

## **Les terrains accrétés du sud du Costa Rica**

**Evolution tectonostratigraphique de la marge occidentale  
de la plaque Caraïbe**

par Gianni Di Marco



Photo de couverture:

"El Palo de Osa" entre Rincón et Puerto Jimenez. Chaque jour, des hectares de forêt sont détruits dans le sud du Costa Rica pour l'industrie du bois ou l'élevage. Parfois un arbre majestueux a été préservé qui, à plus de 80 m de haut, semble s'enraciner au ciel. À l'arrière plan, les reliefs de la péninsule d'Osa et les forêts tropicales du parc naturel de Corcovado.

# Les terrains accrétés du sud du Costa Rica

## Évolution tectonostratigraphique de la marge occidentale de la plaque Caraïbe

**Thèse de doctorat**  
présentée à la Faculté des Sciences  
de l'Université de Lausanne  
par **Gianni Di Marco**

Jury de thèse:

Prof. Peter O. Baumgartner (Directeur)

Prof. James E.T. Channell, Gainesville

Prof. Albrecht Steck, Lausanne

Prof. Gérard Stampfli, Lausanne

Prof. Jean Tournon, Paris

Mémoire de Géologie (Lausanne) No. 20, 1994



Ce(tte) création est mise à disposition selon les termes de la  
Licence Creative Commons 4.0 International

<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>





## REMERCIEMENTS

Au printemps 1989, je me lançais dans ce travail de recherche au Costa Rica. Aujourd'hui que ma thèse touche à sa fin, je réalise avec un grand plaisir qu'il me serait impossible de mentionner sans oublier personne tous ceux qui m'ont offert leur soutien au cours de ces quatre dernières années. En compagnie des proches, des amis, des collègues et des professeurs, j'ai beaucoup appris tant sur le plan scientifique que sur le plan humain.

Que tous ceux qui m'ont aidé, d'une manière ou d'une autre, au cours de cette inoubliable aventure reçoivent ici mes plus chaleureux remerciements.

Pour avoir été à l'origine de ce travail, je tiens en particulier à remercier mon directeur de thèse, le Prof. Peter O. Baumgartner qui m'a fait partager les fruits de ses années d'expérience de chercheur au Costa Rica. Les nombreux jours passés ensemble sur le terrain (à pied, en jeep ou en bateau), ainsi que les longues discussions qui jalonnèrent ces quatre années ont amené notre relation au-delà de la relation purement professionnelle.

Sous la houlette du Prof. James E.T. Channell, j'ai fait mes premiers pas dans le monde des "paléomagiciens". En Floride, il m'a ouvert les portes de sa maison et de son laboratoire. Je lui suis très reconnaissant d'avoir supervisé la partie paléomagnétique de ma thèse, de m'avoir beaucoup appris et de m'avoir offert son amitié.

Pour avoir été les premiers lecteurs critiques de ce travail, je tiens à remercier les membres de mon jury de thèse: les Profs. P. O. Baumgartner, J.E.T. Channell, A. Steck, G. Stampfli et J. Tourmon. Leurs commentaires ont largement contribué à améliorer la qualité de ce manuscrit.

Par chance, les dangers qui guettent le géologue dans la forêt tropicale ont nécessité, lors de chaque expédition, la présence d'accompagnateurs. Pour les très bons moments passés ensemble, pour leur enthousiasme et pour leur collaboration physique, morale et scientifique, je remercie Robin, Benoît, Frank, Matthiew, Darko, Alexandre, Toni et Guido.

Une grande partie du travail de terrain a été effectuée en collaboration avec François Bujan. Nos discussions parfois très engagées ont largement contribué à forger mes propres interprétations. Je le remercie pour cela et pour m'avoir laissé utiliser ses données de terrain et ses résultats géochimiques.

Mes remerciements s'adressent également aux personnes qui m'ont fait profiter de leurs connaissances expertes pour superviser, commenter, déterminer ou conseiller. J'ai nommé Michèle Caron, pour m'avoir guidé dans l'art de la détermination des foraminifères planctoniques du Crétacé; John B. Saunders, pour sa supervision des déterminations des faunes du Tertiaire; Gérard Stampfli, pour sa connaissance des marges actives, sa lecture attentive et ses utiles corrections et commentaires; Jean Hernandez, pour avoir accepté spontanément de me conseiller dans la partie géochimique; et enfin Claudia Baumgartner, pour avoir regardé mes lames à grands foraminifères benthiques.

Au Costa Rica, nombreux sont ceux qui m'ont rendu d'utiles services, petits ou grands, facilitant ainsi le déroulement de mes recherches. Je pense particulièrement à M. Murillo pour son influence bénéfique dans l'obtention des permis et la mise à disposition par le CIMAR des logements et du bateau à Golfito. Le Servicio de Parques Nacionales nous a délivré les permis nous autorisant à travailler dans les zones protégées des parcs naturels. J'exprime ici ma reconnaissance aux administrateurs, gardiens et cuisinières des différentes stations pour leur accueil et leur hospitalité. Je remercie également E. Kuijpers pour l'envoi des échantillons en Europe.

Mes remerciements chaleureux s'adressent à la famille Mora qui m'ont logé nourri et blanchi pendant mes premières semaines au Costa Rica et en particulier à Tony qui fut mon premier professeur d'espagnol et qui nous a bien souvent aidé, participant même aux expéditions géologiques lors de notre périple panaméen.

Nombreux sont les gens du pays qui par leur gentillesse et leur chaleur nous ont rendu les séjours au Costa Rica très agréables. J'adresse une pensée particulière à la famille Haskins de Playa Cacao, et en particulier aux enfants Karol, Logan et Terry.

Mes sincères remerciements s'adressent bien sûr aussi aux gens de Lausanne et en particulier à Anne-Marie et Michèle pour leur dévouement et leur gentillesse; à Laurent Nicod pour la qualité de ses lames minces et de ses déterminations mycologiques; à Raymond Ansermoz pour être un peu le père de chacune de nos lames et enfin à Jean-Claude Lavanchy pour ses conseils lors de mon court séjour au CAM.

L'appuis financier a été assuré par le FNSRS (projet 21-26564.89 et 20-30852.91). Ma première saison de terrain en 89 a été financée par le Fondation Herbette (UNIL, Lausanne).

Enfin, pour avoir été de précieux compagnons de route, j'adresse un merci particulier à Alain, Spela, Pascale, Jean-Claude, Guido, Luis, Philippe, Myriam, Robin, Benoît, Mizzi, Giovanni, et les autres...

Lausanne, le 5 février 1994

## TABLE DES MATIÈRES

	page
Résumé	6
Abstract	7
Riassunto	8
Zusammenfassung	9
<b>I. INTRODUCTION</b>	
I. 1. Généralités	10
I. 2. Cadre de l'étude	11
I. 3. Géologie régionale	11
I. 4. Subdivision tectonostratigraphique	12
I. 5. Extension et limites des terrains	13
I. 6. Biostratigraphie	16
I. 7. Limites pour l'utilisation du paléomagnétisme dans les Caraïbes	17
I. 8. Références cartographiques	18
<b>II. LES TERRAINS DE CHOROTEGA ET NICOYA</b>	
II. 1. Introduction	19
II. 2. Le Terrain de Chorotega	19
II. 3. Le Terrain de Nicoya	20
Le soubassement pré-Campanien des péninsules de Nicoya et Santa Elena	20
Les séquences mésoautochtones du Sénonien supérieur-Tertiaire inférieur	20
II. 4. Discussion	23
<b>III. LE TERRAIN DE GOLFITO</b>	
III. 1. Introduction	24
III. 2. Description systématique des affleurements	25
Le Rio Sorpresa	25
Le bras nord	25

Le bras sud	30
La Quebrada Achiote	32
La Fila Gamba	33
La Quebrada Trenzas	34
La Quebrada Amargura	37
La Quebrada Km 20	37
La Quebrada Chorro	39
La Quebrada Bolsa	43
La Quebrada Sardinal	45
La zone côtière	45
<b>III. 3. Synthèse stratigraphique</b>	<b>47</b>
Le soubassement igné	47
La Formation Golfito (Dengo, 1962b, redéfinie)	47
La Formation Quebrada Achiote (nouvelle formation)	49
Le Membre à Blocs Quebrada Bolsa (nouveau membre)	50
Le Membre Fila Gamba (nouveau membre)	51
<b>III. 4. Limites du Terrain de Golfito</b>	<b>56</b>
Contact avec les séries de la Fila Costeña	56
Contact avec le Bloc de Rincón	57
<b>III. 5. Structure du Terrain de Golfito</b>	<b>58</b>
<b>III. 6. Discussion</b>	<b>58</b>
<b>IV. LE BLOC DE RINCÓN</b>	
<b>IV. 1. Introduction</b>	<b>61</b>
<b>IV. 2. Description systématique des affleurements</b>	<b>61</b>
La zone côtière du Golfo Dulce	61
La route Rincón-Chacarita	62
Ganadito-Isla Violin-Sierpe	62
La Quebrada Vaquedano	65
<b>IV. 3. Discussion</b>	<b>66</b>
<b>V. LE TERRAIN DE BURICA</b>	
<b>V. 1. Introduction</b>	<b>67</b>

<b>V. 2. Description systématique des affleurements</b>	67
Rio Claro et côte ouest	67
Playa Mangle, Quebrada la Yerba	68
Rio La Vaca	71
Le Rio Palo Blanco (Panama)	72
<b>V. 3. Discussion</b>	72
<b>VI. LE COMPLEXE D'ACCRÉTION D'OSA-CAÑO</b>	
<b>VI. 1. Introduction</b>	73
L'utilisation du terme mélange	74
Limites du Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño	76
<b>VI. 2. L'Unité de San Pedrillo (descriptions et discussions préliminaires)</b>	76
De Bahia Drake à Punta Llorona (localité type)	77
Faciès 1: Les matrices pélitiques et volcanodétritiques	78
Faciès 2: Les résédiments de carbonates peu profonds	80
Faciès 3: Les radiolarites	87
Les intrusions acides	87
Les blocs exotiques d'origine océanique	87
Le Rio Cedral	89
Rio Rincón	91
Le Rio Tigre	91
Faciès 4: Le Faciès Rio Tigre	92
Le Rio Nuevo	95
Discussion	95
<b>VI. 3. L'Unité de Cabo Matapalo (description systématique des affleurements)</b>	97
De Punta Carbonera à Cabo Matapalo (localité type)	97
La matrice détritique	97
Les intrusions acides	98
Les blocs calcaires	98
Signature paléomagnétique des blocs calcaires	103
Le Rio Nuevo et la Quebrada Piedras Blancas (Rio Tigre)	104
Le Rio Sirena	107

La Quebrada Hedionda	108
Discussion	108
<b>VI. 4. L'Unité de Salsipuedes</b>	<b>110</b>
Punta Salsipuedes (localité type) et Punta La Chancha	110
Discussion	113
<b>VII. PALÉOMAGNÉTISME</b>	
<b>VII. 1. Introduction</b>	<b>114</b>
<b>VII. 2. Rappel théorique</b>	<b>115</b>
<b>VII. 3. Le Terrain de Chorotega</b>	<b>117</b>
Rio Changuinola (Panama)	117
La péninsule de Nicoya	117
<b>VII. 4. Le Terrain de Nicoya</b>	<b>121</b>
<b>VII. 5. Le Terrain de Golfito</b>	<b>125</b>
La région de Golfito	125
Péninsule d'Azuero (Panama)	125
<b>VII. 6. Le Terrain de Burica</b>	<b>126</b>
<b>VII. 7. Discussion des résultats paléomagnétiques</b>	<b>129</b>
Le Terrain de Chorotega	131
Le Terrain de Nicoya	131
Le Terrain de Golfito	133
Le Terrain de Burica	133
<b>VIII. GÉOCHIMIE</b>	
<b>VIII. 1. Introduction</b>	<b>134</b>
<b>VIII. 2. Discussion des résultats</b>	<b>134</b>
Les basaltes d'Osa	135
Les basaltes et dolérites des unités de Golfito, Rincón et Burica	136
<b>VIII. 3. Conclusions</b>	<b>144</b>
<b>IX. SYNTHÈSE ET ÉVOLUTION TECTONIQUE</b>	
<b>IX. 1. Introduction</b>	<b>145</b>
<b>IX. 2. Le Terrain de Chorotega</b>	<b>145</b>
<b>IX. 3. Le Terrain de Nicoya</b>	<b>146</b>

<b>IX. 4. Le Terrain de Golfito</b>	148
<b>IX 5. Le Bloc de Rincón</b>	150
<b>IX. 6. Le Terrain de Burica</b>	150
<b>IX. 7. Le Complexe d'accrétion d'Osa-Caño</b>	151
<b>IX. 8. Natures des terrains accrétés</b>	153
<b>X. CONCLUSIONS</b>	158
<b>BIBLIOGRAPHIE</b>	160
<b>PLANCHES ET ANNEXES</b>	167

## RÉSUMÉ

La cartographie détaillée de la côte Pacifique sud du Costa Rica, soutenue par des données stratigraphiques, biostratigraphiques et paléomagnétiques, ainsi que par des données géochimiques préliminaires, nous a permis de définir dans cette région quatre unités tectonostratigraphiques distinctes: le Terrain de Golfito, le Terrain de Burica, le Bloc de Rincón et le Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño. L'étude paléomagnétique des sédiments pélagiques du Crétacé supérieur et Tertiaire étendue à l'ensemble du Costa Rica et au Panama occidental, et l'intégration de données déjà connues, nous ont permis de définir encore les terrains de Chorotega et Nicoya, portant à six le nombre d'unités formant l'isthme d'Amérique Centrale.

Le Terrain de Chorotega forme la plus grande partie de l'isthme et représente, depuis le Crétacé supérieur, la marge occidentale de la plaque Caraïbe. Les cinq autres unités, qui sont venues s'accréter à cette marge au cours du Tertiaire, représentent des terrains exotiques relativement au Terrain de Chorotega. Le Terrain de Nicoya comprend la péninsule de Santa Elena et la partie externe de la péninsule de Nicoya. Le Complexe de Nicoya (*sensu stricto*) forme le soubassement de ce terrain, qui doit donc être considéré comme un terrain composite. Le Terrain de Golfito comprend la région de Golfito et la péninsule d'Azuero au Panama. Il est composé d'un soubassement basaltique, surmonté par des séries volcano-sédimentaires du Crétacé supérieur (Formation Golfito), elles-mêmes suivies par des séries volcanoclastiques (Formation Quebrada Achioté) enregistrant l'accrétion paléocène du terrain. Ce dernier représente un fragment marginal du plateau océanique caraïbe, détaché et transporté vers le nord le long de la marge de la plaque Caraïbe. Le Bloc de Rincón forme l'isthme de la péninsule d'Osa. Il est constitué d'épaisses séries de basaltes océaniques d'âge Crétacé supérieur à Eocène et représente un fragment d'arc insulaire (Chorotega ?) incorporé tectoniquement au puzzle de terrains exotiques. Le Terrain de Burica forme la péninsule de Burica. Il est constitué d'un soubassement basaltique d'âge Crétacé supérieur, surmonté par des séries sédimentaires paléogènes en partie dérivées d'une plateforme carbonatée intraocéanique. Le terrain représente un fragment d'arc insulaire primitif, ayant formé un *seamount* océanique. Le sud-ouest de la péninsule d'Osa et l'île de Caño font partie du Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño. Ce complexe forme un mélange d'accrétion composé principalement de séries turbiditiques, hémipélagiques et pélagiques fortement déformées. Il contient des résédiments de plateformes éocènes et des blocs exotiques (basaltes et sédiments associés), d'âge Crétacé supérieur à Miocène, arrachés à la plaque océanique au cours de la subduction. L'étude détaillée du complexe nous a permis d'y reconnaître trois unités distinctes: l'Unité de San Pedrillo, l'Unité de Cabo Matapalo et l'Unité de Salsipuedes.

Les données paléomagnétiques pour le Terrain de Chorotega indiquent une origine près de sa latitude actuelle et pas de rotation relativement à l'Amérique du Sud depuis le Crétacé supérieur. Les données paléomagnétiques du Terrain de Nicoya impliquent une origine légèrement sud-équatoriale au Crétacé supérieur (16° au sud du Terrain de Chorotega) et peu de rotation par rapport à ce dernier. Les données paléomagnétiques du Terrain de Golfito indiquent une paléolatitude équatoriale au Crétacé supérieur et une rotation antihoraire d'environ 60° par rapport à Chorotega. Des données similaires ont été obtenues dans la péninsule d'Azuero, au Panama. Les données paléomagnétiques du Terrain de Burica indiquent au Paléocène une origine légèrement au sud de sa latitude actuelle et une rotation antihoraire d'environ 90° par rapport à Chorotega.



### ABSTRACT

Detailed mapping of the southern Pacific coast of Costa Rica, together with stratigraphic, biostratigraphic, paleomagnetic studies, and preliminary geochemical data, allowed to subdivide this region into four distinct tectonostratigraphic units: the Golfito Terrane, the Burica Terrane, the Rincón Block and The Osa-Caño Accretionary Complex. The paleomagnetic study extended to whole of Costa Rica and western Panama, along with a compilation of new and old data, allowed to define two more units: the Chorotega Terrane and the Nicoya Terrane, subdividing the Central America isthmus into a total of six distinct units.

The Chorotega Terrane constitutes most of the southern Middle American Landbridge and represent the western edge of the Caribbean Plate since the Late Cretaceous. The other terranes have originated outboard in the Paleopacific and were brought into contact with the Chorotega Terrane by plate convergence. They are considered as exotic terranes. The Nicoya Terrane comprises the Santa Elena Peninsula and most of the outer Nicoya Peninsula. The Nicoya Terrane includes the Nicoya Complex (*sensu stricto*) and should therefore be regarded as a composite terrane. The Golfito Terrane forms the Golfito region and extends into Panama to the Azuero Peninsula. It is composed of a basaltic basement overlain by Upper Cretaceous volcano-sedimentary series (Golfito Formation), in turn overlain by volcanoclastic series (Quebrada Achiote Formation) recording the Paleocene accretion of the terrane. The terrane is thought to have formed a marginal plateau of the Caribbean plate, transported northward by strike-slip along the rim of the Caribbean Plate. The Rincón Block forms the Osa peninsula isthmus. It is composed of a thick pile of Late Cretaceous to Eocene oceanic basalts, and represents a piece of island arc (Chorotega ?) tectonically incorporated to the collage of exotic terranes. The Burica Terrane forms the Burica Peninsula. Late Cretaceous oceanic basalts form the basement of the terrane, unconformably overlain by Paleocene sediments partly derived from an intraoceanic platform mounted on an oceanic seamount. The terrane is thought to represent an accreted, structurally high, portion of an intraoceanic primitive island arc. The outer Osa Peninsula and the Caño Island are part of the Osa-Caño Accretionary Complex, a mélangé-type complex, characterised by strongly deformed turbidites, hemipelagic and pelagic sediments. The complex includes blocks of reworked shallow water Eocene limestones, as well as Late Cretaceous to Miocene exotic blocks (basalts and associated pelagic sediments), incorporated to the complex by offscraping of the subducting plate. Three units were defined within the complex, which are the San Pedrillo Unit, the Cabo Matapalo Unit and the Salsipuedes Unit.

The paleomagnetic data for the Chorotega Terrane indicate an origin close to its present latitude and no significant rotation relative to South America since Late Cretaceous time. The paleomagnetic data obtained from the Nicoya Terrane imply a low southerly Late Cretaceous paleolatitude and almost no rotation relative to the Chorotega Terrane. The Nicoya Terrane was about 16° of latitude south relative to the Chorotega Terrane in Late Cretaceous times. The paleomagnetic data from the Golfito Terrane indicate a Late Cretaceous equatorial paleolatitude and counter clockwise rotation of about 60° relative to the Chorotega Terrane. Similar paleomagnetic data were obtained from the Azuero Peninsula in southwestern Panama. The paleomagnetic data from the Burica Terrane indicate a low northerly latitude in the Paleocene and a counter clockwise rotation of nearly 90° relative to the Chorotega Terrane.

## RIASSUNTO

La cartografia dettagliata della costa sud-pacifica del Costa Rica, sostenuta dai dati stratigrafici, biostratigrafici e paleomagnetici, così come dai dati geochimici preliminari, ci ha permesso di definire in questa regione quattro unità tettonostratigrafiche distinte: il "Golfito Terrane", il "Burica Terrane", il Blocco di Rincón e il Complesso di Accrezione di Osa-Caño. Lo studio paleomagnetico dei sedimenti pelagici del Cretaceo superiore e del Terziario, esteso all'insieme del Costa Rica e al Panama occidentale, e l'integrazione dei dati già noti, ci hanno permesso di definire inoltre il "Chorotega Terrane" e il "Nicoya Terrane", portando a sei il numero delle unità che costituiscono l'istmo dell'America Centrale.

Il "Chorotega Terrane" comprende la maggior parte dell'istmo e costituisce, dal Cretaceo superiore in poi, il margine occidentale della placca Caraibica. Le altre cinque unità, aggiuntasi a questo margine durante il Terziario, rappresentano i terreni "esotici" rispetto al "Chorotega Terrane". Il "Nicoya Terrane" comprende la Penisola di Santa Elena e la parte esterna della penisola di Nicoya. Il Complesso de Nicoya (*sensu stricto*) costituisce il substrato di questo "Terrane", che deve dunque essere considerato come composito. Il "Golfito Terrane" comprende la regione di Golfito e la penisola d'Azuero nel Panama. E' composto da un substrato basaltico, sormontato da una serie vulcano-sedimentaria del Cretaceo superiore (Formazione Golfito), a sua volta seguita da successioni vulcano-clastiche (Formazione Quebrada Achioté) che registrano l'accrezione paleocenica del "Terrane" stesso. Quest'ultimo rappresenta un frammento marginale del "plateau oceanico" caraibico, staccato e trasportato verso il Nord lungo il margine della placca caraibica. Il Blocco di Rincón comprende l'istmo della penisola d'Osa. E' costituito da spesse serie basaltiche oceaniche d'età Cretacico superiore-Eocene e rappresenta un frammento dell'arco insulare (Chorotega ?) incorporato tettonicamente al puzzle dei terreni esotici. Il "Burica Terrane" comprende la penisola di Burica. E' composto da un substrato basaltico di età Cretaceo superiore, cui si sovrappongono delle serie sedimentarie paleogeniche, in parte derivate da una piattaforma carbonatica intraoceanica. Il "Burica Terrane" rappresenta un frammento di arco insulare primitivo, che ha formato un *seamount* oceanico. La zona sud-ovest della penisola d'Osa e l'Isola di Caño fanno parte del Complesso di Accrezione d'Osa-Caño. Questo complesso comprende un *mélange* di accrezione composto principalmente da serie torbiditiche, emipelagiche e pelagiche fortemente deformate. Contiene dei livelli risedimentati provenienti da piattaforme eoceniche e dei blocchi esotici (basalti e sedimenti associati), di età Cretacico superiore-Miocene, strappati alla placca oceanica durante la subduzione. Lo studio dettagliato del complesso ci ha permesso di riconoscere tre unità distinte: l'Unità di San Pedrillo, l'Unità di Cabo Matapalo e l'Unità di Salsipuedes.

I dati paleomagnetici indicano per il "Chorotega Terrane" un'origine, al Cretaceo superiore, vicina alla sua latitudine attuale e l'assenza di rotazioni rispetto all'America del Sud; per il "Nicoya Terrane" implicano un'origine leggermente sud-equatoriale al Cretaceo superiore (16° a sud del "Chorotega Terrane") e una rotazione ridotta rispetto a quest'ultimo. I dati paleomagnetici del "Golfito Terrane" indicano una paleolatitudine equatoriale al Cretaceo superiore e una rotazione antioraria di circa 60° rispetto a Chorotega. Dati simili sono stati ottenuti nella penisola di Azuero, nel Panama. Infine, i dati paleomagnetici del "Burica Terrane" indicano al Paleocene una origine leggermente a sud della sua latitudine attuale e una rotazione antioraria di circa 90° rispetto a Chorotega.

## ZUSAMMENFASSUNG

Die detaillierte Kartierung der Pazifik-Küste von Costa Rica, ergänzt durch stratigraphische, biostratigraphische und paleomagnetische Untersuchungen hat die Unterscheidung von vier tektono-stratigraphischen Einheiten erlaubt: Das Golfito "Terrane", das Burica "Terrane", der Rincón Block und der Osa-Caño Akkretionskomplex von . Die paleomagnetischen Untersuchungen der pelagischen Oberkreide- und Tertiär-Sedimente, welche sich über ganz Costa Rica bis nach West-Panama erstrecken, zusammen mit den bereits bekannten Daten, hat zudem die Unterscheidung von zwei weiteren "Terranes", des Chorotega und des Nicoya "Terranes" erlaubt. Somit erhöht sich die Anzahl der Einheiten, welche die Landenge Zentralamerikas bilden, auf sechs.

Das Chorotega "Terrane" bant den grössten Teil der Landenge auf und bildet seit der Oberkreide die westliche Grenze der karibischen Platte. Die fünf übrigen Einheiten, welche sich im Verlaufe des Tertiärs mit dieser Grenze verschmolzen haben, bilden exotische "Terranes" bezüglich des Chorotega "Terranes". Das Nicoya "Terrane" umfasst die Santa Elena Halbinsel und den externen Teil der Nicoya Halbinsel. Der Nicoya Komplex (*sensu stricto*) bildet die Unterlage dieser Einheit, welche somit als zusammengesetzte Einheit bezeichnet werden muss. Das Golfito "Terrane" umfasst die Region von Golfito und die Azuero Halbinsel (Panama). Dessen basaltischer Sockel wird von vulcano-sedimentären sequenzen der Oberkreide (Golfito Formation) überlagert, die ihrerseits von vulkanoklastischen Serien (Quebrada Achiotte Formation) überlagert sind, welche die Akkretion im Palozän registrieren. Das Golfito "Terrane" repräsentiert ein randliches Fragment der ozeanischen Karibik-Platte, welches vom Rand abgebrochen und entlang der karibischen Platte gegen Norden transportiert wurde. Der Rincón Block bildet die Landenge der Halbinsel Osa. Er ist aus mächtigen ozeanischen oberkretazischen bis eozänen Basalten zusammengesetzt und bildet ein Fragment des Inselbogens (Chortega ?), welches tektonisch in das Puzzle von exotischen Einheiten eingliedert ist. Das Burica "Terrane" bant die Halbinsel Burica auf. Ihr Sockel von oberkretazischen Basalten wird von paleogenen Sedimenten überlagert, welche zum Teil von einer intraoceanischen Karbonatplattform resedimentiert wurden. Die Einheit wird als Bruchstück eines frühen Stadiums eines Inselbogens interpretiert, welcher einst einen ozeanischen "Seamount" bildete. Der Süd-Westen der Halbinsel Osa und die Insel Caño sind Teile des Osa-Caño Akkretionskeils. Dieser Komplex bildet ein "mélange" welches sich hauptsächlich aus stark deformierten turbiditischen, hemipelagischen und pelagischen Serien zusammensetzt. Er enthält Resedimente eozäner Plattformen und exotische Blöcke oberkretazischen bis miozänen Alters (Basalte und assoziierte Sedimente), welche im Verlauf der Subduktion von der ozeanischen Platte abgerissen wurden. Die genaue Untersuchung des Komplexes führte zur Unterteilung in drei Einheiten: Die Einheiten San Pedrillo, Cabo Matopalo und Salipuedes.

Die paleomagnetischen Daten des Chorotega "Terranes" weist eine ursprüngliche Lage nahe der neufigen Breite und keine Rotation bezüglich Südamerika seit der Oberkreide nach. Die paleomagnetischen Daten des Nicoya "Terranes" erfordern für die Oberkreide eine Position wenig südlich des Equators (16° südlich der Chorotega Einheit) und eine schwache Rotation bezüglich der Letzteren. Die paleomagnetischen Daten des Golfito "Terranes" ergeben eine equatoriale Paleobreite in der Oberkreide und eine Rotation im Gegenuhrzeigersinn von ungefähr 60° bezüglich Chorotega. Aehnliche Daten wurden auf der Halbinsel Azero (Panama) gefunden. Die paleomagnetischen Daten des Burica "Terranes" ergeben für das Paleocän eine Lage etwas im Süden seiner heutigen und eine Rotation im Gegenuhrzeigersinn von ungefähr 90° bezüglich Chorotega.

## I. INTRODUCTION

### I. 1. GÉNÉRALITÉS

Des roches de nature basaltique avec leurs sédiments associés affleurent tout au long de la côte Pacifique du Costa Rica, du Panama et de la Colombie nord-occidentale. Les péninsules de Nicoya et Santa Elena, au nord-ouest du Costa Rica, représentent les zones les plus étudiées de ces affleurements de soubassements basiques. Dengo (1962a) définit pour la première fois, dans la péninsule de Nicoya, le Complexe de Nicoya comme un soubassement basaltique tectonisé et des sédiments océaniques associés, d'âge pré-Sénonien, recouverts en discordance par des sédiments pélagiques du Crétacé supérieur. Une analyse plus détaillée et une redéfinition du Complexe de Nicoya est fournie par Kuijpers (1980), qui pour la première fois propose l'existence de nappes au sein du complexe. Bourgois et al. (1984), puis Azéma et al. (1985) raffinent encore la définition du Complexe de Nicoya, composé des Unités d'Esperanza et de Matapalo, chevauchées par l'Unité ultramafique de Santa Elena et apportent des précisions sur l'histoire de mise en place des nappes. Des âges allant du Lias supérieur au Santonien ont été déterminés pour différentes parties du complexe (Schmidt-Effing, 1979; Baumgartner, 1984; de Wever et al., 1985).

Reconnaissant la présence de roches basaltiques d'affinité océanique tout au long de la marge Pacifique de l'isthme d'Amérique Centrale, de nombreux auteurs ont interprété ces corps de roches comme faisant partie d'une seule et même unité: le Complexe de Nicoya (Henningsen & Weyl, 1967; Pichler & Weyl, 1973; Schmidt-Effing, 1979; Berrangé & Thorpe, 1988; Bowland & Rosencrantz, 1988; Escalante, 1990; Frisch et al, 1992). Néanmoins, il a été montré qu'il existe des différences fondamentales, au niveau des âges, lithologies, structures tectoniques, caractéristiques géochimiques et signatures paléomagnétiques entre différentes régions de la côte Pacifique (Wildberg, 1984; Baumgartner, 1984; Baumgartner et al., 1984; Baumgartner, 1987; Frisch et al., 1992). Baumgartner (1987) interprète les formations basaltiques au sud de la péninsule de Nicoya comme des unités distinctes du Complexe de Nicoya. Baumgartner et al. (1989) et Baumgartner (1990) proposent une subdivision de la côte Pacifique du Costa Rica en trois terrains tectonostratigraphiques supposés, le Complexe de Nicoya, le Terrain de Golfito et le Terrain de Burica, et proposent l'existence d'un mélange, le Complexe d'Accrétion de Caño, produit par la subduction tertiaire dans la fosse d'Amérique Centrale. Di Marco et al. (*in press*) propose une synthèse des résultats de notre groupe de travail au Costa Rica et présente les résultats préliminaires de cette thèse, y compris et surtout les données paléomagnétiques qui supportent la subdivision proposée pour le Costa Rica-Panama.

Ce travail présente une étude de la zone sud du Costa Rica. La cartographie détaillée de cette région encore très mal connue et particulièrement la cartographie des zones d'arrière-pays (rivières), accompagnée de nombreuses datations biostratigraphiques, nous a permis de différencier, dans cette région, quatre unités distinctes et de reconstituer les tectonostratigraphies caractérisant chaque unité. Ces quatre unités sont: le Terrain de Golfito, le Terrain de Burica, le Bloc de Rincón et le Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño (redéfinition du Complexe d'Accrétion de Caño). Deux autres unités ont encore été définies pour le reste du pays sur la base de données antérieures (Baumgartner et al., 1984) et de données nouvelles. Il s'agit du Terrain de Chorotega et du Terrain de Nicoya. Ces derniers ne sont présentés que brièvement dans ce travail. Plus de détails sont fournis dans Di Marco et al. (*in press*). Une étude paléomagnétique a été effectuée sur l'ensemble du Costa Rica et au Panama qui, avec les

données stratigraphiques, a permis d'établir le degré d'allochtonie des différentes unités par rapport à la plaque Caraïbe et de reconstituer l'évolution tectonique de la marge active d'Amérique Centrale méridionale.

### I. 2. CADRE DE L'ÉTUDE

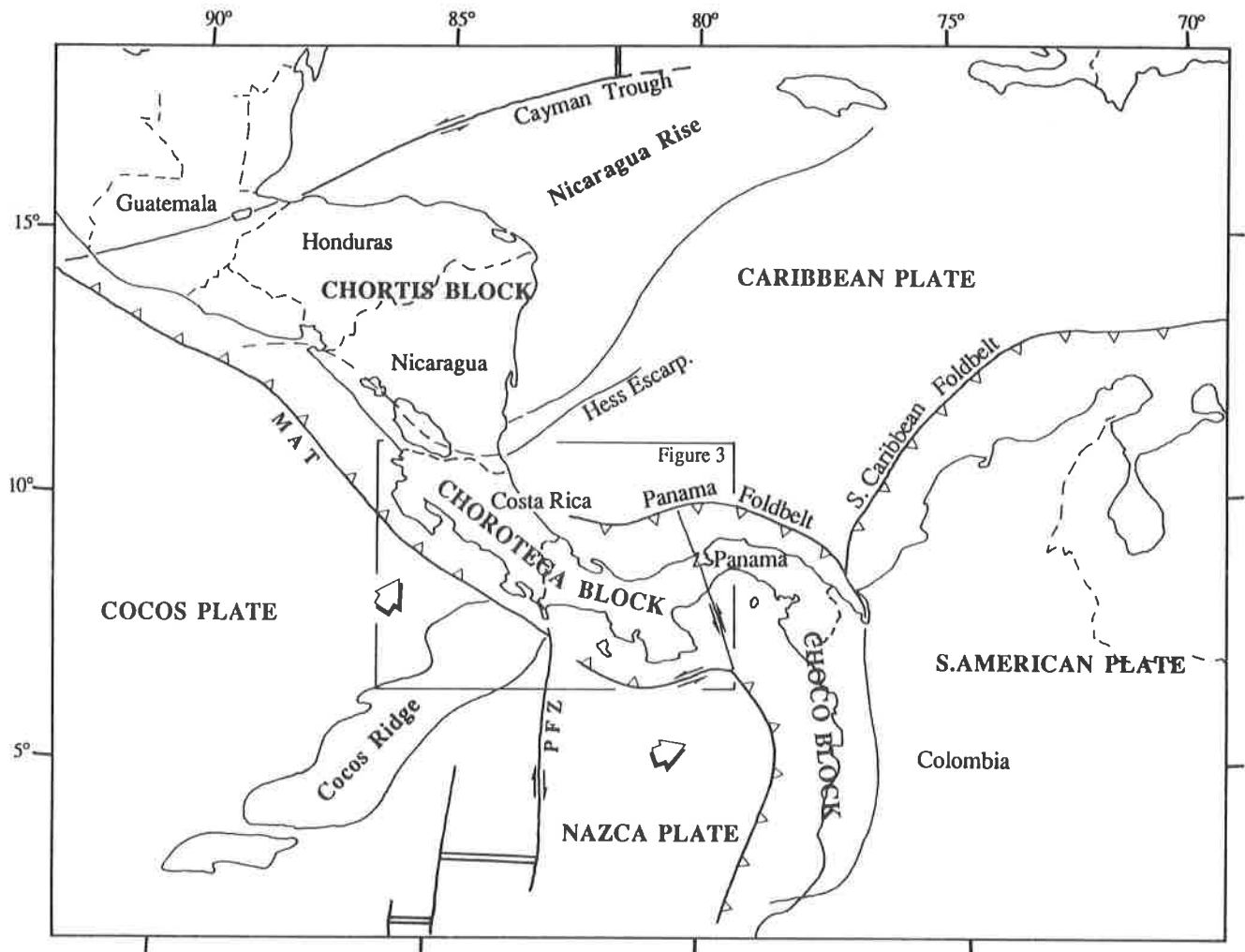
Le plus gros du travail de terrain a été mené dans les péninsules d'Osa, Burica et dans la région de Golfito. Ces régions sont situées dans une zone de climat tropical humide et sont donc couvertes à 90% par des forêts pluvieuses très denses. L'abondance des pluies, qui engendre une altération très rapide des roches, et l'exubérance de la végétation limitent le champs d'observation. Le soubassement rocheux affleure exclusivement le long des côtes et dans les rivières où l'action de l'eau permet un "rafraîchissement" permanent des affleurements. Les levés géologiques dans un tel contexte correspondent donc à des observations linéaires. La compréhension tridimensionnelle du terrain découle de l'extrapolation de ces observations linéaires, laissant donc une large place à l'interprétation. De plus, les affleurements sont souvent interrompus par des zones de sols (lacunes d'affleurement), qui peuvent parfois correspondre à des zones fracturées (faille ou diaclase), ces dernières favorisant l'altération. Par conséquent, une section continue atteint généralement quelques dizaines de mètres, rarement 100 m et exceptionnellement quelques centaines de mètres! Il est donc souvent difficile de remettre en séquence ces observations quasiment ponctuelles afin de reconstituer des colonnes stratigraphiques, ces séquences dépendant de l'importance que l'on accorde à l'effet de la faille pouvant coïncider avec la lacune d'affleurement. Pour reconstituer les séquences stratigraphiques régionales sur la base d'observations locales, la meilleure solution est d'effectuer la biostratigraphie détaillée du plus grand nombre possible de localités, ce qui permet de caler dans le temps les observations ponctuelles les unes par rapport aux autres et d'obtenir une image synthétique de la stratigraphie de chaque région.

### I. 3. GÉOLOGIE RÉGIONALE

L'isthme d'Amérique Centrale (Costa Rica, Panama) est situé sur la marge ouest de la plaque Caraïbe (Fig. 1). Plus à l'ouest, les plaques de Cocos et de Nazca sont subduites sous la plaque Caraïbe, le long de la fosse d'Amérique Centrale (*Middle America Trench*, MAT). Les plaques de Cocos et de Nazca sont séparées l'une de l'autre par la Zone de Fracture du Panama (PFZ) (Lonsdale & Klitgord, 1978). Au nord, on trouve le Bloc de Chortis, un craton précambrien (?) et paléozoïque de roches métamorphiques et ignées (Case et al., 1984). Au sud-est, l'Amérique Centrale isthmique est séparée du craton sud-américain par une zone de suture complexe encore controversée qui traverse la Colombie occidentale (Dengo, 1985).

L'axe central du Costa Rica est occupé par un arc volcanique. La zone de *backarc* au nord-est est occupée par de vastes plaines alluviales, alors que la zone de *forearc* au sud-ouest est constituée d'une ride complexe représentant des fragments de croûte océanique et sédiments associés (Fig. 2). Le prisme d'accrétion forme la zone comprise entre cette ride complexe et la MAT.

L'entrée en subduction dès le Pléistocène (Lonsdale & Klitgord, 1978) de la ride asismique de Cocos (point chaud des Galapagos) a radicalement changé l'environnement tectonique de la région, produisant notamment un soulèvement majeur de la portion d'arc qui se trouve dans l'axe de la ride, ainsi que le soulèvement du Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño dans la péninsule d'Osa et de sa couverture discordante néogène (Corrigan et al., 1990; Kolarsky et al., *in press*). Cette collision est également responsable du système de failles actives actuel (Montero & Dewey, 1982; Morales, 1985; Corrigan et al., 1990).



**Figure 1.** Cadre tectonique de l'Amérique Centrale, modifié d'après Case and Holcombe (1980). MAT=Middle America Trench; PFZ=Panama Fracture Zone.

**Figure 1.** Tectonic setting of Central America. Modified from Case and Holcombe (1980). MAT=Middle America Trench; PFZ=Panama Fracture Zone.

#### I. 4. SUBDIVISION TECTONOSTRATIGRAPHIQUE

Il y a plus de 30 ans déjà, Dengo (1962a) exprimait certaines réserves quant au regroupement des soubassements basaltiques affleurant au sud du Costa Rica avec le Complexe de Nicoya, principalement à cause de l'absence de la phase de déformation pré-campanienne qui caractérise le Complexe de Nicoya. Les mêmes réserves quant au prolongement du Complexe de Nicoya vers le sud furent émises par Azéma et al. (1983), basées sur les âges biochronologiques des formations de la péninsule d'Osa. Sur la base de données paléomagnétiques, Gose (1983) suggère que le Complexe de Nicoya représente un terrain exotique accréé à l'arc d'Amérique Centrale au Miocène supérieur.

Ces idées "divisistes" ou "allochtonistes" n'ont guère été reprises, certains auteurs allant jusqu'à faire des comparaisons à grande échelle entre les différents soubassements de l'Amérique Centrale, du nord de la chaîne des Andes et de la plaque Caraïbe, basées sur le caractère basique et les structures complexes de ces différents soubassements (Bourgeois et al., 1982; Bowland & Rosencrantz, 1988).

Le présent travail a été focalisé sur l'étude géologique de la zone sud du Costa Rica. Néanmoins, afin d'avoir une vision régionale de l'évolution de l'ensemble de l'isthme d'Amérique Centrale, l'étude paléomagnétique a été étendue à la région nord du Costa Rica et au Panama occidental. Cela nous a permis de suspecter l'existence de deux unités qui sont exposées en dehors de la zone d'étude (le Terrain de Chorotega et le Terrain de Nicoya). Les stratigraphies caractérisant ces deux unités ont donc été réexaminées, en collaboration avec le Professeur Baumgartner, en tenant compte de la possible allochtonie de la partie externe de la péninsule de Nicoya. Bien qu'elles ne concernent pas directement la zone étudiée, ces stratigraphies sont présentées dans ce travail, afin d'avoir une vision générale de la nature de toutes les unités. Les données pour les terrains de Nicoya et Chorotega sont en grande partie basées sur les travaux de recherche menés ces 12 dernières années par différents groupes de travail, entre autres par des membres de la *Escuela Centroamericana de Geología* (Université du Costa Rica) sous la direction du Professeur Baumgartner. Ces données font l'objet d'une publication commune en cours d'impression (Di Marco et al., in press). Dans le présent travail, la description des terrains de Chorotega et Nicoya est directement tirée de cette publication.

Nous avons choisi d'adopter la nomenclature des terrains (ou *exotic terranes*; Howell et al., 1985), car les terrains affleurant le long de la marge Pacifique du Costa Rica sont représentés par une série de blocs de soubassement, limités par des failles et possédant une stratigraphie plus ou moins unique pour chaque région. Les *Principes de l'Analyse des Terrains*, énoncée par Howell et al. (1985) et cités ci-après, sont donc satisfaits dans la région étudiée.

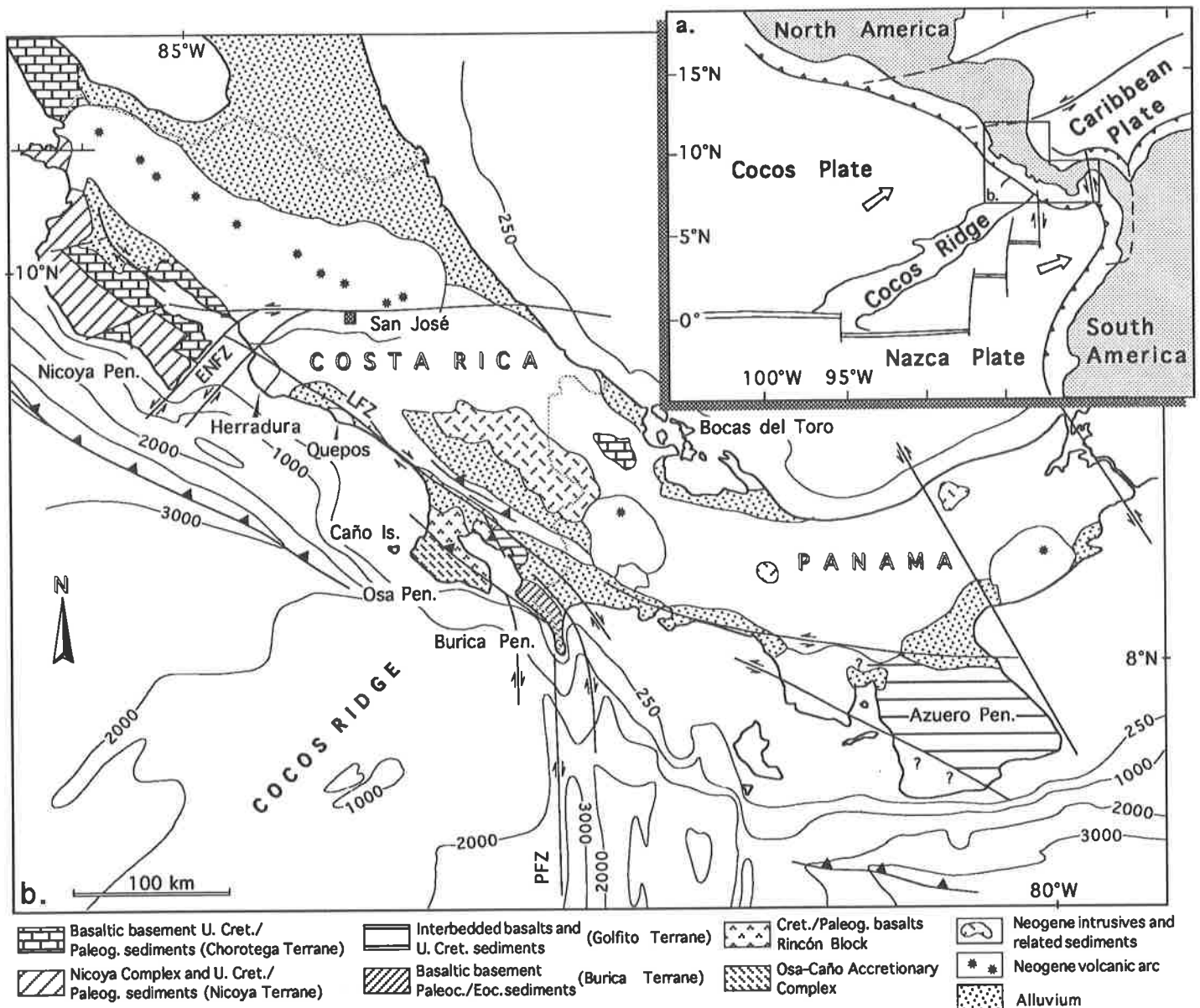
Un terrain tectonostratigraphique est un ensemble de roches limité par des failles, d'extension régionale, caractérisé par une histoire géologique différente des terrains voisins. Les terrains peuvent être différenciés intrinsèquement par des stratigraphies distinctes, mais dans certains cas la meilleure distinction se fait sur la base des caractéristiques tectoniques ou métamorphiques. [p. 4]

Le fait que des terrains, limités par des failles, dans la ceinture circum-Pacifique, aient des séquences stratigraphiques différentes implique qu'ils ont bougé les uns par rapport aux autres et par rapport au craton. La quantité de mouvement peut ne pas être grande, mais doit être suffisante pour juxtaposer des roches différentes et séparer complètement les tendances originales de faciès. [p. 9]

### I. 5. EXTENSION ET LIMITES DES TERRAINS

Les différents terrains sont séparés les uns des autres par des failles ou zones de failles. Dans la plupart des cas, ces zones de failles ne représentent pas les zones de sutures originales résultant de l'accrétion des terrains, mais des zones de failles néogènes, ou des failles actives. L'agencement actuel des terrains est donc le résultat d'un emplacement multiphasé, regroupant les épisodes d'amalgamations initiales et de déplacements successifs postérieurs, le long de zones de *strike slip*. Les différents épisodes de cette accrétion polyphasée sont documentés par les phases de déformations et par les séquences de recouvrement (*overlap sequences*).

Le Terrain de Chorotega forme la plus grande partie de l'isthme d'Amérique Centrale. Il représente la marge occidentale de la plaque Caraïbe et forme le soubassement original de l'arc volcanique néogène à récent qui occupe la zone centrale de l'isthme. Il comprend le sud-ouest du Nicaragua (Rivas Basin), la partie centrale du Costa Rica, y compris la partie interne de la péninsule de Nicoya, et s'étend au Panama, au moins jusqu'à la région des Bocas del Toro (Fig. 2). Le nom Terrain de Chorotega est tiré de Dengo (1985) qui subdivise l'isthme en *Chorotega block* et *Choco block* (Fig. 1). La séparation entre ces deux blocs étant le résultat d'une déformation néogène (Mann & Corrigan, 1990), le nom *Terrain de Chorotega* représente une zone qui englobe l'ensemble de l'isthme.



**Figure 2.** (a) Éléments principaux du cadre tectonique d'Amérique Centrale (voir Fig. 1). (b) Carte géologique et tectonique du Costa Rica et du Panama occidental, montrant la distribution des terrains tectonostratigraphiques de la région étudiée (les séquences de recouvrement ont été retirées de la figure). ENFZ = East Nicoya Fracture Zone. LFZ = Longitudinal Fault Zone. PFZ = Panama Fracture Zone.

**Figure 2.** (a) General outlines of the tectonic setting of Central America (see Fig. 1). (b) Geological map showing the main tectonic features and distribution of the tectonostratigraphic terranes of Costa Rica and western Panama (overlap sequences have been removed). ENFZ = East Nicoya Fracture Zone. LFZ = Longitudinal Fault Zone. PFZ = Panama Fracture Zone.



Le Terrain de Chorotega est limité au sud-ouest par une zone de faille communément appelée Zone de Faille Longitudinale (LFZ; Fig. 2). Cette dernière isole tectoniquement les promontoires et péninsules de la côte Pacifique de l'arrière-pays.

La limite entre le Terrain de Chorotega et le Bloc de Chortis n'est pas encore clairement connue. Du côté Caraïbe, elle pourrait coïncider avec le *Hess Escarpment* (Case et al., 1984) (Fig. 1). A terre, la limite entre les deux blocs suit probablement la dépression du Nicaragua, qui sépare la partie centrale du Nicaragua de la côte Pacifique. En effet, des données paléomagnétiques préliminaires (Elming, 1992) semblent montrer que la plus grande partie de la côte Pacifique du Nicaragua se rattache au Terrain de Chorotega, alors que la partie centrale se rattache au Honduras, donc au Bloc de Chortis.

Le Terrain de Nicoya comprend la péninsule de Santa Elena et la partie externe de la péninsule de Nicoya (Fig. 2). Le Complexe de Nicoya (*sensu* Azéma et al., 1985) formant le soubassement du Terrain de Nicoya, ce dernier doit être considéré comme un terrain composite (Howell et al., 1985), car le Complexe de Nicoya est le produit d'un orogène pré-Sénonien (Azéma et al., 1985), transporté, puis accrété à l'arc insulaire d'Amérique Centrale au Paléocène.

La limite entre le Terrain de Chorotega et le Terrain de Nicoya est à l'heure actuelle encore mal comprise. La limite est principalement représentée par des failles orientées NW-SE (Fig. 2, Fig. 3), qui comprennent une composante transformante impor

tante. Ces failles sont recoupées dans la péninsule de Nicoya par des failles plus jeunes orientées SW-NE, qui peuvent être raccordées à la *East Nicoya Fracture Zone* (ENFZ) (Corrigan et al., 1990) qui longe la côte sud-est de la péninsule de Nicoya (Baumgartner et al., 1984; Burbach et al., 1984). Une déformation multiphasée combinant les deux familles d'accidents est interprétée comme responsable de l'isolement tectonique de la région de Puerto Carillo du reste du Terrain de Chorotega (Fig. 2, Fig. 3).

Au sud de la ENFZ, un puzzle hétérogène de terrains borde le Terrain de Chorotega. Le promontoire d'Herradura se situe à la jonction de la ENFZ et de la LFZ et est affecté par les deux systèmes de failles. Nous l'incluons pour le moment dans le Terrain de Chorotega, mais cette région mérite d'être étudiée plus avant. Le promontoire de Quepos est séparé du Terrain de Chorotega par la LFZ et présente une stratigraphie particulière (Baumgartner et al., 1984; Winsemann, 1992), qui pourrait mener à le considérer comme un terrain allochtone (P.O. Baumgartner, comm. pers.).

Les péninsules d'Osa et Burica et la région de Golfito sont également séparées du Terrain de Chorotega par la LFZ. Ces régions regroupent les terrains de Golfito et Burica, le Bloc de Rincón et le Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño (Osa-Caño Accretionary Complex, OCAC). Le Terrain de Golfito forme la région de Golfito et pourrait s'étendre, sur la base de données paléomagnétiques, en direction du Panama pour former une partie de la péninsule d'Azuero. Le Terrain de Burica forme la péninsule de Burica. Le Bloc de Rincón forme l'isthme de la péninsule d'Osa. Le OCAC forme la partie externe de la péninsule et l'on peut déduire de données sismiques non publiées qu'il se prolonge de part et d'autre pour former une partie du prisme d'accrétion de la fosse d'Amérique Centrale (Fig. 2). Ces différentes unités sont séparées les unes des autres par des failles inverses à fort pendage, observées ou déduites d'observations de terrain ou des données sismiques non publiées.

## I. 6. BIOSTRATIGRAPHIE

Un grand nombre de déterminations de foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur et du Tertiaire ont été effectuées au cours de ce travail. Ces déterminations ont été supervisées par M. Caron, pour le Crétacé et par J. B. Saunders, pour le Tertiaire.

Pour la détermination des foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur, les travaux de Robaszinsky et al. (1984) et Caron (1985) ont fait usage de référence. Quant à la détermination en lames minces des foraminifères planctoniques du Cénozoïque, elle n'est guère utilisée par les biostratigraphes. Mis à part Postuma (1971), les références manquent dans ce domaine. Les travaux de base pour la taxonomie sont ceux de Stainforth et al. (1975), Toumarkine and Luterbacher (1985) et Bolli and Saunders (1985).

La qualité des affleurements et le contexte géologique dans la région étudiée (mélange d'accrétion) font que l'on n'observe jamais de séries sédimentaires continues, mais des corps de roches de petites dimensions (décamétriques) et généralement isolés. Pour le Crétacé supérieur, la détermination d'un âge pour un bloc isolé est relativement aisée. En revanche, donner un âge à une association de faunes tertiaires dans un bloc isolé n'est pas une chose facile. Il faut faire d'abord appel à des critères généraux sur la distribution stratigraphique de certains genres et sur les critères de détermination de ces genres en lames minces. Une fois l'âge grossièrement déterminé, on peut préciser et/ou confirmer par recoupement la présence d'un certain nombre d'espèces associées. Les critères principaux que nous avons utilisés pour le Cénozoïque sont les suivants:

(1) Le Paléocène inférieur est difficile à identifier. Il est représenté par une faible diversité d'espèces, des petites formes à trochospires relativement basses (petites formes de *Globigerina*, *Planorotalites*). Mais ce type de formes se retrouvent également plus haut associées à des formes plus développées (Planche 4, n° 1-4). Il est donc difficile de diagnostiquer le Paléocène inférieur, puisqu'il se base sur l'absence des formes développées.

(2) Les *Morozovella* à loges anguleuses, voire crénelées, ainsi que les *Planorotalites* à trochospire basse et à loges ogivales caractérisent le Paléocène moyen-supérieur et l'Eocène inférieur-moyen. La géométrie des loges rend aisée leur identification en lame mince. Les *Acarinina* et *Truncorotaloids* caractérisés par un test grossier et épineux caractérisent le même intervalle (Planches 3 et 4).

(3) Dans l'intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur, les sections de *Globigerina velascoensis* (trochospire basse, face spirale plate à concave et face ombilicale ornée d'une série de larges lèvres recouvrant presque entièrement l'ombilic) sont faciles à identifier en sections (Planche 3, n° 18-20)

(4) Les formes planispiralées à loges globuleuses sont représentées par les genres *Pseudohastigerina* et *Hastigerina*, ce dernier montrant un enroulement trochospiralé dans le stade juvénile. Ces formes apparaissent à partir du Paléocène supérieur/Eocène inférieur (Planche 3, n° 21; Planche 5, n° 6)

(5) Dans l'Eocène moyen-supérieur, on peut reconnaître le genre *Globigerinatheka* par la loge terminale recouvrant entièrement l'ombilic, à condition que la section recoupe les tours internes et ne soit pas trop oblique (Planche 4, n° 6-8 et n° 14).

(6) Il est souvent possible d'observer en lames minces les bullae (plaques imperforées couvrant l'ouverture ombilicale), notamment pour le genre *Catapsydrax* (Planche 4, n° 18-20; Planche 5, n° 1). On ne trouve pas de formes à bullae avant l'Eocène moyen.

(7) L'observation de loges clavées en section équatoriale permet de reconnaître sans équivoque le genre *Clavigerinella* de l'Eocène moyen (Planche 4, n° 5; Planche 5, n°19).

(8) Les espèces du genre *Globigerina* (loges globuleuses, enroulement trochospiralé) sont généralement très difficiles à identifier en sections. Elles montrent une explosion de diversité à partir de l'Eocène moyen-supérieur et dans l'Oligocène (Planches 4 et 5). Il faut faire attention aux sections obliques de certaines *Globigerines* qui peuvent évoquer des sections de *Globigerinatheka*.

(9) L'apparition de formes dont la loge terminale enveloppe totalement les loges précédentes caractérise le Miocène moyen. Il s'agit de l'espèce *Orbulina universa* (Planche 5, n° 5-6). Pour éviter la confusion avec des sections particulière d'*Orbulinoïdes beckmani* (Eocène moyen) ou de certaines *Globigerinatheka* à loge terminale largement recouvrante, il faut que la section présentant la loge terminale enveloppante recoupe également les loges des tours internes.

(10) Il faut également dire un mot des formes sériées. Les formes sériées sont bien représentées dans le Paléogène, jusqu'à l'Oligocène moyen, par le genre *Chilogumbelina* (Planche 4, n° 4,9,15; Planche 5, n° 8). Elles n'apparaissent plus tard qu'au Miocène moyen/supérieur, représentées par le genre *Streptochilus*, qui regroupe des formes sériées de très petites tailles (Beckmann, 1957; Kennett and Srinivasan, 1983). L'intervalle Oligocène supérieur-Miocène moyen/supérieur est dépourvu de formes sériées.

### I. 7. LIMITES POUR L'UTILISATION DU PALÉOMAGNÉTISME DANS LES CARAÏBES

Le paléomagnétisme est reconnu comme l'une des principales méthodes à utiliser pour les reconstitutions cinématiques de l'histoire d'accrétion de terrains exotiques (Howell et al., 1985). Les terrains doivent avant tout être définis sur des critères géologiques. Ensuite, les mesures paléomagnétiques permettent de tester, au sein d'une unité prédéfinie, la cohérence des valeurs de rotations et de paléolatitudes, et de calculer la quantité de déplacements relatifs entre les différents terrains. Van der Voo (1990) présente sept critères de fiabilité pour les données paléomagnétiques. Les critères les plus importants concernent l'âge de la magnétisation, le contrôle structural (paléohorizontale) et les procédures de laboratoire.

En ce qui concerne le cadre tectonique global, il est généralement admis que les plaques Farallon (paléo-Pacifique oriental) et Caraïbe ont subi, depuis le Crétacé supérieur, un déplacement essentiellement ouest-est (relativement à l'Amérique du Nord) accompagné d'un mouvement sud-nord peu important (Engelbreton et al., 1985; Pindell, 1989; Pindell and Barrett, 1990). Les données paléomagnétiques ne fournissant aucune indication sur les paléolongitudes, la distinction entre les différentes unités doit se faire sur la base des paléolatitudes. Mais le cadre tectonique régional implique que les quantités de mouvements latitudinaux des différents terrains attachés soit à la plaque Caraïbe soit à la plaque Farallon ne peuvent pas être très importants depuis le Crétacé supérieur. Ces déplacements nord-sud s'opérant dans une fourchette réduite de latitudes, les différences de paléolatitudes entre les différents terrains seront également réduites (proches ou à l'intérieur de la marge d'erreur des mesures). Il faut donc que la précision soit poussée au maximum dans les stades d'acquisition et de traitement des données, pour parvenir à distinguer les différentes unités.

Rappelons et développons quelques critères de fiabilité des données paléomagnétiques (Van der Voo, 1990). Premièrement, le contrôle structural doit être bon. Nous émettons quelques réserves pour des données obtenues à partir de roches volcaniques (basaltes, etc.), dans lesquelles la paléohorizontale n'est pas clairement définie, car dans ce cas la correction

structurale est approximative. Deuxièmement, le cadre géologique et l'âge des différents sites d'échantillonnage doivent être bien connus pour éviter de traiter statistiquement ensemble des groupes de données appartenant à des unités géologiques différentes ou à des populations d'âges différents. Il est évident que le fait de calculer une moyenne sur un groupe de populations distinctes (sur la base de critère géologiques) peut diminuer ou même éliminer la distinction entre les différents groupes de populations. De plus le groupement de différentes populations va donner de grandes valeurs d'incertitude, alors que le traitement séparé des différentes populations va avoir tendance à les réduire. Finalement, il y a l'incertitude sur la polarité du champ magnétique terrestre au moment de l'aimantation de la roche. Lorsque l'on étudie des régions proches de l'équateur, il faut souvent envisager des solutions alternatives avec origine au nord ou au sud de l'équateur, l'une et l'autre représentant des solutions crédibles par rapport au cadre tectonique global. On peut remédier à ce problème en corrélant au plus près le site d'échantillonnage avec les échelles magnétostratigraphiques, par l'intermédiaire de la biostratigraphie détaillée des séries échantillonnées.

Dans le travail de Frisch et al. (1992), dont les conclusions pour la même région s'opposent aux nôtres, les critères de fiabilité de Van der Voo (1990) ne sont, pour la plupart, pas satisfaits. L'imprécision de leurs données ne permet pas de distinguer les différentes unités. Premièrement, la correction structurale pour les sites échantillonnés dans des basaltes (plus de 60% du total des sites) a été faite sur la base de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (AMS), en assumant que le petit axe de l'AMS est perpendiculaire à la paléohorizontale. Cette assumption découle de la bonne (selon les auteurs) corrélation sur un site entre ce petit axe et le pôle de la stratification de roches sédimentaires situées à proximité. En fait, la figure 9 de Frisch et al. (1992) démontre au contraire que ces deux directions sont clairement différentes (entre 10 et 23°). En conséquence, leurs corrections structurales sont inexactes pour les lithologies ignées. De plus, Frisch et al. (1992) opèrent une démagnétisation globale, principalement sous un champs alternatif à 15 mT et partiellement à des températures de 350° à 450°C, au lieu de traiter progressivement (par incrémentation) chaque échantillon de manière à mettre en évidence toutes les composantes de magnétisation. Cette méthode ajoute un facteur d'imprécision sur les résultats. Finalement, Frisch et al. (1992) ne présentent aucun *fold test* (McElhinny, 1964) significatif, qui permette de contrôler l'âge de la magnétisation. Les résultats d'un tel travail sont difficiles à intégrer dans d'autres études.

## I. 8. RÉFÉRENCES CARTOGRAPHIQUES

Les cartes locales, les affleurements et les échantillons sont généralement assignés à des positions cartographiques données sous forme de coordonnées orthogonales. Ces coordonnées à trois chiffres et une décimale se réfèrent aux coordonnées orthogonales kilométriques des feuilles au 1:50'000 de la carte du Costa Rica, produites par l'Instituto Geográfico de Costa Rica (1962), Ministerio de Transportes, San José, Costa Rica. Les coordonnées en longitudes et latitudes données dans le Chapitre VII ont été mesurées sur la base des feuilles au 1:200'000 de la carte du Costa Rica, produites par l'Instituto Geográfico Nacional (1970), San José, Costa Rica et des feuilles au 1:500'000 de la carte du Panama, produite par l'Instituto Geográfico Nacional "Tommy Guardia", Ministerio de Obras Publicas, Panama.

## II. LES TERRAINS DE CHOROTEGA ET NICOYA

### II. 1. INTRODUCTION

Les terrains de Chorotega et Nicoya représentent respectivement le soubassement de l'ensemble du Costa Rica (à l'exception des péninsules de la côte pacifique) et la partie externe des péninsules de Nicoya et Santa Elena. Ces régions ne faisant pas partie précisément de la zone d'étude de ce travail, elles ne seront pas discutées en détail ici. Néanmoins, une brève description des points importants constituant la stratigraphie de ces terrains, reprise de Di Marco et al. (in press), sera présentée ici afin de cerner complètement la subdivision tectonostratigraphique du pays et de comprendre l'évolution tectonique de la marge active d'Amérique Centrale.

### II. 2. LE TERRAIN DE CHOROTEGA

Le Terrain de Chorotega apparaît ponctuellement sous et en bordure de l'arc volcanique tertiaire à récent qui recouvre la plus grande partie du Costa Rica, dans les régions du Tempisque (partie interne de la péninsule de Nicoya), de Rivas (Nicaragua) et de Changuinola (côte Caraïbe du Panama) (Fig. 2, Fig. 3).

Le soubassement du terrain est constitué de basaltes océaniques. Plus de 600 m d'argilites bitumineuses, ainsi que des pélites siliceuses et des tuffs, de l'Albien-Santonien ont été observés interstratifiés dans les basaltes (Azéma et al., 1979; Astorga, 1987). Nous n'avons à disposition que peu de données sur la géochimie de ces basaltes, car les études récentes se rapportent principalement à la partie externe de la péninsule de Nicoya qui appartient au Terrain de Nicoya (voir plus loin). Pour plusieurs raisons, nous pensons cependant que le soubassement du Terrain de Chorotega, recouvert en grande partie par l'arc insulaire tertiaire à récent, représente l'extrémité occidentale de la plaque Caraïbe. D'une part, il est généralement admis qu'il n'y a pas de ruptures majeures entre le soubassement du Costa Rica et la plaque Caraïbe (Bowin, 1976; Moore, 1982; Dengo, 1983; Burke et al., 1984; Pindell et al., 1988, Pindell & Barrett, 1990). D'autre part, des forages profonds ont montré que le soubassement de la plaque Caraïbe était également formé par des séries volcano-sédimentaires d'âge Turonien-Campanien (Saunders et al., 1973). Le soubassement basaltique du Terrain de Chorotega est donc probablement, comme pour la plaque Caraïbe, également produit par des épanchements massifs de basaltes au Crétacé supérieur (venant recouvrir un plancher océanique plus ancien), événement connu sous le nom de *sill event* (Saunders et al., 1973; Fox & Heezen, 1975; Burke et al., 1978; Stoffa et al., 1981; Bowland and Rosencrantz, 1988).

Dans le Terrain de Chorotega, des formations ignées sont observées encore sous le Campanien de Bahia Murcielago (Baumgartner, 1984), ce qui suppose que l'activité volcanique s'est poursuivie localement jusqu'à cette époque. Dans les Caraïbes centrales, les derniers événements volcaniques sont d'âge pré-sénonien excepté dans le prolongement du *Nicaragua Rise*, où des séries volcano-sédimentaires du Campanien ont été forcées (Saunders et al., 1973).

Le Campanien du Terrain de Chorotega est caractérisé par des formations de brèches et conglomérats variés (principalement brèches de basaltes, mais aussi de carbonates de plateforme et de radiolarites) interstratifiés avec des séquences carbonatées pélagiques ou surmontés par ces mêmes séquences (Rivier, 1983; Baumgartner et al., 1984; Seyfried & Sprechmann, 1986; Winsemann, 1992). Ces dépôts de brèches et conglomérats documentent

une importante activité tectonique post-santonienne. Cette activité pourrait résulter de la séparation initiale des plaques Caraïbe et Farallon au Crétacé supérieur.

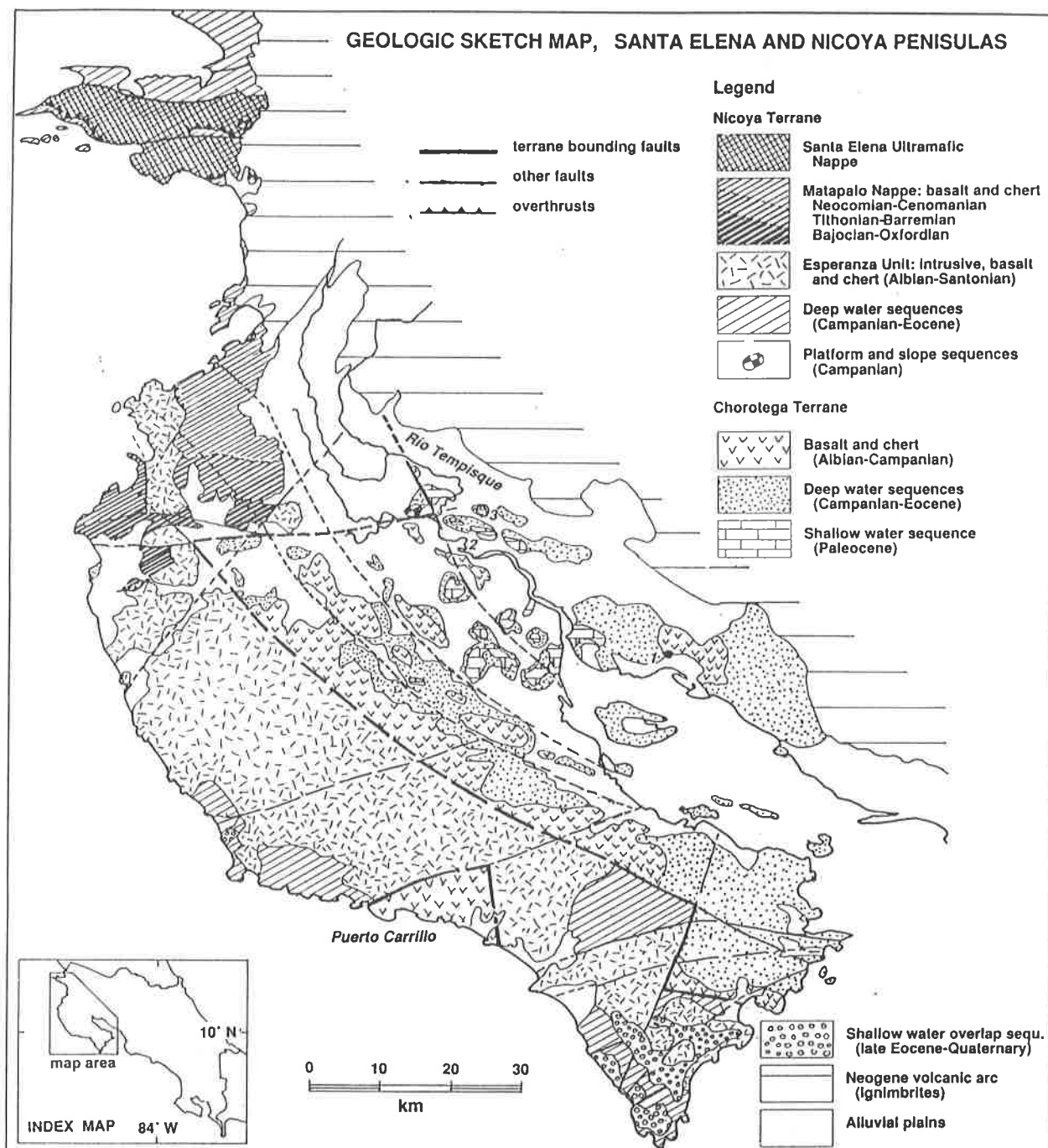
La stratigraphie du terrain se poursuit par une séquence de calcaires pélagiques blanc crème riches en *Globotruncanas* du Campanien supérieur-Maastrichtien moyen (Bahia Murcielago, Changuinola). Cette séquence pélagique est suivie par une séquence de plus de 3000 m de sédiments turbiditiques de *fore arc*, représentant une séquence continue jusqu'à l'Eocène moyen (Fig. 4). Dans la région du Tempisque, ces séries profondes sont recouvertes en discordance par une séquence transgressive de carbonates de plateforme, la Formation Barra Honda (Dengo, 1962b), qui débute localement dans le Paléocène supérieur (Calvo & Bolz, 1991) (Fig. 3). La mise en place d'une plateforme marque la fin d'un épisode compressif responsable du plissement et du soulèvement des formations turbiditiques, probablement lié à l'accrétion du Terrain de Nicoya. Les formations peu profondes, dont on trouve un équivalent dans l'Eocène du Terrain de Nicoya, sont considérées comme les séquences de recouvrement scellant l'accrétion de ce dernier avec le Terrain de Chorotega (Fig. 3).

## II. 3. LE TERRAIN DE NICOYA

### Le soubassement pré-Campanien des péninsules de Nicoya et Santa Elena

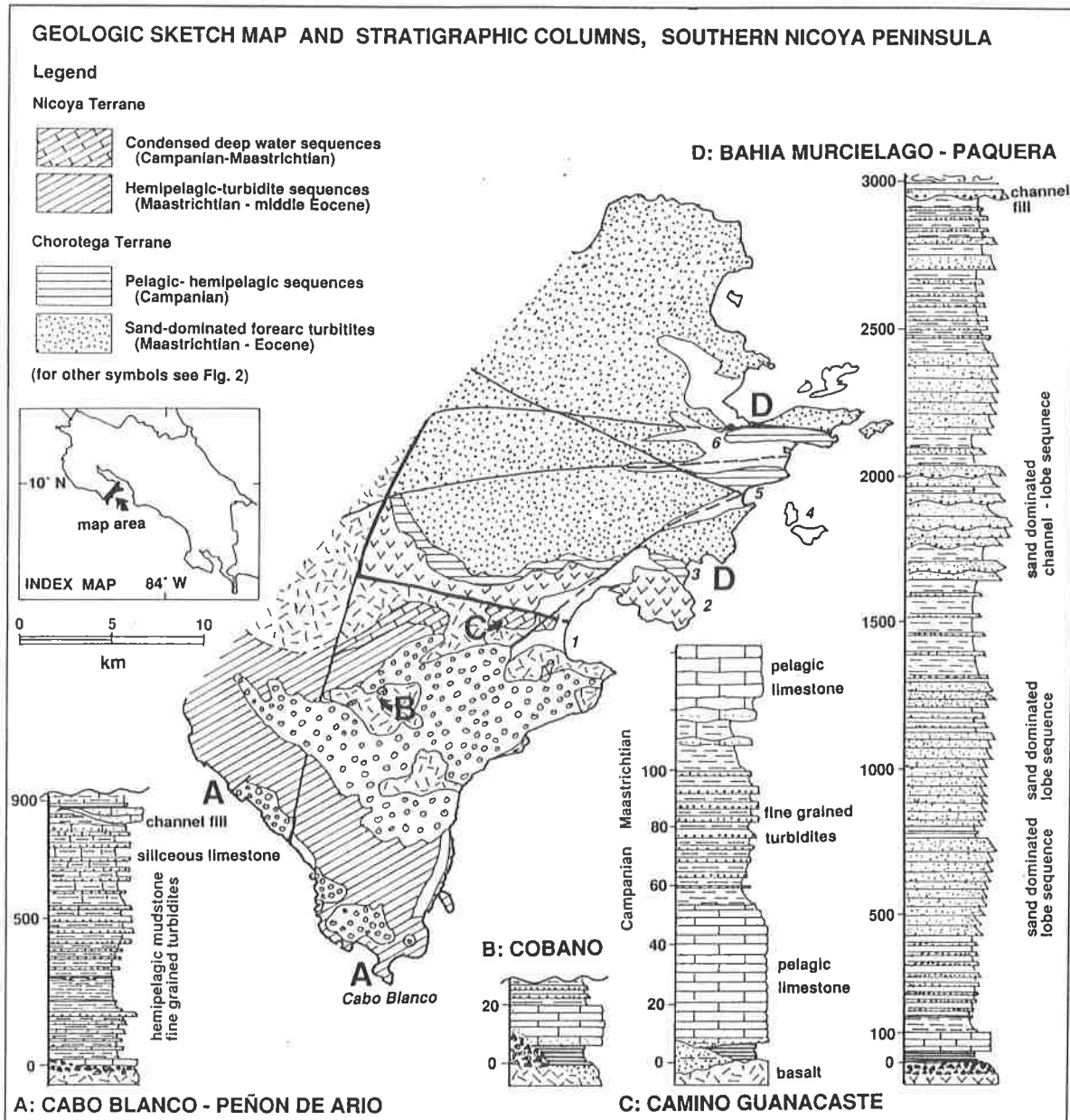
Les péninsules de Nicoya et Santa Elena représentent probablement l'une des régions les plus étudiées de d'Amérique Centrale méridionale. Le soubassement pré-Campanien de ces régions est formé d'une mégastucture comprenant trois unités (Fig. 3): (1) l'Unité d'Esperanza, qui représente l'autochtone relatif du Terrain de Nicoya et forme la plupart des affleurements de la péninsule; (2) l'Unité de Matapalo, qui chevauche localement l'unité précédente et se compose d'un soubassement océanique et de séries volcano-sédimentaires incluant des radiolarites d'âge bajocien à cénomaniens; (3) l'Unité de Santa Elena, qui est composée de roches mafiques et ultramafiques chevauchant l'Unité de Matapalo (Kuijpers, 1980; Azéma & Tournon, 1980; Bourgois et al., 1984; Azéma et al., 1985; Baumgartner, 1987). L'Unité de Matapalo présente des restes tectonisés d'associations de soubassement basaltiques et de couvertures radiolaritiques d'âge Jurassique moyen, Crétacé inférieur et Crétacé moyen (Baumgartner et al., 1984; Di Marco et al., in press). La mise en place des nappes, au sein du Complexe de Nicoya est le résultat d'une obduction datée du Santonien/Campanien inférieur, pour laquelle on a des évidences de déformation compressive à vergence sud (Strebin, 1982; Azéma et al., 1985; Meschede et al., 1988). L'obduction doit donc avoir été générées le long d'une zone transformante intra-océanique, située dans l'hémisphère sud (voir Chapitre VII. 7). Le soubassement tectonisé pré-sénonien et sa couverture discordante forme le Complexe de Nicoya et la présence de ce complexe tectonisé doit être considérée comme le critère de définition du Complexe de Nicoya. Ce soubassement complexe n'ayant été jusqu'alors observé que dans le terrain exotique de Nicoya, l'utilisation du terme de Complexe de Nicoya doit être restreinte à la désignation du soubassement de ce terrain et ne doit plus être utilisé pour désigner les autres soubassements océaniques d'Amérique Centrale. Quelques hypothèses sur l'histoire pré-sénonienne du Terrain de Nicoya sont discutées dans le Chapitre IX.3.

La subduction le long de la fosse d'Amérique Centrale débute après la mise en place de la mégastucture et doit être considérée comme totalement indépendante des événements pré-Campanien décrits plus haut.



**Figure 3.** Carte géologique des péninsules de Santa Elena et Nicoya montrant la subdivision tectonostratigraphique préliminaire pour cette région (tirée de Di Marco et al., *in press*, dessin de P.O. Baumgartner). Les données sont tirées de Rivier (1983), Baumgartner (1984), Azéma et al. (1985), Arias & Denyer (1992 a,b), Denyer & Arias (1992), Gursky (1988) et de cartes non-publiées de Denyer, Kuijpers et Baumgartner. (1): Colorado, (2): Cerros Guayacán, (3): Cerro Espiritu Santo.

**Figure 3.** Map of the Santa Elena and Nicoya peninsulas showing a tentative tectonostratigraphic subdivision (from Di Marco et al., *in press*, drawing by P.O. Baumgartner). Data from Rivier (1983), Baumgartner (1984), Azéma and others (1985), Arias and Denyer (1992 a,b), Denyer and Arias (1992), Gursky (1988) and unpublished maps by Denyer, Kuijpers and the authors. (1): Colorado, (2): Cerros Guayacán, (3): Cerro Espiritu Santo.



**Figure 4.** Carte géologique et sections stratigraphiques représentatives du sud de la péninsule de Nicoya: évidences pour le passage de la limite entre Terrain de Chorotega et Terrain de Nicoya (tirée de Di Marco et al., *in press*, dessin de P.O. Baumgartner). Données tirées des Campaña Geológica (1983, 1984) et de Mora (1985), Baumgartner et al. (1984) et Winsemann (1992). (1): Tambor, (2): Punta Pochote, (3): Bahía Murcielago, (4): Islas Tortugas, (5): Playa Curú, (6): Paquera. Les sections A à C font partie du Terrain de Nicoya. La section D fait partie du Terrain de Chorotega. Attention aux échelles différentes d'une section à l'autre.

**Figure 4.** Geologic map and representative stratigraphic sections of the Southern Nicoya Peninsula: evidence for the boundary between the Chorotega and Nicoya Terranes (Drawing by P.O. Baumgartner). Data from Campaña Geológica (1983, 1984), Mora, C. (1985), Baumgartner and others (1984), Winsemann (1992) and unpublished data by the authors. (1): Tambor, (2): Punta Pochote, (3): Bahía Murcielago, (4): Islas Tortugas, (5): Playa Curú, (6): Paquera. Sections A to C are included in the Nicoya Terrane. Section D is included in the Chorotega Terrane. Note different scales of sections.



### Les séquences mésoautochtones du Sénonien supérieur-Tertiaire inférieur

Les premiers sédiments campano-maastrichtiens recouvrant en discordance le Complexe de Nicoya sont représentés par des carbonates de plateforme à rudistes, localement précédés par des brèches et conglomérats basaltiques associés à des sédiments pélagiques. Cet enregistrement sédimentaire montre que l'obduction pré-sénonienne a eu pour conséquence l'établissement d'un relief sous-marin important; une partie du soubassement se trouvait alors en milieu peu profond à subaérien, permettant l'installation d'une plateforme carbonatée, en bordure de laquelle des brèches de pentes et des *debris flows* se mêlaient aux sédiments pélagiques.

Les sédiments du Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur sont formés de calcaires pélagiques condensés rouge rose. Durant le Maastrichtien-Paléocène inférieur, des turbidites fines commencent à apparaître au sein des faciès pélagiques calcaires et siliceux. Ces faciès détritiques sont formés principalement de matériel basaltique, indiquant qu'il s'agit vraisemblablement d'un détritisme intra-océanique local.

Le Paléocène et l'Eocène sont dominés par une sédimentation détritique, dans laquelle apparaissent, dès le Paléocène moyen-supérieur, des chenaux grossiers remaniant des conglomérats andésitiques et des carbonates de plateforme (Winsemann, 1992). Ces dépôts marquent la juxtaposition initiale du Terrain de Nicoya et de l'arc insulaire de Chorotega. La source des conglomérats de remplissage de chenal pourrait être située au sud de la position actuelle du terrain, si l'on admet que la juxtaposition initiale des deux terrains ait été suivie d'importants mouvements de remontée vers le nord du Terrain de Nicoya, par *strike slip* le long de l'arc insulaire (voir Chapitre XI. 3).

## II. 4. DISCUSSION

Force est de constater que les différences entre les enregistrements stratigraphiques des deux terrains ne sont pas évidentes. Les points les plus marquants sont les suivants (Fig. 4):

(1) Les sédiments argileux et tuffitiques du Terrain de Chorotega d'âge albien-santonien n'existent pas dans le Terrain de Nicoya, où le même intervalle est caractérisé par des faciès radiolaritiques.

(2) Le Sénonien supérieur du Terrain de Chorotega est caractérisé par des calcaires pélagiques blancs grossièrement stratifiés, alors que pendant le même intervalle se sont des calcaires condensés rouge rose qui se déposent sur le Terrain de Nicoya.

(3) Les épaisses séquences turbiditiques de *fore arc* (>3000 m) qui caractérisent le Terrain de Chorotega pendant le Paléocène-Eocène ne trouvent pas d'équivalent dans le Terrain de Nicoya, dans lequel ce sont des séries réduites en faciès hémipélagique ou siliceux qui dominent le même intervalle (Fig. 4).

Certaines de ces différences ont déjà été mises en évidence par Lundberg (1982), qui les interprète comme des variations latérales de faciès entre des séries situées en arrière (*landward sections*) ou en avant (*seaward sections*) d'un haut-fond d'avant-arc. Les données paléomagnétiques (voir Chapitre VII) nous permettent de montrer que ces différences ne sont pas le résultat de variations latérales de faciès, mais représentent deux séquences tectonostratigraphiques distinctes, caractérisant deux terrains distants au Crétacé supérieur d'environ 16° de latitude.

### III. LE TERRAIN DE GOLFITO

#### III. 1. INTRODUCTION

La petite ville de Golfito est l'une des villes les plus méridionales du Costa Rica. On y accède depuis la route inter-américaine par la route de Rio Claro-Golfito. La ville est située en bordure d'un estuaire qui s'ouvre sur la côte nord-est du Golfo Dulce (Fig. 5). Le Terrain de Golfito comprend les abords de l'estuaire, la côte du Golfo Dulce jusqu'à Playa Gallardo; elle s'étend vers le nord et vers l'est jusqu'à la route inter-américaine, qui suit la dépression qui coïncide avec la LFZ, et descend vers le sud-est jusqu'au Rio Coto Colorado où les roches du soubassement se perdent sous les plaines alluviales de ce fleuve. Les versants côtiers sont abrupts, alors que vers le nord-est la topographie plus douce est parcourue par de nombreuses rivières. La plus grande partie de la région de Golfito est recouverte d'une dense forêt tropicale humide, qui s'est développée grâce à une pluviométrie très importante (7000 mm/an) qui fait de cette région une des régions les plus arrosées du pays. Dans la proximité immédiate de Golfito, 1'300 hectares de terre ont été déclarés Refuge National de Faune Sylvestre et ainsi protégés contre la déforestation.

Dengo (1962b) est le premier à décrire de façon préliminaire la Formation Golfito dans sa localité type: la section côtière entre Playa Cacao et Punta Gallardo. Il mentionne une stratigraphie tripartite présentant dans ses grandes lignes: une base représentée par des calcaires siliceux, un membre intermédiaire détritique (lutites, arénites) et à nouveau des calcaires siliceux au sommet. Il ne fait pas mention de la grande proportion de roches ignées observables sur cette section. Considérant que cette section côtière est continue, il conclut que son épaisseur est de 700-800 m. Elle repose selon lui en discordance sur le complexe de Nicoya et s'apparente à la Formation Sabana Grande, du Sénonien (ou plus vieux), redéfinie dans la province de Guanacaste (nord-ouest du Costa Rica) par Dengo (1962b). Henningsen (1966), puis Schmidt-Effing (1979) fournissent des datations biostratigraphiques et attribuent un âge Campanien supérieur aux formations calcaires de Golfito. Schmidt-Effing (1979) mentionne que dans la localité type apparaissent à la fois des roches sédimentaires et des roches ignées. Il interprète les roches sédimentaires en termes de xénolithes inclus dans les roches ignées. Obando (1986) fournit un levé détaillé de la zone côtière et apporte un grand nombre d'observations lithostratigraphiques et sédimentologiques qui montrent notamment: (1) que le contact entre les roches sédimentaires et le soubassement igné est généralement stratigraphique et (2) que la section est recoupée par de nombreuses failles qui empêchent d'estimer de manière simple l'épaisseur de la série. Ces observations démontrent le caractère erroné des propositions de Schmidt-Effing (1979), faisant des roches sédimentaires des xénolithes. D'autre part, Obando (1986), qui admet une distribution bimodale simple du type soubassement igné-couverture sédimentaire (séquence qu'il rattache à une dorsale médio-océanique), propose une épaisseur d'environ 200 m pour la séquence sédimentaire, réduisant de façon importante l'estimation de Dengo (1962b). Enfin, Obando (1986) subdivise la Formation Golfito en trois faciès contemporains, interstratifiés latéralement. Ces trois faciès sont les suivants: sédiments calcaires (Faciès 1), arénites et lutites (Faciès 2) et lutites siliceuses (Faciès 3).

Le présent travail cherche à aller plus avant dans la compréhension de la stratigraphie de la région de Golfito. Sur la base d'une cartographie détaillée des zones encore inexploitées (arrière-pays) et d'un grand nombre de nouvelles datations biostratigraphiques, nous avons pu mettre en évidence trois unités stratigraphiques qui sont: (1) le soubassement igné, (2) des

séries transitionnelles volcano-sédimentaires et finalement (3) des séries essentiellement volcanodétritiques. Les données sont exposées dans les chapitres suivants sous forme de description systématique des localités importantes où sont représentés dans l'ordre les éléments principaux de la stratigraphie de Golfito. Une description ponctuelle de nombreuses localités est donnée par la suite, qui reprend les différentes parties de la stratigraphie de Golfito et donne une idée des extensions et variations latérales des différentes formations.

### III. 2. DESCRIPTION SYSTÉMATIQUE DES AFFLEUREMENTS

#### Le Rio Sorpresa

Le Rio Sorpresa constitue un cours d'eau important s'écoulant des collines de Golfito vers le nord-est, pour marier ses eaux à celles du Rio Coto Colorado venant du nord (Fig. 5). Il est formé de deux bras principaux l'un venant de l'ouest (bras nord) et l'autre venant du sud (bras sud). Le soubassement rocheux n'affleure pas dans la partie basse de la rivière en aval de la jonction des deux bras. En revanche, les roches affleurent très bien dans la partie haute (Fig. 6). Dans ce secteur, les stratifications plongent en moyenne vers le nord-est. Ainsi, vers l'amont des bras de rivière affleurent les parties structurellement les plus profondes. Les affleurements seront décrits de l'amont vers l'aval afin de remonter dans la stratigraphie.

**Le bras nord. Sections 1:** A l'extrémité du bras nord s'élève un cirque rocheux, encaissé et infranchissable, d'une hauteur d'environ 50 m. A cet endroit, les roches sont principalement constituées de dolérites massives. Au sein de ces dolérites apparaît une série sédimentaire constituée de matériel très fin (Section 1, Fig. 6, Fig. 7, Fig. 8), fortement altéré, de patine jaunâtre, stratifié en bancs irréguliers (environ 20-50 cm). Nous excluons la possibilité que ces sédiments soient inclus sous forme de xénolithes dans les masses ignées pour les raisons suivantes: (1) Les sédiments sont absolument concordants avec les dolérites qui forment des épanchements massifs stratifiés. (2) Les sédiments forment un plateau stratiforme peu épais, géométrie peu compatible avec des inclusions xénolithiques.

La fine intercalation sédimentaire est suivie par environ 30 m de dolérites massives, de granulométrie grossière, puis d'une nouvelle intercalation sédimentaire (épaisseur 4 m) présentant les mêmes caractéristiques lithologiques que la première (Section 1 suite, Fig. 6, Fig. 7). La texture grenue des dolérites suggère que les épanchements volcaniques correspondent à des coulées très massives, qui, une fois leur bordure figée, ont cristallisé lentement.

Quelques dizaines de mètres plus en aval, une autre bande de sédiments (1-2 m) est observée, perpendiculaire à la direction de la rivière, qui affleure sur la rive droite du cours d'eau, mais n'apparaît pas sur la rive gauche. On peut donc en déduire qu'à cet endroit la rivière emprunte le tracé d'une faille (probablement subverticale vu son tracé rectiligne), dont le rejet est difficile à estimer étant donné le caractère linéaire des affleurements. Ce type de failles est très fréquent. Par conséquent, les épaisseurs stratigraphiques réelles sont très difficiles à estimer.

**Section 2:** Au sommet des masses doléritiques apparaît une section sédimentaire fondamentale pour la stratigraphie de la région (Section 2, Fig. 6, Fig. 7, coord.  $290.8 / 556.8-557.1$ ). La section montre une épaisseur d'environ 45 m et on y voit dans le désordre les trois faciès de la Formation Golfito définis par Obando (1986). Cette section constitue la plus grande partie du stratotype qui, avec les sections affleurant en amont et en aval, va nous servir à redéfinir la Formation Golfito (voir Chapitre III. 3). Les calcaires de couleur gris clair présents dans la section correspondent à des micrites bioclastiques, très riches en foraminifères planctoniques. Une fraction finement détritique est présente parfois, qui donne aux calcaires

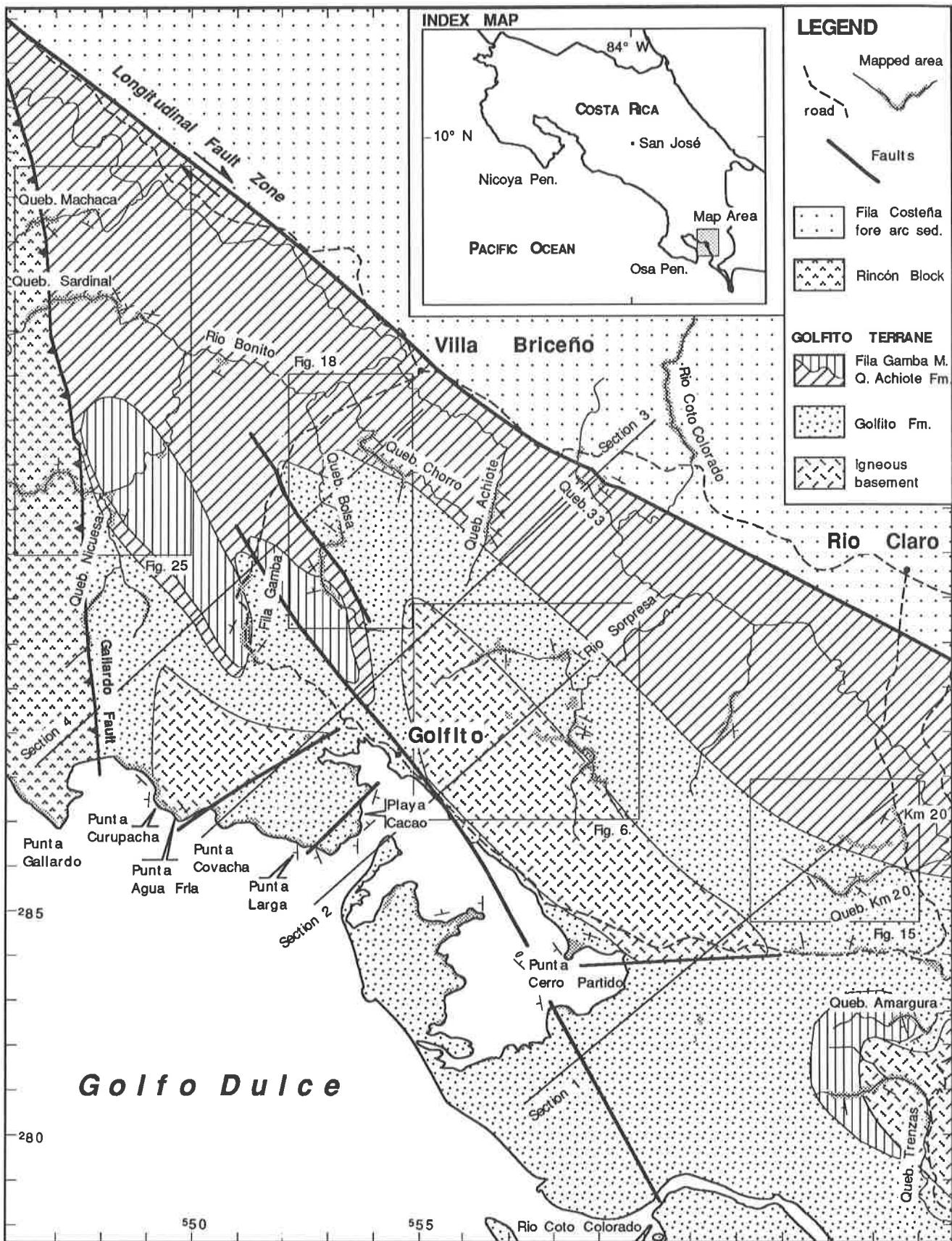


Figure 5. Carte géologique interprétative du soubassement pré-Néogène du Terrain de Golfito. Les zones cartographiées sont ombrées.

Figure 5. Interpretive geologic sketch map of the pre-Neogene geologic units of the Golfito Terrane. Mapped areas are shaded.

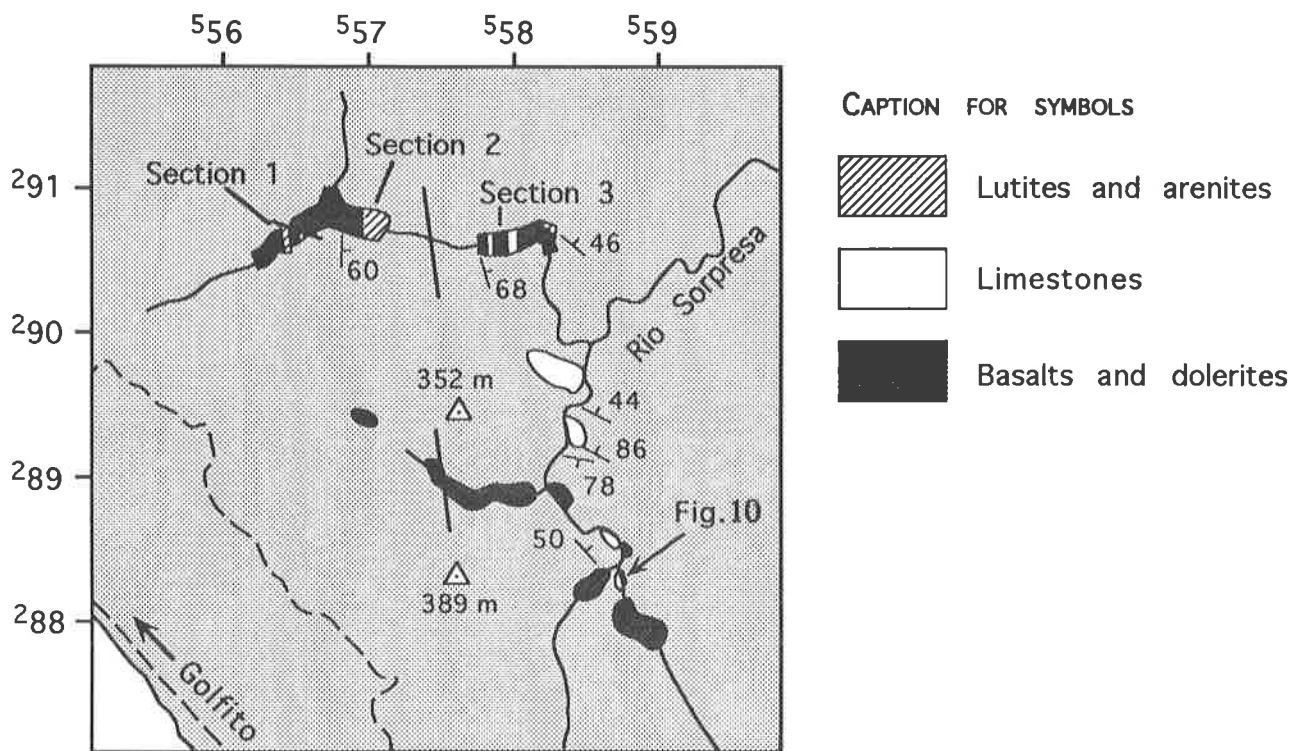


Figure 6. Carte des affleurements du Rio Sorpresa, Terrain de Golfito. Position de la carte sur la Figure 5.

Figure 6. Map of the outcrops of the Rio Sorpresa, Golfito Terrane. Map location on figure 5.

une teinte plus sombre. Les calcaires ne présentent alors plus que de rares fragments bioclastiques. Deux niveaux calcaires (GDM 91043, GDM 91045, Fig. 7) ont fourni des associations de faunes à foraminifères qui placent cette section dans le Campanien supérieur (Zone à calcarata d'après Robaszinsky et al. 1984, Tableau 1, Planche 1). Les sédiments détritiques fins (lutites) montrent généralement des patines jaunâtres et sont souvent très altérés. Les arénites volcaniques sont parfois granoclassées et sont de couleur gris assez clair. Leur composition inclut par ordre d'abondance: des clastes basaltiques, des plagioclases (très) altérés, du quartz en grains plus ou moins arrondis et des pyroxènes (Fig. 9). La présence à la fois de grains de quartz et de grains de pyroxènes et de basaltes, ainsi que le contraste d'habitus (relativement idiomorphe pour les minéraux basiques, souvent arrondis pour le quartz) suggèrent que ces arénites sont le produit de deux types de sources: (1) une source intra-océanique avec remaniement *in situ* des roches du soubassement et (2) une source continentale ou intermédiaire produisant les grains de quartz et permettant leur maturation.

**Section 3:** Plus bas dans la rivière, après une lacune d'affleurement d'environ 750 m, on observe deux séries de calcaires pélagiques, d'une épaisseur de 6 et 5 m respectivement, stratigraphiquement comprises au sein de coulées volcaniques massives à texture doléritique et basaltique (Section 3, Fig. 6, Fig. 7, coord. 557.8-558.2 / 290.7). Les calcaires sont de couleur gris clair. Finement laminés, ils montrent parfois des alternances centimétriques de niveaux très bioclastiques et de niveaux plus fins noirâtres (matière organique). On observe également des laminations planes et des laminations entrecroisées. Ces structures montrent que ces dépôts bioclastiques sont des dépôts de courants. Les niveaux plus bioclastiques laminés sont produit par un vannage de la fraction fine sous l'effet des courants, alors que les dépôts noirâtres correspondent à des périodes calmes. Les laminations entrecroisées montrent que la section est en polarité normale. La fraction bioclastique inclut par ordre d'abondance: des foraminifères

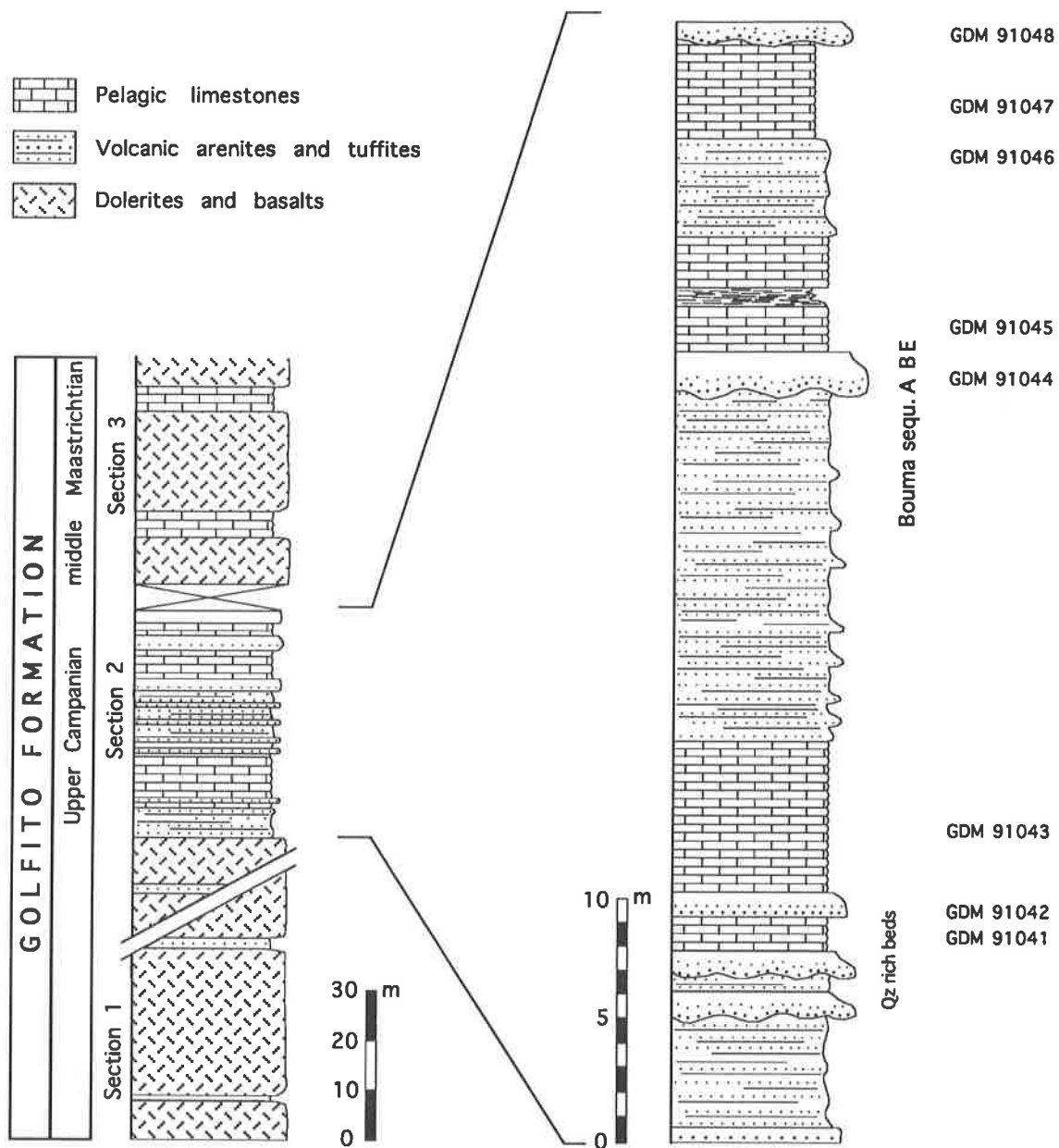


Figure 7. Stratotype de la Formation Golfito, Rio Sorpresa. A droite, détail de la section 2 du stratotype.

Figure 7. Stratotype of the Golfito Formation, Rio Sorpresa. To the right, detail of section 2 of the stratotype.

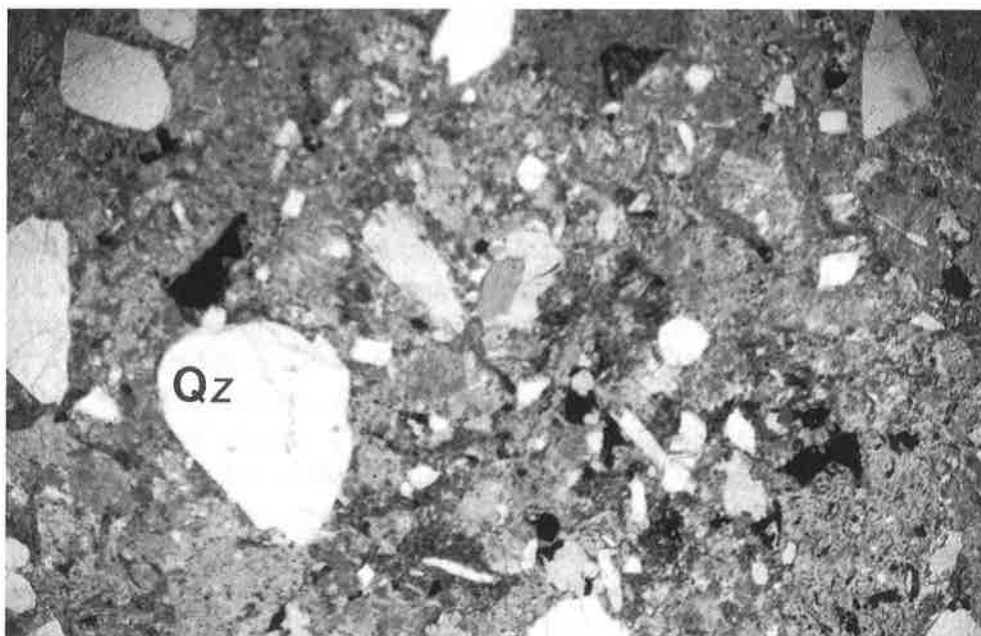
planctoniques (*Globotruncanidés*), des radiolaires calcifiés, des clastes phosphatés et exceptionnellement des tests de foraminifères benthiques. Les foraminifères planctoniques sont mal préservés, mais présentent des associations du Campanien-Maastrichtien *sensu largo*. Les roches ignées de la section 3 sont en général très altérées. Néanmoins, elles présentent une texture grenue doléritique. La masse ignée séparant les deux séries sédimentaires présente une épaisseur de 20 m. Sa texture est doléritique, excepté sa partie supérieure dont la texture est basaltique. La distribution des textures suggère que l'on est en présence d'un épais épanchement volcanique, dont seule la partie supérieure mise au contact des eaux froides présente une texture de refroidissement rapide.





**Figure 8.** Banc métrique de lutites (en pointillé) dans les masses doléritiques à l'extrémité du bras nord du Rio Sorpresa, base de la Formation Golfito. A gauche, des personnages donnent l'échelle. Image regardant vers l'ouest

**Figure 8.** Metric bed of lutites (shaded) included in the doleritic flows, at the edge of the Rio Sorpresa, northern branch, base of the Golfito Formation. To the left, people give the scale. Image looking west.



**Figure 9.** Arénite riche en quartz en lame-mince (lumière normale) provenant des bancs à la base de la section 2 du Rio Sorpresa, Formation Golfito (voir Figure 7). Echantillon GDM 91042; échelle=1 mm.

**Figure 9.** Quartz rich arenite in thin section (normal light) from the beds at the base of section 2 of the Rio Sorpresa, Golfito Formation (see Figure 7). Sample GDM 91042; scale=1 mm.





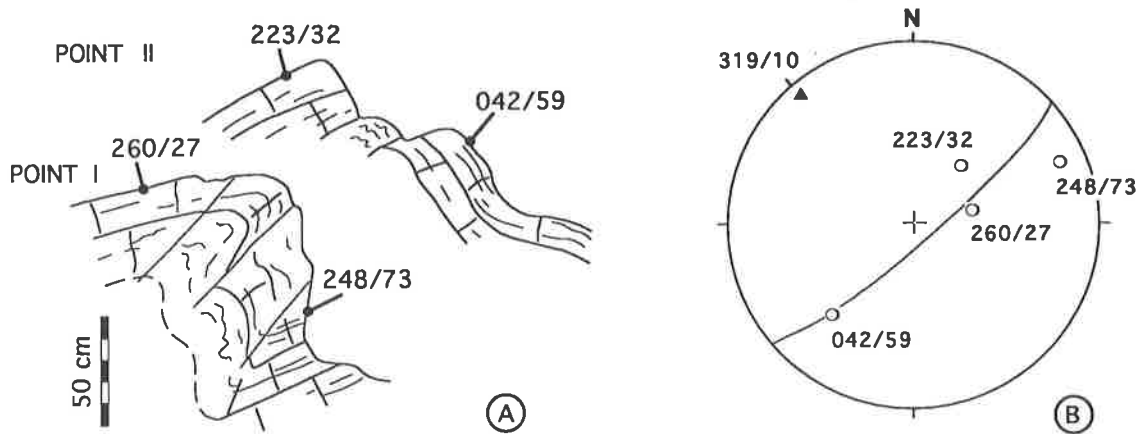


Figure 10. (A) Morphologies en deux endroits d'un pli dans les calcaires du Rio Sorpresa. Image regardant vers le nord. (B) Projection stéréographique des stratifications en différents endroits du pli (ronds) et projection stereographique de l'axe de ce pli (triangle).

Figure 10. (A) *Folded beds morphologies in limestones of the Rio Sorpresa, in two different points. Image looking north. (B) Stereographic projections of beddings in different parts of the fold (cicles) and projection of the fold axis (triangle).*

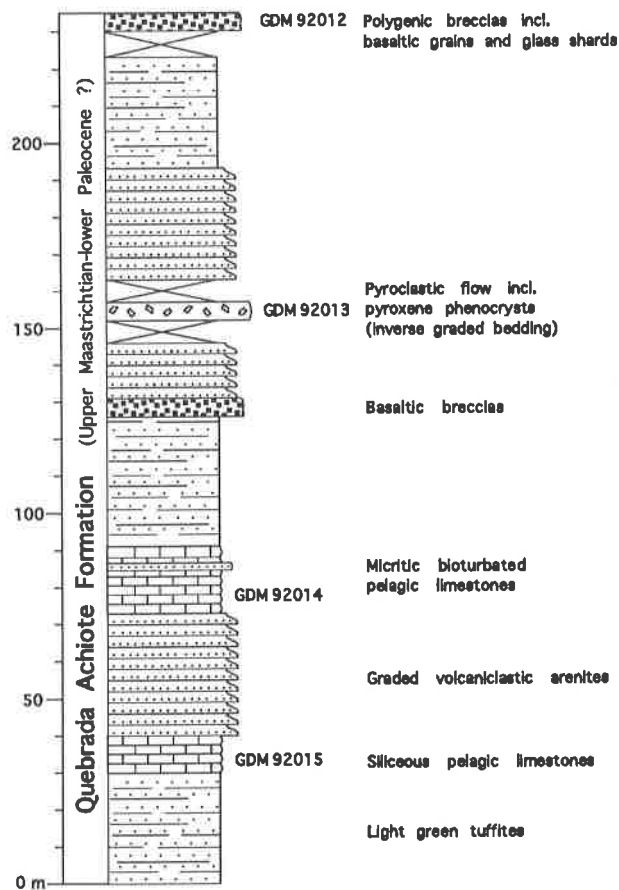


Figure 11. Stratotype de la Formation Quebrada Achiote, Quebrada Achiote (localité type), Terrain de Golfito.

Figure 11. *Stratotype of the Quebrada Achiote Formation, Quebrada Achiote (type locality), Golfito Terrane.*

montre un petit pli en kink, dans la charnière duquel se développe un système de fentes en échelons. Ces fentes en échelons témoignent que le plissement s'est fait dans un système en transpression.

En aval des calcaires, un niveau de brèches polygéniques affleure, qui englobe des clastes de basaltes, des clastes de calcaires rose rouge rappelant le faciès du xénolithe trouvé à la base de la section (voir plus haut) et des clastes de lutites siliceuses verdâtres.

Vers l'aval apparaissent encore des dolérites, des calcaires gris clairs et des calcilutites siliceuses sombres (Fig. 6).

A l'approche de la fin du bras sud du Rio Sorpresa, une série, de 15 m de puissance, de calcaires gris clair, stratifiés en bancs de 15 à 25 cm, affleure dans une petite paroi. La base de la série est formée de calcaires micritiques homogènes, qui passent à des calcaires finement laminés. Ces laminations sont dues à des concentrations locales de tests de foraminifères. On peut observer des laminations planes, ondulées et entrecroisées. Ce faciès, qui s'apparente aux faciès calcaires observés dans la Section 3 (Fig. 7, voir plus haut), résulte d'un dépôt de courants de fond, éventuellement des contourites. Ces calcaires ont fourni une association de faunes à foraminifères du Maastrichtien moyen (Zone à gansseri d'après Robaszinsky et al. 1984, échantillon GDM 91036, Tableau 1).

### La Quebrada Achioté

La Quebrada Achioté forme dans le paysage une tranchée rectiligne, d'orientation à peu près nord-sud, à 3 km au sud-est de Villa Briceño (Fig. 5). Dans cette rivière sont exposées des roches essentiellement volcanodétritiques, lutites, arénites, brèches, hyaloclastites et des calcaires micritiques en proportion mineure. Ces lithologies forment une section épaisse de plus de 200 m, qui va nous servir de stratotype pour définir la Formation Quebrada Achioté (Fig. 11). Cette nouvelle formation, qui fait suite à la Formation Golfito, représente la partie supérieure de la stratigraphie du Terrain de Golfito, caractérisée par des séries volcanodétritiques, en partie de fore arc, du Maastrichtien supérieur-Paléocène.

Dans cette rivière, les stratifications plongent en moyenne modérément vers le nord-est, de sorte que la base de la série affleure dans la partie amont de la rivière.

La section est représentée sur la Figure 11. Un certain nombre de points méritent d'être relevés. De 40 à 70 m, on observe des turbidites volcanoclastiques, dont les bancs montrent à la base des petits niveaux (2-5 cm) arénitiques, présentant parfois un granoclassement (normal) ou des laminations souvent ondulées (Faciès a, (b), c de la séquence de Bouma). Les bancs, épais de 10 à 20 cm, se terminent par un faciès calcaire, bioclastique, fréquemment bioturbé (ichnofossiles). Ces séries (Faciès C2.2 de Pickering et al., 1989) correspondent au dépôt de turbidites relativement diluées. Entre 130 et 160 m, on observe des séries massives, volcanodétritiques, à granulométrie grossière (arénites, arénites grossières, microbrèches), contenant un banc tuffitique aux sommet duquel "sumagent" des cristaux plurimillimétriques, idiomorphes, de pyroxène et de plagioclase. Il s'agit probablement d'une coulée turbiditique à densité élevée (Faciès B1.1 de Pickering et al., 1989) remaniant assez précocement (caractère idiomorphe des phénocristaux) des tuffs ou ignimbrites. Ces dépôts suggèrent donc la présence à proximité de volcans émergés. Quelques dizaines de mètres plus haut, vers le sommet de la série (environ 230 m), on observe une brèche verdâtre sombre contenant essentiellement des clastes centimétriques de tuffites et de verre volcanique, mais aussi des clastes de basaltes, de plagioclases et de pyroxènes. Ce niveau inclut également une petite proportion de grains assez arrondis de quartz, ce qui suggère, avec les grains vitreux, qu'un

volcanisme intermédiaire explosif sert de source à nos sédiments. Cette source peut donc correspondre à un arc volcanique.

Il est encore à noter que dans la partie amont de la rivière, les séries sont tectonisées. Elles présentent à un endroit une zone fortement mylonitisée de 1-2 m d'épaisseur, qui résulte probablement d'un chevauchement local. A un autre endroit, on observe une plus petite zone mylonitisée (15-20 cm), qui recoupe en discordance les stratifications du compartiment inférieur, alors que les stratifications du compartiment supérieur sont concordantes avec la zone fracturée. Cette structure pourrait représenter une portion de la rampe d'un pli-faille en duplex à plus grande échelle.

### La Fila Gamba

Au nord-ouest de Golfito, une piste directe rejoint le hameau de Villa Briceño en longeant la Fila Gamba (Fig. 5). Ce chemin traverse une carrière avant de redescendre sur la plaine et le Rio Bonito. De part et d'autre de cette carrière affleurent ponctuellement en contrebas des dolérites, basaltes vacuolaires et sédiments détritiques altérés. La carrière elle-même est constituée de roches silicoclastiques tuffitiques, à grains parfois très fins, de couleur vert clair à vert jaunâtre. Ce type de séries représentant un faciès particulier de la Formation Quebrada Achote, la localité de Fila Gamba nous servira de stratotype pour définir une nouvelle unité: le Membre Fila Gamba, caractérisant le sommet des séries de Golfito.

La Figure 12 montre la section reconstituée de la carrière. Notons que la section est formée de roches parfois très siliceuses. La base (0-4 m) est formée par des lutites stratifiées en bancs décimétriques homogènes, de couleur verdâtre. Entre 4 et 6 m, un banc massif, vert pâle, vient chapeauter ces lutites. Il est constitué de matériel matriciel fin, amorphe, incluant de façon disséminée (<15%) des éclats de verre fibreux, des clastes de plagioclases et de quartz (Fig. 13). Entre 7 et 13 m, la coupe se poursuit par des séries granoclassées, stratifiées en bancs de 15-20 cm, de microbrèches et arénites. Ici encore, on note la présence d'une matrice fine, amorphe, qui inclut environ 50 % de lithoclastes tels que plagioclases, amphiboles, éclats de verre volcanique, ainsi que des clastes sédimentaires, fortement recristallisés, représentant des fantômes de radiolaires et de foraminifères planctoniques. La série se termine (13 à 20 m) par des lutites fines, siliceuses, verdâtres, massives. La fraction fine dans ce cas est formée de cristaux aciculaires, subarénitiques, de plagioclases et de pyroxènes (?) inclus dans une matrice amorphe. On notera également dans cette partie la présence de bioclastes isolés, qui témoignent du caractère marins de ces sédiments (Fig. 14).

Dans cette série, le banc observé entre 4 et 6 m est interprété comme un dépôt sous-marin primaire (mass flow) de débris pyroclastiques (Stix, 1991), car il présente un certain nombre de critères diagnostiques de ce type de dépôts tel que: dépôt massif à matrice dominante (cendres volcaniques), morphologie anguleuse des éclats de verre et autres cristaux. Il s'agirait du produit direct d'un volcanisme explosif intermédiaire (?), commun dans les zones de marge convergente ou à proximité d'un arc volcanique (Stix, 1991). Le reste de la série est considéré comme un dépôt secondaire (*mass flow*) de débris volcanoclastiques, obtenu par voie de resédimentation des dépôts primaires (Fig. 12). Ces dépôts en effet exhibent un certain nombre de critères énoncés par Stix (1991), notamment: stratification des sédiments, arrondi des grains plus prononcé, incorporation de débris biogénétiques. L'ensemble de la matrice de ces sédiments est constituée par des cendres volcaniques.

Ce type de séries (*Fila Gamba Member*) affleure également dans le haut des Quebradas Trenzas, Amargura, Chorro et Bolsa (voir plus bas), mais aussi à la confluence de la Quebrada Nicuesa et du Rio Bonito (coord.  $294.3 / 548.2$ ) où elles forment une paroi de plus de 10 m de

lutites fines vertes, stratifiées en bancs massifs. Comme nous le verrons plus loin, ces différents affleurements du Membre Fila Gamba plongent tous régulièrement en moyenne de 50° vers l'ouest-nord-ouest. Ponctuellement, ces plongements contrastent avec les plongements des formations sous-jacentes, qui sont irréguliers et souvent plus forts. Nous en concluons que le Membre Fila Gamba est discordant sur le reste des séries de Golfito. Le soubassement a donc probablement été préalablement tectonisé puis érodé avant de recevoir le produit du volcanisme explosif, Produisant le matériel source du Membre Fila Gamba.

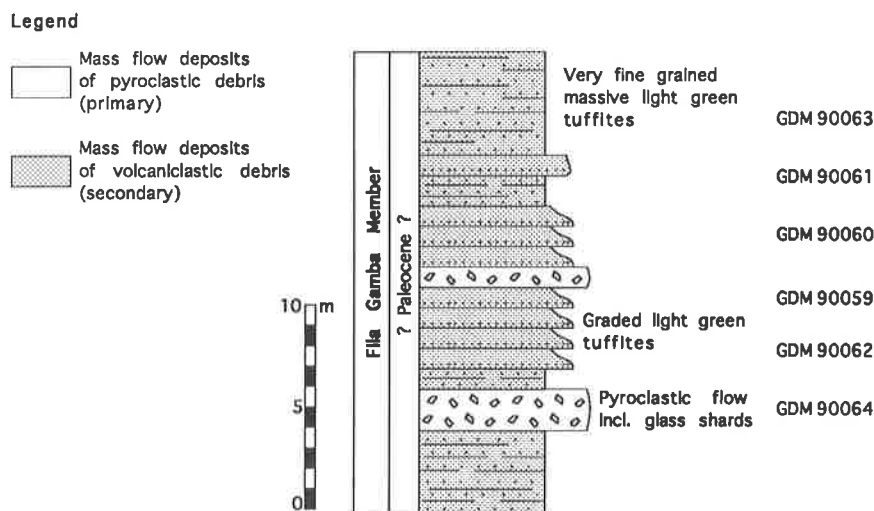


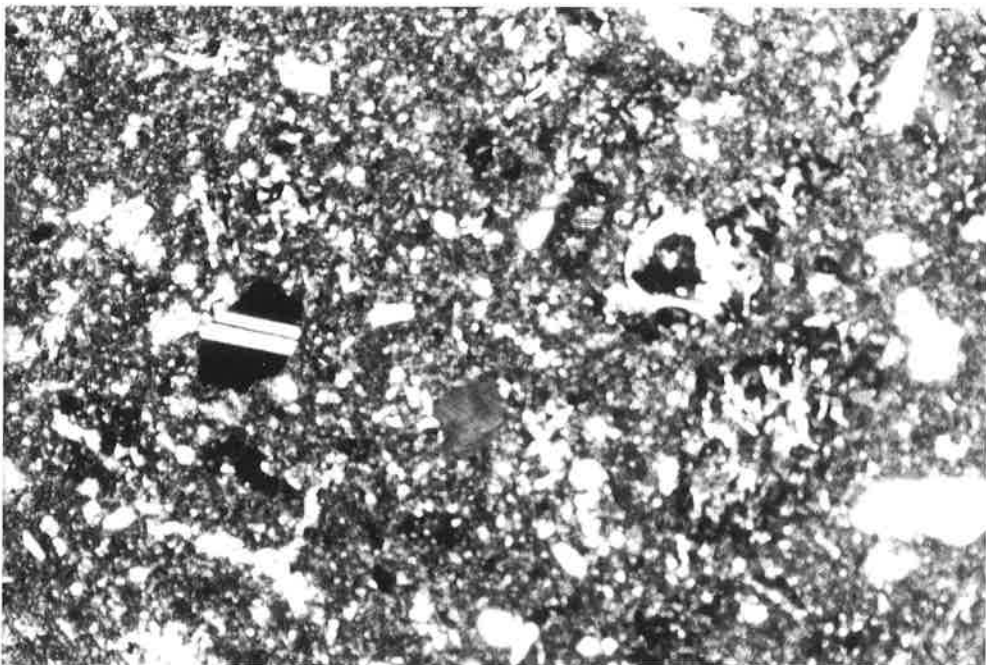
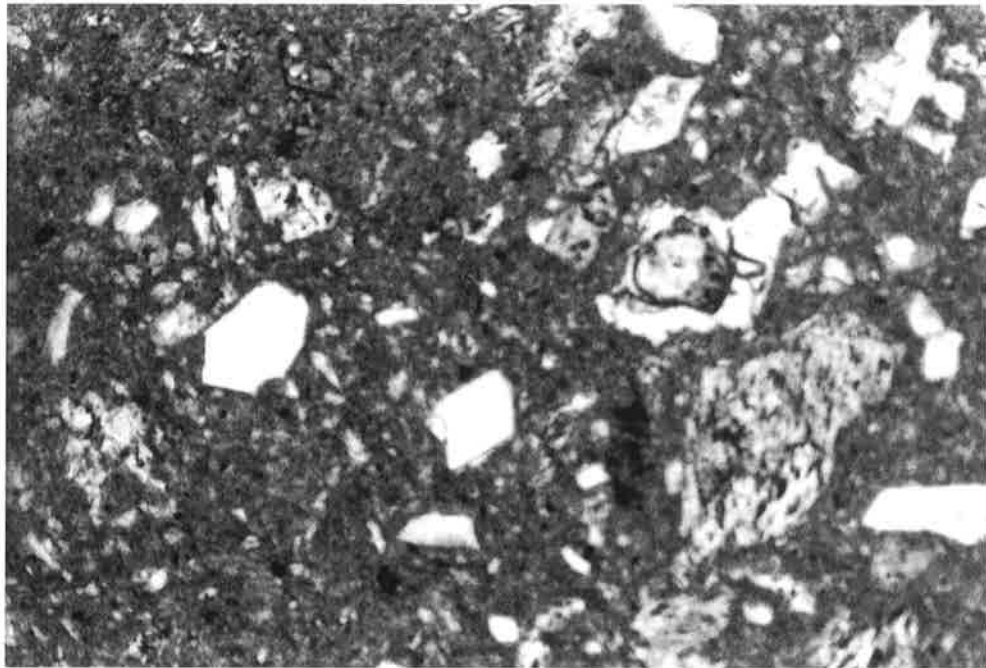
Figure 12. Stratotype du Membre Fila Gamba, Fila Gamba (localité type), Terrain de Golfito.

Figure 12. Stratotype of the Fila Gamba Member, Fila Gamba (type locality), Golfito Terrane.

### La Quebrada Trenzas

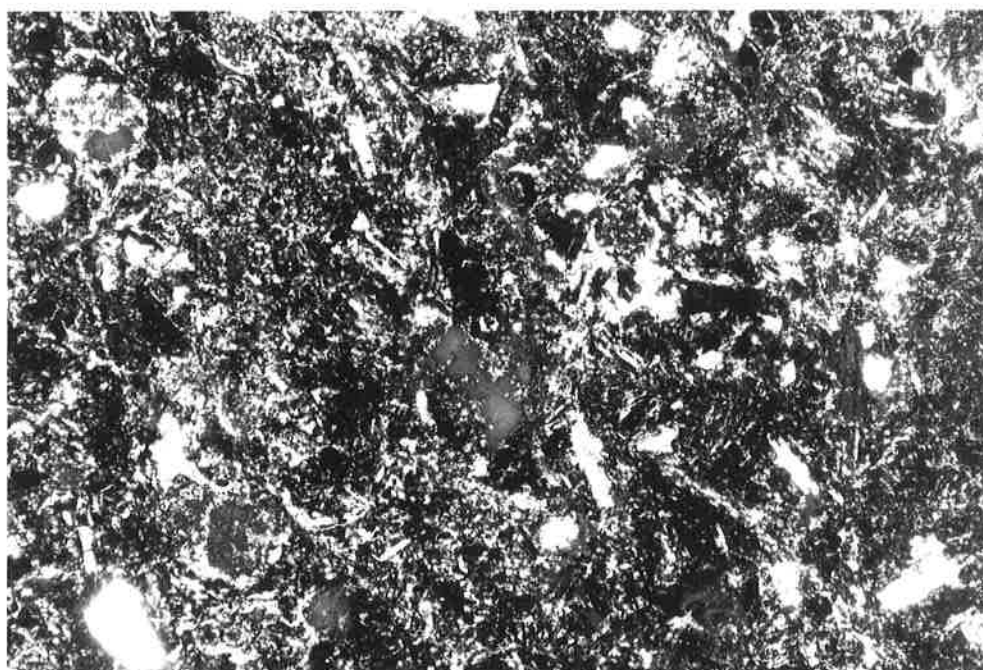
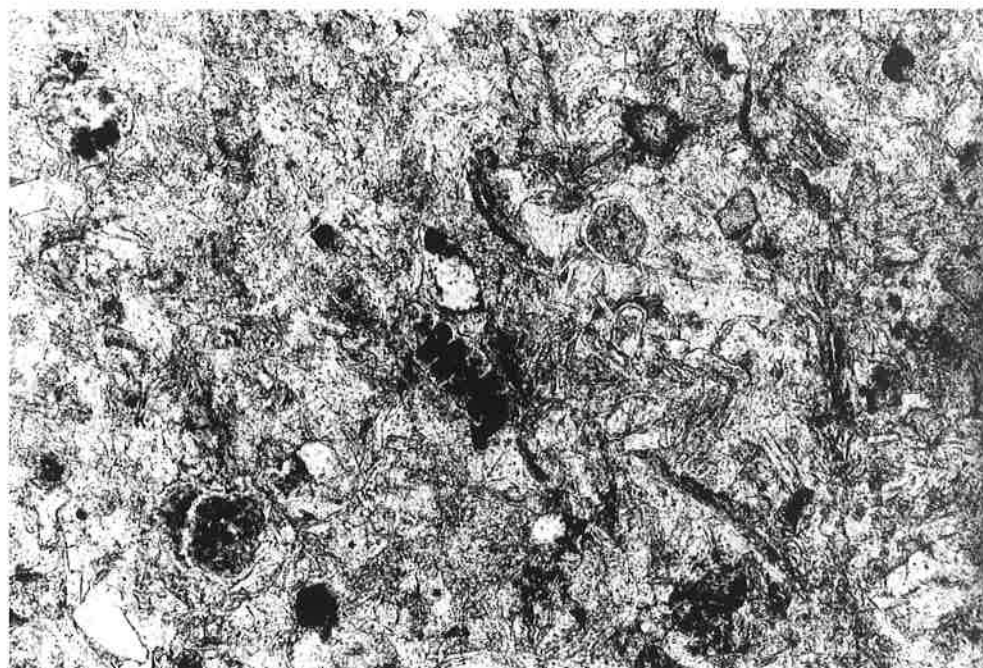
Au sud de la route de Golfito-Rio Claro, non loin du Rio Coto Colorado, la petite rivière Quebrada Trenzas s'écoule d'ouest en est sur un peu plus de 2 km, avant de rejoindre le hameau de Trenzas (Fig. 5).

Les roches affleurent mal dans une première partie, à proximité du hameau, et l'on voit ponctuellement des roches basaltiques altérées, montrant parfois des structures en coussins et un affleurement de roches volcanoclastiques fines (lutites) altérées. Plus haut, les roches affleurent mieux et l'on observe des basaltes (coulées massives, laves en coussins) contenant par endroits des brèches basaltiques, monogéniques. La rivière se sépare ensuite en deux bras, l'un venant du nord-ouest et l'autre de l'ouest (Fig. 5). Ce dernier montre dans ses 100 premiers mètres des roches basaltiques comprenant une intercalation sédimentaire, épaisse de 1 m, présentant à sa base une arénite volcanique et au sommet un calcaire micritique gris verdâtre. On observe dans les calcaires des traces de bioturbation. Encore 100 m plus en amont, une intercalation de calcaires micritiques gris verdâtre, épaisse de 3 m, puis, 30 m plus loin, une "poche" de radiolarites rouges sont incluses dans les basaltes. Ces intercalations montrent des stratifications subverticales (006/90, 208/82). Ces alternances volcano-sédimentaires sont typiques de la Formation Golfito. Le bras de rivière se termine dans des sédiments volcanodétritiques plus ou moins fins (arénites, lutites, tuffites), comprenant un niveau (2-3m) de calcaires siliceux gris sombre. Cette section présente des niveaux de couleur vert clair, homogènes, stratifiés en bancs de quelques dizaines de cm ou plus. Cette lithologie, que nous interprétons comme des tuffites du Membre Fila Gamba, est caractéristique du sommet de la stratigraphie de Golfito. De plus, alors que la stratification des masses basaltiques et des



**Figure 13.** Tuff du Membre Fila Gamba en lame-mince (en haut: lumière normale; en bas: lumière polarisée). Echantillon GDM 9064. Echelle=1 mm.

**Figure 13.** Tuff of the Fila Gamba Member in thin section (above normal light; below polarized light). Sample GDM 9064. Scale=1 mm.



**Figure 14.** Tuffite du Membre Fila Gamba en lame-mince (en haut: lumière normale; en bas: lumière polarisée). Echantillon GDM 9063. Echelle=1 mm.

**Figure 14.** Tuffite of the Fila Gamba Member in thin section (above normal light; below polarized light). Sample GDM 9063. Scale=1 mm.

intercalations sédimentaires appartenant à la formation Golfito (voir plus haut), montrent des plongements subverticaux, les séries volcano-sédimentaires sus-jacentes plongent modérément vers l'ouest (260/50). Cette discordance, bien que non observée directement, est interprétée comme représentative d'une discordance régionale entre le Membre Fila Gamba et les séries sous-jacentes de la Formation Golfito.

### La Quebrada Amargura

La Quebrada Amargura est localisée à proximité de la Quebrada Trenzas (Fig. 5). Elle présente peu d'affleurements. Néanmoins deux faits méritent d'être notés. Premièrement, dans le bas de la rivière, à proximité de la route, on peut observer quelques affleurements de brèches de radiolarites rouges. Le caractère équigranulaire, monogénique et extrêmement immature de ces brèches suggère qu'il s'agit là de brèches intraformationnelles dont les éléments n'ont pas ou peu subi de transport. Les clastes radiolaritiques ont fourni des faunes à radiolaires du Campanien (échantillon FBJ 91279, détermination C. Hollis et G. Ellis). Deuxièmement, non loin de la Finca Amargura (coord.  $282.3 / 566.2$ ), on observe des calcaires micritiques gris finement arénacés, interstratifiés avec des brèches de basaltes, et dont les stratifications plongent fortement vers le sud-est (150/90). Plus haut dans la rivière affleurent des séries volcanodétritiques, comprenant des arénites volcaniques et des tuffites qui, comme nous l'avons vu pour la Quebrada Trenzas, caractérisent le sommet de la stratigraphie de Golfito. Comme dans la rivière voisine, on observe un contraste marqué entre les plongements observés dans les roches calcaires structuralement plus basses et les séries volcanodétritiques qui plongent modérément vers l'ouest (252/50). Ce contraste est interprété comme le résultat d'une discordance régionale entre les deux corps de roches.





### La Quebrada Km 20

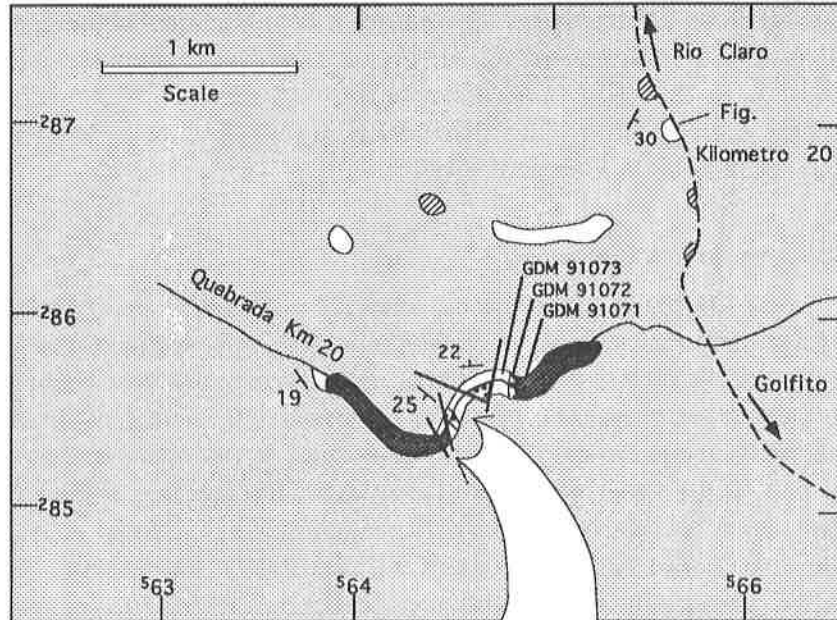
Sur la route de Golfito à Rio Claro, un hameau porte le nom de "Km 20", qui se rapporte aux kilométrage de la voie ferrée lorsqu'elle était exploitée. Environ 600 m avant ce hameau, en venant de Golfito, on peut s'engager dans une petite rivière qui porte le même nom (Quebrada Km20; Fig. 5). Dans cette rivière, les stratifications plongent en moyenne vers le nord pour le bas de la rivière et vers le sud-ouest pour la partie amont (Fig. 15). La rivière a donc été creusée dans une structure anticlinale.

Les premières roches qui affleurent dans le bas de la rivière sont des basaltes vacuolaires altérés, verdâtres, de texture fine à grenue, structurés en coulées métriques ou plus massives. Les basaltes sont recouverts par une série sédimentaire (coord.  $285.6 / 564.9$ ), où l'on observe à la base une brèche polygéniques grossière (Fig. 15) comprenant des clastes de lutites siliceuses verdâtres (mesurant jusqu'à 10-15 cm de diamètre) et des clastes basaltiques plus petits (centimétriques), dans une matrice arénitique contenant essentiellement des cristaux millimétriques de pyroxène, plagioclase et quartz, . La brèche est suivie par une arénite volcanoclastique de même composition. La série se poursuit par des calcaires micritiques gris clair à blanc crème. Après les trois premiers mètres qui montrent un faciès homogène, stratifié en bancs réguliers de 20-30 cm, les calcaires présentent des laminations régulières, centimétriques, planes, ondulées ou encore entrecroisées, qui suggèrent un dépôt de courants de fond. Localement, les stratifications dans les calcaires présentent des slumps de petite taille. La fraction bioclastique des calcaires est composée essentiellement de foraminifères planctoniques (95 %), de radiolaires calcifiés (1-2 %) et de rares foraminifères benthiques remaniés. Les foraminifères planctoniques, mal préservés, donnent un âge Campanien-Maastrichtien (*sensu largo*) à ces roches.

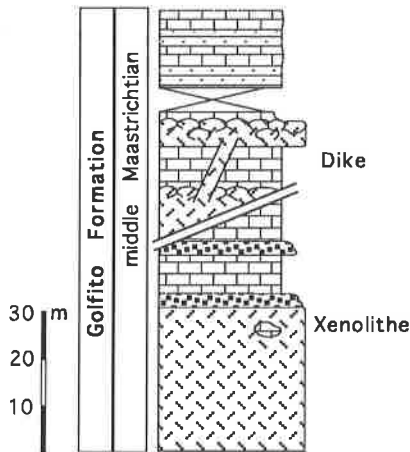


CAPTION FOR SYMBOLS ON MAP





-  Lutites and arenites
-  Limestones
-  Breccias
-  Basalts and dolerites

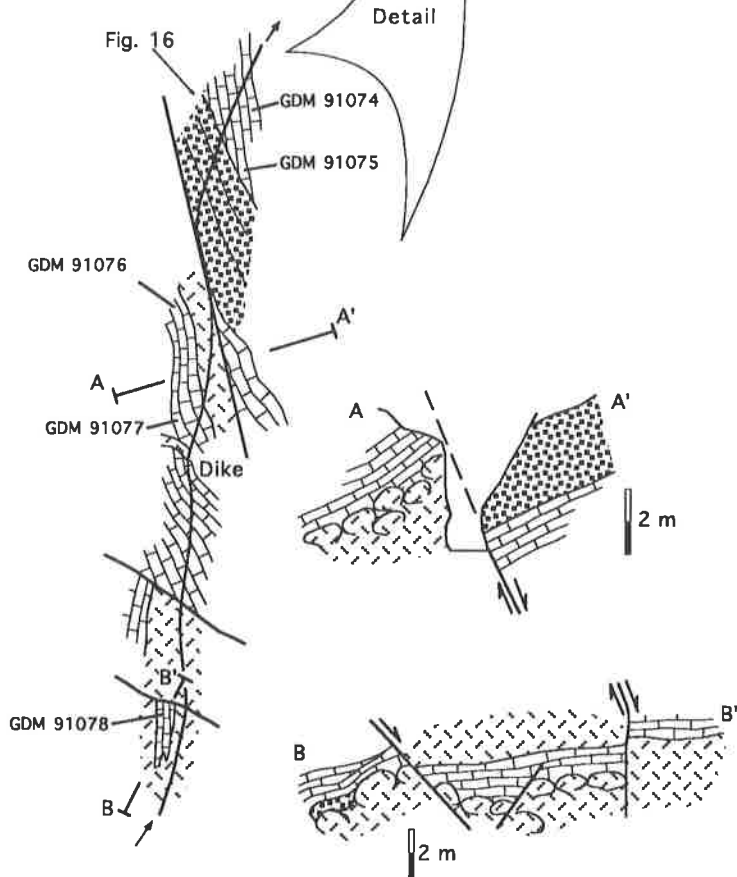


INTERPRETATIVE SECTION



CAPTION FOR SYMBOLS

-  Limestones
-  Lutites and arenites
-  Breccias
-  Basalts and dolerites



**Figure 15.** En haut: carte des affleurements de la Quebrada Km 20. Localisation de la carte sur la figure 5. En bas à gauche: section schématique pour cette localité. En bas à droite: détail d'une section complexe de la rivière, accompagné de 2 coupes verticales localisée sur la section de rivière.

**Figure 15.** Above: Outcrop map of the Quebrada Km 20. Map location on figure 5. Below to the left: Schematic section for this locality. Below to the right: detail of a complex section from the river, with 2 vertical sections located on this river section.



La section se poursuit dans les mêmes lithologies, recoupées par quelques failles qui compliquent l'interprétation (Fig. 15). Plus haut dans la rivière (coord.  $285.6 / 564.6$ ), on observe une série calcaire tronçonnée par une coulée massive de brèche. Dans le détail, les calcaires présentent à la base une ondulation de leur stratification, qui est recoupée par les niveaux calcaires sus-jacents. L'ensemble est recoupé obliquement par le niveau de brèche (Fig. 16). Les calcaires ont fourni une association de faune à foraminifères du Maastrichtien moyen (Zone à gansseri d'après Robaszinsky et al. 1984, échantillons GDM 91074; Tableau 1). La brèche, dont les clastes sont essentiellement basaltiques, remanie également des clastes de calcaires de dimensions décimétriques. Cela suggère que les calcaires sont arrachés à leur substrat peu induré par l'arrivée de la coulée de brèche, incorporés au matériel plus fin basaltique, maintenus en suspension par la densité de la coulée, puis déposés sans être triés lorsque la coulée perd son énergie.

En poursuivant vers l'amont, on observe encore un contact direct des calcaires sur des basaltes en coussins, puis un filon basaltique recoupant les séries calcaires, et, finalement, une intercalation peu épaisse (1 m 50) de calcaires, comprise dans des basaltes (Fig. 15). A proximité du filon basaltique, un échantillon de calcaire a fourni des faunes à foraminifères bien préservées, qui correspondent à une association du Maastrichtien moyen (Zone à gansseri d'après Robaszinsky et al. 1984, échantillons GDM 91077, 91078; Tableau 1). Le haut de la rivière présente des roches basaltiques excepté le dernier affleurement qui est formé par quelques mètres de calcaires (Fig. 15). La section de La Quebrada Km 20, avec ses alternances volcano-sédimentaires, est caractéristique de la Formation Golfito. Elle montre que cette formation s'étend au moins jusqu'au Maastrichtien moyen (Fig. 15).

Un peu au nord du village de Km 20, en bord de route (coord.  $287.0 / 565.5$ ), affleure une série de petits blocs de calcaires gris clair. Les calcaires incluent des niveaux centimétriques riches en matière organique, qui forment de fines laminations noires (Fig. 17). Ce faciès particulier n'est connu que dans cette localité. Les calcaires abondamment bioclastiques ont fourni une association de faune à foraminifères du Maastrichtien moyen (Zone à gansseri d'après Robaszinsky et al. 1984, échantillons GDM 90103, 90104; Tableau 1, Planche 2).

Encore sur la route, en direction de Golfito, à la hauteur du hameau de Purruja (Fig. 5), on observe dans une carrière un affleurement des gabbros, assez altérés. En lame mince, on reconnaît essentiellement deux phases minérales qui sont: (1) des plagioclases idiomorphes, parfois zonés, et (2) des pyroxènes fortement altérés, qui semblent former une phase secondaire interstitielle (échantillon F. Bujan, FBJ 90215). Bien que les contacts avec les roches encaissantes ne soient pas visibles, ces gabbros sont interprétés comme une masse intrusive dans le soubassement basaltique et doléritique régional. Sur cette même route ont été signalées d'autres intrusions gabbroïques (Bérrangé et al., 1989) pour lesquelles des datations isotopiques discutables (K/Ar) donnent un âge Paléocène (valeur moyenne:  $56.1 \pm 3.3$  Ma).

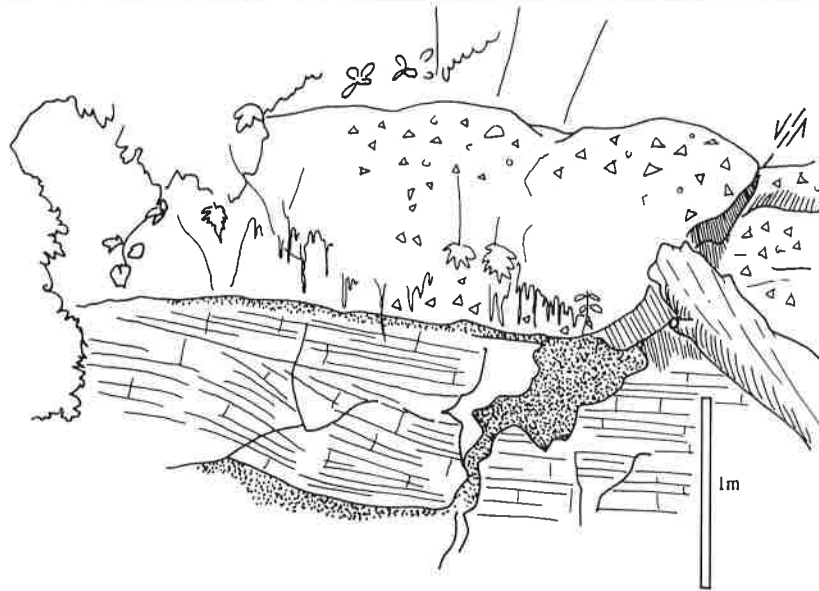
### La Quebrada Chorro

Dans la partie nord de la région de Golfito coule le Rio Bonito, qui rejoint, à Villa Briceño, la dépression suivie par la route inter-américaine (Fig. 5). De nombreuses rivières alimentent son cours, dont la Quebrada Chorro, qui, venant du sud, rejoint le Rio Bonito à 2 km de Villa Briceño. Les roches qui affleurent dans cette rivière plongent en moyenne vers le nord-est, de sorte que la partie haute du cours d'eau expose les roches structurellement les plus basses. Les affleurements seront donc décrits d'amont en aval pour suivre le sens stratigraphique.

Dans la partie la plus haute de la rivière sont exposées des dolérites massives (Fig. 18). Elles sont surmontées par des calcaires micritiques gris verdâtre, homogènes, stratifiés en bancs réguliers de 30 cm environ et finement stilolithisés. Il s'agit d'un calcaire pélagique, de type *wackestone*, dont la fraction bioclastique abondante (>40%) est constituée à 95% de foraminifères planctoniques et de radiolaires calcifiés en proportion mineure (4-5%). Ces calcaires ont fourni des associations de faunes à foraminifères du Maastrichtien moyen (Zone à gansseri, d'après Robszinsky et al. 1984, échantillon GDM 91087, GDM 91088, Tableau 1, Planche 2). Cette série calcaire, épaisse de 20 m environ (Fig. 18), est interstratifiée à son sommet avec des niveaux d'arénites volcanodétritiques. Les calcaires sont ensuite rapidement remplacés par les lithologies détritiques et n'apparaissent plus dans cette section. Le passage des sédiments pélagiques aux sédiments détritiques marque la limite entre les Formations Golfito et Formation Quebrada Achote. Les calcaires et les dolérites font partie de la Formation Golfito.

La rivière descend ensuite vers le nord-ouest sur plus de 1 km. Sur ce secteur, on observe essentiellement des séries volcanodétritiques (arénites, microbrèches). Dans ces séries, on peut voir en un point (coord. 295.0 / 554.3, Fig. 18) affleurer des bancs à blocs (*Quebrada Bolsa Boulder Member*, défini plus loin). Il s'agit d'un niveau de quelques mètres (environ 5 m) de microbrèches volcanoclastiques qui comprend des galets (environ 10 cm) arrondis de basaltes vacuolaires et de dolérites, et des galets et blocs (de 20 cm à 1 m) de calcaires micritiques gris beige, dont la stratification est soulignée par des niveaux laminés noirs, qui correspondent probablement à des niveaux riches en matière organique. Les calcaires présentent parfois des contacts "mous" avec la matrice bréchique et l'on observe occasionnellement des injections de matrice dans les lithologies calcaires. Ceci suggère que les calcaires ont été remaniés à l'état de clastes (décimétriques) semi-lithifiés, donc que la formation de ces niveaux à blocs est pénécotemporaine de la sédimentation des calcaires. Les calcaires montrent un faciès de *mudstone* d'après la classification de Dunham. Les clastes, peu abondants, sont représentés pour la fraction bioclastique par des foraminifères planctoniques et de rares clastes phosphatés, et pour la fraction détritique par des clastes de granulométrie très fine (micro-arénitique) de plagioclase aciculaire, oxydes, quartz et ferromagnésiens. Les foraminifères, relativement mal préservés, ne présentent malheureusement pas de formes vraiment caractéristiques. Ils s'agit essentiellement de formes sériées et de petites formes planispiralées, ou à trochospire basses, à loges globuleuses ou ogivales comprimées. L'absence des grosses formes carénées du Crétacé supérieur peut soit résulter d'un environnement défavorable, soit indiquer que ces calcaires se sont déposés pendant le Paléocène inférieur(-moyen) qui est justement caractérisé par de petites formes (*Planorotalites compressa*, petites *Globigerina*, Toumarkine & Luterbacher, 1985). Il est tout à fait possible que ces séries correspondent à la base du Paléocène puisqu'elle recouvrent des calcaires datés du Maastrichtien moyen (voir plus haut). Dans ce cas, l'association de faunes à foraminifères correspond au Paléocène moyen inférieur (Zone P2-P3 selon Toumarkine & Luterbacher 1985, échantillon 91086, Tableau 1).

Plus bas, la rivière fait un coude avant de se diriger vers le nord-est (Fig. 18). Dans ce secteur, on observe des arénites volcanoclastiques et des brèches remaniant des éléments volcaniques (dolérites et basaltes vacuolaires). Les roches plongent vers le nord-est (en moyenne vers 050). Le cours d'eau est donc subparallèle à l'orientation des couches et les lithologies qui affleurent dans ce secteur sont situées stratigraphiquement sous le niveau à blocs observé plus haut (Fig. 18). Un certain nombre d'observations caractérise ces séries détritiques: (A) Les séries arénitiques forment souvent de petits niveaux sableux granoclassés, de 1 à 15 cm d'épaisseur et formant des petits lits clairs, qui se terminent par des *silts* sombres (gris noir) non laminés (Fig. 19). Les bases de bancs sont tranchées et le granoclassement est normal. Ce type de sédiments, où alternent les faciès A et E de la séquence de Bouma, correspondent à des



**Figure 16.** Niveau de brèche polygénétique recoupant en discordance des calcaires pélagiques, Quebrada Km 20. Localisation de cette figure sur la Figure 15. Vue vers le sud-ouest.

**Figure 16.** Polygenic breccia bed unconformably overlying pelagic limestones. Location of this figure on Figure 15 Image looking south-west.



**Figure 17.** Affleurement de calcaires sur la route Rio Claro-Golfito, non loin du Km 20. Noter les laminations sombres de matière organique. Vue vers l'ouest.

**Figure 17.** Pelagic limestones outcrop along the Rio Claro-Golfito road, near Km 20. Note the dark laminations corresponding to organic matter rich levels. Image looking west.

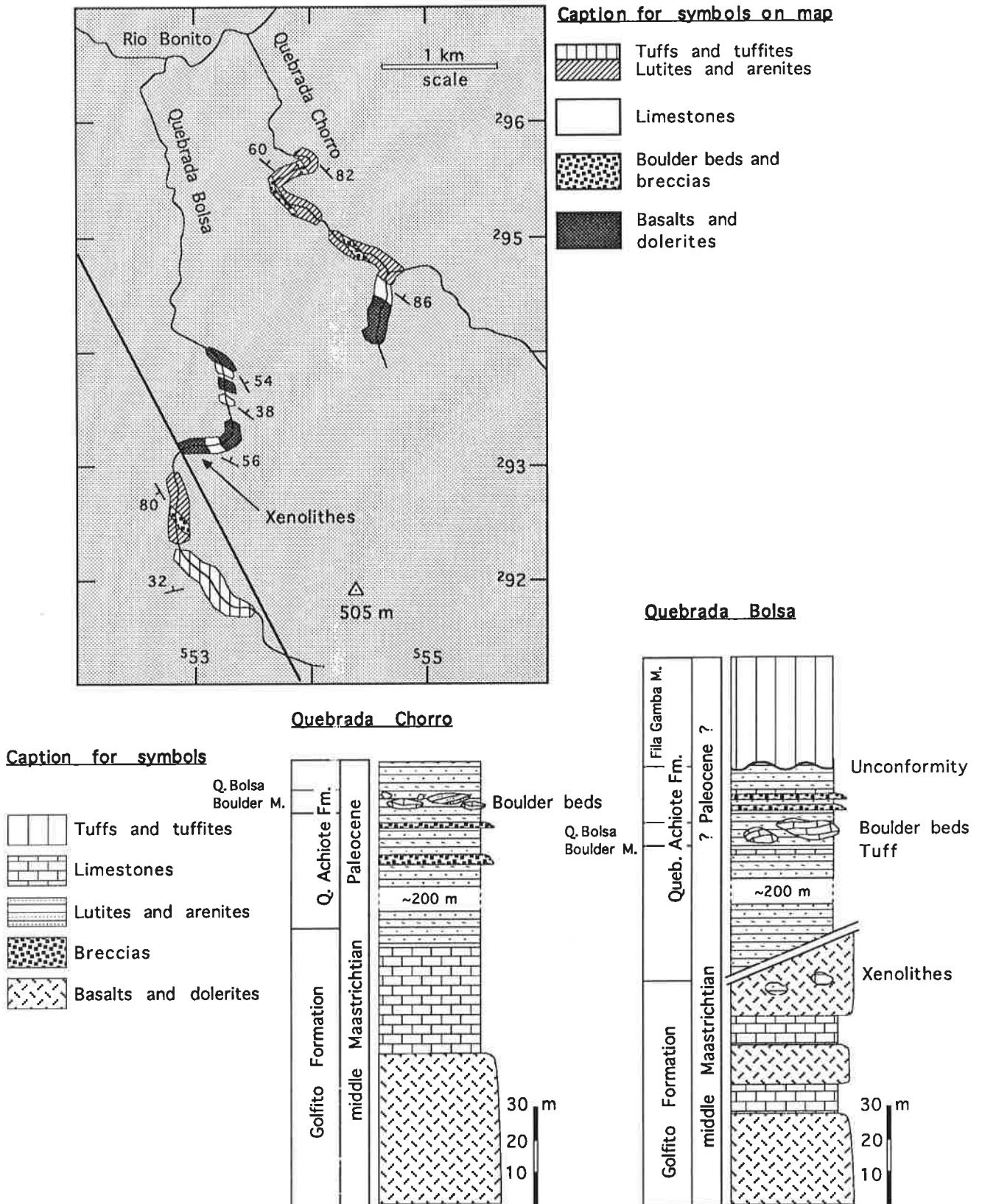


Figure 18. En haut: carte des affleurements des Quebradas Bolsa et Chorro. Localisation de la carte sur la Figure 5. En Bas: coupes schématiques pour ces 2 localités.

Figure 18. Above: outcrop map of the Quebradas Bolsa and Chorro. Map location shown on Figure 5. Below: schematic sections for these 2 localities.

turbidites de haute densité, voire à des *grain flows* (Faciès C2.1/C2.2, Pickering et al. 1989). (B) Ces niveaux présentent souvent de petites failles normales synsédimentaires qui résultent vraisemblablement de phénomènes de compaction différentielle. (C) La matrice des brèches est formée par un sédiment fin argileux rouge sombre (oxypélites). Un tel type de sédiment dérive vraisemblablement de l'altération continentale de roches volcaniques à proximité (Berger, 1974). Cela pourrait indiquer soit (1) que la région de Golfito se trouve à ce moment (Crétacé terminal-Paléocène inférieur) à proximité d'une portion d'arc volcanique émergé, soit (2) que le terrain de Golfito lui-même se trouve à cette époque partiellement émergé. Une telle émergence peut être le fruit d'un événement tectonique (accrétion par exemple), ce qui est compatible avec les niveaux à blocs observés plus haut.

La rivière rejoint la plaine après un dernier coude, qui oriente son cours vers l'ouest, et une série de cascade. Dans ce coude (coord.  $295.7 / 554.0$ ), on observe à nouveau le niveau à blocs, qui remanie des éléments de lutites volcanoclastiques, de tailles pluridécimétriques à métriques, dans une matrice bréchique.

L'ensemble des formations détritiques volcanoclastique y compris le niveau à blocs appartiennent à la Formation Quebrada Achote.

### La Quebrada Bolsa

La Quebrada Bolsa, qui se trouve juste à l'ouest de la Quebrada Chorro, est aussi un affluent du Rio Bonito. Dans la partie basse de la rivière affleurent en alternance des dolérites, des dolérites grenues (microgabbro), des calcaires siliceux gris sombres, des arénites et lutites silicoclastiques (Fig. 18). Les affleurements sont assez discontinus et ne permettent pas de clairement reconstituer une séquence stratigraphique, les différents affleurements étant peut-être séparés par des failles. Néanmoins, ce type d'association de roches dans un secteur donné est typique de la Formation Golfito. Les roches sédimentaires, dans cette première partie de rivière, plongent en moyenne vers le nord-est (Fig. 18). Dans le secteur de rivière orienté est-ouest (coord.  $293.2 / 553.0-553.3$ ), on peut observer deux blocs métriques de calcaires et un bloc de lutites siliceuses pris sous forme de xénolithes dans des masses doléritiques. L'un des xénolithes calcaires a fourni une association de faune à foraminifères donnant un âge Maastrichtien moyen (Zone à gansseri, d'après Robaszinsky et al. 1984, échantillon GDM 91083, Tableau 1).

Vers l'amont, la rivière s'oriente au sud et, après une lacune d'affleurement, apparaissent des séries volcanoclastiques appartenant à la Formation Quebrada Achote, dans lesquelles on trouve un niveau qui remanie des blocs métriques de calcaires (Fig. 20). Cette section représente le stratotype du Membre à Blocs de la Quebrada Bolsa (*Quebrada Bolsa Boulder Member*). La matrice qui emballe les blocs est composée d'arénites volcanoclastiques, parfois légèrement carbonatées, de brèches et de niveaux hyaloclastiques verdâtres, contenant des cristaux de feldspaths idiomorphes dans une matrice vitreuse. L'ensemble est stratifié et plonge fortement vers le sud-ouest (Fig. 18).

En amont, les séries détritiques se terminent par des sédiments fins verdâtres (lutites siliceuses), massifs et homogènes, occasionnellement recoupés par des niveaux arénitiques. Ces masses homogènes, de couleur verte, observées en différents endroits (Quebrada Trenzas, Quebrada Amargura, Fila Gamba, etc.), appartiennent au Membre Fila Gamba de la Formation Quebrada Achote et sont interprétées comme des tuffites (Fig. 18) dérivant d'un volcanisme explosif. Le plongement des stratifications dans les tuffites sommitales (347/32) contraste avec le plongement des séries détritiques sous-jacentes (240/80). Un tel contraste est également observable dans les Quebradas Trenzas et Amargura (voir plus haut). Cette discordance locale



**Figure 19.** Arénites granoclassées, Quebrada Chorro, Formation Quebrada Achiote.

*Figure 19. Graded arenites, Quebrada Chorro, Quebrada Achiote Formation.*



**Figure 20.** Blocs de calcaires pélagiques remaniés dans une matrice détritique sombre dans la Quebrada Chorro, Membre à Blocs Quebrada Bolsa, Formation Quebrada Achiote. Vue vers le nord.

*Figure 20. Pelagic limestone block set in a clastic dark matrix, in the Quebrada Chorro, Quebrada Bolsa Boulder Member, Quebrada Achiote Formation.*



observée en de nombreux endroits reflète donc une discordance régionale entre les séries sommitales de tuffites (Fila Gamba Member, voir plus loin) et les séries sous-jacentes.

### La Quebrada Sardinal

La Quebrada Sardinal est un affluent du Rio Bonito. Au long de son cours sont exposées des séries de roches calcaires et volcanodétritiques plongeant modérément en moyenne vers le nord-nord-est.

Les roches montrent essentiellement trois faciès qui sont: (1) des calcaires siliceux gris clair, (2) des lutites, arénites et brèches volcanoclastiques et (3) des turbidites calcaires dans lesquelles, au sein d'un banc, alternent les deux premiers faciès. Les calcaires, qui forment parfois des séries continues de 5 à 10 m, sont plus abondants vers le haut de la série. Il s'agit de calcaires du type *mudstones*. Les clastes rares sont représentés par des petits grains de feldspath ou de pyroxène, ou encore par des fantômes de radiolaires calcifiés. De très rares spécimens de foraminifères ont pu être observés. Bien qu'ils ne soient pas diagnostiques, il pourrait s'agir de *Planorotalites sp.* du Paléocène. Aucune espèce (bi)carénée du Crétacé supérieur n'a été observée. Les stratifications des séries calcaires forment parfois des slumps assez importants (plurimétriques) déversés vers le nord-est. Les turbidites calcaires sont stratifiées en bancs de 10-20 cm.

La séquence exposée dans la Quebrada Sardinal représente probablement un équivalent latéral de la Formation Quebrada Achote, dans lequel la composante calcaire est plus abondante. Comme nous le verrons plus loin, dans le haut de la rivière, les séries de Golfito sont en contact tectonique avec les basaltes du Bloc de Rincón.

La Quebrada Machaca, qui s'écoule 2 km au nord de la Quebrada Sardinal, présente le même type de séries, en contact tectonique avec les basaltes du Bloc de Rincón dans le haut de la rivière. Nous noterons un affleurement intéressant (coord.  $300.5 / 546.9$ ) où l'on observe un sill d'une épaisseur de 10 m dans des sédiments détritiques. De part et d'autre de l'intrusion, les roches sédimentaires sont totalement recristallisées, principalement silicifiées. Elles prennent une couleur claire (blanc, vert ou jaune) tout à fait inhabituelle.

### La zone côtière

Les affleurements de la zone côtière ont fait l'objet d'une description attentive de la part d'Obando (1986). Cependant, un certain nombre d'observations supplémentaires méritent d'être données, ainsi que de nombreuses datations biostratigraphiques sur la base d'association de faunes à foraminifères, qui clarifient la compréhension de cette région. D'une manière générale, la zone côtière de Playa Cacao à Punta Gallardo, ainsi que le pourtour de l'estuaire sont formés d'une alternance de masses ignées (dolérites, basaltes, basaltes en coussins) et de sédiments volcanoclastiques et calcaires (Fig. 5). Ces deux lithologies sont très souvent mises en contact par des failles, qui forment une dépression, une tranchée ou un ravinement dans le paysage.

Sur la route menant à Playa Cacao (coord.  $288.1 / 553.5$ ), un échantillon (GDM 90047) pris dans des calcaires gris clair, situés à proximité d'un affleurement de dolérites, a livré des faunes à foraminifères du Maastrichtien *sensu largo*.

Au sud de Playa Cacao (coord.  $287.0 / 553.6$ ) sont exposés 7 m d'une section de calcaires pélagiques gris beige, comprenant quelques niveaux finement détritiques (2-5 cm), ou contenant parfois un détritisme fin disséminé. Les calcaires sont des *mudstones* bioclastiques selon la classification de Dunham, et présentent une stratification en bancs de 20-40 cm, des

laminations fines planes ou ondulées, et une intense bioturbation. L'association d'ichnofossiles présentent *Zoophycos*, *Chondrites*, *Teichichnus* et *Planolites* (?), qui est une association classique, décrite notamment pour les calcaires pélagiques crétacés supérieurs des Caraïbes (Warme et al., 1973). Une telle association caractérise, selon Warme et al. (1973), un environnement tranquille et profond (>600 m). Par opposition, le faciès laminé pourrait caractériser des périodes de dépôts de plus haute énergie. La fraction bioclastique comprend principalement des foraminifères planctoniques (*Globotruncanidés*), mais aussi des radiolaires calcifiés et des spicules de spongiaires. Les associations de faunes à foraminifères donnent un âge Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur (Tableau 1, échantillons GDM 90051, 90052, 90057).

Encore plus au sud (coord.  $286.7 / 553.6$ ), les sédiments montrent un faciès plus détritique, dans lequel alternent des niveaux calcaires, arénitiques, et des bancs de lutites. Les niveaux sableux (épaisseur 2-10 cm) forment des chenaux à bases irrégulières érodant le sédiment calcaire sous-jacent. Ces niveaux sont repris par des familles de petites failles normales synsédimentaires. Les faunes à foraminifères montrent un assemblage du Maastrichtien inférieur (Fig., Tableau 1, échantillon GDM 90067).

Environ 200 m à l'est de Punta Voladera, on observe une série de xénolithes, de tailles pluridécimétriques, compris dans une masse doléritique. Il s'agit de blocs de sédiments finement détritiques, dont les bordures montrent un faciès totalement recristallisé. Ces quelques blocs se présentent sous forme de petites masses arrondies (sorte de "gouttes") disposées en séries, qui suggère qu'elles ont d'abord formé une seule lentille, boudinée par la suite de manière relativement ductile. Les bordures thermométamorphosées (métasomatose) et la géométrie de l'ensemble montrent clairement que les sédiments ont été arrachés à leur substrat et incorporés "à chaud" à une coulée massive lors de l'arrivée de celle-ci, ou encore arrachés à l'encaissant lors de l'intrusion d'un sill. Cent mètres plus à l'ouest, on observe clairement le contact des dolérites sur les sédiments, dont les stratifications sont oblitérées sur plus de 1 m sous le contact par le thermométamorphisme et probablement le mécanisme de mise en place de la masse ignée (coulée ou sill). Parfois, les masses ignées sont structurées en coulées métriques à plurimétriques, caractérisées par des bordures à grains fins et un coeur à texture plus grenue.

Entre Punta Agua Fria et Punta Curupacha (Fig. 5), les roches ignées sont constituées de basaltes en coussins essentiellement, dans lesquels on observe des intercalations sédimentaires de calcaires pélagiques. A Punta Curupacha, les calcaires ont pu être datés, sur la base d'associations de faunes à foraminifères, du Campanien supérieur/Maastrichtien inférieur (Zone à calcarata/Zone à falsostuarti d'après Robaszinsky et al. 1984, échantillon FBJ 90119, 90120, Tableau 1, Planche 1). Cinq cents mètres au nord de Punta Curupacha (coord.  $288.0 / 549.1$ ), un promontoire rocheux présente une section à la base de laquelle se trouve des dolérites massives, assez grenues, suivie stratigraphiquement par 5 à 8 m de calcaires pélagiques gris clair. Le sommet de la masse ignée présente une texture plus fine (bordure de refroidissement) et est recoupée par des filons sédimentaires calcaires. Ces filons remplissent des fractures ouvertes, profondes de 30-50 cm et large de 2-3 cm. Les bordures de la fracture présentent une croissance de ciments fibreux radiaux, puis l'espace résiduel est rempli de calcaires micritiques stratifiés. La fracture est probablement générée précocement par la contraction thermique de la coulée doléritique lors de son refroidissement. D'après Flügel (1978), le type de ciments observés sur les parois de la fracture est caractéristiques de milieux peu profonds. Dans cette localité, les associations de faunes à foraminifères donnent, comme à Punta Curupacha, un âge Campanien supérieur Maastrichtien inférieur pour les calcaires (échantillon GDM 90177, Tableau 1).



A Punta el Cabro, au sud de Golfito (Fig. 5), on peut observer tous les types de lithologies: lutites silicoclastiques, arénites, calcaires siliceux, dolérites, basaltes en coussins, basaltes avec prismes de refroidissement. On observe également des xénolithes de petites tailles pris dans des masses doléritiques. Malheureusement, le promontoire de Punta el Cabro est "haché" par de nombreuses failles, ce qui ne permet pas de reconstituer une section représentative.

Les sections côtières présentant dans l'ensemble des associations de corps de roches ignées et sédimentaires, elles sont interprétées comme appartenant à la Formation Golfito (Fig. 5).

### III. 3. SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE

Les levés détaillés présentés ci-dessus ont permis de réviser totalement la stratigraphie de la région de Golfito. La Formation Golfito est redéfinie et une nouvelle formation est proposée: La Formation Quebrada Achote, qui comprend deux nouveaux membres: Le Membre à Blocs Quebrada Bolsa et le Membre Fila Gamba (Fig. 21, Fig. 22).

#### Le soubassement igné

Le soubassement des séries de Golfito est formé par des masses ignées. Il s'agit d'épaisses séries de basaltes, basaltes en coussins et dolérites, qui forment les collines directement au nord-est de l'estuaire de Golfito, ainsi qu'une partie de la section côtière entre Punta Curupacha et Punta Agua Fria (Fig. 22). Par soubassement igné, nous entendons de grandes épaisseurs continues (plusieurs centaines de mètres) de séries volcaniques sans intercalations sédimentaires. En fonction de l'âge des premiers sédiments se trouvant stratigraphiquement au-dessus des séries ignées, on peut donner au soubassement un âge pré-Campanien supérieur. La plus grande épaisseur mesurée de séries basaltiques est de 320 m et l'on peut supposer que l'épaisseur totale puisse atteindre 500 à 1000 m. Ces séries ont été générées par l'effusion de basaltes sous-marins, dont certaines coulées massives montrent une texture doléritique. A l'exception d'une petite intrusion gabbroïque, probablement tardive et non liée à la formation du soubassement (voir Quebrada Km 20, Chapitre III. 2), aucun des termes plus profonds de la série ophiolitique n'a été observé.

#### La Formation Golfito (DENGO, 1962b, redéfinie)

La Formation Golfito telle qu'elle est définie par Dengo (1962b), ou redéfinie dans Baumgartner et al. (1984), ne satisfait pas aux observations stratigraphiques présentées ci-dessus. Dans le présent travail, la Formation Golfito est redéfinie comme suit:

- **Nom:** Nous avons choisi de garder le nom Formation Golfito inchangé, car il caractérise très bien la grande majorité des roches rencontrées dans la région du même nom.

- **Catégorie:** La Formation Golfito représente une unité lithostratigraphique de type formation.

- **Localité type:** La localité type est le Rio Sorpresa (bras nord), et le stratotype est représenté par le regroupement des sections 1, 2 et 3 de cette rivière (Chapitre III. 2, Fig. 6, Fig. 7).

- **Lithologies:** La Formation Golfito est constituée d'une succession de roches volcaniques effusives et de roches sédimentaires (séries volcano-sédimentaires, Fig. 21). Les roches volcaniques sont représentées essentiellement par des dolérites formant des coulées massives et des basaltes (plus rarement) en coulées stratifiées ou en coussins (Quebrada Km

20). Les roches sédimentaires forment, à la base de la formation, des intercalations peu épaisses (1-5 m) et deviennent plus importantes vers le haut de la formation (10-50 m). Les trois faciès que l'on rencontre pour les roches sédimentaires de la Formation Golfito sont (voir aussi Obando, 1986):

(1) Le faciès calcaire: il est représenté par des calcaires gris beige régulièrement stratifiés en bancs pluridécimétriques, souvent laminés. Il s'agit de *mudstones*, *wackestones* et *packstones* bioclastiques à foraminifères planctoniques abondants du Campanien-Maastrichtien et radiolaires calcifiés, accompagnés en proportion mineure par des clastes phosphatés, foraminifères benthiques et clastes lithiques (plagioclases, pyroxènes et parfois quartz). Le faciès calcaire est aussi représenté par des sédiments détritiques fins, des calcilutites, de couleur gris beige à gris sombre, généralement azoïques. Le faciès calcaire, interstratifié avec le faciès détritique, peut être représenté par de petites séries de deux ou trois bancs, chacune d'une épaisseur totale inférieure au mètre, comme par une ou plusieurs séries plus importantes, dont l'épaisseur peut atteindre 20 à 30 m. Le faciès calcaire représente une fraction importante des roches de la Formation Golfito, particulièrement au cours du Maastrichtien moyen.

(2) Le faciès silicoclastique (arénites et lutites, brèches): la description d'Obando (1986) pour ce faciès regroupe les arénites et les lutites, mais ne fait pas mention du pôle le plus grossier de ce faciès, les brèches, qui affleurent surtout dans l'arrière-pays. On rencontre, en effet, interstratifiés avec les sédiments calcaires, un large spectre de roches volcanoclastiques. Cela peut aller du niveau arénitique d'épaisseur centimétrique formant un petit chenal dans les sédiments calcaires, à des séries plus développées (jusqu'à 100 m) où l'on observe des *grainflows* plus ou moins grossiers, ainsi que des dépôts turbiditiques. Les arénites sont de couleur gris sombre, forment des bancs pluridécimétriques et montrent souvent une base irrégulière érosive chenalissant la fraction fine du banc sous-jacent. Les lutites sont généralement de couleur plus claire. Les grains sont essentiellement constitués de plagioclases et de clastes basaltiques, accompagnés en proportion mineure de pyroxènes et lithiques variés. Une matrice tuffitique sert parfois de support aux clastes volcaniques. En général, ces sédiments sont dépourvus de grains de quartz. Néanmoins, dans le stratotype du Rio Sorpresa (section 2), les arénites volcaniques contiennent une grande proportion de grains de quartz (20-30 %), dont l'habitus semble indiquer qu'ils proviennent d'une autre source que les grains d'affinité basaltique. Les brèches ont été observées associées à des calcaires pélagiques gris clair (Km 20). Elles peuvent former des bancs d'épaisseur (pluri)métrique et remanient principalement des clastes de basalte (95%), ainsi que des clastes de calcaires et de lutites fines, parfois sous forme de galets mous.

(3) Le faciès tuffitique: le troisième faciès est un faciès détritique très fin, classé par Obando (1986) sous limonites et argilites. Il s'agit de sédiments très fins, légèrement siliceux, formant des bancs de quelques dizaines de centimètres, souvent isolés dans les séries détritiques plus grossières. Ce faciès est surtout caractérisé par sa patine claire, de couleur jaune verdâtre, à jaune orangé lorsque la roche est très altérée. En lame mince, on constate que cette roche est formée à 99% d'une matrice très fine, subamorphe, contenant quelques clastes de plagioclases, pyroxènes, basaltes, ainsi que des fantômes de foraminifères planctoniques et de radiolaires. La matrice comprend parfois une fraction carbonatée importante (30%). Ce troisième faciès est donc interprété comme des coulées (relativement isolées) de cendres volcaniques, désigné ici sous le nom générique de tuffites, plutôt que limonites et argilites comme proposé précédemment (Obando, 1986).

- **Limites:** La base de la Formation Golfito est définie par l'apparition des premières intercalations sédimentaires métriques (lutites, calcaires) au sein des dolérites et basaltes du soubassement. La Formation Golfito doit être diagnostiquée par le critère suivant: coexistence

latérale et de façon répétée d'affleurements, allant jusqu'à plusieurs dizaines de mètres d'extension, de roches volcaniques (dolérites, basaltes) et de roches sédimentaires contenant des calcaires pélagiques clairs à *Globostruncanidés*. Le caractère quelque peu empirique de cette définition est dû aux mauvaises conditions d'affleurement et au fait que les séries sont fréquemment recoupées par des failles, ce qui empêche généralement d'observer directement les successions volcano-sédimentaires en séquences stratigraphiques. Le sommet de la formation est défini par l'arrêt de la sédimentation calcaires, qui laisse place à une sédimentation détritique dominante (Formation Quebrada Achiote), contenant une proportion mineure de calcaires pélagiques siliceux et dépourvus de *Globostruncanidés*.

- **Géométrie:** Les différents faciès de la Formation Golfito sont totalement interstratifiés et on les trouve dans un ordre absolument quelconque. Pour chaque section, les différents faciès forment probablement des corps de roches relativement restreints, qui ne peuvent être corrélés avec des corps de roches équivalents dans d'autres sections éloignées de quelques kilomètres. De même, les corps de roches volcaniques forment probablement des plateaux de petite dimension, que l'on ne peut corréler d'une section à l'autre. L'épaisseur de la Formation Golfito peut être estimée à environ 100 à 300 m (Fig. 21). Il faut noter que cette épaisseur, difficile à estimer à cause des conditions d'affleurements, est probablement assez variable. La grande irrégularité dans la distribution géographique des différents faciès, ainsi que le détritisme intra-océanique basaltique suggère que la formation s'est déposée sur un relief sous-marin préexistant. Les sédiments venant combler ce relief, il est normal de trouver des épaisseurs importantes dans les paléo-bassins et des épaisseurs plus réduites sur les parties structurellement plus hautes (Fig. 23). De plus, les coulées volcaniques massives, basaltiques et doléritiques, ayant une extension latérale limitée, certaines zones doivent être épaissies par l'apport en matériel volcanique (*seamount*, Fig. 23).

Les tuffites de la Formation Golfito impliquent la présence à proximité de la zone de dépôt d'un volcanisme explosif. Une étude plus détaillée de la paléobathymétrie des foraminifères benthiques remaniés dans les sédiments pélagiques devrait permettre de préciser si ces volcans étaient émergés (Fig. 23) ou sous-marins. L'activité volcanique s'exprime donc par des intrusions, des épanchements sous-marins et des volcans.

La Formation Golfito forme la zone centrale et la zone côtière du Terrain de Golfito (Fig. 5, Fig. 22). Aucune série n'est décrite dans la région, qui puisse correspondre à un équivalent latéral de cette formation.

- **Age:** L'âge de la Formation Golfito va du Campanien supérieur au Maastrichtien moyen (Zone à calcarata-Zone à gansseri, selon la zonation de Robaszinsky et al. 1984; Fig. 22). Plus précisément, des calcaires pélagiques ont pu être datés, par leur association de faunes à foraminifères planctoniques, du Campanien supérieur dans une section sédimentaire comprise dans des masses ignées et du Maastrichtien moyen dans des calcaires associés à des coulées basaltiques et dans des calcaires stratigraphiquement au-dessus d'une épaisse masse de dolérites. Cela montre que le volcanisme effusif est actif pendant cette période jusqu'au Maastrichtien moyen (Fig. 21, Fig. 23).

### La Formation Quebrada Achiote (nouvelle formation)

La cartographie de l'arrière-pays a permis de mettre en évidence que la Formation Golfito et ses séries volcano-sédimentaires sont suivies par des séries volcanoclastiques, baptisées ici Formation Quebrada Achiote (Fig. 21).

- **Nom:** Le nom correspond au nom d'une rivière qui s'écoule au nord-est de la région de Golfito ("quebrada" désignant une rivière) et qui offre une section continue de plus de 200 m de puissance, ne représentant qu'une partie de cette nouvelle formation.

- **Catégorie:** La Formation Quebrada Achote définit une unité lithostratigraphique de type formation. Elle comprend deux sous-unités de type membre présentant un faciès distinct qui sont: Le Quebrada Bolsa Boulder Member et le Membre Fila Gamba (Fig. 21, Fig. 22).

- **Localité type:** La localité type est la rivière Quebrada Achote dans laquelle affleure le stratotype (Fig. 11).

- **Lithologies:** La Formation Quebrada Achote est constituée à 90 % de roches volcanoclastiques et d'une faible proportion de roches calcaires. Les roches de la formation peuvent être classées sous cinq faciès:

(1) Le faciès calcaire: il représente une fraction mineure des roches de la formation. Il s'agit de calcaires gris clair, régulièrement stratifiés en bancs pluridécimétriques, riches en traces de fouissage. Le microfaciès est du type *wackestones*, micritiques, légèrement siliceux. Les grains sont essentiellement représentés par des radiolaires calcifiés et des spicules d'éponges, mais l'on observe aussi une fraction détritique très fine comprenant des grains de feldspaths et de quartz. Le mauvais état de préservation des radiolaires n'a pas permis de dater ces microfossiles.

(2) Le faciès turbiditique. Il s'agit d'arénites volcanoclastiques généralement granoclassées, de couleur gris brun à gris noir, stratifiées en bancs de 10 à 30 cm. Les éléments a, (b), c et e de la séquence de Bouma sont souvent présents. La fraction fine de la turbidite est souvent calcaire et présente des traces de bioturbation. Le détritisme est généralement d'affinité basaltique (plagioclases, pyroxènes et grains de basaltes).

(3) Le faciès brèchique: on rencontre, dans ces séries détritiques, des brèches qui ne sont parfois composées que de clastes basaltiques et parfois aussi de clastes divers pyroclastiques. Les brèches basaltiques monogéniques sont produites par l'érosion et le remaniement *in situ* des roches basaltiques de la Formation Golfito. Par contre, les brèches à clastes pyroclastiques et tuffitiques sont dérivées de roches volcaniques, issues d'un volcanisme explosif (présence de cendres et d'éclats de verre volcanique), qui pourrait être lié à un arc volcanique. Il faut noter que dans le stratotype, les brèches polygéniques ont été observées au sommet de la série.

(4) Le faciès détritique fin: une relativement grande partie des roches détritiques de la Formation Quebrada Achote est représentée par des lutites fines à très fines, légèrement siliceuses, de couleur gris noir à verdâtre ou jaunâtre. Elles forment des séries massives avec une stratification assez lâche. En lames minces, certaines de ces roches (en général celles dont la couleur est plus claire) montrent qu'elles dérivent de cendres volcaniques et qu'il s'agit donc de tuffites.

(5) Le faciès pyroclastique: occasionnellement, on rencontre des coulées de matériel pyroclastique (Quebrada Achote, Quebrada Bolsa) sous forme de bancs de 50-80 cm, montrant parfois un granoclassement inverse et contenant des phénocristaux de plagioclases, pyroxènes, ou encore des échardes de verre volcanique plurimillimétriques dans une matrice de cendres volcaniques. Ce faciès, qui témoigne de la présence d'un volcanisme explosif à proximité, peut être vu comme les premières incursions du Membre de Fila Gamba qui caractérise le sommet de la formation (Fig. 21).

**Le Membre à Blocs Quebrada Bolsa (nouveau membre).** La section de Quebrada Bolsa (Fig. 18) comprend un niveau à blocs, qui constitue le stratotype du Membre à Blocs Quebrada Bolsa. Les blocs, de taille (pluri)métrique, sont formés par des calcaires micritiques

bioclastiques, qui sont remaniés dans une matrice volcanoclastiques d'arénites et brèches. Latéralement (Quebrada Chorro), le membre montre d'autre type de blocs qui sont des lutites et des petits blocs de basaltes. Un bloc de calcaire de la Quebrada Chorro a fourni des faunes à foraminifères planctoniques du Paléocène moyen inférieur (voir Chapitre III. 2).

**Le Membre Fila Gamba (nouveau membre).** Au nord-ouest de Golfito, là où la route Golfito-Villa Briceño longe le chaînon montagneux de Fila Gamba, affleure une section de roches pyroclastiques et volcanoclastiques qui forment le stratotype du nouveau Membre Fila Gamba (Fig. 12, Fig. 21). Il s'agit de roches massives de type tuffites et lutites, de couleur vert clair à jaunâtre, contenant des niveaux turbiditiques et des niveaux de coulées de débris pyroclastiques primaires. Ces roches sont le produit primaire ou secondaire d'un volcanisme explosif, probablement de type arc volcanique. Là où le Membre Fila Gamba a été observé, il montre des stratifications généralement discordantes par rapport aux stratifications des lithologies sous-jacentes. Nous supposons donc que ces séries se sont déposées à proximité d'un arc volcanique, sur un soubassement structuré et érodé lors de l'accrétion de ce dernier à l'arc volcanique (Fig. 23).

**-Limites:** La base de la Formation Quebrada Achote est définie par le fait que les roches volcanoclastiques deviennent dominantes et qu'elles ne contiennent plus de calcaires à *Globotruncanas*, mais des calcaires pélagiques siliceux en proportion mineure et dont les faunes ne sont pas reconnaissables à la loupe. Le sommet de la formation n'est pas défini de façon stricte puisque la stratigraphie de la région de Golfito s'arrête au sommet de la Formation Quebrada Achote. Néanmoins, le Membre Fila Gamba peut être considéré comme un marqueur du sommet de la formation.

**- Géométrie:** La Formation Quebrada Achote affleure abondamment dans l'arrière pays de la région de Golfito (Fig. 22). Les cinq faciès décrits sont interstratifiés de manière irrégulière. Le détritisme volcanoclastique pour la plus grande partie peut être dérivé du remaniement *in situ* des roches volcaniques (basaltes) de l'unité elle-même. Néanmoins une part du détritisme, surtout vers le haut de la formation semble avoir comme source un volcanisme explosif (présence de cendres et d'échardes de verre volcanique), qui pourrait être lié à un arc volcanique à proximité (Fig. 23). Le Membre à Blocs Quebrada Bolsa apparaît vers le haut de la formation et n'affleure que dans les Quebradas Bolsa et Chorro. Il est le premier témoin de l'accrétion initiale du terrain de Golfito avec l'arc volcanique. Son épaisseur n'excède pas 5 m. Le Membre Fila Gamba quant à lui apparaît en différents endroits comme des petites klippes, qui reposent tantôt au sommet de la Formation Quebrada Achote, tantôt directement sur la formation Golfito, la Formation Quebrada Achote ayant été dans ce cas complètement érodée (Fig. 22). Le Membre Fila Gamba représente donc en quelque sorte une séquence de recouvrement (*overlap sequence*) scellant l'accrétion du terrain de Golfito. Cependant, cette séquence de recouvrement ne se retrouve pas dans les unités géologiques avoisinantes et, en particulier, on ne retrouve pas de sédiments équivalents dans les séries de *fore arc* du Terrain de Chorotega par exemple. Cette absence pourrait être expliquée par le fait qu'on ne trouve pas à l'affleurement les sédiments pré-Eocène des séries de *fore arc*. On peut aussi supposer que le terrain de Golfito, une fois accrété, a encore subi un déplacement par *strike slip* le long de la marge d'accrétion qui a séparé la séquence de recouvrement du terrain accrété de ces mêmes séquences déposées sur l'autochtone (Terrain de Chorotega). Le stratotype du Membre Fila Gamba montre une épaisseur de 20 m environ qui est inférieure à l'épaisseur totale de cette unité que l'on peut estimer à près du double dans la Quebrada Bolsa par exemple. L'épaisseur de la Formation Quebrada Achote peut être estimée dans la localité type à environ 250 m. Néanmoins, cette épaisseur ne représente pas toute la formation, puisqu'il faut y ajouter

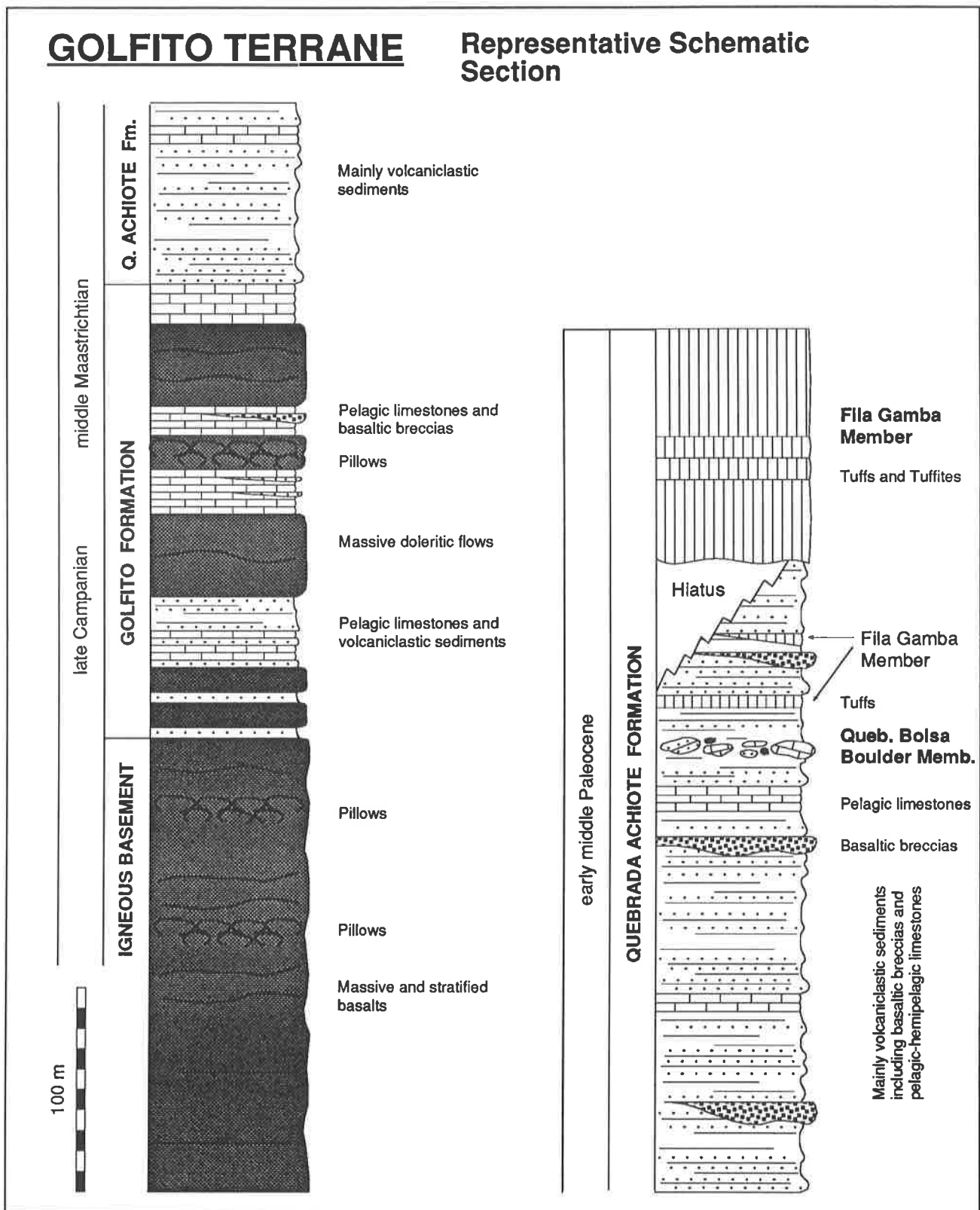


Figure 21. Section schématique représentative de la stratigraphie du Terrain de Golfito. Compilation des données de l'ensemble du terrain.

Figure 21. Representative schematic section of the Golfito Terrane stratigraphy. Compiled from all data from the Golfito Terrane.

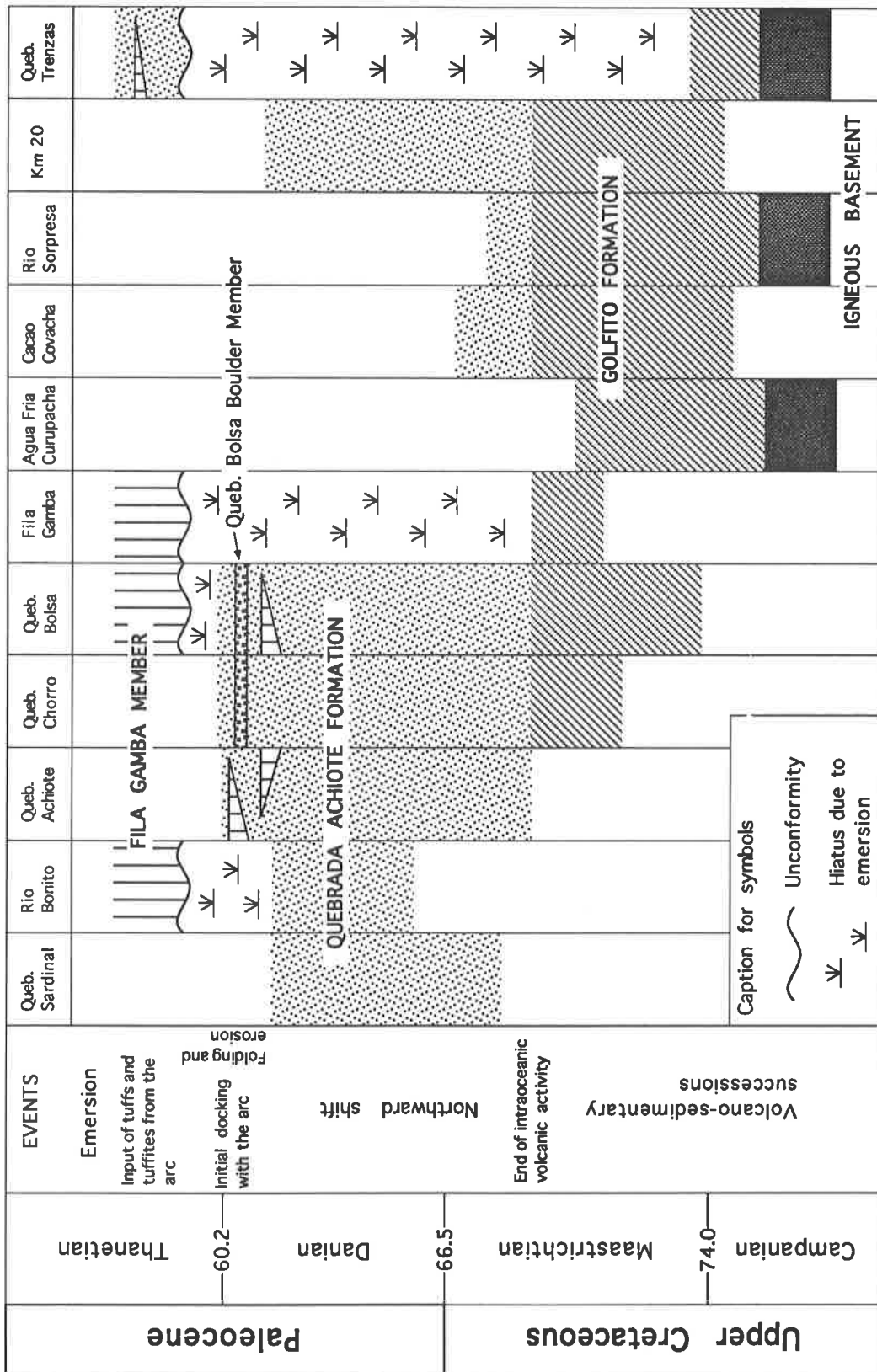


Figure 22. Distribution géographique et stratigraphique des différentes formations du Terrain de Golfito et évènements principaux marquant l'évolution tectonique du terrain.

Figure 22. Geographical and stratigraphic distribution of formations in the Golfito Terrane and main events controlling the tectonic evolution of the terrane.

# Le Terrain de Golfito

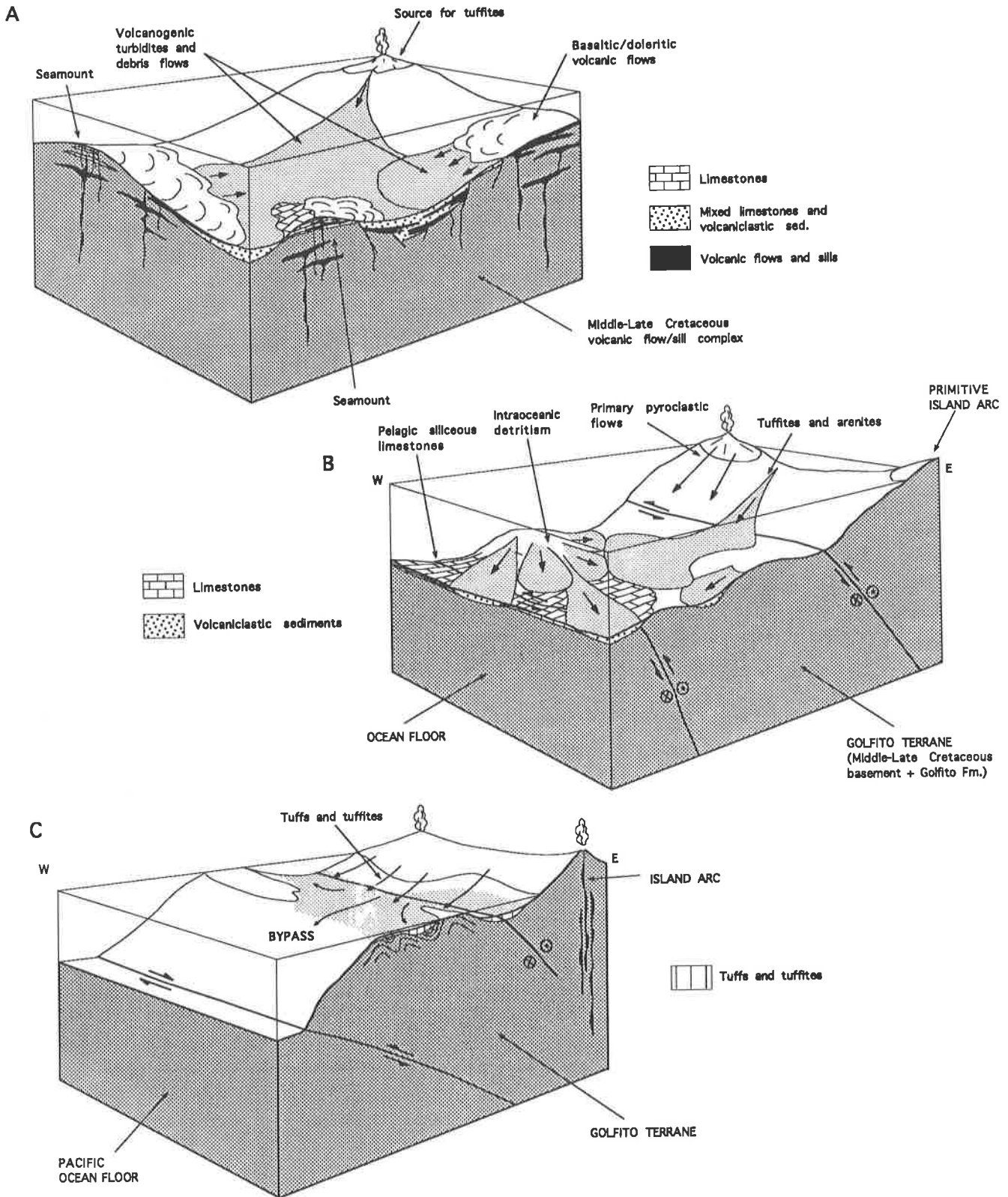


Figure 23. Reconstitution schématique des paléoenvironnements caractérisant la stratigraphie du Terrain de Golfito: (A) au Campanien supérieur-Maastrichtien moyen; (B) du Maastrichtien moyen au Paléocène supérieur; (C) au Paléocène supérieur.

Figure 23. Schematic reconstruction of the paleoenvironments for the Golfito terrane through time: (A) from the late Campanian to the middle Maastrichtian; (B) from the middle Maastrichtian to late Paleocene; (C) during the late Paleocene.



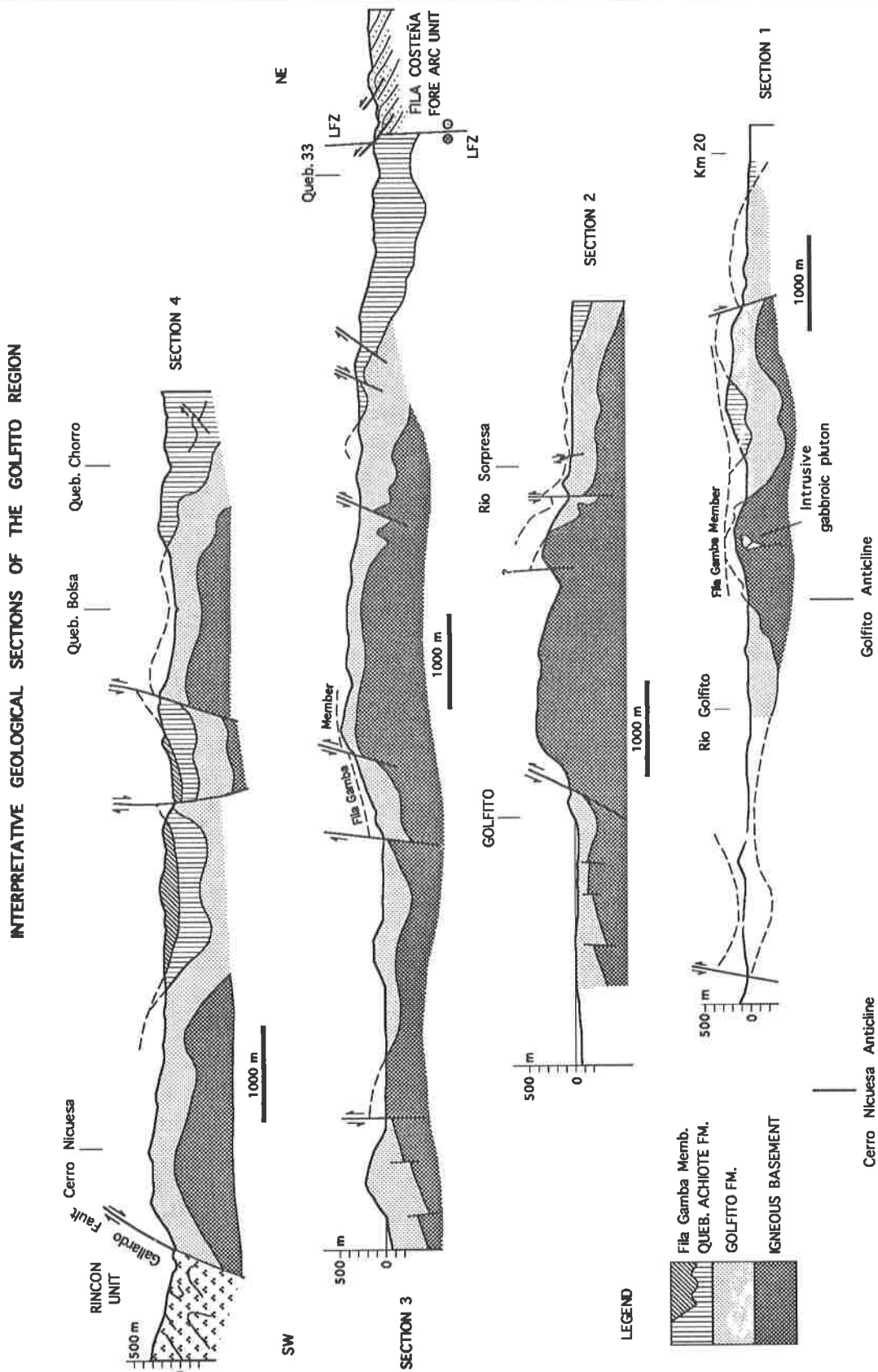


Figure 24. Quatre coupes à travers le Terrain de Golfito montrant la structure du terrain et les contacts avec les unités limitrophes. Localisation des coupes sur la Figure 5.

Figure 24. Four sections across the Golfito Terrane showing the structure of the terrane and the contact with the surrounding units. Locations of sections shown on Figure 5.

l'épaisseur des parties inaccessibles de la section, ainsi que l'épaisseur du Membre Fila Gamba qui n'apparaît pas dans le stratotype. L'épaisseur totale peut donc atteindre environ 400-500 m.

Aucune série n'est décrite dans la région qui puisse correspondre à un équivalent latéral de la Formation Quebrada Achote.

- **Age:** Comme nous l'avons dit plus haut, les séries en général et les calcaires siliceux en particulier n'ont pas fourni de faunes datables. Cependant, dans la Quebrada Chorro, un bloc de calcaires du Membre à Blocs Quebrada Bolsa a pu être daté avec un certain degré de confiance du Paléocène moyen inférieur (voir Chapitre III. 2). L'olistostrome étant plus ou moins contemporain de l'olistolithe (aspect semi-lithifié de l'olistolithe), l'âge du Membre à Blocs doit être Paléocène moyen. Ainsi la base de la Formation Quebrada Achote doit se trouver dans le Maastrichtien moyen-supérieur puisqu'elle repose sur du Maastrichtien moyen daté de la Formation Golfito. Son sommet (Membre Fila Gamba), qui reste à être daté paléontologiquement, doit se trouver dans le Paléocène moyen ou plus jeune (Fig. 21, Fig. 22).

### III. 4. LIMITES DU TERRAIN DE GOLFITO

#### Contact avec les séries de la Fila Costeña

Au nord-est de la région de Golfito s'étend une chaîne côtière (Fila Costeña), orientée NW-SE. Cette chaîne est formée par au moins 3500 m de sédiments principalement volcanoclastiques, d'âge éocène à pliocène (Mora, 1979; Henningsen, 1966; Yuan and Lowe, 1987; Lowery, 1982). Ces sédiments, interprétés comme des séries de *fore arc basin*, sont séparées de la région de Golfito par une dépression rectiligne empruntée par la route pan-américaine (Fig. 5). Cette dépression est interprétée comme une zone de faille transformante importante et elle est de manière informelle appelée *Longitudinal Fault Zone* (LFZ). Corrigan et al. (1990) ont formalisé cet accident sous le nom de *Ballena-Celmira Fault Zone* (BCFZ) (voir aussi Kolarsky et al., in press). Il s'agit d'un plan de faille subvertical orienté NW-SE. Cette suture se poursuit vers le sud, au travers des péninsules de Sona et Azuero, au Panama. Vers le nord, cette suture longe la Côte Pacifique, passe au nord du promontoire de Quepos et en travers du promontoire de Herradura, pour se terminer dans la baie du Tempisque. Cette zone de faille montre une composante sénestre au Panama (Mann and Corrigan, 1990), tandis qu'au Costa Rica, sa composante est incertaine, bien que souvent montrée comme dextre (Kolarsky et al., in press).

Dans la localité de Quebrada 33 (Fig. 5), les versants montagneux de Golfito et de la Fila Costeña se rejoignent, séparant à cet endroit les réseaux hydrographiques du Rio Coto Colorado vers le sud-est et du Rio Bonito-Rio Esquinas vers le nord-ouest. La Quebrada 33 traverse ce verrou hydrographique et présente une section du contact entre les séries de *fore arc* de la Fila Costeña et les séries de Golfito (Fig. 24).

Dans la rivière, quelques dizaines de mètres en amont de la route, on observe un affleurement de quelques m<sup>2</sup> dans des alternances de calcaires et d'arénites. La cassure arrondie et l'aspect sableux peu consolidé des arénites montrent qu'il s'agit des séries Oligo-Miocène de *fore arc*. Les séries de *fore arc* affleurent encore sous la route, puis, en aval de la route après une lacune d'affleurement de quelques dizaines de mètres, on retrouve des arénites verdâtres altérées et des lutites, dont la cassure anguleuse et la patine verdâtre à jaunâtre indique qu'il s'agit des séries de Golfito. Ainsi, dans la rivière, le contact entre les deux unités est masqué. Par contre sur un sentier qui longe la rivière par l'est, une section du contact est observable (Fig. 5, coord. 294.6 / 559.1). Sur le versant sud d'un petit relief que le sentier traverse affleurent des séries altérées de lutites légèrement siliceuses et à cassure nette qui

s'apparentent aux séries de Golfito. Sur le sommet de cette petite butte, ainsi que sur son versant nord jusqu'à la route, affleurent des séries sableuses peu consolidées qui, elles, s'apparentent aux séries de fore arc. Aucune suture profonde n'est observée entre ces deux lithologies. On peut donc supposer que les deux lithologies sont mises en contact par un chevauchement mineur local (Fig. 24). Ces chevauchements mineurs, associés à des chevauchements de plus grande importance, sont reconnus dans toute la Fila Costeña (*Terraba Belt*, Kolarsky et al., in press), datés comme post-Miocène et liés à l'inversion tectonique du bassin de fore arc dû à l'entrée en subduction de la ride de Cocos (Corrigan et al., 1990; Kolarsky et al., in press). Ces chevauchements représentent la tectonique active et ils recoupent vraisemblablement la suture majeure cisailante qu'est la LFZ..

### Contact avec le Bloc de Rincón

A l'ouest, le terrain de Golfito est bordé par une unité nouvellement définie: le Bloc de Rincón (voir Chapitre IV). Comme nous le verrons en détail plus loin, cette unité est composée à 99 % de basaltes, renfermant de petites intercalations sédimentaires (jaspes, cherts, radiolarites, calcaires). Sur la section côtière, la limite entre les deux unités n'est pas visible et passe par la baie de Punta Gallardo (Fig. 5). Dans l'arrière-pays, nous avons pu retrouver cette limite en quatre localités.

Dans le haut de la Quebrada Nicuesa (Fig. 5) qui serpente dans une dépression rectiligne parallèle au contact entre les deux unités, nous avons observé des roches très altérées, constituées tantôt de lutites silicoclastiques et tantôt de basaltes. Cette alternance de même que le caractère altéré des roches nous amène à penser que la rivière suit précisément le contact tectonique entre les deux unités.

Dans le Rio Bonito (Fig. 25), après avoir quitté les séries tuffitiques de la Formation Quebrada Achiote, on trouve encore un affleurement de roches doléritiques, puis on entre dans des séries continues de basaltes stratifiés ou en coussins, contenant parfois des brèches basaltiques. Les stratifications dans les basaltes (parfois en coussins) sont souvent subverticales. Des laves en coussins ont même été observées en position renversée (Fig. 25). Le contraste de lithologies (sédiments-dolérites versus basaltes), ainsi que le contraste tectonique (stratifications à plongement modéré dans l'unité de Golfito, fort plongement dans le Bloc de Rincón) marque le passage brutal d'une unité à l'autre.

Dans la Quebrada Sardinal (Fig. 25), dans le prolongement du contact observé dans le Rio Bonito, on retrouve un passage brutal entre des lithologies sédimentaires (calcaires, séries volcanilastiques) et des lithologies basaltiques (basaltes, basaltes en coussins, brèches basaltiques).

Dans la Quebrada Machaca (Fig. 25), toujours dans le prolongement des deux premiers contacts, le même type de transition est observé. Les séries sédimentaires à l'est, qui contiennent un sill doléritique (voir Quebrada Sardinal, Chapitre III. 2), plongent régulièrement vers le nord-est. Les séries basaltiques à l'ouest montrent immédiatement des plongements irréguliers tantôt vers le nord-est et tantôt vers le sud-ouest. De plus ces dernières contiennent des niveaux de jaspes rouges, ce qui n'est jamais observé dans le Terrain de Golfito.

L'alignement de cette série de contacts, la topographie qui présente des dépressions rectilignes dans l'axe de ces contacts et le contraste tectonique entre les deux unités nous amènent à penser qu'il s'agit d'un contact tectonique à fort plongement. De plus, le renversement des basaltes en coussins impliquant un déversement des structures vers l'est dans le compartiment du Bloc de Rincón (F. Bujan, comm. pers), nous en concluons que le contact

correspond à une faille inverse, où le Bloc de Rincón constitue le compartiment supérieur (Fig. 24). Nous donnerons à cette faille le nom de Faille de Gallardo.

Le Terrain de Golfito n'affleure pas au sud du Rio Coto Colorado. Néanmoins, des données paléomagnétiques équivalentes nous amènent à penser que la péninsule d'Azuero au Panama constitue la prolongation méridionale du terrain (voir Chapitre VII. 5).

### III. 5. STRUCTURE DU TERRAIN DE GOLFITO

La cartographie détaillée de la région ainsi que les études stratigraphiques nous ont permis de construire quatre coupes géologiques interprétatives qui illustrent la structure du Terrain de Golfito.

Le terrain est marqué par des ondulations de faible amplitude recoupées par de nombreuses failles. La figure 24 ne présente que les failles les plus importantes. La géométrie du terrain présente deux anticlinaux séparés par un synclinal. L'anticlinal de Golfito présente un flanc NE abrupte affecté par des replis secondaires montrant des zones de flancs renversés. Le flanc SW est affecté par une grande faille normale (?) à fort pendage orientée NW-SE et qui longe la côte de l'estuaire.

L'anticlinal du Cerro Nicuesa, plus au sud-ouest, permet au soubassement et aux sédiments les plus vieux (campaniens) d'affleurer sur les sections côtières.

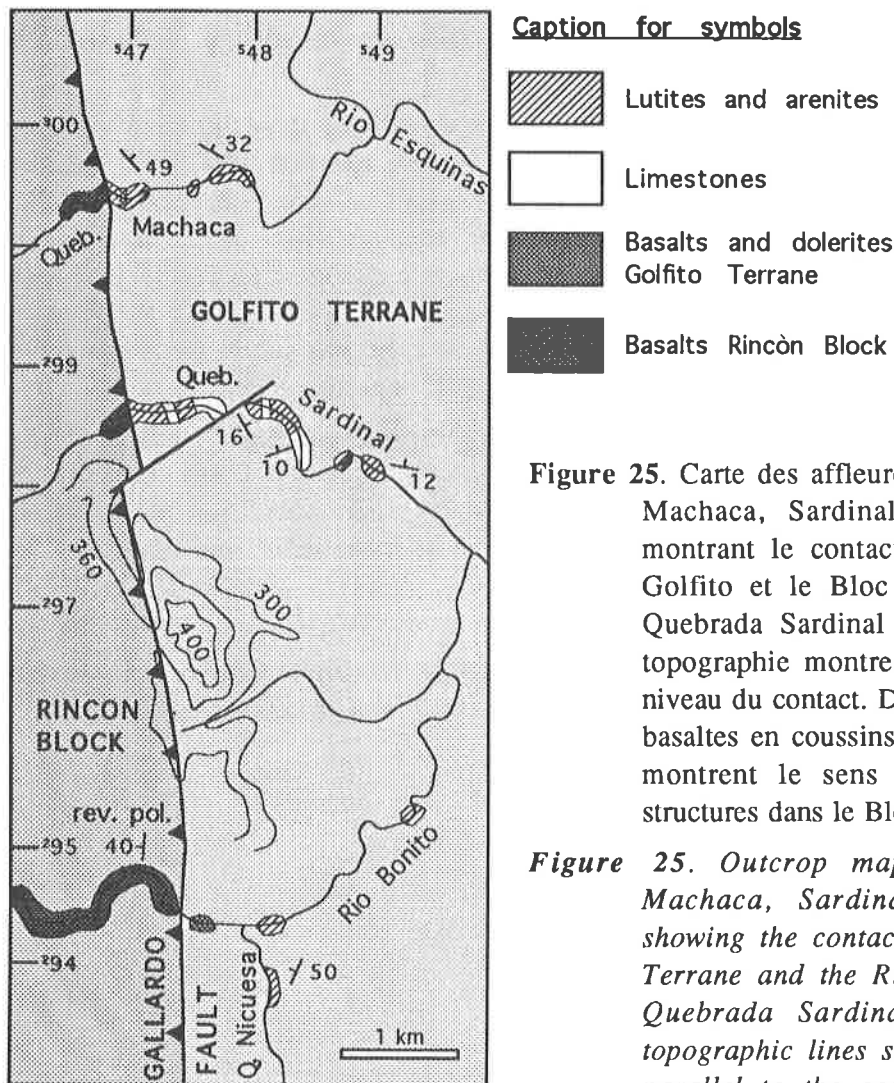
Le Membre Fila Gamba recoupe en discordance les séries plus anciennes (Fig. 24). Cette discordance recoupe plus profondément la stratigraphie dans l'axe des anticlinaux, ce qui montre que le terrain était déjà structuré au moment du dépôt du Membre Fila Gamba. Le Membre à Blocs Quebrada Bolsa peut être considéré comme un indicateur du début du plissement. Ce dernier est donc probablement d'âge paléocène (voir Chapitre III. 3).

L'ouverture de failles en échelons dans la charnière d'un pli en kink (Rio Sorpresa) suggère que le plissement s'est produit dans une zone en transpression.

### III. 6. DISCUSSION

Le Terrain de Golfito est donc caractérisé par une stratigraphie tripartite. Elle commence par un soubassement basaltique, puis se poursuit par des séries volcano-sédimentaires dans lesquelles des sédiments pélagiques ou volcanoclastiques alternent avec des coulées massives doléritiques. Ces séries représentent la Formation Golfito.

Les nombreuses coulées massives de basaltes et dolérites montrent que le terrain était soumis à une intense activité volcanique durant la Crétacé supérieur, jusqu'au Maastrichtien moyen. En comparaison, des traces d'activités volcaniques jusqu'au Campanien sont connues dans les Caraïbes (Saunders et al., 1973). Les épanchements de surfaces produisant les séries volcano-sédimentaires devaient probablement s'exprimer en profondeur par l'intrusion massive de sills et dikes venant épaissir le soubassement basaltique (Fig. 23). Une telle situation, avec un soubassement épaissi au Crétacé supérieur, suivi par des séries volcano-sédimentaires, s'apparente à la stratigraphie de la plaque Caraïbe établie sur la base des études sismiques et des forages profonds (Edgar et al., 1971; Saunders et al., 1973; Bence et al., 1975; Fox & Heezen, 1975; Burke et al., 1978; Ladd & Watkins, 1980; Stoffa et al., 1981). Ce type de stratigraphie caractérise non seulement les plateaux océaniques des Caraïbes, mais également des plateaux océaniques du même âge, que l'on trouve dans le Pacifique (Bowland & Rosencrantz, 1988).



**Figure 25.** Carte des affleurements des Quebradas Machaca, Sardinal et du Rio Bonito montrant le contact entre le Terrain de Golfito et le Bloc de Rincón. Entre la Quebrada Sardinal et la Rio Bonito, la topographie montre un surcreusement au niveau du contact. Dans le Rio Bonito, des basaltes en coussins en position renversée montrent le sens de déversement des structures dans le Bloc de Rincón.

**Figure 25.** Outcrop map of the Quebrada Machaca, Sardinal and Rio Bonito showing the contact between the Golfito Terrane and the Rincón Block. Between Quebrada Sardinal and Rio Bonito, topographic lines show a negative relief parallel to the contact. In Rio Bonito, reversed polarity in pillow basalts show the vergence of folds in the Rincón Block.

Les calcaires pélagiques de la Formation Golfito ont donné des âges couvrant l'intervalle Campanien supérieur-Maastrichtien moyen. Ils présentent souvent de nombreuses traces fossiles de mêmes natures que celles décrites dans des calcaires du même âge de la plaque Caraïbe (Warme et al., 1973).

Les séries volcanoclastiques représentent essentiellement un détritisme basaltique (Fig. 23), exception faite de quelques niveaux dans le Campanien supérieur (Rio Sorpresa) qui présentent à la fois un détritisme basaltique et un détritisme à grains de quartz. Le détritisme basaltique devait être produit *in situ*, par l'érosion sous-marine et le remaniement des basaltes produits par les épanchements massifs formant des *seamounts* locaux (Fig. 23). Le terrain devait donc être caractérisé par un relief sous-marin important. La présence de grains de quartz à la base de la stratigraphie suggère que le terrain se trouvait à proximité d'une marge continentale ou d'un arc volcanique évolué dans le Campanien supérieur, au début de son évolution tectonique (voir Chapitre IX. 4).

La présence de sédiments tuffitiques dès le Campanien suggère l'existence à proximité d'un volcanisme explosif. L'activité volcanique qui caractérise cette période produisait donc également des volcans probablement émergés (Fig. 23).

La suite de la stratigraphie est représentée par la Formation Quebrada Achiote constituée dans ses 2/3 inférieurs de matériel volcanoclastique et d'une proportion mineure de calcaires pélagiques. Vers le haut de la formation, le Membre à Blocs Quebrada Bolsa témoigne d'une tectonique synsédimentaire importante correspondant vraisemblablement aux premiers signes de l'accrétion du terrain avec l'arc insulaire. Simultanément à la formation des séries à blocs apparaissent des niveaux de tuffs qui représentent les premières incursions du Membre Fila Gamba dans la Formation Quebrada Achiote (Fig. 22) et confirme que le terrain se trouve alors à proximité d'un arc présentant un volcanisme explosif important.

Finalement, la Formation Quebrada Achiote se termine par une épaisse série de tuffs et tuffites représentant le Membre Fila Gamba (Rio Bonito, Quebrada Bolsa, Fila Gamba, Quebrada Trenzas), qui recouvrent en discordance les sédiments sous-jacents. Cette discordance montre que l'événement tectonique à l'origine de la formation du Membre à Blocs Quebrada Bolsa se poursuit par une phase de plissement et d'érosion, cachetée par les tuffs et tuffites issues de l'arc insulaire avec lequel le terrain s'est accrété (séquences de recouvrement).

L'absence de corrélations possibles entre les séries du Terrain de Golfito et les terrains avoisinants suggère que le terrain a continué de bouger, après son accrétion initiale, par *strike slip* le long de la marge.

## IV. LE BLOC DE RINCÓN

### IV. 1. INTRODUCTION

Comme la région de Golfito, l'isthme et la péninsule d'Osa sont largement recouverts de forêt tropicale, ce qui limite aux lits des rivières et à la zone côtière les affleurements de roches du soubassement. L'isthme d'Osa forme un bras de terre d'environ 20 km de large, qui sépare l'océan Pacifique du Golfo Dulce (Fig. 26). Le relief d'abord assez bas et recouvert de plaines marécageuses s'accroît en direction de la péninsule, pour culminer au Cerro Chocuaco, à 647 m. Depuis quelques années, une route relie Chacarita à Puerto Jimenez dans de bonnes conditions. Une autre route relie Rincón à Bahia Drake, sur le versant pacifique, dans des conditions un peu plus difficiles. Ayant été longtemps d'accès très difficile, ces régions n'ont guère fait l'objet de recherches géologiques. Dengo (1962a) montre l'ensemble de la péninsule d'Osa en continuité avec la région de Golfito comme faisant partie du Complexe de Nicoya, recouvert par des sédiments du Crétacé supérieur. Mais, pour la péninsule d'Osa en particulier, ce regroupement avec le Complexe de Nicoya va à l'encontre des datations biostratigraphiques et isotopiques montrant que les basaltes et sédiments associés de cette région sont en partie plus jeunes que ceux du Complexe de Nicoya, avec des âges allant du Paléocène au Miocène (Azéma et al., 1981; Azéma et al., 1983; Hein et al., 1983; Tournon, 1984; Bérangé et al., 1989).

L'isthme est formé à 99% de roches basaltiques, qui affleurent tout au long de la côte nord du Golfo Dulce, sur la route Rincón-Chacarita, dans la Quebrada Vaquedano, le Rio Tigre et dans la partie haute de plusieurs rivières de la région de Golfito (voir Chapitres III. 2 et III. 4). Ces roches basaltiques associées à une proportion mineure de roches sédimentaires, du Crétacé supérieur et du Paléocène/Eocène, et de roches ignées plutoniques (F. Bujan, comm. pers.) forment le Bloc de Rincón. Comme nous l'avons vu plus haut (Chapitre III. 4), le Bloc de Rincón est en contact tectonique à l'est avec le Terrain de Golfito. Ce contact se fait par l'intermédiaire d'une faille à fort pendage, plongeant vers l'ouest. Plus au nord, le Bloc de Rincón est séparée des séries sédimentaires de *fore arc* du bassin de Terraba (Fila Costeña) par la zone de faille longitudinale (LFZ, Fig. 2). Dans les chapitres suivants, nous nous attarderons à décrire en détail les différentes localités cartographiées. Les données présentées découlent en partie d'observations faites par F. Bujan (comm. pers., 1991-1992).

### IV. 2. DESCRIPTION SYSTÉMATIQUE DES AFFLEUREMENTS

#### La zone côtière du Golfo Dulce

Les affleurements côtiers du Golfo Dulce au nord-ouest de Playa Gallardo (i.e. appartenant au Bloc de Rincón; Fig. 26) se distinguent de manière prononcée des affleurements côtiers de la zone de Golfito. En effet, à partir de Punta Gallardo, les affleurements sont formés essentiellement de basaltes, sous forme de coulées stratifiées, de laves en coussins ou de coulées épaisses présentant parfois des structures prismatiques de refroidissement. Les coulées massives à texture doléritiques caractéristiques de la région de Golfito ne s'observent plus dans l'unité de Rincón. De plus, les masses basaltiques du Bloc de Rincón montrent une déformation relativement intense, les coulées stratifiées ou en coussins présentant fréquemment des plongements supérieurs à 60-70° et parfois même des polarités renversées, alors que la région de Golfito est caractérisée, elle, par une déformation modérée. Comme pour la région de

Golfito, le Bloc de Rincón est affectée par une déformation cassante importante, sous forme de petites failles d'orientations très variables et dont les rejets sont difficiles à estimer.

Les masses basaltiques sont ponctuellement interrompues par des "poches" sédimentaires qui forment des intercalations submétriques irrégulières entre deux coulées basaltiques. On peut observer un bel exemple de ce type d'intercalations à Punta Esquinas, 4 km au sud de l'embouchure du Rio Esquinas (coord.  $293.0/536.9$ , Fig. 26), ainsi qu'en différents endroits de la côte nord du Golfo Dulce, entre le Rio Esquinas et Rincón. Ces sédiments sont composés de jaspes rouges ou parfois verdâtres, de cherts radiolaritiques, cherts argileux ou d'argilites rouges. La fraction argileuse forme souvent une lamination régulière, mais parfois une recristallisation intense efface toutes structures sédimentaires. Les âges de ces sédiments de la région côtière ne sont pas connus.

### La route Rincón-Chacarita

L'accès à la péninsule d'Osa se fait depuis la route pan-américaine, à la localité de Chacarita, par l'intermédiaire d'une bonne route qui passe par Rincón (Fig. 26) avant de rejoindre Puerto Jimenez et Carate (sur la côte Pacifique de la péninsule). Entre Rincón et Chacarita sont exposées principalement des roches basaltiques (basaltes en coussins, coulées stratifiées ou massives). Comme pour la section côtière, nous avons observé quelques "poches" sédimentaires formées par des jaspes et cherts radiolaritiques (notamment aux km 8 [approx.], km 24 et km 29.5, mesurés à partir de Rincón). Au km 24, la section de radiolarites, épaisse d'environ 10 m, a fourni des faunes à radiolaires du Crétacé supérieur (échantillon FBJ 91090). La section qui affleure au km 8 [approx.] a fourni une association de faunes de l'Éocène supérieur (P.O. Baumgartner, comm. pers., 1993).

Bérrangé & Thorpe (1988) signalent deux affleurements de gabbros intrusifs dans des masses basaltiques le long de la route. Des datations radiométriques sur l'un des plutons ont donné un âge Campanien ( $78.0 \pm 2$  Ma; Bérrangé et al., 1989), laissant supposer que les roches encaissantes pourraient être anté-Campanien.

### Ganadito-Isla Violin-Sierpe

Au nord de Bahia Drake, à Punta Ganadito (Fig. 26) affleurent des quantités importantes de basaltes en coussins (Fig. 27). Les espaces *interpillows* et des fractures ouvertes de refroidissement dans les coussins renferment généralement du sédiment clair verdâtre, en partie calcaire, en partie hyaloclastique, présentant des fragments bioclastiques. Les stratifications dans les laves plongent en moyenne assez fortement vers le nord (360/56, 030/60, 330/52).

Dans cette région, d'autres masses de laves en coussins ou en coulées massives sont connues, notamment à Isla Violin (Fig. 26), où elles contiennent des enclaves de cherts rouges, et à l'embouchure du Rio Sierpe (Tourmon, 1984). Une datation radiométrique (K/Ar; Tourmon, 1984) donne un âge Maastrichtien/Danien (67 Ma) pour les basaltes de Boca del Sierpe.

Huit km au nord de Rincón, une piste quitte la route pour se diriger au nord vers San Juan (Fig. 26), puis Sierpe (village au bord du Rio Sierpe). La construction de cette route fait affleurer dans sa première partie des basaltes, dont les structures en coussins sont souvent visibles. A 2 km du village de Sierpe, deux sections sédimentaires sont observables, qui présentent respectivement une dizaine et quelques dizaines de mètres d'épaisseur de roches fortement altérées, de patine jaunâtre brun, stratifiées en bancs de 30 à 60 cm, plongeant



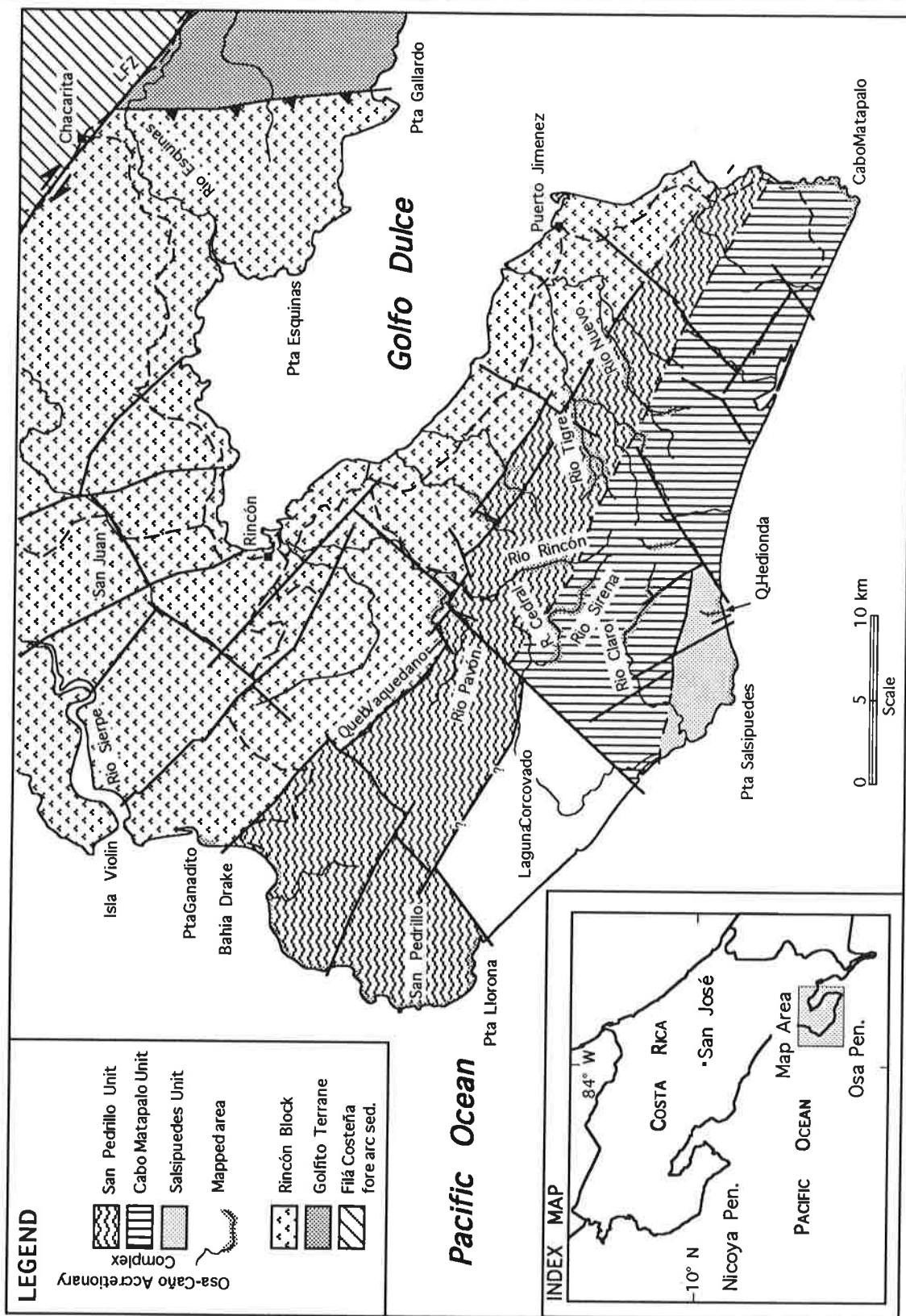


Figure 26. Carte géologique du soubassement pré-néogène de la péninsule d'Osa, pour le Bloc de Rincón et le Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño. Les zones cartographiées sont ombrées. LFZ = Longitudinal Fault Zone.

Figure 26. Geological sketch map of the pre-Neogene geology of the Osa Peninsula for the Rincón Block and the Osa-Caño Accretionary Complex. Mapped areas are shaded. LFZ = Longitudinal Fault Zone.



modérément vers le NE. Le degré d'altération ne permet pas de définir le faciès original. Cependant, ces sections ne s'apparentant pas aux petites intercalations sédimentaires (cherts, etc.) observées ailleurs sous forme d'enclaves dans les masses basaltiques. Cette localité représente la première occurrence d'une véritable couverture sédimentaire pour le Bloc de Rincón. Il faudrait prospecter plus avant cette région nord de l'unité pour vérifier si des affleurements moins altérés existent.

### La Quebrada Vaquedano

La Quebrada Vaquedano est un confluent du Rio Pavón situé dans la partie centrale de la moitié nord de la péninsule d'Osa (Fig. 26).

Dans les premiers mètres de la rivière, on rencontre une masse polygénique contenant des blocs (mesurant jusqu'à 1 m) de gabbros et de basaltes vacuolaires. En lames minces, ces gabbros présentent une composition bimodale plagioclases-pyroxènes, les deux phases présentant des habitus subidiomorphes en cristaux plurimillimétriques. Dans les trois premiers méandres de la rivière sont exposés des basaltes vacuolaires en coussins montrant des stratifications irrégulières à fort plongements, voir subverticales, plongeant tantôt vers le N-NE ou vers le S-SW, et présentant des polarités renversées impliquant un léger déversement des plis vers le N-NE. Les basaltes sont interrompus en un endroit par un niveau métrique de brèches basaltiques à ciment calcaire.

A partir de la coordonnée  $284.0/516.6$  et sur 2 km environ, on observe fréquemment des remplissages calcaires qui comblent les espaces *interpillows* dont la dimension moyenne est de quelques dizaines de cm. Ces remplissages sont formés de calcaires roses ou de calcaires marneux rose rouge, bioclastiques, comprenant des foraminifères planctoniques souvent mal préservés. Une section de calcaires siliceux bioclastiques gris beige à rognons de silex, épaisse de quelques mètres, est également observée dans ce secteur au sein des masses basaltiques (coordonnée  $283.9/516.4$ ). Ces calcaires siliceux renferment des foraminifères planctoniques et des radiolaires partiellement calcifiés. Parmi les foraminifères que renferment ces calcaires ont été déterminés des spécimens de *Pseudohastigerina sp.*, *Planorotalites chapmani* et des aff. *Acarinina sp.*, qui donnent un âge Paléocène supérieur-Eocène inférieur (selon Toumarkine & Luterbacher, 1985; échantillon GDM 90039, Tableau 2). Le mauvais état de préservation des radiolaires n'a pas permis de les dater.

Sous la coordonnée  $284.5/515.9$  apparaît une petite bande de calcaires rose rouge, épaisse de 50 cm, comprise entre deux coulées basaltiques et présentant une lamination plane et régulière due à des niveaux centimétriques calcarénitiques. Ces niveaux sont constitués principalement de prismes d'inocérames remaniés, ainsi que de foraminifères planctoniques et plus rarement benthiques remaniés également. La matrice de ces niveaux arénitiques est constituée de calcaires marneux riches en foraminifères planctoniques, assez mal préservés, parmi lesquels on a pu reconnaître *Acarinina sp.* (aff. *bulbrooki*), *Pseudohastigerina sp.*, *Turborotalia cf. griffinae* et surtout un spécimen de *Clavigerinella sp.*, ce qui représente une association de formes de l'Eocène moyen-supérieur (selon Toumarkine & Luterbacher, 1985; échantillon GDM 90043, Tableau 2, Planche 5).

La rivière a été cartographiée encore jusqu'à la coordonnée  $284.0/514.4$ , secteur sur lequel affleurent tantôt le Bloc de Rincón représentée par des basaltes en coussins et tantôt le Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño (unité formant la moitié sud-ouest de la péninsule, voir Chapitre VI) représenté par des *greywackes* et arénites volcanoclastiques incluant des blocs de calcaires pélagiques gris beige déformés. Nous supposons que sur ce secteur, la rivière suit le parcours d'une faille séparant les deux unités (Fig. 26).

Remarquons que la couverture discordante Néogène (post-Miocène), qui recouvre une grande partie de la péninsule d'Osa (Lew 1983; *Osa Group*, Barritt & Berrangé, 1987) est exposée en plusieurs endroits dans la Quebrada Vaquedano, à la limite du creusement du lit de la rivière.

Notons encore que des basaltes en coussins ont été également observés plus au sud dans les parties basses des Rio Conte et Rio Tigre, alors que dans les parties hautes de ces deux rivières affleurent le Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño, constituant ainsi de bons points d'accrochage pour la limite entre les deux unités.

#### IV. 3. DISCUSSION

Le Bloc de Rincón représente donc une épaisse série de basaltes océaniques du Crétacé supérieur et de l'Eocène moyen-supérieur, fortement tectonisés et renfermant des inclusions sédimentaires en quantités mineures (jaspes, cherts, calcaires pélagiques).

L'âge des sédiments montre que l'activité volcanique s'étale sur une trop longue période pour que ces basaltes représentent une portion de croûte océanique simple. De plus, la géochimie montre une signature tholéiitique d'arc insulaire primitif (voir Chapitre VIII). Le Bloc de Rincón pourrait donc représenter un fragment de l'arc insulaire centraméricain (Terrain de Chorotega), tectoniquement détaché du reste de l'arc et incorporé au puzzle de terrains exotiques. La mise en place du Bloc de Rincón pourrait être liée à l'arrivée en transpression du terrain de Golfito. Ce dernier venant poinçonner l'arc volcanique, il provoquerait la séparation du Bloc de Rincón et de l'arc (voir Chapitre IX). Le plissement du Bloc de Rincón est post-Eocène, car les basaltes contenant des sédiments Eocène moyen sont eux-mêmes plissés.

## V. LE TERRAIN DE BURICA

### V. 1. INTRODUCTION

Le Terrain de Burica forme la péninsule de Burica, promontoire qui s'étend selon un axe NW-SE à l'extrême pointe méridionale du Costa Rica et qui constitue la frontière avec le Panama (Fig. 2). L'intérieur et la côte Pacifique de la péninsule, restés relativement sauvages, sont couverts de forêts tropicales, alors que les plaines de l'arrière-pays ont été défrichées et vouées à la culture bananière. Structuralement, la péninsule représente un bloc basculé de soubassement océanique, découpé par la Zone de Faille du Panama (PFZ, Fig. 1, Fig. 2). La stratigraphie de la péninsule de Burica peut être subdivisée en deux parties: (1) le soubassement basaltique et les sédiments associés paléogènes, qui font l'objet d'une étude non publiée (Obando, 1986), couverts en discordance par (2) les séquences néogènes, représentées par des faciès marins peu profonds et des faciès de pentes (Corrigan et al., 1990; Coates et al., 1992). En réponse à l'entrée en subduction de la ride asismique de Coco (il y a 1 Ma), un rapide soulèvement a affecté toute la région (taux de soulèvement: environ 1 mm/a) (Corrigan et al., 1990).

Le travail d'Obando (1986) présente un certain nombre de sections caractérisant les milieux de dépôts des sédiments paléogènes, formés d'une succession de sédiments pélagiques calcaires interstratifiés avec des calciturbidites remaniant des éléments de plateforme carbonatée. Obando (1986) propose d'interpréter le soubassement paléogène comme la partie marginale d'un *seamount* océanique surmonté d'une plateforme peu profonde à partir du Paléocène supérieur.

La biostratigraphie des sédiments paléogènes n'ayant pas été effectuée et les plateformes carbonatées n'ayant pas été observées à l'affleurement, notre travail a visé à combler ces lacunes en échantillonnant des sections connues et en cartographiant des régions inconnues plus à l'est. Sur la Figure 28, les sections B,C et E ont été dessinées à partir des travaux de terrain du présent travail. Les sections A et D ont été dessinées par Baumgartner sur la base de travaux de terrains récents, auxquels nous avons ajouté les âges donnés par les foraminifères planctoniques (voir Di Marco et al., in press).

### V. 2. DESCRIPTION SYSTÉMATIQUE DES AFFLEUREMENTS

#### Rio Claro et côte ouest

La branche principale du Rio Claro a été explorée sur toute sa longueur. On y observe une série épaisse et continue de basaltes océaniques en coussins. Des brèches de basaltes et quelques filons à texture doléritique viennent occasionnellement interrompre la monotonie de ces séries. Des cherts rouges et des niveaux de jaspe apparaissent également sous forme de petites enclaves décimétriques qui ont pris place entre deux coulées de basaltes.

La côte ouest de la péninsule de Burica est également constituée principalement de roches basaltiques (laves en coussins). Le soubassement pré-néogène affleure en continu sur la moitié nord de la côte ouest, à l'exception d'un petit secteur autour de Punta Banco où la couverture néogène masque le soubassement. A partir de la Peña (Fig. 28) vers le sud (i.e. toute la pointe sud de la péninsule), seuls les sédiments néogènes sont exposés. Entre l'embouchure du Rio Claro et Punta Banco, des *pillows* en position renversée sont observés sur une large section (Obando, 1986; F. Bujan, comm. pers., 1990), ce qui implique que le

soubassement a été affecté par une tectonique plicative associée probablement à des chevauchements.

Comme dans le Rio Claro, on observe ponctuellement entre Punta Banco et la Peña des enclaves composées de jaspes rouges ou de cherts radiolaritiques, qui forment soit de petites bandes centimétriques emballées par des coulées basaltiques, soit des enclaves plus conséquentes lenticulaires allant jusqu'à 1-2 m d'épaisseurs (Fig. 29). L'état de recristallisation de ces enclaves ou la déformation des stratifications au sein des cherts (lorsqu'elles sont préservées) montrent que ces sédiments se sont déposés au sommet d'une coulée basaltique, pendant une interruption de l'activité volcanique, avant d'être recouverts, déformés à l'état semi-lithifié et recristallisés à chaud par l'arrivée de la coulée suivante. Bien qu'aucune continuité n'ait été observée entre ces différentes enclaves siliceuses, on peut supposer qu'elles représentent en fait un ensemble discret de niveaux (moins de 4 ou 5) qui, repris par des failles, apparaissent de façon répétée sur toute la section côtière. Un échantillon de radiolarites prélevé 4.2 km au sud de Punta Banco (coord.  $255.2/559.9$ ) a fourni une association de faune à radiolaires correspondant au Campanien, avec *Amphipyndax sp.*, *Amphipternis alamedaensis*, *Alevium gallowayi* et *Theocampe urna*. (détermination C. Hollis et G. Ellis).

### Playa Mangle, Quebrada la Yerba

Dans la Bahia Pavón (Fig. 28) apparaît la couverture sédimentaire paléogène du soubassement basaltique, que Obando (1986) regroupe sous le nom de Formation Pavones. A Playa Mangle (Fig. 28), du matériel carbonaté de plateforme contenant des *Ranikothalia* (foraminifère benthique du Paléocène) remplit des fissures pénétrant les basaltes altérés du soubassement de quelques mètres. Un niveau irrégulier et discontinu de calcaire comprenant un mélange de clastes carbonatés de plateforme resédimentés et de foraminifères planctoniques (notamment *Morozovella velascoensis* du Paléocène supérieur, Toumarkine & Luterbacher, 1985) recouvre la surface des basaltes. Ce niveau alterne latéralement avec un niveau de brèches basaltiques. La section de Playa Mangle se poursuit par 30 m de calcaires pélagiques siliceux, contenant des associations de faunes à foraminifères du Paléocène supérieur (Zones P3-P4 [P5] selon Toumarkine & Luterbacher, 1985; échantillons GDM 90155-90161, Tableau 2, Planche 3). Dans la partie supérieure de la section (Fig. 28), on trouve des calciturbidites remaniant des éléments de plateforme, comprenant des grands foraminifères benthiques de l'Eocène moyen (Obando, 1986). L'histoire diagénétique des remplissages carbonatés des fissures et des premiers niveaux calcaires surmontant les basaltes, révélée par cathodoluminescence (Baumgartner-Mora & Baumgartner, in press), montre que le soubassement du Crétacé supérieur-Paléocène à Playa Mangle a d'abord été soumis à des conditions peu profondes, ou même subaériques, caractérisées par des milieux peu oxygénés, puis amené à des profondeurs plus grandes permettant le dépôts des faciès de pentes et des sédiments pélagiques.

Dans la Quebrada la Yerba, les séries sont recoupées par des failles et l'on observe d'un côté le soubassement basaltique altéré recouvert, comme à Playa Mangle, par un niveau carbonaté alternant avec une brèche basaltique et de l'autre côté une épaisse série de calcilutites (> 180 m; Obando, 1986) comprenant des passées arénitiques d'affinité basaltique et des calciturbidites remaniant des éléments carbonatés de plateforme.

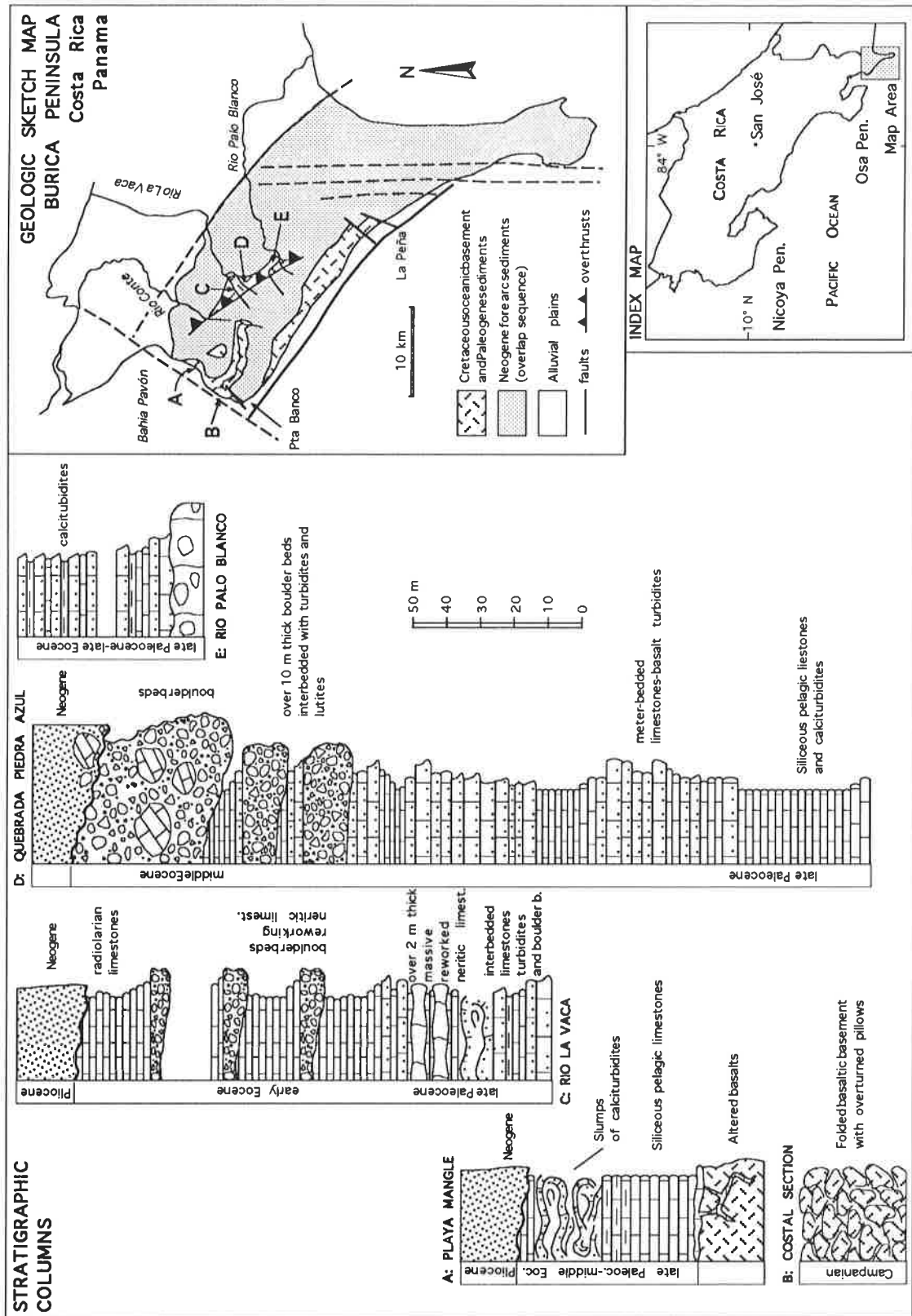
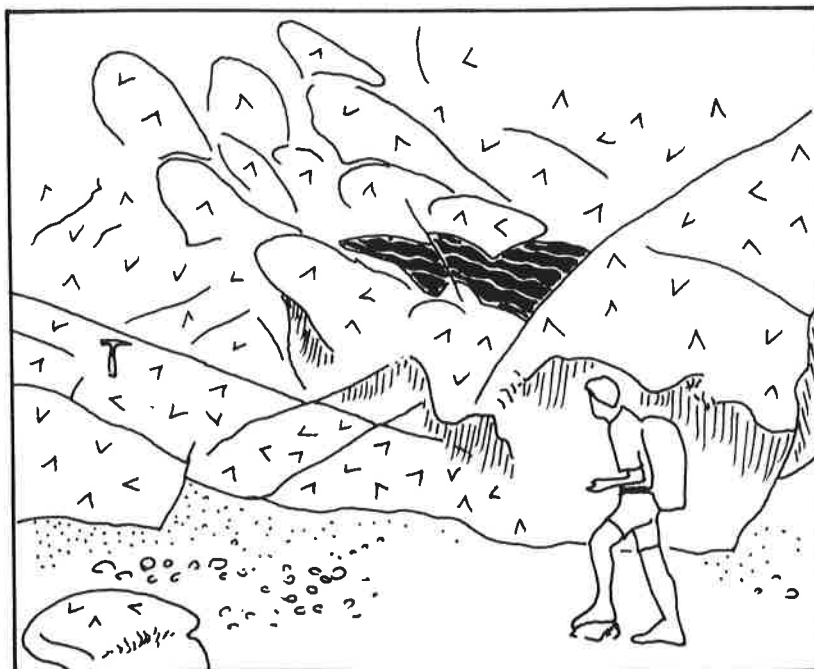


Figure 28. Carte géologique schématique de la péninsule de Burica et colonnes stratigraphiques des sections pré-néogènes du Terrain de Burica. Modifié d'après un dessin de P.O. Baumgartner (dans Di Marco et al., in press).

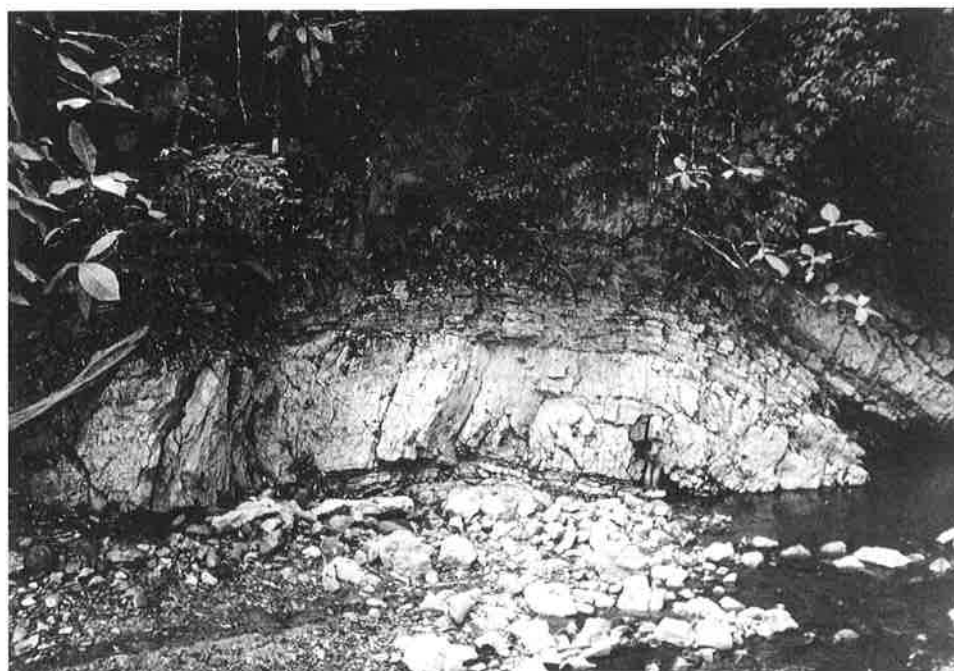
Figure 28. Sketch map of the Burica Peninsula and representative stratigraphic columns of the Burica Terrane pre-Neogene stratigraphy. Modified from a drawing by P.O. Baumgartner (in Di Marco et al., in press).





**Figure 29.** Intercalation de cherts radiolaritiques (en noir) du Campanien, au sein de coulées basaltiques du soubassement du Terrain de Burica, à Punta Banco. Localisation sur la Figure 28.

*Figure 29. Intercalation of Campanian radiolarian cherts in basaltic flows of the Burica Terrane basement, at Punta Banco. Location shown on Figure 28.*



**Figure 30.** Banc massif de résédiments très proximaux de carbonates de plateforme, interstratifiés avec des calcaires pélagiques du Paléocène supérieur, dans le Rio La Vaca, Terrain de Burica. Localisation sur la Figure 28.

*Figure 30. Thick bed of reworked shallow water limestones, interbedded with late Paleocene pelagic limestones, in the Rio La Vaca, Burica Terrane. Location shown on Figure 28.*



### Rio La Vaca

Le Rio La Vaca est situé dans l'arrière pays de la péninsule de Burica et s'écoule vers le nord-est à proximité de la frontière entre le Costa Rica et le Panama (Fig. 28). Dans la partie basse de la rivière sont exposées les séries néogènes, qui plongent en moyenne vers le NE. En remontant la rivière, on descend dans les séries néogènes jusqu'à atteindre, peu avant la confluence des deux bras du Rio La Vaca, le contact basal du Néogène reposant en discordance sur le soubassement paléogène (coord.  $259.9/570.7$ ). Ce contact apparaît également dans la Quebrada Piedra Azul (affluent du Rio La Vaca) où il a été décrit en détail par Obando (1986). Les séries paléogènes affleurent ensuite sur environ 1.5 km, puis sont à nouveau remplacées par l'intermédiaire d'une faille par les séries néogènes.

La faille formant le contact au sud-ouest entre le Néogène et les séries paléogènes marque une dépression dans la topographie dont la trace rectiligne est orientée NNW-SSE ( $N145^\circ$ ). Dans le Rio Conte (Fig. 28), nous avons observé dans le prolongement de cette faille un système de pli-faille à vergence sud qui affecte les séries néogènes (les séries paléogènes n'affleurent pas dans le Rio Conte). Dans le Rio Palo Blanco, les séries paléogènes affleurent comme dans le Rio La Vaca sous forme d'une fenêtre dans le prolongement des affleurements des Rio La Vaca et Quebrada Piedra Azul (voir plus loin). Nous en concluons donc que le pli-faille observé dans le Rio Conte provoque la remontée des séries paléogènes, qui viennent chevaucher le Néogène, formant ainsi une fenêtre de soubassement au milieu de l'arrière-pays (Fig. 28).

La section paléogène exposée dans le Rio La Vaca (Fig. 28) présente à la base des calciturbidites remaniant des clastes de plateforme (grands foraminifères, algues, etc.) qui alternent avec des bancs de calcaires siliceux gris vert, des calcilutites et des pélites noires. Des slumps plurimétriques apparaissent dans les séries sus-jacentes. Les résédiments calcaires deviennent de plus en plus grossiers jusqu'à former des *pebbly mudstones*. On observe même deux niveaux rapprochés massifs de plus de 2 m d'épaisseur (Fig. 30) de calcaires à éléments carbonatés peu profonds distribués de façon homogène sur toute l'épaisseur du banc. Parmi les clastes carbonatés, on trouve des *Ranikothalia* (détermination C. Baumgartner-Mora), foraminifères benthiques du Paléocène supérieur-Eocène inférieur. La base de ces bancs massifs est érosive, chenalisant les sédiments sous-jacents qui sont des alternances de *grainflow* calcarénitiques et de calcaires micritiques contenant des foraminifères du Paléocène supérieur (contenant notamment des *Morozovela velascoensis*). L'homogénéité de ces niveaux, l'absence de granoclassement et le remaniement grain par grain des éléments carbonatés peu profonds montrent qu'il s'agit d'un dépôt très proximal remaniant de façon plus ou moins synsédimentaire les éléments d'une plateforme carbonatée du Paléocène supérieur-Eocène inférieur. La suite de la section est caractérisée par un retour à la sédimentation pélagique à hémipélagique, représentée par des calcaires micritiques gris verdâtre, des calcilutites sombres et vers le haut des calcaires siliceux verdâtres, interrompus ponctuellement par des niveaux de *pebbly mudstones* massifs de résédiments de plateforme. Les calcaires pélagiques gris verdâtre présentent une association de faunes à foraminifères planctoniques de l'Eocène inférieur.

Cette section du Rio La Vaca ne diffère pas notablement de la section voisine de la Quebrada Piedra Azul (Obando, 1986; Fig. 28). La section de la Quebrada Piedra Azul monte probablement plus haut dans la stratigraphie, exposant ainsi des niveaux très grossiers de la séquence de *coarsening upward* représentée par les niveaux à blocs qui apparaissent de façon ponctuelle dans le Rio La Vaca (*pebbly mudstones*, *boulder beds*) (Fig. 28). Cette hypothèse est renforcée par l'âge des calcaires pélagiques du sommet de la section Rio La Vaca qui est Eocène inférieur (voir plus haut), alors que le *boulder bed* sommital des séries paléogènes de la section Piedra Azul contient des blocs de calcaires à *Ranikothalia* mélangés à des blocs de

calcaires contenant des grands foraminifères de l'Eocène moyen (C. Baumgartner-Mora, comm. pers., 1993), fixant l'âge du sommet de la section au plus dans l'Eocène moyen.

### Le Rio Palo Blanco (Panama)

Le Rio Palo Blanco s'écoule parallèlement au Rio La Vaca, du côté panaméen de la péninsule (Fig. 28). Le soubassement paléogène du Rio Palo Blanco affleure dans sa partie haute sous forme de fenêtre dans le prolongement de la fenêtre du Rio La Vaca.

La section de roches paléogènes du Rio Palo Blanco (Fig. 28) mesure environ 50 m d'épaisseur et montre à la base un niveau massif de résédiments de plateforme (*massflow*) contenant notamment des grands foraminifères du Paléocène supérieur (*Ranikothalia antillea*, *Ranikothaliatobleri*, *Discocyclina barkeri*, *Discocyclina miscellanea*, détermination C. Baumgartner-Mora). La section se poursuit dans des alternances de résédiments de plateforme calcarénitiques et de calcaires micritiques. Dans la partie supérieure de la section, les niveaux de calcaires remaniés contiennent des grands foraminifères de l'Eocène supérieur (*Lepidocyclina*, *Nummulites*, *Asterocyclina*, *Discocyclina*; détermination C. Baumgartner-Mora). Cette section paléogène est la plus jeune du Terrain de Burica et montre qu'une plateforme existait encore à l'Eocène supérieur.

### V. 3. DISCUSSION

Le soubassement basaltique du Terrain de Burica d'âge au moins en partie crétacé supérieur a été tectonisé avant le Paléocène supérieur. L'événement tectonique s'est traduit par un soulèvement et une émergence du soubassement. Par la suite, une plateforme carbonatée s'est installée, en bordure de laquelle se déposent des sédiments de pente interstratifiant du matériel remanié de la plateforme et des calcaires pélagiques. L'absence de matériel continental montre que cette plateforme constituait un *seamount* océanique isolé par rapport à l'arc insulaire (Obando, 1986).

Le problème du Terrain de Burica est le fait que l'on n'observe pas la plateforme carbonatée Paléocène-Eocène à l'affleurement, mais toujours en résédiments ou en blocs isolés de grande taille dans le lit des rivières. Néanmoins, les faciès résédimentés sont plus proximaux dans le Rio la Vaca ou dans le Rio Palo Blanco que sur la section côtière. Si la plateforme existe, il est possible qu'elle se trouve encore plus à l'est, enfouie sous les sédiments néogènes et/ou les plaines alluviales de l'arrière-pays. Il se peut aussi qu'elle ait été détachée tectoniquement du terrain de Burica (sous l'influence de la Zone de Faille du Panama, par exemple) et qu'elle soit ainsi exposée plus au sud, dans des régions qui restent à être explorées.

## VI. LE COMPLEXE D'ACCRÉTION D'OSA-CAÑO

### VI. 1. INTRODUCTION

Le Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño (que nous abrègerons souvent par la suite OCAC) forme l'unité la plus externe de la côte Pacifique du Costa Rica. Elle représente le soubassement pré-néogène de la moitié sud-ouest de la péninsule d'Osa (Fig. 26), ainsi que l'île de Caño. Elle se distingue du Bloc de Rincón et des autres unités par l'absence de socle basaltique, la plus grande partie des roches du complexe étant représentée par des sédiments détritiques d'arc, renfermant des blocs de différentes natures d'origine océanique, l'ensemble formant un mélange d'accrétion (dans le sens de Raymond, 1984). La péninsule représente un bras de terre de près de 60 km de long sur 25 km de large, allongé selon un axe NW-SE et séparé du pays par le Golfo Dulce. Le Parc National de Corcovado est une grande réserve naturelle qui couvre l'ouest et le nord-ouest de la péninsule, préservant ainsi dans ces régions une forêt tropicale très sauvage. L'accès aux différentes parties de la péninsule, resté longtemps difficile, est à l'heure actuelle relativement aisé. Puerto Jimenez est relié à Rincón par une bonne route, qui se poursuit en direction de Cabo Matapalo puis Carate par une bonne piste. Bahia Drake est relié à Rincón par une piste un peu difficile, surtout en saison pluvieuse. L'accès à la partie centrale du parc (lagune de Corcovado, Fig. 26) se fait soit à pied depuis les différentes stations périphériques, soit en avion de tourisme depuis Golfito ou Puerto Jimenez.

La stratigraphie de la péninsule peut être subdivisée en deux parties: (1) un soubassement "pré-néogène" et (2) une couverture discordante pliocène-holocène, formée de conglomérats et d'arénites semi-lithifiés et d'argilites, communément groupés sous le nom de "Néogène". Le Néogène a fait l'objet de plusieurs études (Lew, 1983; Coates et al., 1992). L'objet de ce travail est l'étude du soubassement pré-néogène. Bien que ce soubassement couvre une gamme d'âges allant du Paléocène au Miocène moyen, nous utiliserons le terme de soubassement paléogène pour y référer par opposition au Néogène.

Le soubassement de la péninsule a longtemps été considéré comme formé de roches basaltiques appartenant au complexe de Nicoya (Lew, 1983; Hein et al., 1983; Tourmon, 1984; Berrangé & Thorpe, 1988; Berrangé et al., 1989). En fait, ces auteurs ont interprété à tort les affleurements de roches pélagiques sombres, fortement déformées et altérées comme un soubassement basaltique. Les roches sédimentaires pélagiques observées en grande quantité tout au long des affleurements côtiers de la péninsule ont été interprétés comme des xénolithes pris dans les masses de basaltes (Lew, 1983; Hein et al., 1983). Azéma et al. (1981, 1983) donnent des âges Paléocène pour des calcaires de la côte Pacifique et Eocène moyen pour des radiolarites de Bahia Drake. Hein et al. (1983) donnent un âge Eocène moyen-Miocène moyen, basé sur des coccolithes, pour les calcaires siliceux de la pointe sud de la péninsule. Lew (1983) et Tourmon (1984) proposent des âges allant du Crétacé supérieur à l'Eocène. Mora et al. (1989) propose un âge Eocène moyen-supérieur pour des clastes de calcaires peu profonds resédimentés dans une matrice détritique de l'île de Caño et du nord-ouest de la péninsule d'Osa. Tourmon (1984) propose un âge isotopique Eocène moyen pour des dolérites de San Pedrillo (47 Ma). Malgré ces âges relativement jeunes, de nombreux auteurs ont rattaché cette région au Complexe de Nicoya défini dans le nord du pays (Berrangé & Thorpe, 1988; Escalante, 1990; Frisch et al., 1992). Néanmoins quelques auteurs se détachent de cette idée. Azéma et al. (1983) émet quelques réserves sur la prolongation du Complexe de Nicoya dans la péninsule d'Osa. Obando (1986) introduit le terme de mélange pour les séries affleurant près de Punta Salsipuedes (Fig. 26). Baumgartner et al. (1989) définit le Complexe

d'Accrétion de Caño (redéfini ici *Osa-Caño Accretionary Complex* pour des raisons de répartitions géographiques) comme un ensemble sédimentaire détritique contenant des blocs de grandes tailles d'origine océanique. Il lie la formation de ce complexe aux phénomènes d'accrétion dans la fosse d'Amérique Centrale.

Le présent chapitre présente l'étude détaillée du soubassement pré-néogène de la péninsule d'Osa accompagnée de la cartographie du plus grand nombre de localités accessibles où est exposé ce soubassement, c'est-à-dire la ligne de côte et les rivières. Le complexe d'accrétion est subdivisé en trois unités lithostratigraphiques: l'Unité de San Pedrillo, l'Unité de Cabo Matapalo et l'Unité de Salsipuedes, définies par différents types d'assemblages matrice-blocs dans le mélange et de nombreuses datations biostratigraphiques nouvelles.

### L'utilisation du terme mélange

Des corps de roches de type *mélange* ont fait l'objet de nombreuses études, en particulier dans le cadre des marges actives (Hsu, 1966; Raymond & Terranova, 1984). Raymond (1984) propose une formalisation de l'utilisation du terme mélange, ainsi qu'une description et une classification de ce type de corps de roches (Tableau 3). Pour éviter les ambiguïtés liées aux processus génétiques, il propose de définir de manière purement descriptive les mélanges (Raymond, 1984) comme:

...un corps de roche cartographiable à l'échelle 1:24'000 ou plus petit et caractérisé à la fois par l'absence de continuité des contacts ou strates à l'intérieur du mélange et par l'inclusion de fragments ou blocs de toute taille, de natures exotiques et autochtones, emballés dans une matrice fragmentée, composée de matériel de granulométrie plus fine. [p. 7].

Les formations chaotiques n'incluant pas de blocs exotiques ne sont pas appelées mélanges mais unités démembrées (Tableau 3). La définition des mélanges s'adapte parfaitement aux observations de terrain pour les corps de roches formant le versant Pacifique et la zone centrale d'Osa.

Lorsqu'un corps de roche satisfait à cette définition, il peut donc être appelé mélange. Pour ensuite caractériser différents type de mélanges, il faut faire appel à des critères annexes. Le plus fiable des critères est la nature de la fraction autochtone, c'est-à-dire de l'ensemble matrice et blocs constituant la formation dominante au sein d'une unité, en excluant les blocs exotiques. Le terme *blocs exotiques* sera utilisé ici selon la définition de Raymond (1984) pour désigné:

...un fragment de roche, d'un diamètre supérieur à 64 mm, qui n'était pas à l'origine interstratifié ou intimement associé à la (aux) formation(s) dominante(s) qui a (ont) produit l'ensemble matrice-blocs d'une unité chaotique [p. 17].

L'utilisation des blocs exotiques pour caractériser un mélange est à éviter pour différentes raisons telles que:

(1) Il est difficile en pratique de distinguer si un bloc est ou n'est pas exotique (Cowan, 1974; Beutner, 1975).

(2) La notion de blocs exotiques est interprétative (Beutner, 1975).

(3) Des unités exposées sur de grandes surfaces peuvent inclure par endroits des blocs exotiques et en être dépourvues en d'autres endroits (De Jong, 1974).

[Raymond, 1984; p. 17]

Pour toutes ces raisons, nous utiliserons donc l'ensemble matrice et blocs autochtones regroupé sous le terme *fraction autochtone* pour caractériser les différentes unités du OCAC.

	UNITES COHERENTES	UNITES CASSEES	UNITES DEMEMBREES	MELANGES
	Unités stratigraphiques avec continuité interne des strates	Unités stratigraphiques avec interruption locale de la continuité interne des strates	Corps de roches sans continuité interne des strates ni blocs exotiques	Corps de roches sans continuité interne des strates, mais avec blocs exotiques
Genèse diapirique ou tectonique	X	Formations ou Complexes cassés (S ou T)	Formations ou Complexes démembrés	Mélanges diapiriques
Genèse ignée ou sédimentaire	Formations (S) ou Complexes (I)			Mélanges tectoniques
		Endolistostromes	Mélanges polygéniques	
				Allolistostromes

**Tableau 3.** Classification des mélanges. D'après Raymond (1984). Ce type de classification divise les mélanges en 4 types. (S) processus sédimentaires; (T) processus tectoniques; (I) formation par des processus primaires ignés.

*Table 3. Classification of mélanges. From Raymond (1984). This type of classification divides the continuum of rock units into four types. (S) sedimentary process; (T) tectonic process; (I) formation through primarily igneous processes.*

	MATRICE	BLOCS EXOTIQUES
Unité de San Pedrillo	Greywackes (siliceux) Cherts radiolaritiques Calcaires néritiques resédimentés  Age: Eocène moyen	Basaltes océaniques et sédiments associés (calcaires siliceux, radiolarites, brèches basaltiques)  Age: Paleocène-Eocène
Unité de Cabo Matapalo	Grauwackes et pélites volcaniques  Age: Eocène-Miocène (?)	Calcaires pélagiques, basaltes  Age: Paléocène à Miocène moyen
Unité de Salsipuedes	Grauwackes et pélites volcaniques, calcaires hémipélagiques  Age: Oligo-Miocène (?)	

**Tableau 4.** Caractérisation de trois unités formant le Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño.

*Table 4. Characterisation of the three units of the Osa-Caño Accretionary Complex.*

La genèse d'un mélange peut se faire de façons très variées incluant des mécanismes compris entre deux extrêmes qui sont (1) les mécanismes d'origine purement sédimentaires et (2) les mécanismes purement tectoniques. Cependant, le premier pas de la genèse d'un mélange ne peut être lié qu'à l'un des deux mécanismes. Dans la description des différents types de mélanges, nous nous efforcerons de trancher sur la nature de ce premier pas, à savoir s'il est de nature sédimentaire (olistostrome, etc.) ou tectonique (décollement [*offscraping*], boudinage, etc.).

Le Tableau 4 présente une caractérisation générale des trois unités du OCAC.

### Limites du Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño

Le Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño est en contact au nord-est avec le Bloc de Rincón (Fig. 26). En effet, au nord-est d'une ligne orientée NW-SE, parallèle à la fosse d'Amérique Centrale, ont été observés, entre le Rio Tigre et Bahia Drake, les formations basaltiques du Bloc de Rincón, alors qu'au sud-ouest de cette ligne apparaissent les formations sédimentaires du OCAC. La cartographie d'un certain nombre de rivières traversant ce contact (Rio Tigre, Rio Conte, Rio Pavón, Quebrada Vaquedano, Rio Drake) a permis de constater que ce contact suit une ligne irrégulière. Le contact original probablement subrectiligne est en effet recoupé par des failles postérieures provoquant des rejets du contact pouvant atteindre 2 km (Fig. 26).

Ce paléo-contact n'est pas seulement recoupé mais également réactivé par une tectonique plus récente. Gardner et al. (1992) montre que les terrasses fluviatiles quaternaires du sud-est de la péninsule sont affectées par des taux de soulèvement différents de part et d'autre d'une zone de faille qui coïncide avec la ligne de contact entre les deux unités. Les taux de soulèvement sont liés selon les auteurs à la collision de la ride de Cocos avec la fosse d'Amérique Centrale (voir aussi Corrigan et al., 1990). Ce comportement différentiel de part et d'autre du contact en réponse à l'entrée en subduction de la ride de Cocos montre:

(1) Que l'on est en présence d'un contact majeur entre deux unités réagissant différemment à la déformation. Ce comportement rhéologique est certainement lié au contraste lithologique observé en surface opposant les basaltes du Bloc de Rincón au nord-est aux formations sédimentaires du complexe d'accrétion au sud-ouest.

(2) Que les formations ignées du Bloc de Rincón ne peuvent pas former le soubassement du OCAC. Si le Bloc de Rincón se poursuivait sous les formations sédimentaires du OCAC, les deux unités seraient affectées par un soulèvement homogène. Des données sismiques non publiées montrent en effet que le Bloc de Rincón forme une masse homogène dont la limite au sud-ouest est subverticale. Les mêmes données sismiques montrent que le OCAC se développe vers le sud-ouest jusqu'à la fosse d'Amérique Centrale. Le complexe, très déformé dans ses zones internes, passe progressivement dans les zones externes à un système de duplex moins déformé.

### VI. 2. L'UNITÉ DE SAN PEDRILLO (descriptions et discussions préliminaires)

L'unité de San Pedrillo représente une unité de type mélange (Tableau 4). Sa fraction autochtone comprend des greywackes volcanoclastiques sombres, des pélites argileuses ou siliceuses, des cherts radiolaritiques et des calcarénites à clastes carbonatés peu profonds. Cette fraction autochtone inclut des blocs de calcaires peu profonds ayant probablement pris origine sur des hauts structuraux du mur interne du prisme d'accrétion. On observe également des blocs exotiques d'origine océanique, représentés principalement par des basaltes et plus rarement par des sédiments pélagiques (calcaires et radiolarites). Dans certains blocs, on retrouve les basaltes et les sédiments associés stratigraphiquement. Ces blocs exotiques représentent des fragments de *seamounts* arrachés à la plaque océanique lors de sa subduction. Cette unité est exposée le long de la côte nord-ouest de la péninsule d'Osa, de Bahia Drake à Punta Llorona et dans des rivières telles que le Rio Rincón, Rio Cedral, Rio Tigre et Rio Nuevo (Fig. 26).

### De Bahia Drake à Punta Llorona (localité type)

Nous commencerons par faire des descriptions synthétiques des formations de cette zone, puis nous passerons en revue les différents types de lithologies observées en décrivant plus précisément les localités types qui permettront de caractériser les modes d'occurrence des différentes lithologies et de mieux cerner les relations entre celles-ci.

Entre Bahia Drake et Punta Llorona (Fig. 31), sont exposées la plupart des lithologies constituant l'Unité de San Pedrillo. Dans la partie est de Bahia Drake affleurent des roches pélitiques sombres, marron foncé. Dans la partie ouest (à partir de la coord.  $294.2/500.5$ ), cette série monotone laisse place à des séries variées comprenant toujours des séries pélitiques, mais aussi des bancs de cherts, des séries radiolaritiques rouges, des bancs de calciturbidites et *grainflows* remaniant du matériel carbonaté peu profond et des niveaux arénitiques volcanodétritiques. Comme nous le verrons plus loin, ces séries variées déformées et boudinées ont formé originalement une séquence continue où les différentes lithologies étaient interstratifiées.

Juste à l'est de Punta Agujitas (Fig. 31), on observe un grand nombre d'affleurements de calcaires peu profonds resédimentés, qui apparaissent sous forme de blocs métriques plus ou moins recristallisés.

Entre Punta Agujitas et Las Caletas (Fig. 31), nous avons observé des séries monotones de pélites sombres interstratifiées par endroits avec des niveaux centimétriques à décimétriques de cherts. Nous avons observé également sur quelques dizaines de cm, de petites séquences de cherts et calcaires pélagiques interstratifiés. Les cherts contiennent ponctuellement des blocs pluridécimétriques de calcarénites remaniant un mélange de clastes de carbonates peu profonds et de clastes volcaniques.

A partir de la pointe occidentale de Las Caletas et jusqu'à l'embouchure du Rio Claro (Fig. 31), la matrice pélitique plus ou moins siliceuse contient une proportion importante de blocs basaltiques. Dans la moitié nord-est de cette zone, les basaltes peuvent représenter jusqu'à 80% du volume total de roches et forment parfois des mégablocs pouvant mesurer jusqu'à 100 m de diamètre. Nous avons pu également observer un grand bloc (de 20 m sur 10 m) de gabbros. Des conglomérats et brèches basaltiques sont associés aux basaltes en proportion mineure dans la moitié nord-est de cette zone, alors qu'à proximité de l'embouchure du Rio Claro, cette lithologie domine. A l'embouchure du Rio Claro, on observe également des cherts radiolaritiques et des calcaires marneux interstratifiés surmontant stratigraphiquement un bloc décamétrique de basaltes (voir plus loin).

Dans la même zone, on observe en deux endroits des roches ignées claires qui se sont révélées être des dacites (F. Bujan, comm. pers., 1992). Ces dacites recoupent généralement les formations pélitiques, sont peu déformées et représentent donc probablement des filons tardifs (voir plus loin). Parfois, ces dacites apparaissent également en blocs dans la matrice pélitique.

A mi-chemin entre le Rio Claro et Playa San Josecito, on observe encore une série isolée de radiolarites rouges (Fig. 31).

Des sédiments néogènes occupent la zone comprise entre Playa San Josecito et Playa San Pedrillo (Fig. 31). Un petit affleurement du soubassement paléogène apparaît sous le Néogène à la pointe nord de Playa San Pedrillo. De part et d'autre de cette plage et ceci jusqu'à la station de San Pedrillo, les affleurements sont constitués de roches pélitiques sombres, par endroits très siliceuses, et contenant également par endroits des bancs arénitiques volcanodétritiques

interstratifiés dans la fraction fine. Des carbonates peu profonds resédimentés ont été observés dans cette zone sous la forme de *grainflow* de *debris flow* ou d'olistolithes.

Au sud de la station de San Pedrillo jusqu'à l'embouchure du Rio Pargo, plus encore 300 m au sud de cette embouchure, affleurent des roches pélitiques sombres renfermant une grande proportion de roches basaltiques (50-75 % du volume total de roches) et de sédiments associés (Fig. 31). Des blocs de basaltes en coussins ont été observés dans cette zone. Les sédiments sont représentés par des conglomérats basaltiques, parfois très dispersés dans la matrice pélitique, des calcaires micritiques roses siliceux pris comme enclaves dans les blocs de basaltes et des cherts radiolaritiques également associés aux basaltes (Fig. 32). Nous avons aussi observé des blocs de brèches basaltiques présentant un remplissage interstitiel composé de calcaires micritiques roses.

La région de Punta Llorona est formée de roches pélitiques argileuses à siliceuses contenant des niveaux de cherts et des petits bancs boudinés de calcaires blancs recristallisés. Nous interprétons ces calcaires comme des équivalents recristallisés des bancs de resédiments de calcaires peu profonds. Les formations sont intensément déformées et fracturées.

**Faciès 1: Les matrices pélitiques et volcanodétritiques.** Le type de roche que l'on retrouve le plus fréquemment sur l'ensemble de la zone côtière et que l'on appelle communément matrice correspond à des pélites noir brunâtre à gris argenté, de patine parfois rougeâtre. Assez riche en argiles, elles sont finement folliées, folliation qui est souvent renforcée dans des zones de cisaillement. Aucune stratification n'est visible dans cette lithologie fine. La roche est généralement trop foliée pour être échantillonnée.

Cette roche fine contient localement des niveaux stratifiés de matériel plus grossier volcanodétritique, de granulométrie arénitique à microbrèche.

Un échantillon d'arénite provenant de la partie nord de Playa San Pedrillo a montré la composition suivante: 40% de clastes de basaltes, 20% de plagioclases altérés en cristaux subidiomorphes à arrondis, 10% de pyroxènes très fracturés et altérés, 5% d'opaques, 10% de clastes indéfinis, 10% de chlorite d'altération, 5-20 % de veines de calcite (Fig. 33).

Ce matériel plus grossier lorsqu'il est présent forme des strates centimétriques à décimétriques régulièrement interstratifiées avec la fraction fine.

La matrice pélitique est également localement siliceuse à très siliceuse. La silice se concentre généralement en concrétions (silex) pluricentimétriques parallèles, qui soulignent probablement par diagenèse des alternances sédimentaires originales. La silice est probablement principalement biogénétique, car les sédiments détritiques grossiers ne contiennent que peu ou pas de quartz détritique, ce qui laisse supposer que la fraction détritique fine n'en contient pas non plus. En revanche, en bordure des bancs de calcarénites remaniant des clastes de carbonates peu profonds (voir plus loin), la roche contient jusqu'à 40% de spicules de spongiaires et 5-10% de radiolaires calcifiés, qui pourraient être la source de la silice.

On peut donc dire que la matrice est composée principalement de pélites argileuses contenant des passées volcanodétritiques plus grossières et des niveaux siliceux formant localement des alternances avec la matrice argileuse. Ce type d'alternances est probablement plus fréquent qu'il n'y paraît, mais il est souvent effacé par la déformation. Dans ce sens, nous avons observé en de nombreux endroits des alternances bien préservées passant latéralement à des formations subchaotiques, les niveaux plus compétents étant latéralement plissés, cisillés et/ou boudinés dans les niveaux plus ductiles (Fig. 34).



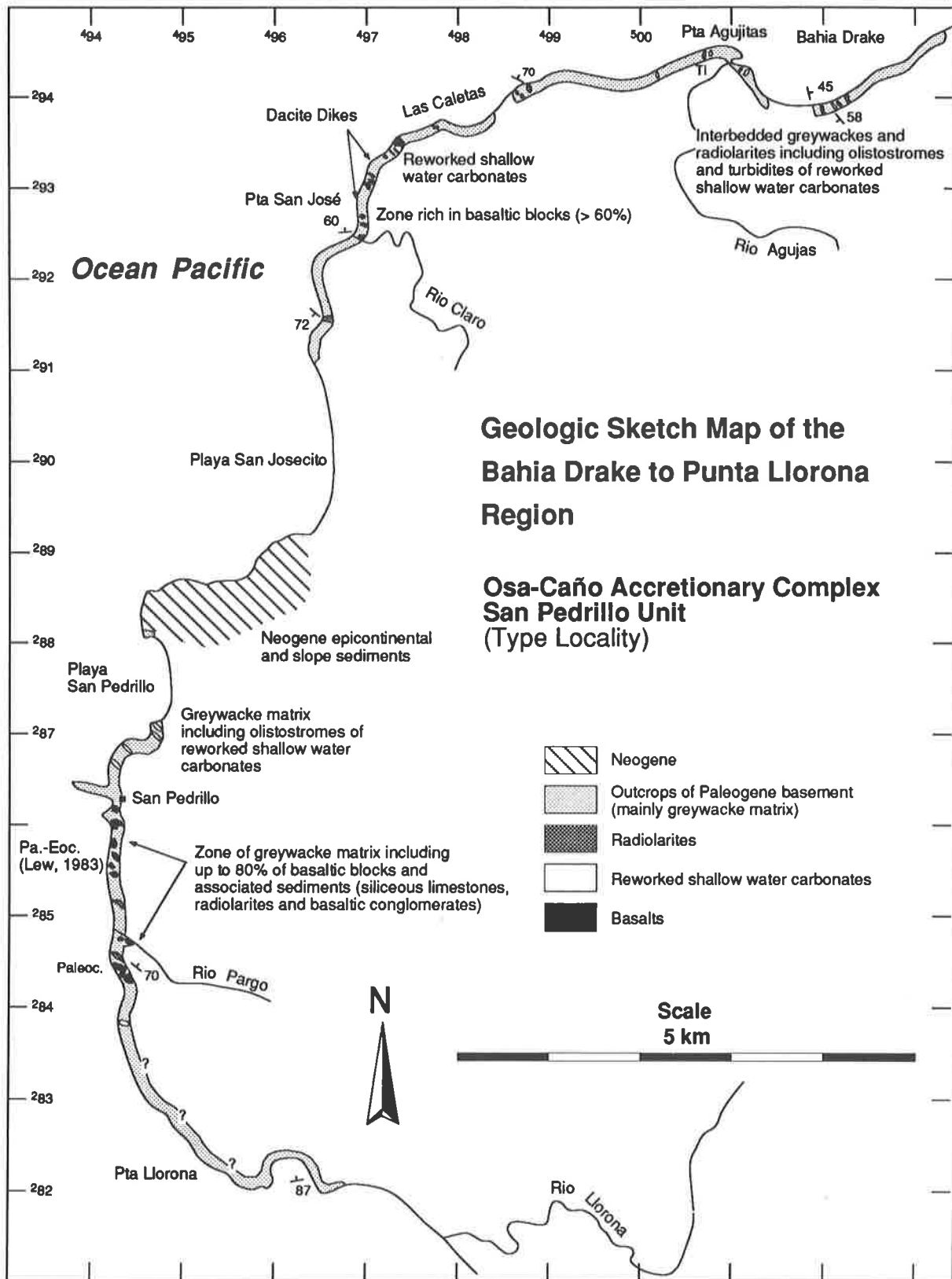


Figure 31. Carte géologique de la région comprise entre Bahia Drake et Punta Llorona, péninsule d'Osa, Unité de San Pedrillo (localité type), Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño. Localisation sur la Figure 26.

Figure 31. Geologic sketch map of the Bahia Drake to Punta Llorona region, Osa peninsula, San Pedrillo Unit (type locality), Osa-Caño Accretionary Complex. Location on Figure 26.

Un échantillon prélevé dans des turbidites de la Quebrada Vaquedano (GDM 9044, coord.  $284.1, 515.5$ ) présente une section de *Acarinina bullbrooki*, qui donne un âge Eocène moyen minimum pour la matrice (Tableau 2, Planche 3). A proximité de cet affleurement, un bloc pluridécimétrique de calcaire pélagique gris vert, pris dans la matrice, présente une association de faunes à foraminifères du (Paléocène supérieur)-Eocène inférieur (selon la zonation de Toumarkine et Luterbacher, 1985; échantillon GDM 9046, Tableau 2, Planche 3). L'occurrence d'un tel bloc de calcaire pélagique gris clair est exceptionnelle dans l'Unité de San Pedrillo.

Ce faciès 1 représente des dépôts de remplissage de fosse. Ce types de dépôts a été décrit pour des systèmes d'accrétion miocènes à actuels dans la fosse d'Amérique Centrale (Moore et al., 1982). L'absence d'une fraction détritique grossière importante pourrait refléter une position marginale de notre milieu de dépôt par rapport à la fosse (*outerslope* par exemple) ou le caractère juvénile de l'arc insulaire représentant la partie émergée de notre système d'accrétion à cette époque (Eocène; voir plus loin).

**Faciès 2: Les resédiments de carbonates peu profonds.** Un trait caractéristique de l'Unité de San Pedrillo est la présence très fréquente de niveaux centimétriques ou plus grands contenant des éléments carbonatés de plateforme. Le secteur de Bahia Drake et le secteur compris entre Playa San Pedrillo et la station de San Pedrillo (Fig. 31) montrent de très bons affleurements de ce faciès. Ces niveaux à resédiments de carbonates peu profonds ont déjà été décrits et datés de l'Eocène moyen et de l'Eocène supérieur (Azéma et al., 1983; Mora et al., 1989).

Leur mode d'occurrence est varié, allant de clastes carbonatés peu profonds disséminés dans une matrice fine volcanodétritique, à des séries de blocs de calcaires peu profonds homogènes de taille centimétrique à métrique constituant les éléments d'un olistostrome (Fig. 35 A à D). Ces modes d'occurrence peuvent être subdivisés en trois type:

(1) Les niveaux à clastes carbonatés disséminés dans la matrice, qui forment des niveaux gris clair dans la matrice pélitique gris sombre (Fig. 36). Les limites de ce type de bancs sont diffuses et ne représentent qu'une augmentation passagère, au sein de la matrice pélitique, de la fraction bioclastique dérivée de la plateforme. Ces bancs montrent des compositions mélangeant les bioclastes d'origine pélagique (foraminifères planctoniques, radiolaires) aux bioclastes de plateforme (grands et micro- foraminifères benthiques, algues rouges, spicules de spongiaires). Seuls de rares débris de grands foraminifères benthiques (*Discocyclina*, *Nummulites*) ont été observés. Très peu de clastes volcaniques ont été observés dans ces niveaux.

L'un des bancs calcaires représentés sur la Figure 36 (échantillon GDM 90128) montre la composition suivante: 50% de ciment (microsparite) et 50% de clastes (granulométrie moyenne = 0.2 mm). Parmi les clastes: 50% de spicules de spongiaires, 20% d'algues rouges, 10% de foraminifères planctoniques (*Globigerinidés*), 5-10% de microforaminifères benthiques, 2-3% de radiolaires, 1% de débris de grands foraminifères benthiques, 1-2% de grains phosphatés, 1% de plagioclases, 1% de chlorites, 1-5% d'opaaques.

Un autre échantillon du même type (GDM 90119), issu d'un niveau carbonaté gris sombre échantillonné sur la partie ouest de Bahia Drake, montre une composition similaire, mais avec plus de grains volcanodétritiques: 35-40% de spicules de spongiaires, 25% d'algues rouges, 1-3% de foraminifères planctoniques et radiolaires, 1-5% de grands et microforaminifères benthiques, 1-2% de grains phosphatés, 5% de plagioclases, 2-3% de clastes de basaltes, traces de pyroxènes.

(2) Les niveaux stratifiés de resédiments carbonatés homogènes, qui forment des strates bien différenciées dans la matrice pélitique (Fig. 35A et B). Dans ce cas, les resédiments forment des bancs de 2 à 20 cm beige clair à blancs, dont les limites inférieures et supérieures

sont nettes. Il s'agit de calciturbidites qui présentent occasionnellement un granoclassement et/ou une lamination fine et parallèle (div. a-b-d[e] de la séquence de Bouma). Ces bancs sont toujours boudinés et/ou plissés et les niveaux carbonatés ne forment parfois plus que des blocs isolés dans la matrice. Les constituants de ces niveaux carbonatés montrent une granulométrie plus grossière et une composition plus riche en algues rouges et grands foraminifères benthiques que dans les niveaux disséminés. Ils contiennent aussi plus de clastes volcaniques disséminés et de plus grandes tailles. La composition de ce type de niveaux stratifiés est alors assez proche de la composition des blocs carbonatés du type d'occurrence 3 (voir plus bas). A proximité de Punta Agujitas (Fig. 31), nous avons observé une série de trois niveaux carbonatés interstratifiés dans une matrice argileuse qui renferme également des nodules de cherts (Fig. 35A).

Un des niveaux carbonatés (échantillon GDM 90129) présente la composition suivante: 40-50% d'algues rouges, 20-30% de grands foraminifères benthiques, 5-10% de spicules de spongiaires, 2-5% de microforaminifères benthiques, 1% de foraminifères planctoniques, 2-3% de plagioclases, 2-3% de clastes de basaltes, 1% de grains phosphatés.

Parfois, les débris d'algues rouges et les grands foraminifères de ces niveaux carbonatés présentent la particularité d'être partiellement silicifiés. Cela pourrait résulter du phénomène diagenétique responsable également de la formation des concrétions siliceuses dans la matrice pélitique.

(3) Les clastes ou blocs homogènes de carbonates de plateforme, qui présentent des tailles variables (3-4 cm à 1-2 m) et disséminés dans une matrice pélitique dont ils se différencient totalement (Fig. 35C et D). Ce mode d'occurrence représente des zones ou niveaux le long desquels les clastes ou blocs forment des olistolithes fréquemment isolés les uns des autres de plus d'un mètre. C'est également le mode d'occurrence des carbonates de plateforme résédimentés le plus fréquent. A Bahia Drake, entre Las Caletas et Punta San José, ainsi qu'au nord de San Pedrillo (Fig. 31), ils forment localement des niveaux dans lesquels les blocs carbonatés représentent jusqu'à 30% du volume total de roches.

Les blocs de calcaires sont de couleur beige crème à blanc. Ils forment des masses lenticulaires à arrondies. Occasionnellement, ils présentent une lamination fine et régulière. Les blocs carbonatés de ce type sont constitués surtout d'algues rouges, d'une proportion très variable de grands et microforaminifères benthiques, de spicules de spongiaires et de clastes volcaniques.

Un bloc calcaire échantillonné (GDM 90134) 1.2 km au nord de l'embouchure du Rio Claro (près de Punta San José; Fig. 31) a montré la composition suivante: 40-50% de ciment (microsparite-sparite), 50-60% de clastes (granulométrie moyenne = 0.5 mm). Parmi les clastes: 60-70% d'algues rouges, 15-20% de spicules de spongiaires, 5-10% de grands et microforaminifères benthique, 3-5% plagioclases, 3-5% de clastes de basaltes, 1% de pyroxènes.

Déformation et diagenèse: Les résédiments du type (1) et (2) sont principalement déformés par boudinage, de type plutôt ductile pour le type (1) où le contraste de compétence entre le banc carbonaté et la matrice est faible, et plutôt cassant pour les résédiments du type (2) où le contraste de compétence est plus grand. On observe aussi une déformation cisailante et/ou un plissement ductile. Les blocs de résédiments carbonatés du type (3) montrent deux types de déformation particulière: (1) les extrémités des masses lenticulaires sont étirées et boudinées (Fig. 35C). (2) Les blocs sont recoupés par un réseau de petites fractures subdivisant le bloc métrique en un ensemble de petits blocs décimétriques (Fig. 35D, Fig. 37), sans que le bloc ne perde sa cohérence. La matrice argileuse s'infiltré dans ces petites fractures. Cette infiltration s'opère jusqu'à l'échelle microscopique. Ce "morcelage" des blocs massifs est

particulièrement visible aux bordures des blocs, où certains éléments sont isolés dans la matrice. Le problème est de savoir si ce morcelage est le résultat du phénomène sédimentaire du type *massflow* (les petits blocs calcaires forment alors les éléments d'un *pebblestone*), ou si le morcelage apparaît tectoniquement après le dépôt du bloc calcaire (ce dernier constituerait alors un élément d'un olistostrome). Nous penchons pour la deuxième solution pour la raison suivante: la fine lamination observée dans certains blocs calcaires est également parfois visible dans chacun des éléments produits par le morcelage d'un gros bloc. Dans certains blocs, les laminations des différents éléments sont orientées de manière quelconque, ce qui montre que les éléments ont subi des rotations différentes. Par contre dans d'autres blocs, les laminations des différents éléments sont strictement parallèles (Fig. 37). Cela démontre que le bloc a été déposé sous forme d'une masse homogène avant d'être morcelé. La forme des morceaux, qui est arrondie, et les limites de blocs, qui sont très irrégulières, montrent que les blocs carbonatés ne devaient être que partiellement lithifiés lors du transport et de la déformation.

Il faut noter encore que les résédiments carbonatés du type (3) (et quelquefois [2]) sont souvent partiellement à totalement recristallisés. Dans ce cas, les calcaires sont blanc laiteux et farcis de veines de calcite. La texture originale est alors partiellement à complètement remplacée par de la sparite ou microsparite et seuls quelques fantômes d'organismes benthiques sont encore visibles. Cette recristallisation affectant surtout les résédiments du type (3), elle pourrait être liée à l'état de lithification partielle de ces gros blocs qui sous l'effet de pression dirigée, liée à la formation du mélange d'accrétion, provoque sa recristallisation. Il semble que les calcaires soient plus recristallisés vers le sud-ouest, dans la zone de San Pedrillo-Punta Llorona, qu'au nord-est, région de Bahia Drake. Cela pourrait résulter d'un plus grand enfouissement des formations vers le sud-ouest lors de la formation du mélange d'accrétion, qui serait compatible avec une subduction vers le nord-est.

**Discussion:** Nous pouvons conclure que les résédiments de carbonates de plateforme représentent une fraction sédimentaire interstratifiée dans les sédiments de remplissage de fosse. La présence de matériel benthique peu profond remanié est caractéristique des remplissages de fosse selon Moore et al. (1982). Des plateformes locales et éphémères s'établissent sur les hauts structuraux du prisme d'accrétion. L'activité tectonique importante de la zone d'accrétion va déstabiliser les constituants de ces plateformes et amener ces derniers à être résédimentés en direction de la fosse. Les différents types d'occurrence de ce matériel suggère deux modes de mise en place:

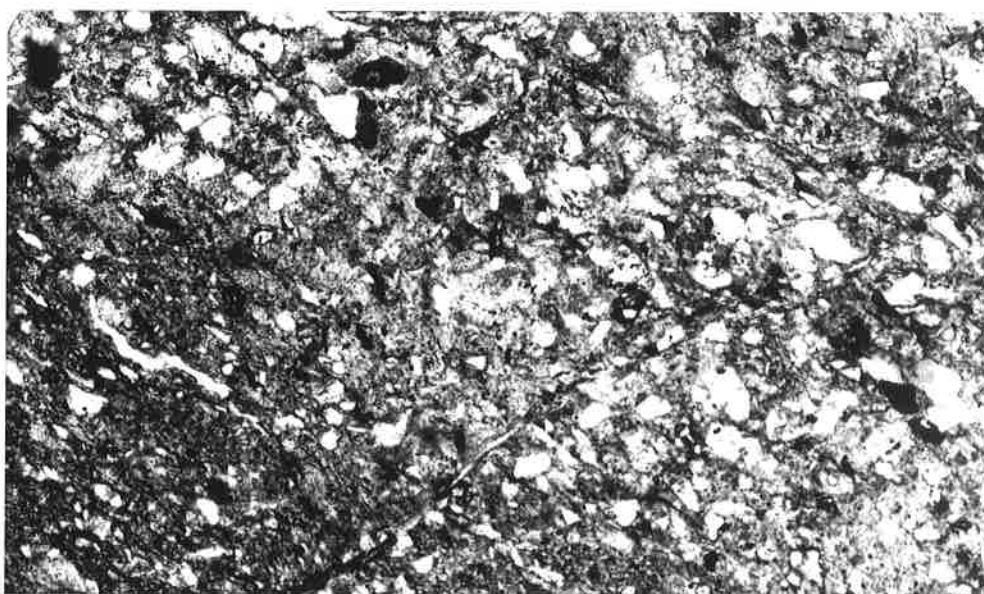
(1) Remaniement des constituants non cimentés de la plateforme, grain par grain, sous forme de turbidites carbonatées. La formation de niveaux à clastes carbonatés disséminés ou de niveaux à clastes carbonatés concentrés reflètent la densité de la turbidite. Ce type de remaniements pourraient avoir lieu pendant des périodes de forte productivité sur la plateforme, liées à des *high stands* (Schlager, 1992). Le banc une fois déposé, les éléments peuvent subir une diagenèse particulière liée à l'environnement profond dans lequel ils se sont déposés (silicification des clastes benthiques, voir plus haut).

(2) Remaniement sous forme d'olistostromes. Des blocs entiers de plateforme carbonatée sont démembrés et redéposés au pied de la marge active. Pour être transportés sous forme de blocs, ils doivent avoir subi un début de diagenèse permettant leur lithification partielle. Les olistostromes pourraient donc apparaître lors des périodes de *lowstands*, durant lesquelles la plateforme subit une lithification précoce (Schlager, 1992). Sous l'impulsion de l'activité tectonique, la plateforme ainsi partiellement lithifiée peut être remaniée sous forme d'olistostromes dans la fosse.



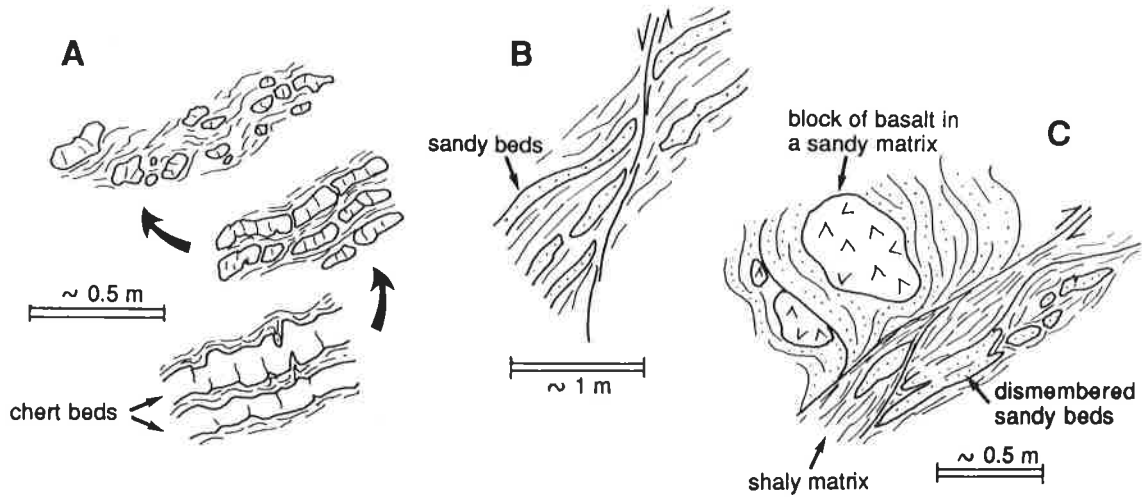
**Figure 32.** Bloc exotique de l'Unité de San Pedrillo montrant des basaltes océaniques avec leur couverture pélagique (radiolarites), près de San Pedrillo, péninsule d'Osa, Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño. Localisation sur la Figure 31.

*Figure 32. Exotic block of the San Pedrillo Unit including oceanic basalts and their pelagic sedimentary cover (radiolarites), near San Pedrillo, Osa peninsula, Osa-Caño Accretionary Complex. Location on Figure 31.*



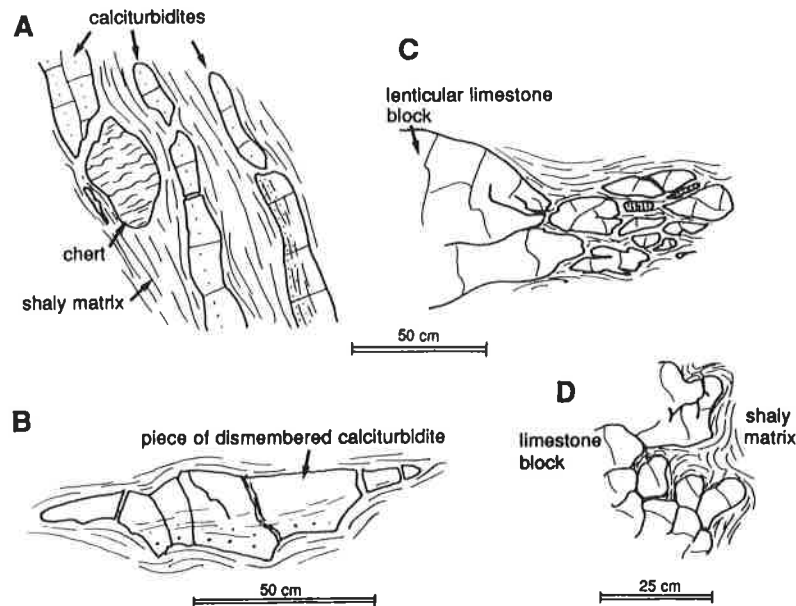
**Figure 33.** Lame-mince (lumière normale) dans une arénite de la matrice de l'Unité de San Pedrillo, près de San Pedrillo, péninsule d'Osa, Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño. Echantillon GDM 90142. Echelle=1 mm.

*Figure 33. Thin section of arenite (normal light), from the matrix of the San Pedrillo Unit, near San Pedrillo, Osa Peninsula, Osa-Caño Accretionary Complex. Sample GDM 90142. Scale=1 mm.*



**Figure 34.** Transformation de niveaux stratifiés en mélange chaotique, Unité de San Pedrillo. (A) Occurrence de niveaux siliceux: stratifiés, boudinés et chaotiques. (B) Stade initial de la déformation dans des successions argillo-sableuses. (C) Deux types de relations blocs-matrice: en haut, les basaltes forment des blocs dans une matrice arénitique; en bas se sont les arénites qui forment des blocs dans une matrice argileuse plus ductile.

**Figure 34.** From stratified beds to chaotic mélange, San Pedrillo Unit. (A) Occurrence type of siliceous beds: stratified, disrupted and chaotic. (B) Initial step of disrupting in sandy-shaly successions. (C) Two types of matrix-block relations: above, basalt block in a sandy matrix; below, the former sandy facies forms blocks in a shaly matrix.



**Figure 35.** Déformation dans des calciturbidites et des olistolithes de calcaires néritiques de l'Unité de San Pedrillo. (A) et (B) Les bancs de calciturbidites sont boudinés, mais continuent de former des niveaux stratiformes. (C) et (D) Les bordures des olistolithes sont fracturées en blocs de plus petites tailles, qui vont se retrouver isolés dans la matrice.

**Figure 35.** Deformation in calciturbidites and olistolithes of neritic limestones of the San Pedrillo Unit. (A) and (B) Beds of calciturbidites are disrupted, but still form stratified beds. (C) and (D) The edge of the neritic limestone blocks are fractured to form smaller blocks, which become isolated in the matrix.



**Figure 36.** Niveau stratifié riche en clastes carbonatés de plateforme resédimentés (en clair) dans la matrice pélitique (sombre) de l'Unité de San Pedrillo, à Bahia Drake, Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño.

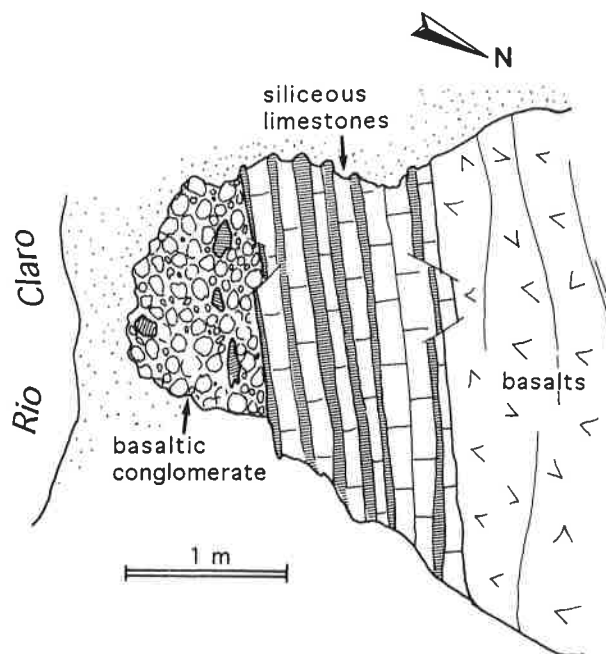
*Figure 36. Bedded grainflow rich in reworked shallow water carbonate clasts (light bed) in the pelitic matrix of the San Pedrillo Unit, at Bahia Drake, Osa.Caño Accretionary Complex.*



**Figure 37.** Fracturation dans un olistolithe laminé de calcaire de plateforme de l'Unité de San Pedrillo, à Bahia Drake, Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño. Les laminations montrent que le bloc n'a pas perdu sa cohérence.

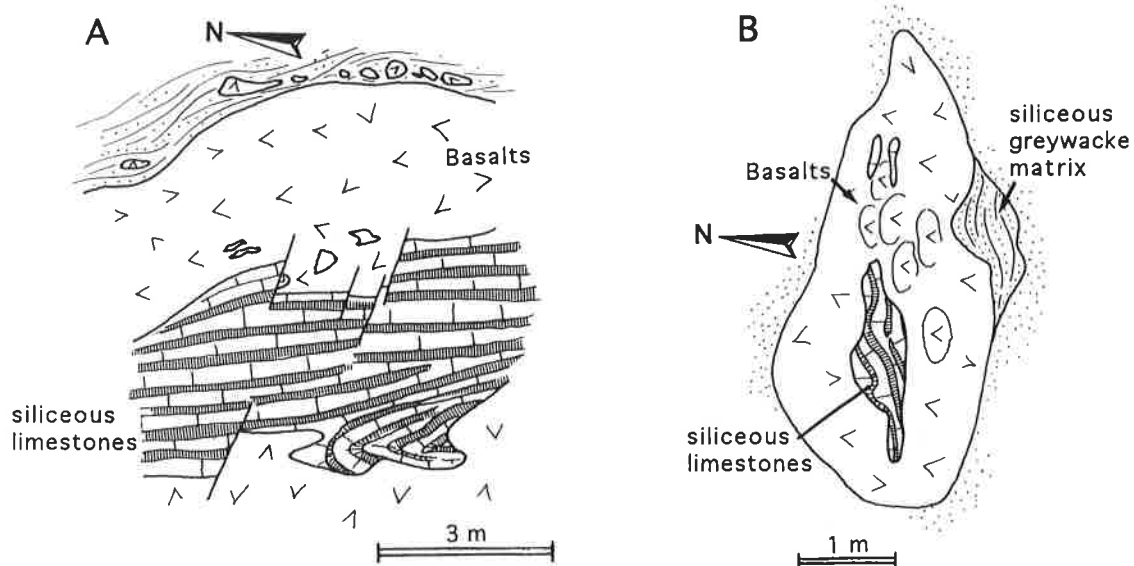
*Figure 37. Fracturation in a laminated olistolithe of shallow water limestone in the San Pedrillo Unit, at Bahia Drake, Osa.Caño Accretionary Complex. The laminations show the the coherence is preserved within the block.*





**Figure 38.** Bloc de basalte avec sa couverture sédimentaire, en affleurement près du Rio Claro, Unité de San Pedrillo, Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño. Les failles synsédimentaires montrent qu'il s'agit bien d'une série stratigraphique.

*Figure 38. Basaltic block with its sedimentary cover in outcrop near the Rio Claro, San Pedrillo Unit, Osa.Caño Accretionary Complex. Synsedimentary faults confirm that it is a stratigraphic succession.*



**Figure 39.** Bloc de basalte présentant des calcaires siliceux piégés et déformés dans les coulées basaltiques. Affleurements localisés au sud du Rio Pargo, Unité de San Pedrillo, Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño.

*Figure 39. Basaltic blocks including deformed siliceous limestones, trapped in basaltic flows. Outcrops located south of the Rio Pargo, San Pedrillo Unit, Osa.Caño Accretionary Complex.*



Les hypothèses quant à la source de ce matériel restent relativement ouvertes. Il est difficile d'envisager une origine océanique, à partir d'une plateforme pélagique montée sur un *seamount* en voie d'accrétion. L'âge identique (Azéma et al., 1983; voir plus loin) des clastes peu profonds et des sédiments de remplissage de fosse (remaniement synsédimentaire), n'encourage pas cette possibilité. Les clastes peu profonds proviennent donc de la zone interne de la marge active (*inner wall*; Baumgartner et al., 1989). Dans la proximité immédiate, les seules plateformes carbonatées connues de l'Eocène moyen-supérieur appartiennent aux formations du bassin de *fore arc* de la Fila Costeña (Mora, 1979), au nord est de la Zone de Fracture Longitudinale (LFZ, Fig. 2). Mais les associations de faunes de la Fila Costeña diffèrent de celles observées dans l'Unité de San Pedrillo (C. Baumgartner-Mora, comm. pers., 1993). Cela implique que les plateformes dont dérivent les résédiments carbonatés de l'Unité de San Pedrillo se sont formées dans un environnement paléogéographique différent de celui de la Fila Costeña. On pourrait, par exemple, relier ces résédiments carbonatés aux calcaires de plateformes éocènes de la partie centrale de la péninsule d'Azuero. L'Unité de San Pedrillo pourrait donc s'être formée plus au sud, au large du Panama, puis avoir voyagé vers le nord par *strike slip*, après avoir été accrétée à l'arc d'Amérique Centrale.

**Faciès 3: Les radiolarites.** Les formations de Bahia Drake contiennent en quelques endroits des intercalations lenticulaires, épaisses de 2-5 m, longues de 4-15 m, de cherts et/ou cherts argileux radiolaritiques rouges. Ces formations radiolaritiques ont été décrites à Bahia Drake et datées de l'Eocène moyen par Azéma et al. (1983). Deux échantillons de radiolarites de la même localité nous ont permis de confirmer cet âge (détermination A. Nishimura).

Les affleurements de la zone côtière ne fournissent pas les meilleures expositions de ce faciès. Ce dernier est mieux exposé dans les affleurements de rivières du Rio Rincón et du Rio Cedral. Nous détaillerons donc ce faciès plus loin.

Toutefois, nous anticiperons en mentionnant que ces radiolarites forment des niveaux sédimentaires interstratifiés dans les matrices pélitiques. Elles se sont donc déposées au alentours de la fosse, dans des régions momentanément privées d'apports détritiques, permettant ainsi le dépôt de faciès pélagiques (Pickering et al., 1989). L'aspect actuel en blocs lenticulaires dans la matrice pélitique est attribué à des phénomènes de boudinage.

**Les intrusions acides.** Comme nous l'avons vu, dans la région de Las Caletas on peut observer des roches ignées claires (dacites), homogènes, peu déformées, recoupant les matrices détritiques. Ce mode d'occurrence discordant nous amène à penser qu'il s'agit de filons tardifs, injectés dans le prisme d'accrétion en formation. Il pourrait s'agir de "différentiels" acides associés au volcanisme d'arc insulaire (dont ils pourraient former une composante marginale) utilisant une zone de contact majeure pour "intruder" les unités du Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño. La zone de contact est représentée par la limite entre le OCAC et le Bloc de Rincón et les unités affectées par ces intrusions sont l'Unité de San Pedrillo (Las Caletas) et l'Unité de Cabo Matapalo (voir plus loin).

**Les blocs exotiques d'origine océanique.** Entre Las Caletas et l'embouchure du Rio Claro, ainsi qu'entre la station de San Pedrillo et l'embouchure du Rio Pargo affleurent de grandes masses de basaltes, dolérites et, en proportion moins importante, de gabbros. Les basaltes peuvent former des blocs mesurant jusqu'à 100 m de diamètre, mais ils peuvent aussi apparaître sous forme de clastes décimétriques dans la matrice pélitique. Des sédiments sont parfois encore associés en proportion mineure aux basaltes. Ce sont des brèches et conglomérats basaltiques, des calcaires micritiques, des calcaires siliceux radiolaritiques et des cherts radiolaritiques. Cet ensemble est interprété comme les restes de fragments massifs de

*seamount* océanique incorporés par décollement (*offscraping*) au complexe d'accrétion lors de la subduction.

**Les basaltes:** Nous avons observé principalement des basaltes massifs ou grossièrement stratifiés et plus rarement des basaltes en coussins. Ils présentent à l'affleurement une couleur gris sombre à gris verdâtre à brunâtre. Fréquemment altérés, ils sont souvent difficilement à différentier de la matrice pélitique. Certains blocs peuvent mesurés jusqu'à 100 m de diamètre, mais la taille moyenne des blocs est d'environ 10 m. On observe fréquemment des blocs décimétriques arrondis emballés dans une matrice détritique plus ou moins fine (conglomérat). Dans les secteurs de Las Caletas et San Pedrillo, les basaltes représentent plus de 50% du volume total de roches, par places jusqu'à 80%. Mais les basaltes forment toujours des blocs emballés dans une matrice sédimentaire pélitique. Ils présentent différents types de textures: microlithique phénoclastique à porphyroïde, microlithique vacuolaire ou doléritique. Ils sont composés généralement de deux phases minérales: plagioclases (aciculaires ou prismatiques) et pyroxènes (en croissance intergranulaire).

Nous verrons plus loin que les basaltes montrent des caractéristiques géochimiques de type basaltes intraplaques (WPB) (voir Chapitre VIII). A l'origine, ils devaient donc faire partie de *seamounts* intra-océaniques, décapés et incorporés au complexe d'accrétion lors de leur entrée en subduction.

**Les brèches et conglomérats basaltiques:** Dans le secteur de Punta San José, nous avons observé de nombreux blocs constitués de brèches et conglomérats basaltiques. C'est une lithologie souvent très altérée, de patine verdâtre. Dans une section observée dans un bloc à l'embouchure du Rio Claro, les conglomérats basaltiques font partie de la couverture sédimentaire des basaltes (Fig. 38). Nous interprétons donc ces faciès brèchique et conglomératiques comme la couverture océanique des basaltes intraplaques.

**Les cherts et calcaires siliceux radiolaritiques:** Au sud de la station de San Pedrillo (Fig. 31), nous avons observé un bloc de basaltes d'environ 10 m de diamètre associé à des cherts radiolaritiques rouges (Fig. 32). Ces cherts forment la couverture sédimentaire des basaltes. La mauvaise préservation des faunes de radiolaires n'a pas permis de les extraire.

A l'embouchure du Rio Claro (Fig. 31), un bloc d'environ 10 m présente une section avec à la base des basaltes noirs, recouverts stratigraphiquement par des calcaires siliceux rouge sombre, eux-mêmes suivi par un conglomérat basaltique incorporant également des clastes de calcaire siliceux (Fig. 38). Les basaltes présentent une texture microlithique à rares phénocristaux de plagioclases. Les calcaires siliceux présentent des alternances de calcaires et cherts. Les niveaux siliceux sont riches en radiolaires. Les conglomérats forment des masses altérées verdâtres. Outre des grains de basaltes altérés arrondis, ils renferment des clastes de la lithologie sous-jacente. Les contacts entre les trois lithologies sont recoupés par de petites failles normales synsédimentaires. Ces deux derniers points confirment que les contacts entre les trois lithologies sont bien sédimentaires.

Au sud de l'embouchure du Rio Pargo, sur environ 500 m, nous avons observé parmi les blocs de basaltes, des blocs renfermant des enclaves de calcaires siliceux et des calcaires marneux rouges (Fig. 39). Ces calcaires présentent le même faciès qu'au Rio Claro, avec des alternances silico-carbonatées. Les relations entre les calcaires et la masse basaltique sont relativement complexes et les calcaires semblent être déformés à l'état semi-lithifié au contact avec les basaltes. Un échantillon des calcaires a fourni des faunes à foraminifères mal préservés, présentant de petites formes, planispiralées ou à trochospire basse, qui sont typiques du Paléocène supérieur-Eocène inférieur (Toumarkine & Luterbacher, 1985). Nous interprétons ces calcaires comme des poches sédimentaires déposées entre deux coulées de basaltes.

Lew (1983) fournit une datation biostratigraphique pour des cherts de la région de San Pedrillo, auxquels il donne un âge Paléocène supérieur-Eocène moyen (probablement Eocène inférieur). Cette datation concorde avec notre datation basée sur les foraminifères.

Il faut noter encore qu'il y a quelques affleurements ponctuels de radiolarites rouges que l'on observe sur la section côtière (Fig. 31) dont il est difficile de savoir s'il faut les attribuer au groupe des blocs exotiques ou à celui des radiolarites en tant que faciès de fosse (Faciès 3, voir plus haut). La différence réside dans le fait que les radiolarites de fosse sont pauvres en carbonates alors que les radiolarites associées aux basaltes sont généralement interstratifiées avec une fraction carbonatée.

### Le Rio Cedral

Le Rio Cedral est un affluent du Rio Sirena qui s'écoule du nord-est vers le sud-ouest en direction de la lagune de Corcovado (Fig. 31).

Dans le Rio Cedral sont exposées principalement des matrices pélitiques gris sombre à argenté, légèrement siliceuses. Elles présentent fréquemment des stratifications relativement préservées, sous forme de bancs de 20 à 50 cm d'épaisseur. Ces niveaux stratifiés alternent avec des zones plus déformées, schisteuses. Des bancs de greywackes sont inclus ponctuellement dans la matrice fine. Ces greywackes sont principalement de composition basaltique. Néanmoins, un a montré une composition particulière impliquant une source granitique.

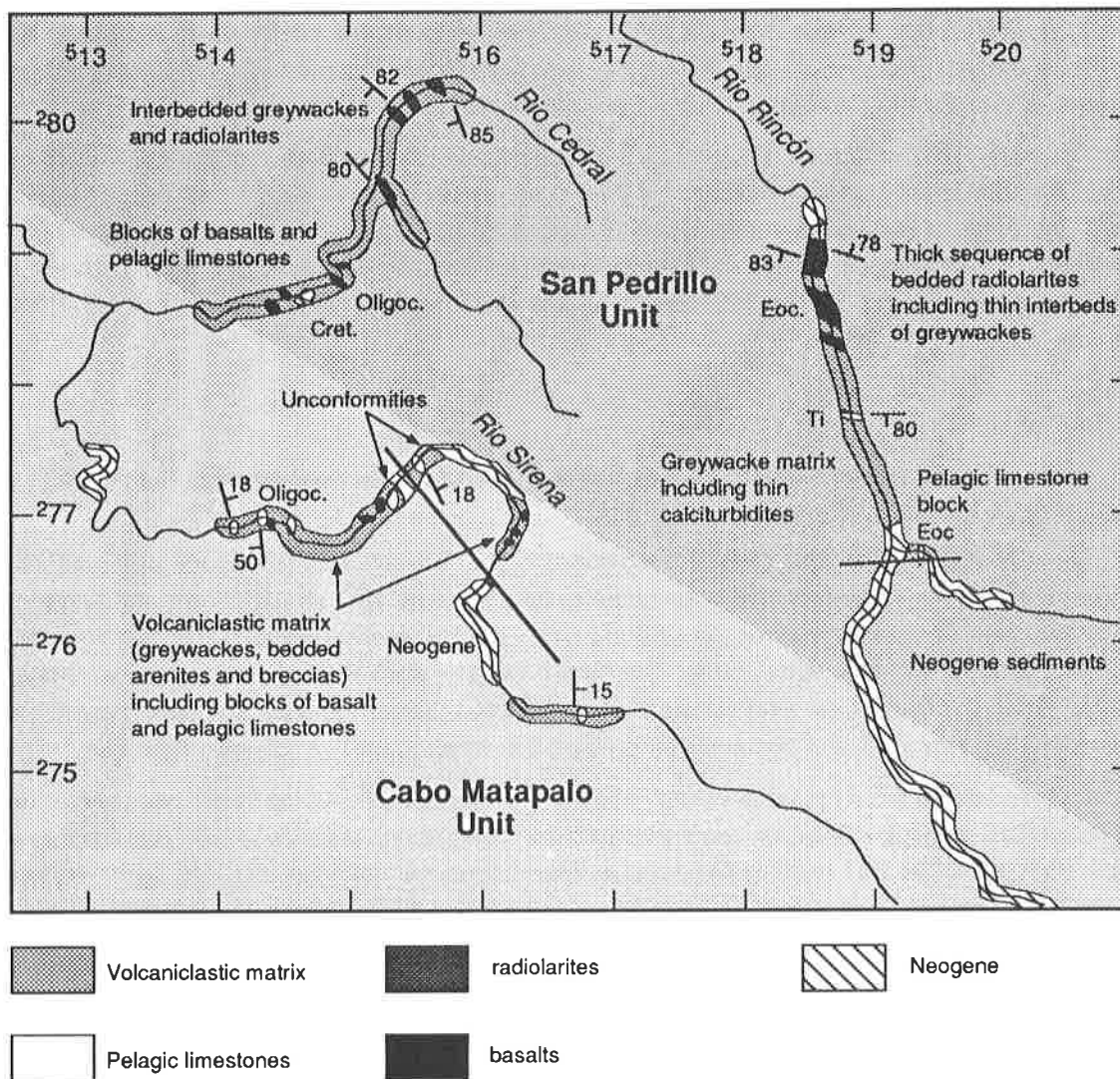
L'observation microscopique a montré pour ce banc (échantillon GDM 9019) une composition comprenant dans une matrice abondante, essentiellement des clastes de quartz (assez arrondis) et de feldspaths non maclés représentant deux types de compositions (probablement un feldspath alcalin et un plagioclase), dans une matrice microgrenue altérée. Des plagioclases maclés sont aussi présents en proportion mineure et en clastes plus petits.

Dans ce niveau, la présence de quartz, de feldspaths alcalins et de plagioclases, d'habitus clairement différents, suggère l'existence de plusieurs sources dont l'une doit correspondre à des granites, appartenant probablement à l'arc insulaire.

Sur toute la longueur de la rivière, nous avons observé ponctuellement au sein des matrices des niveaux de cherts radiolaritiques rouges, formant des séries de 1 à 5 m d'épaisseur (Fig. 40). Elles représentent environ 1% du volume total de roche. Il s'agit de *mudstones* siliceux, parfois argileux, à radiolaires plus ou moins bien préservés. Un échantillon a pu être daté de l'Oligocène (détermination A. Nishimura). Les affleurements de rivières étant limités latéralement, il est difficile de comprendre la géométrie exacte de ces intercalations de radiolarites. Cependant, la comparaison des stratifications dans la matrice et dans les radiolarites montre qu'il s'agit très probablement de niveaux interstratifiés originalement (Fig. 41).

Dans la partie basse de la rivière, on observe une série de blocs de calcaires rouge rose et calcaires siliceux rouges.

Le premier bloc de calcaires forme une masse lenticulaire d'environ 1 m de diamètre, emballée dans une matrice pélitique stratifiée. Il s'agit d'un calcaire marneux, finement stylolithisé, micritique, contenant des faunes à foraminifères bien préservées, montrant une association du Maastrichtien moyen/supérieur (Zone à gansseri/mayaroensis selon Robaszynski et al., 1984; échantillon 9021, Tableau 2, Planche 2). Ce bloc est le seul bloc de calcaires du Crétacé supérieur que nous ayons observé en place dans le mélange d'accrétion (d'autres calcaires de ce type ont été observés, mais à l'état de galets de rivière; P.O. Baumgartner, comm. pers., 1990). L'origine de ce bloc est difficile à situer. Le faciès, l'âge et le type d'associations



**Figure 40.** Carte des affleurements des Rios Rincón, Cedral et Sirena, Unités de San Pedrillo et Cabo Matapalo, Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño. Les stratifications sont données pour les blocs les plus proches, ou alors pour les lithologies de la matrice si il n'y a pas de bloc à proximité. Ti=Facès Rio Tigre. Les âges sont signalés à proximité des lithologies datées (matrice ou blocs).

**Figure 40.** Outcrop map of the Rio Rincón, Cedral and Sirena, San Pedrillo Unit, Osa-Caño Accretionary Complex. Bedding is given for the nearby blocks, or for the matrix if any block is present. TI=Tigre Limestones Facies. Ages are given nearby the dated lithology (matrix or block).

de faunes observés rendent impossible une provenance du Terrain de Golfito. En effet, les calcaires du Terrain de Golfito montrent des faciès de couleur gris crème, d'âge au plus jeune Maastrichtien moyen, avec des faunes différentes (voir plus haut). Le faciès le plus semblable, avec des faunes similaires du Maastrichtien moyen/supérieur se trouve à Playa Garza dans la péninsule de Nicoya (voir plus haut). Cette comparaison amène à penser que l'origine du bloc de calcaires créacés du Rio Cedral se situe dans le Pacifique, sur un fragment de croûte océanique ayant par la suite échappé à la subduction. Ce dernier pourrait être un terrain exotique encore inconnu, accrété à l'arc d'Amérique Centrale quelque part au sud (ou au nord

?) de notre région. Dans une autre hypothèse, ce fragment de croûte océanique pourrait correspondre aux masses basaltiques de la section côtière (Las Caletas, San Pedrillo; voir plus haut). Les sédiments de la section côtière associés aux basaltes ayant donné des âges Paléocène/Eocène (Lew, 1983; voir aussi plus haut), les calcaires crétacés correspondraient à des niveaux inférieurs intercalés dans les basaltes. L'orientation des stratifications du bloc de calcaires crétacés, qui sont discordante par rapport aux stratifications dans les matrices et dans les radiolarites du Rio Cedral (Fig. 41), renforce le caractère exotique de ce bloc.

Le second bloc correspond à un calcaire micritique en partie marneux et en partie siliceux, associé à une masse de basaltes très altérés. Les basaltes présentent une texture vacuolaire et contiennent des petits niveaux centimétriques carbonatés recristallisés, qui forment des veinules blanchâtres de formes irrégulières. La partie marneuse des calcaires contient des bioclastes mal préservés (radiolaires calcifiés, foraminifères benthiques remaniés), ainsi que des niveaux de micrite très pure, presque azoïque, qui rappelle le faciès calcaire "Rio Tigre" (voir plus bas). La partie siliceuse des calcaires montre des alternances de niveaux calcaires et siliceux, à radiolaires calcifiés, ce qui correspond à un faciès identique au faciès des calcaires du Rio Claro ou des enclaves calcaires du secteur Rio Pargo (voir plus haut). L'association des calcaires siliceux avec des basaltes va dans le sens de cette dernière hypothèse. En revanche, les stratifications des calcaires siliceux étant orientées dans la même direction que les stratifications des matrices et des radiolarites du Rio Cedral, cela nous incitera plutôt à opter pour la première hypothèse (faciès calcaire "Rio Tigre").

Sur la fin de la rivière, les matrices pélitiques deviennent plus schisteuses et altérées. Cela résulte probablement de l'arrivée dans une zone plus déformée, qui peut correspondre soit à la zone de failles limitant au nord-est la lagune de Corcovado (Fig. 26), soit plus vraisemblablement à une zone de failles plus ancienne qui pourrait correspondre à la limite entre l'Unité de San Pedrillo et l'Unité de Cabo Matapalo au sud-ouest.

### **Rio Rincón**

Le Rio Rincón est l'une des rivières les plus importantes de la moitié nord-est de la péninsule d'Osa, qui s'écoule vers le nord pour se jeter dans le Golfo Dulce (Fig. 26). Dans la partie basse de la rivière, les roches sont masquées par les alluvions. Dans la moitié supérieure, on observe d'abord des sédiments néogènes (coord.  $279.3/518.6$ ), avec un conglomérat de base, juste avant de passer aux soubassement paléogène (Fig. 40).

Les roches paléogènes sont d'abord représentées par des pélites et greywackes, assez altérés. Puis on observe sur 300 m (coord.  $279.1-78.6/518.6$ ) une série continue de cherts rouges, radiolaritiques, seulement interrompue en son milieu par un passage détritique représenté par 3-5 m de greywackes siliceux. Cette série développe une puissance d'environ 200 m (Fig. 40). C'est la masse la plus importante de radiolarites observées dans la péninsule d'Osa et donc dans le OCAC. Lew (1983) mentionne cette lithologie et propose un âge Crétacé Inférieur, sur la base de radiolaires mal préservés. Nous avons pu en revanche extraire des faunes de radiolaires de préservation moyenne, qui ont pu être datées de l'Eocène (détermination A. Nishimura). Cet âge coïncide avec les âges des radiolarites de Bahia Drake (Azéma et al., 1983) et est légèrement plus vieux que celui des radiolarites du Rio Cedral.

### **Le Rio Tigre**

Le Rio Tigre s'écoule de la partie centrale de la péninsule vers le Golfo Dulce (Fig. 26). Son cours est séparé en deux branches qui sont appelée "Brazo Derecho" qui est le bras situé au

nord et "Brazo Izquierdo", ou "Quebrada Piedras Blancas", celui situé au sud. Dans la partie haute du Brazo Derecho apparaît un autre affluent qui est la Quebrada Brown.

Dans la partie basse de la rivière, à proximité de la localité de Dos Brasos (coord 276.2/529.1), affleurent des basaltes en coussins altérés (Fig. 42). Vu sa position dans le prolongement de la limite sud-ouest du Bloc de Rincón, cet affleurement décimétrique est interprété comme faisant partie de cette unité.

Nous commencerons par décrire le Brazo Derecho. Dès la séparation de la rivière en deux bras, les basaltes n'apparaissent plus et se sont des roches de la matrice du mélange (voir plus haut): greywackes, greywackes siliceux et arénites, qui constituent l'ensemble des affleurements. Par endroit les stratifications sont bien préservées et l'on observe des séries granoclassées en bancs de 20-30 cm. Ces sédiments détritiques renferment ponctuellement des niveaux contenant des clastes disséminés centimétriques de résédiments de calcaires peu profonds à grands foraminifères benthiques. On observe également des niveaux de cherts et des niveaux boudinés de radiolarites rouges.

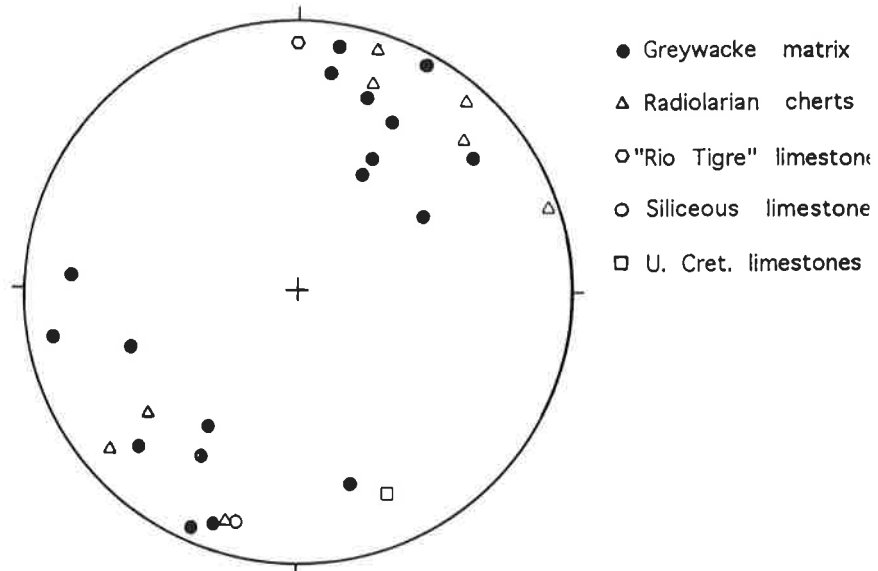
Un des points intéressants du Rio Tigre est la présence en trois endroits d'un faciès calcaire particulier que nous avons appelé: *Faciès Rio Tigre*.

**Faciès 4: Le Faciès Rio Tigre.** La localité type est représentée par le premier des trois endroits où affleure ce faciès dans le Rio Tigre (coord. 275.5/526.5). Ce faciès est représenté par des calcaires micritiques roses à rouges, en bancs centimétriques et contenant des niveaux argileux rouges (Fig. 43). Le point caractéristique de ce faciès est que la fraction carbonatée est formée d'une micrite homogène, presque azoïque. Des tentatives de datations des nannofossiles sur les micrites comme sur les niveaux argileux ont échoué.

Dans la localité type, l'affleurement forme une série d'environ 10 m d'épaisseur et qui se suit sur 200-300 m. Les contacts avec les séries détritiques de la matrice ne sont pas observables. L'affleurement est affecté par une déformation ductile, qui produit des séries de petits plis principalement dextres, d'axes subverticaux dans des plans axiaux orientés N-S, et un boudinage des niveaux carbonatés (Fig. 43).

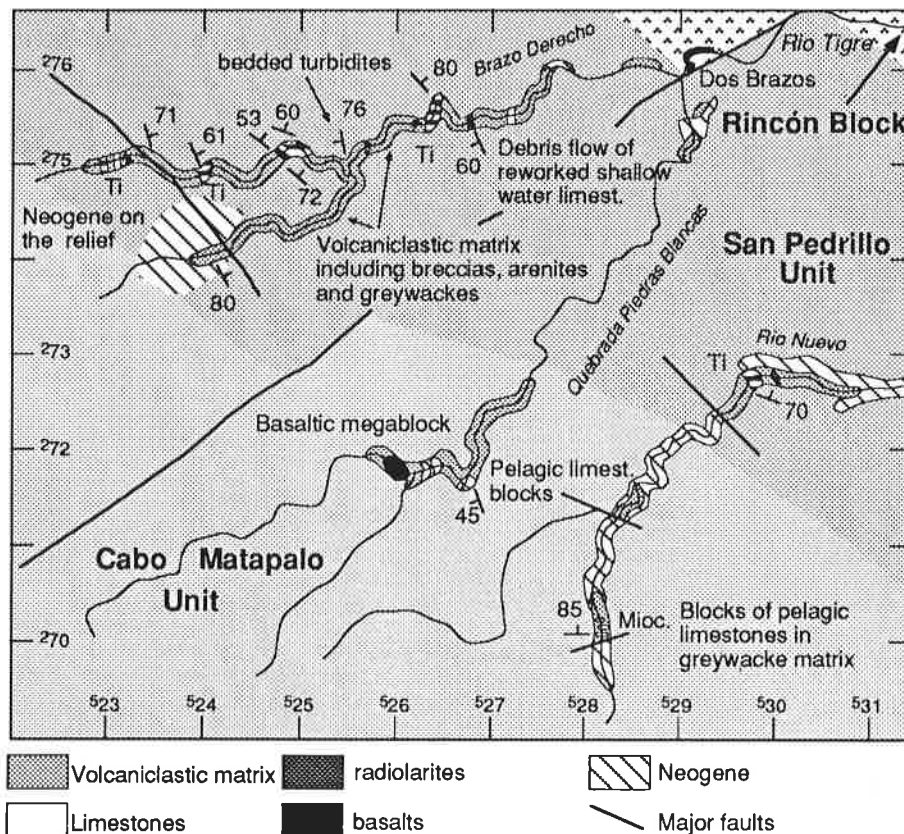
La question pour ce faciès est de savoir s'il correspond à (1) une série océanique incorporée dans le mélange par décollement lors de la subduction ou (2) à une série déposée au alentours de la fosse (bassins suspendu, par exemple), interstratifiée dans les sédiments détritiques. La géométrie de l'affleurement dans la localité type est apparemment peu compatible avec la première hypothèse, car il semble difficile d'incorporer tectoniquement une masse de roche tabulaire sans lui faire d'avantage perdre sa cohérence. Mais c'est l'observation dans une autre localité d'un passage transitionnel entre les faciès détritiques des matrices et le Faciès Rio Tigre qui nous permet définitivement d'opter pour la deuxième hypothèse. Cette observation a été faite dans le Rio Nuevo (voir plus loin).

Dans le deuxième bras, la Quebrada Piedras Blancas, les roches affleurent très mal excepté dans la partie supérieure de la rivière (Fig. 42). Comme nous le verrons plus loin, les roches sont représentées par des greywackes renfermant des blocs de calcaires et un mégabloc hectométrique de basaltes. Cette association de lithologies appartenant à l'Unité de Cabo Matapalo sont décrits sous le Chapitre VI. 3.



**Figure 41.** Projection stéréographique de Schmidt-Lambert des pôles de stratifications des différentes lithologies de la matrice de l'Unité de San Pedrillo et d'un bloc de calcaires crétaçés du Rio Cedral. Voir texte pour explications.

**Figure 41.** Schmidt-Lambert stereographic projection of the poles of the stratifications in different lithologies of the matrix of the San Pedrillo Unit, and of one block of Cretaceous limestone from the Rio Cedral. See text for more explanations.



**Figure 42.** Carte des affleurement des Rios Tigre et Nuevo. Unités de San Pedrillo et Cabo Matapalo, Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño. Annotations comme pour la Figure 40.

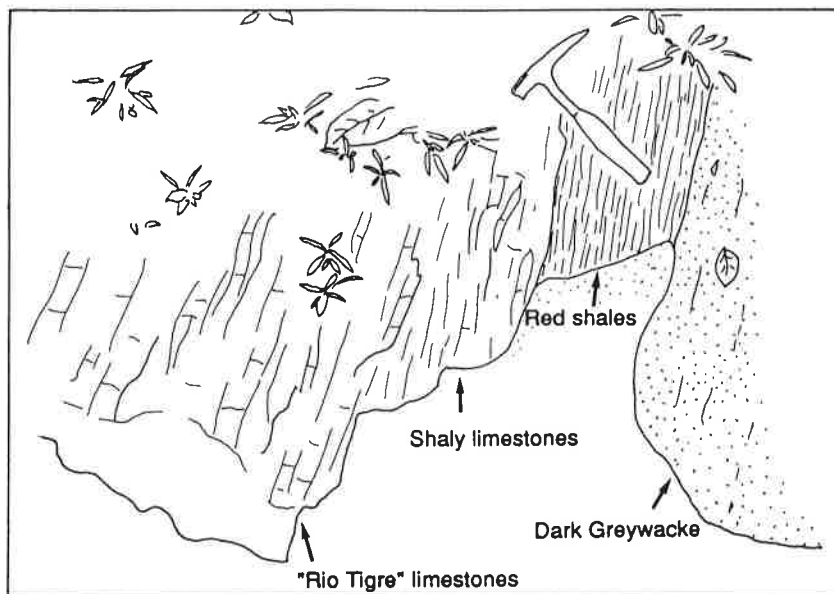
**Figure 42.** Outcrop map of the Rios Tigre and Nuevo, San Pedrillo and Cabo Matapalo Units, Osa-Caño Accretionary Complex. See Figure 40 for explanation of symbols.





**Figure 43.** Calcaires argilleux rouges laminés du Faciès Rio Tigre, Rio Tigre, Unité de San Pedrillo.

*Figure 43. Shaly laminated red limestones of the Rio Tigre Facies, San Pedrillo Unit.*



**Figure 44.** Passage progressif entre la matrice détritique (à droite) et les calcaires argilleux du faciès "Rio Tigre" (à gauche), dans le Rio Nuevo, Unité de San Pedrillo. Ce type de transition confirme que le faciès "Rio Tigre" est stratigraphiquement interstratifié dans les matrice détritiques de l'unité.

*Figure 44. Progressive transition between the greywacke matrix (to the right) and the shaly limestones of the "Rio Tigre" facies (to the left), in the Rio Nuevo, San Pedrillo Unit. This kind of transition confirm that the "Rio Tigre" facies is stratigraphically interbedded with the clastic matrix of the unit.*



### Le Rio Nuevo

Le Rio Nuevo s'écoule parallèlement au Rio Tigre, 4 km au sud de ce dernier. La rivière ayant creusé son lit plus ou moins à la limite entre le soubassement paléogène et le Néogène, les roches paléogènes qui nous intéressent affleurent ponctuellement sous forme de fenêtres (Fig. 42).

Les roches exposées dans la première section de Paléogène sont constituées, comme dans le Rio Tigre, principalement de greywackes contenant ponctuellement des niveaux de radiolarites.

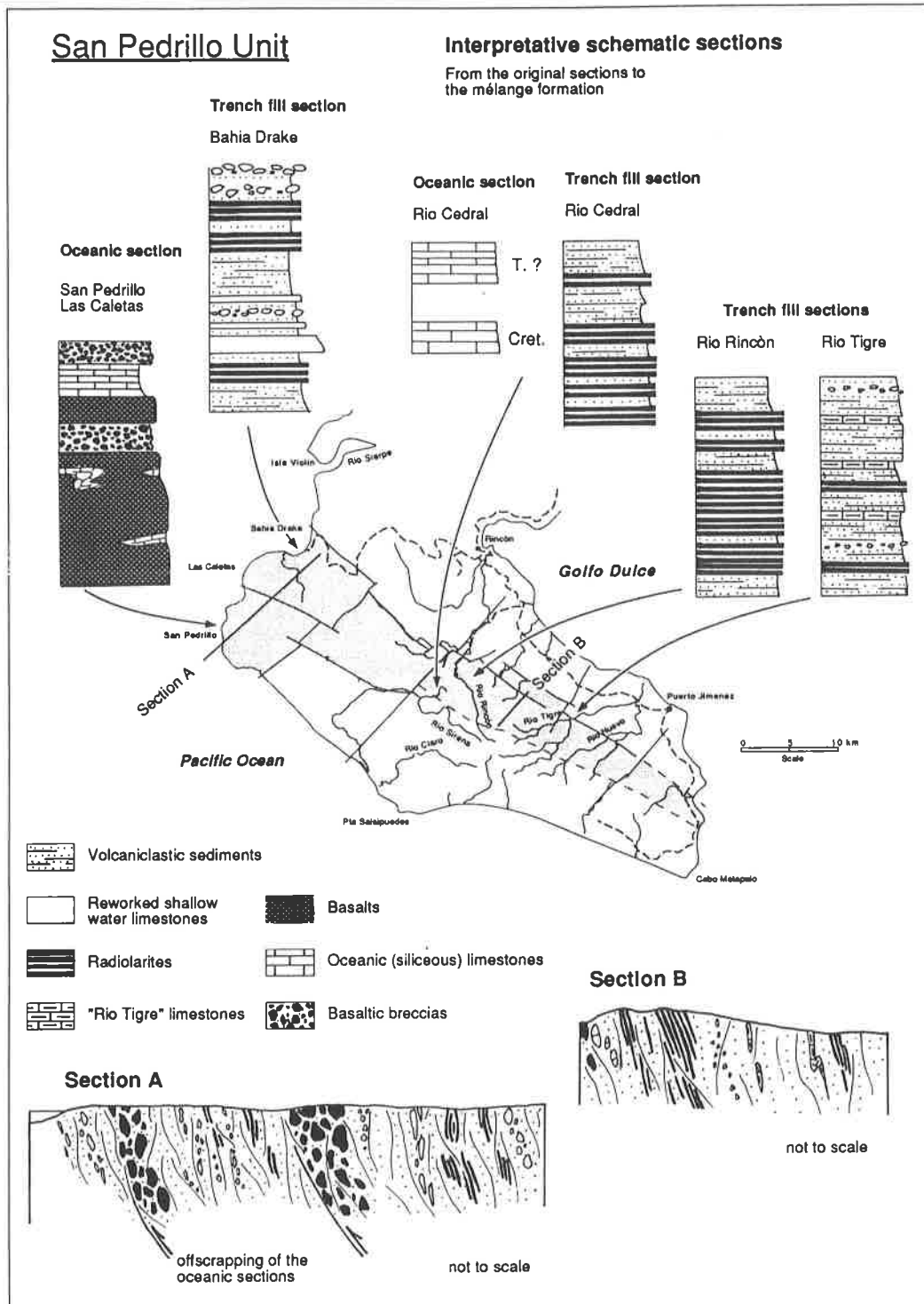
L'affleurement le plus intéressant est situé à 1.5 km de la première séparation de la rivière en deux bras (coord. 272.8/529.7). De part et d'autre de la rivière, on observe des calcaires du Faciès Rio Tigre. La rive droite présente une section subverticale d'environ 6 m d'épaisseur de calcaires rubanés rose clair relativement peu argileux. La rive gauche, quant à elle, présente une petite section, également subverticale, d'environ 4 m d'épaisseur débutant en aval dans des greywackes siliceux à patine rouge et se terminant vers l'amont dans des calcaires du Faciès Rio Tigre, calcaires rubanés rose rouge à niveaux argileux rouges assez abondants. Entre ces deux lithologies on observe un passage progressif (Fig. 44) avec, au contact avec les greywackes, des argiles rouges, puis des marnes contenant des niveaux calcaires, qui finalement passent aux calcaires du type "Rio Tigre". Ce passage transitionnel reflète une diminution progressive de l'apport détritique des greywackes aux calcaires et montre que les calcaires "Rio Tigre" sont interstratifiés dans la matrice détritique. Le Faciès Rio Tigre représente donc un faciès déposé dans le même environnement que la matrice détritique, c'est-à-dire sur les pentes ou à proximité de la fosse du prisme d'accrétion, dans des endroits momentanément privés d'apport détritiques (bassins suspendus).

Dans le haut de la rivière, nous avons encore observé des matrices détritiques contenant des blocs de calcaires pélagiques miocènes. Cette association de lithologie appartenant à l'Unité de Cabo Matapalo, ces affleurements sont décrits sous le Chapitre VI. 3 (voir plus loin).

### Discussion

L'Unité de San Pedrillo se caractérise donc par, d'une part, des sédiments de fosse et, d'autre part, des roches d'origine exotique océanique. Les roches de fosse regroupent des sédiments volcanodétritiques (pélites, greywackes, arénites, brèches), des sédiments pélagiques ou hémipélagiques (radiolarites [Rio Cedral, Rio Rincón] et calcaires marneux [Rio Tigre, Rio Nuevo]) et du matériel de plateforme résédimenté sous forme de *grainflows*, *debris flows*, turbidites ou olistostromes (Bahia Drake) (Fig. 45). Sous l'effet de la déformation liée à la subduction, chacune de ces formations peut apparaître sous forme de blocs dans une formation plus ductile. L'ensemble forme donc un mélange d'accrétion (Fig. 45).

Les blocs exotiques sont représentés par des formations basaltiques, associées à une proportion mineure de gabbros et de sédiments océaniques (conglomérats basaltiques, calcaires pélagiques et radiolarites) (Fig. 45). Les formations basaltiques apparaissent toujours sous forme de blocs emballés dans une matrice pélitique. Elles ne forment donc pas le soubassement de la péninsule d'Osa. Comme nous le verrons plus loin (Chapitre VIII), la géochimie des basaltes montrent qu'ils représentent des basaltes intraplaques (WPB). Les blocs exotiques (basaltes et sédiments associés) de l'Unité de San Pedrillo représentent donc une portion de croûte océanique épaissie (*seamount*) arrachée par *offscraping* à la plaque océanique subduite. Comme nous l'avons vu, les formations basaltiques sont très abondantes



**Figure 45.** En haut: reconstruction des sections schématiques originales de l'Unité de San Pedrillo, s'étant déposées soit dans la fosse ou sur la plaque océanique, interprétée à partir de différentes localités à travers l'unité. En Bas: Coupes géologiques schématiques montrant le mélange d'accrétion obtenu par la déformation et l'accrétion des sections originales.

**Figure 45.** Above: reconstruction for the San Pedrillo Unit of the original schematic sections which were deposited either in the trench or on the oceanic plate, interpreted from the different localities through the unit. Schematic geological sections showing the mélange type accretionary complex resulting from the accretion of the original sections.

dans certaines zones et quasi absentes dans d'autres. Les zones riches en basaltes doivent correspondre à l'origine à des décollements massifs de morceaux de *seamount*, tectoniquement fragmentées par la suite pour former le mélange à blocs basaltiques (Fig. 45). L'incorporation de fragments de basaltes océaniques dans un prisme d'accrétion est un phénomène récemment interprété comme le résultat de l'entrée en subduction de *seamounts* de petites tailles, dont la densité trop élevée ne permet pas au *seamount* d'échapper à la subduction, mais provoque une fragmentation superficielle incorporant des morceaux du *seamount* et de sa couverture dans le prisme d'accrétion (Okamura, 1991; Cloos, 1993). Une genèse du mélange à blocs basaltiques par remaniement par gravité semble moins probable vu le caractère monogénique de ce dernier (une genèse par remaniements par gravité devrait mélanger les blocs basaltiques avec les autres éléments de l'unité: radiolarites, carbonates de plateforme, etc.).

L'Unité de San Pedrillo peut donc être subdivisée en deux types de section: (1) les sections d'origine océanique et (2) les sections de sédiments de fosse (Fig. 45). L'incorporation des sections océaniques dans les sections de remplissage de fosse est liée au processus de subduction. La formation du mélange est probablement liée en partie au phénomène primaire d'*offscraping* des sections océaniques et en partie à la déformation tardive qui affecte un prisme d'accrétion tels que les flux de mélange (Cowan & Silling, 1978; Cloos, 1982; Shreve & Cloos, 1986) ou la déformation liée au passage d'autres *seamounts* qui déforment le prisme d'accrétion lors de leur subduction (Okamura, 1991).

### VI. 3. L'UNITÉ DE CABO MATAPALO (description systématique des affleurements)

L'Unité de Cabo Matapalo représente une unité de type mélange (Tableau 4). Il faut faire attention d'éviter la confusion avec l'Unité de Matapalo qui définit l'une des trois unités du Complexe de Nicoya dans le nord du pays (Kuijpers, 1980). La fraction autochtone volcanodétritique comprend des greywackes, mais aussi des brèches et des pélites. Les blocs exotiques sont essentiellement représentés par des calcaires pélagiques, plus ou moins siliceux, d'âge paléocène à miocène. L'unité renferme aussi une proportion mineure de blocs de basaltes. Nous montrerons que ces blocs exotiques sont d'origine océanique et ont été incorporés dans le mélange par *offscraping* de la couverture de la plaque subduite. Cette unité forme la partie méridionale de la péninsule d'Osa, au sud-ouest de l'Unité de San Pedrillo, et les sections caractéristiques ont été observées entre Punta Carbonera et Cabo Matapalo (pointe méridionale de la péninsule, localité type), dans la partie haute des Rio Nuevo et Rio Tigre, dans le Rio Sirena et à l'embouchure de la Quebrada Hedionda (Fig. 26).

#### De Punta Carbonera à Cabo Matapalo (localité type)

La section côtière qui s'étend de Punta Carbonera à Cabo Matapalo, à l'extrême sud-est de la péninsule d'Osa, présente un assemblage de roches comprenant une matrice détritique de type greywackes et pélites, dans laquelle sont pris des blocs métriques à décamétriques de calcaires pélagiques gris crème, siliceux (Fig. 46). La côte est constituée d'une série de promontoires rocheux présentant des affleurements de roches paléogènes, séparés par des plages de sable où les roches n'affleurent pas. Au nord de Punta Carbonera, les promontoires sont formés de roches néogènes. De même, les reliefs qui dominent la section côtière sont également formés par des sédiments néogènes.

**La matrice détritique.** Les matrices de la section côtière sont composées de greywackes et pélites sombres, gris noir à brunâtres. Elles sont généralement affectées par une déformation intense cisailante qui efface toutes traces de stratifications. Cependant au nord-ouest de Cabo Matapalo, nous avons observé une zone de matrices moins déformées présentant une série de

bancs arénitiques de 20-25 cm alternant avec des niveaux plus fins pélitiques. Un échantillon de matrice prélevé à Punta Matapalito, présentant une texture arénitique, a montré une composition impliquant une source basaltique.

Composition de l'échantillon GDM 903 (Loc. Punta Matapalito): 20-30% de matrice fine pélitique, sombre; 70-80% de grains. Taille moyenne des grains: 0.2-0.5 mm. Nature des grains: 50% de clastes basaltiques, arrondis, 30-40% de plagioclases, maclés, subidiomorphes à peu arrondis, peu altérés, rarement zonés; 10-20% de plagioclases altérés, subidiomorphes à arrondis; 1% de pyroxènes; quartz polycristallin en trace.

Avant d'être déformées, les matrices devaient représenter des dépôts flyschoides de fosse. La source de ces dépôts devait être formée par les parties émergées de l'arrière-pays, c'est-à-dire une partie des terrains accrétés (à l'origine de la composante basaltique) et l'arc insulaire.

**Les intrusions acides.** A l'extrême nord de Punta Carbonera, nous avons observé deux zones compétentes, formant deux bandes verticales au sein des matrices détritiques, formées d'une roche ignée gris clair. En lame mince, cette roche a montré une texture intergranulaire à lattes et cristaux aciculaires de plagioclases (composition intermédiaire), avec une phase tardive, formée de quartz. Ces roches acides s'apparentent aux dacites observées à Las Caletas dans l'Unité de San Pedrillo (voir plus haut) et de ce fait nous les interprétons également comme des filons tardifs recoupant le complexe d'accrétion. Comme à Las Caletas, ces intrusions occupent une position proche du contact avec le Bloc de Rincón et nous interprétons que leur mise en place est liée géométriquement et génétiquement à cette zone de suture.

**Les blocs calcaires.** Chacun des promontoires rocheux entre Punta Carbonera et Cabo Matapalo présente en volume entre 30 et 70% de blocs calcaires associés aux matrices détritiques. Lew (1983) avait considéré que ces calcaires étaient pris en xénolithes dans une masse basaltique. Cette erreur est due à l'interprétation erronée des matrices détritiques comme des basaltes et des filons sédimentaires infiltrant les fractures dans les calcaires comme des filons basaltiques. L'observation détaillée a montré qu'il n'y a pas de basaltes dans la région de Cabo Matapalo, mis à part quelques rares blocs associés calcaires pélagiques.

Les calcaires sont des calcaire pélagiques, souvent siliceux, de couleur gris beige. La silice est présente en proportion très variable. Certains calcaires en sont dépourvus et présentent alors un faciès homogène, stylolithisé, de couleur beige à rosâtre. Lorsque la silice est abondante, elle forme des niveaux stratifiés de concrétions de silex, d'une épaisseur allant de quelques cm à quelques dizaines de cm (Fig. 47) et parfois la silice domine totalement et les calcaires ne forment alors plus que de petits niveaux centimétriques au sein des cherts.

Les calcaires présentent des faciès de *mudstones* à *packstones* (rares) bioclastiques. La fraction bioclastique est essentiellement représentée par des foraminifères planctoniques, mais on observe également des radiolaires calcifiés, des spicules de spongiaires, des clastes phosphatés et assez rarement des microforaminifères benthiques. La biostratigraphie de ces blocs calcaires a donné des âges, basés sur des associations de foraminifères planctoniques, allant de l'Eocène (moyen)-supérieur au Miocène moyen (selon Toumarkine & Luterbacher, 1985 et selon Bolli & Saunders, 1985; Fig. 46, Tableau 2, Planches 4 et 5).

**Diagenèse et déformation.** Comme nous l'avons mentionné, les calcaires apparaissent sous forme de blocs de tailles métriques à décamétriques. Les concrétions siliceuses stratifiées représentent une étape de leur diagenèse. Les calcaires sont affectées par deux types de déformation: (1) une déformation cassante, représentée par de petites failles normales; (2) une déformation ductile qui, peu poussée, génère de petits plissements d'amplitude décimétrique, ou alors, plus poussée, confère aux concrétions siliceuses une aspect désordonné qui donne à la roche un aspect de "lait caillé". Des blocs de calcaires peu déformés peuvent côtoyer des blocs

très déformés. Ainsi les différents degrés de déformation ne peuvent pas être liés à des variations locales de l'intensité de la déformation. Nous interprétons donc que les concrétions stratifiées se sont développées dans un champ de contraintes stables et isotropes (pression lithostatique), alors que les concrétions désordonnées ont dû être générées en partie comme les précédentes et en partie dans un environnement soumis à des contraintes dirigées plus importantes alors que la roche était encore à un stade précoce de sa diagenèse. Ces contraintes plus importantes sont probablement liées à l'entrée dans la zone de subduction, ce qui laisse penser que les calcaires étaient en partie déjà lithifiés lors de leur arrivée dans la zone de subduction et en partie semi-lithifiés.

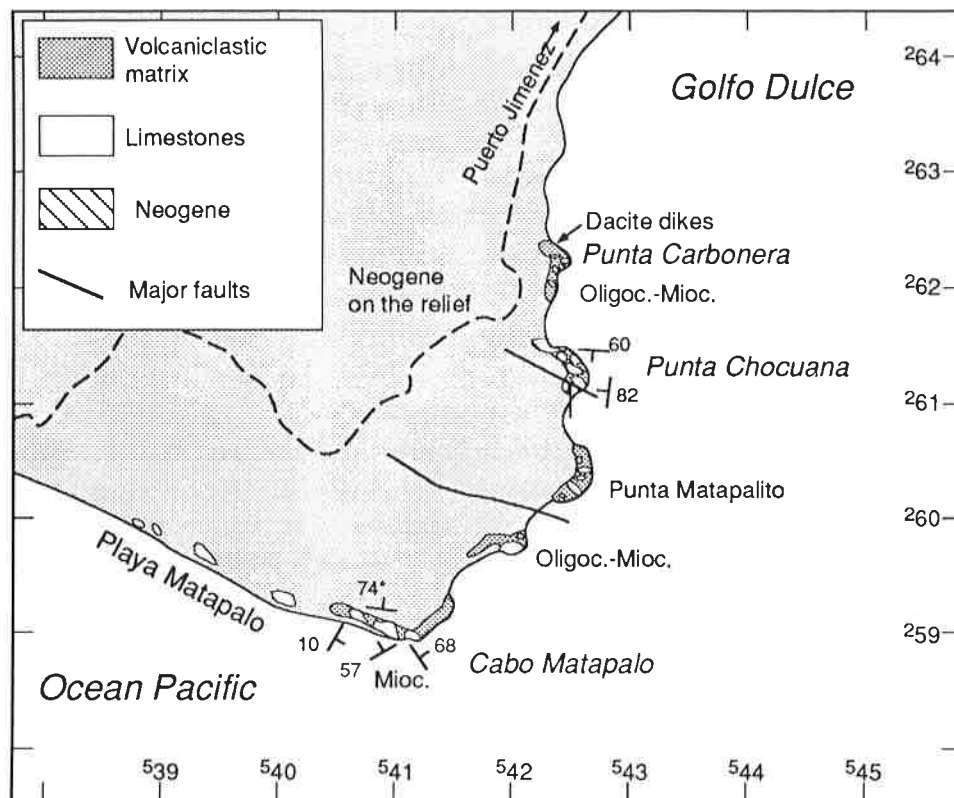
Ces deux types de déformations (cassante et ductile) ont également été observées au niveau des contacts entre les blocs calcaires et la matrice détritique. On observe d'une part des blocs calcaires boudinés de manière cassante, ce qui génère des ouvertures perpendiculaires à l'allongement du bloc dans lesquelles la matrice détritique, plus ductile, s'est infiltrée (Fig. 48). D'autre part, on observe des bordures de blocs intensément plissées, avec des mélanges de matrices et de calcaires qui évoquent un plissement à l'état semi-lithifié.

Pour conclure sur la déformation des calcaires, mentionnons que dans la majorité des cas les calcaires sont densément fracturés et souvent partiellement recristallisés. En lames minces, on observe différentes familles de réseaux de petites fractures millimétriques orientées de manière irrégulière, qui laissent penser que les blocs ont subi une déformation cassante tardive complexe. On observe également tout une gamme d'états de recristallisation des calcaires, par transformation des micrites en microsparites, puis sparites, probablement liée également à la déformation tardive de ces roches.

Origine des blocs. Il faut maintenant répondre à la question suivante: ces blocs prennent-ils origine sur une croûte océanique ou sont-ils des sédiments pélagiques déposés dans la fosse ?

Les contacts entre blocs et matrice sont généralement nets. Néanmoins, nous avons observé quelques exemples de contacts où la transition entre les deux lithologies se faisait par une série de petites alternances centimétriques de niveaux calcaires et argillo-sableux (Fig. 49). Ces alternances de transition incitent à penser que ces deux lithologies représentent à plus grande échelle des interstratifications de faciès pélagiques et détritiques transformées en mélange postérieurement lors de l'accrétion. Cependant, nous avons choisi d'interpréter ces alternances non comme un phénomène stratigraphique, mais comme un phénomène tectonique: fracturation subparallèle à la stratification, sous l'effet de contraintes cisailantes ou produite par des phénomènes de surpression fluide, puis injection de matrice dans les fractures ainsi ouvertes. Cette interprétation a été influencée par un certain nombre d'observations allant dans le sens d'une origine pélagique sur croûte océanique des calcaires. Ces observations sont les suivantes:

(1) Lorsque leurs stratifications sont préservées, les blocs calcaires montrent une orientation quelconque. Les blocs clairement exotiques de l'Unité de San Pedrillo montrent également une distribution aléatoire de leur stratification, alors que dans le cas de lithologies interstratifiées dans les sédiments de fosse (radiolarites, calcaires "Rio Tigre", etc.; voir Chapitre VI. 2, Fig. 41), on constate une orientation préférentielle des stratifications. Par comparaison, on peut penser que ce type d'observation est indicatif du caractère autochtone ou exotique des blocs du mélange. L'orientation aléatoire des blocs est vraisemblablement liée au phénomène de *offscraping* lié à l'accrétion, lors duquel les blocs doivent être "roulés" dans la matrice (Cloos, 1982; Shreve & Cloos, 1986).



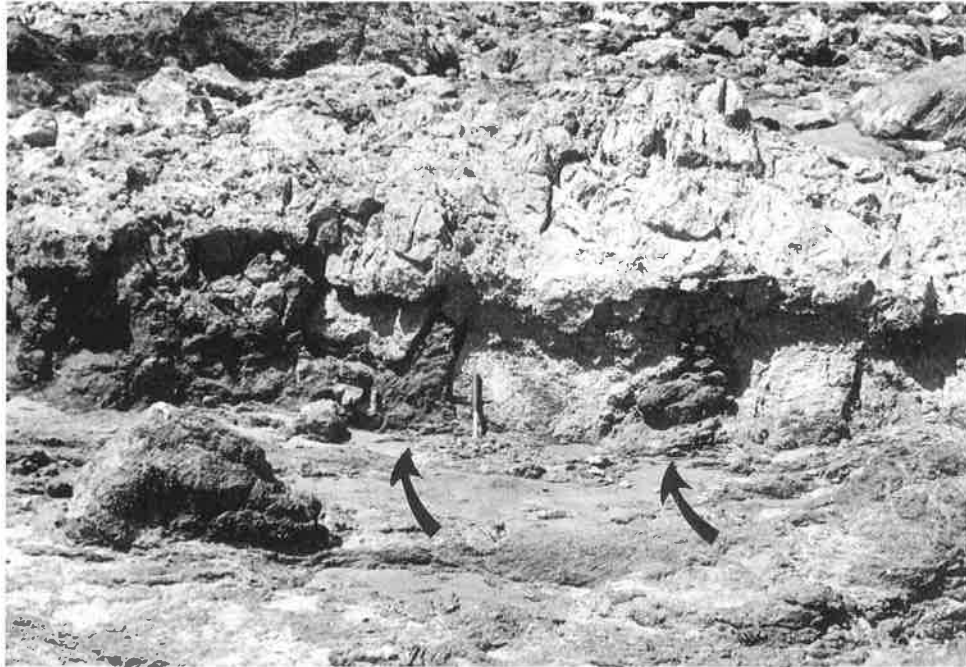
**Figure 46.** Carte des affleurements de la région de Cabo Matapalo, à la pointe sud de la péninsule d'Osa, Unité de Cabo Matapalo. Les plongements sont donnés pour les blocs à proximité. \* Plongement pour la matrice détritifique.

**Figure 46.** Outcrop map for the Cabo Matapalo region, southern tip of the Osa peninsula, Cabo Matapalo Unit. Bedding is given for the nearby blocks. \* Bedding in the clastic matrix.



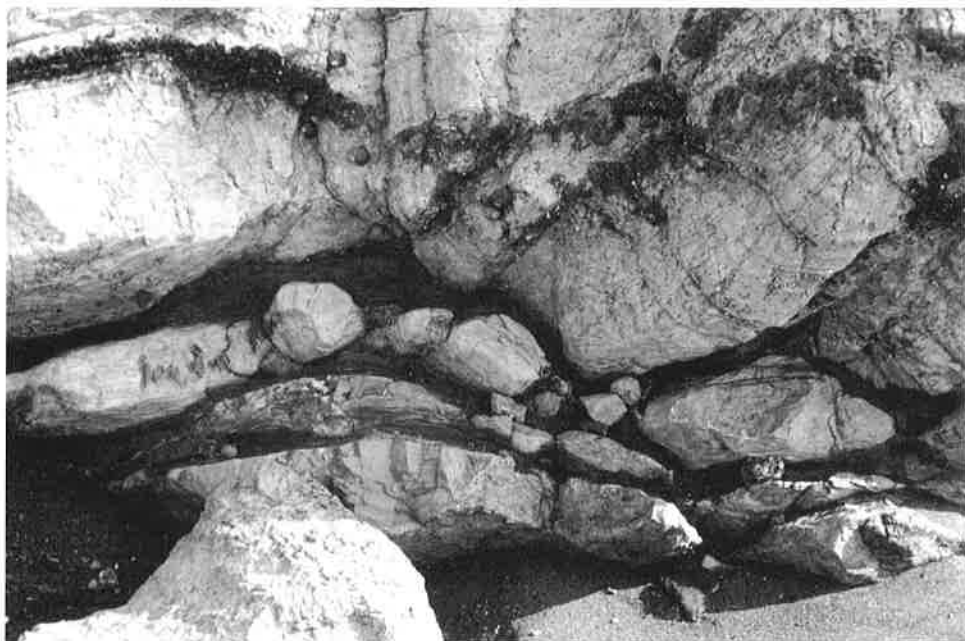
**Figure 47.** Calcaires siliceux pélagiques à Punta Chocuana. Bloc exotique de l'Unité de Cabo Matapalo.

**Figure 47.** Pelagic siliceous limestone at Punta Chocuana. Exotic block of the Cabo Matapalo Unit.



**Figure 48.** Bloc de calcaires pélagiques dans les matrices détritiques de l'Unité de Cabo Matapalo, à Punta Carbonera. Le bloc est boudiné et l'on voit la matrice sombre injectée dans les fractures ouvertes perpendiculaires à l'allongement (flèche).

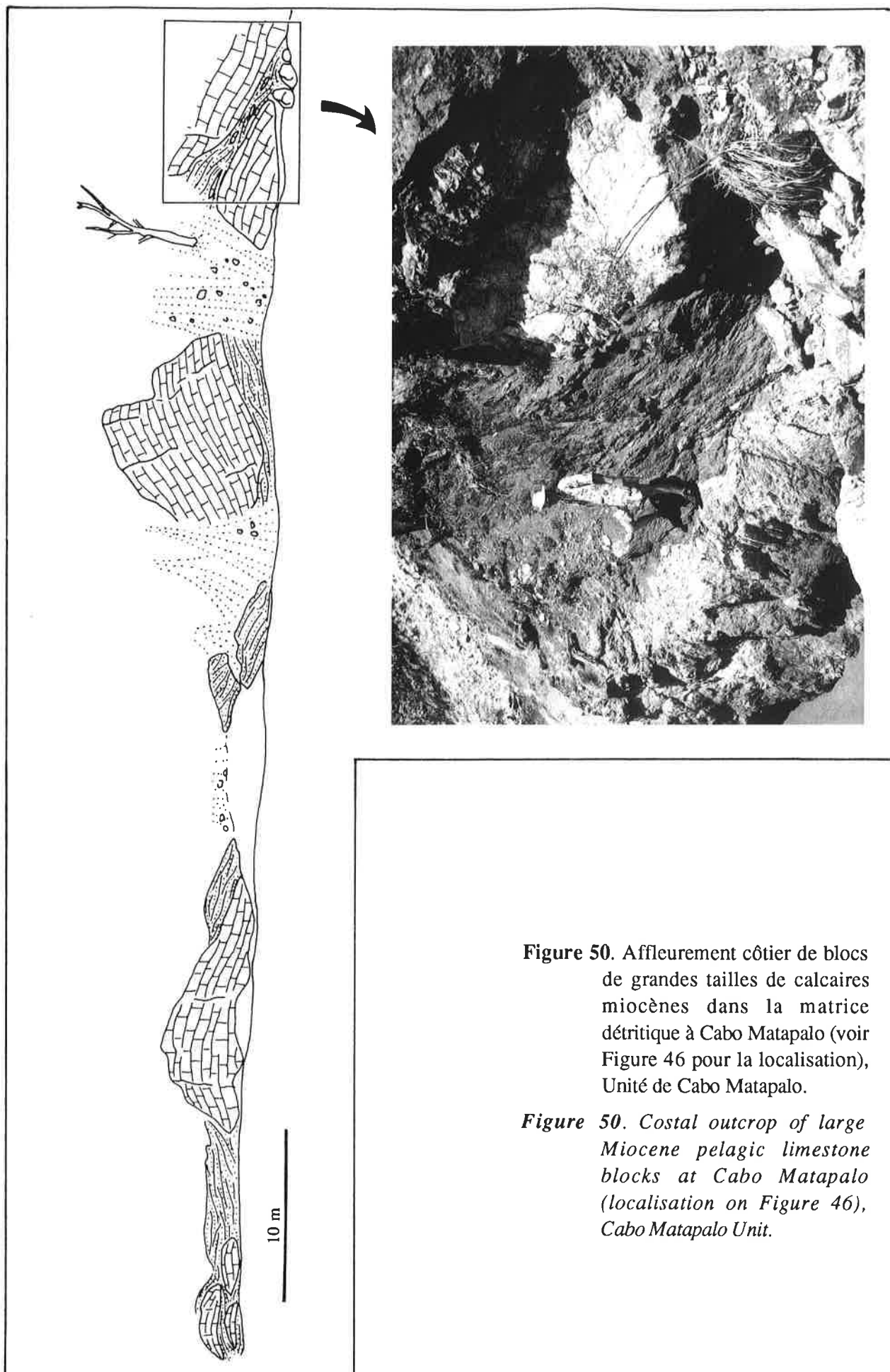
*Figure 48. Pelagic limestone block in the clastic matrix of the Cabo Matapalo Unit, at Punta Carbonera. The block is affected by a boudinage and the matrix enter the open fractures, which are oriented perpendicular to the elongation (arrow).*



**Figure 49.** Fracturation stratiforme en bordure d'un bloc de calcaires pélagiques avec infiltration de la matrice argileuse dans les fractures. Voir texte pour explications.

*Figure 49. Fracturation parallel to the bedding at the edge of a pelagic limestone block with infiltration of shaly matrix in the fractures. See text for explanation.*





**Figure 50.** Affleurement côtier de blocs de grandes tailles de calcaires miocènes dans la matrice détritique à Cabo Matapalo (voir Figure 46 pour la localisation), Unité de Cabo Matapalo.

**Figure 50.** Coastal outcrop of large Miocene pelagic limestone blocks at Cabo Matapalo (localisation on Figure 46), Cabo Matapalo Unit.



Dans la localité de Playa Matapalo (Fig. 46), qui présente une série de blocs de grandes tailles (>10 m), qui ont pu être datés du Miocène moyen sur la base de la présence d'*Orbulina universa* (Bolli & Saunders, 1985; Tableau 2, Planche 5) et dont les stratifications sont bien préservées, les différents blocs sont très discordants les uns par rapport aux autres et par rapport à la matrice, dont la stratification est également préservée localement (Fig. 46). Cette section présente un exemple type du mélange de l'Unité de Cabo Matapalo (Fig. 50).

(2) On n'observe jamais de passages détritiques au sein des calcaires. En effet, même dans le cas des gros blocs de Playa Matapalo, les sections décamétriques de calcaires sont homogènes (Fig. 50).

(3) A Punta Chocuana, nous avons observé un bloc présentant une section d'environ 10 m de calcaires pélagiques gris crème, siliceux, dans lesquels est pris un bloc de basalte, anguleux, d'environ 25 cm (Fig. 51). Il s'agit d'un bloc isolé pris de façon synsédimentaire dans les calcaires. Un tel bloc démontre que les calcaires se sont déposés en milieu pélagique à proximité d'un soubassement basaltique. Les calcaires représentent donc vraisemblablement la couverture de ce soubassement et se sont donc déposés sur la plaque océanique à une bonne distance de la marge active.

(4) Si l'on admet cette hypothèse, selon laquelle les calcaires représentent la couverture de la plaque océanique subduite, incorporés au mélange par *offscraping*, cela implique qu'ils se sont déposés sous des latitudes différentes de leur position actuelle. Les données paléomagnétiques obtenues à partir des calcaires éocènes de la région de Cabo Matapalo montrent une paléolatitude équatoriale (située entre +3° et -3°) pour la formation de ces calcaires (voir signature paléomagnétique des blocs calcaires, Chapitre VI. 3). En tenant compte de l'âge de dépôt de ces calcaires (âge de la magnétisation), des vitesses et azimuts de déplacements des plaques océaniques transportant ces calcaires (plaques de Farallon et Cocos; Engebretson et al., 1985; Hey, 1977; Hey et al., 1977) et de l'âge de l'accrétion des calcaires, nous pouvons reconstituer le trajet suivi. L'âge des calcaires a été estimé à 38 Ma (Eocène supérieur; voir plus haut). L'âge d'accrétion a été estimé à 6 Ma, car il est limité vers le bas par l'âge Miocène moyen des plus jeunes blocs de calcaires pélagique et vers le haut par l'âge de la base des séquences de recouvrement pliocènes, estimé à environ 4 Ma (Coates et al., 1992). Une telle reconstitution tectonique situe l'origine des calcaires à l'équateur (Fig. 52), ce qui coïncide avec les données paléomagnétiques (voir ci-dessous).

### Signature paléomagnétique des blocs calcaires

Pour les considérations générales concernant la méthode, se référer au Chapitre VII.

Quatre sites ont été échantillonnés dans les blocs calcaires de l'Unité de Cabo Matapalo. Les deux premiers, forés à Playa Matapalo (Sites 1 et 2; Fig. 50), n'ont pas donné de résultats interprétables (remagnétisation, composantes de magnétisation irrégulières). Les deux autres sites, forés à Punta Chocuana (Sites 3 et 7; Fig. 46), ont donné des résultats suffisamment fiables pour être analysés.

Les sites 3 et 7 ont été forés à Punta Chocuana, le premier dans la zone centrale du promontoire, dans des calcaires micritiques beige crème à concrétions stratiformes de cherts (Fig. 47), et le deuxième à l'extrémité sud du promontoire, dans la section décamétrique de calcaires siliceux contenant le bloc de basalte remanié (voir De Punta Carbonera à Cabo Matapalo, Chapitre VI. 3, Fig. 51). Ces deux blocs calcaires ont révélé des associations de faunes à foraminifères de l'Eocène (moyen)-supérieur (selon Toumarkine & Luterbacher, 1985; échantillon GDM 8919 et 90113, Tableau 2, Planches 4 et 5).

Les échantillons des deux sites présentent des composantes de démagnétisation multiples (Fig. 53). Au dessus de 400-450°, une composante HBT à faible inclinaison, après correction structurale, a pu être retrouvée dans la plupart des échantillons. Au dessus de 525-575°, les composantes de démagnétisation deviennent instables. Les composantes HBT ont montré des inclinaisons moyennes inférieures à 7°, après correction structurale. Des déclinaisons moyennes des deux sites sont très différentes (Fig. 54; Tableau 5).

Nous avons groupé les deux sites pour obtenir une latitude originale moyenne. L'Eocène moyen-supérieur étant caractérisé par un grand nombre d'inversions de la polarité du champ magnétique (Bergreen et al., 1985), il n'est pas possible de connaître la polarité des directions paléomagnétiques des sites échantillonnés. Nous avons assumé qu'elles étaient normales, tout en sachant que cela introduit une incertitude sur le calcul des valeurs moyennes. Les déclinaisons ne peuvent pas être prises en considération dans la mesure où les sites ont été forés dans des blocs indépendants ayant subi des rotations indépendantes quelconques. Le *fold test* classique (McElhinny, 1964) ne peut donc pas être appliqué. Néanmoins, nous constatons empiriquement que les inclinaisons des directions moyennes des deux sites subissent un regroupement significatif lors de la correction structurale (Fig. 54). Le calcul des valeurs statistiques sur les inclinaisons uniquement (Kono, 1980) donne des valeurs pour le paramètre de précision  $K1=1.3$  et  $K2=83.4$ , avant et après correction structurale respectivement. La valeur  $K2/K1$  valant 64.2, elle dépasse largement la valeur critique pour deux sites qui est 19.0 (McElhinny, 1964) et le *fold test* est donc positif. Cela implique que les composantes de magnétisation analysées sont plus anciennes que la mise en place des blocs et peuvent être considérées comme primaires.

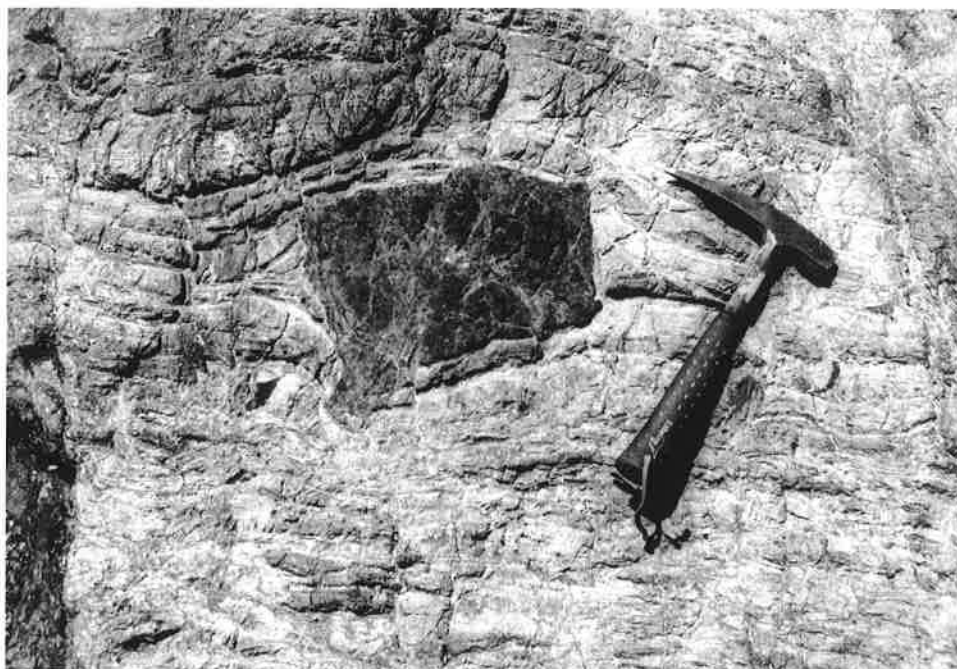
L'inclinaison moyenne résultant du groupement des deux sites est de  $-0.4^\circ$ . Cela implique que les calcaires se sont déposés sous l'équateur. Cette valeur moyenne a été calculée en assumant que les directions paléomagnétiques des deux sites ont été enregistrées pendant des intervalles de même polarité (voir plus haut). Dans le cas contraire (un sites correspondant à un intervalle de polarité normale et l'autre à un intervalle de polarité inverse), l'inclinaison moyenne prendrait une valeur de  $\pm 6.3^\circ$ , ce qui impliquerait une paléolatitude de  $\pm 3^\circ$  (ce qui ne change pas grand chose, non?).

### Le Rio Nuevo et la Quebrada Piedras Blancas (Rio Tigre)

Comme nous l'avons vu, le Rio Nuevo présente surtout des affleurements de Néogène sous lequel apparaissent des fenêtres de soubassement paléogène. Dans la partie haute de la rivière (Fig. 42), on observe une fenêtre présentant des matrices détritiques altérées comprenant deux lentilles décamétriques boudinées de calcaires micritiques gris verdâtre. Ils ont fourni une association de faunes à foraminifères du Miocène inférieur (selon Bolli & Saunders, 1985; Echantillon 9032, Tableau 2, Planche 5).

Dans la partie haute de la Quebrada Piedras Blancas (Rio Tigre Brazo Izquierdo; Fig. 42), on observe une série de blocs lenticulaires de calcaires beiges recristallisés dans une matrice altérée, puis un bloc hectométrique de basaltes. Il s'agit d'un basalte massif, vacuolaire et légèrement altéré.

Les associations lithologiques de ces deux bras de rivières sont caractéristiques de l'Unité de Cabo Matapalo. Le contact entre cette dernière et l'Unité de San Pedrillo passe donc en aval (au nord-est) de ces affleurements.



**Figure 51.** Bloc de basalte pris dans les calcaires pélagiques de l'Unité de Cabo Matapalo, à Punta Chocuana. La présence de ce bloc confirme que les calcaires se sont déposés sur une croûte océanique.

**Figure 51.** Basaltic block set in pelagic limestones of the Cabo Matapalo Unit, at Punta Chocuana. This block confirm that the limestones were deposited on oceanic crust.



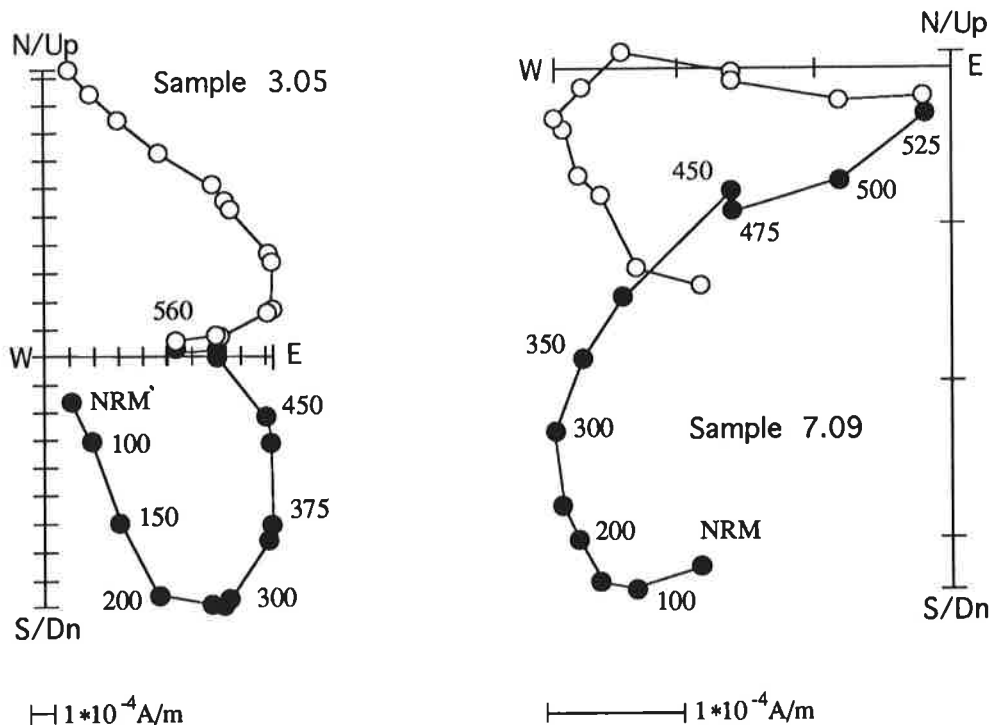
**Figure 52.** Trajet parcouru par les calcaires éocènes de l'Unité de Cabo Matapalo sur la plaque de Farallon, avant leur accrétion dans la fosse d'Amérique Centrale, calculé dur la base des déplacements de la plaque de Farallon (Hey, 1977; Hey et al., 1977). L'évolution tectonique place l'origine des calcaire à l'équateur. Cette origine est corroborée par les résultats paléomagnétiques (voir Tableau 5, Figure 54).

**Figure 52.** Calculated travel of the Eocene limestones of the Cabo Matapalo Unit, previous to their accretion in the Middle American Trench, based on the movements of the Farallon plate (Hey, 1977; Hey et al., 1977). According to the tectonic evolution, the origin of the limestones is situated at the equator. This origin is corroborated by paleomagnetic results (see Table 5, Figure 54).

Site ID and location (Long/Lat)	age	Component designator	Before Tilt Correction					After Tilt Correction					
			N	R	Decl.	Incl.	K	a95	R	Decl.	Incl.	K	a95
<b>Osa: Cabo Matapalo</b>													
(3) Punta Carbonera (83.28°W/8.40°N)	Mid. Eocene	HBT	7	6.9	0.8	-73.4	40.7	9.6	6.8	90.8	-6.7	34.3	10.5
(7) Punta Carbonera (83.28°W/8.39°N)	Mid. Eocene	HBT	12	11.4	248.3	29.5	17.1	10.8	11.3	235.4	5.8	15.4	11.4

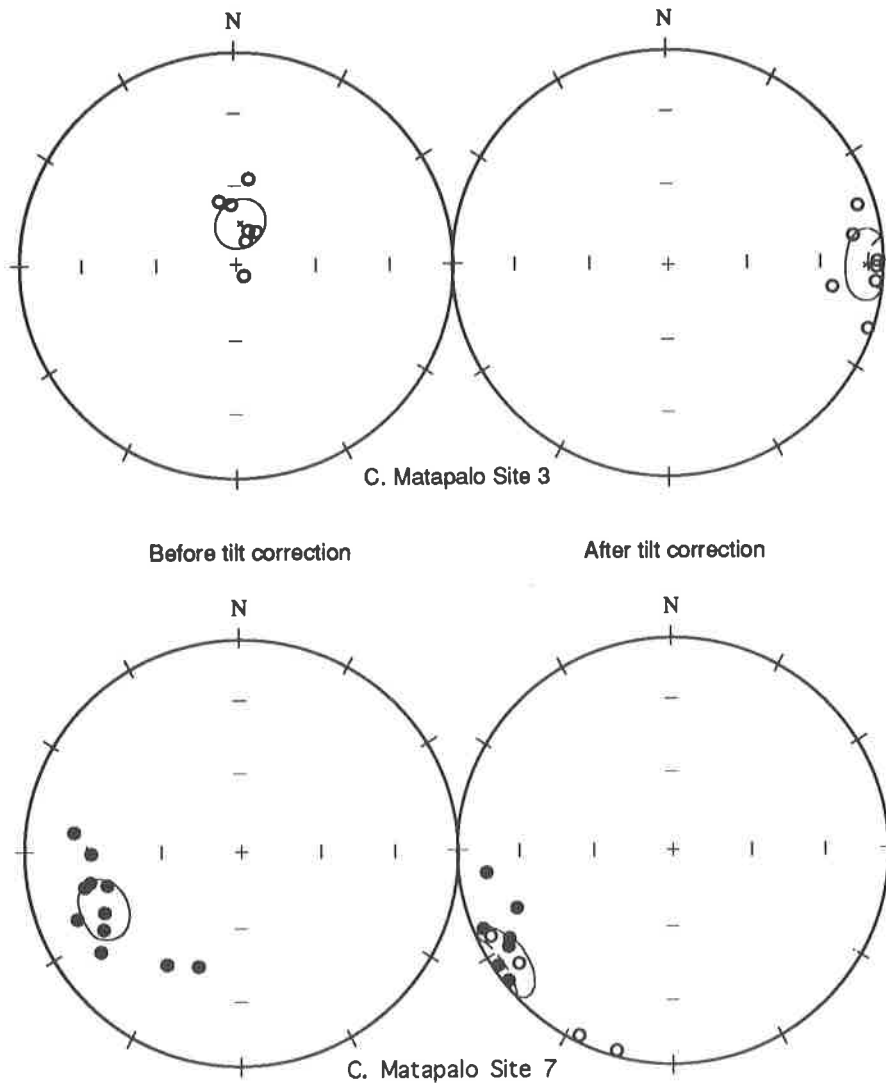
**Tableau 5.** Résultats paléomagnétiques des blocs de calcaires de l'Unité de Cabo Matapalo. Entre parenthèses, le numéro du site; HBT=high unblocking temperature component; N=nombre d'échantillons analysés par site. R, k et a95 correspondent à la longueur du vecteur somme, à la précision et au rayon du cercle de confiance à 95%, respectivement, d'après les statistiques de Fisher (1953).

**Table 5.** Paleomagnetic data from limestones blocks of the Cabo Matapalo Unit. Site ID corresponds to the site number between brackets; HBT=high unblocking temperature component; N refers to the number of samples included in the analysis; R, k and a95 refer to the length of the vector sum, precision and radius of the circle of 95% confidence, respectively, from Fisher (1953) statistics.



**Figure 53.** Projection orthogonale des données de thermodémagnétisation des blocs calcaires de l'Unité de Cabo Matapalo (sites 3 et 7), après correction structurale. Les cercles vides et les cercles noirs représentent la projection sur le plan vertical et horizontal respectivement. Les températures en degrés Celsius sont indiquées pour quelques uns des stades de démagnétisation.

**Figure 53.** Orthogonal projections of thermal demagnetization data from limestone block of the Cabo Matapalo Unit (sites 3 and 7), after tilt correction. Open and solid circles represent projection on the vertical and horizontal planes, respectively. The temperatures in degrees Celsius are indicated for some of the demagnetization steps.



**Figure 54.** Projection à surface constante des composantes de haute température avant (à gauche) et après (à droite) correction structurale, pour les sites 3 (en haut) et 7 (en bas) de l'Unité de Cabo Matapalo. Les cercles ouverts et les cercles noirs représentent respectivement les inclinaisons positives (vers le bas) et négatives (vers le haut).

**Figure 54.** Equal area projection of high unblocking temperature magnetization components before (left) and after (right) tilt correction for the sites 3 (above) and 7 (below) from the Cabo Matapalo Unit. Solid and open circles represent positive (downward) and negative (upward) inclinations, respectively.

### Le Rio Sirena

Le Rio Sirena est situé dans la partie centrale de la péninsule, à l'est de la Laguna Corcovado. Son lit ayant été creusé non loin de la limite Paléogène-Néogène, l'une ou l'autre des formations apparaissent alternativement (Fig. 40).

Les affleurements paléogènes sont essentiellement composés de roches pélitiques et arénitiques sombres, contenant des passages siliceux représentés par des cherts brun sombre. Nous avons pu observer ponctuellement des niveaux de brèches grossières basaltiques. Ces roches forment la matrice du mélange. Elles renferment ponctuellement des blocs de calcaires pélagiques gris beige et des blocs de basaltes, de tailles submétriques à décamétriques. Un bloc

calcaire a révélé en lames minces des foraminifères planctoniques rappelant une association de l'Oligocène et un autre des faunes mal préservées probablement de l'Eocène.

La présence de blocs de calcaires pélagiques nous incite à regrouper les sections du Rio Sirena avec l'Unité de Cabo Matapalo. Néanmoins, il faut noter que ces sections renferment relativement beaucoup de blocs basaltiques, ce qui est inhabituel pour cette unité.

### La Quebrada Hedionda

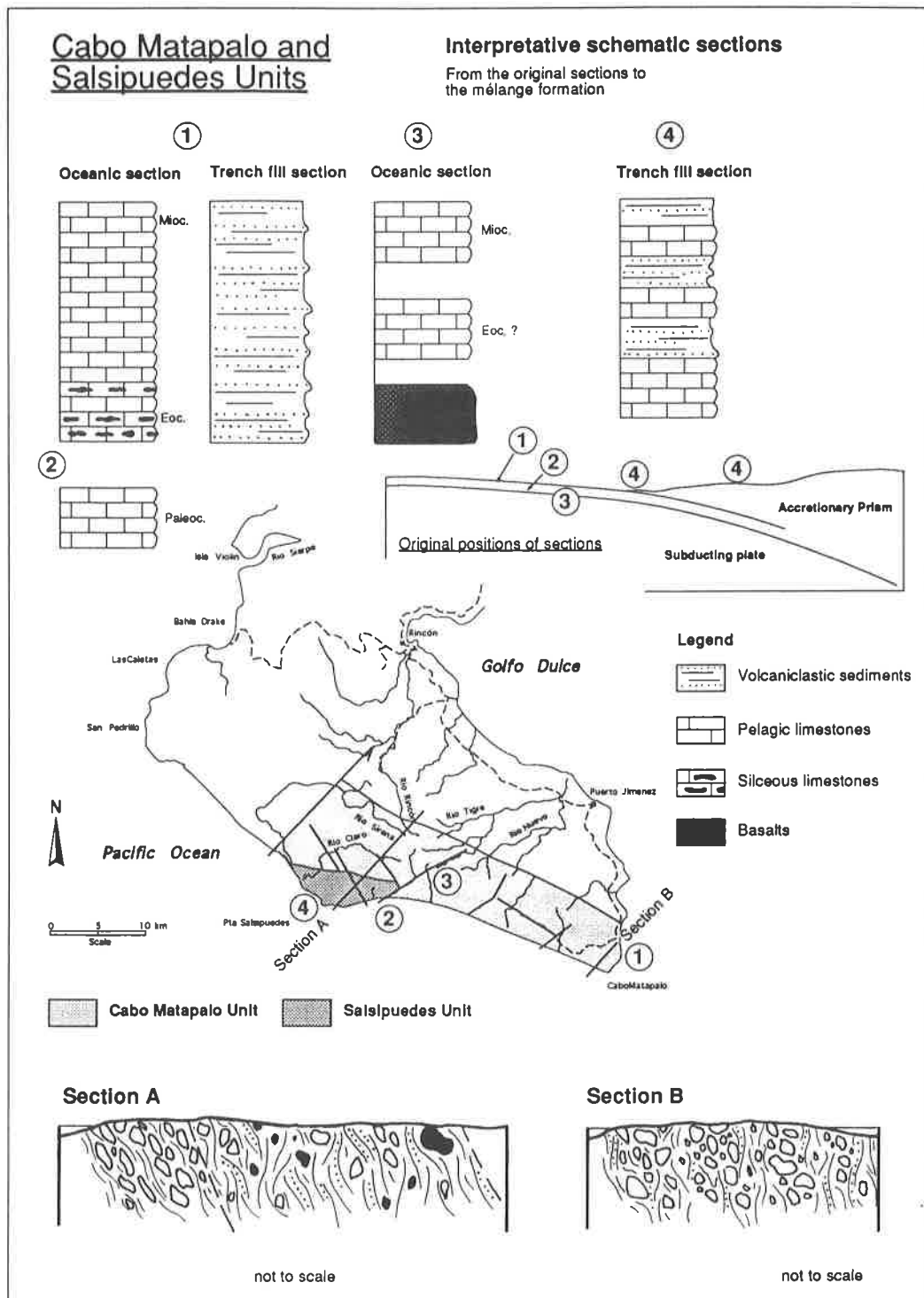
La Quebrada Hedionda est une petite rivière qui s'écoule 5 km à l'est de Punta Salsipuedes, sur la côte sud de la péninsule (Fig. 26). Sur le km de rivière accessible, ainsi que à l'embouchure même de la rivière et sur 1 km vers l'est affleurent des formations de mélange à blocs calcaires, ponctuellement recouvertes en discordance par les sédiments néogènes.

La section côtière présente une matrice pélitique renfermant un grand nombre de blocs calcaires de tailles pluridécimétriques à décimétriques montrant toute une gamme de déformations et de stades de recristallisation. Un bloc calcaire relativement peu déformé, situé à l'embouchure même de la rivière a fourni une association de faunes à foraminifères du Paléocène supérieur (Zone P4, selon Toumarkine & Luterbacher, 1985; échantillon GDM 9247, Tableau 2, Planche 4). Cet âge Thanétien représente l'âge le plus ancien pour les blocs calcaires de l'Unité de Cabo Matapalo. Azéma et al. (1981) mentionne un âge Danien pour des calcaires de la même localité. Cet âge n'a pas pu être confirmé. Un autre bloc calcaire situé dans la rivière, à 100 m de l'embouchure de la Quebrada Hedionda, a fourni une association de faune à foraminifères planctoniques de l'Eocène moyen (Zone P10 à P14, selon Toumarkine & Luterbacher, 1985; échantillon GDM 9251, Tableau 2, Planche 4).

La rivière se termine dans un mégabloc plurihectométrique (>300 m) de calcaires pélagiques fortement recristallisés. Des blocs de cette taille et présentant ce type de recristallisation étant caractéristiques de l'Unité de Salsipuedes, nous admettons que le haut de la Quebrada Hedionda se place dans cette dernière unité. Le mégabloc présente encore un certain nombre de particularités. On observe ponctuellement des structures de paléokarst, sous forme de paléocavités subverticales, de dimension pluridécimétrique, remplies de galets arrondis de calcaires, basaltes, plus diverses lithologies, dans une matrice pélitique gris noir. La rivière présente également des sources sulfureuses froides, sous forme de percolations lentes à travers les fissures du calcaire. Ces sources imprègnent les roches à proximité d'une précipitation blanchâtre (gypse, CaSO<sub>4</sub>) et dégagent une odeur désagréable (H<sub>2</sub>S).

### Discussion

Nous pouvons conclure des observations de terrain, des observations stratigraphiques et des données paléomagnétiques que les blocs calcaires de l'Unité de Cabo Matapalo ont pris origine sur une croûte océanique, dans le paléo-Pacifique. Les âges biostratigraphiques suggèrent que ces blocs ont formé à l'origine une section continue débutant probablement dans le Paléocène supérieur (calcaires de la Quebrada Hedionda) et allant jusqu'au Miocène moyen, ayant voyagé sur la croûte océanique avant d'être accrété à la marge active lors de la subduction (Fig. 55). La distribution géographique irrégulière des âges des calcaires suggère qu'ils ont dû être arrachés à la plaque subduite par grandes masses regroupant toute la colonne stratigraphique, puis mélangés lors de la déformation du prisme d'accrétion (Shreve & Cloos, 1986). Dans l'Eocène moyen-supérieur, les calcaires se sont déposés sous des latitudes équatoriales, ce qui concorde avec les données de tectonique des plaques pour la région (Fig. 52). La quasi-absence de roches basaltiques dans les blocs exotiques du mélange, excepté dans la zone centrale et occidentale de l'unité (Quebrada Piedras Blancas et Rio Sirena) amène à



**Figure 55.** En haut: reconstruction des sections schématiques originales de l'Unité de Cabo Matapalo, s'étant déposées soit dans la fosse ou sur la plaque océanique, interprétée à partir de différentes localités à travers l'unité. En Bas: Coupes géologiques schématiques montrant le mélange d'accrétion obtenu par la déformation et l'accrétion des sections originales.

**Figure 55.** Above: reconstruction for the Cabo Matapalo Unit of the original schematic sections which were deposited either in the trench or on the oceanic plate, interpreted from the different localities through the unit. Schematic geological sections showing the mélange type accretionary complex resulting from the accretion of the original sections.

penser que l'accrétion des sédiments pélagiques s'est faite principalement par un décollement à l'interface socle-couverture, ce qui pourrait également expliquer la rareté des blocs paléocènes, premiers sédiments à s'être déposés sur le socle océanique, qui pourraient être restés accrochés à la plaque subduite.

Ce socle océanique devait donc correspondre à un *seamount* de petite taille dont la couverture a été incorporée au prisme d'accrétion par la dynamique de la subduction, alors que le socle, de par sa densité, est presque complètement emporté en profondeur (Cloos, 1982, Shreve & Cloos, 1986; Cloos, 1993).

#### VI. 4. L'UNITÉ DE SALSIPUEDES

L'Unité de Salsipuedes représente une unité de type mélange (Tableau 4). Néanmoins, elle se distingue des deux autres unités du OCAC par l'absence de blocs exotiques. Elle est constituée de sédiments volcanodétritiques et de calcaire pélagiques et hémipélagiques s'étant, les uns comme les autres, déposés dans la fosse. Les calcaires forment de grands blocs tectonisés dans la matrice détritique. L'Unité de Salsipuedes affleure sur une aire relativement limitée comprenant la Punta Salsipuedes et la Punta la Chancha (Fig. 26).

##### Punta Salsipuedes (localité type) et Punta La Chancha

La partie centrale de la côte Pacifique sud-ouest de la péninsule d'Osa présente deux promontoires rocheux qui sont Punta Salsipuedes et Punta la Chancha. Ces promontoires sont formés par un mélange de blocs calcaires déca- à hectométriques dans une matrice détritique sombre. Cette dernière a été précédemment interprétée à tort comme des basaltes (Lew, 1983), ce qui amena l'auteur à considérer les calcaires comme des xénolithes et à définir la Formation Salsipuedes pour regrouper les calcaires de Punta Salsipuedes, Punta la Chancha et Cabo Matapalo. Cette définition est donc caduque et nous avons choisi d'introduire le terme Unité de Salsipuedes pour définir les formations de type mélange exposées entre Punta Salsipuedes et Punta la Chancha.

Les matrices du mélange sont formées de sédiments détritiques généralement fins, parfois siliceux. Elles contiennent ponctuellement des passages arénitiques.

Les blocs sont représentés par des calcaires gris beige, qui forment des masses importantes décamétriques à hectométriques. Ces masses ressortent positivement dans la topographie et forment des lentilles allongées subparallèles les unes aux autres, disposées selon un axe E-W (Fig. 56). Les stratifications ne sont généralement pas visibles, mais les lentilles présentent une lamination stylolithique fine subparallèle à l'allongement des lentilles et qui représente probablement un vestige de la stratification. Les calcaires sont densément fracturés et recristallisés (Fig. 57). Les plages les moins altérées par la déformation montrent un faciès de biomicrites à débris de foraminifères planctoniques mal préservés. Vu l'état de préservation des faunes, aucune détermination précise n'a pu être effectuée. Néanmoins, des fragments de foraminifères montrent des loges globuleuses, de grandes tailles, à parois épaisses et largement perforées (Fig. 58) qui correspondent probablement à des *Globigerines* de l'Eocène-Oligocène et excluent un âge plus vieux. Cette hypothèse est renforcée par l'observation d'un spécimen mal préservé présentant une *bullae* recouvrant l'ouverture ombilicale (probablement un spécimen de *Catapsydrax dissimilis*) qui limite l'âge vers le bas à l'Eocène moyen/supérieur (Toumarkine & Luterbacher, 1985).

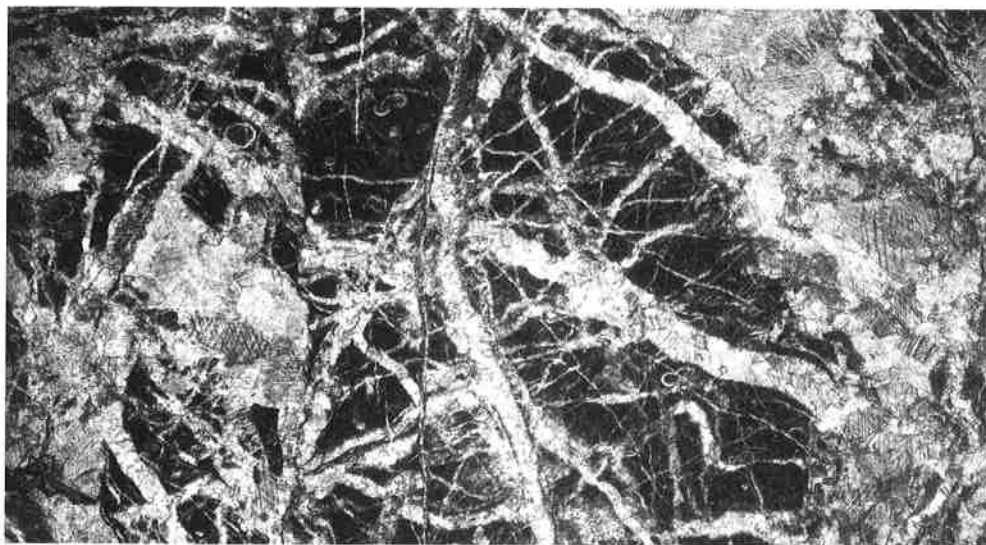
La même question que pour les blocs calcaires de l'Unité de Cabo Matapalo se pose: les blocs constituent-ils un faciès de fosse (ou proximal par rapport à la fosse) originalement





**Figure 56.** Vue aérienne de Punta Salsipuedes, regardant vers l'est. Les blocs calcaires de l'Unité de Salsipuedes ressortent en relief dans la matrice détritique. Les blocs forment un système de lentille allongées parallèles, arguant pour une interstratification originale des lithologies carbonatées et détritiques.

**Figure 56.** Aerial view of Punta Salsipuedes, looking east. Limestone blocks form positive relief in the clastic matrix. The blocks belong to a system of parallel elongated lenses, which argue for an original interbedding of the carbonate and clastic lithologies.



**Figure 57.** Lame-mince dans les calcaires de l'Unité de Salsipuedes montrant l'intensité de la fracturation et le début de recristallisation (sparite à droite).

**Figure 57.** Limestones of the Salsipuedes Unit in thin section, showing the fracturation intensity and the beginning of recrystallisation (sparite to the right).



**Figure 58.** Lame-mince dans les calcaires de l'Unité de Salsipuedes montrant un assemblage de tests épais et largement perforés de foraminifères planctoniques probablement oligocènes et la recristallisation des calcaires (sparite à droite).

*Figure 58. Limestones of the Salsipuedes Unit in thin section, showing an assemblage of thick and coarsely perforate tests of probably Oligocene planktonic foraminifers and the recrystallisation of the limestones (sparite to the right).*



**Figure 59.** Interstratifications de sédiments pélitiques et de calcaires en bordure d'un bloc calcaire à Pta Salsipuedes. Vue vers le sud-est. Ces alternances sont parallèles à l'allongement de la lentille calcaire. Elles indiquent des passages transitionnels entre les deux lithologies, qui vont dans le sens d'une interstratification à grande échelle de ces deux lithologies.

*Figure 59. Interbedding of clastic sediments and limestones at the top of a limestone block at Punta Salsipuedes. Photo looking southeast. These interstratifications are oriented parallel to the elongation of the lenses. They indicate progressive transition between the clastic and limestone facies, and to a larger scale the interstratification of these two lithologies.*

interstratifiés avec la fraction détritique ou représentent-ils des formations océaniques incorporées dans le mélange lors de la subduction ?

Nous optons pour la première hypothèse pour les raisons suivantes:

(1) Les blocs montrent une orientation préférentielle nette E-W, sont plus ou moins parallèles entre eux et forment à grande échelle des interstratifications avec les sédiments détritiques (Fig. 56). Ce type de relations diffère grandement des relations blocs-matrice pour l'Unité de Cabo Matapalo.

(2) Les bordures de blocs montrent fréquemment des alternances calcaires-argiles parallèles à l'orientation générale de la lentille (Fig. 59). Dans l'Unité de Cabo Matapalo, des passages du même type ont également été observés mais de façon très rare (voir Chapitre VI. 3) et avaient été interprétés comme produits tardivement par la tectonique. Dans le cas de l'Unité de Salsipuedes, l'observation très fréquente de ce type de passages et la disposition générale des blocs (voir point 1) nous amènent à interpréter ces alternances comme originales, illustrant des passages de transition entre les sédiments pélagiques et détritiques.

L'état de recristallisation des masses calcaires reflète probablement le fait que ces formations sont affectées par la déformation très rapidement après leur dépôt. La déformation étant liée à la zone de subduction, les calcaires se sont donc déposés dans une position proximale par rapport à cette zone.

### Discussion

L'Unité de Salsipuedes est donc caractérisée par des sédiments détritiques fins (pélites, greywackes, arénites) renfermant plus de 50% de blocs calcaires de grande taille, fortement recristallisés et fracturés. L'ensemble représente des formations déposées à proximité de la fosse (Fig. 55). L'interstratification rythmique de sédiments détritiques et pélagiques suggère que les formations de l'Unité de Salsipuedes représentent les dépôts du versant externe de la fosse (*outer slope*), qui ne reçoivent qu'épisodiquement le matériel détritique le plus fin en provenance de la partie interne du prisme d'accrétion. Cette position de l'aire de dépôt des séries de l'Unité de Salsipuedes à proximité de la fosse, justifierait également l'état de recristallisation des blocs calcaires, ceux-ci étant très précocement repris par la tectonique d'accrétion. L'Unité de Salsipuedes ne renferme pas de blocs exotiques.

## VII. PALÉOMAGNÉTISME

### VII. 1. INTRODUCTION

Peu d'études paléomagnétiques ont été entreprises au Costa Rica. De Boer (1979) mentionne deux directions paléomagnétiques obtenues dans des roches ignées de la Péninsule de Nicoya. Les positions exactes des sites d'échantillonnage n'étant pas données, ces résultats ne peuvent être intégrés dans d'autres études. Les premiers résultats utilisables sont donnés par Gose (1983), qui pose les bases pour les recherches paléomagnétiques au Costa Rica et au Nicaragua. Ses résultats se répartissent en deux populations. D'une part, les sites du Nicaragua montrent une paléolatitude au Crétacé supérieur proche de leur position actuelle. D'autre part, au Crétacé supérieur, les sites du Costa Rica montrent une origine sud-équatoriale. Les données des sites de Gose (1983) sont incluses dans notre étude, à l'exception des sites 5 et 6, exclus de l'étude pour cause de remagnétisation probable et précision intrinsèque insuffisante, respectivement. Frisch et al. (1992) présentent des données géochimiques et paléomagnétiques pour le Costa Rica et le Panama occidental (voir aussi Sick, 1989). Leurs résultats impliquent une origine grossièrement équatoriale de toute la région, associée à des quantités variables de rotations locales.

Ce chapitre présente les données paléomagnétiques des différents terrains définis et discutés plus haut et analyse leur degré d'allochtonie par rapport à la plaque Caraïbe (voir aussi Di Marco et al., in press). Nous montrerons que la position latitudinale de la marge occidentale de la plaque Caraïbe au Crétacé supérieur est la même que sa position actuelle, tandis que deux terrains ont pris leurs origines au Crétacé supérieur dans l'hémisphère sud et près de l'équateur, respectivement, et qu'un troisième n'a presque pas subi de déplacement latitudinal.

Notre échantillonnage paléomagnétique a été focalisé sur les sédiments du Crétacé supérieur et du Paléocène qui affleurent le long de la côte Pacifique du Costa Rica et à l'ouest du Panama. Les zones échantillonnées sont comprises dans les terrains de Chorotega, Nicoya, Golfito et Burica. Trente-quatre sites ont été échantillonnés le long de la côte Pacifique (Costa Rica et Panama) et trois sites non loin de la côte Caraïbe (nord-ouest du Panama) (Fig. 60), avec en moyenne 10 échantillons par site (Tableau 6). Nous avons choisi d'échantillonner sélectivement des calcaires micritiques pélagiques qui permettent un bon contrôle sur l'âge biostratigraphique (donc sur l'âge probable de la magnétisation) et un contrôle structural. Sur le total de 37 sites, 13 sites ont été rejetés pour cause de (1) un comportement instable durant la procédure de démagnétisation ou (2) une cohérence insuffisante des directions à l'intérieur d'un site (paramètre de précision  $k > 10$  ou/et  $\alpha_{95} > 16^\circ$ ) (voir Van der Voo, 1990). Finalement, 19 sites ont fourni des composantes de magnétisation suffisamment cohérentes pour être analysées.

Tous les échantillons collectés pour cette étude ont subi une thermo-démagnétisation progressive (McElhinny, 1973), par étapes de  $50^\circ$ ,  $25^\circ$  ou  $15^\circ$ , jusqu'à ce que la magnétisation devienne instable ou que l'intensité de magnétisation soit réduite à la limite de mesure du magnétomètre (*noise level*). Les vecteurs de magnétisation ont été reportés sur des projections orthogonales à chaque étape de la procédure de démagnétisation. Les différentes directions des composantes de démagnétisation ont été obtenues en sélectionnant visuellement des séries de points alignés sur les projections orthogonales et les directions des composantes ont été analysées selon la méthode standard (*standard principal component analysis*; Kirschvink, 1980). Pour certains sites, une composante de basse température (*low unblocking temperature*, LBT) et une composante de haute température (*high unblocking temperature*, HBT) ont pu

être obtenues. Les directions des composantes de magnétisation pour chaque site, ainsi que les directions moyennes pour les groupes de sites d'un même terrain, ont été obtenues en analysant les groupes de directions selon la méthode statistique de Fisher (1953).

## VII. 2. RAPPEL THÉORIQUE

La terre est un gigantesque aimant. En effet, de vastes mouvements dans la partie liquide du noyau terrestre, composé essentiellement de fer (Fe) et de nickel (Ni) qui sont de bons conducteurs, pourraient comme une dynamo être à l'origine du champ magnétique terrestre (McElhinny, 1973). La terre représente donc un dipôle (aimant) dont l'axe est plus ou moins parallèle à l'axe nord-sud de la terre. Plus ou moins parallèle car, de fait, le champ magnétique terrestre admet une série de variations de son orientation. Ces variations sont essentiellement:

(1) des inversions de sa polarité, le pôle + devenant le pôle -. Ces inversions interviennent de façon irrégulière et définissent des époques dominées par une polarité normale (par définition une polarité identique à la polarité actuelle) ou inverse. Ces époques, qui ont un ordre de grandeur de quelques millions d'années, peuvent être recoupées par des renversements de courte durée qui peuvent durer de quelques dizaines à quelques centaines de milliers d'années. Le changement de polarité du champ peut prendre une dizaine de milliers d'années, pendant lesquelles le pôle magnétique suit une trajectoire très irrégulière.

(2) L'axe du champ magnétique subit également une dérive constante qu'on appelle variation séculaire. Cette variation fait que les pôles magnétiques ne coïncident généralement pas avec les pôles géographiques terrestres.

Les lignes de champ magnétique forment un angle de  $\pm 90^\circ$  avec l'horizontale aux pôles magnétique et un angle nul à l'équateur magnétique. L'angle que forme en tout point le champ magnétique avec l'horizontale est appelé **inclinaison**. L'angle qu'il forme par rapport au nord géographique est appelé **déclinaison**.

Les roches, pour la plupart, contiennent des particules qui ont la propriété de s'orienter par rapport au champ magnétique externe (terrestre) lors de la formation de la roche. Cette orientation fixera donc, au moment de la formation de la roche, une déclinaison et une inclinaison qui dépendra de la position de l'axe du champ magnétique et de la position de la roche par rapport à cet axe. Ainsi, une roche formée à l'équateur magnétique enregistrera une inclinaison nulle et une roche formée aux pôles magnétiques une inclinaison de  $\pm 90^\circ$ . Pendant une période de polarité normale, les inclinaisons sont positives dans l'hémisphère nord (les vecteurs du champ rentrent dans la surface terrestre) et négatives dans l'hémisphère sud (les vecteurs sortent). La relation est inversée pendant des intervalles de polarité inverse. Les particules ou minéraux magnétiques des roches sont principalement des oxydes de fer et de titane compris dans le système  $\text{FeO-TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ , soit la magnétite, l'haematite, l'ilménite, etc. Ces particules constituent des domaines magnétiques orientés par rapport au champ magnétique, qui se figent au moment de la formation de la roche, induisant une aimantation rémanente au sein de la roche. L'aimantation rémanente peut être de plusieurs types:

(1) Magnétisation thermo-rémanente (TRM): il s'agit de la fixation de l'orientation des domaines magnétiques lors de la consolidation par refroidissement des roches ignées. La température limite au dessous de laquelle des domaines magnétiques commencent à fixer leur orientation est appelée Point de Curie. A partir de ce point, la roche refroidissant à la température ambiante peut fixer une série de composantes de magnétisation plus ou moins distinctes à des gammes de températures (inférieures au Point de Curie) différentes.

(2) Magnétisation rémanente chimique (CRM): la CRM apparaît lors de la formation d'un minéral magnétique à basse température, lors d'un processus chimique (altération) ou d'un changement de phase (métamorphisme), s'opérant en présence d'un champ magnétique externe.

(3) Magnétisation rémanente détritique ou biogénétique (DRM): il s'agit de la magnétisation qui résulte de la présence dans les roches sédimentaires de particules magnétiques qui vont être fixées lors de la diagenèse. Ces particules peuvent être héritées ou authigènes. Les particules authigènes (magnétite d'origine bactérienne, par exemple) sont probablement à l'origine de la magnétisation de la plupart des sédiments profonds pélagiques (Channell, 1989).

(4) Magnétisation rémanente visqueuse (VRM): la VRM définit le changement d'orientation ou d'intensité de la magnétisation rémanente acquise d'une roche (TRM, CRM, DRM ou VRM), exposée à un champ magnétique pendant un certain temps.

Au cours de son histoire, une roche peut acquérir tout une série de magnétisations de différents types, ou plusieurs magnétisations différentes du même type. Il en résulte une magnétisation résultante appelée magnétisation rémanente naturelle (NRM).

Le but du paléomagnétisme est de disséquer les différentes composantes de la NRM, en opérant un "lavage" magnétique de l'échantillon (*cleaning techniques*). Cette opération de démagnétisation peut se faire par voie thermique ou par application d'un champ magnétique alternatif. Dans cette étude, nous avons utilisé la méthode thermique.

Les différentes composantes de la NRM sont caractérisées par des spectres plus ou moins distincts de températures de blocage (*blocking temperature*) qui correspondent, pour une composante, à la quantité d'aimantation de cette composante qui va être éliminée en chauffant assez longtemps l'échantillon à une température donnée. En augmentant par incréments la température, nous éliminerons à chaque étape un peu de l'intensité d'une ou plusieurs composantes, jusqu'à ce que toutes les composantes de magnétisation aient été effacées. En mesurant à chaque étape la direction du vecteur magnétique résiduel, nous pouvons retracer le chemin suivi lors de la démagnétisation, donc obtenir les différents vecteurs (ou composantes) de magnétisation de l'échantillon.

Parmi les différents vecteurs de magnétisation, l'un d'eux peut correspondre à l'aimantation originale. L'échantillon ayant été précisément orienté et la stratification (paléohorizontale) mesurée pour le site d'échantillonnage, on peut calculer l'orientation du vecteur magnétique original par rapport à la paléohorizontale (correction structurale, *tilt correction*). La position du pôle étant connue pour la période de formation de la roche (tables de Polar Wander), la déclinaison et l'inclinaison moyennes pour un groupe d'échantillons d'une unité géologique donnée indiquent respectivement la quantité de rotation subie depuis sa formation et sa latitude originale.

Une incertitude subsiste quant à savoir si la composante magnétique considérée est bien une composante originale et non pas une composante plus récente due à la ré-aimantation de l'échantillon. Un test de fiabilité est appelé *fold test* (Graham, 1949), qui revient à contrôler le degré de regroupement des données provenant de différentes parties d'un pli lorsque les stratifications sont reportées dans le plan horizontal. En supprimant l'effet du pli, si les directions magnétiques se regroupent, cela signifie qu'elles ont été enregistrées avant la formation du pli et si les directions se dispersent, c'est qu'elles ont été enregistrées postérieurement à la formation du pli. Les valeurs limites de regroupement qui définissent si le *fold test* est positif ou non à un certain degré de confiance (généralement 95%) sont données par McElhinny (1964).

### VII. 3. LE TERRAIN DE CHOROTEGA

#### Rio Changuinola (Panama)

Dans la partie haute du Rio Changuinola, près de la côte Caraïbe occidentale du Panama, affleure une importante section de calcaires du Crétacé supérieur (Changuinola Fm.; Fisher and Pessagno, 1965). Les sites 20 et 21 ont été forés dans des calcaires gris clair à blancs, bioturbés, situés non loin de la confluence du Rio Culubre avec le Rio Changuinola (localité de Peña Blanca; Fig. 60). Les calcaires du site 20 présentent en lame mince des foraminifères mal préservés, avec notamment les espèces *Globotruncana ventricosa* et *Globotruncanita stuarti*, qui confirment l'âge Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur donné par Fisher and Pessagno (1965).

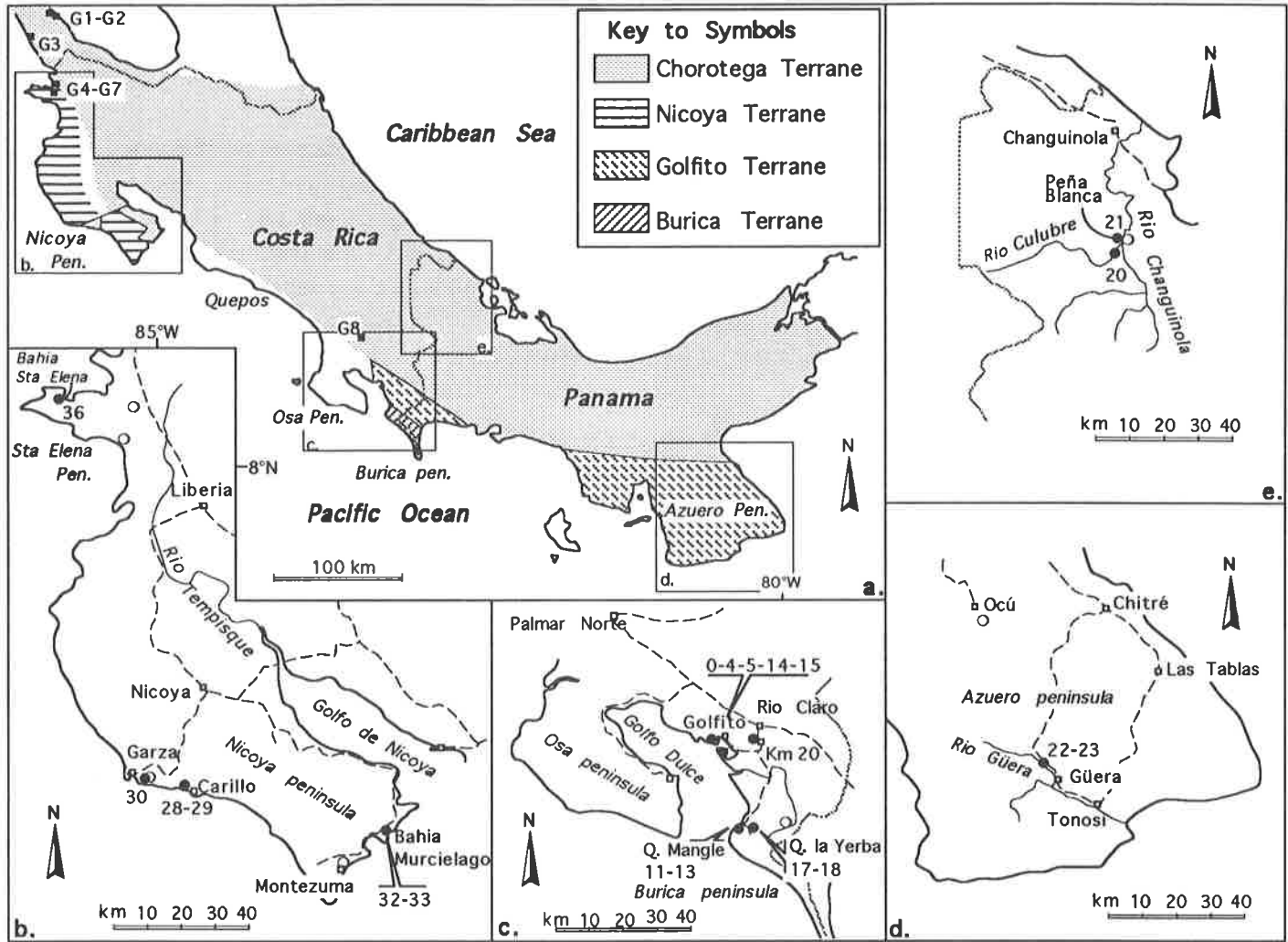
Les calcaires de Changuinola se sont comportés de façon variable pendant la procédure de démagnétisation thermique (Fig. 61). Les échantillons du site 20 ont généralement montré une composante principale unique, éliminée dans le domaine de températures de 500 à 600° C. Les températures de blocage pour le site 21 montrent une distribution plus variée, mais une composante principale a généralement été mise en évidence entre 400° et 500° C. Les composantes de haute T° (HBT) du site 20 sont groupées autour d'une direction sud et avec un plongement légèrement négatif (S et -), après la correction structurale (Fig. 62). Les composantes de magnétisation du site 21 sont groupées dans une direction antiparallèle (N et +), à l'exception d'un échantillon, dont la composante de magnétisation prend une direction à peu près parallèle aux composantes HBT du site 20 (Fig. 62). La présence de directions de magnétisation antiparallèle et le fait que cet antiparallélisme soit renforcé lors de la correction structurale suggère que nous avons à faire à une composante de magnétisation primaire dans les deux sites. Le facteur de précision (k) de la moyenne groupant les directions moyennes des deux sites est augmenté de façon prononcée avec la correction structurale (Tableau 7).

#### La péninsule de Nicoya

Les sections échantillonnées dans la partie de la péninsule de Nicoya appartenant au Terrain de Chorotega sont situées à Puerto Carillo (site 28, 29) et Bahia Murcielago (sites 32, 33) (Fig. 60). A Puerto Carillo, on observe à la base de la section des brèches basaltiques suivies par plusieurs dizaines de m de calciturbidites du Campanien supérieur-Maastrichtien (Baumgartner et al., 1984). Ces calciturbidites contiennent des niveaux calcaires gris noir centimétriques. Les sites ont été échantillonnés dans ces niveaux. La section de Bahia Murcielago, au sud-est de la péninsule, comprend une série de calcaires pélagiques gris clair à gris verdâtre, qui passent brutalement à des calcaires mameux et marnes rouges. Les sites 32 et 33 ont été échantillonnés juste sous ce contact, respectivement à Punta Murcielago et 150 m au sud de cette localité. Les deux localités sont séparées par des failles normales mineures qui rendent discontinue la section entre les deux sites. Cependant, en fonction de la position de chacun des sites par rapport au contact avec les marnes rouges, nous pouvons établir que le site 33 est situé stratigraphiquement au-dessus du site 32. Pour les deux sites de Bahia Murcielago, nous avons pu reconnaître un assemblage de faunes à foraminifères du Maastrichtien moyen (Zone à gansseri, selon Robaszynski et al., 1984; Tableau 8, Planche 6).

Les échantillons des localités de Puerto Carillo et Bahia Murcielago ont révélé deux composantes au cours du processus de démagnétisation. La première est une composante de basse température de blocage (LBT), définie au-dessous de 350° C, et la deuxième une HBT, mise en évidence dans presque tous les échantillons entre 350° et 625° C. Pour certains échantillons du site 28, la composante HBT a été mise en évidence au-dessus de 500° C. Les





**Figure 60.** (a) Distribution des terrains tectonostratigraphiques du Crétacé Supérieur/Paléogène du Costa Rica et du Panama, avec la localisation des sites paléomagnétiques de Gose (1983) (carrés noirs). (b à e) Localisation des sites paléomagnétiques de cette étude (cercles); les cercles vides représentent les sites rejetés lors de l'analyse.

**Figure 60.** (a) Distribution of the Late Cretaceous/Paleogene tectonostratigraphic terranes of Costa Rica and western Panama with location of Gose's (1983) paleomagnetic sites (solid squares). (b to e) location of paleomagnetic sites of this study (circles); open circles represent rejected sites.

composantes HBT des quatre sites (28, 29, 32, 33) se regroupent autour de deux directions, qui sont dirigées, après correction structurale, soit N-NW et vers le bas (inclinaison positive) soit S-SE et vers le haut (Fig. 63). En accord avec l'âge Maastrichtien moyen des sites 32 et 33 et en considérant la superposition stratigraphique des deux sites, nous en concluons que les composantes à inclinaisons négatives du site 32 ont été acquises pendant l'époque de polarité inverse C31R et les composantes à inclinaisons positives de site 33 pendant l'époque de polarité normale C31N (Kent and Gradstein, 1985; Fig. 64).

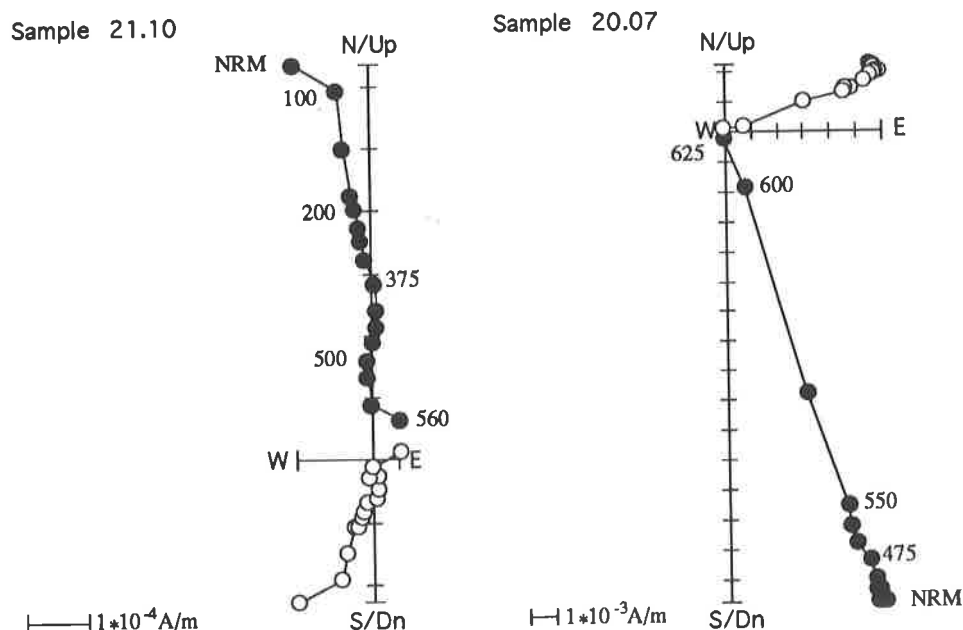


## Paléomagnétisme

Site ID and location (Long/Lat)	age	Component designator	Before Tilt Correction					After Tilt Correction					
			N	R	Decl.	Incl.	K	a95	R	Decl.	Incl.	K	a95
<b>Golfito region</b>													
(0) Pta Curupacha (83.22°W/8.63°N)	U. Camp.	HBT	6N	5.7	300.5	15.9	18.1	16.2	5.8	297.5	2.4	29.1	12.6
(4) Km 20 (83.7°W/8.62°N)	Mid. Maast.	HBT	9N	8.5	315.1	-11.4	17.4	12.7	8.6	315.3	13.8	17.9	12.5
		LBT	8	7.5	8.5	23.4	14.0	15.4	7.6	20.6	29.5	16.1	14.2
(5) Playa Cacao (83.18°W/8.63°N)	Camp./Maast.	HBT	8N	7.8	306.2	18.6	40.0	8.9	7.8	306.9	6.1	34.5	9.6
		LBT	7	4.8	6.2	30.7	2.8	44.6	4.8	2.3	19.7	2.7	45.5
(14) Pta Curupacha (83.22°W/8.63°N)	U. Camp.	HBT	13N	12.8	311.6	25.1	53.9	5.7	12.8	307.5	6.4	55.8	5.6
		LBT	6	5.9	0.2	27.1	83.5	7.4	5.9	348.2	20.3	62.7	8.5
(15) Pta El Cabro (83.16°W/8.61°N)	Camp./Maast	HBT	15N	14.7	292.1	38.0	52.8	5.3	14.7	293.1	-3.0	52.7	5.3
		LBT	10	9.7	9.2	39.7	29.0	9.1	9.7	347.8	19.2	28.8	9.2
<b>Burica</b>													
(11) Up Q. Mangle (83.11°W/8.41°N)	U. Paleoc.	HBT	5R	4.9	94.4	11.3	75.6	8.9	4.9	98.4	-19.4	71.2	9.1
		LBT	9	8.8	13.5	21.4	39.7	8.3	8.8	11.1	-32.2	33.4	9.0
(13) Down Q. Mangle (83.11°W/8.41°N)	U. Paleoc.	HBT	8R	7.9	124.3	-30.1	63.7	7.0	7.9	119.0	-13.7	63.7	7.0
		LBT	8	7.7	9.4	19.6	27.3	10.8	7.7	1.0	24.0	27.2	10.8
(17) Q. La Yerba (83.09°W/8.39°N)	U. Paleoc./Eoc.	HBT	12R	11.9	83.2	-0.3	74.8	5.1	11.9	84.7	-8.6	75.1	5.0
(18) Q. La Yerba (83.09°W/8.39°N)	U. Paleoc./Eoc.	HBT	9R	8.6	94.4	-4.5	22.4	11.1	8.6	99.3	-13.0	22.4	11.1
		LBT	8	7.6	2.0	34.7	28.1	10.6	7.8	5.6	4.2	28.2	10.6
<b>Panama</b>													
(20) R. Changuinola (82.50°W/9.13°N)	Camp./Maast.	HBT	12R	11.9	162.7	3.8	179.1	3.3	11.9	161.9	-7.7	190.4	3.2
(21) R. Changuinola (82.50°W/9.14°N)	Camp./Maast.	HBT	10N/1R	10.6	341.3	11.5	28.1	8.8	10.6	339.8	14.1	28.2	8.7
(22) Rio Güera (80.59°W/7.52°N)	U. Cret.	HBT	11R	10.8	97.4	13.1	58.3	6.0	10.8	100.1	0.9	58.1	6.0
(23) Rio Güera (80.59°W/7.52°N)	U. Cret.	HBT	7R	6.9	99.3	33.5	40.6	9.6	6.9	103.3	3.2	58.1	8.0
<b>Nicoya - Sta Elena</b>													
(28) Playa Carrillo (85.49°W/9.87°N)	Camp./Maast.	HBT	11N	10.6	351.9	27.8	26.9	9.0	10.7	347.3	11.3	29.3	8.6
(29) Playa Carrillo (85.49°W/9.87°N)	Camp./Maast.	HBT	9R	8.9	169.1	-43.6	64.3	6.5	8.9	156.6	-19.4	64.0	6.5
(32) B. Murcielago (84.95°W/9.76°N)	Mid. Maast.	HBT	11R	10.7	164.6	-43.8	30.3	8.4	10.7	177.8	-22.2	30.2	8.4
(33) B. Murcielago (84.95°W/9.76°N)	Mid. Maast.	HBT	9N	8.7	8.1	49.8	28.0	9.9	8.8	5.1	12.4	35.7	8.7
(30) Playa Garza (85.64°W/9.91°N)	Mid. Maast.	HBT	14N/R	12.8	338.0	-10.4	10.6	12.8	12.8	324.4	-17.0	10.9	12.6
		LBT	16	14.4	15.0	3.4	8.7	13.2	14.3	15.0	3.4	8.7	13.2
(36) B. Sta Elena (85.82°W/10.92°N)	Camp./Maast.	HBT	10N/R	9.7	342.3	13.5	26.0	9.6	9.8	340.2	-21.3	27.8	9.3
<b>Previous workers</b>													
(G1) Nicaragua	U. Cret.		18		356.4	24.3	71.9	4.1		352.8	32.4	72.3	4.1
(G2) Nicaragua	U. Cret.		11		3.9	15.8	264.6	2.8		1.6	21.7	262.4	2.8
(G3) Nicaragua	Paleoc.		20		178.9	-4.2	56.3	4.4		176.3	-16.0	56.6	4.0
(G4) Sta Elena	U. Cret.		14		2.4	29.0	87.6	4.3		1.7	-8.6	63.6	5.0
(G7) Sta Elena	Paleoc./Eoc. ?		27		0.3	22.8	65.3	3.5		1.0	-14.1	44.3	4.2
(G8) Terraba Trough	Oligocene ?		9		182.8	-20.0	140.0	4.4		184.7	3.3	140.9	4.4

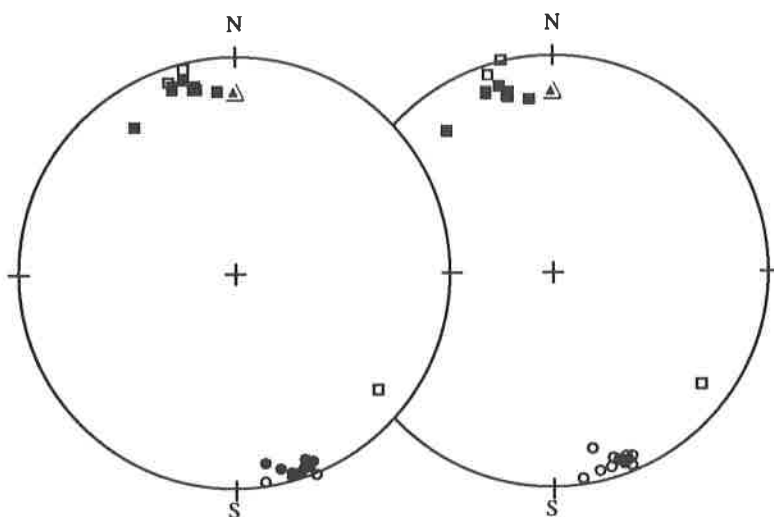
**Tableau 6.** Résultats paléomagnétiques du Costa Rica et du Panama. Entre parenthèse, le numéro du site; G1 à G7=sites de Gose (1983); HBT et LBT correspondent respectivement aux composantes moyennes de hautes et basses températures; N=nombre d'échantillon utilisés lors de l'analyse; N et R après ce chiffre indiquent la polarité normale ou inverse des paléodirections, lorsqu'elle a pu être déterminée; R, k et a95 correspondent à la longueur du vecteur somme, à la précision et au rayon du cercle de confiance à 95%, respectivement, d'après les statistiques de Fisher (1953).

**Table 6.** Paleomagnetic data from Costa Rica and Panama. Site ID corresponds to the site number between brackets; G1 to G7 refer to Gose (1983) sites; HBT and LBT are high and low unblocking temperature component means, respectively; N refers to the number of samples included in the analysis; N and R behind the numbers indicate normal or reversed directions where this can be ascertained; R, k and a95 refer to the length of the vector sum, precision and radius of the circle of 95% confidence, respectively, from Fisher (1953) statistics.



**Figure 61.** Projection orthogonale des données de thermodémagnétisation de la Formation de Changuinola (sites 20 et 21), après correction structurale. Les cercles vides et les cercles noirs représentent la projection sur le plan vertical et horizontal respectivement. Les température en degrés Célcius sont indiquée pour quelques uns des stades de démagnétisation.

**Figure 61.** *Orthogonal projections of thermal demagnetization data from Changuinola Fm. (sites 20 and 21), after tilt correction. Open and solid circles represent projection on the vertical and horizontal planes, respectively. The temperatures in degrees Celsius are indicated for some of the demagnetization steps.*



**Figure 62.** Projection à surface constante des composantes de haute température avant (à gauche) et après (à droite) correction structurale, pour les sites 20 (cercles) et 21 (carrés) de Changuinola. Les symboles ouverts et noirs représentent respectivement les inclinaisons positives (vers le bas) et négatives (vers le haut). Le triangle représente la direction du champ magnétique actuel.

**Figure 62.** *Equal area projection of high unblocking temperature magnetization components before (left) and after (right) tilt correction for the sites 20 (circles) and 21 (squares) at Changuinola. Solid and open symbols represent positive (downward) and negative (upward) inclinations, respectively. The triangle represents the present field direction.*

Group ID	Group of sites	N	Before Tilt Correction					After Tilt Correction				
			R	Decl.	Incl.	K	a95	R	Decl.	Incl.	K	a95
Chorotega Block	20,21,28,29,32,33,G1,G2,G3	9	8.5	352.7	24.4	15.6	13.4	8.8	350.9	17.7	44.4	7.8
	28,29,32,33,G1,G2,G3	7	6.7	356.3	30.1	20.5	13.6	6.9	354.0	19.6	49.4	8.7
	28,29,32,33	4	3.9	172.9	-41.6	46.7	13.6	3.9	351.8	16.6	38.8	14.9
	20,21	2	2.0	342.0	3.9	55.7	34.1	2.0	340.9	10.9	290.5	14.7
Nicoya Terrane	30,36,G4,G7	4	3.8	350.3	14.1	15.1	24.4	3.8	347.1	-15.8	20.1	21.0
	30,36	2	1.9	340.1	1.6	22.4	55.6	2.0	332.2	-19.3	56.4	34.5
Golfito Terrane	0,4,5,14,15,22,23	7	6.2	297.9	6.0	7.9	23.0	6.8	297.6	3.1	31.8	10.9
	0,4,5,14,15	5	4.8	306.4	18.1	17.4	18.9	4.9	304.8	5.4	46.1	11.4
	22,23	2	2.0	98.3	23.3	31.4	46.2	2.0	101.7	2.1	846.4	8.6
Burica Terrane	11,13,17,18	4	3.7	98.1	-6.0	11.4	28.5	3.9	100.3	-14.0	31.6	16.6

**Tableau 7.** Groupements des direction moyennes des sites paléomagnétiques. Les numéro des sites se rapportent au Tableau 6. Pour la compréhension des symboles, voir Tableau 6.

*Table 7. Grouping of site mean directions. Site numbers are from Table 6. For key to symbols, see caption to Table 6.*

#### VII. 4. LE TERRAIN DE NICOYA

Les sites du Terrain de Nicoya sont localisés à Playa Garza, côte sud-ouest de la péninsule de Nicoya, et à Bahia Santa Elena, côte nord de la péninsule de Santa Elena (Fig. 60).

A Playa Garza (site 30), on observe des intercalations lenticulaires de calcaires marneux rose rouge compris dans une épaisse série de conglomérats basaltiques, recouvrant directement le soubassement basaltique (Baumgartner et al., 1984). Deux lentilles calcaires ont été échantillonnées. Ces calcaires ont fourni des associations de faunes à foraminifères du Maastrichtien moyen (Zone à gansseri, selon Robaszinsky et al., 1984; Tableau 8, Planche 6; voir aussi Schmidt-Effing, 1979).

A Bahia Santa Elena affleure une épaisse série de sédiments du Crétacé supérieur-Eocène. Le site 36 a été échantillonné du côté ouest de la baie (Fig. 60). La base de la section est formée par des calcaires peu profonds à fragments de *rudistes* et *orbitoïdes* et suivi par un conglomérat à éléments de calcaires peu profonds, puis une brèche basaltique. Les brèches sont suivies par quelques dizaines de m de calcaires pélagiques et marnes rouges et grises. C'est cette série calcaire qui a été échantillonnée pour le paléomagnétisme. Un échantillon provenant des 0.5 premiers m de la section calcaire a fourni des faunes à foraminifères du Campanien terminal (Zone à calcarata, selon Robaszinsky et al., 1984; Tableau 8, Planche 6). La section calcaire est suivie par une séquence turbiditique de type *coarsening upward sequence*.

Les calcaires marneux rouges des sites de Garza et Santa Elena (sites 30 et 36) ont montré deux composantes de magnétisation (Fig. 65). Au-dessous de 250°/350° C, une composante LBT a été mise en évidence. Une composante HBT quant à elle a été observée au-dessus de 300° C. A partir de 650° C, les directions deviennent irrégulières.



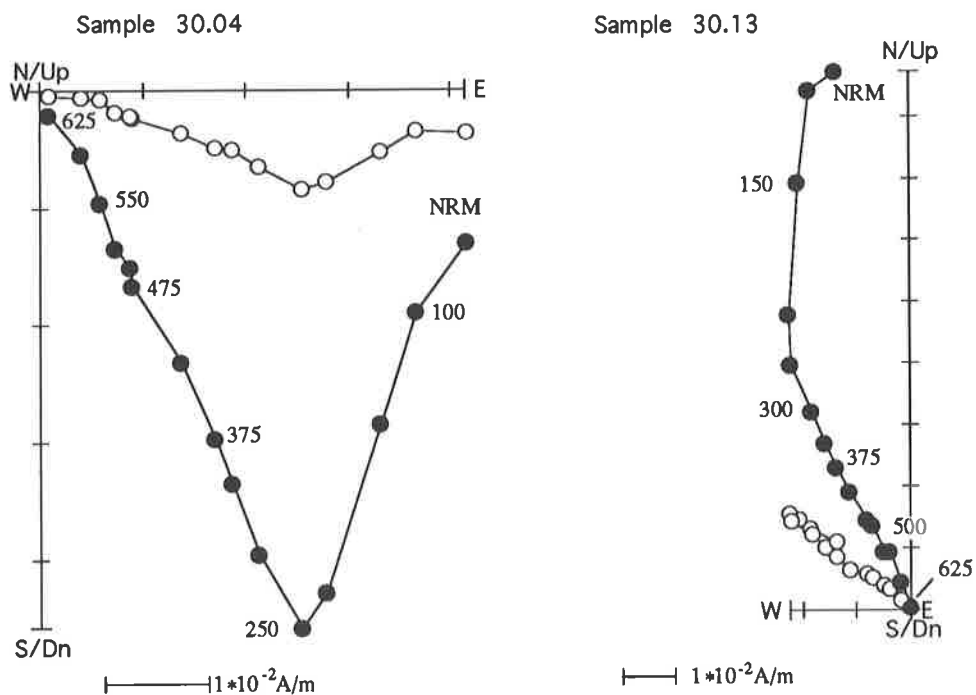
Tertiary					Upper Cretaceous			Sites																								
Paleocene					Middle Maastricht.	Lower Maastricht.	Upper Campanian		A. mckennai	A. primitiva	M. conicotruncata	M. aequa	M. velascoensis	G. gansseri	Gila. citea	Gila. havanensis/citea	Gila. havanensis	Rugoglobigerina sp.	Rugotruncana sp.	R. contusa	Gila. angulata	R. fornicata	Rosita sp.	Gila. stuarti	Gila. stuartiformis	Gila. stuarti/stuartiformis	Gir. falsostuarti	Gir. linneiana	Gir. bulloides	Gir. ventricosa	Gila. subspinosa	Gila. calcarata
P5	P4	P3	P2	P1	G. gansseri Zone	Gtr. falso-stuarti Zone	Gta. calcarata Zone																									
								32,33					*	*					*	*			*	*			*	*				
								30					*				*		*	*			*	*			*	*				
								36 (base)													*								*	*	*	*
								0,14																*						*	*	*
								5							*							*	*		*	*	*	*	*	*		
								4							*		*		*	*	*	*	*				*	*	*	*		
								11,13	*	*	*	*	*																			

Tableau 8. Foraminifères types déterminés pour les sites paléomagnétiques. Les zones du Crétacé se rapportent à Robaszynski et al. (1984). P1 à P5 correspondent aux zones du Paléocène de Toumarkine & Luterbacher (1985).

Table 8. Occurrence of index foraminifers at the paleomagnetic sampling sites. Late Cretaceous zones refer to Robaszynski and others (1984). P1 to P5 refer to Paleocene zones of Toumarkine and Luterbacher (1985).

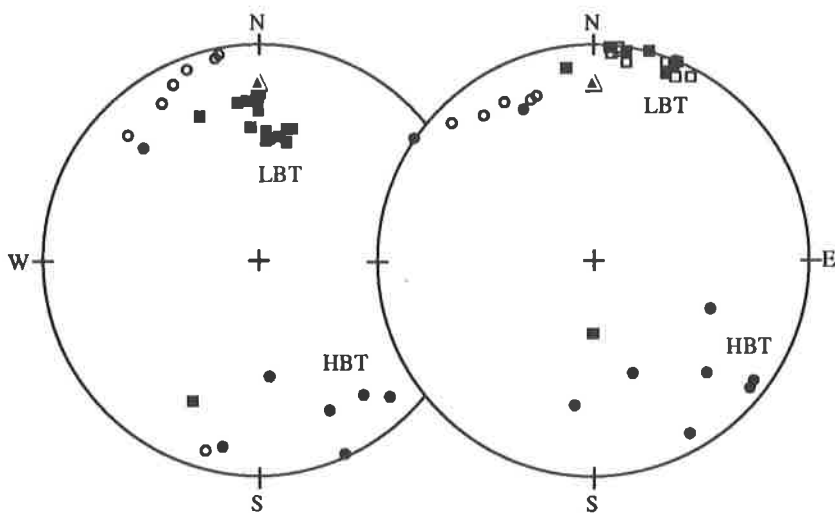
Les directions des composantes LBT du site 30 de Garza sont groupées, avant la correction structurale, autour d'une direction parallèle au champ magnétique actuel (Fig. 66). Ces composantes sont interprétées comme étant d'origine récente. Les directions des composantes de HBT sont assez dispersées, mais montrent une orientation soit NW et vers le haut (inclinaison négative), soit SE et vers le bas (Fig. 66). Les échantillons montrant des inclinaisons négatives proviennent des derniers 0.5 m de la section et se trouvent donc au-dessus des échantillons présentant des inclinaisons positives. Si l'on considère l'âge Maastrichtien moyen (Zone à gansseri) de la section, la partie de la section montrant des inclinaisons positives doit être corrélée avec l'époque à polarité inverse C31R et la partie montrant des inclinaisons négatives avec l'époque à polarité normale C31N (Kent and Gradstein, 1985; Fig. 64). Cela implique que le site 30 prend son origine dans l'hémisphère sud.

Les composantes HBT du sites 36 de Santa Elena se disposent selon deux directions antiparallèles, soit NW et vers le haut (inclinaisons négatives) soit SE et vers le bas. Les échantillons à inclinaisons négatives proviennent de la base de la section (entre 0 et 0.55 m) et du sommet (au-dessus de 1.65 m). Quatre échantillons collectés dans l'intervalle 0.8 à 1.2 m ont montré des inclinaisons positives (Fig. 67). La base de la section ayant été datée précisément du Campanien terminal (Zone à calcarata) et étant donné que cette période est comprise dans l'intervalle C33N (Kent and Gradstein, 1985), les inclinaisons négatives ont donc été enregistrées pendant une époque de polarité normale (Fig. 67). Cela implique une origine dans l'hémisphère sud pour le site 36; ce qui confirme les résultats obtenus pour le site 30.



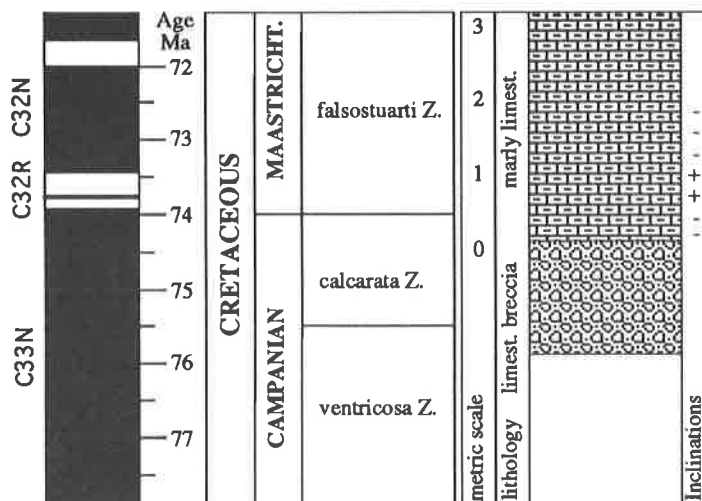
**Figure 65.** Projections orthogonales des données de thermodémagnétisation des calcaires de Garza (site 30) après correction structurale. Symboles comme pour la Figure 61.

**Figure 65.** *Orthogonal projections of thermal demagnetization data from Garza limestones (site 30), after tilt correction. Symbols as for Figure 61.*



**Figure 66.** Projection à surface constante des composantes de haute température (HBT) (cercles) et de basse température (LBT) (carrés), avant (à gauche) et après (à droite) correction structurale, pour le site 30 de Garza. Symboles comme pour la Figure 62.

**Figure 66.** *Equal area projection of high unblocking temperature (HBT) (circles) and low unblocking temperature (LBT) (squares) components before (left) and after (right) tilt correction for Garza (site 30). Symbols as for Figure 62.*



**Figure 67.** Corrélations entre la section échantillonnée à Bahia Santa Elena (site 36) et l'échelle des polarités géomagnétiques (GPTS) par le biais de la biostratigraphie des foraminifères. Références comme pour la figure 64.

*Figure 67. Correlation of the lithostratigraphy at Bahía Santa Elena (site 36) to the geomagnetic polarity timescale (GPTS) using the foraminifers biozonation. References as for Figure 64.*

## VII. 5. LE TERRAIN DE GOLFITO

### La région de Golfito

Cinq sites ont été échantillonnés dans la région de Golfito (sites 0, 4, 5, 14, 15). Les sites 0 et 14 sont localisés à Punta Curupacha, un affleurement côtier de la bordure nord-est du Golfo Dulce (Fig. 60). Nous avons échantillonné une section de calcaires pélagiques gris clair recouvrant stratigraphiquement des séries de basaltes en coussins, qui affleurent à cet endroit. Dans ces calcaires abondamment bioclastiques, nous avons déterminé une association de faunes à foraminifères caractérisant le Campanien terminal (Zone à calcarata, selon Robaszinsky et al., 1984; Tableau 8). Le site 5 a été échantillonné à Playa Cacao (Fig. 60), dans des calcaires micritiques laminés gris beige, interstratifiés avec des calcilutites plus sombres. Les foraminifères planctoniques observés dans cette section (Tableau 8) tendent à la placer dans la Zone à falsostuarti du Maastrichtien inférieur (Robaszinsky et al., 1984). Le site 15 est localisé à Punta el Cabro, au sud de Golfito (Fig. 60), et correspond à une section de calcaires micritiques gris clair. Le site 4 est localisé sur la route de Rio Claro-Golfito, à la localité "Km 20" (Fig. 60). Sur le côté ouest de la route affleurent des calcaires micritiques gris clair, laminés. Ces calcaires ont fourni un assemblage de faunes à foraminifères du Maastrichtien moyen (Zone à gansseri, selon Robaszinsky et al., 1984; Tableau 8).

Tous les sites de Golfito (sites 0, 4, 5, 14, 15) présentent des composantes de démagnétisation multiples (Fig. 68). Au-dessous de 350° C, une composante LBT a été mise en évidence dans pratiquement tous les échantillons. Entre 350° C et 570° C, une composante HBT a été progressivement effacée. Au-dessus de 570°-580°, la presque totalité de l'intensité de magnétisation a été supprimée et les directions de magnétisation commencent à être irrégulières. Les directions des composantes LBT des sites de Golfito sont orientées, avant la correction

structurale, plus ou moins parallèlement au champ magnétique terrestre actuel (voir site 14, Fig. 69). Elles sont, de ce fait, interprétées comme étant d'origine récente. Les composantes HBT quant à elles sont orientées vers le NW avec une faible inclinaison (Fig. 69). La corrélation entre l'âge de certains sites (Campanien supérieur) et les échelles magnétostratigraphiques (*Geomagnetic Polarity Timescale*) permet de conclure que les directions NW et de faibles inclinaisons ont été enregistrées pendant un intervalle de polarité normale (Kent and Gradstein, 1985). La moyenne des cinq directions moyennes des sites de Golfito montre un *fold test* positif à l'échelle régionale à 95% de confiance ( $k2/k1 = 2.65$ ,  $N=5$ ; McElhinny, 1964; Tableau 7). Cela signifie que les composantes de magnétisation considérées sont antérieures au plissement régional, probablement paléocène (voir Chapitre III. 5).

### Péninsule d'Azuero (Panama)

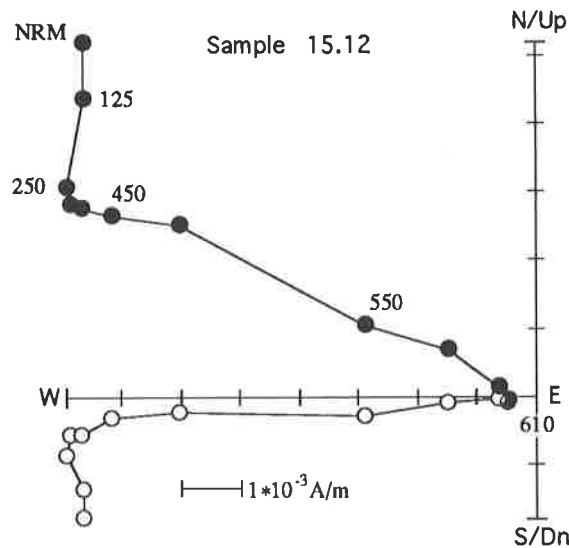
Les affleurements de sédiments du Crétacé supérieur connus dans la péninsule d'Azuero ne sont pas nombreux. Dans un rapport géologique (*Informe geologico*, 1977, Panama), Recchi & Miranda décrivent une séquence appartenant à la Formation Güera, où l'on observe un soubassement basaltique suivi par une couverture sédimentaire détritique d'affinité basaltique et du Crétacé supérieur. Deux sites ont été échantillonnés dans cette formation. Nous avons échantillonné la fraction fine et calcaire de *grainflows* basaltiques exposés sur les berges du Rio Güera (sites 22 et 23), approximativement 10 km au nord du village de Güera (Fig. 60). Les roches échantillonnées contiennent des radiolaires calcifiés et des débris de foraminifères; mais l'âge n'a cependant pas pu être déterminé précisément.

Pour les sites d'Azuero (22 et 23), une composante LBT a été révélée lors des premières étapes de démagnétisation, au-dessous de 200°C. Entre 200° et 580°C, une composante de HBT a pu être définie (Fig. 70). Lors des stades de démagnétisation de ces composantes HBT, les vecteurs résultants (TRM) ne montrèrent pas forcément une décroissance en direction de l'origine, suggérant la présence d'une composante de magnétisation additionnelle dans un gamme de températures supérieure à 580°C. Cette dernière n'a cependant pas pu être mise en évidence, les directions de TRM devenant irrégulières au-dessus de 580°C. Les directions des composantes HBT de magnétisation pour les sites de Güera sont orientées vers l'est avec une inclinaison subhorizontale (Tableau 6). Les deux directions moyennes pour les sites 22 et 23, relativement différentes avant la correction structurale, montrent un bon regroupement après correction qui nous donne un *fold test* positif à 95% de confiance relativement aux critères de McElhinny (1964).

## VII. 6. LE TERRAIN DE BURICA

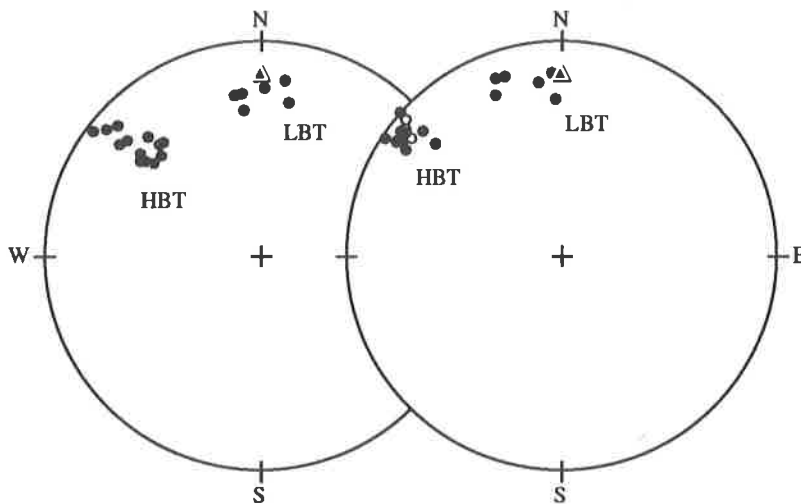
Quatre sites ont pu être échantillonnés sur la péninsule de Burica, formant le Terrain de Burica. Les sections échantillonnées sont localisées sur la côte nord de la péninsule, à Playa Mangle et dans les rivières Quebrada Mangle et Quebrada la Yerba (Fig. 60). Ces sections ont un âge Paléocène supérieur-Eocène moyen et sont formées par des sédiments calcaires pélagiques interstratifiés avec des résédiments de calcaires de plateforme, le tout recouvrant un soubassement formé de basaltes océaniques et de dolérites. Les sites 11 et 13 proviennent de calcaires micritiques et calcilutites de la Quebrada Mangle (Fig. 60). Ces roches ont fourni un assemblage de faune à foraminifères planctoniques du Paléocène supérieur (Zone P4-P5 de Toumarkine & Luterbacher, 1985; Tableau 8). Les sites 17 et 18 sont situés dans la Quebrada la Yerba et sont constitués de calcilutites riches en radiolaires calcifiés. Dans cette localité, les roches sont supposées avoir un âge Paléocène supérieur-Eocène moyen (Obando, 1986).





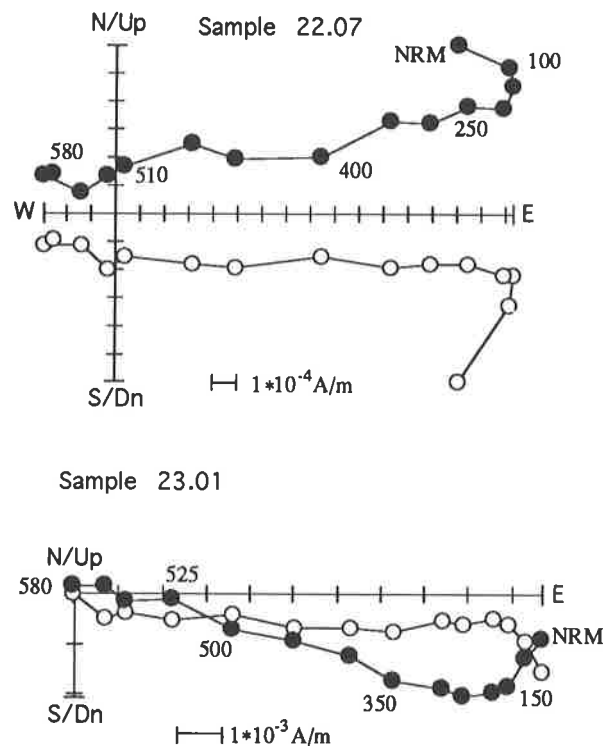
**Figure 68.** Projections orthogonales des données de thermodémagnétisation des calcaires de Golfito (site 15) après correction structurale. Symboles comme pour la Figure 61.

**Figure 68.** *Orthogonal projection of thermal demagnetization data from Golfito limestones (site 15), after tilt correction. Symbols as for Figure 61.*



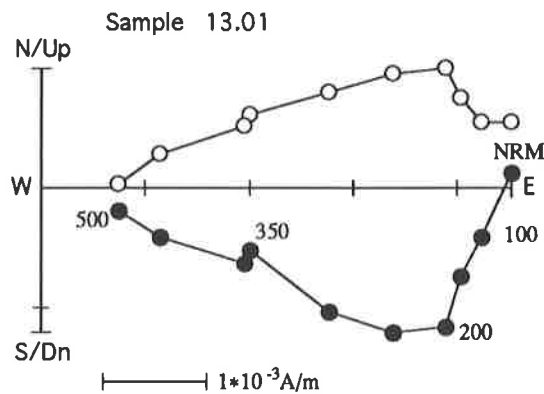
**Figure 69.** Projection à surface constante des composantes de haute température (HBT) et de basse température (LBT), avant (à gauche) et après (à droite) correction structurale, pour le site 14 de Golfito. Symboles comme pour la Figure 62.

**Figure 69.** *Equal area projection of high unblocking temperature (HBT) and low unblocking temperature (LBT) components before (left) and after (right) tilt correction for one Golfito site (site 14). Symbols as for Figure 62.*



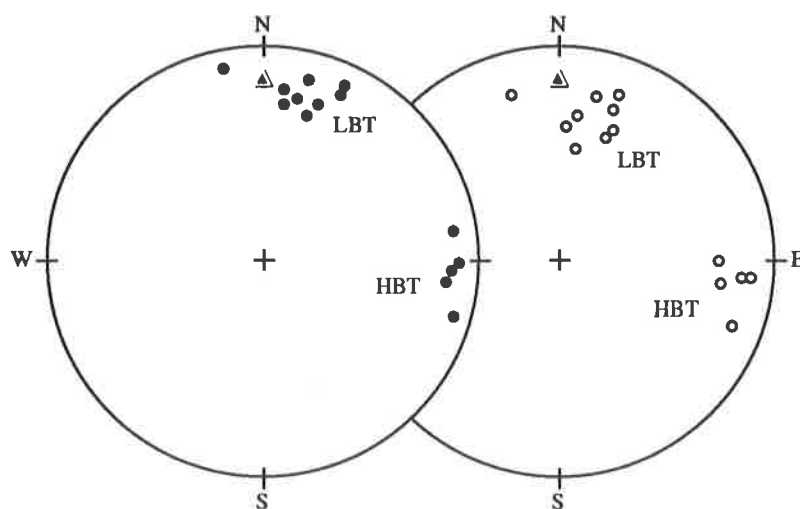
**Figure 70.** Projections orthogonales des données de thermodémagnétisation des sédiments de Güera (sites 22 et 23) après correction structurale. Symboles comme pour la Figure 61.

*Figure 70. Orthogonal projections of thermal demagnetization data from Güera sediments (sites 22 and 23), after tilt correction. Symbols as for Figure 61.*



**Figure 71.** Projections orthogonales des données de thermodémagnétisation des calcaires de Burica (site 13) après correction structurale. Symboles comme pour la Figure 61.

*Figure 71. Orthogonal projection of thermal demagnetization data from Burica limestones (site 13), after tilt correction. Symbols as for Figure 61.*



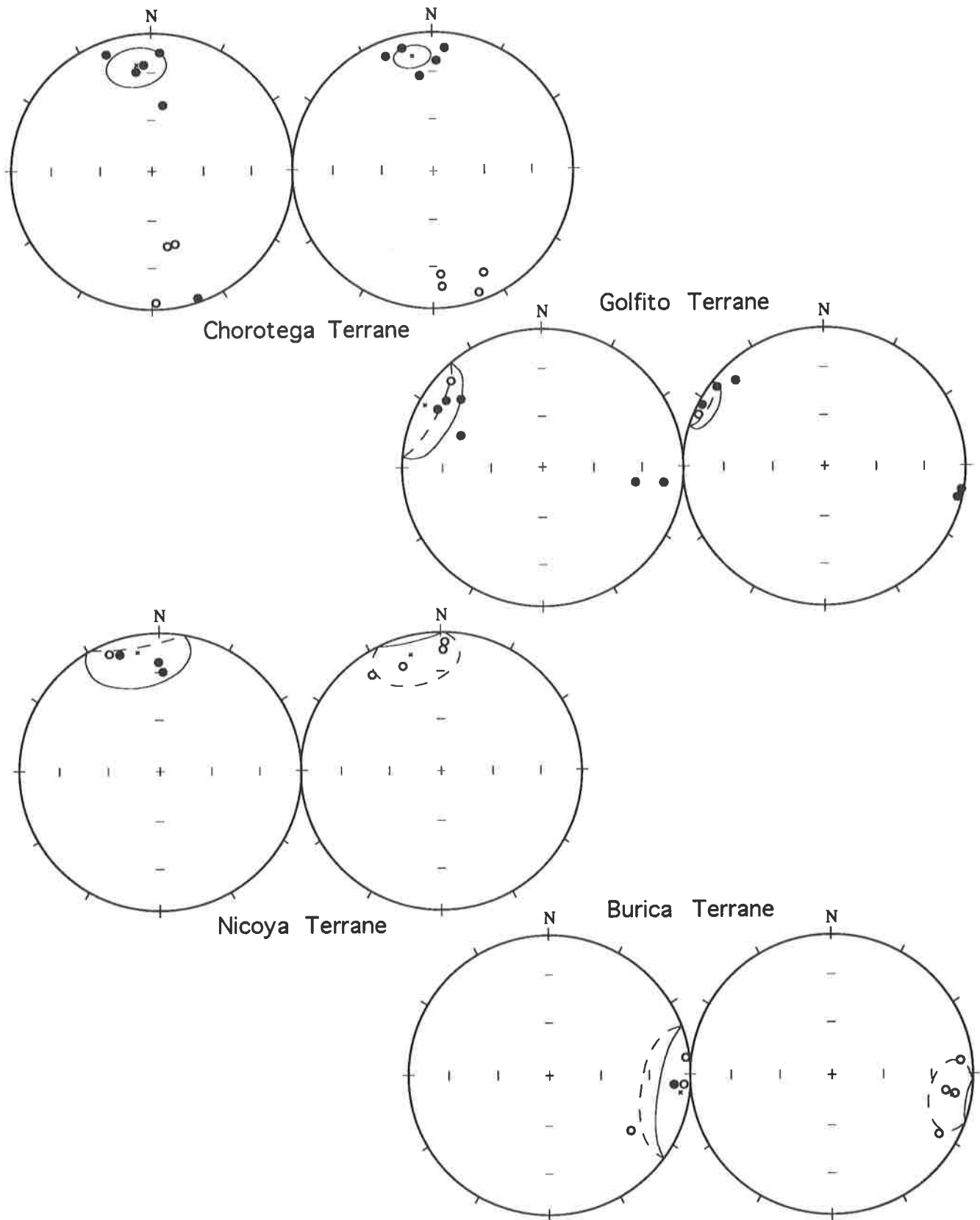
**Figure 72.** Projection à surface constante des composantes de haute température (HBT) et de basse température (LBT), avant (à gauche) et après (à droite) correction structurale, pour le site 11 de Burica. Symboles comme pour la Figure 62.

**Figure 72.** Equal area projection of high unblocking temperature (HBT) and low unblocking temperature (LBT) components, before (left) and after (right) tilt correction for one Burica site (site 11). Symbols as for Figure 62.

Les échantillons des sites de Burica (11, 13, 17 et 18) ont généralement montré, lors des procédures de démagnétisation, des composantes multiples, permettant de définir principalement deux directions (Fig. 71). Au cours des premières étapes de démagnétisation, entre 100° et 200°C, une composante LBT a été définie, suivie dans des gammes de températures plus élevées, entre 200° et 500°C, d'une composante HBT. Généralement, les composantes LBT observables ont montré, avant la correction structurale, des directions approximativement parallèles à la direction du champ magnétique actuel (Fig. 72), ce qui nous amène à penser qu'elles correspondent à une surimpression magnétique récente. Les composantes HBT sont quant à elles dirigées vers l'est et vers le haut (inclinaison négative), après correction structurale. Le facteur de précision ( $k$ ) de la moyenne régionale sur les sites de Burica montre un accroissement significatif avec la correction structurale (Tableau 7). Néanmoins, cet accroissement est insuffisant pour constituer un *fold test* positif à 95% de confiance selon les critères de McElhinny (1964).

## VII. 7. DISCUSSION DES RÉSULTATS PALÉOMAGNÉTIQUES

Les directions moyennes de magnétisation de chaque site ont été groupées selon la subdivision tectonostratigraphique régionale proposée plus haut (Fig. 73; voir aussi Di Marco et al., in press). La moyenne globale de chaque groupe de directions moyennes a été calculée selon les statistiques de Fisher (1953) (Tableau 7). Les données de Gose (1983) ont été utilisées dans notre analyse, alors que les données de Frisch et al. (1992) n'ont pas été prises en compte vu le peu de fiabilité de leurs résultats (voir Chapitre I. 7). Ce chapitre discute des résultats pour chaque unité tectonostratigraphique et présente les interprétations qui en découlent.



**Figure 73.** Projection à surface constante des directions moyennes des sites de chaque unité tectonostratigraphique définie dans ce travail, avant (à gauche) et après (à droite) correction structurale. Symboles comme pour la Figure 62.

**Figure 73.** Equal area projections of site mean directions before (left) and after (right) tilt correction for each tectonostratigraphic unit defined in this paper. Symbols as for Figure 10.

### Le Terrain de Chorotega

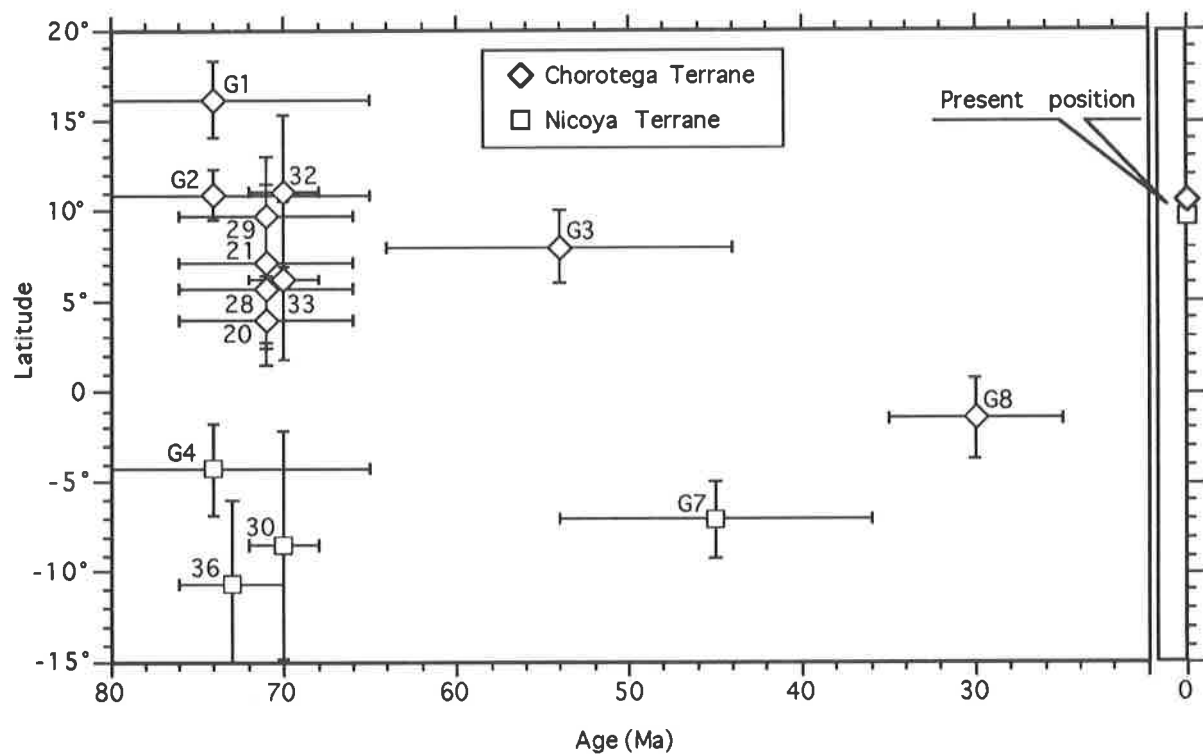
Le premier groupe de résultats comprend les sites 28, 29, 32 et 33 situés dans la péninsule de Nicoya (Puerto Carillo, Bahia Murcielago), les sites G1, G2 et G3 de Gose (1983) localisés au sud-ouest du Nicaragua et les sites 20 et 21 échantillonnés au nord-ouest du Panama, dans le Rio Changuinola (Tableau 7). Le site G8 de Gose (1983) n'est pas inclu dans le calcul de la moyenne car il provient de sédiments de la vallée du Terraba (Fig. 60) qui sont probablement d'âge oligocène. Le *fold test* pour le groupement de tous les sites du Terrain de Chorotega est positif à 95% de degré de confiance selon les critères de McElhinny (1964) ( $N=9$ ;  $k_2/k_1=2.85$ ; Tableau 7). Ceci implique que les composantes de magnétisation avec lesquelles nous avons calculé les directions moyennes des sites ont été enregistrées dans la roche avant le plissement régional du Terrain de Chorotega. Cependant, on constate en analysant séparément les directions moyennes des différentes régions que ce *fold test* positif est essentiellement dû au sites 20 et 21 du Rio Changuinola, qui se regroupent fortement avec la correction structurale (Tableau 7). En excluant les sites 20 et 21 du calcul de la moyenne, le groupe de sites considérés ne passe plus le *fold test* à 95% de degré de confiance. Les directions moyennes subissent néanmoins un regroupement significatif lors de la correction structurale ( $N=7$ ;  $k_2/k_1=2.41$ ). De plus, un certain nombre de renversements paléomagnétiques ont été enregistrés dans chaque localité, ce qui, bien que ne garantissant pas que les roches n'ont pas été remagnétisées, renforce la fiabilité des résultats (Van der Voo, 1990).

La groupement des 9 sites compris dans le Terrain de Chorotega donne une direction paléomagnétique moyenne qui est, après correction structurale, approximativement parallèle à la direction du champ magnétique terrestre actuel ( $Decl=350.9$ ,  $Incl=17.7$ ,  $\alpha_{95}=7.8^\circ$ ) (Tableau 7, Fig. 73). Le paléo-pôle de cette direction moyenne est positionné à  $81.1^\circ N$ ,  $180.4^\circ E$ . Ce paléo-pôle n'est pas significativement différent (à 95% de degré de confiance) du paléo-pôle moyen pour l'Amérique du Sud au Crétacé supérieur (Irving & Irving, 1982). Nous en déduisons donc que le Terrain de Chorotega n'a pas subi depuis le Crétacé supérieur de rotation significative par rapport à l'Amérique du Sud, ni n'a subi de remontée significative vers le nord. Le Terrain de Chorotega pouvant être considéré comme la bordure ouest de la plaque Caraïbe (voir Chapitre II. 2), ce résultat implique que la résultante des déplacements latitudinaux de la plaque Caraïbe par rapport à l'Amérique du Sud depuis le Crétacé supérieur est proche de zéro (Fig. 74). Le site G8 (Gose, 1983) qui donne une paléo-position équatoriale pour cette localité à l'Oligocène, suggère la possibilité que le Terrain de Chorotega ait subi un déplacement préliminaire vers le sud entre le Crétacé supérieur et l'Oligocène, avant de remonter vers le nord pour atteindre sa position actuelle (Fig. 74). Il faudrait cependant plus de données pour pouvoir confirmer cette tendance.

### Le Terrain de Nicoya

Les localités échantillonnées au sein du Terrain de Nicoya sont situées sur la péninsule de Santa Elena (Bahia Santa Elena; site 36) et sur la bordure ouest de la péninsule de Nicoya (Playa Garza; site 30) (Fig. 60). Les sites G4 et G7 de Gose (1983) provenant de la péninsule de Santa Elena sont également inclus dans ce groupe de données. La direction paléomagnétique moyenne de ce groupe de données est orientée vers le N et vers le haut (inclinaison négative) après correction structurale ( $Decl=347.1^\circ$ ,  $Incl=-15.8^\circ$ ,  $\alpha_{95}=21.0^\circ$ ) (Tableau 7; Fig. 73). Les directions moyennes des sites de ce groupe de données sont relativement dispersées et nous n'avons pu appliquer aucun test de terrain (*fold test*) pour fixer l'âge de la magnétisation. Cependant, des renversements de polarité ont été observés dans les sections échantillonnées des sites 30 et 36 qui renforce la fiabilité des résultats. Grâce à la

biostratigraphie détaillée effectuée dans les localités échantillonnées, nous avons pu conclure, par corrélation avec les échelles magnétostratigraphiques, que les directions N et vers le haut avaient été enregistrées pendant des périodes de polarité normale. Ces directions de polarité normale indiquent donc que le Terrain de Nicoya a une paléolatitude légèrement sud-équatoriale au Crétacé supérieur et a subi depuis une rotation réduite dans le sens antihoraire par rapport au Terrain de Chorotega (Tableau 7; Fig. 73, Fig. 74). En dépit de l'incertitude assez grande associée à la direction moyenne du groupe de données du Terrain de Nicoya ( $\alpha_{95}=21.0^\circ$ ), ces données sont significativement différentes, à 95% de confiance, des données pour le Terrain de Chorotega, c'est-à-dire que les ellipses de 95% de confiance ne se recoupent pas (Tableau 7, Fig. 73). Le groupement relativement pauvre des données pour le Terrain de Nicoya résulte principalement de la dispersion des déclinaisons, que nous interprétons comme un effet de rotations tectoniques locales différentes au sein de la même unité.



**Figure 74.** Paléolatitudes des terrains de Chorotega et de Nicoya. Les numéros se rapportent aux numéros des sites et G1 à G8 se réfèrent aux sites de Gose (1983) (Tableau 6). Les barres d'erreur verticales correspondent à l'incertitude sur les paléolatitudes calculées sur la base des valeurs de  $\alpha_{95}$  de chaque site (Fisher, 1953). Les barres d'erreur horizontales représentent l'âge des sites.

**Figure 74.** Paleolatitude of the Chorotega Terrane and Nicoya Terrane data sets. Numbers refer to the site numbers and G1 to G8 refer to sites from Gose (1983) (Table 6). Vertical error bars are the paleolatitude uncertainties calculated on the base of the Fisher (1953)  $\alpha_{95}$  values for each site. Horizontal lines show ranges in age.

### Le Terrain de Golfito

Sept sites forment le groupe de données pour le Terrain de Golfito (sites 0, 4, 5, 14, 15, 22 et 23), les quatre premiers provenant de la région de Golfito et les deux autres de la péninsule d'Azuero (Fig. 60). La direction moyenne après correction structurale pour ce groupe de données est caractérisée par des inclinaisons très faibles dirigées WNW-ESE (Decl=297.6°, Incl=3.1°,  $\alpha_{95}$ =10.9°) (Tableau 7, Fig. 73). Les données subissent un regroupement significatif lors de la correction structurale, fournissant un *fold test* positif à 95% de confiance pour le Terrain de Golfito (N=7;  $k_2/k_1$ =4.03; Tableau 7) en référence aux critères de McElhinny (1964). Considérés séparément, les sites de la région de Golfito (sites 0, 4, 5, 14 et 15) ne passent pas le *fold test*, mais montrent cependant un regroupement des données encourageant lors de la correction structurale (N=5;  $k_2/k_1$ =2.65). Les données provenant de Güera quant à elles montrent un regroupement spectaculaire (*fold test* positif selon les critères de McElhinny, 1964, avec N=2,  $k_2/k_1$ =26.96). Ces considérations permettent de conclure que les composantes magnétiques considérées sont antérieures au plissement régional paléogène (voir Chapitre III. 5).

Les corrélations entre les directions paléomagnétiques moyennes et les échelles magnétostratigraphiques, à l'aide de la biostratigraphie détaillée des sites d'échantillonnage, permettent d'envisager une rotation globale du Terrain de Golfito de 60° par rapport au Terrain de Chorotega, associée à une faible remontée vers le nord (environ 5°), depuis le Crétacé supérieur.

### Le Terrain de Burica

La péninsule de Burica a fourni quatre sites qui caractérisent le Terrain de Burica (sites 11, 13, 17 et 18). La direction paléomagnétique moyenne du groupe de sites du Terrain de Burica (Decl=100.3°, Incl=-14.0°,  $\alpha_{95}$ =16.6°) ne se différencie pas, à 95% de degré de confiance, des groupes de sites de Golfito ou de Güera (Tableau 7; Fig. 73). Néanmoins, comme décrit plus haut, l'enregistrement stratigraphique de la région de Burica est totalement différent de celui du Terrain de Golfito, permettant ainsi une distinction tectonostratigraphique claire. Les résultats paléomagnétiques nous amènent à considérer que le Terrain de Burica a subi depuis le Paléocène une très légère remontée vers le nord, accompagnée d'une rotation antihoraire de 90° par rapport au Terrain de Chorotega. L'incertitude quant à la polarité des directions paléomagnétiques (voir Chapitre I. 7) implique une solution alternative avec une origine sud-équatoriale du terrain, associée à une rotation horaire de 90°. Une telle solution suppose une remontée vers le nord assez importante, ce qui semble peu vraisemblable étant donné la faible composante nord des mouvements des plaques Caraïbe et Farallon à partir du Paléocène (Engelbreton et al., 1985).

## VIII. GÉOCHIMIE

### VIII. 1. INTRODUCTION

L'étude géochimique des soubassements ignés du Costa Rica regroupe trois travaux: Wildberg (1984) pour le nord du pays, Berrangé & Thorpe (1988) pour la partie sud et Frisch et al. (1992) pour l'ensemble. Tous ces travaux rapportent des signatures polygéniques, avec principalement une composante IAT, mais aussi MORB, WPT, etc. Cette variabilité reflète la complexité de la situation géologique (puzzle de terrains) dont les auteurs n'ont pas tenu compte et la complexité de l'histoire de chaque terrain.

Trente échantillons de basaltes et de dolérites des unités de Golfito, Burica, Rincón et Osa ont été sélectionnés et analysés au Centre d'Analyse Minérale (CAM) de l'Institut de Minéralogie et Pétrographie de Lausanne. Les critères de sélections se rapportent essentiellement au degré d'altération des échantillons, ces derniers provenant de zones où l'altération des roches ignées est très rapide de par l'abondance de pluies. Ces échantillons ont été en partie collectés et analysés par F. Bujan (symbole \*\*, Annexe 1), collectés par F. Bujan et analysés par l'auteur (sans symbole, Annexe 1), et finalement collectés et analysés par l'auteur (symbole \*, Annexe 1). Les résultats de l'analyse sont présentés dans l'Annexe 1.

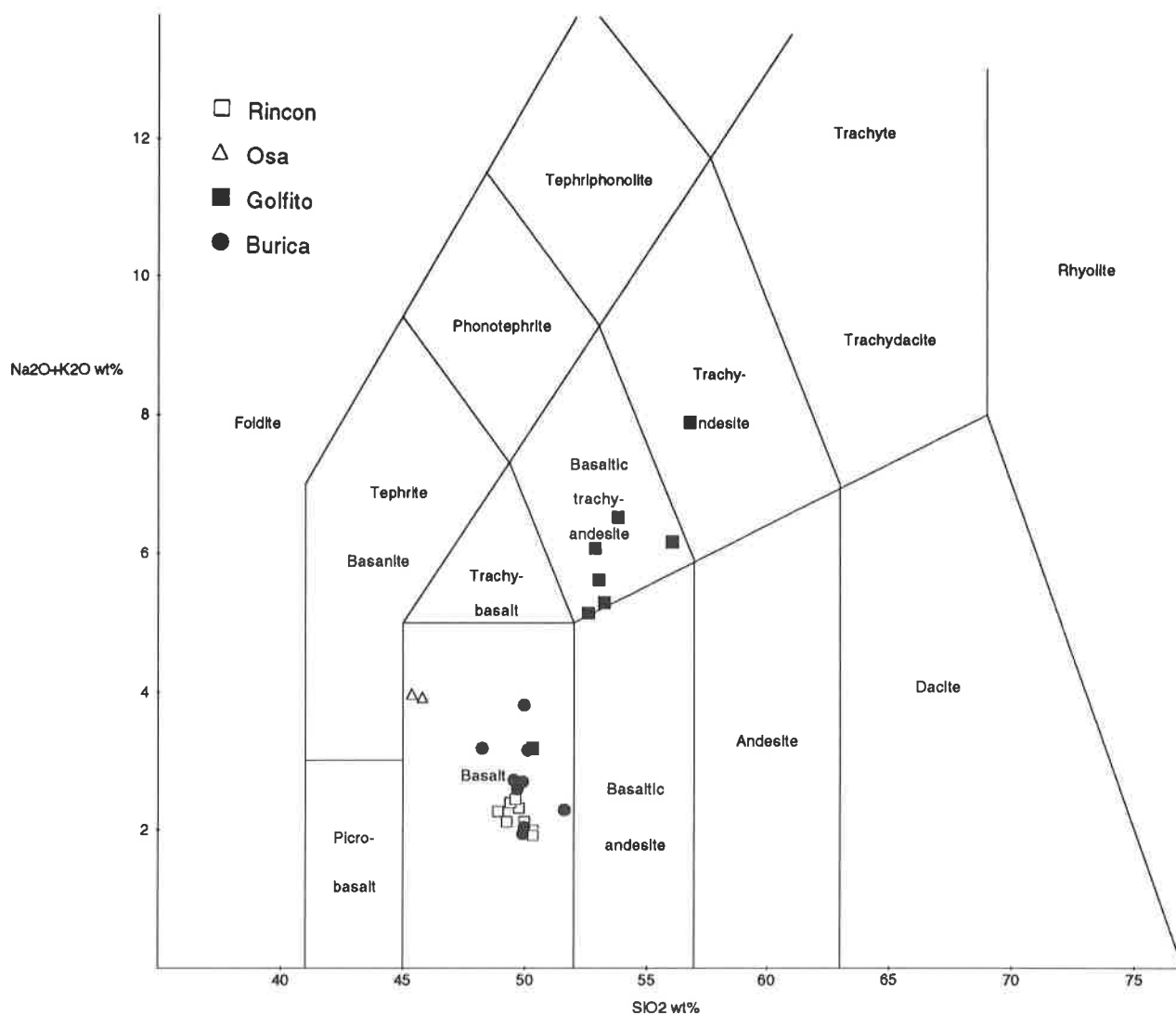
Les valeurs analysées ont été normalisées à 100 sur la base des données initiales en éliminant la perte au feu (L.o.i.). Pour les échantillons analysés par F. Bujan, les valeurs de  $Fe^{2+}$  et  $Fe^{3+}$  ont été analysées séparément. Pour les échantillons analysés par l'auteur, nous avons analysé la valeur  $Fe_2O_3$  total. Ainsi toutes les valeurs pour le fer ont été recalculées en terme de  $Fe_2O_3$  total, sur la base suivante:  $0.89981 * Fe_2O_3 = FeO$ , avec  $Fe_2O_3 = 1.5\%$  pour des basaltes, lorsque cette dernière valeur n'était pas connue.

Il est important de noter en préambule que l'étude des terrains du sud du Costa Rica avait été séparée en deux projets: le présent travail, abordant l'étude stratigraphique, sédimentologique et paléomagnétique de la région, et un second projet, abordant l'aspect pétrographique, géochimique et métamorphique. Ce second projet étant resté inachevé, il nous a semblé important de ne pas abandonner les résultats déjà obtenus par F. Bujan. Nous avons donc effectué un certain nombre d'analyses supplémentaires, qui sont venues s'ajouter aux résultats déjà obtenus. Le présent chapitre a pour but de présenter les données brutes liées à chacun des terrains nouvellement décrits et d'en tirer une interprétation géodynamique préliminaire qui apporte une contrainte supplémentaire à l'élaboration du modèle d'évolution tectonique. Ce chapitre n'a pas la prétention de présenter une étude géochimique approfondie (qui nécessiterait un échantillonnage plus poussé), mais de présenter les caractéristiques et les distinctions qui peuvent être faites entre les différentes unités. Nous espérons que nos résultats encourageants inciteront d'autres études plus approfondies.

### VIII. 2. DISCUSSION DES RÉSULTATS

Les roches analysées correspondent à des basaltes pour les unités de Rincón, Burica et San Pedrillo (Osa) et à des basaltes, trachi-andésites basaltiques et trachi-andésites pour l'unité de Golfito (Fig. 75). Les échantillons de l'unité de Golfito étant souvent relativement altérés, l'aspect plus évolué des roches de cet unité pourrait résulter d'un enrichissement relatif en silice et en éléments alcalins dû à l'altération. Il faut donc considérer avec précaution les résultats pour cette unité.





**Figure 75.** Classification des roches ignées analysées dans un diagramme de type rapports alcalis-silice totaux (Le Bas et al., 1986). La plupart des échantillons sont des basaltes, exceptés les dolérites de Golfito qui se placent dans des champs plus évolués.

*Figure 75. Classification of the studied igneous rocks in a total alkali-silica diagram (Le Bas et al., 1986). Most of the samples are basalts, except dolerites of the Golfito region, which present more evolved compositions.*

### Les basaltes d'Osa

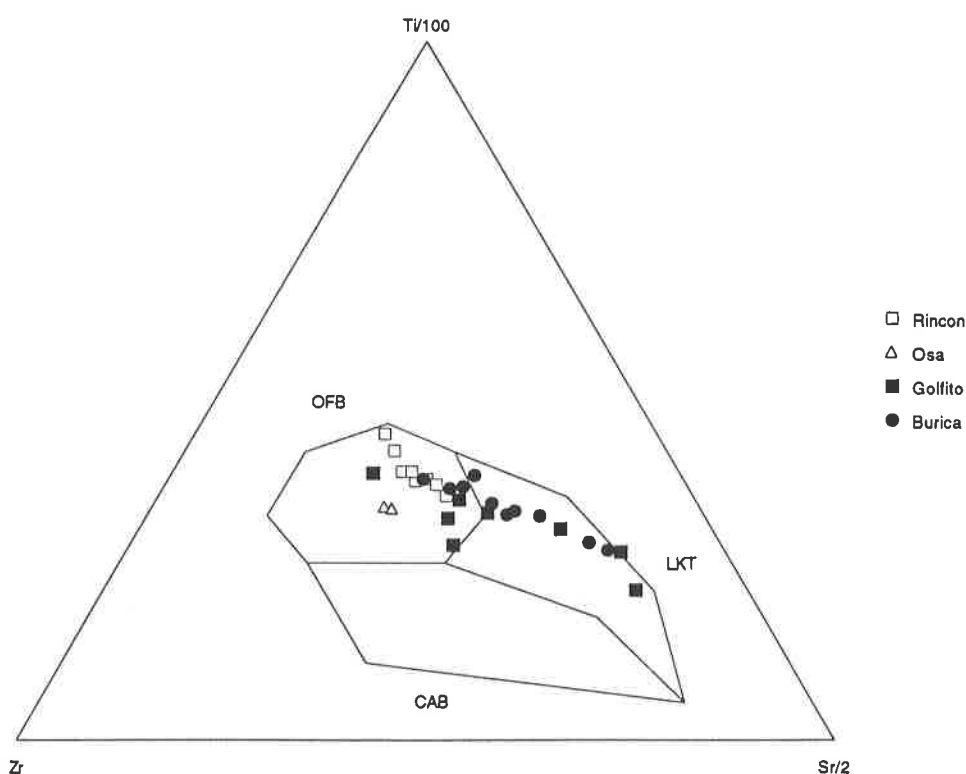
Les deux échantillons provenant de blocs de basaltes de l'Unité de San Pedrillo (péninsule d'Osa) se distinguent très nettement des roches des autres unités, autant pour les éléments majeurs que pour les traces (Annexe 1). Ils sont caractérisés par des teneurs en SiO<sub>2</sub> basses (<46%), TiO<sub>2</sub> élevées et un enrichissement en terres rares (Nb, La, Ce, Nd, Y) relativement aux autres unités. Ils se distinguent encore par leurs teneurs en Cr et Ni, généralement plus basses que les autres unités. Il est donc clair que les basaltes d'Osa sont génétiquement distincts de ceux des unités voisines.

Positionnés dans des diagrammes discriminants, les basaltes d'Osa montrent une origine de WPB marquée, confirmée dans le "spider" diagramme (Fig. 76, 77, 78, 79).

Le nombre restreint d'échantillons ne nous permet pas d'affirmer que l'origine de ces basaltes est établie. Cependant, nous pouvons conclure à titre préliminaire que la signature géochimique des blocs de basaltes de l'Unité de San Pedrillo en fait des basaltes intraplaques. Cette signature vient renforcer l'interprétation géologique selon laquelle les basaltes représenteraient des fragments de *seamounts* incorporés par *offscraping* au prisme d'accrétion lors de la subduction.

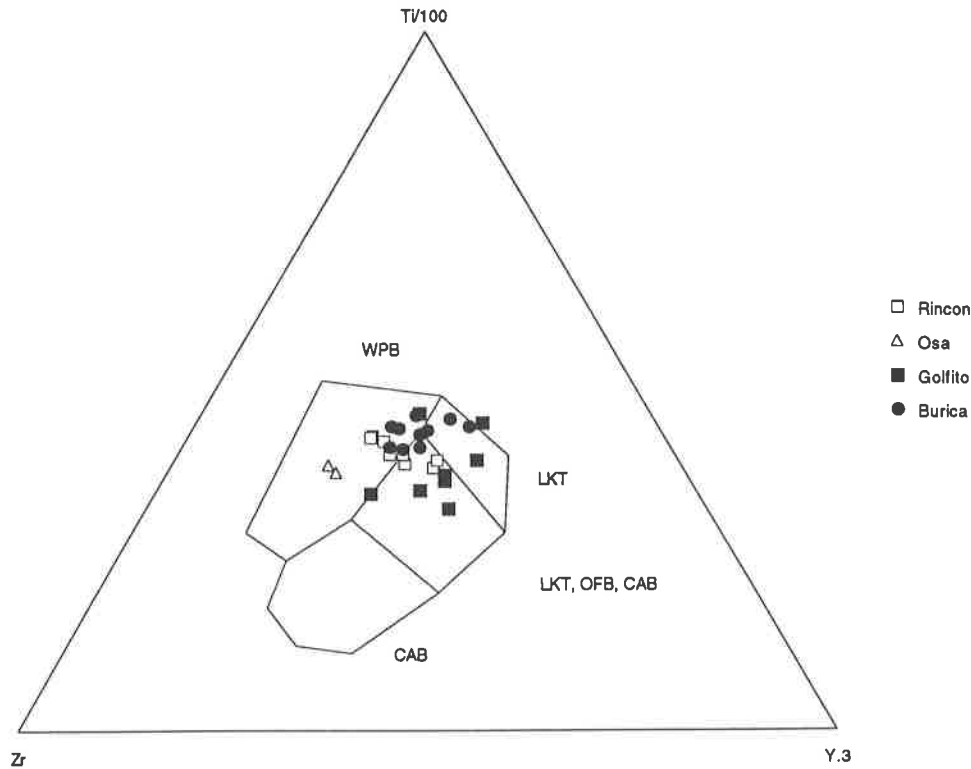
### Les basaltes et dolérites des unités de Golfito, Rincón et Burica

Un échantillon du Bloc de Rincón correspond à un basalte-andésite à hornblende, qui se différencie fortement des basaltes du reste de l'unité par sa teneur en SiO<sub>2</sub> plus élevée, en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> plus basse, et des teneurs en alcalins et REE plus élevées (échantillon 91096, Annexe 1). Cet échantillon, qui représente probablement une intrusion plus évoluée tardive a été écarté de l'analyse.



**Figure 76.** Classification des roches ignées analysées dans un diagramme discriminant ternaire Ti/Zr/Sr (Pearce & Cann, 1973). OFB=basaltes de croûte océanique; LKT=tholéiites pauvre en potassium; CAB=basaltes calco-alcalins. Les basaltes d'Osa représentent des basaltes océaniques. Les basaltes de Rincón se différencient des basaltes de Burica, les premiers s'exprimant dans le champ des OFB, les seconds dans le champ des LKT.

**Figure 76.** Classification of the studied igneous rocks in a triangular discriminative Ti/Zr/Sr diagram (Pearce & Cann, 1973). OFB=ocean floor basalts; LKT=low-potassium tholeiites; CAB=calc-alkali basalts. Osa basalts are OFB. A discrimination appears between Rincón basalts and Burica basalts, which are placed in the OFB and LKT, respectively.



**Figure 77.** Classification des roches ignées analysées dans un diagramme discriminant ternaire Ti/Zr/Y (Pearce & Cann, 1973). OFB=basaltes de croûte océanique; LKT=tholéiites pauvre en potassium; CAB=basaltes calco-alcalins; WPB=basaltes intraplaques. Les basaltes d'Osa représentent des WPB. Les basaltes des autres unités s'expriment à cheval sur plusieurs champs.

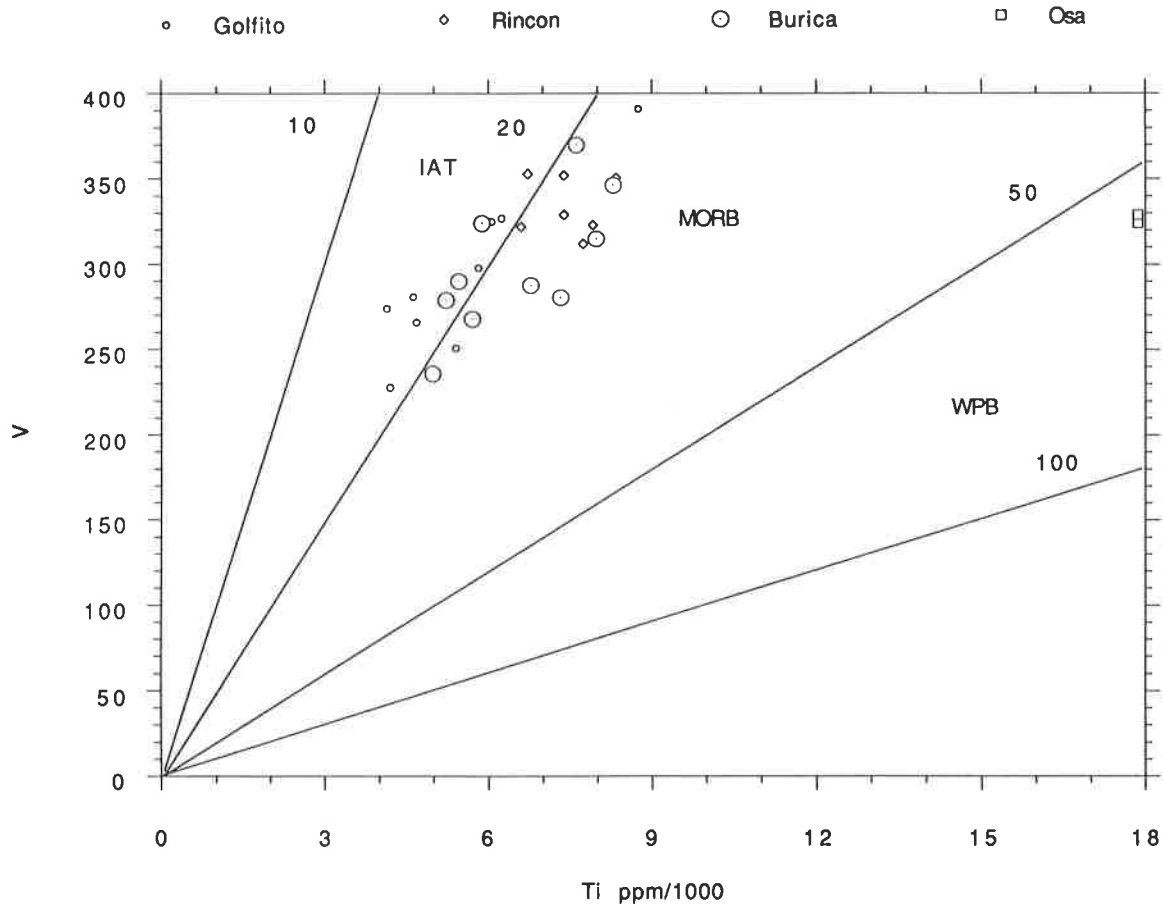
**Figure 77.** Classification of the studied igneous rocks in a triangular discriminative Ti/Zr/Y diagram (Pearce & Cann, 1973). OFB=ocean floor basalts; LKT=low-potassium tholeiites; CAB=calc-alkali basalts; WPB=within plate basalts. Osa basalts are WPB. Basalts from the other units are placed across several fields.

A première vue, les unités de Rincón et Burica présentent des résultats similaires, avec des valeurs assez groupées pour la plupart des éléments, alors que Golfito se différencie des unités précédentes par des teneurs en SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O nettement plus hautes et des teneurs en CaO nettement inférieures (Fig. 80, 81). Malheureusement, ces éléments sont connus comme très mobiles à l'altération (Bienvenu et al., 1990). Si l'on compare des éléments moins mobiles (Zr, MnO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), la différenciation entre Golfito et les autres unités disparaît (Fig. 82, 83). Certaines différences sont donc probablement le fruit d'une remobilisation des éléments sous l'effet de l'altération et les éléments considérés ne peuvent donc pas être utilisés pour comparer les différentes unités.

Parmi les éléments testés en fonction d'éléments connus comme peu mobiles (Bienvenu et al., 1990), nous avons pu constater que nombre d'entre eux présentent des nuages de points (indiquant une remobilisation probable), à l'exception des rapports Zr/TiO<sub>2</sub> qui montrent une relation linéaire (Fig. 84). Ces deux éléments sont d'ailleurs connus pour rester quasi immobiles durant l'altération (Floyd & Winchester, 1975) et peuvent être utilisés pour les trois unités comme base pour comparer les teneurs en autres éléments. La meilleure discrimination apparaît pour les éléments Sr, Cr, Ni et Co (Fig. 85, 86, 87, 88). On constate que, pour ces

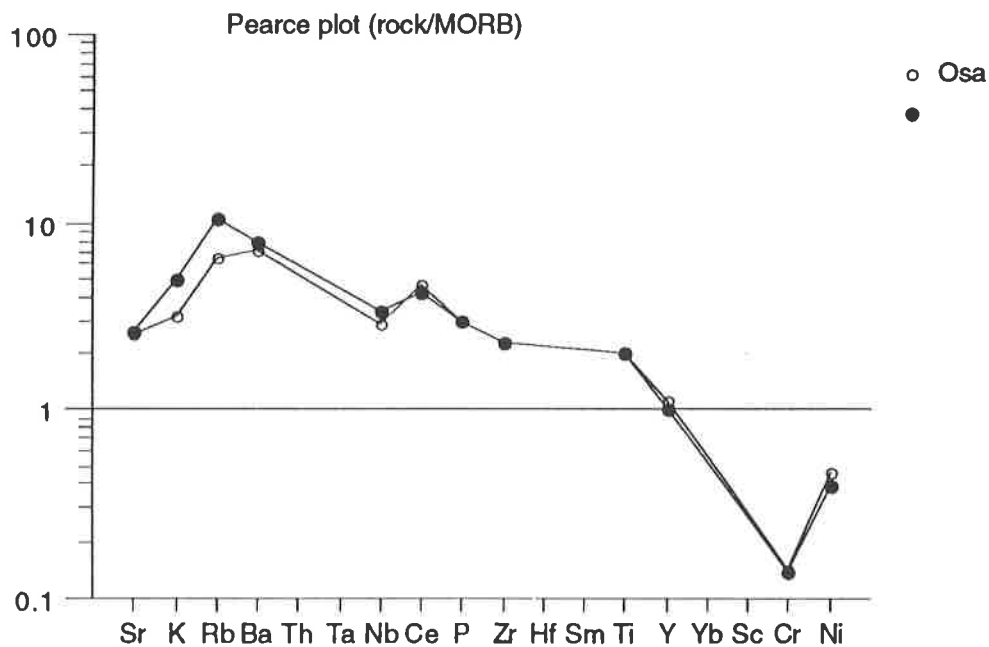
éléments, les différentes unités s'expriment dans des champs différents bien que partiellement chevauchants. En particulier, on remarque que les unités de Rincón et Burica, qui pour l'ensemble des éléments montrent généralement une signature similaire, se distinguent partiellement en particulier pour leurs teneurs en Cr, Ni et surtout Sr (Fig. 85, 86, 87).

Nous pouvons constater que, placées dans des diagrammes discriminants, les trois unités se placent dans le champ des suites tholéiites d'arc (Shervais 1982) (Fig. 78). Dans les diagrammes ternaires de Pearce and Cann (1973) (Fig. 76 et 77), les basaltes d'Osa sont clairement placés dans le champ des WPB-OFB, alors que les autres unités se placent à cheval sur les champs LKT-OFB(WPB), avec une tendance plus marquée des basaltes de Burica pour les séries tholéiitiques d'arc et des basaltes de Rincón pour les séries de basaltes océaniques.



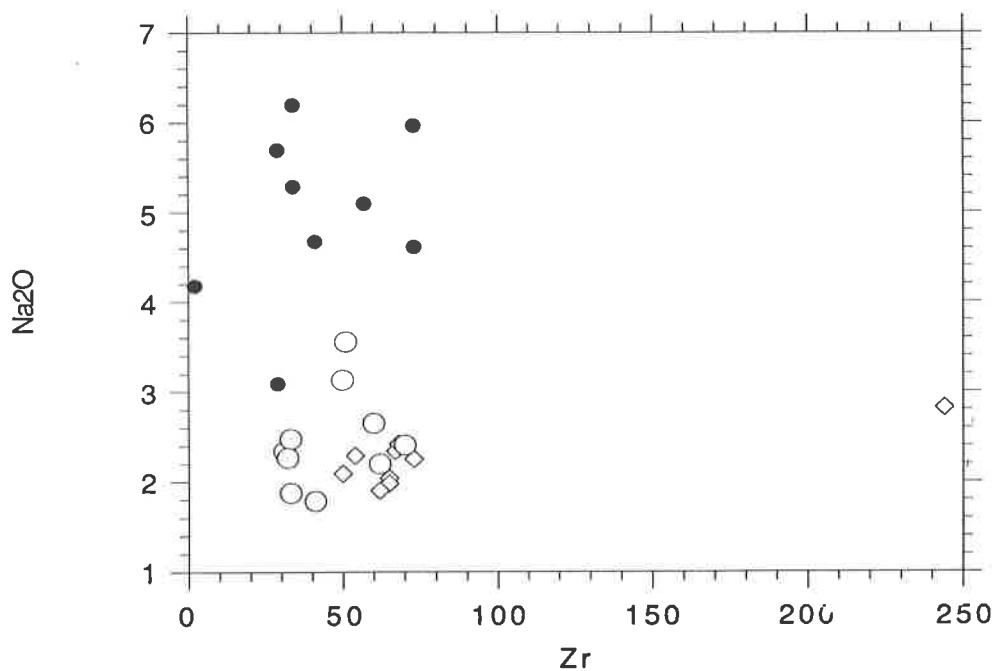
**Figure 78.** Distribution des rapports Ti/V des roches analysées dans un diagramme discriminant (Shervais, 1982). Les droites représentent des valeurs limites du rapport V/Ti (10, 20, 50, 100) pour les différents environnements. IAT=tholéiites d'arc; MORB=basaltes de ride médioocéanique; WPB=basaltes intraplaques. Ces champs sont indicatifs. Les basaltes d'Osa se distinguent nettement par des valeurs en Ti élevées.

**Figure 78.** *Ti/V distribution for the studied rocks, placed in Shervais (1982) Ti-V plots. Straight lines represent specific V/Ti values fixing the limits between different environments. IAT=island arc tholeiites; MORB=middle oceanic ridge basalts; WPB=within plate basalts. These fields are indicative. Note that Osa basalts present high Ti values.*



**Figure 79.** "Spider" diagramme normalisé des basaltes d'Osa. La morphologie du diagramme confirme le caractère intraplaque des basaltes d'Osa.

*Figure 79. Normalized spider diagram for Osa basalts. The morphology of the diagram confirm the within plate affinity of these basalts.*



**Figure 80.** Rapports Zr/Na<sub>2</sub>O pour les unités de Golfito (ronds noirs), Rincón (losanges) et Burica (ronds blancs). Voir texte pour explications.

*Figure 80. Zr/Na<sub>2</sub>O ratio for the Golfito (solid circles), Rincón (diamond shape) and Burica (open circles) units. See text for explanations.*

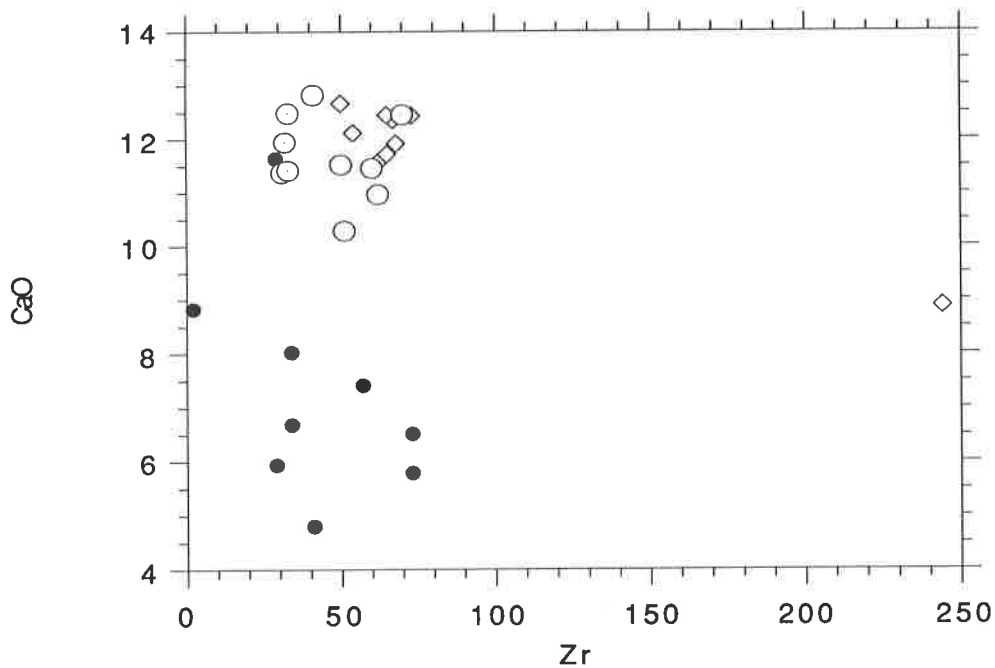


Figure 81. Rapports Zr/CaO pour les unités de Golfito (ronds noirs), Rincón (losanges) et Burica (ronds blancs). Voir texte pour explications.

Figure 81. Zr/CaO ratio for the Golfito (solid circles), Rincón (diamond shape) and Burica (open circles) units. See text for explanations.

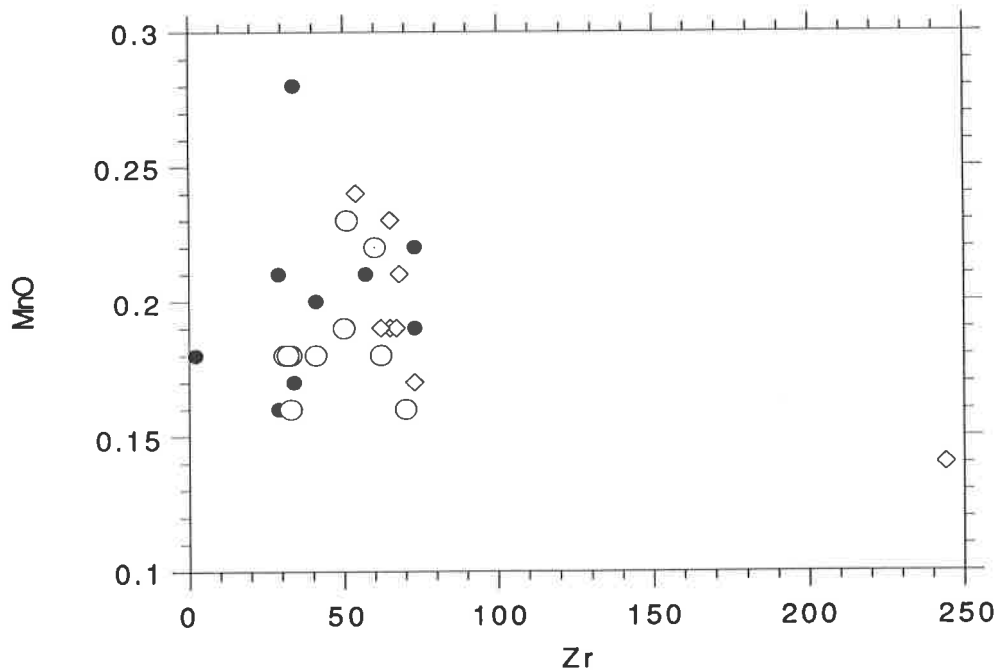
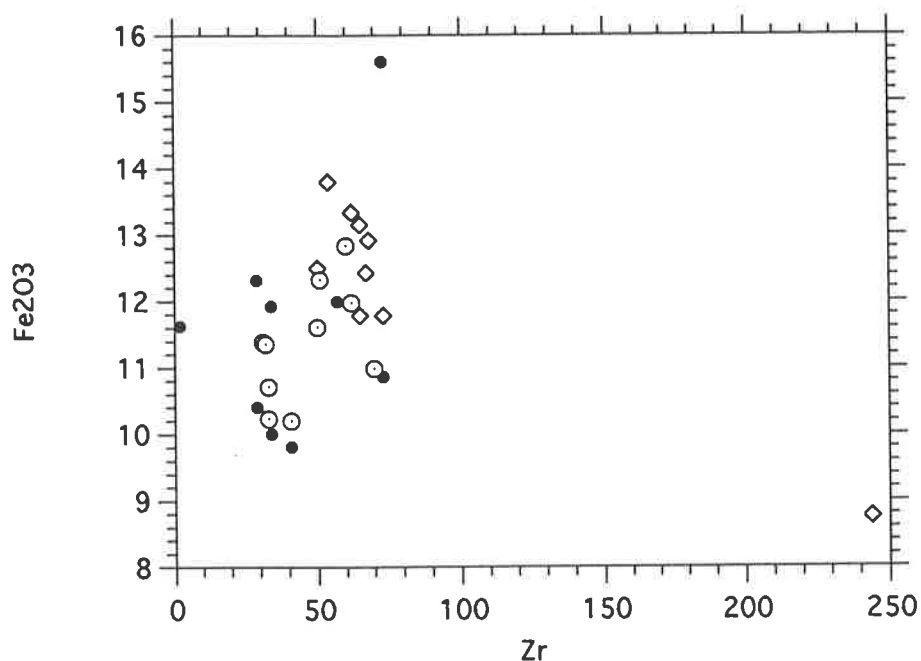


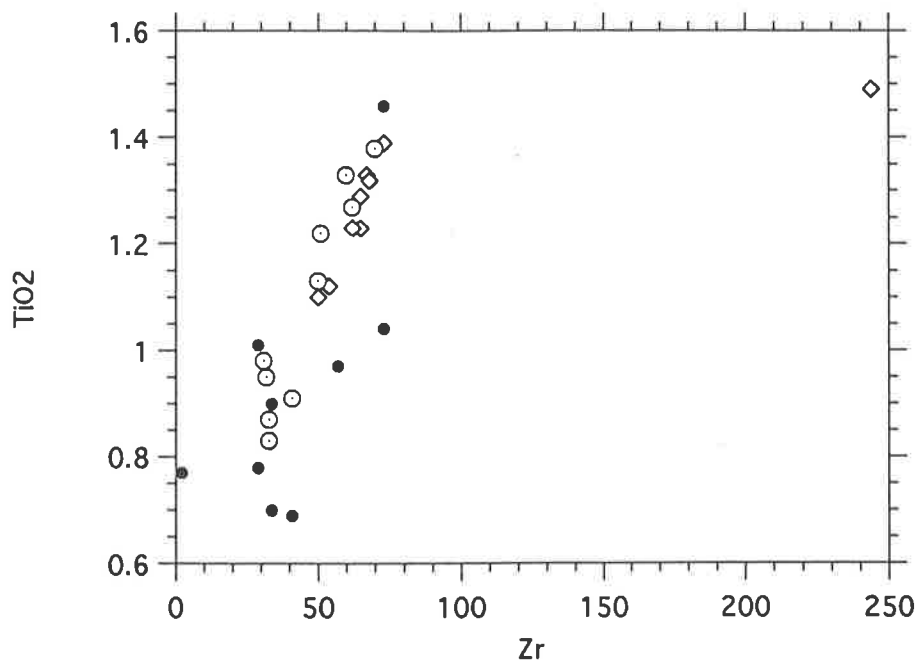
Figure 82. Rapports Zr/MnO pour les unités de Golfito (ronds noirs), Rincón (losanges) et Burica (ronds blancs). Voir texte pour explications.

Figure 82. Zr/MnO ratio for the Golfito (solid circles), Rincón (diamond shape) and Burica (open circles) units. See text for explanations.



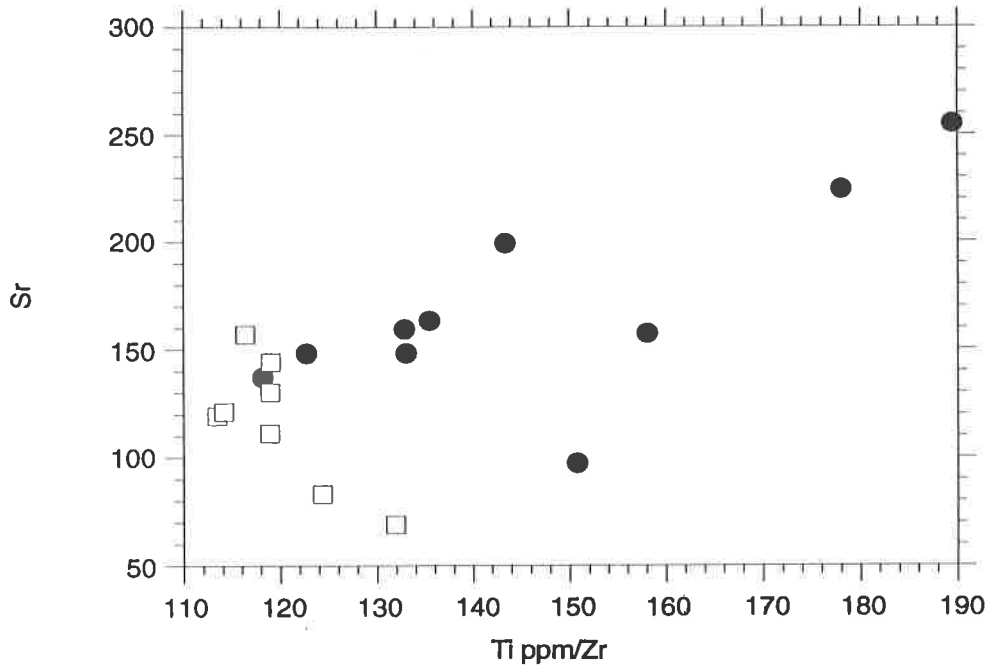
**Figure 83.** Rapports Zr/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> pour les unités de Golfito (ronds noirs), Rincón (losanges) et Burica (ronds blancs). Voir texte pour explications.

**Figure 83.** Zr/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratio for the Golfito (solid circles), Rincón (diamond shape) and Burica (open circles) units. See text for explanations.



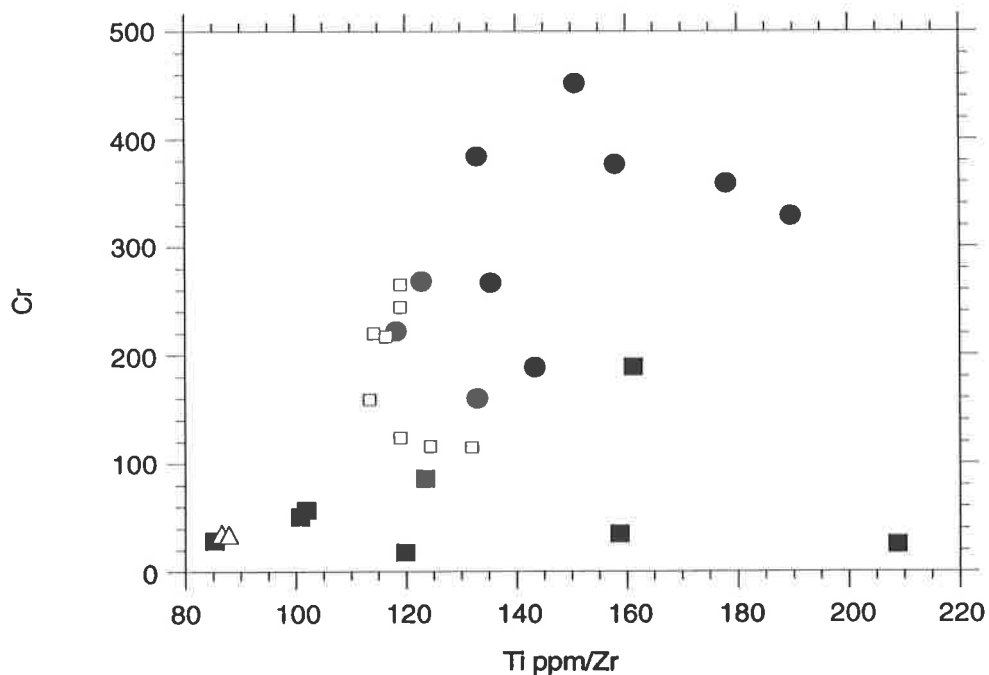
**Figure 84.** Rapports Zr/TiO<sub>2</sub> pour les unités de Golfito (ronds noirs), Rincón (losanges) et Burica (ronds blancs). Voir texte pour explications.

**Figure 84.** Zr/TiO<sub>2</sub> ratio for the Golfito (solid circles), Rincón (diamond shape) and Burica (open circles) units. See text for explanations.



**Figure 85.** Rapports Ti-Zr/Sr pour les unités de Rincón (carrés) et Burica (ronds). Ces deux unités qui présentent des compositions analogues se distinguent par leurs valeurs de rapport Ti/Zr (axe horizontal).

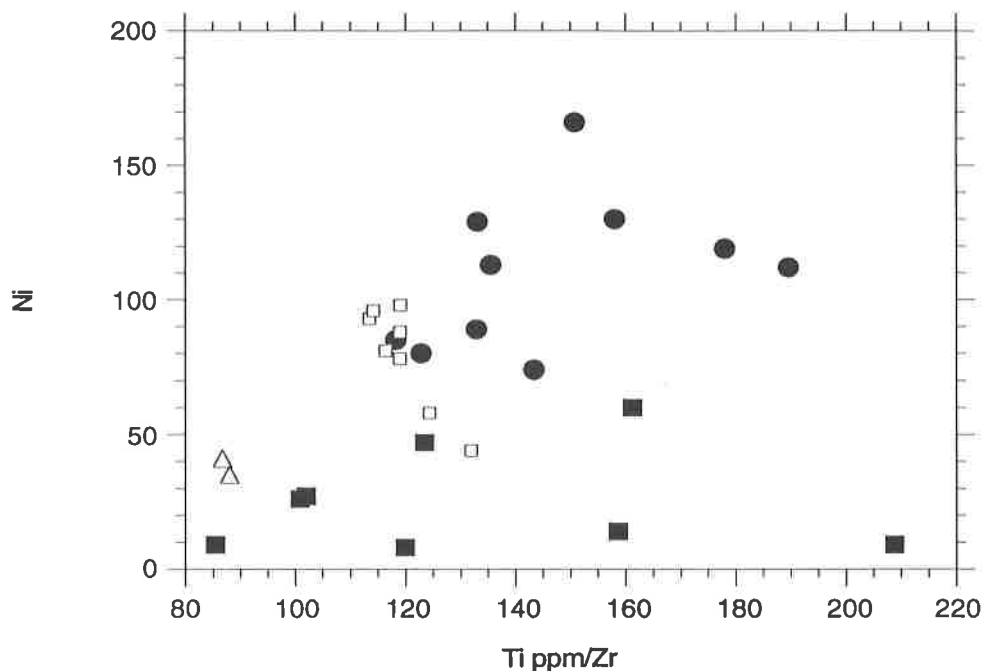
*Figure 85. Ti-Zr/Sr ratio for the Rincón (squares) and Burica (circles) units. These two units which generally show similar compositions are distinct in their Ti/Zr ratio values (horizontal axis).*



**Figure 86.** Rapports Ti-Zr/Cr pour les unités de Golfito (carrés noirs), Rincón (carrés blancs), Burica (ronds noirs) et Osa (triangles). Voir texte pour explications.

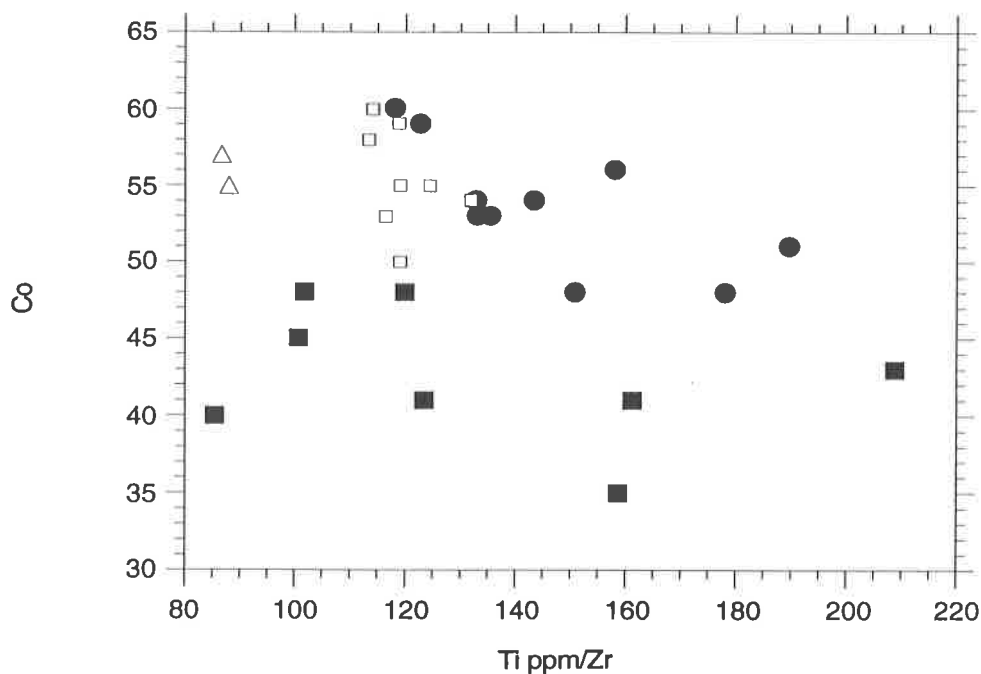
*Figure 86. Ti-Zr/Cr ratio for the Golfito (solid squares), Rincón (open squares), Burica (solid circles) and Osa (triangles) units. See text for explanations.*





**Figure 87.** Rapports Ti-Zr/Ni pour les unités de Golfito (carrés noirs), Rincón (carrés blancs), Burica (ronds noir) et Osa (triangles). Voir texte pour explications.

*Figure 87. Ti-Zr/Ni ratio for the Golfito (solid squares), Rincón (open squares), Burica (solid circles) and Osa (triangles) units. See text for explanations.*



**Figure 88.** Rapports Ti-Zr/Co pour les unités de Golfito (carrés noirs), Rincón (carrés blancs), Burica (ronds noir) et Osa (triangles). Voir texte pour explications.

*Figure 88. Ti-Zr/Co ratio for the Golfito (solid squares), Rincón (open squares), Burica (solid circles) and Osa (triangles) units. See text for explanations.*

### VIII. 3. CONCLUSIONS

Nous pouvons conclure de ces résultats préliminaires que les unités définies sur la bases de critères géologiques sont caractérisées par des signatures géochimiques distinctes. La distinction est très marquée entre les blocs de basaltes de l'Unité de San Pedrillo (Complexe d'Osa-Caño) et les basaltes et trachi-andésites basaltiques des soubassements des autres terrains accrétés. Les basaltes d'Osa proviennent de *seamounts* océaniques. Tous les magmas dont sont issus les basaltes des soubassements de terrains accrétés (Golfito, Burica et Rincón) ont une affinité plus ou moins marquée avec les séries tholéitiques d'arc. Cette affinité concorde avec les résultats de Frisch et al. (1992). le Bloc de Rincón se différencie légèrement des deux autres avec une tendance vers les basaltes océaniques. Les résultats de Golfito sont à considérer avec précaution, car certains éléments montrent que l'altération a probablement joué un rôle important pour cette unité.

Ces résultats géochimiques montrent, comme l'ont fait les résultats paléomagnétiques, qu'une connaissance approfondie du cadre géologique est indispensable avant l'application d'autres méthodes. Toutefois, nous manquons significativement de données pour établir des conclusions plus poussées. Vu l'insuffisance de données, nous avons opté pour une démarche analytique relativement prudente pour éviter la "surinterprétation". Nous espérons que nos résultats préliminaires encourageront l'entreprise de travaux géochimiques ciblés, basés sur le cadre géologique et sur les données biostratigraphiques fournies par ce travail.

## IX. SYNTHÈSE ET ÉVOLUTION TECTONIQUE

### IX. 1. INTRODUCTION

Le présent chapitre vise à intégrer l'ensemble des données présentées dans les chapitres précédents pour produire un modèle d'évolution tectonique de la marge occidentale de la plaque Caraïbe. Une carte en cinq parties est présentée sur la Figure 89, montrant les positions des différentes unités étudiées, des unités limitrophes et des principaux éléments tectoniques au cours du temps, du Crétacé supérieur au Présent. La géométrie et position de la plupart des éléments qui constitue la région représentée sont pris de Scotese (1987) et Pindell & Barrett (1990). Les mouvements relatifs de l'Amérique du Sud par rapport à l'Amérique du Nord sont tirés de Ladd (1976). L'évolution du bloc de Chortis suit les résultats de Gose (1985). Les trajets (quantité de mouvement et direction) suivis par la plaque de Farallon ont été calculés sur la base des données de Engebretson et al. (1985) et déduites par symétrie des quantités de croûte océanique produites à la ride médio-pacifique (Choubert & Fazre-Muret, 1976).

### IX. 2. LE TERRAIN DE CHOROTEGA

Le Terrain de Chorotega forme la plus grande partie du soubassement de l'isthme d'Amérique Centrale. Il est généralement admis qu'il n'existe pas de rupture majeure entre le soubassement du Costa Rica et la plaque Caraïbe (Bowin, 1976; Moore, 1982; Dengo, 1983; Burke et al., 1984, Pindell et al., 1988; Pindell & Barrett 1990). Le soubassement du Costa Rica a constitué donc la bordure occidentale de la plaque Caraïbe dès la séparation au Crétacé supérieur de cette dernière et de la plaque de Farallon et a servi de support à l'installation de l'arc insulaire d'Amérique Centrale produit par la convergence entre ces deux plaques. L'évolution tectonique du Terrain de Chorotega va donc poser des contraintes sur l'évolution du reste de la plaque Caraïbe.

Les roches les plus anciennes du Terrain de Chorotega sont constituées de basaltes dans lesquels des sédiments associés ont pu être datés de l'Albien-Santonien (Azéma et al., 1979; Astorga, 1987; voir Chapitre II. 2). La mise en place de basaltes se poursuit encore jusqu'au Campanien. Ces associations volcano-sédimentaires du Crétacé moyen-Supérieur sont observées dans l'ensemble de la plaque Caraïbe (Saunders et al., 1973) et l'activité volcanique durant cette période (Fig. 89. a) est appelée le *sill event*, événement responsable de l'épaississement général de la plaque Caraïbe (Fox & Heezen, 1975; Burke et al., 1978), mais aussi de la formation des plateaux océaniques très étendus du même âge, connus dans l'ensemble du Pacifique.

Le soubassement basaltique est surmonté dans la région de Nicoya par des séries de brèches et conglomérats variés interstratifiés avec des séries pélagiques (voir Chapitre II. 2). Ces séquences qui documentent un important épisode d'érosion en bordure de la plaque Caraïbe est probablement lié à la formation de failles d'escarpements résultant de la séparation des plaques Caraïbe et Farallon. Localement, ce sont des conglomérats épicontinentaux suivis par des séquences très fines de calcaires de plateforme qui surmontent les basaltes (profil Cerro Barbudal-Cerro Cerco de Piedra, région Tempisque; Rivier, 1983), permettant de conclure que certains secteurs du Terrain de Chorotega étaient émergés ou peu profonds au Crétacé supérieur. La partie interne de la région du Tempisque (Fig. 3) formait donc un secteur peu profond à continental du Terrain de Chorotega, alors que les régions de Bahia Murcielago-Paquera dans la péninsule de Nicoya (Fig. 4) et de Puerto Carillo (Fig. 3) représentaient le

bassin. Dans ce bassin, les séries de brèches et conglomérats sont surmontées par des séries pélagiques calcaires. Ce sont ces mêmes calcaires que l'on retrouve dans la fenêtre du Rio Changuinola (NW Panama, Fig. 2). Le dépôt de calcaires pélagiques blancs, riches en foraminifères planctoniques, radiolaires et nannoplancton, est généralisée dans les Caraïbes au Crétacé supérieur (Saunders et al., 1973).

Dans la région de Changuinola (Panama), les calcaires contiennent des intercalations volcaniques et volcanodétritiques (tuffs, arénites, coulées) de composition andésitique (Fisher & Pessagno, 1965), qui montrent que dans ce secteur du Terrain de Chorotega l'arc insulaire était déjà actif dès le Campano-Maastrichtien (Fig. 89. b).

Dans la région de Nicoya comme dans la région du Tempisque, les faciès carbonatés (calcaires pélagiques et calcaires de plateforme) sont suivis par une épaisse séries de turbidites dérivées de l'arc, qui commencent vraisemblablement dans le Maastrichtien supérieur. Ces séries documentent le début de l'activité volcanique d'arc du secteur nord du Terrain de Chorotega.

Les calcaires du Campano-Maastrichtien du Terrain de Chorotega se sont déposés approximativement sous les mêmes latitudes que leurs latitudes actuelles (8° N, voir Chapitre VII. 3). Cela signifie que la somme de déplacements latitudinaux de la marge occidentale de la plaque Caraïbe depuis le Crétacé supérieur est à peu près nulle. Dans leurs schémas d'évolution tectonique, Pindell & Barrett (1990) font figurer au Campanien un large espace entre l'arc centraméricain et le bloc de Chortis. Dans leurs reconstitutions, la position équatoriale de l'arc centraméricain découle des résultats paléomagnétiques de Gose (1983). A la lueur de nos résultats, nous pouvons conclure que cet espace correspond justement l'emplacement de l'arc insulaire centraméricain (Terrain de Chorotega, Fig. 89. b) et ainsi, l'évolution tectonique ne nécessite plus la subduction entre le Campanien et la Paléocène d'une large portion de croûte océanique entre le Bloc de Chortis et le Terrain de Chorotega, dont on ne trouve les traces ni dans l'une, ni dans l'autre de ces deux unités. La mise en place de la plaque Caraïbe entre les continents nord- et sud-américains, par une dérive relative vers l'est (Pindell & Dewey, 1982; Pindell, 1989; Pindell & Barrett, 1990) s'est donc opérée sans déplacement latitudinal important de la marge occidentale de la plaque. Il faut néanmoins noter que des données paléomagnétiques sur des sédiments oligocènes de la Fila Costeña (sud du Costa Rica; Gose, 1983) suggère que le Terrain de Chorotega ait pu subir une descente vers le sud de quelques degrés entre le Campanien et l'Oligocène avant de remonter vers le nord pour retrouver au Présent une position, à peu près similaire à sa position au Campanien (Voir Chapitre VII. 7).

Les épaisses séries turbiditiques dérivées de l'arc qui surmontent les calcaires dans la partie nord du Terrain de Chorotega constituent les formations de *fore arc*. Ces séries sont tectonisées et surmontées en discordance, dès le Paléocène supérieur, par des séries transgressives de carbonates de plateforme (voir Chapitre II. 2). Les séries peu profondes constituent les séquences de recouvrement scellant l'accrétion du Terrain de Nicoya au Terrain de Chorotega.

### IX. 3. LE TERRAIN DE NICOYA

Le Terrain de Nicoya forme la partie occidentale de la péninsule de Nicoya et la péninsule de Santa Elena. Par le passé, ce terrain a été le cadre de nombreuses études (voir Chapitre II. 3), mais il a toujours été considéré comme groupé avec le Terrain de Chorotega. Le fait de l'interpréter maintenant comme un terrain exotique nécessiterait de reconsidérer un bon nombre de données connues et d'en chercher de nouvelles qui permettent de mieux

comprendre son évolution depuis sa formation jusqu'à son accréation avec le Terrain de Chorotega.

Le Terrain de Nicoya est constitué d'un soubassement complexe pré-Campanien et d'une couverture mésoautochtone du Sénonien supérieur-Tertiaire (voir Chapitre II. 3). Le soubassement du terrain est le très connu Complexe de Nicoya (Dengo, 1962a; Kuijpers, 1980; Bourgois et al. 1984; Azéma et al., 1985), formé de trois unités: l'Unité d'Esperanza (autochtone relatif), chevauchée par l'Unité de Matapalo (incluant des sédiments du Bajocien au Cénomanién), qui elle-même est chevauchée par l'Unité ultramafique de Santa Elena.

L'Unité de Matapalo présente des restes tectonisés d'associations de soubassement basaltiques et de couvertures radiolaritiques d'âge Jurassique moyen, Crétacé inférieur et Crétacé moyen (Baumgartner et al., 1984; Di Marco et al., in press). Le télescopage de ségments de séquences océaniques d'âges distincts, sans traces de subduction importante, implique que ces ségments étaient juxtaposés avant la déformation. Il s'agit donc vraisemblablement d'une portion de plancher océanique découpé par des failles transformantes majeures, ces dernières permettant de mettre côte-à-côte des portions de croûtes d'âges différents (Fig. 89. a). De plus, la présence de roches ultramafiques (Unité de Santa Elena) au sein du complexe pourrait s'expliquer par la présence, avant la mise en place des nappes, de matériel mantellique dans les zones superficielles de la lithosphère, phénomène connu dans les zones de failles transformantes. La mise en place des nappes, au sein du Complexe de Nicoya est le résultat d'une obduction datée du Santonien/Campanien inférieur, pour laquelle on a des évidences de déformation compressive à vergence sud (Strebin, 1982; Azéma et al., 1985; Meschede et al., 1988). L'obduction doit donc avoir été générées le long d'une zone transformante intra-océanique, située dans l'hémisphère sud (voir Chapitre VII. 7). Le complexe une fois édifié va être transporté passivement avec la plaque de Farallon (Fig. 89. b et c).

Il faut remarquer que si les séquences pélagiques de l'Unité de Matapalo se sont déposées sur du MORB, alors les écarts d'âges au sein de cette unité impliquent des rejets de failles transformantes très importants (>2000 km) (Fig. 89. a). Ces rejets pourraient être moins importants si une partie des séquences pélagiques se sont déposées sur des formations basaltiques produites le long de la faille transformante et recouvrant un plancher océanique plus ancien. La géochimie détaillée des basaltes de l'Unité de Matapalo en fonction de l'âge de leur couverture sédimentaire associée devrait permettre de préciser ce point important.

Le soubassement tectonisé pré-sénonien et sa couverture discordante forme le Complexe de Nicoya et la présence de ce complexe tectonisé doit être considérée comme le critère de définition du Complexe de Nicoya. Ce soubassement complexe n'ayant été jusqu'alors observé que dans le terrain exotique de Nicoya, l'utilisation du terme de Complexe de Nicoya doit être restreinte à la désignation du soubassement de ce terrain et ne doit plus être utilisé pour désigner les autres soubassements océaniques d'Amérique Centrale.

Ce complexe est recouvert en discordance par des sédiments du Campanien, représentés par des calcaires de plateforme ou des brèche basaltiques associées à des sédiments pélagiques. Ces enregistrements sédimentaires montrent qu'après la mise en place du système de nappes, une partie du soubassement du Terrain de Nicoya était émergée à peu profonde, permettant l'installation d'une plateforme carbonatée, à la périphérie de laquelle des brèches de pente et des sédiments pélagiques se déposaient. Toutes ces formations sont ensuite surmontées par des calcaires pélagiques rouge rose, en faciès condensé, du Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur, qui contrastent avec les épaisses séries de calcaires pélagiques blancs du Terrain de Chorotega.

L'étude paléomagnétique de ces calcaires condensés du Terrain de Nicoya a montré qu'ils s'étaient déposés dans l'hémisphère sud (8° S, voir Chapitre VII. 7). Cela implique que la mise en place du système de nappes du Complexe de Nicoya a eu lieu dans l'hémisphère sud et ne présente aucune connexion avec l'installation de la zone de subduction en bordure du Terrain de Chorotega (Fig. 89. b).

La stratigraphie du Terrain de Nicoya se poursuit par des séries détritiques intra-océaniques liées à un relief sous-marin résiduel généré par la structuration du soubassement.

Dès le Paléocène moyen-supérieur, la stratigraphie du Terrain de Nicoya est marquée par l'apparition d'une composante andésitique sous forme de conglomérats remplissant des chenaux (Winsemann, 1992). Cette observation implique que dès cette époque le terrain était en contact avec l'arc insulaire (Fig. 89. c). Mais la quantité totale de mouvement subi par le Terrain de Nicoya entre le Campanien (âge des données paléomagnétiques) et le Paléocène moyen-supérieur (âge de l'accrétion initiale), calculée sur la base des mouvements de la plaque de Farallon (Engebretson et al., 1985), ne suffit pas à lui faire atteindre sa latitude actuelle. L'accrétion du terrain de Nicoya avec le terrain de Chorotega doit donc s'être produite au sud de sa latitude actuelle. Deux schémas d'évolution peuvent être proposés à partir de cette hypothèses:

(1) De par le caractère oblique de la subduction, l'accrétion initiale du Terrain de Nicoya pourrait se poursuivre par une remontée vers le nord du terrain, par un système de *strike slip* le long de l'arc insulaire (Fig. 89. c et d).

(2) Les données paléomagnétiques semblent indiquer qu'entre le Campanien et l'Oligocène le Terrain de Chorotega pourrait avoir opéré une descente vers le sud, avant de remonter vers le nord pour atteindre sa position actuelle (voir Chapitre VII. 7). Dans ces conditions, l'accrétion du Terrain de Nicoya aurait eu lieu dans la même position relativement au Terrain de Chorotega que sa position actuelle. La quantité totale de déplacement vers le nord du terrain de Nicoya serait alors le résultat de l'addition de sa remontée vers le nord avec la plaque de Farallon jusqu'à son accrétion au Paléocène et de la remontée conjointe des terrains de Chorotega et Nicoya après l'Oligocène.

Une combinaison de ces deux hypothèses constituerait une solution tout à fait envisageable.

L'installation d'une plateforme carbonatée transgressive sur les sédiments détritiques d'arc tectonisés constitue les séquences de recouvrement scellant l'accrétion du terrain de Nicoya. Ces plateformes, qui débutent dans le Paléocène supérieur dans le Terrain de Chorotega, débutent ici dans l'Eocène moyen (Baumgartner et al., 1984).

#### IX. 4. LE TERRAIN DE GOLFITO

Le terrain de Golfito forme la région de Golfito et s'étend au sud en direction du Panama pour former une partie de la péninsule d'Azuero (Fig. 2). Ce travail présente une étude détaillée des affleurements de la région de Golfito, qui nous a permis de reconstituer la stratigraphie du terrain. Nous reprendrons ici les points importants apportant des contraintes sur le modèle d'évolution tectonique.

Le soubassement est de nature basaltique. Au vu de l'âge des premiers sédiments sus-jacents, ce soubassement est pré-campanien supérieur.

La première formation de la stratigraphie du terrain est la Formation Golfito (voir Chapitre III. 3). Elle est formée par des séries volcano-sédimentaires, présentant d'une part des coulées de basaltes et des coulées massives doléritiques et d'autre part des sédiments variés

intercalés dans les séries volcaniques. Les sédiments de la Formation Golfito vont du Campanien supérieur au Maastrichtien moyen. Ceci implique que le terrain était soumis à une intense activité volcanique effusive pendant cette période, produisant des basaltes qui vont recouvrir un plancher océanique plus ancien. L'épaississement de la plaque Caraïbe (*sill event*) ainsi que la formation de quelques plateaux océaniques du Pacifique sont également le fruit d'une intense activité volcanique durant le Crétacé moyen-supérieur (Edgar et al., 1971; Saunders et al., 1973; Bence et al., 1975; Fox & Heezen, 1975; Burke et al., 1978; Ladd & Watkins, 1980; Stoffa et al., 1981; Bowland and Rosencrantz, 1988). Nous relierons donc la genèse du Terrain de Golfito à cet épisode volcanique pacifico-caraïbe (Fig. 89. b).

Les calcaires pélagiques de la formation Golfito montrent un faciès analogue aux calcaires du Terrain de Chorotega, et donc aux calcaires des Caraïbes en général (voir Chapitre III. 3). Les données paléomagnétiques obtenues à partir de ces calcaires pélagiques ont montré que ces sédiments se sont formés sous des latitudes proches de l'équateur (voir Chapitre VII. 7). Finalement, certains niveaux détritiques à la base de la Formation Golfito contiennent beaucoup de clastes de quartz, ce qui implique qu'il devait exister à proximité une source de roches évoluées. Cette source doit se situer à l'équateur. Il est donc fort probable qu'elle corresponde à la partie méridionale du Terrain de Chorotega (Fig. 89. b) qui comme nous l'avons vu plus haut contient des traces de volcanisme andésitique dès le Campanien dans les séries du Rio Changuinola (Fisher & Pessagno, 1965). Le Terrain de Golfito a donc pris origine à proximité du Terrain de Chorotega et représentait donc un plateau marginal de la plaque Caraïbe. Les sédiments détritiques de la Formation Golfito ne présentant plus de traces de quartz plus haut dans la stratigraphie, on peut supposer que le terrain se soit écarté de l'arc insulaire dans un système en transtension (*pull apart*) au début de sa remontée vers le nord précédant son accréation.

La Formation Golfito est surmontée par des sédiments principalement volcanoclastiques qui constituent la Formation Quebrada Achiote. Dans le Paléocène inférieur moyen, une formation à blocs apparaît dans la stratigraphie du terrain qui témoigne d'une tectonique synsédimentaire (Membre à blocs Quebrada Bolsa; Chapitre III. 3). De manière synchrone apparaissent des tuffs et tuffites siliceux contenant des échardes de verre volcanique qui impliquent que le terrain se trouvait alors à proximité d'une source volcanique explosive. Ces enregistrements sédimentaires reflètent l'accréation initiale du terrain de Golfito avec l'arc insulaire. Cette accréation initiale s'est donc produite dans le Paléocène inférieur-moyen (Fig. 89. c). Des traces de déformation transpressive dans les calcaires de la Formation Golfito (voir Chapitre III. 2; Rio Sorpresa, bras sud) indiquent que cette accréation s'est effectuée dans un système de subduction oblique, ce qui coïncide avec les directions de mouvements des plaques à cette époque (Engebretson et al., 1985; Fig. 89. b et c).

Au sommet de la stratigraphie du Terrain de Golfito apparaissent des tuffs et tuffites siliceux (Membre Fila Gamba; Chapitre III. 3) qui recouvrent en discordance les sédiments sous-jacents. Ces séries dérivées de l'arc constituent les séquences de recouvrement de l'accréation du terrain. Ces séquences n'étant pas connues sur le Terrain de Chorotega à hauteur du Terrain de Golfito, nous pensons que, comme le Terrain de Nicoya, le Terrain de Golfito a continué de remonter vers le nord après son accréation initiale (Fig. 89. c). Les données paléomagnétiques indiquent qu'au cours de son accréation, le terrain a subi une rotation antihoraire d'environ 60°.

## IX 5. LE BLOC DE RINCÓN

Le Bloc de Rincón forme l'isthme de la péninsule d'Osa (Fig. 2). Il est composé à 99% de basaltes océaniques fortement tectonisés, qui contrastent avec le Terrain de Golfito. De fines intercalations sédimentaires incluses dans les basaltes ont montré que ponctuellement ce soubassement avait un âge Campanien (radiolarites) et qu'en d'autres endroits son âge était Paléocène supérieur à Eocène moyen-supérieur (calcaires et radiolarites). Une telle masse de basaltes couvrant un gamme d'âges aussi importante ne peut pas correspondre à un fragment de MORB. De plus, les données géochimiques donnent une affinité d'arc primitif pour les échantillons provenant de cette unité (voir Chapitre VIII. 2; voir aussi Frisch et al., 1992).

La nature et le mode de mise en place du Bloc de Rincón restent encore très mal compris. Nous interprétons cette unité comme un fragment de l'arc insulaire de Chorotega, détaché tectoniquement de l'arc et incorporé au puzzle de terrains accrétés. Ce mécanisme pourrait être une sorte de poinçonnement, lié à l'arrivée dans un système en transpression du Terrain de Golfito (Fig. 89 d).

## IX. 6. LE TERRAIN DE BURICA

Le Terrain de Burica forme la péninsule de Burica à l'extrême sud du Costa Rica (Fig. 2). Les idées générales sur sa nature restent les mêmes que celles proposées par Obando (1986). Le Terrain de Burica représentait pendant le Paléocène un *seamount* océanique. Des travaux en cathodoluminescence ont permis de montrer qu'en effet le soubassement du terrain était soumis au Paléocène supérieur à des conditions peu profondes à subaériques (Baumgartner-Mora & Baumgartner, in press). Un certain nombre de données nouvelles ont cependant pu être apportées.

Le soubassement du Terrain de Burica est composé de basaltes océaniques. Sur la côte nord-ouest de la péninsule, il est surmonté par des séries sédimentaires où alternent des calcaires siliceux pélagiques et des résédiments de carbonates de plateforme. Ces sédiments recouvrent une surface altérée de basaltes et infiltrent des fractures au sein de ces basaltes. Les résédiments calcaires comme les calcaires pélagiques ont pu être datés du Paléocène supérieur. En revanche, le soubassement basaltique inclut des niveaux fins de radiolarites qui ont pu être datées du Campanien (voir Chapitre V. 2). Alors que la couverture sédimentaire est modérément plissée, le soubassement est plus intensément déformé et présente parfois des laves en coussins en position renversée. La géochimie des basaltes indique une affinité tholéitique d'arc insulaire primitif (voir Chapitre VIII. 2, voir aussi Frisch et al., 1992). Les données paléomagnétiques indiquent que le terrain était positionné au Paléocène supérieur légèrement au sud de sa position actuelle (Fig. 89. b).

Ces différents éléments nous amènent à penser que le terrain s'est édifié à partir d'un arc insulaire primitif avorté, ayant subi une déformation pré-Paléocène supérieur structurant son soubassement et le portant à de faibles profondeurs. Ces nouvelles conditions ont permis l'installation d'une plateforme isolée sur ce haut-fond. Les formations qui forment les affleurements du terrain dans la péninsule de Burica représentent les faciès de pente en bordure de ce haut-fond. Les datations biostratigraphiques ont permis de montrer que l'édification de la plateforme commence dans le Paléocène supérieur et se poursuit au moins jusqu'à l'Eocène supérieur (voir Chapitre V. 2). L'absence totale de sédiments détritiques d'arc ou continentaux confirme que le terrain était isolé de l'arc insulaire de Chorotega.



La plateforme n'est pas connue à l'affleurement. Les faciès résédimentés deviennent de plus en plus proximaux vers l'est et l'on a trouvé dans le Rio Palo Blanco des blocs de rivière représentant des blocs de plateforme (voir Chapitre V. 2). Trois hypothèses sont possibles quant à l'absence de cette plateforme à l'affleurement:

(1) La plateforme a été totalement érodée.

(2) La plateforme a été détachée tectoniquement lors de la subduction et transportée latéralement. Ainsi, le Terrain de Burica représente seulement la bordure du *seamount*.

(3) La plateforme est masquée sous la couverture Néogène ou sous les plaines alluviales de l'arrière pays, à l'est des derniers affleurements du soubassement paléogène.

La troisième solution nous semble la plus vraisemblable et pourrait être confirmée par la sismique.

Le soubassement paléogène est surmonté en discordance par les séries néogènes (Obando, 1986; Corrigan et al., 1990; Coates et al., 1992). Cette couverture plio-pleistocène représente les séquences de recouvrement de l'accrétion du Terrain de Burica avec le Terrain de Chorotega. L'accrétion du Terrain a donc dû avoir lieu entre l'Eocène supérieur et le Pliocène (Fig. 89. c). Les données paléomagnétiques montrent que le Terrain de Burica a subi au cours de son accrétion une rotation antihoraire d'environ 90° (voir Chapitre VII. 7).

## IX. 7. LE COMPLEXE D'ACCRÉTION D'OSA-CAÑO

Le Complexe d'accrétion d'Osa-Caño forme la moitié sud-ouest de la péninsule d'Osa (Fig. 2) et l'île de Caño. C'est sur cette île qu'il a été défini (Baumgartner et al., 1989) et le présent travail présente une redéfinition du complexe en tant que Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño basée sur l'étude détaillée de la péninsule d'Osa.

Le complexe représente un mélange d'accrétion, formé à 90% de sédiments de fosse (matrice) fortement déformés, qui renferment, en proportion variable, des blocs d'origine océanique (basaltes, radiolarites et calcaires). La formation du mélange est liée à la subduction le long de la fosse d'Amérique Centrale (voir Chapitre VI). Sur la base de la nature de la matrice et des types de blocs exotiques, nous avons défini trois unités différentes au sein du complexe d'accrétion.

L'Unité de San Pedrillo représente l'unité la plus interne du complexe d'accrétion (Fig. 26). Elle est directement en contact à l'est avec le Bloc de Rincón. La matrice est constituée de greywackes, arénites et pélites volcanoclastiques, de radiolarites et de résédiments de calcaires de plateforme dérivés de la partie interne du prisme d'accrétion. Le faciès radiolaritique est interstratifié dans le faciès silicoclastique et correspond à des sédiments déposés au alentours de la fosse, dans des régions privées momentanément d'apports détritiques. Un faciès de calcaires argileux est aussi observé, interstratifié dans la matrice détritique (Faciès Rio Tigre, voir Chapitre VI. 2), qui correspond à un équivalent génétique carbonaté du faciès siliceux. Les résédiments de plateforme devaient dériver de plateformes locales installées sur des hauts structuraux du prisme d'accrétion. Ces plateformes n'ont pas été retrouvées à l'affleurement à proximité de l'Unité de San Pedrillo. Nous pensons que les résédiments pourraient dériver de plateformes situées plus au sud, dans la partie méridionale du Terrain de Golfito (péninsule d'Azuero). Cela signifierait que l'Unité de San Pedrillo s'est en partie formée plus au sud, puis qu'elle a été transportée lors de son accrétion pour atteindre sa position actuelle (voir Chapitre VI. 2).

L'Unité de San Pedrillo renferme des blocs exotiques représentés par des basaltes et des sédiments associés (voir Chapitre VI. 2). La géochimie des basaltes a montré qu'ils représentent

des fragments de *seamounts* intra-océaniques (voir Chapitre VIII. 2). Les blocs exotiques de l'unité ont donc été arrachés à la plaque océanique subduite lors de la subduction d'un *seamount* et incorporés tectoniquement au prisme d'accrétion.

Les matrices de l'unité ont pu être datées de l'Eocène moyen sur la base de l'âge des radiolarites interstratifiées dans les séries volcanoclastiques. Un spécimen de foraminifère planctonique repris dans des séries turbiditiques indique le même âge (voir Chapitre VI. 2). En revanche, les sédiments pélagiques associés aux blocs exotiques basaltiques ont donné des âges Paléocène supérieur-Eocène inférieur. Cet âge représente l'âge de la portion de croûte océanique qui a partiellement échappé à la subduction.

L'Unité de San Pedrillo présente également des filons de dacites dans la région de Las Caletas (Fig. 31). Ces intrusions acides sont interprétées comme tardives et liées à l'activité de l'arc insulaire (voir Chapitre VI. 2).

L'Unité de San Pedrillo a été soumise à une déformation intense. Les différentes lithologies de la matrice ont été démembrées, les lithologies les plus compétentes constituant des blocs dans les lithologies les plus ductiles. A l'exception des olistolithes de plateforme, la genèse du mélange est donc principalement tectonique.

L'unité de Cabo Matapalo forme la plus grande partie de la deuxième moitié du Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño (Fig. 26). Elle est constituée de sédiments détritiques de fosse renfermant localement de grandes quantités de blocs de calcaires pélagiques, ainsi que plus rarement des blocs de basaltes. Contrairement à l'Unité de San Pedrillo, la matrice de l'Unité de Cabo Matapalo ne présente ni radiolarites, ni résédiments de plateforme.

La matrice n'a pas pu être datée. En revanche, les blocs calcaires présentent des âges allant du Paléocène supérieur au Miocène moyen (voir Chapitre VI. 3). Ces blocs ont vraisemblablement constitué à l'origine une section continue sur croûte océanique. Les données paléomagnétiques sur les blocs éocènes ont montré qu'ils s'étaient déposés à proximité de l'équateur (voir Chapitre VI. 3), ce qui coïncide avec le déplacement de la plaque de Farallon durant l'intervalle qui sépare la formation des calcaires de leur accrétion (probablement au Miocène/Pliocène étant donné l'âge des séquences de recouvrement, voir plus loin). La quasi-absence de blocs de croûte océanique suggère que lors de la subduction un découplage s'opérait entre le socle et sa couverture, cette dernière étant en grande partie incorporée au prisme d'accrétion alors que la croûte océanique était emportée en profondeur. La genèse du mélange est donc liée à la subduction le long de la fosse d'Amérique Centrale et est d'origine essentiellement tectonique.

L'Unité de Salsipuedes forme le promontoire de Salsipuedes, dans la partie moyenne de la côte sud occidentale de la péninsule (Fig. 26). C'est l'unité la plus externe du complexe d'accrétion. Elle est constituée de greywackes et pélites silicoclastiques et de calcaires (hemi)pélagiques formant des alternances à grande échelle. Ces deux types de sédiments se seraient déposés sur la partie externe de la fosse (*outer slope*), dans une région rythmiquement privée d'apports détritiques provenant de l'arc ou de la partie interne du prisme d'accrétion. L'état de recristallisation des calcaires n'a pas permis de les dater précisément. L'Unité de Salsipuedes ne contient pas de blocs exotiques.

L'unité a subi une déformation intense, provoquant la recristallisation des faciès calcaires. Les calcaires forment actuellement des blocs hectométriques dans les formations détritiques. Nous pensons donc que l'ensemble de l'unité a constitué un remplissage de fosse mélangeant les faciès détritiques et hémipélagiques, transformé en mélange à mégablocs calcaires par l'accrétion liée à la subduction le long de la fosse d'Amérique Centrale.

La genèse du Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño peut être vue comme un processus à peu près continu lié à l'accrétion dans la zone de subduction d'Amérique Centrale.

L'édification du complexe commence dans l'Eocène moyen par le dépôt des matrices de fosses de l'Unité de San Pedrillo (éventuellement au sud de sa position actuelle). L'arrivée d'un *seamount* d'âge paléocène va déformer cette matrice et des fragments du *seamount* vont y être incorporés. L'unité structurée va venir s'accoler aux terrains exotiques déjà accrétés (Terrain de Golfito, Burica, ou Bloc de Rincón) et subira, sous l'effet de la subduction oblique, une remontée relative vers le nord.

Pendant ce temps, les matrices de l'Unité de Cabo Matapalo se déposent dans la fosse plus au sud-ouest. La plaque océanique (plaque de Farallon) est subduite sous l'édifice déjà accrété. La plaque océanique et sa couverture sont en partie emportés en profondeur et en partie la couverture est arrachée à son substrat et incorporée aux matrices de fosse de l'Unité de Cabo Matapalo. Le mélange ainsi formé, éventuellement au cours de l'Eocène-Oligocène, mais plus vraisemblablement pendant le Miocène, vient s'accoler à l'unité de San Pedrillo.

Alors que l'Unité de Cabo Matapalo est en cours de structuration, l'Unité de Salsipuedes se dépose dans la fosse. Elle est à son tour déformée par l'accrétion et transformée en mélange à mégabloc.

Le Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño est recouvert en discordance par le Néogène, formé de séries épicontinentales et en faciès de pente (voir Chapitre VI), qui constituent les séquences de recouvrement entre le Terrain de Burica, le Bloc de Rincón et le complexe d'accrétion.

Sous l'effet de l'entrée en subduction de la ride asismique de Cocos, l'ensemble de la côte Pacifique sud du Costa Rica subi depuis environs 1 Ma un soulèvement important (Corrigan et al., 1990; Gardner et al., 1992). C'est ce soulèvement qui a permis de porter à l'affleurement le complexe d'accrétion dans la péninsule d'Osa (Fig. 89. d).

### IX. 8. NATURES DES TERRAINS ACCRÉTÉS

La nature des terrains accrétés est donc de deux types. Une première phase d'accrétion est caractérisée par la mise en place de **blocs crustaux**. Une deuxième phase permet, à partir de l'Eocène moyen, l'édification d'un **complexe sédimentaire** tectonisé, formant le prisme d'accrétion (*sensu stricto*) ou complexe de subduction (Howell et al., 1985). La prédominance de l'un ou l'autre de ces deux types d'accrétion doit être gouvernée par une série de facteurs, en partie interdépendants:

(1) **La direction de la subduction.** Dans le cas du Costa Rica, la première phase de mise en place de terrains est caractérisée par une subduction oblique. Une zone de faille transformante est souvent évoquée pour permettre l'installation d'une nouvelle zone de subduction (Stern & Bloomer, 1992). De même, la genèse de terrains de hautes-P/T est interprétée comme liée d'une part à l'accrétion de blocs crustaux (Silver et al., 1985) et d'autre part à l'obliquité de la subduction (Karig, 1980). Ces deux phénomènes sont donc vraisemblablement liés entre eux. Nous pouvons en déduire qu'une subduction oblique va donc favoriser l'accrétion de bloc crustaux par saut de la zone de subduction aux dépens de la formation du complexe d'accrétion sédimentaire.

(2) **La vitesse de subduction et l'activité de l'arc insulaire.** De par l'obliquité de la subduction et le relatif déplacement vers l'est de la plaque Caraïbe, la première phase d'accrétion au Costa Rica est caractérisée par une vitesse de subduction faible et donc une activité de l'arc probablement réduite. En revanche, le changement de direction du

déplacement de la plaque de Farallon dès le Paléocène (Engebretson et al., 1985) ainsi que la collision entre la marge orientale de la plaque Caraïbe et le plateau des Bahamas à l'Eocène moyen (Pindell & Barrett, 1990) ont dû générer une accélération de la subduction sous la marge occidentale de la plaque et une activité accrue de l'arc. L'arc étant plus important, l'apport détritique dans la fosse doit être plus important, ce qui favorise l'édification d'un complexe d'accrétion sédimentaire.

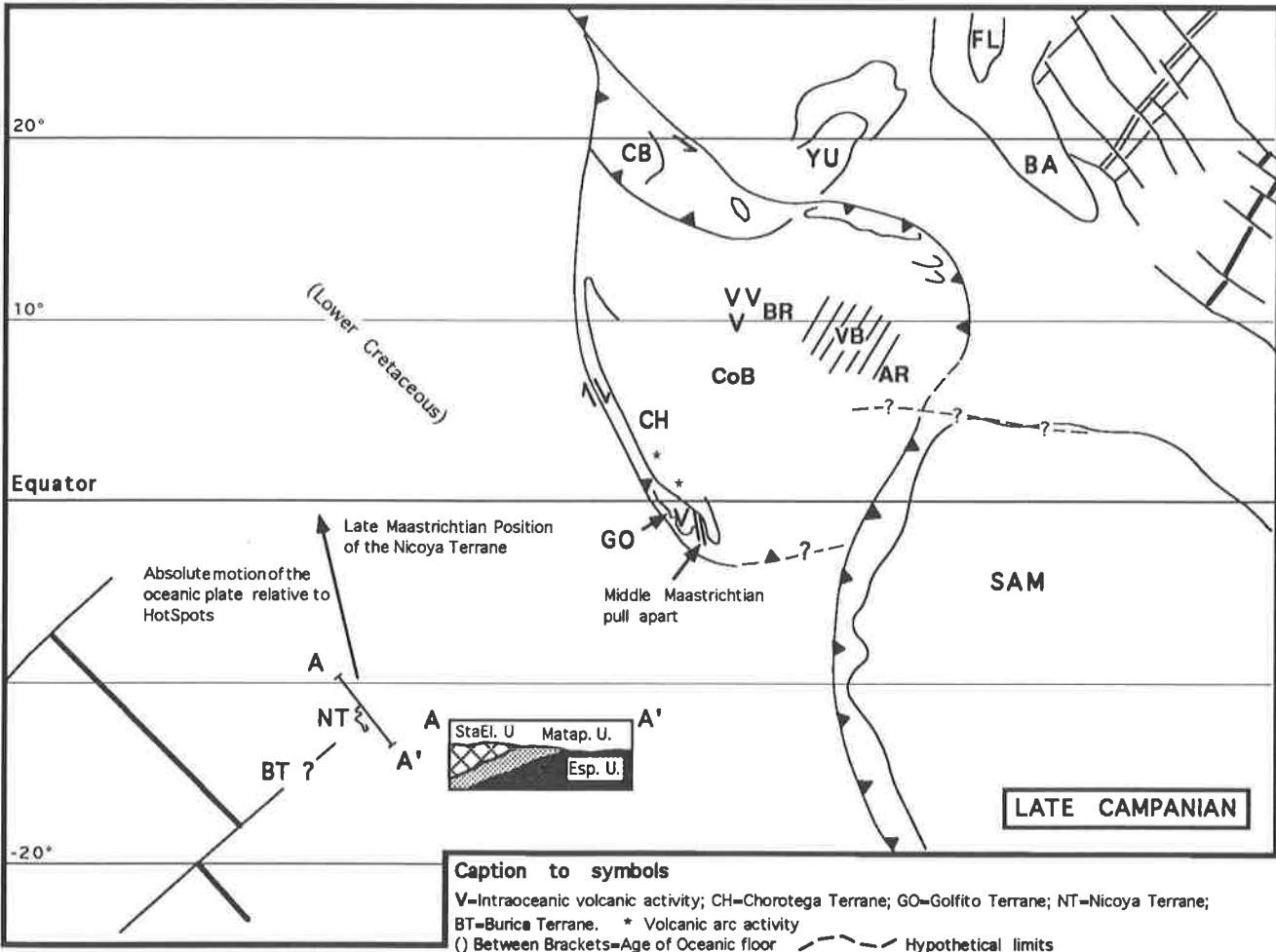
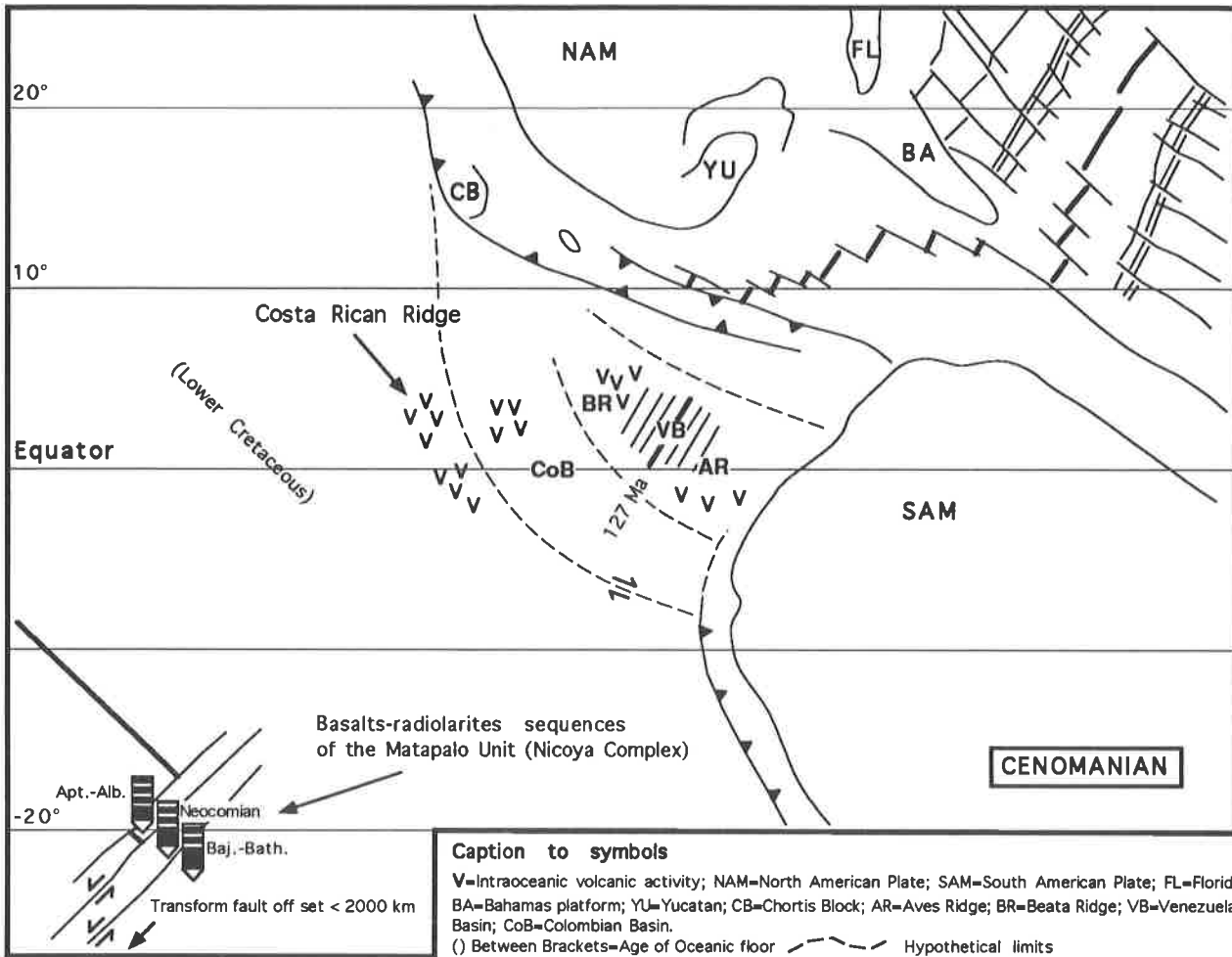
(3) **La présence de terrains exotiques "accrétibles"**. Une croûte océanique normale est généralement subduite sans générer de collision. Les croûtes océaniques anormalement épaisses, les plateaux océaniques et les arcs peuvent être subduits ou entrer en collision avec l'arc. L'apparition de l'un ou l'autre des phénomènes dépend en grande partie de la flotabilité de ces fragments de croûte océanique (Cloos, 1993). On peut raisonnablement envisager que si une marge active est soumise à l'arrivée fréquente de terrains accrétibles, comme cela semble être le cas pour la première phase d'accrétion du Costa Rica, aucun prisme d'accrétion sédimentaire ne pourra être édifié dans la zone de subduction pendant l'intervalle séparant deux accrétions. On peut également envisager que si un prisme naissant est édifié, il sera probablement détruit lors de l'accrétion du terrain suivant. Pendant la deuxième phase d'accrétion, la plaque océanique subduite ne comprend plus de fragments suffisamment épais pour entrer en collision avec l'arc, permettant ainsi la formation du prisme sédimentaire. Des *seamounts* entrent dans la zone de subduction pendant la deuxième phase d'accrétion (notamment lors de la formation de l'Unité de San Pedrillo), responsables en grande partie de la déformation du prisme et de la genèse du mélange (Okamura, 1991), mais ils sont de trop petites tailles pour échapper entièrement à la subduction.

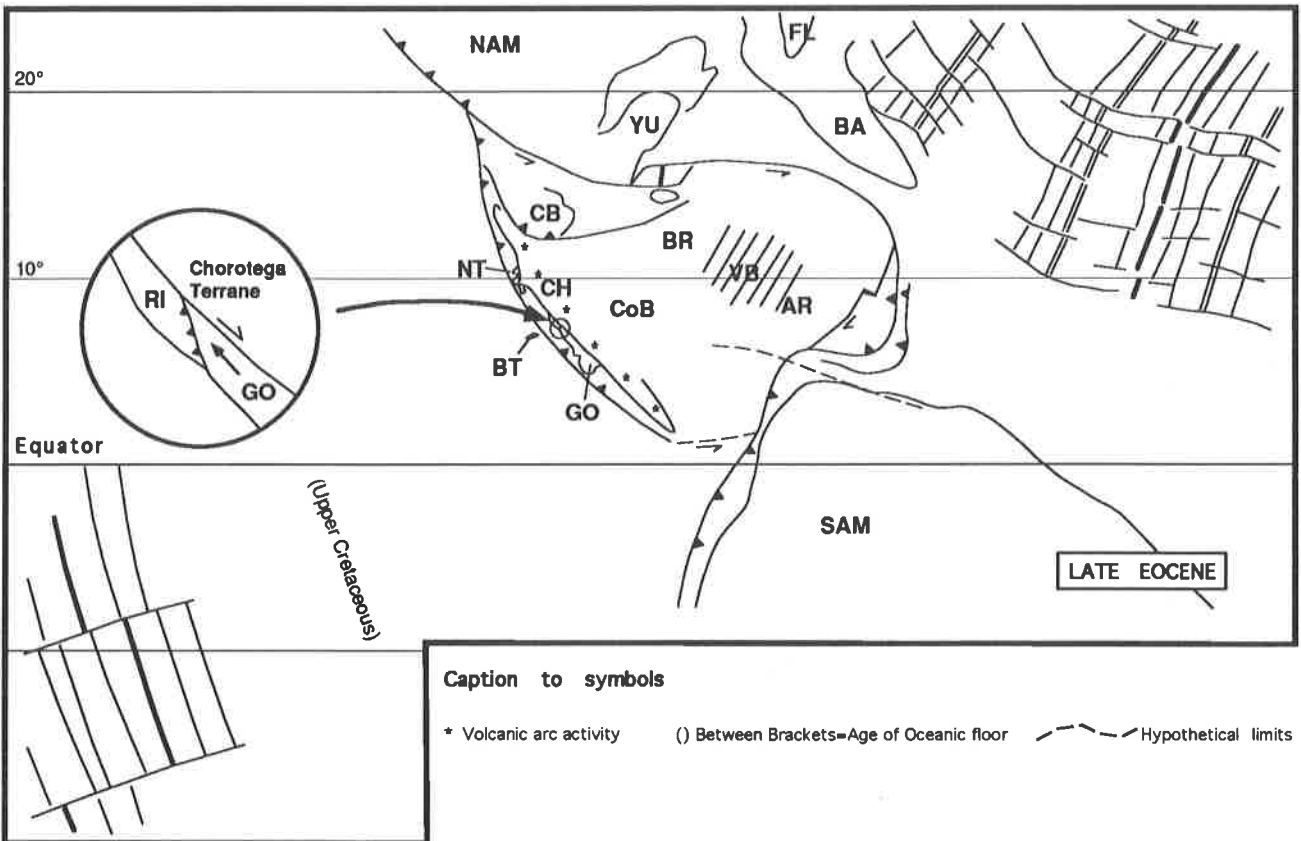
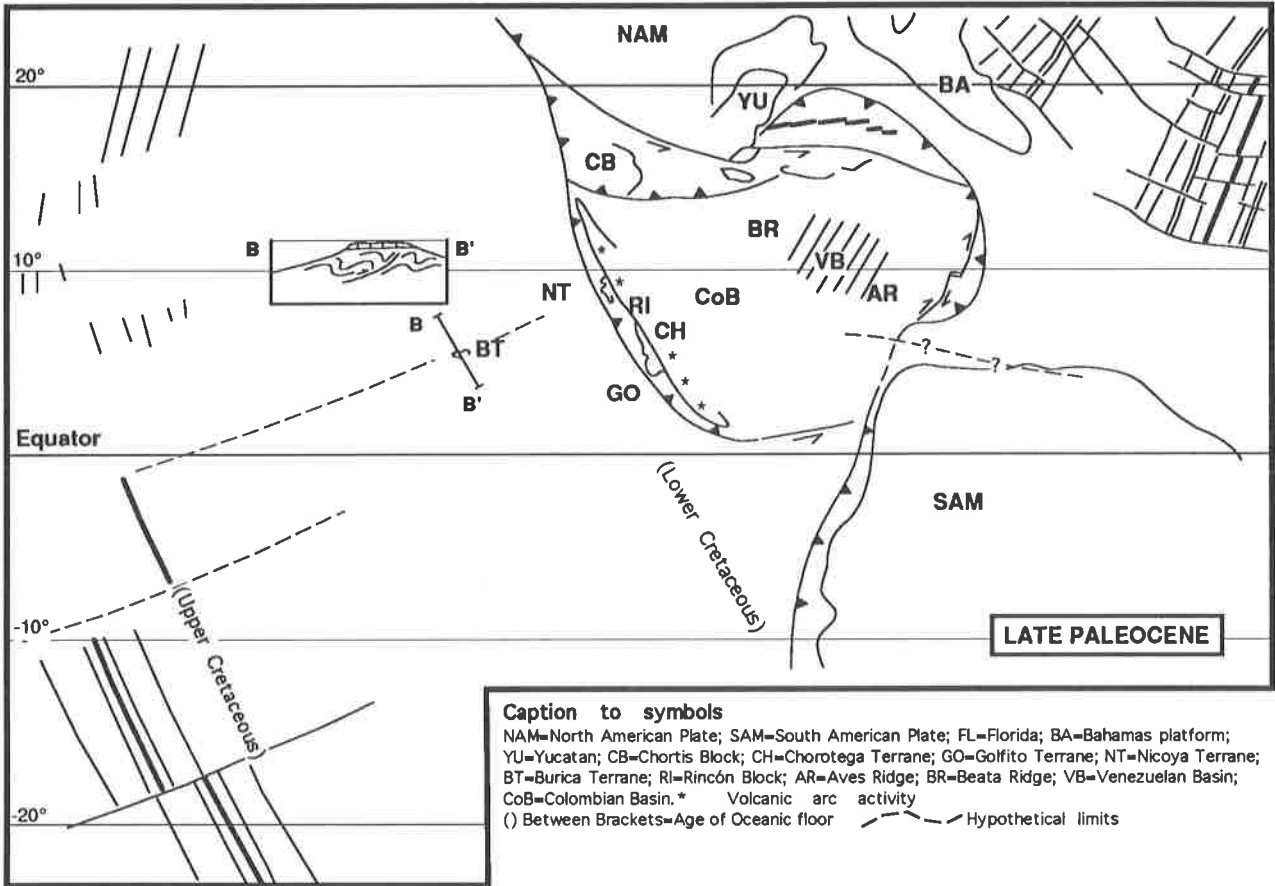
(4) Des paramètres tels que **angle de descente** de la plaque subduite et **morphologie du *backstop*** ont une influence importante sur les mécanismes dans la zone de subduction (Silver et al., 1985). Des données sismiques indiquent que la morphologie de ce *backstop* varie le long de la zone de subduction (Adamek & Tajima, 1987). Au niveau de la péninsule d'Osa, le *backstop* est le Bloc de Rincón qui forme un ensemble homogène avec les terrains de Golfito et Chorotega. Alors que le Terrain de Burica forme un bloc de *fore arc* relativement isolé. Malheureusement, nous manquons de données pour aborder l'influence de ces paramètres.

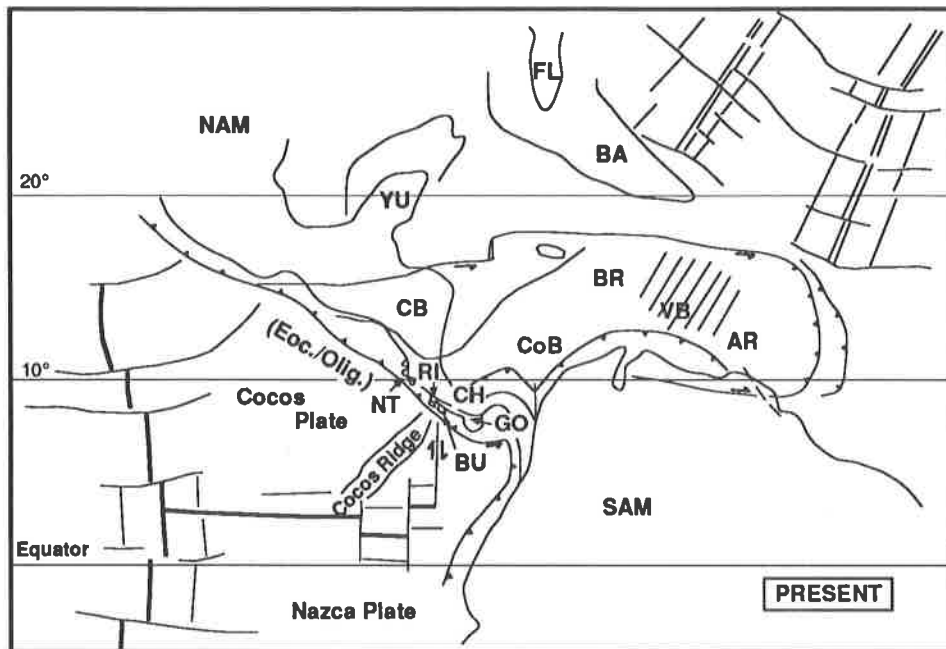
---

**Figure 89.** Evolution tectonique de la marge occidentale de la plaque Caraïbe et du domaine Pacifique oriental en général, depuis le Crétacé Supérieur. Voir texte pour les explications.

**Figure 89.** Tectonic evolution of the western margin of the Caribbean plate and of the eastern Pacific realm in general, since the Late Cretaceous. See text for more explanations.







**Caption to symbols**

NAM=North American Plate; SAM=South American Plate; FL=Florida; BA=Bahamas platform;  
 YU=Yucatan; CB=Chortis Block; CH=Chorotega Terrane; GO=Golfito Terrane; NT=Nicoya Terrane;  
 BT=Burica Terrane; RI=Rincón Block; AR=Aves Ridge; BR=Beata Ridge; VB=Venezuelan Basin;  
 CoB=Colombian Basin.  
 ( ) Between Brackets=Age of Oceanic floor

## X. CONCLUSIONS

Grâce à la cartographie détaillée de certaines régions mal connues, à l'étude biostratigraphique et au paléomagnétisme, ce travail tend à modifier notablement la vision que l'on avait jusqu'à lors de la côte Pacifique du Costa Rica. Cette marge active considérée comme homogène antérieurement a pu être divisée en six unités distinctes. Le **Terrain de Chorotega** forme la majeure partie de l'isthme d'Amérique Centrale et représente la marge occidentale de la plaque Caraïbe. Les données paléomagnétiques indiquent une origine proche de sa latitude actuelle et pas de rotation relativement à l'Amérique du Sud depuis le Crétacé supérieur. Les cinq autres unités représentent des terrains allochtones relativement à la plaque Caraïbe qui, en s'accrétant au Terrain de Chorotega, sont venus édifier la marge pacifique du Costa Rica. Il s'agit du Terrain de Nicoya, du Terrain de Golfito, du Bloc de Rincón, du Terrain de Burica et du Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño. Le **Terrain de Nicoya** est un terrain composite (Howell et al., 1985); son socle est composé d'un complexe de nappes (le Complexe de Nicoya) résultant d'un orogène pré-sénonien, surmonté par des sédiments océaniques. Son accrétion initiale au Paléocène moyen-supérieur est suivie par une remontée vers le nord relativement au Terrain de Chorotega, par des mouvements de *strike slip* le long de la marge active. Les données paléomagnétiques montrent que le terrain se trouvait sous de basses latitudes dans l'hémisphère sud au Crétacé supérieur. Son accrétion au Terrain de Chorotega n'a pas engendré de rotation majeure par rapport à ce dernier. Le Complexe de Nicoya étant allochtone par rapport à l'isthme centraméricain, ce terme ne doit plus être appliqué aux soubassements basaltiques d'Amérique Centrale ne faisant pas partie du Terrain de Nicoya. Le **Terrain de Golfito** est un terrain stratigraphique (Howell et al., 1985) représentant un fragment de plateau océanique d'âge crétacé supérieur. Les données paléomagnétiques placent l'origine du terrain à l'équateur et montrent qu'il a effectué une rotation antihoraire d'environ 60° relativement au Terrain de Chorotega lors de son accrétion avec ce dernier au Paléocène inférieur-moyen. Le Terrain de Golfito montrant des affinités avec la plaque Caraïbe et recevant au Campanien un détritisme d'une source évoluée, est interprété comme un plateau marginal de la plaque Caraïbe, situé à proximité de l'arc insulaire de Chorotega, transporté avec la plaque océanique pour être accrété plus au nord. Comme pour le Terrain de Nicoya, l'accrétion initiale du Terrain de Golfito se poursuit par un déplacement en *strike slip* le long de la marge active. Le **Bloc de Rincón** représente un fragment d'arc insulaire primitif composé principalement de basaltes océaniques renfermant des sédiments du Crétacé supérieur et Tertiaire. Sa nature est encore mal comprise; mais il s'agit vraisemblablement d'un morceau de l'arc insulaire de Chorotega, incorporé tectoniquement au complexe de terrains exotiques lors de l'accrétion de ces derniers. Le **Terrain de Burica** représente un terrain composite (Howell et al., 1985). Son soubassement d'âge crétacé supérieur est issu d'un arc insulaire primitif avorté, tectonisé au cours du Crétacé terminal/Paléocène pour former au Paléocène supérieur un *seamount* océanique sur lequel s'installe une plateforme carbonatée. Les données paléomagnétiques indiquent que le terrain était situé, au Paléocène, légèrement au sud de sa latitude actuelle et que son accrétion avec le Terrain de Chorotega lui a fait subir une rotation antihoraire d'environ 90° par rapport à ce dernier. Cette accrétion doit avoir eu lieu entre l'Eocène supérieur et le Pliocène. Le **Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño** est un terrain mélangé (Howell et al., 1985) ou mélange d'accrétion. Ce complexe, édifié à partir de l'Eocène moyen, est composé principalement de sédiments détritiques d'arc s'étant déposés dans la fosse d'Amérique Centrale, ultérieurement déformés et transformés en mélange par l'accrétion liée à la subduction le long de cette fosse. Ces sédiments détritiques forment la matrice du mélange et renferment des blocs d'origine océanique incorporés au prisme lors de leur subduction. Le



## Conclusions

---

complexe présente trois unités distinctes, définies sur la base de la nature des matrices: l'**Unité de San Pedrillo** qui renferme des fragments d'un seamount ayant partiellement échappé à la subduction, l'**Unité de Cabo Matapalo** qui renferme des blocs de la couverture de la plaque océanique subduite et l'**Unité de Salsipuedes** qui ne contient pas de blocs exotiques.

On peut également suspecter l'existence d'autres terrains exotiques le long de la marge Pacifique du Costa Rica, tels que les promontoires de Quepos ou Herradura; mais ce point n'a pas été abordé dans ce travail.

La nature des terrains accrétés est de deux types. Une première phase d'accrétion est caractérisée par la mise en place de **blocs crustaux**. Une deuxième phase permet, à partir de l'Eocène moyen, l'édification d'un **complexe d'accrétion sédimentaire** tectonisé. La prédominance de l'un ou l'autre de ces deux types d'accrétion est gouvernée par une série de facteurs, en partie interdépendants: (1) la direction de la subduction, (2) la vitesse de subduction et l'activité de l'arc insulaire et (3) la présence de terrains exotiques "accrétibles".

Pour conclure, nous dirons que la marge active du Costa Rica, à l'instar des marges actives mieux connues de la ceinture circum-Pacifique, est formée d'un puzzle de terrains exotiques de différentes natures et ayant pris origine en différents endroits du Pacifique. Son évolution tectonique est conforme aux modèles généralement admis. Cependant beaucoup de travail reste à faire pour préciser l'évolution géodynamique des différentes unités. L'étude paléomagnétique devrait être étendue à un plus grand nombre de stations plus vieilles, du même âge et plus jeunes que les sites déjà étudiés. Le complexe d'accrétion pourrait être étudié plus en détail et ses mécanismes de formation comparés à des modèles connus. L'histoire complexe du Terrain de Nicoya mérite également d'être reconsidérée au vu de la nature exotique du Complexe de Nicoya. Enfin, l'étude des péninsules de Sona et d'Azuero au Panama encore mal connues devrait permettre de mettre en évidence d'autres terrains et de préciser les relations qui existent entre les différentes régions de la marge active d'Amérique Centrale.

## BIBLIOGRAPHIE

- Adamek, S. and Tajima, F., 1987, Seismic rupture associated with subduction of the Cocos Ridge: *Tectonics*, v. 6, p. 757-774.
- Astorga, A., 1987, El Cretácico Superior y el Paleógeno de la vertiente Pacífica de Nicaragua meridional y Costa Rica septentrional: origen, evolución y dinámica de las cuencas profundas relacionadas con el margen convergente de Centroamérica: [Tesis de Licenciatura]: Universidad de Costa Rica, 250 p., (unpublished).
- Azéma, J., Sornay, J., and Tournon, J., 1979, Découverte d'Albien supérieur à ammonites dans le matériel volcano-sédimentaire du "Complexe de Nicoya" (Province de Guanacaste, Costa Rica): *Comptes rendus sommaires de la Société géologique de France*, v. 3, p. 71-76.
- Azéma, J., and Tournon, J., 1980, La Péninsule de Santa Elena, Costa Rica: un massif ultrabasique charrié en marge pacifique de l'Amérique centrale: *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v. 290, p. 9-12.
- Azéma, J., Glaçon, G., and Tournon, J., 1981, Nouvelles données sur le Paléocène à foraminifères planctoniques de la bordure pacifique du Costa Rica (Amérique Centrale): *Comptes rendus sommaires de la Société géologiques de France*, v. 3, p. 85-88.
- Azéma, J., Butterlin, J., Tournon, J., and de Wever, P., 1983, Presencia de material volcano-sedimentario de edad Eoceno medio en la Península de Osa (provincia de Puntarenas, Costa Rica): 10a Conferencia Geologica del Caribe, Cartagena, Colombia [Abstract].
- Azéma, J., Bourgois, J., Baumgartner, P. O., Tournon, J., Desmet, A. and Auboin, J., 1985, A tectonic cross-section of the Costa Rican pacific littoral as a key to the structure of the landward slope of the Middle America Trench off Guatemala, *in* von Huene, R., Auboin, J., and others, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume LXXXIV: Washington D.C. (U.S. Government Printing Office), p. 831-850.
- Barritt, S. and Berrangé, J. P., 1987, Interpretation of a gravity survey of the Osa peninsula and environs, southern Costa Rica: *Geological Survey Overseas Geology and Mineral Resources Publication* 65, 19 p.
- Baumgartner, P. O., 1984, El complejo ofiolítico de Nicoya (Costa Rica): Modelos estructurales analizados en función de las edades de los radiolarios (Calloviense a Santoniense), *in* Sprechmann, P.: *Manual de Geología de Costa Rica*, p. 115-123.
- Baumgartner, P. O., 1987, Tectónica y sedimentación del Cretácico superior en la zona pacífica de Costa Rica (América Central): *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra U.A.N.L. Linares*, v. 2, p. 251-260.
- Baumgartner, P. O., 1990, Mesozoic and Tertiary arcs, seamount and accretionary terranes of Costa Rica (Central America), *in* Abstract with Programs: Dallas, Texas, Geological Society of America, Annual Meeting, p. A338-A339.
- Baumgartner, P. O., Mora, C. R., Butterlin, J., Sigal, J., Glaçon, G., Azéma, J. and Bourgois, J., 1984, Sedimentación y paleogeografía del Cretácico y Cenozoico del litoral pacífico de Costa Rica: *Revista geologica de America Central*, v. 1, p. 57-136.
- Baumgartner, P. O., Obando, J. A., Mora, C., Channell, J. E. T. and Steck, A., 1989, Paleogene accretion and suspect terranes in southern Costa Rica (Osa, Burica, Central America), *in* Larue, D. K. and Draper, G.: *Transactions of the 12th Caribbean geological Conference*, St. Croix, U.S. Virgin Islands, p. 529.
- Baumgartner-Mora, C. and Baumgartner, P. O., *in press*, Cathodoluminescence of Upper Paleocene *Ranikothalia* limestones of southern Costa Rica - Resedimentation and diagenesis: *Thanes*, 25 p.
- Beckmann, J. P., 1957, Chiloguembelina Loeblich and Tappan and related Foraminifera from the Lower Tertiary of Trinidad, B. W. I.: *U. S. Natural Museum Bulletin*, v. 215, p. 83-95.
- Bence, A. E., Papike, J. J. and Ayuso, R. A., 1975, Petrology of submarine basalts from the central Caribbean: DSDP Leg 15: *Journal of geophysical Research*, v. 80, p. 4775-4804.

- Berger, W. H., 1974, Deep sea sedimentation, *in* Burk, C. A. and Drake, C. L., eds.: The geology of continental margins, New York, Springer, p. 213-241.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Flynn, J. J. and Van Couvering, J. A., 1985, Cenozoic geochronology: Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1407-1418.
- Berrangé, J. P. and Thorpe, R. S., 1988, The geology, geochemistry and emplacement of the Cretaceous-Tertiary ophiolitic Nicoya Complex of the Osa Peninsula, southern Costa Rica: Tectonophysics, v. 147, p. 193-220.
- Berrangé, J. P., Bradley, D. R., and Snelling, N. J., 1989, K/Ar age dating of the ophiolitic Nicoya Complex of the Osa Peninsula, southern Costa Rica: Tectonophysics, v. 147, p. 193-220.
- Beutner, E. C., 1975, Tectonite and mélange-A distinction: Comment: Geology, v. 3, p. 358-359.
- Bienvenu, P., Bougault, H., Joron, J. L., Treuil, M. and Dimitriev, L., 1990, MORB alteration: Rare-earth element/non-rare-earth hygromagmaphile elements fractionation: Chemical Geology, v. 82, p. 1-14.
- Bolli, H. M. and Saunders, J. B., 1985, Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera, *in* Bolli, H. M., Saunders, J. B. and Perch-Nielsen, K., eds., Cambridge Earth Science Series: Plankton Stratigraphy, Cambridge University Press, v. 1, p. 155-262.
- Bourgeois, J., Azéma, J., Tourmon, J., Bellon, H., Calle, B., Parra, E., Toussaint, J.-F., Glaçon, G., Feinberg, H., De Wever, P. and Origlia, I., 1982, Ages et structure des complexes basiques et ultrabasiques de la façade pacifique entre 3°N et 12°N (Colombie, Panama et Costa Rica): Bulletins de la Société géologique de France, v. 3, p. 545-554.
- Bourgeois, J., Azéma, J., Baumgartner, P. O., Tourmon, J., Desmet, A. and Auboin, J., 1984, The geologic history of the Caribbean-Cocos plate boundary with special reference to the Nicoya Ophiolite Complex (Costa Rica) and D.S.D.P. results (Leg 67 and 84 off Guatemala): A synthesis: Tectonophysics, v. 108, p. 1-32.
- Bowin, C., 1976, Caribbean gravity field and plate tectonics, Geological Society of America Special Paper 169, 79 p.
- Bowland, C. L., and Rosencrantz, E., 1988, Upper crustal structure of the western Colombian Basin, Caribbean Sea: Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 534-546.
- Burbach, G., Frohlich, C., Pennington, W. D., and Matumoto, T., 1984, Seismicity and tectonics of the subducted Cocos Plate: Journal of Geophysical Research, v. 89, B9, p. 7719-7735.
- Burke, K., Fox, P. J. and Sengör, M. C., 1978, Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean: Journal of Geophysical Research, v. 83, p. 3949-3954.
- Burke, K., Cooper, C., Dewey, J. F., Mann, P. and Pindell, J. L., 1984, Caribbean tectonics and relative plate motions, *in* Bonini, W. E., Hargrave, R. B. and Shagam, R., eds., The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics: Geological Society of America Memoir 162, p. 31-64.
- Calvo, C. and Boltz, A., 1991, La Formación Espfritu Santo (Costa Rica): sistemas de plataforma carbonatada autóctona del Paleoceno superior-Eoceno inferior: Revista geológica de América Central, v. 13, p. 91-95.
- Caron, M., 1985, Cretaceous planktic Foraminifera, *in* Bolli, H. M., Saunders, J. B. and Perch-Nielsen, K., eds., Cambridge Earth Science Series: Plankton Stratigraphy, Cambridge University Press, v. 1, p. 17-86.
- Case, J. E., Holcombe, T. L., and Martin, R. G., 1984, Map of the geologic provinces in the Caribbean region: Geological Society of America Memoir 162, p. 1-30.
- Channell, J. E. T., 1989, Paleomagnetism : deep sea sediments, *in* James, D. E., ed., The encyclopedia of solid earth geophysics: Encyclopedia of Earth Sciences Series, New York, Van Nostrand Reinhold Company, p. 889-890.
- Choubert, G. and Faure-Muret, A., co-ordinators, 1976, Geological World Atlas: Unesco & Commission for the Geological Map of the World, Map 21, scale 1/10 000 000.

- Cloos, M., 1982, Flow mélanges: Numerical modeling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California; Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 330-345.
- Cloos, M., 1993, Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arc, spreading ridges, and seamounts; Geological Society of America Bulletin, v. 105, p. 715-737.
- Coates, A. G., Jackson, J. B. C., Collins, L. S., Cronin, T. M., Dowsett, H. J., Bybell, L. M., Jung, P. and Obando, J. A., Closure of the isthmus of Panama: The near-shore marine record of Costa Rica and western Panama; Geological Society of America Bulletin, v. 104, p. 814-828.
- Corrigan, J., Mann, P. and Ingle, J. C.Jr., 1990, Forearc response to subduction of the Cocos Ridge, Panamá-Costa Rica; Geological Society of America Bulletin, v. 102, p. 628-652.
- Cowan, D. S., 1974, Deformation and Metamorphism of the Franciscan subduction zone complex northwest of Pacheco Pass, California; Geological Society of America Bulletin, v. 85, p. 1623-1634.
- Cowan, D. S. and Silling, R. M., 1978, A dynamic, scales model of accretion at trenches and its implications for the tectonic evolution of subduction complexes; Journal of Geophysical Research, v. 83, p. 5389-5396.
- De Boer, J., 1979, The outer arc of the Costa Rican Orogen (oceanic basement complexes of the Nicoya and Santa Elena Peninsulas); Tectonophysics, v. 56, p. 221-259.
- De Jong, K. A., 1974, Mélange (olistostrome) near Lago Titicaca, Peru; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 58, p. 729-741.
- Dengo, G., 1962a, Tectonic-igneous sequence in Costa Rica, in Engel, A. E. J., James, H. M. and Leonard, B. F., eds., Petrologic studies: A Volume in Honor of A. F. Buddington, Geological Society of America Memoir, p. 133-161.
- Dengo, G., 1962b, Estudio geológico de la región de Guanacaste, Costa Rica; Instituto Geográfico de Costa Rica, San José, Costa Rica, 112 p.
- Dengo, G., 1983, Geodynamics of Central America, in Ramón Cabré, S. J., ed., Geodynamics of the eastern Pacific region, Caribbean and Scotia Arcs, Geodynamics series, v. 9; American Geophysical Union, Washington, D. C., p. 33-39.
- Dengo, G., 1985, Mid America; Tectonic setting for the Pacific margin from southern Mexico to northwestern Colombia, in Nairn, A. E. M. and Stehli, F. G., eds., The ocean basins and margins, v. 3, The Gulf of Mexico and the Caribbean; Plenum Press, New York and London, p. 123-180.
- De Wever, P., Azéma, J., Tournon, J., and Desmet, A., 1985, Découverte de matériel océanique du Lias-Dogger inférieur dans la péninsule de Santa Elena (Costa Rica, Amérique Centrale); Paris, France, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, v. 300, p. 759-764.
- Edgar, N. T., Ewing, J. I. and Hennion, J., 1971, Seismic refraction and reflection in the Caribbean Sea; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 55, p. 833-870.
- Elming, S.-A., 1992, A paleomagnetic study of Tertiary-Cretaceous rocks in Nicaragua, Central America, in Programa y Resúmenes: 13th Caribbean geological Conference, Pinar del Rio, Cuba, p. 85.
- Engelbreton, D. C., Cox, A. and Gordon, R. G., 1985, Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin; Geological Society of America Special Paper, v. 206, p. 1-59.
- Escalante, G., 1990, The geology of southern Central America and western Colombia, in Dengo, G. and Case, J. E., eds., The Geology of North America, vol. H, The Caribbean Region; The Geological Society of America, p. 201-230.
- Fisher, R.A., 1953, Dispersion on a sphere; Proceedings of the Royal Society of London, Serie A, v. 217, p. 295-305.
- Fisher, S. P. and Pessagno, E. A.Jr, 1965, Upper Cretaceous strata of Northwestern Panamá; American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 49, p. 433-444.

- Floyd, P. A. and Winchester, J. A., 1975, Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 27, p. 211-218.
- Flügel, E., 1978, *Microfacies analysis of limestones*: Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 633 p.
- Fox, P. J. and Heezen, B. C., 1975, *Geology of the Caribbean crust*, in Nairn, A. E. M. and Stehli, F. G., eds., *the Ocean basins and margins (Volume 3)*: New York, Plenum Press, p. 421-466.
- Frisch, W., Meschede, M., and Sick, M., 1992, Origin of the Central American ophiolites: Evidence from paleomagnetic results: *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 1301-1314.
- Gardner, T. W., Verdonck, D., Penter, N. M., Slingerland, R., Furlong, K. P., Bullard, T. F. and Wells, S. G., 1992, Quaternary uplift astride the aseismic Cocos Ridge, Pacific coast, Costa Rica: *Geological Society of America*, v. 104, p. 219-232.
- Gose, W. A., 1983, Late Cretaceous-Early Tertiary tectonic history of Southern Central America: *Journal of Geophysical Research*, v. 88, p. 10.585-10.592.
- Gose, W. A., 1985, Paleomagnetic results from Honduras and their bearing on Caribbean tectonics: *Tectonics*, v. 4, p. 565-585.
- Graham, J. W., 1949, The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks: *Journal of Geophysical Research*, v. 54, p. 131-168.
- Hein, J. R., Kuijpers, E. P., Denyer, P. and Sliney, R. E., 1983, Petrology and geochemistry of Cretaceous and Paléogene cherts from western Costa Rica, in Iilima, A., Hein, J. R. and Siever, R., eds., *Siliceous deposits in the Pacific region: Developments in sedimentology 36*, Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company, p. 143-174.
- Henningsen, D., 1966, Notes on stratigraphy and paleontology of Upper Cretaceous and Tertiary sediments in southern Costa Rica, *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 50, p. 562-580.
- Henningsen, D. and Weyl, R., 1967, Ozeanische Kruste im Nicoya-Komplex von Costa Rica (Mittelamerika): *Geologische Rundschau*, v. 57, p. 33-47.
- Hey, R., 1977, Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 1404-1420.
- Hey, R., Johnson, G. L. and Lowrie, A., 1977, Recent plate motion in the Galapagos area: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 1385-1403.
- Howell, D. G., Jones, D. L. and Schermer, E. R., 1985, Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region, in Howell, D. G. ed., *Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific region*: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, U.S.A., p. 3-30.
- Hsu, K. J., 1966, Melange concept and its implication to the interpretation of the California Coast Range geology: *Geological Society of America Abstract for 1966*, p. 99-100.
- Irwing, E. and Irwing, G. A., 1982, Apparent Polar wander paths Carboniferous through Cenozoic and the assembly of Gondwana: *Geophysical Survey*, v. 5, p. 141-188.
- Karig, D. E., 1980, Material transport within accretionary prism and the "knocker" problem: *Journal of Geology*, v. 88, p. 27-39.
- Kennett, J. P. and Srinivasan, M. S., 1983, *Neogene planktonic Foraminifera, a phylogenetic atlas*: Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania, 265 p.
- Kent, D. V. and Gradstein, F. M., 1985, Cretaceous and Jurassic geochronology: *Geological Society of America Bulletin*, v. 96, p. 1419-1427.
- Kirschvink, J. L., 1980, The least squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 62, p. 699-718.
- Kolarsky, R. A., Mann, P. and Montero, W., Island arc response to shallow subduction of the Cocos Ridge, Costa Rica, in Mann, P., ed., *Geologic and tectonic evolution of the Caribbean plate boundary in southern Central America*: *Geological Society of America Special paper*, (in press).
- Kono, M., 1980, Statistics of paleomagnetic inclination data: *Journal of Geophysical Research*, v. 85, p. 3878-3882.

- Kuijpers, E. P., 1980, The geologic history of the Nicoya ophiolite Complex, Costa Rica, and its geotectonic significance: *Tectonophysics*, v. 68, p. 233-255.
- Ladd, J. W., 1976, Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics: *Geological Society of America Bulletin*, v. 87, p. 969-976.
- Ladd, J. W. and Watkins, J. S., 1980, Seismic stratigraphy of the western Venezuela Basin: *Marine Geology*, v. 35, p. 21-41.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Srečkeisen, A. and Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745-750.
- Lew, L., 1983, The geology of the Osa Peninsula, Costa Rica: observations and speculations of the outer arc of the Southern Central American orogen: [M. S. thesis]: Pennsylvania State University, 128 p., (unpublished).
- Lonsdale, P. and Klitgord, K. D., 1978, Structure and tectonic history of the eastern Panamá Basin: *Geological Society of America Bulletin*, v.89, p. 981-999.
- Lowery, B. J., 1982, Sedimentology and tectonic implications of the middle to upper Miocene Curré Formation [MS Thesis]: Louisiana State University, Baton Rouge, 100 p.
- Lundberg, N., 1982, Evolution of the slope landward of the Middle America Trench, Nicoya Peninsula, Costa Rica, *in* Leggett J. K., ed., *Trench-forearc geology: Geological Society of London Special Publication*, v. 10, p. 131-147.
- Mann, P., and Corrigan, J., 1990, Model for late Neogene deformation in Panama: *Geology*, v. 18, p. 558-562.
- McElhinny, M. W., 1964, Statistical significance of the fold test in paleomagnetism: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 8, p. 338-340.
- McElhinny, M. W., 1973, *Paleomagnetism and plate tectonics*: Cambridge, Cambridge University Press, 358 p.
- Meschede, M., Frisch, W., and Sick, M., 1988, Interpretación geodinámica de los complejos ofiolíticos de Costa Rica: San José, Costa Rica, *Revista Geológica de América Central*, v. 8, p. 1-17.
- Montero, W. and Dewey, J., 1982, Shallow focus seismicity, composite focal mechanism, and tectonic of the Valle Central, Costa Rica: *Bulletin Seismol. Soc. Amer.*, v. 71, p. 1611-1626.
- Moore, G. W., 1982, Plate tectonic map of the Circum-pacific region, *in* *Cicum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources: The American Association of Petroleum Geologists*, 14 p.
- Moore, J. C., Watkins, J. S., McMillen, K. J., Bachmann, S. B., Leggett, J. K., Lundberg, N., Shipley, T. H., Stephan, J.-F., Beghtel, F. W., Butt, A., Didyk, B. M., Niitsuma, N., Shephard, L. E. and Strader, H., 1982, Facies belt of the Middle America Trench and forearc region, southern Mexico: results from Leg 66 DSDP, *in* Leggett, J. K., ed., *Trench-forearc geology: Sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins*: London, The Geological Society, p. 77-94.
- Mora, C. R., Baumgartner, P. O. and Hottinger, L., 1989, Eocene shallow water carbonate facies with larger Foraminifera in the Caño Accretionary Complex, Caño island and Osa peninsula (Costa Rica, Central America), *in* Larue, D. K. and Draper, G.: *Transactions of the 12th Caribbean geological Conference*, St. Croix, U.S. Virgin Islands, p. 122.
- Mora, S., 1979, Estudio geológico de una parte de la región sureste del Valle del General, Provincia Puntarenas, Costa Rica [Undergraduate Senior Thesis]: University of Costa Rica, San José, 185 p.
- Obando, J. A., 1986, Sedimentología y tectónica del Cretácico y Paleógeno de la región de Golfito,, Península de Burica y Península de Osa, Provincia de Puntarenas, Costa Rica [Tesis de Licenciatura]: University of Costa Rica, San José, 211 p.
- Okamura, Y., 1991, Large-scale mélangé formation due to seamount subduction: An example from the Mesozoic accretionary complex in central Japan: *Journal of Geology*, v. 99, p. 661-674.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis: *Earth and Planetary Science Letter*, v. 19, p. 290-300.

- Pichler, H. and Weyl, R., 1973, Petrochemical aspects of Central American magmatism: *Geologische Rundschau*, v. 62, p. 357-396.
- Pickering, K. T., Hiscott, R. N. and Hein, F. J., 1989, Deep marine environments: Clastic sedimentation and tectonics: Unwin Hyman Ltd., London, 416 p.
- Pindell, J. L., 1989, Geological arguments suggesting a Pacific origin for the Caribbean plate, *in* Larue, D. K. and Draper, G.: Transactions of the 12th Caribbean geological Conference, St. Croix, U.S. Virgin Islands, p. 1-4.
- Pindell, J. L. and Dewey, J. F., 1982, Permo-Triassic reconstruction of the western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region: *Tectonics*, v. 1, p. 179-212.
- Pindell, J. L., Cande, S. C., Pitman III, W. C., Rowley, D. B., Dewey, J. F., LaBecque, J. and Haxby, W., 1988, A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution: *Tectonophysics*, v. 155, p. 121-138.
- Pindell, J. L. and Barrett, S. F., 1990, Geological evolution of the Caribbean region: A plate-tectonic perspective, *in* Dengo, G. and Case, J. E., eds., *The Geology of North America*, vol. H, The Caribbean Region: The Geological Society of America, p. 405-432.
- Postuma, J. A., 1971, *Manual of planktonic Foraminifera*: Elsevier Publishing Company, 420 p.
- Raymond, L. A., 1984, Classification of mélanges, *in* Raymond, L. A., ed., *Mélanges; Their nature, origin and significance*: Geological Society of America Special Paper 198, p. 7-20.
- Raymond, L. A. and Terranova, T., 1984, Prologue: The mélange problem—a review, *in* Raymond, L. A., ed., *Mélanges; Their nature, origin and significance*: Geological Society of America Special Paper 198, p. 1-5.
- Rivier, F., 1983, Síntesis geológica y mapa geológico del área del Bajo Tempisque Guanacaste, Costa Rica: Ministerio Obras Públicas y Transporte, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica, Informe Semestral, p. 7-30.
- Robaszynski, F., Caron, M., Gonzales Donoso, J. M. and Wonders, A. A. H., E.W.G.P.F., 1984, Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids: *Revue de Micropaléontologie*, v. 26, p. 145-305.
- Saunders, J. B., Edgar, N. T., Donnelly, T. W. and Hay, W. W., 1973, Cruise synthesis, *in* Edgar, N. T. and others, eds., *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project (Volume 15)*: Washington, D. C., U. S. Government Printing Office, p. 1071-1111.
- Schlager, W., 1992, Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms, a short course: Continuing Education Course Note Series, v. 34: Tulsa, Oklahoma U.S.A., The American Association of Petroleum Geologists, 71 p.
- Schmidt-Effing, R., 1979, Alter und Genese des Nicoya-Komplexes, einer ozeanischen Paläokruste (Oberjura bis Eozän) im südlichen Zentralamerika: *Geologische Rundschau*, v. 68, p. 457-494.
- Scotese, C. R., co-ordinator, 1987, Atlas of Mesozoic and Cenozoic plate tectonic reconstructions: Paleooceanographic Mapping Project, Institute for Geophysics, University of Texas, Technical Report #90.
- Seyfried, H., and Sprechmann, 1986, Über die Frühgeschichte (Campan bis Eozän) des südlichen mittelamerikanischen Landbrücke: *Neues Jahrbuch Geologie und Palaeontologie Monatsch*, 1986, p. 38-55.
- Shervais, J. W., 1982, Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 59, p. 101-118.
- Shreve, R. L. and Cloos, M., 1986, Dynamics of sediments subduction, mélange formation, and prism accretion: *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 10229-10245.
- Sick, M., 1989, Paleomagnetism of the ophiolite complexes from the Southern Middle America Landbridge (Costa Rica and western Panamá): *Tübinger Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Geologie, Paläontologie, Stratigraphie*, v. 4, 108 p.
- Silver, E. A., Ellis, M. J., Breen, N. A. and Shipley, T. H., 1985, Comments on the growth of accretionary wedges: *Geology*, v. 13, p. 6-9.

- Stainforth, R. M., Lamb, J. L., Luterbacher, H., Beard, J. H. and Jeffords, R. M., 1975, Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms: The University of Kansas paleontological Contributions, Article 62, p. 1-424, in two parts.
- Stern, R. J. and Bloomer, S. H., 1992, Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs: Geological Society of America Bulletin, v. 104, p. 1621-1636.
- Stix, J., 1991, Subaqueous, intermediate to silicic-composition explosive volcanism: a review: Earth-Science Review, v. 31, p. 21-53.
- Stoffa, P. L., Mauffret, A., Truchan, M. and Buhl, P., 1981, Sub-B" layering in the southern Caribbean: The Aruba Gap and Venezuelan basin: Earth and Planetary Science Letters, v. 53, p. 131-146.
- Strebin, M., 1982, Zur Deformationgeschichte des Ophiolith-Komplexes der Halbinsel Nicoya (Costa Rica) und seines sedimentären Auflagers: Geowissenschaftliches Lateinamerikanisches Kolloquium, Göttingen (BRD), v. 8, 94 p.
- Toumarkine, M. and Luterbacher H., 1985, Paleocene and Eocene planktic foraminifera, *in* Bolli, H. M., Saunders, J. B. and Perch-Nielsen, K. eds., Plankton Stratigraphy, v. 1: Cambridge University Press, p. 87-154.
- Tourmon, J., 1984, Magmatismes du Mésozoïque à l'Actuel en Amérique Centrale: l'exemple du Costa Rica, des ophiolites aux andésites: Mémoires des Sciences de la Terre, Université Pierre et Marie Curie, v. 84, 335 p.
- Van der Voo, R., 1990, The reliability of paleomagnetic data: Tectonophysics, v. 184, p. 1-9.
- Warne, J. E., Kennedy, W. J. and Schneidermann, N., 1973, Biogenic sedimentary structures (trace fossils) in Leg 15 cores, *in* Edgar, N. T. and others, eds., Initial reports of the Deep Sea Drilling Project (Volume 15): Washington, D. C., U. S. Government Printing Office, p. 813-831.
- Wildberg, H. G. H., 1984, Der Nicoya-Komplex, Costa Rica, Zentralamerika: Magmatismus und Genese eines polymagmatischen Ophiolith-Komplexes: Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, v. 62, 123 p.
- Winsemann, J., 1992, Tiefwasser-Sedimentationsprozesse und -produkte in den Forearc-Becken des mittellamerikanischen Inselbogensystems: eine sequenzstratigraphische Analyse: Dissertation an der Universität Stuttgart, Profil, v. 2, 218 p.
- Yuan, P. B. and Lowe, D. R., 1987, Forearc sedimentation in Terraba trough, Costa Rica, Central America [abs.]: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 71, p. 630.



**Planches  
et  
Annexes**

# Planche 1

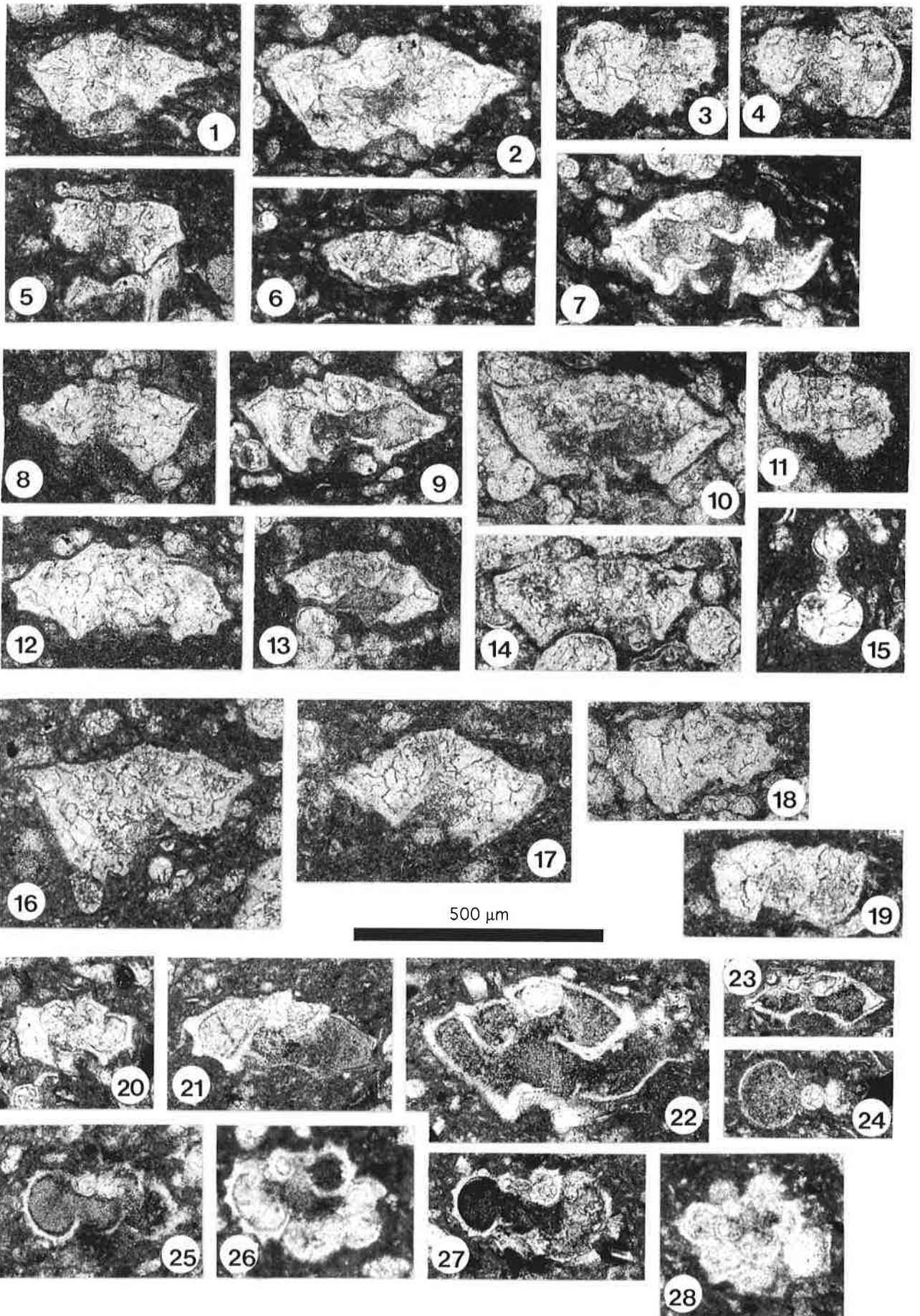
**Planche 1.** Foraminifères planctoniques de la région de Golfo, Terrain de Golfo.

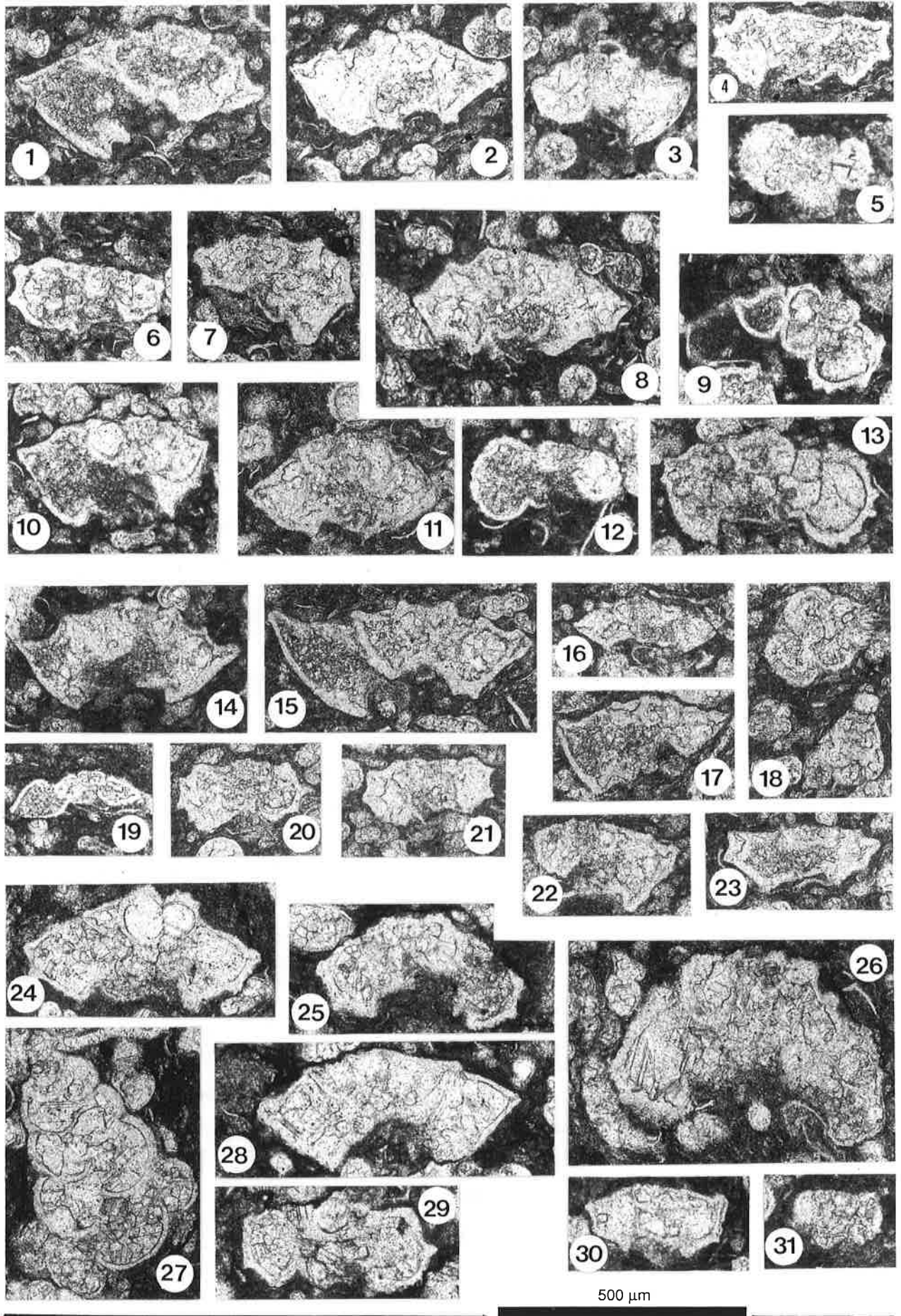
1-7 Echantillon GDM 91043, Rio Sorpresa, Formation Golfo, Campanien supérieur, Zone à calcarata. 1-2 *Globotruncanita calcarata*, 3-4 *Rugoglobigerina sp.*, 5 *Globotruncana cf. ventricosa*, 6 *Globotruncana linneiana*, 7 *Globotruncanita stuarti/stuartiformis*.

8-15 Echantillon GDM 91045, Rio Sorpresa, Formation Golfo, Campanien supérieur, Zone à calcarata. 8 *Globotruncanita calcarata*, 9 *Globotruncanita calcarata/stuarti*, 10 *Globotruncanita stuarti/subspinosa*, 11 *Rugoglobigerina sp.*, 12-13 *Rosita fornicata*, 14 *Globotruncana ventricosa*, 15 *Globigerinelloides sp.*

16-19 Echantillons FBJ 90119-90120, Punta Curupacha, Formation Golfo, Campanien supérieur/Maastrichtien inférieur, Zones à calcarata/falsostuarti. 16 *Globotruncanita subspinosa/calcarata*, 17 *Globotruncanita stuartiformis*, 18 *Globotruncana ventricosa*, 19 *Gansserina widenmayeri*.

20-28 Echantillon GDM 90067, Playa Cacao sud, Formation Golfo, Maastrichtien inférieur, Zone à falsostuarti. 20-21 *Globotruncana linneiana*, 22 *Globotruncanita stuarti*, 23 *Globotruncana esnehensis*, 24 *Globigerinelloides sp.*, 25-27 *Rugoglobigerina sp.*, 28 *Plumerita cf. hantkeninoides*





## Planche 2

**Planche 2.** Foraminifères planctoniques de la région de Golfoito (1-23), Terrain de Golfoito, et de la péninsule d'Osa (24-31), Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño.

1-5 Echantillon GDM 90103, Km 20, base de la Formation Quebrada Achioté, Maastrichtien moyen, Zone à gansseri. 1-2 *Globotruncanita stuarti*, 3 *Globotruncanita angulata*, 4 *Globotruncana cf. ventricosa*, 5 *Rugoglobigerina sp.*

6-13 Echantillon GDM 90104, Km 20, base de la Formation Quebrada Achioté, Maastrichtien moyen, Zone à gansseri. 6 *Globotruncana bulloides*, 7 *Globotruncana ventricosa*, 8 *Rosita fornicata*, 9 *Rosita cf. plummerae*, 10 *Globotruncanita angulata*, 11 *Globotruncanita stuarti*, 12 *Rugoglobigerina sp.*, 13 *Rugoglobigerina/Rugotruncana sp.*

14-23 Echantillon GDM 91087-91088, Quebrada Chorro, base de la Formation Quebrada Achioté, Maastrichtien moyen, Zone à gansseri. 14 *Globotruncanita stuarti*, 15 *Globotruncanita stuartiformis/subspinosa*, 16 *Globotruncanita esnehensis*, 17, 18 *Racemigumbelina fructiosa*, 19 *Globotruncanella citae*, 20-21 *Globotruncana bulloides*, 22 difficile à déterminer (écrasé) *Globotruncana cf. ventricosa* ou *Globotruncanita cf. angulata*, 23 *Globotruncana linneiana*.

24-31 Echantillon 90021, Rio Cedral, bloc de calcaire pélagique dans l'Unité de San Pedrillo, Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño, Maastrichtien moyen/supérieur, Zone à gansseri/mayaroensis. 24 *Rosita fornicata/plummerae*, 25 *Rosita fornicata*, 26 *Rosita contusa*, 27 *Racemigumbelina fructiosa*, 28 *Globotruncanita stuarti*, 29 *Globotruncana bulloides*, 30 *Globotruncana linneiana*, 31 *Gansserina gansseri*.

## Planche 3

**Planche 3.** Foraminifères planctoniques des régions de Burica (1-17) et Osa (15-23), Terrain de Burica et Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño.

1-6 Echantillon GDM 90155, Quebrada Mangle, péninsule de Burica, Terrain de Burica, Paléocène supérieur (Zone P4-P5). 1 *Acarinina primitiva*, 2 *Acarinina mckannai*, 3 *Morozovella velascoensis*, 4 *Morozovella angulata*, 5 *Morozovella conicotruncata*, 6 *Planorotalites pseudomenardii/chapmani*.

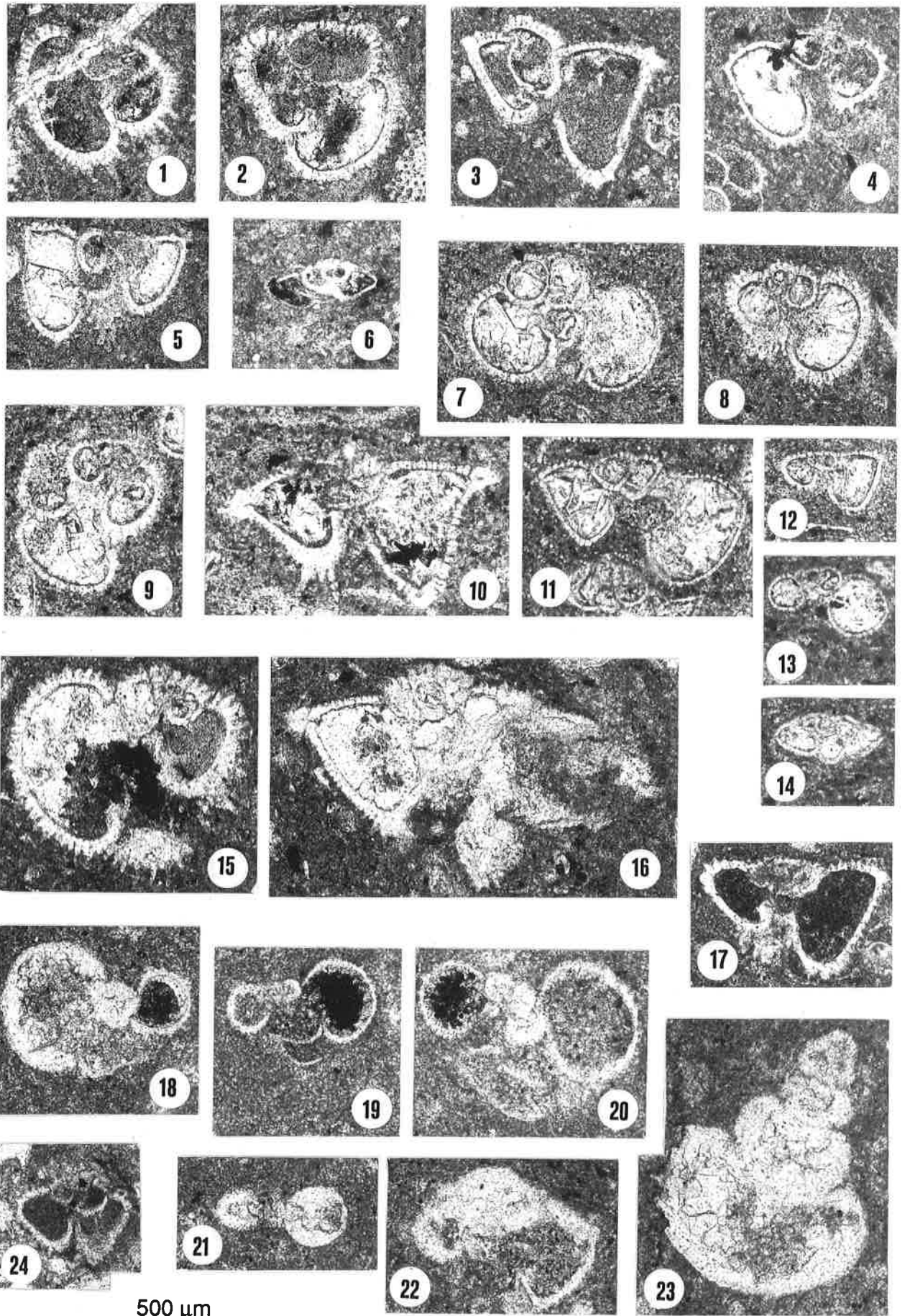
7-14 Echantillon GDM 90159, Playa Mangle, péninsule de Burica, Terrain de Burica, Paléocène supérieur à Eocène inférieur. 7 *Globigerina triloculinoides*, 8 *Acarinina primitiva*, 9 *Acarinina mckannai*, 10 *Morozovella velascoensis*, 11-12 *Morozovella quetra*, 13 *Planorotalites compressa*, 14 *Planorotalites sp.*

15-17 Echantillon GDM 90157, Quebrada Mangle, péninsule de Burica, Terrain de Burica, Paléocène supérieur (Zone P4). 15 *Acarinina primitiva*, 16 *Morozovella velascoensis*, 17 *Morozovella conicotruncata*.

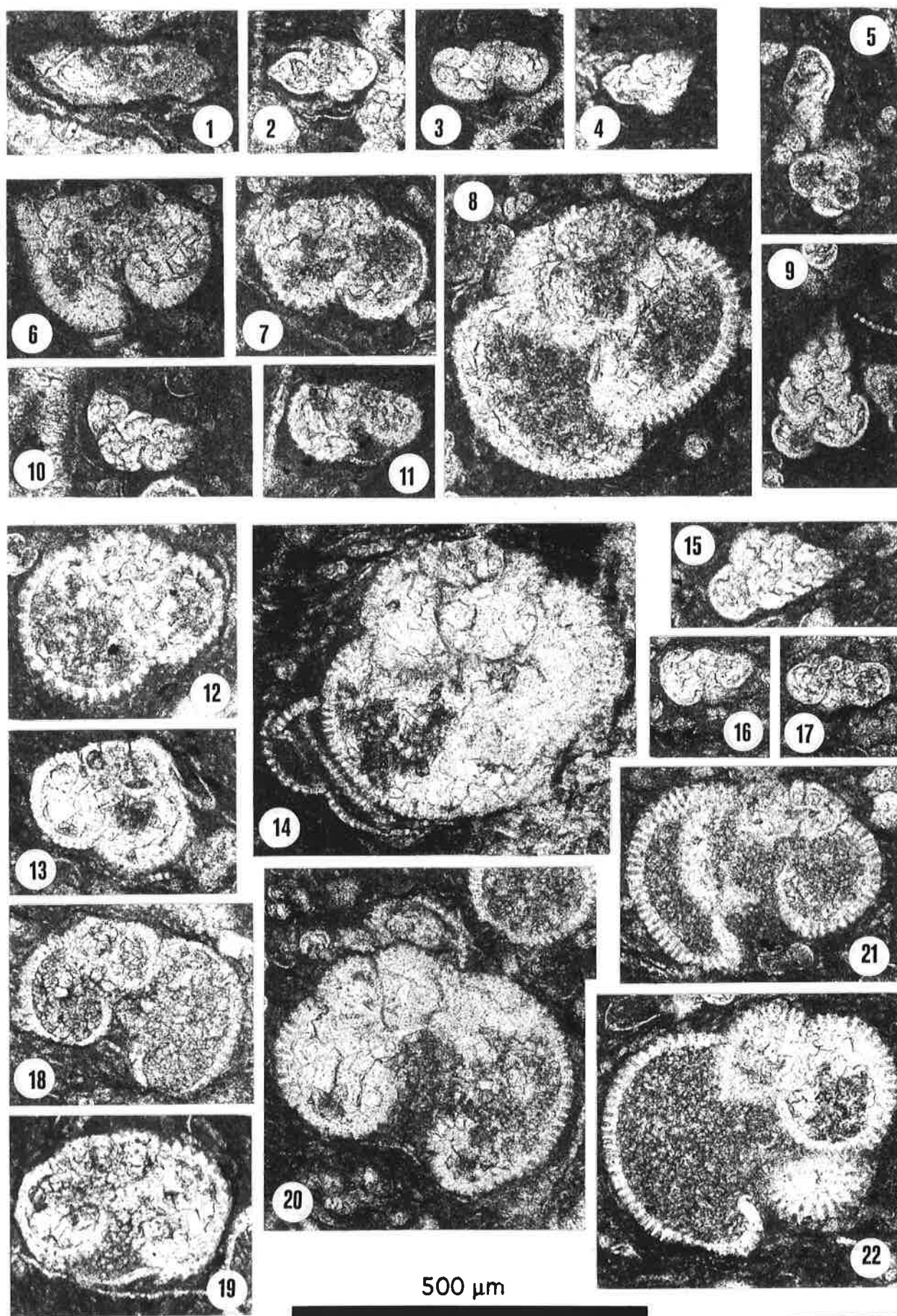
18-23 Echantillon 90046, Quebrada Vaquedano, bloc de clacaire dans l'Unité de San Pedrillo, Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño, Eocène inférieur. 18-20 *Globigerina velascoensis*, 21 *Pseudohastigerina sp.*, 22 *Morozovella edgari*, 23 *Chilogumbelina sp.*

24 Echantillon 90044, Quebrada Vaquedano, Unité de San Pedrillo, Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño, Eocène moyen. 24 *Acarinina bullbrooki*.





500 μm





## Planche 4

**Planche 4.** Foraminifères planctoniques de la région Osa, Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño.

1-4 Echantillon 92047, Quebrada Hedionda, bloc calcaire de l'Unité de Cabo Matapalo, Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño, Paléocène supérieur (Zone P4). 1 *Planorotalites pseudomenardii*, 2 *Planorotalites chapmani*, 3 *Planorotalites compressalchapmani*, 4 *Chilogumbelina sp.*

5-11 Echantillon 92051, Quebrada Hedionda, bloc calcaire de l'Unité de Cabo Matapalo, Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño, Eocène moyen. 5 *Clavigerinella sp.*, 6 *Acarinina bullbrooki*, 7-8 *Globigerinatheka mexicana*, 9-10 *Chilogumbelina sp.*, 11 *Catapsydrax dissimilis*.

12-22 Echantillon 89019, Punta Chocuana, calcaire de l'Unité de Cabo Matapalo, Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño, Eocène moyen. 12-13 *Globigerinatheka mexicana*, 14 *Globigerinatheka semiinvoluta*, 15 *Chilogumbelina sp.*, 16 *Turborotalia sp.*, 17 *Globorotaloides carcoselleensis*, 19-20 *Catapsydrax dissimilis s.l.*, 21-22 *Globigerina eocaena*.

## Planche 5

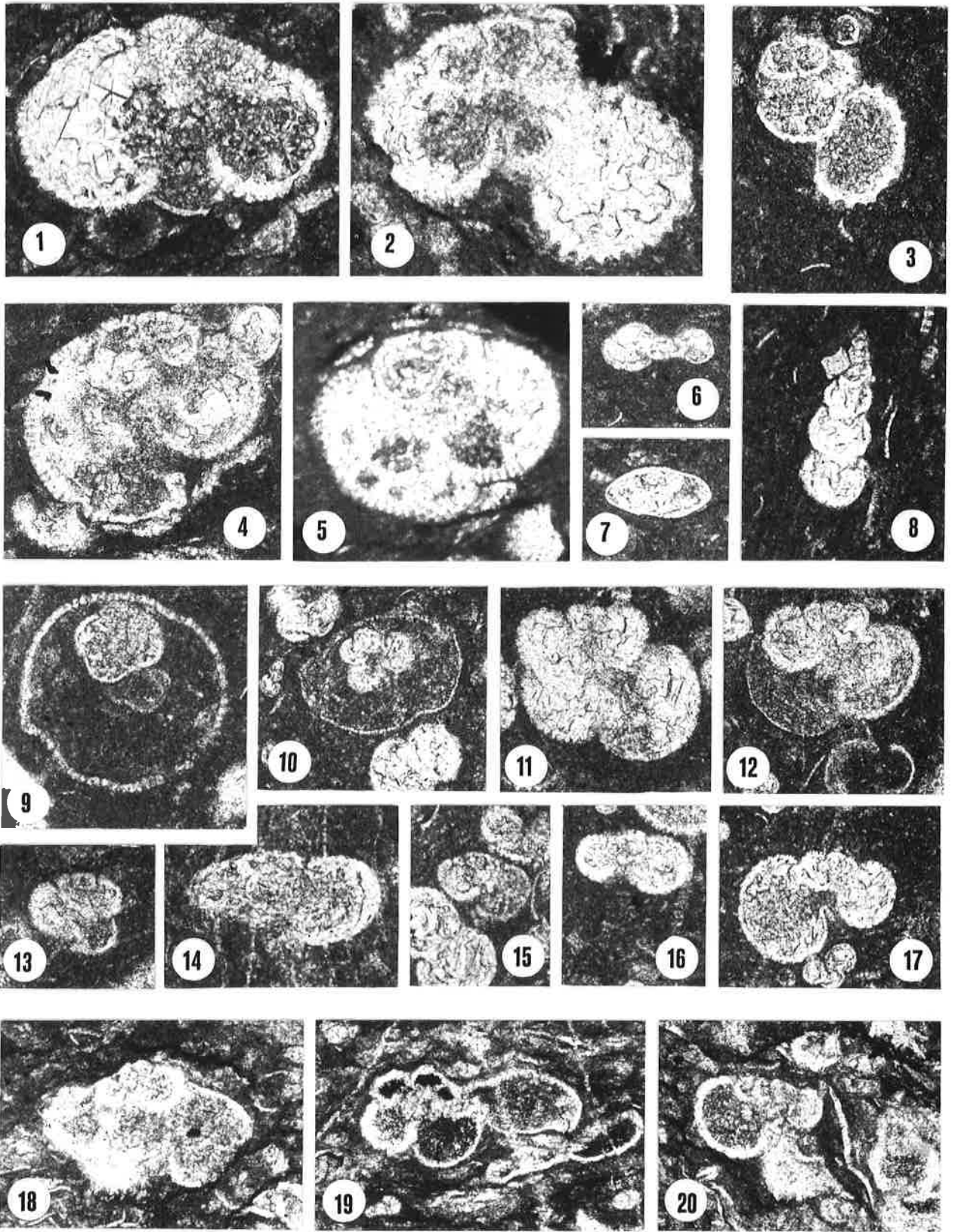
**Planche 5.** Foraminifères planctoniques de la région Osa, Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño et Bloc de Rincón.

1-2 Echantillon 89019, Punta Chocuana, bloc calcaire de l'Unité de Cabo Matapalo, Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño, Eocène moyen (suite de la Planche 4). 1 *Catapsydrax dissimilis s.l.*, 2 *Truncorotaloides rohri*.

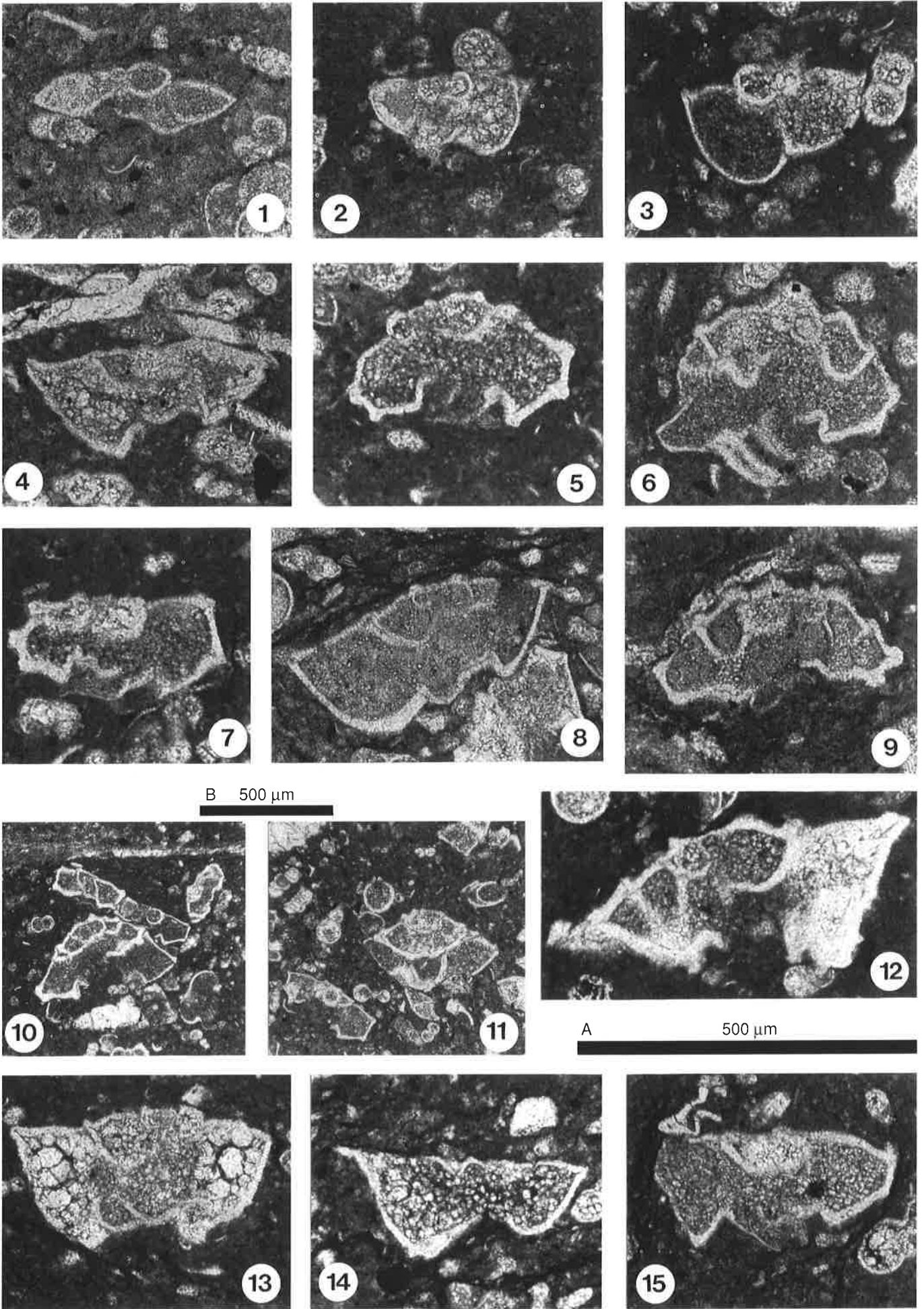
3-8 Echantillon 90113, Punta Chocuana, bloc calcaire de l'Unité de Cabo Matapalo, Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño, Eocène moyen. 3 *Globigerina ouachitensis*, 4 *Globigerina venezuelana*, 5 *Globigerinatheka mexicana*, 6 *Pseudohastigerina sp.*, 7 *Planorotalites sp.*, 8. *Chilogumbelina sp.*

9-17 Echantillons 90009 (9-12 et 16-17) et 90032 (13-15), Cabo Matapalo et Rio Nuevo, blocs calcaires de l'Unité de Cabo Matapalo, Complexe d'Accrétion d'Osa-Caño, Miocène moyen. 9-10 *Orbulina universa*, 11 *Globigerinoides sp.*, 12-13 *Tinophodella ambitracrena*, 14 *Globorotalia peripheroronda*, 15 *Globorotalia kugleri*, 16 *Globorotalia foshi peripheroronda*, 17 *Globorotalia obesa*.

18-20 Echantillon 90043, Quebrada Vaquedano, calcaires intersticiels dans basaltes de le Bloc de Rincón, Eocène moyen-supérieur. 18 *Acarinina cf. bullbrooki*, 19 *Clavigerinella sp.*, 20 *Turborotalia griffinae*.



500 μm



## Planche 6

**Planche 6.** Selection de foraminifères planctoniques du Crétacé Supérieur, pour les sections paléomagnétiques échantillonnées à Bahía Murcielago (1 à 7), Playa Garza (8 à 11) et Bahía Santa Elena (12 à 15).

(1) *Globotruncanella citae*, (2 et 3) *Gansserina gansseri*; (4, 8) *Globotruncanita angulata*; (5, 9) *Rosita fornicata*; (6, 10) *Rosita contusa*; (7) *Globotruncana linneiana*; (11) *Globotruncanita stuarti*; (12-14) *Globotruncanita calcarata*; (15) *Globotruncana ventricosa*.

## **Annexe 1**

### **TABLEAU DES ANALYSES GÉOCHIMIQUES (4 PARTIES)**

## Tableau des analyses géochimiques

Golfito Terrane										
Sample No	9080	90117	90213	90215	90358	91069	91081	91205	91218	
Coordinates	286.5/ 552.6	287.7/ 549.3	285.1/ 558.0	284.2/ 560.4	284.1/ 557.2	289.0/ 558.3	290.8/ 556.5	286.0/ 565.3	292.9/ 552.8	
SiO <sub>2</sub>	55.64	51.94	51.08	49.16	49.64	49.23	51.54	51.26	54.38	
TiO <sub>2</sub>	0.68	0.68	0.93	0.76	0.95	0.74	1.43	0.87	1.01	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.04	14.23	13.54	15.44	14.56	14.53	13.24	14.08	14.79	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	9.61	9.67	11.52	10.17	11.56	11.22	15.29	11.53	9.89	
MnO	0.2	0.16	0.2	0.16	0.2	0.17	0.22	0.27	0.18	
MgO	5.29	7.03	6.42	7.42	5.59	7.44	4.74	5.35	5.08	
CaO	4.7	6.45	7.11	11.36	5.57	8.52	6.38	7.75	5.61	
Na <sub>2</sub> O	4.58	5.98	4.89	3.02	5.34	4.03	4.52	5.1	5.78	
K <sub>2</sub> O	3.16	0.33	0.18	0.09	0.35	0.5	0.52	0.34	0.19	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.06	0.1	0.08	0.11	0.07	0.16	0.1	0.14	
L.o.i.	1.67	3.16	3.96	1.93	6	2.89	1.77	3.22	2.76	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.03	0	0.01	0	
NiO	0	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0	0	0	
Total	99.66	99.72	99.95	99.63	99.88	99.38	99.81	99.88	99.81	
Ba	954	205	88	42	88	352	189	148	86	
Pb	21	8	5	<1	5	8	10	9	2	
Sr	95	107	75	159	272	342	187	324	176	
Pb	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	
Th	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	<1	<1	
U	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	
Nb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	5	<5	<5	
La	5	<4	<4	4	<4	<4	4	7	<4	
Ce	<6	<6	<6	13	<6	<6	15	<6	19	
Nd	<3	<3	<3	5	4	<3	15	<3	12	
Y	16	13	18	9	16	12	28	17	16	
Zr	41	34	57	29	29	<2	73	34	73	
V	274	228	298	266	325	281	391	251	327	
Cr	51	86	57	189	25	134	18	35	29	
Ni	26	47	27	60	9	55	8	14	9	
Co	45	41	48	41	43	44	48	35	40	
Cu	112	123	<4	176	97	72	120	<4	33	
Zn	61	48	51	44	70	62	70	53	40	
Ga	9	7	5	6	9	8	12	6	4	
Hf	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	
S	102	195	119	223	233	110	169	48	463	

All samples are Bujan samples analysed by Di Marco except: 9080 (Di Marco sample analysed by Bujan)  
91218 (Bujan sample analysed by Bujan)

## Tableau des analyses géochimiques

<b>Rincón Block</b>										
Sample No	90146	90178	89058	90183	91112	91118	91059	90145	91096	
Coordinates	289.7/ 540.7	292.6/ 537.2	298.5/ 501.6	287.7/ 547.3	301.3/ 516.2	304.4/ 520.6	294.4/ 546.4	289.7/ 540.8	296.5/ 520.1	
SiO <sub>2</sub>	48.76	48.99	48.48	47.99	48.61	47.94	48.24	49.16	50	
TiO <sub>2</sub>	1.2	1.1	1.08	1.36	1.25	1.29	1.28	1.2	1.42	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.27	14.34	15.54	15.24	14.32	14.32	14.02	14.46	13.94	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	11.92	12.89	11.49	10.95	10.53	11.22	11.61	12.13	7.95	
MnO	0.19	0.24	0.19	0.17	0.22	0.18	0.2	0.19	0.13	
MgO	7.66	6.63	7.03	7.86	7.64	7.62	7.79	7.31	9.76	
CaO	11.44	11.94	12.48	12.21	12.04	12	11.6	11.3	8.48	
Na <sub>2</sub> O	1.99	2.26	2.06	2.21	1.91	2.27	2.35	1.86	2.7	
K <sub>2</sub> O	0.08	0.04	0.03	0.02	0.02	0.07	0.05	0.03	0.52	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.08	0.06	0.1	0.09	0.1	0.09	0.08	0.56	
L.o.i.	2.2	1.54	1.37	1.78	3.12	2.66	2.64	1.95	4.24	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.02	0.02	0.04	0.04	0.05	0.04	0.02	0.08	
NiO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	
<b>Total</b>	<b>99.83</b>	<b>100.08</b>	<b>99.84</b>	<b>99.94</b>	<b>99.8</b>	<b>99.73</b>	<b>99.92</b>	<b>99.7</b>	<b>99.82</b>	
Ba	103	12	3	31	17	15	17	6	31	
Pb	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	
Sr	119	83	69	121	130	144	157	111	236	
Pb	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	
Th	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	
U	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	
Nb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	10	
La	<4	<4	<4	<4	<4	8	<4	<4	28	
Ce	<6	<6	<6	<6	<6	15	<6	15	67	
Nd	13	11	8	11	13	9	9	12	39	
Y	18	19	18	18	15	14	14	17	9	
Zr	65	54	50	73	65	67	68	62	244	
V	352	353	322	350	312	315	323	329	183	
Cr	159	116	115	220	244	265	217	124	528	
Ni	93	58	44	96	88	98	81	78	278	
Co	58	55	54	60	55	50	53	59	48	
Cu	165	193	103	154	123	129	138	172	39	
Zn	101	89	75	93	79	84	89	82	76	
Ga	11	5	<1	8	7	6	6	8	15	
Hf	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	
S	181	298	490	139	242	295	449	396	68	

All samples are Bujan samples analysed by Bujan



## Tableau des analyses géochimiques

Burica Terrane										
Sample No	90303	90306	90316	91044	91045	91161	91173	90318	90323	91044*
Coordinates	261.9/ 558.6	261.2/ 558.0	253.2/ 563.2	261.0/ 558.6	260.4/ 559.1	240.5/ 578.5	237.0/ 580.8	253.9/ 561.9	258.2/ 557.1	261.0/ 558.6
SiO <sub>2</sub>	49.09	48.75	48.24	49.12	48.68	48.56	46.29	48.63	50.45	48.94
TiO <sub>2</sub>	0.96	0.81	1.3	0.86	0.93	1.19	1.08	1.35	1.24	0.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.12	14.64	13.77	14.59	14.13	13.72	14.83	14.54	14	14.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	11.17	9.99	12.51	10.53	11.14	11.98	11.14	10.75	11.72	10.01
MnO	0.18	0.16	0.21	0.18	0.18	0.22	0.18	0.16	0.18	0.18
MgO	8.12	9.38	7.41	8.61	8.57	7.66	8.15	7.51	7.06	8.65
CaO	11.15	11.15	11.17	12.28	11.7	10	11.06	12.19	10.73	12.58
Na <sub>2</sub> O	2.29	2.42	2.58	1.85	2.23	3.45	3	2.36	2.15	1.76
K <sub>2</sub> O	0.81	0.23	0.09	0.18	0.32	0.26	0.06	0.21	0.1	0.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.06	0.11	0.06	0.07	0.09	0.08	0.1	0.09	0.05
L.o.i.	1.88	2.2	2.27	1.47	1.92	2.6	3.81	2.09	1.94	1.71
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.08	0.03	0.06	0.06	0.04	0.05	0.04	0.05	0.06
NiO	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
<b>Total</b>	<b>99.93</b>	<b>99.89</b>	<b>99.7</b>	<b>99.81</b>	<b>99.95</b>	<b>99.78</b>	<b>99.75</b>	<b>99.94</b>	<b>99.72</b>	<b>99.85</b>
Ba	216	21	76	65	78	218	40	179	13	58
Rb	18	5	<1	5	7	6	<1	2	<1	3
Sr	255	97	159	157	224	199	163	137	148	148
Pb	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Th	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
U	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Nb	<5	<5	<5	5	<5	<5	5	<5	<5	<5
La	<4	<4	9	<4	<4	<4	<4	5	<4	<4
Ce	<6	<6	15	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6
Nd	6	<3	6	<3	8	7	5	12	11	8
Y	15	11	19	10	13	16	13	17	17	10
Zr	31	33	60	33	32	51	50	70	62	41
V	324	236	315	279	268	281	288	346	370	290
Cr	329	452	160	377	359	189	267	222	268	384
Ni	112	166	89	130	119	74	113	85	80	129
Co	51	48	54	56	48	54	53	60	59	53
Cu	129	106	152	117	130	128	142	146	178	115
Zn	73	58	85	72	76	65	70	89	98	73
Ga	8	7	9	5	6	7	8	7	7	<1
Hf	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
S	181	162	191	165	198	96	201	144	252	174

All samples are Bujan samples analysed by Di Marco except: 90318, 90323, 91044\*  
(Bujan samples analysed by Bujan)

## Tableau des analyses géochimiques

<b>Osa-Caño Accretionary Complex</b>									
Sample No	87115	89062		87115	89062		87115	89062	
Coordinates	285.5/ 492.2	286.5/ 492.2							
SiO <sub>2</sub>	44.44	43.93	Ba	145	155	Cr	36	35	
TiO <sub>2</sub>	2.89	2.88	Pb	13	21	Ni	41	35	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.81	15.72	Sr	302	315	Co	57	55	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	14.21	14.2	Pb	<2	<2	Cu	25	29	
MnO	0.22	0.22	Th	<1	<1	Zn	110	84	
MgO	6.22	6.11	U	<2	<2	Ga	12	11	
CaO	9.03	9.51	Nb	10	12	Hf	<2	<2	
Na <sub>2</sub> O	3.33	3.11	La	21	21	S	577	783	
K <sub>2</sub> O	0.46	0.74	Ce	47	43				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.35	0.34	Nd	31	29				
L.o.i.	2.99	3.13	Y	33	30				
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0.01	Zr	206	203				
NiO	0.01	0.01	V	324	329				
Total	99.96	99.91							

87115: Steck sample analysed by Bujan

89062: Bujan sample analysed by Bujan

# Mémoires de Géologie (Lausanne)

- No. 1 BAUD A. 1987. Stratigraphie et sédimentologie des calcaires de Saint-Triphon (Trias, Préalpes, Suisse et France). 202 pp., 53 text-figs., 29 pls.
- No. 2 ESCHER A, MASSON H. and STECK A. 1988. Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. 11 pp., 1 text-figs., 1 map
- No. 3 STUTZ E. 1988. Géologie de la chaîne Nymalng aux confins du Ladakh et du Rupshu (NW-Himalaya, Inde). Evolution paléogéographique et tectonique d'un segment de la marge nord-indienne. 149 pp., 42 text-figs., 11 pls. 1 map.
- No. 4 COLOMBI A. 1989. Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (géoprofil Viège-Domodossola-Locarno). 216 pp., 147 text-figs., 2 pls.
- No. 5 STECK A., EPARD J.-L., ESCHER A., MARCHANT R., MASSON H. and SPRING L. 1989 Coupe tectonique horizontale des Alpes centrales. 8 pp., 1 map.
- No. 6 SARTORI M. 1990. L'unité du Barrhorn (Zone pennique, Valais, Suisse). 140 pp., 56 text-figs., 3 pls.
- No. 7 BUSSY F. 1990. Pétrogenèse des enclaves microgrenues associées aux granitoïdes calco-alcalins: exemple des massifs varisque du Mont-Blanc (Alpes occidentales) et miocène du Monte Capanne (Ile d'Elbe, Italie). 309 pp., 177 text-figs.
- No. 8 EPARD J.-L. 1990. La nappe de Morcles au sud-ouest du Mont-Blanc. 165 pp., 59 text-figs.
- No. 9 PILLOUD C. 1991 Structures de déformation alpines dans le synclinal de Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz (massif des Aiguilles Rouges, Valais). 98 pp., 59 text-figs.
- No. 10 BAUD A., THELIN P. and STAMPFLI G. 1991. (Eds.) Paleozoic geodynamic domains and their alpidic evolution in the Tethys. IGCP Project No. 276. Newsletter No. 2. 155 pp.
- No. 11 CARTER E.S. 1993 Biochronology and Paleontology of uppermost Triassic (Rhaetian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada. 132 pp., 15 text-figs., 21 pls.
- No. 12 GOUFFON Y. 1993. Géologie de la "nappe" du Grand St-Bernard entre la Doire Baltée et la frontière suisse (Vallée d'Aoste -Italie). 147 pp., 71 text-figs., 2 pls.
- No. 13 HUNZIKER J.C., DESMONS J., and HURFORD AJ. 1992. Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. 59 pp., 18 text-figs., 7 maps.
- No. 14 SPRING L. 1993. Structures gondwaniennes et himalayennes dans la zone tibétaine du Haut Lahul-Zanskar oriental (Himalaya indien). 148 pp., 66 text-figs., 1 map.
- No. 15 MARCHANT R. 1993. The Underground of the Western Alps. 137 pp., 104 text-figs.
- No. 16 VANNAY J.-C. 1993. Géologie des chaînes du Haut-Himalaya et du Pir Panjal au Haut-Lahul (NW-Himalaya, Inde). Paléogéographie et tectonique. 148 pp., 44 text-figs., 6 pls.
- No. 17 PILLEVUIT A. 1993. Les blocs exotiques du Sultanat d'Oman. Evolution paleogeographique d'une marge passive flexurale. 249 pp., 138 text-figs., 7 pls.
- No. 18 GORICAN S. 1994. Jurassic and Cretaceous radiolarian biostratigraphy and sedimentary evolution of the Budva Zone (Dinarides, Montenegro). 120 pp., 20 text-figs., 28 pls.
- No. 19 JUD R. 1994. Biochronology and systematics of Early Cretaceous Radiolaria of the Western Tethys. 147 pp., 29 text-figs., 24 pls.
- No. 20 DI MARCO, G. 1994. Les terrains accretés du sud du Costa Rica. Evolution tectonostratigraphique de la marge occidentale de la plaque Caraïbe. 166 pp., 89 text-figs., 6 pls.
- \* No. 21 O'DOGHERTY L. 1994. Biochronology and paleontology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain). 415 pp., 35 text-figs., 73 pls.
- No. 22 GUEX J. and BAUD A. (Eds.) 1994. Recent Development on Triassic Stratigraphy. 184 pp.
- \* No. 23 INTERRAD Jurassic -Cretaceous Working Group. BAUMGARTNER, P.O. et al. (Eds.) 1994. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. env. 900 pp., 400 pls.

Order from **Institut de Géologie et Paléontologie,**  
**Université de Lausanne. BFSH-2. CH-1015, SWITZERLAND.**  
Bank Transfer: Banque Cantonale Vaudoise 1002 Lausanne  
Account Number: **C. 323.52.56** Institut de Géologie, rubrique: Mémoires

Price \$ 20 or CHF 30 per volume (volume 23 price on request) includes postage and handling.

Payment in U.S. Dollars or Swiss Francs

- Please do not send check -