majeurs en fonction de la perte au feu (PF), pour les roches ignées du bassin d'Arperos.

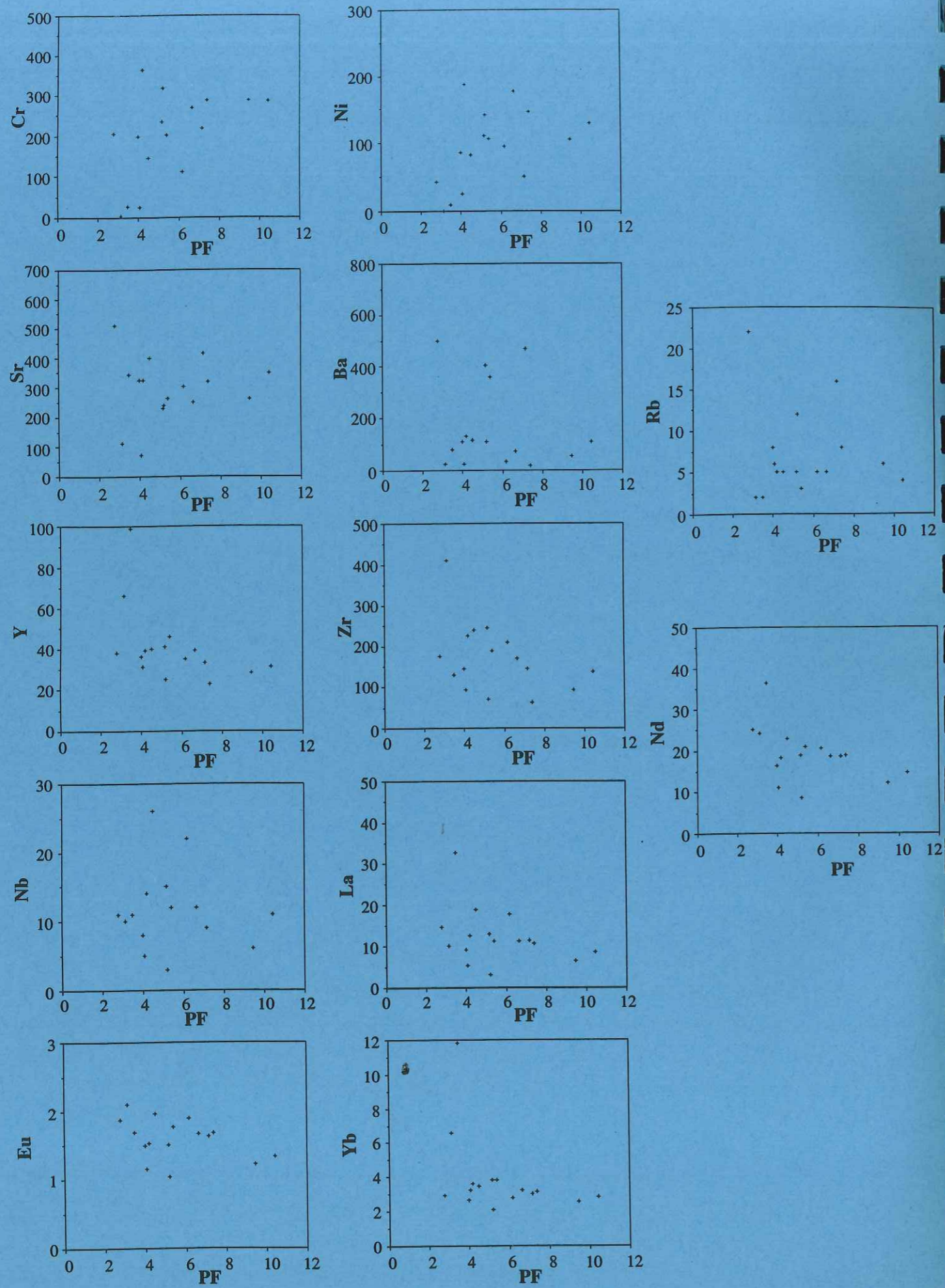


Fig. I-5: Diagrammes de variation des éléments traces en fonction de la perte au feu (PF), pour les roches ignées du bassin d'Arperos.

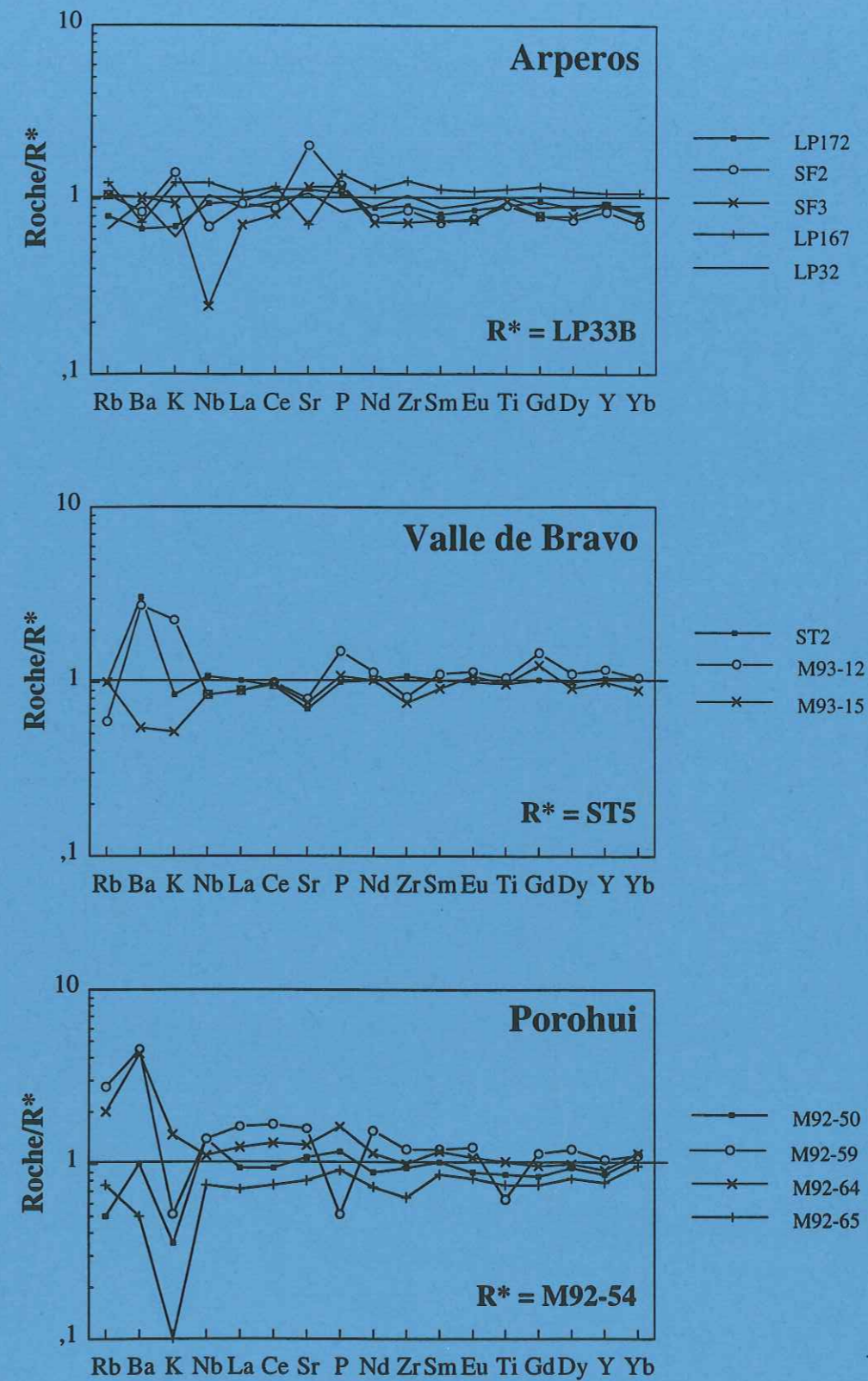


Fig. I-6: Diagramme de normalisation par rapport à l'échantillon le plus frais (R*) des roches ignées des séquences du bassin d'Arperos.

En revanche, les teneurs en éléments à fortes charges ioniques, et en terres rares (excepté Ce dans certains cas) et les rapports isotopiques du Nd seront considérés comme représentatifs des processus magmatiques.

PARTIE II:

L'ARC VOLCANO- PLUTONIQUE JURASSIQUE SUPERIEUR-CRETACE INFERIEUR DU "GUERRERO TERRANE"

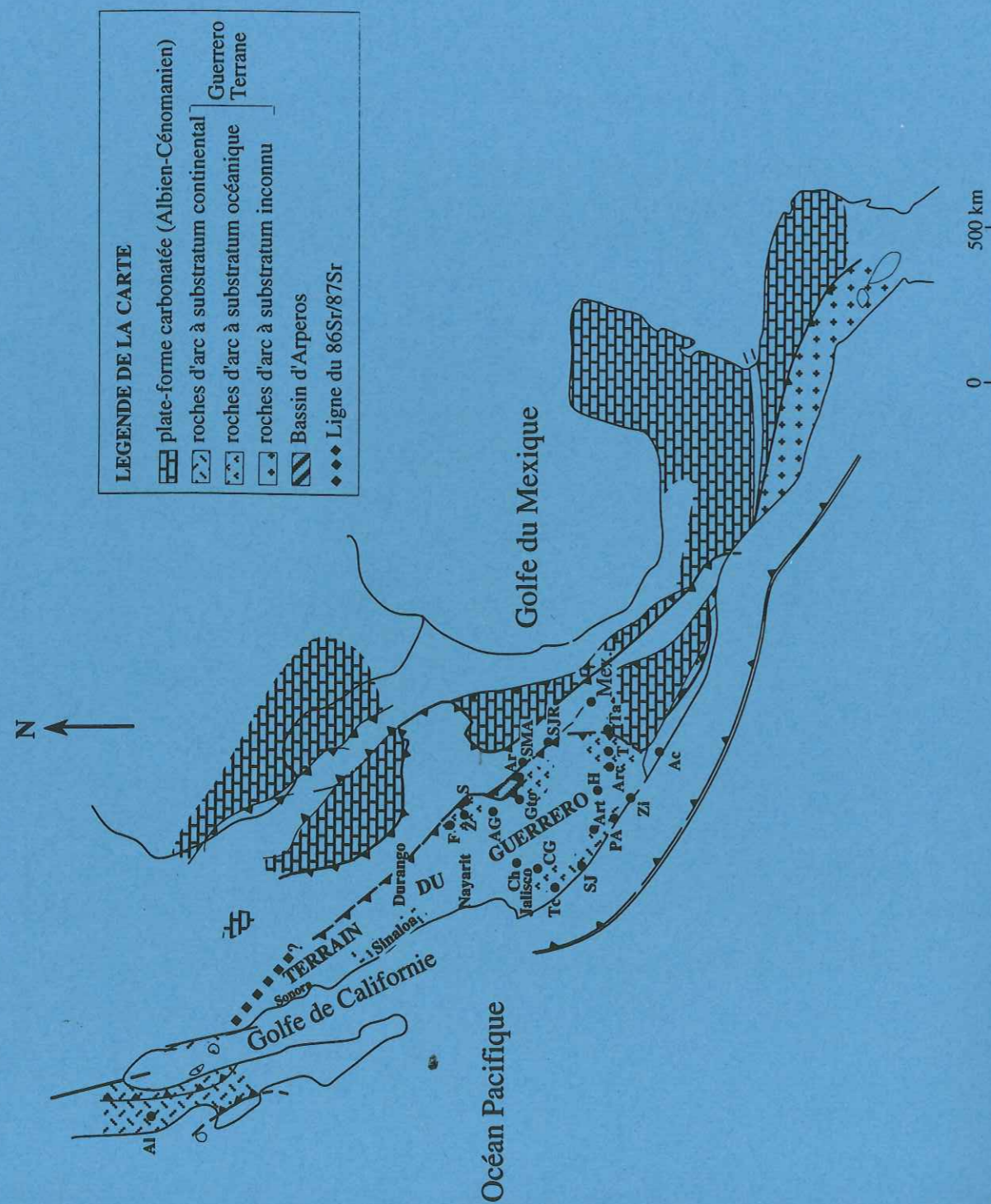


Fig. II-1: Carte géologique simplifiée du Mexique, avec les localisations des différents lieux cités dans le texte.
 A: Alisitos; Ac: Acapulco; AG: Aguascalientes; Ar: Arperos; Arc: Arcelia; Art: Arteaga; Ch: Chiquilistlán; CG: Ciudad Guzmán; F: Fresnillo; Gto: Guanajuato; H: Huetamo; Mex: Mexico; PA: Playa Azul; S: Saucito; SJ: San Juan de Lima; SJR: San Juan de la Rosa; SMA: San Miguel de Allende; T: Teloapan; Ta: Taxco; Tc: Tecoman; Z: Zacatecas; Zi: Zihuatanejo.

CHAPITRE I- LE "GUERRERO TERRANE": ETAT DES CONNAISSANCES

A- PRESENTATION GENERALE DU "GUERRERO TERRANE"

Le "Guerrero terrane" s'étend de la Basse Californie au Nord jusqu'à Zihuatanejo au Sud sur près de 2000 km de long et 500 km de large (Fig. II-1), étant ainsi l'un des plus vastes "suspect terranes" de Coney *et al.* (1980), et Coney (1989). Il présente des séquences ignées et sédimentaires du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur variées, et diversement connues. Certaines ont fait l'objet d'études succinctes limitées à des descriptions pétrographiques et stratigraphiques; d'autres plus complètes, sont basées sur des analyses géochimiques.

Dans le Nord-Ouest du Mexique, dans les Etats de Basse Californie, Sonora, Sinaloa et Durango, les séquences volcano-plutoniques et volcano-sédimentaires d'arc du Crétacé inférieur sont formées de laves et pyroclastites calco-alcalines, associées à des calcaires récifaux, qui reposent en discordance sur un substratum paléozoïque (Bonneau, 1972; Mullan, 1978), ou jurassique (Rangin, 1986). Elles sont affectées par une déformation majeure à la fin du Crétacé inférieur (phase orégonienne; Pubellier et Rangin, 1987). En Basse Californie, elles appartiennent à la Formation Alisitos étudiée par Gastil *et al.* (1972), Damon *et al.* (1983), Almazán-Vázquez et Buitron (1984), Almazán-Vázquez (1988a), et Radelli (1988). En Sonora, elles n'ont été que peu étudiées (Wilson et Rocha, 1946; Anderson *et al.*, 1969; Bonneau, 1972). En Sinaloa, deux séquences ont été décrites, celle de Sinaloa de Leyva (Bonneau, 1972; Holguin, 1978) et celle de El Fuerte (Mullan, 1978). Enfin, en Durango quelques formations d'arc affleurent (Araujo-Mendieta et Arenas-Partida, 1986).

Exception faite de quelques laves de la Formation Alisitos, aucune étude géochimique (majeurs et traces; Almazán-Vázquez, 1988a), n'a été faite.

Plus au Sud, seules quelques séquences sont partiellement décrites, à la limite des Etats de Nayarit et Jalisco (Gastil *et al.*, 1978), près d'Aguascalientes (Dávila-Alcocer *et al.*, 1989; ce volume, Partie II, chapitre I-B-2), aux confins des Etats de Queretaro et Hidalgo (séquence de San Juan de la Rosa; Chauve *et al.*, 1985, González-Arreola et Carillo-Martínez, 1986), en Jalisco, et près de Ciudad-Guzmán (Pantoja-Alor, 1983; Pantoja-Alor et Estrada-Barraza, 1986). La plupart de ces séquences, mal connues et peu étudiées, ne seront pas considérées dans ce mémoire.

B- LES SEQUENCES D'ARC CARACTERISTIQUES DU JURASSIQUE SUPERIEUR-CRETACE INFERIEUR

1- Caractères pétro-géochimiques des séquences

Dans les lignes suivantes l'état des principales connaissances actuelles sur les séquences mésozoïques du "Guerrero terrane" sont résumées. Pour plus de détail, on pourra se reporter aux thèses d'Enrique Ortiz (1992) pour les séquences de Guanajuato (Martinez-Reyes, 1987; Monod *et al.*, 1990; Lapierre *et al.*, 1992a), Palmar-Chico-Arcelia (Talavera, 1993), et San Miguel de Allende, de Miriam Yta (1992) pour les séquences de Zacatecas, Fresnillo, et Saucito, et d'Oscar Talavera (1993) pour les séquences de Teloloapan, Palmar-Chico Arcelia (Ortiz, 1992), Zihuatanejo (Centeno-Garcia *et al.*, 1993), Taxco (Fries, 1960; De Cserna, 1975), et Huetamo. Les articles de Lapierre *et al.* (1992b) et Tardy *et al.* (1994) ci-après, proposent une synthèse des données acquises au début de cette thèse.

Les séquences d'arc étudiées (voir leurs localisations sur la Fig. II-1) du "Guerrero terrane" peuvent être distribuées dans cinq groupes, en fonction de l'âge, de la nature des roches sédimentaires et de la géochimie des roches ignées. Ces groupes sont du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (145-112 Ma) et ont subi un métamorphisme de bas degré (faciès zéolites à schistes verts). Les séquences des groupes IV et V sont recouvertes par des calcaires récifaux albiens (108-96 Ma). Un chapitre sera consacré ultérieurement à une synthèse de toutes les datations stratigraphiques et radiométriques effectuées sur le "Guerrero terrane".

- *Groupe I*: Sa séquence type est celle de Guanajuato qui représente la partie supérieure d'une croûte d'arc intra-océanique, tectoniquement dissociée (Lapierre *et al.*, 1992a). La plus complète du "Guerrero terrane", elle est composée de cumulats ultrabasiques-basiques qui passent vers le haut à des diorites (datées à 122 Ma) et des roches plutoniques acides. Ces roches sont recoupées par des filons basiques qui ont alimenté des basaltes tholéïtiques en coussins, recouverts en concordance par des volcanoclastites et des laves acides calco-alcalines (Monod *et al.*, 1990; Ortiz *et al.*, 1991; Lapierre *et al.*, 1992a). Des plutons calco-alcalins postérieurs au magmatisme tholéïtique, datés à 110-100 Ma, sont intrusifs dans les cumulats ultrabasiques-basiques (Stein *et al.*, 1994).

- *Groupe II*: Il englobe des séquences présentes à l'Ouest d'Arcelia et différentes de la séquence orientale de bassin d'Arcelia (Ortiz *et al.*, 1991; Ortiz, 1992), de Saucito (Yta, 1992) et de Zacatecas (McGhee, 1976; Monod et Calvet, 1991; Yta, 1992). Elles sont formées de basaltes en coussins tholéïtiques, de brèches basiques, et de hyaloclastites intercalés avec des radiolarites du Crétacé inférieur (135-96 Ma), des

calcaires micritiques et des volcanoclastites (Ortiz, 1991). Des essaims de filons basiques recoupent les basaltes.

- *Groupe III*: Il est signalé près de Fresnillo (Yta, 1992). La séquence type correspondante est composée de basaltes calco-alcalins à olivine en coussins et de sédiments volcanoclastiques intercalés avec des calcaires micritiques néocomiens (135-116 Ma).

- *Groupe IV*: Il comprend les séquences de Teloloapan (Campa et Ramirez, 1979, Talavera, 1993), de Tecoman (Michaud *et al.*, 1989; Lapierre *et al.*, 1992b, ce volume), de Zihuatanejo (Talavera, 1993), et de San Miguel de Allende (Ortiz, 1992). Elles sont constituées soit de basaltes et d'andésites calco-alcalins en coussins, soit de basaltes shoshonitiques, interstratifiés avec des volcanoclastites et des calcaires récifaux (Guerrero *et al.*, 1990; Talavera, 1993) ou pélagiques (Michaud *et al.*, 1989).

- *Groupe V*: Il se différencie des autres par son affinité continentale. Au Nord-Ouest du Mexique (Sinaloa et Basse Californie), les séquences comprenant des tufs et des laves calco-alcalines (Almazán-Vázquez, 1988a), intercalés avec des calcaires de l'Albien-Aptien, reposent en discordance sur des formations continentales carbonifères en Sinaloa et sur des unités soit triasico-jurassique, soit sur le socle anté-Trias supérieur en Basse Californie (Bonneau *et al.*, 1972; Gastil *et al.*, 1975; Mullan, 1978; Rangin, 1986; Almazán-Vázquez, 1988a). Au Sud, elles affleurent en bordure du Pacifique, entre Playa Azul et San Juan de Lima (Michoacan). Là, elles sont composées de laves acides calco-alcalines subaériennes, de brèches volcaniques, et d'ignimbrites intercalées avec des calcaires albo-aptiens et des niveaux rouges à empreintes de dinosaures (Ferrusquia-Villafranca *et al.*, 1978; Lapierre *et al.*, 1992b, ce volume).

En résumé et globalement, les séquences d'arc du "Guerrero terrane" appartiennent à deux familles fondamentalement différentes. La première, continentale, correspond au groupe V, la deuxième, océanique, englobe les groupes I à IV. Le stade primitif de fonctionnement de l'arc est représenté par le groupe I (Guanajuato). Ensuite, l'activité de l'arc est représentée par les basaltes tholéïtiques occidentaux d'Arcelia associés avec des sédiments siliceux et carbonatés (Groupe II) et les basaltes à olivine calco-alcalins intercalés avec des calcaires pélagiques néocomiens (Groupe III). A l'Albien, des magmas calco-alcalins recoupent la base de l'arc (plutons du Groupe I), ou s'épanchent (laves en coussins du Groupe IV). Localement, l'activité magmatique de l'arc se termine par l'émission de basaltes shoshonitiques. La prédominance de laves basiques et d' ϵ_{Nd} élevés ($> +5$) suggèrent une origine intra-océanique pour ces roches. Cependant, la séquence de Teloloapan et les plutons calco-alcalins de Guanajuato, avec des ϵ_{Nd} plus bas semblent caractériser une source plus enrichie. Cet enrichissement peut être expliqué par le recyclage de sédiments subductés au niveau de la source, par une source enrichie de type OIB ou par des processus d'AFC au cours de la remontée du magma.

2- Ages des séquences d'arc du "Guerrero terrane"

Ce paragraphe se propose de faire une synthèse, non exhaustive, des datations stratigraphiques et radiométriques des différentes séquences d'arc du Guerrero terrane. Cette synthèse est nécessaire pour contraindre l'évolution tectono-magmatique de l'arc.

Certaines datations ne seront pas présentées en raison du manque d'informations sur leur localisation. En effet, des formations sédimentaires fossilifères sont datées, sans que leur position par rapport au roches ignées étudiées soit clairement établie. Elles ne sont alors pas prises en compte.

Les datations ci-après sont classées par séquences; pour de plus amples informations se référer aux auteurs cités. Les datations, retenues comme représentatives, sont marquées en gras et reportées sur la figure II-2. Nous présentons ces séquences dans l'ordre géographique suivant du Mexique central au Mexique méridional, puis dans l'Ouest mexicain du Sud vers le Nord.

a- Mexique central

1°- La séquence de Fresnillo

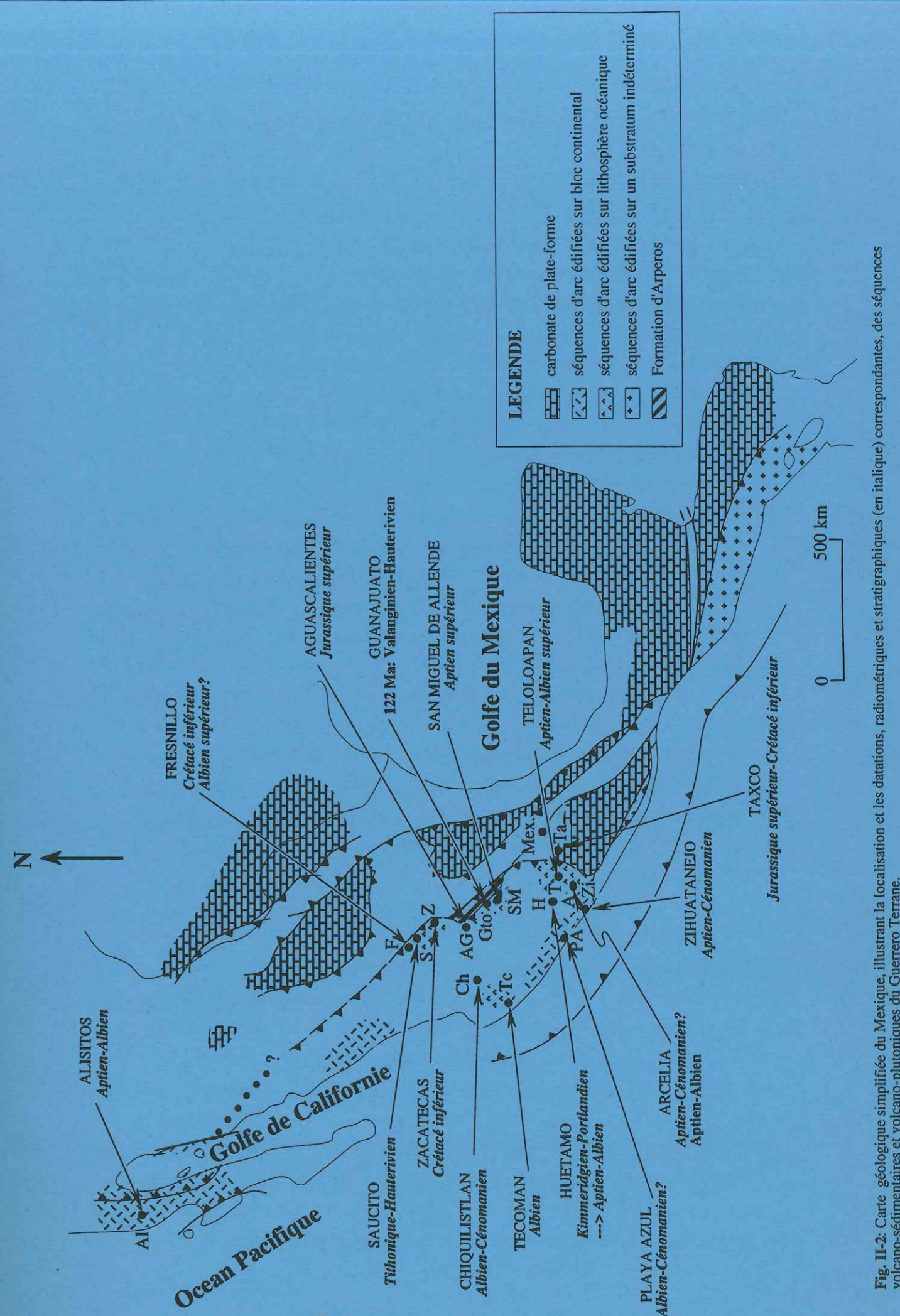
Elle affleure uniquement le long d'une petite rivière connue sous le nom de Chilitos (De Cserna, 1976; Yta, 1992). Elle est constituée de basaltes à olivine en coussins très vacuolaires, associés à des agglomérats et surmontés par des tuffites et des calcaires micritiques. Les calcaires ont livré une faune d'ammonites du Crétacé inférieur (au plus Valanginien) d'après Cantú Chapa (1974) et Davila (1984) et Albien tardif d'après Böse, 1923 avec des *Turrilites costatus*, *Turrilites scheuchzeri*, *Hysteroceas* et *Hamites*.

2°- La séquence de Saucito

Cette séquence localisée non loin de celle de Fresnillo, affleure également, à la faveur d'une petite rivière à sec. Les basaltes massifs ou en coussins sont associés à des calcaires et des radiolarites qui ont fourni une faune de radiolaires (*Archaeodictyomitra apiaria*, *Archaeodictyomitra sp.*, *Pseudodictyomitra sp.*, *Pseudodictyomitra cosmoconica*, *Hsuum sp.*, et *Stichomitra sp.*) du Tithonique-Hauterivien (Yta et al., 1992).

3°- La séquence de Zacatecas

Cette séquence affleure dans la ville même de Zacatecas à la faveur de la tectonique en horsts et grabens liés à la distension miocène. Elle est formée de basaltes en coussins recoupés par des filons doléritiques et basaltiques associés vers le sommet à des sédiments tuffacés et volcanoclastiques parfois intensément déformés. Basaltes et dolérites sont tholéitiques (Tardy et al., 1994; Lapierre et al., 1992; Yta, 1992). Cette séquence est mal datée (???). Cependant on lui attribue un âge Crétacé inférieur par



analogie avec la séquence de Guanajuato très comparable. Surmontant tectoniquement des sédiments marins du Trias supérieur (Monod et Calvet, 1992), de nombreux auteurs lui avaient attribué un âge triasique (De Cserna, 1976).

4°- La séquence d'Aguascalientes

Sa partie volcano-sédimentaire peu épaisse présente à l'affleurement, est constituée de tufs fins interstratifiés dans des radiolarites qui ont fourni des radiolaires (*Parvicingula sp.* et *Hsuum sp.*) du **Jurassique supérieur** (Dávila-Alcocer *et al.*, 1989). Elle voisine avec des tonalites recoupées par des filons basiques. La couverture ignimbritique miocène ne permet cependant pas de voir les relations géométriques entre ces deux associations.

5°- La séquence de Guanajuato

Affleurant dans le centre du Mexique (Fig. II-2), elle représente une coupe complète de la croûte supérieure d'un arc, d'affinité tholéitique, formée lors des premiers stades du développement de l'arc du Guerrero (Lapierre *et al.*, 1992). Elle comprend:

(i) un complexe plutonique formé de péridotites à cumulats (unité de San Juan de Otates) à la base, de gabbros et diorites à hornblendes magnésiennes (Tuna Mansa) qui passent vers le sommet à des roches plutoniques acides (diorites quartziques et tonalites de l'unité du Cerro Pelon);

(ii) un complexe filonien de dolérites et de basaltes recoupant un encaissant acide (unité de Santa Ana) ou gabbroïque à enclaves de cumulats à clinopyroxène ou à amphibole (hornblendite de Tajo de Adjuntas);

(iii) des laves en coussins basaltiques (unité de la Luz) recouvertes en concordance par des sédiments volcanoclastiques à interstratifications de radiolarites. Ces dernières ont fourni une faune du Crétacé inférieur (com. orale Martinez Reyes, 1993).

Les cumulats ultrabasiques de San Juan de Otates sont recoupés par des filons d'ankaramite calco-alcalin et des petits corps plutoniques foliés calco-alcalins (La Angostura; Stein *et al.*, 1994).

Les roches ignées ont été datées par Jean-Louis Zimmermann (CRPG, Nancy) grâce à la méthode K/Ar sur roche totale ou sur minéraux magmatiques ou métamorphiques. Les âges obtenus sont les suivants :

* D'après Ortiz (1992) et Lapierre *et al.* (1992).

Tuna Mansa: Diorite à amphibole: K/Ar sur magnésio-hornblende $122,5 \pm 5,6$

gabbro à amphibole: K/Ar sur hornblende actinolitique $82,6 \pm 5,4$

clinopyroxénite à plagioclase: K/Ar sur roche totale: $112,8 \pm 6,8$

Santa Ana: diorite quartzique: K/Ar sur roche totale $157,1 \pm 8,8$

diorite à clinopyroxène: K/Ar sur roche totale $143,0 \pm 9,6$

Tajo de Adjuntas: hornblendite à cpx: K/Ar sur magnésio-hornblende $319,9 \pm 15,4$

La Luz: pillow-lava basaltique: K/Ar sur roche totale $108,4 \pm 6,2$

pillow-lava basaltique: K/Ar sur roche totale $66,7 \pm 3,6$

San Juan de Otates: filon ankaramitique: hornblende pargasitique $194,7 \pm 7,5$

Seule la datation à 122,5 Ma est retenue pour le volcanisme tholéitique. En effet, d'après Ortiz (1992) les âges à 112,8 Ma et 82,6 Ma datent probablement les processus métamorphiques de bas degré qui ont affecté ces roches. Les âges à 157,1 Ma, 143 Ma, 319,9 Ma, et 194,7 Ma sont trop anciens, les roches ou minéraux étant pauvres en K_2O et ayant donc un excès d'Ar anormal. Enfin, les âges à 108,4 et 66,7 Ma sont respectivement dus au réchauffement induit par les plutons calco-alcalins albiens décrits ci-après ou au métamorphisme de bas degré et à la mise en place des granites laramiens.

* D'après Stein *et al.* (1994)

Pluton calco-alcalin La Angostura: monzonite: amphibole $111,9 \pm 9,2$

gabbro: amphibole + 6% chlorite $101,2 \pm 2,7$

* Résumé

volcanisme tholéitique: $122,5 \pm 5,6$ Ma ---> Valanginien-Hauterivien

volcanisme calco-alcalin: 100-110 Ma ---> Aptien-Albien

6°- La séquence de San Miguel de Allende

Elle forme une klippe qui repose sur une série flyschöide du Crétacé supérieur. Elle est formée de basaltes massifs ou en coussins calco-alcalins associés à des tufs, des sédiments volcanoclastiques à lentilles de calcaire micritique. Les calcaires ont fourni une faune d'ammonites (*Acanthohoplites*) de l'Aptien supérieur (Chiodi *et al.*, 1988). Longoria (1977) y décrit des *Hedbergella* du Crétacé, ante-Vraconien.

Pour de plus amples informations concernant cette séquence se reporter au chapitre II-B, ci-après.

b- Mexique méridional

1°- La séquence de Teloloapan

Cette séquence est formée de laves calco-alcalines interstratifiées dans des sédiments dont la nature varie en fonction de leur position dans la colonne lithostratigraphique (Talavera, 1993). Soit de la base au sommet:

(i) - des basaltes en coussins, des brèches et des hyaloclastites associés à des grès volcanoclastiques et des pélites siliceuses (coupe d'Acapetlahuaya);

(ii) - des basaltes massifs ou en coussins interstratifiés d'abord dans des tufs et des radiolarites (coupe de Villa de Ayala), puis dans des conglomérats volcanoclastiques et des calcaires bioclastiques (coupes d'Acatempa, à l'ouest de Teloloapan). Les radiolaires de la coupe de Villa de Ayala donnent un âge Crétacé inférieur (Guerrero, communication orale, in Talavera, 1993) alors que les calcaires de la coupe d'Acatempa, contenant *Nerinella dayi* et *Nerinea (Plesioptygmatis) tomasensis* sont datés de l'Aptien-Albien inférieur (Guerrero *et al.*, 1990, 1991);

(iii) - des sédiments volcanoclastiques et bioclastiques qui prédominent sur les composants volcaniques. Ces derniers forment des coulées toujours basiques cimentées par des calcaires micritiques et hyaloclastitiques ou plus rarement siliceux. Localement, on trouve des rhyolites tholéitiques, parfois à faciès ignimbritiques (coupe de Tenanguillo);

(iv) - le sommet qui correspond à la couverture volcanique est exclusivement volcanoclastique parfois très grossière à intercalations de lentilles de basaltes en coussins qui passent latéralement à des "debris flows" surmontés par des calcaires bioclastiques et /ou récifaux. Ces derniers passent latéralement et verticalement à un flysch grésopélimitique de même âge (coupes de Ahuacatlán et Las Juntas; flysch daté de l'Aptien-Albien; Campa et Ramírez, 1979).

De la base au sommet la coupe d'Ahuacatlán fournit des nérinées (*Nerinea dayi* et *Nerinea (Plesioptygmatis) tomasensis*) de l'Aptien-Albien inférieur, des ammonites (*Hamites sp.*, *Mortoniceras sp.*, *Mariella aff.*, *camachoensis* et *Asteroceras sp.*) et des foraminifères (*Bonetocardiella sp.*, *Bishopella onelasae* et *Bonetocardiella conoidea*) de l'Albien supérieur (Guerrero *et al.*, 1990, 1991).

La coupe de Las Juntas, est formée de grauwackes et pélites à ammonites (*Dufrenoya sp.*, *Parahoplites sp.* et *Acanthoplites sp.* de l'Aptien; Campa *et al.*, 1974; Lorenczi et Miranda, 1978; Campa et Ramirez, 1979) surmontés par des calcaires détritiques à *Calcisphaerula innominata*, *Bishopella ornelasi*, *Bishopella diazi*, *Pithonella ovalis*, *Pithonella trejoi* et *Bonetocardiella sp.* de l'Albien supérieur (Guerrero *et al.*, 1990).

En résumé, cette séquence comprend donc trois termes :

- une base formée de basaltes en coussins associés à des pélites à radiolaires, datée du Crétacé inférieur
- un terme médian de basaltes et andésites interstratifiés dans des sédiments volcanoclastiques de l'Aptien-Albien inférieur;
- une couverture presque exclusivement volcanoclastique, puis calcaire et enfin turbiditique de l'Aptien-Albien supérieur.

2° - La séquence occidentale d'Arcelia

La ceinture d'affleurements d'Arcelia à l'Ouest de Teloloapan comprend deux unités. L'unité occidentale, chevauchante, est constituée de basaltes en coussins recoupés par des essaims de filons de basalte, de dolérite et de microgabbro. Le sommet de la pile volcanique est formé de tufs et de sédiments volcanoclastiques. Localement, affleurent des cumulats ultrabasiques et basiques associés ou non à des diorites avec ou sans quartz. Basaltes et dolérites qui présentent des affinités de tholéites d'arc sont rattachés au "Guerrero terrane".

L'unité orientale, chevauchée, comprend des basaltes en coussins et des hyaloclastites à interlits de pélites siliceuses riches en radiolaires du Crétacé inférieur. Vers le sommet,

les pélites siliceuses s'associent à des calcaires pélagiques et des turbidites fines. Les basaltes s'apparentent à un produit de volcanisme anorogénique. Cette unité orientale représente un des jalons du bassin d'Arperos (cf partie II).

Plusieurs datations radiométriques effectuées sur les dolérites et les roches plutoniques ont fourni des âges Aptien-Albien:

105 ± 1 par ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur hornblende des roches ultrabasiques de San Pedro Limón (Delgado-Argote *et al.*, 1992)

101 ± 1 et 93,4 ± 0,4 par ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur roche totale (basaltes et andésites; Elias-Herrera et Sánchez-Zavalá, 1992a)

108,3 ± 5,6 par K/Ar sur hornblende Mg-hastingsite d'un microgabbro filonien de Palmar Grande (Ortiz, 1992)

En résumé, les datations radiométriques donnent un âge Aptien-Albien (100-110 Ma).

3° - La séquence de Taxco Viejo

Il s'agit d'un "paquet" volcano-sédimentaire du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur qui chevauche vers l'Est les calcaires récifaux à subrécifaux de l'Albo-Cénomaniens de la plate-forme Guerrero-Morelos (Fries, 1960; De Cserna, 1975). Elle est constituée de laves andésitiques, dacitiques, et rhyolitiques interstratifiées avec des conglomérats volcaniques, des sédiments volcanoclastiques et de rares niveaux de quartzites. Cette unité allochtone ainsi que les calcaires de plate-forme de l'autochtone relatif sont recouverts en discordance par le flysch grésopélimitique Turonien-Sénonien de la Formation Mexcala (Fries, 1960; De Cserna, 1975; Campa et Ramírez, 1979; Tardy, 1980; Elias-Herrera et Sánchez-Zavála, 1992).

4° - La séquence de Huetamo

Elle affleure plus à l'Ouest des unités d'Arcelia. D'après Talavera (1993), elle représenterait le comblement d'un bassin qui séparait des îles volcaniques dans un environnement d'arc insulaire. Elle témoigne donc, indirectement, du fonctionnement de cet arc.

Les niveaux inférieurs sont des coulées de basaltes en coussins, surmontées en concordance par des roches sédimentaires détritiques contenant des pélicypodes (*Exogyra potosina* et *Gervilla sp.*) du Kimmeridgien-Portlandien (Pantoja, 1959) et des ammonites (*Ancyloceras sp.*) de la limite Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Campa, 1977; Campa et Ramirez, 1979). Vers le haut, les roches sédimentaires passent à une formation flyschöide à ammonites (*Criocerastidos sp.*, *Karstenyceras sp.*, *Subsaynella sp.*, *Aptichus*, *Taraisites sp.*, et *Pulchellia sp.*; Pantoja, 1959; Campa, 1977; Guerrero *et al.*, 1992), nérinées (*Nerinea sp.*; Buitron 1973a), et

échinodermes (*Tetragamma glorieae*; Buitron; 1973b) du Néocomien puis à des calcaires de l'Aptien-Albien.

Les niveaux supérieurs comprennent, de la base au sommet (Talavera, 1993) des calcaires micritiques à orbitolines (*Orbitolina texana*) et foraminifères (*Acteonella sp. et Chofatella decipiens*) de l'Aptien, des grès et pélites à *Hyapacantoplites plesotypicus*, *Chondrota munsoni*, *Chondrota joannae* et *Mesorbitolina sp.* de l'Albien inférieur et enfin de calcaires récifaux à subrécifaux à échinodermes (*Phymosoma mexicanum*, *Tetragamma madbose*, *Tetragamma streeruwitzi*, *Tetragamma variolare*, *Heteraster obligatus*, *Heteraster riovistae wenonensis* et *Wasitaster bravoensis*), pectinides (*Neithea Neitheops roemeri*) et ammonites (*Anisiceras sp.*) de l'Albien moyen-Albien supérieur-Cénomaniens.

En résumé, la base de la séquence de Huetamo est datée du **Kimmeridgien-Portlandien** et son sommet de l'**Aptien-Albien-Cénomaniens**

c- Dans l'Ouest du Mexique

1°- La séquence de Zihuatanejo

Elle est formée d'andésites et de rhyolites interstratifiées avec des volcanoclastites et pyroclastites, des calcaires récifaux à subrécifaux à *Chondrota sp.*, *Toucatia sp.*, *Acteonella sp.*, *Coalcomana ramosi* et *Nerinea sp.* de l'Albien-Cénomaniens (Bonneau, 1972; Campa et Ramirez, 1979; Vidal, 1984), et des conglomérats à galets de granites, de gneiss et de schistes.

2°- La séquence de Playa Azul

Elle se compose d'ignimbrites surmontées par des laves acides subaériennes, de rares coulées, des brèches volcaniques intercalées avec des couches rouges à empreintes de dinosaures, datées du **Jurassique moyen-Crétacé inférieur** (Ferrusquia-Villafranca *et al.*, 1978), et des calcaires albo-aptiens.

Ces calcaires sont caractéristiques d'un milieu marin peu profond. Ils contiennent *Orbitolina sp.*, *Pseudonummoloculina sp.* et *Buccidrenata hedbergi* de l'Aptien-Cénomaniens, *Praechrysalidina infracretacea* de l'Aptien-Albien, *Paracoskinolina aff. walnutensis*, de l'Albien moyen-supérieur, *Discorbis* de l'Albien supérieur, et *Trocholina odukpaniensis?* de l'Albien supérieur-Cénomaniens? (déterminations A. Arnaud-Vanneau; cf., Annexe 8). Finalement un âge **Albien-Cénomaniens?** peut être retenu pour cette séquence.

3°- La séquence de Tecoman

Elle comprend des coulées basaltiques massives, surmontées de brèches à éléments volcaniques et calcaires qui sont recouvertes d'abord par des marnes à interlits

de calcaires et de tufs gréseux verdâtres, puis par des calcaires à rudistes (*Caprinidae*, *Petalodontia aff. calamitiformis* Barcena) et à *Permocalculus sp.*, *Trocholina sp.*, et *Pseudocyclammina sp.* de l'Albien (Michaud *et al.*, 1989).

4°- La séquence de Colima

Elle est composée de laves basiques et de quelques rhyolites intercalées avec des pyroclastites et des volcanoclastites (Centeno-Garcia, 1994) qui sont recouvertes par des calcaires récifaux de l'**Albien-Cénomaniens**. Sur la base d'une faune de lamellibranches, Pantoja-Alor et Estrada Barraza, (1986), confèrent à cette séquence un âge **Néocomien-Albien inférieur**.

5°- La séquence de Chiquilistlán

Cette séquence est formée de tufs, de quelques laves et des brèches volcaniques, intercalés avec des couches rouges, des calcaires et des conglomérats à galets de calcaires. Les calcaires de milieu peu profond ont livré une faune de *Cuneolina cf parva* de l'Albien?-Cénomaniens (déterminations A. Arnaud-Vanneau; cf., Annexe 8).

6°- La séquence de Basse Californie

La formation Alisitos affleure au centre de la péninsule de Basse Californie. Elle est constituée de basaltes, d'andésites, de dacites et de rhyolites, intercalés avec des pyroclastites acides, des grauwackes, des silts et des calcaires à *Orbitolina (Mesorbitolina) texana*, *Nerinea (Plesioptygmatis) tomasensis*, *Nerinea (Plesioptygmatis) böseis*, *Peruviella dolium*, *Caprinuloidea perfecta*, *Lima (Mantellum) blancensis*, *Pecten (Neithea) subalpinus*, *Pseudocidaridius clunifera*, *Hemiaster whitei* et *Micraster elegans*, qui ont donné un âge **Aptien-Albien** (Almazán-Vázquez, 1988b)

d- Conclusions

Tout d'abord, il faut noter que les roches d'arc volcanique, du Mésozoïque supérieur, qui affleurent au Mexique occidental, ne sont pas représentatives de la totalité de l'activité de l'arc du Guerrero. En effet, il est probable que la majeure partie de ces séquences ne sont pas connues, parce qu'elles ont été érodées, ou recouvertes par les ignimbrites miocènes ou recoupées par les plutons du Crétacé supérieur et du Tertiaire. En aucun cas, nous n'avons une séquence d'arc complète. La plus complète est celle de Guanajuato mais les cumulats déformés des racines de l'arc et la couverture sédimentaire volcanoclastique du sommet manquent.

Néanmoins, la plupart des séquences d'arc connues du "Guerrero terrane" témoignent d'une activité magmatique à l'Aptien-Albien (113-96 Ma; Odin, 1994), excepté les

séquences de Guanajuato (tholéitique), d'Aguascalientes et de Saucito qui montrent une activité plus ancienne, du Tithonique à l'Hauterivien (141-117 Ma; Odin, 1994).

L'activité de l'arc se serait donc étalée sur près de 45 Ma, ce qui est considérable. Par ailleurs, les datations stratigraphiques n'étant pas très précises, il est impossible de déterminer la chronologie exacte de l'activité volcanique de chaque séquence.

Cependant, une chronologie relative du fonctionnement de l'arc du Guerrero peut être proposée:

Aguascalientes, Guanajuato, Saucito, Taxco? ---> San Miguel de Allende, Arcelia, Teloloapan, Fresnillo?, Alisitos ---> Zihuatanejo, Tecoman, Playa Azul, Chiquilistlán.

On peut noter finalement, que globalement les séquences les plus anciennes affleurent dans le centre du Mexique, alors que les plus récentes sont en bordure du Pacifique (Fig. II-2).

C- LE SOUBASSEMENT PRE-JURASSIQUE SUPERIEUR DU "GUERRERO TERRANE"

1- Le soubassement "océanique"

Il a, récemment, été décrit par Centeno-Garcia *et al.* (1993) qui ont proposé le complexe d'Arteaga (Fig. II-3; Michoacan) comme un substratum possible de l'arc du Guerrero. Ce complexe est formé d'argiles noires, de grès quartzeux et de quelques cherts noirs (Formation Varales). Cette formation contient également des blocs de basaltes en coussins, de cherts vert clair, de calcaires intercalés avec des grès tuffacés et de diorites foliées. Cet ensemble lithologique suggère un environnement de dépôt sous-marin profond. L'âge de cette formation est supposé triasique (datation sur radiolaires, Campa *et al.*, 1982). Par ailleurs, les basaltes en coussins montrent des affinités magmatiques de MORB. Centeno-Garcia *et al.* (1993) considèrent que le Complexe d'Arteaga est le témoin d'une croûte océanique pré-Jurassique, essentiellement alimentée par des sédiments continentaux, et sur laquelle s'est édifié l'arc Crétacé inférieur du Guerrero.

Au NW, près des séquences de Zacatecas et de Saucito (Fig. II-3), Centeno-Garcia (1994) décrit des formations, datées du Norien (Burckhart et Scalia, 1906), qu'elle compare au Complexe d'Arteaga.

La découverte d'un soubassement possible pour une partie de l'arc du Guerrero jusqu'alors inconnu au Sud du Mexique, est un pas en avant considérable.

A Las Ollas (SW du Mexique; Fig. II-3), près de la séquence d'arc de Zihuatanejo, affleure une association complexe formée de blocs de basaltes, de gabbros et d'amphibolites (certains affectés par un métamorphisme schistes bleus; Talavera, 1993) pris dans une matrice de serpentine ou dans une formation argilo-gréseuse souvent schistosée (Vidal-Serratos, 1991; Talavera, 1993). Cette séquence serait chevauchée vers

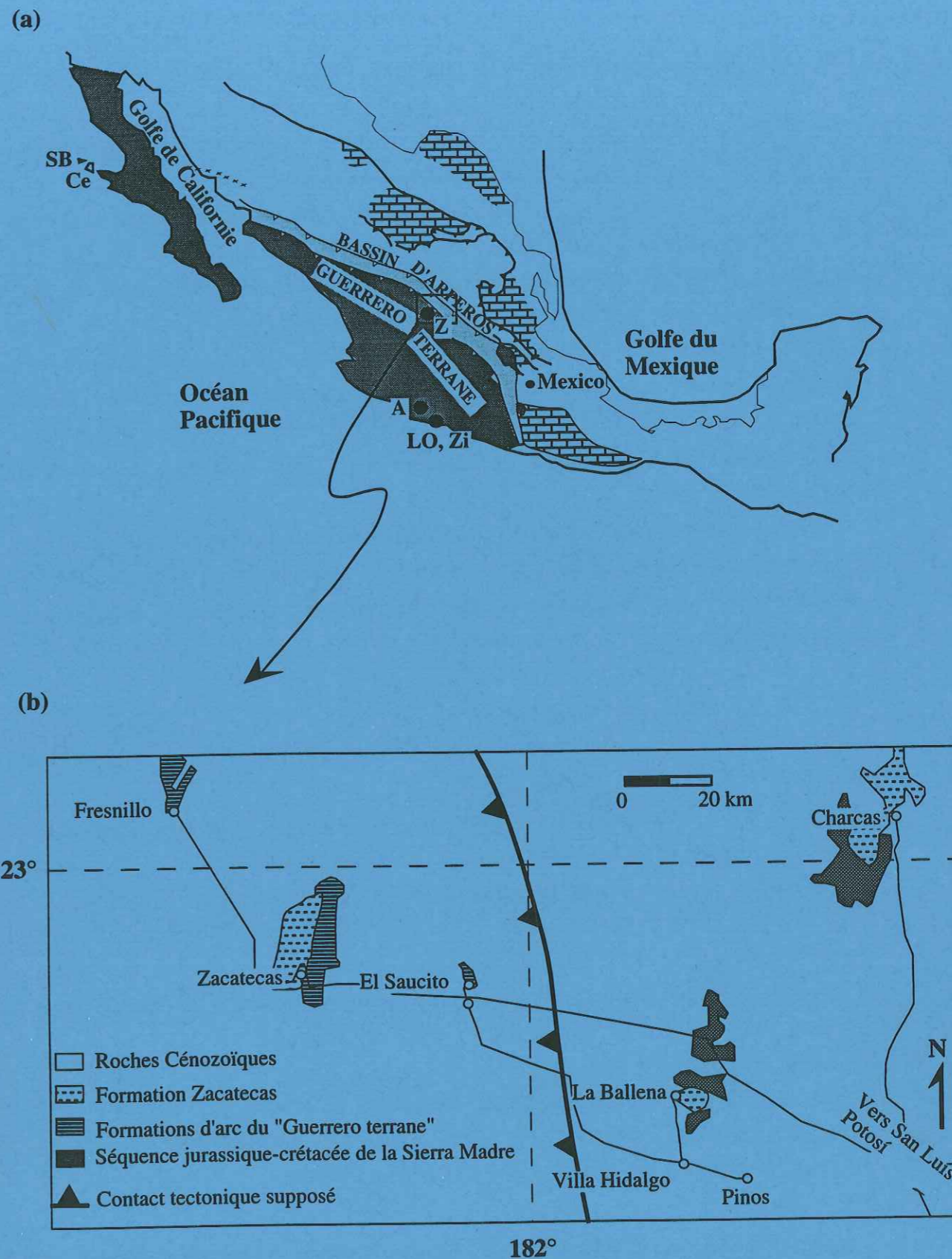


Fig. II-3: (a) Carte géologique simplifiée du Mexique, avec les localisations des séquences d'Arteaga (A), Las Ollas et Zihuatanejo (LO, Zi), Zacatecas (Z), îles de Cedros (Ce) et San Benito (SB). (b) Agrandissement de la région de Zacatecas (d'après Centeno-Garcia, 1994).

l'Ouest par la séquence de Zihuatanejo. Des datations K-Ar et Ar-Ar sur les amphiboles des blocs de gabbros donnent des âges crétacés et tertiaires (Delgado, 1982 et 1990). Ces âges ont probablement été rajeunis au cours d'événements thermiques postérieurs, en particulier lors de la mise en place de l'abondant plutonisme tertiaire.

A signaler que ce complexe à blocs, non daté, présente des ressemblances avec ceux des îles Cedros et San Benito en Basse Californie (Fig. II-3; Sedlock, 1988b). Ces derniers sont formés de basaltes océaniques, de roches sédimentaires siliceuses à radiolaires (datées du Trias supérieur-Jurassique; Sedlock et Isozaki, 1990), qui ont subi un métamorphisme schistes bleus. Sedlock *et al.* (1993) suggèrent que ces complexes à schistes bleus ont été déplacés de 1500 km vers le nord avant leur accréation au Crétacé moyen, ou alors ils ne se sont accrétés qu'au Paleogène après une translation vers le Nord de 2500 km. Quel que soit le scénario choisi, ces complexes sont considérés comme très allochtones.

Si le complexe à blocs de Las Ollas, est l'équivalent de ces unités triasico-jurassiques de Basse Californie, on ne peut pas le relier à un mélange formé dans une zone de subduction liée à l'arc du "Guerrero terrane". Par contre, il peut représenter une partie du soubassement de cet arc plus récent (cf infra).

2- Le soubassement continental

Il est connu en Basse Californie et Sonora, (Rangin, 1986) et en Sinaloa (Bonneau *et al.*, 1972; Gastil *et al.*, 1975; Mullan, 1978).

En Basse Californie centrale, il est constitué soit par des unités triasico-jurassiques déformées lors de l'orogénèse névadienne au Jurassique supérieur et leur couverture du Tithonique-Néocomien, soit par le socle anté-Trias supérieur (Rangin, 1986).

En Basse Californie septentrionale, les séries d'arc d'Alisitos reposent sur le socle épimétamorphique ante-Trias supérieur (Rangin, 1986).

En Sonora, le soubassement est représenté par un socle précambrien et paléozoïque.

Enfin, en Sinaloa il s'agit de formations continentales carbonifères.

D- ETAT DES CONNAISSANCES SUR LA STRUCTURE DU "GUERRERO TERRANE" ET SES RELATIONS AVEC LE BASSIN D'ARPEROS ET LE CRATON MEXICAIN

Au Sud, les formations mésozoïques du "Guerrero terrane" montrent une évolution de l'intensité des déformations qui les affectent. On passe de plis ouverts à l'Ouest, en bordure du Pacifique, à des plis serrés isoclinaux, associés à une schistosité de flux, déversés vers l'Est-Nord-Est, au fur et à mesure que l'on se rapproche du front de chevauchement du terrane sur le bord du craton mexicain (Fig. II-4).

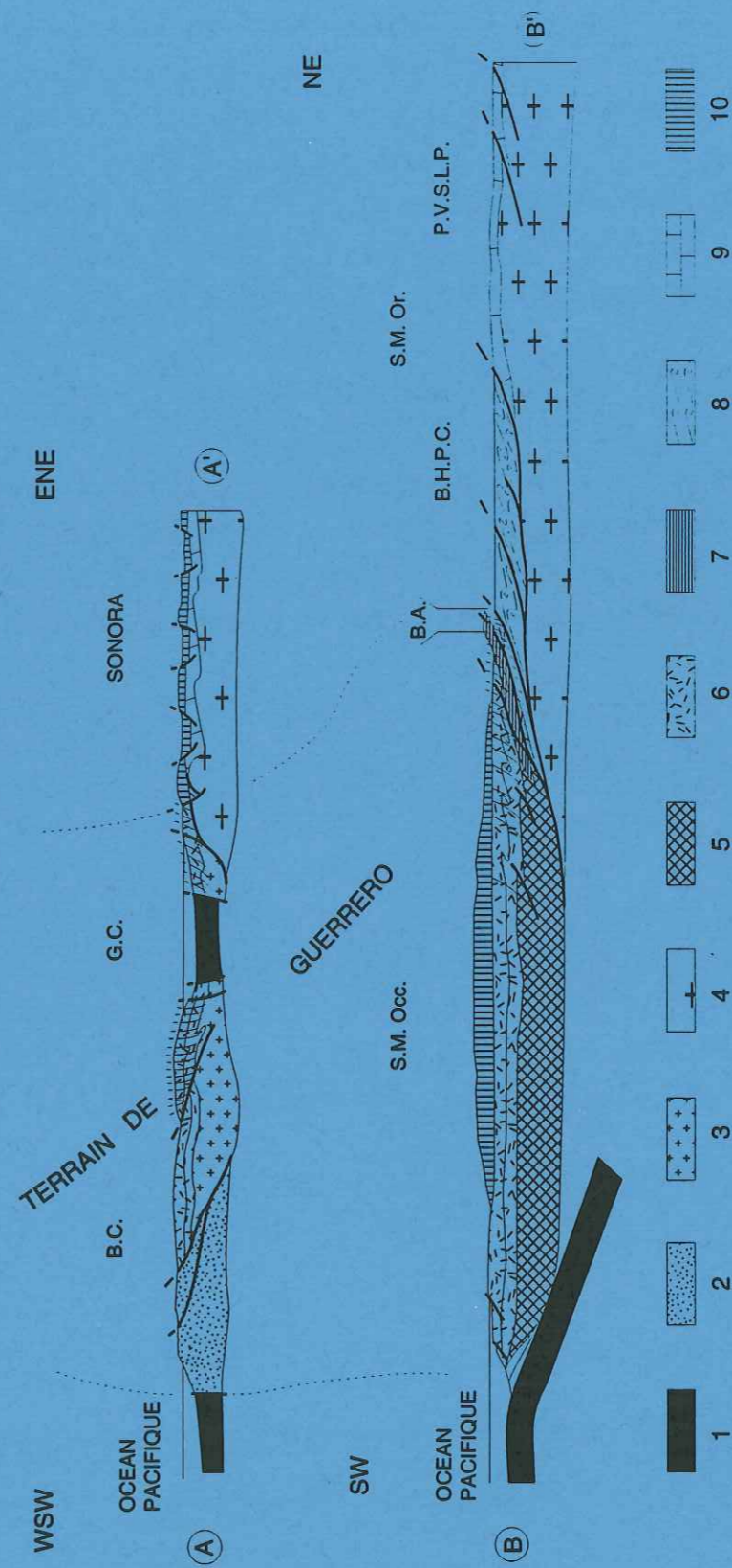


Fig. II-4: Deux coupes simplifiées illustrant les relations structurales entre le terrain de Guerrero et le craton nord-américain dans l'Ouest du Mexique.

1: croûte océanique; 2: ensemble franciscain de Basse Californie; 3: partie continentale du substratum de l'arc Alisitos-Teloloapan; 4: croûte continentale nord-américaine; 5: partie océanique du substratum de l'arc Alisitos-Teloloapan; 6: séquence magmatique de l'arc Alisitos-Teloloapan; 7: séquence du bassin d'Arperos; 8: série mésozoïque du bassin du plateau central; 9: séries carbonatées de plate-forme; 10: volcanites cénozoïques.

BA: bassin d'Arperos; BC: Basse Californie; BHPC: bassin du haut plateau central; GC: Golfe de Californie; PVSLP: plate-forme de Valles-San Luis Potosí; SMOcc: Sierra Madre occidentale; SMOOr: Sierra Madre orientale.

Près, de Guanajuato, les séquences tholéitiques associées à une sédimentation pélagique chevauchent les basaltes intraplaques et les sédiments pélagiques du bassin d'Arperos, du SSW vers le NNE (Dávila-Alcocer et Martinez-Reyes, 1987; Monod *et al.*, 1990).

A San Miguel de Allende (Fig. II-5; cf. Partie D, chapitre 2-B), l'arc repose en klippe sur un flysch du Crétacé supérieur, en avant du chevauchement majeur. Cette position structurale résulte d'une reprise lors de la phase laramienne (Crétacé supérieur-Paléocène).

A Taxco-Viejo (Mexique centro-méridional; Fig. II-5), à la suite de l'orogénèse orégonienne (fin du Crétacé inférieur) l'arc repose en klippe sur la plate-forme albocénomanienne Guerrero-Morelos, et il est recouvert en discordance par le flysch crétacé supérieur de Mexcala.

En Basse Californie, la Formation Alisitos (Fig. II-5; Gastil *et al.*, 1975; Almazán-Vázquez, 1988a) chevauche vers l'Ouest le complexe franciscain (Fig. II-4; Rangin, 1982). Ce chevauchement vers l'Ouest peut être interprété soit comme une reprise lors d'une phase de déformation postérieure (?), soit comme un rétrochevauchement.

L'âge de la collision entre ces séquences de bassin et la marge nord-américaine reste controversé. Certains s'accordent pour un âge Crétacé moyen (orogénèse orégonienne; Campa *et al.*, 1976; Ramírez, 1977; Tardy, 1980; Rangin, 1982; Elías-Herrera et Sánchez-Zavála, 1992), alors que d'autres préfèrent un âge Crétacé supérieur-Eocène (orogénèse laramienne; Donnelly et Rogers, 1978; Campa et Coney, 1983).

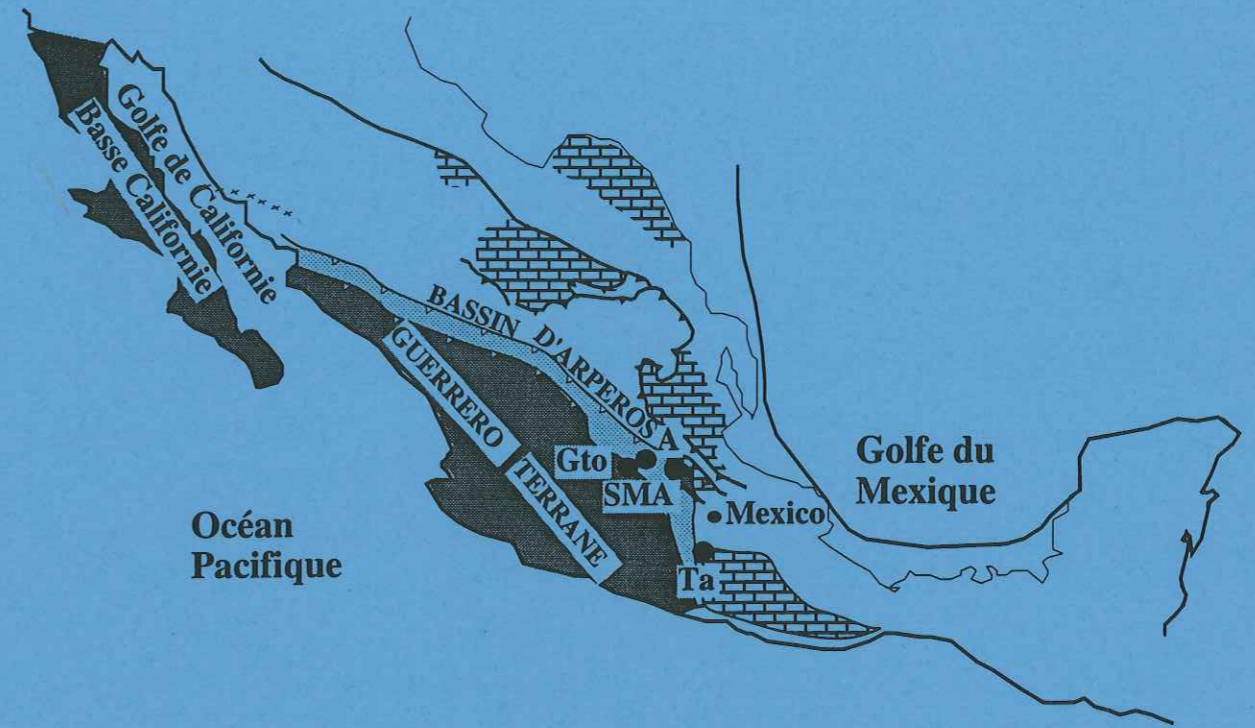


Fig. II-5: Carte géologique simplifiée du Mexique, avec les localisations des séquences d'arc de San Miguel de Allende (SMA), Taxco (Ta), Guanajuato (Gto) et de bassin d'Arperos (A).

Caractérisation, genèse et évolution géodynamique du terrain de Guerrero (Mexique occidental)

H. LAPIERRE

Unité associée n° 69 du Centre national de la recherche scientifique, Laboratoire de géodynamique des chaînes alpines, Université Joseph-Fourier, Institut Dolomieu, 15, rue Gignoux, 38031 Grenoble CEDEX, France

M. TARDY

Unité associée n° 69 du Centre national de la recherche scientifique, Laboratoire de géodynamique, Université de Savoie, B. P. 1104, 73011 Chambéry CEDEX, France

C. COULON

Unité associée n° 1277 du Centre national de la recherche scientifique, Laboratoire de pétrologie magmatique, Université d'Aix-Marseille III, B. P. 441, 13397 Marseille CEDEX, France

E. ORTIZ HERNANDEZ

Laboratoire de géodynamique des chaînes alpines, Université Joseph-Fourier, Institut Dolomieu, 15, rue Gignoux, 38031 Grenoble CEDEX, France

et

Consejo de Recursos Minerales, boulevard Felipe Angeles, Col. Venta Prieta, C. P. 42080, Pachuca, Hidalgo, Mexique

J.-L. BOURDIER

Unité associée n° 1366 du Centre national de la recherche scientifique, GDR n° 69, Laboratoire de géologie structurale, Université d'Orléans, B. P. 6759, 45067 Orléans CEDEX, France

J. MARTÍNEZ REYES

Universidad Nacional Autónoma, Instituto de Geología, Estación Regional del Centro, Apartado Postal 376, Guanajuato, Guanajuato, Mexique

ET

C. FREYDIER

Laboratoire de géodynamique des chaînes alpines, Université Joseph-Fourier, Institut Dolomieu, 15, rue Gignoux, 38031 Grenoble CEDEX, France

Reçu le 4 février 1992

Révision acceptée le 2 juin 1992

L'évolution géodynamique du terrain de Guerrero (Mexique occidental) au Jurassique tardif – Crétacé précoce est celle de l'arc intra-océanique Alisitos–Teloloapan, édifié en partie sur blocs continentaux, en partie sur croûte océanique, et accréte au craton nord-américain à la fin du Crétacé précoce. Les auteurs proposent de lier le développement de cet arc à la subduction vers l'ouest-sud-ouest de bassins (d'Arperos, d'Olvidada) qui bordaient la marge mexicaine du continent nord-américain, demeurée passive.

La partie de l'arc à substratum continental, qui affleure essentiellement dans le nord-ouest du Mexique, comprend des coulées aériennes ou sous-marines de basalte, andésite et rhyolite calco-alcalins fortement potassiques associées à des pyroclastites acides interstratifiées avec des calcaires bioclastiques de l'Aptien – Albien ou des couches rouges portant des empreintes de dinosaures. Toutes les laves sont plus ou moins fortement enrichies en terres rares légères et en éléments lithophiles. Les faciès acides, plus différenciés, présentent des teneurs en Y et terres rares lourdes anormalement basses pour des laves acides calco-alcalines. Cet appauvrissement serait lié à la présence de sphène et de zircon qui concentrent les terres rares lourdes et au fractionnement de l'amphibole.

L'activité magmatique de la partie de l'arc engendrée sur croûte océanique, localisée dans le centre et le sud du terrain de Guerrero, a commencé fin Jurassique – début Crétacé par un complexe plutono-volcanique tholéitique suivi de basalte calco-alcalin à olivine. À l'Albien, alors que l'arc se rapproche de la marge occidentale du craton nord-américain, des basaltes et andésites calco-alcalins s'épanchent sur son front oriental tandis que vers l'ouest des basaltes shoshonitiques sont émis. Les séries tholéitiques sont caractérisées par des spectres de terres rares plats ou légèrement appauvris en terres rares légères et des rapports élevés de ϵ_{Nd} . Les roches plutoniques et volcaniques calco-alcalines à spectres plus ou moins enrichis en terres rares légères ont des rapports de ϵ_{Nd} qui diminuent au cours du temps. Cette diminution est mise en rapport soit avec l'incorporation de sédiments clastiques provenant du démantèlement d'un vieux craton (craton nord-américain) au cours de la subduction, soit avec la fusion d'une source de basalte d'île océanique dans le coin asthénosphérique. Le caractère shoshonitique des basaltes est marqué par la présence de sanidine dans la mésostase et les fortes concentrations en K_2O , Ba et Sr dans les faciès non altérés.

The Guerrero terrane (western Mexico) is composed of Late Jurassic – Early Cretaceous plutono-volcanic and volcano-sedimentary sequences of the Alisitos–Teloloapan arc that accreted to the North American craton at the end of the Early Cretaceous. The geodynamic evolution of the Guerrero terrane is that of the Alisitos–Teloloapan intraoceanic arc, partly built on continental crust and partly on oceanic crust. The growth of the arc was likely linked to the subduction of the Arperos and Olvidada basins fringing the North American borderland. The subduction was dipping west-south-west.

The continent-based segment of the arc, which is presently exposed mainly in northwestern Mexico, is composed of aerial

and submarine K-rich calc-alkaline basalts, andesites, and rhyolites and of siliceous pyroclastic rocks interbedded with Aptian-Albian bioclastic carbonates or red beds bearing dinosaur foot prints. The calc-alkaline basalts and andesites show light rare earth elements enriched patterns and high concentrations in large ion lithophile elements. The siliceous andesites and rhyodacites display low contents in Y and heavy rare earth elements, uncommon for such calc-alkaline SiO₂-saturated rocks. This depletion is likely linked to amphibole fractionation and to the presence of sphene and zircon, minerals known to concentrate the heavy rare earth elements.

In contrast, the magmatic arc sequences built on oceanic crust, that crops out in central-southern areas of the Guerrero terrane, show an evolution with time. The activity of the arc began with depleted tholeiitic igneous rocks, followed first by mature tholeiitic basalts, then by calc-alkaline olivine basalts interbedded with micritic limestones and radiolarian oozes of Early Cretaceous age (Neocomian). At the end of the arc development, in Late Aptian-Albian, calc-alkaline pillow basalts and andesites erupted at the volcanic front whereas shoshonitic basalts emitted backwards. In the late Early Cretaceous, the arc drifted towards the north and collided with the craton. Arc tholeiites are characterized by flat rare earth element patterns or slightly depleted in light rare earth elements and by high ϵ_{Nd} ratios. The calc-alkaline plutonic and volcanic rocks show light rare earth elements enriched patterns and their ϵ_{Nd} ratios decrease with time. This decrease of the ϵ_{Nd} ratios suggests that either the mantle source of the calc-alkaline rocks was contaminated by subducted terrigenous sediments derived from an old continental crust (North American craton) or that these calc-alkaline rocks derive from the partial melt of an oceanic island basalt source present in the mantle wedge. The shoshonitic features of the basalts are marked by the presence of sanidine in the groundmass and the high levels of K₂O, Ba, and Sr of the unaltered rocks.

Introduction

Les Cordillères nord-américaines sont faites, dans leurs parties occidentales, de blocs exotiques (Coney *et al.* 1980), collés à la marge ouest du craton au cours du Paléozoïque et du Mésozoïque. Parmi eux, le terrain de Guerrero (Campa *et al.* 1983; Campa 1985; Coney 1989; de Cserna 1989) occupe l'ouest du Mexique (fig. 1), de la Basse Californie jusqu'à la Sierra Madre del Sur. Il est caractérisé par les séquences plutono-volcaniques et volcano-sédimentaires de l'arc Alisitos-Teloloapan (Tardy *et al.* 1991, 1993), datées du Jurassique tardif - Crétacé précoce, dont les principaux affleurements apparaissent sous les volcanites cénozoïques, immédiatement à l'ouest de la Sierra Madre orientale (Guanajuato, Zacatecas) et du bloc d'Oaxaca (Teloloapan, Arcelia), de part et d'autre du golfe de Californie et le long du Pacifique jusqu'à Acapulco (fig. 2). Sur ses limites est et nord-est, le terrain de Guerrero affronte la plate-forme carbonatée alborcénomanienne du bloc d'Oaxaca (Campa *et al.* 1976; Tardy 1980) et les formations sédimentaires du haut plateau central (Dávila-Alcocer et Martínez Reyes 1987; Monod *et al.* 1990); une des failles bordières du golfe de Californie assure sa limite est en Sonora, au nord-ouest d'Hermosillo (Radelli 1988, 1990). La structure interne du terrain de Guerrero est mal connue à cause de la rareté des affleurements. De manière générale, il apparaît que ses déformations mésozoïques polyphasées sont serrées et pénétratives sur sa limite orientale, plus simples et ouvertes du côté Pacifique. La présence de grandes failles décrochantes longitudinales, antérieures aux volcanites cénozoïques, bien que non signalée, demeure possible; de tels accidents expliqueraient alors la forte largeur (400 km) de ce terrain.

Des modèles ont été proposés pour expliquer la genèse de l'arc volcano-plutonique au Jurassique tardif - Crétacé précoce. Classiquement, son origine, sur la bordure du continent, est liée à la subduction de la lithosphère océanique vers l'est, sous celui-ci (Córdoba *et al.* 1980; Rangin 1982). Pour d'autres auteurs, plusieurs arcs séparés par des bassins seraient venus s'accréter à la marge continentale mexicaine au Crétacé tardif - Paléocène (Campa et Ramírez 1979; Campa et Coney 1983; Servais *et al.* 1986).

Dans un article précédent (Ortiz *et al.* 1991b), sur la base d'études entreprises sur la bordure orientale du terrain de Guerrero, nous avons proposé une origine intra-Pacifique pour l'arc Alisitos-Teloloapan, construit en partie sur croûte océanique et en partie sur croûte continentale. De nouvelles

données structurales, stratigraphiques, pétrographiques et géochimiques obtenues le long de la côte Pacifique, permettent de préciser la constitution et l'évolution géodynamique de ce terrain, jusqu'à son collage au continent par collision, dès la fin du Crétacé précoce.

Relations structurales d'ensemble entre le terrain de Guerrero et le continent américain

Plusieurs facteurs rendent difficile l'étude de ces relations : grande extension des plastrons volcaniques cénozoïques (Sierra Madre occidentale et axe néovolcanique transmexicain), tectoniques superposées compressives et distensives reprenant la zone d'affrontement (Tardy *et al.* 1986), ouverture récente du golfe de Californie.

Les deux coupes schématiques de la figure 3 résument l'état actuel des connaissances sur ces relations :

(1) Dans la partie nord de la péninsule de Basse Californie et sur la marge est de l'extrémité nord du golfe de Californie (coupe AA' de la fig. 3), la séquence volcanique et volcano-sédimentaire de l'Aptien-Albien (Formation Alisitos), installée sur croûte continentale, chevauche en direction de l'ouest le complexe franciscain de la péninsule de Vizcaino (Rangin 1982). Elle est elle-même chevauchée en direction de l'ouest par la série d'Olvidada (fig. 2; Radelli 1988), également volcanique et volcano-sédimentaire à fossiles de l'Aptien-Albien, mais très déformée et affectée par un métamorphisme de faciès amphibolite à schiste vert datant de la fin du Crétacé précoce. Sur la marge orientale du golfe de Californie, en Sonora, cette formation métamorphosée affleure en un étroit liseré, limité par une faille cénozoïque (fig. 2). Pour Radelli (1990), cette série déformée et métamorphosée serait le témoin d'une ancienne mer marginale fermée lors de la collision survenue entre l'arc Alisitos moins déformé et le continent nord-américain au Cénomani.

Le chevauchement visible vers l'ouest de la série Olvidada ne doit pas faire illusion. Peut-être ne s'agit-il que d'un chevauchement en retour (*back thrusting*), le déversement majeur des structures méso-crétacées étant en fait vers le craton. La distension miocène du bassin et de la Cordillère et l'ouverture du golfe de Californie depuis 3,5 Ma ne permettent plus d'observer le front oriental de ce dispositif aujourd'hui probablement effondré.

(2) Dans sa partie sud-est, le terrain de Guerrero aux séries volcaniques et volcano-sédimentaires peu déformées en bor-

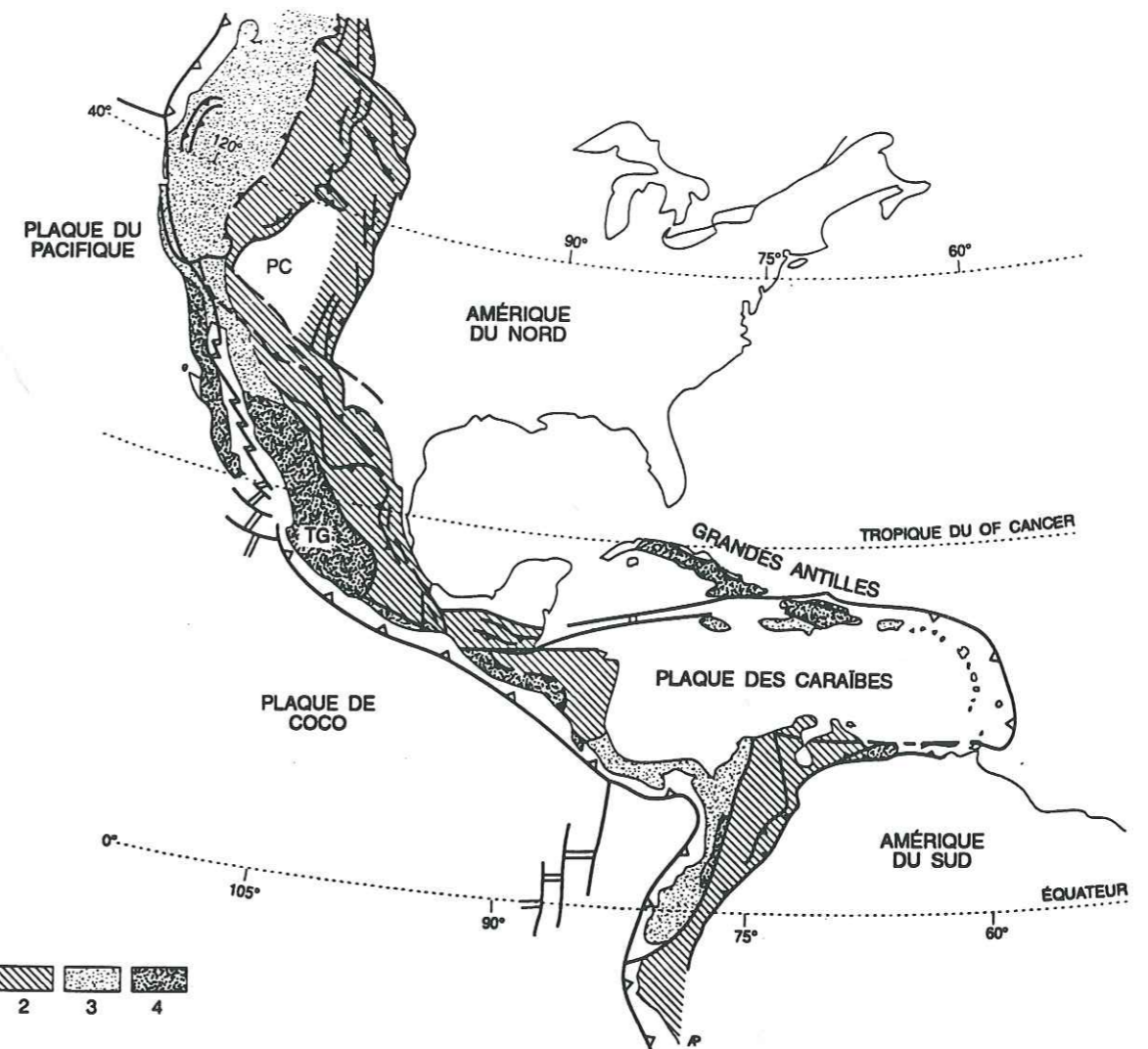


FIG. 1. Schéma structural des Cordillères nord- et sud-américaines, de part et d'autre de la cordillère Caribé, situant les terrains accrésés aux marges cratoniques durant le Mésozoïque et le Tertiaire. Parmi ceux-ci sont distingués les restes du paléo-arc volcano-plutonique jurassique supérieur - crétacé dispersés dans les Cordillères et les Grandes Antilles. Le terrain de Guerrero (TG) au Mexique en est un élément majeur. 1, cratons nord- et sud-américains; 2, bordures des cratons déformées au Mésozoïque et au Tertiaire; 3, terrains non différenciés; 4, arc volcano-plutonique du Jurassique supérieur - Crétacé; PC, plateau du Colorado.

du Pacifique, plissées, écaillées et affectées d'une schistosité de fracture de plus en plus marquée au fur et à mesure que l'on se rapproche de sa limite tectonique nord-est, affronte le bassin du haut plateau central mexicain et la plate-forme carbonatée installée sur le bloc d'Oaxaca. Dans ce dernier cas, le chevauchement de l'arc sur le continent mexicain est direct (Campa *et al.* 1976; Tardy 1980; Tardy *et al.* 1986). Par contre, dans les environs de Guanajuato (coupe BB' de la fig. 3), l'arc chevauche le bassin du haut plateau central par l'intermédiaire d'une écaille tectonique dans laquelle la Formation Arperos datée du Crétacé précoce (Dávila-Alcocer et Martínez Reyes 1987) renferme des basaltes en coussins et des dolérites de magmatisme alcalin intraplaque océanique. La collision arc-continent se situe, là encore, à la limite Crétacé inférieur - Crétacé supérieur, ce dont témoigne le dépôt des formations terrigènes dans le bassin flexural subsident du haut plateau central dès le Turonien (Tardy 1980), alimentées par des éléments volcaniques en provenance de l'arc tectonisé et émergé (Tardy et Maury 1973).

Structuralement parlant, le terrain de Guerrero est donc le

résultat de la collision de l'arc Alisitos-Teloloapan avec la marge ouest de la partie mexicaine du craton nord-américain, intervenue à la limite Crétacé inférieur - Crétacé supérieur, à la suite de la fermeture des bassins dits d'Olvidada au nord-ouest et d'Arperos au sud-est.

Aperçu général sur la constitution du terrain de Guerrero

(1) Dans sa partie nord-ouest, d'Alisitos (Basse Californie) à Culiacan (Sinaloa) et de part et d'autre du golfe de Californie (fig. 2-4), le terrain est constitué d'un substratum paléozoïque en partie carbonifère, qui supporte des roches volcaniques calco-alkalines (Bonneau 1972; Allison 1975; Gastil *et al.* 1975; Almazán-Vázquez 1988a) aériennes ou épanchées sous une faible tranche d'eau, puis des formations volcano-clastiques avec, intercalés, des calcaires néritiques bioclastiques de l'Aptien-Albien (Almazán-Vázquez 1988b). Du nord de la Basse Californie au Sinaloa, l'arc a clairement été construit sur croûte continentale.

Il en est de même au Michoacan (fig. 2) où sont connus, à l'affleurement, le soubassement continental pré-Jurassique

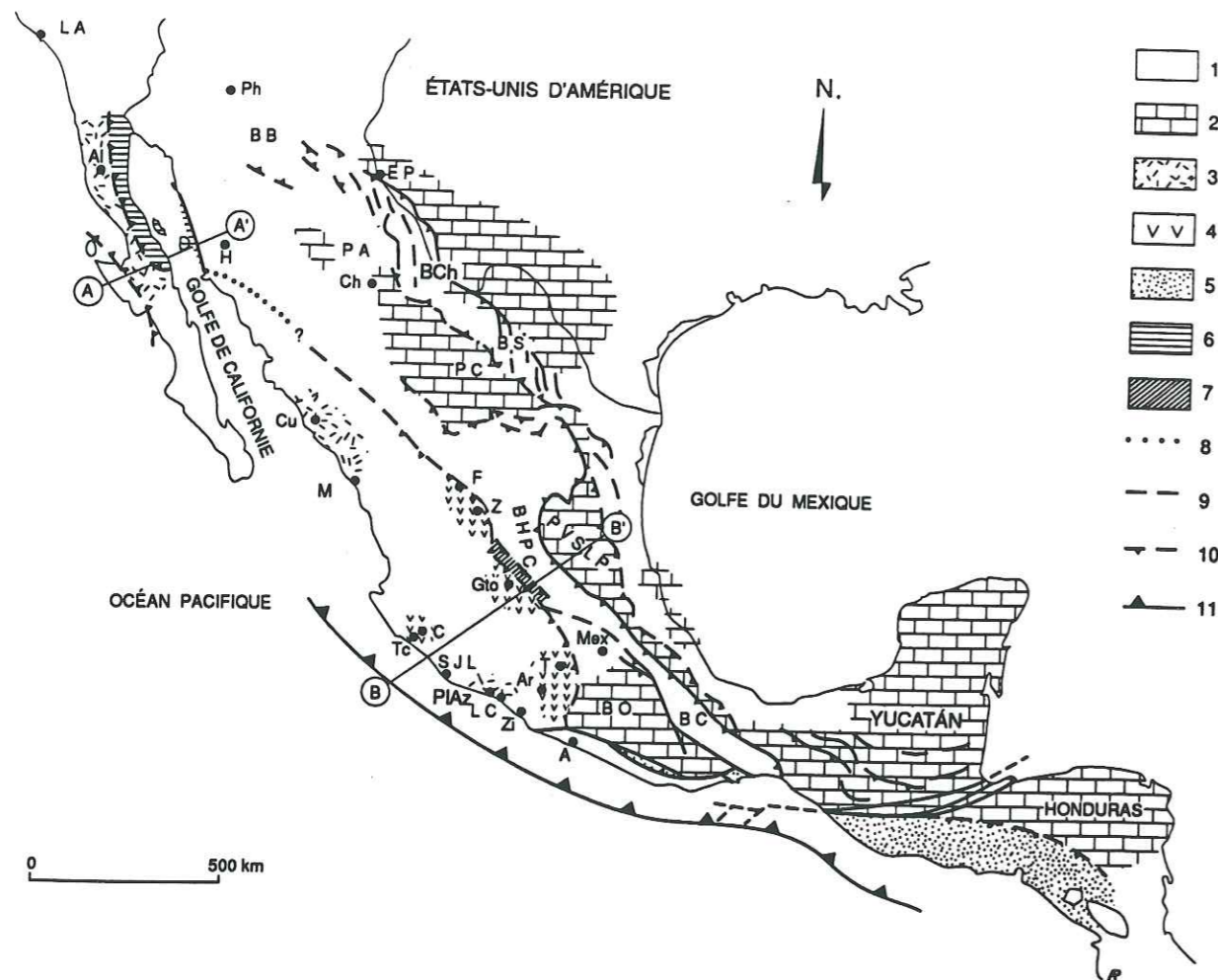


FIG. 2. Carte simplifiée du Mexique indiquant la localisation des séquences d'arc du Crétacé inférieur citées dans le texte. La couverture volcanique cénozoïque n'est pas représentée. 1 et 2, domaine oriental; 1, bassins sédimentaires du sommet du Crétacé inférieur; 2, plates-formes carbonatées du sommet du Crétacé inférieur; 3-5, terrain de Guerrero; 3, séquences volcano-sédimentaires de l'Aptien-Albien édifiées sur un substratum continental; 4, séquences plutono-volcaniques et volcano-sédimentaires de l'Aptien-Albien édifiées sur un substratum océanique; 5, séquences plutono-volcaniques et volcano-sédimentaires d'arc du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur édifiées sur un substratum dont la nature est encore inconnue; 6, séquence volcano-sédimentaire d'âge aptien-albien, métamorphisée à la fin du Crétacé précoce (série d'Olvidada); 7, bassin d'Arperos; 8, ligne du strontium Sr^{87}/Sr^{86} d'après Cochemé (1985); 9, failles principales; 10, chevauchement majeurs; 11, subduction actuelle. A, Acapulco; Al, Alisitos; Ar, Arcelia; BB, bassin de Bisbee; BC, bassin Cuicatèque; BCh, bassin de Chihuahua; BHPC, bassin du haut plateau central; BO, bloc d'Oaxaca; BS, bassin de Sabinas; C, Colima; Ch, Chihuahua; Cu, Culiacan; EP, El Paso; F, Fresnillo; Gto, Guanajuato; H, Hermosillo; LA, Los Angeles; LC, Lazaros Cardenas; M, Mazatlan; Mex, Mexico; PA, plate-forme d'Aldama; PC, plate-forme de Coahuila; Ph, Phoenix; PlAz, Playa Azul; PVS LP, plate-forme de Valles - San Luis Potosí; SJL, San Juan de Lima; T, Teloloapan; Tc, Tecoman; Z, Zacatecas; Zi, Zihuatanejo. AA' et BB', emplacements des coupes de la figure 3.

tuffacées et « tufs » à cristaux. Grès et silts rouges possèdent des empreintes de dinosaures du Crétacé précoce; les calcaires, pour la plupart néritiques, renferment des fossiles et microfossiles de l'Aptien-Albien (Ferrusquia-Villafranca *et al.* 1978). Vers le sommet, affleurent, sous les calcaires récifaux albiens, des tufs lités interstratifiés avec des arénites volcano-clastiques vertes ou bariolées et des brèches à fragments de laves et de calcaires.

Dans cette séquence, les laves trouvées en fragments dans les brèches volcaniques, en coulées ou en filons, varient des basaltes aux rhyodacites. Les basaltes et andésites basiques (M91-1, M91-25 et M91-36; $SiO_2 = 51-54\%$; tableau 1) renferment des agrégats glomérophyriques de plagioclase (An_{60-45}), d'augite-diopside et d'orthopyroxène complètement remplacés par des smectites. Leur mésostase, envahie par des smectites, chlorites et (ou) épidotes, inclut des microphé-

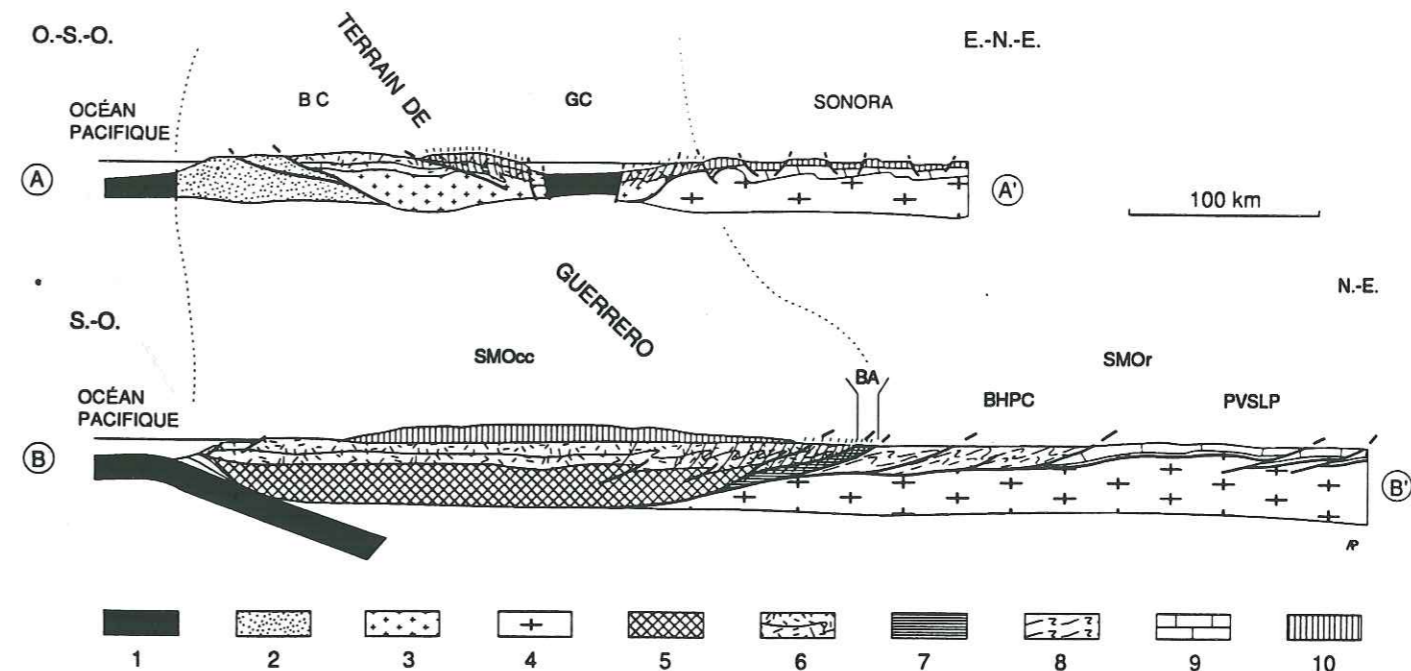


FIG. 3. Deux coupes simplifiées illustrant les relations structurales entre le terrain de Guerrero et le craton nord-américain dans l'ouest du Mexique (voir emplacement en fig. 2). 1, croûte océanique; 2, ensemble franciscain de Basse Californie; 3, partie continentale du substratum de l'arc Alisitos-Teloloapan; 4, croûte continentale nord-américaine; 5, partie océanique du substratum de l'arc Alisitos-Teloloapan; 6, séquence magmatique de l'arc Alisitos-Teloloapan; 7, séquence du bassin d'Arperos; 8, série mésozoïque du bassin du haut plateau central; 9, séries carbonatées de plate-forme; 10, volcanites cénozoïques. BA, bassin d'Arperos; BC, Basse Californie; BHPC, bassin du haut plateau central; GC, golfe de Californie; PVS LP, plate-forme de Valles - San Luis Potosí; SMOcc, Sierra Madre occidentale; SMOr, Sierra Madre orientale.

nocristaux d'amphibole et parfois des xénocristaux (amphibole poecilitique, cumulats de plagioclase) auréolés d'une bordure de réaction de micas chloritisés. Les microlites feldspathiques, fréquemment albitisés, soulignent la fluidalité. La sanidine est parfois présente (M91-1; $K_2O = 3,55\%$; tableau 1). Ces laves montrent des spectres plus ou moins enrichis en terres rares légères ($(La/Yb)_N = 2,6-3,60$; fig. 5a; tableau 1) et une anomalie positive en europium ($Eu/Eu^* = 1,33-1,76$) qui, couplée avec la richesse en Al_2O_3 ($Al_2O_3 = 16-22\%$; tableau 1), traduit le caractère cumulatif des plagioclases. Leurs spectres étendus, normalisés aux basaltes des rides médio-océaniques (fig. 5a'), sont typiques de séries calco-alcalines plus ou moins fortement potassiques (Gill 1981; Pearce 1983; Pearce *et al.* 1984).

Les andésites acides sont à texture intersertale (M91-42; tableau 1). Elles renferment des phénocristaux de clinopyroxène et de plagioclase zoné; leur matrice présente une texture trachytique à microlites de sanidine et plagioclases. Plus rarement, on observe des xénocristaux d'olivine complètement transformée en oxydes et smectites.

Les andésites les plus siliceuses et les rhyodacites (M91-44 et M91-45; tableau 1) renferment des phénocristaux de plagioclase, de sanidine et (ou) de quartz, accompagnés d'orthopyroxène altéré en smectites et de biotite et hornblende exceptionnellement transformées en chlorite. Le verre, parfois préservé, est le plus fréquemment remplacé par un assemblage microcristallin, soit de smectites et chlorite, soit de quartz et albite. Les vacuoles sont à épidote, auréolées de smectites et chlorite. Les minéraux accessoires, comme l'apatite, le sphène et surtout le zircon, sont abondants dans certaines rhyolites (M91-2; tableau 1). Des intrusions de rhyolite rubanée diffèrent par la présence d'amphibole brune (M91-40; tableau 1).

L'affinité calco-alcaline des faciès les plus différenciés est marquée par un enrichissement en terres rares légères ($(La/Yb)_N = 2,85-26,0$; fig. 5b) et en éléments à faible charge ionique (fig. 5b'; Pearce 1983). Les variations des concentrations en éléments lithophiles (Rb, Sr, Ba) et du rapport K_2O/Na_2O ($K_2O/Na_2O = 0,12-0,91$; tableau 1) sont liées à l'albitisation plus ou moins prononcée de la sanidine et des plagioclases. Comparées aux basaltes et andésites basiques, les andésites acides et les rhyodacites présentent un enrichissement en P_2O_5 , lié à la présence d'apatite, et de plus faibles teneurs en terres rares lourdes et Y. Cet appauvrissement en terres rares lourdes et Y serait lié, d'une part, à la présence de sphène et de zircon qui concentrent les terres rares lourdes et, d'autre part, au fractionnement de l'amphibole. L'intrusion de rhyolite (M91-40; tableau 1), comparée aux autres laves acides, serait plus alcaline comme l'indiquent le rapport K_2O/Na_2O , qui est supérieur à 1 ($K_2O/Na_2O = 1,33$), et les plus fortes concentrations en terres rares légères (La, Ce; tableau 1; fig. 5b). Néanmoins, elle conserve des caractères de lave orogénique car elle est appauvrie en éléments à forte charge ionique par rapport aux roches acides océaniques (Nb, Sm, Y, Yb; tableau 1; fig. 5b'; Pearce *et al.* 1984).

La séquence de Playa Azul a donc également été édifiée sur un substratum continental. Le volcanisme orogénique, presque toujours aérien, y est marqué par la prédominance de laves acides à minéraux hydratés, comme l'amphibole et la biotite, et de dépôts pyroclastiques, rapidement resédimentés, caractéristiques d'un volcanisme explosif subaérien. L'environnement était le plus souvent continental comme l'indiquent l'abondance des grès et silts rouges et les traces de dinosaures, avant le dépôt des calcaires marins néritiques de l'Albien.

(2) Dans sa partie sud-est (Guanajuato, Zacatecas, Arcelia,

TABLEAU 1. Analyses chimiques représentatives

Localisation :	Fresnillo*	Guanajuato*	Tecomant	Tecomant†	Playa Azul†
Échantillon n° :	ZY-26	SS-5	M91-12	M91-15	M91-1
Faciès :	Basalte en coussin	Gabbro	Basalte	Basalte	Basalte
Affinité magmatique :	Calco-alkalin	Calco-alkalin	Shoshonite	Shoshonite	Calco-alkalin
SiO ₂ (%)	46,71	50,67	54,41	50,89	50,38
TiO ₂	1,37	0,64	1,00	0,95	1,01
Al ₂ O ₃	13,61	11,85	18,18	17,62	17,63
Fe ₂ O ₃	7,44	9,25	2,94	10,99	12,14
MnO	0,08	0,17	0,09	0,07	0,39
MgO	4,74	10,07	4,20	5,30	4,13
CaO	10,75	11,16	4,44	2,91	4,56
Na ₂ O	3,82	2,29	4,98	5,93	4,18
K ₂ O	0,96	1,45	2,43	1,05	3,55
P ₂ O ₅	0,41	0,43	0,39	0,37	0,22
LOI	9,82	1,69	3,45	4,32	3,12
Total	99,71	99,67	99,79	100,05	100,74
Ni (ppm)	161	132	54	45	16
Cr	463	689	115	78	48
V	168	—	168	158	383
Y	14,2	19,32	18	19	20
Zr	124	74	110	110	72
Nb	19	<5	8	8	5
Ba	183	501	403	218	1206
Sr	124	632	698	639	320
Rb	20	26	37	12	76
Ti/Zr	66,29	—	54,54	57	60,50
Zr/Y	8,72	—	6,11	5,78	3,6
La (ppm)	12,63	12,01	15,3	10	7,37
Ce	nd	nd	31,6	23,2	16,7
Nd	14,50	16,67	14,0	12,6	9,78
Sm	3,62	4,20	2,26	2,90	2,14
Eu	1,15	1,17	1,30	0,86	1,22
Gd	3,35	3,47	2,75	2,69	3,60
Dy	2,67	2,81	3,18	3,67	3,50
Er	1,40	1,48	nd	nd	nd
Yb	1,21	1,43	1,73	1,03	1,94
Lu	0,17	0,36	0,59	0,19	0,54
(La/Yb) _N	7,05	5,68	5,96	6,56	2,60
La/Nb	0,66	—	1,91	1,25	1,47
Texture :	Porphyrique	Orientée	Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique
Minéralogie :	Olivine, Cr-spinelle, calcite	Mg-biotite, Mg-hornblende, plagioclase	Pseudo-olivine, clinopyroxène, sanidine	Pseudo-olivine, augite-salite, sanidine, albite	Plagioclase, actinote

NOTA: Les données géochimiques ont été obtenues par spectroscopie en plasma à couplage inductif (ICP) au Centre de recherches pétrographiques et géochimiques (*), Vandoeuvre-Nancy, et au Laboratoire de pétrologie magmatique de l'Université d'Aix-Marseille III (†). Les conditions analytiques par spectroscopie ICP sont : éléments majeurs, 1-3%; éléments traces et terres rares, 1,5-2,8%. Mn, Na, K et Rb ont été dosés par absorption atomique avec une précision inférieure à 4%.

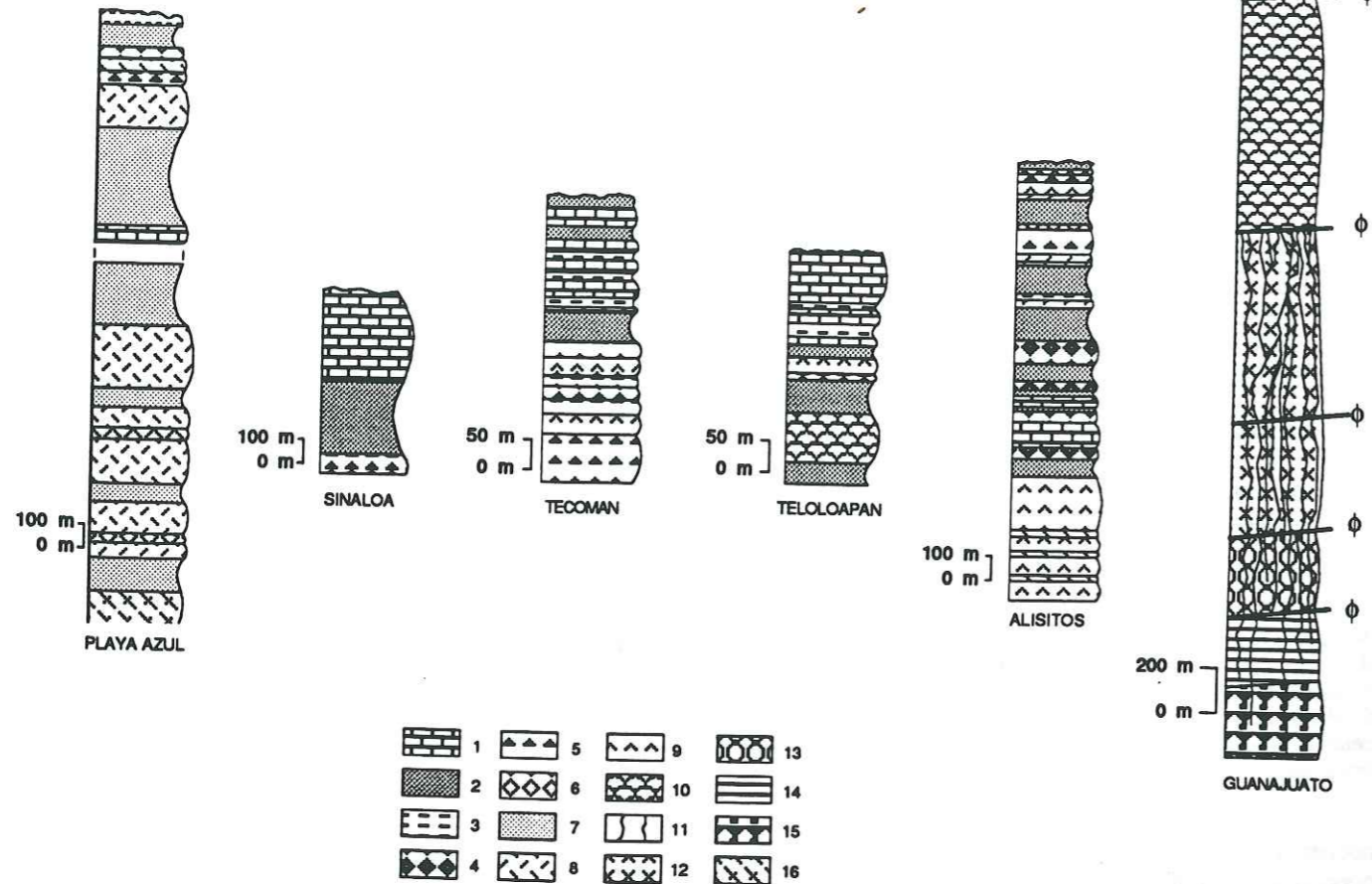


FIG. 4. Colonnes lithostratigraphiques simplifiées représentatives des parties de l'arc Alisitos-Teloloapan du terrain de Guerrero qui affleurent dans le centre, le sud et l'ouest du Mexique. 1, calcaires de plate-forme récifale de l'Aptien-Albien; 2, grès et silts volcano-clastiques; 3, marnes; 4, brèches volcano-clastiques; 5, laves basiques; 6, laves acides; 7, grès et silts rouges; 8, tufs et brèches volcaniques siliceux; 9, tufs et brèches volcaniques basaltiques et andésitiques; 10, laves en coussins basaltiques et andésitiques; 11, complexe filonien; 12, plutonites acides; 13, diorites à hornblende magnésienne; 14, cumulats gabbroïques; 15, cumulats ultrabasiques; 16, ignimbrites. Voir l'emplacement des localités citées sur la carte du Mexique de la figure 2.

Teloloapan; fig. 2), le terrain de Guerrero possède, au contraire, des séquences plutono-volcaniques et volcano-sédimentaires de même âge, caractéristiques d'un arc construit sur croûte océanique (Monod *et al.* 1990; Talavera *et al.* 1990; Yta *et al.* 1990; Ortiz *et al.* 1991a; Ruiz *et al.* 1991; Tardy *et al.* 1991, 1993; Lapierre *et al.* 1992; Stein *et al.* 1993). Celles-ci comprennent (fig. 4) :

(i) des laves basiques tholéitiques (non représentées ici) et calco-alkalines mises en place sous l'eau (Monod *et al.* 1990; Ortiz *et al.* 1991a; Lapierre *et al.* 1992), fréquemment associées à leurs racines plutoniques (Monod *et al.* 1990; Lapierre *et al.* 1992; Stein *et al.* 1993) dont les rapports élevés de l' ϵ_{Nd} varient de +7 à +9 pour les roches tholéitiques (Lapierre *et al.* 1992) et de +6 à +7 pour les roches calco-alkalines (ZY-26, SS-5; tableau 1; fig. 6; Stein *et al.* 1993);

ceux-ci indiquent qu'elles dérivent d'une source mantellique non contaminée par un composant crustal (Monod *et al.* 1990; Ortiz *et al.* 1991b; Ruiz *et al.* 1991; Tardy *et al.* 1991; Lapierre *et al.* 1992; Stein *et al.* 1993);

(ii) des laves calco-alkalines épanchées à la fin de l'activité de l'arc, dont les rapports de l' ϵ_{Nd} sont légèrement plus bas ($\epsilon_{Nd} = +2$ à $+4$; Talavera *et al.* 1990); (Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cette diminution du rapport de l' ϵ_{Nd} des laves au cours du développement de l'arc. La contamination de la source mantellique par des sédiments subductés détritiques en provenance de l'érosion d'un craton ancien (Whitford et Jezek 1982) entraînerait une diminution de l' ϵ_{Nd} . En effet, il suffirait d'incorporer moins de 10% de sédiments détritiques fins d'origine crustale ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0,5123$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,717$; Hawkesworth *et al.* 1991) à la source mantellique des basaltes tholéitiques de la base de l'arc ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0,513033$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,704333$; Lapierre *et al.* 1992) pour obtenir les rapports isotopiques des andésites sommitales de l'arc ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512674$; Talavera *et al.* 1990). Ces mêmes rapports peuvent aussi être expliqués par la présence, dans le coin asthénosphérique, d'une source de

basalte d'île océanique caractérisée par des rapports isotopiques du Nd inférieurs à ceux des basaltes de rides médio-océaniques, et dont la fusion partielle serait à l'origine des laves calco-alkalines.)

(iii) des formations sédimentaires associées, pélagiques siliceuses ou carbonatées au Néocomien (Monod *et al.* 1990; Tardy *et al.* 1991) puis récifales à périrécifales à l'Aptien-Albien (Talavera *et al.* 1990; Guerrero *et al.* 1990; Ortiz *et al.* 1991a; Tardy *et al.* 1991). Une séquence de même type, également engendrée sur croûte océanique, affleure sporadiquement au sud-ouest de Colima, près de Tecoman (fig. 2). Sur 400 m d'épaisseur visible à l'affleurement, elle comprend des coulées basaltiques massives, surmontées de brèches à éléments volcaniques et calcaires qui sont recouvertes d'abord par des marnes à interlits de calcaires et de tufs gréseux verdâtres,

puis par des calcaires à rudistes plus ou moins finement stratifiés (fig. 4). Cette séquence, dans laquelle les calcaires ont livré une microfauve de l'Albien (Michaud *et al.* 1989), est recoupée par des intrusions de dolérite et microdiorite calco-alkalines tertiaires.

Les basaltes sont à phénocristaux millimétriques isolés d'olivine altérée en calcite, céladonite et iddingsite, accompagnée d'augite fortement zonée à bordure de salite. Leur texture est toujours fluidale, parfois même trachytique avec de très nombreux microlites jointifs de plagioclase calcique associé à de la sanidine. Leur matrice renferme des petits prismes de clinopyroxène, altéré parfois en actinote, des granules d'oxydes de fer et des xénolites de basalte intersertal à clinopyroxène. Les vacuoles, parfois très abondantes, sont à remplissage de smectites, épidote \pm calcite \pm quartz. Ces basaltes sont alumineux

des laves de l'arc Alisitos-Teloloapan

Playa Azul [†] M91-25 Basalte Calco-alcalin	Playa Azul [†] M91-36 Andésite Calco-alcaline	Playa Azul [†] M91-45 Andésite Calco-alcaline	Playa Azul [†] M91-42 Andésite Calco-alcaline	Playa Azul [†] M91-44 Dacite Calco-alcaline	Playa Azul [†] M91-40 Rhyolite Calco-alcaline	Playa Azul [†] M91-2 Rhyolite Calco-alcaline
50,97	52,54	61,23	59,74	67,90	68,98	75,90
1,30	0,49	0,62	0,72	0,42	0,38	0,10
16,06	21,92	16,91	16,87	17,26	13,60	12,97
8,36	6,12	4,75	5,29	2,94	2,93	0,75
0,15	0,06	0,06	0,14	0,02	0,04	0,01
6,36	4,73	1,55	3,22	0,18	0,65	0,20
5,80	4,08	5,32	3,05	0,83	2,54	0,58
5,29	4,90	5,12	4,76	5,76	3,32	4,48
0,53	1,23	1,02	3,35	4,10	4,40	4,10
0,19	0,19	0,21	0,18	0,55	0,12	0,02
5,47	4,47	4,13	2,62	0,80	2,19	1,22
100,34	100,37	100,77	100,76	100,34	99,11	100,31
64	38	6	33	6	19	8
65	14	6	83	6	9	5
190	68	127	136	58	48	4
23	7	10	10	12	8	7
110	72	98	118	127	145	68
2	4	3	6	7	5	7
68	274	551	1126	1341	1009	217
424	529	520	440	311	379	989
7	10	15	74	43	nd	24
70,90	40,8	37,95	36,61	—	—	—
4,72	10,28	9,80	11,8	—	—	—
7,37	5,27	11	8,89	13,30	22,10	13
18,8	9,90	23,50	20	24,80	38,30	23,10
12,7	4,73	11,80	11,9	11,50	14,90	7,73
3,38	1,88	2,75	3,06	2,04	1,89	1,32
1,22	1,06	0,83	0,94	0,84	0,97	0,32
3,60	1,72	1,96	3,35	2,19	1,51	0,74
3,67	1,58	1,60	3,61	2,25	1,81	0,68
nd	nd	nd	1,47	nd	nd	nd
1,46	0,71	0,51	2,1	1,34	1,03	0,33
0,22	0,43	0,10	0,41	0,13	0,38	0,07
3,41	5,01	14,58	2,85	6,71	3,21	26,63
3,60	1,31	3,66	1,48	—	4,42	—

Porphyrique Ca-clinopyroxène, Ca-plagioclase	Porphyrique Ca-clinopyroxène, labrador	Porphyrique Mg-hornblende, biotite, albite	Porphyrique Clinopyroxène, plagioclase	Porphyrique Plagioclase, orthopyroxène, Na-K-feldspaths	Porphyrique Amphibole	Porphyrique Mg-hornblende, biotite, K-Na- feldspaths
--	--	--	--	--	--------------------------	--

(M91-12 et M91-15; $Al_2O_3 \approx 17-18\%$; tableau 1) et systématiquement appauvris en TiO_2 ($< 1\%$; tableau 1). Les faciès relativement frais présentent des teneurs élevées en potassium (M91-12; $K_2O \leq 3\%$; tableau 1; fig. 5c'), barium et strontium ($Ba \approx 400$ ppm; $Sr \approx 700$ ppm), à l'exception des roches où la sanidine est remplacée secondairement par de l'albite et (ou) une association cryptocristalline albite-argiles ($K_2O = 0,3-1\%$, $Rb = 4-12$ ppm, $Ba = 38-200$ ppm, $Sr = 317-639$ ppm). Ces roches se caractérisent aussi par un enrichissement marqué en terres rares légères ($(La/Yb)_N = 4,72-5,98$; fig. 5c), P et Nb et par un appauvrissement en Sm, Y et Yb (fig. 5c'; tableau 1), par rapport aux tholéiites abyssales.

Ces basaltes présentent des caractères de basalte shoshonitique, car ils renferment de la sanidine et les faciès peu altérés sont riches en éléments alcalins et alcalino-terreux (Morrison

1980; Gill 1981, 1987). Leurs rapports K/Rb (545), Rb/Sr (0,053) et Ba/Rb (10,9), leurs teneurs en P_2O_5 et en Y et leur enrichissement en terres rares légères sont dans les fourchettes des valeurs des shoshonites des arcs insulaires intra-océaniques données en référence (Morrison 1980; Gill 1987). Ils se sont vraisemblablement épanchés à la fin du développement de l'arc Alisitos-Teloloapan dans la partie édifiée sur croûte océanique. En effet, ils diffèrent des basaltes shoshonitiques des marges actives, comme ceux du Pérou central (Lefèvre 1973) ou de Turquie (Keller 1983), lesquels sont nettement plus enrichis en Ba (1529-3299 ppm), Sr (1104-6021 ppm), Rb (59-110 ppm), P_2O_5 (0,6-0,8%) et terres rares légères ($(La/Yb)_N = 40-50$).

(3) En fonction des données stratigraphiques, pétrographiques et géochimiques disponibles, il apparaît donc que le

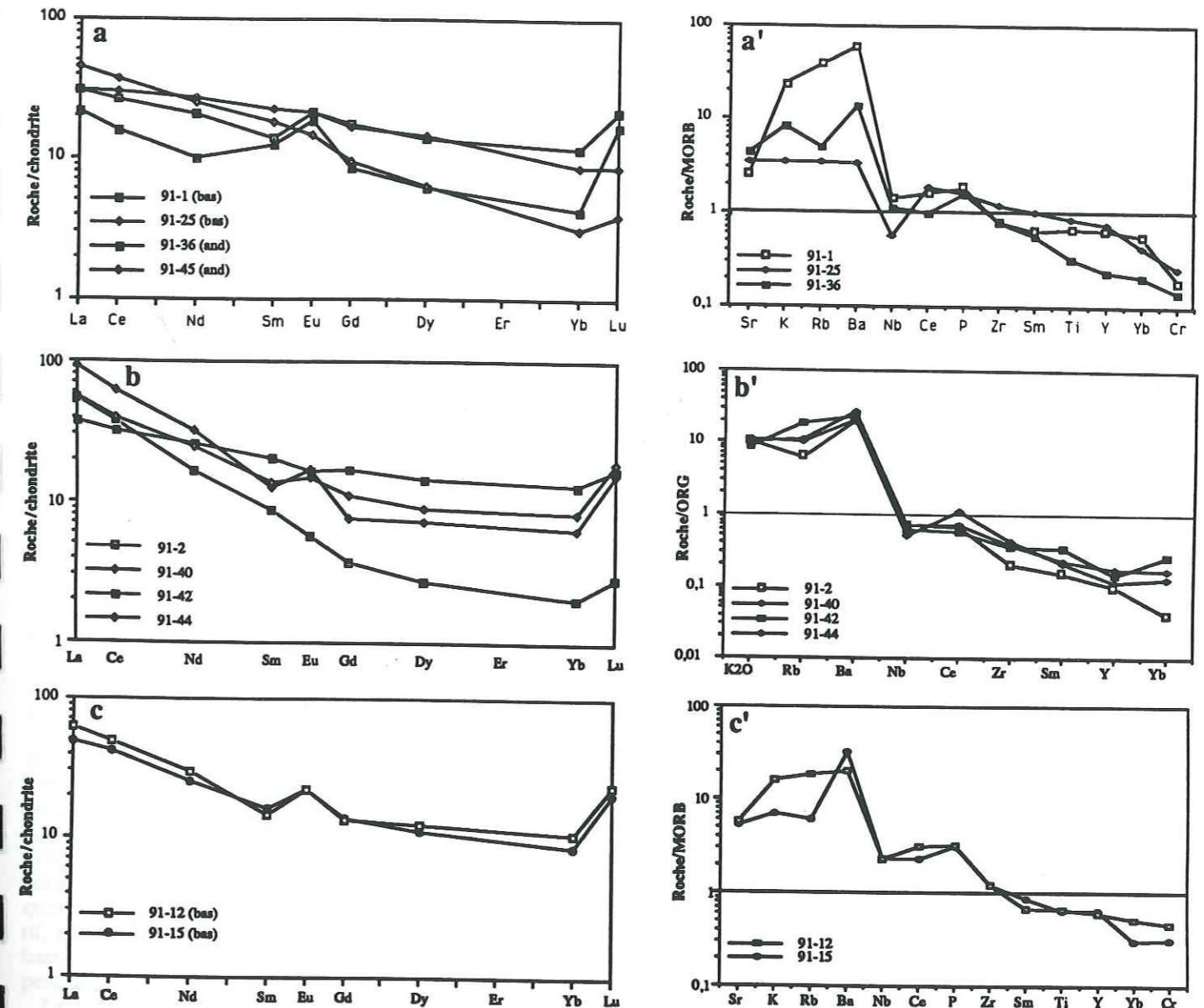


FIG. 5. Spectres étendus normalisés aux basaltes des rides médio-océaniques (MORB) (d'après Pearce *et al.* 1984) et aux granites des rides océaniques (ORG) (d'après Pearce *et al.* 1984) et spectres de terres rares normalisés aux chondrites (d'après Evensen *et al.* 1978) des laves albo-aptiennes de l'arc Alisitos-Teloloapan (tableau 1). (a) et (a') Basaltes et andésites calco-alcalins de Playa Azul édifiés sur un substratum continental. (b) et (b') Andésites, dacites et rhyolites calco-alcalines de Playa Azul édifiés sur un substratum continental. (c) et (c') Basaltes shoshonitiques de Tecoman édifiés sur un substratum océanique.

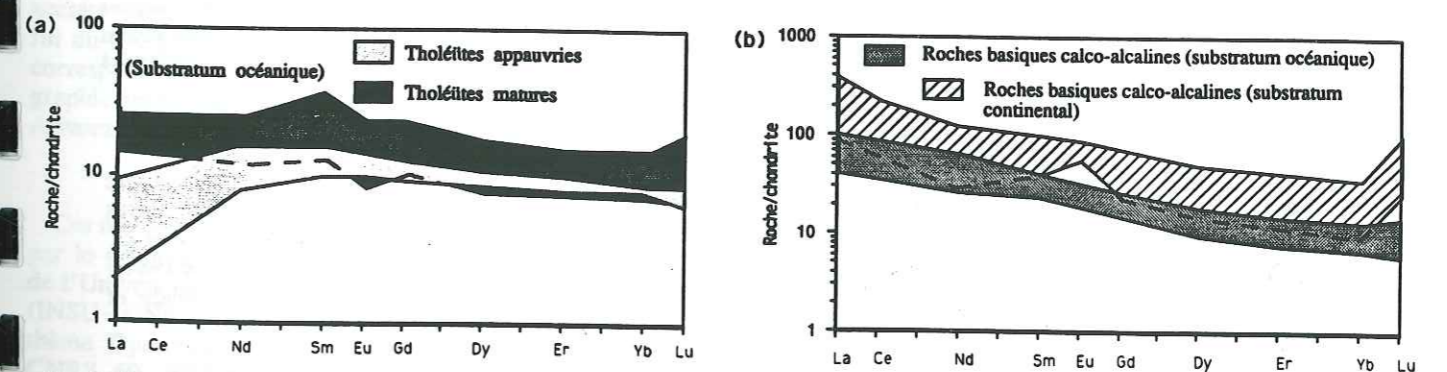


FIG. 6. Spectres de terres rares de laves basiques du Crétacé inférieur ($SiO_2 < 55\%$) de l'arc Alisitos-Teloloapan (d'après Monod *et al.* 1990; Talavera *et al.* 1990; Ortiz *et al.* 1991a; Tardy *et al.* 1993; Lapierre *et al.* 1992; Stein *et al.* 1993). (a) Champs comparatifs des tholéiites appauvries (Guanajuato et Zacatecas) et matures (Arcelia, Saucito) édifiées sur croûte océanique. (b) Champs comparatifs des roches basiques calco-alcalines édifiées soit sur croûte océanique (plutons calco-alcalins de Guanajuato, tableau 1; basalte à olivine de Fresnillo, tableau 1; laves calco-alcalines de Teloloapan), soit sur croûte continentale (données du tableau 1 et des fig. 5a et 5a').

S.-O.

N.-E.

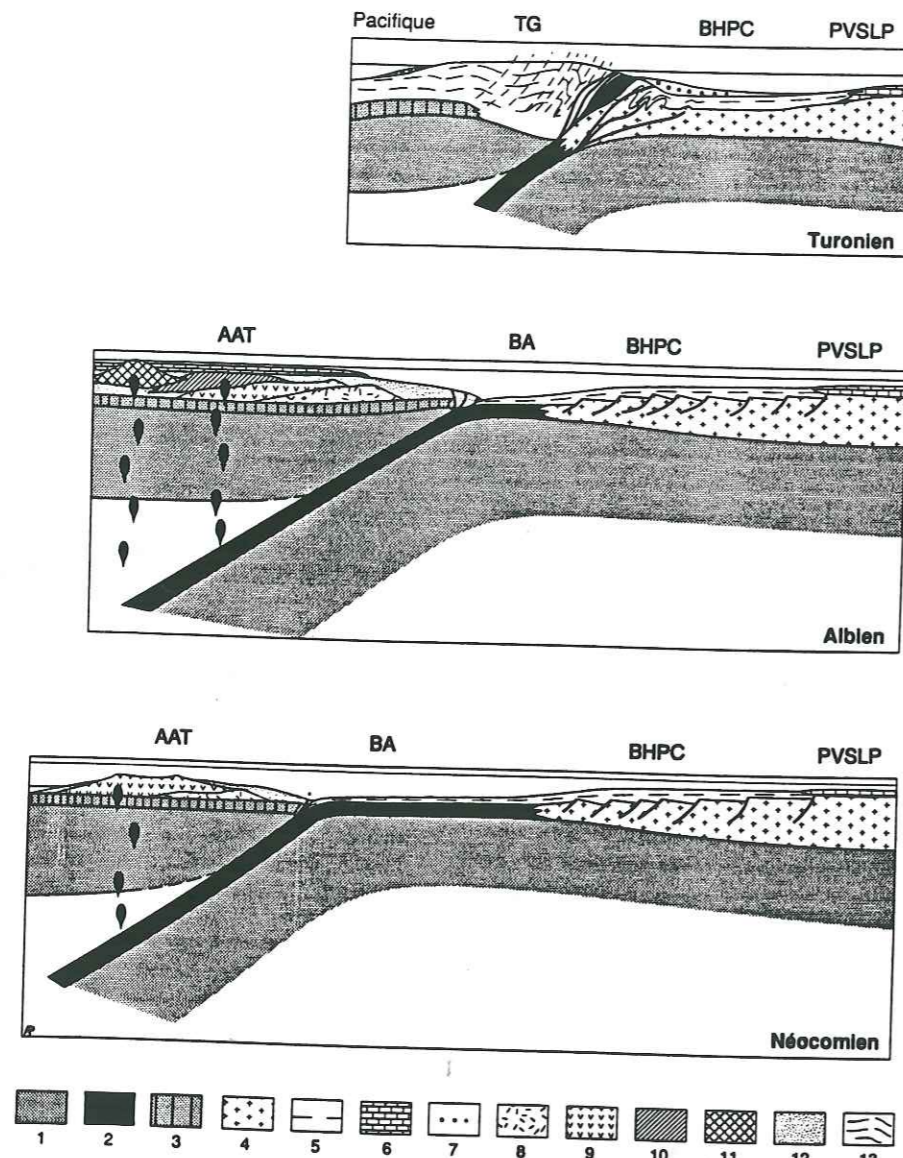


FIG. 7. Évolution tectono-magmatique du segment de l'arc Alisitos-Teloloapan édifié sur croûte océanique. AAT, arc Alisitos-Teloloapan; BA, bassin d'Arperos; BHPC, bassin du haut plateau central; PVSLP, plate-forme de Valles - San Luis Potosí; TG, terrain de Guerrero. 1, Manteau lithosphérique; 2, croûte océanique du bassin d'Arperos; 3, substratum crustal océanique de l'arc Alisitos-Teloloapan; 4, croûte continentale nord-américaine; 5, sédiments pélagiques; 6, calcaires néritiques de plate-forme; 7, sédimentation détritico-syn- à post-collision arc - craton nord-américain; 8, roches ignées tholéitiques du Néocomien; 9, basaltes et gabbros calco-alcalins du Néocomien; 10, basaltes (Tecomán); 11, basaltes shoshonitiques albiens dans sa partie frontale orientale; 12, sédimentation détritico et volcano-clastique associée au volcanisme d'arc; 13, arc Alisitos-Teloloapan tectonisé et schistosé.

terrain de Guerrero était au Crétacé précoce un arc volcano-plutonique (l'arc Alisitos-Teloloapan) engendré et fonctionnant en milieu intra-océanique (intra-Pacifique) en partie sur croûte océanique, en partie sur blocs continentaux. Ces derniers avaient des tailles variables : plusieurs centaines de kilomètres pour le bloc de Basse Californie - nord-ouest du Mexique (aujourd'hui séparé en deux par l'ouverture récente du golfe de Californie), quelques dizaines de kilomètres pour le mini-bloc de Playa Azul recoupé, il est vrai, par la fosse d'Acapulco née au Cénozoïque (fig. 2). À l'est ou entre ces blocs (Colima), le substratum de l'arc était fait de croûte océanique.

Le terrain de Guerrero, avant sa collision avec la partie

mexicaine du continent nord-américain, était ainsi un arc intra-Pacifique que l'on peut comparer aux arcs insulaires actuels du Pacifique comme les arcs de Banda (Silver *et al.* 1985), de Taupo-Hikurangi en Nouvelle-Zélande (Cole 1984), d'Indonésie (Whitford *et al.* 1981) et du Japon (Nohda et Wasserburg 1981; Matsuhiwa et Kurawasa 1983).

Un nouveau modèle pour l'évolution du terrain de Guerrero au Crétacé précoce

C'est sur la transversale Guanajuato-Colima que les formations volcaniques et plutoniques de l'arc Alisitos-Teloloapan, ici engendré sur croûte océanique, sont le mieux étudiées à

date. Le modèle évolutif que nous proposons (fig. 7) a été établi en fonction des données actuellement disponibles sur cette partie de l'arc, de la découverte des séries représentatives d'un bassin à substratum océanique (bassin d'Arperos) à l'ouest immédiat du bassin de la haute chaîne (Tardy *et al.* 1991, 1993) et de celles plus classiques concernant l'évolution paléogéographique au Mésozoïque du Mexique central et oriental (Tardy 1980; Carfantan 1986; Tardy *et al.* 1986). Trois étapes illustrent cette évolution :

Au Néocomien, la partie mexicaine du continent nord-américain est limitée, côté Pacifique, par une marge stable portant le bassin du haut plateau central où s'accumulent des dépôts carbonatés et siliceux. Cette marge borde le bassin d'Arperos à croûte océanique, siège d'une sédimentation à dominante siliceuse associée à un magmatisme alcalin intraplaque (Monod *et al.* 1990; Tardy *et al.* 1991, 1993).

Le bassin d'Arperos est en voie de résorption par subduction vers l'ouest-sud-ouest sous la croûte Pacifique, sur le bord de laquelle se mettent en place les formations volcano-plutoniques de l'arc Alisitos-Teloloapan; il s'agit d'abord de roches ignées tholéitiques appauvries en terres rares légères (séquence pluto-volcanique de Guanajuato et basaltes en coussins de Zacatecas datés du Jurassique tardif - Crétacé précoce; fig. 6a; Yta *et al.* 1990; Lapierre *et al.* 1992) suivies de tholéites matures d'arc (Saucito et Arcelia; fig. 6a; Yta *et al.* 1990; Ortiz *et al.* 1991b) et de quelques laves en coussins basaltiques dans des radiolarites et des calcaires micritiques du Crétacé inférieur (de Cserna 1976; Yta *et al.* 1990; Ortiz *et al.* 1991a).

À l'Aptien tardif - Albien, la subduction a quasiment résorbé le bassin d'Arperos, si bien, que l'arc occupe une position proche du continent nord-américain. L'activité de celui-ci se manifeste par la mise en place, dans sa partie frontale, de volcanites calco-alcalines à prédominance basique (Teloloapan, fig. 5b; Talavera *et al.* 1990), alors que du côté occidental et à l'arrière, s'épanchent des magmas shoshonitiques (Tecomán, fig. 5c et 5c'). Sur les hauts-fonds du dispositif, que se soit celui de Valles - Sans Luis Potosí à l'ouest du bassin du haut plateau central ou sur ceux de l'arc, se développent des plates-formes de calcaires récifaux et périrécifaux.

La collision arc - continent intervient à la fin du Crétacé précoce. Elle induit la déformation par écaillage de la marge continentale ainsi que de celle de l'arc accréte qui, désormais émergé, la chevauche. Les produits de destruction de l'arc accréte s'accumulent à ses pieds et tout particulièrement dans le bassin du haut plateau central mexicain qui sera progressivement comblé jusqu'au Paléocène. L'arc Alisitos-Teloloapan, accréte par collision à la marge occidentale mexicaine dès la fin du Crétacé précoce, constitue le terrain de Guerrero. Il correspond à l'élément émergé caractéristique de la paléogéographie mexicaine au Crétacé tardif, désigné autrefois par Alvarez (1949) sous le vocable de « continent occidental ».

Remerciements

Ces recherches ont été réalisées grâce au financement accordé par le programme (DBT) de l'Institut national des sciences de l'Univers - Centre national de la recherche scientifique (INSU-CNRS), contribution CNRS-INSU-DBT n° 459, thème Dynamique globale, et les laboratoires associés au CNRS, 69, 1277 et 1366. Nous remercions vivement le Consejo de Recursos Minerales, l'Escuela de Ciencias de la Tierra de l'Université du Guerrero et l'Instituto de Geología de l'Universidad Nacional Autónoma du Mexique pour la mise à dis-

position de véhicule de terrain et pour les nombreuses et fructueuses discussions sur la géologie du Mexique.

- Allison, E. C. 1975. Reconnaissance geology of the State of Baja California. Geological Society of America Memoir n° 140.
- Almazán-Vázquez, E. 1988a. Geoquímica de las rocas volcánicas de la Formación Alisitos del Arroyo La Bocana en el Estado de Baja California Norte. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 7(1) : 78-88.
- Almazán-Vázquez, E. 1988b. Marco paleosedimentario y geodinámico de la Formación Alisitos en la Península de Baja California, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 7(1) : 41-51.
- Alvarez, M., Jr. 1949. Unidades tectónicas de la República Mexicana. Boletín de la Sociedad geológica mexicana, 14 : 1-22.
- Bonneau, M. 1972. Données nouvelles sur les séries crétacées de la côte pacifique du Mexique. Bulletin de la Société géologique de France, sér. 7, XIV : 55-65.
- Campa, M. F. 1985. The Mexican thrust belt. Dans Tectono-stratigraphic terranes of the circum-Pacific region. Éditeur : D. G. Howell. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, n° 1. pp. 299-313.
- Campa, M. F., et Coney, P. J. 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resources distributions in Mexico. Revue canadienne des sciences de la Terre, 20 : 1040-1051.
- Campa, M. F., et Ramírez, J. 1979. La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. Série técnico científica. Universidad Autónoma de Guerrero, Guerrero.
- Campa, M. F., Oviedo, A., et Tardy, M. 1976. La cabalgadura laramida del dominio volcánico-sedimentario (arco de Alisitos-Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los estados de Guerrero y México. Congreso Latino-Americano de Geología, Acapulco, resumé. p. 23.
- Carfantan, J.-C. 1986. Du système cordillera nord-américain au domaine Caraïbe. Étude géologique du Mexique méridional. Thèse de doctorat d'État, Université de Savoie, Chambéry.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P., Patchett, J., et Ortega-Gutiérrez, F. 1991. Geology, sandstone petrofacies and geochemistry of the Guerrero terrane, western Mexico. 5th International Circum-Pacific Terranes Conference, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, comunicación n° 42. pp. 39-43.
- Cochemé, J.-J. 1985. Le magmatisme cénozoïque dans le nord-ouest du Mexique. Cartographie de la région de Yecora-Maicoba-Mulatos. Illustration magmatique de la fin d'un régime en subduction et du passage à un régime distensif. Thèse d'État, Université Aix-Marseille III, Aix-en-Provence.
- Cole, J. W. 1984. Taupo-Rotorua depression: an ensialic marginal basin of North Island, New Zealand. Dans Marginal basin geology, volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins. Éditeurs : B. P. Kokelaar et M. F. Howells. Geological Society, Special Publication (London), n° 16. pp. 109-120.
- Coney, P. J. 1989. The North America Cordillera. Dans The evolution of the Pacific Ocean margins. Éditeur : Z. V. I. Ben-Avraham. Oxford University Press, Oxford. pp. 43-52.
- Coney, P. J., Jones, D. L., et Monger, J. W. H. 1980. Cordilleran suspect terranes. Nature (London), 188 : 329-333.
- Córdoba, D. A., Tardy, M., Carfantan, J.-C., Campa, M. F., et Rangin, C. 1980. Le Mexique mésogéen et le passage au système cordillera de type Californie. 26^e Congrès géologique international, Paris, colloque C5. pp. 18-29.
- Dávila-Alcocer, A. V. M., et Martínez Reyes, J. 1987. Una edad cretácica para las rocas basales de la Sierra de Guanajuato. Dans Resúmenes del Simposio sobre la geología de la Sierra de Guanajuato. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México. pp. 19-20.
- de Cserna, Z. 1976. Geology of the Fresnillo area, Zacatecas, Mexico. Geological Society of America Bulletin, 87 : 1191-1199.
- de Cserna, Z. 1989. An outline of the geology of Mexico. Dans



ELSEVIER

Tectonophysics 230 (1994) 49–73

TECTONOPHYSICS

The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous

M. Tardy ^a, H. Lapierre ^b, C. Freydier ^b, C. Coulon ^c, J.-B. Gill ^d,
B. Mercier de Lepinay ^e, C. Beck ^a, J. Martinez R. ^f, O. Talavera M. ^{b,g},
E. Ortiz H. ^{b,h}, G. Stein ⁱ, J.-L. Bourdier ⁱ, M. Yta ^{h,i}

^a URA-CNRS 69, Université de Savoie, Laboratoire de Géodynamique, B.P. 1104, 73011 Chambéry, France

^b URA-CNRS 69, Université Joseph Fourier, Inst. Dolomieu, 15 rue M. Gignoux, 38031 Grenoble, France

^c URA-CNRS 1277, Université Aix-Marseille III, Faculté des Sciences de St Jérôme, B.P. 441, 13397 Marseille Cédex 13, France

^d Earth Sciences Department, University of California, Santa Cruz, CA 95064, USA

^e URA-CNRS 1279, Université de Nice, Sophia Antipolis, Institut de Géodynamique, Rue Albert Einstein, 06560 Valbonne, France

^f Universidad Nacional Autónoma, Instituto de geología, Estación del Centro, Apartado Postal 376, Guanajuato, Gto., Mexico

^g Universidad Autónoma de Guerrero, Ap. Post. 197, Taxco, Gro., Mexico

^h Consejo de Recursos Minerales, Centro Minero Nacional, Blvd. Felipe Angeles, CP 42080, Pachuca, Hgo., Mexico

ⁱ URA-CNRS 1366, Université d'Orléans, Laboratoire de Géologie structurale, B.P. 6744, 45067 Orléans Cédex 02, France

(Received February 11, 1993; revised version accepted August 19, 1993)

Abstract

The Guerrero suspect terrane, composed of Late Jurassic–Early Cretaceous sequences, extends from Baja California to Acapulco and is considered to be coeval with the late Mesozoic igneous and sedimentary arc sequences of the Greater Antilles, the West Indies, Venezuela and the Western Cordillera of Colombia. These sequences represent the remnants of an arc which accreted to the North American and northern South American cratons at the end of the Cretaceous.

In western Mexico, the arc sequences built on continental crust consist of high-K calc-alkaline basalts, andesites and rhyolites enriched in LREE with abundant siliceous pyroclastic rocks interbedded either with Aptian–Albian reefal limestones or red beds. They do not show magmatic changes during the arc development. In contrast, the arc sequences built on oceanic crust show an evolution with time. Arc activity began with the development of depleted low K-tholeiitic mafic suite (Guanajuato igneous sequence), followed first by mature tholeiitic basalts and then by calc-alkaline olivine basalts interbedded with micritic limestones and radiolarian oozes of Early Cretaceous age. At the end of the arc growth, during Aptian–Albian times, calc-alkaline pillow basalts and andesites poured out in the volcanic front while shoshonitic olivine basalts extruded in the back arc. The tholeiitic and shoshonitic mafic rocks as well as the calc-alkaline lavas are mildly enriched in LREE, Y and Nb and show high ϵ_{Nd} ratios, typical of oceanic arcs. In contrast, the calc-alkaline mafic suite enriched in LREE, Y and Nb exhibits lower ϵ_{Nd} ratios suggesting that it was derived by the partial melting of a mantle source contaminated either by Paleozoic subducted sediments or old source enrichments (OIB).

0040-1951/94/\$07.00 © 1994 Elsevier Science B.V. All rights reserved
SSDI 0040-1951(93)E0190-6

- The geology of North America. Vol. A. *Éditeur*: A. W. Bally et A. R. Palmer. Geological Society of America, Boulder, pp. 233–264.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. J., et O'Nions, R. K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42 : 1199–1212.
- Ferrusquía-Villafranca, I., Applegate, S. P., et Espinosa-Arrubarrena, L. 1978. Rocas volcanosedimentarias mesozoicas y huellas de dinosaurios en la región suroccidental pácifica de México. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto Geología, Revista*, 2(2) : 150–162.
- Gastil, R. G., Phillips, R. P., et Allison, E. C. 1975. Reconnaissance geology of the State of Baja California. *Geological Society of America Memoir* n° 140.
- Gill, J. B. 1981. Orogenic andesites and plate tectonics, minerals and rocks. Vol. 16. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Gill, J. B. 1987. Early geochemical evolution of an oceanic island arc and back-arc: Fiji and the south Fiji basin. *Journal of Geology*, 95 : 589–615.
- Guerrero, M., Ramírez, J., et Talavera, O. 1990. Estratigrafía del Arco Cretácico inferior de Teloloapan, Gro. *Dans* Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, Resúmenes, p. 52.
- Hawkesworth, C. J., Herct, J. M., Ellam, R. M., et McDermott, F. 1991. Element fluxes associated with subduction related magmatism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 335 : 393–405.
- Keller, J. 1983. Potassic lavas in the orogenic volcanism of the Mediterranean area. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18 : 321–335.
- Lapierre, H., Ortiz, E. L., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C., et Zimmermann, J.-L. 1992. A crustal section of an intra-oceanic island arc: the Late Jurassic – Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence (central Mexico). *Earth and Planetary Science Letters*, 108 : 61–77.
- Lefèvre, C. 1973. Les caractères magmatiques du volcanisme Plio-Quaternaire des Andes dans le sud du Pérou. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 41 : 259–271.
- Matsuhisa, Y., et Kurasawa, H. 1983. Oxygen and strontium isotopic characteristics of calc-alkalic volcanic rocks from the central and western Japan arcs: evaluation of contribution of crustal components to magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18 : 483–510.
- Michaud, F., Bourgeois, J., Barrier, E., et Fourcade, E. 1989. La série crétacée de Tecoman (État de Colima) : conséquences sur les rapports structuraux entre zones internes et externes de l'édifice montagneux mexicain. *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, sér. 2, 309 : 587–593.
- Monod, O., Lapierre, H., Chiodi, M., Martínez Reyes, J., Calvet, P., Ortiz, E. L., et Zimmermann, J.-L. 1990. Reconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central : la séquence volcano-plutonique de Guanajuato (Crétacé inférieur). *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, sér. 2, 310 : 45–51.
- Morrison, G. W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13 : 97–108.
- Nohda, S., et Wasserburg, G. J. 1981. Nd and Sr isotopic study of volcanic rocks from Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 34 : 264–276.
- Núñez-Espinal, J., et Melchior, A. 1991. Exploración geoquímica para prospección por oro en el estado de Michoacán. *Dans* Convención sobre la evolución geológica de México. Pachuca, résumé, pp. 137–138.
- Ortiz, E., Lapierre, H., et Talavera, O. 1991a. The Palmar Chico – Arcelia tholeiitic and calc-alkaline volcano-sedimentary sequences: evidence of sub-marine stratovolcanoes in the Late Jurassic – Early Cretaceous intra-oceanic island arc of southern Mexico. *Terra Abstracts*, 3 : 325–326.
- Ortiz, E., Yta, M., Talavera, O., Lapierre, H., Monod, O., et Tardy, M. 1991b. Origine intra-océanique des formations volcano-plutoniques d'arc du Jurassique supérieur – Crétacé inférieur du Mexique centro-méridional. *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, sér. 2, 305 : 1093–1098.
- Pearce, J. A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Dans* Continental basalts and mantle xenoliths. *Éditeur*: C. J. Hawkesworth et N. J. Norry. Shiva Publishing, Nantwich, pp. 230–249.
- Pearce, J. A., Nigel, B., Harris, W., et Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25 : 956–983.
- Radelli, L. 1988. La nappe Olvidada et le sillon aptien–albien du Golfe de Californie. *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, sér. 2, 306 : 813–816.
- Radelli, L. 1990. La chaîne névadienne (gilienne) et ses déformations crétacées au Nord-Ouest du Mexique (nappes d'origine gondwaniennne de Caborca et du Sonora central). *Géologie alpine*, 66 : 57–99.
- Rangin, C. 1982. Contribution à l'étude géologique du système cordilléraïn du Nord-Ouest du Mexique. Thèse de doctorat d'État ès sciences, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Ruiz, J., Centeno, E. G., Coney, P. J., Patchett, P. J., et Ortega, F. G. 1991. El terreno Guerrero y su posible correlación con el basamento de la región del Caribe. *Dans* Convención sobre la evolución geológica de México. Pachuca, résumé, pp. 192–193.
- Servais, M., Cuevas Perez, E., et Monod, O. 1986. Une section de Sinaloa à San Luis Potosí : une nouvelle approche de l'évolution du Mexique nord-occidental. *Bulletin de la Société géologique de France*, sér. II, 6 : 1033–1057.
- Silver, E. A., Gill, J. B., Schwartz, D., Prasetyo, H., et Duncan, R. A. 1985. Evidence for a submerged and displaced continental borderland, north Banda Sea, Indonesia. *Geology*, 13 : 687–691.
- Talavera, O., Ramírez, J., Lapierre, H., Monod, O., Campa, M. F., et Tardy, M. 1990. The Albian–Aptian volcano-sedimentary calc-alkaline arc series of Teloloapan (southern Mexico). Correlations with contemporaneous Zihuatanejo sequence and geodynamic implications. *Geowissenschaftliches Lateinamerika, Kolloquium, Ludwig-Maximilians-Universität München, München, résumés*.
- Tardy, M. 1980. Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre orientale du Mexique. Thèse d'État, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Tardy, M., et Maury, R. 1973. Sobre la presencia de elementos de origen volcánico en las areniscas de los flyschs de edad Cretácico superior de los estados de Coahuila y de Zacatecas, México. *Boletín de la Sociedad geológica mexicana*, 34 : 5–12.
- Tardy, M., Carfantan, J.-C., et Rangin, C. 1986. Essai de synthèse sur la structure du Mexique. *Bulletin de la Société géologique de France*, sér. II, 6 : 1025–1031.
- Tardy, M., Lapierre, H., Bourdier, J.-L., Yta, M., et Coulon, C. 1991. The Late Jurassic – Early Cretaceous arc of western Mexico (Guerrero terrane); origin and geodynamic evolution. *Dans* Convención sobre la evolución geológica de México. Pachuca, résumé, pp. 213–215.
- Tardy, M., Lapierre, H., Bourdier, J.-L., Coulon, C., Thaery, J. M., Martínez Reyes, J., Ortiz, E. L., Yta, M., et Beck, C. 1993. Intraoceanic settings of the Western Mexico Late Jurassic – Early Cretaceous arc sequences. Implications for the Pacific–Thetys geodynamic relationships during the Cretaceous. *Geodynamica Acta*. Sous presse.
- Whitford, D. J., et Jezek, P. A. 1982. Isotopic constraints on the role of subducted sialic material in Indonesian island–arc magmatism. *Geological Society of America Bulletin*, 93 : 504–513.
- Whitford, D. J., White, W. M., et Jezek, P. A. 1981. Neodymium isotopic composition of Quaternary island arc lavas from Indonesia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45 : 989–995.
- Yta, M., Lapierre, H., Monod, O., et De Wever, P. 1990. Magmatic and structural characteristics of the Lower Cretaceous arc volcano-sedimentary sequences of Saucito–Zacatecas–Fresnillo (Central Mexico). *Geodynamic implications. Geowissenschaftliches Lateinamerika, Kolloquium, Ludwig-Maximilians-Universität München, München, résumés*.

The Cretaceous arc rocks of the Greater Antilles, interbedded with and/or capped by Aptian–Albian limestones, the Cretaceous andesites of northern Colombia, the Cretaceous tholeiitic and calc-alkaline volcanic rocks of Venezuela, and the Cretaceous volcano-plutonic arc assemblage of Tobago share a similar magmatic evolution with the western Mexican oceanic arc. The tholeiitic plutono-volcanic assemblage of Tobago, depleted in LREE and characterized by high ϵ_{Nd} values is similar to the Guanajuato volcano-plutonic sequence of Mexico, considered to represent the pristine stage of the arc. The mature tholeiitic sequences exposed in the proto-Caribbean arc show flat to moderately enriched LREE patterns like those of the Guerrero terrane. However, felsic plutonic and volcanic rocks prevail in the Caribbean. Calc-alkaline suites, accompanied locally by shoshonitic lavas, characterize the end of arc magmatic activity in both places.

Thus, the geochemical features of the Late Jurassic–Cretaceous arc series of the Guerrero terrane and the proto-Caribbean are consistent with the following plate tectonic model. The Guerrero terrane and the proto-Caribbean probably belonged to the same intra-paleo-Pacific arc system the development of which was related to the subduction of oceanic basins fringing the North and northern South American cratons. This subduction zone was WSW dipping. While subduction was going on, these magmatic arcs drifted, moved closer to the North and South American cratons, and finally collided with the American borderlands at different periods during the Cretaceous.

The late Mesozoic Guerrero and proto-Caribbean arc sequences show striking similarities with the Miocene calc-alkaline lavas dredged from the Banda Ridges, the North Marianas Seamount Province, and the Halmahera and Philippine arcs. We suggest that the diverse but mostly submarine segments of this late Mesozoic intra-Pacific arc rimmed the North and South American cratons as much as these Tertiary arcs rim Southeast Asia.

1. Introduction

The main lithotectonic packages of the North American Cordillera, from Alaska in the north to Mexico in the south, can be subdivided into the cratonic assemblages of the Cordillera foreland and the “suspect terranes” of Coney et al. (1980). Although in large degree a separate entity, the Cordillera is linked via Central America and the Caribbean to the Andes of South America. The “Guerrero suspect terrane” (Campa and Coney, 1983; Campa, 1985; Coney, 1989) is composed of Late Jurassic–Early Cretaceous subduction-related igneous rocks and associated sedimentary rocks, and appears to form a large part of western Mexico (Fig. 1). This terrane accreted to North America during the late Early Cretaceous (Campa et al., 1976; Tardy, 1980) or Late Cretaceous (Donnelly and Rogers, 1978; Campa and Coney, 1983).

The Greater Antilles are mainly Jurassic–Cretaceous ophiolitic and island arc assemblages (Donnelly and Rogers, 1978, 1980; Frost and Snoke, 1980; Girard et al., 1982; Gursky, 1991; Stanek and Cabrera, 1991) and are considered to be coeval to the Guerrero terrane and similar terranes in northwestern South America, and

more specifically in the Western Cordillera of Colombia (Fig. 1; Coney, 1989; Ruiz et al., 1991). In these areas, the Mesozoic arc terranes accreted to North and South America at the end of the Cretaceous.

Whether the Guerrero terrane was an active continental margin of North America (Tardy et al., 1986; De Cserna, 1989; Stéphan et al., 1990), or one or more offshore arcs separated by back-arc basins (Campa and Ramirez, 1979; Campa and Coney, 1983; Servais et al., 1986) is debatable. Recently, it has been proposed that the Guerrero terrane encompasses a complex of continental and oceanic lithospheric fragments collectively constituting an intra-oceanic environment, active for about 40 Ma (Lapierre et al., 1992b; Tardy et al., 1992; Centeno-Garcia et al., 1993).

First, we will present a brief summary of the data on the stratigraphy, petrology and geochemistry of the Guerrero igneous rocks in central and western Mexico. Then, the late Mesozoic Guerrero sequences will be compared with the comparable assemblages of the Greater Antilles, Tobago, Venezuela and the Western Cordillera of northern Colombia. Finally, the geodynamic evolution of these southernmost accreted terranes of

the Cordillera during the late Mesozoic will be discussed, focusing on the relations between Pacific and Tethys oceans.

2. The Guerrero terrane

2.1. Geologic setting and stratigraphy

In Mexico, the Guerrero igneous and sedimentary rocks form scattered outcrops under the Cenozoic volcanic cover (Fig. 2). Six types of lithologic units can be recognized which differ in detail in their combinations of age and character of sedimentary and igneous rocks. All six units are Early Cretaceous in age (145–112 Ma) and all except types I, II and III are capped by Albian (108–96 Ma) reefal limestones. All the rocks are affected by low-grade metamorphism (zeolite to greenschist paragenesis).

The first type is the tectonically dismembered Guanajuato volcano-plutonic assemblage (Fig. 2). It consists of ultramafic-mafic cumulate rocks which grade upwards into diorite and siliceous plutonic rocks. These rocks are intruded by mafic dikes feeding a thick pile of tholeiitic pillow basalts which are conformably overlain by calc-alkaline siliceous lavas and volcanoclastic rocks (Monod et al., 1990; Ortiz et al., 1991; Lapierre et al., 1992a). Tholeiitic diorite is dated at 122 Ma (K/Ar ages of whole rock and magmatic Mg-hornblende; Monod et al., 1990; Lapierre et al., 1992a); 110–100 Ma calc-alkaline plutons (K/Ar ages of magmatic biotite and Mg-hornblende) intrude the tholeiitic ultramafic-mafic cumulate rocks (Stein et al., 1993).

The Type II succession is represented by the Arcelia (Fig. 2; Ortiz et al., 1991; Ortiz, 1992), Saucito (Fig. 2; Yta, 1992) and Zacatecas sequences (Fig. 2; McGhee, 1976; Monod and Calvet, 1991; Yta, 1992). In each, tholeiitic pillow basalts, mafic breccias, and hyaloclastites are interbedded with Early Cretaceous (135–96 Ma) radiolarites, micritic limestones and volcanoclastic rocks (Ortiz et al., 1991). Swarms of mafic dikes intrude the basalts. Calc-alkaline pillow andesites sometimes occur at the top of the preserved volcanic pile in Arcelia (Ortiz, 1992).

The Type III succession is exposed near Fresnillo (Fig. 2; Yta, 1992). It is composed only of calc-alkaline olivine pillow basalts (the Chilitos Formation, De Cserna, 1976) and related volcanoclastic sediments which are interbedded with micritic limestone bearing Neocomian (135–116 Ma) ammonites (the Valdecañas Formation, Cantu Chapa, 1974).

The Type IV succession includes the Teloloapan (Campa and Ramirez, 1979; Talavera, 1993), Tecoman, Zihuatanejo and San Miguel de Allende sequences (Fig. 2; Lapierre et al., 1992b; Ortiz, 1992). It consists of either mafic calc-alkaline pillow basalts and andesites, or shoshonitic basalts, volcanoclastic rocks, and reefal (Guerrero et al., 1990; Talavera, 1993) or pelagic limestones (Michaud et al., 1989). It differs from Type III only in its younger age, being interbedded with and capped by Albian limestone.

The Type V succession is continental. In northwestern Mexico (Sinaloa and Baja California), it consists of calc-alkaline lavas and tuffs (Almazán-Vázquez, 1988a) interbedded with Albian–Aptian limestones and lying unconformably above Carboniferous continental strata (Fig. 2; Bonneau, 1972; Gastil et al., 1975; Mullan, 1978; Almazán-Vázquez, 1988a). In the south, it is exposed along the Pacific coast between Playa Azul and San Juan de Lima (Michoacan state, Fig. 2). There, the sequence consists predominantly of subaerial siliceous calc-alkaline lavas, volcanic breccias, and ash-flow tuffs interlayered with coastal Aptian–Albian limestones and red beds bearing Early Cretaceous dinosaur footprints (Ferrusquia-Villafranca et al., 1978; Lapierre et al., 1992b).

The Type VI succession is represented by the Arperos Formation. It consists of within-plate alkaline pillow basalts and diabases and Early Cretaceous radiolarian oozes (Dávila-Alcocer and Martinez-Reyes, 1987) and thinly bedded siliceous limestones occurring as inter-pillow matrix and/or overlying the basalts. We interpret the igneous rocks as seamounts in an ancient oceanic basin, here named the Arperos basin (Figs. 2 and 3, section A–A'; Lapierre et al., 1992b).

In the south, where the Guerrero igneous and sedimentary formations are the best exposed,

these formations show various compressional deformation features: (1) open folds along the Pacific coast and (2) tight isoclinal folds, topped to

the northeast, with an axial planar cleavage S_1 associated with kilometre-scale SW-dipping slices. These deformation features are best developed

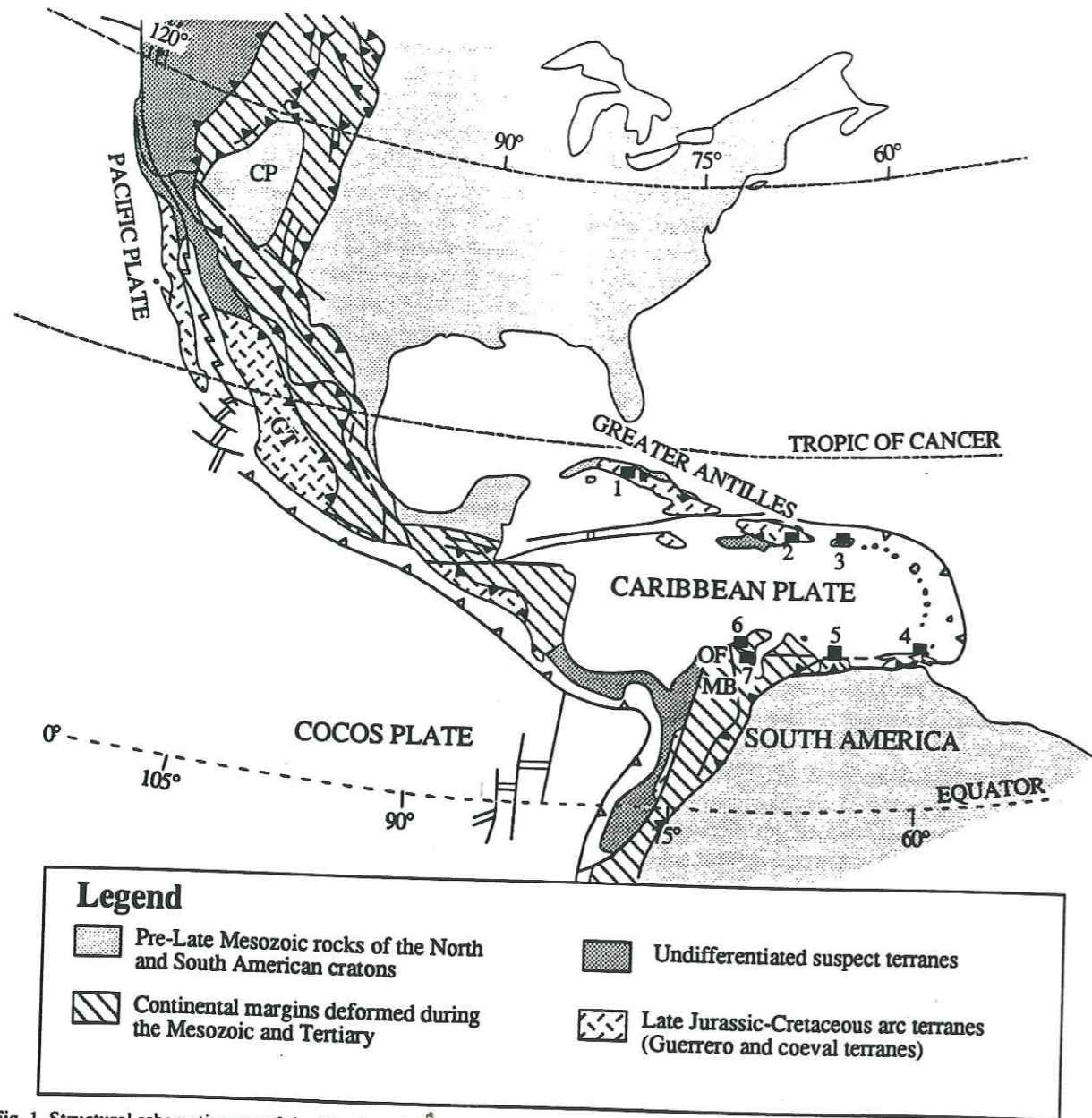


Fig. 1. Structural schematic map of the North and South American Cordilleras showing the location of the Guerrero and coeval arc terranes accreted during the Mesozoic and Tertiary, modified after Coney (1989). 1 = Central Cuba; 2 = Dominican Eastern Cordillera; 3 = Puerto Rico and Virgin islands; 4 = Tobago island; 5 = Venezuela Caribbean Range; 6 = Los Manantiales arc rocks of northern Colombia; 7 = Ipapura calc-alkaline suite; GT = Guerrero terrane; CP = Colorado Plateau; OF = Oca fault; MB = Maracaibo block.

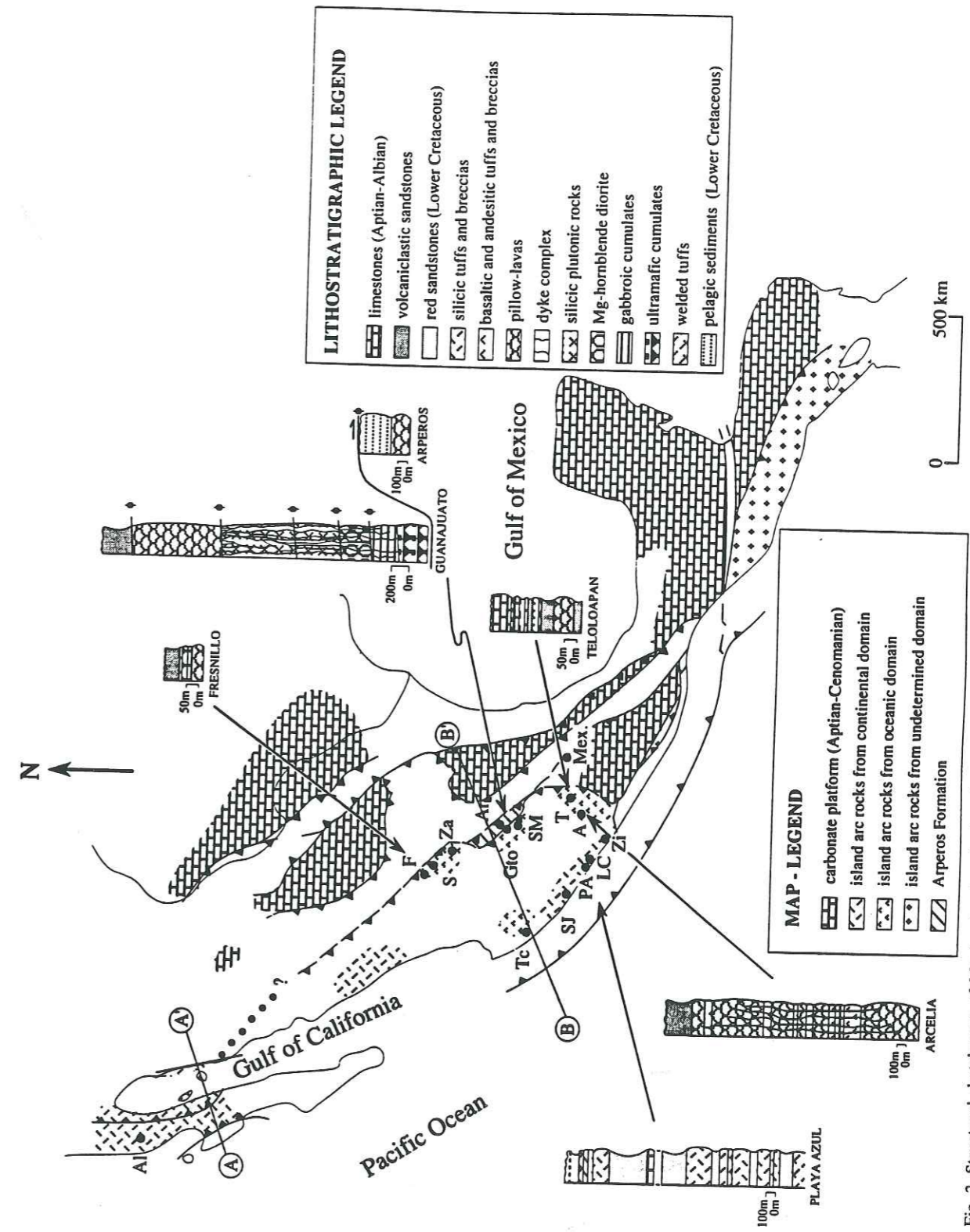


Fig. 2. Structural sketch map of Mexico showing the location of the Late Jurassic-Early Cretaceous successions defined in the Guerrero terrane and described in the text. The Cenozoic volcanic cover has been omitted. Stratigraphy is after De Cserna (1976), McGee (1976), Campa and Ramirez (1979), Almazán-Vázquez (1988a), Michaud et al. (1989), Monod et al. (1991), Ortiz et al. (1991), Monod and Calvet (1992), Lapierre et al. (1992a), Yta (1992) and Talavera (1993). A = Arcelia; AL = Alisitos; Ar = Arperos; F = Fresnillo; Gfo = Guanajuato; LC = Lazaro Cardenas; Mex = Mexico city; P.A. = Playa Azul; S = San Juan de Iruja; Sm = San Miguel de Allende; T = Toluca.

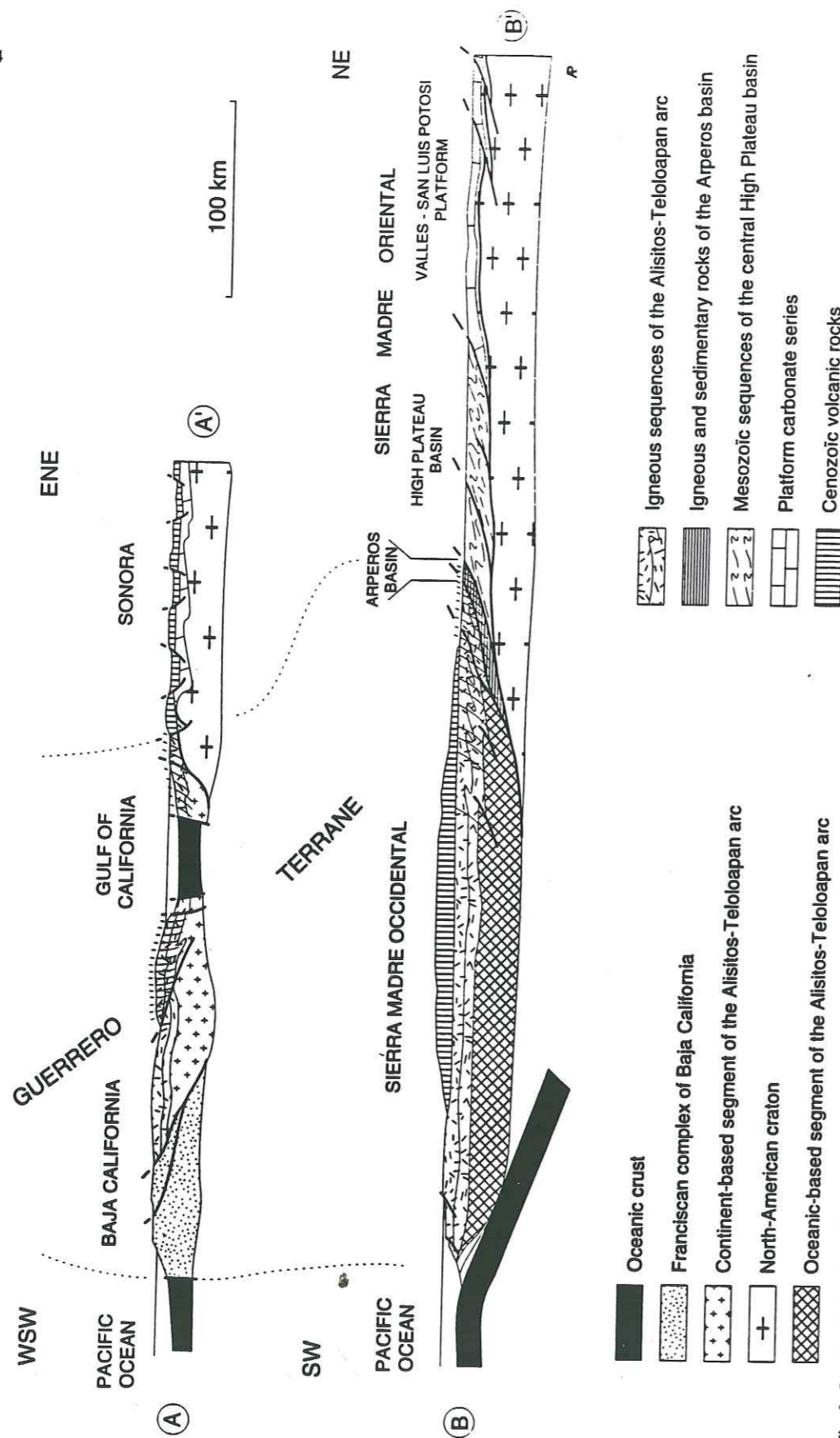


Fig. 3. Cross sections of the Guerrero terrane showing the deformations and the tectonic relationship with the Franciscan complex in the Vizcaino peninsula ($B-B'$) and with the Arperos basin and the carbonate platform series of the Oaxaca bloc ($A-A'$). The location of the cross sections is shown in Fig. 2.

along the easternmost main thrust front where the Guerrero terrane is thrust over the carbonate platform series of the Oaxaca block (Fig. 3, section $B-B'$; Campa et al., 1976; Tardy, 1980; Tardy et al., 1986). Near Guanajuato, Type I arc rocks are thrust over Type VI intra-plate alkali basalts (Figs. 2 and 3, section $A-A'$; Dávila-Alcocer and Martínez-Reyes, 1987; Monod et al., 1990). In this area, all the tectonic thrust contacts of the dismembered Guanajuato arc sequence with the Arperos Formation are subhorizontal or slightly dipping to the west or to the east (maximum dips of 20°). These thrust contacts are sheared and marked out by an ubiquitous subhorizontal S_1 foliation emphasized by phyllites (Monod et al., 1990). This S_1 foliation supports a discontinuous mineral L_1 lineation associated with slickensides and asymmetrical pressure shadows indicating a SSW–NNE motion (Monod et al., 1990). In the Arperos Formation, this S_1 foliation is locally crosscut by a later S_2 , upright, spaced cleavage dipping steeply to the north or to the south; this is probably related to a later compressional event (the Laramide orogeny, Monod et al., 1990).

In contrast, in Baja California, the Guerrero terrane (the Alisitos Formation, Gastil et al., 1975; Almazán-Vázquez, 1988a) is thrust over the Franciscan complex along the Vizcaino peninsula (Fig. 3, section $B-B'$; Rangin, 1982). In the east, the intensely deformed and metamorphosed Albian–Aptian strata (the Olvidada Formation of Radelli, 1988) are affected by the recent faulting linked to the opening of the Gulf of California. These recent faults conceal the thrust contact (eastward vergence?) of the Cretaceous strata with the Sonora sequences.

2.2. Magmatic affinities

The variation in composition of the Guerrero igneous rocks was investigated by analyzing 100 samples for major and trace elements including rare earth elements (REE) by ICP–AES at the Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques of Nancy, and at the Laboratoire de Pétrologie Magmatique—URA–CNRS 1277—of Aix-Marseille III University. Results are summarized in Table 1 which also gives a full biblio-

graphic summary of our work in which more details can be found. The precision and accuracy of results for these laboratories are summarized in Table 2. The Nb, Y and Zr contents of the mafic rocks are accurate to ± 1 ppm (for Nb and Y) and ± 3 ppm (for Zr), based on repeated analyses of the JB1, JB2 and SPEX standards. $\epsilon_{Nd}(t)$ and $\epsilon_{Sr}(t)$ data were measured at the Laboratoire de géochimie isotopique of the Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques of Nancy, and the Laboratoire de géochimie isotopique of URA 10, Université de Clermont Ferrand, and are precise $\pm 0.5 \epsilon_{Nd}$ unit (2σ); see Lapierre et al. (1992a,b) for analytical details. Major, trace and rare earth analyses as well as $\epsilon_{Nd}(t)$ and $\epsilon_{Sr}(t)$ ratios of representative arc rocks of the Guerrero terrane are given in Table 2.

Most Guerrero igneous arc rocks show tholeiitic, calc-alkaline, and shoshonitic island-arc features. The distinction between tholeiitic and calc-alkaline is based on: (1) the crystallization sequences; (2) the presence or absence of an Fe enrichment during crystal fractionation (Miyashiro, 1974); (3) the range of the Ti/Zr and Zr/Y ratios (Pearce and Cann, 1973; Fig. 4); and (4) the $(La/Yb)_N$ ratios. In the tholeiites suites, the sequence of crystallization is olivine \rightarrow plagioclase \rightarrow clinopyroxene \rightarrow titanomagnetite while in the calc-alkaline rocks, titanomagnetite is always included in the clinopyroxene and orthopyroxene pseudomorphs and thus, represents an early crystallization phase. Moreover, calc-alkaline rocks are generally LREE enriched. Shoshonites are identified by groundmass sanidine. The intraplate alkali basalts in Type VI have more than 2 wt.% TiO_2 .

Type I igneous rocks have experienced greenschist metamorphism while Type II–IV rocks are affected by the lower grade of pumpellyite-albite-prehnite facies. Clinopyroxenes and amphiboles are the only primary minerals preserved. Biotite remains fresh only in the Type V felsic lavas. Plagioclases are often replaced by albite. Olivine and orthopyroxene are systematically replaced by smectites \pm chlorites and/or serpentine. Consequently, Table 1 includes only data we believe are primary. Table 2 and Fig. 5 also include data for some elements which may have

Table 1
Geochemical characteristics of igneous rocks of the Guerrero terrane^a

	Type I		Type II		Type III		Type IV		Type V		Type VI
	Tholeiitic	Calc-alkaline	Tholeiitic	Calc-alkaline	Calc-alkaline	Calc-alkaline	Calc-alkaline	Shoshonitic	Calc-alkaline	Alkaline	
Number of analysis, normalized to 100%, at SiO ₂ range:											
< 53%	17	3	17		3	1	13		2		8
53-63%	5		6	1	1		5	4	3		
63-70%	5		0						2		
> 70%	3		0						2		
Total	30	3	23	1	4	18	19	4	9		8
Concentrations in mafic rocks with MgO > 5%											
TiO ₂ (wt.%)	0.45-1.2	0.43-0.55	0.44-1.6		1.23-1.37		0.65-1.25	0.95-1	1.30		2.24-2.75
Nb (ppm)	3-4	5-6	0.9		19.5		29.7	7.8	3.0		nd
Y (ppm)	11-30	19.32-21.73	15-32		17.4		13-26.4	19.7	23.0		34-44
Zr (ppm)	36.4-29.4	74-150	17-93		109-124		19-104	110	110.0		153-266
Trace-element ratios											
Ti/Zr	130-90	34.86-22.0	197-103		64.38		205.26-284.09	54.54	40.8		62.03-87.8
Zr/Y	3.17-2.8	3.83-6.90	1.8-2.9		7.12		1.46-3.93	3.6	10.28		4.5-6.04
(La/Yb) _N	1.23-0.88	8.40-14.67	2.93-1.18		7.05		4.03-9.76	1.91	5.01		2.72-3.87
La/Nb	0.6-1.12	2.4-4.06	3.86		0.64		0.94	1.28	2.45		
ε _{Nd} (t)	t = 122 Ma	t = 100 Ma	t = 110 Ma		t = 110 Ma						
Mafic	+9/+7	+6.57/+6.44	+8.8		+3.55/+1.60						
Felsic	+5/+4				+4.66/+3.56						

Major- and trace-element contents are accurate to 0.5 and 1-4%, respectively. Rare-earth-element contents are accurate to 1-4%.

^a References. Type I: Monod et al., 1990; Ortiz et al., 1991; Lapierre et al., 1992a,b; Stein et al., submitted.

Type II: McGee, 1976; Yta et al., 1990; Lapierre et al., 1992a,b; Monod and Calvet, 1992; Ortiz and Lapierre, 1991; Ortiz et al., 1991.

Type III: De Cserna, 1976; Lapierre et al., 1992b; Ortiz and Lapierre, 1991.

Type IV: Campa and Ramirez, 1979; Talavera et al., 1990; Ortiz et al., 1991; Ruiz et al., 1991; Lapierre et al., 1992b; Talavera, 1993.

Type V: Ferrusquia-Villafraña et al., 1978; Lapierre et al., 1992b.

Type VI: Davila-Alcoer and Martinez-Reyes, 1987; Ortiz, 1992.

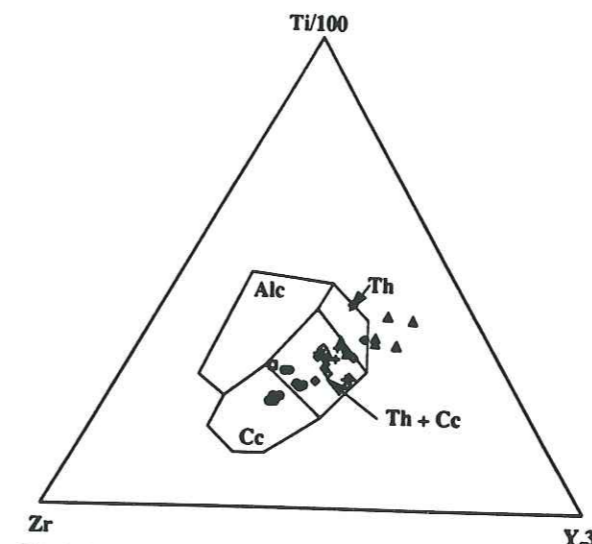


Fig. 4. Ti/100-Zr-Y.3 diagram (after Pearce and Cann, 1973) of the Guerrero mafic volcanic rocks (MgO > 5%). Alc. = Alkali basalts; Th. = Island arc tholeiites; Cc. = Calc-alkaline basalts. ◊ Type I = tholeiitic basalts and diabases (Guanajuato sequence); + Type II = tholeiitic basalts and diabases (Arcelia sequence); ▲ Type II = tholeiitic basalts (Zacatecas and Saucito sequences); ● Type III and IV = calc-alkaline basalts and andesites (Fresnillo, Telopoapan, San Miguel de Allende and Lazaros Cardenas sequences); □ Type V = calc-alkaline basalt (San Juan de Lima sequence).

experienced secondary mobilization, especially K, Rb, Ba and Sr.

Tholeiites occur as pillow basalts and dikes in types I and II and are similar. Basalts and dikes are moderately Fe-enriched ($8 < \text{Fe}_2\text{O}_3^* < 11$; * total iron) and K₂O depleted. Their Ti/Zr (90-197) and Zr/Y (1.8-3.2) fall in the range of arc tholeiites in the Ti versus Zr (Pearce and Norry, 1979) and Ti-Zr-Y diagrams (Fig. 4; Pearce and Cann, 1973). Their LREE patterns are slightly depleted to slightly enriched ($0.88 < (\text{La}/\text{Yb})_N < 1.23$; Tables 1 and 2; Fig. 5a and c). They show minor positive Eu ($1.02 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 1.1$) anomalies linked to plagioclase accumulation. They are enriched in Low Field Strength Elements (K, Rb, Sr, Ba: LFSE) with the exception of K₂O (Fig. 5a' and c'), although some of this may be secondary. Some tholeiitic basalts and dikes (MgO ≈ 5%) are more fractionated because they are plagioclase-clinopyroxene phyric and their ground mass encloses abundant Fe-Ti oxides ($151 < \text{Ti}/$

Zr < 255; Fig. 4). Moreover, they are slightly Y, Zr and LREE enriched ($1.76 < (\text{La}/\text{Yb})_N < 2.9$; $1.8 < \text{Zr}/\text{Y} < 2.9$; Fig. 5c). Their negative Eu anomalies indicate that plagioclase has already precipitated (Fig. 5c). Plutonic rocks of mafic to silicic composition also exhibit arc tholeiitic affinities (Monod et al., 1990; Ortiz et al., 1991; Lapierre et al., 1992a). Mafic plutonic and volcanic tholeiites as well as diorite show high ε_{Nd} values [ε_{Nd}(t = 122 Ma) = +9 to +7; Lapierre et al., 1992a]. The more fractionated basalts differ by having lower ε_{Nd} [ε_{Nd}(t = 110 Ma) = +5.4; Lapierre et al., 1992b; Tardy et al., 1992]. All these ε_{Nd} values fall in the range of oceanic arcs (DePaolo, 1988). The ε_{Sr} values of the pillow basalts in Type I range between -0.2 and +0.6. These high values suggest an enrichment in radiogenic Sr which could be related to the low-grade hydrothermal metamorphism that has affected these lavas. The more fractionated basalts in Type II are characterized by lower ε_{Sr} (-12.13 to -8.9; Table 2) which fall in the mantle array. These ε_{Sr} values indicate that these basalts, located higher in the volcanic pile are less contaminated by seawater hydrothermal alteration. The most SiO₂-rich plutonic rocks show ε_{Nd} values [ε_{Nd}(t = 122 Ma) = +4.2 to +5] that are slightly lower than those of the rocks of mafic to intermediate composition [ε_{Nd}(t = 122 Ma) ~ +7] (Lapierre et al., 1992a). In contrast, the ε_{Sr} ratios of these silicic rocks increase with the SiO₂ enrichment. These geochemical differences between mafic and silicic rocks have been interpreted by an assimilation-fractional crystallization process. After the crystallization of diorites, the siliceous melts, while they differentiated by crystal fractionation, began to assimilate material from the wall of the magma chamber. The material assimilated by these silicic plutonic rocks was probably altered oceanic crust (refer to Lapierre et al., 1992a).

Calc-alkaline rocks occur in each type but have diverse mineralogical and geochemical characteristics, depending on their occurrence. The Type I (Guanajuato) calc-alkaline plutonics are gabbros (Stein et al., 1993). They exhibit igneous lamination defined by sub-parallel orientation of tabular cumulus zoned plagioclases (An₃₀₋₅₅). They en-

Table 2

Major- and trace-element concentrations of some representative igneous rocks of the Guerrero terrane

Type sequence:	Type I	Type I	Type I	Type II	Type II	Type II	Type II
Location:	Guanajuato ^a	Guanajuato ^a	Guanajuato ^a	Zacatecas ^a	Zacatecas ^a	Saucito ^a	Arcelia ^a
Sample No.:	HM90	HM110	SS5	ZY14	ZY08	MYS-85	TX92
Rock type:	pillow-basalt	basaltic dike	gabbro	pillow-basalt	diabase-dyke	pillow-basalt	pillow-basalt
Magmatic affinity:	depleted LKT	depleted LKT	calc-alkaline	depleted LKT	depleted LKT	mature LKT	mature LKT
SiO ₂	42.56	47.47	50.67	50.57	48.02	44.92	51.30
TiO ₂	0.4	1.18	0.64	0.68	0.66	1.41	0.44
Al ₂ O ₃	12.49	17.08	11.85	13.73	15.25	13.38	13.26
Fe ₂ O ₃	8.54	9.21	9.25	9.30	8.23	7.33	8.92
MnO	0.14	0.17	0.17	0.16	0.13	0.15	0.14
MgO	12.96	7.29	10.07	7.98	8.44	4.25	9.13
CaO	8.42	8.65	11.16	11.78	11.91	11.91	8.38
Na ₂ O	2.66	3.34	2.29	1.82	2.22	4.25	2.34
K ₂ O	0.13	1.23	1.45	0.22	0.73	0.50	0.96
P ₂ O ₅	0.12	0.13	0.43	0.20	0.24	0.29	0.20
LOI	11.70	3.23	5.12	3.29	3.24	11.94	3.70
Total	100.17	98.48	99.67	99.73	99.07	100.33	98.77
Ni (ppm)	431	327	132	214	102	77	93
Cr	1110	224	689	437	317	76	429
V	194	253	nd	282	208	214	241
Y	11.5	29.4	19.32	14.13	16.29	30.78	12.55
Zr	36.4	79.3	74	16	121	118	28
Nb	4.6	4.4	nd	nd	nd	nd	nd
Ba	89	148	501	44	121	390	203
Sr	84.7 ^c	229 ^c	632	> 2000	297	286	299
Rb	1.767 ^c	20.33 ^c	26	10	15	14	15
Ti/Zr	130	89.3	51.9	255.00	165.00	71.69	94.28
Zr/Y	3.17	2.7	3.8	1.13	1.47	3.83	2.23
La	2.31 ^c	4.95 ^c	12.01	0.56	2.36	6.33	3.48
Ce	6.17	11.91	29.97	nd	nd	nd	13.93
Nd	5.00	12.93	16.67	3.77	7.42	11.88	5.61
Sm	1.51	4.16	4.20	1.69	2.51	6.00	1.94
Eu	0.59	1.63	1.17	0.58	0.86	1.40	0.52
Gd	1.87	5.72	3.47	2.13	2.73	4.94	2.11
Dy	2.09	6.40	2.81	2.26	2.77	4.43	1.92
Er	1.31	4.02	1.48	1.44	1.62	2.50	1.25
Yb	1.27	3.80	1.43	1.34	1.40	2.42	1.13
Lu	nd	nd	0.36	0.21	0.16	0.47	0.16
(La/Yb) _N	1.23	0.88	5.68	0.28	1.13	1.76	2.08
ε _{Nd}	+7.1	+9.1	6.57	nd	nd	nd	+5.4
ε _{Sr}	+0.6	-0.2	-11.21	nd	nd	nd	-12.13
Texture	hyalophyric	intersertal	trachtyoid	intersertal	ophitic	intersertal	ophitic
Mineralogy	olivine, Cpx Cr-spinels	Cpx, plagioclase Fe-Ti oxides	Mg-biotite Mg-hornblende plagioclase	Ca-rich Cpx epidote-chlorite	augite-diopside epidote	augite, Ti-magne. calcite	diopside labrador plagioclase orthoclase

^a Analyses carried out by ICP at the Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG), Nancy, France.^b Analyses carried out by ICP at the Laboratoire de Pétrologie magmatique, Université Aix-Marseille III, France.^c Analyses by isotopic dilution carried out at the Laboratoire de Géochimie isotopique, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) Nancy, France.

Type II	Type III	Type IV	Type IV	Type IV	Type V	Type V	Type VI
Arcelia ^a	Fresnillo ^a	Teloloapan ^a	Teloloapan ^a	Tecomán ^b	Playa Azul ^b	Playa Azul ^b	Arperos ^a
TX104	ZY-26	T-206	Tx-36	91-15	91-25	91-2	LP167
andesite	pillow-basalt	pillow-basalt	andesite	basalt	basalt	rhyolite	pillow-basalt
calc-alkaline	calc-alkaline	calc-alkaline	calc-alkaline	shoshonite	calc-alkaline	calc-alkaline	alkaline
47.82	46.71	47.87	57.65	50.89	50.97	75.90	46
1.97	1.37	1.25	0.81	0.95	1.30	0.10	2.45
18.5	13.61	17.48	17.03	17.62	16.06	12.97	16.46
8.39	7.44	8.55	6.75	10.99	8.36	0.75	9.21
0.05	0.08	0.13	0.08	0.07	0.15	0.01	0.14
3.08	4.74	6.24	1.75	5.30	6.36	0.20	6.22
6.69	10.75	8.85	5.98	2.91	5.80	0.58	8.30
4.48	3.82	1.98	3.00	5.93	5.29	4.48	4.16
2.41	0.96	1.81	3.16	1.05	0.53	4.10	0.97
0.65	0.41	0.56	0.34	0.37	0.19	0.02	0.34
5.73	9.82	5.12	2.68	4.32	5.47	1.22	3.51
99.77	99.71	99.57	99.23	100.05	100.34	100.31	99.72
46	161	95	6.00	45.00	64.00	8.00	147
135	463	233	9.00	78.00	65.00	5.00	250
216	168	179	122.00	158.00	190.00	4.00	278
nd	14.2	24.89	23.78	19.00	23.00	7.00	44
167	124	104	174.00	110.00	110.00	68.00	266
43.1	nd	nd	nd	8.00	2.00	7.00	25
129	183	746.00	358.00	218.00	68.00	217.00	106
391	124	665.00	620.00	639.00	424.00	989.00	201
42.7	20	29.00	108.00	12.00	7.00	24.00	20
70.78	66.29	69.20	45.00	57.00	70.90	-	55.26
3.87	8.72	4.17	7.31	5.78	4.72	-	4.9
19.84	12.63	28.00	28.70	10.00	7.37	13.00	17.37
38.05	nd	nd	nd	23.20	18.8	23.10	45.44
22.92	14.50	27.97	24.90	12.6	12.7	7.73	25.92
6.06	3.62	6.13	5.20	2.90	3.38	1.32	7.7
1.79	1.15	1.73	1.45	0.86	1.22	0.32	2.34
6.08	3.35	5.28	4.31	2.69	3.60	0.74	8.01
5.81	2.67	4.13	3.81	3.67	3.67	0.68	7.82
3.42	1.40	2.29	2.29	nd	nd	nd	3.79
3.03	1.21	1.94	2.10	1.03	1.46	0.33	3.97
0.53	0.17	0.25	0.26	0.19	0.22	0.07	0.69
4.53	7.05	9.76	9.225	6.56	3.41	26.63	2.95
+6.9	+6.4	+3.55	+3.56	+6.97	+8.9	nd	nd
-8.9	-13.4	+2.23	-14.66	+7.91	-5.5	nd	nd
phyric	phyric	phyric	phyric	phyric and	phyric	phyric	phyric
Cpx-Opx	olivine	olivine-opx	opx pseudom.	trachytic	Ca-rich Cpx	phyric	phyric
abundant	pseudomor.	pseudomorphs	edenitic hornbl.	olivine	Ca-plagioclase	Ca-plagioclase	Mg-hornblende
Fe-Ti oxides	Cr-spinels, calcite	augite	sanidine, albite	pseudom. augite-salite groundmass sanidine	biotite	biotite	Ti-augite albite

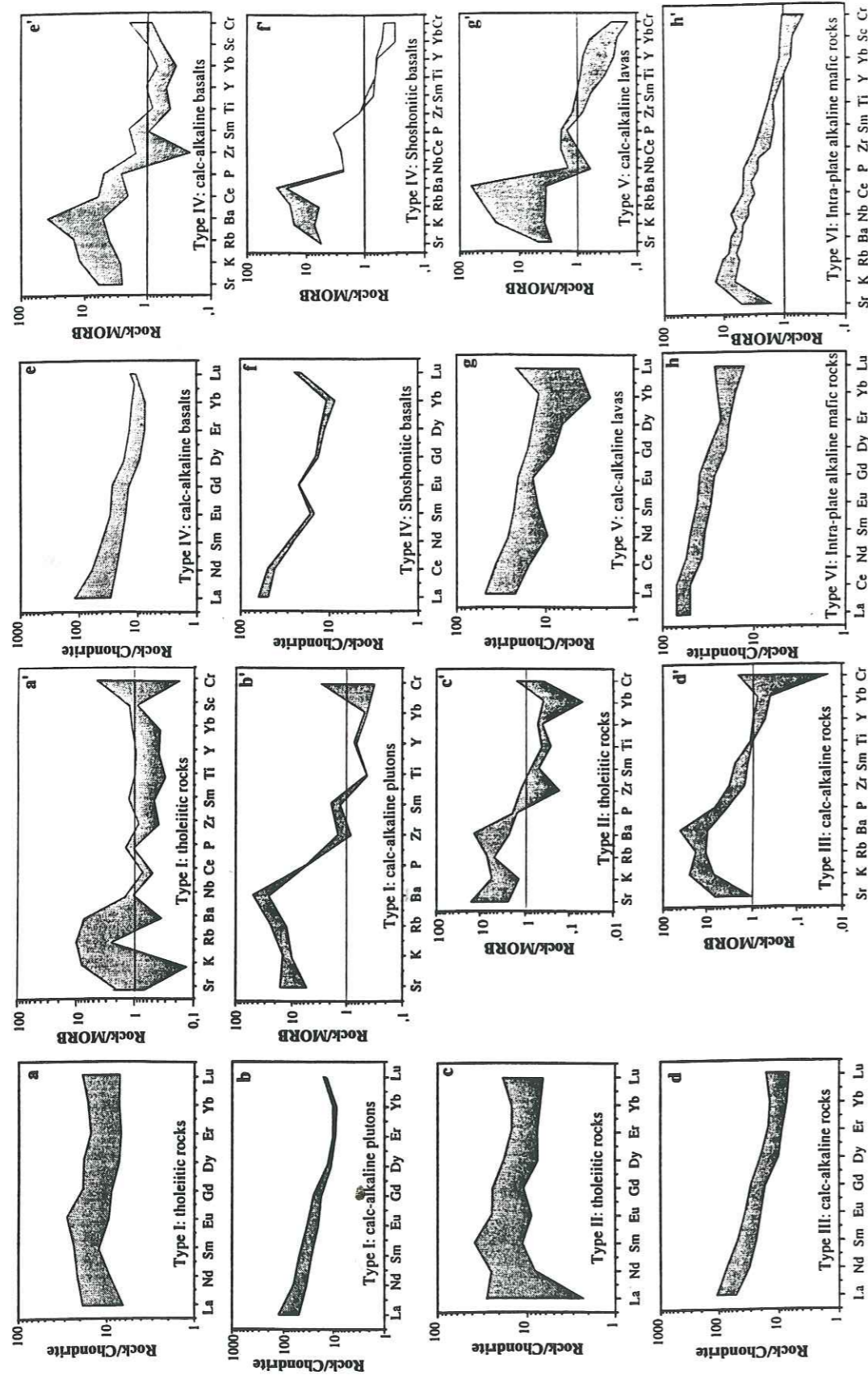


Fig. 5. Rare-earth-element patterns of the Guerrero igneous rocks with MgO > 5% normalized to chondrites (after Evenson et al., 1978) and trace-element patterns normalized to Mid-Oceanic Ridge Basalts—MORB (after Pearce, 1983). Data are listed in Tables 1 and 2.

close orthoclase, Mg-hornblende and Mg-rich biotite. They are TiO₂ poor and K₂O rich (Tables 1 and 2). They show LREE enriched patterns (Table 1; Fig. 5b), and are enriched in LFSE but depleted in High Field Strength Elements (Y, Nb, Zr: HFSE) relative to MORB (Tables 1 and 2; Fig. 5b'; Pearce, 1983). They share more or less similar ϵ_{Nd} ratios [$\epsilon_{Nd}(t = 100 \text{ Ma}) = +6.5$] with the tholeiites.

Fresnillo, Teloloapan, and San Miguel de Allende calc-alkaline basalts and andesites (Type III and IV) are olivine-phyric, or olivine-plagioc-

lase-augite phyric or even augite-orthopyroxene-plagioclase phyric. Arcelia andesites (Type II) and Lazaro Cardenas basalts (Type IV) are plagioclase-clinopyroxene phyric. Brown pargasite to edenite amphibole is restricted to rocks with more than 56 wt.% SiO₂. All these lavas are medium-K calc-alkaline suites (K₂O < 2%). Their TiO₂ concentrations exceed the normal values for calc-alkaline rocks emitted in oceanic arcs (Table 2). Fresnillo, Teloloapan and San Miguel de Allende basalts (MgO = 5 - 6%) are strongly enriched in LREE ($10 < (La/Yb)_N < 5.6$), Y, Zr ($10 < Zr/Y$

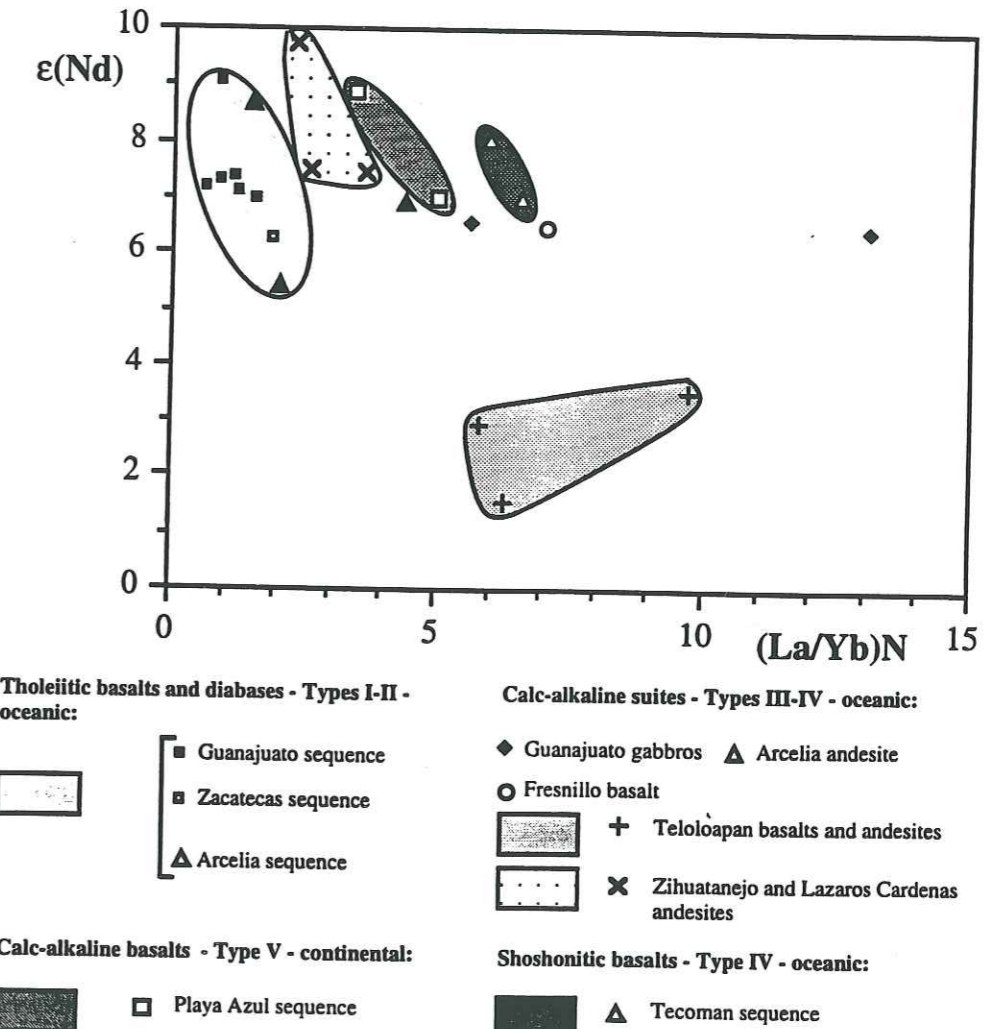


Fig. 6. $(La/Yb)_N$ vs. $\epsilon_{Nd}(t)$ of the Guerrero igneous rocks. Data are listed in Tables 1 and 2. Guanajuato plutonic rocks of intermediate to silicic composition and Teloloapan acidic andesites have been omitted.

< 4.17) and Nb (20–30 ppm) whereas Lazaro Cardenas basalts and Arcelia andesites are moderately enriched in LREE ($(La/Yb)_N = 2.6–4.3$) and their Y ($3.9 < Zr/Y < 3.6$) and Nb abundances fall in the range of medium-K calc-alkaline mafic lavas. These chemical differences reflect dissimilar mantle sources. Indeed, Fresnillo and Teloloapan basalts and andesites show a rather wide range of ϵ_{Nd} values: +6 for the Fresnillo basalts formed of olivine phenocrysts with Cr-spinels inclusions; and +1.6 to +4.66 for the Teloloapan phyrlic mafic lavas (Ruiz et al., 1991; Lapiere et al., 1992b; Talavera, 1993). The ϵ_{Nd} ratios of the Lazaro Cardenas basalts and Arcelia andesites are higher [$\epsilon_{Nd}(t = 100 \text{ Ma}) = +6.9$ to $+7.5$] than those of the Fresnillo and Teloloapan lavas and similar to the tholeiitic ones. The ϵ_{Sr} ratios of these calc-alkaline rocks show a wide range of values (-14.66 to $+2.33$). It is difficult to interpret such variations when no correlations are observed between ϵ_{Nd} and ϵ_{Sr} ratios, and the volcanic rocks are affected by low-grade metamorphism (prehnite + pumpellyite; prehnite + actinolite; epidote + actinolite; Talavera, 1993). Acidic rocks are uncommon and have flat REE patterns like the tholeiites (Talavera, 1993).

Finally, the Tecoman shoshonitic basalts (Type IV; Morrison, 1980) are characterized by groundmass sanidine and trachytic textures and are olivine-augite phyrlic. They are enriched in LREE ($(La/Yb)_N = 6.56$; $Zr/Y = 6$; Tables 1 and 2; Fig. 5f and f') but depleted in HFSE. They show high ϵ_{Nd} values [$\epsilon_{Nd}(t = 110 \text{ Ma}) = +6.7$ to $+8$] which fall in the range of oceanic-arc shoshonites (Gill, 1987). Their very high ϵ_{Sr} ratio ($+7.91$) shows obviously that the initial Rb-Sr system was disrupted by alteration.

In summary, the tholeiitic, calc-alkaline and shoshonitic suites of the Guerrero terrane are always associated with pelagic or neritic sedimentation. The mafic lavas predominate and were erupted in a submarine environment. On the basis of their geochemistry and ϵ_{Nd} ratios (Fig. 6), they show features of oceanic arcs but they have different mantle sources. The tholeiites, shoshonites and calc-alkaline rocks that are moderately enriched in LREE were derived from a

similar depleted mantle source. Their differences in LREE can be attributed to different degrees of partial melting. In contrast, the calc-alkaline suites with lower ϵ_{Nd} are enriched in Nb as well as LREE and Y, and likely were derived from a mantle source contaminated by subducted sediments (Ben Othman et al., 1989; Plank and Langmuir, 1993) or old source enrichments (OIB; Lin et al., 1990). The calc-alkaline suites share similar Nb, Y and LREE enrichments plus lower ϵ_{Nd} with the Northern Seamount Province shoshonites (NSP; northern Mariana arc), which is rather unusual for oceanic arc lavas. In order to explain these geochemical features, Lin et al. (1990) proposed that the NSP shoshonites were derived from the partial melting of a LIL-LREE-enriched source. Similarly, we suggest that the Guerrero calc-alkaline suites with lower ϵ_{Nd} and higher Nb as well as LREE and Y contents, were derived from an enriched mantle source.

The continental calc-alkaline suite (Type V) is dominated by hornblende-biotite phyrlic acidic andesite, dacite and rhyolite in the Playa Azul-San Juan de Lima areas. Subaerial ignimbrites are common. Felsic rocks have unusually low concentrations of Y (7–12 ppm) and HREE ($(Yb)_N = 1.5–5$; Table 1; Fig. 5g and g'). The Alisitos medium-K₂O (< 1.6%) calc-alkaline suite has major- and trace-element contents similar to those of island arc calc-alkaline lavas (Almazán-Vázquez, 1988b).

Arperos diabases and alkali basalts have ophitic and intersertal textures (Type VI). TiO₂-rich augite (TiO₂ = 2–5%) is ubiquitous and olivine pseudomorphs occur in the basalts. Both rock types are enriched in TiO₂, Nb and Y, and have trace-element patterns typical of intra-plate alkali basalts (Tables 1 and 2; Fig. 5h and h'; Basaltic Volcanism Study Project, 1981).

2.3. Conclusions

Thus, the arc sequences of the Guerrero terrane of western Mexico include two fundamentally different groups on the basis of their lithologies and igneous components. The first group (Type V continental), exposed in Baja California, Sinaloa, and along the Pacific coast of Michoacan

and Guerrero states is composed of predominantly siliceous K-rich calc-alkaline lavas which are interbedded either with reef-limestones or continental red beds. Where their basement is exposed (in Sinaloa), it shows that they clearly rest unconformably on metamorphosed Carboniferous continental strata which are different from the rocks exposed in cratonal America.

In contrast, Types I–IV are oceanic, and crop out in Guanajuato, Zacatecas and Guerrero states. The nascent arc stage is represented by the Early Cretaceous Guanajuato plutonic-volcanic tholeiitic sequence (Type I). Later, the arc activity is represented by the Arcelia tholeiitic pillow basalts associated with siliceous and carbonate sediments (Type II) and the calc-alkaline olivine pillow basalts interbedded with Neocomian pelagic limestones (Type III). During Albian times, calc-alkaline magmas intruded the base of the arc to form the late plutons of Type I, and extruded as pillow basalts and andesites interlayered with pelagic limestones or reefal carbonates (Type IV). Locally, arc magmatism ended with shoshonitic basalts. At this time, the arc consisted of both submarine and subaerial volcanoes, separated by intra-arc basins in which thick volcanoclastic sediments were deposited. The predominance of mafic pillow lavas and the relatively high ϵ_{Nd} values of the tholeiitic and calc-alkaline mafic rocks suggest that these rocks developed in oceanic-island arcs. The lower ϵ_{Nd} values of the Teloloapan calc-alkaline basalts and the felsic Guanajuato plutonic rocks can be explained by the contamination of the mantle source by subducted Paleozoic sediments, by old source enrichments (OIB source), or by AFC processes during magma ascent.

Whatever the type of basement—oceanic or continental lithosphere—on which the arc rocks were built, they are capped by ubiquitous Albian limestones which have reefal faunas similar to those deposited on the North American craton margin. Thus, the Guerrero rocks of western Mexico represent coeval intra-oceanic arcs partly built on continental blocks and partly on oceanic lithosphere. This primarily intra-oceanic arc was divided from the North American craton by the Early Cretaceous Arperos basin.

Thus, the Guerrero suspect terrane comprises (1) a complex set of arc sequences built on continental and oceanic lithospheric fragments and (2) an oceanic basin. Both environments developed during the late Mesozoic.

3. Correlations with the late Mesozoic arc terranes of the Greater Antilles and northern South America

3.1. Geologic setting

During the Late Cretaceous a Mesozoic oceanic island arc—the “proto-Caribbean arc”—collided with the continental margins of North America and northern South America (Stéphan et al., 1990). In the north the remnants of this accreted arc form the proto-Caribbean arc of the Greater Antilles (Cuba, Hispaniola, Puerto Rico and the nearby islands; Donnelly and Rogers, 1978, 1980; Fig. 1); in the south they lie along the South American margin, from the Western Cordillera of Colombia, Venezuela and Ecuador, to the West Indies (Tobago, Curacao and Bonaire). Evidence for Late Cretaceous collision in the Greater Antilles is the unconformity between Paleogene volcanic and sedimentary rocks and Albian–Aptian limestones, and the gap in arc igneous activity (see Stéphan et al., 1992).

This section is devoted to the petrology and geochemistry of some specific Cretaceous volcano-plutonic assemblages of this oceanic-island arc, using the data available in the literature. The stratigraphy and the structures of the Caribbean Ranges are well known (Stéphan et al., 1980, 1985). Systematic geochemical investigations based on trace elements and isotopic data exist but only for some restricted exposures like Tobago (Fig. 1; Girard, 1981; Girard et al., 1982; Frost and Snoke, 1989) and the northeastern Caribbean (Donnelly and Rogers, 1978, 1980; Donnelly et al., 1990). However, three main igneous assemblages of Mesozoic age seem to prevail both in the northern and southern parts of the Caribbean Ranges:

(1) Jurassic(?)–Early Cretaceous ophiolitic suites (Central America, Frisch et al., 1992; Venezuela, Beck et al., 1984);

(2) within-plate oceanic tholeiitic and/or alkali basalts (Girard, 1981; Girard et al., 1982; Frisch et al., 1992), generally associated with the ophiolites;

(3) island-arc assemblages.

The pre-Eocene island-arc assemblages consist of a primitive island-arc suite (PIA of Donnelly

and Rogers, 1980; Donnelly et al., 1990; Lebron and Perfit, 1993) which is apparently the oldest in each island-arc occurrence. The PIA is followed by calc-alkaline series, locally occurring together with shoshonitic suites. The PIA series spans the period from Late Jurassic to Early Cretaceous (Donnelly and Rogers, 1980; Frost and Snoko,

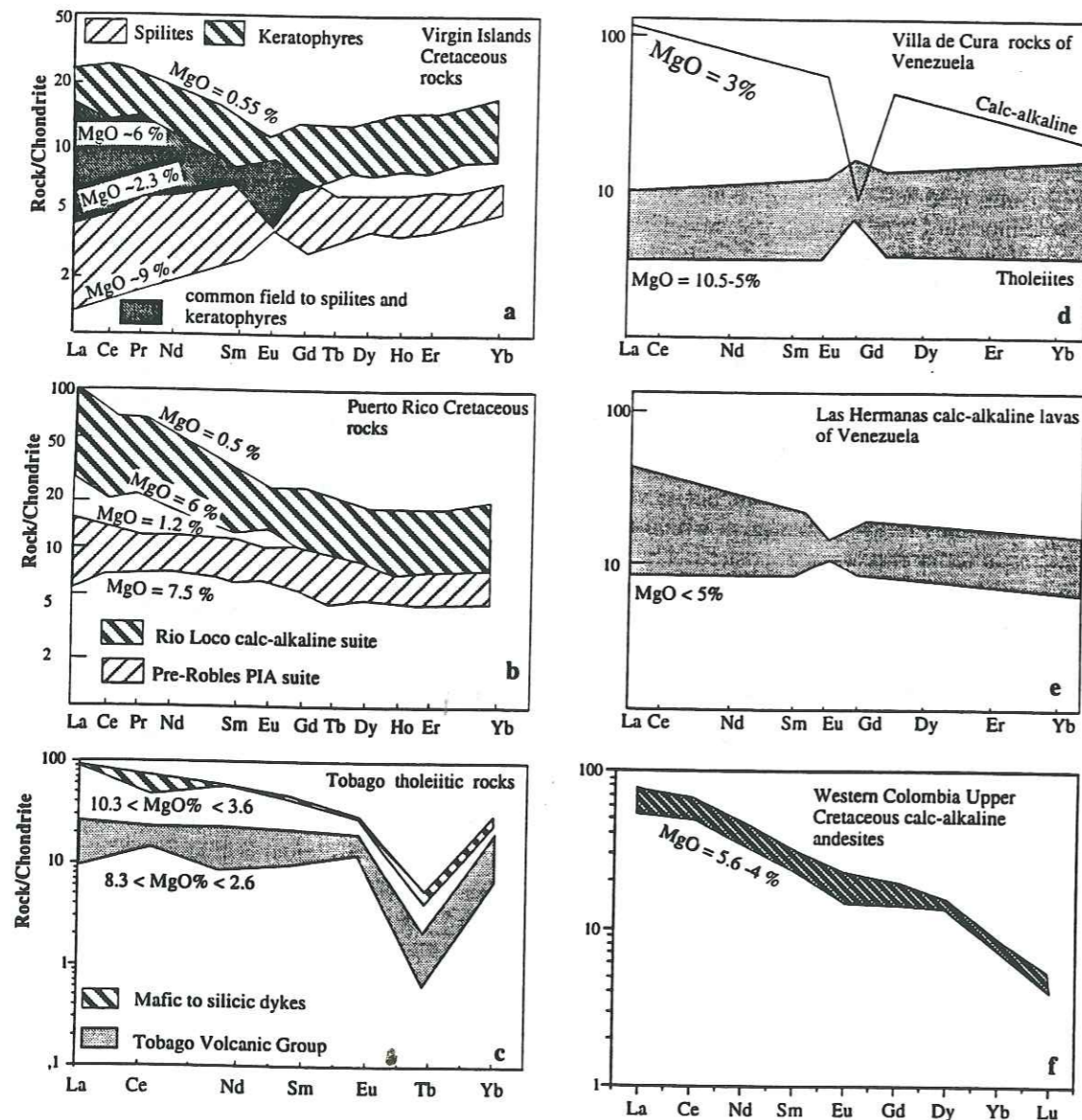


Fig. 7. Rare-earth-element patterns normalized to chondrites of the Greater Antilles and northern South America igneous rocks (after Evenson et al., 1978). Data are after Donnelly and Rogers (1978), Girard (1981), Théry (1983), Loubet et al. (1985) and Frost and Snoko (1989).

1989), or early Late Cretaceous, i.e., pre-Santonian (Girard et al., 1982; Bellon et al., 1985; Bourdon et al., 1985). During the Late Cretaceous and Early Eocene, calc-alkaline suites were emplaced either as silicic plutons and/or andesites (Dominican Republic, Bellon et al., 1985; central Cuba, Stanek and Cabrera, 1991; Tobago, Girard et al., 1982; Frost and Snoko, 1989). During the Late Cretaceous (Maastrichtian–Paleocene), shoshonitic volcanic suites erupted in the eastern Dominican Cordillera (Bellon et al., 1985).

3.2. Magmatic affinities

The PIA suite consists of basalt to rhyolite metamorphosed to low-grade greenschist facies, and are spilites and keratophyres. These volcanic rocks show arc tholeiitic affinities because of (1) moderate Fe-Ti enrichments and (2) flat to slightly light REE enriched patterns (Donnelly and Rogers, 1978, 1980; Donnelly et al., 1990; Lebron and Perfit, 1993). Donnelly et al. (1990) proposed that the PIA series formed from melting of slab-contaminated mantle during the early stages of island-arc evolution. For example, the Virgin Islands spilite-keratophyre suite, including the intrusive rocks (Figs. 1 and 7a) and the Puerto Rico basalt-rhyolite suite (the pre-Robles Formation; Figs. 1 and 7b) show flat REE patterns. Other rocks are depleted or mildly enriched in LREE (Donnelly and Rogers, 1980). The Cretaceous Rio Loco high-K ($\leq 3.8\%$) calc-alkaline suite in Puerto Rico is characterized by high Y and LREE abundances (Figs. 1 and 7b; Donnelly and Rogers, 1980).

In Tobago, the PIA suite is represented by a tholeiitic plutono-volcanic assemblage, composed of ultramafic-mafic cumulate rocks grading upwards into diorite and K-poor quartz diorites and tonalites ($K_2O \leq 1\%$; Girard, 1981), and a thick volcanic pile of mafic to silicic tuffs and a few basalts intruded by mafic sills and dikes (the Bacolet Formation, after Girard, 1981; Tobago Volcanic Group of Frost and Snoko, 1989). The basalts and andesites are TiO_2 and Zr poor. The lavas show flat REE patterns while the dikes are slightly enriched in LREE (Fig. 7c; Frost and

Snoko, 1989). Plutonic, hypabyssal and volcanic rocks share similar high ϵ_{Nd} ratios (+9 to +7.5). Siliceous rocks have lower values ($\epsilon_{Nd} = +5.6$; Frost and Snoko, 1989).

The Mesozoic subduction-related volcanic rocks are in Venezuela exposed in the central part of the Villa de Cura tectonic belt (Maresh, 1974; Girard et al., 1982; Beck, 1986). It is composed of allochthonous basalts, andesites and tuffs interbedded with sediments (the Villa de Cura and Las Hermanas formations) presumably of Cretaceous age. All the rocks are affected by a low-grade metamorphism with locally the development of blueschists. These blueschists belong to a distinct tectonic unit with respect to the blueschists of the Coastal Fringe–Margarita belt (Stéphan et al., 1980). All the volcanic rocks are depleted in all the HFSE, and thus belong to orogenic suites. Villa de Cura mafic lavas show flat to slightly depleted LREE patterns (Fig. 7d; Loubet et al., 1985) while the rhyolites share similar LREE enrichments with the Las Hermanas lavas (Fig. 7e; Loubet et al., 1985). So, the arc magmas of the Villa de Cura tectonic belt show an evolution with time from depleted tholeiitic to calc-alkaline suites.

The southern extension of the Caribbean Ranges is represented by the Western Cordillera of Colombia and Ecuador. The Western Cordillera of Colombia is mostly composed of an allochthonous ophiolitic suite of Early Cretaceous to pre-Senonian age, obducted onto the margin of northwestern South America during the Senonian (Bourgeois et al., 1985). North of this range, subduction-related volcanic rocks of intermediate composition occur beneath the Campanian–Maastrichtian layers, at the bottom of the Los Manantiales well (Théry, 1983). This well is located immediately north of the Oca strike-slip fault (Fig. 1). The Los Manantiales volcanic rocks show quench textures typical of submarine flows. Moreover, they are affected by an oceanic hydrothermal alteration with the development of albite, adularia, hydrogarnet, epidote, titanite and smectites (Théry, 1985). The clinopyroxenes are altered to epidote. The rocks show calc-alkaline affinities with low TiO_2 ($< 0.9\%$) contents, high Y abundances and LREE enrichments ((La/

$Yb)_N = 7.5-9$; Fig. 7f). The Los Manantiales lavas are contemporaneous with the Upper Cretaceous ignimbrites, rhyodacites and trachytes interlayered with red beds, exposed or found in wells near Ipapura (Fig. 1), located south of the main transcurrent Oca fault. Although these two suites of volcanic rocks are contemporaneous, they did not develop in the same tectonic setting. The Ipapura volcanic rocks belong to the northern (Andean type margin) active margin of the South American craton while the Los Manantiales lavas developed in an island arc environment. Thus, the Los Manantiales andesites likely represent remnants of the proto-Caribbean arc.

4. Differences and similarities between the Guerrero and the proto-Caribbean arc terranes

The main differences between the Guerrero and proto-Caribbean arc terranes are: (1) the age span of magmatic arc activity; (2) the age of the arc accretion to North and/or South America; and (3) the absence of ophiolitic sequences and the presence of continental blocks in the Guerrero terrane and the presence of ophiolitic sequences in the Caribbean terranes.

The growth of the Guerrero arc took place from the Late Jurassic until the Albian–Cenomanian while magmatic activity in the proto-Caribbean arc lasted until the Maastrichtian. In fact, in the northern Caribbean Ranges, the post-Albian and Maastrichtian igneous rocks of the arcs rest unconformably on Upper Jurassic to Lower Cretaceous strata (Lebron and Perfit, 1993). This unconformity and the gap in arc magmatic activity during the late Early Cretaceous in the Greater Antilles would suggest that the Maastrichtian shoshonitic suites probably belong to a different arc system. The collision of the Guerrero and proto-Caribbean arcs with North America and northern South America occurred during the late Early Cretaceous and Late Cretaceous, respectively. Finally, Jurassic(?) to Lower Cretaceous ophiolitic assemblages prevail in the Caribbean Ranges while they are unknown in the Guerrero terrane. In contrast, the Guerrero terrane includes arc sequences built on continental

blocks and oceanic lithosphere. In other words, the proto-Caribbean arc sequences are systematically built on oceanic crust whereas the structure of the Guerrero arc appears more complex because it involves both oceanic and continental lithospheres.

On the basis of the geochemical data presently available, the late Mesozoic Guerrero arc sequences built on oceanic crust and the proto-Caribbean arc share a similar magmatic evolution with time. In both terranes, the incipient stage of the arc growth is marked by the development of a tholeiitic plutono-volcanic assemblage (the Guanajuato and Tobago sequences) composed of ultramafic-mafic cumulates grading upwards into diorite and K-poor quartz-bearing plutonic rocks. The pillow basalts are associated with pelagic sedimentation. The tholeiitic magma was derived from the partial melt of a depleted source. Later, the arc activity was represented by mature mafic tholeiites in both arcs. Felsic to siliceous lavas are well developed in the proto-Caribbean arc (Virgin islands keratophyres; Puerto Rico pre-Robles rhyolites; quartz-keratophyres and tonalites in Dominican Eastern Cordillera) but are few or absent in western Mexico. In both areas, the end of the arc development is marked by the eruption and/or intrusion of calc-alkaline magmas with local extrusion of shoshonitic suites. At the same time, the sedimentation becomes neritic with the deposition of reefal limestones of Aptian–Albian age in western Mexico, Puerto Rico and Eastern and Central Dominican Cordillera and Senonian to Maastrichtian age in the Caribbean.

Thus, the late Mesozoic Guerrero and proto-Caribbean arc sequences were developed in an intra-oceanic environment and they show similar magmatic and sedimentary evolutions with time. The Guerrero arc is partly built on continental blocks and oceanic lithosphere whereas the proto-Caribbean arc is completely oceanic. The Guerrero arc is related to the Early Cretaceous Arperos oceanic basin, remnants of which are oceanic island basalts and diabases associated with pelagic sediments while the proto-Caribbean arc is related to a wide oceanic realm, represented by ophiolitic suites, E-MORB and OIB. The ages range from Jurassic to Cretaceous.

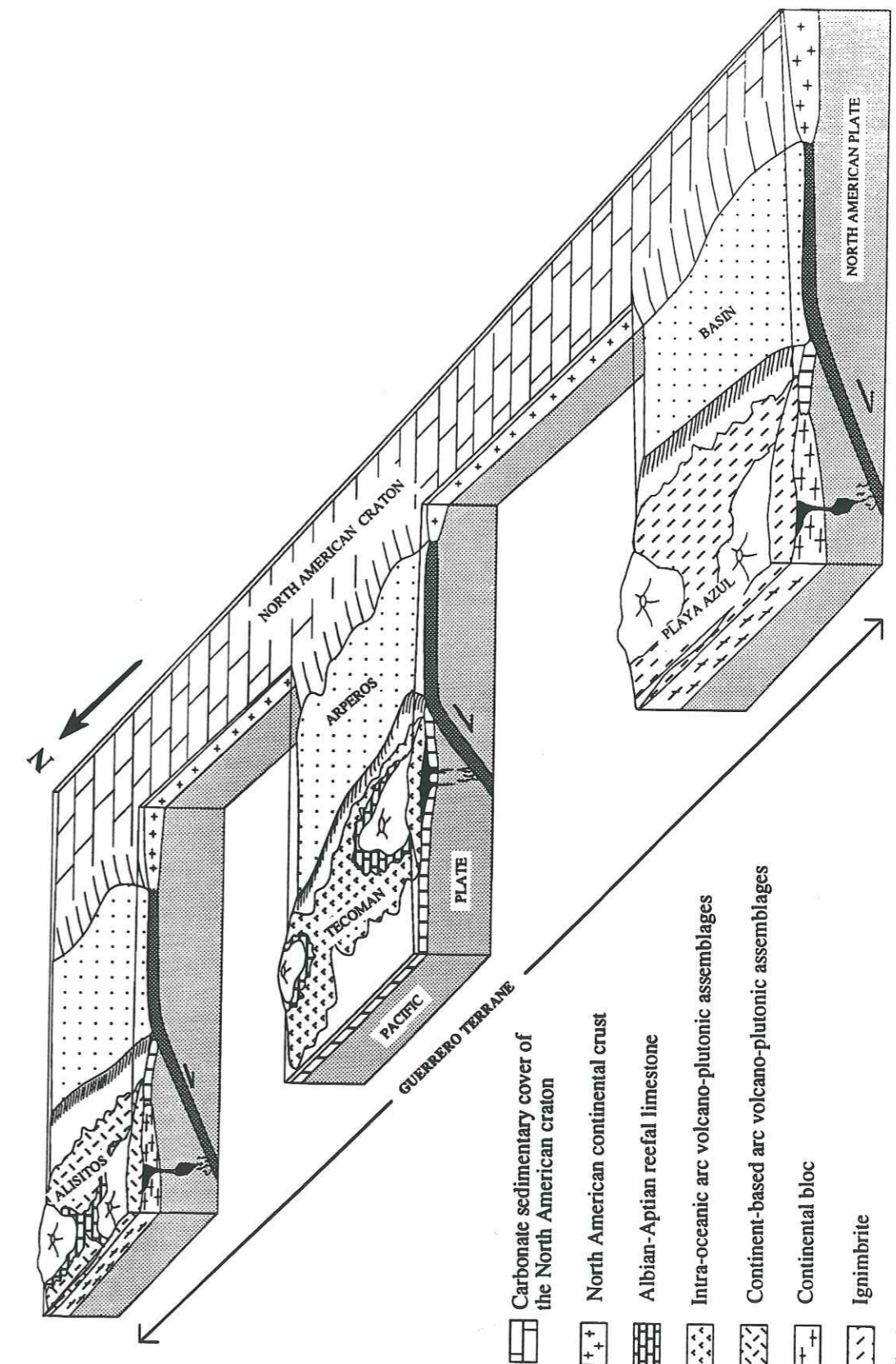
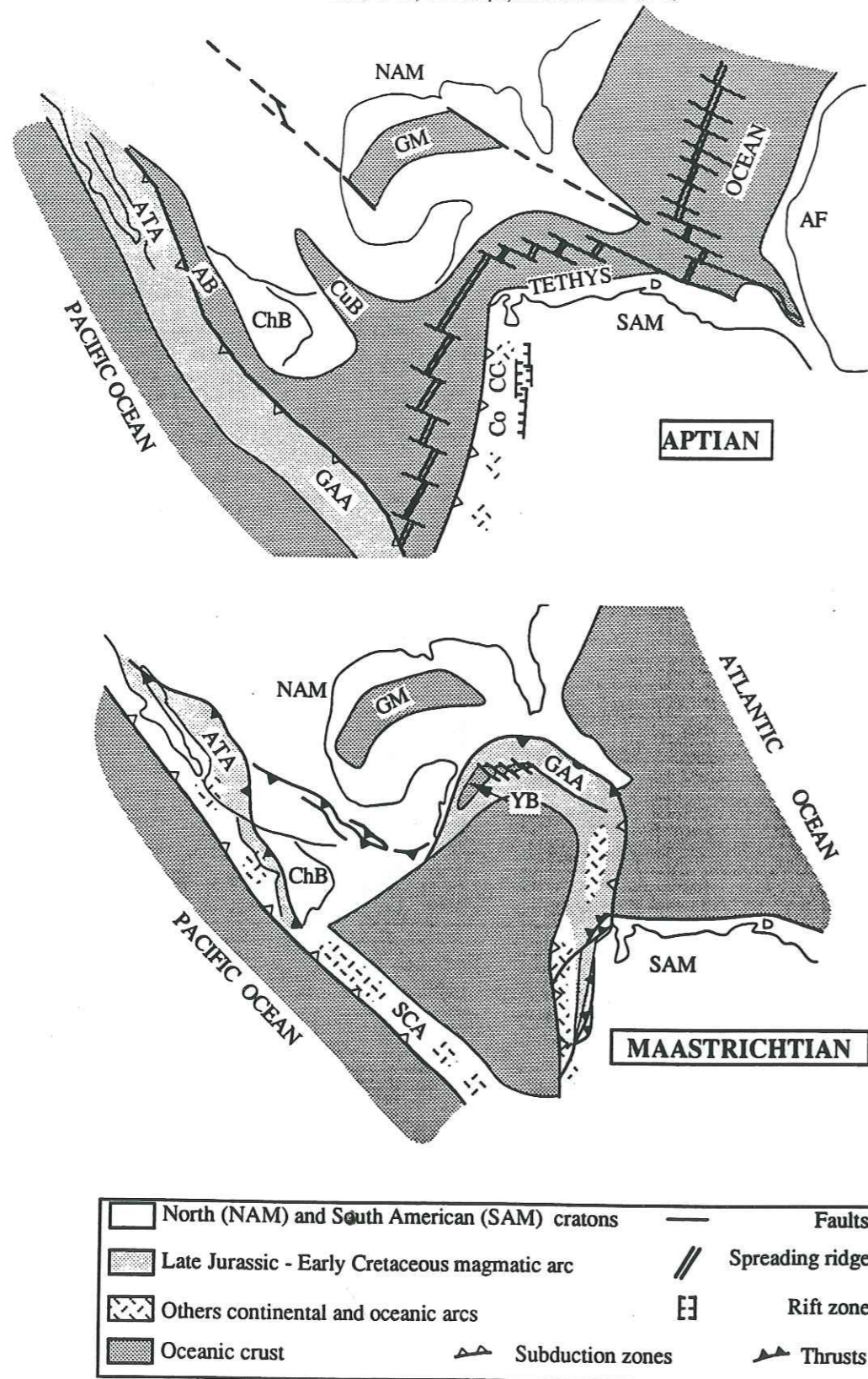


Fig. 8. A proposed geodynamic model for the Late Jurassic–Early Cretaceous Guerrero terrane before its late Early Cretaceous accretion to the North American craton.



5. Geodynamic implications

A simplified geodynamic model is proposed here to explain the evolution of the Guerrero intra-oceanic arc from the beginning of its growth until its attachment to the North American craton (Fig. 8). This model takes into account the following geological data:

(1) The Guerrero arc is built partly on oceanic crust and partly on continental blocks developed in an intra-oceanic environment.

(2) The Arperos oceanic basin, which is filled with pelagic limestones and radiolarian oozes associated with alkali ocean island basalts (OIB), was located between the Guerrero arc and the carbonate platforms of eastern Mexico.

(3) Late Jurassic-Early Cretaceous igneous arc rocks do not occur in these carbonate platforms, suggesting that the Guerrero arc was located rather far from the North American borderland.

(4) The Guerrero arc rocks are thrustured over the Arperos Formation which in turn is thrust onto the carbonate platforms of eastern Mexico. The compression that caused this thrusting occurred during the late Early Cretaceous, because the Upper Cretaceous detrital sediments rest unconformably on both the Guerrero arc rocks, the Arperos Formation and the carbonate platforms (Tardy, 1980; Elias-Herrera and Sanchez-Zavallo, 1992).

(5) This late Early Cretaceous compressional event linked to the arc-craton collision affects both the Arperos igneous and sedimentary rocks and the sole of the allochthonous arc units along the major easternmost thrust front (Fig. 3, section B-B'). This tectonic disturbance is evident from top-to-the-northeast asymmetrical folds, ranging in size from 1 to 10 m, associated with shears and a S₁ spaced WSW-dipping cleavage. On the shear planes, the slickensides and the stretching of the fragments in the volcanic breccias indicate a N55°E motion towards the northeast. In contrast,

the arc exposures in central and western Mexico are weakly deformed with kilometre-scale open folds (Fig. 3, section B-B').

The late Early Cretaceous collision of the Guerrero intra-oceanic arc with the passive margin of North America implies that most of the Arperos basin was destroyed during the arc developed and moved towards the craton. The subduction of the Arperos basin under the paleo-Pacific is the most simple way of explaining its destruction during the growth of the Guerrero intra-oceanic arc. Moreover, we infer that the SSW-NNE motion of the Guerrero arc transport onto the Arperos basin and the tectonic overlap on the North American craton would have been easier to achieve with a SW-subducting slab than with one plunging towards the northeast.

The major difficulty in reconstructing the geodynamic evolution of the Guerrero terrane is to relate the relative position of the lithospheric fragments on which these sequences were built to each other and to North America. The extensive Tertiary to Recent volcanic cover, and the several Mesozoic to Tertiary plutonic intrusions, prevent good stratigraphic and structural correlations between these igneous and sedimentary sequences. Moreover, two compressional tectonic events, followed by transcurrent faults and extension, have affected the Guerrero terrane during and after its accretion to the western margin of North America. Consequently, the present geographic distribution of these lithospheric fragments and their related igneous rocks do not reflect their relative position during the Mesozoic, before or after their accretion with North America. The Guerrero terrane consisted of western Type V continent-based arc segments, presently in the north (Alisitos) and in the south (Playa Azul) of western Mexico, separated from eastern oceanic-arc segments lying now in central Mexico. All arc segments were separated from North America by the Arperos oceanic basin.

Fig. 9. Simplified palinspastic maps showing the intra-Pacific environment during the Cretaceous, modified after Stéphan et al. (1990). AB = Arperos basin; AF = Africa; ATA = Alisitos-Teloloapan arc; ChB = Chortis block; CoCC = Colombian Central Cordillera; CuB = Cuicatec basin; GAA = Greater Antilles arc; GM = Gulf of Mexico; SCA = south-central Colombia; YB =

A similarly complex layout of continental and oceanic lithospheric fragments in an oceanic subduction system occurs presently in the Banda Sea (Silver et al., 1985), and de Halmahera (Morris et al., 1990) and Philippine arcs (De Boer et al., 1980; Mukasa et al., 1987). All of these consist of a complex assemblage of active and inactive volcanic arcs, ophiolitic fragments, sedimentary basins, and both oceanic and rifted continental blocks. The Guerrero calc-alkaline igneous rocks built on continental crust (Type V) show striking similarities, (predominance of felsic rocks, hornblende and biotite phyrlic lavas, similar Y and Nb contents), to the Miocene high-K calc-alkaline lavas dredged from the Banda Ridges (data in Morris et al., in prep.), interpreted as a submerged and displaced continental borderland derived from western Irian Jaya (Silver et al., 1985). The Guerrero calc-alkaline and shoshonitic lavas built on oceanic lithosphere (Type III and IV) share similar geochemical features with the North Marianas Seamount Province (Lin et al., 1989), and the Halmahera (Morris et al., 1990) and Philippine arcs (Mukasa et al., 1987; McDermott et al., 1993), including high Zr, Nb, Y and LREE contents.

We have pointed out in a previous section the similarities of the Guerrero and proto-Caribbean arcs. This geodynamic model can be extended to the nearby late Mesozoic proto-Caribbean arc which accreted to the North and South American cratons during the Late Cretaceous. The palinspastic maps, illustrated in Fig. 9, give an alternative model to those proposed for the evolution of the far western Tethys ocean and its neighboring Pacific ocean (Malfait and Dinkelman, 1972; Ross and Scotese, 1989; Pindell and Barrett, 1989; Stéphan et al., 1990). The Late Jurassic(?)–Cretaceous accreted volcano-plutonic assemblages exposed in western Mexico, the Greater Antilles, the West Indies, Venezuela and the Western Cordillera of Colombia, collectively constitute an intra-Pacific arc the development of which was linked to the WSW subduction of oceanic basins (the Arperos basin for example), fringing the North and South American continental margins and connecting directly with the inter-American Tethys. The northern segment of

these intra-Pacific arcs (the Guerrero terrane) collided with the North American margin of Mexico during the late Early Cretaceous, while the collision of the southern segment (western Colombia) with the northwestern South American margin has taken place since the Albian and lasted until the Coniacian–early Campanian. The central segment of these arcs migrated towards the Caribbean–Tethyan ocean before its collision with the Greater Antilles–Florida margin during the Campanian. The collision of these arcs with the American cratons was followed by strong transcurrent and compressional tectonics until the Late Eocene (Pindell and Barrett, 1989). We suggest that the diverse but mostly submarine arc segments of the late Mesozoic intra-Pacific arc rimmed the North and South American cratons, much as these Tertiary arcs rim Southeast Asia.

Acknowledgments

Support for this project was provided by the DBT–INSU programme (contribution CNRS–INSU–DBT, Thème Dynamique globale 543), URA–CNRS 69 and 1366, and the Ministère des Affaires Étrangères. We thank CONACYT for the support given to E. Ortiz, O. Talavera and M. Yta for their studies in France and travel expenses for fieldwork in Mexico. We are also grateful to the Consejo de Recursos Minerales and Escuela de Ciencias de la Tierra of Guerrero University for providing field assistance, and a vehicle and especially for their knowledge of southern Mexican geology.

References

- Almazán-Vázquez, E., 1988a. Marco paleosedimentario y geodinámico de la Formación Alisitos en la Península de Baja California. *Univ. Nal. Autón. Méx., Inst. Geol. Rev.*, 7(1): 41–51.
- Almazán-Vázquez, E., 1988b. Geoquímica de las rocas volcánicas de la Formación Alisitos del Arroyo La Bocana en el Estado de Baja California Norte. *Univ. Nal. Autón. Méx., Inst. Geol. Rev.*, 7(1): 78–88.
- Basaltic Volcanism Study Project, 1981. *Basaltic Volcanism on Terrestrial Planets*. Pergamon, New York, NY, 1286 pp.

- Beck, C., 1986. Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Vénézuéla). *Soc. Géol. Nord Fr.* 14, 461 pp.
- Beck, C., Girard, D. and De Wever, P., 1984. Le "Volcanosédimentaire du Rio Guare": un élément de la nappe ophiolitique de Loma de Hierro, Chaîne Caraïbe Vénézuélienne. *C.R. Acad. Sci. Paris, II*, 299(7): 337–342.
- Bellon, H., Vila, J.-M. and Mercier de Lépinay, B., 1985. Chronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et affinités géochimiques des manifestations magmatiques au Crétacé et au Paléogène dans l'île d'Hispaniola. In: A. Mascle (Editor), *Géodynamique des Caraïbes*, Symposium Paris. Technip, Paris, pp. 329–340.
- Ben Othman, D., White, W.M. and Patchett, J., 1989. The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust–mantle recycling. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 94: 1–21.
- Bonneau, M., 1972. Données nouvelles sur les séries crétaées de la côte pacifique du Mexique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XIV: 55–65.
- Bourdon, J., Mercier de Lépinay, B., and Vila, J.-M., 1985. Etude géologique de la Cordillère orientale dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles). In: A. Mascle (Editor), *Géodynamique des Caraïbes*, Symposium Paris. Technip, Paris, pp. 317–328.
- Bourgeois, J., Toussaint, J.-F., Gonzales, H., Orrego, A., Azema, J., Calle, B., Desmet, A., Murcia, A., Pablo, A., Parra, E. and Tournon, J., 1985. Les ophiolites des Andes de Colombie: évolution structurale et signification géodynamique. In: A. Mascle (Editor), *Géodynamique des Caraïbes*, Symposium Paris. Technip, Paris, pp. 475–493.
- Campa, M.-F., 1985. The Mexican Thrust Belt. In: D.G. Howell (Editor), *Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region*. Circum-Pacific Council. Energy Miner. Resour., Earth Sci. Ser., 1: 299–313.
- Campa, M.-F. and Coney, P.J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resources distributions in Mexico. *Can. J. Earth Sci.*, 20: 1040–1051.
- Campa, M.-F. and Ramirez, J., 1979. La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. *Serie técnica científica, Univ. de Guerrero*, 102 pp.
- Campa, M.-F., Oviedo, R. and Tardy, M., 1976. La cabalgadura laramídica del dominio volcánico-sedimentario (Arco de Alisitos–Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los límites de los Estados de Guerrero y Mexico. III Congr. latino-americano de Geol., Mexico, p. 23 (abstract).
- Cantu Chapa, C., 1974. Una nueva localidad del Cretácico inferior en México. *Inst. Mex. Petrol. Rev.*, 6(4): 51–55.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J. and Ortega-Gutierrez, F., 1993. Guerrero terrane of Mexico: its role in the southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, 21: 419–422.
- Coney, P.J., 1989. The North America Cordillera. In: Z. Ben-Avraham (Editor), *The Evolution of the Pacific Ocean Margins*. Oxford Univ. Press, Oxford, pp. 43–52.
- Coney, P.J., Jones, D.L. and Monger, J.W.H., 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature*, 188: 329–333.
- Dávila-Alcocer, A.V.M., and Martínez-Reyes, J., 1987. Una edad cretácica para las rocas basales de la Sierra de Guanajuato. In: *Resúmenes del simposio sobre la geología de la Sierra de Guanajuato*. Inst. Geol. U.N.A.M., pp. 19–20.
- De Boer, J., Odom, L.A., Ragland, P.C., Snider, F.G. and Tilford, N.R., 1980. The Bataan orogene: Eastward subduction, tectonic rotations and volcanism in the Western Pacific (Philippines). *Tectonophysics*, 67: 251–282.
- De Cserna, Z., 1976. Geology of the Fresnillo area, Zacatecas, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87: 1191–1199.
- De Cserna, Z., 1989. An outline of the geology of Mexico. In: A.W. Bally and A.R. Palmer (Editors), *The Geology of North America—An overview*. (The Geology of North America, A.) Geol. Soc. Am., Boulder, CO, pp. 233–264.
- DePaolo, D.J., 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry*. Minerals and Rocks, 20. Springer, Berlin-Heidelberg-New York, 187 pp.
- Donnelly, T.W. and Rogers, J.J.W., 1978. The distribution of igneous rocks throughout the Caribbean. *Geol. Mijnbouw*, 57(2): 151–162.
- Donnelly, T.W. and Rogers, J.J.W., 1980. Igneous series in island arcs: The northeastern Caribbean compared with worldwide island-arc assemblages. *Bull. Volcanol.*, 43(2): 347–382.
- Donnelly, T.W., Beets, D., Carr, M., Jackson, T., Klaver, G., Lewis, J., Maury, R., Schellenkens, H., Smith, A., Wadge, G. and Westercamp, D., 1990. History and tectonic setting of Caribbean magmatism, In G. Dengo and J.E. Case, (Editors), *The Caribbean Region*. (The Geology of North America, H.) Geol. Soc. Am., Boulder, CO, pp. 339–374.
- Elias-Herrera, M. and Sanchez-Zavala, J.L., 1992. Tectonic implications of a Mylonitic Granite in the Lower structural levels of the Tierra Caliente Complex (Guerrero terrane), southern Mexico. *Univ. Nal. Autón. Méx., Inst. Geol. Rev.*, 9(12): 113–125.
- Evenson, N.M., Hamilton, P.J. and O'Nions, R.K., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1999–2212.
- Ferrusquia-Villafranca, I., Applegate, S.P. and Espinosa-Arrubarrena, L., 1978. Rocas volcanosedimentarias mesozoicas y huellas de Dinosaurios en la region suroccidental pacifica de Mexico. *Univ. Nal. Autón. Méx., Inst. Geol. Rev.*, 2(2): 150–162.
- Frisch, W., Meschede, M. and Sick, M., 1992. Origin of the Central America ophiolites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104: 1301–1314.
- Frost, C.D. and Snoke, A.W., 1989. Tobago, West Indies, a fragment of a Mesozoic island arc: petrochemical evidence. *J. Geol. Soc. London*, 146: 953–964.
- Gastil, R.G., Phillips, R.P. and Allison, E.C., 1975. Reconnaissance Geology of the State of Baja California. *Geol. Soc. Am. Mem.* 140, 170 pp.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Minerals and Rocks, 16. Springer, Berlin-Heidelberg-New York, 390 pp.

- Gill, J.B., 1987. Early geochemical evolution of an oceanic island arc and back-arc: Fiji and the south Fiji basin. *J. Geol.*, 95: 589-615.
- Girard, D., 1981. Pétrologie de quelques séries spilittiques mésozoïques du domaine caraïbe et des ensembles magmatiques de l'île de Tobago: implications géodynamiques. Thèse Doct. 3e cycle, Univ. Bretagne occidentale, Brest, 229 pp.
- Girard, D., Beck, C., Stéphan, J.-F., Blanchet, R. and Maury, R., 1982. Pétrologie, géochimie et signification géodynamique de quelques formations volcaniques crétacées péricaraïbes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XXIV(3): 535-544.
- Guerrero, M., Ramirez, J., and Talavera, O., 1990. Estratigrafía del Arco Cretácico inferior de Teloloapan, Gro. In: *Convención Nacional de la Soc. Geol. Mexicana, Resúmenes*.
- Gursky, M.M., 1991. Tectonics of the Nicoya Peninsula, Costa Rica and implications for the geodynamic history of the Caribbean. *Zentralbl. Geol. Paläontol.*, I(6): 1557-1570.
- Lapierre, H., Ortiz, E.L., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C. and Zimmermann, J.-L., 1992a. A crustal section of an intra-oceanic island arc: the Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence (Central Mexico). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 108: 61-77.
- Lapierre, H., Tardy, M., Coulon, C., Ortiz, H.E., Bourdier, J.-L., Martinez, R.J. and Freyrier, C., 1992b. Caractérisation, genèse et évolution géodynamique du "Guerrero terrane" (Mexique occidental). *Can. J. Earth Sci.*, 29: 2478-2489.
- Lebron, M.C. and Perfit, M.R., 1993. Stratigraphic and Petrochemical data support subduction polarity reversal of the Cretaceous Caribbean island arc. *J. Geol.*, 101: 389-396.
- Lin, P.N., Stern, R.J. and Bloomer, S.H., 1989. Shoshonite volcanism in the northern Mariana arc, 2. Large ion lithophile and rare earth element abundances: evidence for the source of incompatible element enrichments in intra-oceanic arc. *J. Geophys. Res.*, 94: 4497-4514.
- Lin, P.N., Stern, R.J., Morris, J. and Bloomer, S.H., 1990. Nd- and Sr-isotopic compositions of lavas from the northern Marianas and southern Volcano arcs: implications for the origin of island arc melts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 105: 381-392.
- Loubet, M., Montigny, R., Chahati, B., Duarte, N., Lambret, B., Martin, C. and Thuizat, R., 1985. Geochemical and geochronological constraints on the geochemical development of the Caribbean Chain of Venezuela. In: A. Mascle (Editor), *Géodynamique des Caraïbes*, Symposium Paris. Technip, Paris, pp. 553-566.
- Malfait, B.T. and Dinkelman, M.G., 1972. Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 251-272.
- Maresh, W.V., 1974. Plate tectonic origin of the Caribbean mountain system of northern South America: discussion and proposal. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85: 669-682.
- McDermott, F., Defant, M.J., Hawkesworth, C.J., Maury, R.C. and Joron, J.L., 1993. Isotope and trace element evidence for three component mixing in the genesis of the North Luzon arc lavas (Philippines). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113: 9-23.
- McGhee, R.V., 1976. Las rocas metamórficas del Arroyo de la Pimienta, Zacatecas, Zac. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 37: 1-10.
- Michaud, D., Bourgois, J., Barrier, E., and Fourcade, E., 1989. La série crétacée de Tecoman (Etat de Colima): conséquences sur les rapports structuraux entre zones internes et externes dans l'édifice montagneux mexicain. *C.R. Acad. Sci., Paris, II*, 309: 587-593.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274: 321-355.
- Monod, O. and Calvet, P., 1991. Structural and stratigraphic re-interpretation of the Triassic units near Zacatecas (Zac.), Central Mexico: Evidence of a Laramide nappe pile. *Zentralbl. Geol. Paläontol.*, I(6): 1533-1544.
- Monod, O., Lapierre, H., Chiodi, M., Martinez, R.J., Calvet P., Ortiz, E.L. and Zimmermann, J.-L., 1990. Reconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central: la séquence volcano-plutonique de Guanajuato (Crétacé inférieur). *C.R. Acad. Sci. Paris, II*, 310: 45-51.
- Morris, J., Jezek, P., Hart, S. and Gill, J., 1990. The Halmahera island arc, Molucca Sea collision zone, Indonesia: a geochemical survey. In: E.D. Hayes, (Editor), *The Tectonic and Geologic Evolution of South Asian Seas and Islands, Part 2*. AGU Geophys. Monogr., 27: 373-387.
- Morrison, G.W., 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13: 97-108.
- Mukasa, S.B., McCabe, R. and Gill, J.B., 1987. Pb-isotopic compositions of volcanic rocks from West and East Philippine island arcs: presence of the Dupal isotopic anomaly. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 84: 153-164.
- Mullan, H.S., 1978. Evolution of part of the Nevadan orogen in northwestern Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89: 1175-1188.
- Ortiz, H.E.L., 1992. L'arc intra-océanique alloctone jurassique supérieur-crétacé inférieur du domaine cordilléraire mexicain ("Guerrero terrane"). Pétrographie, géochimie et minéralisations associées des segments de Guanajuato et de Palmar Chico-Arcelia. Conséquences paléogéographiques. Thèse Univ. Joseph Fourier, Grenoble, 109 pp.
- Ortiz, H.E.L. and Lapierre, H., 1991. Las secuencias toleíticas de Guanajuato y Arcelia, México centro-meridional: remanentes de un arco insular intra-océánico del Jurásico superior-Cretácico inferior. *Zentralbl. Geol. Paläontol.*, I(6): 1503-1517.
- Ortiz, H.E.L., Yta, M., Talavera, O., Lapierre, H., Monod, O. and Tardy, M., 1991. Origine intra-océanique des formations volcano-plutoniques d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du Mexique centro-méridional. *C.R. Acad. Sci., Paris, II*, 305: 1093-1098.
- Pearce, J., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in the magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Editors), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich, pp. 230-249.
- Pearce, J. and Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290-300.
- Pearce, J. and Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 33-47.
- Pindell, J.L. and Barrett, S.F., 1989. Geological evolution of the Caribbean region; A plate tectonic perspective. In: G. Deno and J.E. Case (Editors), *The Caribbean Region*. (The Geology of North America, H.) Geol. Soc. Am., Boulder, CO, pp. 405-432.
- Plank, T. and Langmuir C.H., 1993. Tracing trace element from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature*, 362: 739-743.
- Radelli, L., 1988. La nappe Ovidada et le sillon aptien-albien du Golfe de Californie. *C.R. Acad. Sci. Paris, II*, 306: 813-816.
- Rangin, C., 1982. Contribution à l'étude géologique du système cordilléraire du Nord-Ouest du Mexique. Thèse de doctorat d'Etat es Sciences, Univ. P. et M. Curie, Paris, No. 82-12, 525 pp.
- Ross, M.I., and Scotese, C.R., 1989. A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*, 155: 139-168.
- Ruiz, J., Centeno, E.G., Coney, P.J., Patchett, P.J. and Ortega, F.G., 1991. El terreno Guerrero y su posible correlación con el basamento de la región del Caribe. In: *Convención sobre la evolución geológica de México*, Pachuca, Junio 23-28, Resúmenes, pp. 192-193.
- Servais, M., Cuevas-Perez, E. and Monod, O., 1986. Une section de Sinaloa à San Luis Potosí: une nouvelle approche de l'évolution du Mexique nord-occidental. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), II(6): 1033-1047.
- Silver, E.A., Gill, J.B., Schwatz, D., Pratsetyo, H. and Duncan, R.A., 1985. Evidence for a submerged and displaced continental borderland, north Banda Sea, Indonesia. *Geology*, 13: 687-691.
- Stanek, K.P. and Cabrera, R., 1991. Tectono-magmatic development of Cuba. *Zentralbl. Geol. Paläontol.*, I(6): 1571-1580.
- Stein, G., Lapierre, H., Vidal, R., Monod, O. and Zimmermann, J.-L., 1993. Petrology and geochemistry of some

- Late Mesozoic and Tertiary plutons. *J.S. Am. Earth Sci.* (submitted).
- Stéphan, J.-F., Beck, C., Bellizia, A. and Blanchet, R., 1980. La chaîne caraïbe du Pacifique à l'Atlantique, XXVIth Int. Geol. Congr., Paris, C-5: 38-59.
- Stéphan, J.-F., Blanchet, R. and Mercier de Lépinay, B., 1985. Les festons nord et sud-caraïbes (Hispaniola-Porto Rico; Panama et Colombie-Venezuela): des pseudo-subductions induites par le raccourcissement Est-Ouest du bâti continental péricaraïbe. In: A. Mascle (Editor), *Géodynamique des Caraïbes*, Symposium Paris. Technip, Paris, pp. 35-50.
- Stéphan, J.-F., Mercier de Lépinay, B., Calais, E., Tardy, M., Beck, C., Carfantan, J.-Ch., Olivet, J.-L., Vila, J.-M., Bouysse, P., Mauffret, A., Bourgois, J., Théry, J.-M., Tournon, J., Blanchet, R. and Dercourt, J., 1990. Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), VI(6): 915-919.
- Talavera, M.O., 1993. Les formations orogéniques mésozoïques du Guerrero (Mexique méridional). Contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique des Cordillères mexicaines. Thèse Univ. J. Fourier, Grenoble, 400 pp.
- Tardy, M., 1980. Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre orientale du Mexique. Thèse d'Etat, Université P. et M. Curie, Paris, 459 pp.
- Tardy, M., Carfantan, J.-Ch., and Rangin, C., 1986. Essai de synthèse sur la structure du Mexique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), II(6): 1025-1031.
- Tardy, M., Lapierre, H., Bourdier, J.-L., Coulon, C., Ortiz, E., and Yta, M., 1992. Intra-oceanic setting of the western Mexico Guerrero terrane. Implications for the Pacific-Tethys geodynamic relationships. *Univ. Nal. Autón. Méx., Inst. Geol. Rev.*, in press.
- Théry, J.-M., 1983. Découverte de spilites au sondage de Los Manantiales 1 près de la faille d'Oca (Basse Guajira, Colombie). Implications géotectoniques régionales. *Soc. Nat. Elf Aquitaine, Pau*, pp. 107-117.
- Yta, M., 1992. Etude géodynamique et métallogénique d'un secteur de la "Faja de Plata" (Mexique): La zone de Zacatecas-Francisco I Madero-Saucito. Thèse Univ. Orléans, 266 pp.

E- PRESENTATION ET BUT DE L'ETUDE REALISEE SUR LE "GUERRERO TERRANE"

Dans cette première partie, sur la base de nouvelles données stratigraphiques, pétrologiques et géochimiques, nous tentons de mieux cerner l'évolution géodynamique du Mexique occidental au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

Dans un premier paragraphe une synthèse des datations stratigraphiques et géochronologiques actuellement disponibles sur les séquences d'arc du "Guerrero terrane" est proposée. Cette synthèse est importante pour établir une chronologie des différents épisodes magmatiques et les replacer dans un contexte plus général.

Ensuite, deux paragraphes sont consacrés à l'étude de la séquence de Playa Azul (SW du Mexique) et à celle de la séquence de San Miguel de Allende (Mexique central).

Enfin, une synthèse géochimique, basée sur la distribution des éléments traces (Hf, Th, Ta, Nb, Y et Zr), incompatibles et peu mobiles durant le métamorphisme, et les rapports isotopiques (Sr et Nd) des laves tholéitiques, calco-alcalines et shoshonitiques de l'arc du "Guerrero terrane", sera présentée. Cette synthèse nous permettra de proposer un modèle de genèse des différentes associations magmatiques de l'arc du "Guerrero terrane".

CHAPITRE II- CONTRIBUTION A LA CONNAISSANCE DES SEQUENCES DE L'ARC DU "GUERRERO TERRANE"

A- ETUDE DE LA SEQUENCE DE PLAYA AZUL-CHIQUILISTLAN

Les affleurements de Playa Azul et de Chiquilistlán sont situés respectivement le long de la côte pacifique entre Tecoman et Lazaro Cardenas et près de Guadalajara. Les successions y sont très comparables, tant du point de vue stratigraphique que pétrographique, et seront donc considérées comme appartenant à une même séquence.

1- Stratigraphie

Les affleurements de Playa Azul et de Chiquilistlán montrent une succession d'ignimbrites, de tufs, de brèches volcaniques et de quelques rares coulées de laves intercalées avec des silts et des grès rouges continentaux qui renferment des empreintes de dinosaures du Crétacé inférieur. Le sommet est constitué par des calcaires de l'Albien-Cénomaniens. L'environnement subaérien des éruptions, la présence de sédiments continentaux et la prédominance de laves acides ont conduit Lapierre *et al.* (1992b) et Tardy *et al.* (1994), à penser que cette séquence avait été édiflée sur un bloc continental.

2- Pétrographie

Les laves peuvent être réparties en cinq groupes sur la base des textures et de la composition minéralogique.

(i) les laves acides et les ignimbrites sont caractérisées par des phénocristaux de feldspath potassique, de quartz et de biotite et des mésostases micro à cryptocristallines. Les ignimbrites renferment des fragments de roche volcanoclastique formée de fragments ignés et sédimentaires (riche en micas blancs) cimentés par une matrice pélitique.

(ii) les dacites et les andésites à amphiboles \pm biotites présentent des textures gloméroporphyriques. Les amphiboles varient en composition depuis des pargasites jusqu'à des édénites, et leurs teneurs en Al^{IV} sont caractéristiques de laves d'arc intra-océanique et de marge continentale active. Les biotites, riches en MgO, sont caractéristiques de séries alumino-potassiques;

(iii) les andésites et les dacites à pyroxènes montrent des textures porphyriques, trachytiques et hyalophitiques. Les minéraux ferro-magnésiens sont trop altérés pour être identifiables;

(iv) les basaltes à olivine ont une texture intersertale ou porphyrique. Les phénocristaux et microlites d'olivine sont fréquemment oxydés;

(v) les basaltes porphyriques renferment des enclaves plutoniques à texture de cumulats ou des cristaux isolés. Enclaves et cristaux sont formés par des amphiboles, des olivines ou des pyroxènes.

3- Géochimie

Les laves basiques montrent des affinités tholéïtique à calco-alcaline, et des teneurs en Ta, Nb et Th relativement faibles. Dans le diagramme Th/Yb en fonction de Ta/Yb (Fig. II-6), la plupart des laves montrent des rapports relativement élevés, plutôt caractéristiques de marges continentales actives, alors que le basalte tholéïtique tombe dans le champ des arcs océaniques. Les rapports ϵNd des laves de composition basique à intermédiaire varient de +9 à +2. La roche qui présente le rapport ϵNd le plus élevé (+9) est un basalte à olivine tholéïtique alors que le basalte calco-alcalin à xénocristaux d'olivine est le plus enrichi en Th et son rapport ϵNd est le plus bas (+2).

Les roches acides, globalement plus enrichies en Ta, Nb et Th que les termes plus basiques, sont calco-alcalines. Leurs rapports ϵNd sont homogènes autour de +5.

L'enclave volcanoclastique prélevée dans les coulées ignimbritiques ressemble géochimiquement à l'ignimbrite hôte mais diffère par une anomalie positive en Ce.

Finalement, l'abondance des roches acides et la présence de biotite et d'amphibole indiquent qu'à Playa Azul la séquence s'est vraisemblablement édifiée sur un substratum suffisamment épais pour que les magmas s'accumulent dans des chambres superficielles et s'y différencient. Cependant, aucune lave acide ne présente des caractères géochimiques typiques de liquides crustaux. Par ailleurs, les rapports extrêmement

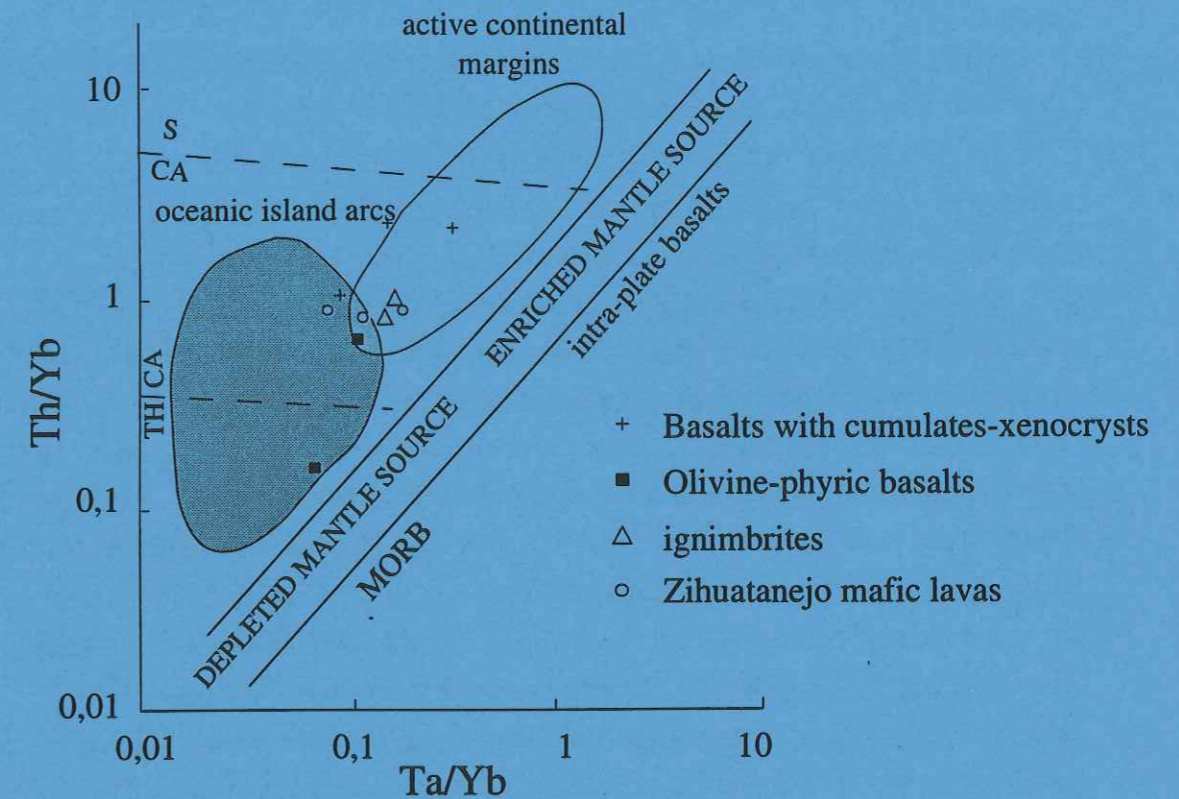


Fig. II-6: Diagramme Th/Yb en fonction de Ta/Yb, discriminant de l'environnement géotectonique pour les laves basiques des séquences de Playa Azul et de Zihuatanejo (d'après Pearce, 1983).

variables de l' ϵ Nd (de +2 à +9) des basaltes suggèrent que la participation des sédiments dans la genèse de ces laves a été parfois importante. On peut donc raisonnablement penser que le substratum de la séquence de Playa Azul est une lithosphère océanique épaissie par des sédiments. Ce substratum pourrait être représenté à l'affleurement par le complexe triasique d'Arteaga, (Partie II, Chapitre 1-C), localisé quelques kilomètres au NE de la séquence de Playa Azul. En effet, le complexe d'Arteaga, formé par une lithosphère océanique épaissie par des sédiments d'origine crustale est considéré par Centeno-Garcia et al. (1993) comme un des substratums possible de l'arc du "Guerrero terrane".

4- Présentation et évolution des autres séquences d'arc du Crétacé inférieur dans le "Zihuatanejo subterrane"

Le "Zihuatanejo subterrane" (Campa et Coney, 1983) représente la partie SW du "Guerrero terrane", et comprend du Sud-Est au Nord-Ouest les séquences suivantes: Zihuatanejo, Playa Azul, Tecoman, Colima, Chiquilistlán et Puerto Vallarta.

La séquence de Zihuatanejo est composée d'andésites, de brèches volcaniques, de tufs, de lentilles de calcaires albiens, et des conglomérats à galets de micaschistes, de grès métamorphisés, de gneiss et de granites à deux micas, datés du Jurassique supérieur. Les granites sont très semblables à ceux qui recoupent le complexe d'Arteaga. Les laves calco-alcalines de la séquence de Zihuatanejo sont appauvries en Ta, Nb, Th et Zr, et leurs rapports ϵ Nd sont élevés (+8,4 à +7,5). Ces laves se sont donc probablement édifiées sur un soubassement océanique. Cependant, la présence de conglomérats à galets de granites et de grès suggère la proximité d'une source continentale - marge d'un continent, fragment continental ou probablement le complexe d'Arteaga.

Les séquences de Tecoman et de Colima sont respectivement shoshonitique et calco-alcaline. La majorité des laves est basique, et l'environnement sédimentaire est marin. Leurs rapports ϵ Nd sont élevés (+8 à +6,1). Ces séquences se sont donc probablement édifiées sur un substratum océanique, loin de toute influence crustale.

Pour finir, la séquence de Puerto Vallarta est réduite à l'affleurement à quelques basaltes en coussins calco-alcalins. Le batholite composite de Puerto Vallarta, daté à 100 Ma, recoupe les basaltes en coussins du Crétacé inférieur (?); il est composé de tonalites, granites et granodiorites qui montrent des rapports ϵ Nd bas (+3,5 à -8). De tels rapports indiquent que ces granites dérivent d'une source mantellique fortement contaminée par un composé crustal ou de la fusion de sédiments. On peut donc penser que la séquence de Puerto Vallarta s'est édifiée sur un fragment continental ou sur une croûte de type intermédiaire; c'est à dire une lithosphère océanique épaissie par des sédiments crustaux.

(soumis à *Journal of Geology*)

VOLCANICLASTIC SEQUENCES WITH CONTINENTAL AFFINITIES WITHIN THE LATE JURASSIC-EARLY CRETACEOUS GUERRERO INTRA-OCEANIC ARC (WESTERN MEXICO).

C. FREYDIER*, H. LAPIERRE*, L. BRIQUEU**, M. TARDY***, C. COULON****, J. MARTINEZ*****.

* ERS-CNRS 129, Université J. Fourier, Inst. Dolomieu, 15 rue M. Gignoux, 38031 Grenoble, France.

** URA-CNRS 1765, Université de Montpellier II, Laboratoire de Géochimie Isotopique, 4 Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cédex 05, France.

*** ERS-CNRS 129, Université de Savoie, B.P.1104, 73011 Chambéry, France.

**** URA-CNRS 1277, FU 17, Université Aix-Marseille III, Laboratoire de Pétrologie Magmatique, CEREGE, Pôle d'activité commercial, B.P. 80, 13545 Aix en Provence, France.

***** Universidad Nacional Autónoma de Mexico, Instituto de geología, Estación del Centro, Apartado Postal 376, Guanajuato, Gto., Mexique.

ABSTRACT

The Guerrero terrane in western Mexico consists of Upper Jurassic-Lower Cretaceous volcano-plutonic and volcano-sedimentary arc sequences developed in an intra-oceanic setting and accreted to North America during the Late Early Cretaceous. The oceanic basement of most of the sequences is not exposed. However, locally this basement is exposed and consists of oceanic crust thickened by sediments such as the Arteaga complex or Paleozoic to Mesozoic crustal rocks.

The Playa Azul sequence belongs to the southern Pacific Province of the Guerrero terrane (PPGT) which extends along the Pacific coast from Puerto Vallarta to Acapulco. This sequence is composed of pyroclastic rocks and uncommon lava flows interlayered with red detrital rocks and coastal calcarenites. The red beds yielded Early Cretaceous dinosaurs footprints. The whole sequence is capped by Albian to Cenomanian reefal limestones.

The rare basalts are olivine-phyric and include altered amphibole bearing cumulates. The most common facies are amphibole-biotite-phyric andesites and dacites. The welded or not tuffs are formed of K-feldspar, quartz and plagioclase phenocrysts while their groundmass includes biotite and zircon. Amphibole ranges in composition from pargasitic hornblende to edenite and shows features of volcanic rocks emitted in island arcs and continental margins. The mafic rocks are Ti-, Ta- and Nb-depleted and belong to mild tholeiitic and calc-alkaline suites. They show transitional geochemical characteristics between lavas from oceanic island arc and active continental margins. The felsic rocks belong to calc-alkaline suites. The Playa Azul rocks exhibit a wide range of ϵNd ratios, and more specifically the basalts which ϵNd ratios range from +9 to +2.

The predominance of hornblende-biotite phyric felsic rocks in the Playa Azul sequence suggests that this sequence was built on a thick basement. The low ϵNd ratios of some mafic rocks imply that the sediments played a key role in the genesis of some basalts. A basement formed of continental crust is highly unlikely because the felsic rocks do not show geochemical features of crustal melts. Thus, the Playa Azul sequence was probably built on an oceanic crust thickened by sediments such as the Arteaga complex.

When compared to the neighbouring arc sequences exposed along the Pacific coast, the Playa Azul sequence shows altogether differences and similarities. The Playa Azul sequence differs by its subaerial environment, the predominance of hornblende-biotite felsic rocks and a wide diversity of the rock facies. The Playa Azul lavas derive, like all the other rocks of the Guerrero terrane, from a mantle source that was little affected by crustal components. A geodynamic model of the PPGT is proposed based on these differences and similarities.

INTRODUCTION

The North America Cordillera extends from Alaska to Mexico and consists of exotic blocks or suspect terranes (Coney *et al.*, 1980) that accreted to North America during the Paleozoic and Mesozoic.

In western Mexico, the Guerrero terrane (Campa and Coney, 1983; Campa, 1985; Coney, 1989) is formed of Late Jurassic-Early Cretaceous arc sequences developed in intra-oceanic environment (Lapierre *et al.*, 1992a-b; Centeno-Garcia *et al.*, 1993; Tardy *et al.*, 1994). This Guerrero arc collided with the North American craton during the late Early Cretaceous (Campa *et al.*, 1976; Tardy, 1980; Tardy *et al.*, 1986; Elias-Herrera and Sánchez-Závala, 1992; Tardy *et al.*, 1994).

Different interpretations have been proposed for the genesis and development of the Guerrero arc terrane: (i) an Andean-type arc built on the western margin of North America (Tardy *et al.*, 1986; De Cserna, 1989; Stéphan *et al.*, 1990; Sedlock *et al.*, 1993; Monod *et al.*, 1994); (ii) a system of intra-oceanic arcs divided by marginal basins (Campa and Ramirez, 1979; Campa and Coney, 1983; Servais *et al.*, 1986; Talavera *et al.*, 1993); (iii) a single intra-oceanic arc. Recently, it has been proposed that the Guerrero arc growth was linked to the west-dipping subduction of the Arperos oceanic basin below the Pacific plate (Urrutia Fucugauchi and Valencio, 1986; Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1994; Freydier *et al.*, 1995).

Most of the arc sequences of the Guerrero terrane have an intra-oceanic setting and are built on oceanic crust. In contrast, the arc rocks exposed in northwestern Mexico (Baja California, Sinaloa) are resting unconformably on deformed Paleozoic and/or Triassic strata (Fig. 1). The arc sequence exposed in southwestern Mexico, along the Pacific coast, referred here as the Playa Azul sequence is assumed to be built on a continental basement (Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1994; Fig. 1). The geology of the arc sequences of Baja California and Sinaloa has been described (Bonneau, 1972; Allison, 1975; Gastil *et al.*, 1975; Almazán-Vázquez, 1988a-b) and an overall view of the stratigraphy of the Playa Azul sequence with preliminary geochemical data have been reported by Lapierre *et al.* (1992b) and Tardy *et al.* (1994).

In Baja California (Fig. 1), the Alisitos Formation consists of calc-alkaline lavas and tuffs interbedded with Albian-Aptian limestones (Gastil *et al.*, 1975; Almazán Vázquez 1988a-b) that rest on Triassic to Jurassic strata or a pre-Triassic basement (Rangin, 1982). Further north, in southern California the Lower Cretaceous Santiago Peak arc lavas rest on a Jurassic metasedimentary basement. They show calc-alkaline affinities with $\epsilon\text{Nd}(120\text{ Ma})$ ratios ranging between +7.5 to +0.1 (Herzig and Kimbrough, 1994). In western Sinaloa (Fig. 1), similar formations are described. They rest with a marked angular unconformity on metamorphosed Paleozoic rocks, and more specifically on Carboniferous flysch-type detrital rocks (Bonneau, 1972; Mullan, 1978).



Fig. 1: Structural sketch map of Mexico (the Cenozoic cover has been omitted).

1: gulf coastal plain; 2: carbonate platforms of Late Early Cretaceous age; 3: main exposures of the Lower Cretaceous Arperos basin; 5 and 6: arc sequences built on oceanic lithosphere; 7: 87Sr/86Sr line after Cochemé (1985); 8: Late Early Cretaceous thrusts; 9: Campanian thrusts; 10: Late Cretaceous-Paleocene thrusts; 11: Miocene folds and thrusts; 12: Cenozoic transcurrent faults.

A: Acapulco; Al: Alisitos; A.P.: Aldama carbonate platform; Art: Arteaga; B.P.: Burro carbonate platform; C: Colima; Ch: Chiquilistlán; C.P.: Coahuila carbonate platform; Co.P.: Cordoba; Ch. B: Chihuahua basin; Cu B: Cuicatec basin; G: Guadalajara; Gto: Guanajuato; LO: Las Ollas; M.: Mexico city; M.P.: Morelos carbonate platform; P.Az: Playa Azul; P.V.: Puerto Vallarta; S: Sinaloa state; S.B.: Sabinas basin; T: Taxco; Te: Teloloapan; V.S.L.P.P.: Valle San Luis Potosi carbonate platform; Zi: Zhuatanejo.

If the oceanic arc sequences are well documented (Lapierre *et al.*, 1992a-b; Ortiz, 1992; Yta, 1992; Talavera, 1993; Centeno-Garcia *et al.*, 1993; Tardy *et al.*, 1994), the arc sequences considered to be built on a continental basement are less studied.

This paper focuses on the petrology, geochemistry and Nd-Sr isotopic studies of the arc rocks of the Playa Azul and Chiquilistlán sequences to complete our knowledge on the Guerrero arc. Then, the Playa Azul arc rocks are compared with the neighbouring sequences exposed along the Pacific coast between Acapulco and Puerto Vallarta. These arc sequences are collectively labelled Pacific Province of the Guerrero Terrane (PPGT). The comparison of the Playa Azul sequence with some coeval arc rocks of the Guerrero terrane will bring informations on the role of the continental and/or intermediate crust in the arc magmas genesis.

GEOLOGIC SETTING OF THE PLAYA AZUL SEQUENCE

The arc sequences of the Guerrero terrane assumed to be built on continental crust are from north to south: (i) the Alisitos Formation in Baja California, and the arc rocks exposed in (ii) western Sinaloa, (iii) western Jalisco, and (iv) western Michoacan (Fig. 1).

In western Jalisco, the arc rocks are exposed, near Chiquilistlán, southwest of Guadalajara city (Fig. 1).

In western Michoacan, the Lower Cretaceous Playa Azul sequence (see below) crops out along the Pacific between Playa Azul and Tecoman (Fig. 1).

Northeast of the Playa Azul sequence the Arteaga Complex crops out (Centeno-Garcia *et al.*, 1993). This complex is composed of terrigenous sediments which include blocks of pillow basalts displaying MORB affinities, metamorphosed and foliated gabbros, felsic plutonic rocks, cherts, tuffs, and limestones (Centeno-Garcia *et al.*, 1993). This complex is intruded by several plutons: (i) a Late Jurassic (158 Ma; Grajales and Lopez, 1984) foliated two-micas granite; (ii) a Late Jurassic (155 Ma) or Early Cretaceous (127, 133 Ma) coarse-grained two-micas granite (Grajales and Lopez, 1984), which shows narrow brittle shear zones (Centeno-Garcia, 1994); (iii) an Albian (105 Ma; Centeno-Garcia, 1994 from Gehrels) foliated granodiorite; and (iv) an Eocene (57, 52 Ma; Grajales and Lopez, 1984) undeformed granite-granodiorite which intrudes the Albian batholith (Centeno-Garcia, 1994). Because of its Albian age, the foliated granodiorite belongs probably to the Guerrero arc. The age of the Arteaga Complex is not well constrained. A Triassic age is proposed by Campa *et al.* (1982) inferred from the cherts that yielded Ladinian-Carnian radiolaria but the stratigraphic ties between the cherts and the detrital sediments remain unknown.

Locally, Late Aptian to Early Albian conglomerates and detrital and volcanoclastic sediments (Arteaga tuffs) that belong to the Guerrero terrane, rest unconformably on the

Arteaga Complex. The conglomerate is formed of sandstone pebbles derived from the underlying Arteaga Complex (Centeno-Garcia *et al.*, 1993; Centeno-Garcia, 1994). However, the contacts between the Playa Azul sequence and the Arteaga Complex are not exposed. Nevertheless, Centeno-Garcia *et al.* (1993) consider that the Arteaga Complex which represents an oceanic crust thickened by sediments (intermediate crust), form part or the entire basement of the Playa Azul sequence, and possibly of the nearby Zihuatanejo arc sequence (see below).

STRATIGRAPHY OF THE PLAYA AZUL AND CHIQUILISTLAN SEQUENCES

The Playa Azul sequence (Fig. 2a) is composed of ash-flow tuffs topped by subaerial felsic lavas, volcanic breccias interlayered with red beds, Aptian-Albian limestones and rare massive lava flows. The red beds consist of arenitic sandstones, silts and mudstones which yielded Early Cretaceous dinosaur footprints (Ferrusquia-Villafranca *et al.*, 1978). Locally, coastal calcarenites are interbedded with the red beds. The ash-flow tuffs are felsic in composition and include fragments of andesite, rhyolite and metamorphosed sediments. Most of the volcanic breccias that represent pyroclastic flow deposits are exclusively formed of volcanic material with homogeneous texture and composition. They are associated with volcanoclastic rocks of thinner granulometry, represented by sandstones and tuffaceous silts. Below the Albian reefal limestones that cap the whole volcanic and sedimentary pile, the top of the sequence is composed of bedded tuffs, green volcanoclastic sandstones, and breccias formed of lava and limestone fragments.

The presence of continental red beds with dinosaur footprints, coastal calcarenites and ash-flow tuffs indicates a sub-aerial environment. The predominance of felsic lavas, the continental sedimentary environment of the eruptions and the basement nature (likely the Arteaga Complex) suggest that the Playa Azul sequence is built on a continental block or a thickened oceanic crust.

The arc rocks of Chiquilistlán are exposed in western Jalisco (200 km SE from Puerto Vallarta; Fig. 1). They are formed of tuffs interbedded with red silts, limestones, conglomerates formed of limestones, tuffs and rare clasts, and volcanic breccias (Fig. 2b). Felsic lavas are predominant. This sequence is capped by reefal limestones which yielded a Cenomanian fauna.

Because the Chiquilistlán and Playa Azul sequences share in common similar sedimentary environments, rock facies and ages, the petrology and geochemistry of their volcanic components will be developed in the same section.

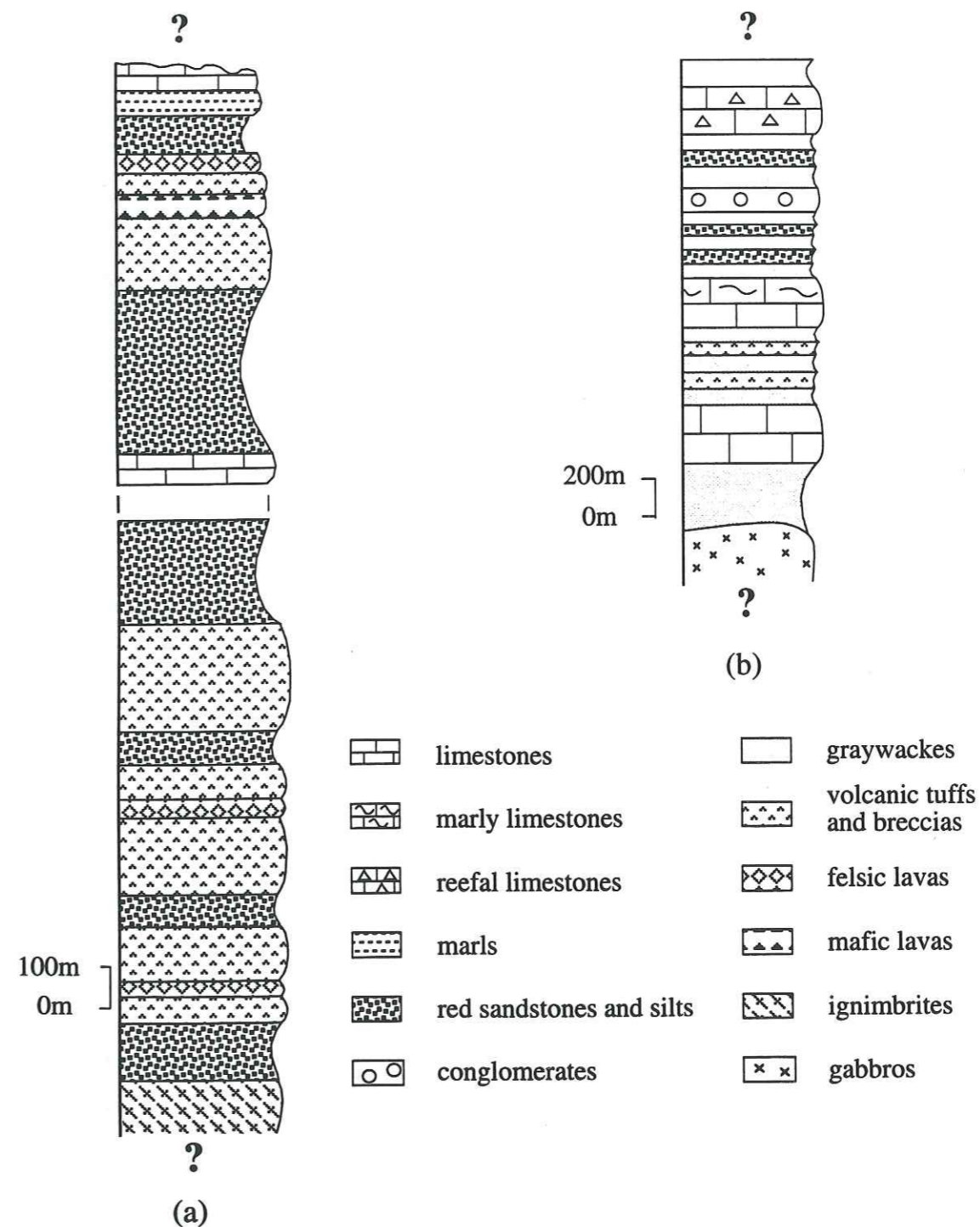


Fig. 2: Simplified lithostratigraphic columns:
a- Playa Azul sequence.
b- Chiquilistlán sequence.

PETROLOGY OF THE ROCKS OF THE PLAYA AZUL AND CHIQUILISTLAN SEQUENCE

Most of the erupted lavas constitute felsic fragments in the breccias. However, mafic lavas are present either as fragments in pyroclastic rocks or as lava flows. All the rocks are more or less altered. All the ferromagnesian minerals are replaced by calcite \pm chlorite \pm oxides \pm smectites with the exception of amphibole and biotite phenocrysts. When the mafic minerals are anhedral, the distinction between olivine, clinopyroxene and orthopyroxene pseudomorphs is impossible, because of the alteration. The plagioclases are often replaced by albite \pm adularia \pm smectites. The groundmass is partially transformed in chlorite \pm smectites \pm albite \pm quartz. When vesicles occur, they are filled with calcite \pm chlorite \pm epidote \pm quartz. In spite of the importance of the alteration, the lavas of the Playa Azul sequence can be divided into five groups on the basis of their mineralogy, textures and SiO₂ contents (Table 2; Peccerillo and Taylor, 1976): (i) felsic lavas and ignimbrites characterized by the presence of quartz phenocrysts and SiO₂ wt % \geq 57 wt %; (ii) amphibole \pm biotite-phyric dacites and acidic andesites (61 wt % < SiO₂ wt % < 69 wt %); (iii) pyroxene-phyric lavas that range in composition from andesite to dacite; (iv) olivine-phyric basalts and finally (v) basalts with inclusions.

- (i) The felsic lavas (M91-2) and ignimbrites (M92-37, M92-38) are characterized by microcrystalline to cryptocrystalline textures. They consist of K-feldspar, plagioclase, quartz, and sometimes oxides phenocrysts and microphenocrysts embedded in a plagioclase \pm quartz \pm oxides \pm biotite \pm sericite groundmass. The M91-2 rhyolite differs by the presence of blue-green pleochroic (alkali ?) amphibole-filling vesicles. The ignimbrites show a preferential orientation outlined by plagioclase laths, oxides and secondary biotite. Zircon is present in the mesostasis. These ignimbrites include volcanoclastic inclusions (M92-40) which consist of igneous, tuffaceous and mica-rich sedimentary fragments cemented in a silty and pelitic matrix. The tuffaceous fragments are fine-grained and composed of euhedral plagioclase and quartz with fibrous actinolite. The igneous fragments are formed of oxides, feldspar, quartz and rare epidote and actinolite grains. M92-38 contains abundant secondary biotite and oxides (> 20%). The relatively low SiO₂ content (~ 57 wt%) of M92-38 is probably linked to this oxide abundance.

- (ii) The amphibole and biotite-phyric acidic andesites (M91-45) and dacites (M91-40, M91-43, M91-44) show glomeroporphyritic textures. Plagioclase, amphibole, biotite, and oxides occur as phenocrysts. Biotite occurs as phenocrysts. However, generally amphibole phenocrysts in the M91-45 acidic andesite include biotite microphenocrysts. The presence of biotite inclusions in the hornblende phenocrysts is rather uncommon for calc-alkaline rocks and suggests that M91-45 acidic andesite contains normative hypersthene and was saturated in K-feldspar (Naney and Swanson, 1980). Phenocrysts

of orthopyroxene pseudomorphs with probably amphibole and mica occur in M91-44. Quartz is present in the groundmass and/or fills vesicles and dikelets.

- (iii) The pyroxene-phyric lavas (M91-42, M93-82, M93-83) is an heterogeneous group on the basis of their textures but these rocks show rather homogeneous compositions ranging from acidic andesites to dacites. The textures are porphyritic (M93-82), trachytoid (M93-83) and hyalophitic (M91-42). The mafic minerals are so altered that they cannot be characterized. M93-82 and M93-83 are orthopyroxene-phyric. M93-83 is also amphibole-rich. M91-42 contains only clinopyroxene microphenocrysts and microlites.

- (iv) The olivine-phyric basalts (M91-25, M93-60) differ by their textures. M91-25 is highly plagioclase-phyric with an intersertal and fluidal groundmass rich in epidote-filled vesicles. Olivine replaced by oxides \pm chlorites occurs as tiny crystals. In this basalt, the oxides are present only in the groundmass and thus, are the last to precipitate. This indicates a tholeiitic feature. M93-60 basalt differs because it is olivine-phyric.

- (v) The basalts with inclusions (M91-36, M91-47, M91-55) are porphyritic. M91-36 is amphibole and plagioclase-phyric and includes altered plutonic xenoliths formed of amphibole \pm plagioclase \pm oxide \pm chlorite that represent amphibole-cumulate rocks of gabbroic to dioritic composition. M91-47 is plagioclase and oxide-phyric and includes large, anhedral, corroded olivine crystals now replaced by serpentine \pm oxides. Likewise, M93-55 contains corroded euhedral pyroxene and/or olivine crystals. The olivine and pyroxene euhedral crystals and the amphibole-cumulate inclusions probably represent remnants of early crystal cumulates formed in the magma chamber.

IGNEOUS MINERALOGY OF THE ROCKS OF THE PLAYA AZUL SEQUENCE

The only preserved igneous minerals are green pleochroic hornblende, brown pleochroic biotite (Table 1) and plagioclase in andesites and dacites. Because both minerals are unstable at surface conditions, they show opacitic resorption rims formed by oxides. The brown pleochroic amphiboles and most of the green ones are replaced by calcite \pm chlorite \pm oxides. When plagioclase phenocrysts are preserved, they show andesine to labradorite compositions (An₅₀₋₃₂).

Green hornblendes

The analyzed amphiboles are from felsic lavas. The phenocrysts are calcic amphiboles (Table 1) ranging in composition from pargasitic hornblende to edenite (Fig. 3; Leake, 1978). A slight crystal zoning may occur with Fe-rich rims. Al, Ti, Ca and Na contents decrease while Si increases. These variations are likely linked to crystal fractionation process that leads to silica-oversaturation in residual liquids. The hornblende and its

Sample name	AMPHIBOLE										BIOTITE															
	M91-40		M91-43b		M91-43		M91-45		M91-45		M91-45		M91-45		M91-45		M91-45									
SiO ₂	41.98	44.19	43.69	41.33	45.34	46.19	40.81	44.04	44.73	37.27	37.37	37.42	37.90	41.98	44.19	43.69	41.33	45.34	46.19	40.81	44.04	44.73	37.27	37.37	37.42	37.90
Al ₂ O ₃	10.88	9.66	9.88	12.19	9.73	8.52	11.73	10.27	9.38	15.01	14.87	15.06	15.29	10.88	9.66	9.88	12.19	9.73	8.52	11.73	10.27	9.38	15.01	14.87	15.06	15.29
TiO ₂	2.36	1.72	2.06	2.56	1.65	0.85	1.88	1.66	1.50	3.41	3.06	3.15	3.63	2.36	1.72	2.06	2.56	1.65	0.85	1.88	1.66	1.50	3.41	3.06	3.15	3.63
FeO	13.62	13.22	13.56	12.99	12.08	14.46	15.09	13.14	12.74	15.51	15.76	12.47	13.65	13.62	13.22	13.56	12.99	12.08	14.46	15.09	13.14	12.74	15.51	15.76	12.47	13.65
MgO	12.82	13.34	13.42	12.40	14.57	12.74	12.49	13.80	14.37	14.82	14.22	16.72	16.02	12.82	13.34	13.42	12.40	14.57	12.74	12.49	13.80	14.37	14.82	14.22	16.72	16.02
CaO	11.06	10.89	11.02	10.99	10.46	10.83	10.83	10.48	10.43	0.00	0.00	0.00	0.06	11.06	10.89	11.02	10.99	10.46	10.83	10.83	10.48	10.43	0.00	0.00	0.00	0.06
MnO	0.05	0.23	0.27	0.17	0.35	0.59	0.32	0.38	0.42	0.15	0.19	0.14	0.11	0.05	0.23	0.27	0.17	0.35	0.59	0.32	0.38	0.42	0.15	0.19	0.14	0.11
Cr ₂ O ₃	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	2.02	1.87	1.94	2.36	1.76	1.49	1.97	1.91	1.87	0.55	0.62	0.18	0.45	2.02	1.87	1.94	2.36	1.76	1.49	1.97	1.91	1.87	0.55	0.62	0.18	0.45
K ₂ O	0.66	0.62	0.59	0.32	0.38	0.31	0.36	0.32	0.26	8.11	8.19	8.76	7.46	0.66	0.62	0.59	0.32	0.38	0.31	0.36	0.32	0.26	8.11	8.19	8.76	7.46
Total	95.56	95.75	96.55	95.31	96.45	96.01	95.52	96.05	95.71	94.27	94.28	93.90	94.58	95.56	95.75	96.55	95.31	96.45	96.01	95.52	96.05	95.71	94.27	94.28	93.90	94.58
Si	6.37	6.64	6.54	6.26	6.70	6.92	6.24	6.58	6.69	5.61	5.63	5.58	5.60	6.37	6.64	6.54	6.26	6.70	6.92	6.24	6.58	6.69	5.61	5.63	5.58	5.60
Al	1.95	1.71	1.74	2.18	1.89	1.50	2.11	1.81	1.65	2.66	2.64	2.65	2.66	1.95	1.71	1.74	2.18	1.89	1.50	2.11	1.81	1.65	2.66	2.64	2.65	2.66
Ti	0.27	0.19	0.23	0.29	0.18	0.10	0.22	0.19	0.17	0.32	0.35	0.35	0.40	0.27	0.19	0.23	0.29	0.18	0.10	0.22	0.19	0.17	0.32	0.35	0.35	0.40
Fe	1.73	1.66	1.70	1.65	1.49	1.81	1.93	1.64	1.59	1.95	1.99	1.56	1.69	1.73	1.66	1.70	1.65	1.49	1.81	1.93	1.64	1.59	1.95	1.99	1.56	1.69
Mg	2.90	2.89	2.99	2.80	3.21	2.84	2.85	3.07	3.20	3.32	3.19	3.72	3.53	2.90	2.89	2.99	2.80	3.21	2.84	2.85	3.07	3.20	3.32	3.19	3.72	3.53
Ca	1.80	1.75	1.77	1.78	1.66	1.74	1.77	1.68	1.67	0.00	0.00	0.00	0.01	1.80	1.75	1.77	1.78	1.66	1.74	1.77	1.68	1.67	0.00	0.00	0.00	0.01
Mn	0.01	0.03	0.03	0.02	0.04	0.08	0.04	0.05	0.05	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.04	0.08	0.04	0.05	0.05	0.02	0.02	0.02	0.01
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.59	0.55	0.56	0.69	0.51	0.43	0.58	0.55	0.54	0.16	0.18	0.05	0.13	0.59	0.55	0.56	0.69	0.51	0.43	0.58	0.55	0.54	0.16	0.18	0.05	0.13
K	0.13	0.12	0.11	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.05	1.56	1.57	1.67	1.41	0.13	0.12	0.11	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.05	1.56	1.57	1.67	1.41
Total	15.75	15.64	15.70	15.74	15.56	15.48	15.82	15.63	15.62	15.60	15.58	15.60	15.44	15.75	15.64	15.70	15.74	15.56	15.48	15.82	15.63	15.62	15.60	15.58	15.60	15.44
Al ^{IV}	1.63	1.36	1.46	1.74	1.30	1.08	1.76	1.42	1.32	2.39	2.37	2.42	2.40	1.63	1.36	1.46	1.74	1.30	1.08	1.76	1.42	1.32	2.39	2.37	2.42	2.40
Al ^{VI}	0.31	0.35	0.28	0.44	0.39	0.42	0.35	0.39	0.34	0.27	0.27	0.23	0.26	0.31	0.35	0.28	0.44	0.39	0.42	0.35	0.39	0.34	0.27	0.27	0.23	0.26
RMg	0.63	0.64	0.64	0.63	0.68	0.61	0.60	0.65	0.67	0.63	0.62	0.71	0.68	0.63	0.64	0.64	0.63	0.68	0.61	0.60	0.65	0.67	0.63	0.62	0.71	0.68

Table 1: Representative compositions of amphiboles and biotites from the Playa Azul sequence lavas. FeO*: total iron expressed as FeO. Microprobe analyses were carried out on a CAMEBAX microprobe at the Université Joseph Fourier, Grenoble, France, using a voltage of 15 kV, a sample current of 10 nA with a counting time of 6-10 s. Minor elements < 0.5 % are not precisely determined.

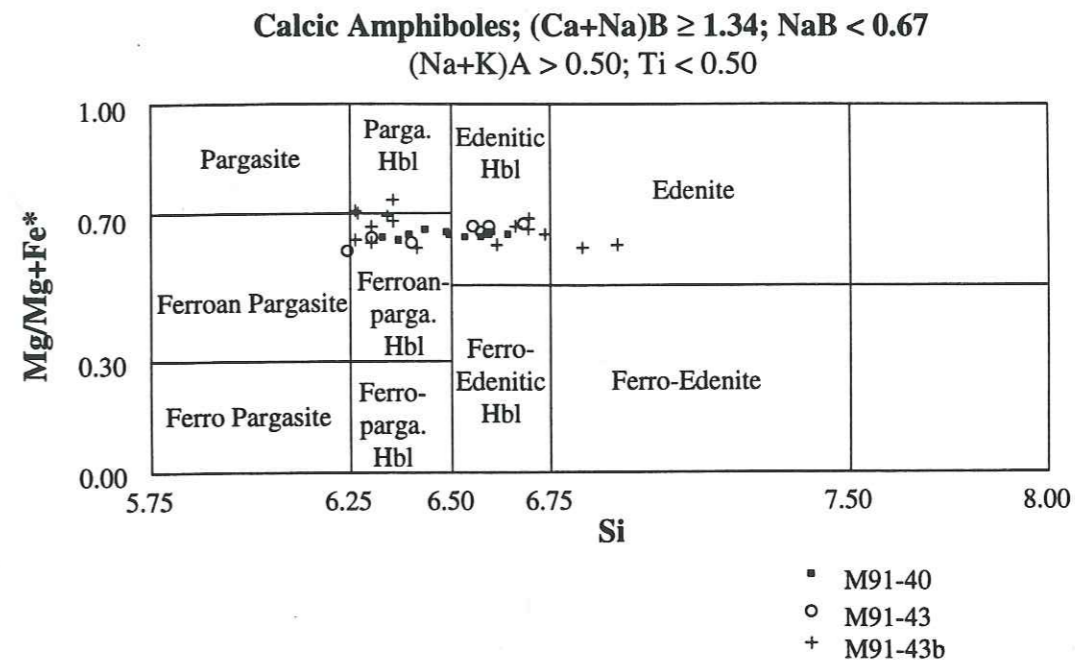


Fig. 3: Nomenclature of Playa Azul felsic lavas amphiboles (Leake, 1978).

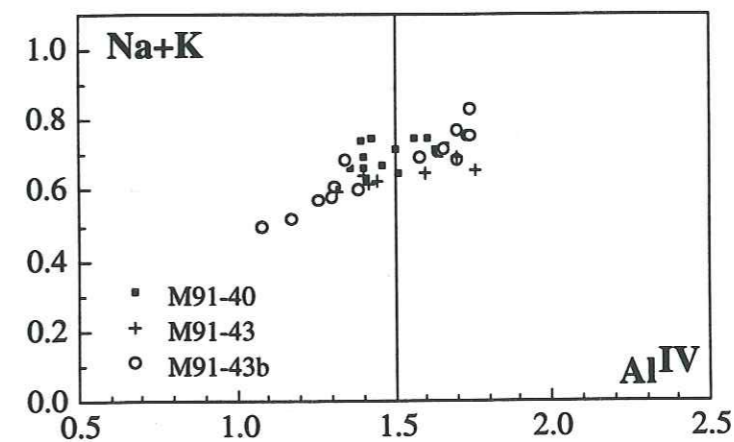


Fig. 4: Relationship of total alkali content and tetrahedral aluminium in hornblende structural formulae in Playa Azul felsic lavas (Jakes and White, 1972).

rhyolitic host rocks (M91-40) shows the highest K₂O contents (respectively ~ 0.6 % and 4.4 %)), when compared to those of the acid andesite and dacite. Their TiO₂ contents fall in the range of hornblendes from calc-alkaline suites (Deer *et al.*, 1966).

The analyzed hornblendes show features of both volcanic rocks emitted in island arcs (Al^{IV} > 1.5) and in continental margins (Al^{IV} < 1.5), with Al^{IV} ranging between 1.08 and 1.74 (Fig. 4; Jakes and White, 1972). The differences observed between hornblendes of calc-alkaline lavas from oceanic arcs and from arcs built on continental or intermediate type crust are generally explained by the water pressure of the magma that likely depends also of the thickness of the crust above the subducting slab. The presence of hornblende-cumulate inclusions in the M91-36 basalt suggests that the liquidus temperatures lay within the hornblende field of stability.

Biotite

The analyzed biotites (Table 1) are from M91-45 felsic andesite. They are characterized by relatively high MgO contents (14-16.7 %) correlated with low FeO levels (12.5-15.6; Table 1). In the Al-Mg plot (Naschit *et al.*, 1985), they cluster in the alumino-potassic field. These biotites are Mg-rich compared to those of calc-alkaline suites from active continental margins (Coulon, 1977; Lefèvre, 1979). Generally, Mg-rich biotites in felsic lavas and/or pyroclastic rocks suggest magma mingling process (Gourgaud and Gerbe, 1991). This could be the case for the Playa Azul biotites.

Biotite is rare in calc-alkaline volcanic rocks of oceanic island arcs where it is limited to high-K types. It is more frequent in lavas from arcs built on continental to intermediate type-crust.

In conclusion, the hornblendes of Playa Azul are akin to those from island arcs and/or continental type crust. They occur in the early crystallizing cumulates and coexist with biotites in calc-alkaline lavas of intermediate to felsic composition. The presence of hydrated minerals (hornblende and biotite) is more common in arc lavas built on continental or intermediate crust than in those built on oceanic crust.

GEOCHEMISTRY OF THE PLAYA AZUL LAVAS

The compositions of the Playa Azul lavas were determined by analyzing 16 samples for major, trace elements including rare earth (REE) by ICP-OES at the Aix-Marseille III University (France) with analytical errors of 1-3 % for major elements, less than 2.8 % for trace and RE elements. Mn, Na, K, and Rb were determined by atomic absorption spectrometry with an imprecision < 4 %.

Hf, Ta, Nb, W, Pb, Th, U, and REE for 11 samples were analyzed by inductively coupled plasma mass spectrometry at the Musée Royal de l'Afrique Centrale (Tervuren, Belgium) and the University of Arizona. Estimated errors on the trace element values is

better than 3 %. The analytical procedures at the University of Arizona followed the procedures outlined by Hollocher and Ruiz (1994). Results are summarized in Table 2 where are listed the location and mineral compositions of the analyzed samples.

Effects of alteration on the chemistry of the Playa Azul and Chiquilistlán lavas.

The alteration of the lavas from Playa Azul and Chiquilistlán is evidenced by the presence of secondary minerals such as albite, smectite, biotite, calcite, epidote, chlorite, actinolite, oxide and sometimes chalcedony. Geochemically, this alteration is mainly expressed by high Loss On Ignition (LOI) values (2-7.2 wt %) in most of the rocks (Table 2). The albitization of plagioclases is emphasized by the highest NaO contents linked to the lowest CaO contents, whereas the abundance of secondary calcite, replacing minerals or filling vesicles and cracks leads to an enrichment in CaO and high LOI. These two phenomenon are opposite, so most of the measured CaO contents do not seem anomalous. Nevertheless, the LOI values show a strong positive correlation with CaO because of the presence of calcite.

The highest LOI values are found in lavas of mafic to intermediate composition that occur as fragments in the pyroclastic rocks, and more specifically in M93-55 calcite-rich basalt (Table 2) which shows the highest LOI (7.16 wt%) and CaO (6.4 wt%) contents. This M93-55 calcite-rich basalt exhibits also an anomalous Light Rare Earth Element (LREE) enrichment [(La/Yb)_N = 18.75] compared to the others REE patterns of the Playa Azul mafic rocks [(La/Yb)_N ~ 2-4]. Indeed, Ludden and Thompson (1978, 1979) and Humphris (1984) have demonstrated that calcite richness is often linked to anomalous LREE enrichments. So, the REE pattern of this basalt is not referred in the geochemistry section.

In contrast, the felsic lava flows are less altered as shown by LOI < 1 wt %. Indeed, preserved biotites and hornblendes, minerals known to be easily replaced during alteration processes are present. So the alkali and alkaline earth element contents of the felsic lavas likely express the igneous compositions.

Studies on major and trace elements mobility during alteration processes conclude that generally the more mobile elements are the alkali (K, Na, Rb), alkaline earth (Sr, Ba, Ca, Mg), and most of the remaining major elements such as Si, Fe and Mn. In the following sections, these possibly mobile elements are only presented as information, but they are not used in the discussion. In some rare cases (see before), a slight REE mobility can also occurred. In contrast, Ti, Al, Th, Ta, Zr, and Hf are considered as the less mobile elements, and are preferentially used.

The mafic lavas

Basalts and andesites from Playa Azul (M91-25, M91-47, M91-36, M91-42, M93-55, M93-60, M93-82, M93-83) are Al-rich and Ti-poor (Table 2). These features are typical

Location Sample name	Playa Azul M 91-2* flow	Playa Azul M92-37** flow	Playa Azul M92-38** flow	Playa Azul M 91-40*** flow	Playa Azul M91-43** flow	Playa Azul M 91-44* block	Playa Azul M 91-45*** flow
SiO ₂	75.9	70.46	57.86	68.98	62.87	67.9	61.23
TiO ₂	0.1	0.45	1.6	0.38	0.65	0.42	0.62
Al ₂ O ₃	12.97	13.88	15.12	13.6	17.8	17.26	16.91
Fe ₂ O ₃	0.54	3.51	8.55	2.53	3.98	2.65	3.15
FeO	0.19	0.61	0.94	0.36	1.04	0.27	1.45
MnO	0.01	0.05	0.14	0.04	0.09	0.02	0.06
MgO	0.2	0.9	4.98	0.65	1.73	0.18	1.55
CaO	0.58	0.25	1.17	2.54	1.89	0.83	5.32
Na ₂ O	4.48	4.24	6.04	3.32	5.46	5.76	5.12
K ₂ O	4.1	5.25	2.21	4.4	2.43	4.1	1.02
P ₂ O ₅	0.02	0.1	0.51	0.12	0.18	0.15	0.21
LOI	1.22	0.35	0.68	2.19	2.39	0.8	4.13
Total	100.31	100.05	99.8	99.11	100.51	100.34	100.77
Ni ppm	8	2	4	19	60	6	6
Cr	5	10	18	9	158	6	6
V	4	14	128	49	113	58	132
Y	7	34	29	5.5	7.9	12	3.7
Zr	69	330	182	176.5	90	128	115.7
Nb	7	12.5	7.7	4.66	3.69	7	4.19
Hf	nd	9.7	5.37	4.53	2.76	nd	2.86
Ta	nd	0.87	0.54	0.71	0.28	nd	0.4
W	nd	0.43	0.26	nd	0.55	nd	nd
Pb	nd	4.28	7	7.25	67	nd	2.29
Th	nd	4.96	2.83	5.20	2.36	nd	1.48
U	nd	1.79	0.9	0.67	0.7	nd	0.79
Ba	220	856	554	1032	465	1352	575
Sr	1001	41	74	387	152	314	542
Rb	24	86	40	nd	64	43	16
Co	nd	5	27	nd	nd	nd	nd
Zn	nd	49	195	nd	nd	nd	nd
Cu	nd	3	5	nd	nd	nd	nd
Ti/Zr	8.72	8.15	53.9	15.78	44.43	19.68	37.57
Zr/Y	9.71	9.17	4.68	18.12	8.70	10.58	9.80
La	13	31	19.3	4.23	13	13.3	5.13
Ce	23.1	66	43	11.21	27	24.8	11.24
Pr	nd	8.8	5.8	1.35	3.49	nd	1.46
Nd	7.73	38	26	5.65	14.5	11.5	5.75
Sm	1.32	6.9	5.8	1.2	2.43	2.04	1.21
Eu	0.32	1.21	1.45	0.39	0.77	0.84	0.2
Gd	0.74	6.2	6.6	1.15	2.33	2.19	0.88
Tb	nd	nd	nd	0.19	nd	nd	0.14
Dy	0.68	6.2	6	1.22	1.74	2.25	0.67
Ho	nd	1.46	1.28	0.24	0.33	nd	0.12
Er	nd	4.61	3.66	0.71	0.88	nd	0.29
Tm	nd	nd	nd	0.09	nd	nd	0.04
Yb	0.33	5.2	3.66	0.67	0.8	1.34	0.26
Lu	0.07	0.79	0.58	0.1	0.12	0.13	0.04
(La/Yb) _N	26.64	4.03	3.57	4.27	10.99	6.71	13.34
La/Nb	1.86	2.48	2.51	1.63	3.52	1.9	2.20
Eu/Eu*	0.99	0.57	0.72	1.01	0.99	1.21	0.59
Ce/Ce*	1.01	0.96	0.98	1.13	0.96	0.94	0.99
Texture	cryptocrystalline	microcrystalline	trach. to microcr.	glomeroporh.	glomeroporh.	porphyritic	glomeroporh.
Mineralogy	Q. plagio. K-Fd.	Q. plagio. K-Fd. biot.	plagio. K-Fd. biot.	homblende. biot. plagio. K-Fd.	homblende plagio.	orthopyroxene amph.? biot.? plagio.	homblende. biot. plagio.

* REE and Y, Zr, Nb, Hf, Ta, W, Pb, Th, U analyzed at Laboratoire de Pétrologie Magmatique, Marseille, France by ICP-OES.

** REE and Y, Zr, Nb, Hf, Ta, W, Pb, Th, U analyzed at Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgium by ICPMS.

*** REE and Y, Zr, Nb, Hf, Ta, W, Pb, Th, U analyzed at University of Arizona, Tucson, United States by ICPMS.

Table 2: Major and trace elements concentrations of lavas from the Playa Azul and Chiquilistlán sequences.

Playa Azul M91-42* block	Chiquilistlán M93-82* block	Chiquilistlán M93-83* block	Playa Azul M 91-25** block	Playa Azul M93-60** block	Playa Azul M 91-36** block	Playa Azul M91-47** flow	Playa Azul M93-55** block	Playa Azul M92-40*** inclusion
59.74	66.65	59.62	50.97	49.27	52.54	53.83	51.21	57.63
0.72	0.63	0.8	1.3	0.89	0.49	0.86	0.9	0.61
16.87	16.66	20.1	16.06	18.39	21.92	18.51	18.63	18.78
5.29	5.21	4.8	6.89	13.79	2.43	4.43	4.71	3
0.72	0.35	0.5	1.33	0.89	3.33	3.9	0.37	1.87
0.14	0.07	0.06	0.15	0.23	0.06	0.12	0.09	0.12
3.22	1.39	1.95	6.36	3.34	4.73	2.49	0.44	5.11
3.05	1.53	1.55	5.8	0.87	4.08	5.23	6.7	0.2
4.76	5.3	6.3	5.29	6.35	4.9	5.55	3.96	1.2
3.35	0.29	0.3	0.53	1.64	1.23	2.4	6.4	9.04
0.18	0.18	0.22	0.19	0.17	0.19	0.08	0.12	0.2
2.72	2.36	3.12	5.47	4.02	4.47	4.66	7.16	1.44
100.76	100.62	99.32	100.34	99.85	100.37	102.06	100.69	99.23
34	16	8	68	16	40	9	11	8
85	38	19	69	60	15	13	48	22
140	100	107	201	265	71	220	222	86
10	31	36	19.8	15	8.1	29	18.8	6.54
121	157	191	98	58	94	101	98	314.2
6	2	2	2.49	2.8	2.87	3	4.2	8.28
nd	nd	nd	2.95	1.3	2.95	nd	2.2	7.15
nd	nd	nd	0.15	<0.1	0.18	nd	0.14	0.66
nd	nd	nd	<0.1	0.19	<0.1	nd	1.23	nd
nd	nd	nd	3.63	nd	1.02	nd	nd	4.84
nd	nd	nd	0.33	0.56	1.17	nd	2	3.16
nd	nd	nd	<0.1	0.16	0.42	nd	2.7	1.36
1156	173	232	72	202	287	392	2482	1496
452	649	589	449	208	554	309	273	63
76	20	20	7	40	10	57	129	170
nd	12	13	nd	22	nd	nd	11	13
nd	40	57	nd	358	nd	nd	14	242
nd	12	9	nd	4	nd	nd	1410	3
36.15	24.51	26.08	70.64	89.26	40.60	52.44	47.33	20.34
11.80	5.10	5.29	4.78	3.75	10.28	3.43	5.65	70.55
8.89	8.41	9.45	7	4.9	3.79	12.01	28	24.46
20	21.8	23.8	18.3	11.3	8.5	25.87	53	75.58
nd	nd	nd	2.82	1.57	1.23	3.26	6.3	6.44
11.9	11.9	14.2	14	7.4	6.2	14.6	22	24.90
3.06	3.01	3.49	3.6	1.67	1.87	3.4	3	5.82
0.94	0.93	0.97	1.38	0.43	0.77	1.11	0.74	0.94
3.35	3.4	4.11	4.35	1.91	2.02	2.91	3.4	5.08
nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.94
3.61	3.8	4.98	4.29	1.98	1.61	4.23	2.9	5.64
nd	nd	nd	0.88	0.39	0.29	0.84	0.55	1.02
1.47	nd	nd	2.42	1.1	0.72	2.58	1.24	3.32
nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.46
2.1	1.98	2.38	2.24	0.92	0.57	2.48	1.01	4.19
0.41	0.34	0.39	0.34	0.12	0.08	0.34	0.13	0.46
2.86	2.87	2.69	2.11	3.66	4.50	3.27	18.75	3.95
1.48	4.21	4.73	2.81	1.75	1.32	2.75	6.67	5.01
0.90	0.89	0.78	1.07	0.74	1.21	1.08	0.71	0.53
0.98	1.10	1.05	0.99	0.98	0.95	1.00	0.96	1.45
hyalophitic clinopyroxene plagio.	porphyritic pyroxene amphibole? plagio.	trachytoid plagio. amph. or px	inters. to fluidal olivine. plagio.	porphyritic olivine plagio.	porphyritic amphibole plagio.	porphyritic olivine. plagio.	glomeroporh. olivine or pyroxene plagio.	plagio. Q. act. micas

Table 2: Major and trace elements concentrations of lavas from the Playa Azul and Chiquilistlán sequences.

of subduction-related rocks. Their N-MORB-normalized spidergrams (Fig. 5; Sun and McDonough, 1989) exhibit an enrichment in Large Ion Lithophile Elements (LILE) with a marked Sr-positive anomaly. These lavas are relatively depleted in the Heavy Field Strength Elements (HFSE), particularly in Ti, Ta and Nb. This depletion is a typical feature of arc-volcanism (Perfit *et al.*, 1980; Morris and Hart, 1983).

These mafic lavas are slightly $[(La/Yb)_N = 2.11]$ to mildly LREE enriched $[(La/Yb)_N = 4.50]$ (Fig. 6). This LREE enrichment is characteristic of mild tholeiitic to calc-alkaline suites. The REE patterns exhibit positive ($Eu/Eu^* = 1.07$ to 1.21) or negative ($Eu/Eu^* = 0.74$ to 0.90) Europium anomalies, related to plagioclases accumulation or removal.

They show low Ta (0.1 to 0.22 ppm) and Nb (2 to 4.2 ppm) contents, which characterize a depleted source. Their Th contents range from 0.3 to 2.4 ppm. These low contents suggest that these rocks were little affected by a crustal component.

In the Hf/3-Th-Ta plot (Wood *et al.*, 1979), all the analyzed samples cluster in the destructive plate margin fields (Table 2; Fig. 7) and more specifically in the calc-alkaline field with the exception of the M91-25 olivine-phyric basalt which exhibits a tholeiitic affinity. This feature is also observed in the Th/Yb versus Ta/Yb diagram (Fig. 8; Pearce, 1983), where M91-25 basalt falls in the tholeiitic oceanic island arc field, M91-36 and M93-55 plot in the field of the active continental margin, and the remaining rocks fall in or near the field that overlaps the calc-alkaline active continental margin and tholeiitic oceanic island arcs fields (Fig. 8). The use of Yb as denominator in both ratios is a way to eliminate variations due to partial melting and fractional crystallization processes, allowing attention to be focused on the source composition.

Finally, the mafic lavas of the Playa Azul sequence exhibit geochemical features of tholeiitic to calc-alkaline suites and show transitional geochemical characteristics between lavas from oceanic island arc and active continental margin.

The felsic lavas

The felsic lavas predominate in the Playa Azul volcanism. They show features of calc-alkaline suites with LREE enriched patterns. Their enrichments in LREE are higher than those of the mafic lavas [Fig. 6; $(La/Yb)_N = 3.6$ - 13.3]. M91-2 shows the lowest Zr (68 ppm), P_2O_5 (0.02 wt %), and HREE contents $[(La/Yb)_N = 26.6]$ due to removal of zircon and apatite during crystal fractionation because these minerals are known to concentrate the HREE (Nagasawa, 1979). The amphibole-phyric lavas exhibit the higher LREE enrichments $[(La/Yb)_N = 4.3$ - 13.3], likely because of amphibole removal during crystal fractionation process (see previously). Indeed, the amphiboles concentrate the intermediate (Nd, Sm) to heavy REE (Rollinson, 1993).

Their Ta (0.28-0.97 ppm), Nb (2-12.5 ppm) and Th (1.48-5.2 ppm) contents are higher than those of the mafic lavas, probably because of assimilation and differentiation processes.

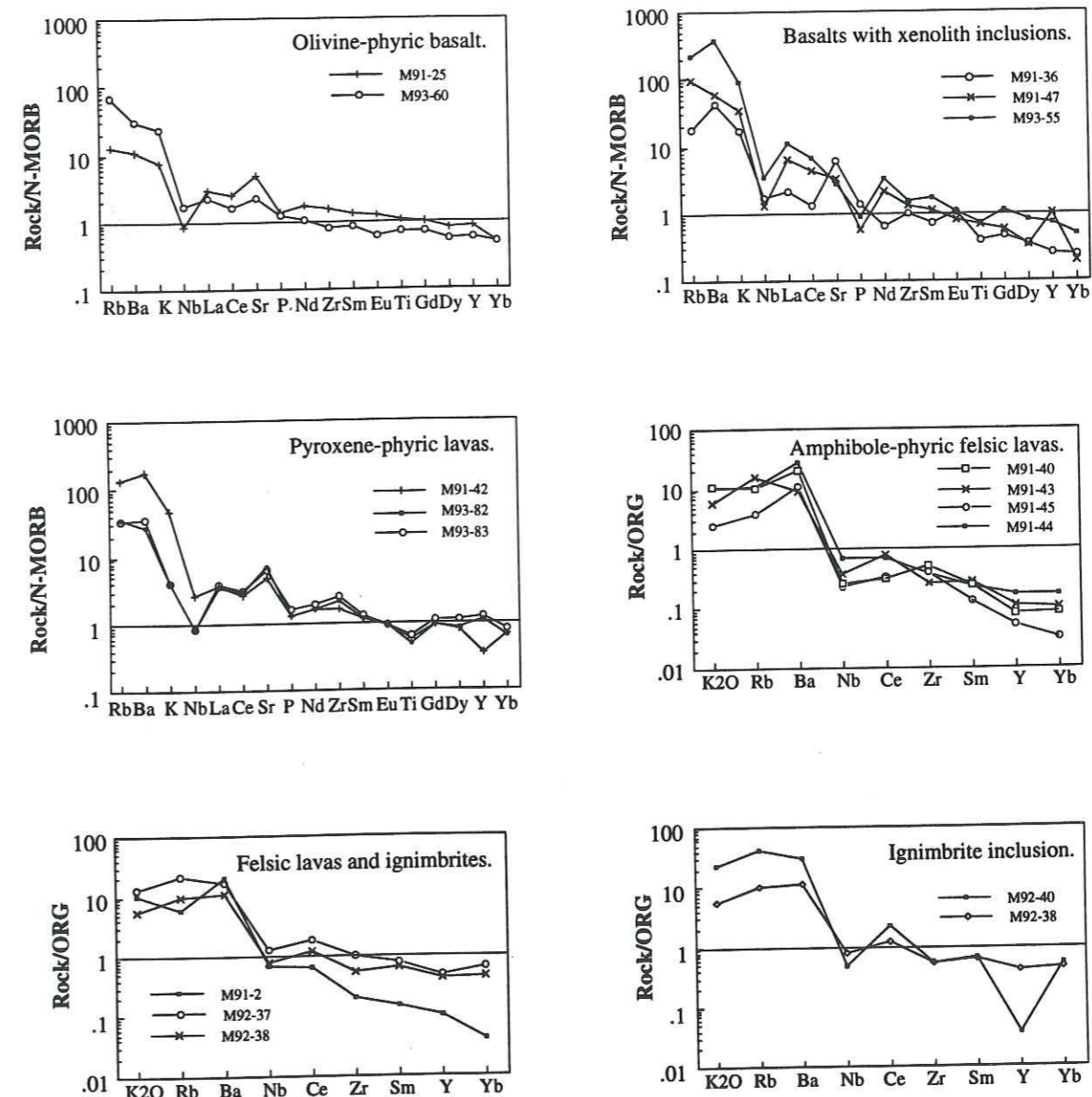


Fig. 5: N-MORB-normalized (after Sun and McDonough, 1988) and ORG-normalized (after Pearce *et al.*, 1984) spidergrams for Playa Azul and Chiquilistlán lavas.

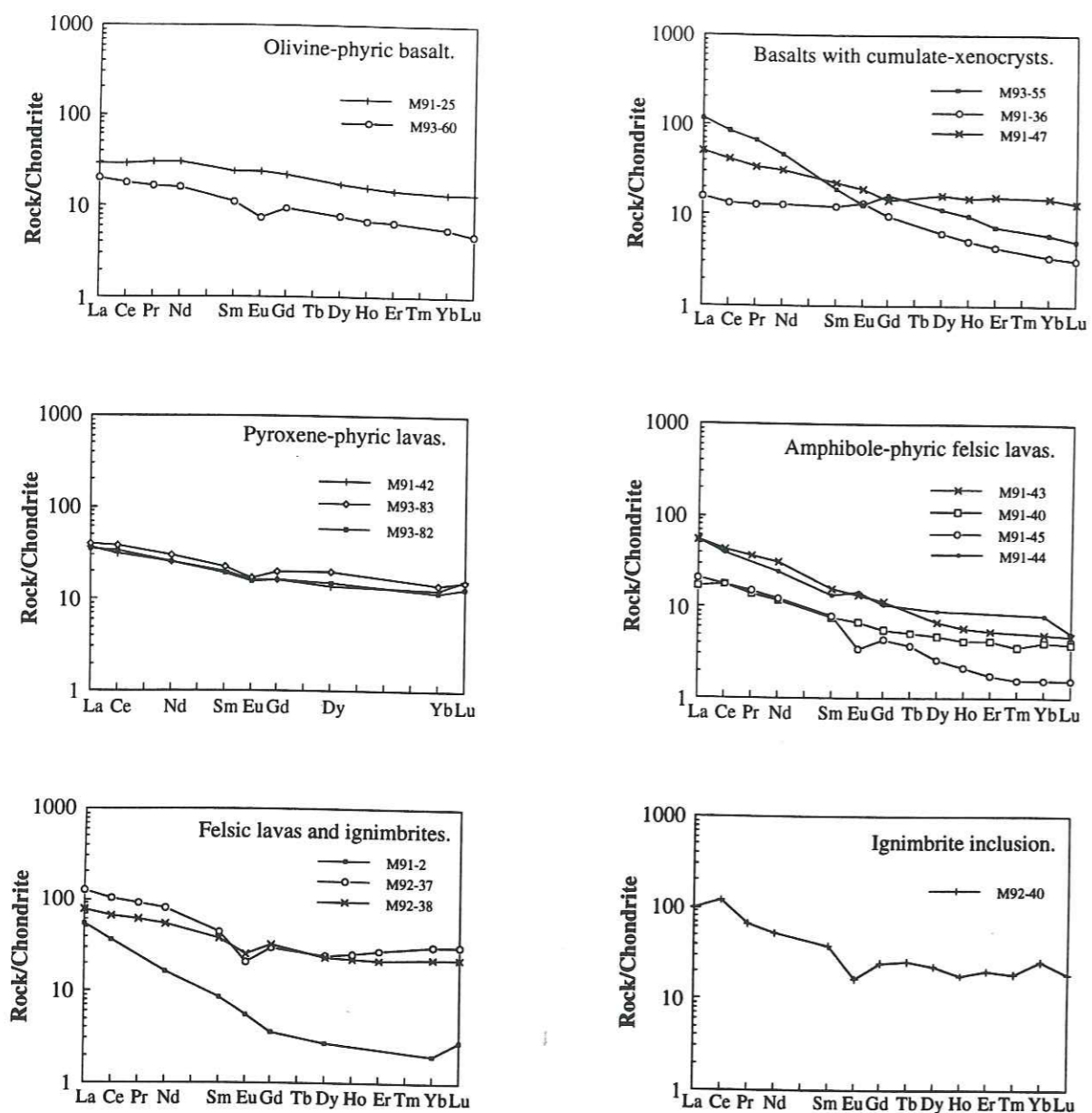


Fig. 6: Chondrite-normalized (after Evensen et al., 1978) REE patterns for Playa Azul and Chiquilistlán lavas.

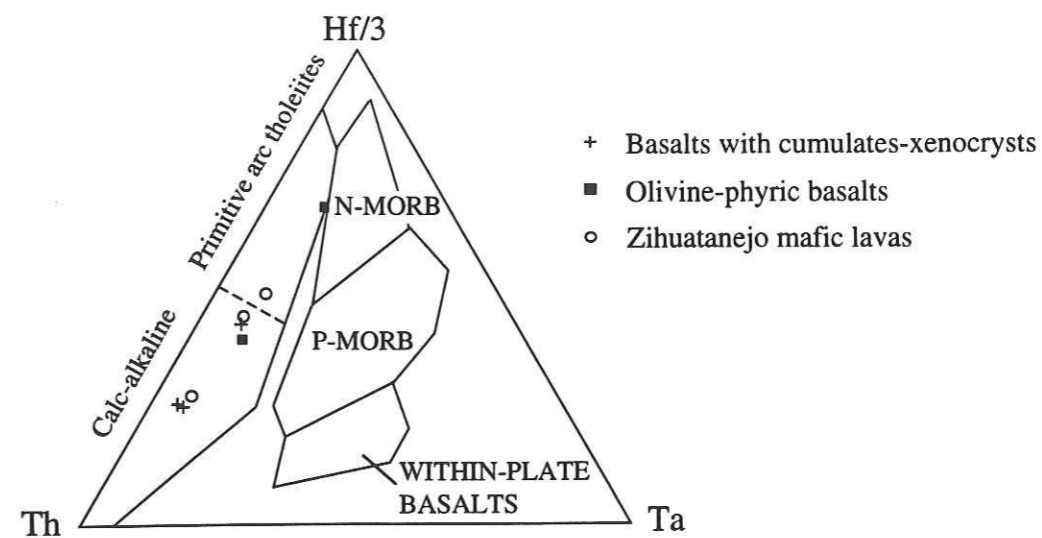


Fig. 7: Hf/3-Th-Ta diagram for Playa Azul and Zihuatanejo sequences mafic lavas (after Wood et al., 1979).

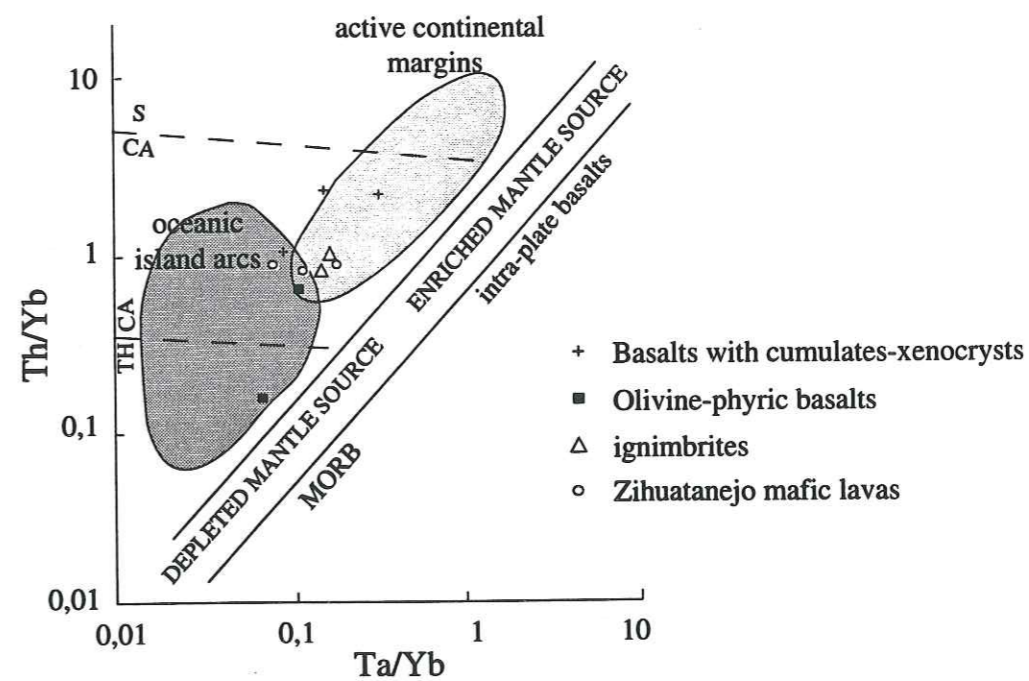


Fig. 8: Th/Yb versus Ta/Yb tectonomagmatic discrimination diagram for Playa Azul and Zihuatanejo sequences mafic lavas (after Pearce, 1983).

Their ORG-normalized spidergrams (Fig. 5; Pearce *et al.*, 1984) are typical of calc-alkaline suites with LFSE enrichments, and HFSE depletions. Nevertheless, the LFSE enrichment can be due to alteration processes. Some amphibole-phyric felsic lavas (M91-40, M91-43, M91-45) are Y (1.49-7.9 ppm) and HREE-depleted compared to the others lavas of Playa Azul (7-36 ppm). This suggests that these rocks may have crystallized amphibole or are formed by partial melting of a mantle source with residual garnet.

Volcaniclastic inclusion

The M92-40 represents a volcaniclastic inclusion (see previously) of a Playa Azul ignimbrite. Geochemical studies of this inclusion are important because they could be indicative of the type of basement on which the Playa Azul sequence was built. The ORG-normalized spidergram of this inclusion (Pearce *et al.*, 1984) is comparable to those of the ignimbrites with analogous LREE enrichment [(La/Yb)_N = 4.2; Fig. 6] and Nb depletion (Fig. 5; Table 2). This inclusion is Ce-enriched compared to the ignimbrites. This enrichment likely expresses the presence of a sedimentary component in this inclusion.

Neodymium and strontium isotopic geochemistry

Sr-Nd isotopic analyses were performed at the Montpellier II University (France) following techniques described in Birk and Allegre (1978), Nakamura (1974) and Richard *et al.* (1976). For more details refer to Freydier *et al.* (1995). Total system blanks are less than 70 pg and 20 pg for Sr and Nd respectively.

The εSr and εNd ratios (back calculated at 110 Ma) show a wide range of values (-44.7 to +8.9 and +2.4 to +9 respectively; Table 3). In the εNd versus εSr plot (Fig. 9) most of the εSr ratios fall out of the mantle array. The shift in the higher and lower εSr values suggests that the Rb-Sr system was affected by the alteration experienced by these lavas. This alteration had probably some specific effect leading to a Rb enrichment (Table 2) with anomalous high Rb/Sr ratios that provoke errors in the age corrections and correlatively the low εSr ratios.

The εNd ratios are more reliable because Nd and Sm are less mobile than Rb-Sr during alteration and thus provide significant informations about the magma source(s). The εNd ratios of the basalts and mafic andesites range from +9 to +2 while the felsic rocks show homogeneous εNd ratios of +5. Moreover, a negative correlation is observed between the εNd ratios and the Th contents with the exception of M91-47 basalt (Fig. 10). The differences in the εNd ratios of the Playa Azul lavas suggest that several processes were involved in the genesis of these rocks.

With respect to the mafic lavas, the tholeiitic M91-25 basalt exhibits the highest εNd ratio of +9 and the lowest Th, Ta and Nb abundances (Tables 2-3). In contrast, the calc-alkaline M91-47 basalt with olivine-inclusion is characterized by the lowest εNd ratio of

Sample n°	Sr	Rb	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	(87Sr/86Sr) _t	ESr (110Ma)	Nd	Sm	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	(143Nd/144Nd) _t	END (110Ma)
PLAYA AZUL												
amphibole-xenocrysts												
M91-36	529	10	0.054671	0.703725 ± 18	0.703640	-10.4	6.2	1.87	0.182362	0.513027 ± 21	0.512896	+7.8
pyroxene-phyric												
M91-42	440	74	0.486422	0.704145 ± 24	0.703985	-14	11.9	3.06	0.155467	0.512862 ± 30	0.512770	+5.3
amphibole-phyric												
M91-43	148	62	1.211629	0.704272 ± 27	0.702378	-28.3	14.5	2.43	0.101757	0.512888 ± 18	0.512814	+6.2
amph.-px-phyric												
M93-55	253	120	1.371709	0.703867 ± 11	0.701223	-44.7	22	3	0.082446	0.512936 ± 47	0.512877	+7.4
olivine-phyric												
M93-60	200	38	0.549643	0.706322 ± 56	0.705463	+15.5	7.4	1.67	0.155474	0.513069 ± 12	0.512957	+9.0
olivine-phyric												
M91-25	424	7	0.046800	0.704056 ± 22	0.703983	-5.5	14	3.6	0.14079	0.512699 ± 47	0.512598	+2.0
olivine-xenocrysts												
M91-47	295	54	0.529486	0.705285 ± 25	0.704457	+1.2	14.6	3.4	0.109781	0.512638 ± 28	0.512759	+5.1
ignimbrite												
M92-37	41	86	6.071989	0.713140 ± 30	0.703648	-10.3	38	6.9	0.134870	0.512857 ± 24	0.512760	+5.1
ignimbrite												
M92-38	73	40	1.585306	0.707478 ± 30	0.705000	+8.9	26	5.8	0.132532	0.512731 ± 9	0.512636	+2.7
inclusion												
M92-40							25.5	5.59				
ZIHUATANEJO												
andesite												
M91-1	320	76	0.68698	0.705338 ± 42	0.704264	-1.5	12.8	2.9	0.136509	0.512977 ± 9	0.512879	+7.5
andesite												
M199	388	23	0.171445	0.704028 ± 120	0.703760	-8.7	7.6	1.41	0.112172	0.513005 ± 18	0.512924	+8.4
andesite												
M201	370	16	0.125073	0.704384 ± 25	0.704188	-2.6	6.3	1.21	0.116124	0.512993 ± 31	0.512909	+8.1

Table 3. 87Sr/86Sr and 143Nd/144Nd isotope ratios of the Lower Cretaceous lavas from the Playa Azul and Zihuatanejo sequences. Rb, Sr, Nd, Sm concentrations were determined by ICP-OES and ICPMS (refer to Table 2 and 5).

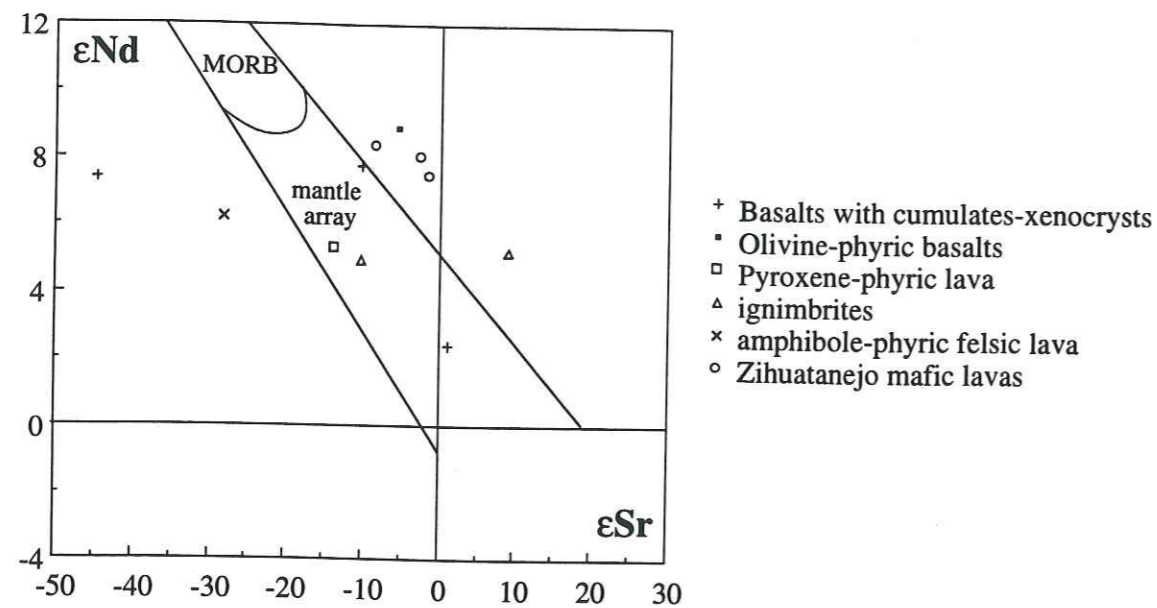


Fig. 9: $\epsilon\text{Nd}(T=110 \text{ Ma})$ and $\epsilon\text{Sr}(T=110 \text{ Ma})$ plot of Playa Azul and Zihuatanejo sequences lavas.

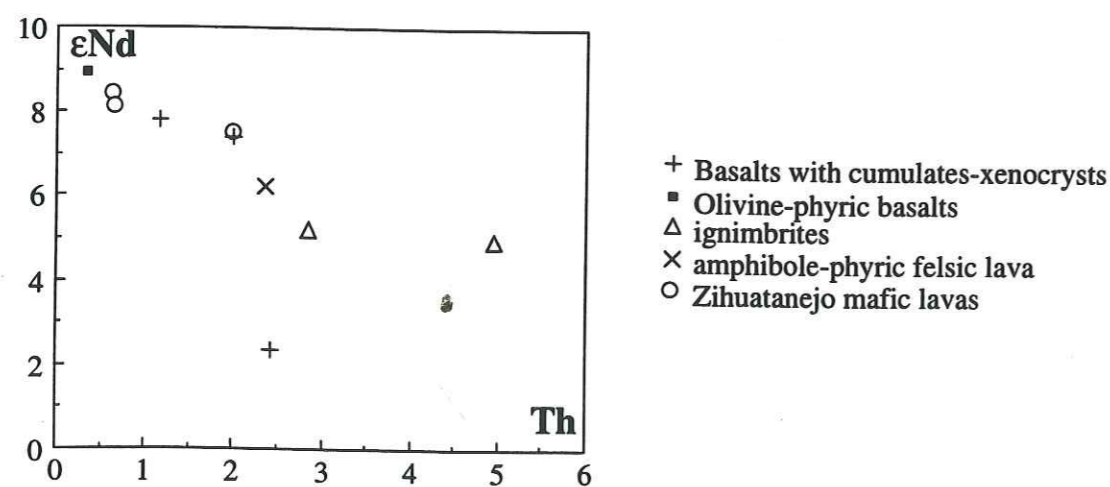


Fig. 10: ϵNd versus Th plot for Playa Azul and Zihuatanejo sequences lavas.

+2 and the highest Nb and LREE contents but its Th content does not correlate with the ϵNd ratios. Nevertheless, its Th content is the highest of the mafic lavas. This suggests that these two basalts (M91-25, M91-47) derived from two distinct mantle sources. The olivine tholeiitic basalt likely derived from a N-MORB depleted asthenospheric mantle source while the calc-alkaline one likely derived from a mantle source contaminated by sediments (Ben Othman *et al.*, 1989; Plank and Langmuir, 1993).

The remaining lavas of Playa Azul, *i.e.*, basalts with cumulate inclusions, andesites, dacites and rhyolites are characterized by lower ϵNd ratios that correlate with Th and thus with the crustal contamination. The ϵNd ratios also correlate with Zr and so with the degree of fractionation. Indeed, all these rocks are olivine-free and are clinopyroxene, hornblende- and/or biotite-phyric. These features are likely explained by an assimilation-fractional crystallization (AFC) process. The different magmas were stocked in shallow magma chambers and while they differentiated they assimilated sediments from the wallrocks. The ignimbrites as well as the amphibole-phyric acidic (M91-43) and the clinopyroxene-phyric (M91-42) andesites remained longer in the magma chamber and thus are more Th-enriched and their ϵNd ratios (+6.2 to +5.1) are lower than those of the less fractionated basalt (M91-36) and andesite (M93-55) with cumulate inclusions. These mafic lavas with inclusions, erupted more quickly and thus, have less assimilated wallrocks sediments.

The M92-40 volcaniclastic inclusion in the ignimbrites shows an ϵNd ratio of +2.7 (back calculated at 110 Ma). This ϵNd ratio, lower than those of the host rocks ($\epsilon\text{Nd} = +5.1$), is higher than the ϵNd ratios ($\epsilon\text{Nd} = -6.2$ and -7.2) of the Arteaga Complex sediments but falls in the range of the Playa Azul lavas. Thus, this inclusion likely derived from the mechanical mixture of volcaniclastic arc rocks and continent-derived sediments.

In summary, the Playa Azul lavas show mafic and felsic compositions. The mafic lavas show mild tholeiitic to calc-alkaline affinities. Their LREE enrichments and Th, Hf, Ta contents are widely extended. The Th/Yb and Ta/Yb ratios are not discriminant to characterize the nature of the arc-basement. Indeed, they are intermediate between those of oceanic island arcs and active continental margins. The ϵNd ratios range from +9 for the tholeiitic olivine-phyric basalt to +2 for the calc-alkaline basalt with olivine-inclusions. This wide range of values for basalts suggests a depleted source contaminated either by subducted sediments or by the melting of the lower crust.

The felsic lavas show calc-alkaline features. The presence of biotite in these lavas suggest that they likely erupted through a continental or intermediate crust. Moreover, the predominance of felsic lavas implies the presence of a thick basement which allowed the fractionation of the magma in shallow magma chambers. The Zr and Th contents of these felsic rocks are higher than those of the mafic ones and correlate well with their ϵNd

ratios. This can be explained by assimilation of sediments from the wallrock, during fractionation (AFC process).

Because of the positive ϵNd ratios of these rocks, the presence of an old continental crust (Precambrian) in the basement of the Playa Azul sequence is unlikely.

All these observations led us to propose that the subaerial Playa Azul sequence was built on an oceanic crust thickened by volcanoclastic and detrital sediments derived from an evolved continental source (Arteaga complex ?) or by a juvenile continental crust. The volcanoclastic inclusions in the ignimbrites with compositions close to those of the host rock suggest that this inclusion is not representative of the basement but likely derived from the lower levels of the arc assemblage. Furthermore, the presence of the red detrital beds indicates that a continental block was located nearby.

COMPARISON BETWEEN THE ARC SEQUENCES OF THE PACIFIC PROVINCE OF THE GUERRERO TERRANE (PPGT)

In order to discuss the genetic relations between the PPGT sequences, a rapid overview of the geology of these arc sequences is presented here after.

The PPGT is part of the Guerrero terrane and extends from Puerto Vallarta in the north up to Acapulco in the south. It is formed of different lithologic sequences that have irregular geographic distributions, and quick lateral and vertical facies changes (Centeno-Garcia, 1994). From north to south it comprises (Fig. 1) the Puerto Vallarta, Chiquilistlán, Colima, Tecoman, Playa Azul, Arteaga tuffs, and Zihuatanejo sequences. The Playa Azul and Chiquilistlán sequences were described in the previous sections. The well documented Zihuatanejo sequence, which presently is located near the Playa Azul sequence, will be described in a later section.

The Puerto Vallarta arc sequence is poorly exposed, because it is intruded by several plutonic rocks. The pillow basalts exposed at Puerto Vallarta show calc-alkaline affinities ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 6.4$, $\epsilon\text{Nd}_{(T=110 \text{ Ma})} = +4.75$; Freydier, unpublished data).

In Colima (Fig. 1), the oldest rocks exposed or cut by drilling are dated as Berriasian-Aptian. They consist of mafic lavas with some rhyolites interbedded with pyroclastic and volcanoclastic rocks and sandstones emplaced in an oceanic environment (Centeno-Garcia *et al.*, 1993; Centeno-Garcia, 1994). The basalt is LREE enriched ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 3.3$) and has an ϵNd (back calculated at 100 Ma) of +6.1 (Centeno-Garcia *et al.*, 1993). They are capped by Late Albian-Cenomanian reefal limestones that are locally associated to gypsum. These Lower Cretaceous rocks were deposited mostly in submarine environment. They are considered as lateral facies changes of the Lower Cretaceous arc rocks from Playa Azul (Grajales and Lopez, 1984; Centeno-Garcia, 1994).

The Tecoman intra-oceanic sequence is composed of basaltic flows overlain by breccias with volcanic and limestone clasts, and are capped by calcareous marls,

graywackes and reefal limestones with rudistics. The basalts display shoshonitic affinities. Their $\epsilon\text{Nd}_{(T=110 \text{ Ma})}$ (+8 to +7) indicate that they derived from a depleted source devoided of any sediment contamination (Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1994).

The Zihuatanejo sequence

Geologic setting

Near Zihuatanejo, the arc rocks form scattered exposures within the Early Tertiary plutons of mafic to felsic compositions (Köhler *et al.*, 1988; Schaaf, 1990; Schaaf *et al.*, 1993; Stein *et al.*, 1994). The stratigraphic succession of the whole arc sequence appears difficult to establish between all these exposures. However, for Vidal-Serratos (1991), the Las Ollas complex (Fig. 1) that crops out east of Zihuatanejo forms the lowermost unit of the arc assemblage. The Las Ollas complex is composed of blocks of basalts, gabbros, amphibolites caught in a serpentinite and/or shaly matrix and is interpreted as a subduction complex. Basalts and gabbros show arc-tholeiitic affinities (Talavera, 1993). Blueschists facies were found by Talavera (1993). Isotopic dating from amphiboles present in gabbros show Albian ($112 \pm 3 \text{ Ma}$; $96 \pm 2.5 \text{ Ma}$) and Tertiary ages (Delgado, 1982; Delgado *et al.*, 1990).

The arc sequence itself is composed of four types of rock-associations for which the stratigraphic ties are unknown because they are hosted in plutons. The first type (Vidal-Serratos, 1991; Talavera, 1993) consists of poorly-sorted matrix rich conglomerate and volcanoclastic sandstones which are overlain by felsic flows and volcanic breccias. It is exposed along the Pacific, in the town of Zihuatanejo. The pebbles in the conglomerate consist of slightly foliated two-micas Late Jurassic granite, micaschist, metamorphosed quartz-rich sandstones, gneiss and massive quartz. Rare earth element and trace element concentrations of the metamorphosed quartz-rich sandstones suggest that they derived from the schists of the Arteaga complex (Centeno-Garcia, 1994). The second type is composed of volcanic breccias, lapilli-tuffs and crystal tuffs topped by lenticular beds of Albian-Cenomanian reefal limestones. The volcanic fragments are mafic in composition. It is exposed at Zihuatanejo along the Pacific coast. The third type exposed along the Zihuatanejo-Playa Azul road is formed of massive andesitic lava flows overlain conformably by Albian reefal massive limestones which in turn are overlain by red beds, minor andesites and rhyolites and capped by Albian-Cenomanian reefal limestones (Bonneau, 1972; Vidal-Serratos, 1991; Talavera, 1993; Centeno-Garcia, 1994). The fourth type that crops out north of Zihuatanejo, consists of andesitic flows, graded-bedded felsic lithified ash conformably overlain by rhythmic shales and mudstones.

The sedimentary environment evolves from marine to subaerial. The proximity of a continental domain is attested by the presence of conglomerate which contains pebbles of slightly foliated Late Jurassic two-micas granite (dated at 147 Ma; Talavera, 1993),

Location Sample name	Zihuatanejo** Mx201	Zihuatanejo** Mx199	Zihuatanejo** Mx203	Zihuatanejo* Z17	Zihuatanejo* Z14	Zihuatanejo** M91-1
SiO ₂	55.78	58.27	61.62	67.34	67.67	50.38
TiO ₂	0.52	0.6	0.54	0.64	0.59	1.01
Al ₂ O ₃	17.28	17.98	16.95	15.31	15.17	17.63
Fe ₂ O ₃	5.66	5.76	5.16	4.15	3.84	11.57
MnO	0.08	0.06	0.06	0.07	0.04	0.39
MgO	4.51	3.45	1.2	0.39	0.76	4.13
CaO	4.91	2.95	6.58	3.34	2.29	4.56
Na ₂ O	5.44	6.14	4.66	4.65	5.33	4.18
K ₂ O	1.06	1.6	1.12	2.66	2.66	3.55
P ₂ O ₅	0.13	0.15	0.16	0.26	0.24	0.22
LOI	4.38	2.76	1.71	0.91	1.14	3.12
Total	99.75	99.72	99.76	99.72	99.73	100.74
Ni ppm	27	60	31	8	5	16
Cr	29	136	50	8	7	48
V	114	122	14	50	33	383
Y	12	13	14	19	18	20
Zr	64	58	76	252	231	72
Nb	<5	<5	<5	6	<5	5
Ba	378	708	353	424	498	1206
Sr	370	388	426	468	325	320
Rb	16	23	20	44	46	76
Ti/Zr	48.75	62.07	42.63	15.24	15.32	84.17
Zr/Y	5.33	4.46	5.43	13.26	12.83	3.6
La	4.00	5.60	8.50	22.26	24.02	7.70
Ce	10.60	12.70	1.60	41.73	44.57	18.1
Pr	1.39	1.70	nd	nd	nd	2.64
Nd	6.30	7.60	9.54	19.43	18.87	12.8
Sm	1.21	1.41	2.52	4.39	4.02	2.89
Eu	0.49	0.51	0.79	1.49	0.91	1.01
Gd	1.40	1.77	2.43	3.87	3.71	3.91
Dy	1.55	1.68	2.19	3.25	2.95	3.96
Ho	0.31	0.32	nd	nd	nd	0.86
Er	0.90	0.87	1.07	1.75	1.8	2.47
Yb	0.87	0.78	1.11	1.82	1.73	2.42
Lu	0.13	0.11	0.2	0.31	0.3	0.36
(La/Yb) _N	3.11	4.85	5.17	8.26	9.38	2.15
La/Nb	1.25	2.24				3.06
Eu/Eu*	1.15	0.99				0.92
Ce/Ce*	1.08	0.99				0.97
Texture	porphyritic	porphyritic	porphyritic	porphyritic	porphyritic	porphyritic
Mineralogy	hornblende plagio.	plagio.	hornblende plagio.	plagio. actinote	plagio. actinote	plagio. actinote

* From Talavera, 1993

** REE analyzed at Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgium by ICPMS.

Table 4: Major and trace elements concentrations of lavas from the Zihuatanejo sequence.

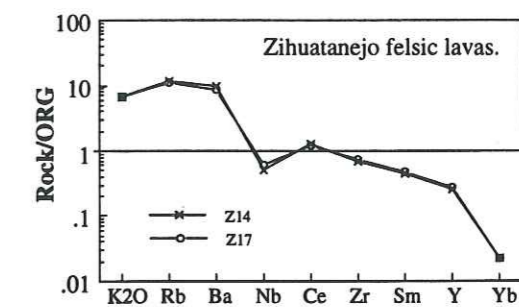
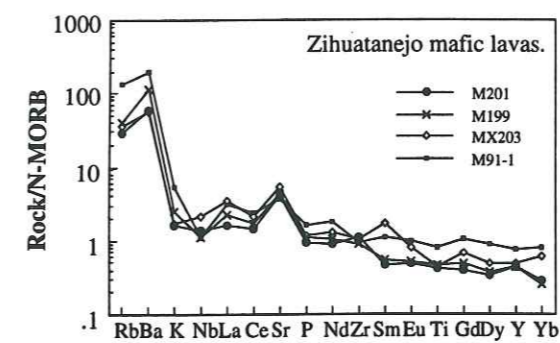
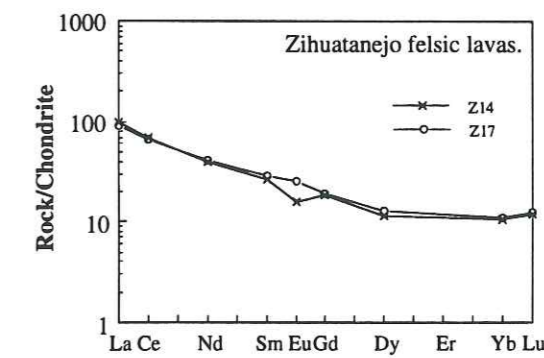
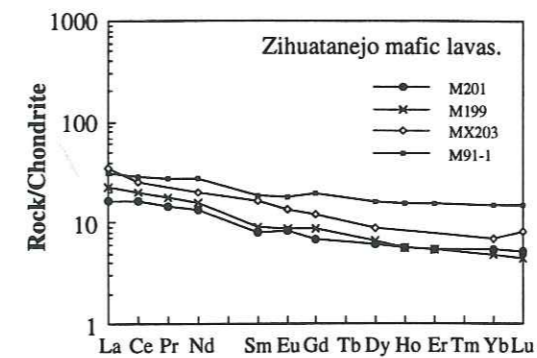


Fig. 11: N-MORB-normalized (after Sun and McDonough, 1988) and ORG-normalized (after Pearce *et al.*, 1984) spidergrams and chondrite-normalized (after Evensen *et al.*, 1978) REE patterns for the Zihuatanejo sequence lavas.

gneiss, micaschist, and metamorphosed quartz-rich sandstones. The pebbles of the Late Jurassic two-micas granite could likely derived from the Late Jurassic two-micas pluton, exposed in the Arteaga complex (refer previous section) because both rocks show similar ages, mineralogy and type of deformation.

Petrology and geochemistry

The Zihuatanejo lavas are represented by andesites, dacites and rhyolites. M201 and M203 lavas are amphibole-phyric andesites, M199 is a leucocratic plagioclase-phyric andesite only, Z14 and Z17 are dacites with altered amphibole phenocrysts and few K-feldspars.

The major and trace element contents of the lavas from Zihuatanejo are more homogeneous than those of Playa Azul lavas. The analyzed lavas range from andesites to dacites (Table 4), and are fractionated melts. The N-MORB-normalized spidergrams of the mafic lavas (Fig. 11) show HFSE-depletions, particularly in Nb and Ti, typical of an orogenic magmatism. The Zihuatanejo andesites (M91-1, M199, M201) are Zr-depleted when compared to the Playa Azul andesites (Table 2). Their Nb, Ta, and Th contents are more similar to those of the basalts from Playa Azul (Table 2, Fig. 5-6). They are LREE enriched [$(La/Yb)_N = 3.1$ to 9.4 ; Table 4] and belong to calc-alkaline suites (Talavera, 1993).

In the Hf/3-Th-Ta diagram (Fig. 7), M199 and M201 andesites are geochemically similar and roughly show calc-alkaline features. M91-1 andesite differs by its central position in the calc-alkaline field because it is Th-enriched compared to the two others rocks. In the Th/Yb versus Ta/Yb diagram (Fig. 8), the andesites fall in the field of overlap between the calc-alkaline oceanic island arc and active continental margin fields.

The Zihuatanejo lavas show homogeneous ϵ_{Sr} and ϵ_{Nd} ratios (Table 3), respectively -8.7 to -1.5 and $+8.4$ to $+7.5$. The ϵ_{Sr} ratios are slightly shifted to the right of the mantle array (Fig. 9), probably because of the alteration. The high ϵ_{Nd} ratios, in agreement with the low Zr and Th contents, express a depleted mantle source for the genesis of the Zihuatanejo magmas. This mantle source was not affected by crustal contamination.

The absence of continental sediments in the arc sequence (if we excepted the granites pebbles in the conglomerates) and the depleted signature (low Zr, Nb and Th, high ϵ_{Nd} ratios) of the mantle source suggest an intra-oceanic origin for the Zihuatanejo sequence.

DISCUSSION

The Playa Azul arc lavas are petrologically and geochemically similar to the Early Cretaceous Santiago Peak arc volcanic rocks exposed in southern California. Both suites show evidence of crustal assimilation (Herzig and Kimbrough, 1994). However, the Playa Azul sequence differs from the others sequences of the PPTG in many ways: (i)

predominance of felsic rocks; (ii) presence of biotite; (iii) diversity of the rock types, from basalts to rhyolites; (iv) geochemical heterogeneities of the different lavas ($(La/Yb)_N = 2-26$, $\epsilon_{Nd} = +9$ to $+2$). All these observations suggest that the Playa Azul rocks were built on an oceanic crust thickened by sediments.

However, the lavas of intermediate to felsic composition of Playa Azul and Zihuatanejo sequences show some similarities with Adakites: *i.e.*, presence of hornblende and biotite, low Y and HREE contents, high ϵ_{Nd} ratios. The Adakites are characterized by low ϵ_{Sr} ratios, typical of oceanic lithosphere. Unfortunately, the ϵ_{Sr} ratios of the Playa Azul and Zihuatanejo lavas are not reliable because of the alteration that has affected these rocks. Moreover, the high-Nb basalts generally associated with the Adakites were not found in the PPGT.

Another way to provide useful informations on the type of crust on which the arc rocks were emplaced is the isotopic features of the Late Cretaceous to Tertiary plutons that intrude the arc sequences. The Zihuatanejo and the Puerto Vallarta batholiths are the best known.

The Lower Cretaceous arc rocks exposed near Zihuatanejo are intruded by a 38 Ma plutonic complex that ranges in composition from gabbro to granodiorite. These plutonic rocks show high ϵ_{Nd} ratios $+6.26$ to $+4.34$ (Stein *et al.*, 1994) which indicate that the parent magma was generated by a mantle source which was little affected by crustal contamination (continental crust and/or sediments). This suggest an oceanic basement for the Zihuatanejo arc sequence.

The Puerto Vallarta batholith (Schaaf *et al.*, 1993) intrudes Late Triassic to Early Cretaceous volcano-sedimentary arc units. This batholith is about 100 Ma old and exhibits variations in composition, from tonalites to granites and granodiorites. The ϵ_{Nd} ratios extend from $+3.5$ to -8.0 , suggesting different stages of crustal contamination and/or sediment assimilation. The Puerto Vallarta batholith was likely emplaced on an oceanic crust thickened by continent-derived sediments or a continental lithosphere. This basement could be also that of the Puerto Vallarta arc sequence. An intermediate crust is more likely because of the relatively high ϵ_{Nd} ($+4.75$) ratio of the pillow basalts.

A simplified geodynamic model is proposed for the arc sequences (Fig. 12) that form the western part of the Guerrero terrane. This model takes into account the following geological features:

- (1) The Tecoman and Zihuatanejo volcanic rocks emitted in an intra-oceanic environment while the Playa Azul arc sequence was probably built on an oceanic crust, thickened by sediments, *i.e.*, intermediate type crust.
- (2) The red beds of the Playa Azul sequence likely derived from the erosion of a neighbouring continental source.

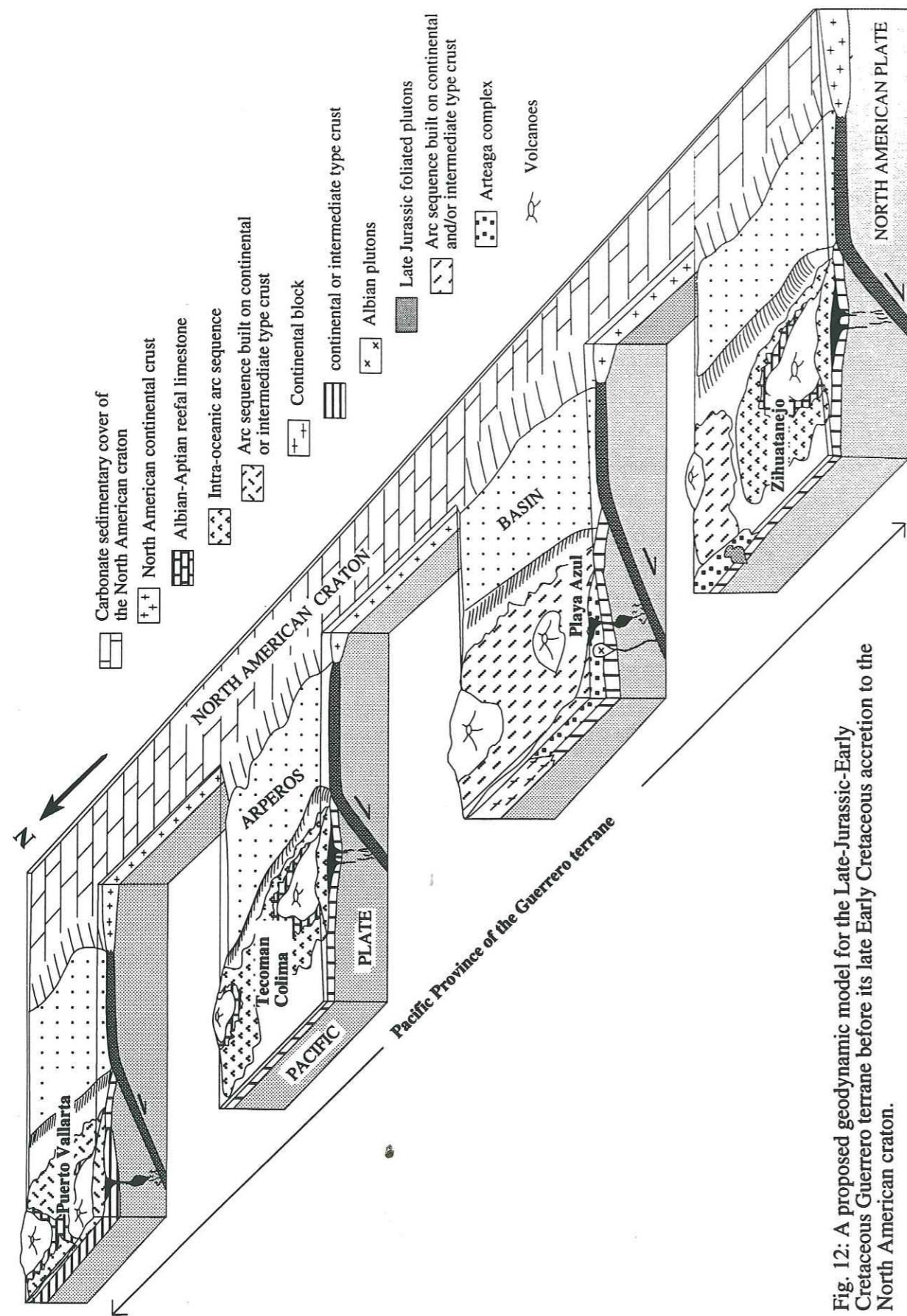


Fig. 12: A proposed geodynamic model for the Late-Jurassic-Early Cretaceous Guerrero terrane before its late Early Cretaceous accretion to the North American craton.

(3) The Zihuatanejo sequence was probably located in the vicinity of the Arteaga complex because pebbles of the Arteaga Late Jurassic foliated two-micas granite occur in the conglomerate (see previous section; Centeno-Garcia, 1994).

(4) The Albian batholith of the Arteaga Complex (see previous section; Centeno-Garcia, 1994) was probably deformed during the major tectonic disturbance linked to the accretion of the Guerrero terrane with nuclear Mexico.

(5) The Puerto Vallarta arc sequence was probably built on an oceanic crust thickened by continent-derived sediments. Nevertheless, a continental lithosphere can also be proposed as a possible basement.

(6) The nature of the basement on which the Colima arc rocks are built remains unknown, but these arc sediments and lavas are geochemically similar to the intra-oceanic arc rocks of the Guerrero terrane.

(7) The Arteaga complex may represent part of the Guerrero basement (Centeno-Garcia *et al.*, 1993).

Fig. 12 illustrates the model proposed by Lapierre *et al.* (1992b) and Tardy *et al.* (1994) but focuses on the arc sequences exposed in the southwestern extremity of the Guerrero terrane. In this model the Guerrero arc development is linked to the subduction of the Early Cretaceous Arperos basin under the Paleo-Pacific plate. The Chiquilistlán sequence, in spite of its northeastern present day location is considered as part of the Playa Azul sequence. This model does not take into account the relative position of the different lithospheric fragments that constitute the Guerrero arc because the tectonic ties between the Guerrero arc sequences with respect to nuclear Mexico and the Arperos basin are still poorly known. Finally, this model proposes a possible position and basement for each arc sequences of the PPGT.

The volcanoes of the Guerrero intra-oceanic arc were probably built on lithospheric fragments that differed by the nature of their crust. For example, we assume that the Puerto Vallarta block could be an oceanic crust thickened by continent-derived sediments (intermediate crust) or by a continental fragment. The Colima-Tecoman and Zihuatanejo blocks were formed of oceanic lithosphere. The constitution of the Playa Azul block was probably more complicated. The Arteaga Complex considered as an oceanic lithosphere thickened by continent-derived sediments of Triassic age or older could have been amalgamated to a continental block during a pre-Cretaceous tectonic event leading to the formation of the Playa Azul block.

Acknowledgments

Support for this project was provided by DBT-INSU programme (contribution CNRS-INSU-DBT, Thème Dynamique globale n°), ERS-CNRS 129.

References

- Allison, E.C., 1975, Reconnaissance geology of the State of Baja California: Geological Society of America Memoir n°140.
- Almazán-Vázquez, E., 1988a, Marco paleosedimentario y geodinámico de la Formación Alisitos en la Península de Baja California: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 7, 1, p. 41-51.
- _____, 1988b, Geoquímica de las rocas volcánicas de la Formación Alisitos del Arroyo La Bocana en el Estado de Baja California Norte: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 7, 1, p. 78-88.
- Ben Othman, D.; White, W.M.; and Patchett, J., 1989, The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling: Earth Planet. Sci. Lett., v. 94, p. 1-21.
- Birk, J.L., and Allègre, C.J., 1978, Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ method: Earth Planet. Sci. Lett., v. 39, p. 37-51.
- Bonneau, M., 1972, Données nouvelles sur les séries crétacées de la côte pacifique du Mexique: Bull. Soc. géol. France, v. 7, XIV, p. 55-65.
- Campa, M.-F., 1985, The Mexican Thrust Belt. In: D. G. Howell (Editor), Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, Number 1, Houston, Texas, USA, p. 299-313.
- _____, and Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resources distributions in Mexico: Can. J. Earth Sci., v. 20, p. 1040-1051.
- _____; Ramirez, J.; and Bloome, C., 1982, La secuencia volcanico-sedimentaria metamorfizada del Triasico (Ladiniano-Carnico) de la region de Tumbiscatio, Michoacan: VI Conv. Geol. Nal., Soc. Geol. Mexicana, abstracts, p.48.
- _____, and Ramirez, J., 1979, La evolución geologica y la metalogenesis del noroccidente de Guerrero. Serie tecnico cientifica, Universidad de Guerrero, 102 pp.
- _____; Oviedo, R.; and Tardy, M., 1976, La cabalgadura laramidica del dominio volcano-sedimentario (Arco de Alisitos-Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los limites de los Estados de Guerrero y Mexico. III Congreso latino-americano de Geol., Mexico, abstracts, p. 23.
- Centeno-Garcia, E.; Ruiz, J.; Coney, P.J.; Patchett, P.J.; and Ortega-Gutteriez, F., 1993, Guerrero terrane of Mexico: its role in the southern Cordillera from new geochemical data: Geology, v. 21, p. 419-422.
- _____, 1994, Tectonic evolution of the Guerrero Terrane, Western Mexico: Doctorate tesis, University of Arizona, 220 p.
- Cochemé, J.-J., 1985, Le magmatisme cénozoïque dans le nord-ouest du Mexique. Cartographie de la région Yecora-Maicoba-Mulatos. Illustration magmatique de la fin d'un régime en subduction et du passage à un régime distensif: Thèse d'Etat, Université Aix-Marseille III, Aix en Provence.
- Coney, P.J., 1989, The North America Cordillera: In: Z. Ben-Avraham (Editor), The evolution of the Pacific Ocean Margins, Oxford University Press, pp. 43-52.
- _____; Jones, D.L.; and Monger, J.W.H., 1980, Cordilleran suspect terranes: Nature, v. 188, p. 329-333.
- Coulon, C., 1977, Le volcanisme calco-alcalin cénozoïque de Sardaigne (Italie); Pétrographie, géochimie et genèse des laves andésitiques et des ignimbrites- Signification géodynamique: Thèse d'Etat, Université d'Aix-Marseille III, 288p.
- De Cserna, Z., 1989, An outline of the geology of México: In Bally, A. W., and Palmer, A. R., eds., Decade of North American Geology, v. A: The geology of North America- An overview: Geological Society of America: p. 233-264.
- Deer W.A.; Howie, R.A.; and Zussman, J., 1966, An introduction to the rock-forming minerals: Longmans, London, 388p.
- Delgado-Argote, L.A., 1982, Descripción preliminar de la geología y mecánica de emplazamiento del complejo ultrabásico de Loma Baya, Guerrero, México: Geof. Inter., v. 25, p. 537-558.
- _____; Lopez-Martinez, M.; York, D.; and Hall, C.M., 1990, Geology and geochronology of ultramafic localities in the Cuicateco and Tierra Caliente Complexes, southern México: Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs, v.22, A326.
- Elias-Herrera, M., and Sánchez-Závala, J.L., 1992, Tectonic implications of a Mylonitic Granite in the Lower structural levels of the Tierra Caliente Complex (Guerrero terrane), southern Mexico: Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geologia Revista, v. 9, 12, p. 113-125.
- Evensen, N.M.; Hamilton, P.J.; and O'Nions, R.K., 1978, Rare earth abundances in chondritic meteorites: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 42, p. 1999-2212.
- Ferrusquia-Villafranca, I.; Applegate, S.P.; and Espinosa-Arrubarrena, L., 1978, Rocas volcanosedimentarias mesozoicas y huellas de Dinosaurios en la region suroccidental pacifica de Mexico: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 2, 2, p. 150-162.
- Freydier, C.; Martinez, R.J.; Lapierre, H.; Tardy, M.; and Coulon, C., 1995, The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center: Tectonophysics (in press).
- Gastil, R.G.; Phillips, R.P.; and Allison, E.C., 1975, Reconnaissance geology of the State of Baja California. Geological Society of America Memoir n°140.

- Gourgaud, A., and Gerbe, M.C., 1991, Mise en évidence de réalimentations magmatiques dans le système volcanique linéaire Burgos-Diamant (Martinique): Bull. Soc. géol. France, v. 162, II, 6, p. 1017-1027.
- Grajales, M., and Lopez, M., 1984, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el Prospecto Tomatlan-Guerrero-Jalisco: IMP Subdirección de Tecnología y Exploración, Proyecto C-1160 (unpublished).
- Herzig, C.T., and Kimbrough, D.L., 1994, Petrochemistry and Sr-Nd isotopic systematics of Early Cretaceous Santiago Peak volcanics, Peninsular ranges batholith, Southern California: 90th annual Cordilleran Section, v.26, n°2, p.59.
- Hollocher, K., and Ruiz, J., 1994, Major and Trace element determinations on NIST glass standards 611, 614, and 1834 by Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry: Geostandard Newsletters (in press).
- Humphris, S.E., 1984, The mobility of rare earth elements in the crust. In: Rare earth element geochemistry, P. Henderson, (Editor), Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo, 510 p.
- Jakes, P., and White, A.J.R., 1972, Hornblendes from calc-alkaline volcanic rocks of island arcs and continental margins: Am. Min., v. 57, p. 887-902.
- Kölher, H.; Schaaf, P.; Muller-Sohnius, D.; Emmermann, R.; Negendank, J.F.W.; and Tobschall, H.J., 1988, Geochronological and geochemical investigations on plutonic rocks from the complex of Puerto Vallarta, Sierra Madre del Sur (México): Geofísica Internacional, v. 27, n. 4, p. 519-542.
- Lapierre, H.; Ortiz, E. L.; Abouchami, W.; Monod, O.; Coulon, C.; and Zimmermann, J.-L., 1992a, A crustal section of an intra-oceanic island arc: the Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence (Central Mexico): Earth Planet. Sci. Lett., 108, p. 61-77.
- _____; Tardy, M.; Coulon, C.; Ortiz, H. E.; Bourdier, J.-L.; Martinez, R. J.; and Freyrier, C., 1992b, Caractérisation, genèse et évolution géodynamique du "Guerrero terrane" (Mexique occidental): Can. J. Earth Sci., v. 29, p. 2478-2489.
- Leake, B.E., 1978, Nomenclature of amphiboles: Min. Magazine, v. 38, p. 389-407.
- Lefèvre, C., 1979, Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (Sud) du Miocène à l'actuel (zonation et pétrogenèse des andésites et shoshonite): Thèse d'Etat, Université de Montpellier, 555 p.
- Ludden, J.N., and Thompson, G., 1978, Behavior of rare earth elements during submarine weathering of tholeiitic basalts: Nature, v. 274, p. 147-149.
- _____, and _____, 1979, An evaluation of the behavior of rare earth elements during weathering of sea floor basalts: Earth Planet. Sci. Lett., v. 43, p. 85-92.
- Monod, O.; Faure, M.; and Salinas, J.C., 1994, Intra-arc opening and closure of a marginal sea: The case of the Guerrero Terrane (SW Mexico): The Island Arc, v. 3, p. 25-34.

- Morris, J.D., and Hart, S.R., 1983, Isotopic and incompatible element constraints on the genesis of island arc volcanics from Cold Bay and Amak Island, Aleutians, and implications for mantle structure: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 47, p. 2015-2030.
- Mullan, H.S., 1978, Evolution of part of the Nevadan orogen in northwestern Mexico: Geol. Soc. Amer. Bull., v. 89, p. 1175-1188.
- Nagasawa, H., 1979, Rare earth concentrations in zircons and apatites and their host dacites and granites: Earth Planet. Sci. Lett., v. 9, p. 359-364.
- Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 38, p. 757-775.
- Naney, M.T., and Swanson, S.E., 1980, The effect of Fe and Mg on crystallization in granitic systems: Am. Mineral., v. 65, p. 639-653.
- Naschit, H.; Razafimahefa, N.; Stussi, J.M.; and Carron, J.P., 1985, Composition chimique des biotites et typologie magmatiques des granitoïdes: C. R. Ac. Sc., t.301, Ser. II, 11, p. 813-818.
- Ortiz, H.E.L., 1992, L'arc intra-océanique allochtone jurassique supérieur-crétacé inférieur du domaine cordilléraire mexicain ("Guerrero terrane"). Pétrographie, géochimie et minéralisations associées des segments de Guanajuato et de Palmar Chico-Arcelia. Conséquences paléogéographiques: Thèse Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France, 109 p.
- Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in the magma genesis at active continental margins: In: C. J. Hawkesworth and M. J. Norry, (Editors), Continental Basalts and mantle xenoliths, Shiva Publishing Nantwich, p. 230-249.
- _____; Nigell, B.W.; Harris, N.B.W.; and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: Jour. Petrol., v. 25, p. 956-983.
- Peccerillo, A., and Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey: Contrib. Mineral. Petrol., v. 58, p. 63-81.
- Perfit, M.R.; Brueckner, H.; Lawrence, J.R.; and Kay, R.W., 1980, Trace element and isotopic variations in a zoned pluton and associated volcanic rocks, Unalaska Island, Alaska; a model for fractionation in the Aleutian calc-alkaline suite: Contrib. Mineral. Petrol., v. 73, p. 69.
- Planck, T., and Langmuir C.H., 1993, Tracing trace element from sediment input to volcanic output at subduction zones: Nature, v. 362, p. 739-743.
- Rangin, C., 1982, Contribution à l'étude géologique du système cordilléraire du Nord-Ouest du Mexique: Thèse de doctorat d'Etat és Sciences, Univ. P. et M. Curie, Paris, N°82-12, 525 p.
- Richard, P.; Shimizu, P.; and Allègre, J.C., 1976, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, a natural tracer: an implication to oceanic basalt: Earth Planet. Sci. Lett., v. 31, p. 269-278.

- Rollison H., 1993, Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation: Longman Singapore Publishers, 352 p.
- Schaaf, P., 1990, Isotopengeochemische Untersuchungen an Granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes. Alter und Herkunft der Tiefengesteinkomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco: Dissertation, Ludwig-Maximilians Universität, München, 202 p.
- _____; Khöler, H.; Müller-Sohnius, D.; and Von Drach, V., 1993, The Puerto Vallarta batholith- its anatomy displayed by isotopic fine structure. First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference. Guanajuato. Proceedings UNAM, Inst. Geol., Mexico, 5-22 November 1993, Abstracts, p.133.
- Sedlock, R.; Ortega, G.F.; and Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Geol. Soc. of Amer., Special Paper, 278, 153p.
- Servais, M.; Cuevas-Perez, E.; and Monod, O., 1986, Une section de Sinaloa à San Luis Potosí: une nouvelle approche de l'évolution du Mexique nord-occidental: Bull. Soc. géol., France, v. (8) II, 6, p. 1033-1047.
- Stein, G.; Lapiere, H.; Vidal, R.; Monod, O.; and Zimmermann, J.-L., 1994, Petrology and geochemistry of some Late Mesozoic and Tertiary plutons. J. S. Amer. Earth Sci., v. 7, 1, p. 1-7.
- Stéphan, J.-F.; Mercier de Lépinay, B.; Calais, E.; Tardy, M.; Beck, C.; Carfantan, J.-Ch.; Olivet, J.-L.; Vila, J.-M.; Bouysse, P.; Mauffret, A.; Bourgois, J.; Théry, J.-M.; Tournon, J.; Blanchet, R.; and Dercourt, J., 1990, Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present: Bull. Soc. géol. France, v. 8, VI, 6, p. 915-919.
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: From Saunders, A.D., & Norry, M.J. (eds), Magmatism in the Ocean Basins, Geol. Soc. Special Publication, v. 42, p. 313-345.
- Talavera, M.O., 1993, Les formations orogéniques mésozoïques du Guerrero (Mexique méridional). Contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique des Cordillères mexicaines: Thèse Univ. J. Fourier, Grenoble, France, 400 p.
- _____; Ramírez, J.; and Guerrero, M., 1993, Geochemical evolution of the Guerrero terrane- Example of a Late Mesozoic multi-arc system: First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference. Guanajuato. Proceedings UNAM, Inst. Geol., Mexico, 5-22 November 1993, Abstracts, p. 150-151.
- Tardy, M, 1980, Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre orientale du Mexique: Thèse d'Etat, Université P. et M. Curie, Paris, 459 p.
- _____; Carfantan, J.-Ch.; and Rangin, C., 1986, Essai de synthèse sur la structure du Mexique: Bull. Soc. géol. France, v. 8, II, 6, p. 1025-1031.
- _____; Lapiere, H.; Freydier, C.; Coulon, C.; Gill, J.-B.; Mercier de Lépinay, B.; Beck, C.; Martinez R.J.; Talavera M., O.; Ortiz H.E.; Stein, G.; Bourdier, J.L.; and Yta, M., 1994, The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous: Tectonophysics, v. 230, p. 49-73.
- Urrutia Fucugauchi, J., and Valencio, D.A., 1986, Palaeomagnetic study of mesozoic rocks from Ixtapan de la Sal, Mexico: Geof. Intern., v. 25, p. 485-502.
- Vidal-Serratos, R., 1991, Estratigrafía y tectónica de la región de Zihuatanejo, Estado de Guerrero, Sierra Madre del Sur: Convención sobre la evolución Geológica Mexicana, 1er Congreso de Mineralogía, Pachuca, Memoir, p. 231-233.
- Wood, D.A.; Joron, J.L.; and Treuil, M., 1979, A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magmas series erupted in different tectonic settings: Earth Planet. Sci. Lett., v. 45, p. 326-336.
- Yta, M, 1992, Etude géodynamique et métallogénique d'un secteur de la "Faja de Plata" (Mexique): La zone de Zacatecas-Francisco I Madero-Saucito: Thèse Univ. Orléans, France, 266 p.

B- ETUDE DE LA SEQUENCE DE SAN MIGUEL DE ALLENDE

Cette séquence calco-alkaline d'arc, aptienne, chevauche les flyschs du Crétacé supérieur. Elle représente probablement les niveaux supérieurs de la séquence de Guanajuato, située 50 km plus à l'Ouest. Ces niveaux, décollés de leur substratum, lors de l'orogénèse laramienne, sont venus chevaucher vers l'Est, le Crétacé supérieur flyschöide.

(soumis aux Comptes Rendus de l'Académie des Sciences)

**PRESENCE ATYPIQUE D'UNE KLIPPE DE LAVES
CALCO-ALCALINES D'ARC APTIENNE SUR DU CRETACE
SUPERIEUR (MEXIQUE CENTRAL). IMPLICATIONS
GEODYNAMIQUES.**

Claire FREYDIER, Enrique ORTIZ, Henriette LAPIERRE, Marc TARDY, Annie
ARNAUD-VANNEAU, Michèle CARON.

C. F., H. L., A. A.-V.: URA-CNRS 69, Université J. Fourier, Inst. Dolomieu, 15
rue M. Gignoux, 38031 Grenoble, France.

E.O.: Consejo de Recursos Minerales, Niños heroes 139, Col. Doctores, Mexico
City, Mexico.

M. T.: URA-CNRS 69, Université de Savoie, B.P.1104, 73011 Chambéry, France.

M. C.: Université de Fribourg, Institut de Géologie, Pérolles, CH-1700 Fribourg,
Suisse.

Résumé

Les laves calco-alkalines interstratifiées dans les sédiments pélagiques aptiens de San Miguel de Allende reposent en klippe sur du Crétacé supérieur flyschöide. Cet Aptien volcano-sédimentaire est interprété comme le sommet de la séquence plutono-volcanique tholéiitique de Guanajuato, qui localisée plus à l'ouest, chevauche le bassin océanique crétacé inférieur d'Arperos. Ces formations ignées sont considérées comme des témoins de l'arc crétacé inférieur du Guerrero, accreté au craton américain à la fin du Crétacé inférieur. Lors de la compression laramienne du Crétacé supérieur-Paléocène, les termes supérieurs aptiens de Guanajuato, décollés de leur substratum, viennent chevaucher en direction de l'Est les flyschs du Crétacé supérieur.

Mots-clés: Mexique central, Guerrero terrane, arc intra-océanique, phases orogéniques crétacées.

Abstract

A klippe of Aptian calc-alkaline arc lavas resting on Upper Cretaceous sediments (central Mexico). Geodynamic implications

The calc-alkaline volcanic rocks and their associated Aptian pelagic sediments from San Miguel de Allende tectonically overlap Upper Cretaceous flysch-type sediments. This Aptian volcano-sedimentary sequence is considered as the uppermost level of the tholeiitic Guanajuato magmatic sequence, which, located further west, is thrust upon the Early Cretaceous Arperos basin. All these igneous rocks belong to the Early Cretaceous Guerrero arc which accreted to North America at the end of the Early Cretaceous. During the Late Cretaceous-Paleocene Laramian compression, the Aptian lavas and sediments, were detached from their basement and transported eastward onto the Upper Cretaceous flysch.

Keywords: Central Mexico, Guerrero terrane, intra-oceanic island arc, cretaceous orogenies.

Abridged English Version

The Lower Cretaceous arc sequences of the Guerrero terrane are thrust upon the Early Cretaceous Arperos basin (Guanajuato; Fig. 1; Monod *et al.*, 1991; Martinez *et al.*, 1994), or on the Albian-Cenomanian carbonate platforms (Campa *et al.*, 1976; Tardy, 1980; Talavera, 1993; Elias-Herrera and Sanchez-Zavala, 1992), or even on the Upper Cretaceous detrital sediments. These various tectonic relations are diversely interpreted. For some geologists, they suggest the presence of multi-arcs system that collided the North-American borderland at different times during the Cretaceous. For others, they are linked to the two succeeding compressive events of Late Early Cretaceous and Late Cretaceous-Paleocene ages respectively [Longoria, 1977; Tardy, 1980; Suter, 1984 and 1987; Tardy *et al.*, 1986; Martinez *et al.*, 1994].

At the end of the Early Cretaceous, the Guerrero arc collided with nuclear Mexico and was thrust upon the deformed Early Cretaceous Arperos basin. The Upper Cretaceous sediments deposited after the late Early Cretaceous tectonic event are composed of reworked metamorphosed volcanic material shed from the nearby accreted Guerrero arc [Tardy and Maury, 1973; Tardy, 1980]. Locally, they overlie unconformably the Guerrero arc rocks and the Lower Cretaceous carbonate platforms (Tardy, 1980). In contrast, the Albian-Cenomanian carbonate platforms do not include any volcanic material. During the Late Cretaceous-Paleocene event, the uppermost units of the already deformed Guerrero arc were transported eastward onto the easternmost Albian-Cenomanian carbonate platforms and their Upper Cretaceous sedimentary cover.

Near San Miguel de Allende is exposed a klippe of calc-alkaline lavas interbedded with Aptian pelagic sediments which rests on Upper Cretaceous pelites and carbonates (Fig. 2a). This arc sequence is located 50 km east of the Early Cretaceous Guanajuato tholeiitic igneous sequence which is thrust upon the Early Cretaceous Arperos basin. The presence of these two arc sequences divided nowadays by an oceanic basin sets the debated problem of the constitution of the Guerrero terrane. Is this terrane represents a juvenile arc divided from nuclear Mexico by the Arperos oceanic basin (Lapierre *et al.*, 1992b; Centeno-Garcia *et al.*, 1993; Tardy *et al.*, 1994; Lapierre *et al.*, 1994) or a multi-arcs system partly built on a continental margin (Monod *et al.*, 1994).

The San Miguel de Allende arc sequence is composed of micritic limestones, black pelites, volcanoclastic rocks and pillow basalts and andesites in which are interlayered radiolarian oozes (Fig. 2b). The black pelites and the limestones yielded Upper Aptian Ammonites (Chiodi *et al.*, 1988) and Early Cretaceous Foraminifera (Longoria, 1977; Longoria and Gamper, 1975) respectively.

The basalts are clinopyroxene and amphibole phyric and their groundmass is rich in labradorite (An₅₂₋₅₃) microlites. Clinopyroxene shows diopside-augite cores mantled by salite. The amphibole ranges in composition from Mg-rich hastingsite to hastingsitic hornblende. The andesites differs from the basalts by the presence of orthopyroxene pseudomorphs and augite microphenocrysts rimmed by Mg-rich hastingsite. Both lavas are LREE enriched [(La/Yb)_N = 3-6.6; Fig. 3a; Table 1]. Their spidergrams normalized to the Primitive Mantle (Sun and McDonough, 1989; Fig. 3b) are enriched in lithophile elements and depleted in high field strength elements. They show Nd and Ti negative anomalies. All these features are typical of calc-alkaline magmas. Moreover, their εNd ratios, back calculated at 110 Ma, range from +9.5 to +8.4 (Table 1). These high ratios suggest that these calc-alkaline mafic lavas derived from the melting of a depleted N-MORB type source devoid of crustal contamination.

The dismembered Guanajuato tholeiitic igneous sequence of Early Cretaceous age (Martinez *et al.*, 1987) represents a crustal section of an intra-oceanic arc (Monod *et al.*, 1991; Lapierre *et al.*, 1992a) developed during the pristine stage of the arc development.

The lowermost ultramafic cumulates are cross cutted by Albian calc-alkaline gabbroic plutons (Stein *et al.*, 1994) while the pillow basalts and their volcanoclastic cover are overlain by calc-alkaline dacites (HM103). These calc-alkaline magmas emplaced during the mature stage of the arc development.

The Guanajuato gabbros differ from calc-alkaline pillow basalts of San Miguel de Allende by lower ϵ_{Nd} ratios, an enrichment in LREE, and higher concentrations in all the trace elements, and more specifically in Th. (Table 1 Fig. 3a). These geochemical differences between the gabbros and the mafic lavas can be explained by assimilation process. The gabbros while they precipitated assimilated metamorphosed sediments or altered oceanic crust. The dacite shows trace element pattern (Pearce *et al.*, 1984; Fig. 3c) typical of calc-alkaline felsic rocks and differs from both the gabbros and the lavas by a Heavy Rare Earth Elements (HREE) enrichment (Fig. 3a) due to the presence of sphene and apatite, minerals known to concentrate the HREE.

The San Miguel de Allende sequence displays like all the Early Cretaceous arc sequences of central Mexico an oceanic affinity and, thus, is part of the juvenile Guerrero arc. This sequence likely represents the uppermost levels of the nearby Guanajuato plutono-volcanic assemblage, which during the Late Cretaceous-Paleocene Laramian compression were detached from their Early Cretaceous basement and transported eastward onto the Upper Cretaceous flysch.

I. INTRODUCTION.

A la fin du Mésozoïque, le Mexique comprend d'Ouest en Est, l'arc intra-océanique du Guerrero, le bassin océanique d'Arperos et la marge occidentale du craton nord-américain. L'arc et le bassin sont du Crétacé inférieur alors que sur le craton se déposent les séries téthysiennes de l'Aptien-Cénomanién.

Actuellement, les séquences d'arc du Guerrero chevauchent le Crétacé inférieur pélagique du bassin d'Arperos (Guanajuato; Fig. 1), ou affleurent en klippes sur les plates-formes carbonatées de l'Aptien-Cénomanién (Tardy, 1980; Talavera, 1993; Elias-Herrera et Sanchez-Zavala, 1992) et les flyschs du Crétacé supérieur, qui localement cachettent les contacts anormaux de l'arc sur les calcaires.

Ces différentes positions structurales sont diversement interprétées. Pour certains, elles témoigneraient de la présence de plusieurs arcs insulaires accrétés successivement au craton nord-américain (Campa *et al.*, 1981; Campa et Coney, 1983; Campa, 1985; Ramirez *et al.*, 1991). Pour d'autres, elles seraient dues aux phases compressives du Crétacé inférieur et du Crétacé supérieur-Paléocène [Longoria, 1977; Tardy, 1980; Suter, 1984 et 1987; Tardy *et al.*, 1986; Martinez *et al.*, 1995]. A la fin du Crétacé inférieur, la collision de l'arc du Guerrero avec le craton nord-américain entraîne la tectonisation du bassin d'Arperos, le chevauchement de l'arc sur ce dernier et la formation du bassin

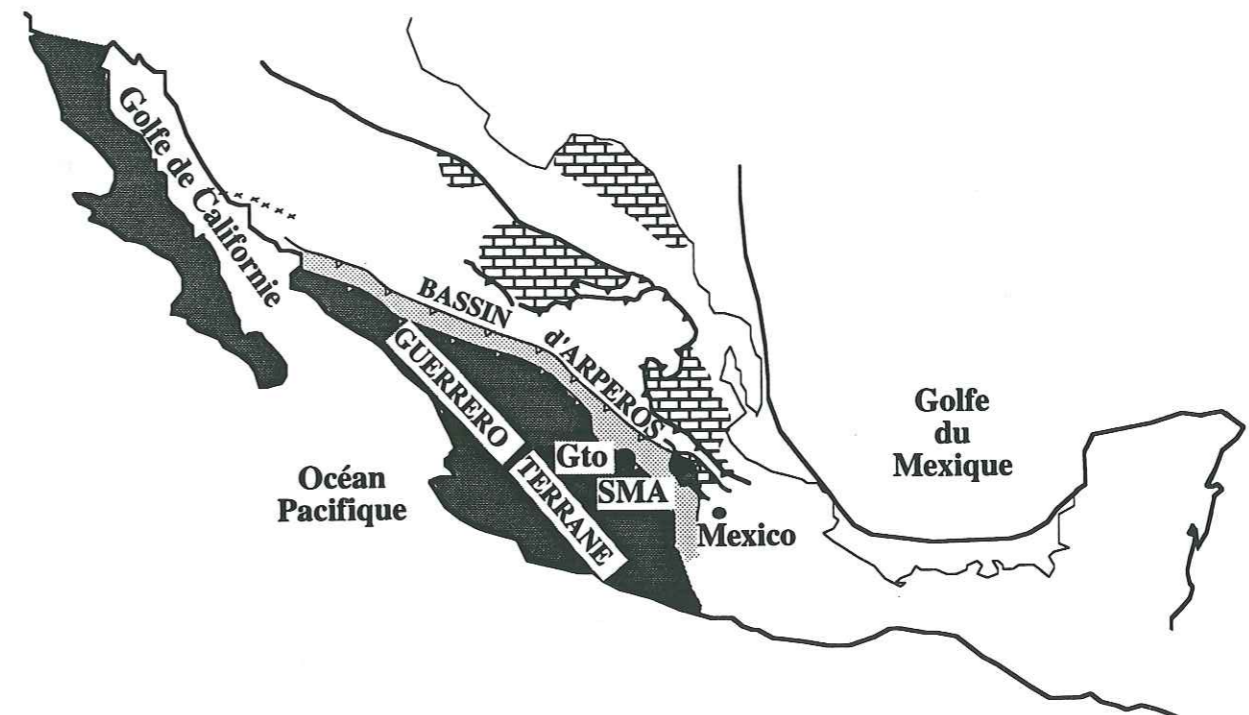


Fig. 1: Carte géologique simplifiée du Mexique.

Fig. 1: Simplified geologic map of Mexico.

flexural Difunta-Mexcala (Martinez *et al.*, 1995; Fig. 1). Lors de la deuxième phase de compression survenue à la limite du Crétacé supérieur-Paléocène, l'édifice tectonique formé par l'arc et son bassin sont repris en bloc et localement viennent chevaucher les plates-formes les plus orientales et leur couverture crétacée supérieur.

Ces derniers se déposent immédiatement après l'accrétion du Guerrero terrane et renferment du matériel volcanique métamorphisé provenant de l'érosion de cet arc alors tectonisé et émergé [Tardy et Maury, 1973; Tardy, 1980]. Inversement, les plates-formes carbonatées du Crétacé inférieur sont dépourvues de tout matériel volcanique.

La découverte, près de San Miguel de Allende (Fig. 1), d'une klippe de laves calco-alcalines associées à des sédiments pélagiques de l'Aptien-Albien reposant sur les formations pélitiques et carbonatées du Crétacé supérieur probable pose le problème de l'existence d'un ou plusieurs arcs formant le "Guerrero terrane". Les séquences de San Miguel de Allende et de Guanajuato, distantes de 50 km, sont séparées actuellement par le bassin d'Arperos. Soit, elles représentent les termes d'un arc intra-océanique unique accrété au craton nord américain durant la phase orégonienne, et dont les niveaux sommitaux (klippe de San Miguel de Allende) ont été déplacés plus à l'Est lors de la phase laramienne. Soit, elles sont les témoins de deux arcs séparés par le bassin d'Arperos et accrétés au craton nord-américain respectivement à la fin du Crétacé inférieur et au Crétacé supérieur-Paléocène.

II. CONTEXTE GEOLOGIQUE DE LA SEQUENCE DE SAN MIGUEL DE ALLENDE.

La séquence d'arc de San Miguel de Allende est classiquement rattachée au "Guerrero terrane", comme toutes les séquences du Mexique central mais occupe une position plus interne, à l'Est de la suture du bassin d'Arperos. Elle chevauche une séquence flyshoïde, probablement du Crétacé supérieur (Fig. 2a). Cette disposition tectonique, inhabituelle dans les autres séquences d'arc, en font un jalon important pour reconstituer l'évolution géodynamique des séquences d'arc crétacées.

Le flysch du Crétacé supérieur est constitué de calcaires finement stratifiés à intercalations pélitiques surmontés d'abord par des grauweekes à rares passées conglomératiques, puis par une alternance de marnes et de calcaires argileux qui renferment au sommet des lits centimétriques de gypse.

La série d'arc est composée de calcaires micritiques, de laves basaltiques et andésitiques en coussins dans lesquelles s'intercalent de minces niveaux de radiolarites, des roches épicalstiques et des pélites noires (Fig. 2b). Les calcaires, à caractère allodapique, contiennent des fragments de magnésio-hastingsites et des plagioclases. Ils ont fourni des valves d'huîtres indéterminables et des Foraminifères planctoniques du genre *Hedbergella*, qui, d'après la zonation biostratigraphique de Longoria (1977), et Longoria et Gamper (1975), correspondrait au Crétacé. Toutefois, l'absence de formes

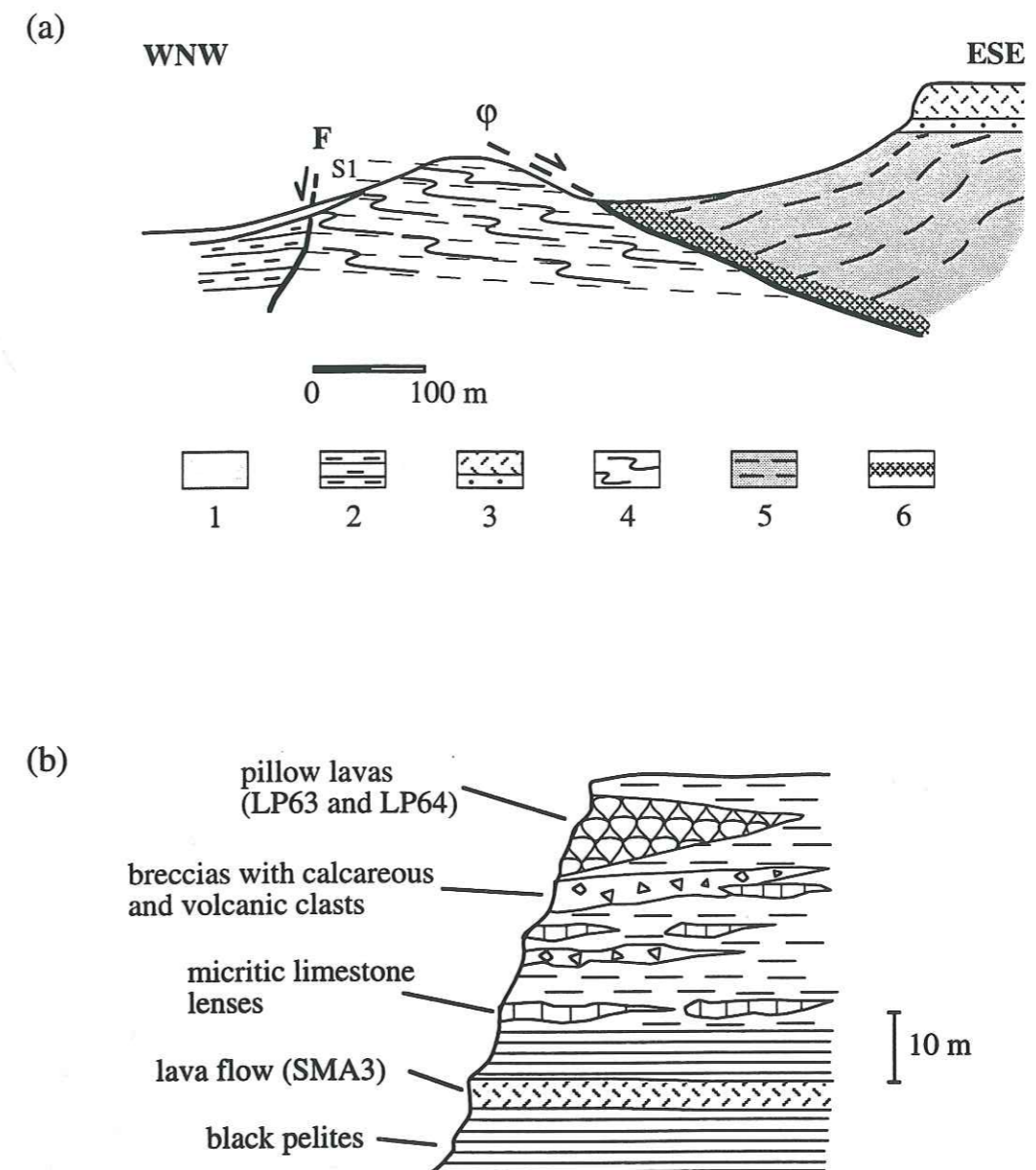


Fig. 2: (a) Coupe simplifiée de la séquence de San Miguel de Allende. 1: Alluvions quaternaires; 2: Dépôts continentaux du Plio-Quaternaire; 3: Couloirs andésitiques du Cénozoïque avec des niveaux de brèches à la base; 4: flysch du Crétacé supérieur; 5: Séquence volcano-sédimentaire du Crétacé inférieur (voir détails Fig. 2b); 6: Brèche tectonique; F: Faille; φ: Chevauchement; S1: schistosité. (b) Colonnes stratigraphiques de la séquence albienne de San Miguel de Allende, avec la localisation des échantillons analysés.

Fig. 2: (a) Simplified cross section of the San Miguel de Allende sequence. 1: Quaternary alluvium; 2: Plio-Quaternary continental deposits; 3: Cenozoic andesitic flows with breccia layers in the bottom; 4: Upper Cretaceous flysch; 5: Early Cretaceous volcano-sedimentary sequence (see details Fig. 2b); 6: Tectonic breccia; F: Fault; φ: Thrust; S1: Spaced cleavage. (b) Lithostratigraphic column of the Albian San Miguel de Allende sequence showing the location of the analyzed samples.

mono ou bi-carénées indiquerait un âge anté-Crétacé inférieur (anté-Vraconien; Longoria, 1977). L'âge crétacé inférieur de cette série est confirmé par la présence dans les niveaux de pélites noires, d'ammonites du genre *Acanthoplites*, caractéristique de l'Aptien supérieur (Clansayésien; Chiodi *et al.*, 1988).

Cette séquence du Crétacé inférieur montre donc un environnement sédimentaire hémipélagique (Haig, 1979), peu profond très comparable à celui des séquences d'arc du Guerrero, situées à l'Ouest de la suture du bassin d'Arperos (Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1994).

III. PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DES ROCHES IGNEES DE LA SEQUENCE DE SAN MIGUEL DE ALLENDE

Les basaltes et andésites sont à phénocristaux et microphénocristaux de clinopyroxène et d'amphibole et à microlites de labrador (An₅₂₋₅₃) ou d'andésine (An₄₅₋₅₁). Les andésites diffèrent par la présence d'orthopyroxène transformé en smectites et chlorites et des inclusions cogénétiques de basaltes. Leurs microphénocristaux d'augites sont parfois remplacés par de la Mg-hastingsite bordée de magnétite.

Les clinopyroxènes sont à coeur de diopside ou d'augite calcique, bordé de salite. Les amphiboles varient en composition depuis des magnésio-hastingsites jusqu'à des hornblendes hastingsitiques. Les plagioclases sont à coeur de labrador (An₅₃) entouré par une bordure plus sodique (An₅₀), ou successivement bordé d'andésine (An₃₃) et de labrador (An₅₃).

Les laves de San Miguel de Allende sont enrichies en terres rares légères ((La/Yb)_N = 3-6,5; Fig. 3a). Les spectres étendus normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989; Fig. 3b) sont enrichis en éléments lithophiles et appauvris en éléments à fortes charges ioniques. De plus, ils montrent des anomalies négatives en Nb et Ti. Ces observations sont caractéristiques de séries calco-alkalines d'arc. Par ailleurs, les rapports εNd(110Ma) des laves basiques de San Miguel de Allende sont compris entre +9,5 et +8,4 (Tableau 1). Ces rapports élevés témoignent d'une source appauvrie de type MORB dépourvue d'une contamination par les sédiments.

IV. COMPARAISON DES SEQUENCES D'ARC DE SAN MIGUEL DE ALLENDE ET DE GUANAJUATO

La séquence, tectoniquement dissociée, de Guanajuato représente un fragment de la croûte supérieure d'un arc intra-océanique. Datée du Crétacé inférieur (Martinez *et al.*, 1987; Monod *et al.*, 1990; Lapierre *et al.*, 1992a), elle se rattache à une série tholéitique épanchée dans un environnement pélagique et qui dériverait d'une source mantellique appauvrie, dépourvue de toute contamination crustale. Elle est interprétée comme le stade primitif de fonctionnement de l'arc du Guerrero (Lapierre *et al.*, 1992a). Les péridotites cumulats de la base de la séquence de Guanajuato sont recoupées par des plutons

Localisation Echantillon n°	San Miguel de Allende SMA3*	San Miguel de Allende LP63*	San Miguel de Allende LP64	Guanajuato HM-103
SiO ₂	47,04	53,95	54,42	66,33
TiO ₂	0,65	0,68	0,65	0,38
Al ₂ O ₃	14,21	18,35	18,07	14,43
Fe ₂ O ₃	10,71	6,44	6,55	4,06
MnO	0,2	0,08	0,08	0,06
MgO	8,16	3,52	3,54	2,98
CaO	11,69	7,15	6,75	0,53
Na ₂ O	2,09	4,41	4,34	2,17
K ₂ O	0,98	1,66	1,62	5,13
P ₂ O ₅	0,32	0,32	0,3	0,12
LOI	4	3,21	3,38	4,02
Total	100,05	99,77	99,7	100,21
Ni ppm	76	24	24	42
Cr	466	42	38	22
V	322	202	177	75
Y	17,6	17,5	17	17
Zr	68	119	95	95
Nb	1,94	2,9	< 5	10
Ba	171	281	238	811
Sr	637	731	702	48
Rb	17,3	26	25	50
Hf	1,67	2,4		
Ta	< 0,1	< 0,1		
W	0,52	0,13		
Th	1,24	1,83		
U	0,45	0,79		
La	10,5	11,5	10,48	8,81
Ce	27	28	24,42	24,18
Pr	3,6	3,6	nd	nd
Nd	15,1	14,8	15,04	11,44
Sm	3,3	2,9	3,71	2,94
Eu	1,12	0,93	1,12	1,04
Gd	3,1	2,6	3,5	2,63
Dy	2,7	2,45	2,81	2,74
Ho	0,57	0,51	nd	nd
Er	1,46	1,3	1,68	1,69
Yb	1,25	1,19	1,71	1,97
Lu	0,16	0,18	0,29	0,26
(La/Yb) _N	5,68	6,53	4,14	3,01
La/Nb	5,41	3,97		0,86
87Rb/86Sr	0,072643	0,094956		
87Sr/86Sr	0,703636 ± 15	0,704002 ± 63		
(87Sr/86Sr) _t	0,703522	0,703648		
ESr (110Ma)	-12	-7,3		
147Sm/144Nd	0,132134	0,118473		
143Nd/144Nd	0,513022 ± 16	0,513068 ± 35		
(143Nd/144Nd) _i	0,512927	0,512983		
ENd (110Ma)	+8,4	+9,5		

* V, Y, Zr, Nb, Ba, Rb et REE analysées par ICPMS au Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique.

Tableau 1: Analyses représentatives (éléments majeurs, traces et terres rares et isotopes Sr, Nd) des laves basiques de San Miguel de Allende et de la dacite de Guanajuato.

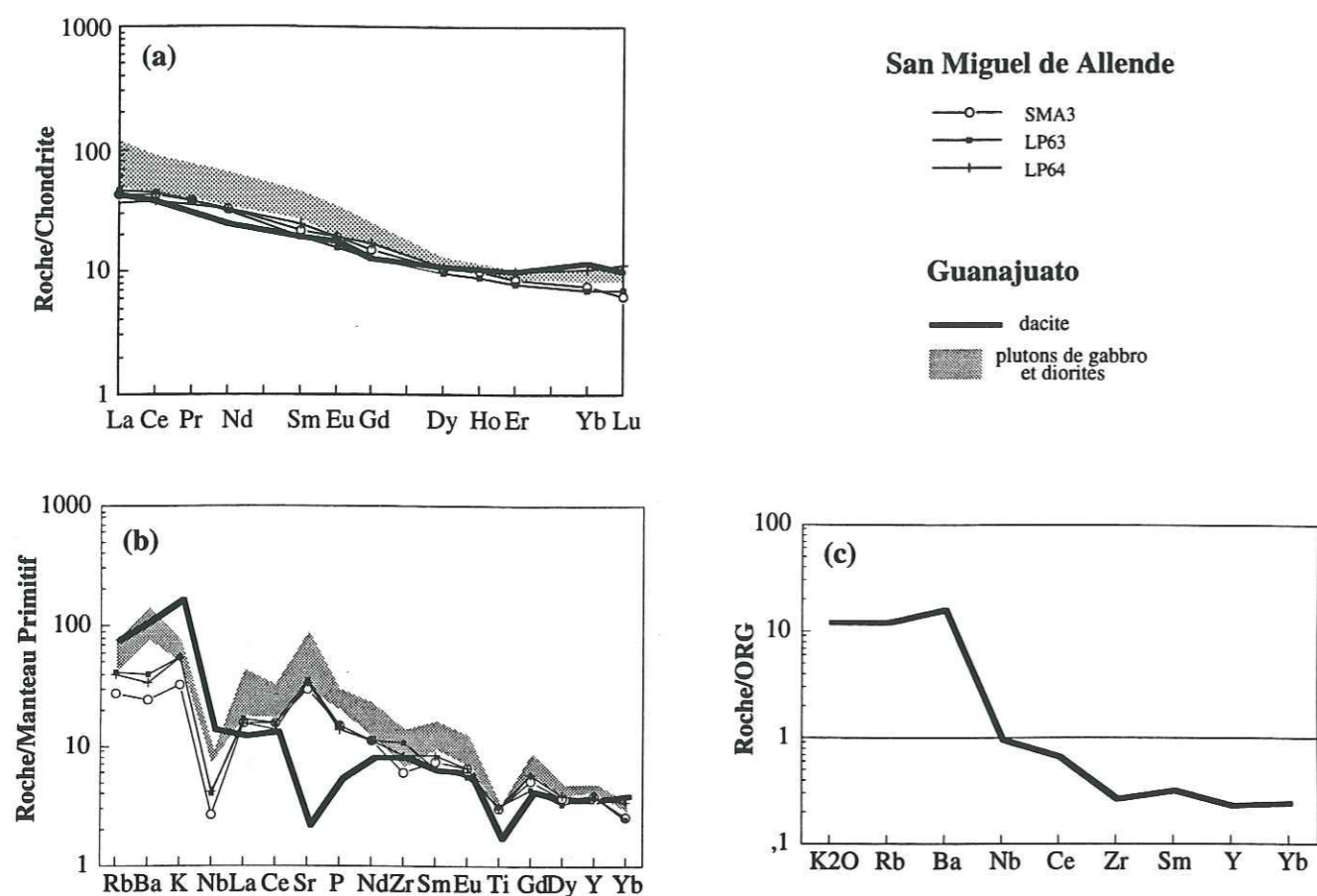


Fig. 3: (a) Spectres de terres rares des laves basiques de San Miguel de Allende, des plutons de gabbro (Stein *et al.*, 1994) et de la dacite calco-alcalins de Guanajuato, normalisés aux chondrites (d'après Evensen *et al.*, 1978). (b) Eléments traces des laves basiques de San Miguel de Allende, et des plutons de gabbro (Stein *et al.*, 1994) calco-alcalins de Guanajuato, normalisés au Manteau Primitif (d'après Sun et McDonough, 1989). (c) Eléments traces de la dacite calco-alcaline de Guanajuato, normalisés aux ORG (d'après Pearce *et al.*, 1984).

Fig. 3: (a) Chondrite-normalized (after Evensen *et al.*, 1978) REE distributions for the mafic lavas from San Miguel de Allende, and the calc-alkaline gabbros (Stein *et al.*, 1994) and dacite from Guanajuato. (b) Primitive Mantle-normalized (after Sun et McDonough, 1989) trace element plots for the mafic lavas from San Miguel de Allende, and the calc-alkaline gabbros (Stein *et al.*, 1994) from Guanajuato. (c) ORG-normalized (after Pearce *et al.*, 1984) trace element plot for the calc-alkaline dacite from Guanajuato.

gabbroïques calco-alcalins albiens (Stein *et al.*, 1994), alors que les pillow lavas du sommet sont recouverts en concordance par des tufs acides et des rhyolites calco-alcalines (HM-103). Les gabbros représentent le stade mature et final de l'arc (Stein *et al.*, 1994).

Il apparaît judicieux de comparer les roches calco-alcalines de Guanajuato, avec celles pénécotemporaines et proches de San Miguel de Allende. Les gabbros de la séquence de Guanajuato sont plus enrichis en terres rares légères (LREE) que les laves basiques de San Miguel de Allende (Fig. 3a). Leurs spectres étendus (Fig. 3b) ont la même allure que ceux de San Miguel, mais ils sont globalement plus enrichis en tous les éléments. La dacite présente un spectre de terres rares plus plat, enrichi en terres rares lourdes (HREE), car elle renferme du sphène et/ou de l'apatite, qui concentrent les HREE. Son spectre étendu normalisé aux ORG (Fig. 3c; Pearce *et al.*, 1984) est caractéristique des séries orogéniques calco-alcalines. Celui normalisé au manteau primitif (Fig. 3b) présente une anomalie négative en Sr très marquée qui peut être expliquée par une altération secondaire.

Les rapports ϵ_{Nd} des gabbros (+6) sont inférieurs à ceux des laves de San Miguel de Allende. Comparés à ces laves, ils sont enrichis en Th (5 à 7 ppm; Stein *et al.*, 1994) en LREE, et en éléments lithophiles et à fortes charges ioniques. Ces différences peuvent s'expliquer par un processus d'assimilation. Les gabbros, stockés dans la chambre magmatique peuvent au cours de leur cristallisation assimiler des sédiments ou de la lithosphère océanique altérée et métamorphisée.

V. DISCUSSION ET CONCLUSION

La disposition tectonique en klippe de la séquence de San Miguel de Allende sur du Crétacé supérieur implique qu'elle est induite par la phase laramienne, alors que celle de Guanajuato comme toutes les autres séquences du Guerrero est liée au collage de l'arc sur le craton lors de la phase orégonienne (Tardy, 1986; Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1994; Martinez *et al.*, 1994).

Cette hétérochronie des déformations pourrait suggérer que la séquence de San Miguel de Allende appartient à un arc différent de celui du Guerrero et dont la collision avec la marge intervient après celle du Guerrero. Cependant, la position interne (à l'Est de la suture du bassin d'Arperos) de cette séquence ne cadre pas avec cette hypothèse. Une solution plus simple consiste à considérer la séquence de San Miguel de Allende comme appartenant à l'arc du Guerrero, et donc accrétée au craton lors de la phase orégonienne.

En effet, les laves basiques de San Miguel de Allende ne présentent pas de différences géochimiques majeures avec les roches ignées calco-alcalines de la séquence de Guanajuato. D'autre part, les rapports ϵ_{Nd} élevés des laves basiques tholéïtiques de la séquence de Guanajuato (+9 à +7) et des laves basiques calco-alcalines de la séquence de San Miguel de Allende (+9,5 à +8,4), témoignent dans les deux cas d'une source mantellique appauvrie.

Les données stratigraphiques, structurales et géochimiques s'accordent pour suggérer que la séquence d'arc calco-alcaline et pélagique de San Miguel de Allende représente probablement les niveaux supérieurs de la séquence de Guanajuato. Les magmas calco-alcalins de l'Aptien-Albien, représentés par les laves et les gabbros, correspondent au stade mature et final de l'activité magmatique de l'arc du Guerrero. A la fin du Crétacé inférieur, cet arc rentre en collision avec la marge nord américaine (orogénèse orégonienne). A partir du Crétacé supérieur, les séquences d'arc s'érodent et alimentent les flyschs. A la fin du Crétacé supérieur, lors de l'orogénèse laramienne, certaines séquences d'arc, dont celle de San Miguel de Allende, sont partiellement reprises par des chevauchements majeurs vers l'Est, et se retrouvent en klippe sur les flyschs du Crétacé supérieur.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Campa, M.-F., 1985. The Mexican Thrust Belt. In: D. G. Howell (Editor), *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, Number 1, Houston, Texas, USA, pp. 299-313.
- Campa, M.-F., and Coney, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resources distributions in Mexico. *Can. J. Earth Sci.*, 20: 1040-1051.
- Campa, M.F., Ramirez, J., Coney, P., 1981. Conjuntos estratotectonicos de la Sierra Madre del Sur, region comprendida entre los estados de Guerrero, Michoacan, Mexico y Morelos. *Serie Tecnico-Cientifica, UAG.*, 3: 1-101.
- Chiodi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspard, D., Sanchez, A., Yta, M., 1988. Une discordance ante-albienne datée par une faune d'ammonites et de brachiopodes de type téthysien au Mexique central. *Geobios*, n°21, fasc. 2: 125-135.
- Elias-Herrera, M., and Sanchez-Zavala, J. L., 1992. Tectonic implications of a Mylonitic Granite in the Lower structural levels of the Tierra Caliente Complex (Guerrero terrane), southern Mexico. *Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geologia Revista*, 9, 12: 113-125.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. J., and O'Nions, R. K., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*: 1999-2212.
- Haig, D.W., 1979. *Jour. Foraminiferal Res.*, 9: 29-40.
- Lapierre, H., Ortiz, E. L., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C., and Zimmermann, J.-L., 1992a. A crustal section of an intra-oceanic island arc: the Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence (Central Mexico). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 108: 61-77.

- Lapierre, H., Tardy, M., Coulon, C., Ortiz, H. E., Bourdier, J.-L., Martinez, R. J., and Freydier, C., 1992b. Caractérisation, genèse et évolution géodynamique du "Guerrero terrane" (Mexique occidental). *Can. J. Earth Sci.*, 29: 2478-2489.
- Longoria, J.F., Gamper, M.A., 1975. The classification and evolution of Cretaceous planktonic Foraminifera. Part I: The superfamily Hedbergelloidea. *Rev. Esp. Micropal.*, n° Especial, Enero 1975, p. 61-96.
- Longoria, J.F., 1977. El limite Cretacico inferior-Cretacico superior en Mexico basado en los foraminiferos planctonicos. *Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geologia, Revista*, 1: 5-9.
- Martinez, J., Tardy, M., Freydier, C., Lapierre, H., 1995. The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (Western Mexico). Part I: a suture zone between the Guerrero arc terrane and the north american craton. *Tectonophysics* (soumis)
- Monod, O., Lapierre, H., Chiodi, M., Martinez-Reyes, J., Calvet, P., Ortiz, E., Zimmermann, J.L., 1990. Reconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central: la séquence volcano-plutonique de Guanajuato (Crétacé inférieur). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 310, II: 45-51.
- Ortiz, H. E. L., (1992). L'arc intra-océanique allochtone jurassique supérieur-crétacé inférieur du domaine cordilléra mexicain ("Guerrero terrane"). *Pétrographie, géochimie et minéralisations associées des segments de Guanajuato et de Palmar Chico-Arcelia. Conséquences paléogéographiques. Thèse Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France*, 109 pp..
- Pearce, J.A., Nigell, B.W., Harris, Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.*, 25: 956-983.
- Ramirez, J., Campa, M.F., Talavera, O., Guerrero M., 1991. Caracterizacion de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectonicas. *Mem. Simp. Evol., Geol., de Mexico., Resumenes*, 52.
- Stein, G., Lapierre, H., Vidal, R., Monod, O., and Zimmermann, J.-L., 1994. Petrology and geochemistry of some Late Mesozoic and Tertiary plutons. *J. S. Amer. Earth Sci.*, (submitted).
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. From Saunders, A.D., & Norry, M.J. (eds), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc. Special Publication, 42: 313-345.
- Suter, M., 1987. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 98: 249-264.
- Suter, M., 1984. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95: 1387-1397.
- Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.-B., Mercier de Lepinay, B., Beck, C., Martinez R., J., Talavera M., O., Ortiz H., E., Stein, G., Bourdier, J.L., Yta, M., 1994. The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-

oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. *Tectonophysics*, 230: 49-73.

Tardy, M., Carfantan, J.-Ch., and Rangin, C., 1986. Essai de synthèse sur la structure du Mexique. *Bull. Soc. géol. France*, (8), II, 6:1025-1031.

Tardy, M., 1980. Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre orientale du Mexique. Thèse d'Etat, Université P. et M. Curie, Paris, 459 pp.

Tardy, M., Maury, R., 1973. Sobre la presencia de elementos de origen volcanico en las areniscas de los flyschs de edad Cretacica superior de los Estados de Coahuila y Zacatecas. *Soc. Geol. Mexicana, Bol.* 34, 1 y 2: 5-12.

CHAPITRE III: ETUDE DE LA GENESE DES MAGMAS D'ARC DU "GUERRERO TERRANE" A L'AIDE DE LA GEOCHIMIE DES ELEMENTS TRACES ET DES ISOTOPES DU ND

Sur la base de leur environnement sédimentaire, les séquences d'arc du Guerrero peuvent être réparties en trois ensembles:

- Ensemble I regroupe les séquences associées à un environnement sédimentaire pélagique qui sont celles de Guanajuato, d'Aguascalientes, d'Arcelia occidentale, de Zacatecas, de Saucito, de Fresnillo et de San Miguel de Allende. Les séquences de Guanajuato, d'Aguascalientes, de Saucito et probablement de Fresnillo sont datées du Tithonien-Valanginien. La séquence de San Miguel de Allende est de l'Aptien supérieur, alors que celle d'Arcelia occidentale est de l'Aptien-Albien. La séquence de Zacatecas n'est pas datée.

- Ensemble II inclut les séquences de l'Aptien-Cénomaniens de Zihuatanejo, de Teloloapan, et de Tecoman, caractérisées par un environnement néritique.

- Ensemble III est restreint à la séquence albo-cénomaniens, subaérienne de Playa Azul.

D'un point de vue géochimique, trois groupes et trois sous-groupes peuvent être différenciés (seules les roches basiques sont considérées):

Groupe 1 comprend les séquences tholéitiques de Guanajuato, de Zacatecas, de Saucito et d'Arcelia occidental, et celle calco-alcaline de Zihuatanejo qui sont appauvries en La, Nb et Th, et montrent des rapports ϵNd élevés.

Sous-groupe 2a se limite à la séquence calco-alcaline de Teloloapan, caractérisée par des teneurs élevées en Nb et Th, et de faibles rapports de l' ϵNd

Sous-groupe 2b est formé par les séquences calco-alcaline de San Miguel de Allende et shoshonitique de Tecoman qui sont appauvries en La et Th. Leurs ϵNd sont élevés et leurs teneurs en Nb sont variables.

Sous-groupe 2c est représenté uniquement par la séquence calco-alcaline de Fresnillo qui ressemble au Sous-groupe 2b, mais qui diffère par des teneurs en Nb beaucoup plus élevées et des rapports de l' ϵNd légèrement plus faibles.

Groupe 3 est constitué par les laves tholéitiques et calco-alcalines de Playa Azul. Les caractéristiques géochimiques, en particulier, les teneurs en Nb, La et Th, de ce groupe recouvrent celles du Groupe 1 et du Sous-groupe 2b. Néanmoins, ce groupe se distingue par la gamme importante des rapports de l' ϵNd (+2 à +9).

La comparaison des caractéristiques géochimiques (teneurs en Nb, Th et La et valeurs de l' ϵNd) de ces différents groupes avec des compositions représentatives des MORB, des OIB et de plusieurs types de sédiments (sédiments récents du Pacifique: Hole *et al.*, 1984; Ben Othman *et al.*, 1989; argiles pélagiques: Taylor et McLennan, 1985; grès et argiles d'Arteaga: Centeno-Garcia 1994), permet de mettre en évidence la complexité des

processus de genèse des roches de l'arc du Guerrero qui font appel à la combinaison d'au moins trois composants : sources mantellique appauvrie et enrichie, sédiments pélagiques et/ou crustaux

Ainsi, schématiquement peut-on penser que les roches du:

- Groupe 1 dérivent de la fusion partielle d'un manteau appauvri de type N-MORB, peu contaminé par des sédiments.

- Sous-groupe 2a dérivent d'un mélange de deux sources appauvrie de type N-MORB et enrichie de type OIB, contaminé par des sédiments plutôt terrigènes que pélagiques.

- Sous- groupe 2b dérivent aussi d'un mélange de deux sources appauvrie de type N-MORB et enrichie de type OIB mais ce mélange est fort peu contaminé par les sédiments. La participation de la source enrichie de type OIB semble plus marquée pour les shoshonites de Tecoman.

- Sous-groupe 2c se distinguent du Sous-groupe 2b par une participation plus importante de la source OIB.

- Groupe 3 sont issues de la fusion partielle d'un manteau appauvri de type N-MORB, plus ou moins contaminé par des sédiments.

Ainsi, si l'on tient compte de l'environnement sédimentaire, de la succession lithostratigraphique, et de la géochimie des roches d'arc du Guerrero, on peut mettre en évidence deux évolutions dans l'histoire de l'arc du Guerrero.

- L'évolution temporelle est marquée par l'éruption dans un environnement pélagique, au début de fonctionnement de l'arc, des tholéïtes du Groupe 1. Puis, se mettent en place des séries calco-alcalines, associées ou non à un milieu néritique, et qui caractérisent le stade de maturité de cet arc.

- L'évolution spatiale se traduit par l'épanchement au début du développement de l'arc, dans le même environnement pélagique, des basaltes calco-alcalins de Fresnillo et de Teloloapan alors que partout ailleurs dans l'arc, le magmatisme est tholéïtique.

Localement, à la fin du développement de l'arc, à Tecoman, des basaltes shoshonitiques s'épanchent alors que dans le reste de l'arc, le magmatisme est calco-alcalin.

ANATOMY OF A FOSSIL INTRA-OCEANIC ARC EVIDENCED BY THE TRACE ELEMENT DISTRIBUTION AND ND ISOTOPES: THE GUERRERO TERRANE (WESTERN MEXICO)

C. FREYDIER*, H. LAPIERRE*, L. BRIQUEU**, M. TARDY***, C. COULON****.

* URA-CNRS 69, Université J. Fourier, Inst. Dolomieu, 15 rue M. Gignoux, 38031 Grenoble, France.

** URA-CNRS 1765, Université de Montpellier II, Laboratoire de Géochimie Isotopique, 4 Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cédex 05, France.

*** URA-CNRS 69, Université de Savoie, B.P.1104, 73011 Chambéry, France.

**** URA-CNRS 1277, Université St Jérôme, Laboratoire de Pétrologie Magmatique, B.P. 441, 13397 Marseille Cédex 20, France.

INTRODUCTION

An important process in continental growth is the accretion to cratons of island arcs, *i.e.*, the North America Cordillera which consists predominantly of accreted Paleozoic to Mesozoic arc terranes built on oceanic lithosphere or crustal fragments. So, the study of magmatic processes in island arcs contributes to a better understanding of continental growth.

Generally, the arc magmas are studied in Recent arcs because the igneous rocks are fresh. Nevertheless, only the upper levels of these arcs are reached. The accreted arcs which are thrust upon the continent and partially eroded represent an unique opportunity to decipher the nature of the arc crust and roots and to study the evolution of the arc magmas with time and space. Thus, in spite of the metamorphism that has affected the arc rocks, the petrology and geochemistry of these rocks help to restore the evolution of the accreted arc and define the type of crust on which this arc was built.

Most of the accreted terranes of the Cordillera are composed of mature islands arcs. However, juvenile arcs are also present such as the Paleozoic arc of the eastern Klamath Mountains (Lapierre *et al.*, Brouxel *et al.*, 1987; Alibert *et al.*, 1991), or the Jurassic Tonsina arc in Alaska (DeBari and Coleman, 1989) or even the Guerrero intra-oceanic arc of western Mexico (Lapierre *et al.*, 1992a; Centeno Garcia *et al.*, 1993; Tardy *et al.*, 1994).

The Guerrero arc extends from Baja California in the north to Acapulco in the south, and from the Pacific in the west to central Mexico in the east (Fig. 1). This large arc terrane represents a privileged field of investigation because it is interpreted as a complex layout of continental and oceanic lithospheric fragments in an oceanic subduction.

We present here a systematic investigation of the chemistry of the Guerrero igneous arc rocks based on the incompatible trace elements (REE, Th, U, Hf, Ta, Zr, Y, Nb) and Nd, Sr isotopic ratios in order to constrain the arc magmas sources.

GEOLOGIC SETTING AND STRATIGRAPHY

Mexico is formed of two main domains: the North American craton to the east and the Mexican Cordillera to the west (Fig. 1). The Guerrero terrane forms a large part of the Mexican Cordillera. This terrane is composed of several Late Jurassic to Early Cretaceous arc sequences which are considered to be developed in: (i) an Andean-type arc built on the western margin of North America (De Cserna, 1989; Stéphan *et al.*, 1990; Sedlock *et al.*, 1993; Monod *et al.*, 1994); or (ii) a system of intra-oceanic arcs divided by marginal basins (Campa and Ramirez, 1979; Campa and Coney, 1983; Servais *et al.*, 1986; Talavera *et al.*, 1993); (iii) a single intra-oceanic west facing arc built on the Paleo-Pacific plate (Urrutia-Fucugauchi and Valencio, 1986; Tardy *et al.*, 1991, 1994). A major recent

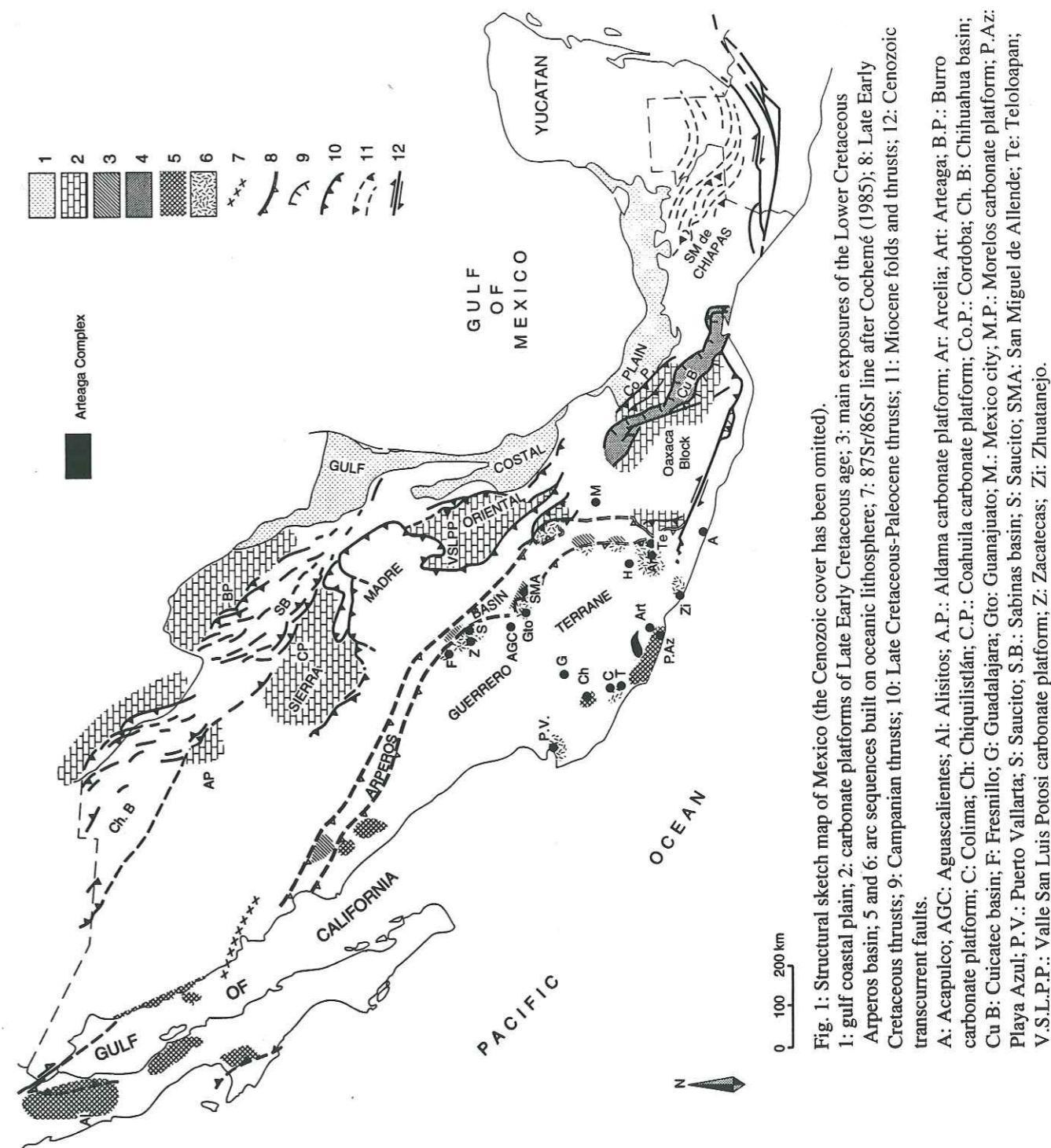


Fig. 1: Structural sketch map of Mexico (the Cenozoic cover has been omitted).

1: gulf coastal plain; 2: carbonate platforms of Late Early Cretaceous age; 3: main exposures of the Lower Cretaceous Arperos basin; 5 and 6: arc sequences built on oceanic lithosphere; 7: 87Sr/86Sr line after Cochemé (1985); 8: Late Early Cretaceous thrusts; 9: Campanian thrusts; 10: Late Cretaceous-Paleocene thrusts; 11: Miocene folds and thrusts; 12: Cenozoic transcurrent faults.
 A: Acapulco; AGC: Aguascalientes; Al: Alisitos; A.P.: Aldama carbonate platform; Ar: Arceles; Art: Arteaga; B.P.: Burro carbonate platform; C: Colima; Ch: Chiquilistlán; C.P.: Coahuila carbonate platform; Co.P.: Cordoba; Ch. B: Chihuahua basin; Cu B: Cuicatlan basin; F: Fresnillo; G: Guadalupe; Gto: Guanajuato; M.: Mexico city; M.P.: Morelos carbonate platform; P.Az: Playa Azul; P.V.: Puerto Vallarta; S: Saucito; S.B.: Sabinas basin; S: Saucito; SMA: San Miguel de Allende; Te: Toluca; V.S.L.P.P.: Valle San Luis Potosi carbonate platform; Z: Zacatecas; Zi: Zihuatanejo.

result is the discovery of an Early Cretaceous oceanic basin labeled Arperos which divided the Guerrero terrane from nuclear Mexico (Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1994; Freydier *et al.*, 1995; Lapierre *et al.*, 1995; Martinez *et al.*, 1995). The Guerrero arc growth was linked to the subduction of the Arperos basin under the Pacific plate.

The Guerrero intra-oceanic arc collided with the North American craton during the late Early Cretaceous (Campa *et al.*, 1976; Henry, 1986; Tardy *et al.*, 1986; Elias-Herrera and Sánchez-Zavalá, 1992; Tardy *et al.*, 1994) or the Late Cretaceous (Donnelly and Rogers, 1978; Campa and Coney, 1983).

The Guerrero arc sequences (Fig. 1) built on oceanic lithosphere are exposed in central Mexico (from north to south: Fresnillo, Saucito, Zacatecas, Aguascalientes, Guanajuato, San Miguel de Allende, Arcelia, Teloloapan and Taxco) and along the Pacific coast (Colima, Tecoman, Zihuatanejo), while those of Baja California and Sinaloa are built on continental crust (Bonneau, 1972; Gastil *et al.*, 1975; Mullan, 1978; Rangin, 1986; Almazán-Vázquez, 1988a). The Playa Azul sequence is considered to rest on an oceanic crust thickened by sediments, *i.e.*, intermediate crust (Freydier *et al.*, 1995). The Puerto Vallarta sequence (Fig. 1) is supposed to be built on a continental crust or on an intermediate crust (Schaaf, 1990; Freydier *et al.*, 1995).

The Arteaga Complex exposed in southwestern Mexico is composed of basalts with N-MORB affinity and sediments with crustal signatures (Centeno-García *et al.*, 1993) and represents part of the Guerrero arc basement (Centeno-García *et al.*, 1993).

The relative position of the different arc sequences with respect to each other and to the Arperos basin remains imprecise because all the contacts between the sequences are sealed by Tertiary and Quaternary volcanism and cross cutted by Late Cretaceous-Tertiary plutons. Furthermore, their present geographic distribution does not reflect their relative position during the Mesozoic, before and after their accretion to North America. Indeed, western Mexico is affected by at least two compressive events followed by several strike-slip faults. For example, Hagstrum *et al.* (1985, 1987), Lund and Bottjer (1991), and Lund *et al.* (1991) suggest on the base of paleomagnetic data, that a crustal fragment comprising most of the present Baja California has been translated about 15° northward since about 90 Ma. Thus, an attempt to restore the distribution of the Guerrero arc volcanoes with respect to the Arperos basin and the borderland of North America remains impossible.

All the arc sequences show various volcanic and/or plutonic assemblage deposited in different sedimentary environments. All these rocks have suffered a low grade metamorphism that ranges from zeolite to greenschists facies. This diversity attests the great complexity of the Guerrero arc system. The upper part of the arc crust, *i.e.*, the lavas and their sedimentary cover, is exposed in most of the sequences. Some sequences show the deeper levels of the arc crust such as the cumulate assemblage and the feeder dyke complex. Nevertheless, the arc roots were never observed.

Most of the Guerrero arc sequences are well dated on the basis of stratigraphic and geochronologic data. The Guanajuato, Aguascalientes, Saucito and Fresnillo sequences are Upper Jurassic to Lower Cretaceous in age (probably Tithonian to Valanginian) and the oldest of the Guerrero terrane. San Miguel de Allende, Arcelia and Teloloapan sequences are Aptian to Albian. The youngest sequences are Playa Azul, Tecoman, and Zihuatanejo sequences of Albian to Cenomanian ages. All the sequences are several hundred meters thick with the exception of the Puerto Vallarta sequence which consists of less than 10 meters thick of pillow-basalts.

These sequences can be divided in three assemblages, on the basis of their pelagic, neritic, and continental environments.

Assemblage I includes the Guanajuato, Aguascalientes, Arcelia, Zacatecas, Saucito, Fresnillo and San Miguel de Allende pelagic sequences (Fig. 1). The Guanajuato sequence is the most complete and represents the crustal section of an intra-oceanic nascent arc (Lapierre *et al.*, 1992a). It is composed, from top to base, of: (i) pillow-basalts and their volcanoclastic sedimentary cover, (ii) a mafic dyke complex that fed the lavas, and (iii) a plutonic suite formed of ultramafic and layered mafic cumulates that grades upward into Mg-hornblende diorites and silicic plutonic rocks. The Aguascalientes sequence, that crops out 100 km NW of the Guanajuato volcano-plutonic assemblage (Fig. 1), is formed of tonalite porphyries intruded by basaltic dykes. It likely represents a lateral variation of the Guanajuato plutonic suite. Further south, the pillow basalts of the Arcelia sequence are cross cutted by swarms of mafic dykes and overlain by sediments. The Zacatecas and Saucito sequences consist of pillow-basalts, mafic breccias, and hyaloclastites interbedded with radiolarites, micritic limestones and volcanoclastic rocks. The Fresnillo sequence is composed of olivine-pillow basalts and volcanoclastic sediments interbedded with micritic limestones. The San Miguel de Allende sequence is made of micritic limestones, black pelites, volcanoclastic rocks, and basalt and andesite pillowed flows in which are interlayered radiolarian oozes.

Assemblage II encompasses the Zihuatanejo, Teloloapan, and Tecoman neritic sequences. This assemblage is composed of basalt and andesite pillowed flows and/or volcanoclastic rocks interbedded with shallow to reefal limestones. Rare felsic lavas are present at the top of the Teloloapan and Zihuatanejo sequences. These volcanoclastic sequences are capped by Albian limestones.

The continental Playa Azul sequence represents the third Assemblage III. In this sequence, the volcanoclastic breccias and the welded or not tuffs are interbedded with rare lava flows, red silts and sandstones, and topped by reefal limestones. The volcanic products are predominantly felsic.

Location	Sample	affinity	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Aguascalientes	M92-13	tholeiitic	4.29	12.81	2.01	10.83	3.55	1.61	4.38	0.73	4.6	0.97	2.64	0.42	2.6	0.34
Aguascalientes	M92-22	tholeiitic	4.55	12.32	1.81	8.93	2.62	0.88	2.84	0.52	3.3	0.64	1.87	0.27	1.84	0.23
Aguascalientes	M92-23	tholeiitic	4.47	12.6	1.36	6.22	1.84	0.46	2.18	0.41	2.88	0.62	2.07	0.34	2.44	0.38
Saucito	MYS85	tholeiitic	5.7	15.5	2.49	12.5	3.53	1.28	4.4		4.64	0.98	2.74		2.57	0.38
Zacatecas	M92-74	tholeiitic	1.69	5.2	0.94	5.3	1.74	0.85	2.43		2.82	0.61	1.75		1.69	0.25
Zacatecas-Plm	ZY49	tholeiitic	8.02	19.26	2.61	12.57	3.24	1.08	2.63		3.93	0.76	2.28		2.04	0.31
Zacatecas-Veta	ZY17	tholeiitic	5.18	12.1	1.61	7.85	1.85	0.64	1.59		2.51	0.48	1.5		1.45	0.21
Fresnillo	ZY26	calc-alkaline	17.56	42.66	4.99	20.73	4.09	1.44	2.85		3.25	0.58	1.66		1.49	0.22
SMA	SMA3	calc-alkaline	10.5	27	3.6	15.1	3.3	1.12	3.1		2.7	0.57	1.46		1.25	0.16
SMA	LP63	calc-alkaline	11.5	28	3.6	14.8	2.9	0.93	2.6		2.45	0.51	1.3		1.19	0.18
Puerto Vallarta	M92-103	calc-alkaline	19.98	46.08	6.09	24.74	5.56	1.54	4.78	0.83	4.43	0.86	2.33	0.34	2.11	0.31
Tecoman	M91-12	shoshonitic	13.7	29	3.8	10.4	3.32	1.19	3.64		3.19	0.65	1.84		1.7	0.27
Tecoman	M91-15	shoshonitic	12.1	26.4	3.49	15	3.1	1.09	3.35		2.92	0.6	1.63		1.53	0.24
Zihuatanejo	M91-1	calc-alkaline	7.7	18.1	2.64	12.8	2.89	1.01	3.91		3.96	0.86	2.47		2.42	0.36
Zihuatanejo	M199	calc-alkaline	5.6	12.7	1.7	7.6	1.41	0.51	1.77		1.68	0.32	0.87		0.78	0.11
Zihuatanejo	M201	calc-alkaline	4	10.6	1.39	6.3	1.21	0.49	1.4		1.55	0.31	0.9		0.87	0.13
Playa Azul	M91-25	tholeiitic	7	18.3	2.82	14	3.6	1.38	4.35		4.29	0.88	2.42		2.24	0.34
Playa Azul	M91-36	calc-alkaline	3.79	8.5	1.23	6.2	1.87	0.77	2.02		1.61	0.29	0.72		0.57	0.08
Playa Azul	M91-40	calc-alkaline	4.23	11.21	1.35	5.65	1.2	0.39	1.15	0.19	1.22	0.24	0.71	0.09	0.67	0.1
Playa Azul	M91-43	calc-alkaline	13	27	3.49	14.5	2.43	0.77	2.33		1.74	0.33	0.88		0.8	0.12
Playa Azul	M91-45	calc-alkaline	5.13	11.24	1.46	5.75	1.21	0.2	0.88	0.14	0.67	0.12	0.29	0.04	0.26	0.04
Playa Azul	M91-47	calc-alkaline	12.01	25.87	3.26	14.6	3.4	1.11	2.91		4.23	0.84	2.58		2.48	0.34
Playa Azul	M92-37	calc-alkaline	31	66	8.8	38	6.9	1.21	6.2		6.2	1.46	4.61		5.2	0.79
Playa Azul	M92-38	calc-alkaline	19.3	43	5.8	26	5.8	1.45	6.6		6	1.28	3.66		3.66	0.58
Playa Azul	M93-60	calc-alkaline	4.9	11.3	1.57	7.4	1.67	0.43	1.91		1.98	0.39	1.1		0.92	0.12
Telotoapan	TX70	calc-alkaline	22.33	53.81	6.66	27.64	5.68	1.64	4.33		4.66	0.88	2.58		2.34	0.31
Telotoapan	T250A	calc-alkaline	23.68	56.93	7.02	29.28	6.22	1.79	4.53		5.33	1.03	3.01		2.81	0.41
Telotoapan	T206	calc-alkaline	33.11	74	8.77	35.07	6.5	2.03	4.36		4.7	0.85	2.48		2.35	0.32

Table 1: Rare Earth elements concentrations of igneous rocks from the Guerrero terrane arc sequences.

GEOCHEMISTRY

The petrology and geochemistry of the Guerrero arc sequences have been thoroughly studied and show that most of the igneous rocks are mafic and belong to tholeiitic, calc-alkaline and shoshonitic suites (Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1994; Table 1; Fig. 2). Playa Azul sequence differs from the others because felsic lavas predominate (M91-40, M91-43, M91-45, M92-37, M92-38). However, the plutonic felsic rocks in the Guanajuato and Aguascalientes sequences form about 40 % of the plutonic assemblage (M92-23; Table 1).

The geochemical study developed here is based on the following trace elements, *i.e.*, REE, Th, U, Hf, Ta, Zr, Y, and Nb (Table 1) because they are considered as rather immobile during alteration and low grade metamorphism processes (ref). This study is completed by the Nd-Sr isotopic ratios (Table 2) that will help to constrain the magma sources. Trace elements were performed by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICPMS), for a better precision, at the Musée Royal de l'Afrique Centrale (Tervuren, Belgium) and the University of Arizona (Tucson, USA). Estimated errors on the trace element values is better than 3 %. The analytical procedures at the University of Arizona followed the procedures outlined by Hollocher and Ruiz (1994). Results are summarized in Table 2 where are listed the sample locations. For more details, see Lapierre *et al.* (1992a, 1992b), Tardy *et al.* (1994), Freydier *et al.* (1995a, 1995b) Ortiz (1992), Yta (1992) or Talavera (1993) or ask to the authors for a complete set of data.

The Guerrero arc sequences can be divided into three groups on the basis of the magmatic affinities of the igneous rocks, the trace element distributions (Table 1), and the type of crust on which the sequences are built. Group 1 comprises the tholeiitic sequences of Guanajuato, Aguascalientes, Arcelia, Zacatecas and Saucito which represent the primitive stage of the arc development. Group 2 includes the calc-alkaline (Fresnillo, San Miguel de Allende, Teloloapan, Zihuatanejo) and shoshonitic (Tecoman) sequences, which attest the mature and final stages of the arc growth. Group 3 represented by the Playa Azul sequence differs because of its continental-like basement (oceanic crust thickened by sediments; Freydier *et al.*, 1995a).

Group 2, compared to Group 1, is enriched in Light Rare Earth Elements (LREE) [(La/Yb)_N = 2.15-9.53] and Light Field Strength Elements (LFSE; (Fig. 2). The LFSE enrichment may be secondary.

On the basis of the trace elements contents of the rocks of mafic to intermediate composition (Table 1), more accurate distinctions can be done as illustrated by the Nb/Ti versus La plot (Fig. 3). Only the mafic rocks are considered.

(i) Group 1 is characterized by the lowest (La/Yb)_N ratios (0.46-2.66; Table 1), LREE (La = 1.7-8 ppm), Nb (0.7-4.5 ppm), and Th (0.15-1.6 ppm) contents (Table 1).

Location	Sample	affinity	Y	Zr	Nb	Hf	Ta	Pb	Th	U	(La/Yb) _N	La/Nb	Zr/Y
Guanajuato	DM11	tholeiitic	18.74	142.96	1.59	4.19	0.27	1.76	1.54	0.67	2.76	5	7.63
Guanajuato	MA7	tholeiitic	17.59	118.76	1.53	3.23	0.32	1.53	0.95	0.46	3.04	5.15	6.75
Arcelia	TX87	tholeiitic	11.97	63.19	0.95	1.82	0.54	1.61	0.66	0.25	2.23	4.74	5.28
Arcelia	TX109	tholeiitic	13	57.67	1.36	1.63	0.46	3.7	0.78	0.45	2.42	3.51	4.44
Aguascalientes	M92-13	tholeiitic	29.85	94.45	1.92	2.74	0.31	3.03	0.27	0.17	1.12	2.23	3.16
Aguascalientes	M92-22	tholeiitic	19.82	35.05	1.58	1.35	0.65	2.97	0.23	0.41	1.67	2.88	1.77
Aguascalientes	M92-23	tholeiitic	24.69	123.17	3.04	3.64	0.25	1.21	1.59	0.58	1.24	1.47	4.99
Saucito	MYS85	tholeiitic	22	115	4.54	3.1	0.3	0.78	0.3	0.1	1.50	1.26	5.23
Zacatecas	M92-74	tholeiitic	14.8	30	0.68	1.06	0.1	1.21	0.15	0.1	0.68	2.49	2.03
Zacatecas-Pim	ZY49	tholeiitic	17.85	67.11	3.09	2.14	0.2	1.17	1.17	1	2.66	2.60	3.76
Zacatecas-Yeta	ZY17	tholeiitic	11.89	49.17	2.34	1.44	0.08	0.42	0.42	0.51	2.42	2.21	4.14
Fresnillo	ZY26	calc-alkaline	13.85	142.89	19.81	3.75	1.49	1.99	1.78	0.94	7.97	0.89	10.32
Fresnillo	ZY27	calc-alkaline	6.62	214.69	20.3	6.62	2	1.99	1.3	0.89	7.76	0.73	32.43
SMA	SMA3	calc-alkaline	17.6	68	1.94	1.67	<0.1		1.24	0.45	5.68	5.41	3.86
SMA	LP63	calc-alkaline	17.5	119	2.9	2.4	<0.1		1.83	0.79	6.53	3.97	6.8
Puerto Vallarta	M92-103	calc-alkaline	27.18	174.59	10.07	3.87	2.74	4.36	1.67	0.59	6.4	1.98	6.42
Tecoman	M91-12	shoshonitic	15.5	109	7.7	3.05	0.47	0.56	1.53	0.51	5.45	1.78	7.03
Tecoman	M91-15	shoshonitic	15.4	99	8.9	2.72	0.56	0.66	1.29	0.27	5.35	1.36	6.43
Zihuatanejo	M91-1	calc-alkaline	21	69	2.52	2.42	0.19	16.5	1.98	0.73	2.15	3.06	3.29
Zihuatanejo	M199	calc-alkaline	11.9	65	2.5	1.57	<0.1		0.64	0.27	4.85	2.24	5.46
Zihuatanejo	M201	calc-alkaline	12.2	82	3.2	1.77	<0.1		0.66	0.32	3.11	1.25	6.72
Playa Azul	M91-25	tholeiitic	19.8	98	2.49	2.95	0.15	3.63	0.33	0.1	2.11	2.81	4.95
Playa Azul	M91-36	calc-alkaline	8.1	94	2.87	2.95	0.18	1.02	1.17	0.42	4.50	1.32	11.60
Playa Azul	M91-40	calc-alkaline	5.51	176.5	4.66	4.53	0.71	7.25	5.2	0.67	4.27	0.91	32.03
Playa Azul	M91-43	calc-alkaline	7.9	90	3.69	2.76	0.28	67	2.36	0.7	10.99	3.52	11.39
Playa Azul	M91-45	calc-alkaline	3.69	115.7	4.19	2.86	0.4	2.29	1.48	0.79	13.34	1.22	31.36
Playa Azul	M91-47	calc-alkaline	20.85	84.1	4.37	2.63	0.22	4.28	2.42	0.84	3.27	2.75	4.03
Playa Azul	M92-37	calc-alkaline	34	330	12.5	9.7	0.87	4.28	4.96	1.79	4.03	2.48	9.71
Playa Azul	M92-38	calc-alkaline	29	182	7.7	5.37	0.54	7	2.83	0.9	3.57	2.51	6.28
Playa Azul	M93-55	calc-alkaline	18.8	98	4.2	2.2	0.14		2	2.7	18.75	6.67	5.21
Playa Azul	M93-60	calc-alkaline	15	58	2.8	1.3	<0.1		0.56	0.16	3.60	1.75	3.87
Teloapan	TX70	calc-alkaline	23.99	132.84	10.06	3.45	0.53	5.46	5.46	1.94	6.45	2.22	5.54
Teloapan	T250A	calc-alkaline	25.31	146.52	10.87	4.14	0.68	5.87	5.87	2.38	5.70	2.18	5.79
Teloapan	T206	calc-alkaline	20.18	101.12	29.62	3.06	2.1	7.9	7.9	3.23	9.53	1.12	5.01

Table 2: Trace elements concentrations and ratios of igneous rocks from the Guerrero terrane arc sequences.

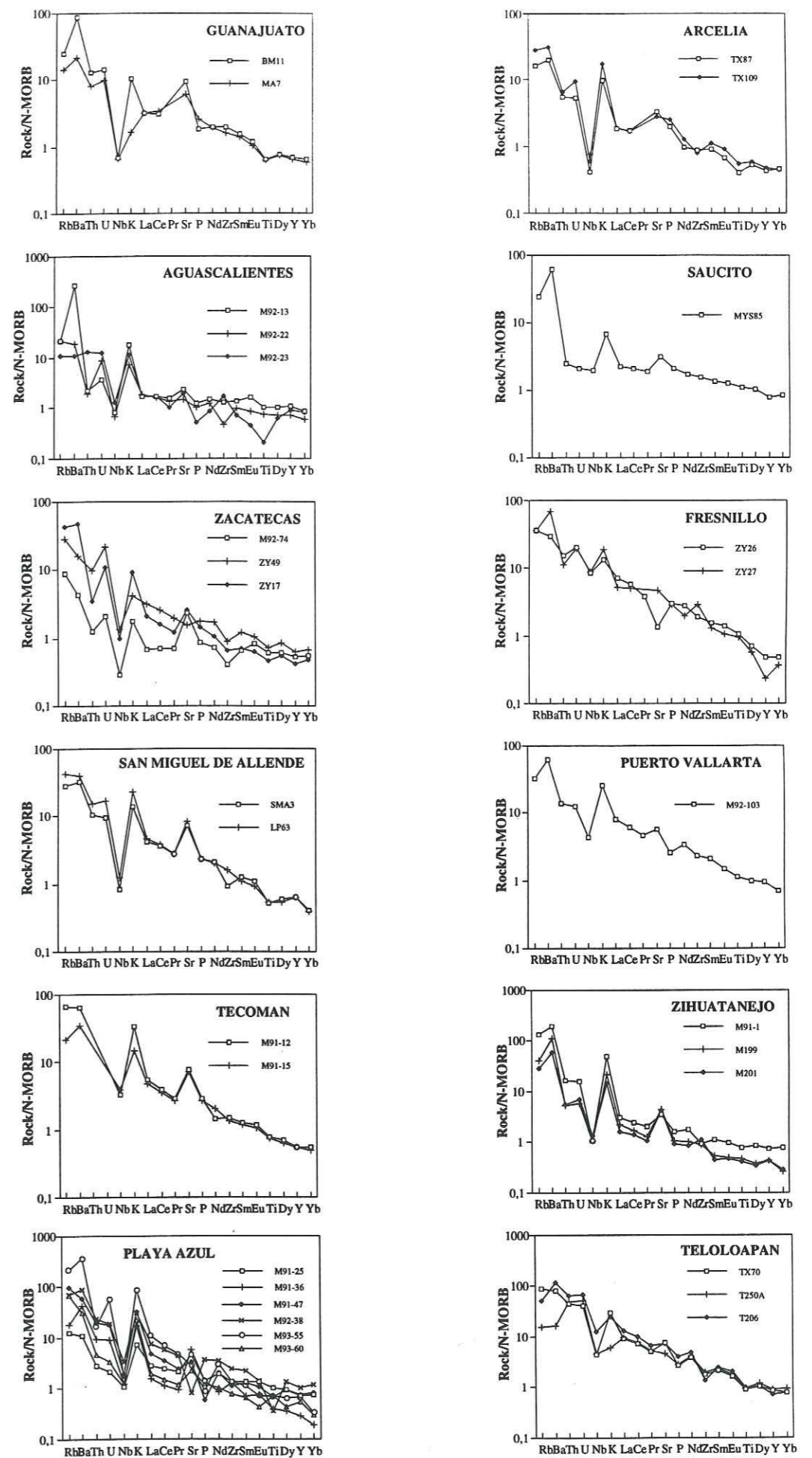


Fig. 2. Trace elements patterns of the tholeiitic, calc-alkaline and shoshonitic mafic lavas from the Guerrero arc terrane, normalized to N-MORB (after Sun and McDonough, 1989). The data are listed in Tables 1 and 2; or after Lapiere et al. (1992 a,b); Tardy et al. (1994); Freyrier et al. (1995a).

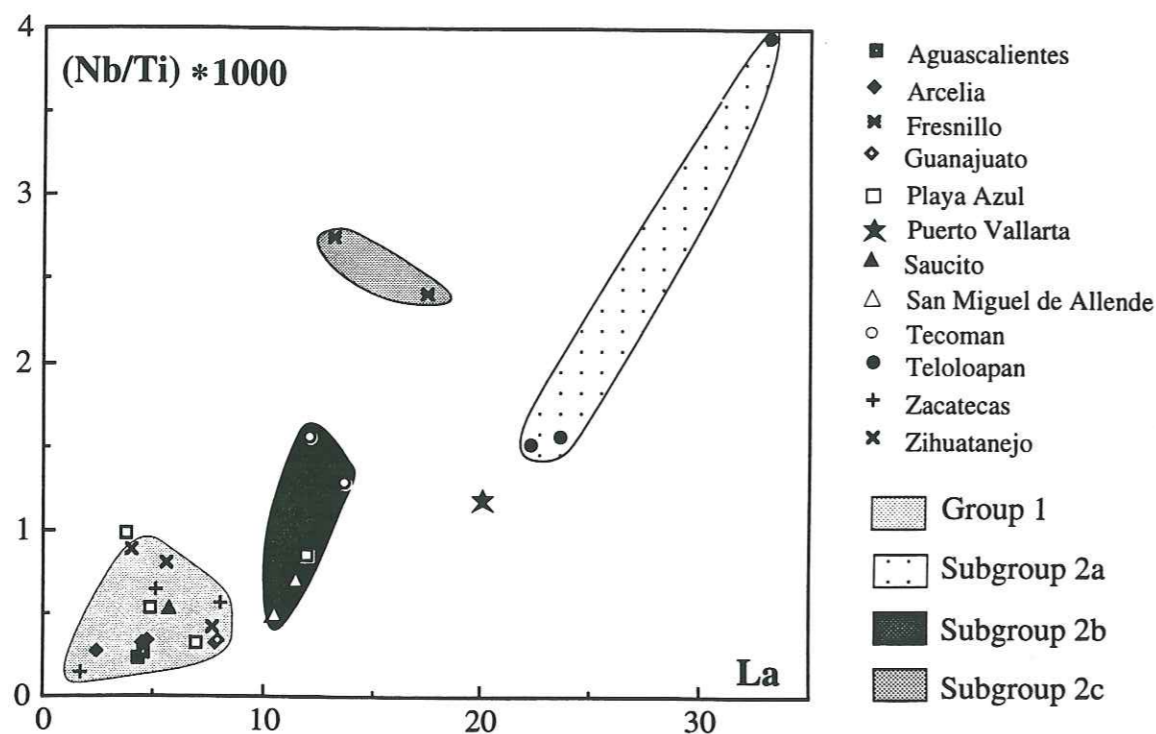


Fig. 3. Nb/Ti*1000 versus La plot of the tholeiitic, calc-alkaline and shoshonitic mafic lavas from the Guerrero arc terrane. These arc lavas form four distinct groups.

In spite of its calc-alkaline affinity, the LREE, Nb and Th contents ($La = 4-7.7$ ppm; $Nb = 2.5-3.2$ ppm; $Th = 0.7-2$ ppm) of the Zihuatanejo lavas are similar to those of the tholeiites and thus, will be considered to belong to Group 1.

(ii) Group 2 shows variations with respect to the different sequences (Table 1):

- the Teloloapan sequence (Subgroup 2a) exhibits the highest LREE ($La = 22.3-33.1$ ppm), Nb (10.1-29.6 ppm), and Th (5.5-7.9 ppm) contents and high $(La/Yb)_N$ ratios (5.7-9.5);

- the Tecoman and San Miguel de Allende sequences (Subgroup 2b) show the lowest LREE ($La = 10.5-13.7$ ppm) and Th (1.2-1.8 ppm) contents and a wide range of Nb contents (1.9-8.9 ppm). The $(La/Yb)_N$ ratios range from 5.3 to 6.5.

- the Fresnillo sequence (Subgroup 2c) shows similar LREE ($La = 17.5$ ppm) and Th (1.3-1.8 ppm) abundances than subgroup 2b (Tecoman and San Miguel de Allende) but its Nb contents (19.8-20.3 ppm) fall in the range of subgroup 2a (Teloloapan). The $(La/Yb)_N$ ratios range from 7.8 to 8.

Finally, the Puerto Vallarta sequence ($La = 20$ ppm; $Th = 1.7$ ppm; $Nb = 10.1$ ppm; $(La/Yb)_N = 6.4$) shows intermediate features between Subgroups 2a and 2c.

(iii) Group 3 displays geochemical features that overlap the Group 1 and the subgroup 2b ($(La/Yb)_N = 2.1-4.5$; $La = 3.8-12$ ppm; $Nb = 2.5-4.4$ ppm; $Th = 0.3-2.4$ ppm).

Thus, it appears that whatever is the magmatic affinity of the Guerrero arc sequences is, the latter are depleted or enriched in La, Th and Nb. These differences may be explained in many ways: the mature stage of the arc, the partial melting ratio, the nature of the mantle source, the type and the role of the subducted sediments.

It is now generally accepted that basaltic island arc magmas have to be generated by partial melting of the asthenospheric mantle wedge above the subducted lithospheric slab (Wyllie, 1982; Arculus and Powell, 1986). If no additional components were involved in the magma generation process, the major and trace elements characteristics of the partial melts derived from the asthenospheric mantle component should be broadly similar to the range of mid-ocean ridge and ocean-island basalts (Wilson, 1989). However, metasomatism of the lherzolite of the mantle wedge by fluids ascending from the subducted oceanic lithosphere is needed to explain the subduction-zone trace elements characteristics. Subducted sedimentary components can also be involved in island arc magmatism, even if they are limited to a few percent.

Lavas erupted through oceanic crust have the advantage to preclude contamination by continental crust. If we assume that most of the Guerrero arc rocks have an intra-oceanic origin. The participation of subducted sediments in island arc source can be evidenced by the Th/Yb versus Ce/Yb plot (Fig. 4) which helps to constrain the nature of the different components involved in the genesis of the Guerrero arc rocks. The use of Yb as denominator largely eliminates the variations due to partial melting and fractional

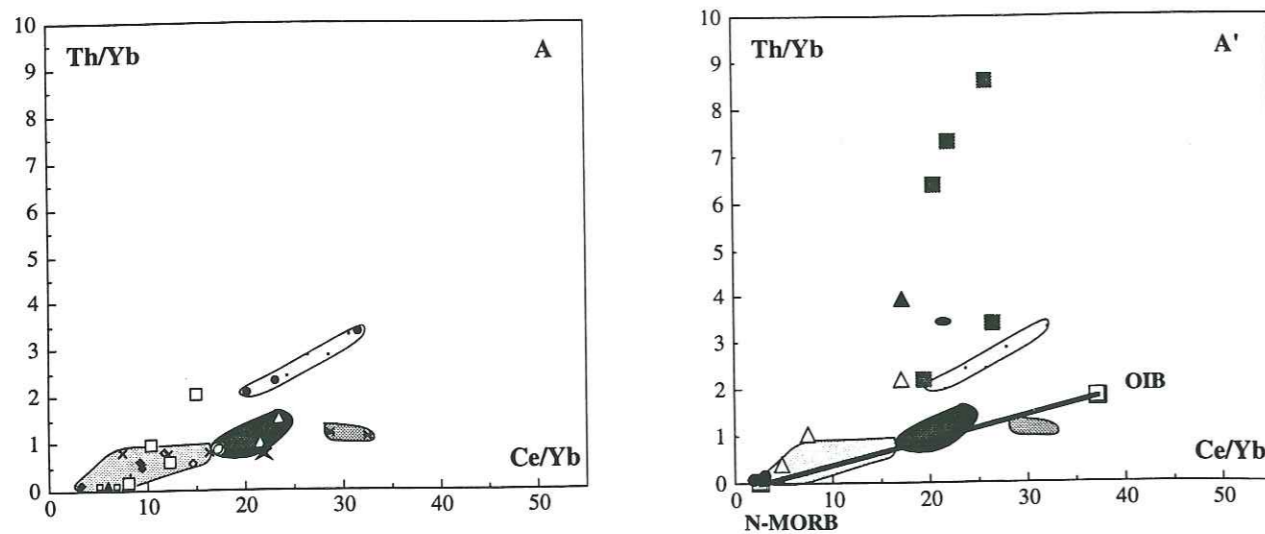
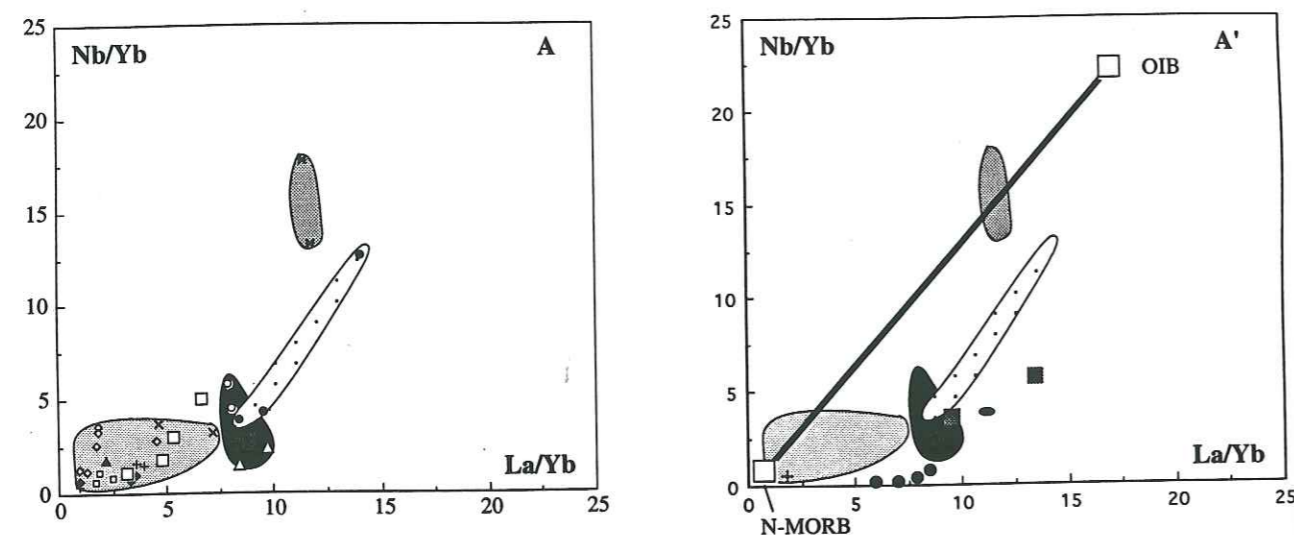


Fig. 4. Th/Yb versus Ce/Yb plot of the arc lavas from the Guerrero terrane showing the distribution of the four groups. In (A), the Guerrero arc lavas are solely plotted while in (A') are also plotted the compositions of OIB and N-MORB (Sun and McDonough, 1989), the Recent Pacific pelagic sediments (Hole *et al.*, 1984; Ben Othman *et al.*, 1989), the pelagic clay (Taylor and McLennan, 1985) and the Arteaga sediments (Centeno-Garcia *et al.*, 1993).



- Aguascalientes
 - ◆ Arcelia
 - × Fresnillo
 - ◇ Guanajuato
 - Playa Azul
 - ★ Puerto Vallarta
 - ▲ Saucito
 - △ San Miguel de Allende
 - Tecoman
 - Teloloapan
 - + Zacatecas
 - × Zihuatanejo
-
- ▨ Group 1
 - ▨ subgroup 2a
 - ▨ subgroup 2b
 - ▨ subgroup 2c
-
- △ Pacific sediments (Ben Othman *et al.*, 1989)
 - Pacific sediments (Hole *et al.*, 1984)
 - ▲ Pacific continent-derived volcanic ash (Hole *et al.*, 1984)
 - + PAWMS (Hole *et al.*, 1984)
 - pelagic clay (Taylor and McLennan, 1985)
 - Arteaga sediments (Centeno-Garcia *et al.*, 1993)

Fig. 5. Nb/Yb versus La/Yb plot of the arc lavas from the Guerrero terrane showing the distribution of the four groups. In (A), the Guerrero arc lavas are solely plotted while in (A') are also plotted the compositions of OIB and N-MORB (Sun and McDonough, 1989), the Recent Pacific Pelagic sediments (Hole *et al.*, 1984; Ben Othman *et al.*, 1989), the pelagic clay (Taylor and McLennan, 1985) and the Arteaga sediments (Centeno-Garcia *et al.*, 1993).

crystallization processes. Hawkesworth *et al.* (1991) use Ce/Yb ratios to evidence two groups in destructive plate-margin rocks. The rocks with low Ce/Yb (< 15), generally have also high ϵNd ratios, and are supposed to preclude large fluxes of slab-derived LREEs, and Th. The Marianas, Tonga and the Aleutians are good examples of this group. By contrast, rocks with high Ce/Yb (> 15; Aeolian Islands, N Philippines) exhibit wide ranges in Nd isotopes ratios. This signature requires a contribution from material which in principle reflects subducted sediment, old trace element enriched mantle in the mantle wedge and/or contamination by the arc crust. This last supposition can be preclude for most of the Guerrero arc rocks.

In Fig. 4A, only the Guerrero arc rocks are plotted while in Fig. 4A' are also plotted the average compositions of OIB and N-MORB (Sun and McDonough, 1989) and the compositions of the Recent Pacific pelagic sediments (Hole *et al.*, 1984; Ben Othman *et al.*, 1989), and the pelagic clay (Taylor and McLennan, 1985). Arteaga shales and sandstones compositions, that represent a part of the Guerrero arc basement (Centeno-Garcia *et al.*, 1993) are also presented.

In Fig. 4A', Group 1 exhibits with the Pacific pelagic sediments similar Th/Yb and Ce/Yb ratios but it differs from the Pacific continent-derived volcanic ash (Hole *et al.*, 1984) by lower Th/Yb ratios. The others Guerrero Groups (2a, b and c) exhibit higher Ce/Yb. Playa Azul plots cluster in the Group 1 field with the exception of a basalt which is near Subgroup 2a. Group 1 and Subgroups 2b and 2c are aligned along the line N-MORB-OIB poles. Group 1 clusters near the N-MORB pole while Subgroup 2c is close to the OIB pole and slightly shifted towards the bottom of the diagram because it is Ce-enriched. Subgroup 2b shows intermediate compositions between N-MORB and OIB poles. Finally, Subgroup 2a forms an elongated field parallel to the N-MORB-OIB line but shifted near the plots of the Arteaga shales and pelagic clay. This Subgroup is located far from the N-MORB and the Recent Pacific pelagic sediments because of its very high Th/Yb ratios.

Thus, the tholeiites and Zihuatanejo calc-alkaline lavas of Group 1 and most of the lavas from Group 3 likely derived from the partial melting of an N-MORB source, influenced by sediments likely similar in composition with the Recent Pacific pelagic sediments. Subgroups 2b and 2c likely derived from the mixing of N-MORB and OIB sources.

Subgroup 2a probably derived from the mixing of an N-MORB-OIB source contaminated by a third component with higher Th/Yb ratios, but not necessarily higher Ce/Yb ratios. This component cannot be the Recent Pacific pelagic sediments (Hole *et al.*, 1984; Ben Othman *et al.*, 1989) but could be the pelagic clay of Taylor and McLennan (1985), or the Arteaga sediments (Centeno-Garcia *et al.*, 1993) or the continent-derived volcanic ash from the Pacific (Hole *et al.*, 1984).

The source composition may also be approached using the Nb/Yb versus La/Yb diagram (Fig. 5B and B'). In Fig. 5B' are plotted the field of the different groups defined among the Guerrero arc rocks and the compositions of N-MORB, OIB (Sun and McDonough, 1989), pelagic clay (Taylor and McLennan, 1985), and Arteaga shale and sandstone (Centeno-Garcia *et al.*, 1993, 1994).

Most of the rocks with the exception of Subgroups 2a and 2c roughly plot along the N-MORB-sediments mixing trend and show Nb/Yb ratios lower than those of the N-MORB-OIB mixing trend. This suggests that most of Guerrero arc rocks do not derived only from a N-MORB-OIB mantle source, but are contaminated by a third component, with lower Nb/Yb ratios. This component could be sediments or a sediment-derived fluid.

The field of Subgroup 2a (Teloloapan lavas) goes beyond the N-MORB-sediments trend because some rocks show higher Nb/Yb and La/Yb ratios than the most La- and Nb-enriched Arteaga sediments. Moreover, this Subgroup is located between the two N-MORB-sediments and N-MORB-OIB mixing trends because its lavas show lower Nb/Yb ratios with respect to the N-MORB-OIB mixing line. This geochemical behaviour indicates that the mantle source of this Subgroup was enriched, compared to that of Groups 1, 3 and Subgroups 2b and 2c. This enriched component could be OIB and/or sediments.

Subgroup 2c (Fresnillo basalts) is located along the mixing N-MORB-OIB line. This suggests that the Fresnillo basalts derived predominantly from the mixing of N-MORB and OIB sources.

All the Nd and Sr isotopic ratios of the Guerrero arc igneous rocks (Table 3) are plotted on Fig. 6. This figure shows the field of the Recent intra-oceanic arcs, the pelagic clays (Ben Othman *et al.*, 1989) plots, and the field of the Galapagos hot spot because the oceanic floor of the Arperos basin is chemically similar to the Galapagos basalts (Freydier *et al.*, 1995). The Guerrero arc rocks are interpreted to be linked to the subduction of the Arperos basin under the Paleo-Pacific.

Most of Nd and Sr isotopic ratios of the Guerrero arc igneous rocks (Table 3) fall in the range of island arcs ($\epsilon\text{Nd}(110 \text{ Ma}) = +1.6$ to $+10$; $\epsilon\text{Sr}(110 \text{ Ma}) = -44.7$ to $+23.9$). Some of the ϵSr ratios are shifted towards the right or left sides of the diagram because of the alteration experienced by these rocks (Fig. 6). The ϵNd of Group 1 range from $+4.5$ to $+10$. Subgroups 2a and 2b show the lowest ($+1.6$ to $+3.5$) and highest ϵNd ($+7$ to $+9.5$) values respectively. The ϵNd ($+6.9$) of Subgroup 2c falls within the higher values of the Guerrero rocks. Group 3 presents the largest range of ϵNd ($+2$ to $+9$).

The highest ϵNd ratios of the Guerrero rocks, *i.e.*, Group 1 and Subgroup 2b, fall in the intra-oceanic arc field. However, two basalts from Group 1 show lower ϵNd ratios ($+4.4$ and $+5.4$), in spite of their geochemical similarity with the others basalts of the group. The reasons of these lower ϵNd ratios will be explained later in the section.

Location	Sample	Sr	Rb	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	(87Sr/86Sr) _t	ESr (110Ma)	Nd	Sm	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	(143Nd/144Nd) _t	END (110Ma)
Saucito	MYS-95	286	14	0.141586	0.704694 ± 39	0.704473	+1.45	12.5	3.53	0.170748	0.513132 ± 14	0.513009	+10.00
Zacatecas	M92-74	207	5	0.069862	0.704299 ± 17	0.704190	-2.57	5.3	1.74	0.198502	0.513142 ± 18	0.512999	+9.81
Zacatecas-Pimienta	ZY-49	138	16	0.335391	0.705937 ± 18	0.705413	+14.79	12.57	3.24	0.155841	0.512953 ± 21	0.512841	+6.72
Zacatecas-Veta Grande	ZY-17	230	24	0.301869	0.705528 ± 15	0.706056	+23.93	7.85	1.85	0.142482	0.512827 ± 25	0.512724	+4.45
Fresnillo	ZY-26	355	20	0.466491	0.704157 ± 34	0.703428	-13.39	20.73	4.09	0.119287	0.512935 ± 9	0.512849	+6.88
San Miguel de Allende	SMAS3	637	16	0.072643	0.703636 ± 15	0.703522	-12.04	15.1	3.3	0.132134	0.513022 ± 16	0.512927	+8.40
San Miguel de Allende	LP63	731	24	0.094956	0.704002 ± 63	0.703648	-7.34	14.8	2.9	0.118473	0.513068 ± 35	0.512983	+9.49
Zihuatanejo	Mx-199	388	23	0.171445	0.704028 ± 120	0.703760	-8.67	8.78	2.58	0.112172	0.513005 ± 18	0.512924	+8.35
Zihuatanejo	Mx-201	370	16	0.125073	0.704384 ± 25	0.704188	-2.59	6.75	1.92	0.116124	0.512993 ± 31	0.512909	+8.06
Lazaro Cardenas	M91-1	320	76	0.686987	0.705338 ± 42	0.704264	-1.51	12.8	2.89	0.136509	0.512977 ± 9	0.512879	+7.46
Tecoman	M91-12	698	37	0.159345	0.706213 ± 24	0.705973	+22.75	10.4	3.32	0.193012	0.513035 ± 36	0.512896	+7.80
Tecoman	M91-15	639	12	0.054319	0.705013 ± 10	0.704928	+7.91	15	3.1	0.124952	0.512946 ± 41	0.512856	+7.02
Playa Azul	M91-25	424	7	0.0468	0.704056 ± 22	0.703983	-5.51	14	3.6	0.155474	0.513069 ± 12	0.512957	+8.99
Playa Azul	M91-36	529	10	0.054671	0.703725 ± 18	0.703640	-10.38	6.2	1.87	0.18236	0.513027 ± 21	0.512896	+7.79
Playa Azul	M91-42	440	74	0.486422	0.704145 ± 24	0.703385	-14	11.9	3.06	0.155467	0.512882 ± 30	0.512770	+5.34
Playa Azul	M91-43	148	62	1.211629	0.704272 ± 27	0.702378	-28.29	14.5	2.43	0.101322	0.512888 ± 18	0.512815	+6.22
Playa Azul	M91-47	295	54	0.529486	0.705285 ± 25	0.704457	+1.23	14.6	3.4	0.14079	0.512699 ± 47	0.512598	+1.98
Playa Azul	M93-55	253	120	1.371709	0.703367 ± 11	0.701223	-44.68	23.4	4.48	0.115753	0.512936 ± 47	0.512853	+6.95
Playa Azul	M93-60	200	38	0.549643	0.706322 ± 56	0.705463	+15.50	7.53	2.17				
Playa Azul	M92-37	41	86	6.071989	0.713140 ± 30	0.703648	-10.26	38	6.9	0.109781	0.512838 ± 28	0.512759	+5.12
Playa Azul	M92-38	73	40	1.585306	0.707478 ± 30	0.705000	+8.93	26	5.8	0.13487	0.512857 ± 24	0.512760	+5.14
Teloloapan	TX70	687	57	0.23946	0.70454	0.70416	-2.95	24.03	5.27	0.1326	0.512674	0.512580	+1.60
Teloloapan	T250A	409	7	0.05046	0.70403	0.70395	-6	24.81	5.56	0.1355	0.512745	0.512650	+2.95
Teloloapan	T206	690	32	0.13267	0.70474	0.70453	+2.23	30.6	6.17	0.1219	0.512766	0.512680	+3.55

Table 3: 87Sr/86Sr and 143Nd/144Nd isotopes ratios of igneous rocks from the Guerrero terrane arc sequences. Rb, Sr, Nd, Sm concentrations were determined by ICPMS (refer to Table 1 for Nd and Sm).

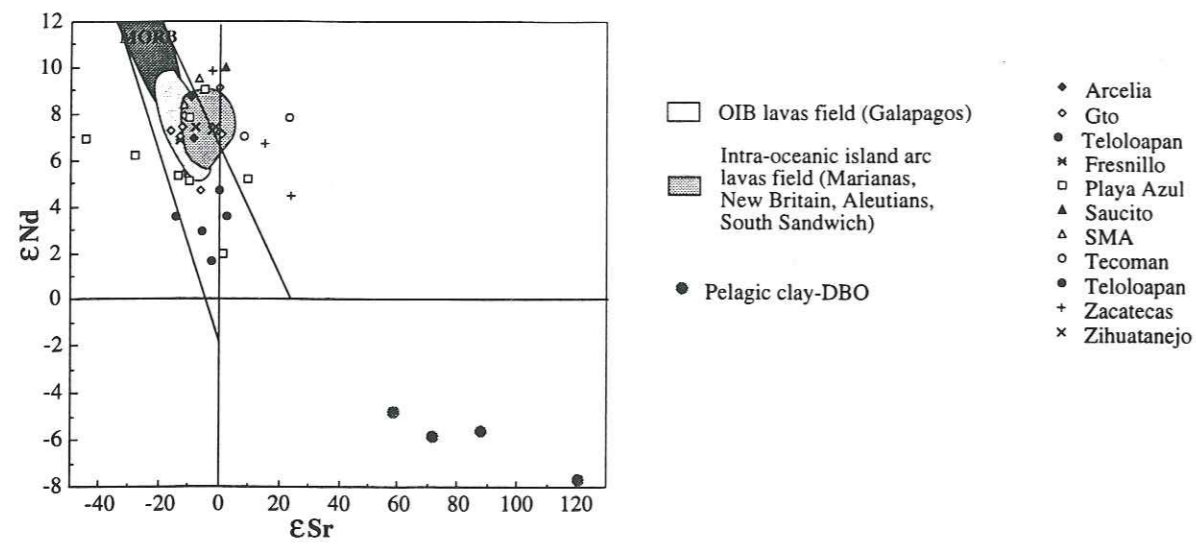


Fig. 6. $\epsilon_{Nd}(T= 110 \text{ Ma})$ versus $\epsilon_{Sr}(T= 110 \text{ Ma})$ plot of the arc lavas from the Guerrero terrane. The fields of the Galapagos OIB lavas (after Wilson, 1989) and the intra-oceanic Marianas, New Britain, Aleutians and South Sandwich islands arcs (after Wilson, 1989) are also shown.

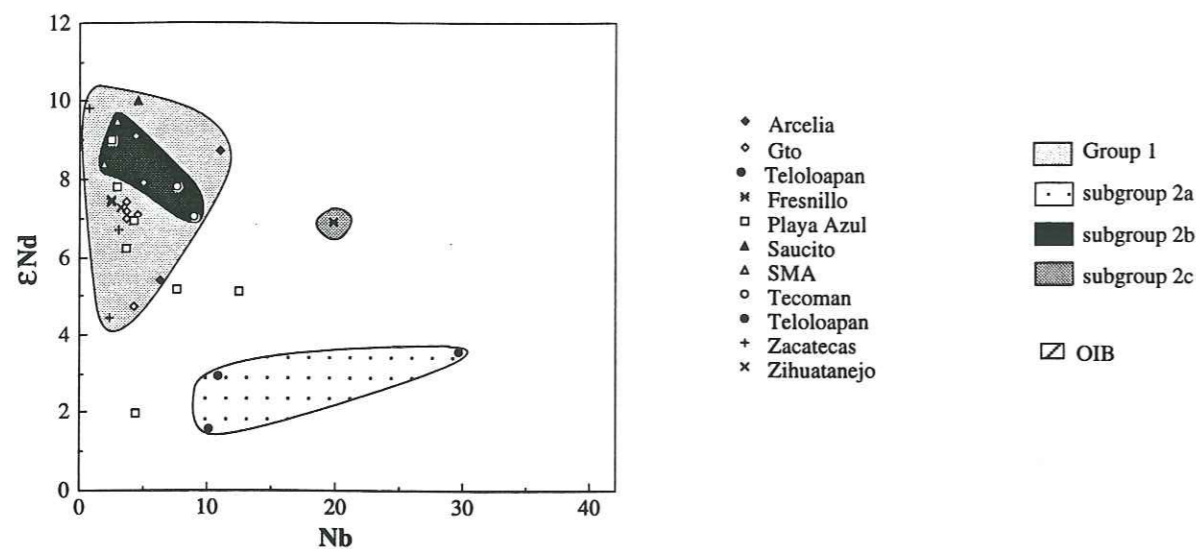


Fig. 7. $\epsilon_{Nd}(T= 110 \text{ Ma})$ versus Nb (ppm) plot of the arc lavas from the Guerrero terrane showing the distribution of the four groups defined previously.

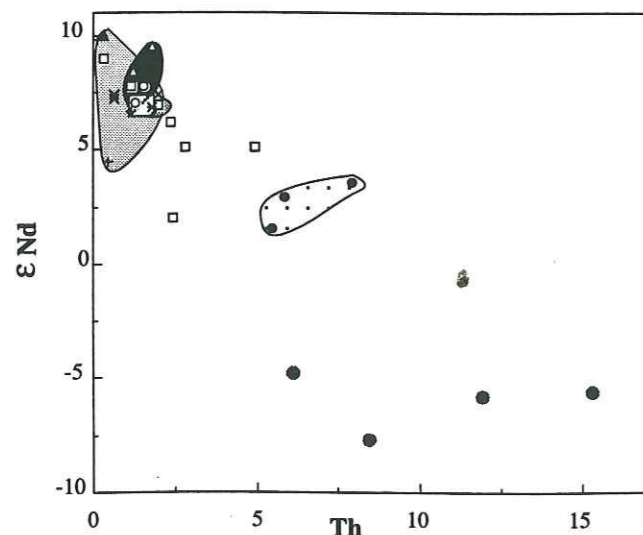


Fig. 8. $\epsilon_{Nd}(T= 110 \text{ Ma})$ versus Th (ppm) plot of the arc lavas from the Guerrero terrane showing the distribution of the four groups defined previously. The DBO (after Ben Othman *et al.*, 1989) pelagic clay are also plotted. Same legend as Fig. 7.

In the ϵ_{Nd} -Nb plot (Fig. 7), Group 1 and subgroup 2c differ from subgroup 2a by higher ϵ_{Nd} ratios and lower Nb contents. Subgroup 2c differs from Subgroup 2a by just higher ϵ_{Nd} ratios. In the ϵ_{Nd} -Th plot (Fig. 8), only subgroup 2a differs from the others Guerrero rocks by higher Th contents.

These two diagrams show that: (i) Group 1 rocks derived from a depleted mantle source which was little contaminated by sediments; (ii) subgroup 2a derived from a mantle source highly contaminated by subducted sediments; (iii) Subgroup 2c derived from a depleted mantle source highly contaminated by an enriched (OIB) component. These conclusions are similar to those deduced from the Th/Yb-Ce/Yb and Nb/Yb and La/Yb plots.

Similar conclusions were put forward by Lin *et al.* (1990) for the genesis of the intra-oceanic "northern Mariana and southern Volcano arcs". They regarded these lavas as formed by three different components that are: a depleted mantle source, an OIB source and subducted sediments. In order to modelize the genesis of these lavas, Lin *et al.* (1990) used the ϵ_{Nd} versus $(La/Yb)_N$ diagram, where they plotted three Endmembers, and the Pacific Authigenic Weighted Mean Sediments (PAWMS; Hole *et al.*, 1984; McCulloch and Wasserburg, 1978). Endmember 1 represents the composition of a metasomatized MORB source. Endmember 2 is LIL- and LREE-enriched OIB-like source while Endmember 3 is an hydrous fluid which resulted from the dehydration of subducted PAWMS sediments.

Figs. 9 and 10 shows the distribution of the Guerrero arc rocks in the ϵ_{Nd} -(La/Yb)_N plot with respect to these three Endmembers and PAWMS. Obviously, the Guerrero arc rocks are very different from those of the Mariana intra-oceanic arc and exhibit a scattered distribution in the ϵ_{Nd} versus $(La/Yb)_N$ plot (Fig. 9A). This distribution reflects the diversity of the geochemistry of the Guerrero rocks and the several processes that are involved in their genesis. In first approximation, the differences observed in the LREE enrichments for similar and most common ϵ_{Nd} ratios ($\epsilon_{Nd} = +7$) could be explained by differences in the partial melting rate of the same somewhat depleted mantle source. However, the lowest ϵ_{Nd} ratios correlated with the highest LREE enrichments (Subgroup 2b) cannot be explained solely by different partial melting rates.

With respect to the three Endmembers proposed by Lin *et al.* (1990), we can observe that:

- (i) most of the Guanajuato tholeiites are clustered along the Endmembers 1-3 line;
- (ii) majority of the Guerrero rocks plot above the Endmembers 1- 2 line;
- (iii) Teloloapan calc-alkaline lavas (Subgroup 2a) plot between the two Endmembers 1-2 and Endmembers 1-3 lines or along the Endmembers 1- 2 line.

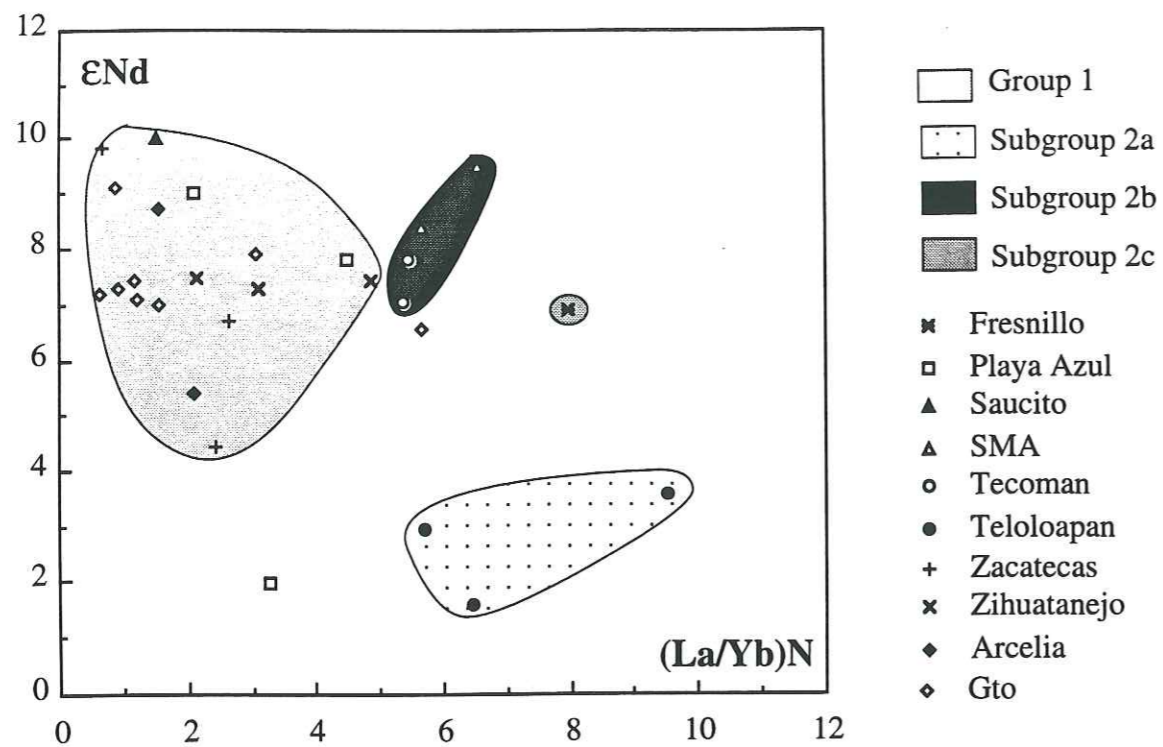


Fig. 9. $\epsilon Nd(T=110 \text{ Ma})$ versus $(La/Nb)N$ of the arc lavas from the Guerrero terrane which illustrates the four groups and subgroups defined previously.

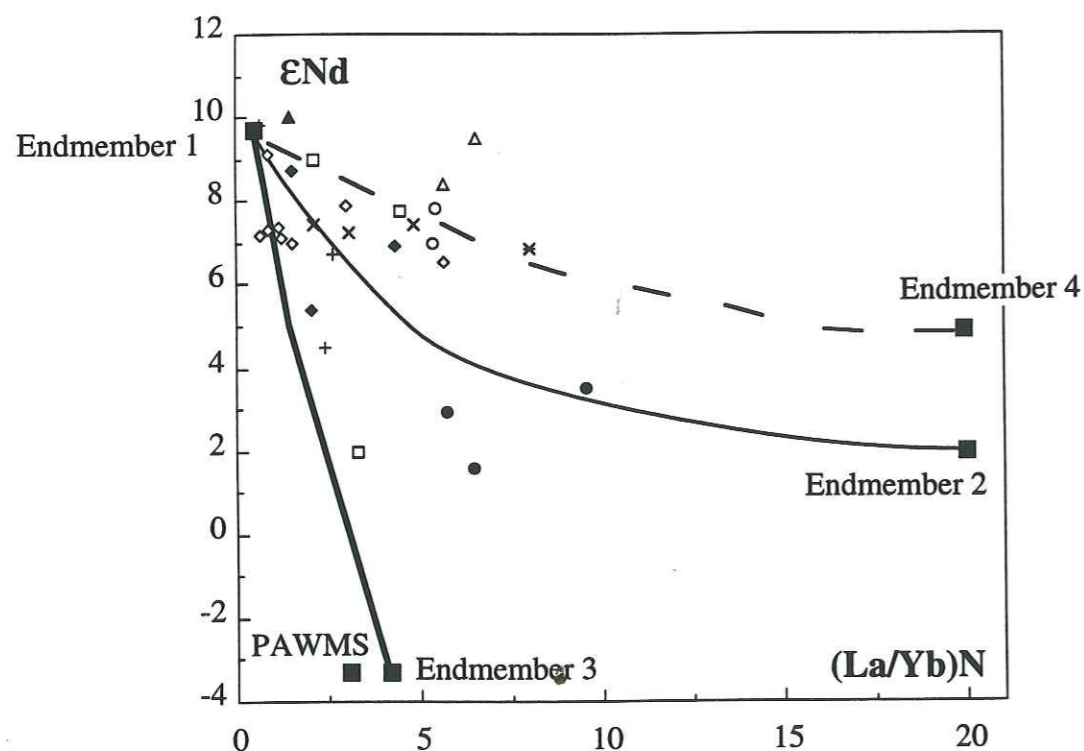


Fig. 10. Mixing model (after Lin *et al.*, 1990) for the arc lavas from the Guerrero terrane by plotting $\epsilon Nd(T=110 \text{ Ma})$ versus $(La/Nb)N$. The Endmembers #1 and #2 represent a depleted mantle source and a LIL-LREE enriched OIB source respectively. Endmember #3 is an hydrous fluid which resulted from the dehydration of the Pacific Authigenic Weighted Mean Sediments (PAWMS; Hole *et al.*, 1990). The compositions of Endmembers #1, #2, and #3 are after Lin *et al.* (1990). Endmember #4 represents an Arperos-type enriched source. The bold solid line is the curve for mixing Endmembers #1 and #3. The thin solid line is the curve for mixing Endmembers #1 and #2. The dashed line is the curve for mixing Endmembers #1 and #4. Same legend as Fig. 9.

Thus, we can infer that the composition of the Endmember 2 (OIB type) required to explain the genesis of the Guerrero arc rocks should be $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -enriched compared to that of Lin *et al.* (1990). The only mantle source suitable to represent the Endmember 2 is that of the Lower Cretaceous Arperos basalts and dolerites. These igneous rocks are considered to be generated by the mixing of OIB and N-MORB sources (Freydier *et al.*, 1995). They represent the floor of an oceanic basin that divided the Guerrero arc from nuclear Mexico. We consider that the development of the Guerrero arc is linked to the subduction of this basin (Arperos basin). The Arperos rocks that show N-MORB affinity have higher ϵNd ratios (+11) while the lowest ϵNd ratios of the most alkaline is +5. Both ϵNd values are higher than those of Lin *et al.* (1990).

The Guanajuato tholeiites plotted along the Endmembers 1-3 likely derived from the partial melting of a depleted mantle source contaminated by PAWMS-type subducted sediments. The LREE-enriched lavas (Arcelia and Zacatecas tholeiites; Zihuatanejo and Playa Azul calc-alkaline lavas) of Groups 1 and 3 likely derived from the Guanajuato source but with lower ratios of partial melting. A greater involvement of subducted sediments explains easily the lower ϵNd ratios of the Arcelia and Zacatecas tholeiites (+4.4; +5.4) and the Playa Azul calc-alkaline basalt (+2).

The Guerrero Subgroups 2b and 2c plotted above the Endmembers 1-2 line can be explained by the mixing of Endmember 1 with an Arperos-type enriched source. This Arperos-type source is $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -enriched compared to the OIB source of Lin *et al.* (1990) but its precise composition is difficult to estimate because we do not know the composition of the OIB component of the Arperos rocks.

The Teloloapan calc-alkaline lavas (Subgroup 2a) likely derived from the mixing of the Endmember 1 and Arperos-type enriched source (Endmember 4) contaminated by subducted sediments.

The percentage of subducted sediments involved in the Guerrero arc rocks derived by the mixing of a depleted N-MORB source and PAWMS can be estimated by a simple mixing model (De Paolo, 1988). The percentage of subducted sediments does not exceed 20%.

DISCUSSION

On the basis of the LREE, Th and Nb contents and ϵNd ratios, three groups were distinguished in the Guerrero arc rocks. Group 1 and 3 are depleted in Th and Nb and show generally high ϵNd ratios. In contrast, Group 2 is less homogeneous because of the wide range of Th, Nb and ϵNd values. Subgroup 2a (Teloloapan) is Th- and Nb-enriched and its ϵNd are the lowest (+1.6 to +3.5). Subgroup 2b is Nb-enriched or Nb-depleted but its ϵNd ratios fall within the range of Groups 1 and 3. Subgroup 2c is Nb-enriched.

The conclusions deduced from the Guerrero arc rocks plots the Nb/Ti versus La, Th/Yb versus Ce/Yb, Nb/Yb versus La/Yb, and ϵNd versus Nb, Th and $(\text{La}/\text{Yb})_N$ diagrams (refer above section) are consistent and show that:

(i) the tholeiitic and calc-alkaline suites of Groups 1 and 3 likely derived from the partial melting of a N-MORB source affected at different degrees by the contamination of subducted pelagic sediments;

(ii) Subgroup 2a (Teloloapan) likely derived from the melting of a N-MORB and Enriched Arperos-type Source contaminated by sandstones and silts. The Enriched source could be similar to that of the Arperos mafic rocks (mixing of a N-MORB and OIB sources). The composition of the sediments could approach the pelagic clay (Taylor and McLennan, 1985), or the Arteaga sediments (Centeno-Garcia *et al.*, 1993), or even, the Pacific continent-derived volcanic ash (Hole *et al.*, 1984).

(iii) Subgroup 2b (Tecomán and San Miguel de Allende) likely derived from the melting of a N-MORB and Enriched Arperos-type Source. The sediments were little or not involved in the genesis of this Subgroup;

(iv) Subgroup 2c (Fresnillo) likely derived from the melting of a N-MORB and Enriched Arperos-type Source. In this case, the Enriched Arperos-type Source was predominant.

Subgroup 2a differs from the others groups in many ways and shows complex geochemical features. Its high Nb and LREE contents likely characterize an OIB component, whereas its high Th contents and ϵNd ratios are too high for a single OIB component and suggest the involvement of sediments in the magma source genesis or a high level of crustal contamination. The crustal contamination of the Teloloapan lavas during the magma ascent is highly unlikely. Indeed, lavas of mafic to intermediate composition predominate in the Teloloapan sequence and felsic volcanic rocks form less than 10 % of the whole volcanic pile and show tholeiitic affinities. If the Teloloapan sequence was built on a continental crust, felsic lavas would be at least as abundant as the mafic ones.

The variation of the LREE enrichment of rocks within a group or subgroup is probably related to the partial melting ratio. However, the calc-alkaline and shoshonitic lavas of Subgroup 2b differ on the Nb content which is higher in the Tecomán shoshonitic basalts. San Miguel de Allende mafic lavas show with the Tecomán basalts similar LREE enrichments. The Nb-enrichment of the Tecomán basalts could be explained by the presence of an OIB component. Because of their similar LREE enrichments, we can reasonably assumed that San Miguel de Allende and Tecomán mafic suites were generated with similar rates of partial melting but from different mantle sources. The Tecomán shoshonites likely derived from a more enriched source. This enriched component could be an OIB source. Indeed, Thompson *et al.* (1984) consider that oceanic island arc tholeiites are the hydrous subduction-related equivalents of

MORB, whereas calc-alkali basalts and shoshonites are generated from subduction-modified OIB source components. Lin *et al.* (1990), also note for the shoshonitic magmatism in the Mariana, the same enrichments.

Subgroup 2c, *i.e.*, Fresnillo basalts with Cr-spinels and olivine, displays the highest Nb abundance among the most mafic rocks of the Guerrero arc. The ϵNd ratios of these primitive lavas likely represents the isotopic composition of the mantle source which is likely a mixing of OIB and N-MORB sources. Furthermore, the relatively low Th contents of these basalts suggest that the sediments were little involved in their genesis.

Group 3 consists of the Playa Azul sequence assumed to be built on an intermediate crust. The mafic lavas of this Group show low Nb contents and thus, their mantle source is depleted. The basalts depleted in Th and with high ϵNd probably derived from the partial melting of a mantle source which was not affected by crustal contamination. In contrast, the basalt with low ϵNd and relatively high Th contents likely show crustal contamination. This contamination could be linked to subducted sediments or to assimilation of sedimentary material intercalated within the arc crust or on the top of the oceanic lithosphere during the magma ascent.

Finally, the trace element contents and the ϵNd ratios of the Guerrero arc rocks show evidences of at least three components in their magmas genesis: N-MORB, Arperos-type Enriched Source and sediments. Nevertheless, the composition of the sediments component is not well constrained. The Pb-isotopic ratios should help to precise the sediments involvement and perhaps their nature. However, the Pb and Sr ratios of the Guerrero arc rocks are probably anomalous because of the low-grade alteration experienced by these rocks.

CONCLUSION

The incompatible trace element contents and the Nd isotopic ratios of the Guerrero arc rocks show the complexity of the magmatic processes involved in the genesis of these rocks but help to understand the igneous evolution of an intra-oceanic arc with time and space.

Group 1 tholeiites erupted in a pelagic environment represent the first stage of the arc development during Tithonian (?) to Valanginian times. These tholeiites are the most depleted rocks of the Guerrero arc and generated from the partial melting of a N-MORB source. Subducted pelagic sediments played generally a minor role. This group was slightly affected by sediments assimilation.

During the Aptian-Albian, the Guerrero arc developed while the magmatic affinities of the arc rocks diversified ranging from calc-alkaline to shoshonitic. The pelagic San Miguel de Allende and neritic Zihuatanejo calc-alkaline basalts and andesites represent the mature stage that succeeded to the tholeiites. These lavas derived from a similar depleted

source but with a lower partial melting ratio. The neritic Tecoman shoshonites present an enriched source component.

Two sequences show striking differences with the previous evolution. The pelagic Lower Cretaceous Fresnillo olivine-pillow basalts derive from the most enriched mantle source. The Teloloapan lavas that show with time an evolution from pelagic to neritic environment are remarkably constant in their geochemistry. They likely derived from the mixing of depleted and Enriched Arperos-type source contaminated by subducted terrigenous sediments.

Finally, the sub-aerial Group 3 with its uncommon tholeiites and predominant calc-alkaline rocks derived from a depleted mantle source but in some lavas with low ϵNd ratios (+2), the involvement of subducted sediments was important.

Thus, the Guerrero arc magmas show evolution with (i) time from tholeiites to calc-alkaline suites and (ii) space from tholeiites to shoshonites and calc-alkaline suites. The tholeiites derived systematically from a depleted source, more or less contaminated by pelagic sediments while calc-alkaline and shoshonites derived from more or less enriched source contaminated by pelagic and/or terrigenous sediments. The various degrees of the enriched mantle source component is indicative of the presence of plum-pudding mantle underneath the overriding oceanic or intermediate plate.

Acknowledgments

Support for this project was provided by DBT-INSU programme (contribution CNRS-INSU-DBT, Thème Dynamique globale n°), URA-CNRS 69.

References

- Alibert, C., P. Martin, and H. Lapiere, 1991. The origin of geochemical variations in a Late Permian volcanic arc, eastern Klamath Mountains, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 46: 299-322.
- Almazán-Vázquez, E., 1988a. Marco paleosedimentario y geodinámico de la Formación Alisitos en la Península de Baja California. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, 7, 1: 41-51.
- Arculus, R.J., and R. Powell, 1986. Source component mixing in the regions of arc magma generation. *J. Geophys. Res.*, 91: 5913-26.
- Ben Othman, D. B., W. M. White, and J. Patchett, 1989. The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. *Earth and Planetary Science Letters*, 94: 1-21.

- Bonneau, M., 1972. Données nouvelles sur les séries crétacées de la côte pacifique du Mexique. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XIV: 55-65.
- Brouxel, M. et al., 1987. The deep layers of a Paleozoic arc: Geochemistry of the Copley-Balaklala Series, northern California. *Earth and Planetary Science Letters*, 85: 386-400.
- Campa, M.F., and P.J. Coney, 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resources distributions in Mexico. *Can. J. Earth Sci.*, 20: 1040-1051.
- Campa, M.F., R. Oviedo, and M. Tardy, 1976. La cabalgadura laramidica del dominio volcano-sedimentario (Arco de Alisitos-Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los limites de los Estados de Guerrero y Mexico. *III Congreso latino-americano de Geol. Mexico: Abstracts*: 23.
- Campa, M.F., and J. Ramirez, 1979. La evolución geologica y la metalogenesis del noroccidente de Guerrero. *Serie tecnico cientifica, Universidad de Guerrero*. 102 pp.
- Centeno-Garcia, E., 1994. Tectonic evolution of the Guerrero terrane, Western Mexico. Doctorate thesis, University of Arizona.
- Centeno-Garcia, E. et al., 1993. Guerrero terrane of Mexico: its role in the southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, 21: 419-422.
- de Cserna, Z., 1989. An outline of the geology of Mexico. In: A.W. Bally et A. R. Palmer (A.W. Bally et A. R. Palmer), *The geology of North America*. Geological Society of America, Boulder. pp. 233-264.
- DePaolo, D. J., 1988. Neodymium Isotope Geochemistry, *Minerals and Rocks*. Ed. Springer. Berlin-Heidelberg-New York: 20: 187.
- Donnelly, T.W., and J.J. Rogers, 1978. The distribution of igneous rocks throughout Caribbean. *Geol. Mijnbouw*, 57, (2): 151-162.
- Elias-Herrera, M., and J.L. Sánchez-Závala, 1992. Tectonic implications of a mylonitic granite in the Lower structural levels of the Tierra Caliente Complex (Guerrero terrane), southern Mexico. *Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geologia Revista*, 9, 12: 113-125.
- Freydier, C. et al., 1995b. Volcaniclastic sequences with continental affinities within the Late Jurassic-Early Cretaceous Guerrero intra-oceanic arc (western Mexico). *Journal of Geology*, submitted.
- Freydier, C. et al., 1995a. The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico), Part II: remnant of an aseismic ridge near a spreading center evidenced from the geochemistry of the igneous rocks. *Tectonophysics* (submitted)
- Gastil, R.G., R.P. Phillips, and E.C. Allison, 1975. Reconnaissance geology of the State of Baja California. *Geol. Soc. Am. Memoir*, n°140
- Hagstrum, J.T. et al., 1985. Mesozoic paleomagnetism and northward translation of the Baja California peninsula. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96: 221-225.

- Hagstrum, J.T. et al., 1987. Miocene paleomagnetism and tectonic setting of the Baja California peninsula, México. *J. Geophys. Res.*, 92: 2627-2640.
- Hawkesworth, C.J. et al., 1991. Element fluxes associated with subduction related magmatism., 335: 393-405.
- Henry, C.D., 1986. East-northeast-trending structures in western México: Evidence for oblique convergence in the late Mesozoic. *Geology* 14: 314-317.
- Hole, M.J. et al., 1984. Subduction of pelagic sediments: implications for the origin Cenomanous basalts from the Mariana Islands. *J. Geol. Soc. Lond.*, 141: 453-472.
- Hollocher, K., and J. Ruiz, 1994. Major and Trace element determinations on NIST glass standards 611, 614, and 1834 by Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. (in press).
- Lapierre, H. et al., 1986. The Paleozoic and Mesozoic geodynamic evolution of the eastern Klamath Mountains (North California) inferred from the geochemical characteristics of its magmatism. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8: 969-980.
- Lapierre, H. et al., 1992a. A crustal section of an intra-oceanic island arc: the Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence (Central Mexico). *Earth Planetary Sci. Lett.*, 108: 61-77.
- Lapierre, H. et al., 1995. Evolution of the southern Cordillera based on Nd isotopes of the Arperos basin, Mexico. *Geology* (submitted)
- Lapierre, H. et al., 1992b. Caractérisation, genése et évolution géodynamique du "Guerrero terrane" (Mexique occidental). *Can. J. Earth Sci.* 29: 2478-2489.
- Lin, P.N. et al., 1990. Nd- and Sr-isotopic compositions of lavas from the northern Marianas and southern Volcano arcs: implications for the origin of island arc melts. *Contr. Miner. Petrol.*, 105: 381-392.
- Lund, S.P., and D.J. Bottjer, 1991. Paleomagnetic evidence for microplate tectonic development of southern and Baja California. In: J.P. and Simoneit Dauphin B.R.T., eds, *The Gulf and Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists Memoir*: 231-248.
- Lund, S.P. et al., 1991. Paleomagnetic evidence for Paleogene terrane displacements and accretion in southern California. In: P.L. Abbott and J.A. May (, Eocene geologic history, San Diego region. Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists: 99-106.
- Martinez-Reyes, J. et al., 1995. The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (Western Mexico), Part I: a suture zone between the Guerrero arc terrane and the North American Craton. *Tectonophysics* (submitted).
- Monod, O., M. Faure, and J.C. Salinas, 1994. Intra-arc opening and closure of a marginal sea: The case of the Guerrero Terrane (SW Mexico)., 3: 25-34.

- Mullan, H.S., 1978. Evolution of part of the Nevadan orogen in northwestern Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89: 1175-1188.
- Ortiz-Hernandez, E.L., 1992, L'arc intra-océanique allochtone Jurassique Supérieur-Crétacé Inférieur du domaine cordilléraire mexicain ("Guerrero terrane"). *Pétrographie, géochimie et minéralisations associées des segments de Guanajuato et de Palmar Chico-Arcelia. Conséquences paléogéographiques. Thèse de doctorat, Université de Grenoble I.*
- Rangin, C., 1986. Contribution à l'étude géologique du système cordilléraire mésozoïque du Nord-Ouest du Mexique: Une coupe de la Basse Californie centrale à la Sierra Madre occidentale en Sonora. *Mém. Soc. géol. France*, 148: 136 pp.
- Schaaf, P., 1990, Isotopengeochemische Untersuchungen an Granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes. Alter und Herkunft der Tiefengesteinkomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco. *Ludwig-Maximilians Universität, München.*
- Sedlock, R., F.G. Ortega-Gutiérrez, and R.C. Speed, 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geol. Soc. Am. Special Paper*. 278: 153 pp.
- Servais, M., E. Cuevas-Perez, and O. Monod, 1986. Une section de Sinaloa à San Luis Potosí: une nouvelle approche de l'évolution du Mexique nord-occidental. *Bull. Soc. géol. France* (8), II, 6: 1033-1047.
- Stéphan, J.F. et al., 1990. Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. *Bull. Soc. géol. France*, (8), VI, 6: 915-919.
- Sun, S. S., and W. F. Mc Donough, 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A. D. and Norry Saunders M. J., *Magmatism in the Oceans Basins. Geological society Special Publication*: 313-345.
- Talavera, O., J. Ramírez, and M. Guerrero, 1993. Geochemical evolution of the Guerrero terrane- Example of a Late Mesozoic multi-arc system. *First Circum Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference. Ed. Inst. Geol. Mexico UNAM. Guanajuato*: 150-151.
- Talavera-Mendoza, O., 1993, Les formations orogéniques mésozoïques du Guerrero (Mexique méridional). *Contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique des Cordillères mexicaines. Thèse de doctorat, Université de Grenoble I.*
- Tardy, M., J.C. Carfantan, and C. Rangin, 1986. Essai de synthèse sur la structure du Mexique. *Bull. Soc. géol. France*, (8), II, 6: 1025-1031.
- Tardy, M. et al., 1991. The Late Jurassic-Early Cretaceous arc of western Mexico (Guerrero terrane); origin and geodynamic evolution. *Convención sobre la evolución geológica de México. Pachuca: Resúmenes*: pp. 213-215.

- Tardy, M. et al., 1994. The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. *Tectonophysics*, 230: 49-73.
- Taylor, S.R., and S.M. McLennan, 1985. *The continental crust: its composition and evolution*, Oxford: Blackwell Scientific.
- Thompson, R.N. et al., 1984. An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A310: 549-590.
- Urrutia-Fucugauchi, J., and D.A. Valencio, 1986. Palaeomagnetic study of Mesozoic rocks from Ixtapan de la Sal, Mexico. *Geof. Intern.*, 25: 485-502.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Ed. Chapman & Hall. London, Glasgow, New York, Tokyo, Melbourne, Madras: 466 pp.
- Wyllie, P.J., 1982. Subduction products according to experimental prediction. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 93: 468-476.
- Yta, M., 1992, Etude géodynamique et métallogénique d'un secteur de la "Faja de Plata" (Mexique): La zone de Zacatecas-Francisco I Madero-Saucito. Thèse de doctorat, Université d'Orléans.

CHAPITRE IV: CONCLUSIONS

Cette deuxième partie du mémoire, fait ressortir, si besoin en était, la complexité de l'arc du "Guerrero terrane". Une première synthèse sur l'état des connaissances des séquences ignées et sédimentaires de ce "terrane" a permis de montrer la répartition géographique de ces séquences d'arc à l'échelle du Mexique et de connaître leurs principaux caractères stratigraphiques, pétrologiques et géochimiques.

L'analyse pétrologique et géochimique des séquences de San Miguel de Allende (Mexique central) et du "Zihuatanejo subterrane" (Mexique SW) ont confirmé le caractère intra-océanique du Guerrero terrane, mais surtout démontré que le Zihuatanejo subterrane était constitué, comme le reste du "Guerrero terrane" d'une mosaïque de séquences d'arc qui différaient du point de vue stratigraphique, pétrographique, et/ou géochimique mais qui étaient sub-contemporaines (de l'Aptien-Albien et même du Cénomanién) et systématiquement recouvertes par des calcaires récifaux de l'Albien-Cénomanién.

De plus, il faut souligner, qu'à l'inverse de ce qui avait été admis auparavant sur le caractère continental du soubassement de la séquence de Playa Azul (Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1994), nous démontrons que les laves de Playa Azul se sont édifiées vraisemblablement sur une lithosphère océanique, épaissie par des sédiments.

Enfin, l'étude géochimique fine basée sur les teneurs en éléments traces incompatibles et les compositions isotopiques (Nd-Sr) des grandes associations magmatiques du "Guerrero terrane" révèle la complexité des processus intervenus dans la genèse des magmas d'arc du Guerrero terrane. Les magmas de l'arc mésozoïque du Guerrero dérivent, comme tous ceux des arcs intra-océaniques récents, d'au moins trois composants qui sont: des sources mantelliques appauvrie de type N-MORB et enrichie de type OIB, et des sédiments (pélagiques, détritiques crustaux ou non).

Malgré le métamorphisme de bas degré qui affecte plus ou moins les roches magmatiques anciennes, l'analyse stratigraphique, pétrographique et géochimique d'un paléo-arc accrété, comme celui du "Guerrero terrane", permet de reconstituer l'évolution spatio-temporelle d'un arc intra-océanique depuis sa naissance jusqu'à sa collision avec un craton et son obduction sur la marge de ce craton.

PARTIE III:

**LES FORMATIONS
MAGMATIQUES ET
SEDIMENTAIRES DU
BASSIN D'ARPEROS
(JURASSIQUE
SUPERIEUR (?)-
CRETACE INFERIEUR**

CHAPITRE I: INTRODUCTION

La majorité des géologues considérait que le développement de l'arc du Guerrero était lié à la subduction, pentée vers l'Est, du paléo-Pacifique sous la marge du craton nord-américain (Stéphan *et al.*, 1990; Sedlock *et al.*, 1993). L'arc du Guerrero était alors édifié sur une croûte continentale, celle du craton. Seuls, Urrutia-Fucugauchi et Valencio proposaient, dès 1986, que les séquences d'arc du Mexique soient liées à une subduction, pentée vers l'Ouest, d'un domaine océanique localisé entre l'arc et le craton nord-américain.

Le caractère intra-océanique de l'arc du Guerrero déduit des études pétrographiques et géochimiques des laves et des roches plutoniques orogéniques ainsi que l'absence de matériel volcanique dans les séries sédimentaires téthysiennes du Crétacé inférieur du Mexique oriental impliquent l'existence d'un espace océanique localisé entre le craton nord-américain et l'arc. Les restes d'un bassin ont été effectivement découverts dans la région de Guanajuato (Fig. III-1) au lieu-dit Arperos où des formations pélagiques du Crétacé inférieur (Dávila-Alcocer et Martinez-Reyes, 1987; Monod *et al.*, 1990) sont chevauchées par la séquence plutono-volcanique d'arc de Guanajuato. C'est pourquoi Lapiere *et al.* (1992a-b) et Tardy *et al.* (1994) ont émis l'hypothèse que l'arc du Guerrero pouvait être lié à la subduction d'un bassin océanique, celui d'Arperos sous le paléo-Pacifique; ce bassin se situant entre l'arc et la marge occidentale passive nord-américaine. Le pendage vers l'Ouest de la subduction du bassin d'Arperos est déduit de la vergence des chevauchements qui affectent les séquences d'arc et les formations sédimentaires du bassin d'Arperos ainsi que les directions de transport WSW----->ENE de l'arc sur les bassins ou plates-formes téthysiennes. Un tel modèle explique plus facilement la disparition de l'espace océanique d'Arperos et le rapprochement de l'arc vers le craton nord-américain avant sa collision et son accréation avec la marge nord-américaine.

Les chapitres suivants sont consacrés à l'analyse des formations volcaniques et sédimentaires du bassin d'Arperos qui représentent donc un élément clef dans la reconstitution géodynamique du Mexique occidental au Crétacé.

La succession stratigraphique du bassin d'Arperos sera d'abord présentée. Puis seront décrites les différentes déformations qui affectent le bassin et les unités d'arc qui le chevauchent. Enfin, cette étude sera complétée par les caractères pétrologiques et géochimiques des roches basiques et des sédiments présents dans ce bassin.

Un dernier chapitre sera ensuite consacré à deux autres jalons du bassin d'Arperos reconnus récemment.

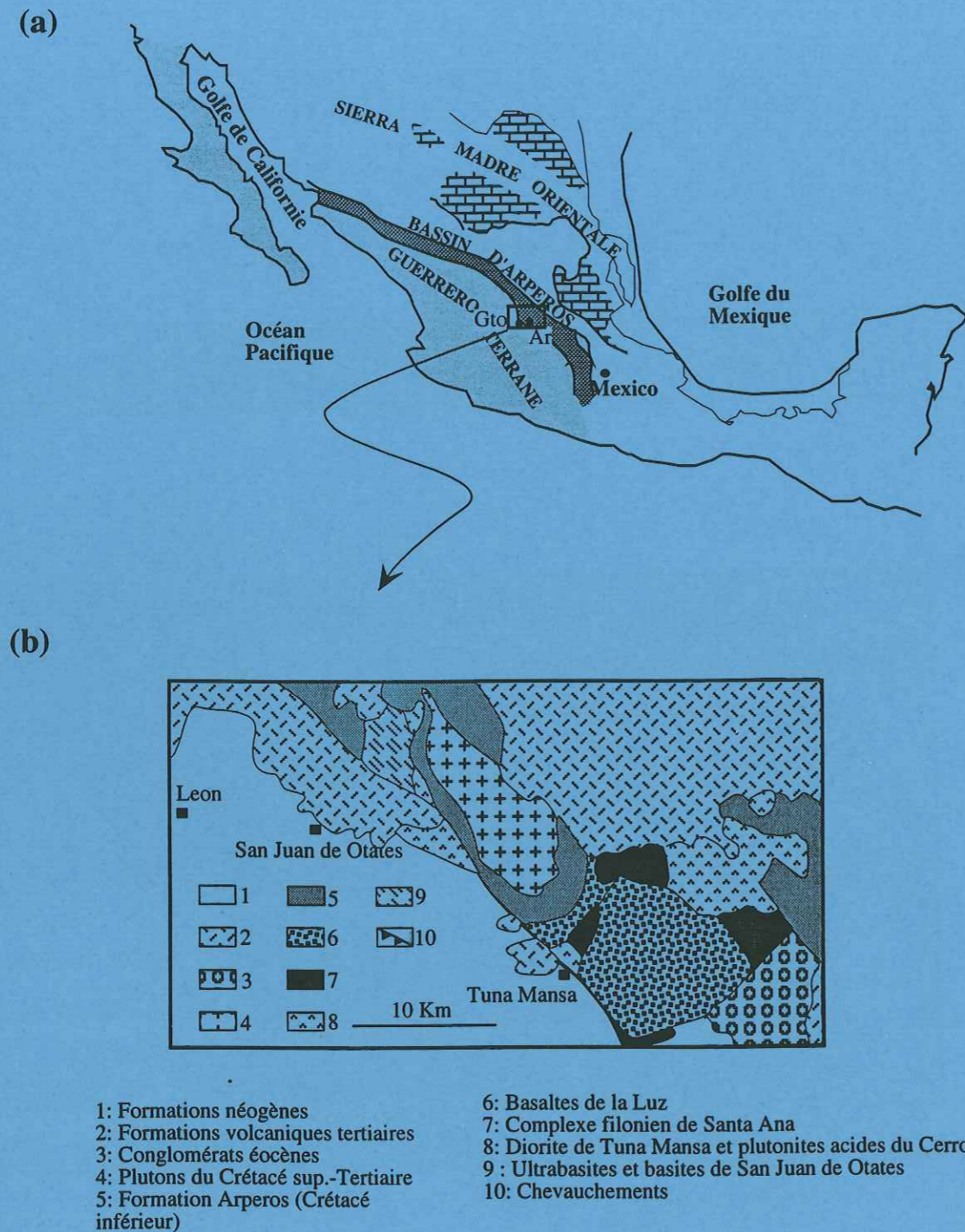


Fig. III-1: (a) Carte géologique simplifiée du Mexique situant les séquences d'Arperos (Ar) et de Guanajuato (Gto).
(b) Carte géologique de la région de Guanajuato d'après Martinez Reyes (1987); Monod *et al.* (1990).

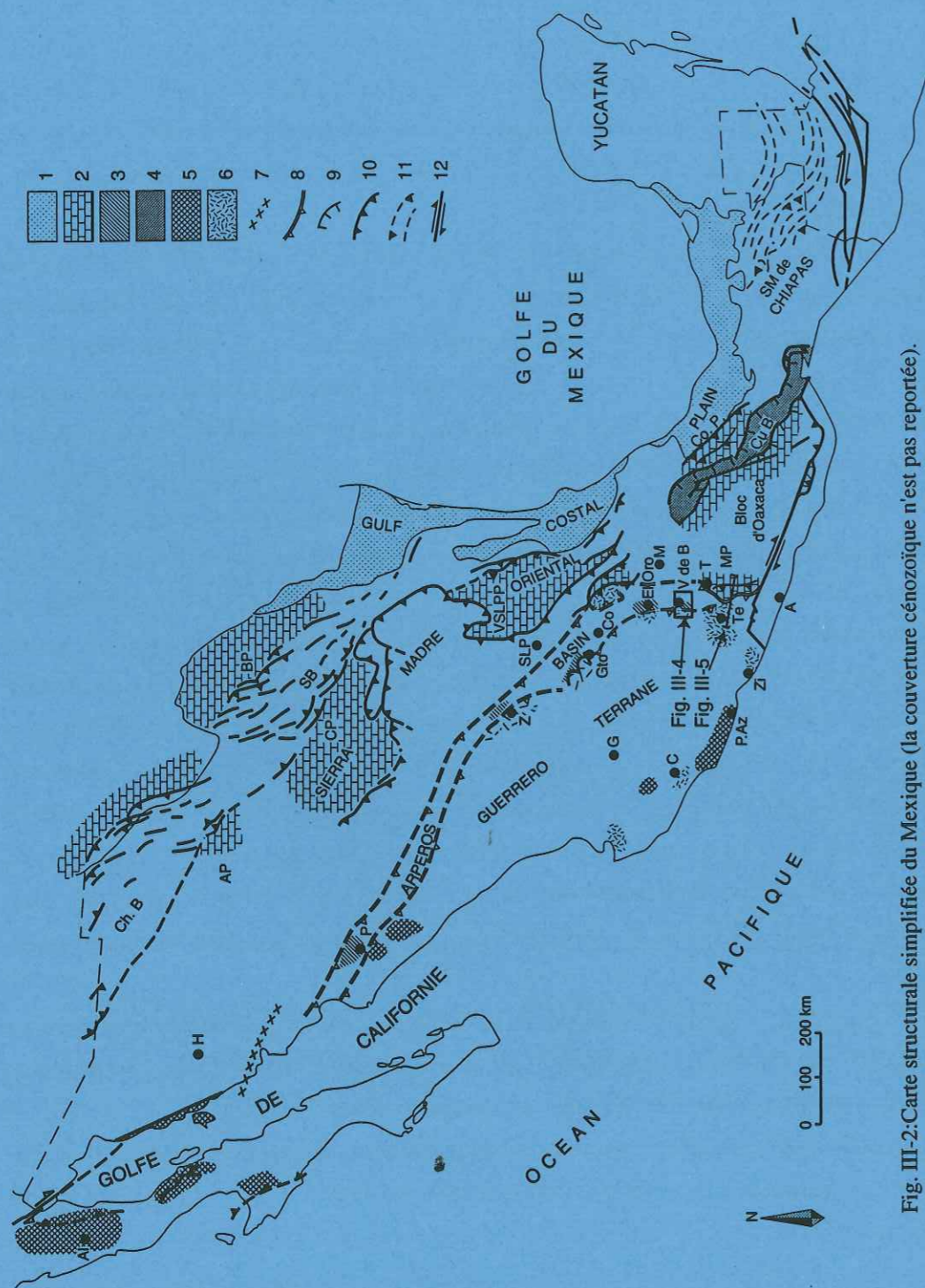


Fig. III-2: Carte structurale simplifiée du Mexique (la couverture cénozoïque n'est pas reportée).

1: plaine cotière; 2: carbonates de plates-formes du Crétacé inférieur; 3: principaux affleurements du Crétacé inférieur du bassin d'Arperos basin; 5 et 6: séquences d'arc édifiées sur lithosphère océanique; 7: ligne du 87Sr/86Sr d'après Cochemé (1985); 8: chevauchements de la fin du Crétacé inférieur; 9: chevauchements du Campanien; 10: chevauchements du Crétacé supérieur-Paléocène; 11: plis et chevauchements du Miocène; 12: décrochements du Cénozoïque.

A: Acapulco; Al: Alisitos; A.P.: Aldama carbonate platform; B.P.: Burro carbonate platform; C: Colima; C.P.: Coahuila carbonate platform; Co: Corrales; Co.P.: Cordoba; Ch. B: Chihuahua basin; Cu B: Cuicatec basin; G: Guadaluajara; Gto: Guanajuato; H.: Hermosillo; L: Leon; M.: Mexico city; M.P.: Morelos carbonate platform; P: Porohui; P.Az: Playa Azul; S.B.: Sabinas basin; T: Taxco; Te: Teloapan; V. de B.: Valle de Bravo; V.S.L.P.P.: Valle San Luis Potosi carbonate platform; Z: Zacatecas; Zi: Zhuatanejo.

CHAPITRE II- ETUDE STRATIGRAPHIQUE, TECTONIQUE, PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE DES FORMATIONS DU BASSIN D'ARPEROS DANS LES SECTEURS DE GUANAJUATO (GTO), DE VALLE DE BRAVO (MEX) ET DE POROHUI (SIN)

A- STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE

1- Stratigraphie

Des témoins du bassin d'Arperos ont été reconnus dans cinq localités qui sont, du Nord au Sud: Porohui, Arperos, Corrales, Valle de Bravo et Pachivia (Fig. III-2).

Les gisements de Porohui, d'Arperos, de Corrales et de Valle de Bravo sont formés de basaltes en coussins ou massifs, de dolérites, de brèches volcaniques et de tufs associés à des sédiments siliceux à radiolaires, surmontés par des calcaires pélagiques plus ou moins siliceux. Ces derniers, vers le sommet, renferment des niveaux de turbidites finement granoclassées (Fig. III-3).

A Pachivia (Fig. III-3), la succession sédimentaire du bassin d'Arperos comprend des calcaires pélagiques et siliceux (cherts noirs) s'interstratifiant avec des siltites et des greywackes. Vers le haut de la série conservée, les sédiments détritiques fins se chargent en lentilles de brèches à éléments de calcaires récifaux du Crétacé inférieur.

Le bassin d'Arperos est donc constitué d'un substratum basaltique associé à une sédimentation siliceuse et pélagique. Les basaltes présentent des caractères de tholéites d'îles océaniques formées par le mélange de deux sources mantelliques de type N-MORB et de Basaltes d'îles océaniques (OIB) (voir chapitre suivant). Au cours du temps, la sédimentation toujours pélagique devient carbonatée, puis turbiditique. On peut donc penser que, tout au moins pendant une grande période, le bassin d'Arperos représentait un domaine pélagique suffisamment large pour être distant à la fois de l'arc du Guerrero et du craton nord-américain. Ce n'est que vers la fin de son développement, qu'il se charge en sédiments détritiques provenant soit de l'arc soit du craton. L'étude géochimique des sédiments apportera des éléments de réponse sur l'origine possible de la sédimentation détritique.

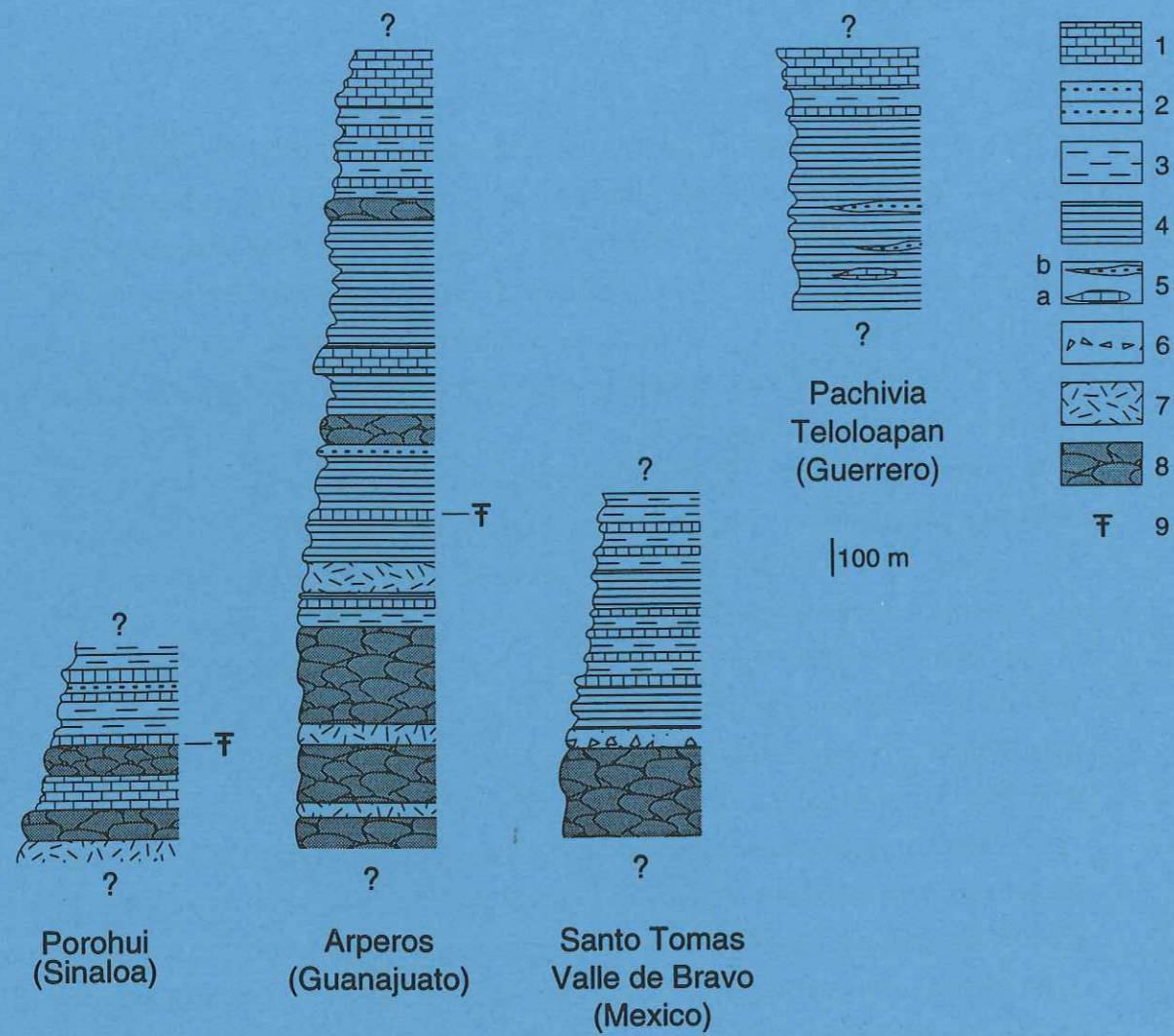


Fig. III-3: Colonnes lithostratigraphiques simplifiées des séquences du Crétacé inférieur du bassin d'Arperos.

1: calcaires pélagiques siliceux; 2: grès et grauweekes; 3: marnes; 4: argiles; 5: brèches calcaires, lenticulaires; a : calcaires récifaux; b: calcarénites; 6: brèches volcaniques; 7: coulées massives de basaltes; 8: basaltes en coussins; 9: lits fossilifères.

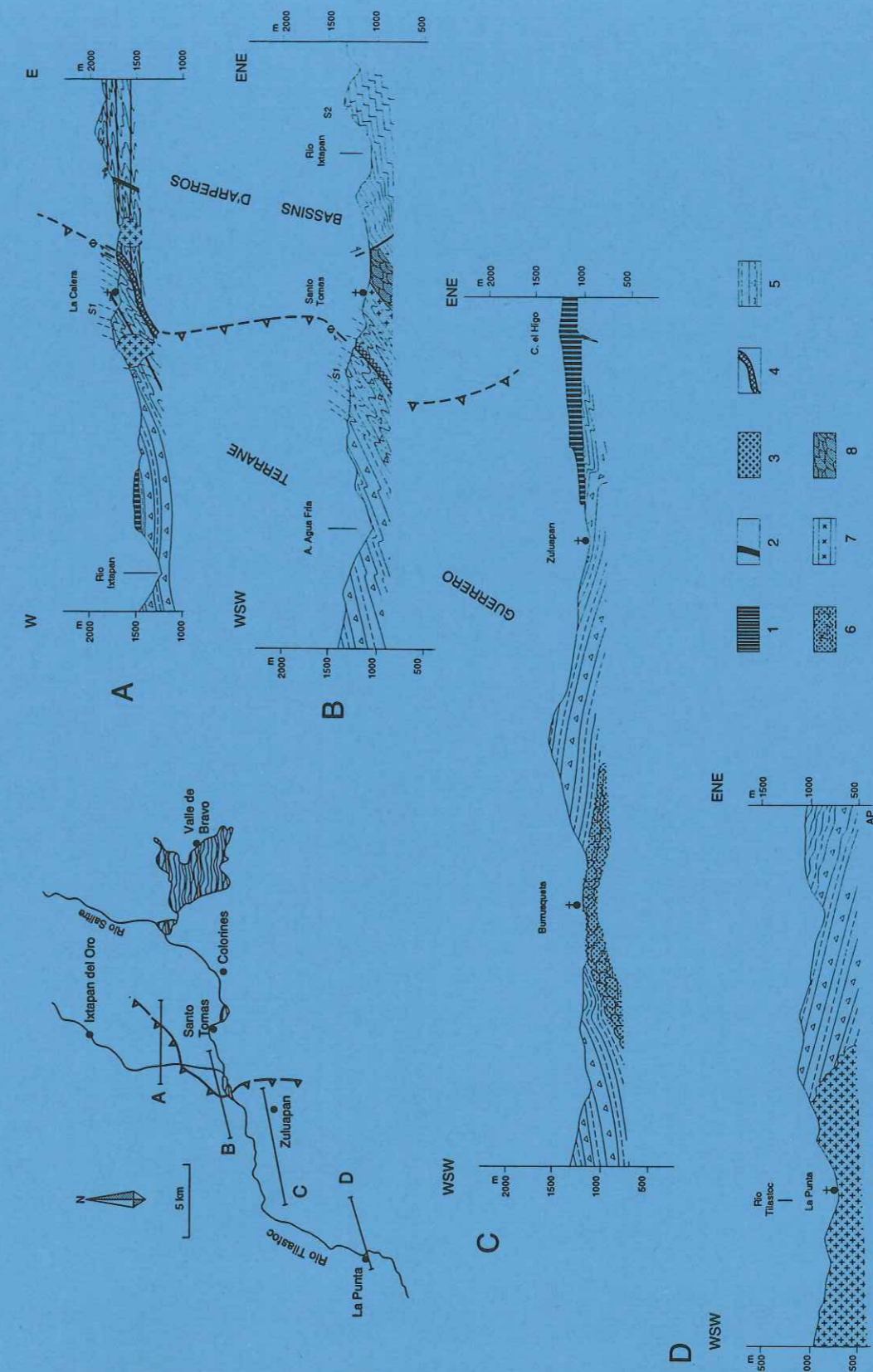


Fig. III-4: Quatre coupes géologiques au Sud-Ouest de Valle de Bravo montrant les relations structurales entre l'arc du Guerrero terrane et le bassin d'Arperos.

1: Intrusions granodioritiques post datant la compression; 2: Filons doléritiques post-Tertiaire; 3: Intrusions granodioritiques post datant la compression; 4: Zone mylonitique; 5: Brèches et tufs volcaniques d'arc du Mésozoïque; 6: Laves en coussins d'arc du Mésozoïque; 7: Carbonates pélagiques; 8: Basaltes en coussins caractéristiques du volcanisme d'OIB du bassin d'Arperos.

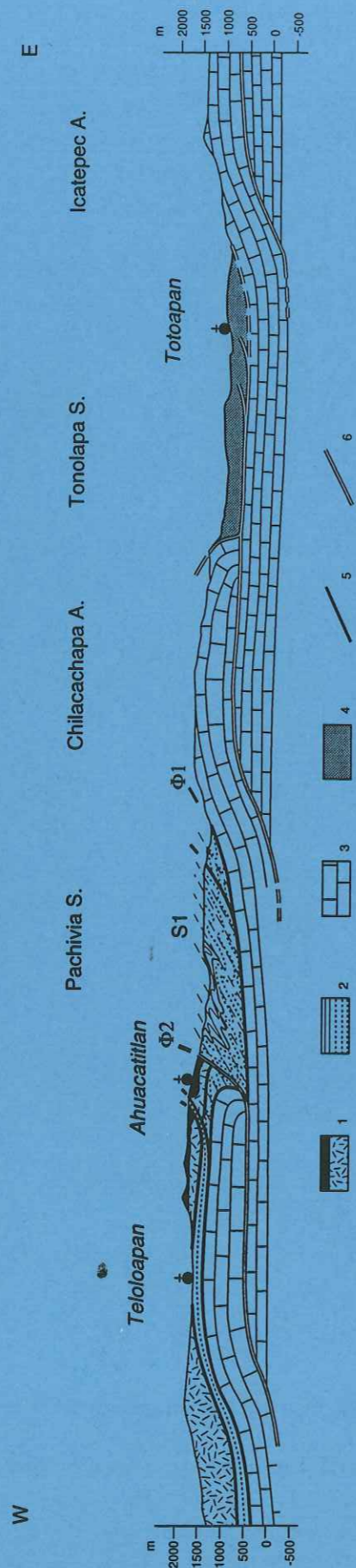


Fig. III-5: Coupe géologique dans le secteur de Teloloapan montrant les relations structurales entre le Guerrero terrane, le bassin d'Arperos et les carbonates de la plate-forme Morelos.

1: Séquences mésozoïques volcaniques et volcano-sédimentaires de l'arc du Guerrero terrane; les calcaires récifaux de l'Aptien-Albien sont en noir;
 2: sédiments pélagiques du Crétacé inférieur du bassin d'Arperos; 3: carbonates de l'Aptien-Cénomannien de la plate-forme Morelos; 4: Formation Mexcala du Crétacé supérieur; 5: chevauchements orogéniques de la fin du Crétacé inférieur; 6: chevauchements laramiens du Crétacé supérieur-Paléocène.

2- Tectonique

a- Contacts arc-bassin

Près de Guanajuato et de Valle de Bravo (Fig. III-4), les séquences d'arc chevauchent les formations du bassin d'Arperos représentées par des basaltes en coussins associés ou recouverts par des calcaires micritiques et des radiolarites. Près de Teloloapan, les séries volcano-sédimentaires de l'arc du Guerrero chevauchent les calcaires pélagiques et les siltites du bassin d'Arperos (Formation de Pachivia; Campa et Ramirez, 1977) qui sont affectés par des plis métriques déversés vers l'Est. Localement, le bassin d'Arperos est réduit à une semelle tectonique. Les microstructures observées le long du contact majeur entre le bassin d'Arperos et l'arc du Guerrero à Valle de Bravo comme à Teloloapan démontrent que le déplacement de l'arc sur le bassin s'est produit de l'WSW vers l'ENE.

A Taxco Viejo, l'arc du Guerrero a dépassé par chevauchement le bassin d'Arperos et vient reposer sur la plate-forme albo-cénomannienne de Morelos.

b- Contacts bassin-marge nord américaine

Ces contacts ne sont visibles que dans la région de Teloloapan (Fig. III-5). Les sédiments du bassin d'Arperos (Pachivia) chevauchent les calcaires récifaux de l'Albien-Cénomannien de la plate-forme de Morelos.

3- Conclusions

L'analyse des déformations qui affectent le bassin d'Arperos et l'arc du Guerrero et le caractère pélagique de la sédimentation du bassin confortent le modèle géodynamique proposé par Lapierre *et al.* (1992a-b) et Tardy *et al.* (1994). Actuellement, le bassin d'Arperos forme une ceinture étroite, intensément déformée, toujours situé entre l'arc du Guerrero au SW et les couvertures sédimentaires téthysiennes au NE, que l'on peut suivre depuis l'Etat du Sinaloa (Nord-Ouest du Mexique) jusqu'à l'Etat du Guerrero (Mexique méridional) en passant par le Mexique Central (Fig. III-2). Ce bassin à substratum basaltique océanique forme une suture entre l'arc intra-océanique du Guerrero et le craton nord-américain.

Des reconstitutions palinspastiques au Valanginien et au Campanien des Cordillères mexicaines sont proposées (Fig. III-6):

- au Valanginien, le développement de l'arc du Guerrero est lié à la subduction vers le Sud-Ouest du bassin d'Arperos sous le Paléo-Pacifique. Le pendage Sud-Ouest de la subduction est déduit des directions de transport WSW ----> ENE de l'arc sur le bassin ou sur les plates-formes carbonatées téthysiennes. Cette hypothèse est la plus simple pour expliquer la disparition du bassin d'Arperos par subduction. Cette dernière est responsable du développement de l'arc et du rapprochement de cet arc vers la marge du craton nord-américain.

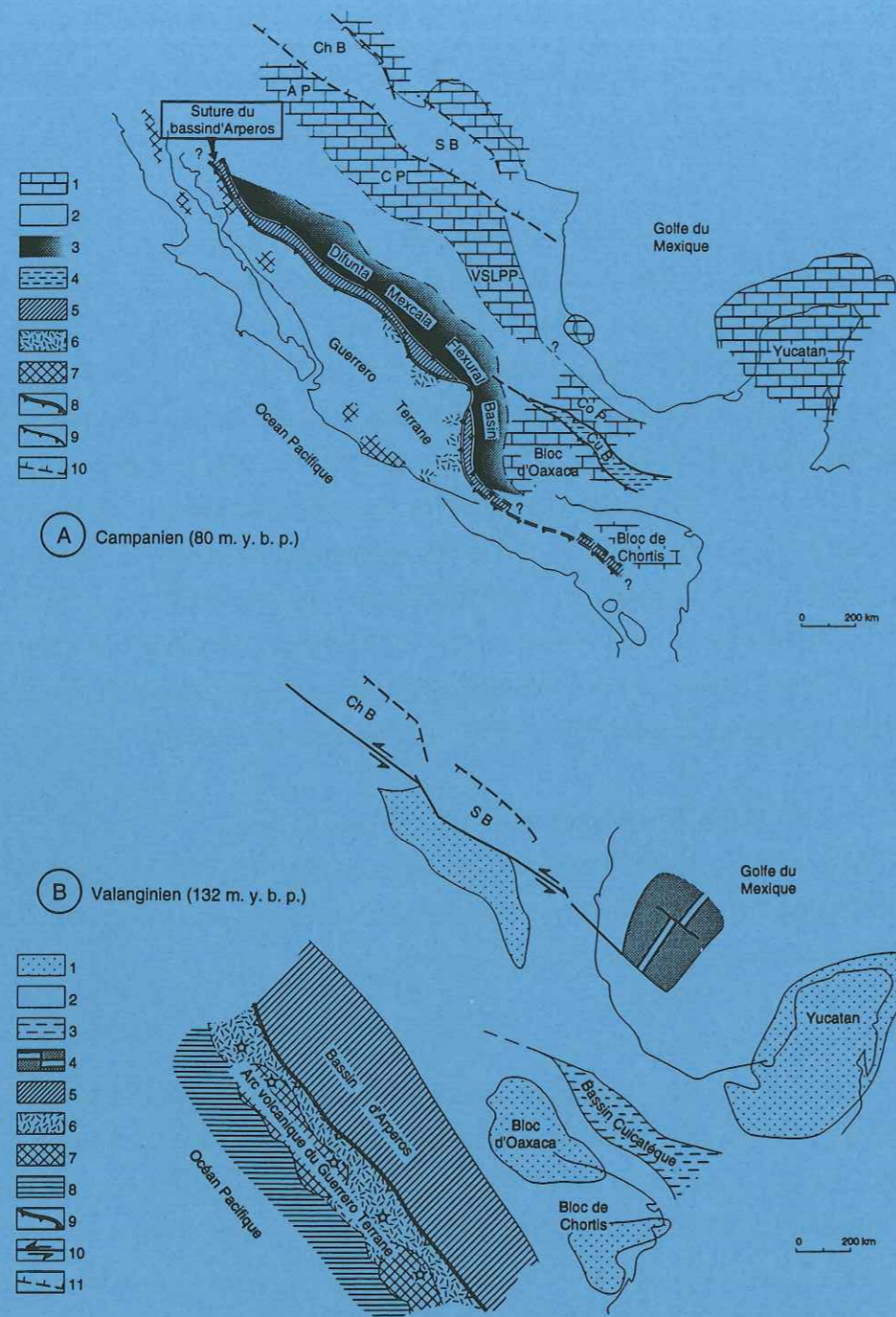


Fig. III-6: Reconstitutions palinspastiques du "Guerrero terrane" par rapport à la marge nord-américaine au Crétacé.

A- Pendant le Campanien, après la collision arc-craton, le "Guerrero terrane" est transporté sur la marge occidentale de la plaque d'Amérique du Nord. Le bassin d'Arperos est presque entièrement détruit, à la suite de sa subduction sous la plaque Pacifique. Il forme une suture entre l'arc accreté et le craton. La surcharge provoquée par le chevauchement de l'arc du Guerrero sur la marge nord-américaine conduit au développement du bassin flexural Difunta-Mexcala.

1: carbonates de plates-formes; 2: bassins; 3: sédiments détritiques remplissant le bassin flexural Difunta-Mexcala; 4: suture du bassin Cuicatéque déformé pendant l'orogénèse Sub-Hercynienne; 5: suture du bassin d'Arperos déformé pendant l'orogénèse orégonienne; 6: séquences d'arc édifiées sur croûte océanique; 7: séquences d'arc édifiées sur blocs continentaux; 8: chevauchements orégoniens de la fin du Crétacé inférieur; 9: chevauchements sub-hercyniens du Campanien-Maestrichtien.

B- Pendant le Crétacé inférieur, le bassin d'Arperos est localisé au Sud-Ouest de la marge nord-américaine, et subducte sous la plaque Pacifique, conduisant à la genèse de l'arc intra-océanique du Guerrero.

1: zones émergées; 2: bassins épicontinentaux; 3: bassin Cuicatéque en partie formé de croûte océanique; 4: croûte océanique du Golfe du Mexique; 6: séquences d'arc édifiées sur croûte océanique; 7: séquences d'arc édifiées sur blocs continentaux; 8: océan Pacifique; 9: subduction; 10: décrochements senestres majeurs; 11: failles normales.

- à la fin du Crétacé inférieur, l'arc du Guerrero entre en collision avec le craton nord-américain (orogénèse orégonienne). Une des conséquences de cette collision est le développement d'un bassin flexural, sur le craton nord-américain en avant et à l'Est du chevauchement. Dès le Turonien, ce bassin est comblé par les flyschs (Formations Difunta et Mexcala), alimentés par l'érosion de l'arc du Guerrero accreté au craton et émergé. La sédimentation dans ce bassin est prograde vers l'Est.-Nord-Est.

- à la limite Crétacé-Tertiaire, l'orogénèse laramienne en reprenant le front de l'ancienne collision arc-continent, affecte le bassin flexural avant-chaîne. Les sédiments déposés dans ce bassin sont alors plissés et transportés (orogénèse laramienne), en nappes respectivement vers le Nord-Est et l'Est, engendrant ainsi le développement de la Sierra Madre Orientale.

B- PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DES ROCHES MAGMATIQUES BASIQUES DU BASSIN D'ARPEROS

1- Caractères pétrographiques des basaltes et des dolérites

Les roches ignées du bassin d'Arperos peuvent être divisées en cinq groupes sur la base de leurs textures et de leurs compositions minéralogiques:

(i) les dolérites en sills et en filons sont formées de phénocristaux de plagioclases et de clinopyroxènes se détachant sur un fond finement grenu formé de lattes de plagioclases cimentées par des clinopyroxènes;

(ii) les basaltes à olivine, en coulées massives et/ou en coussins sont caractérisés par des textures de trempe et des clinopyroxènes dendritiques ou en microlites;

(iii) les basaltes aphyriques se distinguent des précédents par l'absence d'olivine;

(iv) les basaltes intersertaux diffèrent des dolérites par une granulométrie plus fine;

(v) les basaltes subtrachytiques ne sont présents qu'à Corrales et renferment exclusivement des lattes et des microlites de plagioclases orientés dans une mésostase envahie par du quartz secondaire.

Quel que soit le faciès des roches, les clinopyroxènes sont des salites et des augites titanifères caractéristiques de magmas anorogéniques et alcalins (Fig. III-7).

Toutes ces roches ont subi un métamorphisme hydrothermal de bas degré défini par la paragenèse suivante : chlorites-smectites ± prehnite ± pumpellyite ± actinote ± albite ± calcite ± quartz.

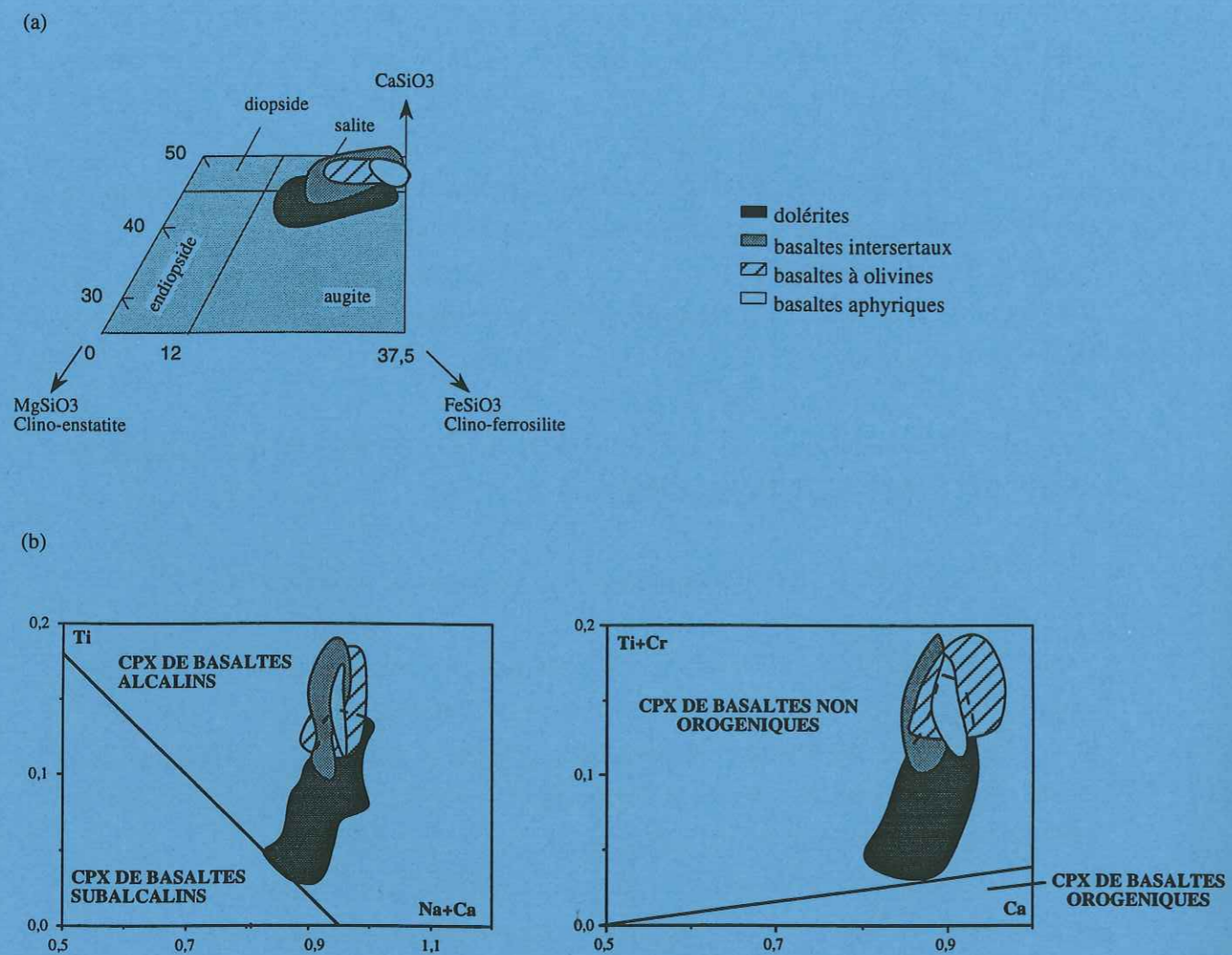


Fig. III-7: (a) Classification des phénocristaux et des microlites de pyroxènes des roches ignées du bassin d'Arperos, dans un diagramme de Ca-Mg-Fe, en fonction de leurs caractéristiques pétrologiques.

(b) Diagrammes géotectoniques de Leterrier *et al.* (1982) pour les phénocristaux de clinopyroxènes des roches ignées du bassin d'Arperos, en fonction de leurs caractéristiques pétrologiques.

Nombre d'analyses: dolérites: n = 138; basaltes à olivine; n = 13; basaltes aphyrique: n = 3; basaltes intersertaux: n = 35.

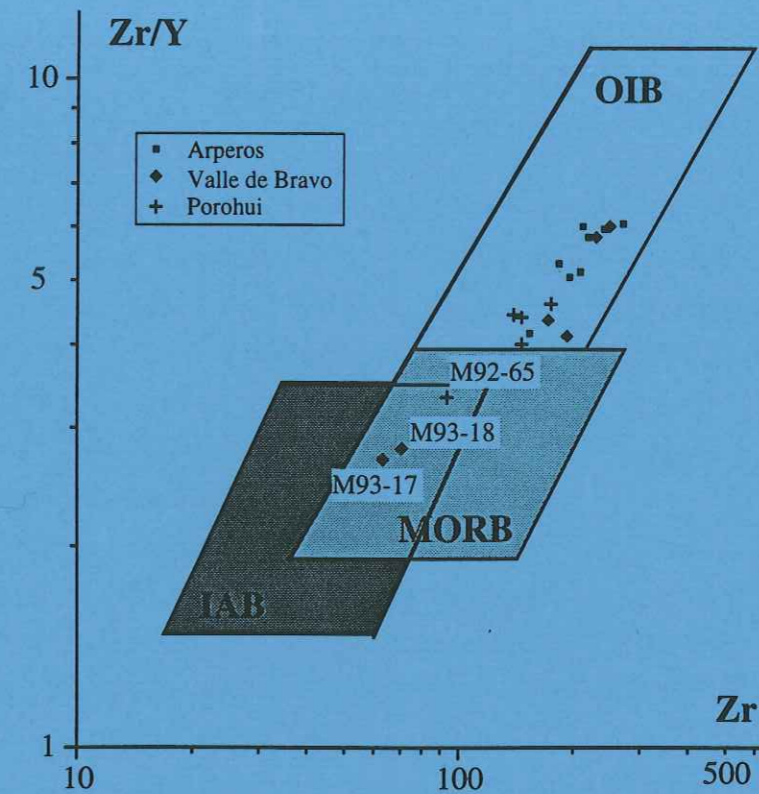


Fig. III-8: Diagramme de discrimination de l'environnement géotectonique Zr/Y en fonction de Zr des roches ignées du bassin d'Arperos (d'après Pearce et Norry, 1979).

(Tectonophysics; accepté)

**THE EARLY CRETACEOUS ARPEROS OCEANIC BASIN
(WESTERN MEXICO). GEOCHEMICAL EVIDENCE FOR AN
ASEISMIC RIDGE FORMED NEAR A SPREADING CENTER.**

C. FREYDIER⁽¹⁾, J. MARTINEZ R.⁽²⁾, H. LAPIERRE⁽¹⁾, M. TARDY⁽³⁾, and C.
COULON⁽⁴⁾

*(1)ERS-CNRS 129, Université Joseph Fourier, Institut Dolomieu, 15 rue Maurice
Gignoux, 38031 Grenoble Cédex, France.*

*(2)Universidad Nacional Autónoma de Mexico, Instituto de Geología, Estación
Regional del Centro, Apartado Postal 376, Guanajuato, Gto., 36000 Mexico.*

*(3)ERS-CNRS 129, Université de Savoie, Laboratoire de Géodynamique, B.P. 1104,
73011 Chambéry Cédex, France.*

*(4)URA-CNRS 1277, F. U. 17, CEREGE, Université St Jérôme, Laboratoire de
Pétrologie Magmatique, B.P. 441, 13397 Marseille Cédex 20, France*

Abstract

Freydier, C., Martinez R., J., Lapierre, H., Tardy, M., Coulon, C., 1995. The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center.

During Early Cretaceous times, the Arperos oceanic basin separated the Guerrero volcano-plutonic arc to the west and the nuclear Mexico to the east. Remnants of this basin now form scattered exposures in northwestern and central Mexico. The Arperos basin was active before and during the Early Cretaceous leading to the growth of the Guerrero arc by its west-dipping subduction under the Pacific plate. Four sequences - Arperos, Valle de Bravo, Porohui, and Corrales - are representative of this basin. The studied mafic igneous and sedimentary rocks from these localities likely represent the upper part of this basin. The rocks consist of submarine mafic lava flows and dolerites overlain by pelagic sediments.

Until now, no petrological and geochemical studies have been done on the Arperos basin igneous rocks. Most of them contain Ti-rich clinopyroxenes, characteristic of anorogenic and alkali basalts. The erupted magmas are moderately fractionated tholeiites. Major and trace elements contents and $\epsilon\text{Nd}(t=110 \text{ Ma})$ ratios of these igneous rocks show OIB to N-MORB affinities. These results suggest a mixing of OIB and N-MORB sources.

All these observations suggest a Galápagos-like geodynamic model for the Arperos basin: mixing between mantle plume in an aseismic ridge and N-MORB magmas from a spreading center.

1. Introduction

The geology of Mexico is composed of two main tectono-stratigraphic domains (Fig. 1): (i) the Sierra Madre Oriental or the Tethyan realm according to the French terminology (Tardy *et al.*, 1986) and (ii) the Guerrero terrane.

The Sierra Madre Oriental was deformed during the Late Cretaceous-Early Tertiary Laramide orogeny, and is composed of Upper Mesozoic and Cenozoic strata resting on a basement terrane. This basement consists of late Proterozoic and Paleozoic terranes accreted to North America during Paleozoic times (Campa, 1985; Ruíz *et al.*, 1988). During the Late Jurassic-Early Cretaceous, a transtension regime favored the opening of the Gulf of Mexico and the intracratonic Chihuahua and Sabinas basins followed by the post-Middle Jurassic through Late Cretaceous transgression assemblage. During the late Early Cretaceous, shallow-water marine carbonate deposited on the platforms while pelagic sediments filled the basins.

The Guerrero terrane forms the southernmost part of the North American Cordillera and is exposed in western and central Mexico. This terrane consists of Upper Jurassic-Lower Cretaceous subduction-related igneous rocks and associated sedimentary rocks built on oceanic and continental lithosphere, and considered to be developed in an intra-

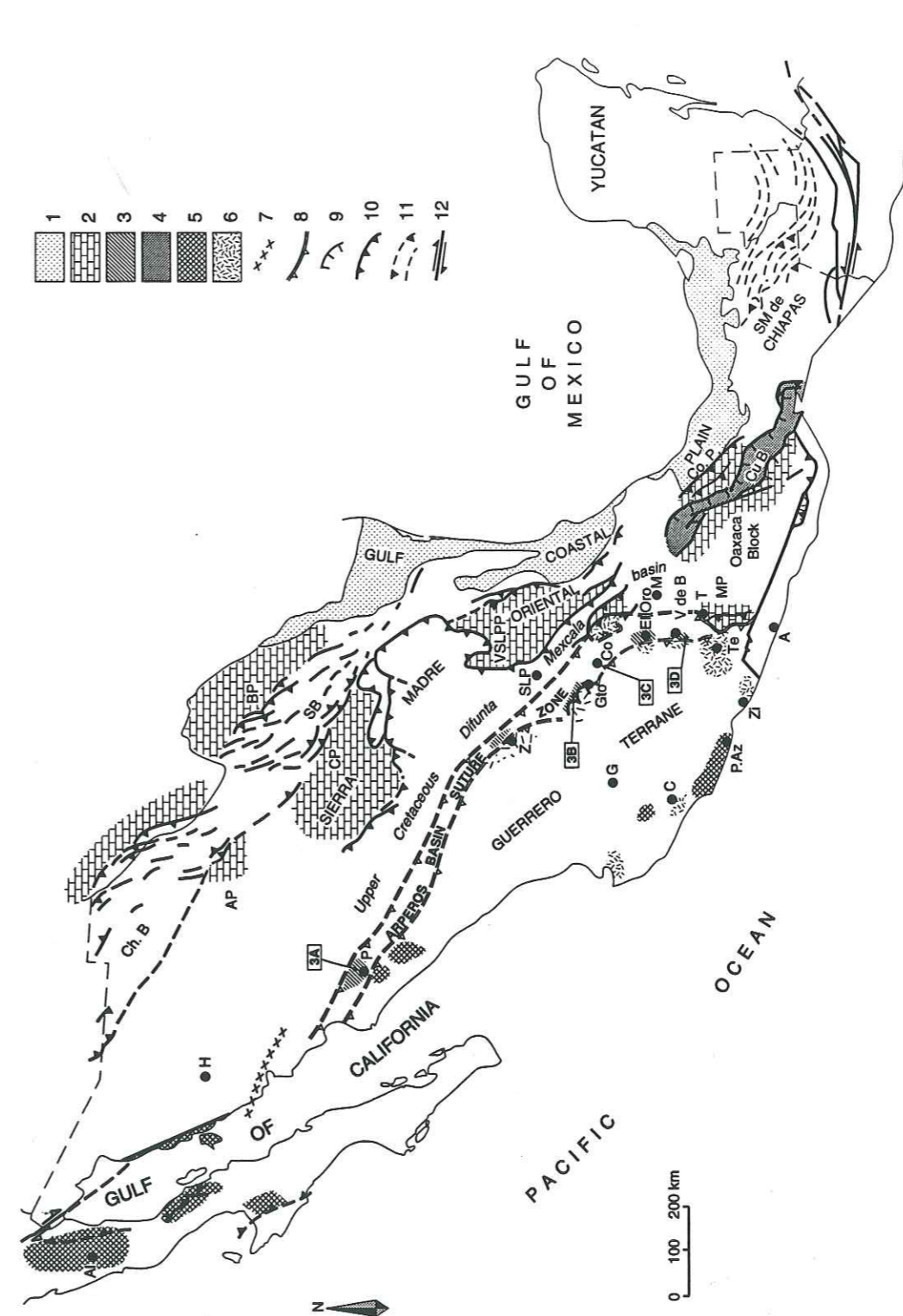


Fig. 1. Structural sketch map of Mexico showing the location of the sequences from the Lower Cretaceous Arperos basin. The Cenozoic volcanic cover has been omitted.

1 = Gulf coastal plain; 2 = Carbonate platforms of Late Early Cretaceous age; 3 = Main exposures of the Lower Cretaceous Arperos basin; 4 = Cuicateco basin; 5 and 6 = Arc sequences of the Guerrero terrane; 5 = Arc sequences built on continental blocks; 6 = Arc sequences built on oceanic lithosphere; 7 = 87Sr/86Sr line after Cochemé (1985); 8 = Late Early Cretaceous thrusts; 9 = Campanian thrusts; 10 = Late Cretaceous-Paleocene thrusts; 11 = Miocene folds and thrusts; 12 = Cenozoic transcurrent faults.
A = Acapulco; Al = Alisitos; AP = Aldama carbonate platform; BP = Burro carbonate platform; C = Colima; CP = Coahuila carbonate platform; Co = Corrales; Co.P. = Cordoba; Ch.B = Chihuahua basin; CuB = Cuicateco basin; G = Guadalupe; Gto = Guanajuato; H = Hermosillo; L = Leon; M = Mexico city; MP = Morelos carbonate platform; P = Porohui; P.Az. = Playa Azul; S.B. = Sabinas basin; T. = Taxco; Te = Teloapan; V de B = Valle de Bravo; VSLPP = Valles San Luis Potosi carbonate platform; Z = Zacatecas; Zi = Zihuatanejo.
3A, 3B, 3C, 3D: location of the stratigraphic columns presented in Figure 3.

oceanic island arc (Monod *et al.*, 1990; Ortiz *et al.*, 1991; Lapierre *et al.*, 1992a-b; Centeno-García *et al.*, 1993; Tardy *et al.*, 1994). This terrane accreted to North America sometime during the Cretaceous (Donnelly and Rogers, 1978; Campa *et al.*, 1976; Tardy, 1980; Campa and Coney, 1983). The development of this intra-oceanic arc is classically interpreted as linked to east-dipping subduction of the Paleo-Pacific under nuclear Mexico (Stéphan *et al.*, 1990; Sedlock *et al.*, 1993). In contrast, Lapierre *et al.* (1992a) and Tardy *et al.* (1994) suggested that the arc growth resulted from a west-dipping subduction of an oceanic basin under the Paleo-Pacific plate. So, the study of this basin is essential in order to constrain the geodynamic evolution of western Mexico during the Mesozoic.

Locally, such as near Guanajuato (Fig. 1), the Guerrero arc-rocks are thrust upon deformed Lower Cretaceous pelagic strata (Dávila Alcocer and Martínez, 1987; Monod *et al.*, 1990) that are associated with mildly alkali pillow basalts and dolerites known as the Arperos Formation (Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1994). An analogous tectonic situation is found near the Valle de Bravo (Fig. 1) where pelagic sediments and basalts similar to those found in the Arperos Formation are tectonically overlapped by arc lavas, pyroclastic and volcanoclastic sediments of the Guerrero terrane.

The presence of Lower Cretaceous pelagic sediments and submarine basalts that are thrust upon the arc rocks of the Guerrero terrane in central Mexico and the absence of any volcanic material in the Lower Cretaceous sedimentary formations of the Sierra Madre Oriental led us to consider that an oceanic basin - labelled Arperos - was located between the Guerrero volcano-plutonic arc and nuclear Mexico. These data suggest also that the Cretaceous tectonic history of the Mexican Cordillera represents an example of intra-oceanic arc-craton collision. In our model (Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1994), the Arperos basin located between the Guerrero arc and nuclear Mexico played a key role in this story.

Therefore, a better knowledge of the geodynamical environment of this basin can be obtained by characterization of the Early Cretaceous mafic volcanism. This paper focuses on the petrology, and geochemistry of this magmatism, and Nd-Sr isotopic compositions in order to provide information about the chemical composition of the magma sources. These new data may help to decipher and better constrain the Mesozoic tectonic evolution of the Mexican Cordillera and, more generally, the scenario of an arc-craton collision.

2. Geologic setting

The Guerrero terrane exposed in central and western Mexico consists of Late Jurassic-Early Cretaceous arc sequences built partly on oceanic lithosphere and partly on continental fragments (Tardy *et al.*, 1994). The geographic distribution of the oceanic and continental arc sequences is relatively well known (Campa and Coney, 1983; Campa,

1985; Monod *et al.*, 1990; Ortiz *et al.*, 1991; Lapierre *et al.*, 1992b; Centeno-García *et al.*, 1993; Tardy *et al.*, 1994).

In spite of present-day geologic knowledge of both the Cordilleran Guerrero terrane and the Tethyan domain, the structural relations between these two entities remain only approximate. The contact between the Guerrero terrane and the Tethyan domain is poorly exposed because most of the Mesozoic rocks are overlain or intruded by Cenozoic volcanic and plutonic rocks. Where the contact is exposed, the Guerrero arc rocks are thrust upon the Tethyan platform or on the Lower Cretaceous pelagic sediments collectively known as the Arperos basin. Thus, the Arperos basin forms a discrete tectonic unit, remnants of an oceanic basin, caught between the Guerrero arc sequences to the west and the North American craton to the east-north-east. Growth of the Guerrero arc is linked to the subduction of this basin under the Pacific plate (Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1994).

The Arperos Formation (Dávila-Alcocer and Martínez Reyes, 1987) was first defined near Guanajuato (Fig. 1) where it is tectonically overlain by a dismembered volcano-plutonic arc assemblage (Monod *et al.*, 1990; Lapierre *et al.*, 1992a). Similar sequences are known at Valle de Bravo, Porohui, and Corrales (Fig. 1). At Valle de Bravo, the calcareous slates and pillow-basalts of the Arperos basin appear as a relative autochthon or lower plate with respect to the allochthonous rocks or upper plate of the Guerrero terrane (Fig. 2). The Arperos limestones are intensely deformed with two spaced cleavages. S1 is parallel to the bedding striking N-S and dipping 30° to the west. S2 is an axial plane spaced cleavage striking N120°E and dipping 80° to the east which is related to metric scale asymmetrical folds verging W. The arc rocks of the Guerrero terrane are less deformed excepted when they are exposed along the main thrust contact which is sheared with south-west dipping shear surfaces. The fragments of the volcanoclastic arc-rocks are stretched along N40° to N45° directions.

The age of the tectonic overlap of the arc-rocks of the Guerrero terrane upon the igneous and sedimentary rocks of the Arperos basin is difficult to establish. However, in spite of the likely displacement of the main thrust contact of the Guerrero terrane with the Arperos basin during the Laramide orogeny, the tectonic emplacement of the Guerrero terrane upon the Arperos basin took place probably at the end of the Early Cretaceous. Indeed, it is during the early Late Cretaceous that the Difunta-Mexcala foreland flexural basin (Fig. 1), located east of the accreted Guerrero terrane, developed. Then, during the Late Cretaceous, this basin filled with arc-volcanoclastic sediments derived from the erosion of the nearby accreted Guerrero terrane (Tardy and Maury, 1973).

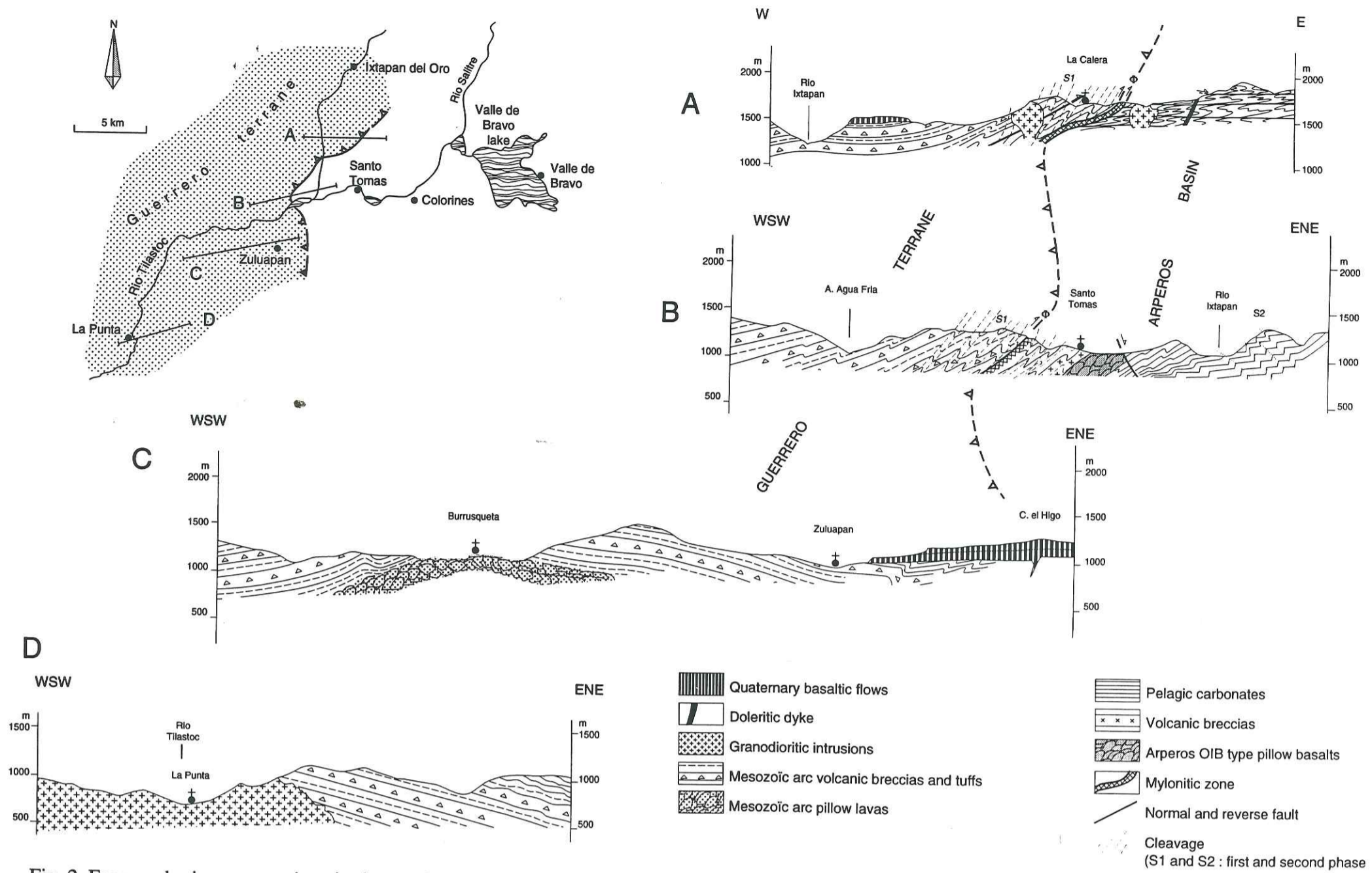


Fig. 2. Four geologic cross sections in the south-western area of Valle de Bravo showing the structural relationships between the Guerrero arc and the Arperos basin.

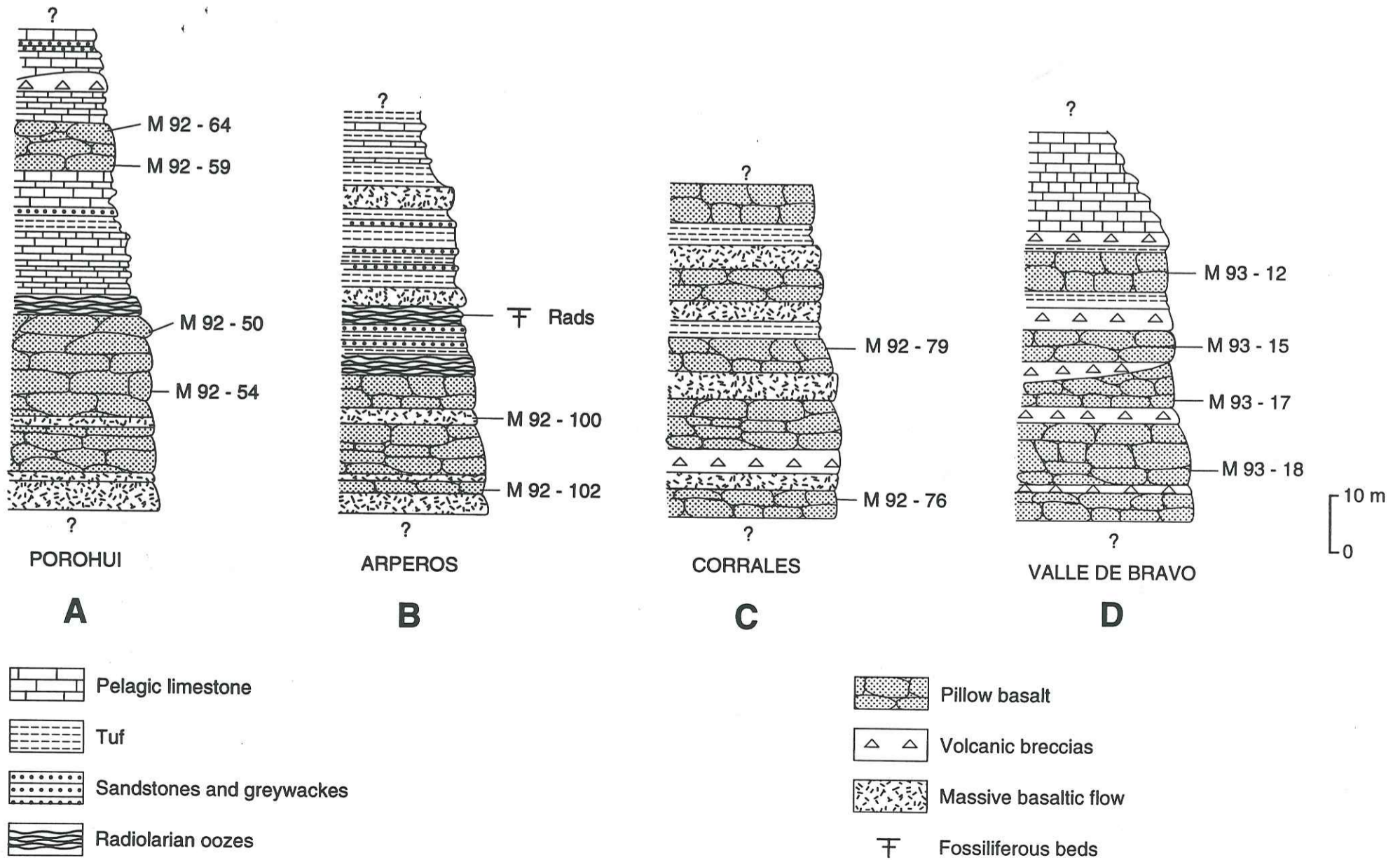


Fig. 3. Simplified lithostratigraphic columns of the sequences from the Arperos basin. See location in Figure 1.

3. Stratigraphy of the Arperos exposures selected for the petrological and geochemical investigations.

The selected exposures shown in Fig. 1 are listed below: (i) Arperos, (ii) Valle de Bravo, (iii) Porohui, and (iv) Corrales. The location of the analyzed rocks referred to this paper is shown in Figure 3.

- (i) The lithostratigraphic succession of the Arperos sequence type locality (Fig. 3B; Dávila-Alcocer and Martínez-Reyes, 1987; Monod *et al.*, 1990; Lapierre *et al.*, 1992b; Ortiz, 1992; Tardy *et al.*, 1994) is composed of pillow basalts conformably overlain by an alternation of siliceous pelagic limestones, argillites, fine-grained sandstones and mudstones. Micritic limestones occur within the volcanic pile as fine layers or as pillow matrix. The pillows are intruded by dolerite dykes and sills.

- (ii) The Valle de Bravo sequence (Fig. 3D; Campa and Ramirez, 1979; Sanchez-Zavala, 1993) consists of pillow basalts, pillow breccias and hyaloclastites overlain conformably by micritic and shaly limestones. The pillows are cemented by a black shaly matrix.

- (iii) The Porohui sequence represents the northernmost exposure of the Arperos basin (Fig. 3A) and is composed of pillowed and massive basalts, and dolerite sills associated with volcanic breccias and tuffs. The pyroclastic beds and lavas are capped by pelagic limestone that yielded Albian ammonites (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1979). The pillows have a carbonate matrix. The Porohui pillow basalts and their related carbonate cover are intruded by late gabbros and dolerites with arc-like chemistry (Freydier *et al.*, 1995).

- (iv) The rocks of the Arperos basin are exposed near Corrales (Fig. 3C), where they form a small exposure bounded by the extensive Cenozoic ignimbritic cover that prevents any exposed contact between this sequence and, either the Guerrero terrane, or the carbonate platform. The Corrales sequence is composed of pillow lavas of intermediate composition interbedded with breccias and tuffs; these volcanic rocks are overlain by undated siliceous pelagic sediments. We assume that this sequence belongs to the Arperos basin because it shows similar lithologies and deformations.

4. Petrology of the Arperos magmatism

The Arperos igneous rocks can be divided in five groups on the basis of their textures and mineral compositions. These are: (i) dolerites, (ii) olivine-phyric basalts, (iii) aphyric basalts, (iv) intersertal basalts, and (v) lavas of intermediate composition characterized by subtrachytic textures.

All these rocks have undergone low grade hydrothermal alteration. Clinopyroxenes are the only minerals generally preserved. When altered, they are replaced by actinolite or by

chlorite. Plagioclase is transformed to albite or adularia. Olivine is replaced by serpentine, chlorite or calcite. Fe-Ti oxides are replaced by titanite. Pyrite may occur in the groundmass. Generally, the mesostasis is replaced by chlorites \pm prehnite \pm pumpellyite. The vesicles are filled with calcite, epidote, or chlorites \pm prehnite \pm pumpellyite. According to the chlorite geothermometer (Cathelineau, 1988), this low-grade metamorphism took place at temperatures of 200-300°C, in agreement with the prehnite-pumpellyite paragenesis.

- (i) The dolerites (M92-54, M92-59, M92-100, M93-15; Table 1) are characterized by doleritic to intersertal textures and an important variation of the granularity. The dolerites occur as both intrusive (sills or dykes) and as lava flows (pillowed and unpillowed). They consist of plagioclase laths embedded in Ti-salite or Ti-augite. Acicular oxides represent the last crystallizing phase. Glass present in some lavas has been replaced by chlorites \pm smectites \pm prehnite \pm pumpellyite.

- (ii) The olivine-phyric basalts (M93-17, M92-50; Table 1) occur as pillow lavas with chilled textures. The phenocrysts are skeletal olivine pseudomorphed by calcite and include tiny cubic spinels. Microphenocrysts of olivine pseudomorphs are also present in the groundmass. The presence of olivine as phenocrysts and microphenocrysts is typical of the alkaline series (Wilson, 1989). Ti-clinopyroxene form microlites or dendritic needles in the groundmass. Oxides cluster in the groundmass. In some Porohui rocks (*e.i.*, M92-50), calcite is abundant and occurs in the groundmass or in vesicles.

- (iii) The aphyric basalts (M92-65, M93-18; Table 1) differ from the olivine-phyric basalts by the absence of olivine and the abundance of plagioclase microlites and so, are considered as more differentiated than type (ii). M92-65 also contains dendritic Ti-clinopyroxenes. Calcite-filled vesicles are abundant in the M92-65 groundmass.

- (iv) The intersertal basalts represent the most diversified group (M92-64, M92-102, M93-12; Table 1). They show plagioclase phenocrysts along with clinopyroxene microphenocrysts and microlites. They differ from the dolerites (type i) because of their smaller grain sizes. Basalt M93-12 differs from the other samples of this suite because it is highly plagioclase-phyric and clinopyroxene is absent. Samples M92-64 and M92-102 are rich in calcite-filled vesicles.

- (v) The subtrachytic lavas crop out in Corrales (M92-76, M92-79; Table I). Plagioclase is the only phenocryst present. Quartz may occur in the groundmass. The vesicles are filled with epidote \pm calcite \pm chlorites \pm smectites. All the lavas are cut by small cracks filled with calcite and chalcedony.

The phenocryst crystallization sequence observed in most Arperos rocks is: spinel \rightarrow olivine \rightarrow Fe-Ti oxides \rightarrow plagioclase \rightarrow clinopyroxene.

In conclusion, most of the Arperos igneous rocks are basalts and dolerites. The Corrales subtrachytic lavas differ from the others because of the presence of secondary quartz.

SAMPLE	M92-50	M92-54	M92-54	M92-59	M92-59	M92-65	M92-100	M92-100	M92-102	M92-102	M93-15	M93-15	M93-17	M93-17
	M	P	P	P	P	M	P	P	P	M	M	M	M	M
SiO2	44.97	50.78	44.72	44.10	46.16	42.26	46.59	48.10	44.27	41.69	45.17	42.36	39.94	43.12
Al2O3	6.24	1.97	4.15	5.46	3.73	5.14	5.64	4.33	6.92	7.74	4.47	7.50	6.79	5.65
TiO2	4.52	1.19	3.53	3.56	2.37	5.69	3.29	2.44	3.81	6.07	3.01	4.79	5.87	3.77
FeO	10.01	7.85	10.98	9.70	10.69	13.68	8.91	8.24	9.92	11.5	12.27	10.79	11.54	13.39
MgO	11.12	14.95	11.77	10.92	11.74	8.35	12.56	13.43	11.34	9.19	10.50	10.12	9.33	8.91
CaO	21.36	20.81	20.67	21.11	20.44	20.88	21.28	21.79	20.99	20.91	20.93	21.21	21.16	21.34
MnO	0.18	0.18	0.22	0.09	0.26	0.27	0.17	0.05	0.2	0.06	0.33	0.07	0.13	0.29
Cr2O3	0.30	0.00	0.00	0.27	0.00	0.12	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.06	0.03	0.03
NiO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.05	0.05	0.05	0.00	0.00	0.06	0.02
Na2O	0.61	0.28	0.37	0.60	0.45	0.69	0.51	0.44	0.55	0.65	0.42	0.66	0.49	0.67
Total	99.31	98.02	96.40	95.84	95.87	97.08	98.95	98.87	98.21	97.86	97.10	97.57	95.35	97.19
Si	1.72	1.92	1.77	1.75	1.83	1.70	1.77	1.82	1.71	1.64	1.79	1.66	1.62	1.72
Al	0.28	0.09	0.19	0.26	0.17	0.24	0.25	0.19	0.32	0.36	0.21	0.35	0.33	0.27
Ti	0.13	0.03	0.11	0.11	0.07	0.17	0.09	0.07	0.11	0.18	0.09	0.14	0.18	0.11
Fe	0.32	0.25	0.36	0.32	0.35	0.46	0.28	0.26	0.32	0.38	0.41	0.35	0.39	0.45
Mg	0.63	0.84	0.69	0.65	0.69	0.50	0.71	0.76	0.65	0.54	0.62	0.59	0.57	0.53
Ca	0.88	0.84	0.88	0.9	0.87	0.90	0.87	0.88	0.87	0.88	0.89	0.89	0.92	0.91
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Cr	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.05	0.02	0.03	0.05	0.03	0.05	0.04	0.03	0.04	0.05	0.03	0.05	0.04	0.05
Total	4.03	4.01	4.04	4.04	4.03	4.04	4.03	4.03	4.04	4.03	4.04	4.05	4.05	4.06
% En	34.54	43.44	35.77	34.58	36.03	26.77	38.12	39.8	35.32	29.93	32.19	32.16	30.02	27.91
% Fs	17.77	13.09	19.09	17.39	18.86	25.1	15.46	13.78	17.69	21.12	21.68	19.38	21.06	24.04
% Wo	47.69	43.47	45.15	48.03	45.1	48.13	46.42	46.42	46.99	48.95	46.12	48.46	48.92	48.05
% Fe	0.34	0.23	0.34	0.33	0.34	0.48	0.28	0.26	0.33	0.41	0.40	0.37	0.41	0.46
(+Al ³⁺)	0.28	0.08	0.23	0.25	0.17	0.30	0.23	0.18	0.29	0.36	0.21	0.34	0.38	0.28
AlIV	0.28	0.08	0.19	0.25	0.17	0.24	0.23	0.18	0.29	0.36	0.21	0.34	0.33	0.27
AlVI	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ti+Cr	0.14	0.03	0.11	0.11	0.07	0.18	0.09	0.07	0.12	0.18	0.09	0.14	0.18	0.11
Na+Ca	0.92	0.87	0.91	0.94	0.90	0.95	0.91	0.92	0.91	0.93	0.92	0.94	0.96	0.97

Table 2: Representative clinopyroxene compositions of the Arperos basin igneous rocks. FeO*: total iron expressed as FeO. Microprobe analyses were carried out on a CAMEBAX microprobe at the Université Joseph Fourier, Campus Universitaire de St Martin d'Hères using a voltage of 15kV, a sample current of 12 nA with a counting time of 10-15 s. Minor elements < 0.5 % are not precisely determined. (M: Microsite; P: Phenocryst).

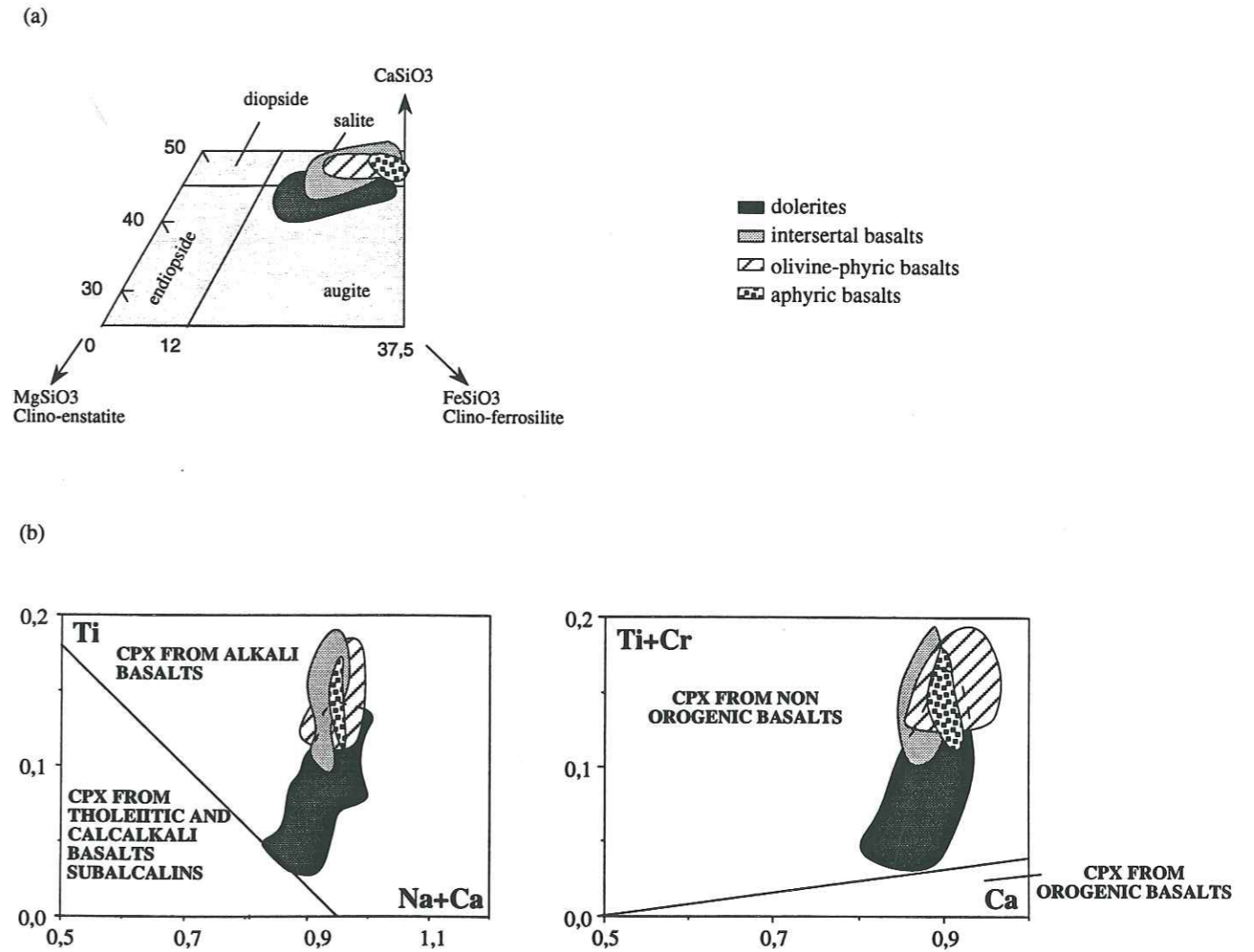


Fig. 4. (a) Phenocryst and groundmass clinopyroxene compositions of the Arperos igneous rocks, on part of Ca-Mg-Fe pyroxenes diagram, clustered by petrological types. (b) Discrimination diagrams after Leterrier *et al.*, (1982), for clinopyroxene phenocrysts of the Arperos igneous rocks, clustered by petrological types.

5. Pyroxenes compositions of the Arperos suite.

Clinopyroxene mainly occurs as phenocrysts in the basalts and dolerites but is also present in the groundmass as microphenocrysts, microlites or quenched dendritic crystals.

Clinopyroxene compositions are indicative of the magmatic affinity of the rocks in which they occur (Nisbet and Pearce, 1977; Letierrier *et al.*, 1982) but only the phenocryst compositions should be considered because the cooling rate of the magma may control the composition of the clinopyroxene microlites (Gamble and Taylor, 1980).

Most of the analyzed clinopyroxenes are light-pink to pink due to their high TiO₂ content (TiO₂ ≤ 5.7 %; Table 2). High clinopyroxene titanium levels are common for mafic alkaline suites. The clinopyroxene phenocrysts exhibit both normal and inverse zoning. The microlites are generally slightly Ti-enriched compared to the phenocrysts.

The clinopyroxenes of the Arperos and Porohui rocks exhibit augite to Ca-rich salite compositions. The Valle de Bravo basalts include essentially Ca-rich salites (Fig. 4a). With respect to the petrographic types defined in the previous section, the clinopyroxenes from dolerites and intersertal basalts show the most diverse compositions, *i.e.*, augite to salite. In contrast, the olivine-phyric and aphyric basalts include solely salite (Fig. 4a). Moreover, the dolerite clinopyroxenes are poorest in Ti (Fig. 4b).

In the Ti+Cr versus Ca plot (Letierrier *et al.*, 1982), all the clinopyroxenes fall in the anorogenic field (Fig. 4b). They show homogeneous Ca contents but their Ti+Cr contents are variable. In the Ti versus Ca+Na plot (Fig. 4b), they cluster in the alkaline field. These alkaline and anorogenic features of the Arperos suite deduced by the clinopyroxene compositions are corroborated by the Nisbet and Pearce (1977) geotectonic diagram. Indeed, most of the analyzed clinopyroxenes fall in the field of within-plate magmatism.

6. Geochemistry and magmatic affinities of the Arperos suite.

The whole-rock composition of 21 Arperos volcanic and hypabyssal rocks were investigated by analyzing major and trace elements including rare earth elements (REE) by ICP-OES (Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectroscopy) at the Laboratoire de Pétrologie magmatique (Marseille, France) and at the Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy. Analytical errors for major elements are ≤ 3 %. Mn, Na, K and Rb were determined by atomic absorption spectrometry. A maximum uncertainty of 10 % is a reasonable estimate for most trace elements. Results are summarized in Table 1 where the location of the analyzed samples and the references cited in the text are listed.

Location Sample n°	Arperos* LP172 dolerite	Arperos* SF2 dolerite	Arperos* SF3 basalt	Arperos* LP167 basalt	Arperos* LP32 dolerite	Arperos* LP33B dolerite	Arperos M92-100 dolerite
SiO ₂	47.4	47.3	45.3	46.0	48.0	48.3	48.3
TiO ₂	2.2	2.2	2.3	2.7	2.4	2.4	2.5
Al ₂ O ₃	16.7	16.4	15.8	17.4	16.5	16.5	16.9
Fe ₂ O ₃	10.3	9.7	10.1	10.5	9.2	9.7	2.2
FeO							7.5
MnO	0.15	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	6.9	7.0	7.0	6.3	6.2	6.4	6.9
CaO	6.6	6.3	5.4	4.7	8.3	6.5	5.2
Na ₂ O	4.2	3.5	4.0	4.2	4.2	4.2	4.3
K ₂ O	1.1	2.2	1.5	1.9	1.0	1.6	1.8
P ₂ O ₅	0.4	0.5	0.5	0.5	0.3	0.4	0.4
LOI	3.7	4.3	8.0	5.2	3.5	3.6	4.5
Total	99.8	99.8	100.0	99.8	99.7	99.8	100.6
Ne	1.9	1.2	1.9	2.4	2.4	1.5	1.4
Or	6.9	13.9	9.6	12.2	6.0	9.7	11.3
Ab	33.8	28.8	33.5	33.4	32.2	34.1	35.6
An	24.1	23.5	22.5	21.3	24.3	22.4	22.1
Di	6.0	5.2	2.8	-	13.4	7.0	1.6
Hy	-	-	-	-	-	-	-
Ol	19.5	19.5	21.4	20.4	14.1	17.4	20.0
Mt	2.3	2.2	2.4	2.4	2.1	2.2	2.2
Il	4.4	4.5	4.8	5.5	4.8	4.8	4.9
Ap	1.0	1.1	1.1	1.3	0.8	0.9	1.0
Ni ppm	101	94	91	147	43	44	82
Cr	157	146	113	250	212	137	145
V	220	206	238	278	302	258	240
Y	38	34	37	44	37	40	40
Zr	192	180	153	266	215	206	239
Nb	19	14	5	25	21	20	26
Ba	97	121	146	106	138	143	116
Sr	323	576	333	201	304	281	398
Rb	13	17	17	20	11	16	
Co							42
Zn							77
Cu							36
Zr/Nb	10.1	12.9	30.6	10.6	10.2	10.3	9.2
Zr/Y	5.1	5.3	4.1	6.0	5.8	5.2	6.0
La	15.6	15.1	11.6	17.4	14.4	16.1	18.9
Ce	44.1	34.7	31.3	45.4	36.8	38.3	39.7
Nd	20.5	17.8	16.9	25.9	20.6	22.7	22.8
Sm	5.6	5.1	5.2	7.7	6.0	6.8	5.5
Eu	1.8	1.6	1.6	2.3	2.0	2.1	2.0
Gd	6.6	5.4	5.5	8.0	6.1	6.8	7.4
Dy	6.3	5.3	5.7	7.8	6.5	7.0	6.7
Ho							
Yb	3.0	2.6	2.9	4.0	3.4	3.6	3.5
Lu	0.6	0.3	0.6	0.7	0.3	0.6	0.5
Eu/Eu*	0.9	1.0	0.9	0.9	1.0	1.0	1.0
(La/Yb) _N	3.5	3.9	2.7	3.0	2.9	3.0	3.7
La/Nb	0.8	1.1	2.3	0.7	0.7	0.8	0.7
Texture Mineralogy	porph. inters. cpx, alb., titanite	porph. inters. cpx, alb., titanite	chilled plagio., cpx, calc., chl., titanite	chilled plagio., cpx, calc., chl., titanite	intersertal cpx, alb.	intersertal cpx, alb.	porph. inters. alb., cpx titanite

* From Ortiz, 1992.

Table 1: Major and trace elements concentrations of igneous rocks from the Arperos basin.

Location Sample n°	Arperos M92-102 basalt	Valle de Bravo* ST2 basalt	Valle de Bravo* ST5 basalt	Valle de Bravo M93-12 basalt	Valle de Bravo M93-15 dolerite	Valle de Bravo M93-17 basalt	Valle de Bravo M93-18 basalt
SiO2	44.0	49.1	47.5	51.7	45.8	44.5	47.1
TiO2	2.4	1.9	2.0	2.1	1.9	0.9	1.0
Al2O3	15.4	15.5	15.2	16.8	15.0	15.1	17.5
Fe2O3	2.6	1.0	0.8	1.3	1.5	0.9	1.0
FeO	8.3	8.7	10.3	4.9	6.82	7.0	6.7
MnO	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	6.1	4.9	5.0	4.3	5.0	6.4	6.7
CaO	9.7	8.6	10.1	4.7	12.3	6.4	6.7
Na2O	3.6	3.7	3.6	6.5	4.1	12.6	8.0
K2O	1.8	0.3	0.3	0.7	0.2	0.2	0.9
P2O5	0.4	0.3	0.3	0.5	0.3	0.1	0.1
LOI	6.2	5.2	4.2	5.4	6.6	7.4	5.2
Total	100.7	99.3	99.4	98.9	99.7	99.3	98.6
Ne	10.4	-	-	1.8	7.8	10.3	4.5
Or	11.4	1.6	1.9	4.4	1.0	1.5	5.7
Ab	13.3	33.5	31.6	55.2	23.3	21.9	29.9
An	21.6	26.2	25.9	15.7	23.5	25.9	28.0
Di	21.9	14.3	20.6	5.2	32.7	36.6	11.3
Hy	-	17.2	2.6	-	-	-	-
Ol	13.3	0.3	10.3	11.0	5.1	1.3	16.4
Mt	2.5	2.2	2.5	1.5	2.0	0.2	1.8
Il	4.7	3.9	3.9	4.2	3.9	2.0	-
Ap	0.9	0.7	0.7	1.1	0.8	0.2	0.3
Ni ppm	95	111	187	106	177	146	141
Cr	111	233	364	202	269	287	318
V	252	254	242	222	196	204	173
Y	35	41	39	46	39	23	25
Zr	210	246	226	189	170	63	70
Nb	22	15	14	12	12	2	3
Ba	34	406	131	358	72	18	111
Sr	304	229	325	264	249	319	240
Rb	-	5	5	3	5	8	12
Co	44	44	45	44	47	40	38
Zn	81	94	84	70	67	54	58
Cu	32	68	114	50	43	74	66
Zr/Nb	9.5	16.4	16.1	15.8	14.2	31.5	23.3
Zr/Y	6.0	6.0	5.8	4.1	4.4	2.7	2.8
La	17.6	12.9	12.5	11.2	11.3	10.7	3.1
Ce	36.1	28.2	29.4	29.8	28.4	27.1	9.1
Nd	20.5	18.8	18.2	20.9	18.6	18.9	8.5
Sm	5.2	5.2	5.0	5.5	4.6	4.5	2.4
Eu	1.9	1.5	1.5	1.8	1.7	1.7	1.0
Gd	6.7	6.5	6.4	9.3	7.9	4.9	4.8
Dy	6.3	6.7	6.7	7.6	6.3	6.1	4.0
Ho	-	1.3	1.2	-	-	-	-
Yb	2.8	3.8	3.6	3.8	3.2	3.2	2.1
Lu	0.4	0.6	0.5	0.7	0.6	0.5	0.3
Eu/Eu*	1.0	0.8	0.8	0.8	0.9	0.9	0.9
(La/Yb)N	4.3	2.3	2.3	2.0	2.4	2.3	1.0
La/Nb	0.8	0.9	0.9	0.9	0.9	5.4	1.0
Texture Mineralogy	intersertal alb., cpx calc.	intersertal cpx, alb.	intersertal cpx, alb.	chilled cpx, alb. smect.	doler. to inters. cpx, alb. calc.	chilled ol., cpx alb., calc.	chilled alb., calc.

Table 1: Major and trace elements concentrations of igneous rocks from the Arperos basin.

Location Sample n°	Porohui M92-50 basalt	Porohui M92-54 dolerite	Porohui M92-59 dolerite	Porohui M92-64 basalt	Porohui M92-65 basalt	Corrales M92-76	Corrales M92-79
SiO2	43.5	48.4	48.5	44.1	41.3	61.7	59.1
TiO2	1.8	2.1	1.3	2.1	1.5	1.3	1.5
Al2O3	14.1	15.7	15.4	16.5	14.6	12.2	14.4
Fe2O3	1.6	1.7	8.4	1.5	3.0	2.3	2.2
FeO	5.2	8.1	-	8.4	7.1	5.0	6.4
MnO	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1
MgO	4.6	7.7	8.2	8.0	7.9	4.7	3.5
CaO	14.0	7.7	10.5	6.3	10.8	4.0	4.3
Na2O	3.5	3.4	3.3	3.7	3.3	3.9	3.9
K2O	0.3	0.8	0.4	1.2	0.1	0.03	-
P2O5	0.3	0.2	0.1	0.4	0.2	0.2	0.5
LOI	10.4	4.0	2.8	7.2	9.5	4.1	3.1
Total	99.4	99.9	99.0	99.3	99.7	99.4	99.0
Ne	9.8	-	0.3	3.2	8.8	-	-
Or	1.9	4.9	2.5	7.4	0.5	0.2	-
Ab	15.3	29.6	28.7	28.1	14.9	34.3	34.4
An	24.5	26.6	26.8	26.9	27.6	16.6	19.2
Di	42.2	9.6	21.4	3.8	25.0	2.4	-
Hy	-	11.1	-	-	-	20.0	19.4
Ol	0.3	11.4	15.5	22.9	17.1	-	-
Mt	1.7	2.2	1.9	2.3	2.5	1.7	1.9
Il	3.8	4.1	2.6	4.3	3.2	2.6	3.0
Ap	0.7	0.5	0.3	0.9	0.5	0.5	1.1
Ni ppm	129	86	42	50	105	25	0
Cr	286	198	205	217	287	25	4
V	239	273	289	278	208	250	139
Y	31	36	38	33	28	31	66
Zr	137	144	174	145	93	94	410
Nb	11	8	11	9	6	5	10
Ba	109	109	498	467	55	23	25
Sr	349	324	510	416	261	72	112
Rb	4	8	22	16	6	6	2
Co	30	44	42	42	47	18	22
Zn	84	84	76	103	79	86	88
Cu	36	45	28	25	28	80	5
Zr/Nb	12.5	18.0	15.8	16.1	15.5	18.8	41.0
Zr/Y	4.4	4.0	4.6	4.4	3.3	3.0	6.2
La	8.6	9.1	14.7	11.4	6.5	5.3	10.1
Ce	20.5	21.5	36.3	28.5	16.5	15.0	27.5
Nd	14.7	16.3	25.0	18.6	12.1	11.0	24.1
Sm	4.4	4.3	5.1	5.0	3.7	3.8	7.9
Eu	1.3	1.5	1.9	1.6	1.2	1.2	2.1
Gd	5.1	6.0	6.9	5.8	4.6	4.9	10.9
Dy	5.4	5.6	6.8	5.6	4.6	5.1	11.4
Ho	1.0	1.0	1.3	-	-	-	2.1
Yb	2.8	2.6	2.9	3.0	2.5	3.2	6.6
Lu	0.4	0.3	0.2	0.4	0.3	0.5	0.9
Eu/Eu*	0.9	0.9	1.0	0.9	0.9	0.8	0.7
(La/Yb)N	2.1	2.3	3.4	2.5	1.7	1.1	1.0
La/Nb	0.8	1.1	1.3	1.3	1.1	1.1	1.0
Texture Mineralogy	chilled ol., cpx alb., adul. calc., prehn.	doleritic cpx, alb. prenh., pump., chl.	doleritic cpx, alb. chl.	intersertal cpx, alb. calc.	chilled cpx, alb. calc.	subtrachytic act., alb. Q., ep.	subtrachytic alb., Q. ep., chl.

Table 1: Major and trace elements concentrations of igneous rocks from the Arperos basin.

The incompatible trace elements have been classified in two groups LFSE (low field strength elements, radius/charge ratio of more than 0.2: K, Rb, Ba, Sr, Th) and HFSE (high field strength elements, radius/charge ratio of less than 0.2: Zr, Hf, Ti, Nb, Ta; Sun and McDonough, 1989). The REE and HFSE are among the elements usually considered to be immobile during the alteration and metamorphism of mafic rocks, with the notable exception of Eu (Pearce and Cann, 1973; Humphris, 1984) whereas the mobility of the LFSE (especially Rb, K and Sr and, to a lesser extent Ba) during low to moderate temperature alteration is well known (Pearce and Cann, 1973; Hart *et al.*, 1974).

6.1. Effects of hydrothermal alteration in the chemistry of the Arperos dolerites and lavas

Oceanic hydrothermal alteration of volcanic rocks may result in significant mobility of major and trace elements. The alkali elements Na and K show contrasting behaviour. The relative homogeneity of Na₂O contents (~ 3.3-4.3 wt %) suggests that this element was immobile whereas the more scattered K₂O contents (~ 0.03-2 wt %) likely reflect rock alteration. In most of the analyzed rocks, the weight loss on ignition (LOI) ranges between 3 and 6.5 wt% (Table 1), because almost all the igneous minerals and glass are replaced by chlorites ± smectites ± prehnite ± pumpellyite, and secondary calcite has been added. Some rocks have very high LOI (6.18-10.42 wt.%, Table 1). These highest LOI values correlate with CaO abundance. For example, M92-50 basalt shows the greatest LOI (10.4 wt%) and CaO (14 wt%) contents. Indeed, in this rock, calcite replaces olivine and the groundmass and fills vesicles. However, there is no obvious correlations between the high LOI values and any major or trace element anomalies. It is generally admitted that calcite-rich rocks have anomalous Light Rare Earth (LREE) enrichments (Ludden and Thompson, 1978, 1979; Humphris, 1984). Calcite-rich basalt M92-50 displays similar Zr, Mg, and LREE levels to the other volcanic rocks. This suggests that LREE were not mobile in spite of the presence of CO₂-rich fluids. The rather high SiO₂ contents (59-61 wt%; Table 1) of the Corrales lavas are likely linked to the presence of quartz in the groundmass and the chalcedony filling cracks. The other analyzed major elements for Corrales lavas are probably lower than those of the original lavas before alteration. Thus, the Corrales analyses must be interpreted with particular care.

6.2. Major element compositions

The analyzed rocks are nepheline-normative (Table 1) with the exception of a Porohui dolerite (M92-54), two Valle de Bravo (ST2, ST5) basalts and the Corrales lavas which are hypersthene-normative. The moderate MgO contents of the basalts from the Arperos type locality (4.3-8.2 wt%) suggest that they are differentiated.

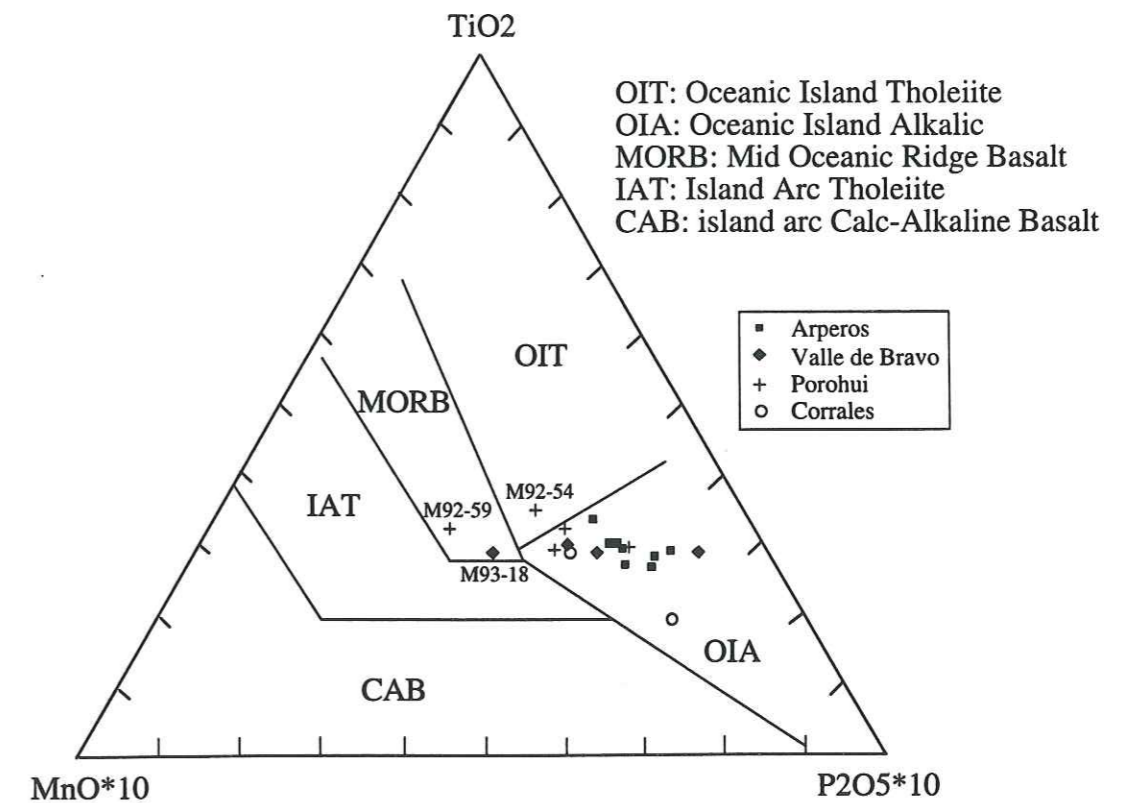


Fig. 5. TiO₂-MnO-P₂O₅ tectonomagmatic discrimination diagram for the Arperos igneous rocks (after Mullen, 1983).

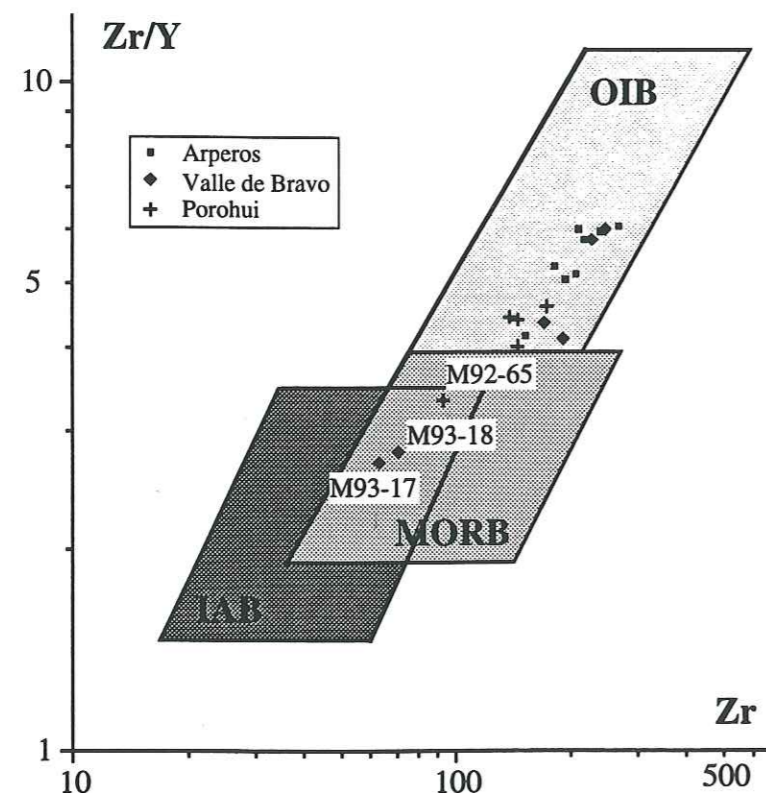


Fig. 6. Zr/Y versus Zr tectonomagmatic discrimination diagram for the Arperos igneous rocks (after Pearce and Norry, 1979).

The alkaline nature of the clinopyroxenes in these rocks is supported by their relatively high whole-rock TiO_2 (≤ 2.75 wt.%) and P_2O_5 (0.12-0.55 wt.%) contents as shown in the TiO_2 - P_2O_5 *10- MnO *10 ternary diagram (Mullen, 1983; Fig. 5) where most of the rocks, including those of Corrales cluster in the Oceanic Island Alkali field (OIA). However, two dolerites and one aphyric basalt fall in the MORB and Oceanic Island tholeiite (OIT) fields respectively. The TiO_2 contents of these alkalic rocks (Table 1) are rather low when compared to those of OIA basalts (2.0-3.3 wt%) (Basaltic Volume Study Project, 1981); they are more similar to those of OIT (1.4-3 wt%; Basaltic Volume Study Project, 1981). Moreover, the lavas from the Arperos type locality differ from the other studied rocks in having the highest TiO_2 (2.2-2.7 wt%) and K_2O (1.0-2.2 wt%) contents. Thus, they show the strongest alkalic features.

6.3. Trace element abundances

In the Zr versus Zr/Y diagram (Pearce and Norry, 1979), all the Arperos igneous rocks fall in the OIB field, with the exception of two aphyric basalts that cluster in the MORB field (Fig. 6). The Zr/Nb ratios vary according to the different sequences (Table 1). Indeed, the rocks from Arperos type locality show the lowest ratios (~ 9.2 - 12.9) whereas the Valle de Bravo, Porohui, and Corrales rocks exhibit the higher ones (14.2-31.5, 12.5-18, 18.8, respectively). The Zr/Nb ratio is generally used to demonstrate mixing of mantle sources (Wilson, 1989). The Zr/Nb ratios of OIB and N-type MORB are <10 and >30 respectively (Wilson, 1989). The comparison between these OIB and N-type MORB ratios and those of the lavas from the Arperos basin suggests a mixing of mantle sources: the lavas from Arperos type locality are the most representative of OIB source, whereas the other igneous rocks from the Arperos basin show greater influence of an N-MORB source.

SPIDERGRAMS

Two groups can be distinguished on the basis of N-MORB (Sun and McDonough, 1989) normalized spidergrams, excluding alkali (K, Rb) and alkaline earth (Sr, Ba) elements. Group 1, composed of the Arperos type locality and Porohui rocks and most of Valle de Bravo samples, is enriched in HFSE and especially in LFSE. Group 2 formed of the Valle de Bravo aphyric basalt (M93-18) and the Corrales lavas (if we consider the trace elements as slightly mobile in these lavas) displays flat patterns similar to N-MORB (Fig. 7a).

Group 1 when compared with OIB suites (for example Hawaii suites; Basaltic Volume Study Project, 1981; Fig.7b) exhibits differences with alkali basalts but similarities with Mauna Loa and Kilauea tholeiites as well as OIB basalts from the Isla Marchena

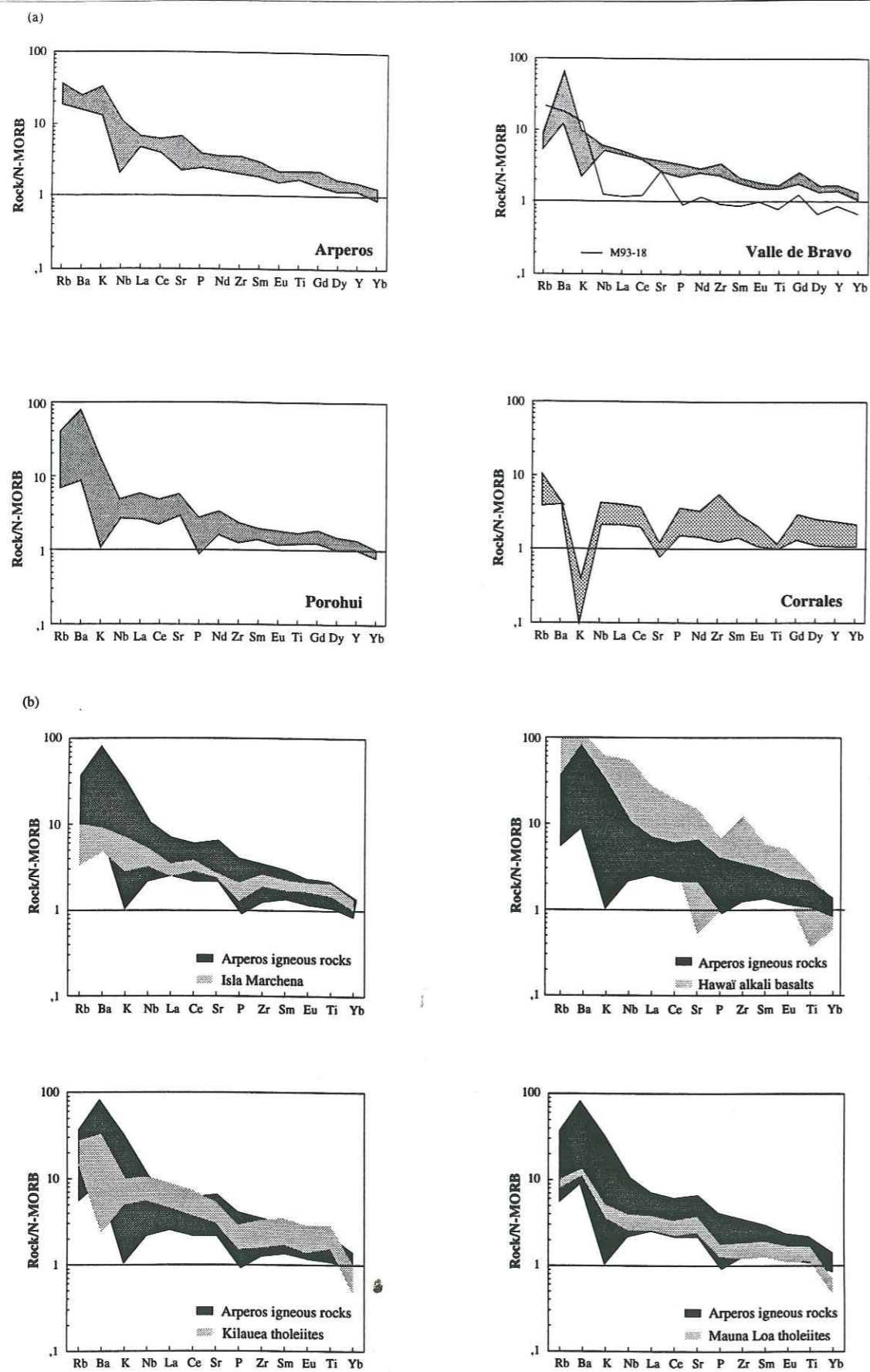


Fig. 7. (a) N-MORB-normalized (after Sun and McDonough, 1989) REE plots for the Arperos igneous rocks. (b) Comparisons between the Arperos igneous rocks and Isla Marchena basalts, Galapagos (Vicenzi *et al.*, 1990), Hawaii alkali basalts, Kilauea and Mauna Loa tholeiites (Basaltic Volcanism Study Project, 1981) using N-MORB-normalization (after Sun and McDonough, 1989) spidergrams.

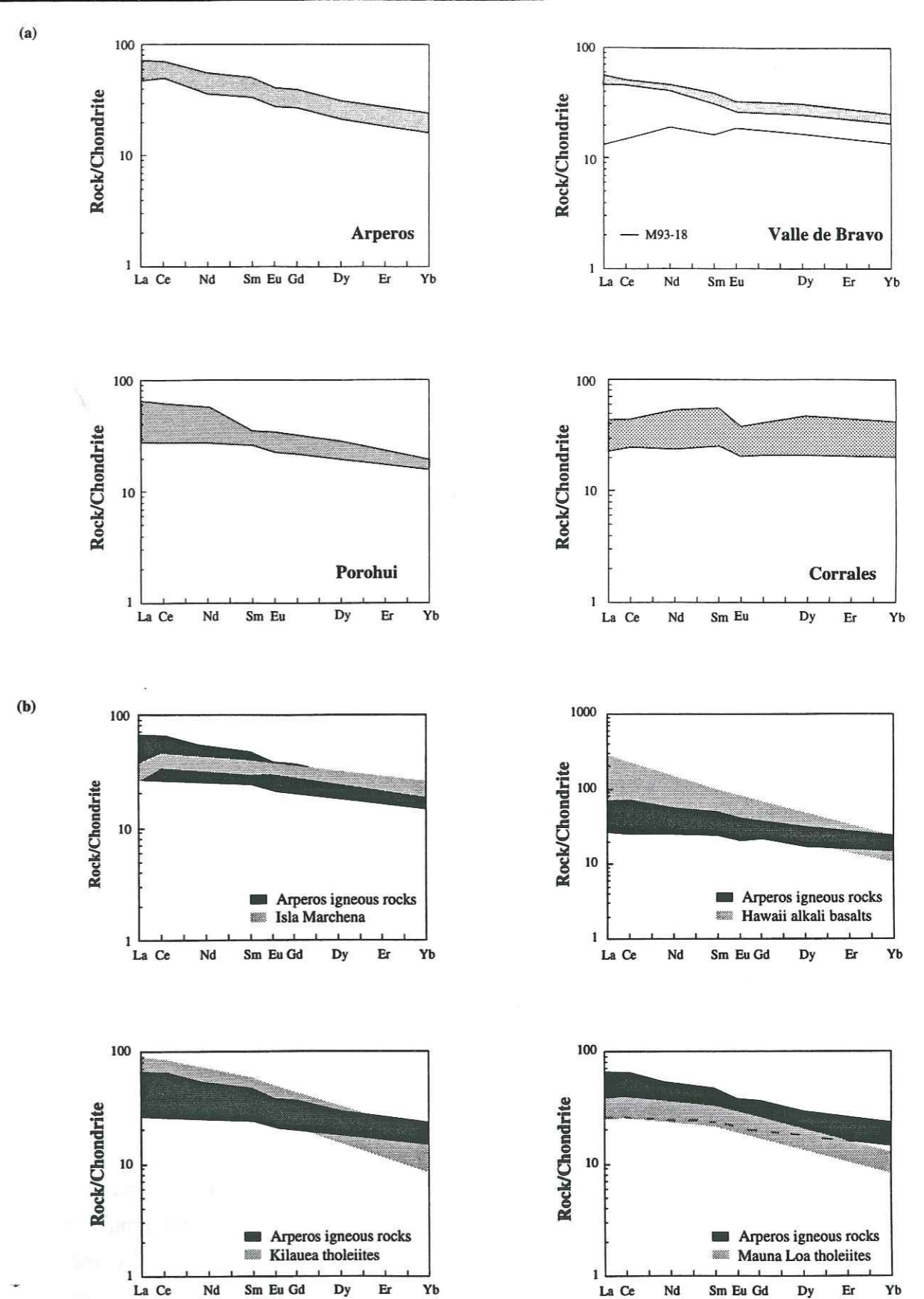


Fig. 8. (a) Chondrite-normalized (after Evensen *et al.*, 1978) REE patterns for the Arperos igneous rocks. (b) Comparisons between the Arperos igneous rocks and Isla Marchena basalts, Galapagos (Vicenzi *et al.*, 1990), Hawaii alkali basalts, Kilauea and Mauna Loa tholeiites (Basaltic Volcanism Study Project, 1981) using chondrite-normalized (after Evensen *et al.*, 1978) REE patterns.

(Galápagos), which are interpreted to be formed by the mixing of OIB and MORB melts (Vicenzi *et al.*, 1990).

Thus, we can consider that Group 1 rocks shows features of OIT suites and Group 2 is more similar to N-MORB.

REE PATTERNS

These groups are also evident in their REE patterns (Fig. 8a). Group 1 is LREE-enriched $[(La/Yb)_N = 1.7-4.3]$ while Group 2 (M93-18 and Corrales lavas) shows flat REE patterns $[(La/Yb)_N = 1-1.1]$. Within Group 1, rocks from the Arperos type locality are the most LREE-enriched $[(La/Yb)_N = 2.7-4.3]$.

Group 1 LREE-enrichment is lower than in OIB $[(La/Yb)_N = 2.2-12.2]$. This low LREE enrichment and relatively high HREE contents (10 to 40 times chondritic abundances) of Group 1 suggest the absence of garnet in the mantle source. The negative Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 0.7-1.01$) indicate that plagioclase has fractionated. The Group 1 REE patterns differ from those of Hawaii OIB and OIT suites but show many similarities with those of the Isla Marchena (Galápagos) OIB basalts (Fig. 8b).

Summary,

- (i) Most lavas from the Arperos basin show characteristics of OIB suites.
- (ii) Dolerites and basalts from the Arperos type locality show the greatest TiO_2 and Nb contents, the highest Zr/Y and $(La/Yb)_N$ ratios, and the lowest Zr/Nb ratios; thus, they are the most "enriched". Aphyric basalt from Valle de Bravo and Corrales lavas are characterized by the lowest $(La/Yb)_N$ ratios, TiO_2 and Nb contents and are the least "enriched".
- (iii) Group 1 shares many similarities with Hawaii tholeiites (OIT) and Isla Marchena basalts (formed by mixing of OIB and MORB melts). Group 2 is more akin to N-MORBs.

6.4. Ratios of incompatible elements and magmatic processes.

Geochemical diagrams based on trace elements ratios to identify magmatic processes are commonly used to interpret suites of volcanic rocks (Pankhurst, 1977; Langmuir *et al.*, 1978; MacCaskie, 1984). Diagrams proposed by Minster and Allègre (1978), and Allègre and Minster (1978) involve a plot of h/m vs h , where "h" refers to the abundance of highly incompatible element ($D \ll 1$) and "m" a moderately incompatible element ($D < 1$). Also useful is a similar diagram with two different highly incompatible elements (*i.e.*, Nb/Sm vs Zr; Fig. 9a).

In the Nb/Sm vs Zr plot, the Arperos rocks fall between N-MORB and OIB fields (Fig. 9a) with the following distribution:

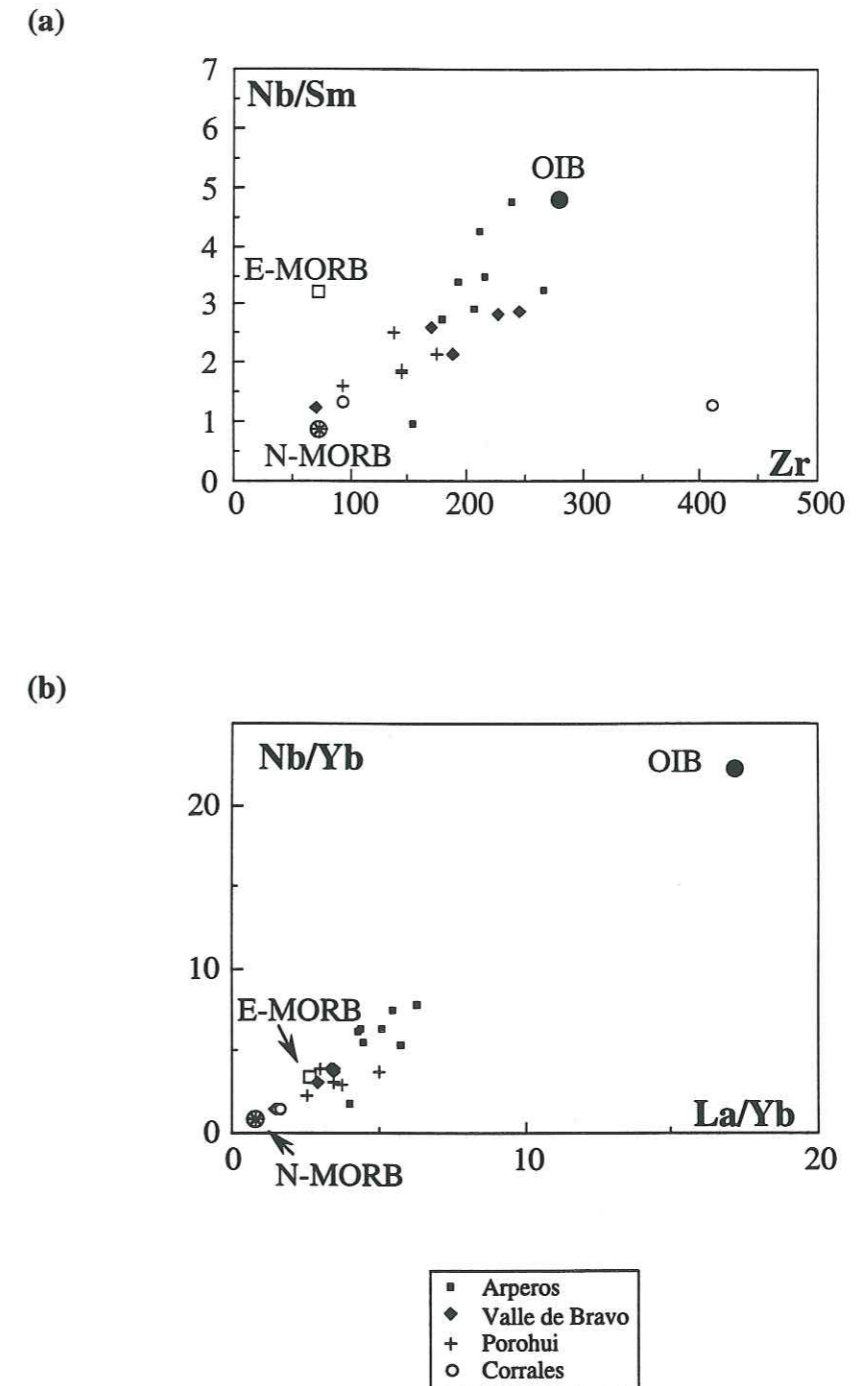


Fig. 9. - Trace element ratios plots for the Arperos igneous rocks including OIB, N-MORB and E-MORB fields (data are after Sun and McDonough, 1989):
 (a) Nb/Sm versus Zr.
 (b) Nb/Yb versus La/Yb.

(i) basalts and dolerites from the Arperos type locality (Group 1) cluster near the OIB field, with the exception of the Nb-depleted basalt SF3;

(ii) the most mafic lava from Corrales and M92-18 (Valle de Bravo; Group 2) and M92-65 (Porohui) basalts fall near the N-MORB field. All these rocks show low Nb/Sm ratios, similar to those of N-MORB.

(iii) the other basalts and dolerites from Porohui and Valle de Bravo (Group 1) show intermediate compositions between the OIB and N-MORB.

Moreover, these rocks show lower Sm/Nb ratios than those of E-MORB.

On a Nb/Yb vs La/Yb plot (Fig. 9b), rocks from the Arperos basin show similar distribution:

- (i) Corrales lavas and M92-18 (Valle de Bravo) cluster near the N-MORB pole;
- (ii) Basalts and diabases from Porohui and Valle de Bravo fall near the E-MORB pole;
- (iii) Rocks from Arperos type locality plot closer to the OIB pole.

Thus, the rocks of mafic to intermediate composition from the Arperos basin show transitional features between N-MORB and OIB. So, mixing between OIB and N-MORB sources represents the most likely process to explain the trace element chemical variations among the different mafic suites from the Arperos basin.

7. - Sr and Nd isotopic compositions

7.1. Analytical techniques

The Sr chemical procedure is similar to that reported by Birk and Allègre (1978). Dissolution of 50 mg of sample is carried out with a 13N HF + 13N HNO₃ mixture. After evaporation to dryness, the residue is dissolved with a 6N HCl solution and evaporated again to dryness. Then, Sr separation is carried out on a AG50-X12, 200-400 mesh cationic resin column-filled using 4N and 1.5N HCl and ammonium citrate as eluants. About 100ng of Sr are loaded on a W filament previously covered by a Ta activator.

The Nd analytical method is analogous to that reported by Nakamura (1974) and Richard *et al.* (1976). 400 mg powder is dissolved in a 13N HF + 13N HNO₃ mixture, and evaporated to dryness. Then the residue is treated again with 6N HCl. The major elements are eluted first, using 2.5N HCl. and 4N HCl, the REE follow using 6N HCl. The REE are loaded on a Teflon column filled by a mixture of HDEHP and a teflon powder as support, with 0.25N HCl as eluant in order to separate Nd from Ba and other REE, especially Sm. Nd is loaded on a Ta Filament as a phosphate and then measured as Nd⁺⁺ ion metal by a triple filament mode (Re in the centre for the ionization, and Ta side filaments for the evaporation).

Localisation	Echantillon n°	Sr	Rb	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	(87Sr/86Sr) _t	ESr (110Ma)	Nd	Sm	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	(143Nd/144Nd) _i	END (110Ma)
Arperos	M92-100	398	5	0.036336	0.704496 ± 34	0.704429	+0.8	22.8	5.5	0.145316	0.512921 ± 16	0.512816	+6.2
Porohui	M92-50	349	4	0.033150	0.704389 ± 29	0.704337	-0.48	14.7	4.38	0.18015	0.512997 ± 36	0.512867	+7.2
Porohui	M92-64	416	16	0.111246	0.704066 ± 22	0.704486	+1.6	18.6	5.0	0.161877	0.512912 ± 48	0.512796	+5.8
Valle de Bravo	M93-12	264	3	0.032869	0.704842 ± 65	0.704791	+6.0	20.9	5.54	0.160266	0.513017 ± 42	0.512902	+7.8
Valle de Bravo	M93-17	319	8	0.072535	0.704515 ± 91	0.704402	+0.4	18.9	4.5	0.143956	0.513027 ± 13	0.512923	+8.2
Valle de Bravo	M93-18	240	12	0.144618	0.704579 ± 20	0.704353	-0.3	8.5	2.4	0.17103	0.513179 ± 6	0.513056	+10.9
Corrales	M92-76	72	18	0.723055	0.704071 ± 24	0.702941	-20.3	11	3.8	0.20722	0.513068 ± 7	0.512919	+8.2
Corrales	M92-79	112	2	0.051646	0.703903 ± 83	0.703822	-7.8	24.7	7.9	0.193137	0.513082 ± 13	0.512943	+8.7

Table 3: 87Sr/86Sr and 143Nd/144Nd isotope ratios of the Lower Cretaceous igneous rocks from the Arperos basin. Rb, Sr, Nd, Sm concentrations were determined by ICP-OES (refer to Table 1).

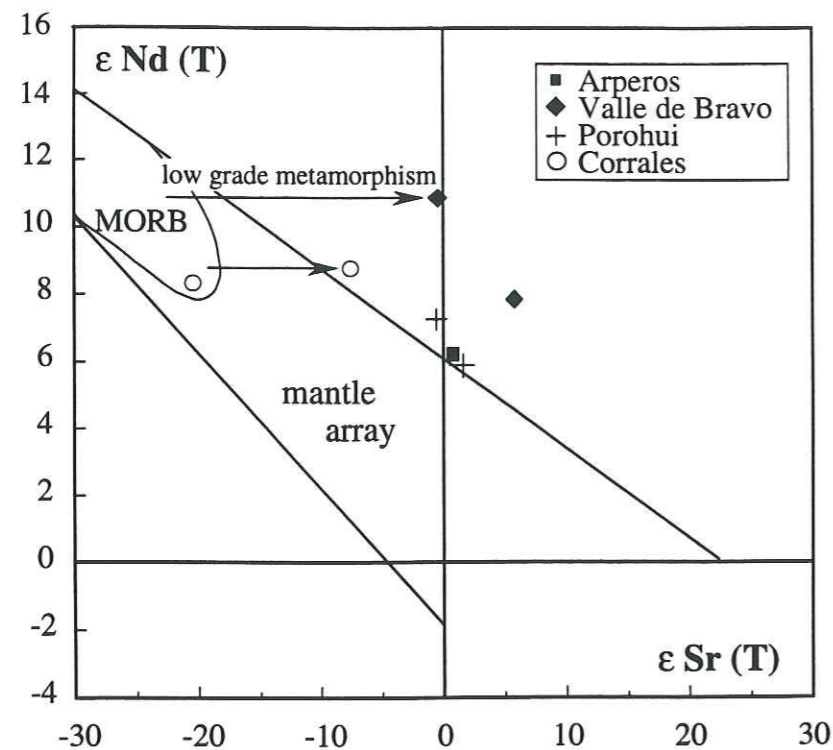


Fig. 10. - $\epsilon\text{Nd}(T = 110 \text{ Ma})$ and $\epsilon\text{Sr}(T = 110 \text{ Ma})$ plot for the Arperos igneous rocks.

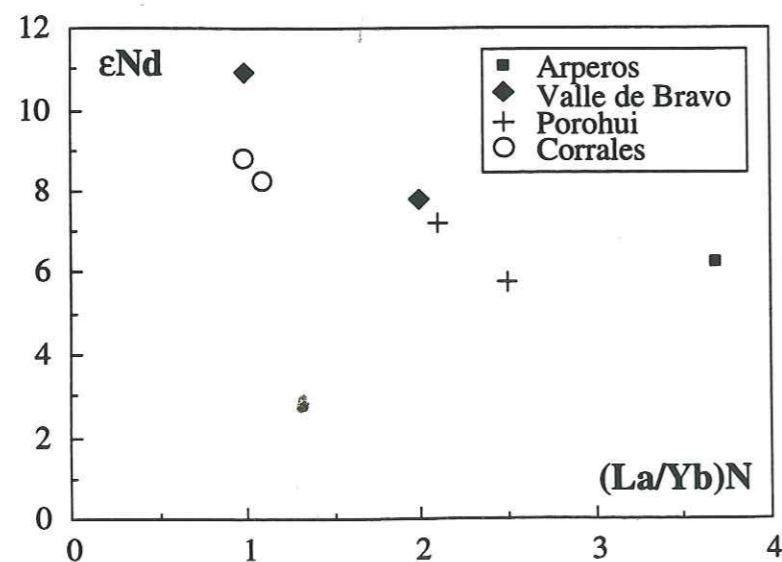


Fig. 11. - $(\text{La}/\text{Yb})\text{N}$ versus $\epsilon\text{Nd}(T = 110 \text{ Ma})$ plot for the Arperos igneous rocks.

Total system blanks are less than 70 pg and 20 pg for Sr and Nd respectively; in all cases blanks are insignificant.

All isotopic data are measured on a 5 multi-collector automatic VG Sector mass spectrometer at the "Laboratoire de Géochimie isotopique" of the Montpellier University II.

7.2. Results

The Sr and Nd isotopic compositions are given in Table 3. An age of 110 Ma (Dávila Alcocer and Martínez-Reyes, 1987) has been taken to calculate the initial Sr and Nd ratios (Table 3) in agreement with the Lower Cretaceous age of the sediments associated with these igneous rocks (Dávila Alcocer and Martínez Reyes, 1987).

In the $\epsilon\text{Sr}-\epsilon\text{Nd}$ diagram (Fig. 10), all the Arperos rocks show a wide range of $\epsilon\text{Sr}(T=110\text{Ma})$ ratios (-20.3 up to +1.6). The lowest and negative ϵSr ratio of a Corrales andesite falls in the mantle array but its Sr and Rb contents seem to be anomalous and probably affected by alteration. So, this ϵSr ratio is not significant. The shift of the ϵSr ratios towards the high and positive ϵSr side of the diagram reflects an enrichment of radiogenic Sr.

The $\epsilon\text{Nd}(T=110 \text{ Ma})$ ratios are not affected by hydrothermal alteration and thus, are considered as representative of the source compositions. All these rocks exhibit positive $\epsilon\text{Nd}(T=110 \text{ Ma})$ ratios that range from +5.8 to +10.9 (Fig. 10). Valle de Bravo basalt M93-18 and Corrales lavas (Group 2; refer above section) show the highest values, +11 and +8.5 respectively, whereas the $\epsilon\text{Nd}(T=110 \text{ Ma})$ values of the Arperos and Porohui (Group 1) rocks are $\sim +6$ to $+7$ (Table 3). The absence of correlation between the ϵNd and the ϵSr values of the Arperos rocks indicates that their enrichment in radiogenic Sr is linked to sea water alteration.

The wide range of the ϵNd values argues that the rocks from Arperos basin are not cogenetic. Figure 11 illustrates the good negative correlation of the LREE enrichment of the rocks from the Arperos basin with the $\epsilon\text{Nd}(T = 110 \text{ Ma})$ ratios. The higher $(\text{La}/\text{Yb})\text{N}$ are characteristic of the most alkaline lavas and, so correspond to the lowest ϵNd ratios. The Valle de Bravo basalt (M93-18), with a strong N-MORB signature shows the highest $\epsilon\text{Nd}(T=110 \text{ Ma})$ value (+10.9). Corrales lavas have relatively high $\epsilon\text{Nd}(T=110 \text{ Ma})$ values ($\sim +8$), and thus, even if their major and trace elements are mobile, their $\epsilon\text{Nd}(T=110 \text{ Ma})$ approach those of N-MORB, in agreement with their Nb/Yb, La/Yb, and Nb/Sm ratios (Fig. 9). The LREE enriched rocks from Arperos and Porohui exhibit the lowest $\epsilon\text{Nd}(T=110 \text{ Ma})$ values ($\sim +6$) which fall in the range of OIB values.

8. Conclusion

In summary, igneous rocks from the Arperos basin exhibit local (within a single exposure) and regional (among the sequences) geochemical variations. Most rocks from the Arperos basin show OIB features, but the distinction between OIA and OIT affinities remains unclear because clinopyroxene compositions (high TiO_2 content) and TiO_2 - P_2O_5 - MnO ratios indicate OIA affinity, but whole-rock TiO_2 and Nb contents, spidergrams, and REE patterns are more similar to OIT ones.

Rocks from the Arperos type locality are the most alkalic (highest TiO_2 , Nb, and REE contents). Their incompatible elements ratios (Fig. 7a) are the closest to those of OIB. Their $\epsilon\text{Nd}_{(T=110 \text{ Ma})}$ (+6.2) fall in the range of OIB (Fig. 10). In contrast, Corrales lavas and basalt M93-18 from Valle de Bravo show similarities with N-MORB because of their flat REE patterns (Fig. 7a) and high $\epsilon\text{Nd}_{(T=110 \text{ Ma})}$ (+8 to +11; Fig. 10). The other igneous rocks from the Arperos basin show intermediate features between these two extremes.

These geochemical variations of the Arperos basin rocks indicate that they were not erupted in an ocean island environment, such as Hawaii. Indeed, Hawaiian alkali basalts and tholeiites show higher $(\text{La}/\text{Yb})_N$ ratios than the most enriched rocks of the Arperos basin.

9. Discussion

The variations between N-MORB and mildly alkalic suites observed in the Arperos igneous rocks are very similar to those described in the Galápagos Islands (White *et al.*, 1993). In both suites, the isotopic ratios and incompatible elements display a considerable range, from values typical of MORB to oceanic island values. The tectonic setting of the Galápagos oceanic islands differs from the common hotspot pattern. They rise from a shallow submarine volcanic platform that is the western terminus of the east-west trending Carnegie Ridge. Moreover, the Galápagos Spreading Center (GSC), which separates the Cocos from the Nazca plate bisects the region. The Galápagos Islands are well studied: so petrological, geochemical, and structural results of the Galápagos volcanism appears to reflect the local plate tectonic environment, and thermal and dynamic interaction between the asthenosphere and a mantle plume undergoing velocity shear (White *et al.*, 1993).

The geochemical features of the Arperos mafic magmas and their similarities with those of the Galápagos help to clarify the geodynamic environment for the Arperos magmas. The presence of mixing between OIB and N-MORB sources for the Arperos magmas suggests that they are likely produced by plume-asthenosphere interaction; the latter occurs when an aseismic ridge is located near a spreading center (White *et al.*, 1993).

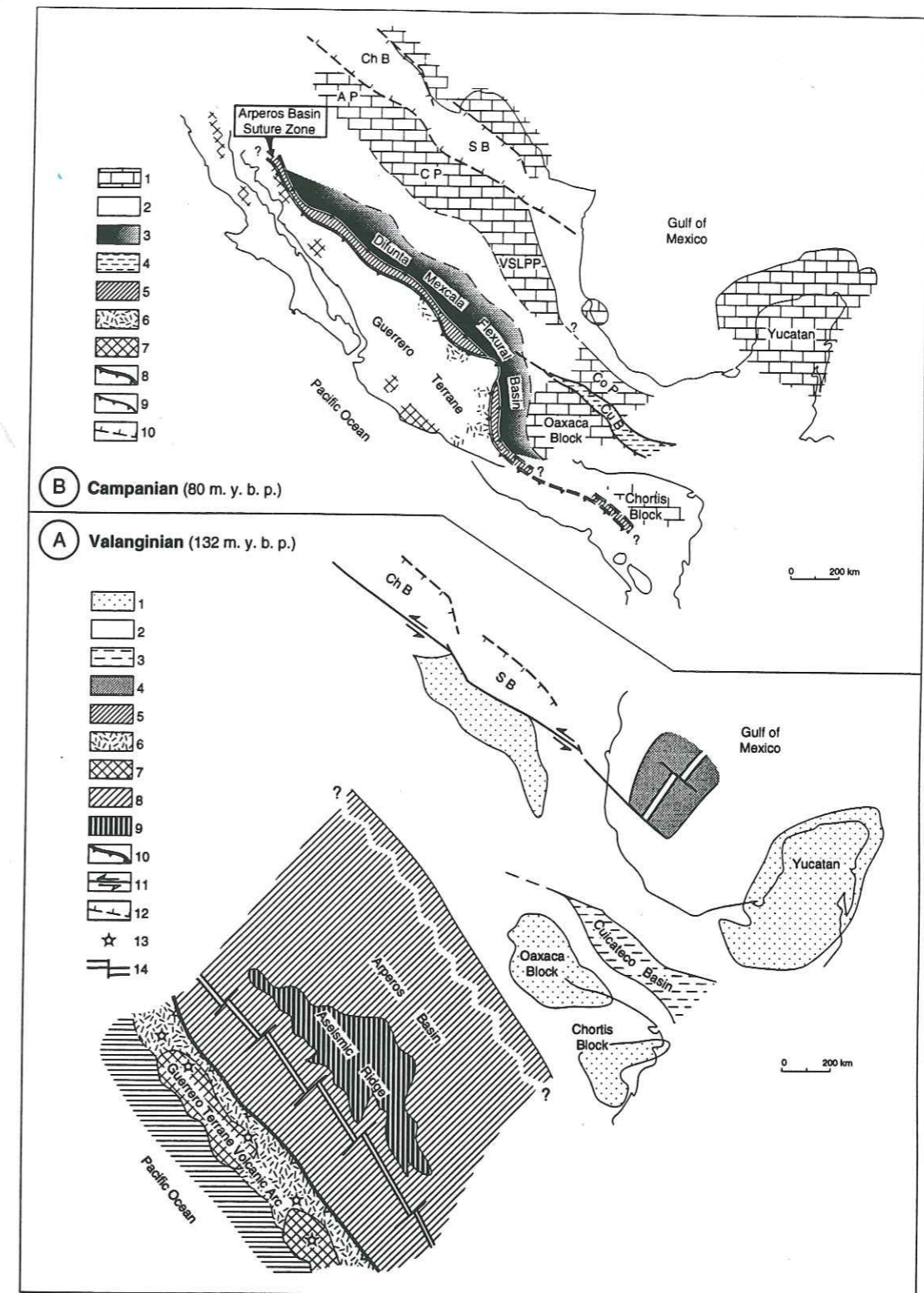


Fig. 12. - Simplified palinspastic maps of the Arperos basin and the Guerrero arc terrane before and after their accretion to North America.

A. During the Early Cretaceous (Valanginian), the Arperos basin located south-east of nuclear Mexico is subducting under the Pacific plate while the Guerrero intra-oceanic arc grows.

1 = emerged lands; 2 = epeiric basins; 3 = Cuicateco basin partly flooded by oceanic crust; 4 = oceanic crust of the Gulf of Mexico; 5 = oceanic crust of the Arperos basin; 6 = arc sequences built on oceanic crust; 7 = arc sequences built on continental blocks; 8 = Pacific ocean; 9 = volcanic rocks of the aseismic ridge; 10 = subduction print; 11 = major sinistral strike-slip faults; 12 = normal faults; 13 = volcanoes; 14 = oceanic ridge.

B. During the Campanian, succeeding to the arc-craton collision, the Guerrero terrane is thrust upon the western margin of nuclear Mexico. The Arperos basin is almost entirely destroyed because it subducted under the Pacific plate. It forms a suture between the accreted arc and the craton. The emplacement of the Guerrero arc onto the western margin of nuclear Mexico caused the development of the Difunta-Mexcala flexural basin.

1 = carbonate platforms; 2 = marine basins; 3 = detrital sediments filling up the Difunta-Mexcala flexural basin; 4 = suture of the Cuicateco basin deformed during the Late Cretaceous orogeny; 5 = suture of the Arperos basin deformed during the Late Early Cretaceous orogeny; 6 = arc sequences built on oceanic crust; 7 = arc sequences built on continental blocks; 8 = Late Early Cretaceous thrusts; 9 = Campanian-Maestrichtian thrusts; 10 = normal faults.

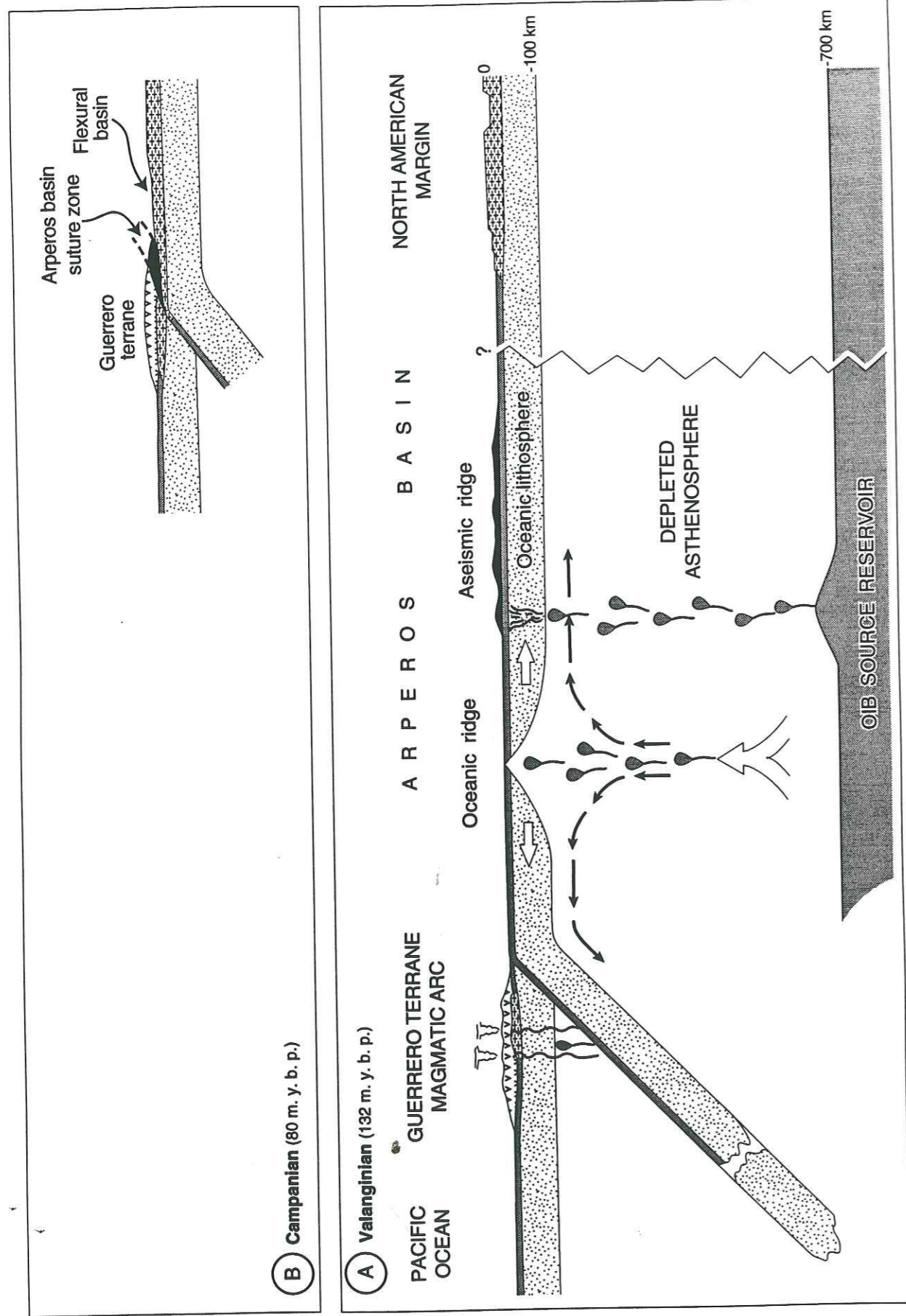


Fig. 13. Simplified model of the intra-oceanic magmatic arc of the Guerrero terrane and the volcanism of the aseismic ridge located in the Arperos basin during the Early Cretaceous (A = Valanginian stage) and the accretion of the Guerrero terrane to nuclear Mexico (B = Campanian stage).

10. Conclusion

Figure 12 illustrates the palinspastic maps of the Guerrero arc, the Arperos basin, and the North American craton during Valanginian and Campanian. During Valanginian time, the Guerrero intra-oceanic arc developed while the Arperos basin was subducting under the Paleo-Pacific (Lapierre *et al.*, 1992b; Tardy *et al.*, 1993). During the Late Early Cretaceous, the Guerrero arc collided with North America. This tectonic event provoked the accretion of the Guerrero arc and the Arperos basin to nuclear Mexico. Presently, the Arperos basin forms a narrow belt of intensely deformed oceanic material, and represents a suture dividing the Guerrero juvenile terrane (Lapierre *et al.*, 1992a; Centeno-García *et al.*, 1993) from nuclear Mexico. During the Campanian, the Difunta-Mexcala foreland flexural basin developed and filled by west to east progradation with arc-material derived from the erosion of the nearby accreted Guerrero arc terrane.

Thus, in the Early Cretaceous, the Arperos basin was likely floored by oceanic crust. The absence of remnants of oceanic rocks with typical N-MORB affinities can be explained because:

- (i) they have not been found so far;
- (ii) they were destroyed while the Arperos basin was subducting under the Pacific plate leading to the Guerrero arc growth. The only remnants of the Arperos basin floor are the igneous rocks erupted from an aseismic ridge because they represent oceanic crust thickened by mantle plume magmas (Figs. 12A and 13).

The pillow lavas and dolerites from the Arperos basin likely represent the uppermost levels of its oceanic floor. We have no information about the age of its opening, its width, or the time span of its development. The Arperos basin could have been present since the Late Permian-Early Triassic. Indeed, the Late Mesozoic Guerrero arc was preceded by two magmatic arcs of Late Permian-Early Triassic and Late Triassic-Early Jurassic ages respectively (Sedlock *et al.*, 1993). The Late Permian-Early Triassic continent-based arc occurred along the western margin of the North American plate (Sedlock *et al.*, 1993) whereas the Late Triassic-Early Jurassic arc developed like the Guerrero arc, in intra-oceanic environment, but its growth was linked to eastward subduction (Rangin, 1986). Based on the Late Jurassic-Early Cretaceous age of the Guerrero arc magmatic activity, we infer that Arperos basin subduction under the Pacific plate occurred at the same time.

Acknowledgments

Support for this project was provided by DBT-INSU programme (contribution CNRS-INSU-DBT, Thème Dynamique globale N° 739), ERS 129-CNRS. We thank

also James F. Luhr, Joaquin Ruiz, and anonymous reviewer for their comments and helpful reviews.

References

- Allègre, C.J., and Minster, J.F., 1978. Quantitative models of trace elements behavior in magmatic processes. *Earth Planet Sci. Lett.*, 3: 1-25.
- Basaltic Volcanism Study Project, 1981. *Basaltic Volcanism on Terrestrial Planets*, Pergamon Press, New-York, 1286 pp.
- Birk, J.L., and Allègre, C.J., 1978. Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ method. *Earth Planet Sci. Lett.*, 39: 37-51.
- Campa, M.-F., 1985. The Mexican Thrust Belt. In: D.G. Howell (Editor), *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, Number 1, Houston, Texas, USA, pp. 299-313.
- Campa, M.-F., and Coney, P.J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resources distributions in Mexico. *Can. J. Earth Sci.*, 20: 1040-1051.
- Campa, M.-F., Oviedo, R., and Tardy, M., 1976. La cabalgadura laramidica del dominio volcano-sedimentario (Arco de Alisitos-Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los limites de los Estados de Guerrero y Mexico. III Congreso latinoamericano de Geol., Mexico, Abstracts: 23.
- Campa, M.-F., and Ramirez, J., 1979. La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. *Serie técnico científica*, Universidad de Guerrero, 102 pp.
- Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23: 471-485.
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., and Ortega-Gutiérrez, F., 1993. Guerrero terrane of Mexico: its role in the southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, 21, 419-422.
- Cochemé, J.-J., 1985, *Le magmatisme cénozoïque dans le nord-ouest du Mexique. Cartographie de la région Yecora-Maicoba-Mulatos. Illustration magmatique de la fin d'un régime en subduction et du passage à un régime distensif. Thèse d'Etat*, Université Aix-Marseille III, Aix en Provence.
- Dávila-Alcocer, A.V.M., and Martínez-Reyes, J., 1987. Una edad cretácica para las rocas basales de la Sierra de Guanajuato. In: *Resúmenes del simposio sobre la geología de la Sierra de Guanajuato*, Inst. de Geología, U.N.A.M., pp. 19-20.
- Donnelly, T.W., and Rogers, J.J.W., 1978. The distribution of igneous rocks throughout the Caribbean. *Geol. Mijnbouw*, 57, (2): 151-162.

- Elias-Herrera, M., and Sanchez-Zavala, J.L., 1992. Tectonic implications of a Mylonitic Granite in the lower structural levels of the Tierra Caliente Complex (Guerrero terrane), southern Mexico. *Univ. Nat. Autón. México, Inst. Geología Revista*, 9, 12: 113-125.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., and O'Nions, R.K., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1999-2212.
- Freydier, C., Lapierre, H., Tardy, M., Coulon, C., Martinez R., J., Orsini, J.B., 1995. Les formations magmatiques de Porohui (Sinaloa): témoins de l'évolution géodynamique mésozoïque et tertiaire des Cordillères mexicaines. *C. R. Acad. Sci. Paris*, (in press).
- Gamble, R.P., and Taylor, L.A., 1980. Crystal/liquid partitioning in augite: effects of cooling rate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47: 21-33.
- Hart, S.R., Erlank, A.J., and Kable, E. J. D., 1974. Sea floor basalt alteration: some chemical and strontium isotopic effects. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 44: 219-230.
- Humphris, S. E., 1984. The mobility of rare earth elements in the crust. *Rare earth element geochemistry*, P. Henderson, (Editor), Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo, 510 pp.
- Lapierre, H., Ortiz H., E. L., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C., and Zimmermann, J.-L., 1992. A crustal section of an intra-oceanic island arc: the Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 108: 61-77.
- Lapierre, H., Tardy, M., Coulon, C., Ortiz H., E., Bourdier, J.-L., Martinez R., J., and Freydier, C., 1992. Caractérisation, genèse et évolution géodynamique du terrain du Guerrero (Mexique occidental). *Can. J. Earth Sci.*, 29: 2478-2489.
- Langmuir, C. H., Vocke, R. D., and Hanson, G. H., 1978. A general mixing equation with application to Icelandic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37: 380-392.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., and Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59: 139-154.
- Ludden, J.N., and Thompson, G., 1978. Behavior of rare earth elements during submarine weathering of tholeiitic basalts. *Nature*, 274: 147-149.
- Ludden, J.N., and Thompson, G., 1979. An evaluation of the behavior of rare earth elements during weathering of sea floor basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 43: 85-92.
- MacCaskie, D.R., 1984. Identification of petrogenetic processes using covariance plots of trace element data. *Chem. Geol.*, 42: 325-341.
- Minster, J.F., and Allègre, C.J., 1978. Systematic use of trace elements in igneous processes. Part III: Inverse problem of batch melting in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68: 37-57.

- Monod, O., Lapierre, H., Chiodi, M., Martinez R., J., Calvet, P., Ortiz, E.L., and Zimmermann, J.-L., 1990. Reconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central: la séquence volcano-plutonique de Guanajuato (Crétacé inférieur). C. R. Acad. Sci. Paris, 310, II: 45-51.
- Mullen, E.D., 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth Planet. Sci. Lett., 62: 53-62.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta, 38: 757-775.
- Nisbet, E.G., and Pearce, J.A., 1977. Clinopyroxene compositions in mafic lavas from different tectonic settings. Contrib. Mineral. Petrol., 63: 149-160.
- Ortega-Gutiérrez, F., Prieto, V., Zuniga, R., and Flores, S., 1979. Una secuencia volcano-plutonica sedimentaria cretácica en el Norte de Sinaloa. Una complejo ofiolítico? U.N.A.M., Inst. Geol. Revista, 3, 1: 1-8.
- Ortiz H., E.L., (1992). L'arc intra-océanique allocthone jurassique supérieur-crétacé inférieur du domaine cordilléraín mexicain ("Guerrero terrane"). Pétrographie, géochimie et minéralisations associées des segments de Guanajuato et de Palmar Chico-Arcelia. Conséquences paléogéographiques. Thèse Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France, 109 pp..
- Ortiz H., E.L., and Lapierre, H., 1991. Las secuencias toleíticas de Guanajuato y Arcelia, México centro-meridional: remanentes de un arco insular intra-océánico del Jurásico superior-Cretácico inferior. Zentrablatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, H.6:1503-1517.
- Ortiz H., E.L., Yta, M., Talavera, O., Lapierre, H., Monod, O., and Tardy, M., 1991. Orígene intra-océanique des formations volcano-plutoniques d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du Mexique centro-méridional. C. R. Acad. Sci., Paris, 305, II: 1093-1098.
- Pankhurst, R.J., 1977. Open system crystal fractionation and incompatible element variations in basalts. Nature, 268: 36-38.
- Pearce, J.A., and Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet. Sci. Lett., 19: 290-300.
- Pearce, J.A., and Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Min. Petrol., 69: 33-47.
- Rangin, C., 1986. Contribution à l'étude géologique du système cordilléraín mésozoïque du Nord-Ouest du Mexique. Mém. Soc. Géol. France, 148, 136 pp.
- Richard, P., Shimizu, P., and Allègre, J.C., 1976. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, a natural tracer: an implication to oceanic basalt. Earth Planet. Sci. Lett., 31: 269-278.

- Ruíz J., Patchett, P.J., and Ortega-Gutiérrez, F., 1988. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies, Geol. Soc. America Bull., 100, 247-281.
- Sanchez-Zavala, J.L., 1993. La secuencia volcanosedimentaria del Jurásico Superior-Cretácico Arcelia Oztoloapan (terreno Guerrero), area del Valle de Bravo-Zacazonapan, estado de Mexico: petrografia, geoquímica, metamorfismo e interpretación tectónica. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de Mexico, 91 pp.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, G. F., and Speed, R. C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. Geol. Soc. of America., Special Paper, 278, 153 pp.
- Servais, M., Cuevas-Perez, E., and Monod, O., 1986. Une section de Sinaloa à San Luis Potosí: une nouvelle approche de l'évolution du Mexique nord-occidental. Bull. Soc. géol., France, (8) II, 6: 1033-1047.
- Stéphan, J.-F., Mercier de Lépinay, B., Calais, E., Tardy, M., Beck, C., Carfantan, J.-Ch., Olivet, J.-L., Vila, J.-M., Bouysse, P., Mauffret, A., Bourgois, J., Théry, J.-M., Tournon, J., Blanchet, R., and Dercourt, J., 1990. Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. Bull. Soc. géol. France, (8), VI, 6: 915-919.
- Sun, S. S., and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. From Saunders, A.D., & Norry, M.J. (eds), Magmatism in the Ocean Basins, Geol. Soc. Special Publication, 42: 313-345.
- Tardy, M., 1980. Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre orientale du Mexique. Thèse d'Etat, Université P. et M. Curie, Paris, 459 pp.
- Tardy, M., Carfantan, J.-Ch., and Rangin, C., 1986. Essai de synthèse sur la structure du Mexique. Bull. Soc. géol. France, (8), II, 6:1025-1031.
- Tardy, M., Lapierre, H., Bourdier, J.-L., Coulon, C., Ortiz, E., and Yta, M., 1992. Intra-oceanic setting of the western Mexico Guerrero terrane. Implications for the Pacific-Tethys geodynamic relationships. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, 10, 2: 118-128.
- Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.-B., Mercier de Lépinay, B., Beck, C., Martinez R., J., Talavera, M. O., Ortiz H., E., Stein, G., Bourdier, J.-L., and Yta, M., 1994. The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. Tectonophysics, 230: 49-73.
- Tardy, M., and Maury, R., 1973. Sobre la presencia de elementos de origen volcánica en las areniscas de los flyschs de edad Cretácico superior de los estados de Coahuila y de Zacatecas, Mexico. Bol. Soc. Geol. Mexicana, 34, 1-2: 1-12

- Vicenzi, E.P., McBirney, A.R., White, W.M., and Hamilton, M., 1990. The geology and geochemistry of Isla Marchena, Galapagos Archipelago: an ocean island adjacent to a mid-ocean ridge. *J. Volc. and Geoth. Research*, 40: 291-315.
- White, W.M., McBirney, A.R., and Duncan, R.A., 1993. Petrology and geochemistry of the Galápagos Islands: portrait of a pathological mantle plume. *J. Geophy. Research*, 98: 19,533-19,563.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Chapman & Hall (eds), 466 pp.
- Yta, M, 1992. Etude géodynamique et métallogénique d'un secteur de la "Faja de Plata" (Mexique): La zone de Zacatecas-Francisco I Madero-Saucito. Thèse Univ. Orléans, France, 266 pp.

Cet article n'est pas directement lié à la problématique de cette thèse. Il apporte cependant de nouvelles données qui:

- confirment la présence du bassin crétacé inférieur d'Arperos à l'extrême Nord-Ouest du Mexique;

- démontrent que les roches plutoniques et hypabyssales basiques interprétées comme appartenant à un cortège ophiolitique mésozoïque développé dans un bassin marginal se rattachent aux plutonismes calco-alcalins et alcalins intra-plaque tertiaires.

(Comptes Rendus de l'Académie des Sciences; sous presse)

**LES FORMATIONS MAGMATIQUES DE POROHUI
(SINALOA) : TÉMOINS DE L'ÉVOLUTION
GÉODYNAMIQUE MÉSOZOÏQUE ET TERTIAIRE DES
CORDILLÈRES MEXICAINES**

Claire FREYDIER, Henriette LAPIERRE, Marc TARDY, Christian COULON,
Juventino MARTINEZ-REYES et Jean-Baptiste ORSINI.

C. F., H. L.: ERS-CNRS 129, Université J. Fourier, Inst. Dolomieu, 15 rue M.
Gignoux, 38031 Grenoble, France.

M. T.: ERS-CNRS 129, Université de Savoie, Laboratoire de Géodynamique,
B.P.1104, 73011 Chambéry, France.

C. C.: URA-CNRS 1277, Université St Jérôme, Laboratoire de Pétrologie
Magmatique, B.P. 441, 13397 Marseille Cédex 20, France.

J. M. R.: Universidad Nacional Autónoma de Mexico, Instituto de geología, Estación
del Centro, Apartado Postal 376, Guanajuato, Gto., Mexique.

J. B. O.: URA-CNRS 10, Université Jean Monnet, Laboratoire de Géologie et de
Pétrologie, 23 rue D^r Michalon, 42023 St Etienne.

Résumé

Les basaltes intercalés dans des calcaires pélagiques du Crétacé inférieur et traversés par des filons et des plutons de gabbros près de Porohui (Etat de Sinaloa, Nord-Ouest du Mexique) étaient attribués aux parties tectoniquement dissociées d'un cortège ophiolitique engendré dans un bassin marginal. Ce dernier, était associé à des arcs du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, accrétés à la marge du craton nord-américain à la fin du Crétacé. La distinction de trois associations magmatiques remet en cause cette interprétation. La première est formée de basaltes de type OIB, épanchés au Crétacé inférieur dans un espace océanique, probable prolongement en direction du Nord-Ouest du bassin d'Arperos. Elle est le jalon, connu, le plus septentrional de la suture océanique séparant le "Guerrero terrane" du domaine épicrotonique de la Sierra Madre Orientale. La deuxième correspond à des filons de gabbros calco-alcalins qui recoupe la précédente; d'âge tertiaire probable, elle est un marqueur de la paléo-subduction de la plaque Farallon sous la marge nord-américaine. La troisième est représentée par un pluton de gabbro anorogénique rapporté au magmatisme récent du premier stade d'ouverture du golfe de Californie.

Mots-clés: magmatisme basique, bassin océanique, basaltes d'îles océaniques, séries calco-alcalines et intra-plaques continentales, évolution géodynamique, Cordillères mexicaines.

The mafic igneous assemblages from Porohui (Sinaloa, North-western Mexico): remnants of the geodynamic evolution of the Cordillera during the Late Mesozoic and Tertiary.

Abstract

The basalts interbedded with Lower Cretaceous pelagic limestones and intruded by gabbroic pluton and dykes, are exposed near Porohui (Sinaloa State, NW Mexico). The whole assemblage was interpreted as a dismembered ophiolitic suite developed in a back-arc basin. New data show that in fact these mafic igneous rocks belong to three distinct assemblages. The first assemblage consists of OIB-type basalts erupted in the Early Cretaceous Arperos oceanic basin which divided the Mesozoic Guerrero arc from nuclear Mexico. The second assemblage is formed of Tertiary gabbroic calc-alkaline dykes which intruded the first assemblage. These gabbros are linked to the subduction of the Farallon plate under the margin of North America. The third assemblage is represented by a Late Tertiary gabbroic pluton which exhibits anorogenic features. This gabbro is related to the first stage of the Gulf of California opening.

Keywords: mafic magmatism, oceanic basin, OIB, calc-alkaline, within-plate continental magmas, geodynamic evolution, Mexican Cordillera.

Abridged English version

Arc sequences of Late Jurassic to Early Cretaceous age that collectively belong to the Guerrero terrane are exposed in the southern extremity of the Cordillera in western Mexico. The geodynamic environments of these arc sequences are variously interpreted. Either these arc sequences represent the remnants of an intra-oceanic arc built on oceanic lithosphere or on continental blocks (Campa *et al.*, 1976; Lapierre *et al.*, 1992; Centeno-Garcia *et al.*, 1993; Tardy *et al.*, 1994), or they developed in a system of island arcs divided by back-arc basins (Talavera *et al.*, 1993), or even, they were built on the western margin of nuclear Mexico (Stéphan *et al.*, 1990; Sedlock *et al.*, 1993; Monod *et al.*, 1994).

Whatever is the geodynamic environment proposed for these arc sequences, the remnants of oceanic sutures represented by ophiolitic suites, within the Guerrero terrane or between this terrane and nuclear Mexico have been searched. That is why some mafic plutono-volcanic assemblages of the Guerrero terrane such as those exposed near Porohui (Fig. 1) were interpreted as ophiolitic suites considered to be developed in a back-arc basin located between the Alisitos-Sinaloa arc and North America (Ortega-Gutierrez *et al.*, 1979) or in an intra-arc basin dividing the Alisitos and Sinaloa arcs (Servais *et al.*, 1986).

New field observations completed by petrological and geochemical data allow to propose a different interpretation for the geodynamic environment of the mafic plutono-volcanic assemblage from Porohui. This assemblage can be subdivided into three units: (i) pillow basalts and dolerites associated with Lower Cretaceous pelagic limestones that are intruded successively by (ii) swarms and/or isolated amphibole-bearing and felsic dykes and (iii) a clinopyroxene-bearing gabbroic pluton cross cutted by basaltic dykes (Fig. 2). Dykes and pluton are gabbroic in composition and likely of Late Cretaceous-Early Tertiary and Late Tertiary ages respectively.

The Lower Cretaceous basalts and dolerites include TiO₂-rich (TiO₂ = 1.1 to 4 %; Table 1) augite-diopside (Morimoto, 1988) which fall in the field of alkaline basalts emplaced in anorogenic setting (Leterrier *et al.*, 1982). Compared to the amphibole-bearing gabbroic dykes, the Lower Cretaceous rocks are TiO₂- (1.3-2.1 %), Nb- (6-11 ppm) and Zr- (93-174 ppm) enriched. Their Zr/Y ratios (3.33-4.58; Fig. 3a) fall within the range of Pearce and Norry (1979) for Oceanic Island Basalts (OIB).

The gabbroic dykes are amphibole-, plagioclase- and diopside-phyric. The amphibole ranges in composition from pargasite to edenitic hornblende (Leake, 1978) and its Al^{IV} content is higher than 1.5. This is a feature of island-arc rocks (Jakes and White, 1972). The diopside is TiO₂-poor (TiO₂ = 0.3-0.8 %; Table 1) and falls in the orogenic field (Leterrier *et al.*, 1982). These dykes cluster in the Island Arc Basalt field (IAB; Fig. 3a; Pearce and Norry, 1979), because of their low TiO₂ (0.78-1.09 %), Nb (3-5 ppm) and Zr (37-64 ppm) contents.

The gabbroic pluton includes augite which clusters in the anorogenic field ($TiO_2 = 0.6-1.3\%$; Table 1; Leterrier *et al.*, 1982). The TiO_2 abundance of the gabbro is similar to those of the Lower Cretaceous basalts and dolerites while its Nb (5 ppm) and Zr (80 ppm) contents are similar to those of the amphibole-gabbroic dykes. The Zr/Y ratio of this pluton is intermediate between those of the Lower Cretaceous igneous rocks and the amphibole-gabbroic dykes. This gabbro falls in the field of overlap between the MORB and IAB.

Finally, the geochemical differences between the three igneous assemblages exposed near Porohui is illustrated by the La/Nb versus Y plot (Fig. 3b). The Lower Cretaceous basalts and dolerites, and the gabbroic pluton are characterized by La/Nb ratios < 1.4 while the arc-related amphibole-gabbroic dykes have La/Nb ratios > 1.5 .

The field observations, supported by petrological and geochemical data do not agree with Ortega-Gutierrez *et al.* (1979) and Servais *et al.* (1986) previous interpretations, which considered the three assemblages as part of an allochthonous dismembered ophiolitic suite.

Our interpretation for the three assemblages from Porohui is the following:

- the basalts and dolerites associated with the Lower Cretaceous pelagic limestones display OIB affinities. They likely represent the remnants of the Arperos basin, which during Early Cretaceous times divided the Guerrero arc terrane from cratonal America (Freydier *et al.*, 1995).

- the amphibole gabbroic dykes intrude the deformed Lower Cretaceous limestones and igneous rocks and show petrological and geochemical features similar to the Late Cretaceous-Tertiary continent-arc magmas. The latter emplaced while the Farallon plate was subducting under North America. The gabbroic and felsic dykes likely fed the Sierra Madre Occidental magmatism.

- the clinopyroxene gabbroic pluton shares with the Late Tertiary within-plate basalts of north-western Mexico (Sonora) similar characteristics. This pluton and the basaltic dykes likely belong to the widespread alkalic and tholeiitic magmas emplaced during the development of the Basin and Range and the opening of the Gulf of California.

I. INTRODUCTION

L'Ouest et le Sud des Cordillères mexicaines présentent des séquences volcano-plutoniques d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur dont l'origine géodynamique est diversement interprétée. Elles seraient les témoins d'un arc intra-océanique (connu sous le nom de "Guerrero terrane") édifié pour partie sur une lithosphère océanique et pour partie sur des blocs continentaux (Campa *et al.*, 1976; Lapierre *et al.*, 1992; Centeno-Garcia *et al.*, 1993; Tardy *et al.*, 1994); ou proviendraient d'un système complexe d'arcs séparés par des bassins marginaux (Talavera *et al.*, 1993); ou, enfin,

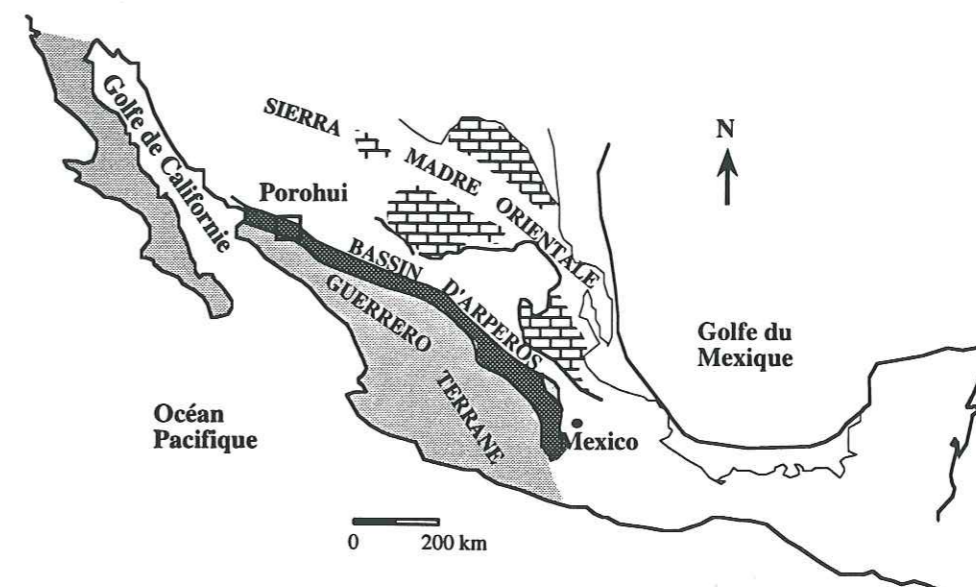


Figure 1: Localisation de la suture du bassin d'Arperos entre le Guerrero terrane et la Sierra Madre Orientale, Mexique.

Figure 1: Simplified geologic map of Mexico, showing the Arperos basin suture between the Guerrero terrane and the Sierra Madre Oriental, Mexico.

auraient été mises en place sur la marge occidentale mexicaine du craton nord-américain (Stéphan *et al.*, 1990; Sedlock *et al.*, 1993; Monod *et al.*, 1994).

Selon les deux premiers modèles, les témoins d'une ou plusieurs sutures océaniques localisées dans le domaine cordillérai occidental, ou entre ce dernier et le domaine épicrotonique de la Sierra Madre Orientale, ont été recherchés. C'est ainsi que des associations plutono-volcaniques basiques mésozoïques ont été interprétées en termes de cortèges ophiolitiques issus de bassins marginaux. C'est le cas pour les formations plutono-volcaniques basiques de Porohui (Sinaloa; Fig. 1) qui dans leur ensemble ont été rapportées à un cortège ophiolitique allochtone, issu d'un bassin océanique du Crétacé inférieur, soit arrière-arc, situé entre le craton nord américain et l'arc intra-océanique Alisitos-Sinaloa (Ortega-Gutierrez *et al.*, 1979), soit intra-arc, entre les arcs d'Alisitos et de Sinaloa (Servais *et al.*, 1986).

De nouvelles observations de terrain, complétées par des données pétrographiques et géochimiques, remettent en cause ces interprétations.

II. CADRE GEOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIE

Dans l'Etat de Sinaloa, les formations plutoniques et volcaniques de Porohui (Fig. 2), affleurent au Nord-Nord-Est des ensembles volcaniques et sédimentaires du Crétacé inférieur du paléo-arc d'Alisitos (Bonneau, 1972; Mullan, 1978) et au Sud-Sud Ouest des plates-formes carbonatées et bassins épicontinentaux de la Sierra Madre Orientale (Fig. 1). Elles sont recouvertes en discordance par les puissantes volcanites tertiaires de la Sierra Madre Occidentale.

Deux coupes, levées dans la vallée du Río Sinaloa (Fig. 2), permettent de préciser les relations géométriques entre les différents termes plutoniques, volcaniques et sédimentaires. Entre Pueblo Viejo et Porohui, (coupe AA'; Fig. 2) des filons de roche acide et de gabbro à amphibole traversent des coulées de basaltes massives ou en coussins, stratigraphiquement associées à des calcaires pélagiques, en lits minces plissés. Ces filons aux bordures figées se recoupent. Basaltes en coussins et calcaires pélagiques sont (coupe BB'; Fig. 2) traversés par un pluton de gabbro à pyroxène et son cortège filonien. L'association volcano-sédimentaire est métamorphosée au contact du gabbro. Les relations entre les filons de gabbros à amphibole et le pluton n'ont pu être observées.

On distingue donc parmi ces formations, trois ensembles (Fig. 2): (1) des coulées massives et/ou en coussins de basaltes et de dolérites associées à des calcaires pélagiques du Crétacé inférieur (Ortega-Gutierrez *et al.*, 1979); (2) des filons groupés ou isolés de gabbros subdoléritiques à amphibole et de roches acides qui recoupent l'ensemble précédent; (3) un pluton de gabbro à pyroxène à faciès de bordure finement grenu lui-même traversé par des filons basaltiques récents.

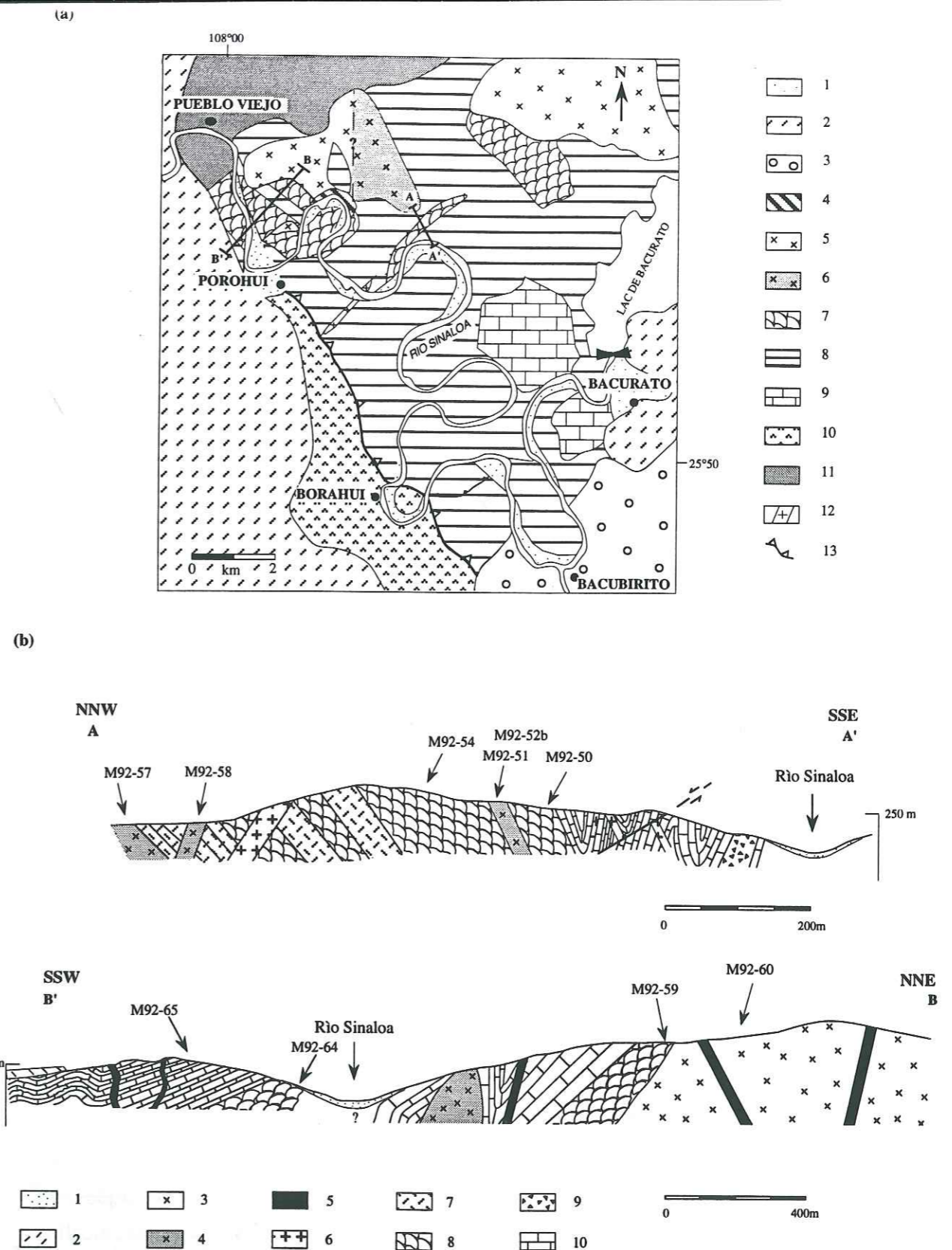


Figure 2: (a) - Carte géologique simplifiée des environs de Porohui modifiée d'après Servais *et al.* (1986).

1: alluvions récentes; 2: ignimbrites tertiaires; 3: conglomérats du Tertiaire inférieur; 4, 5, 6: intrusions tertiaires (?) dont 4: filons; 5: gabbros et pyroxénites; 6: gabbros à amphiboles; 7: basaltes en coussins; 8: argiles, grès, tufs, cherts et calcaires pélagiques du Crétacé inférieur; 9: autres calcaires du Crétacé inférieur; 10: complexe volcanique de Borahui (non daté); 11: Paléozoïque (?) métamorphique; 12: Intrusion acide (?); 13: chevauchement.

(b) - Coupes simplifiées illustrant les rapports entre les différentes formations (voir situation sur la carte).

1: alluvions récentes; 2: ignimbrites tertiaires; 3: gabbros et pyroxénites; 4: gabbros à amphiboles; 5: filons basiques; 6: filons acides; 7: coulées de basaltes; 8: basaltes en coussins; 9: volcanoclastites; 10: calcaires pélagiques.

Figure 2: (a) Simplified geological map of Porohui modified after Servais *et al.* (1986).

1: Recent deposits; 2: Tertiary welded tuffs; 3: gabbros and pyroxenites; 4: amphibole-phyric gabbros; 5: mafic dykes; 6: felsic dykes; 7: basaltic flows; 8: pillow basalts; 9: volcanoclastic rocks; 10: pelagic limestones.

(b) Simplified cross sections, illustrating the field relationships between the different igneous assemblages (see location on the map). 1: Recent deposits; 2: Tertiary welded tuffs; 3: gabbros and pyroxenites; 4: amphibole-phyric gabbros; 5: mafic dykes; 6: felsic dykes; 7: basaltic flows; 8: pillow basalts; 9: volcanoclastic rocks; 10: pelagic limestones.

III. PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DES ROCHES IGNEES

Les trois ensembles décrits ci-dessus montrent des différences pétrographiques et géochimiques:

(1) les basaltes et les dolérites renferment des diopsides-augites (Morimoto, 1988) riches en TiO₂ (1,1-4 %; Tableau 1); ils occupent les champs alcalin et anorogénique (Leterrier *et al.*, 1982). Ces roches, comparées aux gabbros à amphibole des filons (cf infra), sont enrichies en TiO₂ (1,3-2,1 %), Nb (6-11 ppm) et Zr (93-174 ppm; Tableau 2). Leurs rapports Zr/Y (3,32-4,58; Fig. 3a; Pearce et Norry, 1979) sont caractéristiques de magmas d'îles océaniques (OIB).

(2) les gabbros des filons sont à phénocristaux de pargasite et de hornblende édénitique (Leake, 1978; Tableau 1) qui ont des teneurs en Al^{IV} > 1,5 caractéristiques de magmas d'arc insulaire (Jakes et White, 1972). Ils contiennent aussi des phénocristaux de plagioclase et de diopside (TiO₂ = 0,3-0,8 %), d'affinité orogénique (Leterrier *et al.*, 1982). Les faibles teneurs en TiO₂ (0,78-1,09 %), Nb (3-5 ppm) et Zr (37-64 ppm) de ces gabbros se situent dans la gamme des teneurs des magmas orogéniques. Les gabbros non cumulatifs ayant des compositions chimiques proches de celles des basaltes, nous pouvons les comparer aux basaltes et dolérites de l'ensemble (i) et utiliser le diagramme Zr/Y en fonction de Zr (Pearce et Norry, 1979); ils occupent le champ des basaltes d'arc insulaire (IAB; Fig. 3a).

(3) le gabbro du pluton est riche en diopside-augite (Tableau 1) moyennement titanifère (TiO₂ = 0,6-1,3 %) et se situe dans le champ anorogénique (Leterrier *et al.*, 1982). Ce gabbro est aussi titanifère TiO₂ (2,21 %) que les basaltes et les dolérites du Crétacé inférieur alors que ses teneurs en Nb (5 ppm) et en Zr (80 ppm) sont comparables à celles des filons de gabbros à amphibole. La valeur du rapport Zr/Y est intermédiaire entre ceux des deux autres ensembles et le point représentatif de ce gabbro se situe dans le champ commun aux MORB et IAB (Fig. 3a).

Les différences géochimiques entre ces trois ensembles apparaissent également dans le diagramme La/Nb en fonction de Y (Fig. 3b). Les basaltes anorogéniques et le gabbro en pluton ont des rapports La/Nb < 1,4 alors que ceux des gabbros à amphibole sont > 1,5.

Les trois ensembles magmatiques affleurant à Porohui sont donc pétrographiquement et géochimiquement différents. Les basaltes et les dolérites du Crétacé inférieur, alcalins et anorogéniques, représentent les affleurements les plus septentrionaux connus du bassin d'Arperos (Freydier *et al.*, 1995). Les filons de gabbros à amphibole calco-alcalins appartiennent à un magmatisme de marge active. Enfin, le gabbro à pyroxène, avec des clinopyroxènes moins riches en TiO₂ que ceux des basaltes et dolérites d'Arperos, se rattache à un magmatisme anorogénique.

Echantillon n° Pyroxènes	M92-54 salite	M92-52b diopside	M92-60 augite	Echantillon n° Amphiboles	M92-51 pargasite	M92-52b édénite
SiO ₂	46,46	51,25	50,07	SiO ₂	40,00	44,89
TiO ₂	2,84	0,36	1,30	TiO ₂	2,28	0,62
Al ₂ O ₃	3,29	2,55	1,64	Al ₂ O ₃	14,15	10,01
FeO	14,94	4,24	11,33	FeO	11,37	11,17
MnO	0,25	0,06	0,28	MnO	0,10	0,24
MgO	9,38	16,12	13,11	MgO	13,28	15,13
CaO	20,34	23,10	20,57	CaO	12,23	11,76
Na ₂ O	0,62	0,14	0,56	Na ₂ O	2,21	1,76
Cr ₂ O ₃	0,06	0,40	0,00	K ₂ O	0,66	0,45
Total	98,18	98,22	98,86	Cr ₂ O ₃	0,00	0,09
Si	1,83	1,92	1,92	NiO	0,05	0,02
Ti	0,08	0,01	0,04	Total	96,33	96,14
Al	0,15	0,11	0,07	Si	5,99	6,65
Fe	0,49	0,13	0,36	Ti	0,26	0,07
Mn	0,01	0,00	0,01	Al	2,50	1,75
Mg	0,55	0,90	0,75	Fe	1,42	1,39
Ca	0,86	0,93	0,84	Mn	0,01	0,03
Na	0,05	0,01	0,04	Mg	2,97	3,34
Cr	0,00	0,01	0,00	Ca	1,96	1,87
Total	4,03	4,02	4,03	Na	0,64	0,50
% En	28,80	45,90	38,10	K	0,13	0,09
% Fs	26,20	6,90	18,90	Cr	0,00	0,01
% Wo	45,00	47,20	43,00	Ni	0,01	0,00
				Total	15,89	15,70
				Al ^{IV}	2,01	1,35
				Al ^{VI}	0,49	0,40
				XMg	0,68	0,71

Analyses réalisées à la microsonde automatisée Camebax de l'ENSEEG - Campus scientifique de St Martin d'Hères.

Tableau 1: Analyses chimiques représentatives de clinopyroxènes et d'amphiboles des roches magmatiques de Porohui.

Table 1: Representative chemical analysis of clinopyroxene and amphibole from Porohui.

Echantillon n° Faciès	M92-51 microgabbro	M92-52b * gabbro magmatisme tertiaire calco-alcalin	M92-57 * gabbro	M92-58 * microgabbro	M92-60 * gabbro pluton tertiaire	M92-54 # basalte et dolérite crétacés d'Arperos
SiO2	43,44	45,05	46,26	43,80	48,92	48,43
TiO2	0,98	0,78	1,09	0,89	2,21	2,05
Al2O3	13,78	11,97	16,57	11,78	14,87	15,74
Fe2O3	2,85	10,39	10,83	11,67	10,71	1,68
FeO	7,39					8,07
MnO	0,19	0,16	0,15	0,17	0,17	0,15
MgO	10,84	14,06	7,55	16,11	6,54	7,73
CaO	8,78	10,10	9,18	10,43	6,28	7,71
Na2O	2,00	1,70	2,45	1,20	4,30	3,36
K2O	1,15	0,46	1,68	0,47	1,13	0,79
P2O5	0,10	0,11	0,10	0,09	0,38	0,23
LOI	7,16	4,05	3,19	2,00	3,70	4,00
Total	98,66	98,83	99,05	98,62	99,21	99,94
Ni ppm	159	204	56	282	63	86
Cr	709	825	239	1054	860	198
V	322	272	373	295	265	273
Y	21	17	18	18	25	36
Zr	64	39	41	37	80	144
Nb	5	4	3	3	5	8
Ba	315	155	420	122	99	109
Sr	252	252	511	150	281	324
Rb	11	9	28	7	11	8
Co	43	40	36	48	36	44
Zn	88	57	62	69	48	84
Cu	25	40	123	17	110	45
Ti/Zr	91,88	120,31	159,37	144,65	165,98	85,42
Zr/Y	3,05	2,29	2,28	2,06	3,20	4,00
La	7,64	6,90	7,93	6,43	4,83	9,09
Ce	14,9	13,9	15,4	12,4	12,5	21,5
Nd	9,6	10,2	10,6	9,7	11,6	16,3
Sm	2,8	2,1	2,2	2,1	2,6	4,3
Eu	0,85	0,85	0,96	0,78	1,16	1,49
Gd	3,31	1,63	1,86	3,32	1,20	6,00
Dy	3,55	1,62	1,95	3,21	1,16	5,60
Ho	0,66	0,51	0,61	0,59	0,87	0,95
Yb	1,95	1,13	1,45	1,55	2,08	2,64
Lu	0,31	0,07	0,30	0,02	0,11	0,33
(La/Yb)chondrite	2,65	4,13	3,70	2,81	1,57	2,33
La/Nb	1,53	1,73	2,64	2,14	0,97	1,14
Texture	intersert. porph.	grenue	grenue	micr. porph.	grenue	micr. porph.
Minéralogie	amph, px, alb, sph	amph, px, plagio	amph	px, amph, plagio	px, plagio	px, plagio

Les données géochimiques ont été réalisées par ICP au Laboratoire de Pétrologie magmatique de l'Université d'Aix-Marseille III.

Les précisions analytiques par ICP sont : 1-3 % pour les éléments majeurs; 1,5-2,8 % pour les éléments traces et terres rares. Mn, Na, K et Rb dosés par absorption atomique avec une précision < à 4%.

* Majeurs dosés par ICP et fluorescence X au Laboratoire de Géologie à l'ENS des Mines de St Etienne.

Les précisions analytiques sont décrites dans Meyer et al., 1988.

d'après Freyrier et al., 1995

Tableau 2: Analyses chimiques représentatives des roches magmatiques de Porohui.
amph: amphibole; px: pyroxène; alb: albite; plagio: plagioclase; sph: sphène.
Table 2: Representative chemical analysis for the igneous rocks from Porohui.
amph: amphibole; px: pyroxene; alb: albite; plagio: plagioclase; sph: sphene.

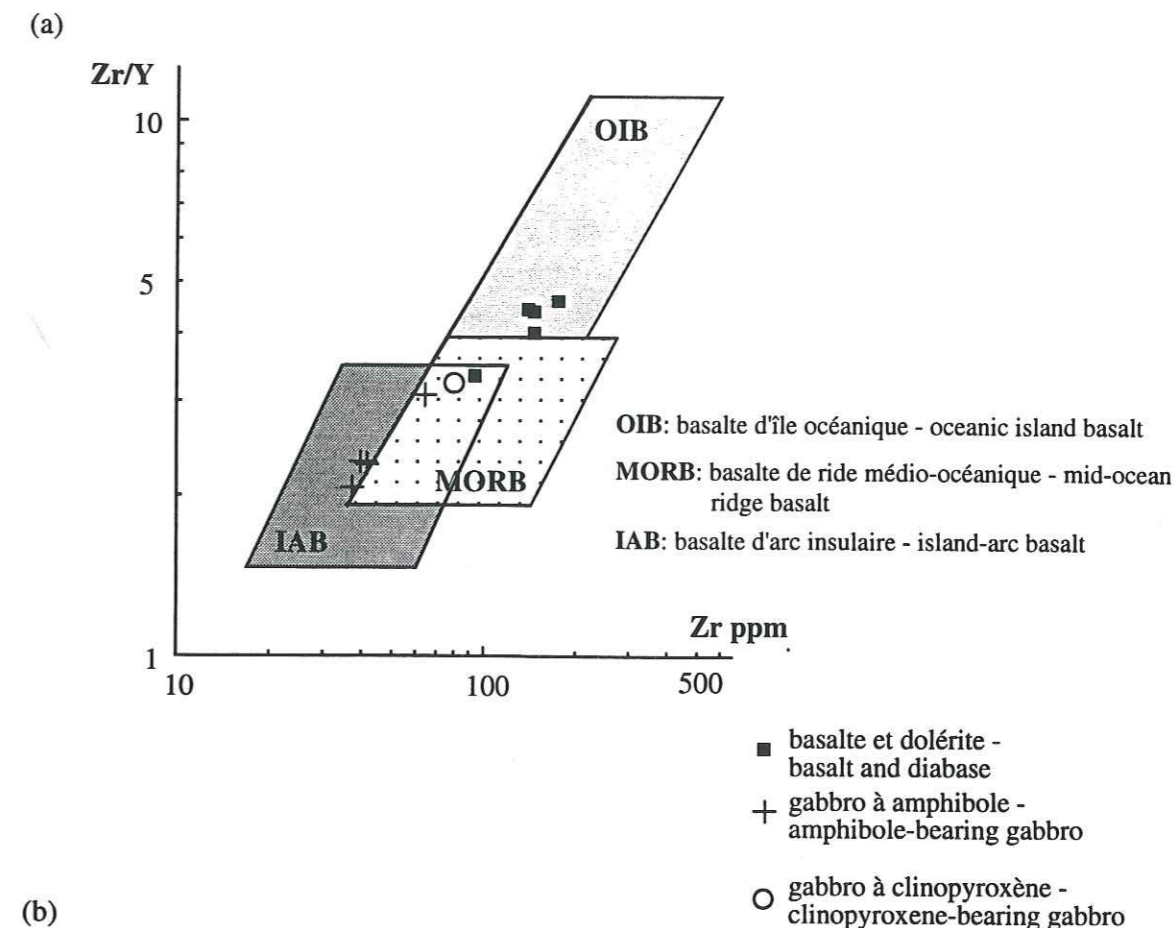


Figure 3 : (a) Diagramme de discrimination de l'environnement géotectonique Zr/Y en fonction de Zr (Pearce et Norry, 1979) pour les roches ignées de Porohui.

(b) Diagramme La/Nb en fonction de Y pour les roches ignées de Porohui.

Figure 3: (a) Zr/Y versus Zr tectonomagmatic discrimination diagram (Pearce and Norry, 1979) for the igneous rocks from Porohui.

(b) La/Nb versus Y plot for the Porohui igneous rocks.

IV. CONCLUSION

Les données de terrain, confortées par les résultats des analyses pétrographiques et géochimiques tels qu'ils viennent d'être rapportés, contredisent les interprétations formulées par Ortega-Gutierrez *et al.* (1979) et Servais *et al.* (1986) à partir des roches magmatiques et sédimentaires de Porohui.

Selon nous, et s'inscrivant dans l'évolution géodynamique mésozoïque et cénozoïque des Cordillères mexicaines:

- les basaltes et dolérites associés aux calcaires du Crétacé inférieur, témoignent d'un volcanisme de type intra-plaque (Freydier *et al.*, 1995). Ce volcanisme synsédimentaire s'est manifesté dans le bassin océanique d'Arperos qui séparait au Crétacé inférieur la partie mexicaine du continent nord américain de l'arc insulaire d'Alisitos (= Guerrero terrane) avant que les deux ne soient collés par collision dès la fin du Crétacé inférieur.

- les filons de gabbros à amphibole sécants (postérieurs au plissement des calcaires du Crétacé inférieur) bien que non datés, ont les caractères pétro-géochimiques du magmatisme de marge active qui s'installe dans l'Ouest du Mexique au Crétacé supérieur et au Tertiaire en relation avec la subduction de la plaque Farallon. Avec les filons acides signalés, ils sont vraisemblablement les traces des vecteurs nourriciers de l'empilement volcanique de la Sierra Madre Occidentale.

- le gabbro à pyroxène en pluton qui présente les mêmes affinités de magmatisme intra-plaque continental que les basaltes plio-quatérnaires en plateaux présents plus au nord dans l'Etat de Sonora (Paz-Moreno, 1992), se serait mis en place en même temps que les filons basaltiques les plus récents signalés à la fin de la distension du "Basin and Range" américain-mexicain alors que débute et se réalise l'ouverture du Golfe de Californie.

Remerciements : Contribution CNRS-DBT-INSU, Thème Dynamique globale N° 743. Nous remercions également Bernard Deruelle pour ces remarques constructives en tant que rapporteur.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Bonneau, M., 1972. Données nouvelles sur les séries crétacées de la côte pacifique du Mexique. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XIV: 55-65.
- Campa, M.-F., Oviedo, R., and Tardy, M., 1976. La cabalgadura laramidica del dominio volcano-sedimentario (Arco de Alisitos-Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los limites de los Estados de Guerrero y Mexico. III Congreso latino-americano de Geol., Mexico, Abstracts: 23.
- Centeno-Garcia, E., Ruiz, J., Coney, P. J., Patchett, P. J., and Ortega-Gutierrez, F., 1993. Guerrero terrane of Mexico: its role in the southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, 21, 419-422.

- Freydier, C., Martinez, J., Lapierre, H., Tardy, M., Coulon, C., 1995. The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (Western Mexico). *Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center*. *Tectonophysics*, (sous presse).
- Jakes, P. and White, A.J.R., 1972. Hornblendes from calc-alkaline volcanic rocks of island arcs and continental margins. *Amer. Min.*, 57: 887-902.
- Lapierre, H., Tardy, M., Coulon, C., Ortiz, H. E., Bourdier, J.-L., Martinez, R. J., et Freydier, C., 1992. Caractérisation, genèse et évolution géodynamique du "Guerrero terrane" (Mexique occidental). *Can. J. Earth Sci.*, 29: 2478-2489.
- Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *Min. Magazine*, 38: 389-407.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., and Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59: 139-154.
- Meyer, G., Gladney, E.S., Gruffat, J.J. and Raimbault, L., 1988. Analyse des standards de l'USGS: GXR-1 à GXR-6 par activation neutronique et fluorescence X. *Geostandard Newsletter*, 12, 1: 53-56.
- Monod, O., Faure, M., Salinas, J.C., 1994. Intra-arc opening and closure of a marginal sea: The case of the Guerrero Terrane (SW Mexico). *The Island Arcs*, 3: 25-34.
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Min. Mag.*, 52: 535-550.
- Mullan, H. S., 1978. Evolution of part of the Nevadan orogen in northwestern Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89: 1175-1188.
- Ortega-Gutierrez, F., Prieto, V., Zuniga, R. and Flores, S., 1979. Una secuencia volcano-plutonica sedimentaria cretácica en el Norte de Sinaloa. Un complejo ofiolítico? *U.N.A.M., Inst. Geol. Revista*, 3, 1: 1-8.
- Paz-Moreno, F.A., 1992. Le volcanisme mio-plio-quatérnaire de l'Etat du Sonora (Nord-Ouest du Mexique): Evolution spatiale et chronologique; implications pétrogénétiques. Thèse Doct., Univ. Aix-Marseille III, 212 p.
- Pearce, J., and Norry, M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Min. Petrol.*, 69: 33-47.
- Sedlock, R., Ortega, G.F. and Speed, R.C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, 278, 153pp.
- Servais, M., Cuevas-Perez, E., and Monod, O., 1986. Une section de Sinaloa à San Luis Potosí: une nouvelle approche de l'évolution du Mexique nord-occidental. *Bull. Soc. Géol., France*, (8) II, 6: 1033-1047.
- Stéphan, J.-F., Mercier de Lépinay, B., Calais, E., Tardy, M., Beck, C., Carfantan, J.-Ch., Olivet, J.-L., Vila, J.-M., Bouysse, P., Mauffret, A., Bourgois, J., Théry, J.-M., Tournon, J., Blanchet, R., and Dercourt, J., 1990. Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), VI, 6: 915-919.

Talavera, O., Ramírez, J. and Guerrero, M., 1993. Geochemical evolution of the Guerrero terrane- Example of a Late Mesozoic multi-arc system. First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference. Guanajuato. Proceedings UNAM, Inst. Geol., Mexico, 5-22 November 1993, p. 150-151.

Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.-B., Mercier de Lépinay, B., Beck, C., Martinez R., J., Talavera M., O., Ortiz H., E., Stein, G., Bourdier, J.L. and Yta, M., 1994. The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. *Tectonophysics*, 230: 49-73.

C- GEOCHIMIE DES ROCHES SEDIMENTAIRES DU BASSIN D'ARPEROS

La nature des roches sédimentaires d'Arperos varie en fonction de leur position dans la colonne stratigraphique. Ce sont d'excellents marqueurs de l'évolution spatio-temporelle du bassin et de l'arc intra-océanique qui lui est associé. Aussi avons nous réalisé une étude géochimique (éléments traces et terres rares) et isotopique (ϵNd) de ces roches en analysant des échantillons prélevés respectivement à la base, au milieu et au sommet de la suite lithostratigraphique du bassin, à savoir:

(i) des roches pélitiques et siliceuses, parfois tuffacées, interstratifiées avec les basaltes de Valle de Bravo ou formant la matrice des coussins;

(ii) des tufs cinéritiques formés exclusivement de fragments de feldspaths et de rares quartz, et des tufs à cristaux plus grossiers interstratifiés dans la partie sommitale des basaltes subtrachytiques de Corrales;

(iii) des roches turbiditiques fines, formées de grains de quartz arrondis, de fragments de plagioclase et de minéraux ferro-magnésiens altérés, interstratifiés dans les calcaires pélagiques et siliceux.

Les compositions géochimiques et isotopiques de ces roches sont les suivantes:

- I - Les pélites siliceuses associées aux basaltes de l'extrême base affleurante sont moyennement enrichies en terres rares légères [$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1,5-2,61$], appauvries en Th (0,59-0,6 ppm) et présentent des rapports ϵNd élevés (+7,75) comparables à ceux des basaltes avec lesquels elles sont associées.

- II - Les tufs des niveaux intermédiaires associés aux basaltes fractionnés de Corrales présentent des spectres de terres rares plats ou légèrement appauvris en terres rares légères [$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0,97-1,21$] et leurs teneurs en Th sont relativement basses (0,23-1,92 ppm). L' ϵNd (+9,4) du tuf cinéritique est identique à celui des basaltes (ϵNd compris entre +8,7 et +9) auxquels il est associé, alors que les tufs à cristaux montrent un ϵNd (+4,5) plus bas, comparable aux valeurs des roches d'arc.

- III - Les roches turbiditiques du sommet sont fortement enrichies en terres rares légères [$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 4,8$], et en Th (4,06 ppm) et leurs ϵNd sont les plus bas (+1,36).

On observe de plus une corrélation négative entre les valeurs de l' ϵNd et les teneurs en Th.

Ces résultats montrent clairement que la composition chimique des roches sédimentaires du bassin d'Arperos traduit une évolution au cours du remplissage sédimentaire du bassin et donc au cours du temps. Au tout début de l'évolution du bassin, les sédiments dérivent de l'érosion des basaltes tholéitiques qui forment le substratum du bassin. A la fin du volcanisme, les tufs les plus fins dérivent des laves avec lesquelles ils sont associés alors que les tufs plus grossiers proviennent du démantèlement des produits de l'arc voisin. Enfin, ce n'est que dans les turbidites

sommitales, que l'influence du craton se fait probablement sentir. Ainsi, la composition chimique des roches sédimentaires d'Arperos montre très nettement que ce bassin n'a jamais été proche d'une marge de craton, sauf peut être à la fin de son évolution.

(*GSA Special Paper*)

THE EARLY CRETACEOUS ARPEROS BASIN: AN OCEANIC DOMAIN DIVIDING THE GUERRERO ARC FROM NUCLEAR MEXICO EVIDENCED BY THE GEOCHEMISTRY OF THE LAVAS AND SEDIMENTS

Claire FREYDIER and Henriette LAPIERRE - *URA-CNRS 69, Université Joseph Fourier, Institut Dolomieu, 15 rue Maurice Gignoux 38031 Grenoble Cédex, France .*

Joaquin RUIZ, *Department of Geological Sciences, University of Arizona, Tucson, Arizona 85721, US.*

Marc TARDY, *URA-CNRS 69, Université de Savoie, Laboratoire de Géodynamique, B. P. 1104, 73011 Chambéry Cédex, France.*

Juventino MARTINEZ REYES, *Universidad Nacional Autónoma, Instituto de geología, Estación del Centro, Apartado Postal 376, Guanajuato, Gto. Mexico.*

Christian COULON, *URA-CNRS 1277, Université St Jérôme, Laboratoire de Pétrologie magmatique, B. P. 441, 1397 Marseille Cédex 20, France.*

ABSTRACT

During the Early Cretaceous, the Arperos basin was located between the Guerrero arc terrane and nuclear Mexico. Remnants of this basin form now an oceanic suture zone between the coeval carbonate platforms to the east and the accreted Guerrero terrane to the west. The geochemistry on the Arperos mafic hypabyssal and volcanic rocks, based on the incompatible and trace element distribution and the ϵNd ratios, show that this basin was floored by basalts that likely generated by the mixing of OIB and N-MORB sources. The submarine lavas are overlain by and/or interbedded with siliceous sediments that have the most positive ϵNd and highest values and lowest Th levels. In contrast, the turbidites interlayered with the pelagic carbonates located at the top of the Arperos stratigraphic column show the lowest ϵNd ratios and the highest Th contents. This evolution with time in the chemistry of the Arperos sediments is interpreted to mark the approach of the Guerrero juvenile arc to nuclear Mexico.

INTRODUCTION

The main process in mountain building is the accretion of lithospheric fragments to the margins of cratons. In the North American Cordillera, this accretion process is often linked to the collision of islands arcs with the borderland of North America and the closure of basins floored by oceanic crust. The remnants of these oceanic basins are now represented by dismembered ophiolitic suites, or colored melanges, or even oceanic plateaus with their pelagic sedimentary cover. Most of these arc accreted terranes show continental characters. However, the isotopic signature of the igneous and sedimentary rocks of the eastern Klamath (Brouxel and others, 1987; Lapierre and others, 1987), Wrangellia, Stikine, Alexander (Samson and others., 1990) and Guerrero (Lapierre and others, 1992a; Centeno-Garcia and others, 1993; Tardy and others, 1994) terranes exemplify their juvenile characteristic.

The Guerrero terrane which forms almost 40 % of all Mexico is composed of Late Jurassic-Early Cretaceous igneous and sedimentary rocks which were developed in an intra-oceanic setting (Lapierre and others, 1992a-b; Centeno-Garcia and others, 1993; Tardy and others, 1994). Moreover, no volcanic material is present in the Albian-Cenomanian platform of eastern Mexico (Fig. 1). Thus, the Guerrero arc terrane before its accretion to North America during the Late Cretaceous was likely off shore and divided from nuclear Mexico by a significant oceanic domain. Questions remain on the nature of this oceanic domain and the present day location of its remnants in western Mexico.

When the boundary between the volcano-plutonic and/or volcano-sedimentary rocks of the Guerrero arc terrane and the coeval platform carbonates of the Sierra Madre

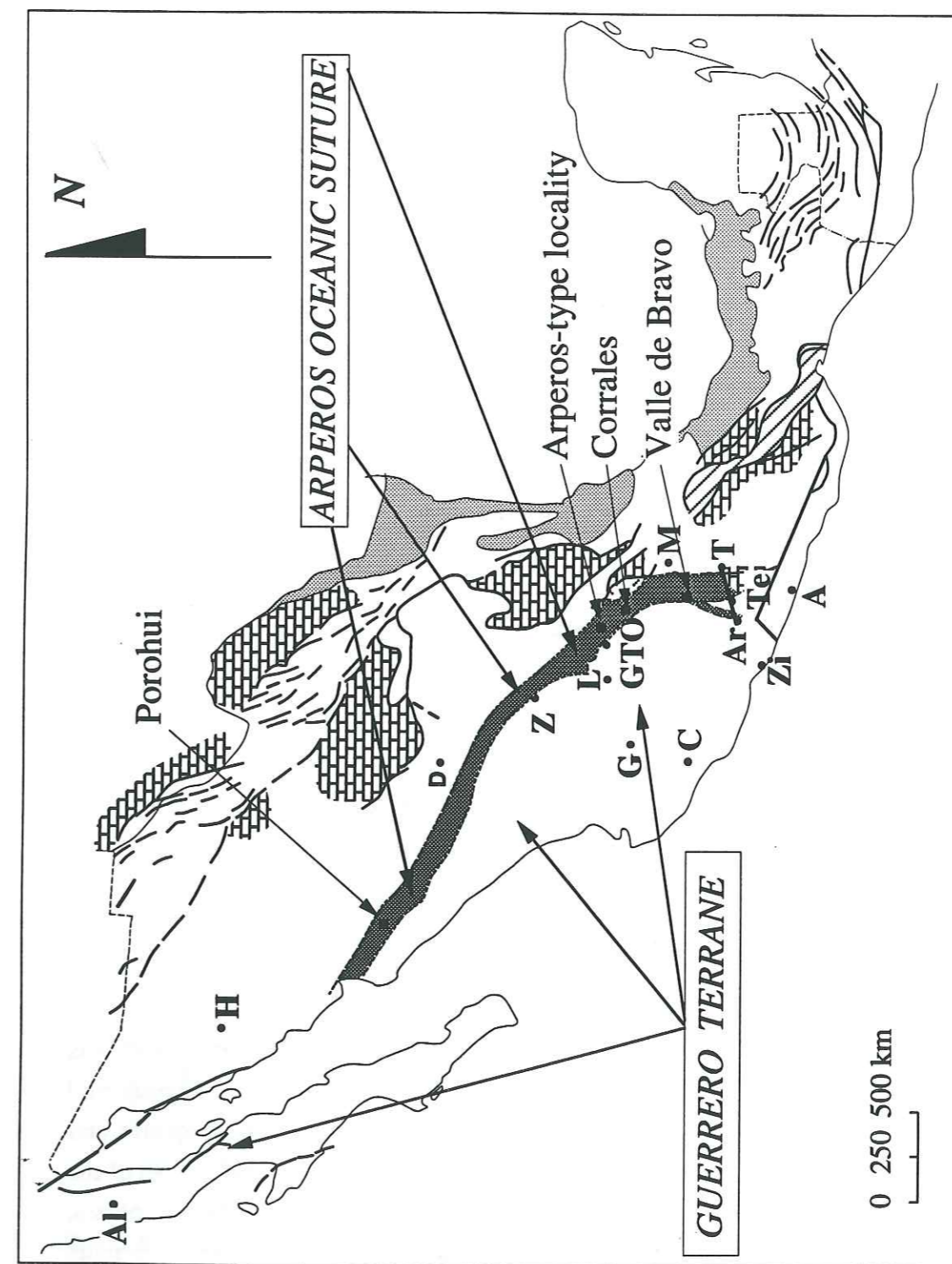


Fig. 1. Simplified map of Mexico showing the localities where the Arperos basin was defined. This basin forms a suture between the coeval carbonate platforms to the east and the Guerrero terrane to the west. Abbreviations are for the cities of: A-Acapulco; Al-Alisitos; Ar-Arelia; C-Colima; D-Durango; G-Guadalajara; GTO.-Guanajuato; H-Hermosillo; L-Leon; M-Mexico city; T-Taxco; Te-Teloloapan; Z-Zacatecas; Zi-Zihuatanejo.

terrane is exposed, the Guerrero arc rocks are thrust upon Lower Cretaceous (Dávila Alcocer and Martínez Reyes, 1987) micritic limestones, radiolarian oozes and pillow basalts collectively known as the Arperos basin (Lapierre and others, 1992b; Tardy and others, 1994). It has been recently demonstrated that the Arperos basin represents an oceanic domain that divided the Guerrero intra-oceanic arc from nuclear Mexico (Freydier and others, 1995b; Lapierre and others, 1994) and forms presently an important suture between the Guerrero and Sierra Madre terranes (Freydier and others, 1995b).

Here, we present a summary of the trace element and isotopic data from the igneous and sedimentary rocks of the Arperos oceanic basin that separated the Guerrero terrane from nuclear Mexico.

GEOLOGIC AND TECTONIC SETTING OF THE ARPEROS BASIN

The geology of Mexico consists of two main tectono-stratigraphic terranes that are: the Sierra Madre terrane or the Tethyan realm after the French terminology (Tardy and others, 1986) to the east-north-east, and the Guerrero terrane to the west-south-west (Campa and Coney, 1983; Campa, 1985; Coney, 1989).

The Sierra Madre terrane is composed of Upper Cenozoic and Cenozoic strata resting on a composite basement which resulted of late Proterozoic accretions to the North American craton (Campa, 1985). During the Late Jurassic-Early Cretaceous, a transtension regime favored the opening of the Gulf of Mexico and the intra-cratonic basins of the Sierra Madre terrane followed by the post-Middle Jurassic through Late Cretaceous transgression assemblage. During the Late Early Cretaceous, shallow water marine carbonates deposited on the platforms while pelagic sediments filled the basins (Campa and Coney, 1983; Tardy and others, 1986). After the Turonian (~ 90 Ma), flysch-type sediments formed predominantly of arc-derived debris deposited in foreland flexural basins and were deformed and transported as nappes on the easternmost carbonate platforms during the Laramian orogeny. This flysch-type sedimentation lasted until the Cenozoic while it migrated eastwards.

The Guerrero terrane (Campa and Coney, 1983; Campa, 1985; Coney, 1989) is composed of Late Jurassic to Early Cretaceous subduction-related igneous and sedimentary rocks considered to developed in an intra-oceanic setting (Lapierre and others, 1992a-b; Centeno-García and others, 1993; Tardy and others, 1994). Most of the arc sequences are built on oceanic crust (Ortiz and others, 1991; Lapierre and others, 1992a-b; Tardy and others, 1994), locally thickened by crustal-derived sediments (Centeno-García and others, 1993; Freydier and others, 1995a). However, the arc sequences exposed in Baja California (Almazán-Vázquez, 1988) and Sinaloa (Bonneau, 1972) are assumed to have a continental basement.

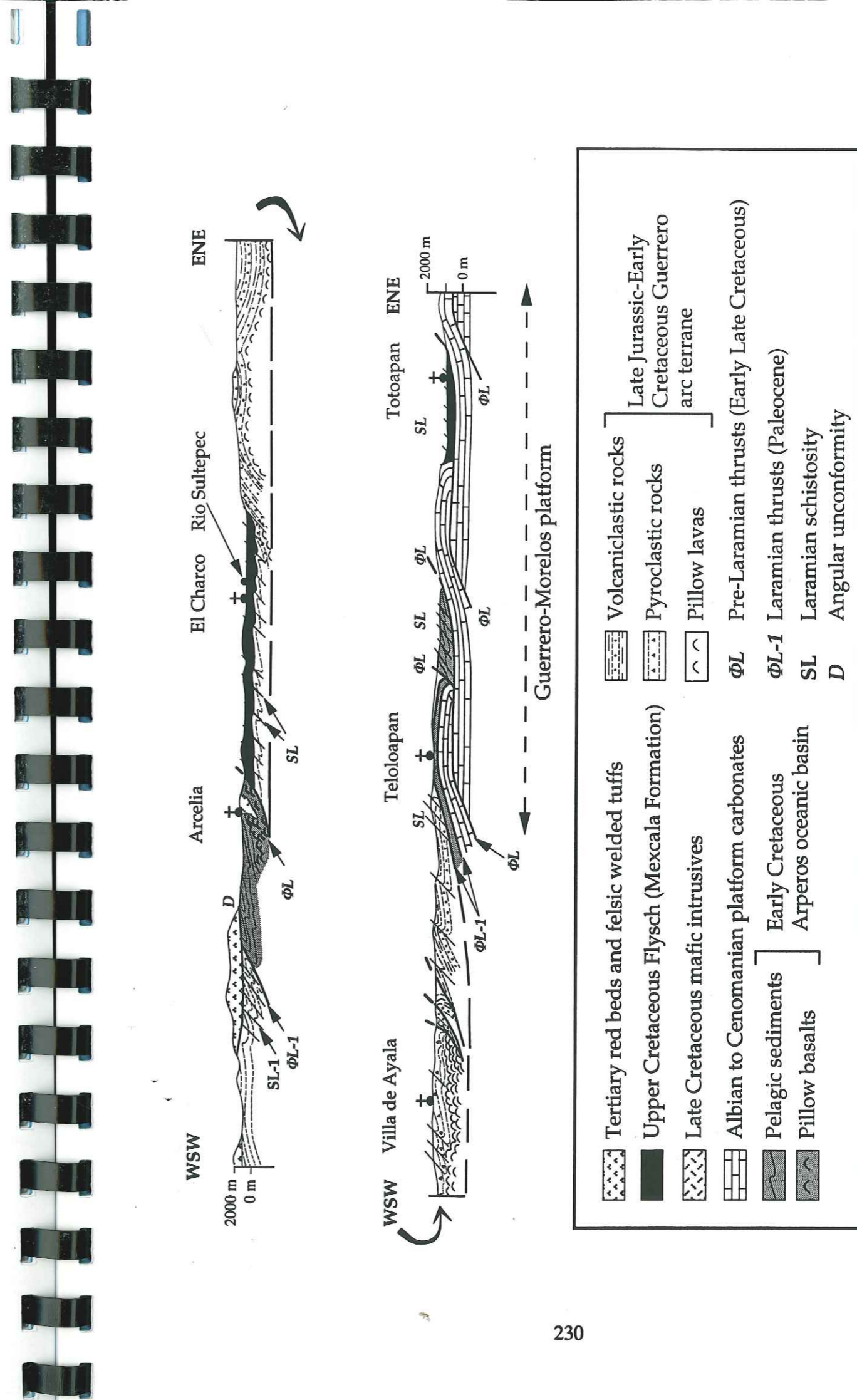


Fig. 2. Arcelia to Taxco NW-SE cross section of the Guerrero terrane and the Arperos suture showing the complex tectonic relationship of the accreted arc with the Arperos basin and the carbonate platform of Guerrero-Morelos. The location of the figure is shown on figure 1.

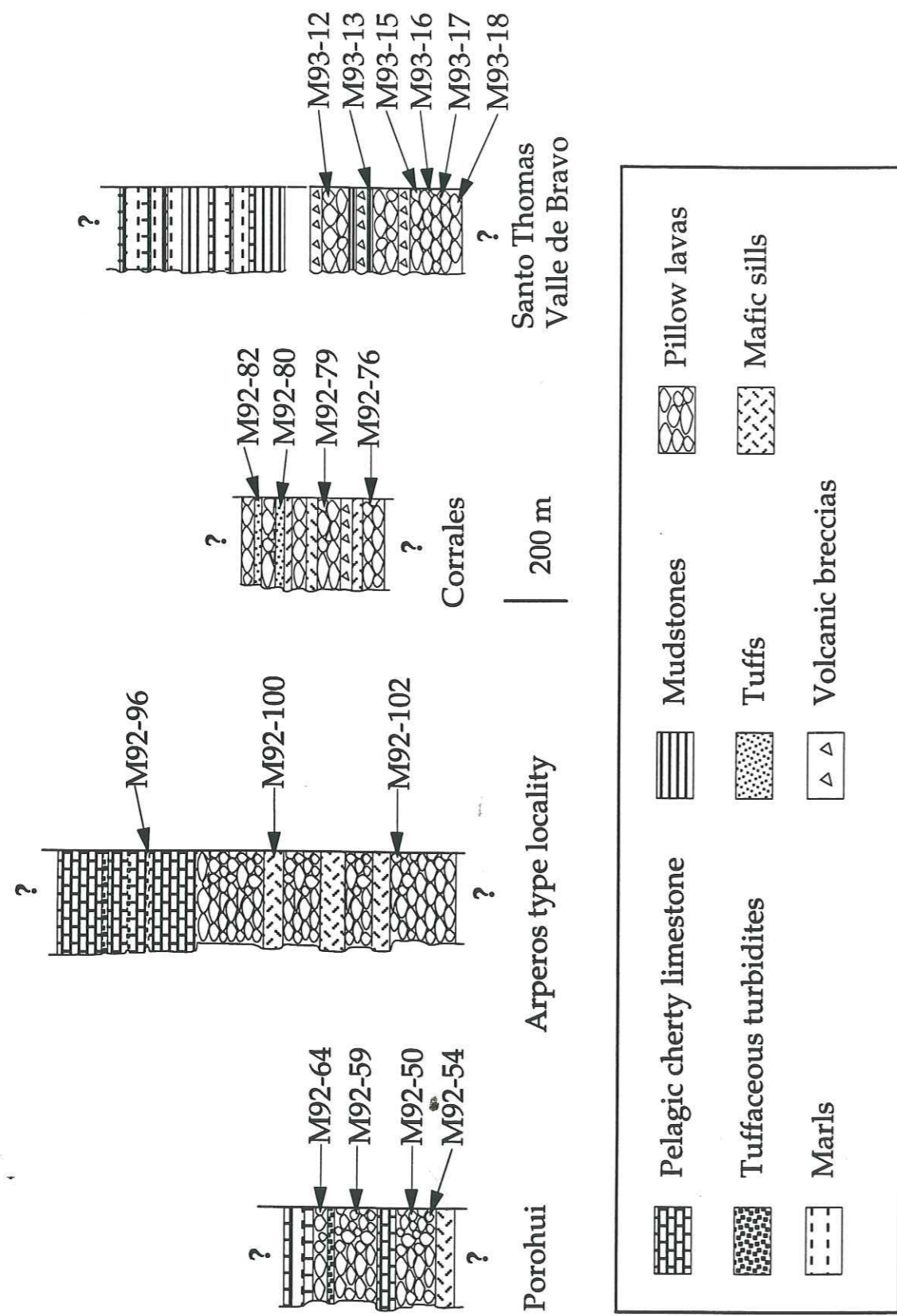


Fig. 3. Stratigraphic columns of the different localities of the Arperos basin with the location of the analyzed igneous and sedimentary rocks. The location of the localities is shown on figure 1.

The boundary between the Guerrero and the Sierra Madre terranes is obscured by the Tertiary ignimbrites of the Sierra Madre Occidental. However, there are two localities, *i.e.*, Guanajuato and Valle de Bravo (Fig. 1), where this boundary is exposed. In these localities, the Arperos basin forms a tectonic unit caught between the Guerrero arc rocks to the southwest and the carbonate-platforms to the north-east (Freydier and others, 1995b). This basin is represented by pillow basalts associated with pillow-breccias, tuffs and siliceous shales conformably overlain by pelagic limestones, radiolarian oozes and fine-grained turbidites (Freydier and others, 1995b) that are tectonically overlapped by the Guerrero arc rocks (Fig. 2). The Arperos suture zone can be followed further south near Teloloapan. There, the basin is represented by intensely deformed pelagic limestones, shales and tuffaceous green mudstones known in the literature as the Pachivia Formation (Campa and Ramirez, 1977). West of Teloloapan, near Arcelia (Fig. 1), the Arperos pillow basalts and their interlayers of siliceous shales crop out again (Fig. 2). The siliceous shales yielded Valanginian to Hauterivian (Early Cretaceous) Radiolaria fauna (Salinas, 1994). The Arperos rocks are thrust upon the Upper Cretaceous flysch-type sediments, and are in turn tectonically overlapped by the arc tholeiites (Fig. 2). The volcanic and sedimentary assemblage of the Arperos basin are exposed also in Corrales (central Mexico; Fig. 1), and further north near Porohui, but in these areas, the relations of the Arperos rocks with the Guerrero arc rocks are not exposed. So, in summarizing the Arperos basin represents an oceanic domain that divided the Guerrero intra-oceanic arc from nuclear Mexico. This basin was floored by basalts and was filled first by pelagic carbonaceous and siliceous sediments. With time, the sedimentation became more and more carbonate-rich with locally fine-grained turbidites (Fig. 3).

The deformations observed in the Arperos sediments and the Guerrero arc rocks along the main thrusts verge ENE with asymmetric folds associated with axial plane cleavage S1 and shear zones dipping WSW. Locally, a second deformation is observed which is characterized by a space cleavage S2 striking N120°E and dipping 80° to the East. This S2 is parallel to the axial planes of the ENE verging asymmetric folds (Fig. 2).

GEOCHEMISTRY OF THE IGNEOUS AND SEDIMENTARY ROCKS FROM THE ARPEROS BASIN

The igneous rocks from the Arperos basin are olivine-phyric and olivine-free basalts and dolerites with Ti-rich augites, characteristic of anorogenic and alkali basalts. The lavas from Corrales show trachytoid textures and are more fractionated melts, compared to the basalts and dolerites from the others exposures of the Arperos basin (Freydier and others, 1995b). All these rocks have suffered a low grade hydrothermal alteration. All the mineral are altered with the exception of the clinopyroxenes. Olivine is replaced by serpentine, or chlorite, or calcite. Plagioclase is transformed to albite or adularia. The

TABLE I. GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE IGNEOUS ROCKS FROM THE ARPEROS BASIN

Location Sample N°	Arperos*		Arperos*		Arperos*		Arperos*		Arperos		Valle de Bravo Valle de Bravo		Valle de Bravo Valle de Bravo		M93-12	
	LP172 diabase	SF2 diabase	SF2 diabase	SF3 basalt	LP167 basalt	LP32 diabase	LP33B diabase	M92-100 diabase	M92-102 basalt	Arperos M92-100 diabase	Arperos M92-102 basalt	ST2 basalt	ST5 basalt	ST2 basalt	ST5 basalt	M93-12 basalt
SiO ₂	47.4	47.3	47.3	45.3	46.0	48.0	48.3	48.3	44.0	48.3	44.0	49.1	47.5	49.1	47.5	51.7
TiO ₂	2.2	2.2	2.2	2.3	2.7	2.4	2.5	2.4	2.4	2.5	2.4	1.9	2.0	1.9	2.0	2.1
MgO	6.9	7.0	7.0	7.0	6.3	6.2	6.9	6.4	6.1	6.9	6.1	4.9	5.0	4.9	5.0	4.3
Zr	192	180	180	153	266	215	239	206	210	239	210	246	226	246	226	189
Nb	19	14	14	5	25	21	26	20	22	26	22	15	14	15	12	12
Ti/Zr	68.8	74.7	74.7	91.8	62	68.4	62.3	70.2	67.4	62.3	67.4	47.1	52.3	47.1	52.3	66
Zr/Y	5.1	5.3	5.3	4.1	6.0	5.8	6.0	5.2	6.0	6.0	6.0	6.0	5.8	6.0	5.8	4.1
Nb/Sm	3.39	2.75	2.75	0.96	3.25	3.5	4.73	2.94	4.23	4.73	4.23	2.88	2.8	2.88	2.18	2.18
Nb/Yb	6.33	5.38	5.38	1.72	6.25	6.18	7.43	5.56	7.86	7.43	7.86	3.95	3.89	3.95	3.16	3.16
La/Yb	5.2	5.81	5.81	4.0	4.35	4.24	5.4	4.47	6.29	5.4	6.29	3.39	3.47	3.39	2.95	2.95
(La/Yb) _N	3.5	3.9	3.9	2.7	3.0	2.9	3.7	3.0	4.3	3.7	4.3	2.3	2.3	2.3	2.0	2.0

Location Sample N°	Valle de Bravo		Valle de Bravo		Porohui		Porohui		Porohui		Corrales		Corrales	
	M93-15 diabase	M93-17 basalt	M93-18 basalt	M93-18 basalt	M92-50 basalt	M92-54 diabase	M92-59 diabase	M92-64 basalt	M92-65 basalt	M92-76 benmoreite	M92-79 benmoreite	M92-76 benmoreite	M92-79 benmoreite	
SiO ₂	45.8	44.5	47.1	47.1	43.5	48.4	48.5	44.1	41.3	61.7	59.1	61.7	59.1	
TiO ₂	1.9	0.9	1.0	1.0	1.8	2.1	1.3	2.1	1.5	1.3	1.5	1.3	1.5	
MgO	5.0	6.4	6.7	6.7	4.6	7.7	8.2	8.0	7.9	4.7	3.5	4.7	3.5	
Zr	170	63	70	70	137	144	174	145	93	94	410	94	410	
Nb	12	2	3	3	11	8	11	9	6	5	10	5	10	
Ti/Zr	67.8	85.7	86.6	86.6	78.4	85.4	44.8	86.9	99.4	83	22.2	83	22.2	
Zr/Y	4.4	2.7	2.8	2.8	4.4	4	4.6	4.4	3.3	3	6.2	3	6.2	
Nb/Sm	2.61	0.44	1.25	1.25	2.5	1.86	2.16	1.8	1.62	1.32	1.27	1.32	1.27	
Nb/Yb	3.75	0.63	1.43	1.43	3.93	3.08	3.79	3.0	2.4	1.56	1.52	1.56	1.52	
La/Yb	3.53	3.38	1.48	1.48	3.07	3.5	5.07	3.8	2.6	1.66	1.53	1.66	1.53	
(La/Yb) _N	2.4	2.3	1.0	1.0	2.1	2.3	3.4	2.5	1.7	1.1	1.0	1.1	1.0	

Analyses were performed by ICP-OES at the Laboratoire de Pétrologie magmatique of the University of Aix-Marseille III.

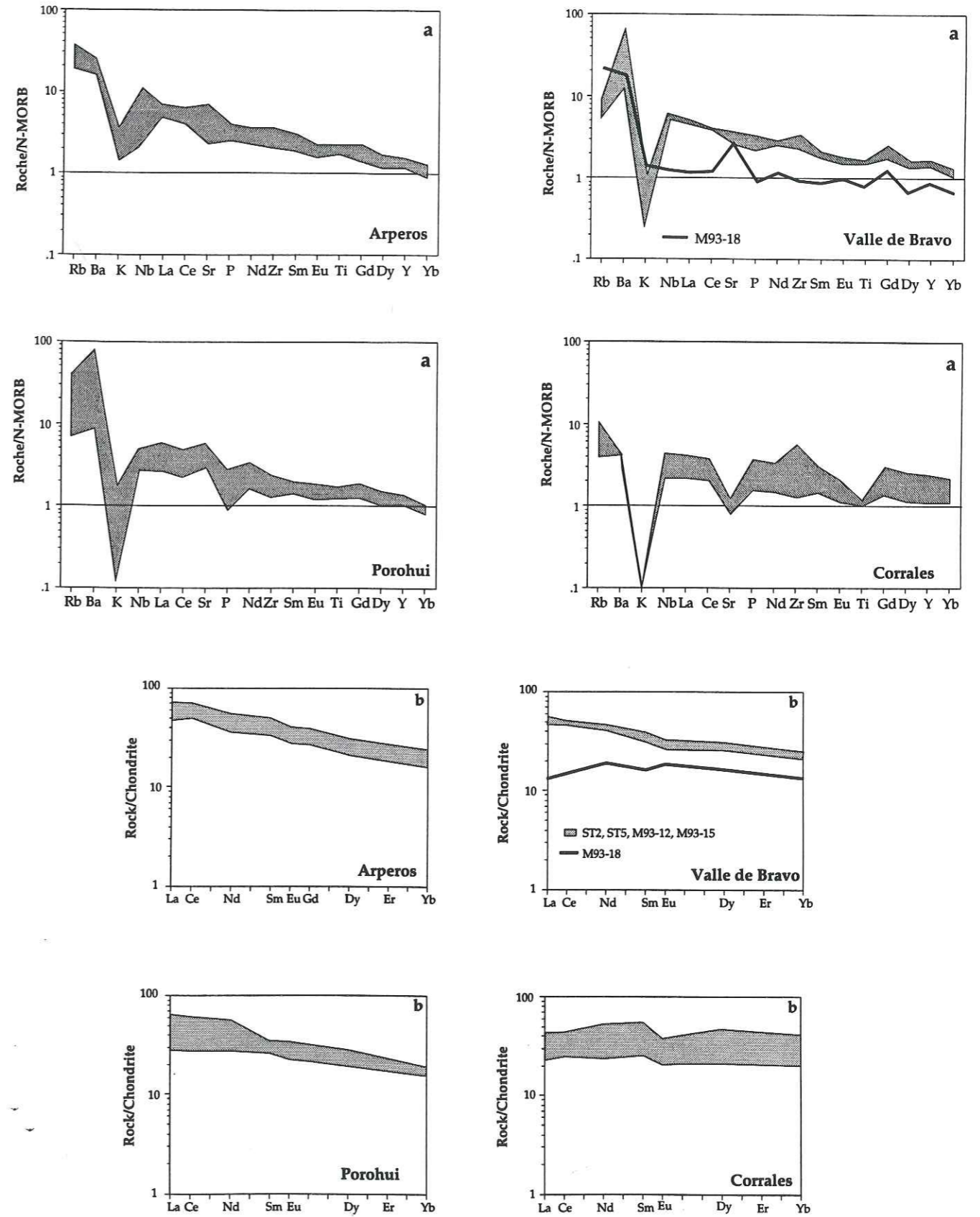


Fig. 4. (a) N-MORB normalized (Sun and McDonough, 1988) spidergrams for the igneous rocks from the Arperos basin. (b) Chondrite-normalized (Evensen and others, 1978) rare element patterns for the igneous rocks from the Arperos basin.

TABLE II. WHOLE ROCK Rb-Sr AND Sm-Nd ISOTOPE DATA OF THE IGNEOUS ROCKS FROM THE ARPEROS BASIN

Location	Sample n°	Sr	Rb	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$	ESr (110Ma)	Nd	Sm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$	END (110Ma)
Porohui	M92-50	349	4	0.033150	0.704389 ± 29	0.704337	-0.48	14.7	4.38	0.180150	0.512997 ± 36	0.512867	+7.24
Porohui	M92-54	324	8	0.071417	0.704626 ± 125	0.704514	+2.04	16.3	4.25	0.157641	0.512911 ± 28	0.512798	+5.88
Porohui	M92-59	500	22	0.124771	0.704810 ± 13	0.704615	+3.47	25	5.09	0.123097	0.512949 ± 4	0.512860	+7.10
Porohui	M92-64	416	16	0.111246	0.704066 ± 22	0.704486	+1.64	18.6	4.98	0.161877	0.512912 ± 48	0.512796	+5.84
Valle de Bravo	M93-12	264	3	0.032869	0.704842 ± 65	0.704791	+5.96	20.9	5.54	0.160266	0.513017 ± 42	0.512902	+7.81
Valle de Bravo	M93-15	249	5	0.058079	0.704524 ± 115	0.704433	+0.89	18.6	4.57	0.148561	0.513232 ± 32	0.513125	+12.27
Valle de Bravo	M93-17	319	8	0.072535	0.704515 ± 91	0.704402	+0.44	18.9	4.5	0.143956	0.513027 ± 13	0.512923	+8.21
Valle de Bravo	M93-18	240	12	0.144618	0.704579 ± 20	0.704353	-0.25	8.52	2.41	0.171030	0.513179 ± 6	0.513056	+10.92
Arperos	M92-100	398	5	0.036336	0.704486 ± 34	0.704429	+0.83	22.8	5.48	0.145316	0.512921 ± 16	0.512816	+6.24
Arperos	M92-102	304	5	0.047573	0.704746 ± 21	0.704672	+4.27	20.5	5.18	0.152770	0.512872 ± 9	0.512762	+5.18
Corrales	M92-76	72	18	0.723055	0.704071 ± 24	0.702941	-20.3	11	3.77	0.207220	0.513068 ± 7	0.512919	+8.24
Corrales	M92-79	112	2	0.051646	0.703903 ± 83	0.703822	-7.79	24.7	7.89	0.193137	0.513082 ± 13	0.512943	+8.71

Note: Analyses performed at the "Laboratoire de Géochimie" of the University of Montpellier II after techniques described by Birk and Allegre (1978), Nakamura (1974) and Richard and others (1976). END was calculated using $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ as present day. CHUR value and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0.1966$.

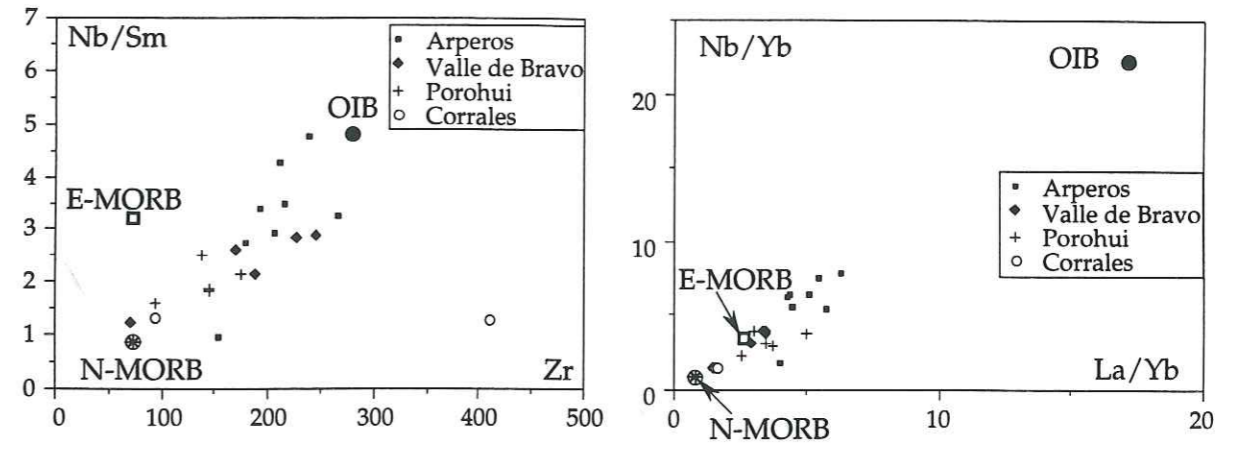


Fig. 5. Trace element ratios plots for the igneous rocks from the Arperos basin. The OIB, N-MORB and E-MORB fields are from Sun and McDonough (1988).

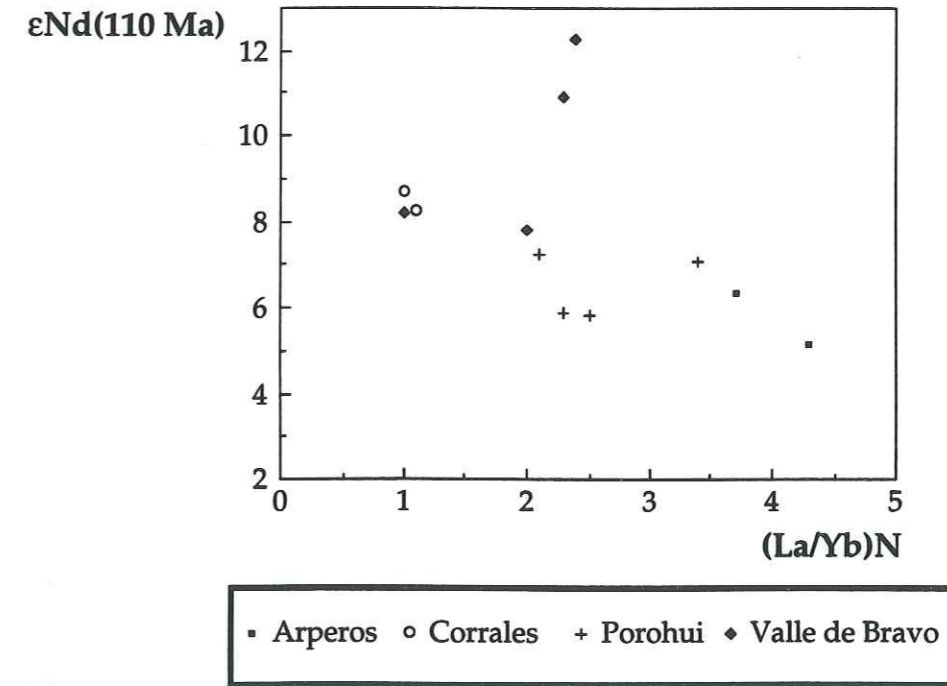


Fig. 6. (La/Yb)N versus initial $\epsilon\text{Nd}(110 \text{ Ma})$ plot of the igneous rocks from the Arperos basin.

mesostasis is replaced by chlorite ± prehnite ± pumpellyite. The vesicles are filled with calcite or epidote or chlorite ± prehnite ± pumpellyite.

In order to determine the magmatic affinity of the basalts and dolerites, and the source of the sediments from the Arperos basin, incompatible trace (Zr, Nb, Y, Hf, Th, Ta) and Rare Earth elements as well as Nd isotopes were determined for the lavas and sediments representative of localities where the Arperos was defined. Here, we present a summary of the geochemistry of the rocks from the Arperos basin (Tables 1 to 4). The location of the analyzed samples for geochemistry is shown in Figs. 1 and 3. For more details refer to Freydier and others (1995b), and Lapierre and others, (1994).

Trace element and isotopic chemistry of the basalts and dolerites.

On the basis of the trace element distribution, two groups can be distinguished within the basalts and dolerites from the Arperos basin. Group 1 includes almost all the rocks, *i.e.*, Arperos-type locality, Porohui and Valle de Bravo, with the exception of an aphyric basalt from Valle de Bravo. Group 2 is composed of the lavas from Corrales and the aphyric basalt from Valle de Bravo.

Group 1 is enriched in Low Field Strength (LFS) and High Field Strength (HFSE) Elements (Fig. 4a) but the LFSE enrichment is greater than the HFSE one. Its Rare Earth patterns (REE) are Light REE-enriched [(La/Yb)_N = 1.72-4.28] (Fig. 4b), but this enrichment is lower than in OIB.

Group 2 displays flat REE patterns (Fig. 4b') and its trace element distribution is similar to N-MORB (Fig. 4a').

In the Nb/Sm vs Zr and Nb/Y vs La/Yb plots (Fig. 5), the igneous rocks from the Arperos basin fall between the N-MORB and OIB poles with the following distribution:

- the basalts and dolerites from the Arperos-type locality (Fig. 1) cluster near the OIB pole;
- Group 2 and a basalt from Porohui (M92-65; Fig. 1) fall near the N-MORB pole; all these rocks are characterized by low Nb/Sm ratios;
- the remaining basalts and dolerites from Porohui and Valle de Bravo (Fig. 1) show intermediate compositions between the OIB and N-MORB poles and cluster near the E-MORB plot. However, their Nb/Sm ratios are lower than those of E-MORB.

Thus, the lavas and hypabyssal rocks from the Arperos basin show transitional features between N-MORB and OIB and likely derived from the mixing between OIB and N-MORB sources.

The igneous rocks from the Arperos basin show positive εNd ratios that range between +5.8 to 11. Group 2 shows the higher values (+11 to +8.5) while the εNd ratios of Group 1 are far more homogeneous with a mean around +6. In the (La/Yb)_N vs εNd plot (Fig. 6), Group 1 characterized by the highest LREE enrichments shows the lowest

TABLE III. TRACE ELEMENT DATA OF THE SEDIMENTS FROM THE ARPEROS BASIN

Type	Black shales	Siliceous argillites	Fine-grained turbidite
Locality	Valle de Bravo	Corrales	Arperos-type locality
Sample N°	M93-13	M92-80	M92-96
La	10.5	4.22	12.64
Ce	38.69	13.95	34.01
Pr	4.31	2.19	3.96
Nd	20.46	10.89	15.52
Sm	6.01	3.85	3.71
Eu	1.92	1.4	0.89
Gd	7.1	4.28	3.32
Tb	1.22	0.76	0.54
Dy	8.35	5.24	3.19
Ho	1.66	0.97	0.62
Er	5.07	3.1	1.78
Tm	0.69	0.41	0.29
Yb	4.68	2.92	1.77
Lu	0.64	0.44	0.24
(La/Yb) _N	1.5	0.97	4.81
Ce/Ce*	1.38	1.07	1.15
Eu/Eu*	0.89	1.05	0.7
Th	0.6	0.23	4.06

Values in parts per million, analyses performed by inductively couple plasma mass spectrometry, following procedure of Hollocher and Ruiz (1994). Exact location of samples can be obtained from the authors of this paper.

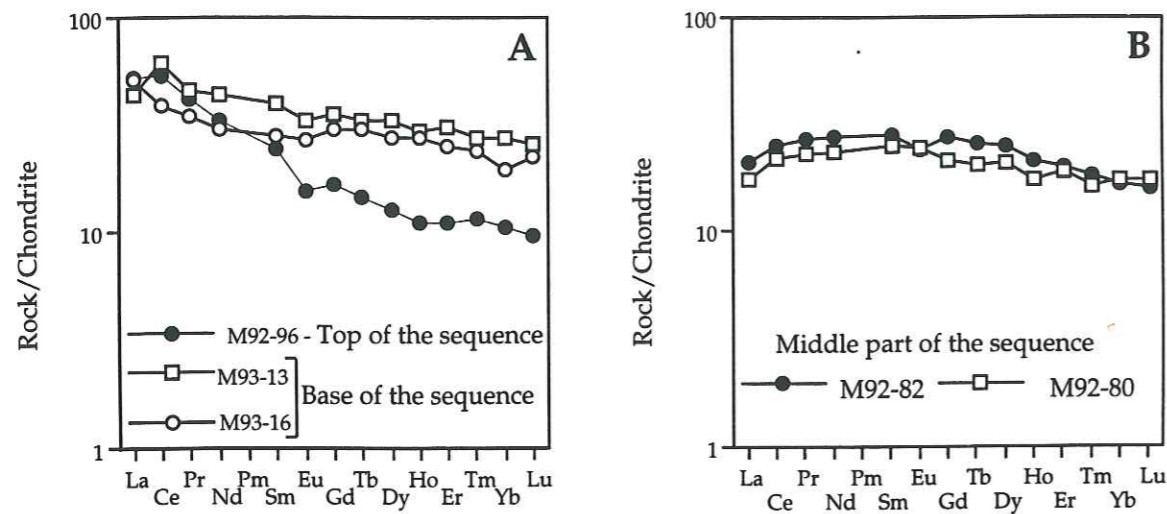


Fig. 7. Chondrite-normalized (Evensen and others, 1978) rare earth element patterns for the sedimentary rocks from the Arperos basin. (A) tuffaceous black shales and fine-grained turbidite; (B) siliceous and tuffaceous argillites.

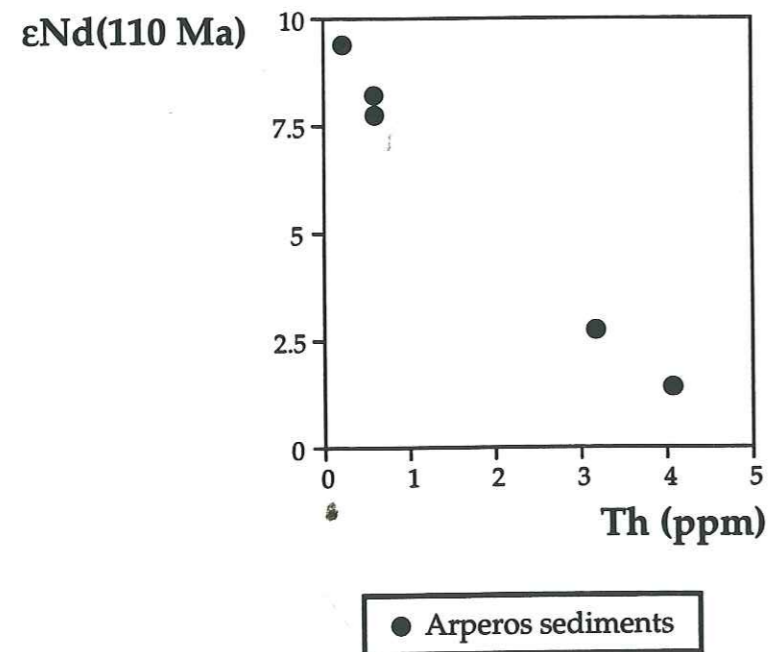


Fig. 8. Initial $\epsilon\text{Nd}(110 \text{ Ma})$ versus Th (ppm) plot for the sediments from the Arperos basin.

ϵNd of +6 that fall in the range of OIB values. In contrast, Group 2 is the most LREE depleted and its ϵNd ratios approach those of N-MORB.

Trace element and isotopic chemistry of the sediments

The samples of the sedimentary rocks analyzed for geochemistry are representative of the lower, middle and upper parts of the Arperos stratigraphic column.

Samples M93-13 and M93-16 were collected from the Valle de Bravo section (Fig. 1). They are tuffaceous black shales interbedded with the pillow basalts or occurring as matrix of the pillows (Figs. 1 and 3). These very fine grained tuffaceous rocks are formed of broken feldspars and pseudomorphs of mafic minerals caught in a shaly matrix. They represent the lowermost levels of the Arperos stratigraphic column.

Samples M92-80 and M92-82 are tuffites interbedded with the subtrachytic differentiated pillows of Corrales (Figs. 1 and 3). M92-80 is a lithified ash (fragments < 2 mm) formed exclusively of feldspar fragments. M92-82 is a lithic-crystal tuff with broken or not plagioclase, Fe-Ti oxides, and mafic minerals replaced by epidote and calcite enclosed in an argillaceous matrix. The lithic fragments are composed of recrystallized quenched glass in which are enclosed few feldspar microlites. Because of the presence of siliceous sediments conformably resting above the pillows and the fractionated character of lavas, we assume that these tuffites are located at the middle part of the Arperos stratigraphic column.

Finally, sample M92-96 is a fine-grained turbidite interbedded with the micritic limestones and the radiolarian oozes which are present at the top of the Arperos stratigraphic column (Figs. 1 and 3). This turbidite consists of rounded quartz, plagioclase crystals and altered mafic minerals in an argillaceous matrix.

The tuffaceous shales from Valle de Bravo exhibit moderately enriched LREE patterns $[\text{La}/\text{Yb}]_N = 1.5$ to 2.6; Table 3; Fig. 7] while the tuffites from Corrales show flat $[\text{La}/\text{Yb}]_N = 1.21$ to slightly LREE-depleted patterns $[\text{La}/\text{Yb}]_N = 0.92$ (Table 3; Fig. 7). The turbidite from the Arperos-type locality differs from the previous rocks by a significantly LREE enrichment $[\text{La}/\text{Yb}]_N = 4.06$; Fig. 7]. All these sedimentary rocks exhibit positive Ce anomalies with the exception of sample M93-16. All the rocks have low Th contents (Th < 2 ppm; Table 3) with the exception of the fine-grained turbidite and positive ϵNd values that range between +1 and +9. Fig. 8 illustrates the good correlation that exists between ϵNd ratios and Th in the Arperos sediments.

TABLE IV. WHOLE ROCK Sm-Nd ISOTOPE DATA OF SEDIMENTS FROM THE ARPEROS BASIN

Type Locality	Black shales Valle de Bravo		Siliceous argillites Corrales		Fine-grained turbidite Arperos-type locality
	M93-13	M93-16	M92-80	M92-82	M92-96
Sm	5.85	3.85	3.63	3.83	3.79
Nd	21.53	12.76	11	16.87	17.29
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}^*$	0.1644	0.1823	0.1995	0.1372	0.1325
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^{**}$	0.513012 ± 5	0.513005 ± 7	0.513130 ± 6	0.512826 ± 6	0.512662 ± 7
TDm(Ma)	180				730
ENd(present)***	7.29	8.05	9.41	3.67	0.46
ENd(T=110 Ma)***	7.75	8.26	9.37	4.51	1.36

Note: Analyses performed after techniques described in Patchett and Ruiz (1987). Errors are less than $\pm 0.5\%$ for $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ initial ENd were calculated with ages of 110 Ma. *2-sigma errors for $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ are reproducible to $< 0.5\%$.

**Ratios normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ (2-sigma errors reflect in-run precision).

***ENd was calculated using $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ as present day CHUR value and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ CHUR = 0.1966.

DISCUSSION

The submarine lavas and hypabyssal rocks present at the base of the Arperos stratigraphic column contain Ti-rich clinopyroxenes, characteristic of anorogenic and alkali basalts. Their geochemistry is similar to OIB but they show transitional features between OIB and N-MORB. The basalts and dolerites from the Arperos-type locality are close to OIB because their Zr/Nb ratios are less than 10 and their ϵNd ratios around +6. In contrast, the aphyric basalt from Valle de Bravo and the trachytoid lavas from Corrales with their flat to depleted LREE patterns, their high Zr/Nb (> 30) and ϵNd (+8 to +11) are close to N-MORB. The igneous rocks from Porohui exhibit transitional features between these two extremes.

The basalts and the dolerites of the Arperos basin are geochemically similar to the lavas emitted in the Galapagos Islands.

The chemistry of Arperos sediments is largely dependant of the location of these sediments in the stratigraphic column and reflects the source from which they derive. The tuffaceous black shales located at the base of the sequence are geochemically similar to the OIB pillow basalts with whom they are associated: mildly enriched LREE patterns, similar ϵNd ratios $\sim +7$ (Tables 2 and 3). The lithified ash (M92-80) interbedded with the trachytoid pillow basalts (M92-79) at the middle part of the stratigraphic column display like the surrounding lavas, LREE depleted pattern and high ϵNd ratios (+ 8.7 to +9; Tables 2 and 3). The lithic-crystal tuff differs from the trachytoid basalts and the lithified ash by lower ϵNd ratio (+4.5). This rock likely derived from the nearby juvenile arc or from the underlying oceanic basalts. Finally, the uppermost turbidite derived from a more evolved source based on its LREE enriched pattern and lower ϵNd ratio (+1.3; Table 3). Moreover, with time the Th content of the Arperos sediments increase while their ϵNd ratios decrease.

The Early Cretaceous Arperos basin was likely floored by oceanic crust thickened by mantle plume-type magmas whose remnants are the tholeiitic basalts and diabases exposed at the base of the Arperos stratigraphic column (Freydier and others, 1995b). The chemical evolution of the sediments with time suggests that the Guerrero arc terrane was approaching nuclear Mexico and the Arperos basin was filled by sediments deriving from the Sierra Madre terrane. This chemical evolution may also related to a rise in the topography of the platform with respect to the arc. This interpretation, however is not possible because during its development the arc must have gained mass and elevation with time. Indeed, this is the case because at the end of the arc evolution, during the Albian-Cenomanian, the arc volcanic rocks are interbedded with reefal limestones similar to those deposited at the same time on the platforms of the Sierra Madre terrane.

The Nd isotope data of the Guerrero arc rocks (Lapierre and others, 1992a-b; Centeno-Garcia and others, 1993) and the Arteaga Complex considered as the basement

of the Guerrero terrane (Centeno-Garcia and others, 1993) show that this arc terrane was built on oceanic crust locally thickened by sediments (Freydier and others, 1995a) derived from the erosion of a Proterozoic crust (Centeno-Garcia and others, 1993). The geochemistry of the igneous and sedimentary rocks from the Arperos basin presented here confirm the intra-oceanic environment of the Guerrero arc.

CONCLUSIONS

The petrology and geochemistry of the igneous and sedimentary rocks from the Arperos basin clearly demonstrate that an Early Cretaceous marine basin floored by oceanic crust, thickened by plume magmas, was dividing the Guerrero arc from nuclear Mexico. This basin was filled, first by sediments derived from the ocean floor and/or the arc, and then by more evolved sources that could include nuclear Mexico. The oceanic affinity of the igneous floor of the Arperos basin and the primitive source of most of its sediments outline the juvenile characteristic and intra-oceanic environment of the Guerrero arc.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was funded by DBT-INSU programme (contribution CNRS-INSU-DBT, Thème Dynamique globale), URA-CNRS 69, and NSF grant EAR 9117268. The W.M. Keck Foundation funded the ICPMS used for the Th and REE analyses.

REFERENCES CITED

- Almazán-Vázquez, E., 1988, Marco paleosedimentario y geodinámico de la Formación Alisitos en la Península de Baja California. Universidad Nacional Autónoma México, Instituto Geología: Revista, v. 7, N° 1, p. 41-51.
- Birk, J.L. and Allègre, C.J., 1978, Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ method: Earth Planetary Sciences Letters, v. 94, p. 1-21.
- Bonneau, M., 1972, Données nouvelles sur les séries crétacées de la côte pacifique du Mexique: Bulletin Société géologique de France, (7), XIV, p. 55-65.
- Brouxel, M., Lapierre, H., Michard, A., and Albarède, F., 1987, The deep layers of a Paleozoic arc: geochemistry of the Copley-Balaklala Series, northern California: Earth and Planetary Sciences Letters, v. 85, p. 386-400.
- Campa, M. F., 1985, The Mexican Thrust Belt: In D. G. Howell, Editor, Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region, Circum Pacific Council Energy Mineral Resources, Earth Sciences Series, 1, p. 299-313.

- Campa, M. F., and Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resources distribution in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040-1051.
- Campa, M. F., and Ramirez J., 1979, La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero: Serie tectónica científica, Universidad de Guerrero, 102 pp.
- Centeno-Garcia, E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., Ortega-Gutierrez, F., 1993, Guerrero terrane of Mexico: its role in the southern Cordillera from new geochemical data: Geology, v. 21, p. 419-422.
- Coney, P. J., 1989, The North American Cordillera, In: Z. Ben-Avraham (Editor), The Evolution of the Pacific Ocean Margins, Oxford Univ. Press, Oxford, pp. 43-52.
- Dávila-Alcocer, A. V., and Martínez, Reyes, J., 1987, Una edad cretácica para las rocas basales de la Sierra de Guanajuato: In: Resúmenes del simposio sobre la geología de la Sierra de Guanajuato, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, pp. 19-20.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., and O'Nions, R.K., 1978, Rare earth abundances in chondritic meteorites: Geochimica Cosmochimica Acta, v. 42, p. 1999-2212.
- Freydier, C., Lapierre, H., Briquieu, L., Tardy, M., and Coulon, C., 1995a, Volcaniclastic sequences with continental affinities within the Late Jurassic-Early Cretaceous Guerrero intra-oceanic arc (western Mexico): Journal of Geology (submitted).
- Freydier C., Lapierre H., Tardy M., Coulon, C., and Martinez R. J. 1995b, The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge near a spreading center: Tectonophysics (accepted).
- Hollocher, K., and Ruiz J., 1994, Major and Trace Element Determinations on NIST glass standards 611, 614, and 1834 by Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry: Geostandards Newsletters (in press).
- Lapierre, H., Brouxel, M., Albarède, F., Coulon, C., Lécuyer, C., Martin, P., and Rouer, O., 1987, Paleozoic and Lower Mesozoic magmas from the eastern Klamath Mountains, (N. California): Tectonophysics, v. 140, p. 155-177.
- Lapierre, H., Ortiz, H. E., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C., and Zimmermann, J.-L., 1992a, A crustal section of an intra-oceanic island arc: the Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence (Central Mexico): Earth Planetary Sciences Letters, v. 108, p. 61-77.
- Lapierre, H., Tardy, M., Coulon, C., Ortiz-Hernandez, E., Bourdier, J.-L., Martinez, R. J., and Freydier, C., 1992b, Caractérisation, genèse et évolution géodynamique du "Guerrero terrane" (Mexique occidental): Canadian Journal Earth Sciences, v. 29, p. 2478-2489.

- Lapierre, H., Ruiz, J., Freydier, C., Blein, O., Gleason, J.D., and Tardy, M., 1994, Evolution of the southern Cordillera based on Nd isotopes of the Arperos basin, Mexico: Geology (submitted).
- Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochimica Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 757-775.
- Ortiz, H. E. L., Yta, M., Talavera, O., Lapierre, H., Monod, O., and Tardy, M., 1991, origine intra-océanique des formations volcano-plutoniques d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du Mexique centro-méridional: *Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris, II*, v. 305, p. 1093-1098.
- Patchett, P.J., and Ruíz J., 1987, Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 96, p. 523-528.
- Richard, P., Shimizu, P. and Allègre, J.C., 1976. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, a natural tracer: an implication to oceanic basalt: *Earth Planetary Sciences Letters*, v. 31, p. 269-278.
- Salinas-Prieto, J.-C., 1994, Etude structurale du SW mexicain (Guerrero): Analyse microtectonique des déformations ductiles du Tertiaire inférieur: Thèse Université d'Orléans, 211 p.
- Samson, S.D., Patchett, P.J., Gehrels, G.E., and Anderson, R.G., 1990, Nd-Sr isotopic characterization of the Wrangellia terranes and implications for crustal growth of the Canadian Cordillera: *Journal of Geology*, v. 98, p. 749-762.
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: *In* Saunders, A.D., & Norry, M.J. (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society Special Publication, n° 42, p. 313-345.
- Tardy, M., Carfantan, J.-Ch., and Rangin, C., 1986, Essai de synthèse sur la structure du Mexique: *Bulletin Société géologique de France*, (8), II, 6, p. 1025-1031.
- Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.-B., Mercier de Lépinay, B., Beck, C., Martinez, R. J., Talavera, M. O., Ortiz, H. E., Stein, G., Bourdier, J.-L., and Yta, M., 1994, The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonic America during the Cretaceous: *Tectonophysics*, v. 230, p. 49-73.

CHAPITRE III: DONNEES APORTEES PAR D'AUTRES AFFLEUREMENTS DU BASSIN D'ARPEROS ET INTERPRETATIONS

A- SAUCITO

La séquence volcano-sédimentaire d'arc de Saucito dans le centre du Mexique affleure à 500 km au NW de Mexico et à 40 km à l'Est de Zacatecas (Fig. III-10). Elle a été étudiée et datée par M. Yta (1989, 1992). Au NW du village de Saucito, Yta (1989) signale à la faveur d'une boutonnière ouverte dans les rhyolites tertiaires un affleurement de laves basaltiques. Les relations géométriques entre ces laves et la séquence volcano-sédimentaire d'arc de Saucito sont masquées par les ignimbrites tertiaires.

Les basaltes de la boutonnière sont vacuolaires et présentent des textures de trempe. Ils sont composés de microphénocristaux de clinopyroxènes, disposés en gerbes et de microlites de plagioclases transformés en albite ou en une association de calcite \pm séricite \pm chlorite. La mésostase est envahie par la chlorite et la calcite qui remplissent aussi les vacuoles (Yta, 1989). Enfin ces roches ont subi une déformation ductile, marquée par des figures sigmoïdes avec des cristallisations en zones abritées.

Les clinopyroxènes sont des salites riches en Ti (0,069-0,089), caractéristiques des séries anorogéniques et alcalines (Leterrier *et al.*, 1982; Fig. III-11).

Ces basaltes n'ont pas été analysés. Cependant, ils rappellent ceux d'Arperos dans la mesure où les clinopyroxènes qu'ils renferment sont riches en titane, et où ils sont affectés par un métamorphisme hydrothermal de bas degré et par une déformation ductile qui sont systématiquement présents dans les roches ignées d'Arperos (voir chapitres précédents). Par ailleurs, on note que cette boutonnière de basaltes se place géographiquement dans l'alignement de la suture du bassin d'Arperos (Fig. III-10) entre les séquences d'arc de Zacatecas et de Saucito à l'Ouest et la couverture sédimentaire téthysienne de la Sierra Madre orientale à l'Est.

Nous interprétons donc cette boutonnière de lave basaltique comme un autre jalon du Bassin d'Arperos.

B- ARCELIA

Les séquences d'Arcelia (Ortiz, 1992; Lapierre *et al.*, 1992b; Talavera, 1993) affleurent à 250 km au SW de Mexico (Fig. III-10). Elles dessinent une ceinture Nord-Sud, longue d'une centaine de kilomètres et large d'une vingtaine de kilomètres (Fig. III-12). La séquence formant la partie orientale comprend des basaltes en coussins associés à des tufs et des roches sédimentaires pélagiques devenant prépondérantes vers le sommet; au pied du barrage Vicente Guerrero des argilites sombres ont fourni des radiolaires dont l'âge est compris entre le Tithonique et l'Aptien (Salinas, 1994).

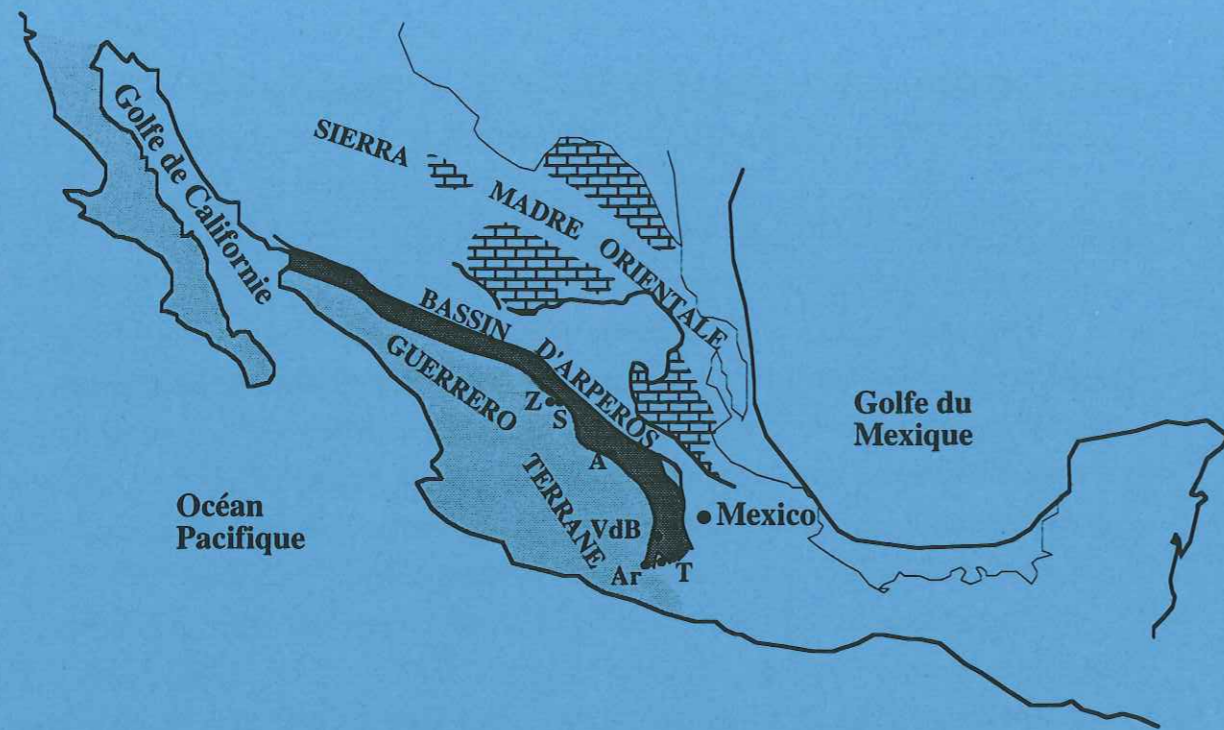
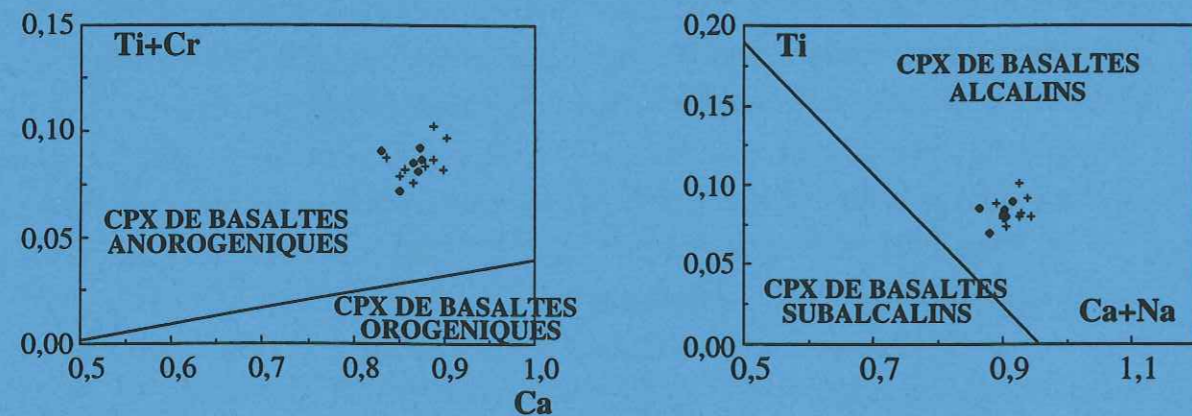


Fig. III-10: Carte géologique simplifiée du Mexique, avec les localisations des séquences d'arc de Saucito (S), Arcelia (A), Teloloapan (T) et de bassin d'Arperos (A) et de Valle de Bravo (VdB).



- Séquence de Saucito (MYS94)
- + Séquence d'Arcelia (CP1A)

Fig. III-11: Diagrammes discriminants de l'environnement géotectonique (Leterrier *et al.*, 1982) des clinopyroxènes des basaltes des séquences volcano-sédimentaires de Saucito et Arcelia.

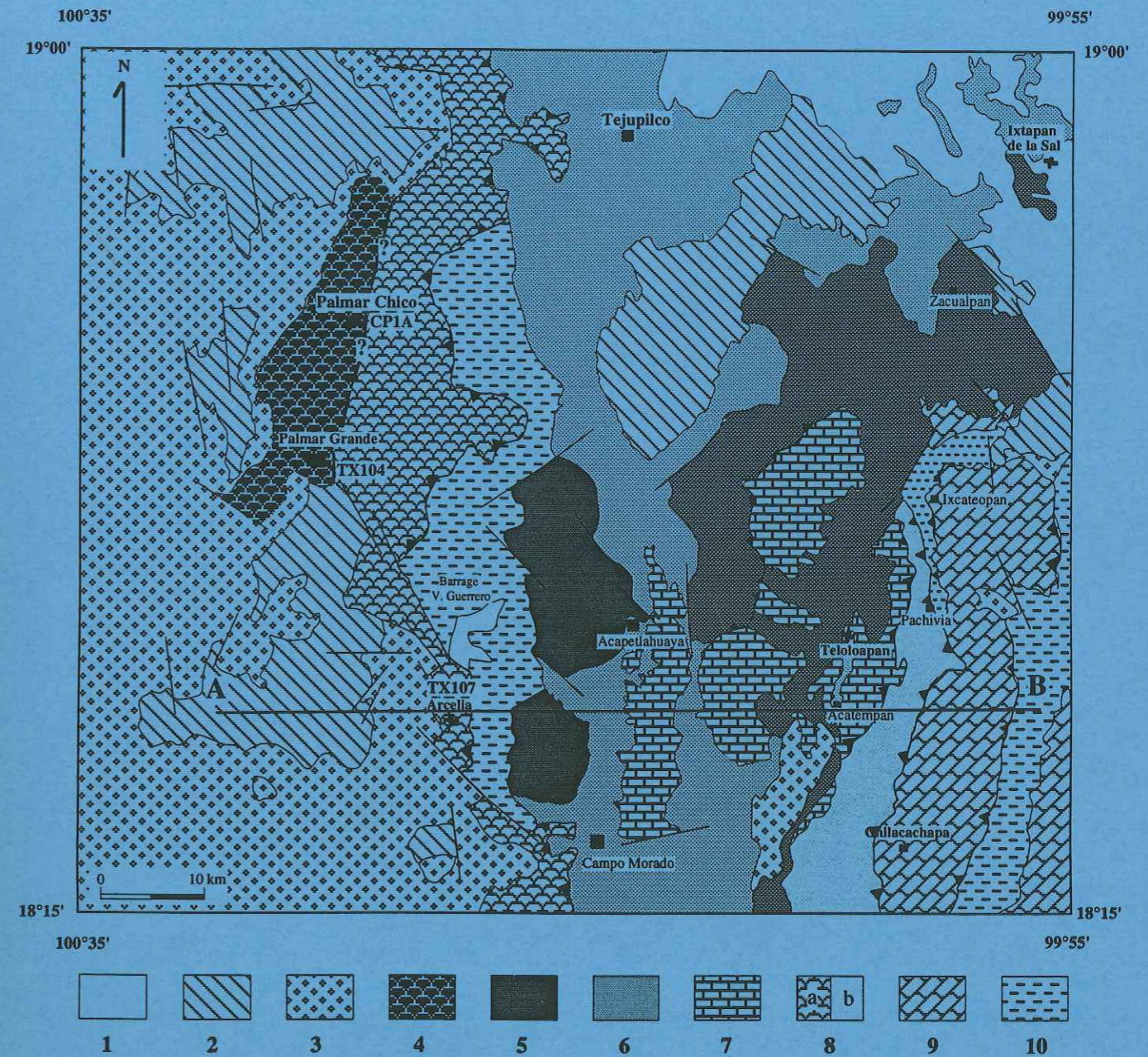


Fig. III-12 - Carte géologique simplifiée des régions situées à l'Ouest de Teloloapan et montrant les relations complexes entre les séquences de l'arc mésozoïque du "Guerrero terrane", le bassin d'Arperos et la plate-forme de Guerrero-Morelos. D'après Campa et Ramírez (1979) et Talavera (1993); modifiée.

1. Dépôts volcaniques récents de l'Axe Volcanique Trans-mexicain; 2. Ignimbrites tertiaires de la Sierra Madre Occidentale; 3. Couches rouges du Tertiaire (Formation Balsas); 4. Séquences d'arc d'Arcelia; 5 à 7: Séquence d'arc de Teloloapan comprenant: 5. Roches volcaniques; 6. Roches sédimentaires et 7. Calcaires de plate-forme de l'Aptien-Albien; 8. Séquence du bassin d'Arperos dont 8a. Laves et roches sédimentaires d'Arcelia et 8b. série sédimentaire de Pachivia; 9. Calcaires albo-cénomaniens (Formation Morelos) de la plate-forme téthysienne de Guerrero-Morelos; 10. Flysch du Turonien-Sénonien (Formation Mexcala).

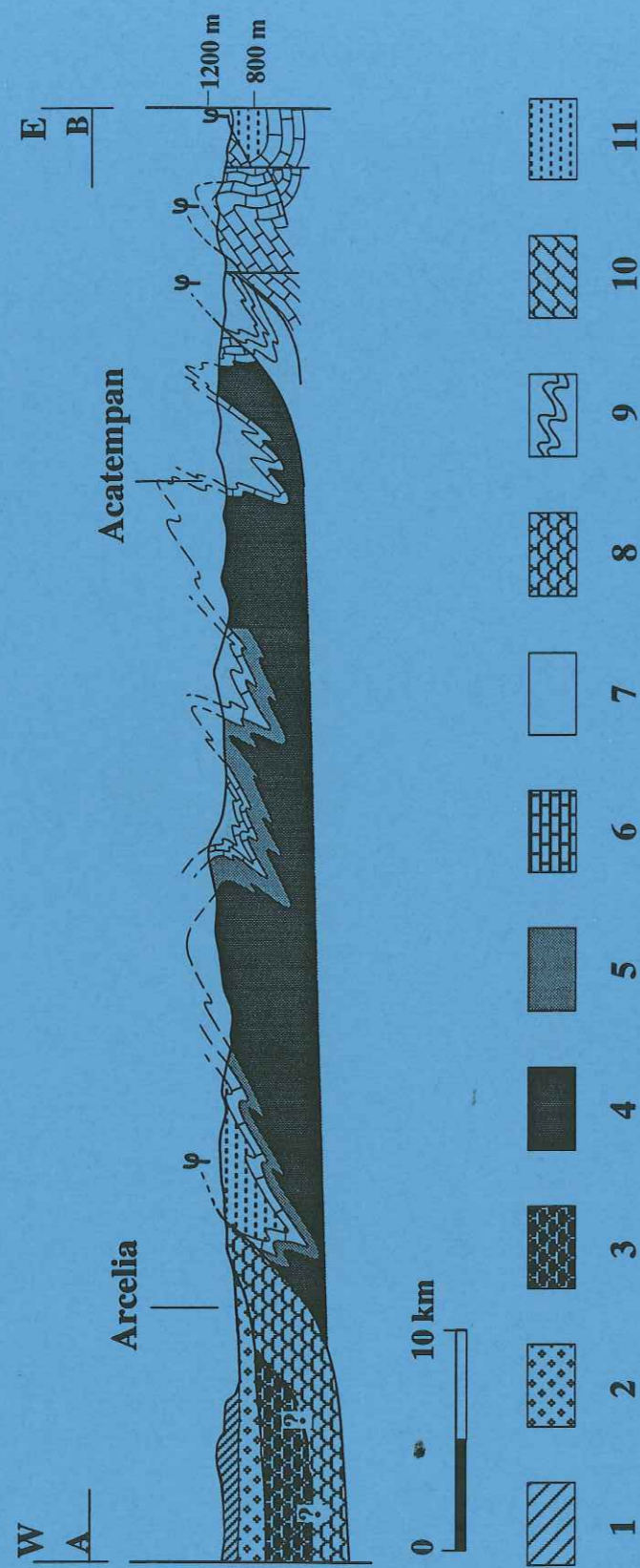
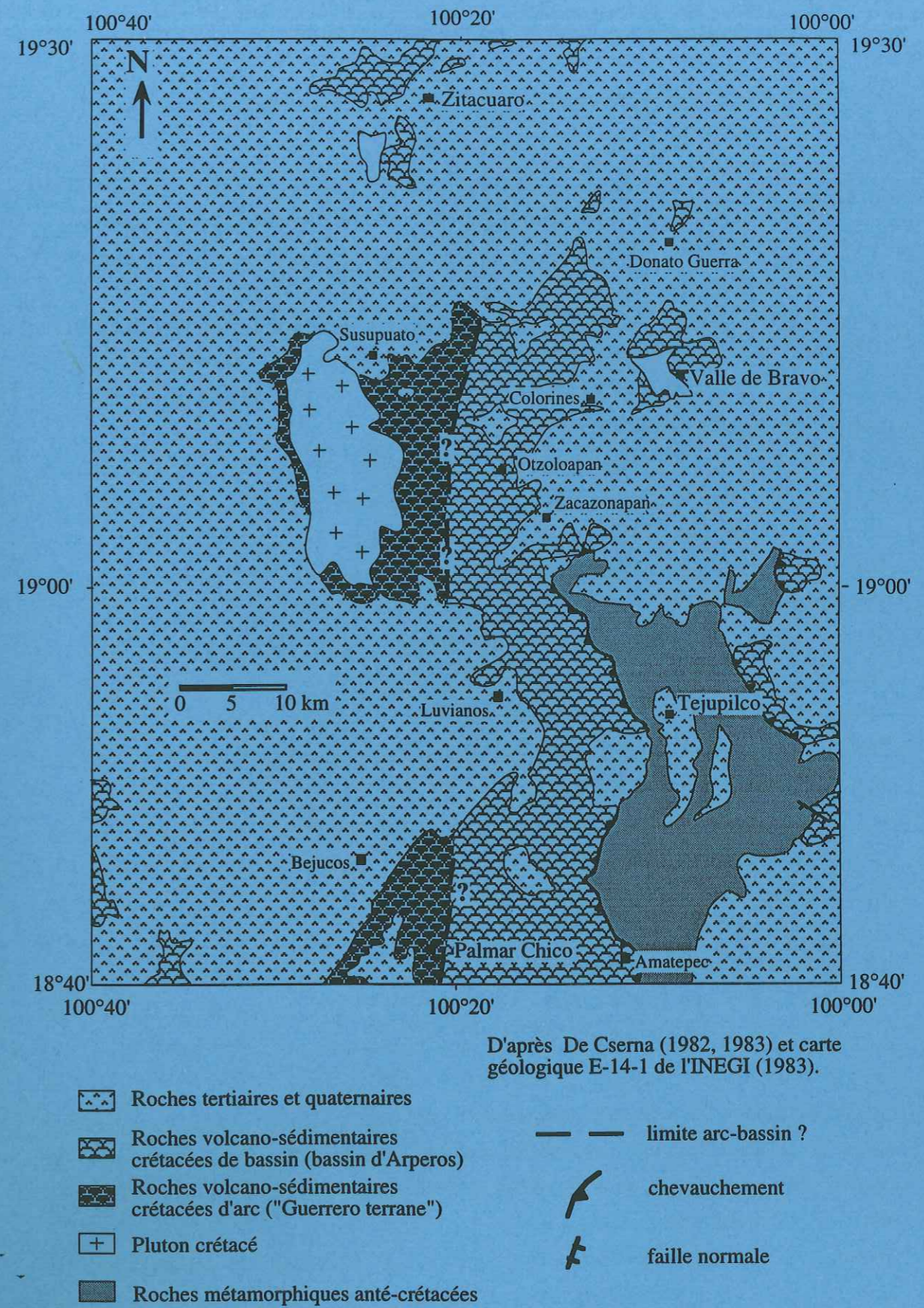


Fig. III-13- Coupe montrant les relations tectoniques entre les séquences de l'arc du "Guerrero terrane", du bassin d'Arperos et de la plate-forme carbonatée Guerrero-Morelos (d'après Talavera, 1993, modifiée).

1. Ignimbrites tertiaires de la Sierra Madre Occidentale; 2. Couches rouges du Tertiaire (Formation Balsas); 3 à 7: Séquence du "Guerrero terrane" dont 3. Séquence d'arc d'Arcelia et 4 à 7: Séquence d'arc de Teloapan avec 4. Roches volcaniques; 5. Roches volcano-sédimentaires; 6. Calcaires de plate-forme de l'Aptien-Albien; 7. Pérites; 8 et 9: Séquence du bassin d'Arperos dont 8. Laves et roches sédimentaires d'Arcelia et 9. Série sédimentaire de Pachivia; 10. Calcaires albo-cénomaniens de la plate-forme carbonatée de Guerrero-Morelos; 11. Flysch grésopélimitique du Turonien-Sénonien (Formation Mexcala).



D'après De Cserna (1982, 1983) et carte géologique E-14-1 de l'INEGI (1983).

Fig. III-14: Carte géologique simplifiée de la région de Valle de Bravo, modifiée d'après Sanchez-Zavala (1993).

Placés dans le prolongement sud des séries volcaniques et sédimentaires de Valle de Bravo représentant le bassin d'Arperos, cette séquence orientale d'Arcelia:

- chevauche vers l'Est la série détritique (Formation Mexcala?) couvrant les formations volcaniques et sédimentaires de la séquence d'arc de Teloloapan (Fig. III-12 et III-13). L'accident qui passe à proximité immédiate du barrage est orienté NNE-SSW et pend à 50-60° vers l'Ouest;

- est probablement chevauchée à l'Ouest par un ensemble de laves et de filons présentant des caractéristiques de tholéïtes d'arc (Ortiz, 1992; Lapierre *et al.*, 1992b) que nous nommons séquence occidentale d'arc d'Arcelia. Le contact tectonique est encore mal situé cartographiquement près d'Arcelia.

Dans la séquence orientale, les rares échantillons de laves en coussins analysés diffèrent des tholéïtes d'arc de la séquence occidentale. Le basalte CP1A présente une texture de trempe avec des microlites de plagioclases et de clinopyroxènes titanifères ($Ti = 0,074-0,101$). L'andésite basique TX107 est également caractérisée par une texture de trempe avec des plagioclases et des clinopyroxènes dendritiques. Les pyroxènes n'ont pas été analysés. Ces deux laves (TX107, CP1A; Ortiz, 1992) ont subi un métamorphisme hydrothermal de bas degré marqué par la paragenèse secondaire à chlorite \pm prehnite \pm pumpellyite. Elles présentent des spectres de terres rares (Fig. III-15) légèrement appauvris en terres rares légères et des rapports Ti/Zr (101-103) et Zr/Y (2,57-2,9) comparables à ceux des basaltes de plancher océanique ou "MORB" (Sun *et al.*, 1979; Pearce et Norry, 1982). Par ailleurs, leurs spectres étendus, normalisés aux N-MORB, sont très peu appauvris en éléments à fortes charges ioniques (Fig. III-15). Ces deux basaltes présentent donc des affinités de tholéïtes abyssales.

Entre les deux échantillons précédents (Fig. III-12) affleurent des basaltes (TX104) qui sont enrichis en terres rares légères [$(La/Yb)_N = 4,35$], en Nb (39,8), en Zr (167) et en TiO_2 (1,97). Leurs rapports Zr/Y (3,87) sont élevés et ils présentent un rapport ϵNd de +6,9. Ortiz (1992) suggère pour ces basaltes une affinité calco-alkaline d'arc et considère que les fortes teneurs en TiO_2 et Nb sont liées à la présence de concentration en sphène secondaire liée à un métamorphisme hydrothermal. En effet, lors de la préparation de cet échantillon pour les analyses isotopiques, une attaque acide a montré que les concentrations en TiO_2 , Nd et Sm étaient diminuées de moitié, alors que les rapports isotopiques demeuraient inchangés.

Les laves CP1A et TX107 sont pétrographiquement et géochimiquement semblables à certaines laves du bassin d'Arperos (voir chapitre précédent), notamment celles qui présentent des affinités de MORB, comme par exemple le basalte M93-18 de Valle de Bravo, appauvri en terres rares légères (Fig. III-15). Nous considérons, à l'inverse d'Ortiz (1992), que le basalte TX104 fortement enrichi en Nb, Ti et Zr n'est pas calco-alkalin mais plutôt tholéïtique d'île océanique (OIT). En effet, les spectres étendus et de terres rares de ce basalte sont très comparables à ceux des OIT de la séquence d'Arperos

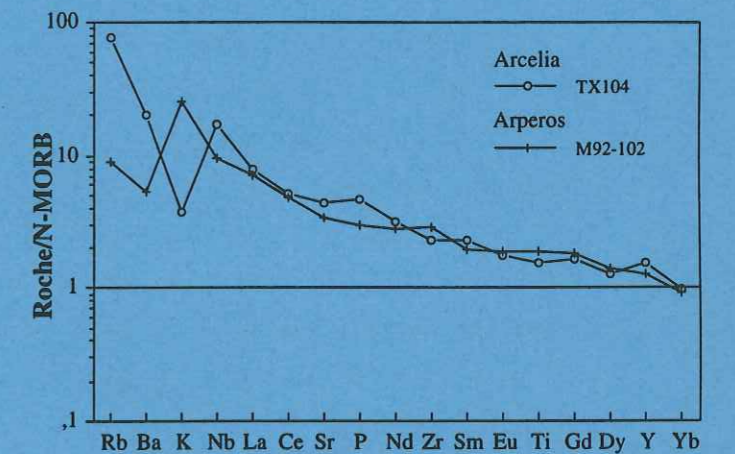
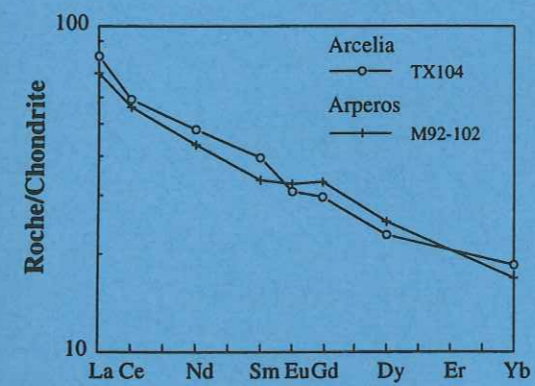
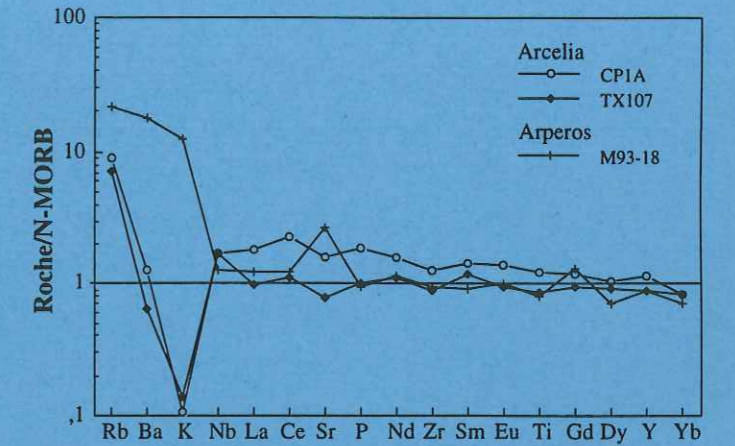
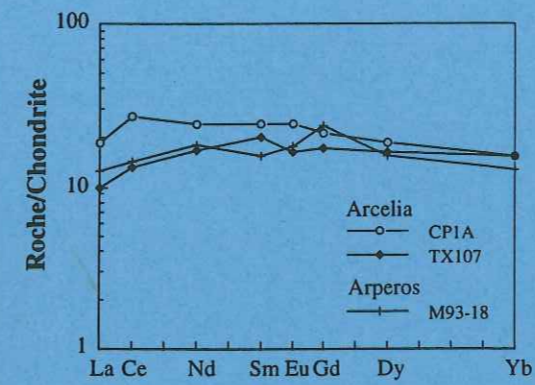


Fig. III-15: Diagrammes des terres rares, normalisés aux chondrites (Evensen *et al.*, 1978) et spectres multiéléments normalisés au N-MORB (Sun et McDonough, 1989) de certaines laves de la séquence d'Arcelia, comparées à certaines laves du bassin d'Arperos.

(M92-102; Fig. III-15). Enfin, la valeur du rapport ϵ_{Nd} du basalte TX104 tombe dans le champ des ϵ_{Nd} des basaltes et dolérites du bassin d'Arperos. De plus, il nous paraît difficile qu'un tel enrichissement en Nb et en Ti soit uniquement dû à la présence de sphène secondaire. On peut donc raisonnablement penser que le basalte TX104, comme les deux autres laves à affinité de MORB de la partie orientale d'Arcelia, appartient à la suture océanique d'Arperos dont il représente le jalon le plus méridional.

Les interprétations proposées pour l'environnement géodynamique des laves de la séquence orientale d'Arcelia à affinité de N-MORB et d'OIB sont les suivantes:

- (i) Pour Talavera *et al.* (1993), ces laves se seraient formées dans un bassin océanique, en position arrière-arc;
- (ii) Pour nous, elles se sont formées dans le prolongement méridional du bassin océanique d'Arperos et donc appartiennent à l'espace océanique qui séparait l'arc du "Guerrero terrane" du craton nord-américain.

L'interprétation que nous retenons pose à l'évidence un problème structural majeur sur la transversale Arcelia-Teloloapan où les formations du bassin d'Arperos se trouvent:

- coincées entre la plate-forme carbonatée de Guerrero-Morelos et le front de l'arc du Guerrero terrane à l'Est de Teloloapan;
- réapparaître en lanière structurale au nord d'Arcelia en chevauchant vers l'Est les séquences d'arc de Teloloapan recouvertes de flysch crétaé supérieur et en étant chevauchées sur leur retombée ouest par les séquences d'Arcelia du même arc.

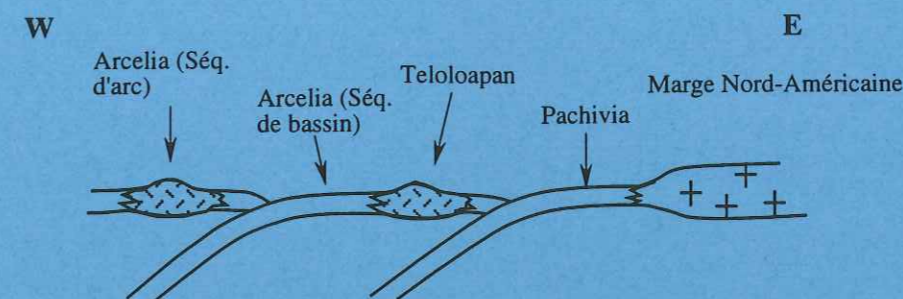
La carte de la Fig. III-12 et les coupes des Figures III-13 et III-17 illustrent ce dispositif complexe.

Pour comprendre ce dispositif structural on peut émettre l'hypothèse que les affleurements de séquence de bassin de Pachivia et d'Arcelia sont les cicatrices de deux domaines océaniques disparus par subduction (Hypothèse 1, Fig. III-16).

Nous préférons retenir l'hypothèse que les affleurements de Pachivia et d'Arcelia est sont issus du même bassin océanique, le bassin d'Arperos qui séparait au Crétacé inférieur le continent mexicain de l'arc volcanique du "Guerrero terrane". Dans ce cas (Hypothèse 2; Fig. III-16) le dispositif structural actuel résulte de la superposition de deux phases tectoniques:

- phase précoce orégonienne (fin du Crétacé inférieur) responsable du collage par collision avec chevauchement du "Guerrero terrane" sur la plate-forme carbonatée de Guerrero-Morelos en marge ouest du continent mexicain; les formations issues du bassin d'Arperos se retrouvant coincées en semelle tectonique sous le "Guerrero terrane";
- reprise de ces chevauchements orégoniens par le plissement et les chevauchements laramiens au Paléocène. L'un de ces chevauchement près d'Arcelia fait alors ressortir et chevaucher les formations du bassin d'Arperos de l'ancienne semelle tectonique, sur l'élément frontal du "Guerrero terrane" affleurant aux environs de Teloloapan.

Hypothèse 1



Hypothèse 2

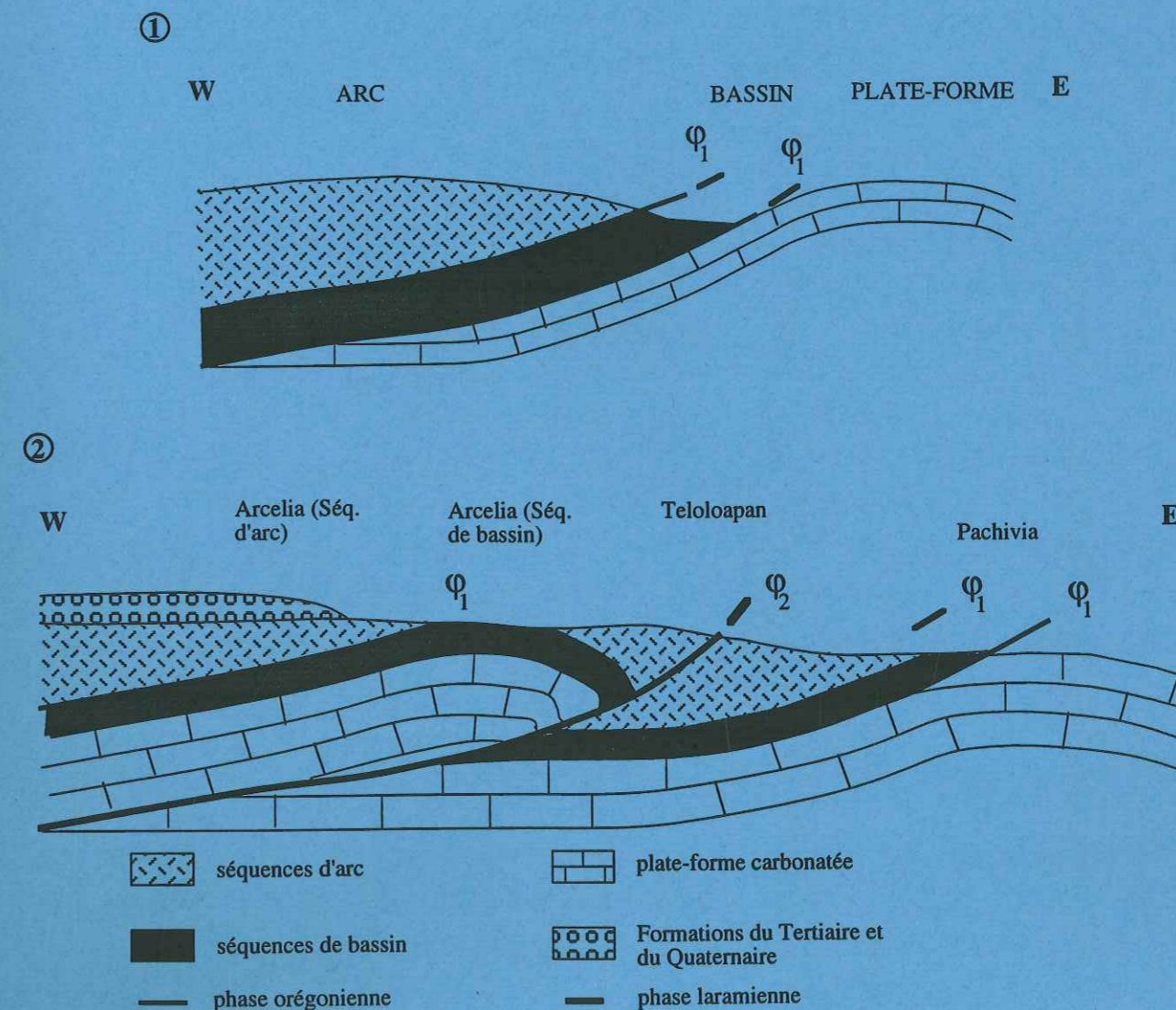


Fig. III-16: Hypothèses pour expliquer les positions relatives, actuelles, entre les séquences d'arc et de bassin d'Arcelia, d'arc de Teloloapan et de bassin de Pachivia.

L'hypothèse 1 suggère deux subductions successives.

L'hypothèse 2, plus complexe mais plus réaliste propose que les positions relatives actuelles de ces séquences soient dues à la superposition de deux phases de déformation: la phase orégonienne (j_1) à la fin du Crétacé inférieur, et la phase laramienne (j_2) au Crétacé supérieur-Paléocène. Une coupe à l'échelle et plus proche des données de terrain est présentée Fig. III-17.

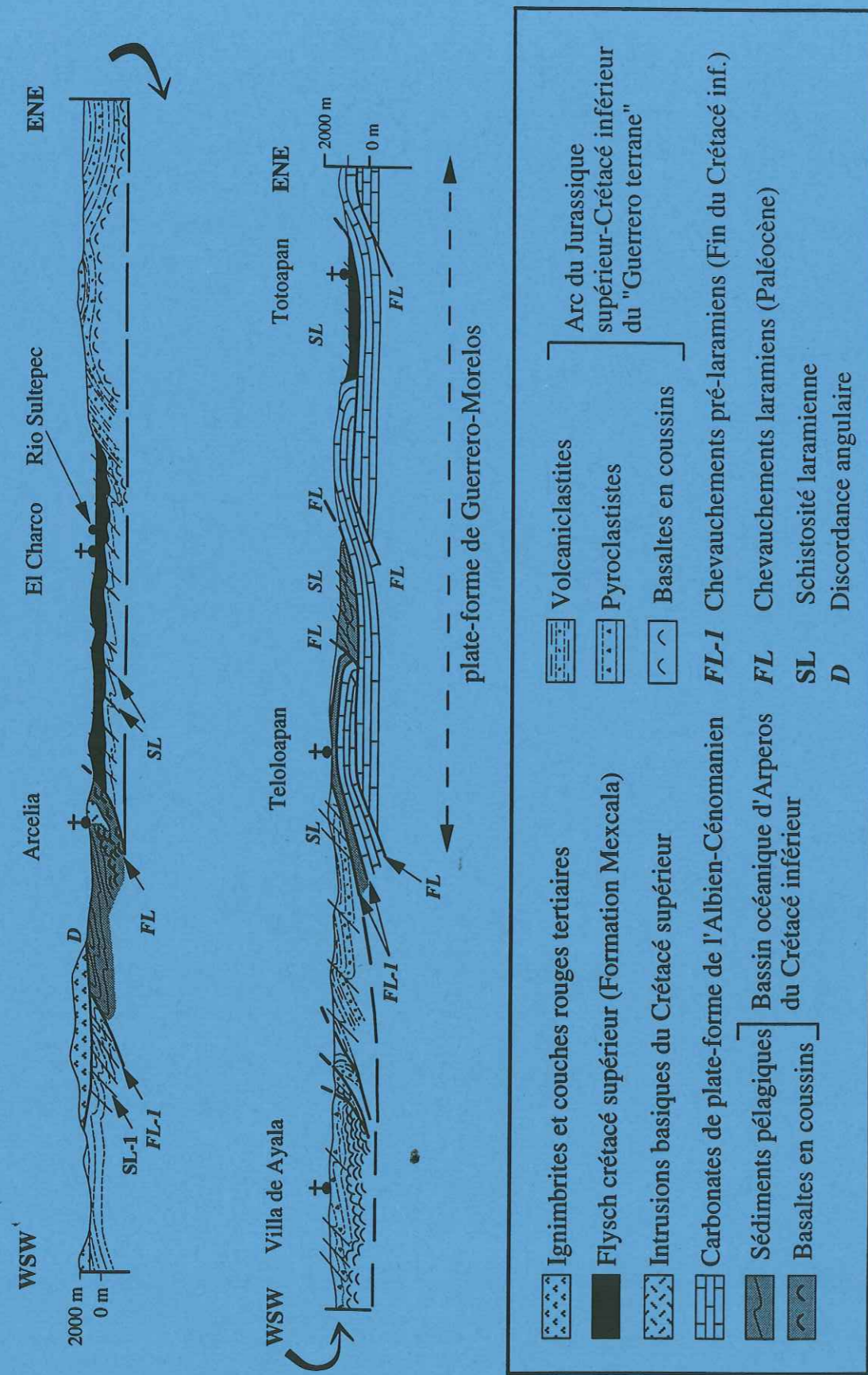


Fig. III-17. Coupe Arcelia-Teloaloapan-Totoapan illustrant les relations tectoniques complexes entre l'arc du "Guerrero terrane", le bassin d'Arperos et la plate-forme carbonatée de Guerrero-Morelos.

CHAPITRE IV: CONCLUSIONS

La présence d'un bassin océanique dit d'Arperos, localisé entre l'arc du Guerrero à l'ouest et la marge du craton nord-américain, et préservé aujourd'hui en une suture tectonique majeure est clairement démontrée. La suture du bassin d'Arperos se suit depuis le NW jusqu'au S du Mexique à la faveur de sept affleurements reconnus qui sont: Porohui, Saucito, Arperos, Corrales, Valle de Bravo, Arcelia oriental et Pachivia (Fig. III-18). Si on fait exception de la séquence carbonatée et turbiditique de Pachivia, tous ces affleurements du bassin d'Arperos présentent des basaltes massifs ou en coussins, des dolérites et des pyroclastites basiques associées à ou recouvertes par des sédiments pélagiques (calcaires, radiolarites et pélites).

Les laves basiques présentent des textures de trempe ou intersertales et renferment des clinopyroxènes (salites-augites) titanifères, caractéristiques de magma alcalin, et parfois des olivines pseudomorphosées en calcite ou smectites. Elles ont subi un métamorphisme hydrothermal de bas degré (prehnite-pumpellyite). Elles possèdent des caractères géochimiques intermédiaires entre des tholéites de plancher océanique et des basaltes alcalins d'îles océaniques et dérivent d'un mélange entre deux sources N-MORB et OIB. Le contexte géodynamique qui régnait lors de la formation du substratum igné du bassin océanique d'Arperos peut ainsi être comparé à celui actuel des Galapagos: point chaud localisé à proximité d'une ride médio-océanique.

L'étude géochimique des roches sédimentaires du bassin d'Arperos confirme le caractère océanique du bassin dont la sédimentation n'était alimentée que par l'érosion des roches basiques du substratum du bassin ou par des produits de l'arc intra-océanique voisin. Ce n'est que dans les roches turbiditiques du sommet de la séquence qu'une influence continentale se fait sentir.

Au Crétacé inférieur, le bassin d'Arperos, situé à l'Ouest de la marge nord-américaine, se réduisait par subduction vers l'Ouest sous le paléo-Pacifique, sur la bordure duquel s'édifiait l'arc intra-océanique du "Guerrero terrane".

L'âge de la formation du bassin d'Arperos, ainsi que son extension réelle au Crétacé demeurent inconnus. Cependant pendant tout le Crétacé inférieur, ce bassin devait être relativement large puisqu'aucun matériel volcanique n'est présent dans les sédiments carbonatés de l'Albo-Cénomannien qui se déposent sur la marge nord-américaine. La fermeture et la tectonisation du bassin se produisent quand l'arc du Guerrero entre en collision avec la marge du craton nord-américain à la fin du Crétacé inférieur.



Fig. III-18: Carte géologique simplifiée du Mexique, avec les localisations des séquences de bassin de Porohui (P), de Saucito (S), d'Arperos (A), de Corrales (C), de Valle de Bravo (VdB), de la partie orientale d'Arcelia (Ar) et de Pachivia (Pa).

PARTIE IV:

CONCLUSION: SYNTHESE D'ENSEMBLE ET PROPOSITION DE MODELES GEODYNAMIQUES

CHAPITRE I: LES PRINCIPAUX RESULTATS OBTENUS

A- SUR L'ARC DU "GUERRERO TERRANE"

L'activité magmatique de l'arc du "Guerrero terrane" débute au Jurassique supérieur, et se poursuit au Crétacé inférieur. On en trouve des témoins tholéïtiques à Zacatecas, Saucito, Aguascalientes, et Guanajuato et calco-alcalins à Fresnillo. L'environnement sédimentaire est alors essentiellement pélagique.

A l'Aptien-Albien, l'activité volcanique est encore manifeste. Elle est tholéïtique à Arcelia (unité occidentale), calco-alcaline à San Miguel de Allende, Teloloapan, Zihuatanejo et Playa Azul et shoshonitique à Tecoman. Dans les trois dernières localités l'environnement est alors néritique.

Les études stratigraphiques, pétrographiques et géochimiques ont permis de définir pour chacune des séquences décrites l'environnement sédimentaire dans lequel le volcanisme s'est mis en place, et la nature des sources mantelliques impliquées.

Les séquences de Zacatecas, de Saucito, d'Aguascalientes, de Guanajuato, de San Miguel de Allende, d'Arcelia (unité occidentale), de Zihuatanejo et de Tecoman se sont édifiées sur un soubassement océanique. Les laves de ces séquences dérivent de la fusion partielle d'un manteau appauvri (N-MORB) plus ou moins contaminé par des sédiments subduits. La participation d'une source OIB dans la genèse de ces laves est peu importante sauf pour celles de la séquence de Tecoman. Par ailleurs, la séquence de Zihuatanejo a probablement été engendrée près d'un bloc continental.

La séquence de Fresnillo a été également édifiée sur un soubassement océanique; mais son volcanisme basaltique dérive vraisemblablement de la fusion partielle du mélange de deux sources appauvrie (N-MORB) et enrichie (OIB), peu contaminées par des sédiments.

La séquence de Playa Azul s'est mise en place sur une croûte océanique épaissie par des sédiments dont le Complexe d'Arteaga représente vraisemblablement un témoin. A l'origine du volcanisme tholéïtique et calco-alcalin de Playa Azul était une source mantellique appauvrie (N-MORB) plus ou moins contaminée par des sédiments.

Enfin, la séquence de Teloloapan diffère des autres séquences édifiées sur lithosphère océanique par la nature des sédiments impliqués lors de la déshydratation et de la fusion partielle de la plaque en subduction. Ceux-ci étaient plus terrigènes.

B- SUR LE BASSIN D'ARPEROS

Au début du Crétacé inférieur et peut-être à la fin du Jurassique (Salinas, 1994), le bassin d'Arperos est un domaine océanique qui sépare la marge mexicaine de l'arc du "Guerrero terrane". La subduction de ce bassin vers l'Ouest sous le paléo-Pacifique qui engendre l'activité volcanique du "Guerrero terrane" s'achève au Crétacé moyen avec la collision arc-craton nord-américain. De ce fait, les restes tectonisés de ce bassin ne forment plus qu'une suture océanique que l'on suit actuellement du NW au S du Mexique. Ce bassin d'Arperos est une zone clé pour comprendre l'évolution des Cordillères mexicaines au Mésozoïque.

CHAPITRE II: VERS DES MODELES GEODYNAMIQUES

A- LES MODELES ANTERIEURS

1- Présentation

La plupart des modèles proposés (Campa et Ramírez, 1979; Ramírez *et al.*, 1991; Monod *et al.*, 1994; Salinas, 1994) ne tiennent compte que des données acquises sur la partie méridionale du "Guerrero terrane". Seules les séquences d'arc de Teloloapan, Arcelia, Huetamo, et Zihuatanejo (\pm Las Ollas) sont prises en compte. Le caractère régional de ces modèles ne permet pas toujours de les intégrer dans un schéma d'ensemble.

Seuls Coney (1983), Urrutia-Fuccugauchi et Valencio (1986), Tardy *et al.* (1990, 1994), Stéphan *et al.* (1990) et Sedlock *et al.* (1993) proposent des modèles plus généraux, à l'échelle des Cordillères américaines.

Les modèles mettant en jeu une subduction vers l'Est du paléo-Pacifique sous la marge nord-américaine (Campa et Ramírez, 1979; Stéphan *et al.*, 1990; Sedlock *et al.*, 1993; Monod *et al.*, 1994), ne sont pas en accord avec les résultats de cette thèse, et rappelées ci-dessous:

- il est désormais démontré (Lapierre *et al.*, 1992a et b; Centeno-Garcia *et al.*, 1993; Tardy *et al.*, 1994) que l'arc du "Guerrero terrane" est d'origine intra-océanique; ce qui exclut un environnement de marge active en bordure continentale pour le volcanisme jurassique supérieur-crétacé inférieur de l'Ouest mexicain;

- l'absence d'intercalations volcaniques (par exemple, des tufs) dans les calcaires de plate-forme du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur présents sur la marge nord-américaine implique l'existence, au Crétacé inférieur, d'un espace suffisamment grand entre cette marge passive et l'arc actif du "Guerrero terrane". Pour refermer cet espace, une subduction est nécessaire; cette dernière ne pouvant s'effectuer sous la marge continentale mexicaine, puisqu'on n'en retrouve pas de trace, elle devait s'effectuer sous

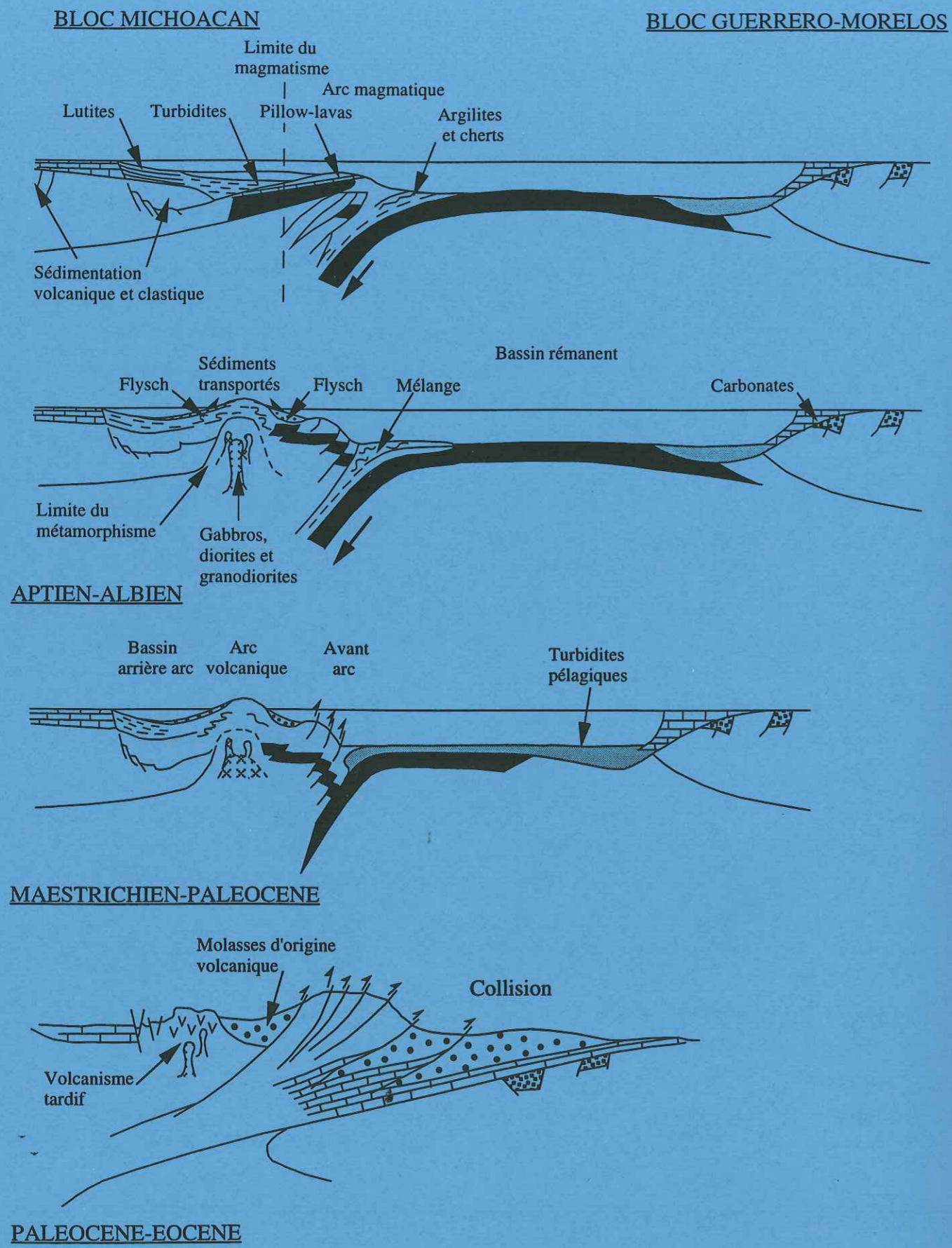


Fig. IV-2: Modèle de l'évolution géodynamique du Sud du Mexique à la limite Crétacé-Tertiaire selon Urrutia-Fucugauchi et Valencio (1986).

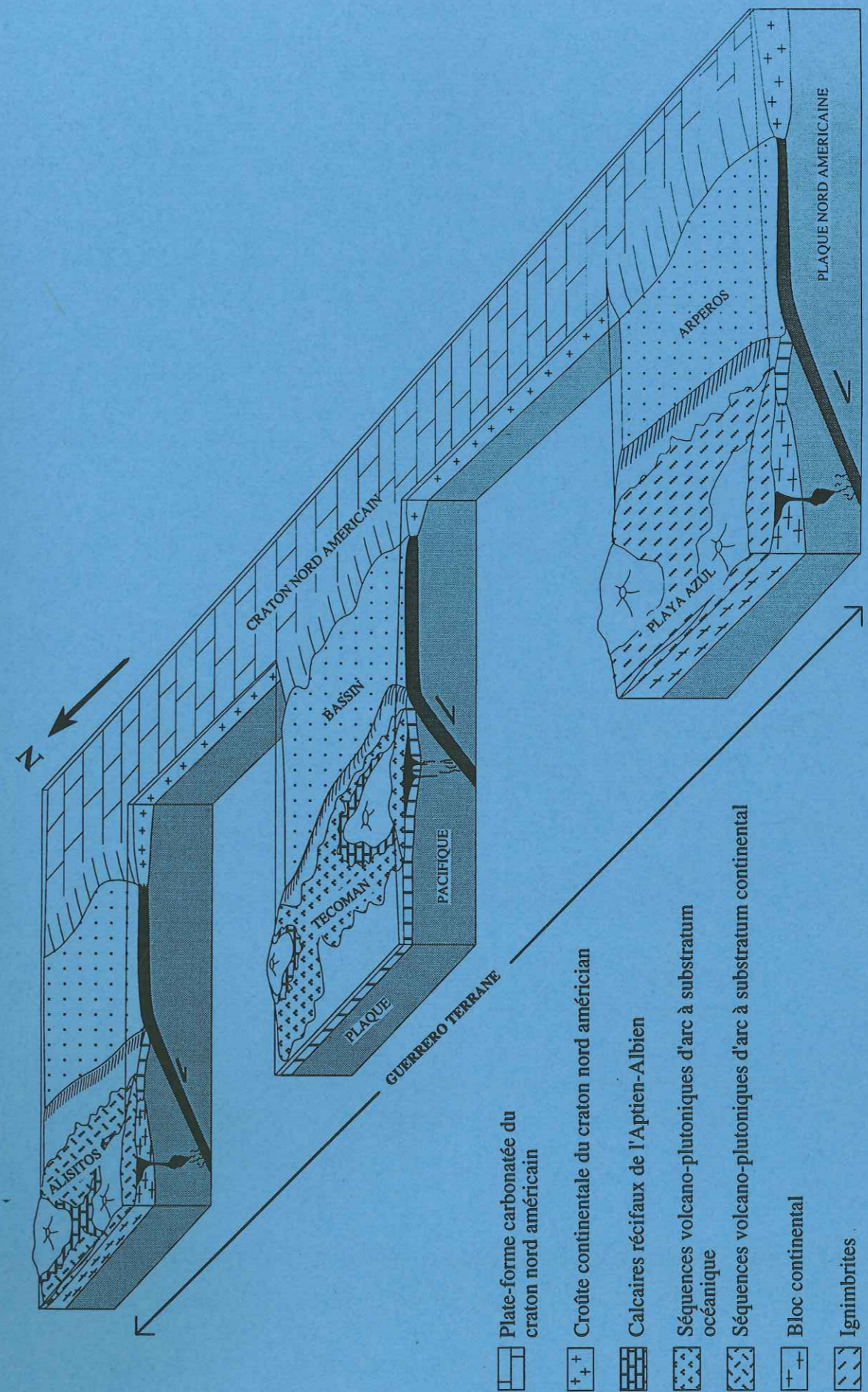


Fig. IV-3: Modèle géodynamique proposant une subduction unique d'un bassin (le bassin d'Arperos) sous le paléo-Pacifique, pour expliquer la genèse de l'arc intra-océanique du "Guerrero terrane" au Jurassique supérieur-crétacé inférieur (Tardy *et al.*, 1990, 1994).

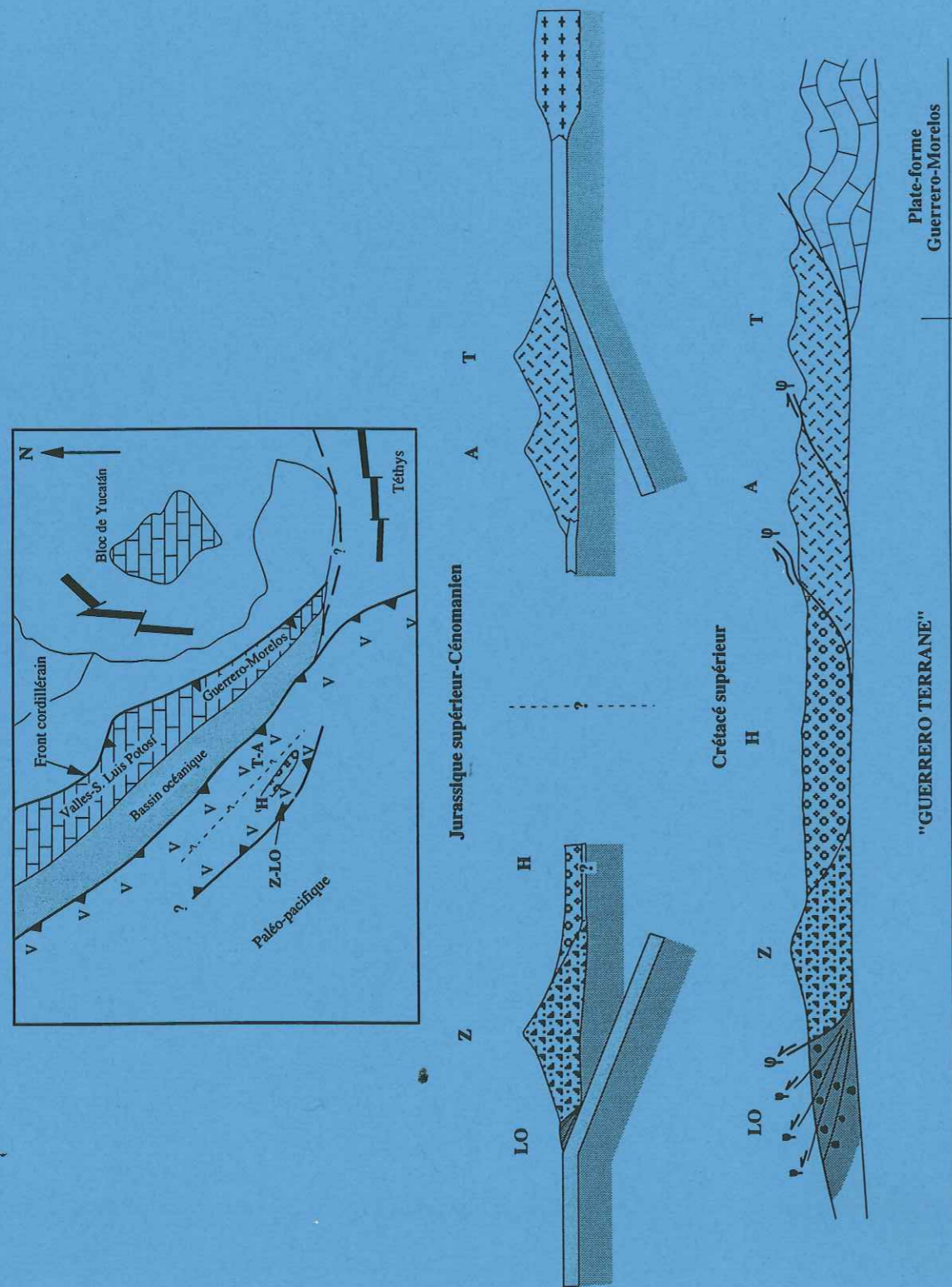


Fig. IV-4 - Modèle géodynamique du Mexique occidental considérant l'existence de deux arcs insulaires pendant le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur et leur collision pendant le Crétacé supérieur (D'après Ramírez *et al.*, 1991).

5- Le modèle de Ramírez *et al.* (1991; Fig. IV-4)

Le modèle proposé par Ramírez *et al.* (1991) fait intervenir deux arcs pén-contemporains séparés par un bassin (?). Les séquences d'arc de Teloloapan-Arcelia (unité occidentale) édifiées sur une lithosphère océanique seraient liées à la subduction vers l'Ouest d'un espace océanique localisé entre ces séquences et la marge du craton nord-américain (arc T-A; Fig. IV-4). Les séquences de Zihuatanejo-Las Ollas seraient produites par la subduction du Pacifique, pentée cette fois-ci vers l'Est (arc Zihuatanejo-Las Ollas; Fig. IV-4). Le complexe à blocs de Las Ollas est le témoin du paléo-prisme lié à la subduction du Pacifique sous l'arc de Zihuatanejo (Talavera, 1993). Ce modèle ne précise pas les relations géométriques entre les deux arcs. Toutefois Ramírez *et al.* (1991) émettent l'hypothèse que l'arc de Zihuatanejo, situé à l'origine plus au Nord, aurait pu être déplacé vers le Sud à la faveur d'un décrochement senestre, maintenant masqué par les volcanites de la Sierra Madre Occidentale et de l'Axe transmexicain. De tels accidents sont connus par ailleurs dans le sud du Mexique, comme ceux qui ont déplacés et déplacent encore le bloc de Chortis vers l'Amérique centrale. Les contacts entre les séries de Zihuatanejo et de Huetamo d'une part, et les séries d'Arcelia et de Huetamo d'autre part ne sont cependant pas visibles.

Ce modèle prend en compte le complexe de Las Ollas avec ses déformations à vergence Ouest. Pourtant, une grande difficulté demeure liée à la quasi-absence de datations sur les roches du complexe à blocs et sur les déformations qui l'affectent (cf supra). Face à ce manque de repères chronologiques fiables, on est conduit à émettre deux hypothèses:

- soit le complexe de Las Ollas est du Crétacé inférieur; dans ce cas il peut être la trace de la subduction vers l'Est du Pacifique sous l'un des arcs du "Guerrero terrane", représenté par la séquence de Zihuatanejo (Ramírez *et al.*, 1991; Vidal-Serratos, 1991; Talavera, 1993).

- soit le complexe est plus ancien (par exemple contemporain de ceux de Basse Californie (Rangin, 1986), et dans ce cas il appartient au soubassement de l'arc sans rapport avec la genèse de celui-ci.

L'explication selon laquelle la séquence de Huetamo représentait un bassin arrière-arc ou intra-îles océaniques, puisqu'elle est formée de conglomérats et de grès provenant de l'érosion de laves calco-alcalines et shoshonitiques (Talavera, 1993), paraît justifiée.

6- Le modèle de Salinas (1994; Fig. IV-5)

Pour Salinas (1994), l'arc de Teloloapan, édifié sur la plate-forme carbonatée de Morelos est lié à la subduction vers l'Ouest du bassin Cuicatèque (Carfentan, 1986), situé plus à l'Est, dans le domaine téthysien. Cette subduction débute au Tithonien. A l'Hauterivien, à l'Ouest de l'arc de Teloloapan et au milieu du microcontinent représenté par la plate-forme de Morelos, s'ouvre le bassin intra-arc d'Arcelia. Au Santonien-

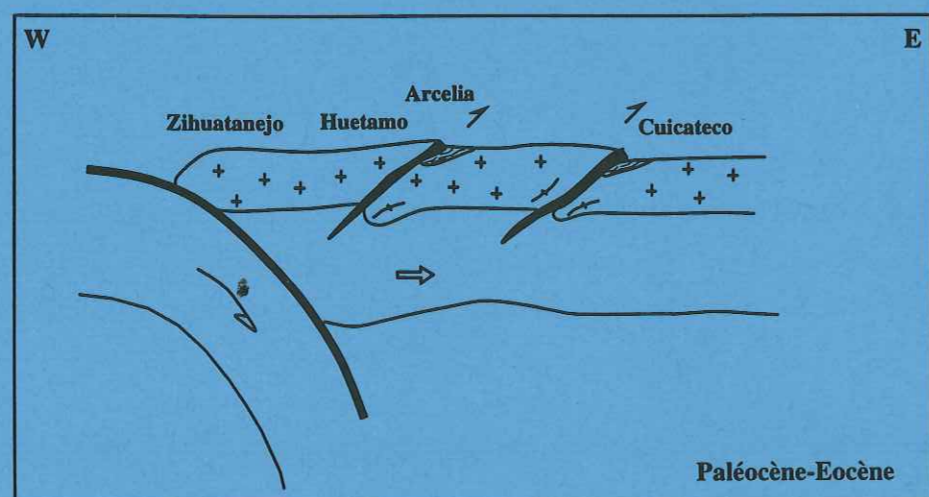
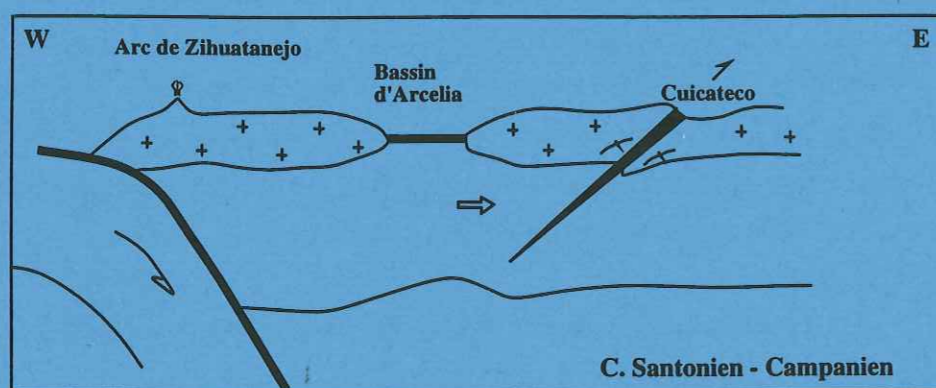
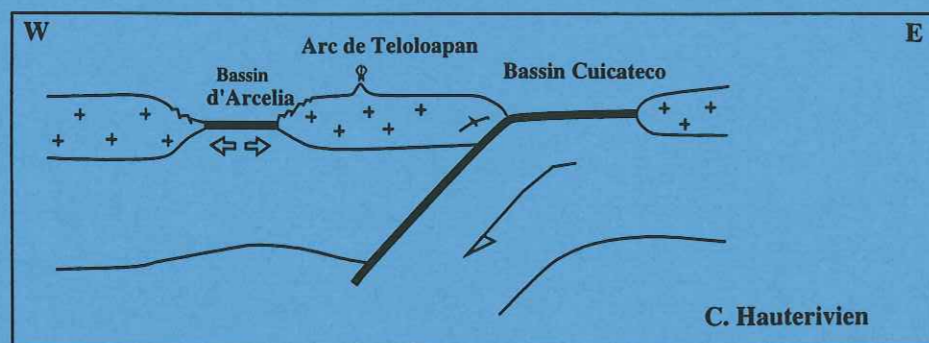
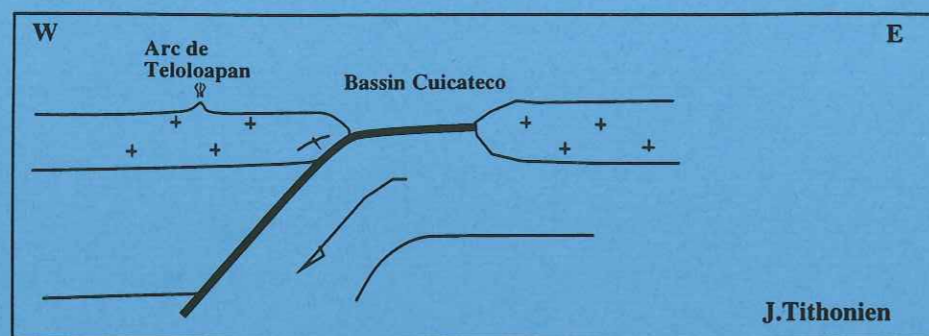


Fig. IV-5: Modèle géodynamique du secteur de Teloloapan-Zihuatanejo du Tithonien au Paléocène-Eocène (Salinas, 1994).

Campanien, le bassin Cuicatèque se referme alors que plus à l'ouest, le paléo-Pacifique commence à subduire vers l'Est, sous le microcontinent de Morelos, générant l'arc de Zihuatanejo. Au Paléocène, le bassin d'Arcelia est refermé.

Ce modèle présente des imperfections qui le rendent peu probable car:

- il propose un substratum continental pour les séquences d'arc de Teloloapan et Zihuatanejo. Or, il a été clairement démontré dans cette thèse, qu'au moins pour la séquence de Zihuatanejo, le substratum est franchement océanique (ce qui n'exclut pas la présence proximale d'un microbloc continental). Pour la séquence de Teloloapan, le substratum peut être représenté par une croûte océanique épaissie, mais en aucun cas il ne peut s'agir d'un substratum franchement continental. Par ailleurs, l'argument majeur employé par Salinas (1994) dans l'établissement de ce modèle repose sur le caractère continental du substratum de la séquence de Teloloapan, représenté par les schistes de Tejupilco. Or, ces schistes sont caractérisés par des ϵNd élevés à (+7) (Centeno-Garcia *et al.*, 1993) qui indiquent que ces sédiments ne peuvent en aucun cas dériver de l'érosion d'un continent.

- il fait fonctionner l'arc de Zihuatanejo au Santonien-Campanien, alors qu'elle est datée de l'Aptien-Albien.

- il n'explique pas l'absence d'intercalations volcaniques dans la plate-forme de Morelos au Crétacé inférieur, passé le front chevauchant du "Guerrero terrane".

- il ne tient pas compte de la présence dans l'unité d'Arcelia, de deux zones, occidentale à caractère de tholéïte d'arc et orientale à caractère de bassin.

De plus, Salinas décrit dans le secteur Teloloapan-Arcelia une première phase de déformation D1 datée du Crétacé supérieur-Paléocène (orogénèse laramienne). Cette déformation affecte à la fois la séquence de bassin orientale d'Arcelia, la séquence d'arc de Teloloapan et le flysch du Crétacé supérieur (Formation Mexcala). Ce flysch résultant du démantèlement de l'arc après sa collision avec la marge nord-américaine, une première phase de collage arc-continent avec émergence de l'arc anté-Crétacé supérieur est donc nécessaire. Ce premier événement, essentiel, connu comme phase orégonienne et signalé depuis fort longtemps (Campa *et al.*, 1976; Tardy, 1980) n'est pas pris en compte dans ce modèle.

B- DE NOUVEAUX MODELES

Deux modèles plus complexes, qui tiendraient compte de toutes les données (Tardy *et al.*, 1990 et 1994, Ramírez *et al.*, 1991, Lapierre *et al.*, 1992a et b...) peuvent être proposés.

1- Rappels

Tout d'abord, nous allons rappeler brièvement les données importantes qui doivent contraindre ces modèles:

- Toutes les séquences d'arc du Guerrero terrane ont une origine intra-océanique (cf Partie II). Certaines sont édifiées sur lithosphère océanique, d'autres sur une croûte océanique épaissie par des sédiments, d'autres enfin sur des blocs continentaux. Le Complexe d'Arteaga (Centeno-Garcia *et al.*, 1993) représente probablement une partie du soubassement de l'arc du "Guerrero terrane".

- De nombreux témoins d'un bassin océanique - le bassin d'Arperos - réduit actuellement à l'état d'une suture entre le "Guerrero terrane" et le continent, sont maintenant connus du NW du Mexique (Sinaloa) jusqu'au Mexique méridional (cf Partie II).

- Au Nord-Ouest du Mexique, les séquences d'arc de Sinaloa et Basse Californie sont en partie au moins datées de l'Aptien-Albien, et sont édifiées sur un soubassement continental, pro-parte Carbonifère. Les séquences d'arc de Basse Californie chevauchent de l'Est vers l'Ouest (Rangin, 1982) les formations plus anciennes du complexe franciscain. L'actuelle Basse Californie possède des éléments qui ont été déplacés de 15° vers le Nord, au cours des derniers 90 Ma (Hagstrum *et al.*, 1985, 1987; Lund et Bottjer, 1991; Lund *et al.*, 1991). Ce déplacement s'est effectué pour l'essentiel avant l'ouverture de la mer de Cortez à la fin du Tertiaire.

- Les séquences d'arc dans le centre du Mexique (Fresnillo, Saucito, Zacatecas, Aguascalientes, Guanajuato, Teloloapan et occidentale d'Arcelia) sont situées au front du chevauchement majeur, le long de la suture océanique où l'on retrouve les rares témoins du bassin d'Arperos. Pour les relations tectoniques entre "Guerrero terrane", suture du bassin d'Arperos et plate-forme carbonatée téthysienne de Guerrero-Morelos (Mexique continental), se reporter à la Partie III.

- Les séquences de San Miguel de Allende et de Taxco-Viejo reposent en klippe respectivement sur le flysch crétacé supérieur et sur la plate-forme carbonatée albo-cénomaniennne de Guerrero-Morelos, donc en position "externe", en avant et à l'Est du chevauchement majeur. Les positions tectoniques anormales de ces séquences d'arc du "Guerrero terrane" sont dues aux jeux compressifs superposés des orogènes orégonienne (fin du Crétacé inférieur) et laramienne (limite Crétacé-Tertiaire).

- Les séquences de Zihuatanejo, de Huetamo, de Playa Azul, de Tecoman, de Puerto Vallarta et de Chiquilistlán sont en position "interne", et à l'Ouest, éloignées d'environ 500 km de la suture du bassin d'Arperos. Elles sont beaucoup moins déformées que les séquences affleurant au front du chevauchement du "Guerrero terrane".

- Les formations du Crétacé inférieur de Huetamo sont probablement celles d'un bassin intra-îles océaniques ou d'arrière-arc. La base visible de ce bassin est formée de basaltes en coussins intercalés avec des radiolarites datées du Jurassique supérieur. Talavera (1993) les interprète comme des tholéïtes d'arc sur la base de données géochimiques. Cependant, ces laves peuvent aussi représenter des basaltes d'arrière-arc,

En effet, géochimiquement, la différence entre les basaltes d'arc et d'arrière-arc n'est pas toujours évidente. Vers le haut, la série de Huetamo est détritique et comporte notamment de nombreux conglomérats à galets de laves calco-alcalines et shoshonitiques. Au sommet, elle devient subaérienne et continentale.

- La séquence de Zihuatanejo repose à l'Ouest (chevauchement?) sur la séquence de Las Ollas (Vidal-Serratos, 1991), formée d'un empilement d'écaillés à vergence Ouest, affectées par un métamorphisme schistes bleus (HP-BT).

- Les séquences des unités orientale et occidentale d'Arcelia et celle de Teloloapan sont affectées par des chevauchements dirigés vers l'Est.

- On peut noter une légère différence d'âge entre les séquences situées en "position externe" (les plus orientales) et en position "interne" (les plus occidentales"; cf partie II, chapitre I-B-2). En effet, les séquences d'arc du Mexique central, proches de la suture d'Arperos ou en klippe à l'Est de cette suture, sont datées du Jurassique supérieur (?) à l'Aptien, alors que les séquences, situées le long du Pacifique, pour leurs parties visibles à l'affleurements sont datées de l'Aptien-Cénomanienn. La séquence de Teloloapan, datée de l'Aptien-Albien et située au front du chevauchement, fait exception. Cette différence d'âge est à utiliser avec précaution, les séquences datées n'étant jamais complètes (manques par défaut d'affleurements, tectonique, érosion...).

2- Modèle 1: un seul arc

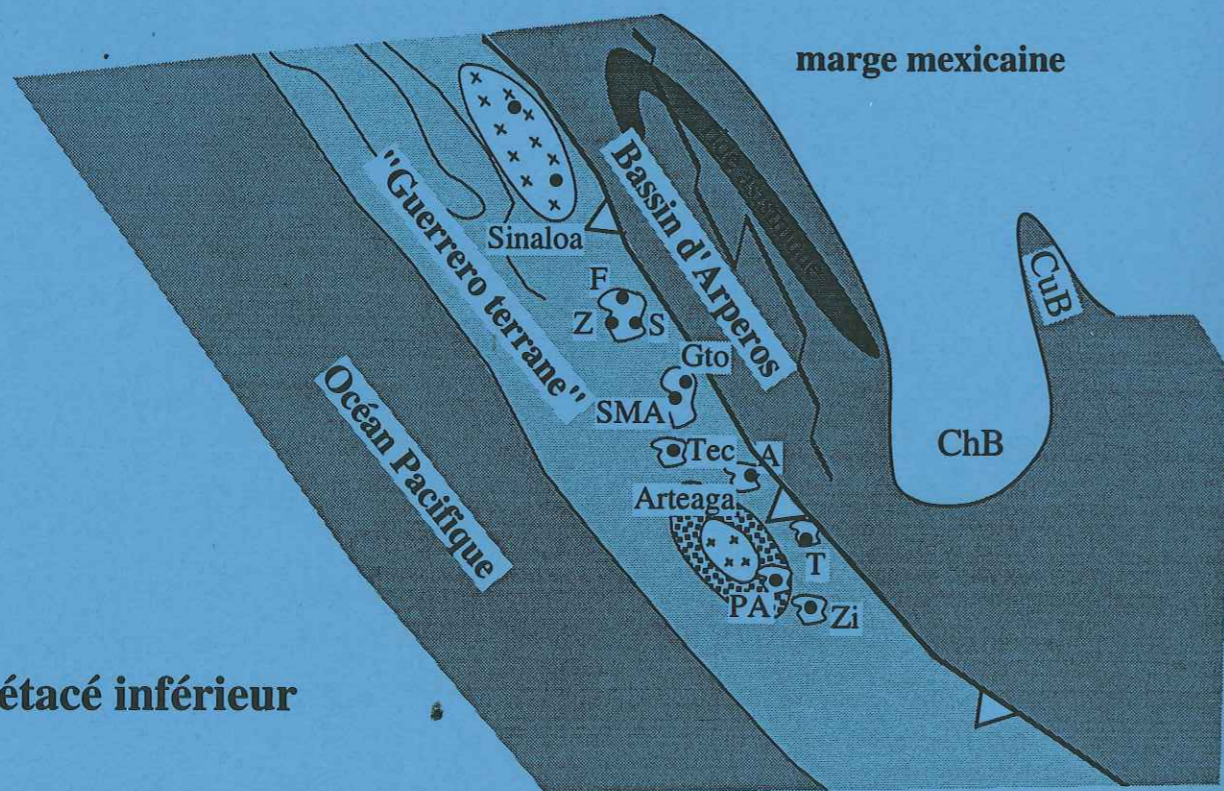
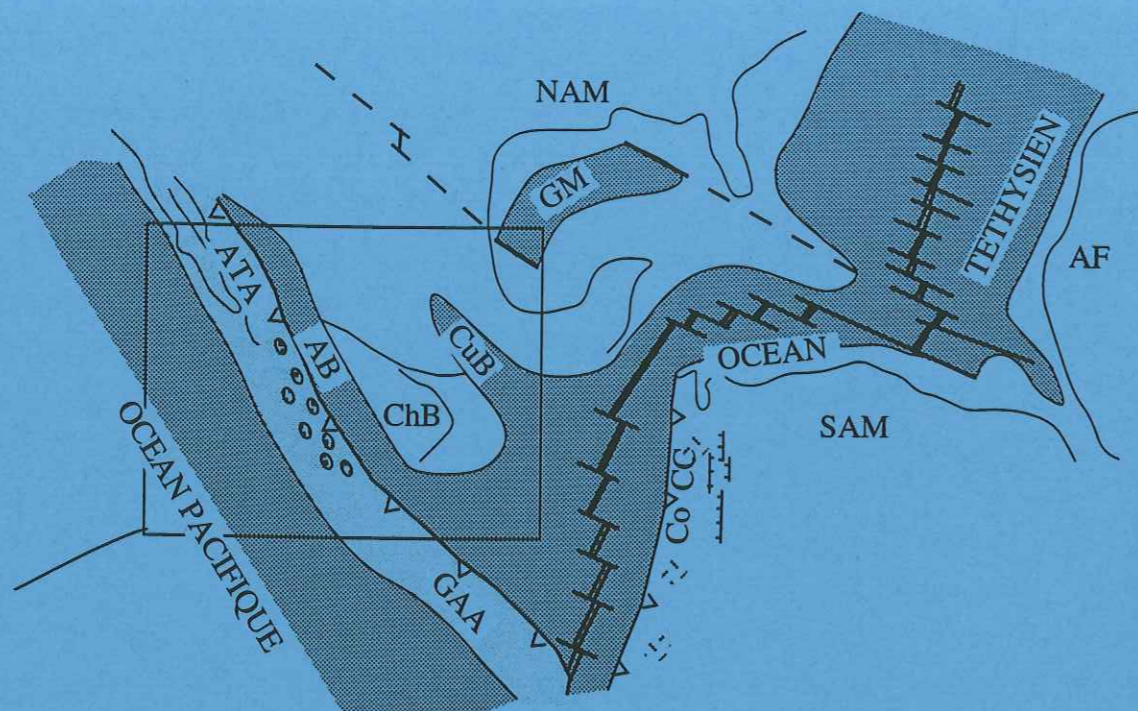
Un premier modèle proche de celui de Tardy *et al.* (1990, 1994) peut être proposé (Fig. IV-6). Pour Tardy *et al.* (1990, 1994), les chevauchements vers l'Ouest que l'on observe en Basse Californie sont des rétrochevauchements, engendrés dans le contexte de la collision terrane-continent nord américain.

La distance élevée entre les séquences "externes" et "internes" d'un même arc à l'origine peut être expliquée par des répétitions tectoniques des éléments de cet arc à la faveur d'accidents décrochants, connus par ailleurs au Mexique (Beck, 1986), et dans d'autres systèmes actuels d'arc (Karig, 1983; Taira *et al.*, 1983...). On peut également supposer que les séquences en position "interne" étant dans l'ensemble plus jeunes, le pendage de la subduction a changé entre le Barrémien et l'Aptien. Cette distance importante entre les séquences internes et externes d'un même arc insulaire, constitue le point faible de ce modèle.

3- Modèle 2: deux arcs

Un deuxième modèle (Fig. IV-7), inspiré de celui de Ramirez *et al.* (1991) et se rapprochant de celui actuel de l'arc de Banda, ou de celui des Philippines peut être proposé:

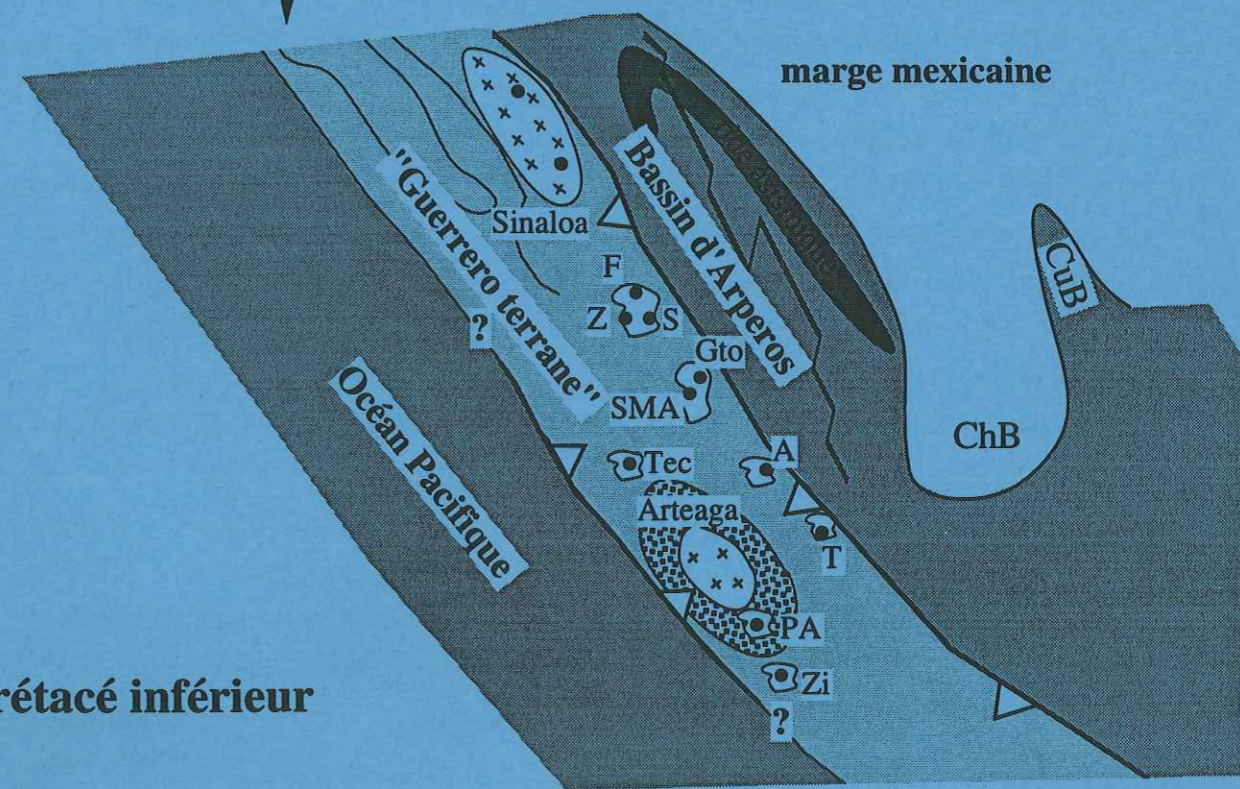
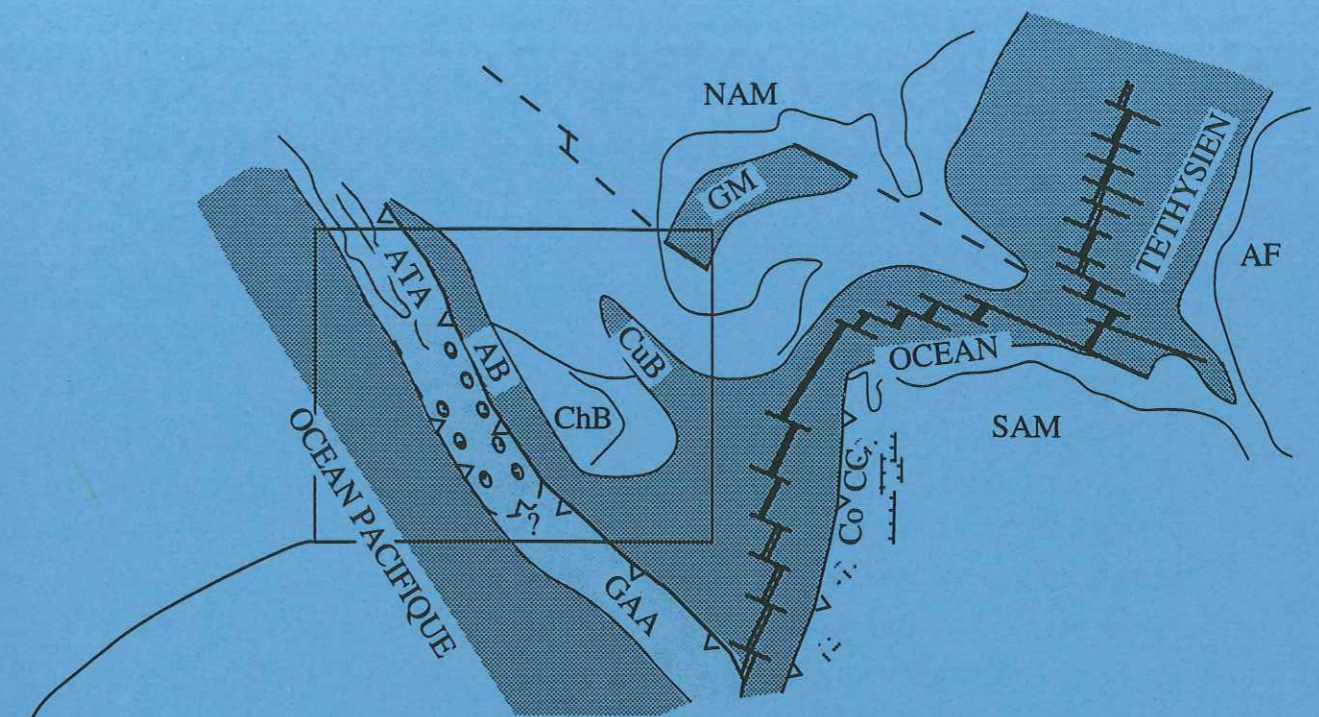
Au Jurassique supérieur, à l'Est, le bassin d'Arperos subducte vers l'Ouest sous la bordure orientale du "Guerrero terrane". La genèse des séquences d'arc du centre du



Crétacé inférieur

Fig. IV-6: Modèle géodynamique, proposant une subduction unique, pour expliquer la genèse des séquences d'arc du Guerrero terrane au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Ce modèle est inspiré de celui de Tardy *et al.* (1990, 1994). Les positions relatives des séquences ne sont reportées qu'à titre d'indication.

A: Arcelia; AB: bassin d'Arperos; AF: craton africain; ATA: arc Alisitos-Teloloapan (= arc du "Guerrero terrane"); ChB: bloc de Chortis; Co CC: Cordillères de Colombie centrale; CuB: bassin Cuicatèque; F: Fresnillo; GAA: arc des Grandes Antilles; GM: Golfe du Mexique; Gto: Guanajuato; NAM: craton nord-américain; PA: Playa Azul; SAM: craton sud-américain; S: Saucito; SMA: San Miguel de Allende; T: Teloloapan; Tec: Tecomán; Z: Zacatecas; Zi: Zihuatanejo.



Crétacé inférieur

Fig. IV-7: Modèle géodynamique, proposant deux subductions de pendages opposés (cas actuel des Philippines), pour expliquer la genèse et la largeur d'affleurement des séquences d'arc du Guerrero terrane au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Ce modèle est inspiré de celui de Ramirez *et al.* (1991). Les positions relatives des séquences ne sont reportées qu'à titre d'indication.

A: Arcelia; AB: bassin d'Arperos; AF: craton africain; ATA: arc Alisitos-Teloloapan (= arc du "Guerrero terrane"); ChB: bloc de Chortis; Co CC: Cordillères de Colombie centrale; CuB: bassin Cuicatèque; F: Fresnillo; GAA: arc des Grandes Antilles; GM: Golfe du Mexique; Gto: Guanajuato; NAM: craton nord-américain; PA: Playa Azul; SAM: craton sud-américain; S: Saucito; SMA: San Miguel de Allende; T: Teloloapan; Tec: Tecomán; Z: Zacatecas; Zi: Zihuatanejo.

Mexique (Sinaloa, Fresnillo, Saucito, Zacatecas, Aguascalientes, Guanajuato, San Miguel de Allende, Teloloapan et Arcelia) est liée à cette subduction.

Au Sud:

- Si on propose un modèle comme celui actuel de Banda, la subduction se subdivise en deux branches. La première est la continuation directe de la subduction vers l'Ouest, et se prolonge jusqu'au Grandes Antilles, alors que la deuxième forme une virgation, et son pendage devient à vergence Est. La seule évidence possible de cette virgation est représentée par le changement de direction du chevauchement majeur au Sud du Guerrero terrane. Cependant, ce changement peut aussi bien être attribué à la forme de la marge avant la collision. En l'absence d'éléments déterminants, nous préférons un modèle se rapprochant de celui des Philippines.

- Donc, en suivant l'exemple des Philippines, une seconde subduction de pendage opposé fait face à celle du bassin d'Arperos, sans liaison avec cette dernière. Les séquences d'arc situées en bordure du Pacifique (Zihuatanejo, Playa Azul, Tecoman, Puerto Vallarta et Chiquilistlán) sont liées à cette seconde subduction du paléo-Pacifique sous la bordure ouest du "Guerrero terrane". Un tel modèle expliquerait pourquoi la distance entre les séquences d'arc du Mexique central ("position externe", proches du chevauchement majeur) et occidentale ("position interne", éloignées du chevauchement majeur) est si importante.

Finalement, ce deuxième modèle repose essentiellement sur la faiblesse du modèle 1, à savoir la distance importante entre les séquences internes et externes du "Guerrero terrane", trop d'incertitudes étant liées à l'âge du complexe de Las Ollas.

Par ailleurs, nous n'avons aucune évidence de l'existence d'un bassin océanique (type intra-arc ou arrière-arc) entre ces deux arcs. Cependant, ce bassin peut être recouvert par le volcanisme cénozoïque, particulièrement développé dans le centre et le Sud du Mexique.

Quel que soit le modèle, il paraît établi qu'au sein du "Guerrero terrane", au Crétacé inférieur, un bloc continental ou plusieurs blocs continentaux émergés ou sub-émergés étaient présents. Les produits d'érosion de ces microcontinents se déposaient sur la croûte océanique proximale. Les séquences d'arc de Sinaloa, de Basse Californie, de Puerto Vallarta ?, et de Taxco ?, s'édifiaient sur ces microblocs, alors que la séquence de Playa Azul était probablement située en bordure, sur une croûte océanique épaissie par les sédiments provenant de l'érosion d'un de ces microcontinents. La séquence de Zihuatanejo renferme des conglomérats à galets de granites et de gneiss. Bien que cette séquence d'arc ait été édifiée sur une lithosphère océanique, elle devait se situer non loin d'un bloc continental nourricier. Les sédiments détritiques à influence continentale du Complexe d'Arteaga (Centeno-Garcia *et al.*, 1993) dérivent vraisemblablement aussi de

l'érosion de ce microcontinent, mais au cours d'une histoire antérieure au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

Le reste de l'arc (séquences d'arc de Fresnillo, Saucito, Zacatecas, Guanajuato, San Miguel de Allende, Arcelia occidental et Teloloapan) s'édifiait sur une lithosphère océanique. Pour Teloloapan, les sédiments portés par la plaque subductante, donc celle du bassin d'Arperos, étaient probablement en partie terrigènes, ce qui suppose une source continentale proche. Cette source pourrait être représentée par le continent américain adjoignant.

CHAPITRE III: OUVERTURE VERS DES RECHERCHES FUTURES

Finalement, les résultats obtenus et présentés dans ce mémoire ont permis de proposer un modèle, mieux contraint, pour expliquer l'évolution du Mexique occidental au Crétacé inférieur. Ces résultats tout en soulignant également la complexité du magmatisme d'arc du "Guerrero terrane", réaffirment l'importance de l'accrétion des séquences d'arc dans la croissance des continents. La généralisation de l'étude à l'ensemble de l'arc proto-Caraïbe n'a malheureusement pas pu être abordée. Cependant une première comparaison a été réalisée (Tardy *et al.*, 1994) montrant les similitudes des séquences d'arc du "Guerrero terrane" avec celles de même âge qui affleurent à Tobago, au Venezuela et à Saint Domingue. L'étude des séries d'arc des Caraïbes, comparées à celles de l'arc du Guerrero, est l'objet d'un sujet de DEA qui débute actuellement.

Par ailleurs, plusieurs remarques concernant le magmatisme crétacé inférieur de type OIB, du bassin d'Arperos peuvent être faites et mériteraient des études plus approfondies. Il peut être rattaché au pic de production de croûte océanique qui a eu lieu entre 120 et 80 Ma (Larson, 1991). Cette "superproduction" de croûte océanique est visible au niveau des rides et des plateaux océaniques. Elle débute d'abord dans l'Océan Pacifique entre 120 et 100 Ma, ce qui correspond à l'âge de mise en place des laves du bassin d'Arperos.

A la même époque des témoins d'un magmatisme OIB sont également connus en Amérique centrale (Millward *et al.*, 1984; Frisch *et al.*, 1992) et dans les Caraïbes (Burke *et al.*, 1978; Klaver 1987). Une étude plus poussée de ces séquences pourrait permettre de mieux contraindre l'évolution géodynamique des Caraïbes.

Une autre voie d'investigation, serait une étude plus poussée des relations possibles entre le point chaud du bassin d'Arperos au Crétacé inférieur, et celui actuel des Galapagos. En effet, une vision rapide des vecteurs de déplacement des plaques de l'Est du Pacifique indiquerait que le point chaud actuel des Galapagos pourrait être le même que celui qui était à l'origine du magmatisme du bassin d'Arperos, au Crétacé inférieur, si on admet que ce point chaud perdure depuis au moins 120 Ma. La trace de ce point chaud

affleure aux îles Gorgonnes (Colombie) où il est daté du Crétacé supérieur (87 Ma; Kerr *et al.*, 1994). Finalement, l'existence de ce point chaud au Crétacé inférieur n'est qu'une hypothèse qui mériterait d'être approfondie.

BIBLIOGRAPHIE

- Alibert C., Martin P. et Lapiere H. (1991). - The origin of geochemical variations in a Late Permian volcanic arc, eastern Klamath Mountains, California. *J. of Volc. and Geoth. Research*, **46**, p. 299-322.
- Allègre C. J. et Minster J. F. (1978). - Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **38**, p. 1-25.
- Allègre C. J., Treuil M. et Minster J. (1977). - Systematic use of trace element in igneous process. Part I: Fractional crystallisation processes in volcanic suites. *Contr. Miner. Petrol.*, **60**, p. 57-75.
- Allison E. C. (1975). - Reconnaissance geology of the State of Baja California. *Geol. Soc. Am. Memoir*, **140**.
- Almazán-Vázquez E. (1988a). - Marco paleosedimentario y geodinámico de la Formación Alisitos en la Península de Baja California. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, **7**, **1**, p. 41-51.
- Almazán-Vázquez E. (1988b). - Geoquímica de las rocas volcánicas de la Formación Alisitos del Arroyo La Bocana en El Estado de Baja California Norte. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, **7**, **1**, p. 78-88.
- Almazán-Vázquez E. et Buitron B. E. (1984). - Bioestratigrafía del Cretácico inferior de Baja California Norte, Mexico. *in: Memoria del Congreso Latinoamericano de Paleontología*, **3**, p. 378-387.
- Alvarez M. Jr. (1949). - Unidades tectónicas de la República Mexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **14**, p. 1-22.
- Anderson T. S., Silver L. T. et Cordoba D. A. (1969). - Mesozoic magmatic events of the northern Sonora coastal region, Mexico. *Annual Meeting of the Geol. Soc. America*, p. 3-4.
- Araujo-Mendieta J. et Arenas-Partida R. (1986). - Estudio tectónico-sedimentario en el mar mexicano Estados de Chihuahua y Durango. *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, **55**, p. 43-86.
- Arculus R. J. et Powell R. (1986). - Source component mixing in the regions of arc magma generation. *J. Geophys. Res.*, **91**, p. 5913-5926.
- Basaltic Volcanism Study Project. (1981). - Basaltic Volcanism on Terrestrial Planets. New-York, 1286 pp.
- Beck C. (1986). - Geologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Vénézuéla). *Soc. Géol. Nord Fr.*, **14**, 461 pp.
- Beck C., Girard D. et DeWever P. (1984). - Le "Volcano-sédimentaire du Rio Guare": un élément de la nappe ophiolitique de Loma de Hierro, Chaîne Caraïbe Vénézuélienne. *C. R. Acad. Sci.*, **7**, II, p. 337-342.
- Bellon H., Vila J. M. et Mercier de Lépinay B. (1985). - Chronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et affinités géochimiques des manifestations au Crétacé et au Paléogène dans l'île

- d'Hispaniola. *in* : Mascle A., éd., Géodynamique des Caraïbes, *Symposium Paris Technip*, Paris, p. 329-340.
- Ben Othman D. B., White W. M. et Patchett J. (1989). - The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **94**, p. 1-21.
- Birk J. L. et Allègre C. J. (1978). - Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ method. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **39**, p. 37-51.
- Bonneau M. (1972). - Données nouvelles sur les séries crétacées de la côte pacifique du Mexique. *Bull. Soc. Géol. France*, **7**, XIV, p. 55-65.
- Bourdon J., Mercier de Lépinay B. et Vila J. M. (1985). - Etude géologique de la Cordillère orientale dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles). *in* : Mascle A., éd., Géodynamique des Caraïbes, *Symposium Paris Technip*, Paris, p. 317-328.
- Bourgeois J., Toussaint J. F., Gonzales H., Orrego A., Azema J., Calle B., Desmet A., Murcia A., Pablo A., Parra E. et Tournon J. (1985). - Les ophiolites des Andes de Colombie: évolution structurale et signification géodynamique. *in* : Mascle A., éd., Géodynamique des Caraïbes, *Symposium Paris Technip*, Paris, p. 475-493.
- Briqueu L., Bougault H. et Joron J. L. (1984). - Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **68**, p. 297-308.
- Brouxel M., Lapiere H., Michard A. et Albarede F. (1987). - The deep layers of a Paleozoic arc: Geochemistry of the Copley-Balaklala Series, northern California. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **85**, p. 386-400.
- Brueckner H. K. et Snyder W. S. (1985). - Structures of the Havallah sequence, Golconda allochthon, Nevada: Evidence for prolonged evolution in an accretionary prism. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **90**, p. 998-1012.
- Buitron B. E. (1973). - Tetragramma Gloriosa, N. Sp. Equinoïde de la Formación San Lucas (Hauteriviense-Aptiano) en la región de Huetamo, Michoacán. *Paleontología Mexicana, Inst. Geol. UNAM*, **36**, p. 33-41.
- Burchfield B. C. et Davis G. A. (1975). - Nature and controls of Cordilleran orogenies, western United States; Extension of an earlier synthesis. *Am. J. Sc.*, **275**, p. 363-396.
- Burke K., Fox P. et Sengör A.M.C. (1978). - Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *J. Geophys. Res.*, **83**, p. 3949-3954.
- Campa M. F. (1985). - The Mexican Thrust Belt. *in* : Howell D. G., éd., Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region, *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series*, Houston, Texas, Number **1**, p. 299-313.

- Campa M. F. et Coney P. J. (1983). - Tectono-stratigraphic terranes and mineral resources distributions in Mexico. *Can. J. Earth Sc.*, **20**, p. 1040-1051.
- Campa M. F., Oviedo R. et Tardy M. (1976). - La cabalgadura laramidica del dominio volcano-sedimentario (Arco de Alisitos-Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los limites de los Estados de Guerrero y Mexico. *III Congreso latino-americano de Geol.*, Mexico, **Abstracts**, p. 23.
- Campa M. F. et Ramirez J. (1979). - La evolución geologica y la metalogenesis del noroccidente de Guerrero. *Serie tecnico cientifica, Universidad de Guerrero*, 102 pp.
- Campa M. F., Ramirez J. et Bloome C. (1982). - La secuencia volcanico-sedimentaria metamorfizada del Triasico (Ladiniano-Carnico) de la region de Tumbiscatio, Michoacan. *VI Conv. Geol. Nal.*, Soc. Geol. Mexicana, **abstracts**, p. 48.
- Campa M. F., Ramirez J. et Coney P. (1981). - Conjuntos estratotectonicos de la Sierra Madre del Sur, region comprendida entre los estados de Guerrero, Michacan, Mexico y Morelos. *Serie Tecnico-Cientifica, UAG*, **3**, p. 1-101.
- Cantu Chapa C. (1974). - Una nueva localidad del Cretacico inferior en México. *Inst. Mex. Petrol. Rev.*, **6**, 4, p. 51-55.
- Carfantan J. C. (1986). - Du système cordillérain nord-américain au domaine Caraïbe. Etude géologique du Mexique méridional. *Thèse de doctorat d'Etat, Université de Savoie*.
- Cathelineau M. (1988). - Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, **23**, p. 471-485.
- Centeno-Garcia E. (1994). - Tectonic evolution of the Guerrero terrane, Western Mexico. *Doctorate thesis, University of Arizona*, 200 pp.
- Centeno-García E., Ruiz J., Coney P., Patchett J. et Ortega-Gutierrez F. (1991). - Geology, sandstone petrofacies and geochemistry of the Guerrero terrane, western Mexico. *5th Internatinal Circum-Pacific Terranes Conference*, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, **42**, p. 39-43.
- Centeno-Garcia E., Ruiz J., Coney P. J., Patchett P. J. et Ortega-Gutierrez F. (1993). - Guerrero terrane of Mexico: its role in the southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, **21**, p. 419-422.
- Chauve P., Fourcade E. et Carrillo M. (1985). - Les rapports structuraux entre les domaines cordillérain et mésogéen dans la partie centrale du Mexique. *C. R. Acad. Sci.*, **301**, II, p. 335-340.
- Chiodi M., Monod O., Busnardo R., Gaspard D., Sanchez A. et Yta M. (1988). - Une discordance ante-albienne datée par une faune d'ammonites et de brachiopodes de type téthysien au Mexique central. *Geobios*, **21**, 2, p. 125-135.
- Cochemé J. J. (1985). - Le magmatisme cénozoïque dans le nord-ouest du Mexique. Cartographie de la région Yecora-Maicoba-Mulatos. Illustration magmatique de la

- fin d'un régime en subduction et du passage à un régime distensif. *Thèse d'Etat, Université d'Aix-Marseille III*.
- Cole J. W. (1984). - Taupo-Rotorua depression: an ensialic marginal basin of North Island, New Zealand. *in* : Howells B.P. et Kokelaar M.F., éd., Marginal basin geology, volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins, *Geological Society Special Publication*, London, **16**, p. 109-120.
- Coney P. J. (1989). - The North America Cordillera. *in* : Ben-Avraham Z., éd., The evolution of the Pacific Ocean Margins, Oxford University Press, p. 43-52.
- Coney P. J., Jones D. L. et Monger J. H. W. (1980). - Cordilleran suspect terranes. *Nature*, **288**, p. 329-333.
- Córdoba D. A., Tardy M., Carfantan J. C., Campa M. F. et Rangin C. (1980). - Le Mexique mésogéen et le passage au système cordillérain de type Californie. *26ème Congrès géologique international, Paris, colloque C5*, p. 18-29.
- Coulon C. (1977). - Le volcanisme calco-alcalin cénozoïque de Sardaigne (Italie): Pétrographie, géochimie et genèse des laves andésitiques et des ignimbrites- Signification géodynamique. *Thèse d'Etat, Université d'Aix-Marseille III*, 288 pp.
- Damon P. E., Shafiqullah M. et Clark K. F. (1983). - Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralizations of Mexico. *Can. J. Earth Sc.*, **20**, p. 1052-1071.
- Davila A. V. M. (1984). - Radiolarios del Cretacico inferior de la formacion Plateros, distrito minero de Fresnillo, Zacatecas. *Revista del Instituto de Geologia, UNAM*, **5**, n°1, p. 119-120.
- Davila V. M. et Guerrero M. (1990). - Una edad basada en radiolarios para la secuencia volcanica-sedimentaria de Arcelia, Edo. de Guerrero. *X Conv. Geol. Nal. Soc. Geol. Mex.*, **Resúmenes**, p. 83.
- Dávila-Alcocer A. V. M. et Martínez R. J. (1987). - Una edad cretácica para las rocas basales de la Sierra de Guanajuato. *Resúmenes del simposio sobre la geología de la Sierra de Guanajuato, Inst. de Geología, UNAM*, p. 19-20.
- De Boer J., Odom L. A., Ragland P. C., Snider F. G. et Tilford N. R. (1980). - The Bataan orogene: Eastward subduction, tectonic rotations and volcanism in the Western Pacific (Philippines). *Tectonophysics*, **67**, p. 251-282.
- De Cserna Z. (1976). - Geology of the Fresnillo area, Zacatecas, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **87**, p. 1191-1199.
- De Cserna Z. (1989). - An outline of the geology of Mexico. *in* : Palmer A.W. et Bally A. R., éd., The geology of North America, Geological Society of America, Boulder, Colorado, Vol. A, p. 233-264.

- De Cserna Z., Fries C., Rincon O., Solorio M. et Schmitter V. (1975). - Edad Precambrica tardia del Esquito Taxco, Estado de Guerrero. *Bol. Asoc. Geol. Pet.*, XXVI, p. 4-6.
- De Cserna Z., Palacios-Nieto M. et Pantoja-Alor J. (1978). - Relaciones de facies de las rocas cretácicas en el noroeste de Guerrero y en areas colindantes de Mexico y Michoacan. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geologia Revista*, 2, p. 8-18.
- DeBari S. M. et Coleman R. G. (1989). - Examination of deep levels from an island arc, evidence from the Tonsina assemblage, Tonsina, Alaska. *J. Geophys. Res.*, 94, (B4), p. 4373-4391.
- Deer W. A., Howie R. A. et Zussman J. (1966). - An introduction to the rock forming minerals. Deer W. A., Howie R. A. et Zussman J., Logman Group Limited, London, 528 pp.
- Delgado-Argote L. (1982). - Descripcion preliminar de la geologia y mecanica de emplazamiento del complejo ultrabásico de Loma Baya, Guerrero, México. *Geof. Inter.*, 25, p. 537-558.
- Delgado-Argote L. A., Lopez-Martinez M., York D. et Hall C. M. (1990). - Geology and geochronology of ultramafic localities in the Cuicateco and Tierra Caliente Complexes, southern México. *Geol. Soc. Am.*, 22, Abstracts with Programs, p. A326.
- DePaolo D. J. (1988). - Neodymium Isotope Geochemistry, Minerals and Rocks. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 20, 187 pp.
- Donnelly T. W. et Rogers J. J. (1978). - The distribution of igneous rocks throughout Caribbean. *Geol. Mijnbouw*, 57, 2, p. 151-162.
- Donnelly T. W. et Rogers J. J. W. (1980). - Igneous series in island arcs: The northeastern Caribbean compared with worldwide island-arc assemblages. *Bull. Volcanol.*, 43, 2, p. 347-382.
- Elias-Herrera M. et Sánchez-Závala J. L. (1992). - Tectonic implications of a mylonitic granite in the Lower structural levels of the Tierra Caliente Complex (Guerrero terrane), southern Mexico. *Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geologia Revista*, 9, 12, p. 113-125.
- Evensen N. M., Hamilton P. J. et O'Nions R. K. (1978). - Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 42, p. 1199-1212.
- Ewart A. (1976). - Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas - some statistics and implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31, p. 417-432.
- Ewart A. (1982). - The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to andesitic-basaltic compositional range. *in* : Thorpe R. S., éd., Andesites: orogenic andesites and related rocks, Chichester, Wiley, p. 26-87.

- Ferrusquia-Villafranca I., Applegate S. P. et Espinoza-Arrubarrena L. (1978). - Rocas volcanosedimentarias mesozoicas y huellas de Dinosaurios en la region suroccidental pacifica de Mexico. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, 2, p. 150-162.
- Fichaut M. (1986). - Magmatologie de la montagne Pelée (Martinique). *Thèse de 3ème cycle*, Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Freydier C., Lapierre H., Briquieu L., Tardy M. et Coulon C. (1995b). - Volcaniclastic sequences with continental affinities within the Late Jurassic-Early Cretaceous Guerrero intra-oceanic arc (western Mexico). *Journal of Geology*, submitted.
- Freydier C., Martinez-Reyes J., Lapierre H., Tardy M., et Coulon C. (1995). - The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center. *Tectonophysics*, in press.
- Fries J. C. (1960). - Geologia del Estado de Morelos y partes adyacentes de Mexico y Guerrero, region central meridional de Mexico. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología*, 60, p. 234.
- Frisch W., Meschede M. et Sick M. (1992). - Origin of the Central America ophiolites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104, p. 1301-1314.
- Frost C. D. et Snoke A. W. (1989). - Tobago, West Indies, a fragment of a Mesozoic island arc: petrochemical evidence. *Journ. Geol. Soc. London*, 146, p. 953-964.
- Gamble R. P. et Taylor L. A. (1980). - Crystal/liquid partitioning in augite: effects of cooling rate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47, p. 21-33.
- Gastil G., Phillips R. P. et Rodriguez-Torres R. (1972). - The reconstruction of Mesozoic California. *24th International Geological Congress*, Montréal, Canada, section 3, p. 217-229.
- Gastil R. G., Krummenacher D. et Jensky W. A. (1978). - Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico., échelle 1/200000°, *Geol. Soc. Am.*, Map and chart series MS-24, 8 p.
- Gastil R. G., Phillips R. P. et Allison E. C. (1975). - Reconnaissance geology of the State of Baja California. *Geol. Soc. Am. Memoir*, 140, p.
- Gill J. (1981). - Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, Berlin, 390 pp.
- Gill J. et Whelan P. (1989). - Early rifting of an oceanic island arc (Fiji) produced shoshonitic to tholeiitic basalts. *J. Geophys. Res.*, 94, p. 4561-4578.
- Gill J. et Whelan P. (1989). - Postsubduction ocean island alkali basalts in Fiji. *J. Geophys. Res.*, 94, p. 4579-4588.
- Gill J. B. (1987). - Early geochemical evolution of an oceanic island arc and back-arc: Fiji and the south Fiji basin. *Journal of Geology*, 95, p. 589-615.
- Girard D. (1981). - Pétrologie de quelques séries spilitiques mésozoïques du domaine caraïbe et des ensembles magmatiques de l'île de Tobago: implications

- géodynamiques. *Thèse de doctorat*, Université de Bretagne occidentale, Brest, 229 pp.
- Girard D., Beck C., Stéphan J. F., Blanchet R. et Maury R. (1982). - Pétrologie, géochimie et signification géodynamique de quelques formations volcaniques crétaées péri-caraïbes. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XXIV, 3, p. 535-544.
- Gonzales-Arreola C. et Carrillo-Martinez M. (1986). - Amonitas del Jurasico superior de Queretaro. *Univ. Nal. Autón. México, Ins. Geología, Revista*, 6, p. 171-177.
- Gourgaud A. et Gerbe M. C. (1991). - Mise en évidence de réalimentations magmatiques dans le système volcanique linéaire Burgos-Diamant (Martinique). *Bull. Soc. Géol. France*, 162, II, 6, p. 1017-1027.
- Grajales M. et Lopez M. (1984). - Estudio petrogenetico de las rocas igneas y metamorficas en el Prospecto Tomatlan-Guerrero-Jalisco. *Subdireccion de Tecnologia y Exploracion, Proyecto C-1160*, unpublished.
- Guerrero M., Ramirez J. et Talavera O. (1990). - Estratigrafía del arco Cretácico inferior de Teloloapan, Gro. *Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, Resúmenes*, p. 52.
- Guerrero M., Ramirez J., Talavera O. et Campa M. F. (1991). - El desarrollo carbonatado del Cretacico inferior asociado al arco de Teloloapan, Noroccidente del Estado de Guerrero. *Conv. Evol. Geol. México Soc. Mex. Mineral., Resúmenes*, p. 67.
- Guerrero M., Ramirez J., Talavera O. et Hiscott R. (1992). - Analysis de facies, paleocorrientes y proveniencia de los conglomerados de las formaciones Angao y San Lucas en la region de Huetamo, Mich. *XI Conv. Geol. Nal. Soc. Geol. Mex., Resúmenes*, p. 85-86.
- Gursky M. M. (1991). - Tectonics of the Nicoya Peninsula, Costa Rica and implications for the geodynamic history of the Caribbean. *Zentralbl. Geol. Paläontol.*, 6, I, p. 1557-1570.
- Hagstrum J. T., McWilliams M., Howell D. G. et Gromme C. S. (1985). - Mesozoic paleomagnetism and northward translation of the Baja California peninsula. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, p. 221-225.
- Hagstrum J. T., Sawlan M. G., Hausback B. P., Smith J. G. et Gromme C. S. (1987). - Miocene paleomagnetism and tectonic setting of the Baja California peninsula, México. *J. Geophys. Res.*, 92, p. 2627-2640.
- Hart S. R., Erlank A. J. et Kable E. J. D. (1974). - Sea floor basalt alteration: some chemical and strontium isotopic effects. *Contr. Miner. Petrol.*, 44, p. 219-230.
- Hawkesworth C. J., Gallagher K., Hergt J. M. et McDermott F. (1993). - Trace element fractionation processes in the generation of island arc basalts. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 342, p. 179-191.

- Hawkesworth C. J., Hergt J. M., Ellam R. M. et McDermott F. (1991). - Element fluxes associated with subduction related magmatism. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 335, p. 393-405.
- Henderson P. (1984). - General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. *in* : Henderson P., éd., *Rare Element Geochemistry*, Elsevier, p. 1-29.
- Henry C. D. (1986). - East-northeast-trending structures in western México: Evidence for oblique convergence in the late Mesozoic. *Geology*, 14, p. 314-317.
- Herzig C. T. et Kimbrough D. L. (1994). - Petrochemistry and Sr-Nd isotopic systematics of Early Cretaceous Santiago Peak volcanics, Peninsular ranges batholith, Southern California. *90th annual Cordilleran Section, Abstracts*: 26, 2, p. 59.
- Hole M. J., Saunders A. D., Marriner G. F. et Tarney J. (1984). - Subduction of pelagic sediments: implications for the origin Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands. *J. Geol. Soc. Lond.*, 141, p. 453-472.
- Holguin N. (1978). - Estudio estratigrafico del Cretacico inferior en el norte de Sinaloa, Mex. *Instituto Mexicano del Petroleo*, X, p. 6-13.
- Hollocher K. et Ruiz J. (1994). - Major and Trace element determinations on NIST glass standards 611, 614, and 1834 by Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. *Geostandard Newsletters*, in press.)
- Humphris S. E. (1984). - The mobility of rare earth in the crust. *in* : Henderson P., éd., *Rare earth element geochemistry*, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo, 510 pp.
- Jakes P. et White A. J. R. (1972). - Hornblendes from calc-alkaline volcanic rocks of island arcs and continental margins. *Am. Min.*, 57, p. 887-902.
- Jakes P. et White A. J. R. (1972). - Major and trace elements abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 29-40.
- Jones D. L., Howell D. G., Coney P. J. et Monger J. W. H. (1983). - Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America. *in*: Hashimoto M. et Uyeda S., éd., *Accretion Tectonics in Circum-Pacific Regions.*, Terra Scientific Pub., Tokyo, p. 21-35.
- Kerr A. C., Marriner G. F., Arndt N. T., Tarney J., Nivia A., Saunders A. D., Storey M. J., Duncan R. A. (1994). - The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: new field, petrographic and geochemical constraints. *NATO Conf. St Malo* (13 Octobre 94 version).
- Kelemen P. B., Shimizu N. et Dunn T. (1993). - Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120, p. 111-134.
- Keller J. (1983). - Potassic lavas in the orogenic volcanism of the Mediterranean area. *J. of Volc. and Geoth. Research*, 18, p. 321-335.

- Klaver G.T. (1987). The Curaçao lava formation: an ophiolitic analogue of the anomalous thick layer 2B of the mid-Cretaceous oceanic plateaus in the western Pacific and central Caribbean. *GUA (Univ. of Amsterdam) papers of Geology*, series 1, 27, 168 pp.
- King P. B. (1975). - The Ouachita and Appalachian orogenic belts. *in* : Stehli F.G. et Nairn A., éd., The ocean basins and margins, Gulf of Mexico and Caribbean, Plenum Press, New York, 3, p. 201-242.
- Kölher H., Schaaf P., Moran-Zenteno D. J. et Solis-Pichardo G. (1993). - Age and origin of granitoids along the Pacific coast of México. *First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, Guanajuato, Inst. Geol. Mexico, p. 74-75.
- Kölher H., Schaaf P., Muller-Sohnius D., Emmermann R., Negendank J. F. W. et Tobschall H. J. (1988). - Geochronological and geochemical investigations on plutonic rocks from the complex of Puerto Vallarta, Sierra Madre del Sur (México). *Geofísica Internacional*, 27, 4, p. 519-542.
- Langmuir C. H., Vocke R. D. et Hanson G. H. (1978). - A general mixing equation with application to Icelandic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37, p. 380-392.
- Lapierre H., Brouxel M., Martin P., Coulon C., Mascle G. et Cabanis B. (1986). - The Paleozoic and Mesozoic geodynamic evolution of the eastern Klamath Mountains (North California) inferred from the geochemical characteristics of its magmatism. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, p. 969-980.
- Lapierre H., Charvet J., Coulon C. et Bucher H. (1989). - The Triassic Koipato calc-alkaline volcanism (Nevada, USA): The ultimate arc magmatism before the American-Mexican block amalgamation. European Union of Geophysics Meeting.
- Lapierre H., Ortiz E. L., Abouchami W., Monod O., Coulon C. et Zimmermann J. L. (1992a). - A crustal section of an intra-oceanic island arc: the Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence (Central Mexico). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 108, p. 61-77.
- Lapierre H., Tardy M., Coulon C., Ortiz-Hernandez E. L., Bourdier J. L., Martinez-Reyes J. et Freydier C. (1992b). - Caractérisation, genèse et évolution géodynamique du "Guerrero terrane" (Mexique occidental). *Can. J. Earth Sc.*, 29, p. 2478-2489.
- Larson R. L. (1991). - Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 19, p. 547-550.
- Leake B. E. (1965). - The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. *Am. Mineral.*, 50, p. 843-851.
- Leake B. E. (1978). - Nomenclature of amphiboles. *Min. Magazine*, 38, p. 389-407.

- Lebron M. C. et Perfit M. R. (1993). - Stratigraphic and Petrochemical data support subduction polarity reversal of the Cretaceous Caribbean island arc. *J. Geol.*, 101, p. 389-396.
- Lefèvre C. (1979). - Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (Sud) du Miocène à l'actuel (zonation et pétrogenèse des andésites et shoshonites). *Thèse d'Etat*, Université de Montpellier, 555 pp.
- Lefèvre C. (1973). - Les caractères magmatiques du volcanisme Plio-Quaternaire des Andes dans le sud du Pérou. *Contr. Miner. Petrol.*, 41, p. 259-271.
- Leterrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D. et Marhal M. (1982). - Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, p. 139-154.
- Lin P. N., Stern R. J. et Bloomer S. H. (1989). - Shoshonite volcanism in the northern Mariana arc, 2, Large ion lithophile and rare earth element abundances: evidence for the source of incompatible element enrichments in intra-oceanic arc. *J. Geophys. Res.*, 94, p. 4497-4514.
- Lin P. N., Stern R. J., Morris J. et Bloomer S. H. (1990). - Nd- and Sr-isotopic compositions of lavas from the northern Marianas and southern Volcano arcs: implications for the origin of island arc melts. *Contr. Miner. Petrol.*, 105, p. 381-392.
- Longoria J. F. (1977). - El limite Cretácico inferior-Cretácico superior en México basado en los foraminíferos planctónicos. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, 1, p. 5-9.
- Longoria J. F. et Gamper M. A. (1975). - The classification and evolution of Cretaceous Foraminifera. Part I: the superfamily Hedbergelloidea. *Rev. Esp. Micropal.*, 1975, p. 61-96.
- Lorenzi G. I. et Miranda J. C. (1978). - Geology and massive sulfide deposits of Campo Morado, Guerrero, Mexico. *Econ. Geol.*, 73, p. 180-191.
- Loubet M., Montigny R., Chahati B., Duarte N., Lambret B., Martin C. et Thuizat R. (1985). - Geochemical and geochronological constraints on the geochemical development of the Caribbean Chain of Venezuela. *in* : Mascle A., éd., Géodynamique des Caraïbes, *Symposium Paris Technip*, Paris, p. 553-566.
- Ludden J. N. et Thompson G. (1978). - Behavior of rare earth elements during submarine weathering of tholeiitic basalts. *Nature*, 274, p. 147-149.
- Ludden J. N. et Thompson G. (1979). - An evaluation of the behavior of rare earth elements during weathering of sea floor basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 43, p. 85-92.
- Luhr J. F., Alan J. F., Carmichael I. S. E., Nelson S. A. et Hasenaka T. (1989). - Primitive calc-alkaline and alkaline rocks types from the western Mexican volcanic belt. *J. Geophys. Res.*, 94, p. 4516-4530.

- Lund S. P. et Bottjer D. J. (1991). - Paleomagnetic evidence for microplate tectonic development of southern and Baja California. *in* : Dauphin J.P. et Simoneit B.R.T., éd., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias: A. A. P. G. Memoir*, **47**, p. 231-248.
- Lund S. P., Bottjer D. J., Whidden K. J., Powers J. E. et Steele M. C. (1991). - Paleomagnetic evidence for Paleogene terrane displacements and accretion in southern California. *in* : Abbott P.L. et May J.A., éd., *Eocene geologic history, San Diego region, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, **68**, p. 99-106.
- Malfait B. T. et Dinkelman M. G. (1972). - Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, p. 251-272.
- Maresh W. V. (1974). - Plate tectonic origin of the Caribbean mountain system of northern South America: discussion and proposal. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **85**, p. 669-682.
- Martínez R. J. (1987). - Resumen de la geología y excursión a la sierra de Guanajuato. In *Simposio sobre la geología de la sierra de Guanajuato*, Instituto de Geología, UNAM, p. 50-91.
- Matsuhisa Y. et Kurasawa H. (1983). - Oxygen and strontium isotopic characteristics of calc-alkalic volcanic rocks from the central and western Japan arcs: evaluation of contribution of crustal components to magmas. *J. of Volc. and Geoth. Research*, **18**, p. 483-510.
- McBirney A. R. (1984). - *Igneous petrology*. Freeman Cooper and Company, San Francisco, 504 pp.
- McCaskie D. R. (1984). - Identification of petrogenetic processes using covariance plots of trace element data. *Chem. Geol.*, **42**, p. 325-341.
- McDermott F., Defant M. J., Hawkesworth C. J., Maury R. C. et Joron J. L. (1993). - Isotope and trace element evidence for three component mixing in the genesis of the North Luzon arc lavas (Philippines). *Contr. Miner. Petrol.*, **113**, p. 9-23.
- McGhee R. V. (1976). - Las rocas metamórficas del Arroyo de la Pimienta, Zacatecas. *Zac. Bol. Soc. Geol. Mex.*, **37**, p. 1-10.
- Michaud F., Bourgois J., Barrier E. et Fourcade E. (1989). - La série crétacée de Tecoman (Etat de Colima): conséquences sur les rapports structuraux entre zones internes et externes de l'édifice montagneux mexicain. *C. R. Acad. Sci.*, **309**, II, p. 587-593.
- Miller E. L., Miller M. M., Stevens C. H., Wright J. E. et Madrid R. (1992). - Late Paleozoic paleogeographic and tectonic evolution of the western U.S. Cordillera. *in* : Burchfield B. C., Lipman P. W. et Zoack M. L., éd., *The Cordilleran Orogen:*

- Conterminous U.S., *Geological Society of America*, Boulder, Colorado, G-3, p. 57-106.
- Miller M. M. (1987). - Dispersed remnants of a northeast Pacific fringing arc: Upper Paleozoic terranes of Permian McCloud faunal affinity, western U. S. *Tectonics*, **6**, p. 807-830.
- Millward D., Marriner G.F. et Saunders A.D. (1984). - Cretaceous tholeiitic volcanic rocks from the Western Cordillera of Colombia. *Jour. of the Geol. Soc. of London*, **141**, p. 847-860.
- Minster J. F. et Allègre C. J. (1978). - Systematic use of trace elements in igneous processes. Part III: Inverse problem of batch melting in volcanic suites. *Contr. Miner. Petrol.*, **68**, p. 37-57.
- Miyashiro A. (1974). - Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, **274**, p. 321-355.
- Miyashiro A. (1978). - Nature of alkalic volcanic rocks series. *Contr. Miner. Petrol.*, **66**, p. 91-104.
- Monod O. et Calvet P. (1991). - Structural and stratigraphic re-interpretation of the Triassic units near Zacatecas (Zac.), Central Mexico: evidence of a Laramide nappe pile. *Zentralbl. Geol. Paläontol.*, **I**, 6, p. 1533-1544.
- Monod O., Faure M. et Salinas J. C. (1994). - Intra-arc opening and closure of a marginal sea: The case of the Guerrero Terrane (SW Mexico). *The Island arc*, **3**, p. 25-34.
- Monod O., Lapierre H., Chiodi M., Martínez-Reyes J., Calvet P., Ortiz E. et Zimmermann J. L. (1990). - Reconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central: la séquence volcano-plutonique de Guanajuato (Crétacé inférieur). *C. R. Acad. Sci.*, **310**, II, p. 45-51.
- Morris J., Jezek P., Hart S. et Gill J. (1990). - The Halmahera island arc, Molucca Sea collision zone, Indonesia: a geochemical survey. *in* : Hayes E.D., éd., *The Tectonic and Geologic Evolution of South Asian Seas and Islands, Part 2, AGU Geophys. Monogr.*, **27**, p. 373-387.
- Morris J. D. et Hart S. R. (1983). - Isotopic and incompatible element constraints on the genesis of island arc volcanics from Cold Bay and Amak Island, Aleutians, and implications for mantle structure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, p. 2015-2030.
- Morrison G. W. (1980). - Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, **13**, p. 97-108.
- Mukasa S. B., McCabe R. et Gill J. B. (1987). - Pb-isotopic compositions of volcanic rocks from West and East Philippine island arcs: presence of the Dupal isotopic anomaly. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **84**, p. 153-164.
- Mullan H. S. (1978). - Evolution of part of the Nevadan orogen in northwestern Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**, p. 1175-1188.

- Mullen E. D. (1983). - MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, p. 53-62.
- Nagasawa H. (1979). - Rare earth concentrations in zircons and apatites and their host dacites and granites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **9**, p. 359-364.
- Nakamura E., Campbell I. H., McCulloch M. T. et Sun S. S. (1989). - Chemical geodynamics in a back arc region around the sea of Japan: implications for the genesis of alkaline basalts in Japan, Korea, and China. *J. Geophys. Res.*, **94**, p. 4634-4654.
- Nakamura N. (1974). - Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, p. 757-775.
- Naney M. T. et Swanson S. E. (1980). - The effect of Fe and Mg on crystallization in granitic systems. *Am. Mineral.*, **65**, p. 639-653.
- Naschit H., Razafimahefa N., Stussi J. M. et Carron J. P. (1985). - Composition chimique des biotites et typologie magmatiques des granitoïdes. *C. R. Acad. Sci.*, **301**, II, p. 813-818.
- Nisbet E. G. et Pearce J. A. (1977). - Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contr. Miner. Petrol.*, **63**, p. 149-160.
- Nohda S. et Wasserburg G. J. (1981). - Nd and Sr isotopic study of volcanic rocks from Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **34**, p. 264-276.
- Núñez-Espinal J. et Melchior A. (1991). - Exploración geoquímica para prospección por oro en el estado de Michoacán. *Convención sobre la evolución geológica de México*, Pachuca, **Résumenes**, p. 137-138.
- Ortega-Gutiérrez F., Prieto V., Zuniga R. et Flores S. (1979). - Una secuencia volcano-plutónica sedimentaria cretácica en el Norte de Sinaloa. Un complejo ofiolítico? *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, **3**, I, p. 1-8.
- Ortiz E., Lapiere H. et Talavera O. (1991c). - The Palmar Chico-Arcelia tholeiitic and calc-alkaline volcano-sedimentary sequences: evidence of sub-marine stratovolcanoes in the Late Jurassic-Early Cretaceous intra-oceanic island arc of southern Mexico. *Terra Abstracts*, **3**, p. 325-326.
- Ortiz H. E. L. et Lapiere H. (1991a). - Las secuencias toleíticas de Guanajuato y Arcelia, México centro-meridional: remanentes de un arco insular intra-oceánico del Jurásico superior-Cretácico inferior. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*, **H. 6**, p. 1503-1517.
- Ortiz H. E. L., Yta M., Talavera O., Lapiere H., Monod O. et Tardy M. (1991b). - Origine intra-oceanique des formations volcano-plutoniques d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du Mexique centro-méridional. *C. R. Acad. Sci.*, **305**, II, p. 1093-1098.

- Ortiz-Hernandez E. L. (1992). - L'arc intra-oceanique allochtone Jurassique Supérieur-Crétacé Inférieur du domaine cordilléain mexicain ("Guerrero terrane"). Pétrographie, géochimie et minéralisations associées des segments de Guanajuato et de Palmar Chico-Arcelia. Conséquences paléogéographiques. *Thèse de doctorat*, Université de Grenoble I, 109 pp.
- Pankhurst R. J. (1977). - Open system crystal fractionation and incompatible element variation in basalts. *Nature*, **268**, p. 36-38.
- Pantoja A. J. (1959). - Estudio geológico de reconocimiento de la region de Huetamo, Estado de Michoacan. *Consejo de Rec. No Renov. Bol.*, **50**, p. 1-36.
- Pantoja-Alor J. (1983). - Geocronometria del magmatismo cretácico-terciario de la Sierra Madre del Sur. *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, **44**, n°1, p. 1-20.
- Pantoja-Alor J. et Estrada-Barraza S. (1986). - Estratigrafia de los alrededores de la mina de fierro de El Encino, Jalisco. *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, **XLVII**, p. 1-15.
- Paz-Moreno F. A. (1992). - Le volcanisme mio-plio-quatenaire de l'Etat du Sonora (Nord-Ouest du Mexique): Evolution spatiale et chronologique; implications pétrogénétiques. *Thèse de doctorat*, Université d'Aix-Marseille III.
- Pearce J. (1983). - Role of the sub-continental lithosphere in the magma genesis at active continental margins. *in* : Norry C.J. et Hawkesworth M.J., éd., *Continental basalts and mantle xenoliths*, Shiva Publishing Nantwich, p. 230-249.
- Pearce J. A. et Cann J. R. (1973). - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, p. 290-300.
- Pearce J. A., Nigell, B.W., Harris N. B. W. et Tindle A. G. (1984). - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**, p. 956-983.
- Pearce J. A. et Norry M. J. (1979). - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contr. Miner. Petrol.*, **69**, p. 33-47.
- Pearce J. A. et Parkinson I. J. (1993). - Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. *in* : Prichard H. M., Alabaster T., Harris N. B., et Neary C. R., éd., *Magmatic Processes and Plate Tectonics*, *Geol. Soc. Special Publication*, **76**, p. 373-403.
- Peccerillo A. et Taylor S. R. (1976). - Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contr. Miner. Petrol.*, **58**, p. 63-81.
- Perfit M. R., Brueckner H., Lawrence J. R. et Kay R. W. (1980). - Trace element and isotopic variations in a zoned pluton and associated volcanic rocks, Unalaska Island, Alaska; a model for fractionation in the Aleutian calc-alkaline suite. *Contr. Miner. Petrol.*, **73**, p. 69.

- Piguet P. (1987). - Contribution à l'étude de la Sierra Madre occidentale (Mexique): La séquence volcanique tertiaire de la transversale Moctezuma-La Norteña. *Thèse de doctorat*, Université d'Aix-Marseille III, 300 pp.
- Pindell J. L. et Barrett S. F. (1989). - Geological evolution of the Caribbean region; A plate tectonic perspective. *in* : Case G., et Dengo J.E., éd., The Caribbean Region. (The Geology of North America, H.), *Geol. Soc. Am.*, Boulder, Colorado, p. 405-432.
- Planck T. et Langmuir C. H. (1993). - Tracing trace element from sediment input to volcanic output at subduction zones. *362*, p. 739-743.
- Poldervaart A. et Hess H. H. (1951). - Pyroxenes in the crystallisation of basaltic magma. *Journal of Geology*, **19**, p. 472-489.
- Pubellier M. et Rangin C. (1987). - Mise en évidence d'une phase cénomano-turonienne en Sonora central (Mexique). Conséquences sur les relations structurales entre domaine cordillérain et domaine téthysien. *C. R. Acad. Sci.*, **305**, II, p. 1093-1098.
- Radelli L. (1988). - La nappe Olvidada et le sillon aptien-albien du Golfe de Californie. *C. R. Acad. Sci.*, **306**, II, p. 813-816.
- Ramirez J., Campa M. F., Talavera O. et M. G. (1991). - Caracterization de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectonicas. *Mem. Simp. Evol., Geol., de Mexico, Resumenes*, p. 52.
- Ramirez-Espinoza J. (1977). - Geologia del valle de Ixtapan de la Sal, Estado de Mexico y Guerrero. *Tesis Ing. Geol., ESIA, IPN*, 55 pp.
- Rangin C. (1982). - Contribution à l'étude géologique du système cordillérain du Nord-Ouest du Mexique. *Thèse de doctorat d'Etat es Sciences*, Université P. et M. Curie, Paris, **82-12**, 525 pp.
- Rangin C. (1986). - Contribution à l'étude géologique du système cordillérain mésozoïque du Nord-Ouest du Mexique: Une coupe de la Basse Californie centrale à la Sierra Madre occidentale en Sonora. *Mém. Soc. Géol. France*, **148**, 136 pp.
- Reagan M. K. et Gill J. (1989). - Coexisting calc-alkaline and high-niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implications for residual titanates in arc magma sources. *J. Geophys. Res.*, **94**, p. 4619-4633.
- Richard P., Shimizu P. et Allègre J. C. (1976). - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, a natural tracer: an implication to oceanic basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **31**, p. 269-278.
- Robinson J. W. (1975). - Reconnaissance geology of the northern Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico. *Ms. Thesis*, University San Diego, State Univ., 110 pp.
- Rollison H. (1993). - Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Singapore Publishers, 352 pp.

- Ross M. I. et Scotese C. R. (1989). - A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *155*, p. 139-168.
- Roure F. et Sosson M. (1986). - Late Jurassic collision between a composite exotic block and the North American continent, a model for the Cordillera building. *Bull. Soc. Géol. France*, **6**, II, p. 945-959.
- Ruíz J., Patchett, P.J., et Ortega-Gutiérrez, F. (1988). - Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geol. Soc. America Bull.*, **100**, p. 247-281.
- Ruiz J., Centeno E. G., Coney P. J., Patchett P. J. et Ortega F. G. (1991). - El terreno Guerrero y su posible correlación con el basamento de la región del Caribe. Convención sobre la evolución geológica de México, Pachuca, *Resumenes*, p.192-193.
- Salinas J. C. (1994). - Etude structurale du Sud-Ouest Mexicain (Guerrero): Analyse microtectonique des déformations ductiles du Tertiaire inférieur. *Thèse de doctorat*, Université d'Orléans, 211 pp.
- Salters V. J. M. et Hart S. R. (1991). - The mantle sources of ocean ridges, islands and arcs: the Hf-isotope connection. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **104**, p. 364-380.
- Sanchez-Zavala J. L. (1993). - La secuencia volcanosedimentaria del Jurassico Superior-Cretácico Arcelia Oztoloapan (terreno Guerrero), area de Valle de Bravo-Zacazonapan, estado de Mexico: petrografia, geoquimica, metamorfismo e interpretacion tectonica. *Tesis de maestria*, Universidad Nacional Autónoma de Mexico, 91 pp.
- Schaaf P. (1990). - Isotopengeochemische Untersuchungen an Granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes. Alter und Herkunft der Tiefengesteinkomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco. Ludwig-Maximilians Universität, München., 202 pp.
- Schaaf P., Khölher H., Müller-Sohnius D. et Von Drach V. (1993). - The Puerto Vallarta batholith - its anatomy displayed by isotopic fine structure. 1st Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato, Mexico, Proceedings UNAM, Inst. Geol., Mexico, *Abstracts*, p. 133.
- Schweickert R. A. et Snyder W. S. (1981). - Paleozoic plate tectonics of the Sierra Nevada and adjacent regions. *in* : Ernst W. G., éd., Geotectonic development of California, Englewood Cliffs, Prentice-Hall, New Jersey, p. 182-201.
- Sedlock R., Ortega-Gutiérrez F. G. et Speed R. C. (1993). - Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geol. Soc. Am. Special Paper*, **278**, 153 pp.
- Servais M., Cuevas-Perez E. et Monod O. (1986). - Une section de Sinaloa à San Luis Potosí: une nouvelle approche de l'évolution du Mexique nord-occidental. *Bull. Soc. Géol. France*, **6**, II, p. 1033-1047.

- Shervais J. W. (1982). - Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, p. 101-118.
- Silver E. A., Gill J. B., Schwartz D., Prasetyo H. et Duncan R. A. (1985). - Evidence for a submerged and displaced continental borderland, north Banda Sea, Indonesia. *Geology*, **13**, p. 687-691.
- Snyder W. S. et Brueckner H. K. (1983). - Tectonic evolution of the Golconda Allochthon, Nevada: Problems and perspectives. Pre-Jurassic rocks in western North America suspect terranes, Los Angeles, Soc. Econ. Paleon. and Mineral., p. 103-123.
- Speed R. C. (1979). - Collided Paleozoic microplate in the western United States. *Journal of Geology*, **87**, p. 279-292.
- Stanek K. P. et Cabrera R. (1991). - Tectono-magmatic development of Cuba. *Zentralbl. Geol. Paläontol.*, **6**, I, p. 1571-1580.
- Stein G., Lapierre H., Vidal R., Monod O. et Zimmermann J. L. (1994). - Petrology and geochemistry of some Late Mesozoic and Tertiary plutons. *Journ. South Amer. Earth. Sci.*, **7**, 1, p. 1-7.
- Steinberg M., Treuil M. et Touray J. C. (1979). - Géochimie, Principes et Méthodes: II. in : Doin, éd., Cristallochimie et éléments traces, Paris, p. 281-599.
- Stéphan J. F., Beck C., Bellizia A. et Blanchet R. (1980). - La chaîne caraïbe du Pacifique à l'Atlantique. *XXVIth Int. Geol. Congr.*, Paris, C-5, p. 38-59
- Stéphan J. F., Blanchet R. et Mercier de Lépinay B. (1985). - Les festons nord et sud-caraïbes (Hispaniola-Porto Rico; Panama et Colombie-Venezuela): des pseudo-suductions induites par le raccourcissement Est-Ouest du bâti continental péri-caraïbe. in : Mascle A., éd., Géodynamique des Caraïbes, *Symposium Paris Technip*, Paris, p.35-50.
- Stéphan J. F., Mercier de Lépinay B., Calais E., Tardy M., Beck C., Carfantan J. C., Olivet J. L., Vila J. M., Bouysse P., Mauffret A., Bourgois J., Théry J. M., Tournon J., Blanchet R. et Dercourt J. (1990). - Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. *Bull. Soc. Géol. France*, **6**, VI, p. 915-919.
- Stern R. J. (1979). - On the origin of andesite in the northern Mariana island arc: Implications from Agrigan. *Contr. Miner. Petrol.*, **68**, p. 207-219.
- Stolz A. J., Varne R., Davies G. R., Wheller G. E. et Foden J. D. (1990). - Magma source components in an arc-continent collision zone: the Flores-Lembata sector, Sunda arc, Indonesia. *Contr. Miner. Petrol.*, **105**, p. 585-601.
- Sun S. S. et Hanson G. N. (1976). - Rare earth element evidence for differentiation of McMurdo volcanics, Ross Island, Antarctica. *Contr. Miner. Petrol.*, **54**, p. 139-155.

- Sun S. S. et Mc Donough W. F. (1989). - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. in : Saunders A. D. and Norry M. J., éd., Magmatism in the Oceans Basins, *Geological Society Special Publication*, **42**, p. 313-345.
- Suter M. (1984). - Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **95**, p. 1387-1397.
- Suter M. (1987). - Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **98**, p. 249-264.
- Talavera O., Ramírez J. et Guerrero M. (1993). - Geochemical evolution of the Guerrero terrane- Example of a Late Mesozoic multi-arc system. *First Circum Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, Guanajuato, p. 150-151.
- Talavera O., Ramírez J., Lapierre H., Monod O., Campa M. F. et Tardy M. (1990). - The Albian-Aptian volcano-sedimentary calc-alkaline arc series of Teloloapan (southern Mexico). Correlations with contemporaneous Zihuatanejo sequence and geodynamic implications. *Geowissenschaftliches Lateinamerika, Kolloquium, Ludwig-Maximilians-Universität München, München, Résumés*.
- Talavera-Mendoza O. (1993). - Les formations orogéniques mésozoïques du Guerrero (Mexique méridional). Contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique des Cordillères mexicaines. *Thèse de doctorat*, Université de Grenoble I, 400 pp.
- Tardy M. (1980). - Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre orientale du Mexique. *Thèse d'Etat*, Université P. et M. Curie, Paris, 459 pp.
- Tardy M., Carfantan J. C. et Rangin C. (1986). - Essai de synthèse sur la structure du Mexique. *Bull. Soc. Géol. France*, **6**, II, p. 1025-1031.
- Tardy M., H. L., Bourdier J. L., Yta M. et Coulon C. (1991). - The Late Jurassic-Early Cretaceous arc of western Mexico (Guerrero terrane); origin and geodynamic evolution. *Convención sobre la evolución geológica de México, Pachuca, Résumenes*, p. 213-215.
- Tardy M., Lapierre H., Bourdier J. L., Coulon C., Ortiz E. et Yta M. (1992). - Intra-oceanic setting of the western Mexico Guerrero terrane. Implications for the Pacific-Tethys geodynamic relationships. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, **10**, p. 118-128.
- Tardy M., Lapierre H., Bourdier J. L., Coulon C., Ortiz E. et Yta M. (1993). - Intra-oceanic settings of the western Mexico Late Jurassic-Early Cretaceous arc. Implications for the Pacific-Tethys geodynamic relationships during the Cretaceous sequences. *Geodin. Acta*, **6**, 3, p. 174-185.
- Tardy M., Lapierre H., Freyrier C., Coulon C., Gill J. B., Mercier de Lépinay B., Beck C., Martinez R. J., Talavera M. O., Ortiz H. E., Stein G., Bourdier J. L. et Yta M. (1994). - The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes

- (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. *Tectonophysics*, **230**, p. 49-73.
- Tardy M. et Maury R. (1973). - Sobre la presencia de elementos de origen volcanico en las areniscas de los flyschs de edad Cretacica superior de los Estados de Coahuila y Zacatecas. *Soc. Geol. Mexicana*, **34**, 1 y 2, p. 5-12.
- Tatsumi Y. (1989). - Migration of fluid phases and genesis of basalts magmas in subduction zones. *J. Geophys. Res.*, **94**, p. 4697-4707.
- Tatsumi Y., Murasaki M., Arsadi E. M. et Nohda S. (1991). - Geochemistry of Quaternary lavas from NE Sulawesi: transfer of subduction components into the mantle wedge. *Contr. Miner. Petrol.*, **107**, p. 137-149.
- Taylor S. R. et McLennan S. M. (1985). - The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific, Oxford.
- Théry J. M. (1983). - Découverte de spilites au sondage de Los Manantiales 1 près de la faille d'Oca (Basse Guajira, Colombie). Implications géotectoniques régionales. *Soc. Nat. Elf Aquitaine, Pau*, p. 107-117.
- Thompson R. N., Morrison M. A., Hendry G. L. et Parry S. J. (1984). - An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A310**, p. 549-590.
- Urrutia-Fucugauchi J. et Valencio D. A. (1986). - Palaeomagnetic study of Mesozoic rocks from Ixtapan de la Sal, Mexico. *Geof. Intern.*, **25**, p. 485-502.
- Van Bergen M. J., Vroon P. Z. et Hoogewerff J. A. (1993). - Geochemical and tectonic relationships in the east Indonesian arc-continent collision region: implications for the subduction of the Australian passive margin. *Tectonophysics*, **223**, p. 97-116.
- Verna S. P. et Nelson S. A. (1989). - Isotopic and trace element constraints on the origin and evolution of alkaline and calc-alkaline magmas in the northwestern Mexican Belt. *J. Geophys. Res.*, **94**, p. 4531-4544.
- Vicenzi E. P., McBirney A. R. et Duncan R. A. (1990). - The geology and geochemistry of Isla Marchena, Galapagos Archipelago: an ocean island adjacent to a mid-ocean ridge. *J. of Volc. and Geoth. Research*, **40**, p. 291-315.
- Vidal R. (1984). - Tectonica de la region de Zihuyanejo, Guerrero, Sierra Madre del Sur, Mexico. *Tesis Lic., Instit. Polit. Nat.*, 155 pp.
- Vidal-Serratos R. (1991). - Estratigrafia y tectonica de la region de Zihuatanejo, Estado de Guerrero, Sierra Madre del Sur. Convencion sobre la evolucion Geologica Mexicana, *1er Congreso de Mineralogia*, Pachuca, Memoir, p. 231-233.
- Vroon P. Z., Van Bergen M. J., White W. M. et Varekamp J. C. (1993). - Sr-Nd-Pb isotope systematics of the Banda arc, Indonesia: Combined subduction and assimilation of continental material. *J. Geophys. Res.*, **98**, B12, p. 22349-22366.

- Wheller G. E., Varne R., Foden J. D. et Abbott M. J. (1987). - Geochemistry of Quaternary volcanism in the Sunda-Banda arc, Indonesia, and three-component genesis of island-arc basaltic magmas. *J. of Volc. and Geoth. Research*, **32**, p. 137-160.
- White W. M., McBirney A. R. et Duncan R. A. (1993). - Petrology and geochemistry of the Galapagos Islands: portrait of a pathological mantle plume. *J. Geophys. Res.*, **98**, p. 19,533-19,563.
- White W. M. et Patchett J. (1984). - Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust-mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**, p. 167-185.
- Whitford D. J., Compston W., Nicholls I. A. et Abbott M. J. (1977). - Geochemistry of late Cenozoic lavas from eastern Indonesia: Role of subducted sediments in petrogenesis. *Geology*, **5**, p. 571-575.
- Whitford D. J. et Jezek P. A. (1979). - Origin of Late-Cenozoic lavas from the Banda arc, Indonesia: Trace element and Sr isotope evidence. *Contr. Miner. Petrol.*, **68**, p. 141-150.
- Whitford D. J., White W. M. et Jezek P. A. (1981). - Neodymium isotopic composition of Quaternary island arcs lavas from Indonesia. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **45**, p. 989-995.
- Wilson I. F. et Rocha V. S. (1946). - Los yacimientos de carbon de la region de Santa Clara, Municipio de San Javier, Estado de Sonora. *Comm. Direct. Invest. Rec. Minerales (México)*, **Bol. 9**, p. 108.
- Wilson M. (1989). - Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. Hall & Chapman, London, Glasgow, New York, Tokyo, Melbourne, Madras, 466 pp.
- Wood D. A. (1980). - The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**, p. 11-30.
- Wood D. A., Joron J. L. et Treuil M. (1979). - A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planetary Sci. Lett.*, **45**, p. 326-336.
- Wood D. A., Tarney J., Varet J., Saunders A. D., Bougault H., Joron J. L., Treuil M. et Cann J. R. (1979). - Geochemistry of basalts drilled in the north Atlantic by IPOD LEG 49: implications for mantle heterogeneity. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **42**, p. 77-97.
- Woodhead J., Eggins S. et Gamble J. (1993). - High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **114**, p. 491-504.

- Wyld S. J. (1991). - Permo-Triassic tectonism in volcanic arc sequences of the western U.S. Cordillera and implications for the Sonoma orogeny. *Tectonics*, 10, 5, p. 1007-1017.
- Wyllie P. J. (1982). - Subduction products according to experimental prediction. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 93, p. 468-476.
- Wyllie P. J. (1988). - Magma genesis, plate tectonics, and chemical differentiation of the Earth. *Reviews of Geophysics*, 26, p. 370-404.
- Yta M. (1992). - Etude géodynamique et métallogénique d'un secteur de la "Faja de Plata" (Mexique): La zone de Zacatecas-Francisco I Madero-Saucito. *Thèse de doctorat*, Université d'Orléans, 266 pp.
- Yta M., Lapierre H., Monod O. et DeWever P. (1990). - Magmatic and structural characteristics of the Lower Cretaceous arc volcano-sedimentary sequences of Saucito-Zacatecas-Fresnillo (Central Mexico). Geodynamic implications. *Geowissenschaftliches Lateinamerika, Kolloquium, Ludwig-Maximilians-Universität München, München, Résumés.*

LISTE DES FIGURES

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
 INSTITUT DE GÉOLOGIE
 DOCUMENTATION
 15, RUE MAURICE GIGNOUX
 F 38031 GRENOBLE CEDEX
 TÉL. (33) 76 83 59 66
 FAX. (33) 76 87 82 43

PARTIE I

Fig. I-1: Schéma structural des Cordillères nord- et sud-américaines, de part et d'autre de la cordillère Caraïbe, situant les terrains accrés aux marges cratoniques durant le Mésozoïque et le Tertiaire. Parmi ceux-ci sont distingués les restes du paléo-arc volcano-plutonique jurassique supérieur-crétacé dispersés dans les Cordillères et les Grandes Antilles. Le terrain de Guerrero (TG) en est un élément majeur. 2

Fig. I-2: Carte géologique simplifiée du Mexique montrant la distribution des séries volcano-sédimentaires et volcano-plutoniques d'arc, mésozoïques, du domaine cordilléraire, ainsi que les séries carbonatées du domaine téthysien. La couverture volcanique tertiaire et quaternaire est également reportée (Adaptée de Campa et Coney, 1983). 5

Tableau 1: Analyses des éléments majeurs, traces et terres rares de quelques laves des séquences tholéitiques de l'arc du Guerrero. 10

Fig. I-3: Diagramme de normalisation par rapport à l'échantillon le plus frais (R*) des roches ignées des séquences tholéitiques de l'arc du Guerrero. 11

Fig. I-4: Diagrammes de variation des éléments majeurs en fonction de la perte au feu (PF), pour les roches ignées du bassin d'Arperos. 13

Fig. I-5: Diagrammes de variation des éléments traces en fonction de la perte au feu (PF), pour les roches ignées du bassin d'Arperos. 14

Fig. I-3: Diagramme de normalisation par rapport à l'échantillon le plus frais (R*) des roches ignées des séquences du bassin d'Arperos. 15

PARTIE II

Fig. II-1: Carte géologique simplifiée du Mexique, avec les localisations des différents lieux cités dans le texte. 18

Fig. II-2: Carte géologique simplifiée du Mexique, illustrant la localisation et les datations radiométriques et stratigraphiques (en italique) correspondantes, des séquences volcano-sédimentaires et volcano-plutoniques du "Guerrero terrane". . 23

Fig. II-3: (a) Carte géologique simplifiée du Mexique, avec les localisations des séquences d'Arteaga (A) et de Zihuatanejo et de Las Ollas (LO, Zi), de Zacatecas (Z), des îles de Cedros (Ce) et de San Benito (SB).
(b) Agrandissement de la région de Zacatecas (d'après Centeno-Garcia, 1994). 31

Fig. II-4: Deux coupes simplifiées illustrant les relations structurales entre le terrain de Guerrero et le craton nord-américain dans l'Ouest du Mexique. 33

Fig. II-5: Carte géologique simplifiée du Mexique, avec les localisations des séquences d'arc de San Miguel de Allende (SMA), Taxco (Ta), Guanajuato (Gto) et de bassin d'Arperos (A). 35

Fig. II-6: Diagramme Th/Yb en fonction de Ta/Yb, discriminant de l'environnement géotectonique pour les laves basiques des séquences de Playa Azul et de Zihuatanejo (d'après Pearce, 1983). 75

PARTIE III

Fig. III-1: (a) Carte géologique simplifiée du Mexique situant les séquences d'Arperos (Ar) et de Guanajuato (Gto).
(b) Carte géologique de la région de Guanajuato d'après Martinez Reyes (1987); Monod *et al.* (1990). 159

Fig. III-2: Carte structurale simplifiée du Mexique (la couverture cénozoïque n'est pas reportée). 161

Fig. III-3: Colonnes lithostratigraphiques simplifiées des séquences du Crétacé inférieur du bassin d'Arperos. 163

Fig. III-4: Quatre coupes géologiques au Sud-Ouest de Valle de Bravo montrant les relations structurales entre l'arc du "Guerrero terrane" et le bassin d'Arperos. 164

Fig. III-5: Coupe géologique dans le secteur de Teloloapan montrant les relations structurales entre le "Guerrero terrane, le bassin d'Arperos et les carbonates de la plateforme Morelos. 165

Fig. III-6: Reconstitutions palinspathiques du "Guerrero terrane" par rapport à la marge nord-américaine au Crétacé.

A- Pendant le Campanien (80 Ma)
 B- Pendant le Crétacé inférieur (132 Ma) 167

Fig. III-7: (a) Classification des phénocristaux et des microlites de pyroxènes des roches ignées du bassin d'Arperos, dans un diagramme Ca-Mg-Fe, en fonction de leurs caractéristiques pétrologiques.
 (b) Diagrammes géotectoniques de Leterrier *et al.* (1982) pour les phénocristaux de clinopyroxènes des roches ignées du bassin d'Arperos, en fonction de leur caractéristiques pétrologiques..... 169

Fig. III-8: Diagramme de discrimination de l'environnement géotectonique Zr/Y en fonction de Zr des roches ignées du bassin d'Arperos (d'après Pearce et Norry, 1979). 170

Fig. III-9: Diagrammes utilisant des rapports d'éléments incompatibles, pour les roches ignées du bassin d'Arperos, les pôles OIB, N-MORB et E-MORB sont également indiqués (d'après Sun and McDonough, 1988).
 (a) Nb/Sm en fonction de Zr.
 (b) Nb/Yb en fonction de La/Yb..... 171

Fig. III-10: Carte géologique simplifiée du Mexique, avec les localisations des séquences d'arc de Saucito (S), d'Arcelia (Ar), de Teloloapan (T) et de bassin d'Arperos (A) et de Valle de Bravo (VdB)..... 247

Fig. III-11: Diagrammes discriminants de l'environnement géotectonique (Leterrier *et al.*, 1982) des clinopyroxènes des basaltes des séquences volcano-sédimentaires de Saucito et Arcelia..... 247

Fig. III-12: Carte géologique simplifiée des régions situées à l'Ouest de Teloloapan et montrant les relations complexes entre les séquences de l'arc mésozoïque du "Guerrero terrane", le bassin d'Arperos et la plate-forme carbonatée de Guerrero-Morelos. D'après Campa et Ramírez (1979) et Talavera (1993); modifiée. 248

Fig. III-13: Coupe montrant les relations tectoniques entre les séquences de l'arc du "Guerrero terrane", du bassin d'Arperos et de la plate-forme carbonatée Guerrero-Morelos. D'après Talavera (1993); modifiée. 249

Fig. III-14: Carte géologique simplifiée de la région de Valle de Bravo, modifiée d'après Sanchez-Zavala (1993)..... 250

Fig. III-15: Diagrammes des terres rares, normalisés aux chondrites (Evensen *et al.*, 1978) et spectres multi-éléments normalisés aux N-MORB (Sun et McDonough, 1989) de certaines laves de la séquence d'Arcelia, comparées à certaines laves du bassin d'Arperos. 252

Fig. III-16: Hypothèses pour expliquer les positions relatives, actuelles entre les séquences d'arc et de bassin d'Arcelia, d'arc de Teloloapan et de bassin de Pachivia. L'hypothèse 1 suggère deux subductions successives.
 L'hypothèse 2, plus complexe mais plus réaliste propose que les positions relatives actuelles de ces séquences soient dues à la superposition de deux phases de déformation: la phase orégonienne (ϕ_1) à la fin du Crétacé inférieur, et la phase laramienne (ϕ_2) au Crétacé supérieur-Paléocène. Une coupe à l'échelle et plus proche des données de terrain est présentée Fig. III-17..... 254

Fig. III-17: Coupe Arcelia-Teloloapan-Totoapan illustrant les relations tectoniques complexes entre l'arc du "Guerrero terrane", le bassin d'Arperos et la plate-forme carbonatée de Guerrero-Morelos. 255

Fig. III-18: Carte géologique simplifiée du Mexique, avec les localisations des séquences de bassin de Porohui (P), de Saucito (S), d'Arperos (A), de Corrales (C), de Valle de Bravo (VdB), de la partie orientale d'Arcelia (Ar) et de Pachivia (Pa). 257

PARTIE IV

Fig. IV-1: Modèle géodynamique pour les Cordillères nord-américaines, proposant une subduction vers l'Ouest pour expliquer la genèse des séquences d'arc du "Guerrero terrane" (Coney, 1983). 262

Fig. IV-2: Modèle géodynamique du Sud du Mexique, proposant une subduction vers l'Ouest (Urrutia-Fucugauchi et Valencio, 1986). 263

Fig. IV-3: Modèle géodynamique proposant une subduction unique (le bassin d'Arperos) sous le paléo-Pacifique, pour expliquer la genèse de l'arc intra-océanique du "Guerrero terrane" au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Tardy *et al.*, 1990, 1994). 264

- Fig. IV-4:** Modèle géodynamique du Mexique occidental considérant l'existence de deux arcs insulaires pendant le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur et leur collision pendant le Crétacé supérieur (D'après Ramírez *et al.*, 1991).265
- Fig. IV-5:** Modèle géodynamique du secteur de Teloloapan-Zihuatanejo du Tithonien au Paléocène-Eocène (Salinas, 1994).267
- Fig. IV-6:** Modèle géodynamique, proposant une subduction unique pour expliquer la genèse des séquences d'arc du "Guerrero terrane" au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Ce modèle est inspiré de celui de Tardy *et al.* (1990, 1994). Les positions relatives des séquences ne sont reportées qu'à titre d'indication.271
- Fig. IV-7:** Modèle géodynamique proposant deux subductions de pendages opposés (cas actuel des Philippines), pour expliquer la genèse et la largeur d'affleurement des séquences d'arc du "Guerrero terrane" au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Ce modèle est inspiré de celui de Ramírez *et al.* (1991). Les positions relatives des séquences ne sont reportées qu'à titre d'indication272

ABSTRACT

The North American Cordillera is composed of exotic blocks accreted to nuclear America during the Paleozoic and Mesozoic times. The Guerrero terrane forms most of western Mexico and consists of Late Jurassic-Early Cretaceous arc sequences which are considered as developed in an active continental margin, linked to the subduction of the paleo-Pacific under the North American craton.

The volcano-plutonic assemblages are predominantly mafic in composition and emplaced in pelagic, neritic or subaerial environments. The igneous rocks belong to tholeiitic, calc-alkaline and shoshonitic suites, and show high ϵNd ratios. These features indicate that these arc sequences developed in an intra-oceanic environment. The incompatible trace elements and Nd isotopic compositions of the basalts indicate that they probably derived from the partial melting of a N-MORB source, enriched or not by an OIB component, and more or less contaminated by pelagic or terrigenous sediments.

The intra-oceanic features of the Guerrero arc rocks and the absence of volcanic rocks interbedded within the Lower Cretaceous platform carbonates exposed in eastern Mexico suggest that an oceanic domain was located between the Guerrero arc and the North American craton. Remnants of this oceanic domain are presently exposed along the major thrust ENE verging where the Guerrero terrane tectonically overlap nuclear Mexico. They consist of pillow-basalts interbedded with Early Cretaceous pelagic sediments. Thus, the Guerrero arc growth is likely linked to the subduction of this oceanic domain, labelled Arperos basin, under the paleo-Pacific. Petrological and geochemical data on the Arperos basalts suggest that they derived from mixtures of OIB and N-MORB sources and developed in an aseismic ridge located near a spreading center.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
 INSTITUT DE GÉOLOGIE
 DOCUMENTATION
 15, RUE MAURICE GIGNOUX
 F 38031 GRENOBLE CEDEX
 TÉL. (33) 76 63 59 66
 FAX. (33) 76 87 82 43

RESUME

Les Cordillères nord-américaines sont constituées de blocs exotiques accrétés au craton nord-américain depuis le Paléozoïque jusqu'au Mésozoïque. Le "Guerrero terrane" qui forme la quasi-totalité de l'Ouest du Mexique est composé essentiellement de séquences d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, généralement considérées comme engendrées dans un environnement de marge active, lié à la subduction du paléo-Pacifique sous le craton nord-américain.

Les ensembles plutono-volcaniques d'arc du "Guerrero terrane", pour la plupart basiques, sont associés à des environnements sédimentaires variés: pélagique, néritique et sub-aérien. Ils ont des affinités tholéïtique, calco-alcaline et shoshonitique, avec des rapports ϵNd élevés. Ces caractéristiques favorisent une origine intra-océanique pour ce "Guerrero terrane" au substratum mixte (croûte océanique et blocs continentaux). L'étude géochimique des basaltes, fondée sur les éléments traces incompatibles et les isotopes du Nd, montre qu'ils proviennent de la fusion partielle de sources mantelliques N-MORB, enrichies ou non par un composant OIB, et plus ou moins contaminées par des sédiments pélagiques ou terrigènes.

La nature intra-océanique des séries d'arc du "Guerrero terrane", corrélée à l'absence de matériel volcanique dans les calcaires contemporains présents sur le craton nord-américain impliquent l'existence d'un domaine océanique qui séparait le "Guerrero terrane" de la plaque nord-américaine au Crétacé inférieur. Plusieurs témoins de ce domaine représentés par des basaltes associés à des sédiments pélagiques du Crétacé inférieur ont été découverts le long du chevauchement majeur à vergence Est né du collage par collision du "Guerrero terrane" avec la marge nord-américaine, à la fin du Crétacé inférieur. Ainsi l'arc du Guerrero serait lié à la subduction de ce domaine océanique, décrit sous le nom de bassin d'Arperos, sous le paléo-Pacifique. Des données pétro-géochimiques sur les basaltes du bassin d'Arperos indiquent qu'ils dérivent probablement du mélange entre deux sources: OIB et N-MORB. Ces basaltes témoigneraient de la présence, dans ce bassin, d'un point chaud localisé à proximité d'une ride asismique.

Mots-clés: arc insulaire, bassin océanique, magmatisme, géochimie, Cordillères mexicaines, accréation.