



HAL
open science

Évolution du relief le long des marges actives : étude de la déformation Plio-Quaternaire de la cordillère côtière d'Équateur

Pedro Reyes

► **To cite this version:**

Pedro Reyes. Évolution du relief le long des marges actives : étude de la déformation Plio-Quaternaire de la cordillère côtière d'Équateur. Sciences de la Terre. Université Nice Sophia Antipolis, 2013. Français. NNT : 2013NICE4006 . tel-00835324

HAL Id: tel-00835324

<https://theses.hal.science/tel-00835324>

Submitted on 18 Jun 2013

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

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



**THÈSE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE NICE
SOPHIA ANTIPOLIS**

MENTION SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

Pedro REYES

**ÉVOLUTION DU RELIEF LE LONG DES MARGES ACTIVES:
ÉTUDE DE LA DÉFORMATION PLIO-QUATÉNAIRE DE LA
CORDILLÈRE CÔTIÈRE D'ÉQUATEUR**

2013



Université de Nice-Sophia Antipolis – UFR Sciences

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES ET APPLIQUÉES

Thèse pour obtenir le Titre de
Docteur en Sciences de l'Université de Nice-Sophia Antipolis

Mention Science de la Terre

Présentée et soutenue par:

Pedro REYES

**ÉVOLUTION DU RELIEF LE LONG DES MARGES ACTIVES: ÉTUDE
DE LA DÉFORMATION PLIO-QUATERNAIRE DE LA CORDILLÈRE
CÔTIÈRE D'ÉQUATEUR**

Thèse dirigée par François MICHAUD
et Olivier DAUTEUIL

Soutenue le 2013

Devant le jury composé de

Rapporteurs: Etienne Jaillard et Benoit Deffontaines

Co-directeurs: François Michaud et Olivier Dauteuil

Extérieurs: Jean-Noël Proust et César Witt

Intérieurs: Carole Petit et Jean-Mathieu Nocquet

REMERCIEMENTS

Cette thèse a été financée par l'Institut de Recherche pour le Développement et le programme Andes du Nord (AdN). *Agradezco a la Escuela Politécnica Nacional por el auspicio brindado.* Je remercie la Escuela Politécnica Nacional par le parrainage fourni.

Agradezco a Francois Michaud por ser el Mentor de este trabajo. Por su confianza en mí y su apoyo incondicional, que han hecho posible la realización de esta tesis. Por compartir sus conocimientos y experiencia en el campo de la investigación, que han sido fundamentales para el desarrollo de este trabajo. Por la ayuda moral y hasta económica. Por los momentos de paciencia y comprensión. Por haberme hecho participe de su linda familia. Por haber sido como un papá y un gran amigo. Por los buenos momentos compartidos durante los días de campo en la costa y sierra del Ecuador.

Je remercie Olivier Dautheil de m'avoir accueilli au laboratoire Géosciences Rennes 1 durant une grande partie de la thèse. Merci de m'avoir géré durant ma thèse et d'avoir fait en sorte de rendre facile et agréable mon séjour à Rennes et aussi de m'avoir transmis ses connaissances et ses conseils de la recherche. Merci aussi pour toutes les aides dans les démarches administratives.

Merci à tous ceux qui composent le laboratoire Géoazur pour vos qualités humaines et de m'avoir fait confiance. Merci pour l'amitié, pour la bonne humeur. Pour l'aide dans les discussions scientifiques. Merci donc à toute l'équipe et au directeur Emmanuel Tric.

Merci à tous ceux qui composent le laboratoire Géosciences Rennes pour vos gentillesse de m'avoir accueilli. Par vos conseils, vos aides dans la partie scientifique et logistique. Jean Jacques, Jean Noël, Peter, Thierry, Pierrick, Christian, Michel.

Agradezco de manera especial a Martha Ordóñez por haberme ayudado en las determinaciones de microfósiles y de igual manera a Galo Montenegro, Nelson Jiménez y Johnny Suárez de PetroEcuador. Je remercie Martha Ordóñez, Galo Montenegro et Nelson Jiménez de PetroEcuador pour m'avoir aidé dans les déterminations des microfaunes. *Agradezco a Marco Rivadeneira por su gran ayuda en la revisión y publicación del Mapa Geológico de la margen costera Ecuatoriana.* Je remercie également Marco Rivadeniera pour son aide dans la publication de la carte géologique de la marge côtière et aussi à Jean-Yves Collot et l'équipe de l'IRD à Quito: María Dolores, Aida, Iván y Ramiro.

Je remercie en particulier à Martine Masclé et Nicole Bethoux pour vos aides pour les démarches et arrangements administratifs et pour le temps qui vous avez consacré à moi et aussi pour m'avoir aidé à me loger. Merci à Marc Régnier par son aide pour me loger ainsi que à César Witt, à Laure pour me conseiller, à Mansour, à Jean Mathieu Nocquet, aux secrétaires Véronique et Katia.

Merci à mes rapporteurs Etienne Jaillard et Benoit Deffontaines et mes examinateurs Jean-Noël Proust, César Witt, Carole Petit-Mariani et Jean-Mathieu Nocquet, d'avoir accepté d'évaluer ce travail et de me faire leurs nombreuses remarques. Merci à Jean-Luc Le Pennec, Chrystele Verati et Marie-Odile Beslier.

Je tiens à remercier toutes les amies de Géoazur et Géosciences Rennes: Benoit, Swan, Romain, Monica, Carlos, Glenda, Lena, Fatima, Fernando, Luisa, Gorgui, Kevin, Eduardo, Lina, François, George, Moussa, Nadine, Ange.

Agradezco a las personas que me han acompañado durante las jornadas de trabajo Campo en la Costa del Ecuador: Diego Narváez, Milton Garzón, Daniel Sierra, a mi padre Pedro y a mi esposa Lilia. Dedico este trabajo a mi hijo Darío.

Je remercie en générale le peuple français pour son hospitalité et sa générosité vers moi et ma famille.

Relief Evolution along the Active Margins: Study of the Plio-Quaternary Deformation in the Coastal Cordillera of Ecuador

The Ecuadorian margin is characterized by a forearc basin composed of a Cretaceous basement covered by marine sediments of the Cretaceous to Quaternary age. The topography of this area displays two main morphological domains: the Coastal cordillera in the west and the Coastal plain in the east at the foothills of Andes cordillera. This work focuses on the genesis of the Coastal cordillera during the Neogene. Firstly, we carried out a geological fieldwork throughout the Coastal cordillera. From stratigraphy and structural studies, we produced a regional geological map of the Coastal cordillera at 1:500000 scale, which have allowed for the first time to realize a regional stratigraphy correlation and determine the structural pattern across the Coastal cordillera. In a second step, we carried out a geomorphologic study of the area. From DEM analysis and satellite and aerial imagery processing, we characterized the main landforms features of the study area. In particular, we focused on the geometry of the drainage network and on the river profiles crossing the Coastal cordillera. In addition, we measured the longitudinal profile of the alluvial terrace treads along the Jama River and analyzed the morphology of alluvial fans that are deposited on the Coastal Plain at the foothills of the Andes cordillera. From the different results obtained, we proposed an evolution scheme of the uplift of the coastal cordillera. The measurements of incisions along river valleys suggest that the uplift of the Coastal cordillera is heterogeneous: the cordillera is segmented into several blocks with own uplift rates. The incisions of the northern blocks are the highest. The analysis of the longitudinal profiles along the alluvial terrace treads of the Jama River indicates a recent activity along the faults of the system Jama. The uplift rates estimated from this analysis ranges from 0.9 to 1.2 mm/yr for the central segment of the Coastal cordillera. The analysis of Santo Domingo alluvial fan situated at the foothills of the Andes cordillera reveals a large interaction between the sedimentary filling of the Coastal plain and the contemporaneous uplift of the Andes and the Coastal cordilleras. This interaction results into the reorganization of two major drainage basins: Guayas in the south and Esmeraldas in the north. At long timescales, the geology and stratigraphy of the Neogene formations shows that domains in the southern Coastal cordillera were subject to intense erosion (rising?) with respect to the northern domains. The analysis of the several unconformities evidences that the Coastal cordillera was raised in a heterogeneous way since the Plio-Pleistocene as a large and elongated antiform segmented and controlled by regional faults which have a trend between NE and NNE, which is close to that of the movement to the North Andean block.

Évolution du Relief le long des Marges Actives: Étude de la Déformation Plio-Quaternaire de la Cordillère Côtière d'Équateur

La marge d'Équateur est caractérisée par un bassin avant-arc formé par un socle créacé et une couverture de sédiments marins d'âge Crétacé à Quaternaire. Le relief de cette zone comprend d'une part la cordillère Côtière proprement dite et la plaine Côtière, située entre la cordillère Côtière et les Andes. Ce travail porte sur l'évolution et le soulèvement de la cordillère Côtière durant le Néogène. Dans un premier temps, nous avons réalisé une étude géologique régionale de la cordillère côtière. À partir de l'analyse stratigraphique et structurale des formations géologiques, nous avons réalisé une carte géologique de la cordillère côtière au 1/500 000 qui nous a permis d'effectuer pour la première fois des corrélations stratigraphique et un schéma structural à l'échelle complète de la cordillère. Dans un deuxième temps nous avons réalisé une étude géomorphologique de la zone. À partir de l'analyse de MNT, d'images satellites et aériennes nous avons défini les principales caractéristiques morphologiques de la zone d'étude. En particulier, le travail a porté principalement sur l'analyse de la géométrie du réseau hydrographique, la mesure de la géométrie des vallées et du profil en long des rivières à l'échelle de la cordillère Côtière. En complément nous avons mesuré le profil longitudinal des terrasses alluviales le long du rio Jama et analysé la morphologie des cônes alluviaux qui se déposent au pied des Andes sur la plaine Côtière. Les résultats ont permis de proposer une évolution du soulèvement de la cordillère Côtière. Les mesures des incisions relatives des rivières suggèrent que le soulèvement de la cordillère Côtière n'est pas homogène et que la cordillère est segmentée en plusieurs blocs dont les taux de soulèvement relatif sont variables: les blocs du Nord présentant les incisions les plus importantes. L'analyse des profils longitudinaux des terrasses alluviales du rio Jama montre une activité néotectonique le long des failles du système de Jama. Le taux de soulèvement estimé à partir de cette analyse est de 0.9 à 1.2 mm/ an pour le segment central de la cordillère Côtière. L'analyse du cône de Santo Domingo, situé aux pieds des Andes, révèle une importante interaction entre le soulèvement de la cordillère Côtière et le remplissage sédimentaire de la plaine côtière dont le résultat est la réorganisation du réseau hydrographique en deux grands bassins hydrographiques: Guayas au Sud et Esmeraldas au Nord. A plus long termes, la géologie et la stratigraphie montrent que la partie du Sud a subis une plus forte érosion (soulèvement ?) qu'au Nord. La mise en évidence de plusieurs discordances à l'échelle régionale montre que la cordillère Côtière s'est soulevée de façon hétérogène depuis le Plio-Pléistocène formant un grand antiforme segmenté et contrôlé par des failles régionales qui présentent une direction proche de la direction du mouvement vers le NE-NNE du bloc Nord-Andin.

Evolución del Relieve a lo largo de las Márgenes Activas: Estudio de la Deformación Plio-Cuaternaria de la Cordillera Costera del Ecuador

La margen costera del Ecuador constituye una gran cuenca de antearco formada dentro de un límite convergente entre las placas Nazca y Sudamérica. Las rocas que componen esta cuenca de antearco son principalmente sedimentarias de ambiente marino, con un zócalo cretácico a la base, cuyas edades varían desde el Cretácico hasta el Cuaternario. El relieve de esta cuenca se caracteriza por dos importantes dominios geomorfológicos: la cordillera Costera en la parte litoral y la planicie Costera en la parte interna de la cuenca. En el presente trabajo se hace énfasis en la estructura y evolución cordillera Costera durante el Neógeno. Para este objetivo se han explorado dos de los principales componentes del contexto geológico general. Un primer elemento constituye el estudio geológico regional de la zona. Por medio de trabajo de campo, análisis tectónico y estratigráfico de las principales secuencias sedimentarias, se han definido la primera correlación regional de las formaciones geológicas de la costa del Ecuador y el primer esquema estructural y tectónico a partir de la construcción de un mapa geológico de la costa del Ecuador a escala 1:500 000. Un segundo elemento constituye el análisis geomorfológico de la zona. Por medio del uso modelos digitales de terreno, fotografías aéreas e imágenes satelitales se han definido y medido algunas de las principales características morfométricas del relieve. Una de estas características incluye la identificación y análisis de la geometría de las principales redes hidrográficas que afectan las rocas de la cordillera Costera. Otra aproximación constituyó la medición de las características geométricas de los valles fluviales y perfiles de los ríos a lo largo de toda la cordillera Costera. Complementariamente se han realizado estudios de los perfiles longitudinales a lo largo de las terrazas fluviales en el río Jama y análisis morfométricos de los abanicos aluviales depositados en la base de la cordillera Occidental. Los resultados obtenidos han permitido definir a corto y largo plazo la evolución de la cordillera Costera. A corto plazo, las medidas de incisión relativa en valles de ríos sugieren que el levantamiento de la cordillera Costera es segmentado en bloques, siendo los dominios del norte aquellos que presentan mayores valores de incisión en respuesta al levantamiento local. El análisis de los perfiles longitudinales de las terrazas fluviales a lo largo del río Jama muestra evidencia de la actividad neotectónica producida por las fallas de este sector. La tasa de levantamiento estimada en base al análisis de las terrazas fluviales sugiere que el sector central de la cordillera costera se levanta a una velocidad entre 0.9 y 1.2 mm/año. Complementariamente el estudio del cono aluvial de Santo Domingo sugiere una importante interacción entre el levantamiento de la cordillera costera y el relleno sedimentario de la planicie costera. Como resultado, la red de drenaje interna de la costa del Ecuador ha sido dividida en dos grandes cuencas hidrográficas Guayas y Esmeraldas. A largo plazo, la evidencia geológica y estratigráfica indica que los dominios del sur han sido expuestos a mayor erosión que los dominios del norte. El análisis de discordancias estratigráficas muestra que la cordillera Costera se ha levantado heterogéneamente desde el Plio-Pleistoceno como una gran estructura anticlinal segmentada y controlada por sistemas de fallas regionales que siguen una dirección cercana al movimiento NE-NNE del bloque Nor-Andino.

TABLE DE MATIÈRES

Introduction Générale	1
CHAPITRE 1 Le Cadre Géodynamique, Tectonique et Géologique de la Marge Côtière de L'Équateur	7
1.1. Le Cadre Géodynamique de l'Équateur	10
1.2. Le Cadre Géologique de l'Équateur	11
1.3. Notre Secteur d'Étude	12
1.4. La Structure et la Sismicité de la Marge Côtière Équatorienne	13
1.5. La Surrection le long la Marge Côtière Équatorienne	13
1.6. L'Évolution de la Marge Côtière Équatorienne	17
CHAPITRE 2 La Géologie de la Marge Côtière Équatorienne	21
2.1. La Carte Géologique de la Marge Côtière de l'Équateur	23
2.2 Description de la Géologie Régionale	23
2.3. Structures de la Cordillère Côtière	39
CHAPITRE 3 Le Cadre Géomorphologique de la Cordillère Côtière	55
3.1. Les Principaux Domaines Morphologiques de l'Équateur	57
3.2. Les Basins Versants	59
3.3. Le Réseau Hydrographique: sa géométrie et sa relation avec la Morphologie, la Géologie Structurale et la Lithologie	60
3.4. Les Domaines Morpho-Structuraux de la Cordillère Côtière	81
CHAPITRE 4 Quantification Relative De La Surrection De La Cordillère Côtière	87
Résumé	89

<i>The Relative Uplift along the Coastal Cordillera of Ecuador</i>	91
Abstract	93
4.1. Introduction	95
4.2. Geodynamic and Geomorphic Frameworks	95
4.3. Methods	98
4.4. Results	102
4.5. Interpretation	103
4.6. Conclusions	107
4.7. Figure Caption	109
CHAPITRE 5 <i>Évidence de Néotectonique le long du Rio Jama à partir de l'analyse des Terrasses Alluviales dans la partie centrale de la Cordillère Côtière</i>	121
Résumé	123
<i>Evidence of the Quaternary Activity along the Jama Fault System (Ecuador) from Fill-Terrace and Long River Profile studies</i>	125
Abstract	127
5.1. Introduction	129
5.2. Regional Background	129
5.3. Fluvial Terraces	130
5.4. Methods	131
5.5. Results	132
5.6. Interpretation	136
5.7. Conclusions	139
5.8. Figure Caption	141

CHAPITRE 6	Relations entre les Cônes Déposés aux pieds de la Cordillère des Andes et le Soulèvement de la Cordillère Côtière	155
Résumé		157
	<i>Alluvial-Fan Evolution within a Tectonically-Confin ed Setting into a Tropical Continental Region: Santo Domingo Megafan, Ecuador</i>	159
Abstract		161
6.1. Introduction		163
6.2. Regional Background		163
6.3. Physiography, Morphology and Climatic Setting		164
6.4. Methodology		165
6.5. Fan Sequence Stratigraphy and Distribution Pattern		166
6.6. Fan Morphometry		167
6.7. Evidences of the Fan Deformation		170
6.8. Modeling of the Sedimentary Filling		173
6.9. Discussion		174
6.10. Conclusions		177
6.11. Figure Captions		179
CHAPITRE 7	Évolution de la Cordillère Côtière aux temps longs à partir de la Géologie et des corrélations Stratigraphiques des Formations Sédimentaires du Néogène	197
Résumé		199
	<i>Syntectonic Deposition of Clastic and Volcano-Clastic Sedimentary Sequences within a Neogene Forearc Basin Setting: Angostura and Borbón Formations, Ecuador</i>	203
Abstract		205
7.1. Introduction		207
7.2. Regional Background		207

7.3. Neogene Stratigraphy	208
7.4. Structure	214
7.5. Syntectonic Deposition and Deformation	221
7.6. Discussion and Conclusion	223
7.7. Figure Captions	225
CHAPITRE 8 Cadre Géologique et Structural pour l'Évolution de la Cordillère Côtière	241
Conclusions Générales	253
Références	259
Annexes	277
<i>Carte Géologique de la Marge Côtière de l'Équateur</i>	279

TABLE DE FIGURES

Figure 1.1. Contexte géomorphologique de l'Équateur. Les cordillères Occidentale et Real forment partie des Andes du Nord.	9
Figure 1.2. Contexte Géodynamique de l'Équateur. Major faults GGD Gulf of Guayaquil; DGMD Dolores–Guayaquil Megashear and relative plate motions according to GPS data and the NUVEL-1 global kinematic model are included (Modifié d'après Gutscher et al., 1999).	10
Figure 1.3. Contexte Géotectonique de l'Équateur. (Modifié d'après Deniaud, 2000).	11
Figure 1.4. Topographie de la marge équatorienne, la ride de Carnegie et la cordillère Côtière. Bathymétrie compilation par Michaud et al. (2006) (taille de la cellule de grille = 150 m). Topographie en terre avec SRTM taille de la grille 90 m.	12
Figure 1.5. Carte Néotectonique de l'Équateur (Egüez et al., 2003).	14
Figure 1.6. Localisation de la sismicité dans la Cordillère Côtière (D'après Bethoux et al., 2011).	15
Figure 1.7. Localisation de la sismicité dans le nord de la cordillère Côtière. (D'après Manchuel et al., 2012).	16
Figure 1.8. Localisation des terrasses marines et les valeurs de soulèvement (D'après Pedoja et al., 2006a).	17
Figure 1.9. Évolution de la marge côtière de l'Équateur (D'après Benítez,, 1995).	18
Figure 2.1. Carte géologique de la cote de l'Équateur (d'après CODIGEM-BGS, 2003). Distribution des bassins modifiée d'après Deniaud, 2000.	24
Figure 2.2. Carte Géologique simplifiée de la marge côtière du Équateur (Modifiée d'après Reyes et Michaud, 2012).. Les limites approximatives des bassins sont tracées en pointillés de couleur.	25
Figure 2.3. Légende de la carte géologique de la marge côtière de l'Équateur (Modifiée d'après Reyes et Michaud, 2012).	26
Figure 2.4. Colonne stratigraphie simplifiée de la cordillère Côtière. Les couleurs coïncident avec la Figure 2.3. La légende est très générale et comporte une symbolique basique.	28
Figure 2.5. Géologie de la péninsule de Santa Elena. Le bassin du Progreso se trouve entre les failles F1 et F2. La légende est sur la figure 2.3. Localisation figure 2.2 (d'après Reyes et Michaud, 2012).	29
Figure 2.6. Géologie du secteur de Manta - Jipijapa. La légende est sur la figure 2.3. Localisation figure 2.2 (d'après Reyes et Michaud, 2012).	30
Figure 2.7. Géologie du secteur de Jama - Bahía de Caráquez. La légende est sur la figure 2.3. Localisation figure 2.2 (d'après Reyes et Michaud, 2012).	32
Figure 2.8. Affleurements de quelques formations de la marge côtière. (a) Formation Piñón dans le massif Jama (route El Carmen Pedernales). (b) Formation Calentura au nord de la ville de Jama. (c) Formation Cayo a l'est du massif Jama. (d) Formation Cerro autour de la ville Montecristi. (e) Formation San Mateo au sud de la ville de Manta. (f) Formation Punta Blanca a l'est du massif de Jama. (g) Formation Playa Rica a l'est du massif de Jama. (h) Formation Pambil a l'est du massif de Jama.	33
Figure 2.9. Géologie du secteur d'Esmeraldas (Reyes et Michaud, 2012). Localisation figure 2.2.	35
Figure 2.10. Affleurements de quelques formations de la cordillère côtière. (a) Formation Dos Bocas route Montecristi - Jipijapa. (b) Formation Villingota à l'Est de San Clemente. (c) Formation Angostura route Flavio Alfaro - Chone. (d) Formation Ónzole dans la route Esmeraldas - Rioverde. (e) Formation Borbón inférieure secteur Cabo Pasado. (f) Formation Borbón moyenne à l'ouest de la ville Pichincha. (g) Formation Borbón supérieure à l'est de la ville Flavio Alfaro. (h) Formation Balzar-San Tadeo autour de la ville de Balzar.	37

Figure 2.11. Coupe géologique de la zone de Chongón-Colonche. Exagération vertical x 6. Localisation figure 2.2. Légende et couleurs figure 2.3. F3 = faille de Colonche. F4 = faille de Cascol.	40
Figure 2.12. Coupe Géologique secteur Jipijapa. Le massif de Jipijapa. Exagération vertical x 6. Localisation figure 2.2. Légende et couleurs figure 2.3. F4 = faille de Cascol; F5 = faille de Jipijapa.	41
Figure 2.13. Coupe Géologique de la zone de Jama. Exagération vertical x 6. Localisation figure 2.2. Légende et couleurs figure 2.3. F7 = faille de Flavio Alvaro; F8 = faille Pichincha.	41
Figure 2.14. Coupe géologique du secteur Quinindé. Le système de faille de Jama. Ce système dessine une fleur positive. Exagération verticale x 6. Localisation figure 2.2. Légende et couleurs figure 2.3.	42
Figure 2.15. Coupe géologique du secteur d'Esmeraldas. Exagération vertical x 6. Localisation figure 2.2. Légende et couleurs figure 2.3. F10 = faille Canandé; F11 = faille Tanigüe.	42
Figure 2.16. Coupe Géologique de la zone Bahia de Caráquez. L'Antiforme de Tosagua. Exagération vertical x 6. Localisation figure 2.2. Légende et couleurs figure 2.3.	44
Figure 2.17. Colonne stratigraphique simplifiée du bassin sédimentaire Progreso dans la péninsule de Santa Elena. Les couleurs coïncident avec la Figure 2.3. La légende est très générale une symbolique basique.	45
Figure 2.18. Colonne stratigraphie simplifiée du bassin sédimentaire Manabí qui montre les principaux changements depuis le nord (Flavio Alfaro - Quinindé) vers le sud (Jipijapa - Pedro Carbo). Les couleurs coïncident avec la Figure 2.3. La légende est très générale avec une symbolique basique.	47
Figure 2.19. Colonne stratigraphique simplifiée du bassin sédimentaire Manta - Jama situé à l'ouest de la cordillère côtière. Les couleurs coïncident avec la Figure 2.3. La légende est très générale avec une symbolique basique.	49
Figure 2.20. Colonne stratigraphie simplifiée du bassin sédimentaire Borbón. Les couleurs coïncident avec la Figure 2.3. La légende est très générale avec une symbolique basique.	50
Figure 2.21. Colonne stratigraphie synthétique du bassin sédimentaire de Guayas. Les couleurs coïncident avec la Figure 2.3. La légende est très générale et inclue symbolique basique.	51
Figure 2.22. Corrélacion entre des colonnes stratigraphiques des bassins sédimentaires de la marge côtière. Les couleurs coïncident avec la Figure 2.3. La légende est très générale avec symbolique basique.	52
Figure 3.1. Carte géomorphologique des principales caractéristiques physiographiques du relief de l'Équateur. La Cordillère Côtière a une altitude moyenne (< 500 m) relativement faible par rapport a celles de la Cordillère des Andes (~ 2000 m). La Cordillère Côtière (ligne en pointillée noire) est unie aux Andes par les reliefs associés à la faille de Canandé (ligne noire). La vallée interandine est en pointillé blanc.	58
Figure 3.2. Les principaux domaines de l'Équateur avec les caractéristiques physiographiques. La Cordillère Côtière, les dépressions interne et côtière, les Andes du Nord, la dépression interandine et le bassin de l'Oriente. La Cordillère Côtière est séparée des Andes par une dépression interne.	59
Figure 3.3. Les bassins versants de la zone côtière de l'Équateur. La ligne rouge correspond à la ligne de partage des eaux de la Cordillère Côtière. Les deux bassins versants majeurs de la dépression interne (Esmeraldas et Guayas) sont séparés par le cône de Santo Domingo.	61
Figure 3.4. Le réseau hydrographique de la Cordillère Côtière et les dépressions côtières adjacentes. Les principaux reliefs et segments de la cordillère côtière sont reportés : montagnes Mache-Chindul, où le soubassement n'affleure pas, et les massifs Canandé, Jama, Jipijapa et Chongón-Colonche, où le soubassement affleure.	62
Figure 3.5. Carte géologique de la côte de l'Équateur simplifiée. Localisation des zones détaillées dans ce chapitre. Modifié de Reyes and Michaud, 2012.	63
Figure 3.6. (a) Le domaine hydrographique Esmeraldas. Voir localisation sur la Figure 3.4. Les carrés avec des symboles d'oeil montrent la position et la direction de visualisation des figures. (b) Géométrie du réseau hydrographique. (c) Vue 3D du secteur de Viche qui montre le réseau hydrographique local de la zone de Viche avec les failles de Canandé (sud) et une faille qui passe pour la village de Viche (nord): noter la position du lac	66

contrôlé par la faille; les symboles de pendage montrent le plongement des structures et les flèches bleues montrent la direction d'écoulement de quelques rivières en relation avec la structure. Les mêmes symboles ont été utilisés pour les figures 3D suivantes. (d) Géologie de la zone c. Voir localisation dans la Figure 3.5. (e) Vue 3D qui montre la zone de Cristobal Colon où il existe une structure sédimentaire basculée. (f) Géologie de la figure e. (g) Vue 3D de la zone du Dôme de Businga; les failles sont en traits noirs. (h) Géologie de la zone correspondant à la figure g.

Figure 3.7. (a) Le domaine hydrographique de Jama. Voir localisation sur la Figure 3.4. Les carrés avec des symboles d'oeil montrent la position et la direction de visualisation des figures 3D (b) Géométrie du réseau hydrographique. (c) Vue 3D du secteur de la faille Jama qui montre le réseau local. Les symboles de pendage indiquent le plongement des structures et les flèches bleues montrent la direction d'écoulement de quelques rivières en relation avec la structure. Les lignes noires correspondent au système de faille Jama. (d) Géologie de la zone c. Voir localisation sur la Figure 3.5. (e) Vue 3D de la zone située à l'Est de Pedernales qui montre une structure sédimentaire basculée. Observer le bassin versant qui forme un pull-apart avec une rivière qui s'écoule vers l'Ouest. (f) Géologie de la zone de la figure e. (g) Vue 3D de la zone au nord de Pedernales avec quelques failles en ligne noire. (h) Ceci correspond à la géologie de la zone de la figure g. (i) Vue 3D de la zone de Bahía de Caráquez. (j) Géologie de la zone de la figure i.

70

Figure 3.8. (a) Le domaine hydrographique de Santo Domingo. Voir localisation sur la Figure 3.4. (b) Le réseau hydrographique local.

71

Figure 3.9. (a) le relief du domaine hydrographique Flavio Alfaro - Paján. Voir localisation sur la Figure 3.4. Les carrés avec les symboles d'oeil montrent la position et la direction de visualisation des figures postérieures. Faille Pichincha en ligne noire. (b) Géométrie du réseau hydrographique. (c) Vue 3D du bassin versant de la rivière Chone pour illustrer le réseau hydrographique local. Les symboles des pendages montrent le plongement des structures. Les flèches bleues montrent la direction d'écoulement des rivières en relation avec la structure. Les mêmes conventions ont été utilisées pour les figures suivantes. (d) Géologie pour la zone b. Voir localisation sur la Figure 3.5. (e) Vue 3D de la zone de Flavio Alfaro qui montre une structure sédimentaire basculée. Faille Flavio Alfaro en ligne noire. (f) Géologie de la zone de la figure e. (g) Vue 3D de la zone de Pichincha. Faille Pichincha en ligne noire. (h) Géologie de la zone f. (i) Vue de la zone au sud de Portoviejo. (j) Géologie de la zone h. (k) Vue 3D de la zone Paján. Faille de Cascol en ligne noire. (m) Géologie de cette zone.

76

Figure 3.10. (a) Le domaine hydrographique Manta - Jipijapa. Voir localisation sur la Figure 3.4. Les carrés avec des symboles d'oeil montrent la position et la direction de visualisation des figures. (b) Réseau hydrographique. (c) Vue 3D qui montre la péninsule de Manta et le segment nord de massif de Jipijapa. En lignes noires la faille Jipijapa à l'Ouest du village Jipijapa et la faille El Aromo au Sud de la ville de Manta. Les symboles de pendage montrent le plongement des structures. Les flèches bleues montrent la direction d'écoulement des rivières en relation avec la structure. (d) Géologie correspondant à la zone de la péninsule de Manta. Voir localisation sur la Figure 3.5. (e) Vue 3D qui montre la zone d'intersection entre les massifs Jipijapa et Chongón-Colonche. (f) Géologie correspondant à la zone e.

78

Figure 3.11. (a) Le domaine hydrographique Guayas et le relief. Voir localisation sur la Figure 3.4. (b) Le réseau hydrographique.

79

Figure 3.12. (a) Le domaine hydrographique Santa Elena et le relief. En ligne noire de sud a nord les failles La Cruz, Carrizal et Colonche. Voir localisation sur la Figure 3.4. (b) Le réseau hydrographique.

80

Figure 3.13. Modèles de drainage idéalisés qui sont censés se développer sur une surface plane avec une pente qui augmente de gauche à droite depuis a jusqu'au e. a) Dendritique, b) Subdendritique, c) Subparallèle, d) Parallèle et e) Pennée. Modifié d'après Phillips and Schumm (1987).

81

Figure 3.14. Les principaux domaines morpho-structuraux de la Cordillère Côtière et des dépressions adjacentes. Les failles principales sont dessinées d'après Reyes and Michaud, 2012. (les failles sont nommées, à l'exception de la faille qui traverse le village de Viche). Les symboles de pendage montrent le plongement général des structures. Les lignes segmentées noires correspondent aux axes d'antiformes et les lignes segmentées blanches aux axes de synformes. Voir texte pour explication.

82

Figure 4.1. Topographic map of Ecuador margin collision area with the Carnegie ridge-. Bathymetry comes from compilation by Michaud et al. (2006). Offshore the 2500 m isobath in black to displays the Carnegie Ridge. Inland the thin black line limits the 200 m elevation of high and the thin red line the 400 m elevation. Thick red dashed lines locate the marine terraces and associate uplift rates (white arrows) from Pedoja et al. (2006a). Epicenters (white stars), year and seismic magnitude (Mw) from Collot et al. (2004). The limits of the North-Andean Block (dashed line) are from Witt and Bourgois (2009). The black arrow for plate convergence rate refers to Nazca plate from Trenkamp et al. (2002).

109

Figure 4.2. (a) Simplified geological map of the coastal region of Ecuador. Five stratigraphic sequences were drawn. Thick lines represent main faults reported to the Coastal Cordillera (CODIGEM-BGS 1993). Dashed lines represent the structures proposed in this work as Flavio Alfaro, Colonche, El Aromo - Montecristi and Pichincha faults. Snapshot shows a resumed stratigraphic column for geological map, which include an approximate thickness for each group and the name of the formations and quaternary landforms. (b) Rainfall map of the coastal region of Ecuador. Modified from Pourrut (1995). 110

Figure 4.3. Relief map from DEM 30-m grid size illustrates morphologic and physiographic features. Huge alluvial fans of provenance from the Western Cordillera (Andes) are located between the Esmeraldas and Guayas river basins. In thick blue lines Esmeraldas, Jama, Jipijapa and Guayas rivers. Dotted line enclose approximate zone for lithology calibration in the relative incision method. 111

Figure 4.4. Extraction of anomalies along river profiles. Schemes showing how vertical and horizontal deviations of river profiles relative to a theoretical profile were estimated. (a) Longitudinal river profile corresponding to the example of the Portoviejo River (Fig. 3) and the associated logarithmic curve. Black arrows point out vertical and horizontal offsets. Some knickpoints are shown with thin lines for illustration purposes. (b) Vertical deviation values. Positive values indicate zones where the profile tends to be convex as the elevation increases. Negative values indicate zones where profile tends to be concave when the elevation decreases. (c) Horizontal deviation values. They highlight the downstream reaches with increased slopes. Note that the downstream horizontal deviation values may look insignificant in vertical direction. 112

Figure 4.5. Relationships between the valley width and the valley height depth. (a) Two subcatchments 1 and 2 show different valley depth for the same valley half-width. Open squares for subcatchment 1 and open circles for subcatchment 2. They show in each point the average of depth for each class of half-width (modified from Bonnet et al. 1998). (b) Relationship between valley depth and valley half-width plotted in logarithmic scale. The α value corresponds to the slope of the fitted line (see text for longer explanation). The more incised subcatchment has the higher α value. (c) 3D model illustrating an ideal geometry for two valleys with a constant α value and cutting into two different lithologies A and B. The small sketch illustrates the evolution of valley depth (D) and the valley half-width (W) in each valley. Note that for the same depth, the half-width of valley A is longer than B, thus the more resistant lithology (B) has a higher α value than lithology (A). 113

Figure 4.6. 3D diagram illustrating how lithology and uplift may change the ratio between valley depth (D) and half-width of the valley (W). The lithology B is assumed more resistant to erosion than lithology A. In a first stage, the four valleys have the same depth and half-width (dashed lines). In a second stage, inner valleys experiment an equal uplift controlled by faults. To estimate α value (eq. 6) we used the geometry of the outer valleys as reference. Hence, the α_L value for the soft lithology B is relatively higher than for the lithology A. 114

Figure 4.7. Values de α_L estimated for the five lithologic groups. The diagrams are plotted in logarithmic scale. In the horizontal and vertical axis are represented the half-width (W) and the depth (D), respectively. (a) Cretaceous group. (b) Eocene-Oligocene group. (c) Miocene group. (d) Pliocene group. (e) Quaternary group. 115

Figure 4.8. Vertical (a) and horizontal (b) deviation maps. They show the offsets the river profile from semi-log curve. 109 river profiles were analyzed in blue line. Percentage values were obtained from D_v/HM and D_h/XM to the elevation and the downstream distance respectively (D_v and D_h = vertical and horizontal deviations in each point, HM and XM maximum elevation and downstream distance of the profile). (a) In the vertical deviation the positive values has been classified into three categories: Low = 15% to 30%; Medium = 30% to 45% and High > 45%. The negative values have been classified into two groups: Low = -5% to -30%; and High < -30%. (b) In the horizontal deviation the positive values has been classified similar to those ones of the vertical deviation. The negative values have been classified into two groups: Low = -5% to -10% and High < -10%. 116

Figure 4.9. Relative incision map show interpolated results of I_r value estimated for each of ~2400 measurement sites along coastal cordillera. I_r values are given in meters. The positive values have been classified into three categories: Low = 10 m to 50 m; Medium = 50 m to 100 m and High > 100 m. The negative values have been classified into two groups: Low = -10 m to -50 m High < -100 m. 117

Figure 4.10. The Coastal Cordillera is segmented into six domains. Dashed white lines represent the boundary for blocks. Topographic background is issued from DEM 30-m grid size. Inserts at lower right locate Ecuador and the study area. 118

Figure 4.11. Summary of geomorphic characteristics of the six domains and evolution deduced from these characteristics. Blocks organized from north to south. D_v and D_h = vertical and horizontal deviations, I_r = 119

relative incision, R_f = rainfall and R_r = rock resistance. The bars below the blocks indicate a subjective classification into Low = L, Medium = M and High = H of the D_v , D_h and I_r anomaly values, rainfall data and the relative rock resistance. The white lines represent the drainage pattern and the black arrows the uplifted block. See Fig. 10 for localization of the six domains.

Fig. 4.12. Simplified cross sections illustrating the lithologic and tectonic context along the stream profiles of the Jama and Jipijapa rivers. (a) The Jama river profile shows a set of knickpoints in downstream direction of the Jama fault (~100 m in vertical direction) just above the outcrop of the Cretaceous rocks. At this level a great deviation from the logarithmic curve is associated the Jama fault. Note the good fit between the logarithmic curve and the river profile in the upstream direction of the Jama fault. Vertical exaggeration of 60. (b) The Jipijapa River profile shows a similar lithologic and tectonic setting as the Jama River. A zone with many knickpoints is exhibited along downstream of the Jipijapa fault trace (~150 m in vertical direction) throughout the hanging wall block, where the Cretaceous rocks are exhumed. Vertical exaggeration of 25.

120

Fig. 5.1. Elevation map of the Carnegie ridge – Ecuador margin collision area. Bathymetry from compilation by Michaud et al. (2006) (size of the grid cell =150 m). Inland the relief of the Coastal Cordillera from DEM 30 m grid size. White arrows point out the marine terraces and associate uplift rate from Pedoja et al. (2006). The limits of the North Andean block (dashed line) are from Witt and Bourgois (2009). The black arrow for plate convergence rate refers to Trenkamp et al. (2002). Black rectangle correspond to the studied area.

141

Fig. 5.2. a) Relief map from DEM (30 m grid size) illustrates the Jama river basin and the morphologic-physiographic features, distribution of the topographic elevation. In thick blue and black lines the Jama river and Jama river basin respectively. Highland and lowland valleys are separated by the Jama massif which is bounded by Jama and Huele fault traces. In thick black lines the mainly faults. It is illustrated the location of the Muchacho terrace profile of the Figure 5.11. b) Geological map of the Jama river basin. KP Cretaceous Basement, OP Oligocene Punta Blanca formation, MD Miocene Dos Bocas formation, MA Miocene Angostura formation, MO Miocene Onzole formation and PJ Pliocene Jama and Borbon formations. In thick black lines the mainly faults. Modified from Reyes and Michaud (2012).

142

Fig. 5.3. a) Mapping of three levels of lowland terrace and Salima and Huele faults (See Figure 5.2a for locations). Notes the strath terrace just over de fault trace. Salima fault control tributary confluence of parallel rivers to trending of the fault. Red crosses are the GPS measures and green diamonds are the laser EDM measures. Black star indicates the location of Fig. 5.10. b) Mapping of two levels of highland terrace which start at Jama fault trace (See Figure 5.2a for locations) and are locally crossed by San Isidro fault. Note tributary confluence upstream of the Jama fault. This terrace was mapped until Convento and Zapallo tributary confluence point. Red crosses are the GPS measures and green diamonds are the laser EDM measures.

143

Fig. 5.4. (a) River profile of Jama river including lithological sequences, faults. and terraces. Note the profile is formed by two concave sub-profiles separated by the largest knickpoint which coincides with Jama fault. b) Average relief that border stream valleys. Most of highest elevations coincides with Jama massif and faults, but is essentially controlled by rock resistance. c) Sinuosity values along Jama river, estimated from stream length / valley length. Note the relative increase of values at downstream of each sub profile and how lower values coincides with fault traces. d) Lowland terrace and the three levels T1, T2, T3. e) Highland terrace and the two levels T1 and T2. Vertical exaggeration x 120.

144

Fig. 5.5. Sedimentary columns of the fining-upward lowland terrace. Note the soil level, the cultural features and the two tephra levels. Ages from Zeidler (1994b). See figure 5.3a for locations.

145

Fig. 5.6. Highland terrace vs Jama fault trace at the confluence tributary point. Observe prominent water gap carved by antecedent Jama river into cretaceous rocks. Note as the terrace T2 is initiated in the fault trace.

146

Fig. 5.7. Sedimentary columns of the fining-upward highland terrace. Paleosoils are typical at downstream (Pechichal C'1) and coarse-grained facies at upstream (Muchique C'3). C'2 corresponds to San Isidro area. Ages from Zeidler (1994b). See figure 5.2a for locations.

147

Fig. 5.8. a) Elevation of T1 with respect to the streambed along the lowland valley. Vertical exaggeration x 230. b) Elevation of T1 with respect to the streambed along the highland valley. Vertical exaggeration x 250. c) The vertical difference between the surface of abandonment and the top of T2 (Dt). The uplift rates are calculated along the T1 except for the downstream reach where T2 is absent (thin dashed line) and also the upwarped reaches associated to Salima fault.

148

Fig. 5.9. Strath terrace of about ~5 m respect to the adjacent channel. Hillslope correspond with the hanging wall block of Salima fault. Lithology of the bedrock corresponds with the Ónzole formation. The tread of this strath indicates the relative position of the bedrock channel before the fault movement. See Fig. 5.4a for locations.

149

Fig. 5.10. The terrace T1 and the ancient streambed (black dashed line). The fill of the palaeochannel is composed by unconsolidated matrix supported pebbly to gravely alluvial sediments. The red dashed line points out the surface of abandonment which covers the floodplain sediments and the ancient channel. See figure 5.3a for locations. 150

Fig. 5.11. Example of the schematic evolution of the highland terrace during a single Jama fault vertical movement. a) Initial stage with V-shaped valleys. b) Vertical-slip of Jama fault and upstream damming. c) Filling of terrace until the new base level, increase in sinuosity, lateral erosion and widening of valley. d) Incision of terrace after upstream knickpoint retreat. The incision water gap carved into the hanging wall block record at least the last ~100 m of the vertical movement of the fault. 151

Fig. 5.12. Evolution of the lowland and highland terraces in schematic graphics. a) During sea base level rise the lowland valley begins to be filled (filling is represented by grey colour). Tectonic movement of Jama massif cause filling of the dejection cone (represented by dot plots). b) The elevation of the sea level increase and the filling of the lowland terrace continue. In the highland terrace the filling is controlled by the Jama fault activity. c) Uplift period causes incision and abandonment of the lowland terrace. The faulting deforms the terraces. d) Actual stage. The lateral movement of the faults is shown in the profile of the figure 5.4a. 152

Fig. 6.1. Elevation map of the Carnegie ridge – Ecuador margin collision area. Geodynamic setting of the coastal margin of Ecuador. Bathymetry from compilation by Michaud et al. (2006) (size of the grid cell =150 m). Inland the relief of the Coastal Cordillera from DEM 30 m grid size show the physiography and morphology of the study area of the Santo Domingo megafan (SDM). 179

Fig. 6.2. a) Relief map of the Santo Domingo megafan (SDM) (located between Toachi and Baba rivers) and Pedro Vicente Maldonado fan (PVM) from DEM 30 m grid size showing the physiography and the different morphologic characteristics of the study area. Dashed red line is a lobe along Toachi river. b) Geologic map of the Santo Domingo megafan area. In thick dashed lines the main faults observed during fieldwork. Two sequences are mapped into megafan: Mudstone series that crops out in the whole area (light green) and volcanoclastic sequences (red with crossed lines) de la base of the megafan that are exposed along the more incised rivers and that correspond with the Borbon formation (red) in the Coastal cordillera at west. Note the local outcrops of basement along the Santo Domingo fault. 180

Fig. 6.3. Physiographic map illustrates the catchment and fan areas of the five alluvial fans. Santo Domingo alluvial fan boundary has been projected over reliefs of the Coastal Cordillera according to the Figure 6.2, forming the transition zone. Note that high catchment areas display low fan areas for the RGY, MRP and RCH fans in contrast with the SDM and PVM fans (See text for names). Black triangles correspond to localization of volcanoes of the North Andean segment. Red dashed line indicates the divide line between the Esmeraldas and Guayas river basins. 181

Fig. 6.4. Above: Stratigraphy of the PVM fan showing upper member separated by discordance from volcanic member, which is intercalated locally by gravel alluvium. In black soil horizon and paleosoils. Below: Stratigraphy of the SDM megafan show upper member discordantly over volcanic member. Note the debris flow deposit at the base of the apex sequence. 182

Fig. 6.5. Photographies that illustrate the lithologic characteristics of the SDM. a) Matrix-supported red breccia. b) Andesitic-tuff-microbreccia level. c) Mudstone member overlying the debris flow sequence near de fan apex. d) Sample of the unconsolidated typical mudstone of the area. e) Typical mudstone sequence indicating local unconformity. f) Soil sequence showing sequence of paleosoils over mudstone level: P1 = Lower paleosoil, V1 = Pyroclastic reworked deposit, P2 = Upper paleosoil, V2 = Pyroclastic yellow deposit, M = Mudflow-soil reworked, S = Recent soil. 183

Fig. 6.6. Graphics illustrating the morphometry characteristics of the fans. a) Fan area values plotted versus drainage area values. Open diamonds represent fans with high drainage areas with respect to fan areas. Open circles represent fans with higher fan areas with respect to drainage areas. The dashed lines separate the two groups of fans and suggest a particular tendency. b) Logarithmic plotting shows values of the D_A exponents the five fans. c) Logarithmic plotting of the drainage area versus the fan gradient. The gradient is equal to the tangent of the fan slope. 184

Fig. 6.7. Longitudinal radial profiles of the SDM megafan. Staircase arrangement indicates aggradation at the contact with the Coastal Cordillera. Along some profiles we have deliberately represented some promontories (with reduced vertical scale) to show the local roughness along the fan surface. Profile PL4 has been repeated in the two figures for comparison. a) the northern profiles with lobate form in white and b) the southern profiles. 185

Fig. 6.8. Transverse profiles arranged from west to east. Note the blue circles and the red triangle of the central point in PT1 and PT2 are higher than the circle and the triangles located in the flanks of the adjacent profiles at the same radius indicating that exist a relatively higher altitude at the central part of the SDM megafan. 186

Fig. 6.9. Longitudinal river profiles along the channel (RP, thick line) and along the fan surface (SP, segmented line). a) Toachi river, b) Baba river, c) Chila river, d) Pupusa river and e) localization map. 187

Fig. 6.10. Incision map shows the plotting of the ratio depth/wide for around 500 measures. High values represent that depth is relatively higher than the valley wide in each valley in comparison to the adjacent valleys. 188

Fig. 6.11. Deformation observed in the contact between the SDM megafan sediments (Mudstones) and the Coastal Cordillera rocks (Borbón formation). a,b) Mudstone sediments over Borbón formation. Note that the tectonic influence promotes the decrease and the aggradation which smooth the pre-existent surface. c,d) Small outcrop of fan sediments discordantly over Borbón formation. Fan sediments remain hanging from the top of the fan surface. Location in Figure 6.5 (transition zone). 189

Fig. 6.12. Geometrical relationships between contour lines of the tilted and untilted cones. a) Dashed circles represent the untilted cone and the thick ellipses represent the contour lines for a tilted cone inclined towards west. b) Comparison between areas of the high-slope flank (light blue) and the low-slope flank (yellow) of the tilted cone of the figure (a) for a radial sweep angle of around 90° . c) Example of the mechanical adjustment of the several possible ellipses for the same arc -pqr- of 90° of the middle contour line of the figure (b) (in this case the adjustment error less than 1.5% respect to the total radius). d) Adjustment of the eccentric circles for the radial arcs of the ellipses. The dashed ellipses represent the contour lines of a tilted cone. e) Tree-dimensional model obtained from vertical stacking of the eccentric circles of the figure (d) that indicates how the cone of the figure (a) has been tilted. 190

Fig. 6.13. Tilting model of the SDM megafan. a) Mechanical adjustment between contour lines (25 m) of the SDM megafan and eccentric circles. Note that zones *m* and *n* are not adjusted. In dashed lines the arcs of the circles that are out of the contour lines. b) Three-dimensional model of the SDM megafan indicates the vertical arrangement of the fitted eccentric circles. c) Two-dimensional model with the circles arranged concentrically. d) Two-dimensional model with eccentric circles indicating the direction of the tilting of the SDM megafan. 191

Fig. 6.14. Estimation of the tilting from comparison between PL1 (modified from the figure 6.7a), that corresponds with the lobe-landform form and PL4 (modified from the figure 6.7b) that coincides with the zone of the maximum aggradation and deformation in the contact with the Coastal cordillera. B = Inclination angle of PL1, A = Inclination angle of PL4. $A-B = \text{Tilt angle} = 0.082^\circ$ for the apex area. The tilt angle at downfan is calculated with respect to a horizontal arbitrary datum. Thus, $C = \text{Tilt angle} = 0.038^\circ$. 192

Fig. 6.15. Fan filling model. Three aggradation styles are used A = constant slope, B = constant apex, C = constant radius. Downfan aggradation *h*= horizontal and *b*= backfilling. Fan dimensions are proportional to the original architecture. The purple number written inside the box indicates how many times larger the vertical aggradation of the downfan area with respect to that one of the apex area. Tilting and deformation are not considered. 193

Fig. 6.16. Plotting of the drainage area versus fan area. a) Fans of this study plotting against another fans of similar proportions from the literature. ARZ = Abarkoh fan of an arid context in Iran (Arzani, 2005). PPT = Parapeti fan of a subtropical climate in Bolivia (Horton and DeCelles, 2001). BRN = Brenta, PVE = Piave and TGL = Tagliamento of an humid subtropical climate in a glacial context (Fontana et al., 2008). b) Map showing the possible areas with a particular climatic context: zones with high sediment contribution, zones with variable sediment/water, and zones with high water contribution. 194

Fig. 6.17. Evolution model for the SDM megafan. a) Volcanic sediment deposition of the basal member of SDM in a large plain area. White arrows indicate the uplifted zones and black arrows indicate the sedimentary flux. b) Deposition of PVM fan. Starting of the uplift of the Coastal Cordillera during fan deposition. Reconfiguration of the drainage network and fan confinement. c) Deposition of the upper member (mudflow) during the uplift of the Coastal Cordillera that covers the fans and erosion of the SDM fan sediments at downfan areas. Deposition of the RGY fan. d) Development of the lobe along the Toachi River. 195

Fig. 7.1. Elevation map of the Carnegie ridge and the Ecuadorian margin area. Bathymetry from compilation by Michaud et al. (2006) (size of the grid cell =150 m). Inland the relief of the Coastal Cordillera from DEM 30 m grid size. The limits of the North Andean block (dashed thick line) are from Witt and Bourgois (2009). The black arrow for plate convergence rate refers to Trenkamp et al. (2002). Dashed line rectangle correspond to the studied area. 225

Fig. 7.2. Resumed geologic map of the Coastal area of Ecuador modified from Reyes and Michaud (2012). The original scale from fieldwork mapping was 1:250000. In dashed lines the approximates boundaries of the sedimentary basins. The shell symbol indicates the fossil dating places and the camera symbol indicates the places of the pictures of the figure 7.4.	226
Fig. 7.3. Simplified regional stratigraphy of the Neogene formations of the northern Manabí and Manta-Jama basins to correlate between the coarse-grained formations particularly Borbón and Jama.	227
Fig. 7.4. Pictures of the Neogene formations. See locations in figure 7.2. a) Pelitic sediments (mudstones) of the Dos Bocas formation south of Jipijapa. b) Siltstones and mudstones of the Viche formation south of Viche. c) Pelitic sediments of the Villingota formation south of Bordones. d) Fining-upward turbiditic volcanic sediments of the Angostura formation northeast of Pedernales. e) Fin-grained sediments of the Ónzole formation east of Galera. f) Contact zone between Ónzole formation and Lower Borbón member south of Jama. g) Middle Borbón member north of Chibunga. h) Unconsolidated mudstones of Balzar-San Tadeo formation around Maicito.	228
Fig. 7.5. Resumed stratigraphic sections of the Neogene formations (especially Angostura formation) and their location along the Coastal Cordillera. On capital letters are pointed out the different unconformities. On thick red dashed line the axis of the Tosagua antiforme and on thick blue dashed line the axis of the flower structure of the Jama fault system.	229
Fig. 7.6. Microscope photographs of some foraminifer specimens obtained from samples of the Villingota formation around Rioverde. See figure 7.2 for location.	230
Fig. 7.7. Distribution of the lithofacies of the Angostura formation. a) Southern domain lithofacies. b) Central volcano-clastic domain lithofacies. c) Northern domain lithofacies.	231
Fig. 7.8. Resumed stratigraphic sections of the Neogene formations (especially Borbon formation) and their location along the Coastal Cordillera. On capital letters are pointed out the main unconformities. On thick red dashed line the axis of the Tosagua antiforme and on thick blue dashed line the axis of the negative flower structure of the Jama fault system.	232
Fig. 7.9. Microscope photographs of some foraminifer specimens obtained from samples of a) Ónzole formation around Atacames, b) Lower Borbón member between Galera - Chamanga road and c) Lower Jama formation north of Canoa. See figure 7.2 for locations.	233
Fig. 7.10. Distribution of the members of the Borbón formation. a) The clastic Lower member. b) The volcano-clastic Middle member and c) The volcanic Upper member.	234
Fig. 7.11. Structural map of the Coastal cordillera. The relief map (DEM: grid size 30 m) illustrates the Neogene boundary faults of the Coastal forearc basin area. Some names of villages, rivers, hills and faults have been included. a) Northern morpho-structural domain of the Borbón formation. b) Central-western morpho-structural domain. c) Central-southeastern morpho-structural domain.	235
Fig. 7.12. Areal distribution of the deformation based on the localization of the unconformities during the Neogene period along the Coastal cordillera. a) Before Middle Miocene, b) During Middle Miocene, c) Before Upper Miocene, d) During Upper Miocene, e) After Middle Pliocene and f) Pleistocene to Present.	237
Fig. 7.13. Stages of evolution of the Coastal forearc basin from the Lower Miocene to the Present. Arrows pointing upwards indicate the uplift, arrows pointing to the left indicate the sediment source. Volcanism is indicated by a magmatic camera.	238
Fig. 7.14. Comparison between the Coastal forearc basin stratigraphy and the exhumation periods along the Western Cordillera (Spikings et al., 2005); the Real cordillera (Spikings et al., 2000; Spikings and Crowhurst, 2004) and the periodes of volcanisme on the Andes (Barberi et al. 1988; Lavenu et al., 1992). UB = Upper Borbón, MB = Middle Borbón, LB = Lower Borbón, OF = Ónzole formation, AV and AC = Angostura formation (volcanic and clastique), VF = Villingota formation, DF = Dos Bocas-Viche formation and SF = San Mateo formation.	239
Fig. 8.1. Distribution des lithologies de la cordillère Côtière (Reyes and Michaud, 2012). a) Distribution spatiale des formations du Crétacé. Les zones en motif "diamant" noir correspondent aux massifs Crétacés. b) Distribution spatiale des formations du Paléogène. c) Distribution spatiale des formations Dos Bocas-Viche et Villingota. En pointillé nous représentons les frontières des bassins sédimentaires actuels avec du nord au sud:	244

en rouge Borbón, en bleu Manabí, en vert Manta-Jama et en magenta Progreso. d) Distribution spatiale de la formation Angostura.

Fig. 8.1 (continuation). c) Distribution spatiale de la formation Ónzole. d) Distribution spatiale du membre Borbón inférieur. e) Distribution spatiale des membres Borbón moyen et supérieur. f) Distribution spatiale des formations Balzar - San Tadeo.

245

Fig. 8.2. Évolution sédimentaire et tectonique de la cordillère Côtière de l'Équateur. a) Évolution des formations Dos Bocas-Viche et Villingota. Des flèches blanches indiquent des sources des sédiments terrigènes et les lignes en pointillées indiquent les failles, les zones en motif diamant noir correspondent aux massifs Crétacés et les zones en "vert" les zones probablement soulevés in a subaérienne environnement. b) Évolution de la formation Angostura. En motive en "v" les matériaux volcano-clastiques. c) Évolution de la formation Ónzole. En motif "pointillé" la zone des chenaux situés à la moitié de la séquence. d) Évolution du membre Borbón inférieur. Il commence a se développer la zone de la système de failles de Jama et aussi soulèvement probable de quelques reliefs. En motif gris "line horizontale" la zone de pull-apart.

248

Fig. 8.2. Continuation. e) Évolution des membres Borbón moyen et supérieur. En motif en "v" les matériaux volcano-clastiques. Soulèvement du bloc Esmeraldas (Mache-Rioverde). f) Soulèvement des blocs Jama-Bahía, Jipijapa, Chongón-Colonche et Santa Elena. g) Soulèvement des blocs Portoviejo-Pichincha et Manta. h) Modèle d'évolution des formations Balzar-San Tadeo. Soulevement totale de la cordillère Côtière (en grille). En motif de "points" le cône alluvial de Santo Domingo el la diversion des basins versants de Guayas au sud et Esmeraldas au nord.

249

Fig. 9.1. Reconstruction de l'emplacement de la ride de Carnegie le long de la marge de l'Équateur dans ~ 2 et ~ 4 Ma montrant la migration vers le sud du contact ride de Carnegie Ride-fosse de subduction. (A). Modèle cinématique: le vecteur de la plaque Nazca/Bloc Nord Andin (BNA). Le vecteur plaques Nazca / Amérique du Sud. Le vecteur est Nuvel-1A. (B). La coupe schématique de la zone de subduction. (C) La crête de la ride de Carnegie et sa relation avec la marge d'Equateur. La partie nord-est a été obtenue à partir de la forme de sa isobathe 2500 m. Les étoiles représentent l'emplacement des points entre l'axe de la fosse, et les flancs nord et sud de la ride de Carnegie entre ~ 4 et 5 Ma. La cordillère Côtière est représentée par le graphique des incisions (voir Fig. 4.9 pour légende) et la cordillère Occidentale en ligne simple inclinée. Les lignes segmentées épaisses représentent la profondeur du slab à 30 et 90 km et les lignes segmentées fines représentent les failles. Modifié de Collot et al. (2009).

258

INTRODUCTION GÉNÉRALE

LA PROBLÉMATIQUE

Les zones de subduction sont au niveau du globe parmi les zones les plus actives tant du point de vue de la déformation tectonique que de l'activité magmatique. Sur la plaque supérieure, la déformation est enregistrée à différentes échelles d'espace et de temps. Au temps court, la sismicité instrumentale et les catalogues de sismicité historique limitent les enregistrements de la déformation à quelques cycles sismiques (de quelques centaines à quelques milliers d'années). Au temps long la déformation sur la plaque supérieure se traduit par la formation de reliefs souvent importants. L'évolution de ces reliefs est révélatrice des couplages tectoniques au niveau de l'interface des plaques ainsi que des transferts de matière, de la surface vers le manteau, par le chenal de subduction. C'est pourquoi il est important de les étudier. Sur les temps courts les mouvements verticaux associés à la formation de ces reliefs peuvent actuellement être déterminés avec des précisions millimétriques à l'aide de systèmes géodésiques tel que le GPS. Sur les temps moyens (quelques dizaines à centaines de milliers d'années) l'enregistrement de la déformation dans les dépôts sédimentaires comme les terrasses et cônes alluviaux permet de quantifier les taux de surrection ou de subsidence. Au temps long, la détermination des déplacements des formations géologiques, l'analyse des successions lithologiques ou la reconstitution de l'histoire thermique d'une roche en relation avec sa remontée vers la surface (trace de fission par exemple) donnent une idée des mouvements verticaux à l'échelle de plusieurs millions d'années.

Le long de la marge en subduction d'Équateur la déformation récente de la plaque supérieure s'est manifestée par la formation du relief de la cordillère côtière. L'évolution Plio-Quaternaire de ce relief et la variation associée du transit sédimentaire à la fosse ne sont pas déterminées. En effet ce relief constitue une barrière de drainage aux flux sédimentaires provenant de l'érosion des Andes. La plupart des études se sont concentrées ces dernières années sur la frange littorale de la cordillère côtière (terrasses marines et Golfe de Guayaquil) et pas sur le relief lui-même. Il s'agit de mener une étude régionale complète de la cordillère côtière afin d'en préciser le cadre structural et l'évolution des reliefs sur le moyen terme (études de la géomorphologie, des terrasses et des cônes alluviaux) et sur le long terme (étude de la géologie à l'échelle régionale). Ce travail a pour but de proposer une évolution intégrée de la cordillère côtière à différentes échelles de temps, en particulier en précisant l'âge de la déformation et du soulèvement et le rôle des principales failles qui accompagnent le soulèvement de la cordillère côtière.

LES OBJECTIFS

L'objectif de ce projet est d'analyser l'évolution plio-quaternaire des reliefs le long d'un segment de la marge d'Équateur (entre Guayaquil et Esmeraldas) qui subit l'influence tectonique de la subduction de la Ride de Carnegie (avec l'individualisation d'un bloc, le bloc Nord Andin qui s'échappe latéralement vers le Nord). Ce segment est actuellement isolé du drainage andin par une cordillère côtière en surrection (altitude maxi 800 m), et bordé par une fosse vide de sédiments. Le long de ce segment, la majorité du matériel piégé sur le plateau

continental et sur la pente interne de la fosse provient de l'érosion locale des bassins versants situés sur le flanc ouest de la Cordillère Côtière.

Le relief est un indicateur pertinent des mouvements verticaux, notamment dans les zones actives. En effet l'érosion en relation avec le climat répond très rapidement à des changements de pentes et à des changements d'altitude, surtout lorsqu'ils sont locaux. Une analyse pertinente et détaillée de la topographie permettra d'évaluer localement des différences de comportement au sein du système étudié. La plupart des études se sont concentrées ces dernières années sur la bordure Est du bloc côtier et sur sa frange littorale (terrasses marines et Golfe de Guayaquil). Il s'agit de mener une étude régionale complète de la cordillère côtière afin d'en préciser le cadre structural et l'évolution des reliefs; quel est l'âge de la déformation et du soulèvement? Depuis quand la fosse est coupée du drainage andin? La cordillère se soulève-t-elle de façon homogène ou hétérogène (blocs avec des taux de soulèvement relatif différents)? Où sont les principales failles qui découpent la cordillère côtière et délimitent de possibles blocs? Comment jouent-elles? Quelle part prennent-elles dans le partitionnement du mouvement du bloc côtier? Ceci est indispensable pour espérer, relier la sismicité aux structures, obtenir un modèle cinématique cohérent et réaliste du bloc côtier, faire le lien entre déformation court terme (cycle sismique) et long terme (pérennité du relief) et enfin dater et quantifier l'évolution du relief de la cordillère côtière dont le soulèvement agit sur la distribution du matériel transporté à la fosse.

LES MÉTHODES

Pour l'évolution court terme de la cordillère côtière, nous avons utilisé des méthodes de la géomorphologie quantitative comme l'analyse des profils de rivières et la mesure des incisions relatives le long des vallées en utilisant des MNT (modèles numériques de terrain) qui permettent de réaliser des calculs à l'échelle régionale. Les résultats de ces mesures ont été confrontés avec la géologie locale des cartes géologiques disponibles. Nous avons aussi utilisé quelques images Spot, Landsat et Aster et pour la cartographie, de nombreuses photographies aériennes particulièrement de la partie nord de la zone côtière. Pour l'évolution long terme de la cordillère nous avons réalisé des études de géologie et de tectonique régionale à partir des données stratigraphiques et tectoniques récoltées pendant plusieurs campagnes de terrain qui ont permis de réaliser une carte géologique régionale afin d'arriver à proposer des corrélations régionales plus cohérentes pour pouvoir comprendre l'évolution de la cordillère côtière à long terme.

CE MANUSCRIT

Ce manuscrit comporte 7 chapitres. Les chapitres 4, 5 et 6 sont rédigés sous la forme d'article. Dans un premier chapitre nous présentons le cadre géodynamique, tectonique, et géologique de la marge côtière de l'Équateur. Dans le deuxième chapitre nous présentons la nouvelle géologie régionale et les relations stratigraphiques entre les formations, les bassins sédimentaires et les principales structures régionales (ce chapitre est basé sur les résultats apportés par de la carte Géologique au 500 000 de la cordillère côtière réalisée au cours de ce

travail (Reyes et Michaud, 2012)). Le troisième chapitre expose les relations entre la géomorphologie, la lithologie et les structures tectoniques. Le chapitre quatre porte sur la quantification relative du soulèvement de la cordillère: a) à partir d'outil de géomorphologie sur MNT sont analysées la surrection sur le moyen terme de la cordillère côtière, son évolution et sa segmentation au niveau régional (un article soumis). b) à partir de l'analyse de la déformation des terrasses alluviales le long du Rio Jama (un article en préparation). Le chapitre cinq explore les relations entre les cônes déposés aux pieds de la cordillère des Andes et le soulèvement de la cordillère côtière à partir de l'analyse de la géomorphologie et des dépôts sédimentaires récents et de leur déformation (un article en préparation) Le chapitre six analyse l'évolution de la cordillère côtière aux temps longs à partir de la géologie et des corrélations stratigraphiques des formations sédimentaires du néogène (un article en préparation). Le chapitre sept propose un cadre géologique et structural pour l'évolution de la cordillère côtière et les conclusions générales, les références utilisées et en annexe, la carte géologique de la marge côtière de l'Équateur.

CHAPITRE 1

LE CADRE GÉODYNAMIQUE, TECTONIQUE ET GÉOLOGIQUE DE LA MARGE CÔTIÈRE DE L'ÉQUATEUR

LE CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET GÉOLOGIQUE

L'Équateur est situé dans la partie Nord-Ouest de l'Amérique du Sud entre les latitudes 1°N et 4°S (Fig. 1.1). Ce pays fait partie des Andes du Nord, lesquelles forment une chaîne montagneuse continue qui borde tout l'ouest du continent sud-américain. Les Andes du Nord se caractérisent par la présence de plusieurs cordillères subparallèles orientées NNE-SSW, formées par les collisions de terrains allochtones d'origine océanique contre les terrains autochtones de la paléo-marge sud-américaine composée, elle, par des roches métamorphiques, volcaniques et plusieurs séquences sédimentaires marines et continentales (Feininger et Bristow, 1980; Lebras et al., 1987; Jaillard et al., 1995 et 1997; Litherland et al., 1996; Reynaud et al., 1999; Hughes and Pilatasig, 2002). Ainsi, l'Équateur comprend plusieurs domaines structuraux: la région côtière, la cordillère Occidentale, la vallée interandine, la cordillère Real et le bassin de l'Oriente (Fig. 1.1). La géodynamique des Andes du nord est directement liée à la subduction de la plaque Nazca sous la marge sud-américaine.

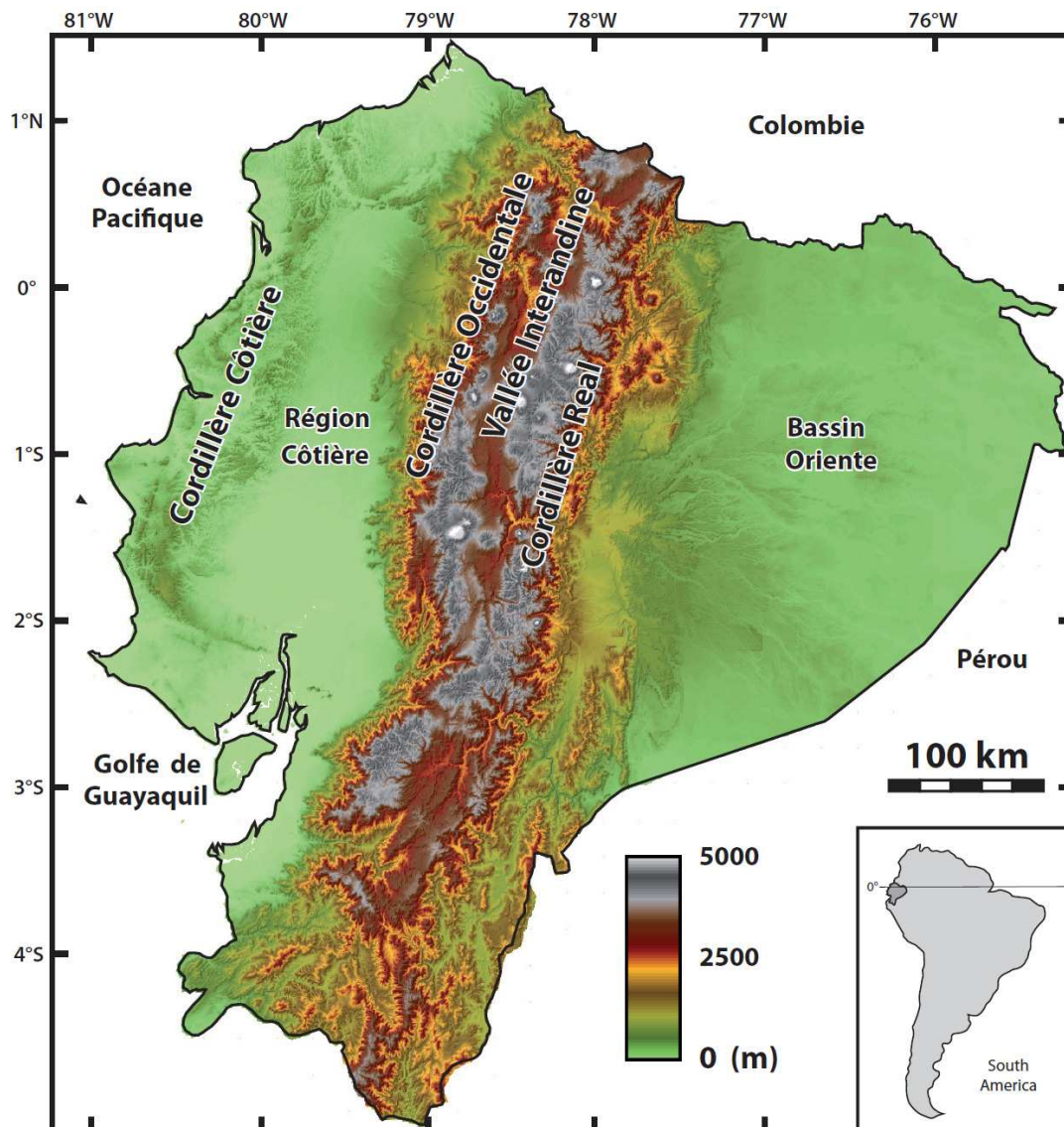


Figure 1.1. Contexte géomorphologique de l'Équateur. Les cordillères Occidentale et Real forment partie des Andes du Nord.

1.1. LE CADRE GÉODYNAMIQUE DE L'ÉQUATEUR

Le long de la marge convergente de l'Équateur, la plaque Nazca passe en subduction sous le continent sud-américain avec une vitesse de convergence d'environ 5.8 cm/an (Trenkamp et al., 2002), entraînant des variations latérales de surrection, de sismicité, de déformations et de distribution des sédiments (Collot et al., 2004). La marge d'Équateur (3°S - 1°N) est caractérisée par l'absence de prisme d'accrétion développé et présente les caractéristiques d'une marge en subduction - érosion (Sage et al., 2006).

La marge active équatorienne est marquée, d'une part par l'entrée en subduction de la ride de Carnegie (Fig. 1.2), relief situé sur la plaque Nazca associé à l'activité du point chaud des Galápagos, et d'autre part par l'échappement latéral du bloc Nord Andin et l'ouverture associée du Golfe de Guayaquil. L'âge de l'entrée en subduction de la ride est discuté (Gustcher et al., 1999; Witt et al., 2006; Graindorge et al., 2004; Michaud et al., 2008; Collot et al., 2009). D'après Witt et al. (2006) il existe une étroite relation entre l'échappement vers le Nord du bloc Andin et l'augmentation de la subsidence dans le Golfe de Guayaquil, à la limite Pliocène-Pléistocène inférieur (Witt et al., 2006). Cette accélération de l'échappement du bloc Nord Andin à la limite Pliocène-Pléistocène et de l'ouverture du golfe de Guayaquil (associé à une forte subsidence) serait lié à une augmentation du couplage inter-plaque associé à l'arrivée en subduction de la ride de Carnegie, ou pour le moins d'un haut bathymétrique de cette dernière, d'après Witt et al. (2006) et Bourgois et Witt (2009).

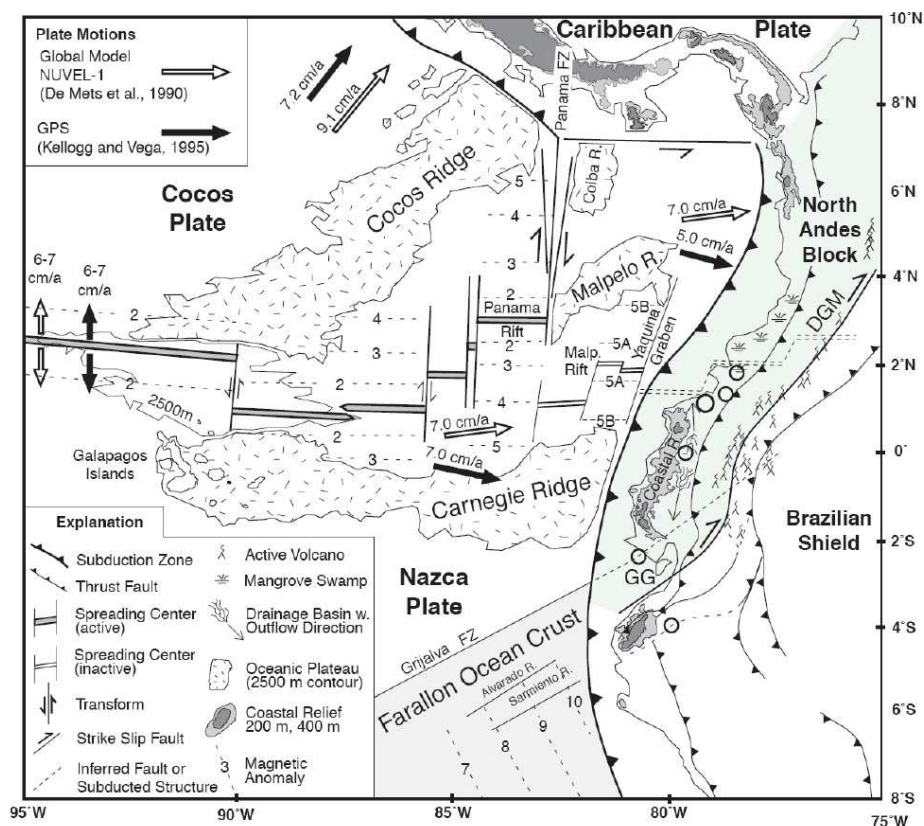


Figure 1.2. Contexte Géodynamique de l'Équateur. Major faults GGD Gulf of Guayaquil; DGMD Dolores–Guayaquil Megashear and relative plate motions according to GPS data and the NUVEL-1 global kinematic model are included (Modifié d'après Gutscher et al., 1999).

1.2. LE CADRE GÉOLOGIQUE DE L'ÉQUATEUR

La géologie de l'Équateur est constituée par une juxtaposition de terrains allochtones et autochtones de nature océanique et continentale. Le bassin sédimentaire l'Oriente (Fig. 1.3) est localisé sur le craton Guyanais d'âge Précambrien et commence à s'initier à partir du Jurassique (Tschopp, 1953; Litherland et al., 1994). La cordillère Real est formée par des roches d'âge Paléozoïque à Mésozoïque qui ont été accrétées pendant le Crétacé inférieur au craton sud américain (Litherland et al., 1994). Les roches du soubassement de la Cordillère Occidentale et de la plaine côtière se sont formées vers le début du Crétacé supérieur à l'aplomb du point chaud (Galápagos) qui a formé un plateau océanique actuellement accrété sur le bord nord-est de l'Amérique du Sud pendant le Crétacé supérieur (Hughes and Pilatasig, 2002). La Vallée Inter-andine (Fig. 1.1) située entre ces cordillères est remplie par des roches érodés à ces cordillères et par des produits volcaniques du Plio-Quaternaire (Barberi et al., 1988). Au sud de la cordillère Real se développent plusieurs bassins sédimentaires intra-montagneux (Hungerbühler et al., 2002), intercalés avec plusieurs épisodes de volcanisme qui se poursuivent avec l'arc volcanique Plio-Pléistocène bien développé dans la vallée Interandine au nord de l'Équateur (Lavenu et al., 1992). L'érosion de tous ces reliefs est la source des apports sédimentaires de la région côtière.

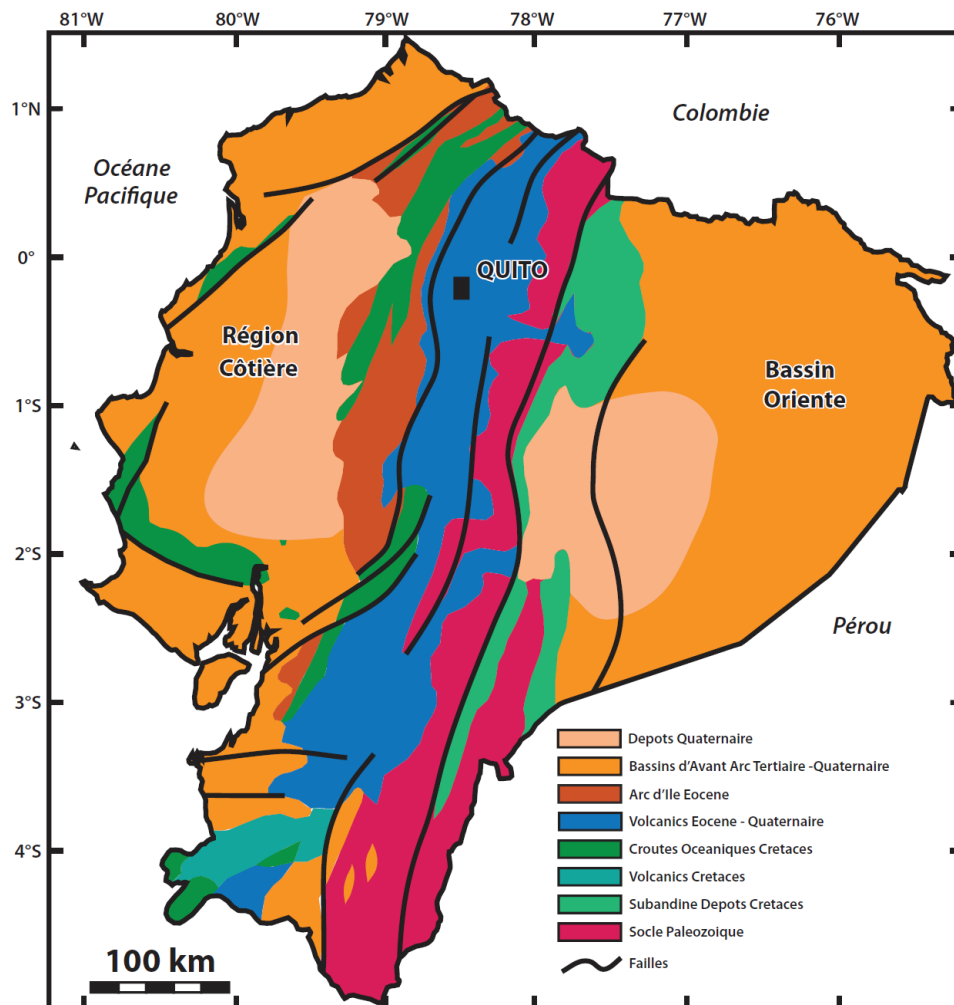


Figure 1.3. Contexte Géotectonique de l'Équateur. (Modifié d'après Deniaud, 2000).

1.3. NOTRE SECTEUR D'ÉTUDE

La cordillère côtière de l'Équateur est localisée à l'Ouest de la Cordillère des Andes entre les latitudes 1° N à 2° S et les longitudes 79°W à 81°W (Fig. 1.4). C'est une structure morphologique longue de 400 km et large de 75 km avec une altitude moyenne de 350 m. Les altitudes les plus importantes sont vers le Sud de la cordillère où elles culminent à 840 m. La limite Nord de la cordillère correspond au trait de côte vers la ville Esmeraldas où les altitudes varient entre 250 à 500 m. Parmi les traits morphologiques importants signalons la vallée de la rivière Esmeraldas qui recoupe la cordillère côtière après s'être formée par le regroupement en amont de plusieurs tributaires. A l'Est, la cordillère côtière est bordée, par le bassin versant de la rivière Guayas au Sud, et par l'imposant cône de Santo Domingo au Nord qui est situé entre les Andes et la cordillère côtière. Ce cône est constitué d'une succession de cônes emboîtés (Alvarado, 1998), l'un au sud centré sur Santo Domingo et l'autre au Nord centré sur Pedro Vicente Maldonado qui sont les deux plus grands.

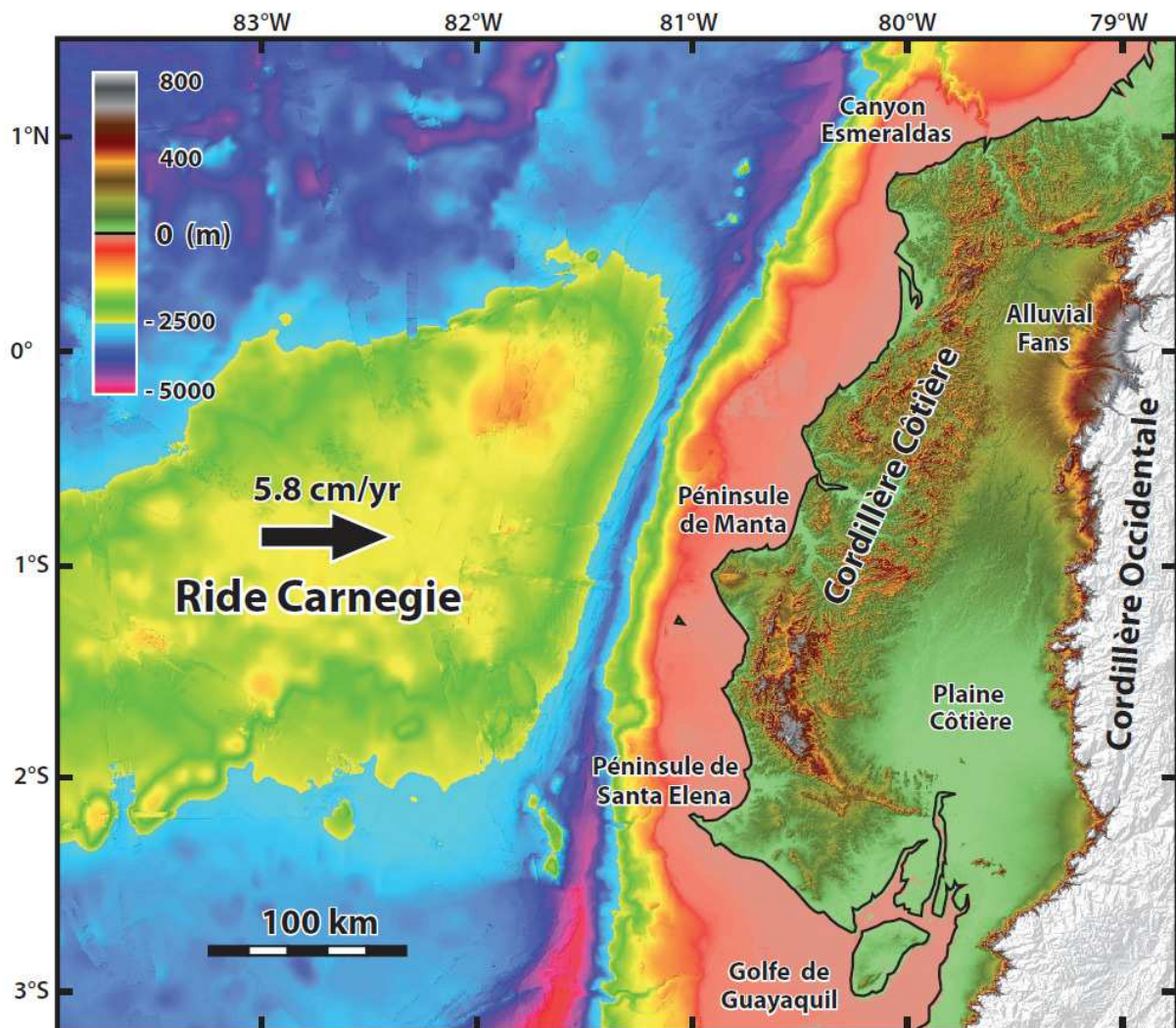


Figure 1.4. Topographie de la marge équatorienne, la ride de Carnegie et la cordillère Côtière. Bathymétrie compilation par Michaud et al. (2006) (taille de la cellule de grille = 150 m). Topographie en terre avec SRTM taille de la grille 90 m.

1.4. LA STRUCTURE ET LA SISMICITÉ DE LA MARGE CÔTIÈRE ÉQUATORIENNE

L'analyse structurale et notamment des failles de la cordillère côtière n'ont pas vraiment été réalisées à ce jour. Peu de données existent et la cordillère côtière est encore très mal connue sur ce point. Les travaux sur les bassins avant-arc de Benítez (1995) et de Deniaud (2000) livrent les grandes lignes. Les travaux sur la néotectonique se sont en effet surtout concentrés sur la frontière orientale du bloc Nord Andin (Lavenu et al., 1992; Ego et al., 1996) et les failles associées à l'ouverture du Golfe de Guayaquil (Dumont et al., 2006; Witt et al., 2006). Très peu de travaux concernent la cordillère côtière et les systèmes de failles, si ce n'est les travaux de Dumont et al. (2006) à la frontière d'Équateur et de la Colombie (faille de San Lorenzo située hors de la cordillère côtière). Le tracé des failles reportées sur la carte géologique d'Équateur ne correspond pas toujours aux tracés des failles actives reportées sur la carte néotectonique (Fig. 1.5) d'Équateur (Egüez et al., 2003). Les travaux de Daly (1989) suggèrent l'existence de grandes structures NW-SE, comme par exemple la faille de Bahia qui n'est pas reportée sur les cartes précédemment citées. Une première tentative de synthèse à l'échelle de la cordillère côtière a été réalisée par Alvarado (1998) sur la base d'images Radar.

La sismicité de la cordillère côtière est diffuse et mal localisée (Figs. 1.6, 1.7). Il n'est pas facile de relier la sismicité intra-plaque aux failles signalées sur la carte de néotectonique de l'Équateur. De nombreux travaux sont en cours sur la sismicité de la zone côtière pour tenter de mieux la localiser et de faire le lien avec les failles actives. Citons le travail de Alvarez (2003) montrant une concentration de la sismicité qui semble être associée à la faille de Jipijapa. La concentration de séismes (Figs. 1.6, 1.7) est principalement vers la fosse de subduction, la cote et la partie sud de la cordillère côtière (Bethoux et al., 2011; Manchuel et al., 2011). Au niveau de cette marge active, quatre séismes majeurs de subduction ont eu lieu au cours du 20^{ème} siècle. Tous les quatre étaient localisés au nord de la ride de Carnegie, qui semble avoir agi comme un butoir à la propagation de la rupture de ces séismes vers le sud. Le premier a eu lieu en 1906 ($M_w = 8.8$) et présentait une surface de rupture de 500 km de long (Kelleher, 1972; Kanamori and Given, 1981; Kanamori and McNally, 1982), qui a été réactivée à trois reprises lors de séismes de plus petites magnitudes (Mendoza and Dewey, 1984) en 1942 ($M_w = 7.8$) (Swenson and Beck, 1996), 1958 ($M_w = 7.7$) et en 1979 ($M_w = 8.2$) (Herd, et al., 1981; Kanamori and McNally, 1982; Beck and Ruff, 1984).

1.5. LA SURRECTION LE LONG LA MARGE CÔTIÈRE ÉQUATORIENNE

La surrection de la cordillère côtière n'a jamais été étudiée dans son ensemble. Seule la surrection de la bordure côtière grâce aux terrasses marines (formation Tablazo) a été analysée par Pedoja au cours de sa thèse (2003) (Pedoja et al., 2006a). Quatre zones portant des terrasses ont été reconnues: 1) au Nord le long la bordure côtière de Esmeraldas la zone de Ríoverde (Pedoja, 2003) et 2) de Punta Galera, 3) au centre la péninsule de Manta et 4) au Sud la péninsule de Santa Elena (Fig. 1.8).

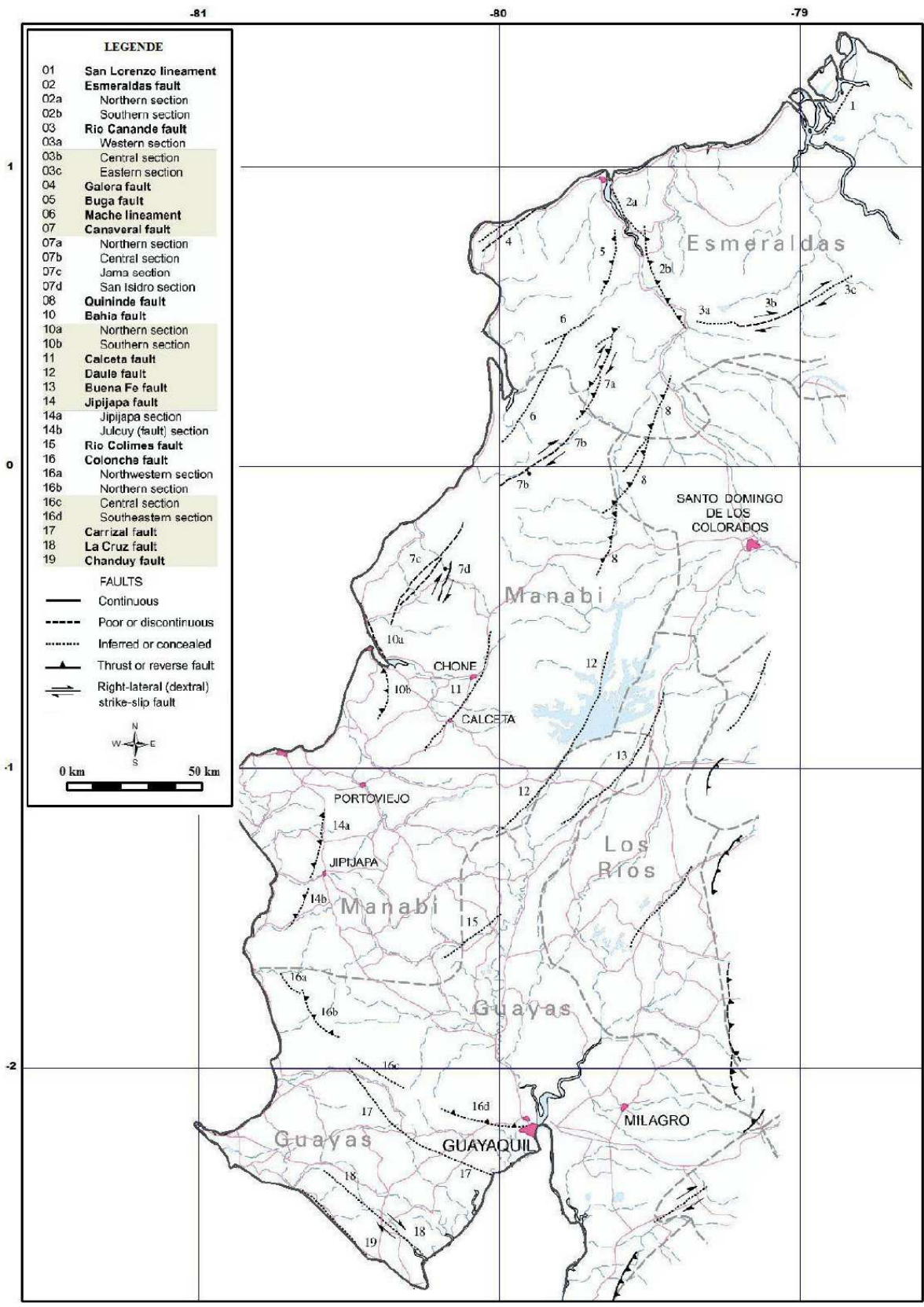


Figure 1.5. Carte Néotectonique de l'Équateur (Egüez et al., 2003).

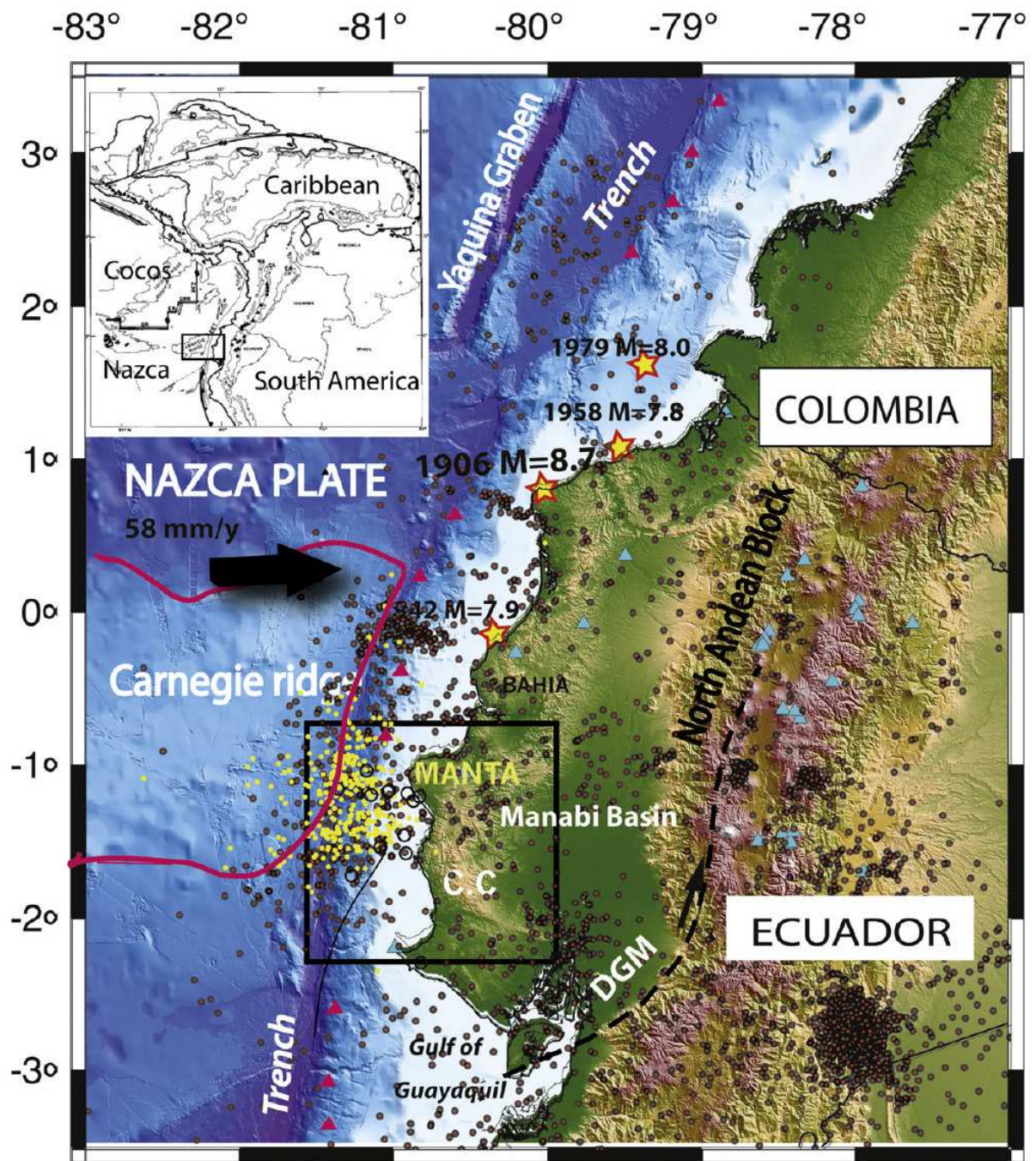


Figure 1.6. Localisation de la sismicité dans la Cordillère Côtière (D'après Bethoux et al., 2011).

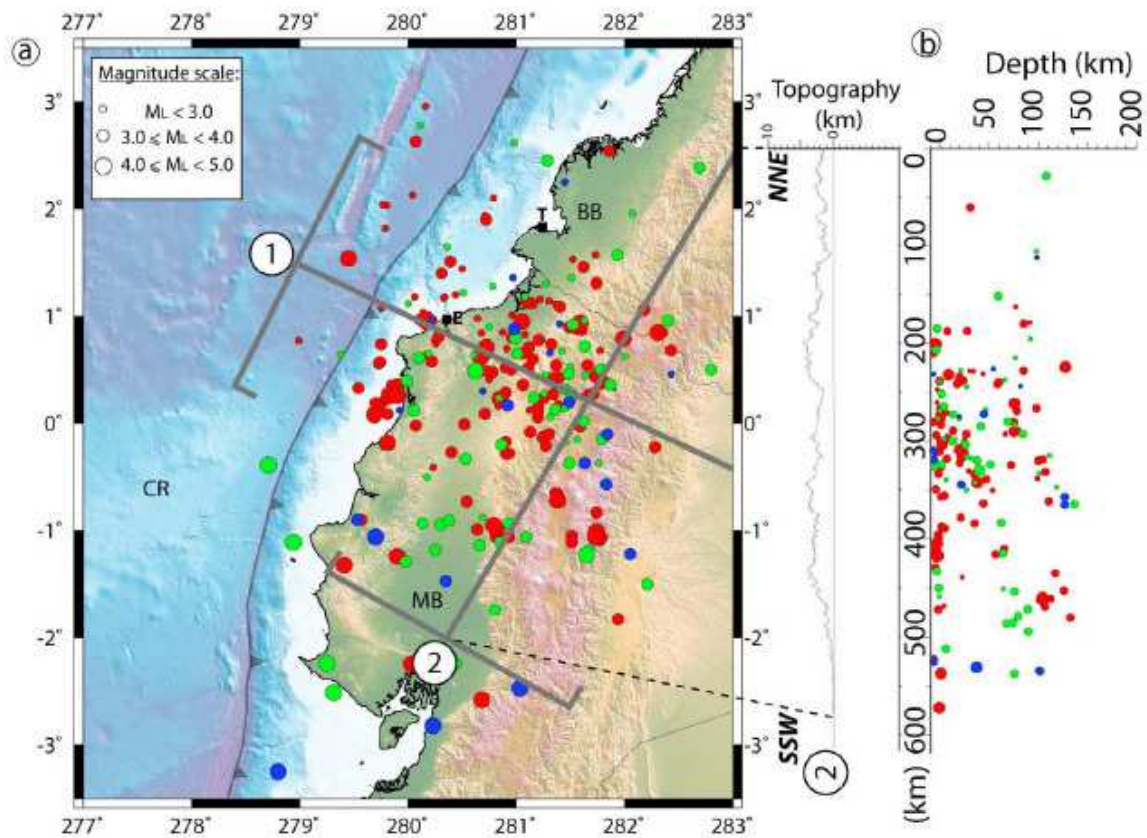


Figure 1.7. Localisation de la sismicité dans le nord de la cordillère Côtière. (D'après Manchuel et al., 2012).

D'après Pedoja et al. (2006a) les plus grands taux de soulèvement affectent la péninsule de Manta (0,42 à 0,51 mm/an), alors que dans le Nord et le Sud les taux de soulèvements varient entre 0,32 mm/an pour Punta Galera et 0,1 mm/an pour la péninsule de Santa Elena, respectivement (Fig. 1.8). Ces résultats montrent que le soulèvement des terrasses marines n'est pas homogène le long de la bordure côtière d'Équateur. Signalons que dans sa thèse Pedoja (2003) sur la base de datations, propose deux taux de soulèvement pour la zone de Ríoverde: un taux de soulèvement faible compris entre 1,35 à 1,51 mm/an et un taux fort compris entre 0,21 à 0,49 mm/an.

Les terrasses marines sont présentes non seulement en Équateur mais aussi au Nord du Pérou. Pedoja et al. (2006a, b) proposent que le soulèvement des terrasses marines d'Équateur et du Nord Pérou (Arc de Talara) soit due à la géométrie de la subduction et en particulier à sa courbure concave de la plaque plongeante sous le continent. Il s'appuie sur les travaux de modélisation menés par Bonnardot et al. (2006). Les taux de soulèvements les plus élevés de la péninsule de Manta seraient associés à la subduction de la ride de Carnegie dont l'effet s'additionne à l'effet régional de la courbure concave de la subduction.

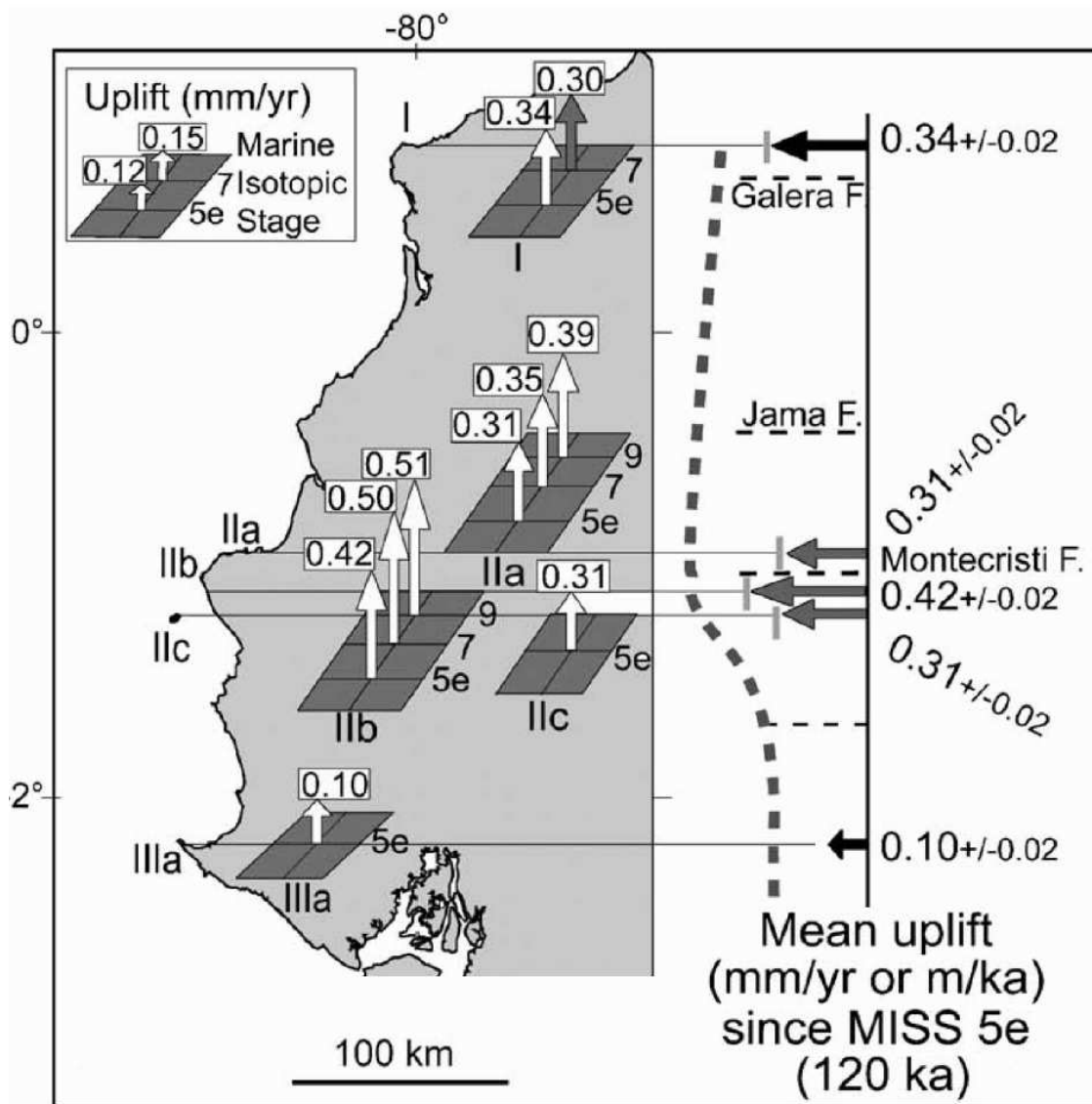


Figure 1.8. Localisation des terrasses marines et les valeurs de soulèvement (D'après Pedoja et al., 2006a).

1.6. L'ÉVOLUTION DE LA MARGE CÔTIÈRE ÉQUATORIENNE

L'histoire géologique proposée d'après Benítez (1995) pour la cordillère côtière de l'Équateur comporte trois étapes: l'étape pré-collision depuis l'Aptien supérieur jusqu'au Campanien inférieur (108 à 80 Ma) qui correspond à une évolution océanique et d'arc insulaire associée aux formations Piñón, Cayo, Guayaquil et San Lorenzo; l'étape de collision de l'arc insulaire contre la plaque Sud-américaine pendant le Campanien inférieur et jusqu'à l'Éocène supérieur (70 à 36 Ma), qui inclut le développement des dépôts turbiditiques de la formation Azúcar à partir de l'érosion du bloc de Amotape-Tahuín et finalement l'étape post-collision depuis l'Oligocène à actuel (36 à 0 Ma).

Durant cette dernière étape oligocène, Benítez (1995) propose une sédimentation marine localisée dans les bassins de Borbón et de Manabí et l'émersion partielle de la

péninsule de Santa Elena et de la cordillère Chongón-Colonche (sur la base de la présence des sédiments continentaux de la formation Zapotal). Au Miocène inférieur s'individualisent plusieurs sous-bassins contrôlés par des failles normales d'un système décrochant en transtension (Fig. 1.9a). Au Miocène moyen débute le soulèvement de la cordillère Chongón-Colonche et de la péninsule de Santa Elena et le jeu des failles Jipijapa et Jama. La sédimentation marine dans le bassin de Manabí se poursuit pendant tout le Pliocène jusqu'au Pléistocène où finalement le bassin émerge (Fig. 1.9b).

Une évolution légèrement différente est proposée par Deniaud (2000): durant le Miocène inférieur à moyen se déposent les formations Zapotal et Tosagua séparées par un hiatus érosif; entre le Miocène moyen et le Miocène terminal (14 à 5,3 Ma) les formations Angostura et Ónzole inférieur sont caractérisées par des faciès d'environnement marin peu profond; le Pliocène à l'actuel est caractérisé par les formations marines Ónzole supérieur et Borbón dont la sédimentation se termine au Pléistocène inférieur dans le bassin de Manabí alors que dans le bassin de Borbón la sédimentation se prolongerait jusqu'au Pléistocène supérieur.

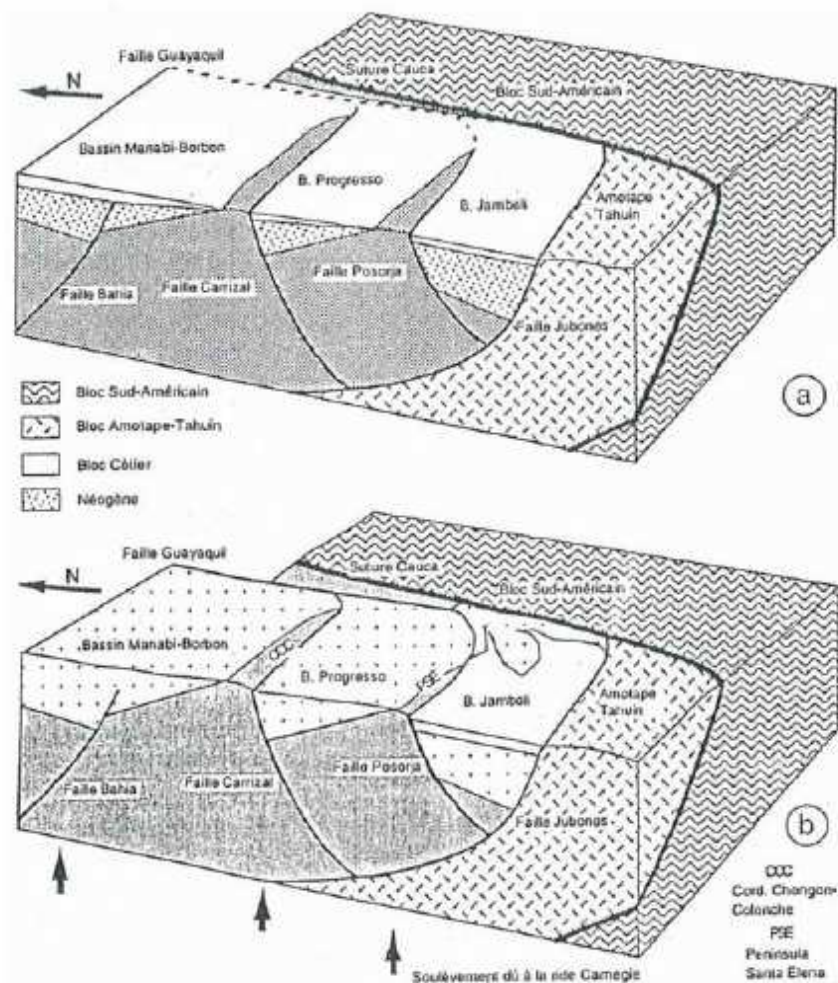


Figure 1.9. Évolution de la marge côtière de l'Équateur (D'après Benítez., 1995).

Dans le chapitre que nous venons d'exposer, il ressort que si la géologie de la cordillère côtière est connue dans ses grandes lignes, il y a néanmoins un manque de détails, parfois de cohérence et de vision régionale qui ne permet pas de proposer facilement une évolution pour la cordillère côtière. Dans le chapitre suivant, nous allons présenter la géologie de la cordillère côtière en nous basant sur la nouvelle carte géologique que nous avons réalisée au cours de ce travail. Cette nouvelle étude géologique a été menée à l'échelle régionale; ceci avec comme objectif de pouvoir ensuite contraindre l'évolution et le soulèvement de la cordillère côtière.

CHAPITRE 2

LA GÉOLOGIE DE LA MARGE CÔTIÈRE ÉQUATORIENNE

LA GÉOLOGIE DE LA MARGE CÔTIÈRE ÉQUATORIENNE

La bordure nord-ouest de l'Équateur se caractérise par une superposition de terrains allochtones de nature océanique et d'autres autochtones de nature continentale. La partie allochtone constitue le socle de la marge côtière de l'Équateur. Ce soubassement de roches mafiques est partiellement recouvert par des roches sédimentaires d'origine marine et continentale d'âges Crétacé à Quaternaire. Plusieurs bassins sédimentaires ont été identifiés depuis 1940: Borbón, Manabí, Manta et Progreso (Fig. 2.1). Ces bassins d'avant-arc ont été étudiés indépendamment les uns des autres avec comme conséquence la définition de formations géologiques parfois propres à chaque bassin; ce qui rend les corrélations géologiques entre les bassins parfois difficile. C'est pourquoi il était indispensable d'avoir une vision régionale de la géologie, afin de pouvoir ensuite reconstituer de façon cohérente l'évolution long terme de la cordillère côtière et de son soulèvement. Dans ce travail nous avons, à partir de nos observations de terrain, unifier de façon cartographique les formations géologiques; en utilisant l'âge, la lithologie, la stratigraphie et en tenant compte des structures reconnues sur le terrain. Ce chapitre présente de façon générale et simplifiée la géologie et la structure de la cordillère côtière

2.1. LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA MARGE CÔTIÈRE DE L'ÉQUATEUR

Afin de mieux comprendre l'évolution géologique de la Cordillère Côtière, nous avons réalisé une cartographie régionale (Fig. 2.2). La réalisation de cette carte est le résultat d'un très long travail de terrain. Cette carte à l'échelle 1:500000 est coéditée par EP-Petroecuador et l'IRD (Reyes and Michaud, 2012). Cette carte a été conçue avec l'objectif d'établir des corrélations régionales entre les différentes formations depuis le soubassement jusqu'au remplissage sédimentaire de l'avant-arc équatorien. Le deuxième objectif a été d'identifier les grandes structures tectoniques, en particulier les failles régionales, en tenant compte des unités qu'elles limitent ainsi que la structure des différents bassins sédimentaires. Nous avons réalisé des coupes géologiques au travers de la cordillère côtière pour mieux définir les relations stratigraphiques et tectoniques. La corrélation régionale et structurale est inédite et implique des données géologiques de terrain qui n'ont pas été reportées jusqu'à présent. Les différences avec la géologie disponible (Fig. 2.1) avant la réalisation de cette carte, sont nombreuses et correspondent principalement aux structures, aux corrélations géologiques à l'échelle régionale et aux contacts entre les formations (Fig. 2.2).

2.2 DESCRIPTION DE LA GÉOLOGIE RÉGIONALE

La marge côtière de l'Équateur entre la péninsule de Santa Elena au sud (3°S) et les villes de Esmeraldas et Rioverde au nord (1°N) est formée par un soubassement crétacé recouvert par des roches sédimentaires d'origine marine et continentale du Paléocène jusqu'au Quaternaire (Figs. 2.2, 2.3, Annexe 1). La stratigraphie est la suivante:

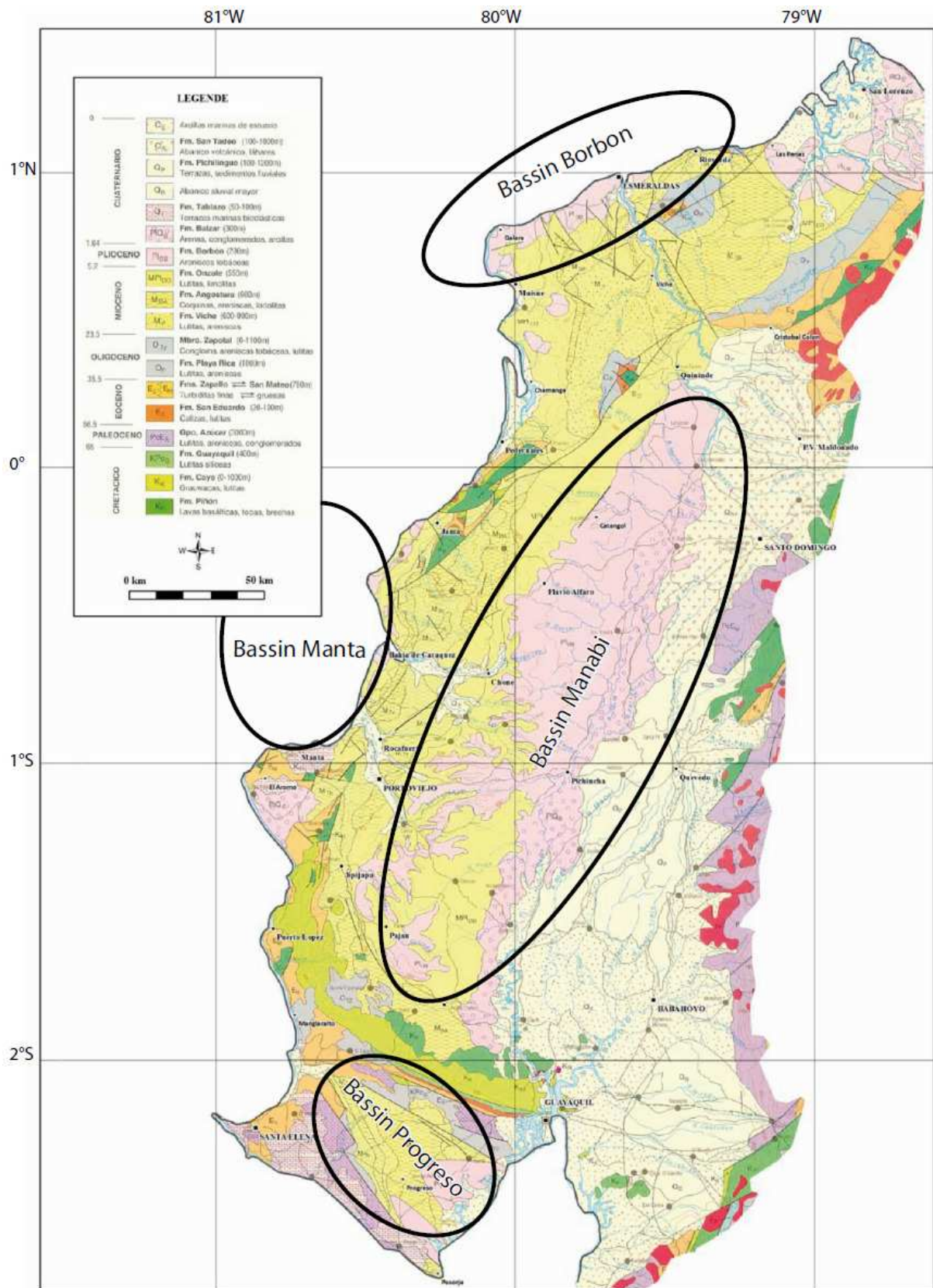


Figure 2.1. Carte géologique de la cote de l'Équateur (d'après CODIGEM-BGS, 2003). Distribution des bassins modifiée d'après Deniaud, 2000.

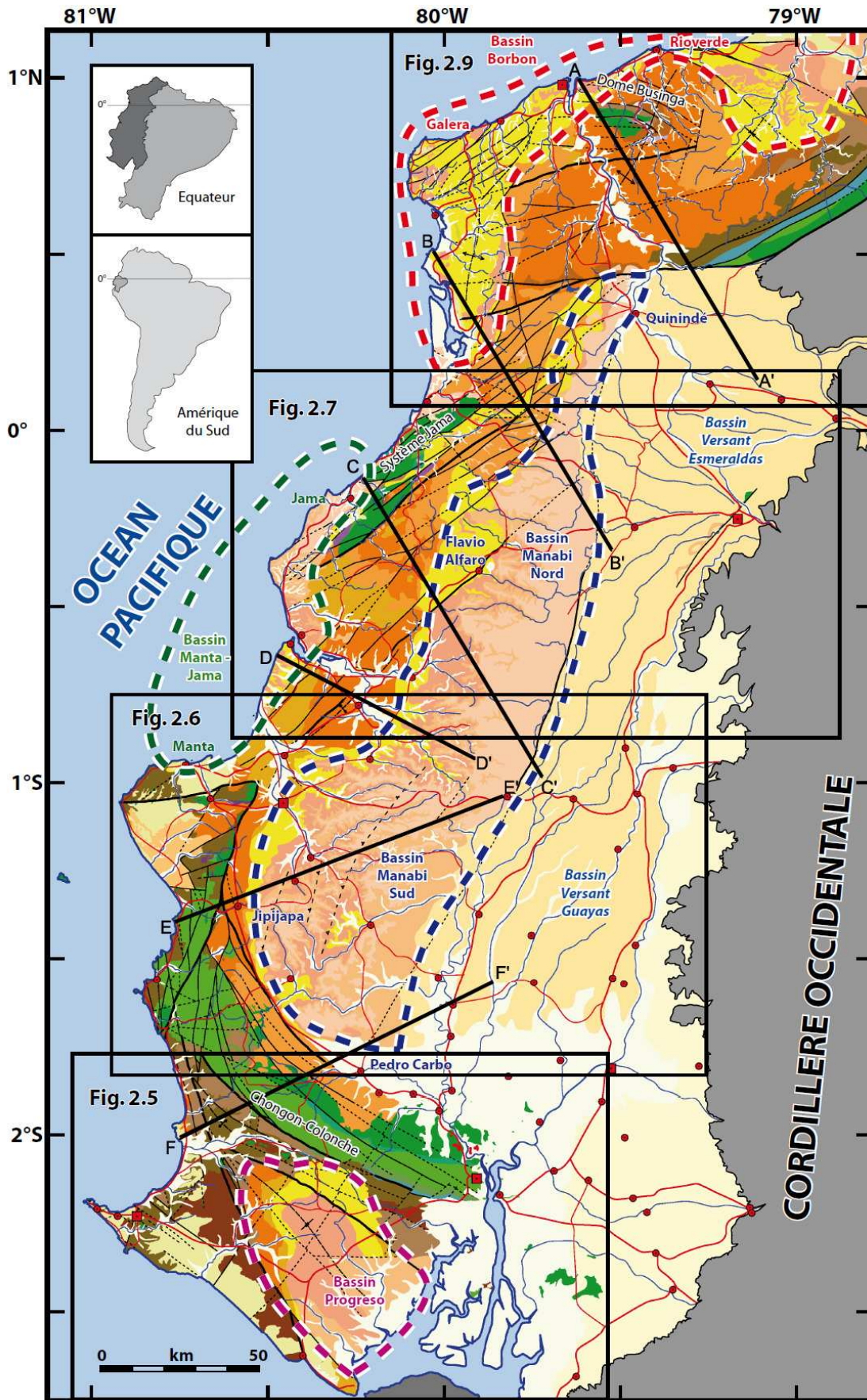


Figure 2.2. Carte Géologique simplifiée de la marge côtière d'Équateur (Modifiée d'après Reyes et Michaud, 2012). Les limites approximatives des bassins sont tracées en pointillés de couleur. Les couleurs sont sur la figure 2.3.

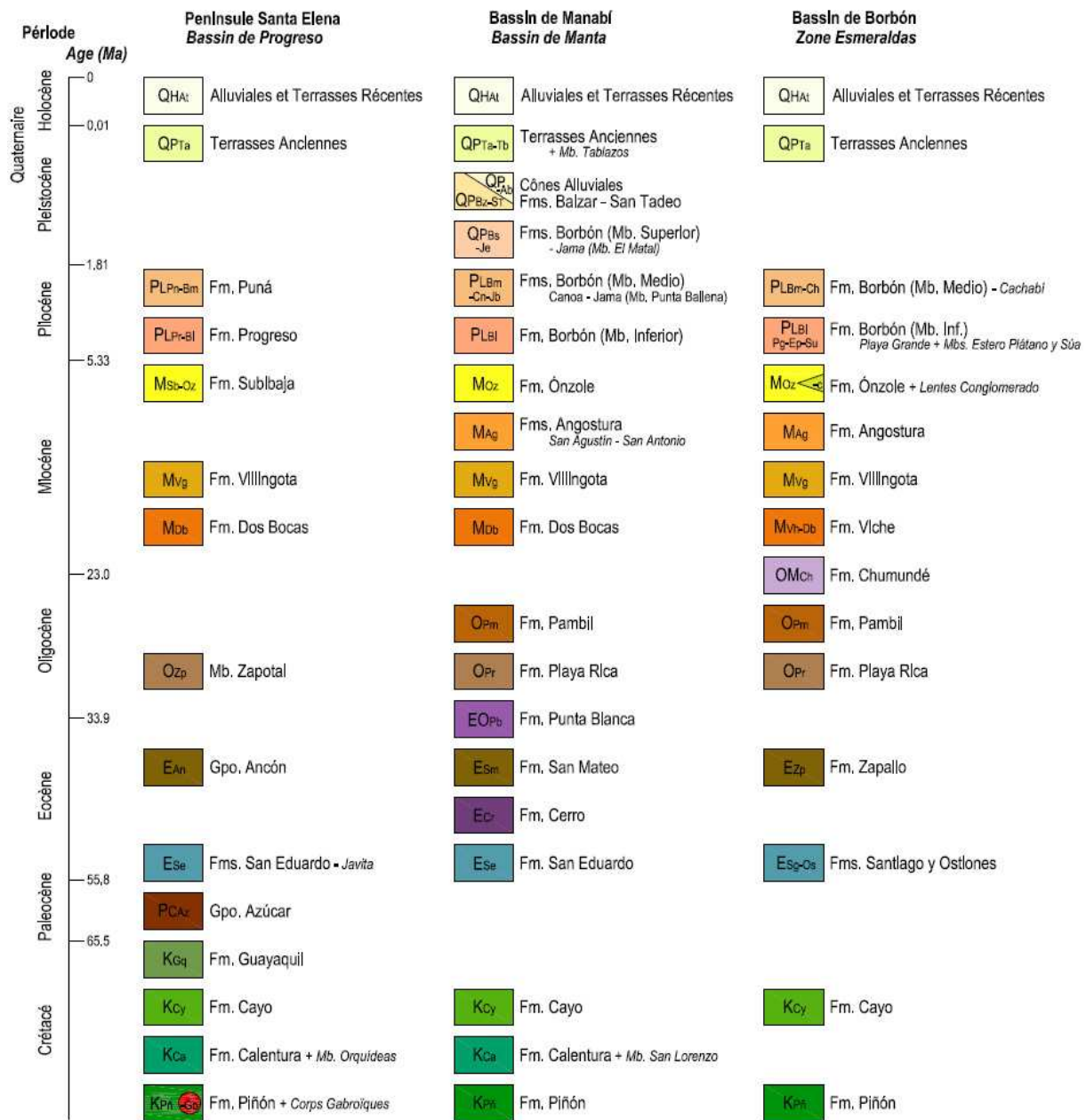


Figure 2.3. Légende de la carte géologique de la marge côtière de l'Équateur (Modifiée d'après Reyes et Michaud, 2012).

2.2.1. Le soubassement Crétacé

Le soubassement Crétacé constitue le socle de la marge côtière (Fig. 2.4). Il est formé par des roches d'origine océanique de la formation Piñón (KPñ) qui ont des affinités de plateau basaltique (Reynaud et al., 1999), d'âge crétacé supérieur (89 Ma; Luzieux et al., 2006). La localité type de cette formation est située à 20 km au nord de la ville Jipijapa (Bristow and Hoffsteter, 1977). Elle est constituée par des gabbros, des basaltes, et des séries volcano-sédimentaires avec des pillow-lavas. Dans la péninsule de Santa Elena (Fig. 2.5) des affleurements ponctuels de sous-bassement peuvent être observés, tandis que le long du massif Chongón-Colonche (nord de la faille Colonche F3 – Fig. 2.5) ces roches affleurent

largement. La colonne stratigraphique générale de la figure 2.4 montre la relation entre la formation Piñón et les formations sus-jacentes. Dans le secteur centre-ouest de la cordillère côtière, il existe de vastes affleurements de basalte (Fig. 2.6) à l'ouest de la faille Jipijapa (F5), antérieurement connue comme la faille Portoviejo. Dans la partie centre-nord de la Cordillère Côtière, le long de la zone de failles de Jama (F9) (Fig. 2.7), affleurent des basaltes (Fig. 2.8a) et des gabbros. Au nord de la faille de Canandé (F10) (Fig. 2.9) dans les environs des villages Cristobal Colon et La Ye de La Laguna, des affleurements de sous-bassement sont contrôlés par cette faille. Dans le secteur d'Esmeraldas (Fig. 2.9), les affleurements de cette formation sont localisés dans le cœur du Dôme de Businga. La formation Piñón est partiellement recouverte en discordance par les roches sédimentaires de la formation Calentura (KCa) d'âge Coniacien moyen principalement le long du massif Chongón-Colonche (Fig. 2.4) sur une épaisseur comprise entre 250 à 450 m (Van Melle et al., 2008). La formation Calentura se compose de trois membres selon Van Melle et al. (2008). Le membre de base (unité Las Orquídeas) est composé de brèches basaltiques d'affinité géochimique d'arc insulaire avec des fragments d'andésite porphyrique, des tufs et des niveaux de calcaires. Le membre moyen comprend des andésites remaniées en «débris-flow» comprenant des tufs, des radiolarites, des cherts et des calcaires. Le membre supérieur est composé par des tufs calcaires, des cherts et des niveaux siliceux rouges. Nous avons cartographié des séquences de lithologie similaire en position stratigraphique équivalente, mais très déformées dans la péninsule de Manta (unité San Lorenzo) et aussi le long du système de failles de Jama (Fig. 2.8b). Sur la formation Piñón et partiellement sur la formation Calentura se sont déposées des séquences volcano-sédimentaires turbiditiques monotones (Fig. 2.4, 2.8c) sur ~3 km de puissance, connues comme la formation Cayo (KCy) (Olsson, 1942) qui a été définie au sud de Puerto Cayo (Fig. 2.6). Les séquences comprennent des turbidites cycliques interstratifiées avec des coulées de laves massives de composition basaltique. Le principal affleurement de cette formation est localisé dans le massif Chongón-Colonche et à l'ouest de la faille Jipijapa (F5). D'autres affleurements plus isolés se trouvent dans le secteur centre-nord le long du système de failles de Jama. Au sommet des formations crétacées (Fig. 2.4) vient la formation Guayaquil (KGq) d'environ 450 m d'épaisseur, constituée par des sédiments siliceux fins avec des cherts, des schistes, siltites et quelques calcaires siliceux en couches centimétriques monotones. Ces niveaux pélitiques ont été observés et reportés seulement au sud-est du massif Chongón-Colonche (Bristow et Hoffsteter, 1977).

2.2.2. *Le Paléocène*

Le Paléocène est représenté par une séquence entre 2300 à 3000 m (Fig. 2.4) d'épaisseur qui comprend des séquences de grès gris essentiellement de quartz, et niveaux de conglomérats (éléments de quartz et cherts) avec des intercalations d'argile caillouteuse très bien compactés connus comme le Groupe Azúcar (PCAz) qui affleure uniquement dans la péninsule de Santa Elena (Fig. 2.5) où il a été assimilé à un olistostrome du fait de son apparent désordre (Bristow et Hoffsteter, 1977). L'âge suggéré par Jaillard et al. (1995) sur la base de foraminifères planctoniques est Thanétien (Paléocène supérieur).

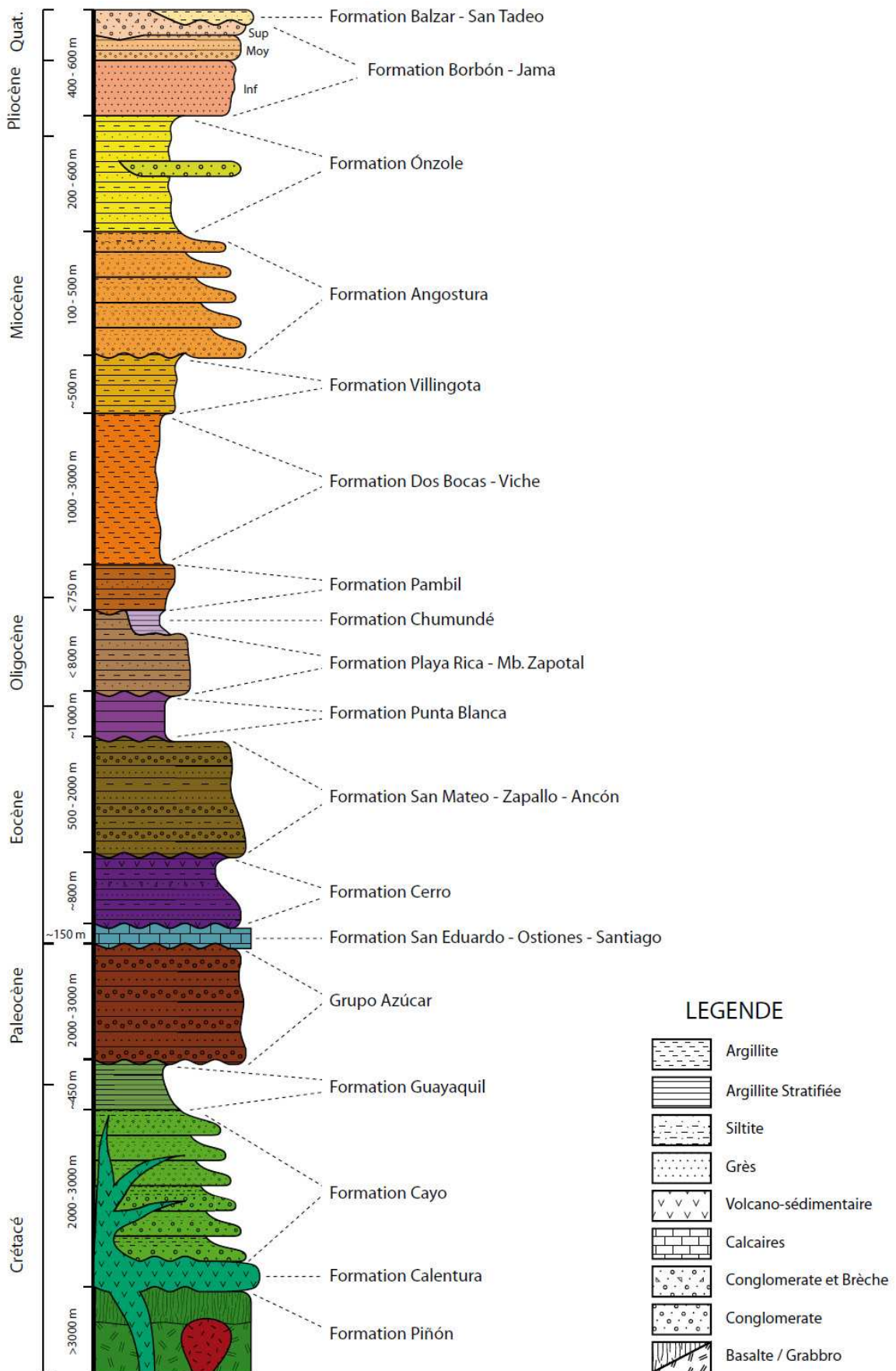


Figure 2.4. Colonne stratigraphie simplifiée de la cordillère Côtière. Les couleurs coïncident avec la Figure 2.3. La légende est très générale et comporte une symbolique basique. La séquence du Crétacé a été modifiée d'après Luzieux et al. (2006).

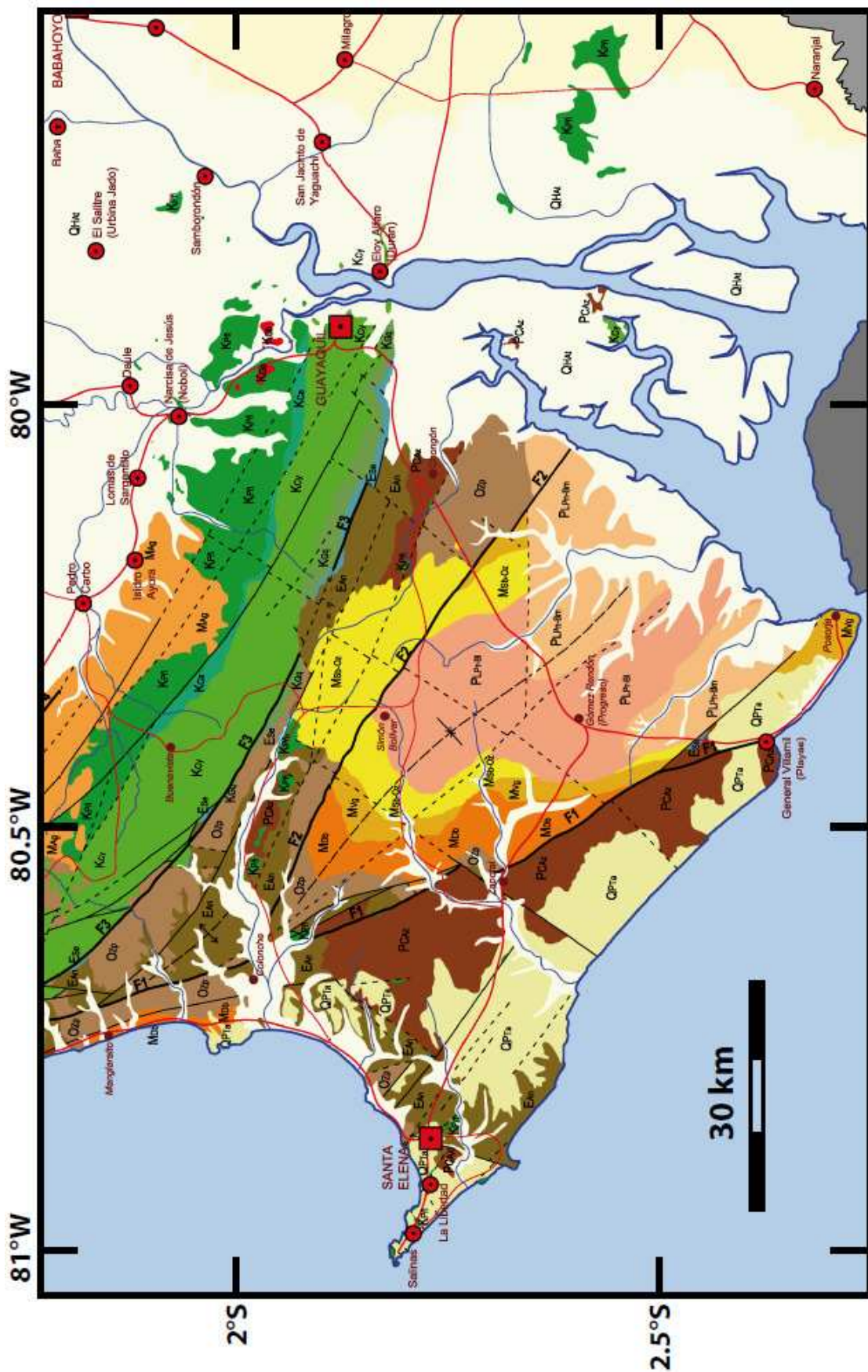


Figure 2.5. Géologie de la péninsule de Santa Elena. Le bassin du Progreso se trouve entre les failles F1 et F2. La légende est sur la figure 2.3. Localisation figure 2.2 (d'après Reyes et Michaud, 2012).

2.2.3. L'Éocène

Le long du flanc sud du massif Chongón-Colonche les roches sédimentaires clastiques du Groupe Azúcar sont recouvertes en discordance par des séquences calcaires (Fig. 2.4) appartenant à la formation San Eduardo (ESe) (Fig. 2.5) qui présente une épaisseur entre 80 et 150 m. A l'ouest de la faille Jipijapa (F5), les séquences sédimentaires sont attribuées aux formations San Eduardo et Cerro (ECr), cette dernière (Fig. 2.6) présente entre 800 à 1400 m d'épaisseur (Bristow et Hoffsteter, 1977) et est constituée par des tufs sableux (Fig. 2.8d), des tufs calcaires et des niveaux volcano-sédimentaires. Au nord de la faille Canandé (F10), les formations calcaires qui affleurent appartiennent aux formations Santiago (ESg) et Ostiones (EOs) en discordance sur les formations du Crétacé et avec une épaisseur d'environ 100 m (Fig. 2.9). Les deux formations calcaires sont considérées comme des équivalents latéraux (Bristow et Hoffsteter, 1977). Sur ces formations calcaires (Fig. 2.4) se déposent des roches sédimentaires clastiques; dans la péninsule de Santa Elena (Fig. 2.5) ces séquences comprennent des conglomérats, grès et siltites massives appartenant au Groupe Ancón (EAn) qui peut atteindre jusqu'à 1900 m d'épaisseur. Dans une position stratigraphique similaire mais à l'est de la péninsule Manta (Fig. 2.6) affleurent des séquences de grès (Fig. 2.8e) et de conglomérats avec une épaisseur entre 400 et 700 m appartenant à la formation San Mateo (ESm). Au Nord de la faille Canandé une séquence clastique de grain moyen à fin (Fig. 2.9) correspond à la formation Zapallo (EZp) avec une épaisseur comprise entre 500 à 1000 m, qui recouvre les formations calcaires Santiago et Ostiones. La fin de l'Oligocène et le début de l'Éocène est représenté par des diatomites siliceuses pélitiques (Fig. 2.8f) d'origine marine, connue sous le nom de Punta Blanca (EOPb) (Fig. 2.4) avec une épaisseur jusqu'à 1000 m (Bristow et Hoffsteter, 1977). Ces roches affleurent principalement aux alentours du système de failles de Jama (F9) (Fig. 2.7) et seulement dans quelques sites en discordance sur les formations plus anciennes généralement du Crétacé.

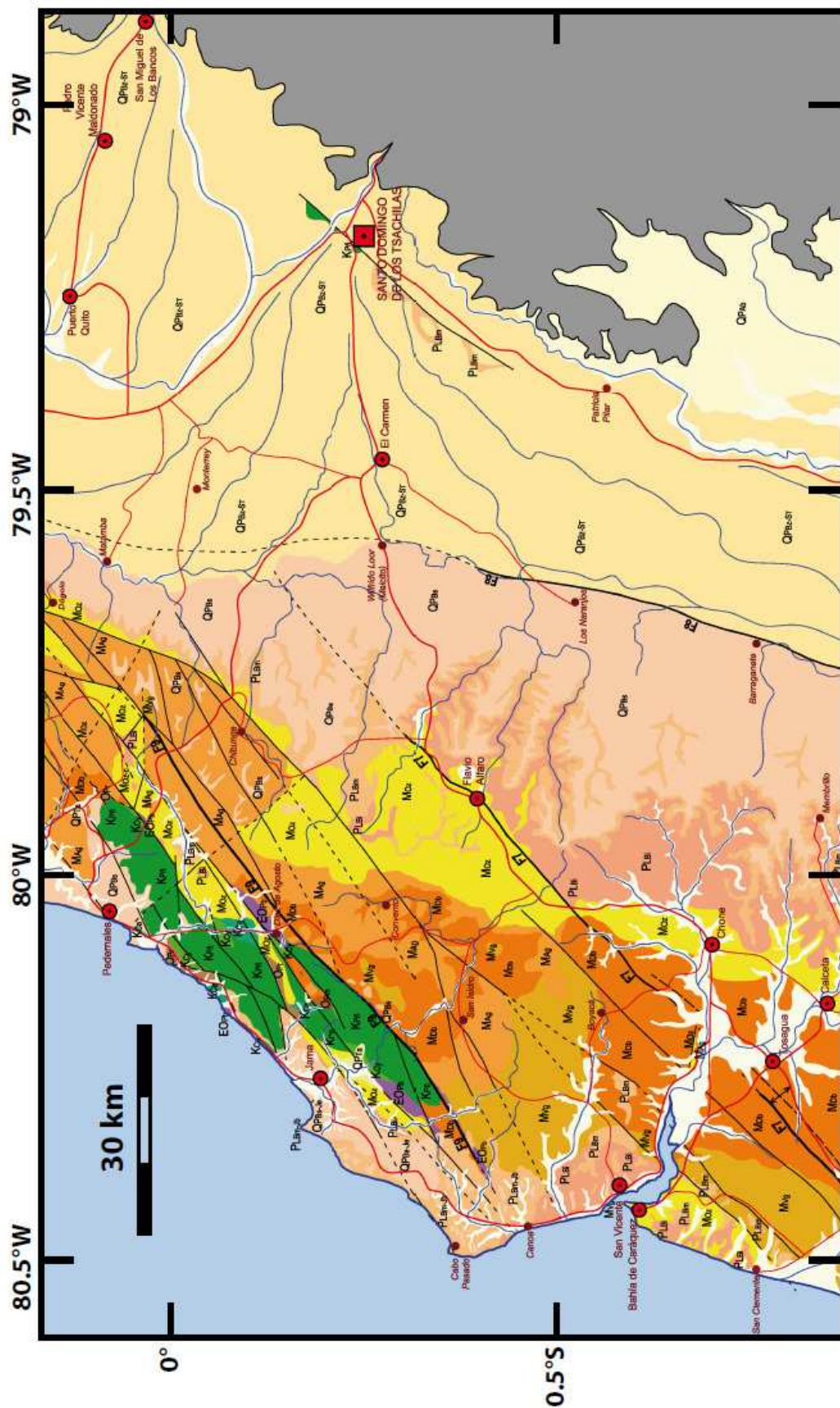


Figure 2.7. Géologie du secteur de Jama - Bahía de Caráquez. La légende est sur la figure 2.3. Localisation figure 2.2 (d'après Reyes et Michaud, 2012).

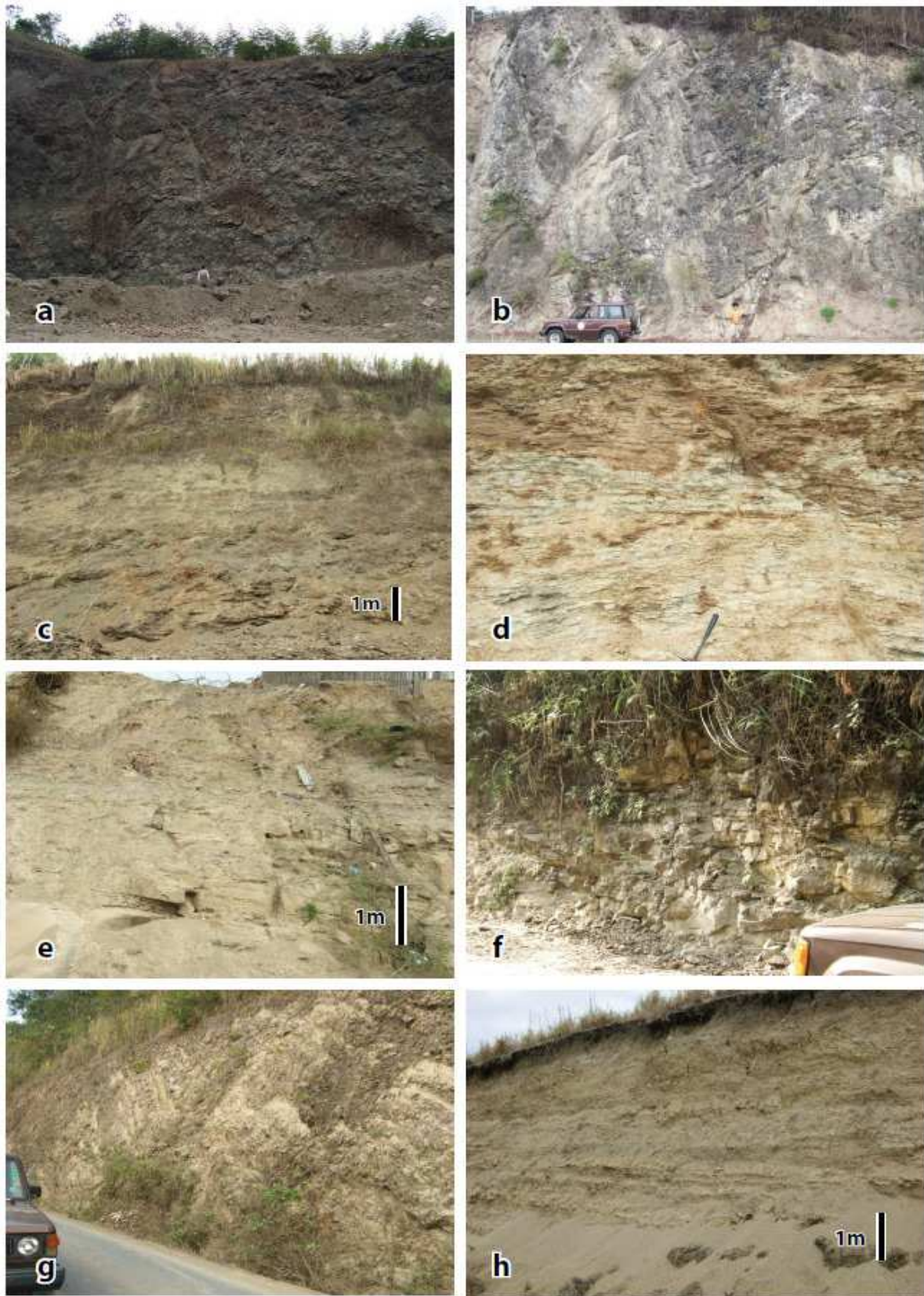


Figure 2.8. Affleurements de quelques formations de la marge côtière. (a) Formation Piñón dans le massif Jama (route El Carmen Pedernales). (b) Formation Calentura au nord de la ville de Jama. (c) Formation Cayo à l'est du massif Jama. (d) Formation Cerro autour de la ville Montecristi. (e) Formation San Mateo au sud de la ville de Manta. (f) Formation Punta Blanca à l'est du massif de Jama. (g) Formation Playa Rica à l'est du massif de Jama. (h) Formation Pambil à l'est du massif de Jama.

2.2.4. L'Oligocène

Les dépôts sont caractérisés à la base par des séries volcano-clastiques appartenant à la formation Playa Rica (OPr) (Fig. 2.4), qui sont constituées de couches de grès gris et verdâtre interstratifiées avec des siltites et des pelites (Fig. 2.8g) jusqu'à 800 m d'épaisseur (Olsson, 1942). Cette formation affleure localement le long du système de failles Jama (F9), et repose en discordance sur la formation Punta Blanca, alors que dans les environs du Dôme de Businga elle repose sur la formation Piñón. Au sud affleure le membre Zapotal (OZp) dans les sommets du massif Chongón-Colonche (Fig. 2.5). Il est composé de grès et siltites jusqu'à 1000 m d'épaisseur, et occupe une position stratigraphique similaire à la formation Playa Rica située au nord. En concordance sur la formation Playa Rica vient une série de roches sédimentaires pélitiques massives appartenant à la formation Pambil (OPm) (Fig. 2.4), laquelle comprend des couches métriques de siltstones de couleur gris-bleu (Fig. 2.8h) interstratifiées avec des grès tufacés en bandes blanches dont l'épaisseur totale atteint 750 m. Cette formation affleure localement au nord, le long du système de failles de Jama (Fig. 2.7) et de Canandé, et principalement autour du Dôme de Businga (Fig. 2.9). La limite entre l'Oligocène et le Miocène est marquée par la formation Chumundé (OMCh) (Fig. 2.4) qui est composée par une série de roches pélitiques avec des diatomées siliceuses (500 à 700 m d'épaisseur) et qui affleure uniquement au nord de la cordillère côtière (Fig. 2.9) en discordance apparente sur la formation Pambil (Stainforth, 1948).

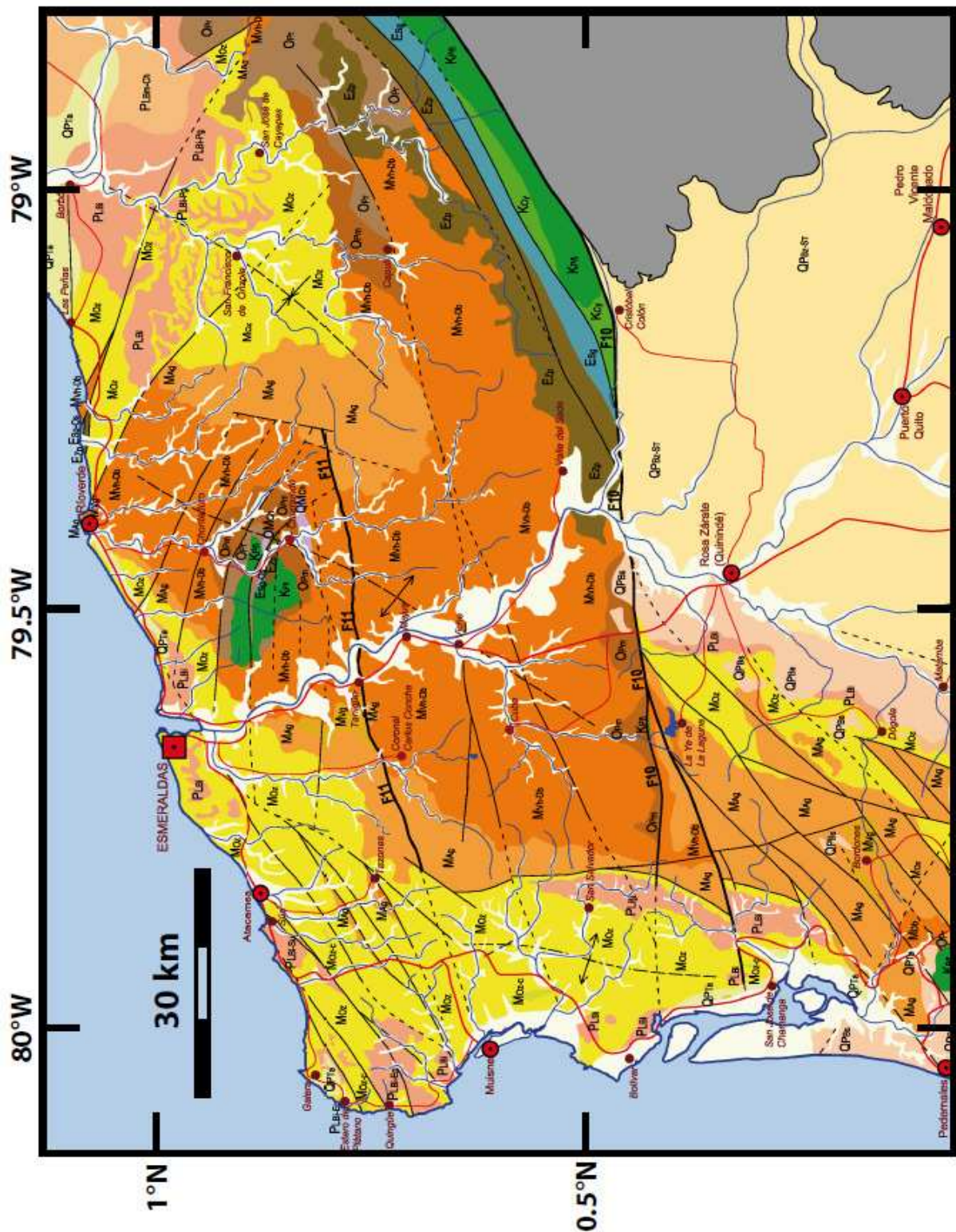


Figure 2.9. Géologie du secteur de Esmeraldas (Reyes et Michaud, 2012). Localisation figure 2.2.

2.2.5. Le Miocène

Les séquences du Miocène sont bien exposées sur le flanc Est et dans la partie Nord de la cordillère côtière (Fig. 2.2). Le Miocène comprend principalement trois séquences

clastiques: à la base vient une formation (pélitique) connue comme la formation Dos Bocas (MDb) qui comprend des pelites et mudstones (Fig. 2.4) de couleur chocolat localement recoupées par des dykes sédimentaires gréseux et quelques minces veinules de gypse. Cette formation contient des concrétions calcaires (Fig. 2.10a) et des accumulations locales d'oxydes de fer. Les affleurements, bien exposés autour du secteur de Tosagua (Fig. 2.7), montrent que cette formation a une épaisseur entre 2,5 à 3 km. Il existe de nombreux affleurements dans la péninsule de Santa Elena et à l'est des failles Jipijapa et Jama. Au nord de la faille Canandé, des séquences de roches sédimentaires pélitiques d'environ 1000 m d'épaisseur sont connues sous le nom de la formation Viche (MVh-Db) (Fig. 2.9) en transition avec la formation Pambil (Fig. 2.4). Les faciès de la formation Viche sont légèrement plus grossiers (siltites, grès, mudstones) que ceux de la formation Dos Bocas situées plus au sud. Ces formations sont recouvertes localement par la formation Villingota (MVg) (Fig. 2.4), composées de pelites gris bleuté, à diatomées, interstratifiées avec des horizons de grès et avec des concrétions calcaires (Fig. 2.10b). Les affleurements principaux sont situés au nord de la péninsule Manta et dans la péninsule de Santa Elena (Figs. 2.5, 2.6). L'épaisseur est comprise entre 300 et 600 m. En discordance angulaire sur les formations pélitiques Dos Bocas - Viche et Villingota vient une séquence (clastique grossière) correspondant à la formation Angostura (MAg) (Fig. 2.4). Les affleurements les plus étendus de cette formation s'observent dans le secteur du système de failles de Jama (F5) et au nord du massif Chongón-Colonche (Figs. 2.6, 2.7). Au nord-est du système de failles de Jama, cette formation correspond à une séquence sédimentaire grossière composée d'un empilement vertical de couches turbiditiques (Fig. 2.10c), cycliques, monotones, d'environ un mètre de puissance, de couleur bleu formé par des grès volcaniques avec des clastes tufacées à la base, qui se terminent au sommet par des pelites jaunâtre tufacées. Au sud, sur le flanc nord de la cordillère Chongón-Colonche et à l'est de la faille Jipijapa, les faciès gréseux massifs comportent des conglomérats interstratifiés riches en clastes d'origine continentale. Au nord de la faille de Canandé (Fig. 2.9), cette formation se compose d'une alternance de séquences de grès et conglomérats riches en fossiles marins (Cantalamezza et al., 2007). En général, la formation Angostura a une épaisseur comprise entre 100 et 500 mètres. Vers le flanc de la cordillère côtière, la formation Angostura est recouverte de façon transitionnelle par les roches pélitiques de la formation (MOz) Ónzole. Cette formation est constituée par des pelites interstratifiés avec des siltites, mudstones bleuâtres tufacées (Fig. 2.10d). L'épaisseur varie entre 200 et 600 m. Des grès et des sédiments riches en coquillages sont abondants vers le nord en particulier dans le domaine d'Esmeraldas (Fig. 2.9). Quelques niveaux de paléochenaux formés par des séquences grossières ont été cartographiés (Figs. 2.4, 2.9) à l'intérieur de la séquence pélitique de Ónzole (MOz-c) avec une épaisseur inférieure à 80 m. Le matériel de comblement de ces chenaux inclut des éléments d'origine volcanique et des clastes remaniés de la formation Ónzole. Dans la péninsule de Santa Elena (Fig. 2.5) la formation Subibaja (MSb-Oz) est considérée comme l'équivalent latéral de la formation Ónzole (Bristow et Hoffsteter, 1977); cette dernière formation repose en discordance sur la formation Villingota dans le bassin Progreso en l'absence de la formation Angostura (Benítez, 1995) avec une épaisseur d'environ 500 mètres.



Figure 2.10. Affleurements de quelques formations de la cordillère côtière. (a) Formation Dos Bocas route Montecristi - Jipijapa. (b) Formation Villingota à l'Est de San Clemente. (c) Formation Angostura route Flavio Alfaro - Chone. (d) Formation Ónzole dans la route Esmeraldas - Rioverde. (e) Formation Borbón inférieure secteur Cabo Pasado. (f) Formation Borbón moyenne à l'ouest de la ville Pichincha. (g) Formation Borbón supérieure à l'est de la ville Flavio Alfaro. (h) Formation Balzar-San Tadeo autour de la ville de Balzar.

2.2.6. *Le Pliocène*

Les séquences du Pliocène sont bien exposées vers le flanc Est de la cordillère côtière (Fig. 2.2). Il est représenté par des roches clastiques de la formation Borbón qui est essentiellement composée par des grès massifs et des conglomérats (Fig. 2.4). Nous avons observé au sein de la formation Borbón trois membres: un membre inférieur clastique, un membre volcano-clastique et un membre volcanique supérieur. Les trois membres peuvent être observés le long du plateau stratifié situé entre les villes de Portoviejo et Pichincha (Fig. 2.6) dans le bassin Manabí avec une épaisseur autour de 400 m. Le membre inférieur clastique de la formation Borbón (PLBi) se compose de grès massifs (Fig. 2.10e) intercalés avec des niveaux lenticulaires (mais parfois aussi stratifiés) de conglomérat, qui recouvrent en conformité la formation sous-jacente Ónzole. Un affleurement remarquable de ce membre peut s'observer dans le secteur situé entre les villes de San Vicente et Canoa (Fig. 2.7). Au sud dans le bassin de Progreso (délimité par des failles F1 La Cruz et F2 Carrizal) dans la péninsule de Santa Elena (Fig. 2.5), ce membre peut être corrélé avec les séquences sédimentaires clastiques de la formation Progreso (PLPr-Bi) (Bristow et Hoffsteter, 1977) recouvrant la formation Subibaja. Dans le domaine de Esmeraldas, au nord (Fig. 2.9), ce membre se corrèle stratigraphiquement avec la formation Playa Grande (PLBi-Pg) et les membres Estero Plátano (PLBi-Ep) et Sua (PLBi-Sa) (définis par Evans et Whittaker, 1982), qui recouvrent stratigraphiquement la formation Ónzole. Au dessus du membre inférieur, on observe le membre volcano-clastique de la formation Borbón (PLBm) (Fig. 2.4) formée par des niveaux de grès et conglomérats intercalés localement avec une forte proportion d'éléments volcaniques et tufacés retravaillés (Fig. 2.10f). A l'ouest de Quinindé (Fig. 2.9) et dans les environs de Jama ce membre moyen est en discordance érosive sur le membre inférieur. Par contre à l'ouest de Jama (Fig. 2.7) nous corrélons stratigraphiquement le membre moyen de la formation Borbón avec le membre Punta Ballena de la formation Jama (PLBm-Jb) décrit par Cantalamessa et al. (2005) qui inclut aussi des éléments volcaniques. Les corrélations proposées sont réalisées sur la base des critères lithologiques, stratigraphiques et d'âge. Dans le bassin de Progreso le membre moyen de la formation Borbón pourrait être équivalent à la formation (PLPn-Bm) Puna qui repose sur la formation Progreso. Dans les environs de la péninsule de Manta (Fig. 2.6) ce membre est équivalent en âge avec la formation Canoa (PLBm-Cn). Au nord de la faille Quinindé dans le domaine Esmeraldas nous corrélons ce membre avec la formation Cachabí (PLBm-Ch) qui repose sur la formation Borbón (Fig. 2.9).

2.2.7. *Le Quaternaire*

Durant le Pléistocène se dépose les dépôts sédimentaires d'origine volcanique (Fig. 2.4) du membre supérieur de la formation Borbón (QPBs) composés par des niveaux de brèches et de tufs volcaniques remaniés (Fig. 2.10g) et localement interstratifiées avec des grès riches en éléments volcaniques. Ce membre repose en discordance sur les membres inférieurs et moyens de la formation Borbón à l'exception du secteur entre les villes de Pichincha et Portoviejo où il est conforme. A l'ouest de la zone Quinindé il est fréquent de trouver des restes de ce membre sous la forme de terrasses fluviales très anciennes ou comme

des buttes témoins sur les interfluves des vallées. Ces restes reposent en discordance aussi sur les formations plus anciennes comme Angostura et Ónzole (Fig. 2.9). Dans la zone de Jama, nous corrélons ce membre avec le membre volcanique El Matal de la formation Jama (QPBs-Je) reporté par Cantalamessa et al. (2005). Nous corrélons ces membres sur la base des critères d'âge, de lithologie et de stratigraphie. Nous considérons aussi que les membres moyen et supérieur de la formation Borbón constituent le cœur sédimentaire des grands cônes alluviaux situées dans les environs des villes de Santo Domingo et Pedro Vicente Maldonado (Fig. 2.7) selon des observations de terrain. Ces deux membres volcaniques n'affleurent pas dans la partie nord de la cordillère côtière au nord de la faille Canandé (F10) (Fig. 2.9). A la fin du Pléistocène les formations sédimentaires les plus récentes se déposent vers l'est dans les plaines des bassins versants d'Esmeraldas et Guayas rivières (Fig. 2.2). A l'est de la faille Pichincha se développe la formation Balzar - San Tadeo (QPBz-ST) avec une épaisseur moyenne de 80 m (Fig. 2.4), formée par une série de "mudstones" massifs brun-jaunâtre (Fig. 2.10h) lesquelles couvrent les cônes alluviaux de Santo Domingo et Pedro Vicente Maldonado. Le faciès le plus distal des cônes est situé au sud dans le bassin de la rivière Guayas (domaine de Balzar) où il forme des séquences bien stratifiées. Dans les environs des villes Maicito et El Carmen cette formation recouvre les cônes alluviaux et repose en discordance érosive sur le membre supérieur de la formation Borbón. La limite nord de cette formation est contrôlée et limitée par la faille Canandé. D'autre part, la couverture sédimentaire récente des cônes alluviaux de la partie sud de la cordillère occidentale (QPAb) on a été différencié lithologiquement de la formation Balzar - San Tadeo. On a groupé les dépôts de terrasses marines de la partie littorale (QPTa) de la cordillère côtière avec la formation (Tablazo QPTb) de la péninsule Manta (Fig. 2.6). Les dépôts quaternaires les plus récents non-consolidés de la cordillère côtière se trouvent le long des rivières comme des terrasses fluviales (QHT) et des dépôts marins récents (QHT) (Fig. 2.2).

2.3. STRUCTURES DE LA CORDILLÈRE CÔTIÈRE

Dans ce paragraphe nous décrivons dans un premier temps les principales failles reconnues dans ce travail. Dans un deuxième temps les structures anticlinales et dans un troisième temps les principaux bassins.

2.3.1. Description des principales failles

Les failles les plus importantes qui contrôlent la structure de la cordillère côtière et qui constituent les limites principales des bassins sédimentaires sont représentées sur notre carte en traits épais. Les autres failles correspondent à des limites locales entre formations ou sont des failles secondaires des grands systèmes de faille. Les failles principales sont les suivantes:

La faille La Cruz (F1) située au sud de la péninsule de Santa Elena (Fig. 2.5) présente une direction NW-SE, et limite les formations du Paléocène du groupe Azúcar au SW, des roches de la période Oligocène - Pliocène du bassin Progreso. Elle s'étend approximativement depuis la ville de Colonche jusqu'à la ville de Posorja sur une longueur d'autour de 80 km. Elle a un pendage vers le nord-est (Benítez, 1995). Elle a joué comme une faille normale contrôlant la subsidence du bloc situé au NW de la faille (bassin du Progreso).

La faille Carrizal (F2) est localisée dans la péninsule de Santa Elena (Fig. 2.5) et présente une direction WNW-ESE. Cette faille limite les roches de la période Oligocène - Pliocène du bassin Progreso au SW des roches de la période Paléocène - Éocène situées au NE. Elle affleure depuis la ville de Colonche jusqu'au sud de la ville Chongón sur une longueur de 70 km. Elle a un pendage vers le sud. Elle a joué comme une faille normale contrôlant la subsidence du bloc situé au SW de la faille (bassin du Progreso).

La faille Colonche (F3) est la limite sud de la cordillère côtière (Fig. 2.5) et présente une direction WNW-ESE. Cette faille met en contact les roches du Crétacé du massif Chongón-Colonche situées au Nord avec les roches sédimentaires de la période Paléocène - Oligocène situées au Sud (Fig. 2.11). Elle s'étend approximativement depuis la ville de Manglaralto jusqu'à la ville de Guayaquil sur une longueur moyenne de 120 km. Elle a un pendage probable vers le sud. Elle a pu avoir joué en faille normale préservant l'accumulation sédimentaire au Sud, puis comme faille inverse faisant remonter et basculer le soubassement crétacé au Nord.

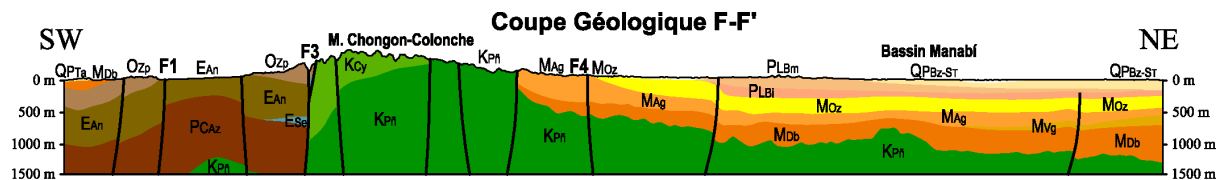


Figure 2.11. Coupe géologique de la zone de Chongón-Colonche. Exagération vertical x 6. Localisation figure 2.2. Légende et couleurs figure 2.3. F3 = faille de Colonche. F4 = faille de Cascol.

La faille Cascol (F4) située au Nord du massif Chongón-Colonche présente une direction NW-SE (Fig. 2.6). Cette faille passe dans les roches sédimentaires du Miocène de la bordure sud du bassin Manabí (Fig. 2.11). Elle s'étend depuis le sud de la ville de Jipijapa jusqu'à la ville de Pedro Carbo sur une longueur de 70 km. Elle a un pendage vers le nord-est. Elle a joué comme faille normale contrôlant les dépôts de sédiments au nord, mais après elle joue en inverse et produit un décalage entre les roches du Miocène.

La faille Jipijapa (F5) est connue dans travaux antérieurs sous le nom de la faille Portoviejo (Pedoja et al., 2006a, 2006b). Elle est localisée au SW du bassin de Manabí à l'est de la ville de Jipijapa, avec une longueur moyenne de 85 km. Cette faille présente une direction NNE-SSW (Fig. 2.6). Elle met en contact des roches du Crétacé (formations Piñón et Cayo) avec des roches sédimentaires du bassin de Manabí du Miocène (Fig. 2.11). Elle a un pendage probable vertical. Elle a joué comme faille normale pendant le dépôt du bassin de Manabí; mais actuellement elle joue comme faille inverse-décrochante et soulève le soubassement Crétacé contre le bassin de Manabí. A l'ouest de cette faille on peut observer quelques traces de chevauchements présentant la même direction de cette faille mais qui affectent le bassin de Manabí (Fig. 2.11).

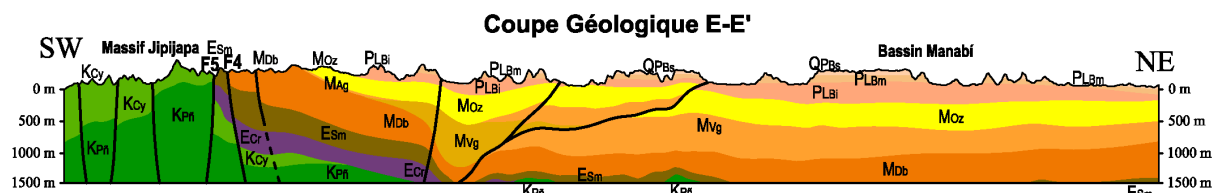


Figure 2.12. Coupe Géologique secteur Jipijapa. Le massif de Jipijapa. Exagération vertical x 6. Localisation figure 2.2. Légende et couleurs figure 2.3. F4 = faille de Cascol; F5 = faille de Jipijapa.

La faille El Aromo (F6) est localisée dans la péninsule de Manta près de la ville El Aromo. Elle a une longueur de 45 km selon une direction E-W (Fig. 2.6). Cette faille affecte les roches de l'Éocène et des sédiments marins quaternaires. Elle a joué comme faille inverse puisqu'elle soulève le soubassement et décale les sédiments quaternaires situées au sud.

La faille Flavio Alfaro (F7) est localisée aux alentours de la ville de Flavio Alfaro dans le bassin sédimentaire de Manabí et elle peut être considérée comme la limite sud-ouest du système de failles de Jama (Fig. 2.7). Elle n'était pas reportée jusqu'à présent et elle est signalée pour la première fois dans ce travail. Elle a un pendage probable vers le sud-est (Fig. 2.13). Elle sépare des formations sédimentaires Miocène de celles du Pliocène avec une direction NE-SW et une longueur moyenne de 50 km. Elle a joué comme une faille normale pendant le dépôt du Pliocène (limite la formation Borbón), puis comme une faille inverse, ce dernier rejeu étant marqué par un grand escarpement.

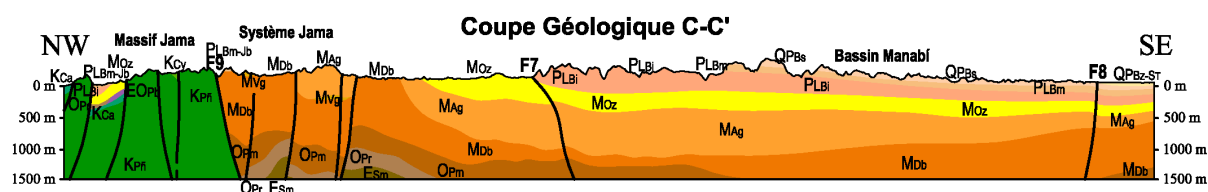


Figure 2.13. Coupe Géologique de la zone de Jama. Exagération vertical x 6. Localisation figure 2.2. Légende et couleurs figure 2.3. F7 = faille de Flavio Alvaro; F8 = faille Pichincha.

La faille Pichincha (F8) est située à l'est de la cordillère côtière et constitue la limite entre le bassin sédimentaire de Manabí et le bassin versant de la rivière Guayas (Figs. 2.6, 2.7). Cette faille n'était pas reportée avant notre travail. Elle peut être suivie depuis le sud de la ville de Pichincha sur une longueur de 140 km vers le nord. Elle suit une direction NNE-SSW et pourrait peut être se prolonger plus au sud. Cette faille limite les roches du Pliocène des roches Quaternaires (Fig. 2.13). Elle a un pendage probable vers l'ouest. Elle a joué comme faille inverse soulevant le bloc situé à l'ouest. Sur le terrain il n'y a pas d'évidence d'un escarpement associé mais il est possible que la faille forme une flexure anticlinale.

La faille Jama (F9) fait partie du système de failles de Jama (Figs. 2.7, 2.13, 2.14), mais elle est la plus importante puisque elle sépare le soubassement Crétacé situé au NW des roches du Miocène situées au SE (Fig. 2.13). Cette faille présente une direction NE-SW et son tracé peut être suivi vers le NE sur une longueur moyenne de 90 km. Elle a un pendage vers l'est. Elle a joué comme une faille normale durant le remplissage sédimentaire du bassin de Manabí. Actuellement elle joue comme une faille décro-chevauchante qui soulève les écailles

de soubassement Crétacé (formation Piñón) et forme la zone montagneuse dite de Jama (Massif Jama).

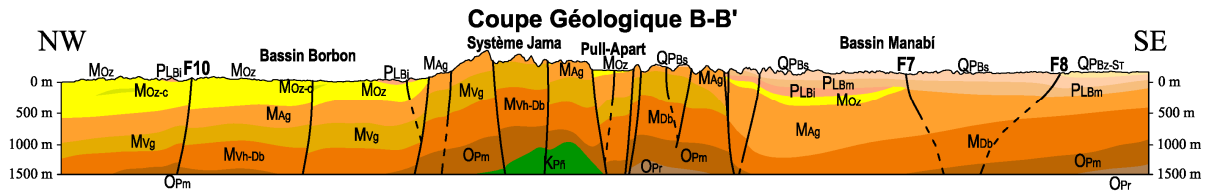


Figure 2.14. Coupe géologique du secteur Quindí. Le système de faille de Jama. Ce système dessine une fleur positive. Exagération verticale x 6. Localisation figure 2.2. Légende et couleurs figure 2.3.

La faille Canandé (F10) est située au nord de la ville de Quindí (Fig. 2.9). Elle présente une direction E-W sur une longueur de 90 km. Cette faille met en contact des roches de la période Crétacé - Miocène avec des roches Plio-Quaternaires (Fig. 2.15). Elle peut être considérée comme une limite abrupte du système de failles de Jama en la partie nord. Elle a un pendage vers le nord. Elle a joué comme faille décrochante et actuellement joue avec une composante inverse puisqu'elle soulève et bascule des roches de soubassement du nord contre les roches du bassin de Manabí au sud.

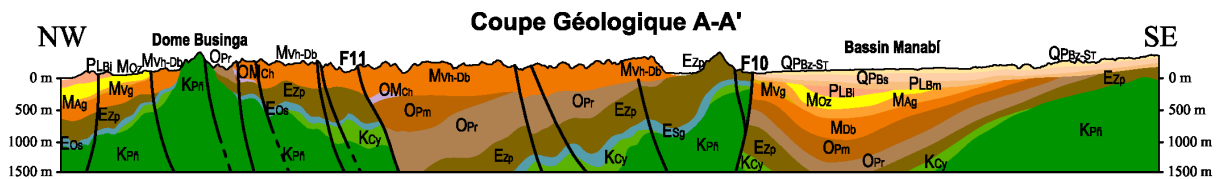


Figure 2.15. Coupe géologique du secteur d'Esmeraldas. Exagération vertical x 6. Localisation figure 2.2. Légende et couleurs figure 2.3. F10 = faille Canandé; F11 = faille Tanigüe.

La faille Tanigüe (F11) est localisée au nord de la ville de Viche et elle est signalée pour la première fois dans ce travail. Elle présente une direction E-W vers le dôme de Businga (Fig. 2.9) sur une longueur moyenne de 55 km. Cette faille met en contact des roches de la période Éocène - Miocène (Fig. 2.15). Elle a joué comme une faille normale durant le dépôt d'un important et profond bassin sédimentaire, mais actuellement elle est en grande partie recouverte avec une faible expression en surface qui affecte les roches du Miocène.

Des axes de *plis* sont reportés sur la carte géologique (Reyes and Michaud, 2012). Ils correspondent à de vastes structures anticlinales et synclinales qui affectent les formations sédimentaires à grande échelle. A l'est de la rivière Esmeraldas (Fig. 2.9) il existe une structure synclinale au sud du dôme Businga avec un axe de direction NE-SW qui affecte les roches du Mio-Pliocène. A l'ouest de la rivière Esmeraldas il y a une grande structure anticlinale ouverte (Fig. 2.9) qui affecte les roches du Miocène et qui peut être suivie depuis le SW jusqu'à proximité de la ville de Rioverde (Dôme Businga). Une autre structure qui semble anticlinale, et qui est actuellement découpée par des failles subparallèles de direction ENE-WSW, se localise dans le secteur de Galera (Fig. 2.9). Les structures de la partie nord du système de failles NE-SW de Jama, qui dessinent une forme générale d'anticlinal découpé par des failles (Fig. 2.16), et la structure située au sud connue comme l'anticlinal de Tosagua (Fig. 2.16) seront abordés plus bas. Finalement dans la zone de la péninsule de Santa Elena (Fig.

2.5) il existe une structure synclinale associée au bassin Progreso où les sédiments du Mio-Pliocène sont basculés vers l'axe du plis de direction NW-SE à proximité de la ville de Colonche. Immédiatement au nord de cette structure se trouve un anticlinal qui affecte les roches du Crétacé - Éocène et qui est limité au nord par la faille de Colonche.

2.3.2. Description des Systèmes de Structures Régionales et des Massifs

2.3.2.1. Le système de failles de Galera

Dans le secteur d'Esmeraldas (Fig. 2.5) au nord de la faille de Canandé se développe le bassin Borbón dont les sédiments plongent vers le nord. Dans le secteur entre les villes de Galera et Atacames il existe un ensemble de failles subparallèles de direction ENE-WSW qui se prolongent vers la mer vers l'embouchure de la rivière Esmeraldas. Ces failles délimitent des lanières de 3 km de largeur et soulèvent sur leurs bordures quelques écaillés de roches plus profondes ce qui indiquent une composante verticale. Mais ces failles montrent aussi des déplacements décrochants qui affectent en particulier le cours des rivières; elles ont aussi décalé latéralement quelques affleurements de la formation Borbón.

2.3.2.2. Le système de failles de Jama (Massif Jama)

Ce système de faille affecte une vaste zone selon une direction NE (Fig. 2.2). Il est limité au SE par la faille de Flavio Alfaro (F7) depuis la ville de San Clemente et il s'arrête contre la faille Canandé. Ce système est formé par des failles subparallèles qui délimitent des lanières de 10 km de largeur (Fig. 2.7). Ces failles montrent des déplacements décrochants destre et aussi des déplacements verticaux qui ont favorisé la formation d'écaillés de soubassement de la formation Piñón. Le massif Jama (Fig. 2.13) constitue le socle soulevé associé au fonctionnement de ce système. La partie nord du système (Fig. 2.14) forme une antiforme découpée par des failles qui dessine une structure en fleur positive. Transversalement aux failles les blocs individualisés montrent des déplacements verticaux relatifs (Figs. 2.13, 2.14). Le soubassement est aussi décalé par ces failles et quelques bassins tectoniques allongés se sont formés entre les failles comme des pull-apart structures (Fig. 2.14).

2.3.2.3. L'antiforme de Tosagua

Cette structure est située dans les environs de la ville de Tosagua. Elle est formée par un axe allongé suivant la direction NE (Fig. 2.16). Le sommet de cette structure se développe dans les roches de la formation Dos Bocas (antérieurement connue comme partie du groupe Tosagua) (Fig. 2.7); les flancs sont formés par des roches sédimentaires du Mio-Pliocène. Cette structure tectonique délimite une partie des bassins sédimentaires de Manta et de Manabí (Fig. 2.2).

2.3.2.4. Le massif Jipijapa

Ce massif est situé au sud de la péninsule de Manta et à l'est de la faille de Jipijapa (Fig. 2.6, 2.12). Il est allongé selon la même direction NNE que la faille. Il est localisé entre

les villes de Manglaralto et Puerto Cayo. Il est formé par des roches du soubassement crétacé (formations Piñón et Cayo) qui est partiellement couvert par des roches de l'Éocène. Ce massif constitue une partie du bloc soulevé par la faille Jipijapa. Il constitue actuellement la bordure sud-ouest de bassin Manabí.

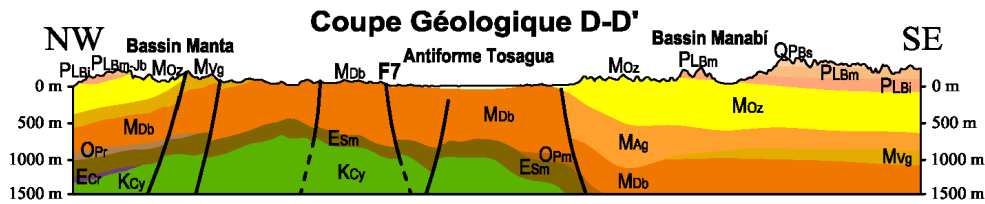


Figure 2.16. Coupe Géologique de la zone Bahia de Caráquez. L'Antiforme de Tosagua. Exagération vertical x 6. Localisation figure 2.2. Légende et couleurs figure 2.3.

2.3.2.5. Le massif Chongón-Colonche

Ce massif est situé au sud de la Cordillère Côtière et présente une direction E-W (Fig. 2.5), presque perpendiculaire à celle de la Cordillère Côtière. Il est formé par des roches crétacées (Formations Piñón, Calentura, Cayo et Guayaquil) et limité sur les flancs nord et sud par les failles Cascol et Colonche respectivement. Ce massif constitue la limite entre les roches des bassins sédimentaires de Manabí et Progreso (Fig. 2.11). Il est connecté avec le massif Jipijapa par une zone de failles entrecroisées (Fig. 2.6).

2.3.3. Les grands bassins sédimentaires Néogènes

Le long de la côte de l'Équateur, sont reportés des bassins sédimentaires. Les plus grands du sud au nord sont les bassins de Progreso-Santa Elena, Manabí, Manta - Jama et Borbón. Dans ce travail cartographique (Fig. 2.2) nous avons redéfini de façon approximative les limites de ces bassins sédimentaires en utilisant les limites des affleurements des formations Ónzole et Borbón. De plus on a intégré le nouveau bassin sédimentaire du Guayas, le plus jeune de la côte équatorienne.

2.3.3.1. Le Bassin sédimentaire Progreso - Santa Elena

Ce bassin est situé au sud, à l'intérieur de la péninsule de Santa Elena (Fig. 2.2). Nous avons inclus la stratigraphie de la Péninsule de Santa Elena. Ce bassin présente une forme triangulaire limité au nord par la faille La Cruz et au sud par la faille Carrizal (Fig. 2.5). Il présente la stratigraphie de soubassement (Fig. 2.17) la mieux préservée de toute la côte. Le soubassement crétacé (séquence ophiolitique de la formation Piñón) est recouvert par les formations volcano-sédimentaires Calentura, Cayo et la formation pélitique Guayaquil. Les séquences du Paléocène à l'Éocène sont aussi bien préservées. Ainsi, les roches sédimentaires grossières du groupe Azúcar affleurent seulement dans ce bassin. La formation calcaire San Eduardo est recouverte par des roches clastiques grossières du groupe Ancón et immédiatement par les roches sédimentaires du membre Zapotal. La séquence du Miocène est formée par les formations Dos Bocas et Villingota, recouvertes en discordance par les formations Subibaja, Progreso et Puná.

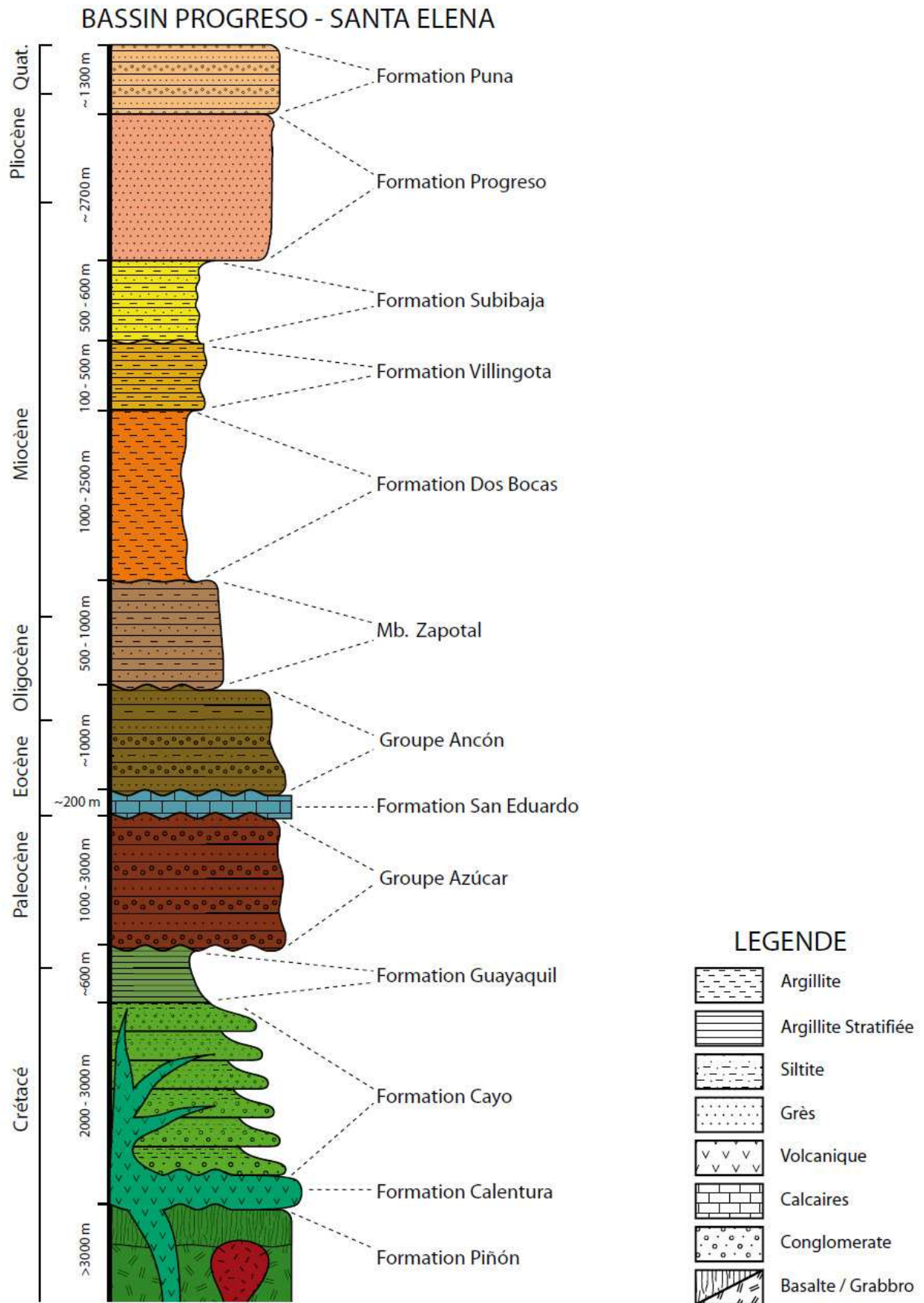


Figure 2.17. Colonne stratigraphique simplifiée du bassin sédimentaire Progreso et aussi la péninsule de Santa Elena. Les couleurs coïncident avec la Figure 2.3. La légende est très générale une symbolique basique. La séquence du Crétacé a été modifiée d'après Luzieux et al. (2006).

2.3.3.2. Le Bassin sédimentaire Manabí

Ce bassin est situé sur le flanc Est de la Cordillère Côtière depuis la ville de Pedro Carbo au sud jusqu'à la ville Quinindé au nord. Il a une forme allongée dans la direction NNE-SSW et il est limité par plusieurs failles: à l'ouest par les failles Cascol, Jipijapa et Flavio Alfaro, à l'est par la faille Pichincha (Figs. 2.6, 2.7). La stratigraphie (Fig. 2.18) varie du nord au sud, certaines formations disparaissent et d'autres diminuent d'épaisseur. Le soubassement est formé par les roches de la formation Piñón et Cayo. Le Paleocène a été reconnue en forages dans le Sud du bassin. La séquence de l'Éocène est représentée par les roches clastiques de la formation San Mateo qui affleurent seulement au sud, tandis que la formation péritique siliceuse Punta Blanca de l'Oligocène affleure seulement au nord à l'égal que la formation Pambil de la période Oligocène-Miocène. La séquence Néogène formée par les formations Dos Bocas et Villingota affleure le long du bassin. La formation Angostura montre un changement latéral de faciès. Au nord elle est composée par des dépôts turbiditiques, tandis qu'au sud elle est formée par des couches de grés massifs, des conglomérats et quelques niveaux de calcaires sableux. Les formations clastiques Ónzole et Borbón diminuent en épaisseur depuis le nord vers le sud.

BASSIN MANABI

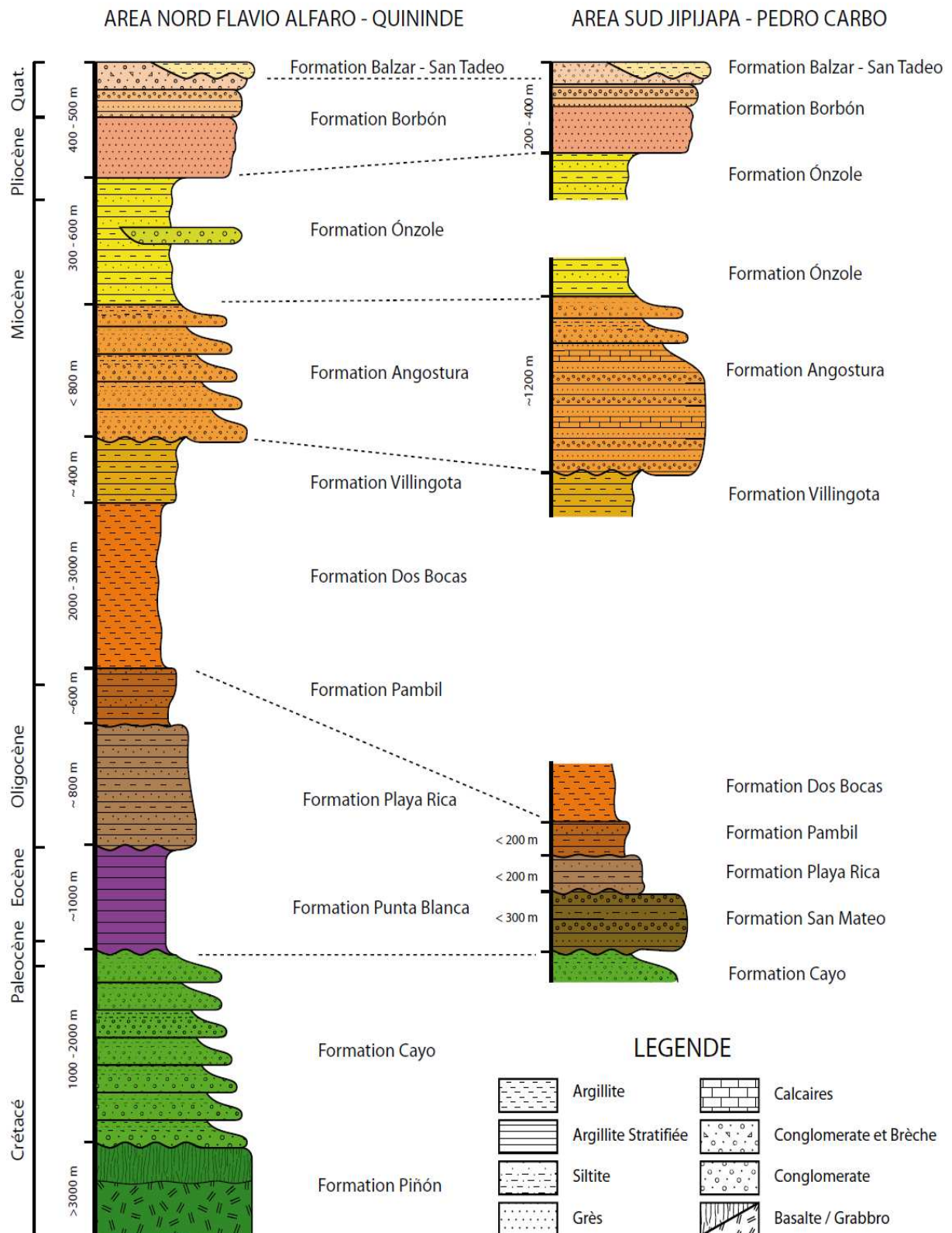


Figure 2.18. Colonne stratigraphique simplifiée du bassin sédimentaire Manabí qui montre les principaux changements depuis le nord (Flavio Alfaro - Quinindé) vers le sud (Jipijapa - Pedro Carbo). Les couleurs coïncident avec la Figure 2.3. La légende est très générale avec une symbolique basique.

2.3.3.3. *Le Bassin sédimentaire Manta - Jama*

Ce bassin sédimentaire affleure le long des côtes depuis Manta jusqu'à Jama (d'après notre interprétation dans ce travail), mais l'essentiel du bassin est sur la plateforme continentale offshore. Ce bassin est localisé dans la prolongation SW du système de failles de Jama, système de faille qui le sépare du bassin de Manabí. A terre la stratigraphie de ce bassin (Fig. 2.19) montre de formations crétacées du soubassement Piñón, Calentura, San Lorenzo et Cayo. Les roches de l'Éocène incluent les volcano-sédiments de la formation Cerro et les séquences détritiques grossières de la formation San Mateo. Dans le secteur de Jama se développent la formation Punta Blanca et les formations Playa Rica et Pambil de l'Oligocène, près de la côte, surtout autour du massif de Jama. Les roches du Miocène sont représentées par les formations Dos Bocas et Villingota qui ont une épaisseur plus importantes que dans les autres bassins sédimentaires. La formation Angostura montre une épaisseur qui diminue vers le sud où elle présente une épaisseur inférieure à 20 m. La formation Ónzole s'est déposée de façon concordante sur la formation Angostura dans le bassin, mais à quelques endroits surtout vers le sommet de la cordillère côtière elle peut être discordante. La formation Borbón (qui inclut les formations Jama et Canoa) reste en discordance sur la formation Ónzole et aussi à quelques endroits sur la formation Villingota (exemple près de Bahia de Caráquez).

2.3.3.4. *Le Bassin sédimentaire Borbón*

Ce bassin est localisé essentiellement au nord de la faille Canandé, laquelle le sépare des bassins sédimentaires Manabí et Manta-Jama. La stratigraphie (Fig. 2.20) débute par le soubassement crétacé correspondant aux formations Piñón et Cayo. L'Éocène est représenté par la formation calcaire Ostiones-Santiago et aussi par la formation clastique Zapallo. L'Oligocène est constitué par les formations clastiques et pélitiques Playa Rica, Chumundé et Pambil. La séquence du Miocène est formée par les roches pélitiques des formations Viche-Dos Bocas et Villingota qui sont recouvertes par la formation Angostura qui montre un changement de facies depuis l'ouest avec des niveaux turbiditiques bien stratifiés vers des niveaux cycliques massifs de grès à coquillages à l'est où l'épaisseur diminue. La formation Ónzole est caractérisée par des roches pélitiques et sableuses. Elle montre une série de chenaux conglomératiques vers la moitié de la séquence seulement dans la partie nord de la cordillère Côtière (area d'Esmeraldas). Ces chenaux n'ont pas été observés dans la partie centrale-sud de la cordillère (vers le sud de la ville de Pedernales). Cela peut indiquer une période d'érosion probablement subaérienne. Au sommet le Pliocène est représenté par la partie basale de la formation clastique grossière de Borbón qui est transitionnelle avec la formation Ónzole. Vers l'est la formation Borbón diminue d'épaisseur et elle est recouverte par la formation Cachabí.

BASSIN MANTA - JAMA

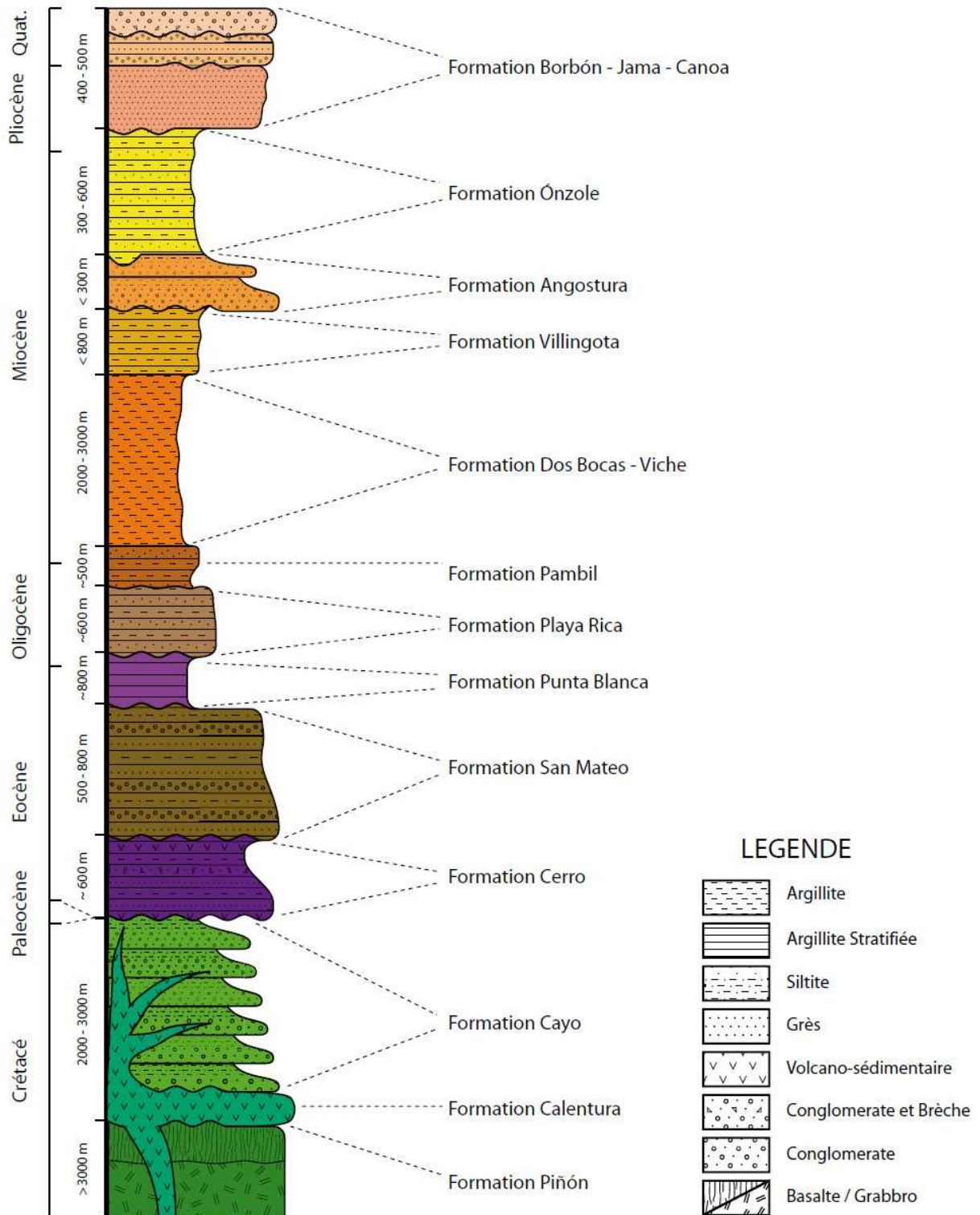


Figure 2.19. Colonne stratigraphique simplifiée du bassin sédimentaire Manta - Jama situé à l'ouest de la cordillère côtière. Les couleurs coïncident avec la Figure 2.3. La légende est très générale avec une symbolique basique. La séquence du Crétacé a été modifiée d'après Luzieux et al. (2006).

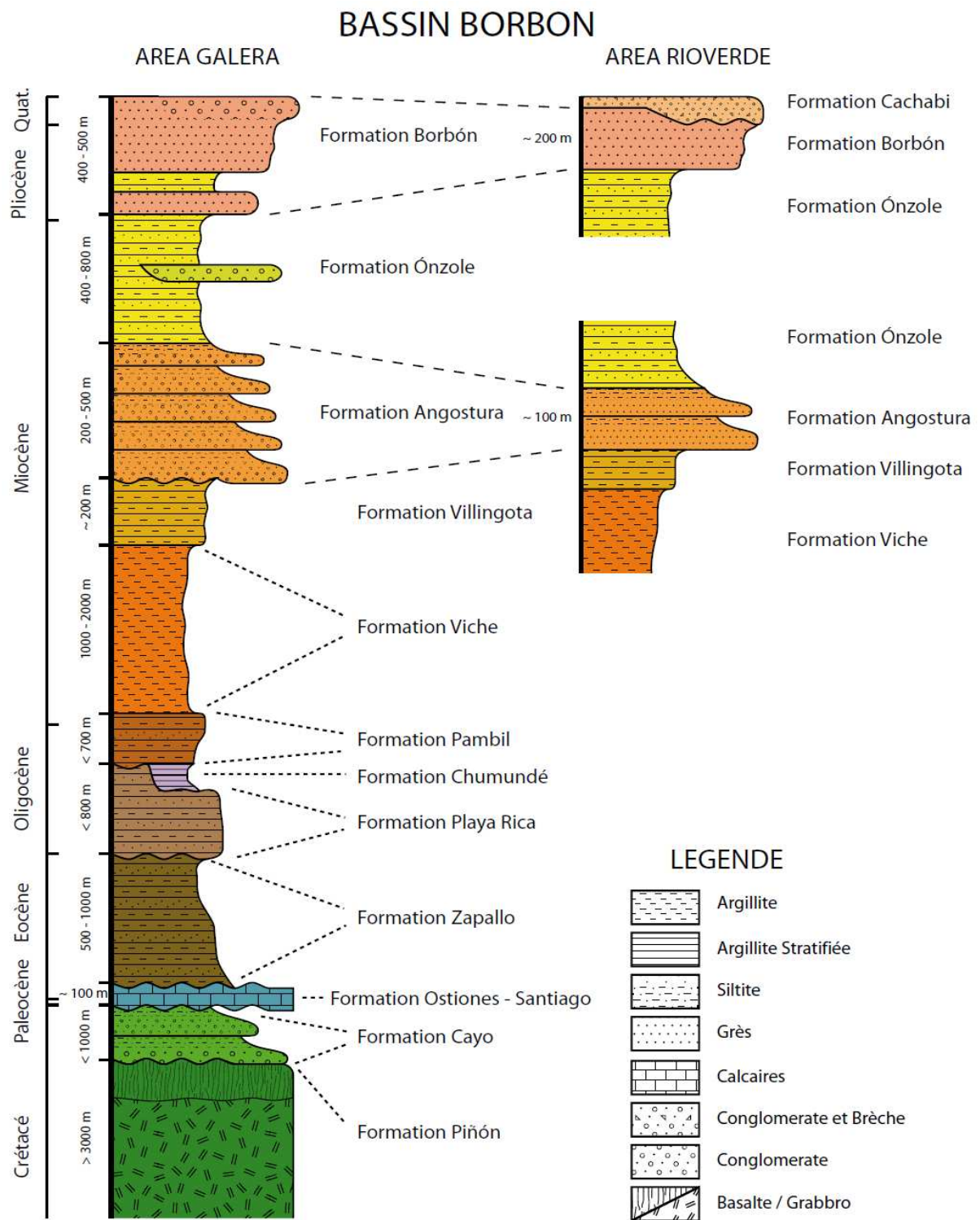


Figure 2.20. Colonne stratigraphie simplifiée du bassin sédimentaire Borbón. Les couleurs coïncident avec la Figure 2.3. La légende est très générale avec une symbolique basique.

2.3.3.5. Le Bassin sédimentaire Guayas

Le bassin du Guayas se développe après le Pliocène. Il est situé dans la zone du bassin versant de la rivière Guayas au nord du golfe de Guayaquil et inclut aussi le dépôt du cône de

Santo Domingo jusqu'au sud de la faille de Canandé. La faille de Pichincha limite ce bassin à l'est. Les roches les plus répandues correspondent aux sédiments de la formation San Tadeo-Balzar (Fig. 2.21) qui sont continentales et viennent en provenance de la zone du cône de Santo Domingo. Près de l'apex du cône de Santo Domingo, on peut observer des affleurements des formations Piñón et Borbón contrôlés par des failles (Fig. 2.2).

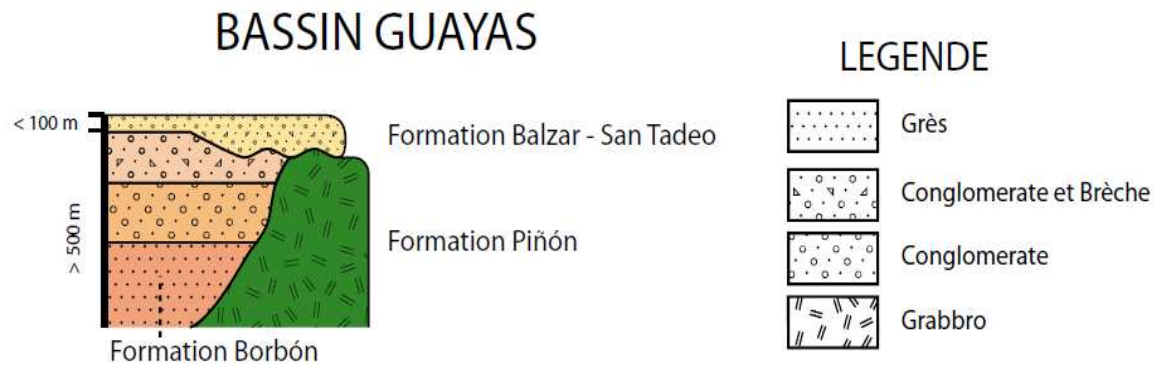


Figure 2.21. Colonne stratigraphie synthétique du bassin sédimentaire de Guayas. Les couleurs coïncident avec la Figure 2.3. La légende est très générale et inclue symbolique basique.

2.3.4. La corrélation entre bassins

En utilisant des critères cartographiques, lithologiques et stratigraphiques nous proposons des corrélations entre les formations du Néogène pour l'ensemble de la cordillère côtière. Nous proposons le regroupement de la formation Borbón avec les membres de la formation Jama (Cantalamessa et al., 2005) et aussi les formations Progreso en accord avec Bristow and Hoffsteter (1977) et Puna. Dans la zone de Esmeraldas les membres Sua - Estero de Plátano (Evans and Whittaker, 1982) sont corrélés avec la formation Borbón. La formation Subibaja dans le bassin du Progreso (Benítez, 1995) est corrélée avec la formation Ónzole en accord avec Bristow and Hoffsteter (1977).

La figure 2.22 montre de façon simplifiée notre corrélation entre les différents bassins. De manière générale, on peut dire que la séquence du Néogène est bien développée partout. Les formations grossières comme Borbón sont très épaisses seulement dans le bassin Progreso - Santa Elena (formation Progreso), mais néanmoins dans la zone de Pedro Carbo cette formation montre une faible épaisseur. La formation Angostura est absente dans le bassin du Progreso- Santa Elena. L'épaisseur diminue progressivement vers le nord et aussi vers la zone de Manta. D'autre part, les séquences du Paléogène montrent une variation importante le long de la cote avec des formations qui ne sont pas continues et avec des épaisseurs qui sont très variables. Elles sont normalement plus érodées et déformés. Les séquences du Crétacé sont peu préservées, seulement au sud la séquence est complète mais vers le nord les sédiments de la formation Cayo semblent diminuer soit par érosion ou diminution de l'épaisseur.

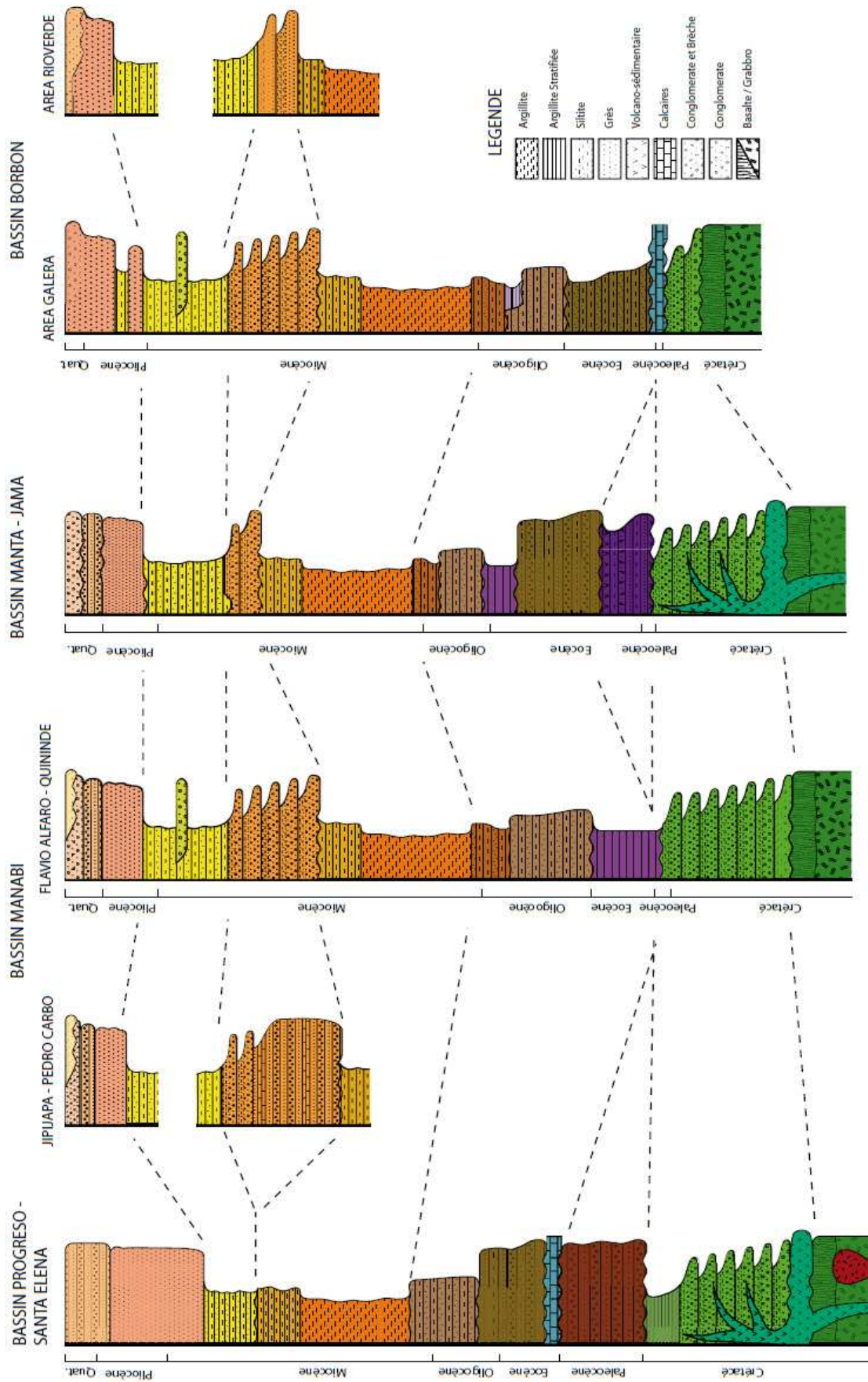


Figure 2.22. Corrélation entre des colonnes stratigraphiques des bassins sédimentaires de la marge côtière. Les couleurs coïncident avec la Figure 2.3. La légende est très générale avec symbolique basique.

En conclusion, dans ce chapitre nous avons présenté sous forme simplifiée la géologie de la cordillère côtière à partir des données et des observations qui nous ont permis de réaliser la carte géologique (Reyes et Michaud, 2012). Dans le prochain chapitre nous allons confronter les données géologiques avec la géométrie du réseau hydrographique pour comprendre la morphologie générale de la cordillère côtière et montrer, en relation avec les structures géologiques, que le réseau hydrographique est jeune et contrôlé par le soulèvement de la cordillère. Cette analyse nouvelle de la géologie montre que la cordillère Côtière est structurée par un certain nombre de failles, et certaines n'avaient pas été reportées jusqu'à présent. Ces failles participent au soulèvement de la cordillère côtière; elles délimitent des blocs qui ne se soulèvent pas à la même vitesse comme nous le verrons dans le chapitre 4. Cette analyse révèle aussi un certain nombre de discordances régionales entre les formations néogènes; ceci se sera développé dans le chapitre 7 où sera détaillée la relation tectonique-sédimentation en relation avec le soulèvement de la cordillère. La synthèse se fera dans le chapitre 8 où l'évolution long terme de la cordillère sera présentée.

CHAPITRE 3

LE CADRE GÉOMORPHOLOGIQUE DE LA CORDILLÈRE CÔTIÈRE

LE CADRE GÉOMORPHOLOGIQUE DE LA CORDILLÈRE CÔTIÈRE

Dans le chapitre précédent nous avons présenté une nouvelle approche de la géologie de la cordillère Côtière en particulier à partir de la carte géologique réalisée dans cette thèse. Cette étude de la géologie de la cordillère côtière à l'échelle régionale, nous permet maintenant d'établir le lien entre la géologie et la morphologie. Dans un premier temps nous allons dans ce chapitre définir les principaux bassins versants de la cordillère côtière en tenant compte de la géométrie du réseau hydrographique et sa relation entre la morphologie, la géologie structurale et la lithologie. Ceci nous permet dans un deuxième temps de définir les différents domaines morfo-structuraux de la cordillère côtière. La définition de ces différents domaines nous donne un certain nombre d'indications sur le soulèvement de la Cordillère Côtière qui apparaît comme une barrière de drainage récente qui a réorganisé complètement les flux sédimentaires de la cordillère Occidentale vers la mer.

La cordillère Côtière est un relief allongé suivant une direction NNE-SSW de 450 km de long et de 75 km de largeur avec une altitude moyenne de 450 m. Elle est limitée à l'Ouest par la côte et à l'Est par une plaine interne qui la sépare des Andes; cette plaine correspond aux bassins versants des rivières Guayas et Esmeraldas (Fig. 3.1). La partie nord de la cordillère côtière jouxte la cordillère des Andes à la faveur d'une écaille de soubassement liée au jeu de la faille de Canandé. La partie centrale présente une direction NNE proche de celle des Andes. La partie sud est marquée par un changement brusque de direction vers l'ESE-WNW et correspond au massif Chongón-Colonche.

Dans ce chapitre on décrira le réseau hydrographique de la cordillère Côtière pour établir une relation avec la morphologie, la lithologie (Reyes et Michaud, 2012) et les structures afin de pouvoir définir les principaux domaines morfo-structuraux de la zone d'étude. Cela permettra de savoir quel type de structure est présent dans chaque partie de la cordillère pour pouvoir développer des idées sur le soulèvement à long-terme.

3.1. LES PRINCIPAUX DOMAINES MORPHOLOGIQUES DE L'ÉQUATEUR

L'Équateur est composé par six domaines morphologiques. La Cordillère Côtière qui a été décrite précédemment qui comprend des zones de dépression locale (Dépression Côtière) qui ont une altitude inférieure à 200 m (Fig. 3.2). Le relief de la cordillère côtière est séparé des Andes (Sierra) par la Dépression Interne ou Plaine Côtière qui présente une altitude inférieure à 100 m. Les Andes sont constituées par des reliefs qui varient entre 100 à 4000 m. La Dépression Interandine sépare deux cordillères l'Occidentale et la Real (Fig. 3.1) et a une altitude inférieure à 2500 m. Finalement une zone plane située à l'Est des Andes est connue comme le Bassin Oriente ou Amazonien avec une altitude comprise entre 100 et 300 m (Fig. 3.2).

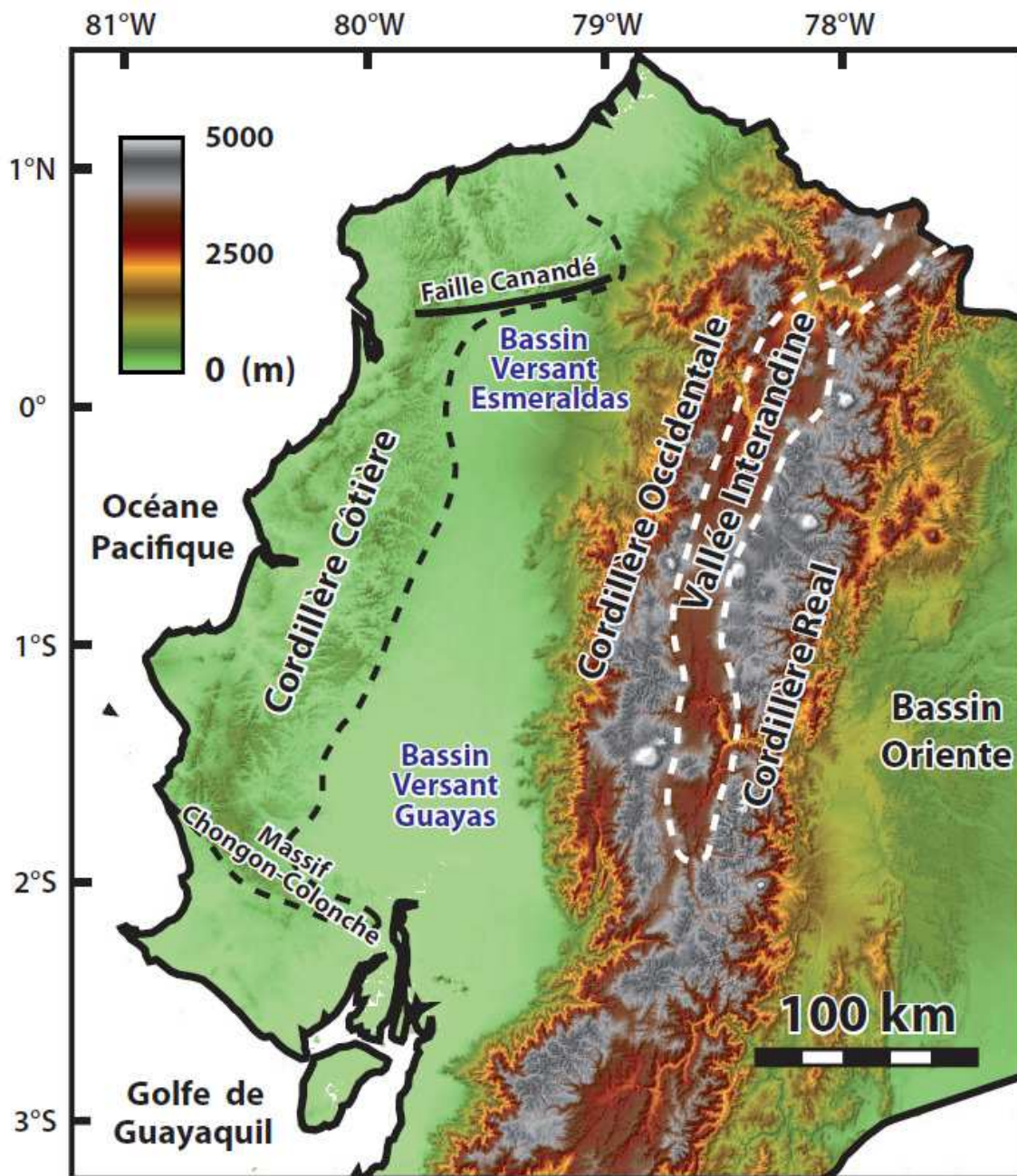


Figure 3.1. Carte géomorphologique des principales caractéristiques physiographiques du relief de l'Équateur. La Cordillère Côtière a une altitude moyenne (< 500 m) relativement faible par rapport à celles de la Cordillère des Andes (~ 2000 m). La Cordillère Côtière (ligne en pointillée noire) est unie aux Andes par les reliefs associés à la faille de Canandé (ligne noire). La vallée interandine est en pointillé blanc.

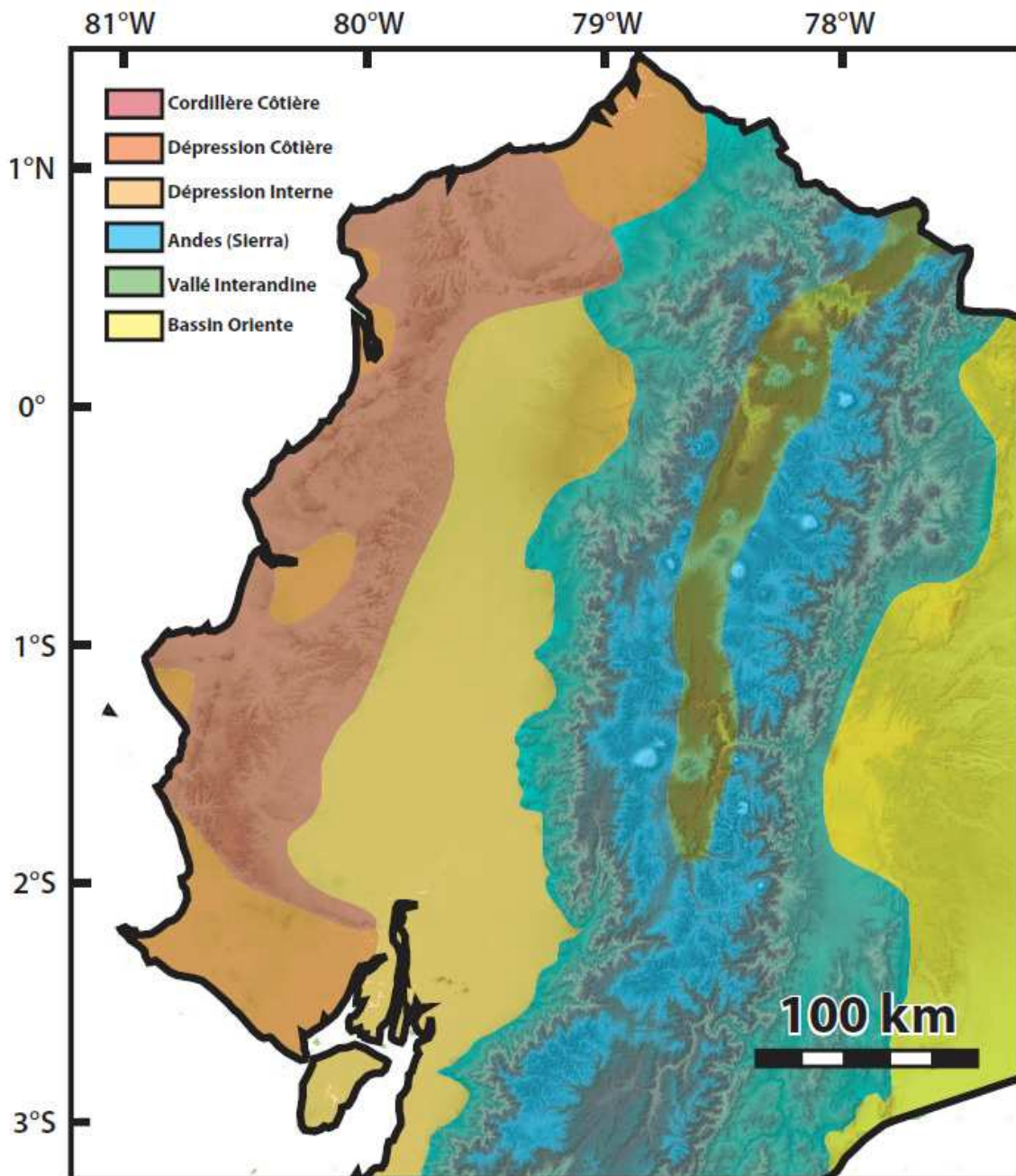


Figure 3.2. Les principaux domaines de l'Équateur avec les caractéristiques physiographiques. La Cordillère Côtière, les dépressions interne et côtière, les Andes du Nord, la dépression interandine et le bassin de l'Oriente. La Cordillère Côtière est séparée des Andes par une dépression interne.

3.2. LES BASINS VERSANTS

Les rivières de la zone côtière de l'Équateur sont organisées au sein d'une centaine de bassins versants. Le flanc occidental de la Cordillère Côtière est drainé par de nombreux petits bassins versants qui débouchent sur le littoral tandis que le flanc oriental est drainé seulement par deux bassins versants Esmeraldas et Guayas qui débouchent respectivement dans le canyon Esmeraldas au nord et dans le golfe de Guayaquil au sud (Fig. 3.3). En fait ces deux grands bassins versants agissent comme le niveau de base pour les bassins versants du flanc oriental. Le bassin versant de la rivière Esmeraldas draine la partie central-nord de la vallée

Interandine dans les Andes (Fig. 3.1), la partie nord du cône de Santo Domingo et la partie nord-est de la cordillère côtière. Le bassin versant de la rivière Guayas draine la partie sud du cône de Santo Domingo et les flancs Est et Ouest des cordillères Côtière et Occidentale (Fig. 3.3). Sur le flanc occidental de la Cordillère Côtière les bassins versants sont généralement plus petits. Parmi ces petits bassins versants de cette partie littorale, les plus importants correspondent du nord au sud aux rivières Cayapas, Rioverde, Jama, Chone, Portoviejo et Balsas. Le cours des rivières qui drainent ces bassins versants est généralement perpendiculaire à la ligne de côte.

3.3. LE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE: SA GÉOMÉTRIE ET SA RELATION AVEC LA MORPHOLOGIE, LA GÉOLOGIE STRUCTURALE ET LA LITHOLOGIE

Les bassins versants les plus étendus, des rivières Guayas et Esmeraldas se forment à l'aval de chaque bassin par l'union progressive ou brusque des tributaires en provenance des cordillères côtière et occidentale.

La rivière Esmeraldas résulte de la jonction des tributaires en provenance de la vallée interandine et des cordillères côtière et occidentale (Fig. 3.3). Après leur descente depuis la Cordillère Occidentale, ces tributaires traversent le cône de Santo Domingo où ils divergent, puis se rassemblent pour former le rio Esmeraldas avant de traverser la partie nord de la cordillère côtière. Cette rivière est la seule qui recoupe la cordillère côtière. Dans la partie qui traverse la Cordillère Côtière, cette rivière existait avant la surrection de cette cordillère et les tributaires situés en amont convergent avant de traverser les reliefs associés à la faille de Canandé. Il y a des niveaux des conglomérats qui supportent cela.

La rivière Guayas se forme au sud juste à l'aval du bassin versant par la coalescence de des rivières de la partie centrale des Cordillères Côtière et Occidentale (Figs. 3.3, 3.4). Cette rivière à la différence de la rivière Esmeraldas, se forme par la coalescence progressive (non forcée) des rivières en provenance des cordillères occidentale et côtière qui se développent sur de faible pente et peu affectée par la tectonique local.

Les rivières littorales sont en général beaucoup plus courtes et s'écoulent perpendiculairement à la côte (Figs. 3.3, 3.4). La plupart de ces rivières sont "conséquentes" car elles suivent la pente des structures géologiques comme on le verra en détail plus bas.



Figure 3.3. Les bassins versants de la zone côtière de l'Équateur. La ligne rouge correspond à la ligne de partage des eaux de la Cordillère Côtière. Les deux bassins versants majeurs de la dépression interne (Esmeraldas et Guayas) sont séparés par le cône de Santo Domingo.

D'après la carte géologique de la cordillère côtière réalisée dans cette thèse, la plupart des roches à l'affleurement correspondent à des séquences sédimentaires du Cénozoïque, tandis que une faible proportion en surface sont des roches magmatiques du socle Crétacé (Fig. 3.5). Ainsi les bassins versants qui drainent la Cordillère Côtière sont creusés très souvent dans des roches sédimentaires. Les différentes lithologies des séquences sédimentaires se traduisent à grande échelle dans la morphologie de la zone d'étude.

Le réseau hydrographique de la cordillère côtière présente une géométrie qui varie le long la côte de l'Équateur. Nous avons divisé le réseau en zones polygonales pour faciliter l'explication (Fig. 3.4):

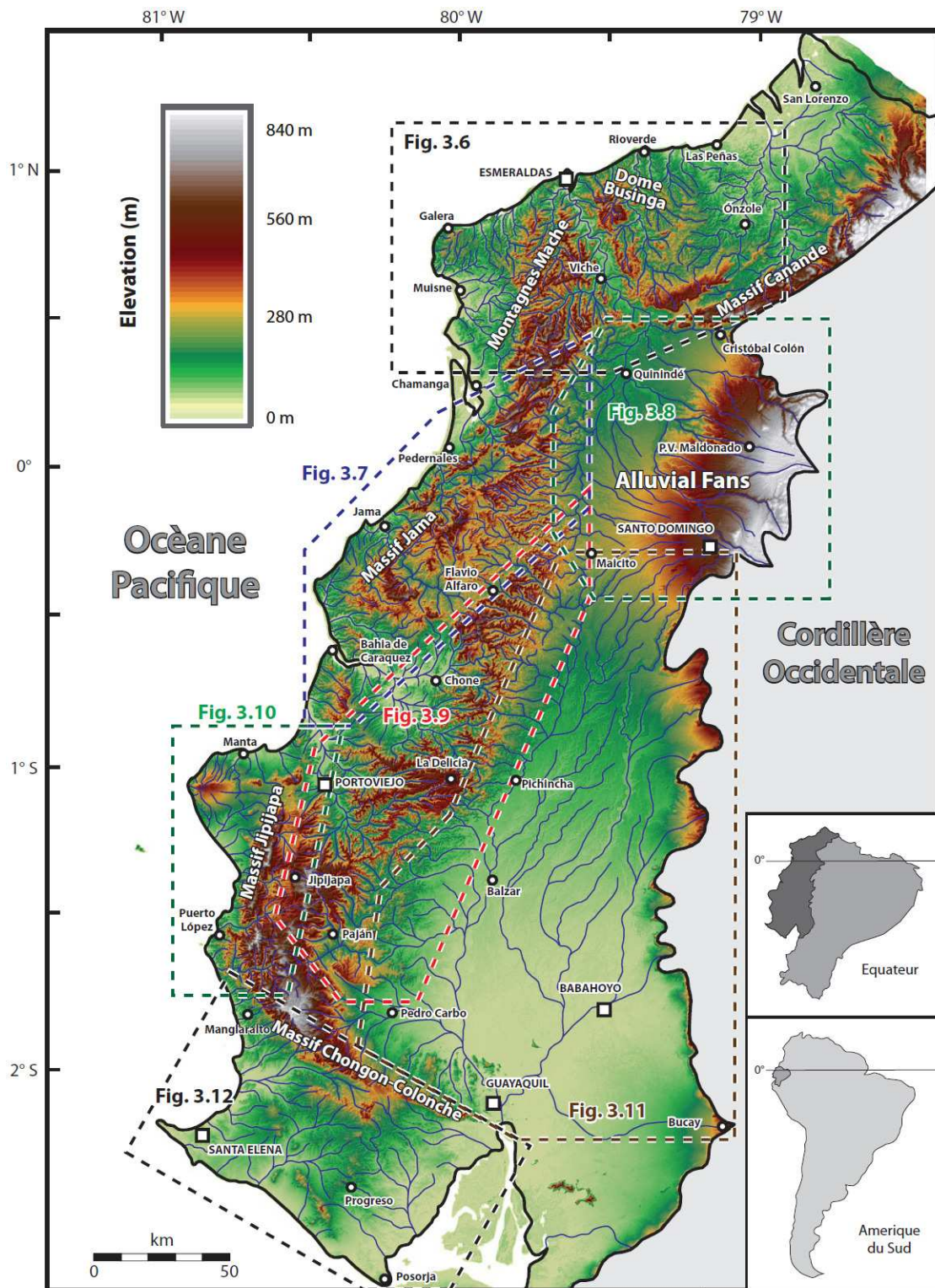
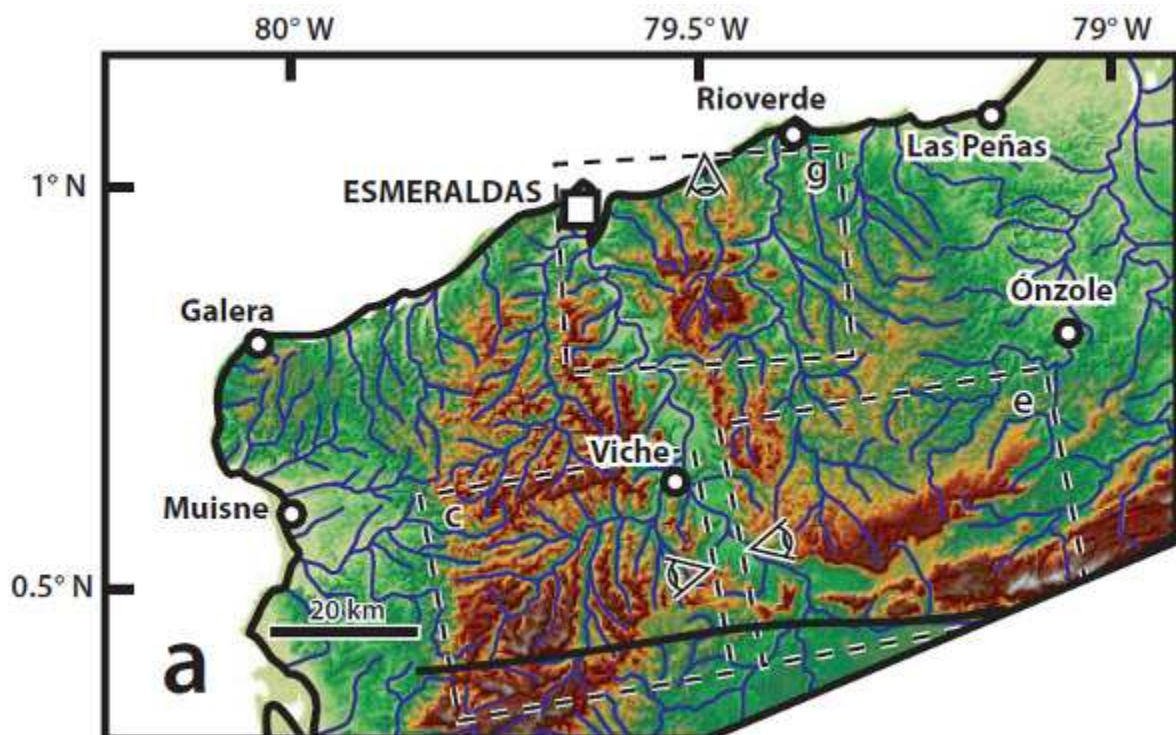
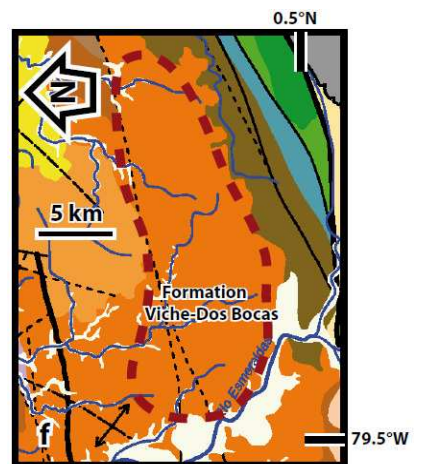
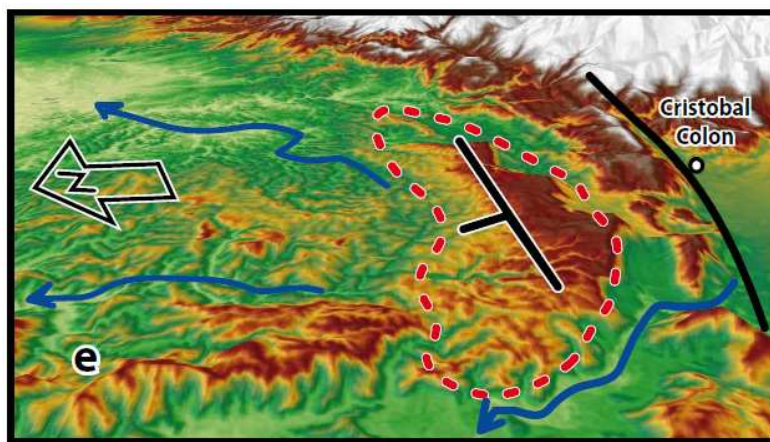
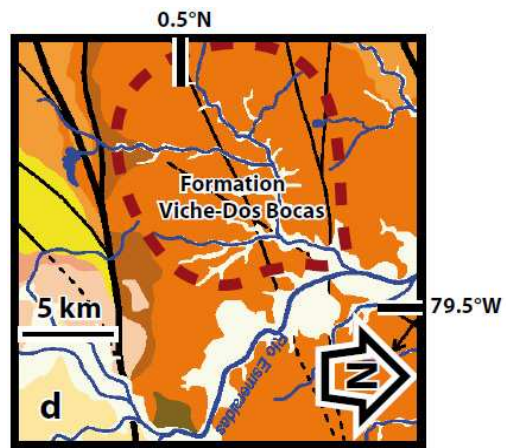
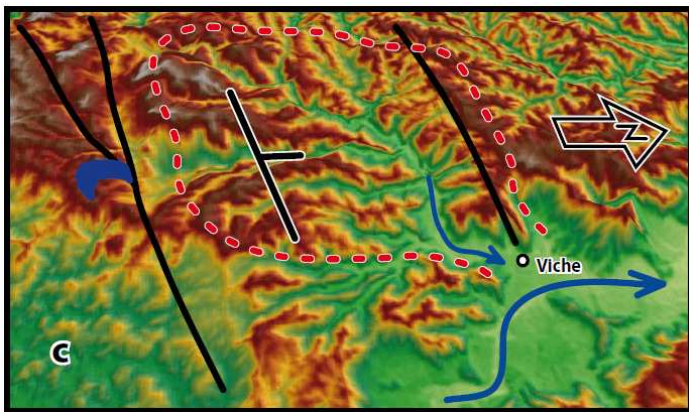
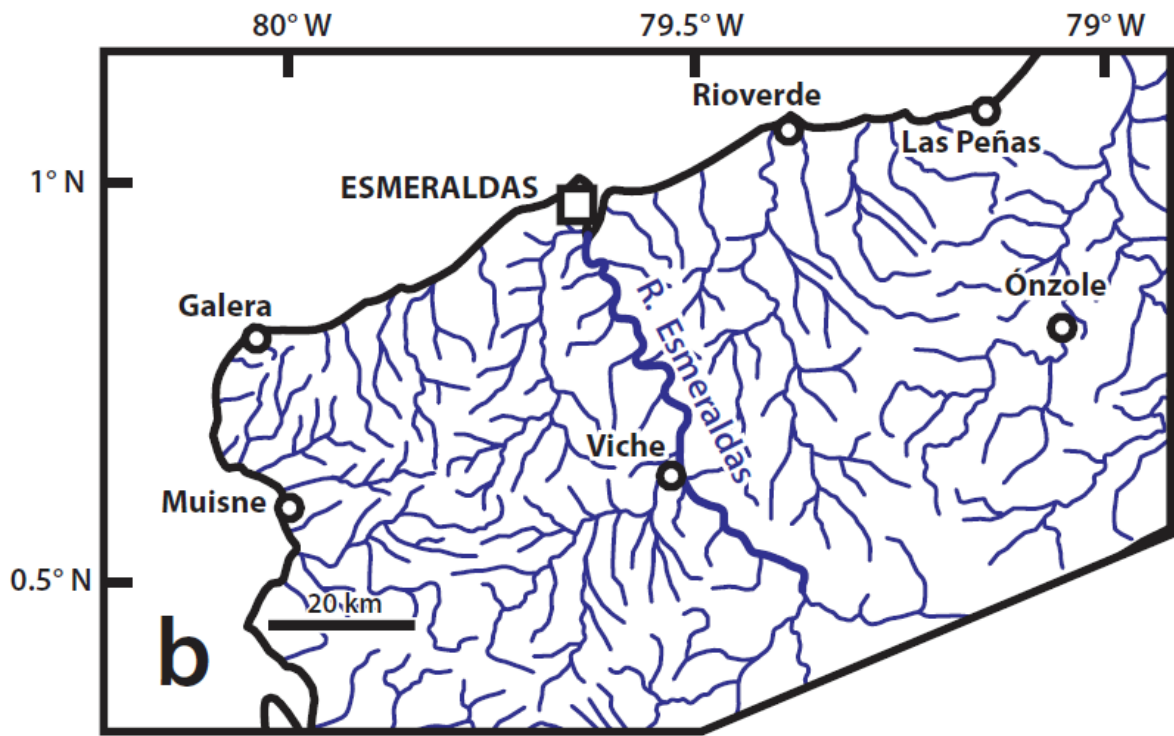


Figure 3.4. Le réseau hydrographique de la Cordillère Côtière et les dépressions côtières adjacentes. Les principaux reliefs et segments de la cordillère côtière sont reportés : montagnes Mache-Chindul, où le soubassement n'affleure pas, et les massifs Canandé, Jama, Jipijapa et Chongón-Colonche, où le soubassement affleure.

3.3.1. Le domaine hydrographique Esmeraldas

Le domaine Esmeraldas correspond à la zone située au nord de la faille Canandé (Figs. 3.4, 3.6a). Le réseau hydrographique de ce domaine présente une géométrie de type dendritique (Fig. 3.6b). La rivière Esmeraldas divise le réseau hydrographique de ce domaine en deux sous-bassins versants. Dans le sous-bassin versant situé à l'Ouest de la rivière Esmeraldas le réseau est assez bien développé avec une géométrie dendritique (Fig. 3.6c) localement contrôlée par quelques failles; les rivières creusent dans des roches pélitiques et siltites du Miocène (Formation Viche-Dos Bocas) (Fig. 3.6c). Dans ce sous-domaine les formations sédimentaires plongent vers le NNW, donc les roches les plus jeunes affleurent vers le NNW. Dans le sous-bassin versant situé à l'Est de la rivière Esmeraldas, la plupart des drainages naissent sur un plateau basculé (Fig. 3.6e) aussi vers les NNW. Ce sous bassin oriental comporte des roches sédimentaires Miocène, similaires au sous-bassin versant occidental et qui reposent (Fig. 3.6f) sur les roches crétaées soulevées au nord de la faille Canandé. Le réseau hydrographique de ce sous-domaine oriental est dendritique (Fig. 3.6b); il naît au niveau de la crête du plateau basculé et les rivières s'écoulent vers le N et le NNE, suivant la direction de basculement du plateau. Au nord-est et à l'Est de l'embouchure de la rivière Esmeraldas, se trouve le Dôme de Businga (Fig. 3.6g), qui se caractérise par un drainage avec une géométrie radial localement affecté par des failles. La lithologie de ce dôme est formée par des roches du soubassement Crétacé (Formation Piñón) à Oligocène (Fig. 3.6h).





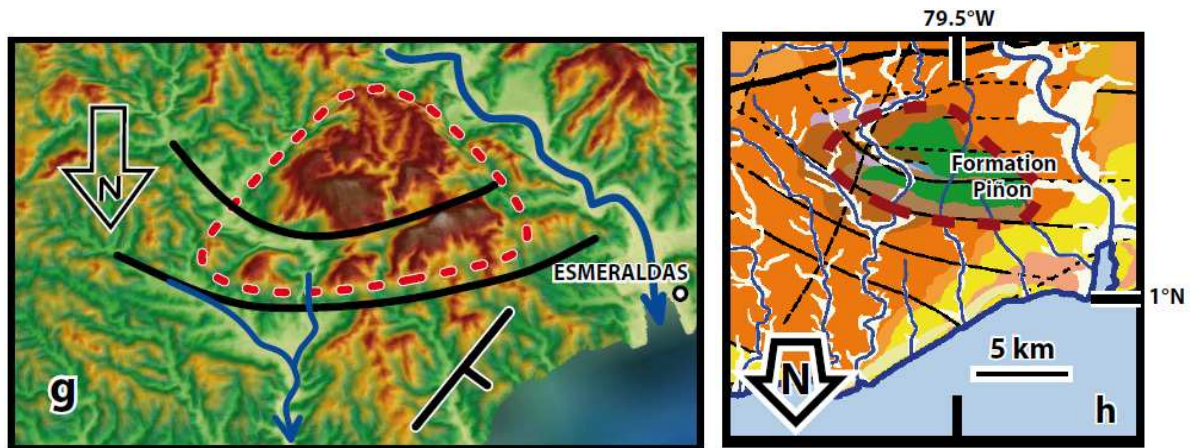
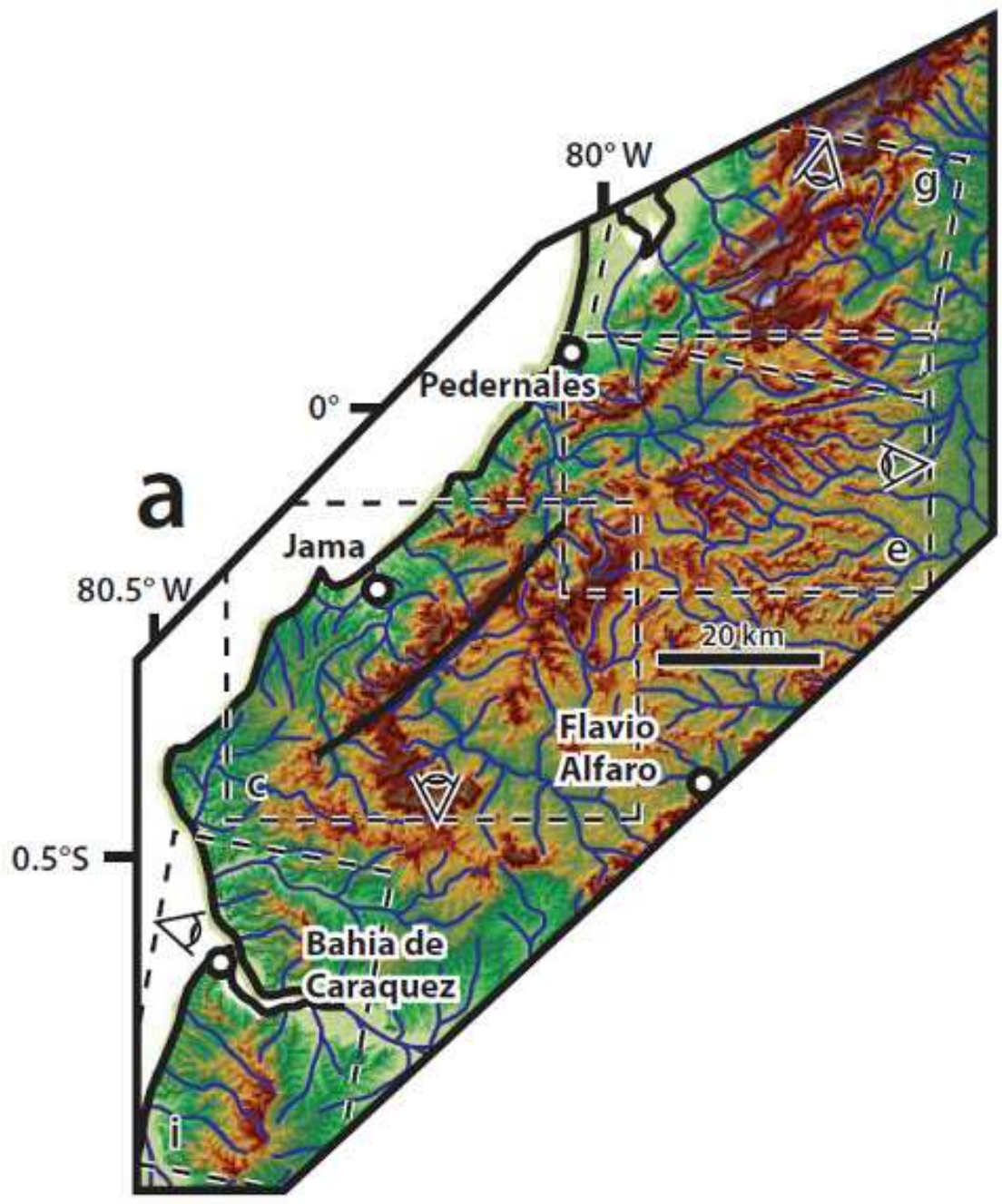


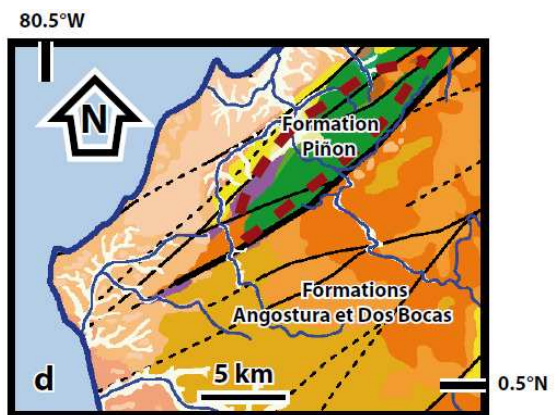
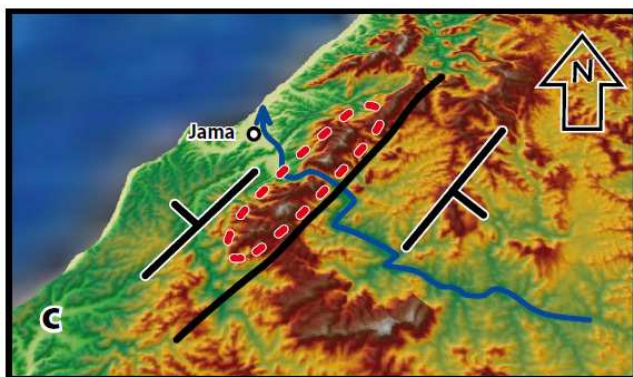
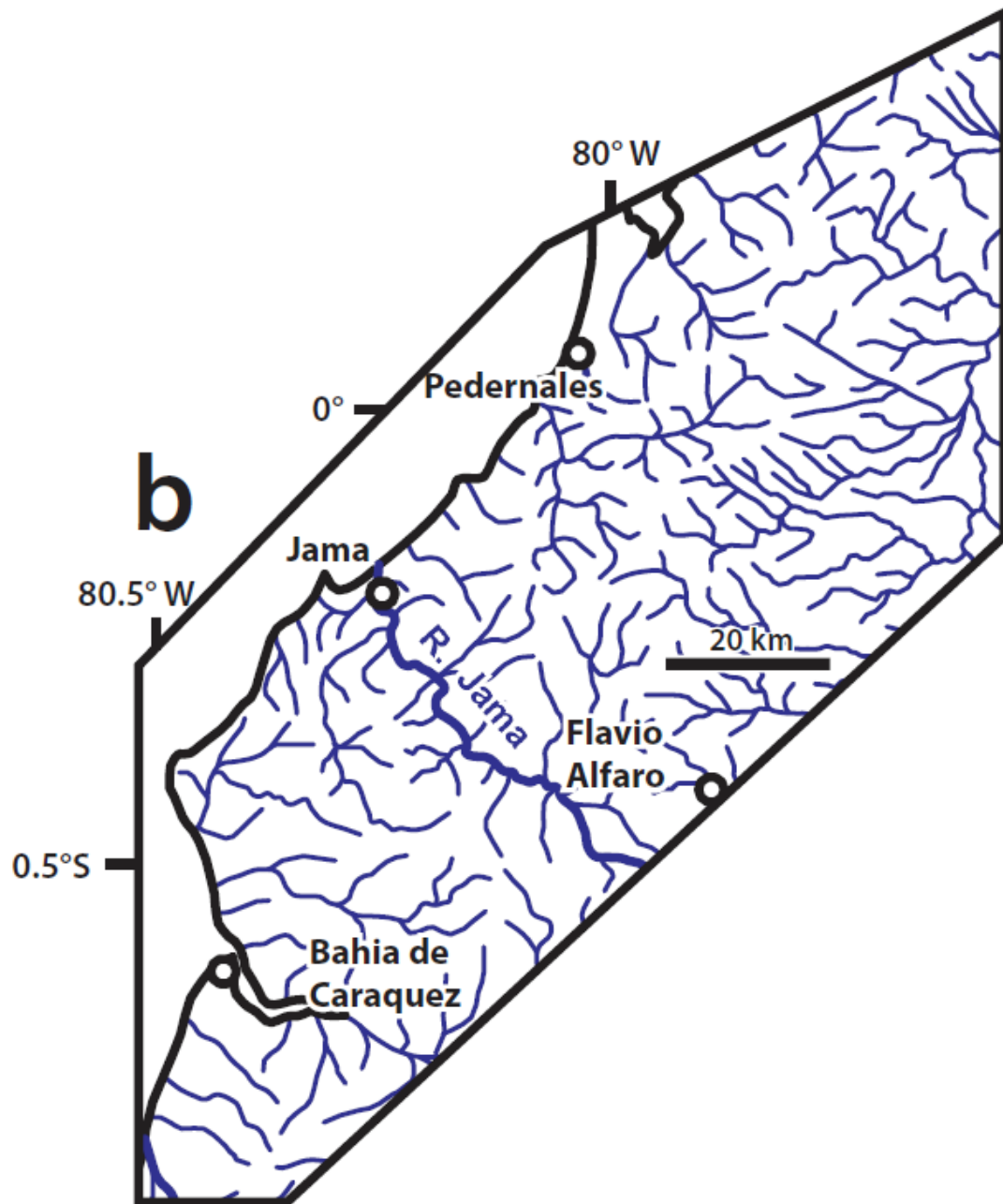
Figure 3.6. (a) Le domaine hydrographique Esmeraldas. Voir localisation sur la Figure 3.4. Les carrés avec des symboles d'oeil montrent la position et la direction de visualisation des figures. (b) Géométrie du réseau hydrographique. (c) Vue 3D du secteur de Viche qui montre le réseau hydrographique local de la zone de Viche avec les failles de Canandé (sud) et une faille qui passe pour le village de Viche (nord); noter la position du lac contrôlé par la faille; les symboles de pendage montrent le plongement des structures et les flèches bleues montrent la direction d'écoulement de quelques rivières en relation avec la structure. Les mêmes symboles ont été utilisés pour les figures 3D suivantes. (d) Géologie de la zone c. Voir localisation dans la Figure 3.5. (e) Vue 3D qui montre la zone de Cristobal Colon où il existe une structure sédimentaire basculée. (f) Géologie de la figure e. (g) Vue 3D de la zone du Dôme de Businga; les failles sont en traits noirs. (h) Géologie de la zone correspondant à la figure g.

3.3.2. Le domaine hydrographique Jama

Le domaine Jama correspond à la zone située au sud-ouest de la faille Canandé et au nord du village de Bahía de Caráquez (Figs. 3.4, 3.7a). Le réseau hydrographique présente une géométrie rectangulaire (Fig. 3.7b) dont les directions des rivières principales s'écoulent soit en direction nord-est vers le littoral ou soit en direction sud-ouest vers le bassin versant de la rivière Guayas. Quelques tributaires montrent localement un réseau dendritique notamment à l'amont des bassins versants locaux. Ainsi, les failles du système Jama (Reyes and Michaud, 2012) contrôlent la direction des rivières principales et la lithologie locale des petits tributaires. La rivière Jama (Figs. 3.7b) est le seul drainage qui traverse le massif Jama. Les tributaires de la rivière Jama sont linéaires et subparallèles au tracé de la faille (Fig. 3.7c). Les roches d'âge Crétacé (Fig. 3.7d) qui affleurent dans le massif et à l'Ouest de la faille forment un relief plus élevé qui s'oppose à la direction de la rivière. Les roches sédimentaires du Miocène (Fig. 3.7d) (Formations Angostura et Ónzole) montrent des pendages opposés par rapport au massif (Fig. 3.7c). Immédiatement plus au nord (Fig. 3.7b) les rivières sont captées par le bassin versant d'Esmeraldas. Dans ce secteur il existe deux structures monoclinales opposées où les rivières s'écoulent en suivant le pendage des roches sédimentaires (Figure 3.7e, g). Ces deux structures monoclinales sont séparées par une dépression qui correspond à une structure en pull-apart (formé par des sédiments plus récents entre des sédiments plus vieux). La structure monoclinale qui plonge vers le SE (Fig. 3.7e) présentent des rivières conséquentes qui suivent la direction de la pente de la structure. La lithologie de cette structure monoclinale correspond à la Formation Angostura (Fig. 3.7f); à l'aval de cette structure monoclinale la géométrie des rivières change et devient de type dendritique du fait du changement de lithologie (formations subhorizontales du Pliocène). Sur le coté nord de ce monoclinal existe un bassin versant local qui est plus bas que les reliefs adjacents et qui correspond aux lithologies pélitiques de la Formation Ónzole (Fig. 3.7f). Ce bassin versant se

développe sur un ancien petit bassin sédimentaire, allongé en direction NE. Il est contrôlé par les failles du système de Jama et qui forme un pull-apart (voir carte géologique annexe 1). Les rivières d'ici vont vers le SW en suivant la direction des failles. La deuxième structure monoclinale plus au nord-ouest (Fig. 3.7g) plonge vers le NW avec des rivières coulant dans le sens de la pente régionale. Cette structure monoclinale est formée par des roches sédimentaires clastiques (Fig. 3.7h) bien stratifiés de la Formation Angostura. Ainsi, ces deux structures monoclinales qui plongent dans des directions opposées définissent en gros une structure anticlinale. Néanmoins sur le terrain on observe que la zone où devrait se trouver la charnière de cette structure anticlinale est une zone très déformée par les failles décrochantes du système Jama. L'ensemble pourrait être interprété comme une grande structure en fleur positive (avec des structures locales en pull-apart). D'autre part, au sud de ce domaine près du village Bahía de Caráquez au sud, il existe une structure monoclinale qui plonge vers l'Ouest. La plus partie des rivières qui creusent cette structure et qui s'écoulent parallèlement à la pente de la structure (Fig. 3.7i) et perpendiculairement à la côte, sont conséquentes. La lithologie correspond à des roches sédimentaires détritiques bien consolidés de la Formation Borbón (Fig. 3.7j).





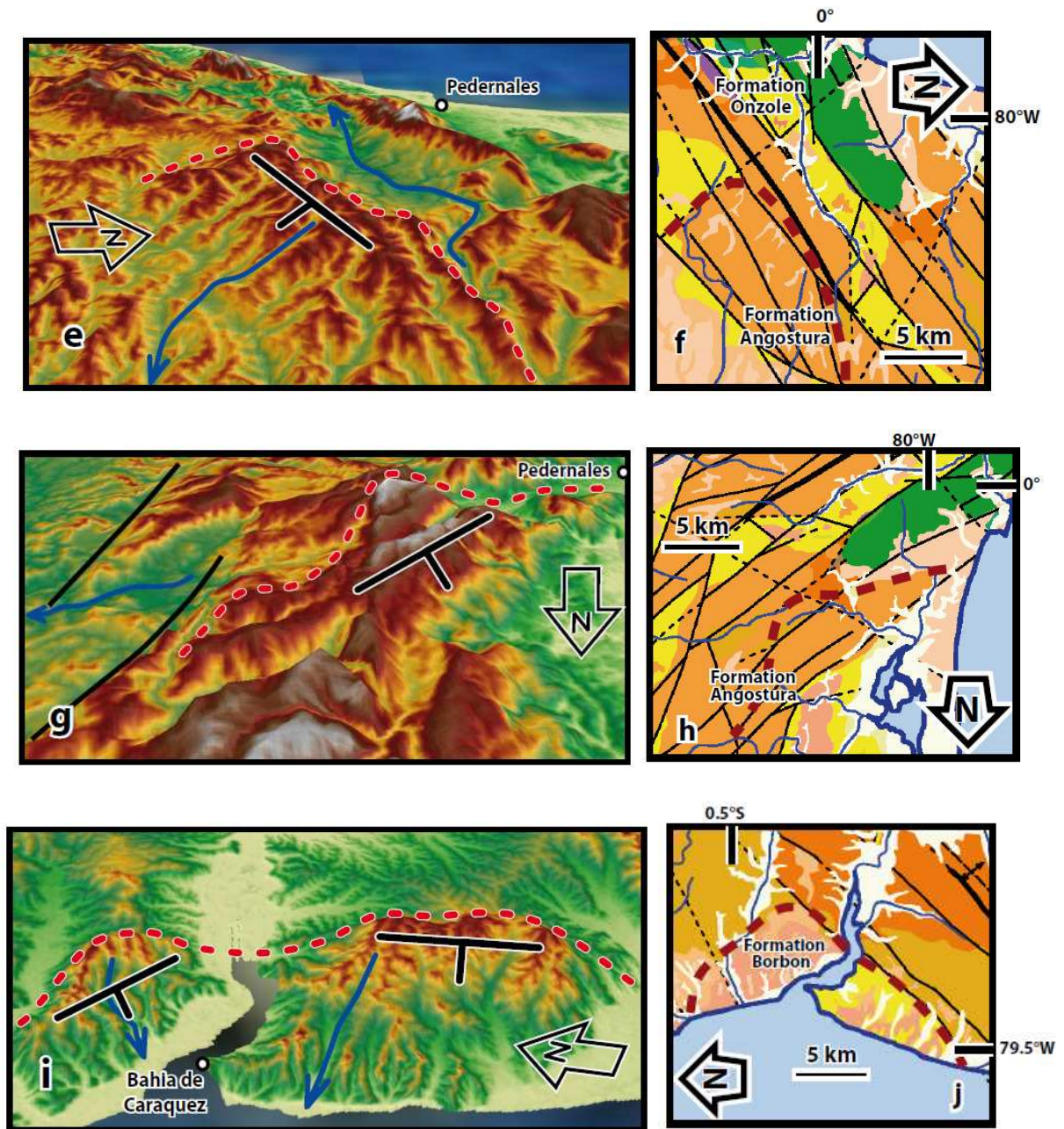


Figure 3.7. (a) Le domaine hydrographique de Jama. Voir localisation sur la Figure 3.4. Les carrés avec des symboles d'oeil montrent la position et la direction de visualisation des figures 3D (b) Géométrie du réseau hydrographique. (c) Vue 3D du secteur de la faille Jama qui montre le réseau local. Les symboles de pendage indiquent le plongement des structures et les flèches bleues montrent la direction d'écoulement de quelques rivières en relation avec la structure. Les lignes noires correspondent au système de faille Jama. (d) Géologie de la zone c. Voir localisation sur la Figure 3.5. (e) Vue 3D de la zone située à l'Est de Pedernales qui montre une structure sédimentaire basculée. Observer le bassin versant qui forme un pull-apart avec une rivière qui s'écoule vers l'Ouest. (f) Géologie de la zone de la figure e. (g) Vue 3D de la zone au nord de Pedernales avec quelques failles en ligne noire. (h) Ceci correspond à la géologie de la zone de la figure g. (i) Vue 3D de la zone de Bahía de Caraquez. (j) Géologie de la zone de la figure i.

3.3.3. Le Domaine hydrographique Santo Domingo

Ce domaine est situé dans la dépression interne (Fig. 3.2) au sud de la faille de Canandé entre les cordillères côtière et occidentale. Dans ce domaine, au pied de la cordillère occidentale, se sont déposés des cônes dont le plus grand est le cône de Santo Domingo (Fig. 3.8a). Le réseau hydrographique de ces cônes est radial avec des drainages qui divergent vers

l'aval (Fig. 3.8b). La plupart de ces drainages naissent autour de l'apex des cônes et ne montrent pas une connexion directe avec les rivières principales qui viennent de la cordillère occidentale. Ces drainages sont collectés par de grands tributaires de direction nord-sud qui appartiennent à la partie amont des bassins versants des rivières Esmeraldas au nord et Guayas au sud. Le cône de Santo Domingo constitue la ligne de partage des eaux entre ces deux grands bassins versants. Les roches de ce domaine correspondent aux dépôts Quaternaires associés à la sédimentation des cônes ; dans certains endroits affleurent des roches plus anciennes à l'intersection du cône avec le flanc Est de la Cordillère Côtière.

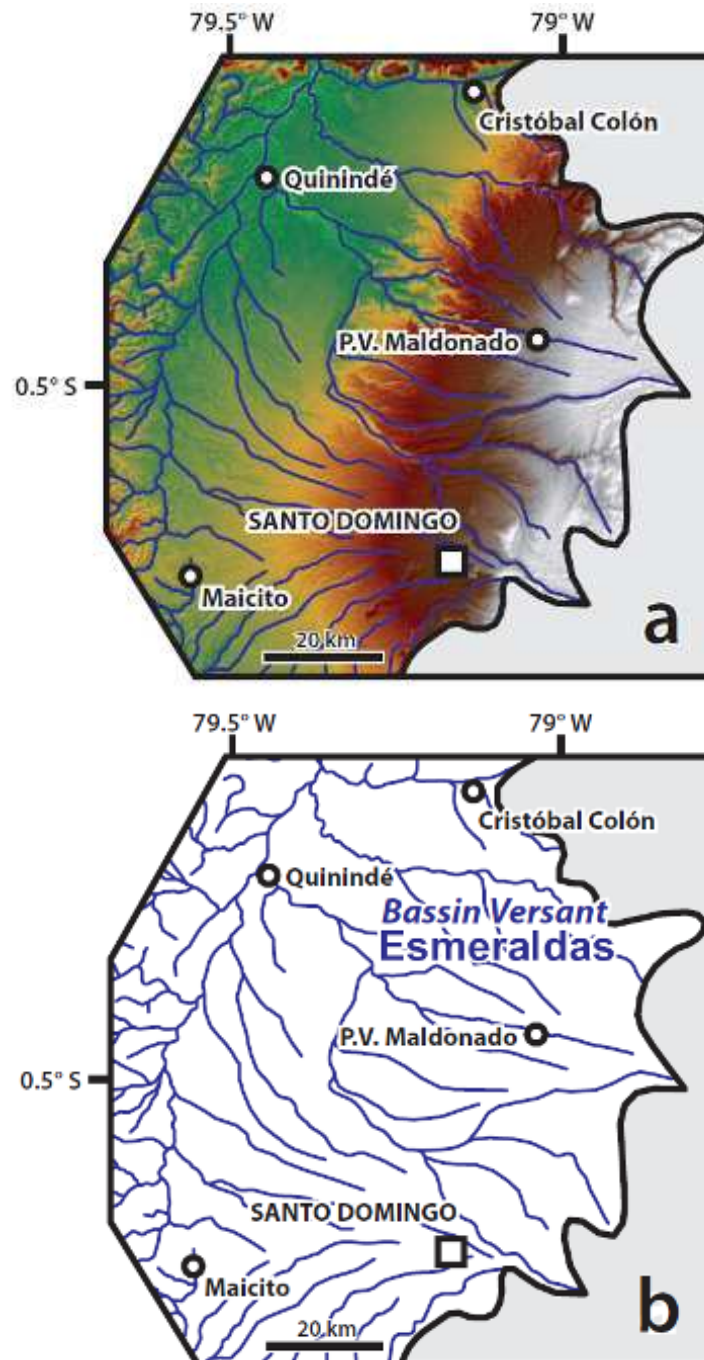
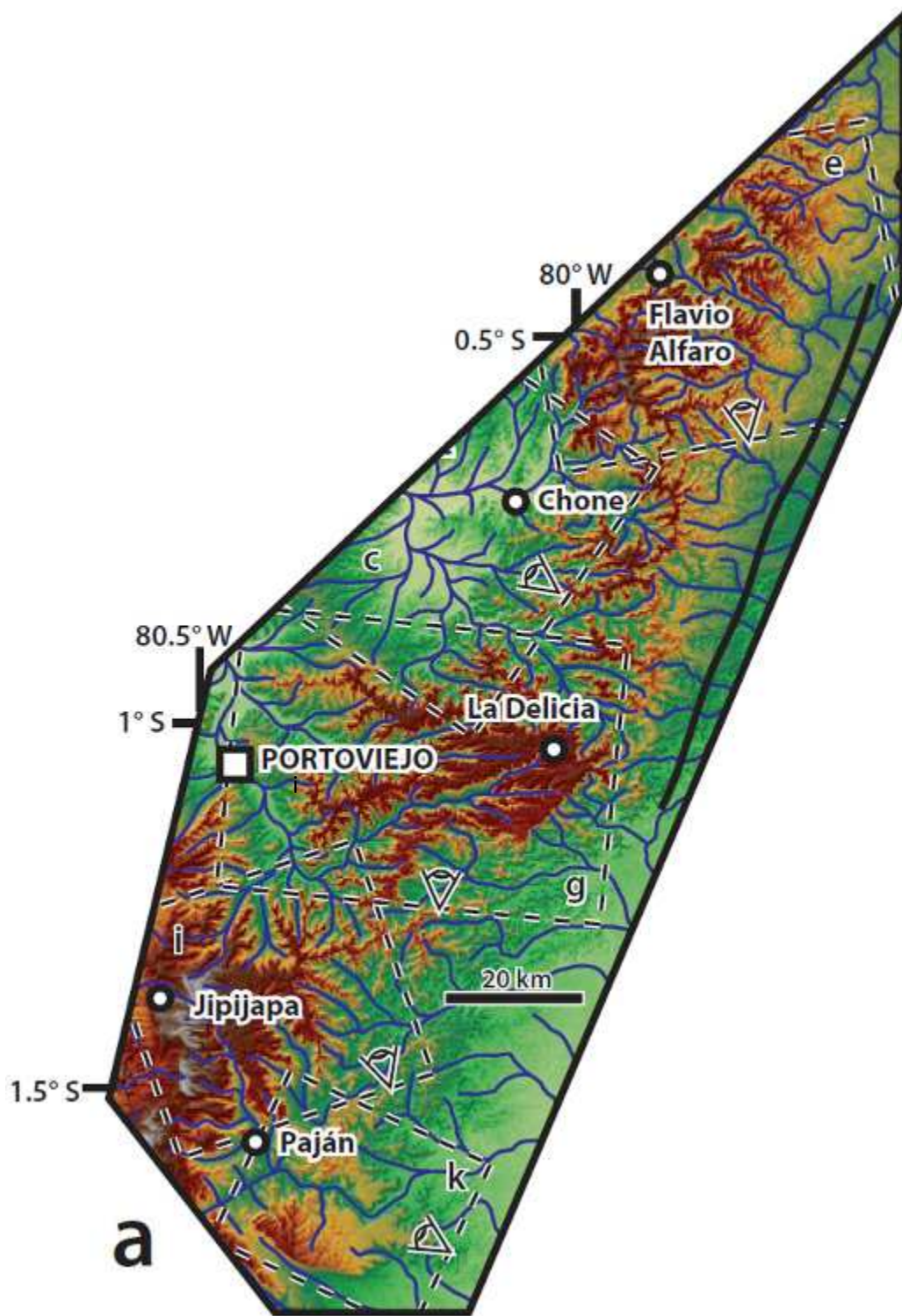
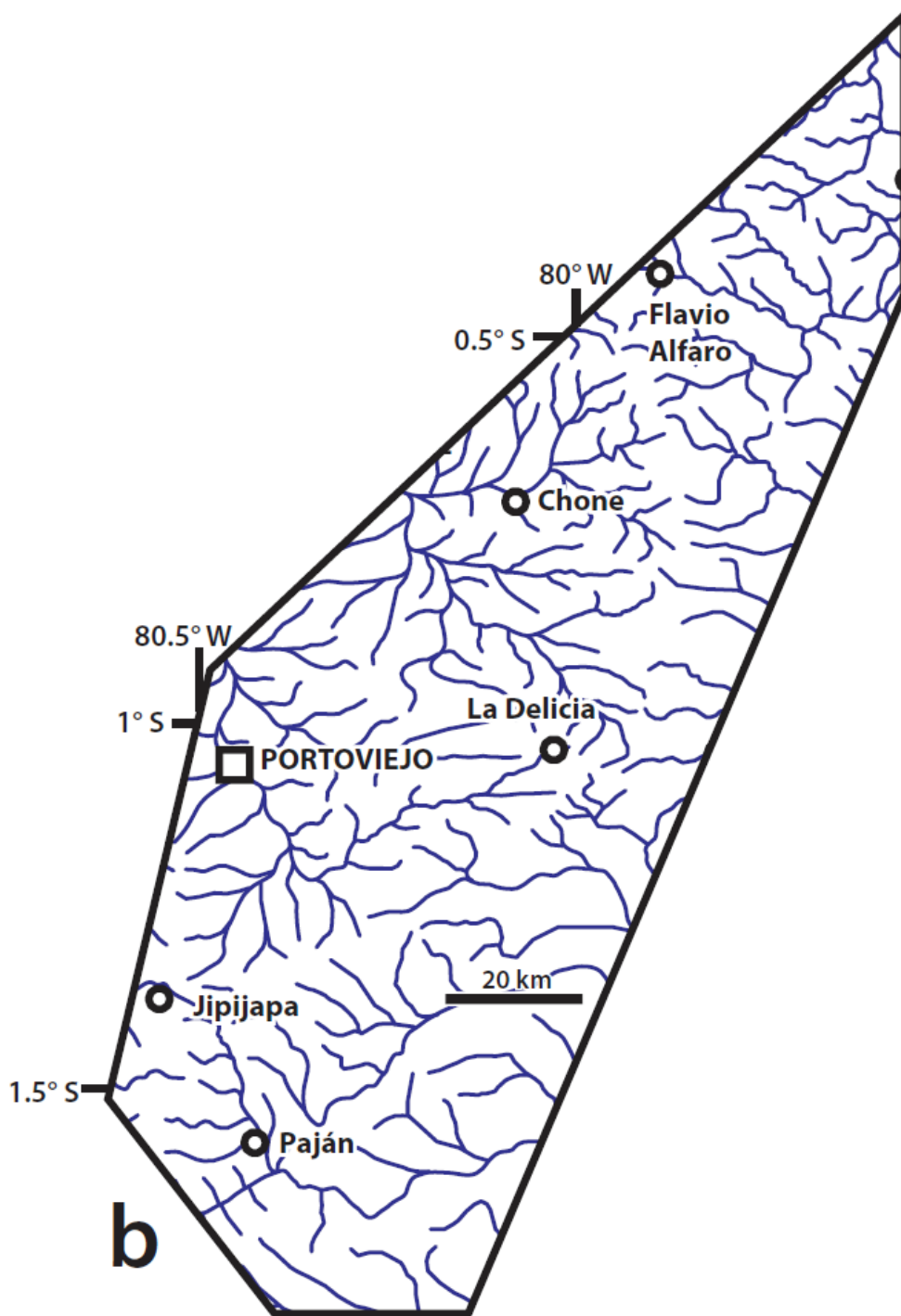


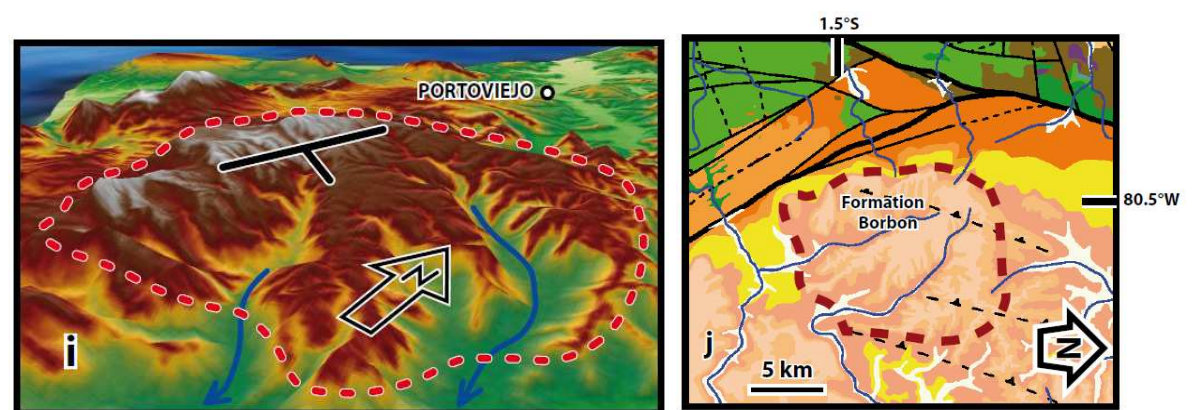
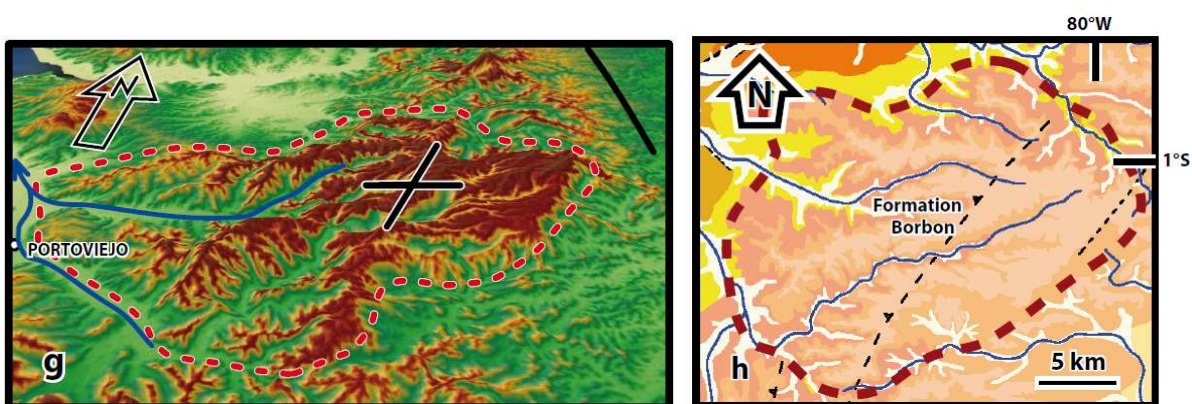
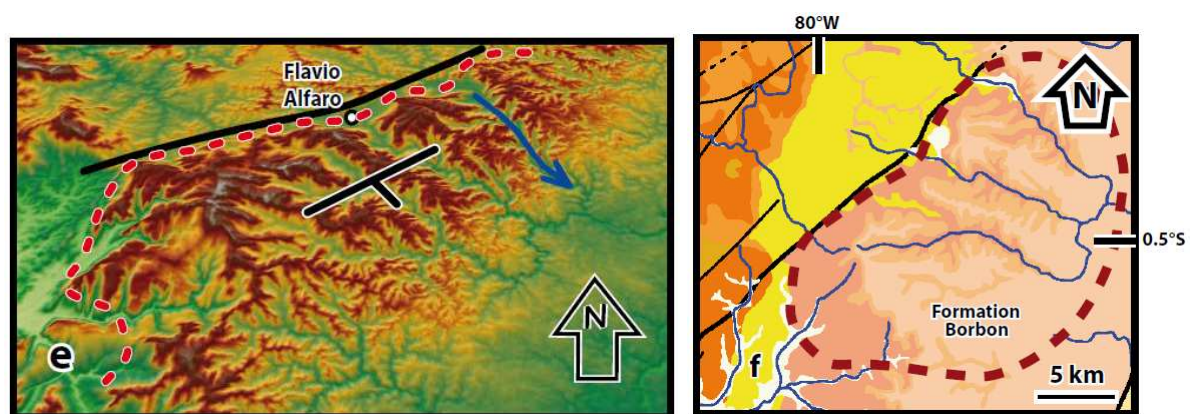
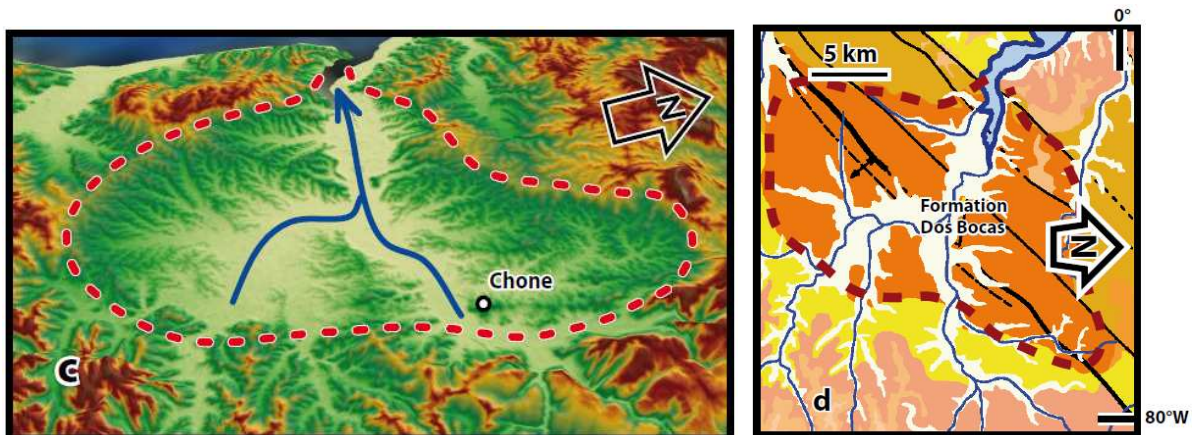
Figure 3.8. (a) Le domaine hydrographique de Santo Domingo. Voir localisation sur la Figure 3.4. (b) Le réseau hydrographique local.

3.3.4. Le domaine hydrographique Flavio Alfaro - Paján

Ce domaine se situe sur le flanc ouest de la cordillère Côtière entre les villages de Flavio Alfaro et Paján (Fig. 3.9a). Il est formé par un réseau hydrographique dendritique qui peut devenir localement subdendritique à subparallèle particulièrement dans la partie nord-est (Fig. 3.9b). La plupart des drainages vont vers le bassin versant du fleuve Guayas, en particulier les rivières des extrémités nord et sud, tandis qu'une partie des drainages de la partie centrale s'écoule vers le littoral et sont collectés par deux bassins versants des rivières Chone et Portoviejo (Fig. 3.3). Sur le bassin versant de la rivière Chone (Fig. 3.9c), les rivières forment un drainage dendritique bien développé et dense. Le relief est plus bas par rapport aux environs car les vallées de ce bassin versant sont creusées dans les roches péliques de la Formation Dos Bocas (Fig. 3.9d). Par contre, les rivières de la zone située au sud-ouest de la faille Flavio Alfaro s'écoulent vers le bassin versant de la rivière Guayas (Fig. 3.9e). Les roches de cette zone forment une structure monoclinale, basculée qui plonge vers le sud-est. Le réseau hydrographique y présente une géométrie subparallèle qui suit la direction de plongement de la structure. Les vallées ont incisé les roches sédimentaires (Fig. 3.9f) du Pliocène de la formation Borbón. Plus au sud, dans la zone correspondant à la figure 3.9g on observe une structure subhorizontale (plateau) dont la surface est encore bien préservée et où le drainage a une géométrie dendritique. Beaucoup de rivières de ce plateau s'écoulent vers l'Est dans le bassin versant de la rivière Portoviejo. Seules quelques rivières sont collectées dans le bassin de la rivière Guayas. La lithologie de cette zone correspond aux roches sédimentaires (Fig. 3.9h) du Pliocène (Formation Borbón). Immédiatement au sud à l'Est du village de Jipijapa (Fig. 3.9i) se développe une structure monoclinale basculée vers l'Est. Les rivières de cette structure s'écoulent vers le sud et le sud-est. La surface de ce monoclinale est bien préservée et les rivières incisent les formations du Pliocène (Formation Borbón) (Fig. 3.9i j). La partie ouest de cette zone est limitée par la faille de Jipijapa. Encore plus au Sud (Fig. 3.9k), on observe une structure faiblement basculée vers le nord-est où les rivières coulent dans la même direction que le basculement, mais plus vers l'aval elles sont collectées par le bassin de la rivière Guayas et changent de direction vers le sud. La surface de cette structure est bien préservée. Les vallées sont creusées dans les roches du Pliocène (Fig. 3.9k). La limite sud de cette structure coïncide avec la faille de Cascol. Dans ce domaine les rivières sont conséquentes et se développent en suivant la direction de basculement maximum, c'est à dire vers l'Est; le basculement du relief contrôle la direction de l'écoulement des rivières.







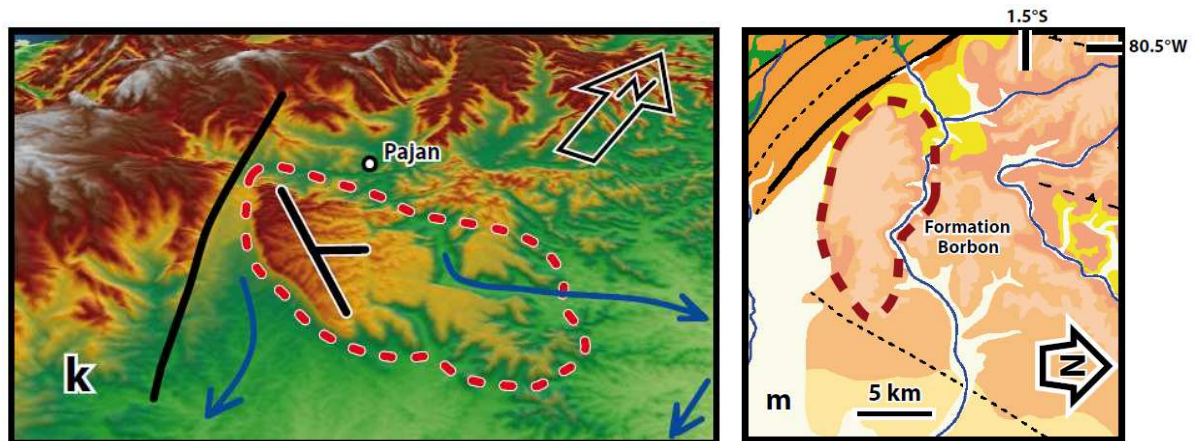
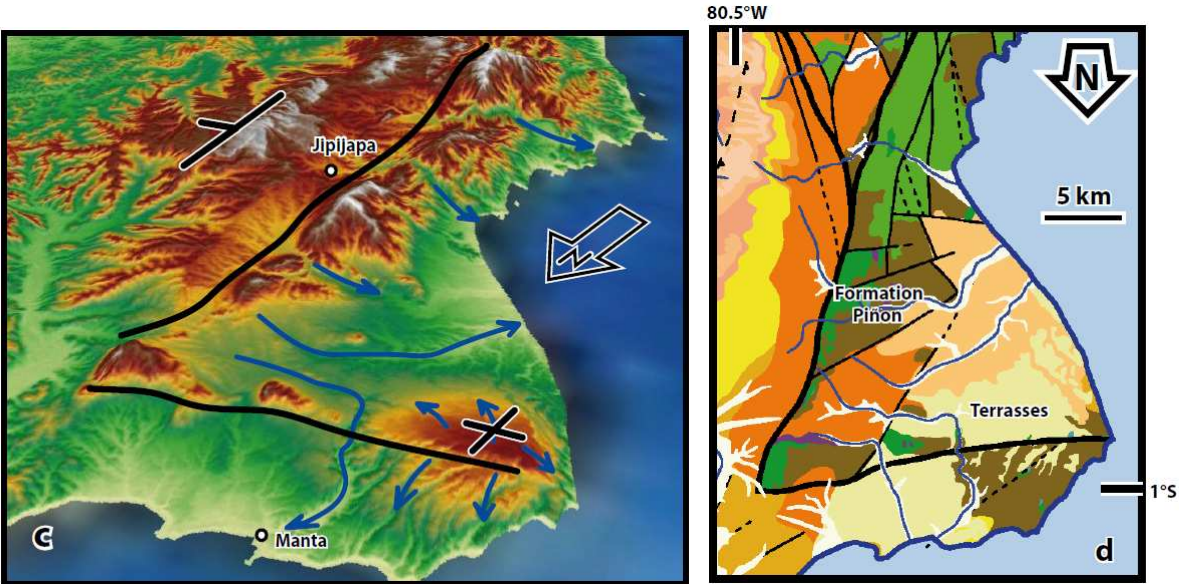
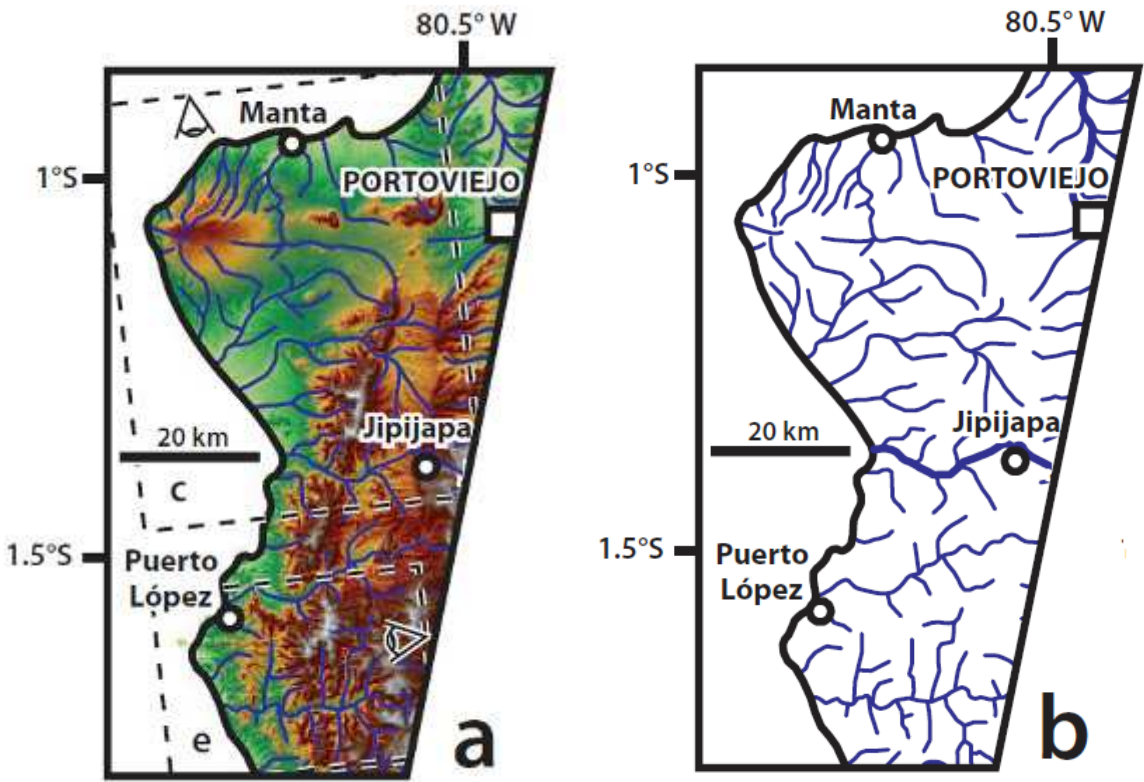


Figure 3.9. (a) le relief du domaine hydrographique Flavio Alfaro - Paján. Voir localisation sur la Figure 3.4. Les carrés avec les symboles d'oeil montrent la position et la direction de visualisation des figures postérieures. Faille Pichincha en ligne noire. (b) Géométrie du réseau hydrographique. (c) Vue 3D du bassin versant de la rivière Chone pour illustrer le réseau hydrographique local. Les symboles des pendages montrent le plongement des structures. Les flèches bleues montrent la direction d'écoulement des rivières en relation avec la structure. Les mêmes conventions ont été utilisées pour les figures suivantes. (d) Géologie pour la zone b. Voir localisation sur la Figure 3.5. (e) Vue 3D de la zone de Flavio Alfaro qui montre une structure sédimentaire basculée. Faille Flavio Alfaro en ligne noire. (f) Géologie de la zone de la figure e. (g) Vue 3D de la zone de Pichincha. Faille Pichincha en ligne noire. (h) Géologie de la zone f. (i) Vue de la zone au sud de Portoviejo. (j) Géologie de la zone h. (k) Vue 3D de la zone Paján. Faille de Cascol en ligne noire. (m) Géologie de cette zone.

3.3.5. Le domaine hydrographique Manta - Jipijapa

Le domaine Manta-Jipijapa est situé entre les villages de Manta et Puerto Lopez (Fig. 3.10a). Ce domaine montre un réseau hydrographique différent des autres domaines. Dans la zone de la Péninsule de Manta le réseau hydrographique est localement radial (Fig. 3.10b). L'amont des rivières commence dans le secteur le plus élevé de la Péninsule (Fig. 3.10c), puis elles s'écoulent de façon radiale. Cette géométrie suggère une structure en dôme "tectonique" pour la Péninsule de Manta. Immédiatement à l'Est les deux grandes rivières en provenance des reliefs de la cordillère côtière montrent un décalage vers le nord et vers le sud (Fig. 3.10c). Ces déviations des cours de ces rivières peuvent être associées au soulèvement de la structure en dôme. Au nord de la faille de El Aromo (Fig. 3.10c) les drainages sont plus denses et plus creusés par rapport au sud de la faille où les rivières sont isolées et la surface est moins incisée. La lithologie correspond aux couches subhorizontales du quaternaire qui couvrent des roches de l'Éocène-Oligocène (Fig. 3.10d). La faille Jipijapa est marquée par une série de reliefs allongés où sont exposées des roches du soubassement crétacé de la Formation Piñón (Fig. 3.10d); les rivières traversent perpendiculairement le tracé de la faille avant d'aller vers la côte. Elles sont probablement antécédentes et présentent une géométrie de réseau de type rectangulaire. Les rivières principales coulent dans la direction Ouest et forment des angles proches à 90 degrés par rapport aux tributaires (Fig. 3.10c). L'amont de ces rivières drainent la partie Est de la faille de Jipijapa formant une vallée allongée en direction N-S. Le réseau hydrographique devient dendritique. Dans cette dernière zone, les vallées sont creusées dans des roches pélitiques du Miocène (Formation Dos Bocas) (Fig. 3.10d). Par contre, dans le secteur à l'Est du village de Puerto Lopez (Fig. 3.10f), intersection entre les massifs Chongón-Colonche et Jipijapa, les rivières montrent une géométrie de réseau de type rectangulaire qui suit les structures locales, contrôlant les deux massifs orientés N-S et E-W (Fig. 3.10f). Dans cette zone, la lithologie correspond à des roches du socle Crétacé (Fig.

3.10g) qui sont généralement très fracturés et déformés. Les reliefs les plus hauts de la Cordillère Côtière sont situés à l'intersection entre les massifs Jipijapa et Chongón-Colonche avec une altitude d'environ de 850 m.



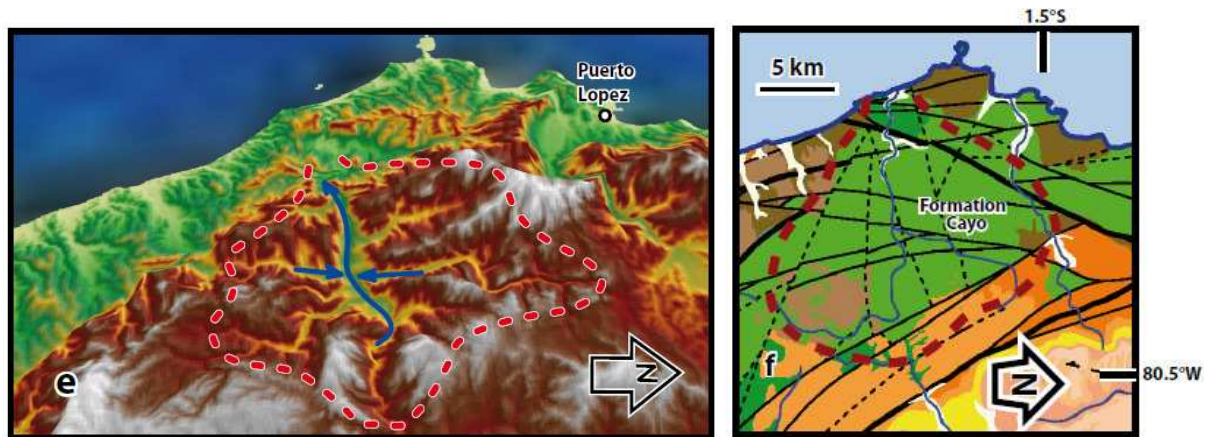


Figure 3.10. (a) Le domaine hydrographique Manta - Jipijapa. Voir localisation sur la Figure 3.4. Les carrés avec des symboles d'oeil montrent la position et la direction de visualisation des figures. (b) Réseau hydrographique. (c) Vue 3D qui montre la péninsule de Manta et le segment nord de massif de Jipijapa. En lignes noires la faille Jipijapa à l'Ouest du village Jipijapa et la faille El Aromo au Sud de la ville de Manta. Les symboles de pendage montrent le plongement des structures. Les flèches bleues montrent la direction d'écoulement des rivières en relation avec la structure. (d) Géologie correspondant à la zone de la péninsule de Manta. Voir localisation sur la Figure 3.5. (e) Vue 3D qui montre la zone d'intersection entre les massifs Jipijapa et Chongón-Colonche. (f) Géologie correspondant à la zone e.

3.3.6. Le domaine hydrographique Guayas

Ce domaine est situé au sud de la ville de Santo Domingo (Fig. 3.11a). Les rivières qui débouchent sur le bassin versant de la rivière Guayas ont des géométries dendritiques (Fig. 3.11b). Ces rivières s'écoulent sur une vaste surface plane de faible pente en direction du sud. La partie nord est limitée par le cône alluvial de Santo Domingo. La densité des drainages dans ce domaine est faible. Sur le flanc nord du massif Chongón-Colonche qui est allongé selon une direction E-W, les rivières ont une direction nord qui est contraire à celui de l'écoulement régional vers le sud. Cela est induit par les basculements des plateaux sédimentaires (sud du bassin de Manabí) qui ont eu lieu au nord de Chongón-Colonche (Fig. 3.9k).

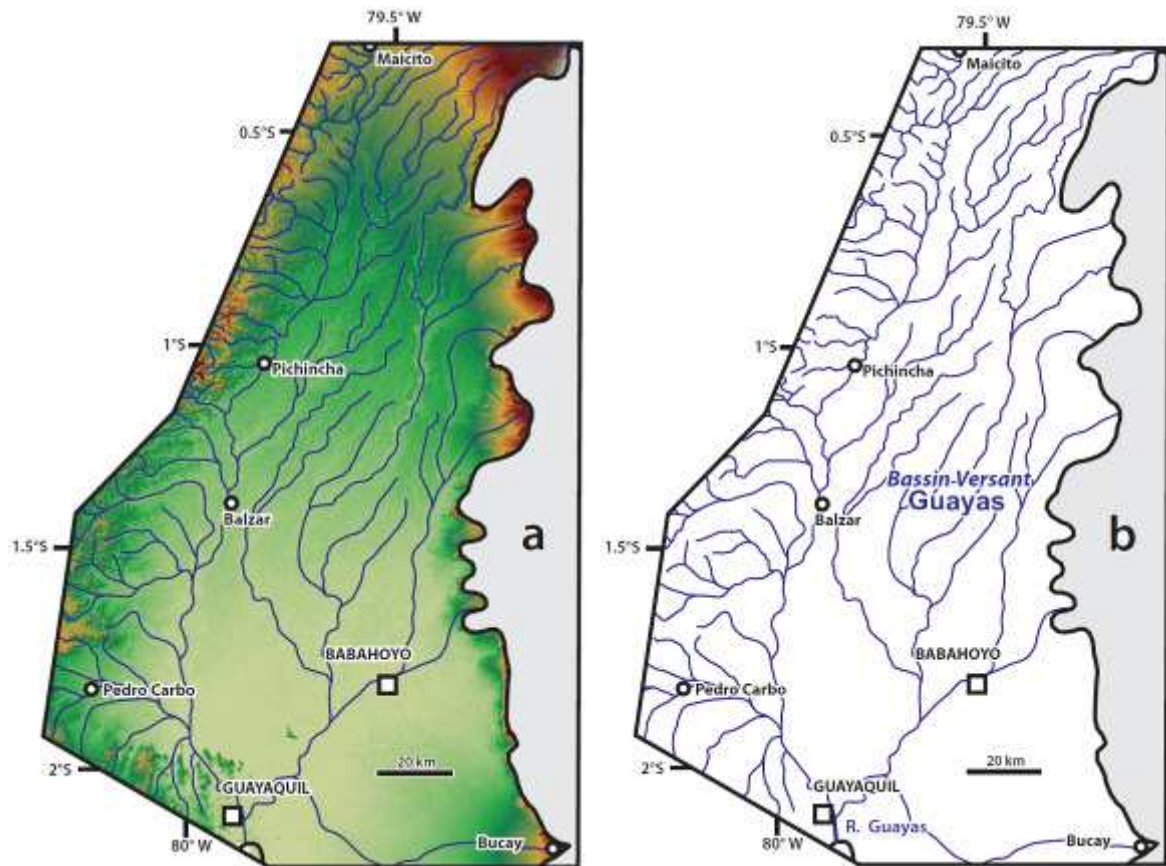


Figure 3.11. (a) Le domaine hydrographique Guayas et le relief. Voir localisation sur la Figure 3.4. (b) Le réseau hydrographique.

3.3.8. Le domaine hydrographique Santa Elena

Ce domaine est situé dans la péninsule Santa Elena (Fig. 3.11a). Le réseau hydrographique de la péninsule de Santa Elena présente une configuration géométrique de type dendritique (Fig. 3.12b) qui commence sur les flancs de la partie sud du massif Chongón-Colonche et qui s'écoule vers la côte, le golfe de Guayaquil et l'embouchure de la rivière Guayas. Toutes les bordures côtières sont linéaires. Le relief de cette zone a une faible altitude. Il est localement affecté et contrôlé par les failles La Cruz, Carrizal et Colonche. La lithologie correspond aux roches Crétacées et Paléogènes le long des failles et aux roches sédimentaires Mio-Pliocènes au centre, autour de la ville de Progreso (Fig. 3.5).

Conclusion partielle: A partir de la description des réseaux hydrographiques nous avons montré qu'il existe un lien important entre les roches du substratum de la cordillère Côtière et la géométrie du cours des rivières. Le réseau hydrographique s'adapte bien à la structure et aussi à la pente des roches sousjacentes dans de nombreux endroits. Cette analyse à l'échelle des bassins versants, nous permet maintenant de définir les grands domaines morfo-structuraux à l'échelle de la cordillère côtière.

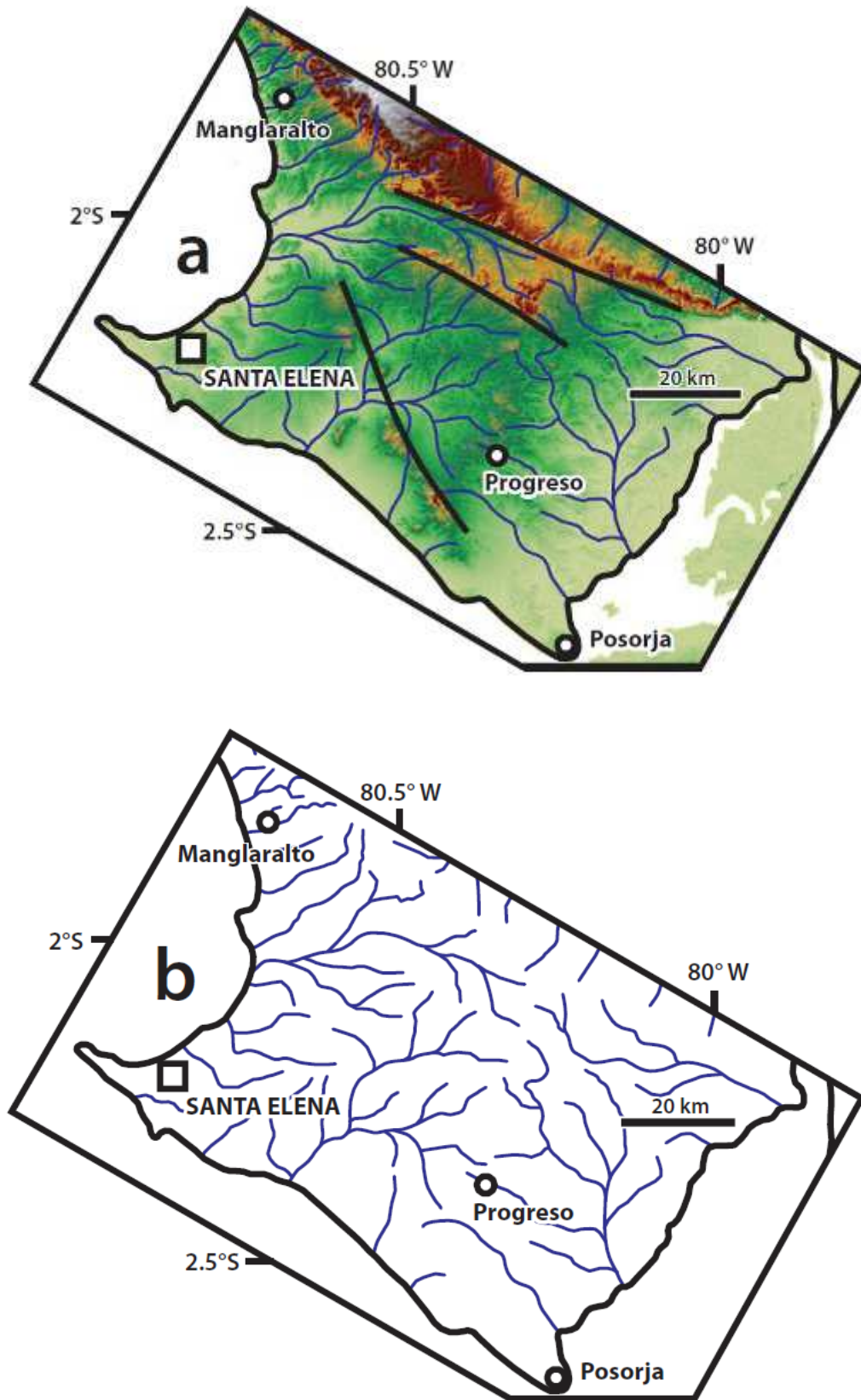


Figure 3.12. (a) Le domaine hydrographique Santa Elena et le relief. En ligne noire du sud au nord les failles La Cruz, Carrizal et Colonche. Voir localisation sur la Figure 3.4. (b) Le réseau hydrographique.

3.4. LES DOMAINES MORPHO-STRUCTURAUX DE LA CORDILLÈRE CÔTIÈRE

A partir de la description des réseaux hydrographiques, on peut conclure qu'il existe une relation entre la structure des roches du substratum de la cordillère Côtière et la géométrie des rivières. Le réseau hydrographique s'adapte à la structure et aussi à la pente des roches sousjacentes dans de nombreux endroits. D'après le critère de Phillips and Schumm (1987) qui analyse la géométrie des bassins versants, particulièrement la largeur à la pente de la surface initiale avant le creusement (Fig. 3.13) montre la relation pente-réseau hydrographique. Ainsi, les drainages dendritiques se développeraient sur des surfaces subhorizontales tandis que les drainages parallèles ou pennés se développeraient sur des surfaces inclinées. Cette relation entre la pente de la surface et le type de réseau hydrographique des bassins versants a aussi été étudiée par Castelltort et al. (2009), mais en utilisant le critère de l'angle de convergence qui représente approximativement la largeur d'un bassin versant par rapport à la longueur. Ainsi les bassins versants avec plus de largeur sont développés sur des surfaces avec des pentes faibles tandis que les bassins versants avec moins de largeur tendent à se développer sur des surfaces avec une pente importante. Avec ces critères on peut analyser l'influence de la structure sur la géométrie du réseau hydrographique.

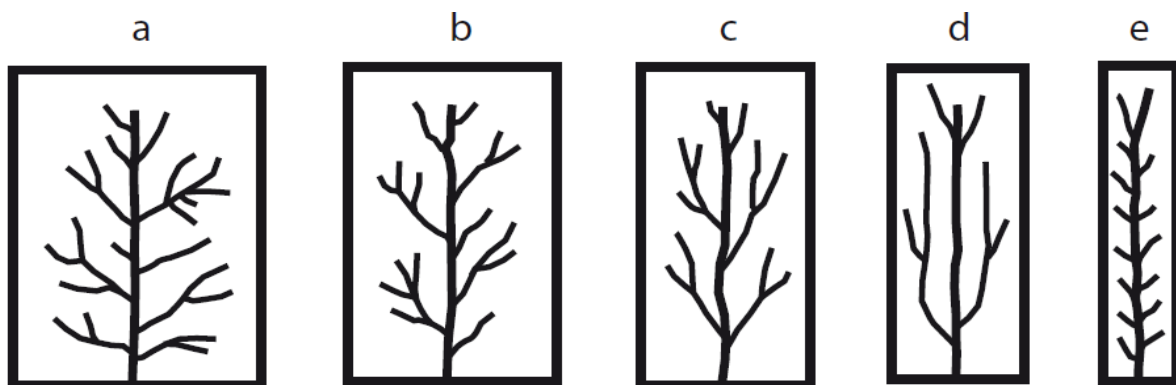


Figure 3.13. Modèles de drainage idéalisés qui sont censés se développer sur une surface plane avec une pente qui augmente de gauche à droite depuis a jusqu'au e. a) Dendritique, b) Subdendritique, c) Subparallèle, d) Parallèle et e) Pennée. Modifié d'après Phillips and Schumm (1987).

Ainsi, en utilisant des critères structuraux, géologiques et géomorphologiques nous avons défini des domaines morpho-structuraux le long de la cordillère Côtière (Fig. 3.14). Nous avons séparé les morpho-structures formées par les formations Borbón et Ónzole, des morpho-structurel formées par les formations Angostura et Dos Bocas-Viche. En effet, suite à l'érosion différentielle, les formations Angostura et Borbón, qui reposent sur les formations Dos Bocas-Viche et Ónzole respectivement, constituent de bons marqueurs géomorphologiques et elles ont tendance à mieux préserver la surface initiale. Avec ces critères les zones A, B et C sont formées par les formations Borbón (au sommet) et Ónzole et les zones D, E et E' par les formations Angostura (au sommet) et Dos Bocas-Viche. Les zones des massifs incluent des roches Crétacé-Oligocènes dont la structure originale n'est pas bien préservée.

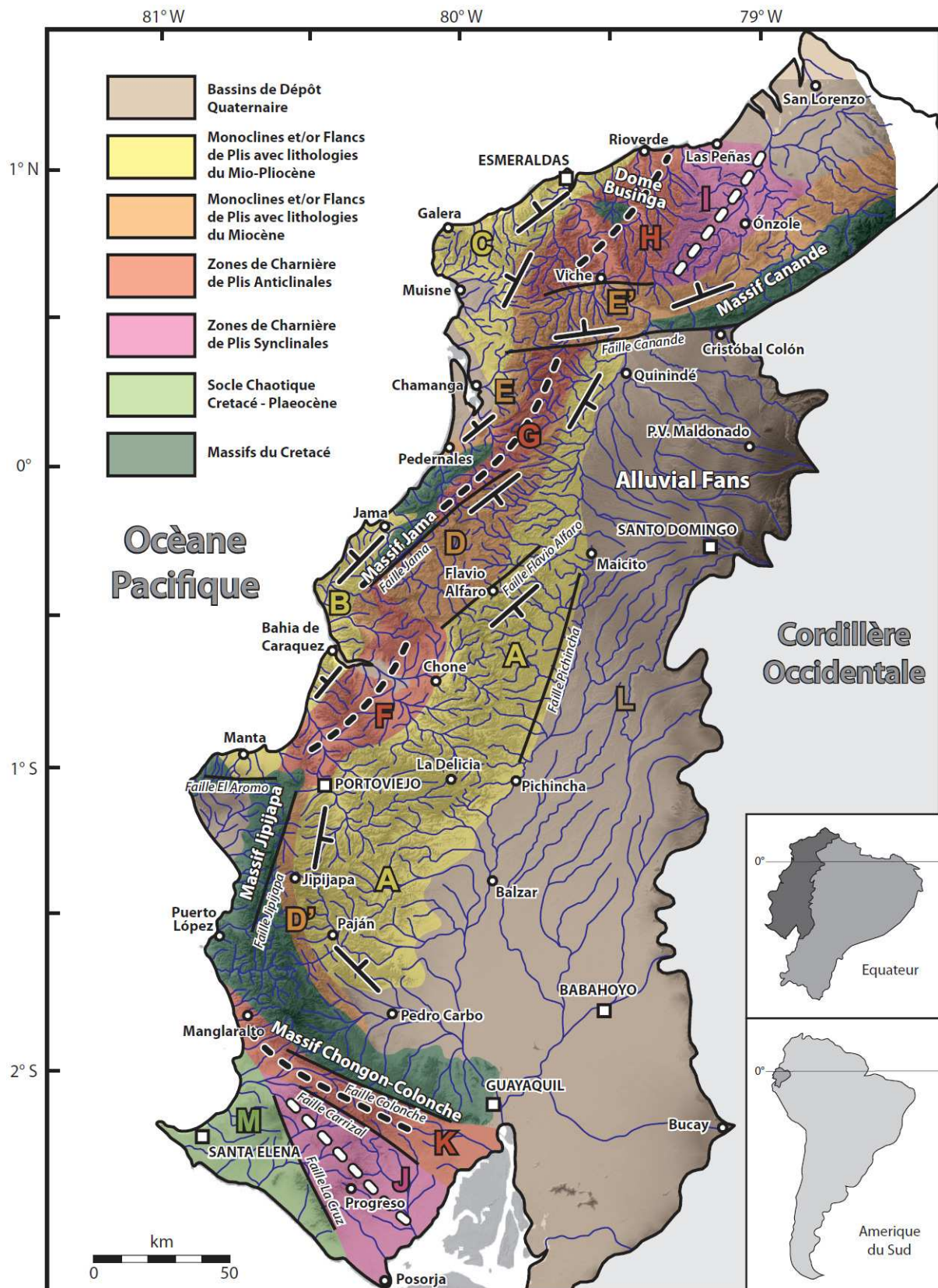


Figure 3.14. Les principaux domaines morpho-structuraux de la Cordillère Côtière et des dépressions adjacentes. Les failles principales sont dessinées d'après Reyes and Michaud, 2012 (les failles sont nommées, à l'exception de la faille qui traverse le village de Viche). Les symboles de pendage montrent le plongement général des structures. Les lignes segmentées noires correspondent aux axes d'antiformes et les lignes segmentées blanches aux axes de synformes. Voir texte pour explication.

La zone A (Fig. 3.14) est la morpho-structure la plus étendue de la cordillère Côtière qui présente une surface plane bien préservée avec un pendage général vers l'Est. Le réseau hydrographique est très caractéristique: les figures 3.9b, e, i, k montrent que les rivières s'écoulent vers l'Est selon la pente particulièrement au sud de Flavio Alfaro (Fig. 3.9e) où les bassins versants sont subparallèles et pennés. Localement, le pendage est vers le Nord dans la partie sud (Paján village) avec une direction presque perpendiculaire au massif de Chongón-Colonche. La géométrie du réseau hydrographique suggère que les rivières se sont formées simultanément pendant le basculement et le soulèvement de cette structure probablement après le dépôt de la formation marine Borbón supérieure au Pléistocène. Dans la partie centrale, autour du village de Chone, cette morpho-structure A constitue le flanc d'un anticlinal dont la charnière correspond à la zone F (anticlinal de Tosagua) tandis que autour de Quinindé cette morpho-structure A constitue le flanc de la structure en fleur positive (Reyes et Michaud, 2012) de la zone du système de failles de Jama (G). Dans cette zone le basculement semble être le facteur qui contrôle le développement du réseau hydrographique.

La zone B (Fig. 3.14) est le pendant à la côte de la morpho-structure A. Elle constitue un monoclinal reposant sur la partie sud-est du Massif Jama qui s'étend vers le sud jusqu'à la Péninsule de Manta. Cette morpho-structure est inclinée vers l'Ouest. L'extension vers le nord est limitée par le massif Jama. Le réseau hydrographique (Figs. 3.7b, i) montre que dans la zone du village Bahía de Caráquez les rivières s'écoulent vers l'Ouest selon la surface. La géométrie des bassins versants (subparallèle à penné) suggère que les rivières se sont formées pendant le basculement de la surface de Borbón comme dans la zone A. A l'égal de la zone A, la zone B a pu s'être soulevée après le dépôt de la formation Borbón au Pléistocène.

La zone C (Fig. 3.14) fait partie du flanc nord-ouest d'une structure anticlinale (zone E). Le pendage général de cette morpho-structure est orienté vers le nord-ouest. Elle est séparée de la zone B par le massif Jama.

La zone D (Fig. 3.14) est un simple monoclinal qui se développe vers l'Est du Massif Jama. Le pendage général est orienté vers le nord/nord-ouest. Le réseau hydrographique a une forme subparallèle et pennée (Fig. 3.7e) ce qui suggère que les rivières ont évolués pendant le basculement. Cette zone est partiellement segmentée par les failles du système Jama (Fig. 3.5). Vers le nord autour de la zone de Quinindé cette morpho-structure fait partie du flanc d'un anticlinal (zone G). A l'Est de la faille de Jipijapa localement, la zone D' est stratigraphiquement en bas de la zone A. Les zones A et D' développent une morpho-structure monoclinal vers l'Est.

La zone E (Fig. 3.14), équivalente à l'Ouest de la zone D, présente un pendage qui est vers l'Ouest. Au nord de la faille de Canandé cette structure change et présente un pendage vers le nord et vers le nord-ouest. La zone E' située immédiatement au nord de la faille de Canandé a un pendage vers le nord comme le montre les figures 3.6c, e. La structure est partiellement découpée par la zone de charnière H.

Quatre zones de charnière ont été identifiées. La zone F (Fig. 3.14) constitue une zone de charnière formée par des roches du Miocène (Dos Bocas-Viche) (Fig. 3.9d). Elle est

recouverte en discordance par les structures des zones A et B (Fig. 3.14). Vers le massif Jama la relation avec la structure monoclinale D n'est pas très claire mais il est probable que la charnière se soit formée après le basculement de la zone D.

La zone G (Fig. 3.14) est située au nord-est du massif Jama. Les pendages de la structure de cette zone forment une charnière. Cette structure se situe entre deux flancs anticlinaux (voir figs. 3.7e, g). De plus elle est découpée par les failles du système Jama (Reyes and Michaud, 2008), ce qui fait penser plutôt à une structure en fleur positive. Ces évidences de déformation sont claires sur la figure 3.7b où le réseau est rectangulaire et chaotique. Vers le nord cette structure est limitée par la faille de Canandé.

La zone H (Fig. 3.14) constitue une zone de charnière anticlinale qui est plus développée à l'Est de la rivière Esmeraldas avec un axe nord-est qui probablement coïncide avec le Dôme de Businga (Fig. 3.6g). Les pendages de la zone I forment une zone de charnière synclinale qui représente la continuation de la structure anticlinale (H) située immédiatement au nord-ouest. Ces deux zones semblent être limitées au sud par une faille qui passe par le village de Viche.

Au sud du massif Chongón-Colonche dans la Péninsule de Santa Elena il existe une structure synclinale (zone J, Fig. 3.14) bien développée et limitée par des failles (La Cruz et Carrizal, Figure 3.14) qui représente l'axe du bassin sédimentaire Progreso (Benítez, 1995). La zone K est probablement une structure anticlinale locale liée au dynamique du bassin sédimentaire du Progreso et limitée par les failles Colonche et Carrizal. La zone M a une structure chaotique (Bristow and Hoffsteter, 1977) avec des roches d'âge Crétacé-Paléocène probablement associée au développement du bassin du Progreso. Ces trois dernières zones ne constituent pas une partie relevant dans cette étude.

Les massifs ont une forme particulière liée aux roches du soubassement (Fig. 3.14). Le massif Chongón-Colonche a une direction est-ouest. La connexion avec le massif Jipijapa est une zone déformée dont les drainages présentent une géométrie rectangulaire (Fig. 3.10e). Les deux massifs constituent la limite sud-ouest de la zone A. Dans la Péninsule de Manta il existe un petit massif associé à la faille El Aromo (Fig. 3.10c). Le massif Jama a une direction nord-est et constitue le cœur des structures B, D et E (Fig. 3.7a). Le massif Canandé a une direction est-ouest et constitue la limite sud des structures à pendage nord (zone E') (Fig. 3.14). Finalement, le dôme de Businga (Fig. 3.6g) est une structure semi-circulaire avec un drainage radial découpé par des failles locales. Il fait partie de la zone de charnière H.

Enfin, les zones L représentent simplement les zones planes couvertes par les dépôts Quaternaires (Fig. 3.14).

Conclusions: La morphologie de la cordillère Côtière et la plaine centrale adjacente présentent des caractéristiques contrastées qui démontrent un très fort contrôle géologique et structural sur la genèse des reliefs, par rapport au climat. Le réseau de drainage, lui aussi,

présente beaucoup de variations et d'anomalies symptomatiques d'une évolution récente largement contrôlée par la tectonique et une surrection récente. Ce réseau est très fréquemment de type dendritique ou subdendritique, mais il comporte de nombreuses anomalies imputées à des failles. La cordillère Côtière apparaît comme une barrière récente qui a réorganisé complètement les flux sédimentaires de la cordillère Occidentale vers la mer. Seule la rivière Esmeraldas traverse cette cordillère, mais ses caractéristiques montrent que son cours a été largement perturbé par la surrection de la cordillère. Les différentes géométries des réseaux hydrographiques internes à la cordillère Côtière montrent que l'évolution et la formation de la cordillère ne sont pas homogènes sur toute la longueur. C'est cette différence d'évolution que nous allons essayer de contraindre au travers des différents travaux menés au cours de cette thèse.

CHAPITRE 4

QUANTIFICATION RELATIVE DE LA SURRECTION DE LA CORDILLÈRE CÔTIÈRE

QUANTIFICATION RELATIVE DE LA SURRECTION DE LA CORDILLÈRE CÔTIÈRE

La présentation de ce chapitre est faite sous forme d'un article rédigé en anglais et actuellement soumis au International Journal of Earth Sciences

Ce chapitre est consacré à la quantification de la surrection de la cordillère côtière à partir d'une analyse morphométrique. L'objectif étant de déterminer les modalités de cette surrection c'est-à-dire si elle s'est faite par compartiment, de manière homogène ou différentielle. Cette estimation a été réalisée à partir d'outils quantitatifs appliqués sur MNT. Cette étude combine à la fois des approches morphologiques, géologiques et climatiques pour permettre des interprétations pertinentes

Sur l'ensemble de la cordillère Côtière, deux méthodes ont été appliquées sur un MNT dont la maille était de 30m, en utilisant le logiciel ArcGIS 9.2: 1) l'extraction de 109 profils de rivières ce qui a permis de calculer pour chaque rivière la déviation verticale, horizontale par rapport à un profil d'équilibre théorique; 2) la mesure de l'incision (profondeur + demi-largeur de la vallée, au total 7500 mesures) selon la méthode de Bonnet et al. (1998). Cette méthode a été adaptée pour pouvoir représenter l'état d'incision en tout point en corrigeant de l'influence de la lithologie.

L'analyse des profils des rivières et de l'incision combinée avec l'analyse morpho-structurale montre que la cordillère Côtière est segmentée en plusieurs blocs qui ont chacun leur propre période de soulèvement et leur propre taux de surrection (bloc de Portoviejo, de Chongón-Colonche Sud et Nord, de Jipijapa, de Bahía-Jama, de Mache-Río Verde et de Manta). Le soulèvement de la cordillère n'est donc pas homogène, mais elle s'effectue au travers de compartiments ayant une dynamique propre, chacun de ces compartiments étant séparés par des zones de failles. Deux systèmes de failles ont guidé l'évolution de la cordillère Côtière: le système Jipijapa et le système Jama.

Les résultats sur les profils de rivière et les incisions montrent que la zone côtière de la cordillère est globalement en surrection, mais cette surrection est relativement plus importante dans la partie nord de la cordillère côtière que dans la partie sud. Ce travail montre que la cordillère Côtière commence par se soulever régionalement dans sa partie centrale. Puis le soulèvement migre ensuite au Sud-Ouest et finalement se développe au Nord et au niveau de la péninsule de Manta.

D'un point de vue géodynamique, les blocs qui présentent les taux de soulèvement relatif les plus élevés sont les blocs du Nord de la cordillère Côtière: ils ne sont pas situés en face de la ride de Carnegie mais ils coïncident avec la zone où sont reportés les séismes de subduction de magnitude les plus fortes. Nous constatons que cette zone, qui présente le soulèvement relatif le plus élevé, correspond à une zone fortement couplée le long de la subduction.

The Relative Uplift along the Coastal Cordillera of Ecuador

P. Reyes^{a,b,c}, O. Dauteuil^{d*}, F. Michaud^{a,b,e}

^a Escuela Politécnica Nacional, Departamento de Geología, Andalucía n/s, C.P 17-01-2755, Quito, Ecuador.

^b Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Whymper 442 and Coruña, Quito, Ecuador.

^c Université de Nice Sophia Antipolis, UMR Géoazur, Observatoire de la Côte d'Azur, BP 48, 06235 Villefranche sur Mer, France.

^d UMR-CNRS 6118 Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, UEB, 35042 Rennes Cedex, France.

^e Université Pierre et Marie Curie (UPMC, Géoazur), BP48, 06235, Villefranche sur Mer, France.

Abstract

Using techniques of quantitative geomorphology and digital data such as DEM, we attempt to estimate the relative uplift and specify the recent tectonic evolution of the coastal cordillera of Ecuador. This study is carried out combining morphology, geology and climate with the analysis of the river profiles and valley incisions. Two methods are applied to DEM data: 1) the measurement of vertical and horizontal deviations compared to the theoretical logarithmic profile on the previously extracted 109 river profiles and, 2) the measurement of the valley incision (depth and half width) on several river valleys. We applied to the incision method the lithology corrections. Climatic corrections were integrated in this analysis. Thus the analysis of the tectonic deformation along the river profiles and the incision along the valleys combined with the morpho-structural analysis has allowed distinguishing six blocks in the Coastal Cordillera, each one with one uplift evolution. The results of the river profile analysis indicate that the major tectonic deformation is mainly localized along the central and northern coastlines from Manta Peninsula to Esmeraldas area where the river profiles show the maximum amount of deviation from the curve of reference. The results of the incision analysis show that the uplift is relatively higher in the northern blocks of the coastal cordillera particularly in Esmeraldas area. Previous studies about the marine terraces located along the coastlines suggest that the maximal uplift is located in the Carnegie ridge subduction zone around in front of the Manta Peninsula. Our results show that the relative uplift in the inland areas of the Coastal Cordillera is different to that of the coastlines and could reflect the eastward variability of the trench coupling where the largest earthquakes of the Ecuadorian coast (>7.7 Mw) has been reported in the last 100 years.

Keywords: Uplift, Incision, River Profiles, Ecuador, Active Margin.

4.1. Introduction

The active margins located in a subduction context as the Andes display contrasting mountain ranges whose evolution and timing are debated (Molnar 1986; Gregory-Wodzicki 2000; Montgomery et al. 2001). The onshore areas are organized into more or less continuous cordillera, each having different evolution. The relief building results from a complex coupling between compression, magmatism, crustal thickening and the interplate coupling (Lou and Liu 2009) where the pattern of the subducted plate play a main role, such as the subduction of seamounts. In addition to these internal parameters, the relation among erosion, tectonics and climate have been explored by several authors to understand how they interact with one another in a particular setting (Molnar 2009) as the control of the erosion on the tectonics (Dahlen and Suppe 1988), or climate (Bonnet et al. 2000) on the tectonics and the opposed (Molnar and England 1990) and the isostasy (Molnar 2009; Burbank and Anderson 2001) in the building of the mountain ranges. The Ecuadorian Andes are an ideal example to constrain the recent evolution of such a relief. The recent evolution is controlled by the collision during Pleistocene of the Carnegie ridge (Witt et al. 2006), a E-W trending aseismic submarine ridge formed in the Galapagos hotspot of the Nazca plate, that contributed to northward extrusion of the North Andes block and the development of the Gulf of Guayaquil (Witt et al. 2006). Three cordilleras shape the Ecuador Andes: the Eastern, the Western and the Coastal cordilleras (Fig. 4.1). The Coastal Cordillera is a 400-km-long mountain range, with summits up to 800 m, separated from the shoreline by a narrow and discontinuous coastal plain. This Coastal Cordillera is a major morphological barrier that controls the sediment supply to ocean. The drainage flowing from the Andes is diverted by the Coastal Cordillera towards the Guayas River in the south and the Esmeraldas River in the north. By consequence, the growth of the Coastal Cordillera is a key-point in the land-ocean sediment transfers that controls the partitioning of the drainage network and thus the sediment supply to the subduction trench. Stratigraphic formations provided constrain about the growth of the Coastal Cordillera. Indeed, some marine deposits of Mio-Pliocene age are located on the highest parts of the Cordillera (Benítez 1995; Deniaud 2000) and reveal a late Cenozoic uplift. Pedoja et al. (2006a) defined a Pleistocene uplift of the coastal plain from marine terraces located close to shoreline. These authors showed that the uplift rates vary along the shoreline with the greatest values on the Manta peninsula just in front of the Carnegie Ridge collision. No other estimates of uplift rates exist at inland areas of the Coastal Cordillera. Therefore, the spatial distribution and the timing of the Coastal Cordillera uplift are fundamental to constrain the inland propagation of such a collision. This study aims to estimate the distribution of the uplift along the Coastal Cordillera thanks to quantitative geomorphic techniques. The quantification was achieved by coupling DEM, geological data and numerical methods. Unexpected results were obtained in comparison with the previous studies. The Coastal Cordillera is relatively more uplifted in the northern areas of the Ecuador.

4.2. Geodynamic and Geomorphic frameworks

4.2.1. Geodynamic setting

The subduction dynamics between the Nazca and South-American plates controlled the development of coastal margin of Ecuador. Along this margin, the Nazca plate subducts beneath the South American continent with a convergence rate of approximately 5.8 cm/yr (Trenkamp et al. 2002). The Ecuadorian margin corresponds to an eroded subduction margin without a well-developed accretionary prism (Sage et al. 2006; Collot et al. 2009). The northeastward escape of the North-Andean block (Fig. 4.1) (Pennington 1981; Egbue and Kellogg 2010) induces the opening of the Gulf of Guayaquil located in the southern boundary of the block during the Early Pleistocene (Witt et al. 2006). The Guayaquil Gulf acts as a trap of sediments during interglacial periods as a zone of sedimentary transit during glacial periods (Witt et al. 2006, Witt and Bourgois 2009). The change in the interplate coupling along the southern trench area would be marked by the onset of the collision of the Carnegie Ridge emplaced on the Nazca plate at the Galápagos hot spot. The seismicity shows segmentation along the Ecuadorian margin with a Manta - Santa Elena zone (Fig. 4.1) affected by recurrent low-magnitude seismicity ($M_w < 6$), whereas the northern segment is affected by low-density large-magnitude seismicity ($M_w > 7$) (Collot et al. 2004; Gailler et al. 2007; Bethoux et al. 2011).

4.2.2. Structural framework

The structural framework of the Coastal Cordillera displays three domains separated by faulted zones (Fig. 4.2a). At north, the Jama fault trending NE-SW, limits a northern domain (Mache-Chindul mountain range), which have an antiformal structure (Evans and Whittaker, 1982). The central domain is bounded by Jama fault in the north and the NNE-SSW-trending Jipijapa fault in the west. A southwestern domain is bounded by the Jipijapa fault in the east and the Colonche fault, trending WNW-ESE, in the south. The Jama, Jipijapa and Colonche faults have exhumed Cretaceous basement rocks (Fig. 4.2a). The presence of marine terraces from the middle Pleistocene with ages ranging from 100 to 200 kyr, at an elevation up to 145 m reveals a recent uplift of the Ecuadorian coast (Pedoja et al. 2006a). Absolute uplift rates (Fig. 4.1) have been determined by these authors from around Galera village (0.30 to 0.35 mm/yr) in the north to the Santa Elena Peninsula (0.1 mm/yr) in the south, with maximum values in the Manta Peninsula (0.4 to 0.55 mm/yr) just in front of Carnegie Ridge. Thus the greatest uplift rates are located in front of the Carnegie Ridge (Fig. 4.1), and are interpreted as a consequence of the subduction of this ridge (Pedoja et al. 2006a, b). These authors suggested that the lateral variations in uplift rates were induced by the collision of the Carnegie Ridge of which the greatest impact is located in front of the Manta Peninsula. Although the recent uplift of the coastline area is currently known, no absolute uplift rates have been estimated inside the Coastal Cordillera, which is precisely the purpose of this work.

4.2.3. Lithology

The Coastal Cordillera is composed of Cretaceous to Quaternary units with different lithology with variable behavior to erosion. Five main geological formations can be distinguished: (Fig. 4.2a).

1) A Cretaceous basement made up of plateau-basalt affinity rocks (Reynaud et al. 1999; Luzieux et al. 2006) such as gabbros, basalts and pillow-breccias (Piñón formation: Baldock 1982), overlain by a sequence of lavas, volcanic breccias and hyaloclastites (Calentura Formation: VanMelle et al. 2008) and massive volcanoclastics, topped by siliceous sediments (Cayo and Guayaquil formations: Olsson 1942). This sequence crops out mainly along the Chongón-Colonche, Jipijapa and Jama massifs (Fig. 4.3).

2) The Paleocene-Oligocene units are scarcely exposed along the Mache-Chindul mountain range and the Jipijapa and Chongón-Colonche massifs (Fig. 4.3). It is composed of several turbiditic units and coarse-grained clastic formations (Azúcar and Ancón groups and San Mateo-Zapallo formations: Bristow and Hoffstetter 1977), overlain by fine-medium grained sequences (Zapotal-Playa Rica formations: Olsson 1942).

3) The Miocene marine units are widely exposed throughout the Coastal Cordillera. At the base, the massive pelitic sediments (Dos Bocas-Viche and Villingota formations: Stainforth 1948; Candfield 1966) are overlain by medium-grained turbiditic sediments (Angostura formation, Cantalamessa et al. 2007) and fine-grained tuffaceous sequences (Ónzole formation: Aalto and Miller 1999).

4) The Pliocene unit represents the last marine formation of regional extent and consists of a thick coarse-to-medium-grained clastic sequence (Borbón formation: Evans and Whittaker 1982). The top of this formation may reach the Pleistocene (~1 Myr) according to Deniaud (2000).

5) Finally, the Quaternary units represent continental unconsolidated deposits located in the Guayas and Esmeraldas river basins (including the Santo Domingo and Pedro Vicente Maldonado alluvial fans, Fig. 4.3) and small-localized marine deposits, which are restricted to western shoreline areas (Pedoja et al. 2006a, b; Cantalamessa et al. 2005). The average thicknesses of these groups are represented in Fig. 4.2a.

4.2.4. Geomorphic settings

The Coastal Cordillera is a 400-km-long, 75-km-wide, NNE-SSW-trending mountain range, located at the west of the Ecuador Andes between 1°N and 2°S latitude and 79° and 81°W longitude (Fig. 4.1). The vast plain of the Guayas river basin separates the Coastal Cordillera from the Western Cordillera. In this plain, the most remarkable landform feature is the huge Santo Domingo alluvial fan (Fig. 4.3). The elongated relief of the Coastal Cordillera forms a barrier for drainage from the Andes Cordillera to the sea. Most of the rivers are diverted southward and northward in the Guayas and Esmeraldas river basins, respectively (Fig. 4.3). The south-flowing Guayas River, which flows inland parallel to the eastern side of the Coastal Cordillera, is formed by downstream coalescence of many wander tributaries, while the northwest-flowing Esmeraldas river is formed by an abrupt confluence of several tributaries before crossing the Coastal Cordillera to become the only antecedent river. Consequent rivers are developed on the western side of the Coastal Cordillera. These rivers flow into the Pacific Ocean and are grouped in about 100 small river basins.

4.2.5. Climate

The climate has a strong influence on relief evolution by controlling both topographic elevation and denudation rates in actively uplifted landscapes (Molnar and England 1990; Raymo and Ruddiman 1992; Whipple et al. 1999; Bonnet and Crave 2003). In tropical zones such as the northern segment of the Andes Cordillera, climate patterns and high precipitation rates control the mountain morphology (Montgomery et al. 2001). Rainfall distribution in the coastal region of Ecuador increases from SW to NE (Fig. 4.2b) reaching the highest values in the zone between Esmeraldas and San Lorenzo (>3000 mm), compared to the south, where it is <500 mm (Pourrut 1995). The warm humid climate of this region is strongly influenced by the cold Humboldt Current, which induces a longitudinally partitioned distribution from tropical aridity in the coastal zone (Manta and Santa Elena peninsulas) to tropical humidity on the landward side of the Coastal Cordillera (Winckell 1982). The annual average temperature varies between 24° and 26°C (Pourrut 1995).

4.3. Methods

Our purpose is to estimate the distribution of the vertical motions along the Coastal Cordillera thanks to methods providing both relative variations between two blocks and amount of displacements. These methods use geomorphic and geological markers. In active areas, river profile analysis and river incision may be used as proxies of tectonic deformation and relative bedrock uplift over short timescales. In this work, we attempt to estimate the amount of disequilibrium in river profiles in order to identify recently deformed regions and also estimate the relative incision among valleys to infer vertical movements at local or regional scales. Digital elevation models (DEM) were used for the morphotectonic estimates. These data are a straightforward tool for quantification of geomorphic processes by extracting a large number of numerical parameters. Thus, the river profiles and the incision measurements were extracted from 30-m DEM grid size obtained by digitized contour lines of the topographic maps (<http://www.rsgis.ait.ac.th/~souris/ecuador.htm>; Marc Souris, IRD). Local misfits were corrected with the SRTM 3 data. Two Aster images 30-m resolution and two Landsat 7 ETM images (2000) were also used for a regional view of river networks and tectonics. We worked with ArcGIS 9.2 software for data processing.

4.3.1. Disequilibrium of longitudinal river profiles

The longitudinal profile of a steady-state river has been defined as an ideal curve with a gradual distribution of slope, which decreases from headwater towards outlet. It corresponds to 1) a constant erosion rate throughout the length of the river and to 2) a transport of the entire available sediment load (Sklar and Dietrich 1998; Coque 1998). Several authors attempted to model this equilibrium profile using mathematical functions (Ohmori 1991; Hovius 2000) such as linear (Ohmori and Shimazu 1994), logarithmic (Jones 1942; Woodford 1951; Hack 1957; Leopold and Langbein 1962; Yang 1971; Hack 1973; Snow and Slingerland 1987), exponential (Shulits 1941; Strahler 1952; Yatsu 1955; Scheidegger 1970; Yang 1971; Snow and Slingerland 1987; Ohmori and Shimazu 1994), power (Gilbert 1877; Leopold and Maddock 1953; Leopold and Langbein 1962; Carlston 1968; Yang 1971; Snow

and Slingerland 1987; Ohmori and Shimazu 1994) and combinations among power functions (Schumm 1960; Langbein and Leopold 1964) to get the best fit. Hack (1973) reported that the equilibrium profile of a river flowing along a single lithology is a straight line when it is plotted on semi-log scale. Hovius (2000) determined from statistical analysis on 171 river profiles that 37% of rivers may be adjusted by logarithmic curves and smaller percentages for another functions. Thus, the logarithmic fit appears the most common numerical form of equilibrium profile (Bishop and Goldrick 2000; Hovius 2000; Larue 2008).

In this work we used the Hack's logarithmic fit (Eq. 1) as the theoretical equilibrium river profile of reference (Hack 1973):

$$H = c - k \cdot \ln(X) \quad (1)$$

Where H = elevation, c = constant, k = slope of the line on semi-log plot and X = distance downstream from head.

Local deviation of a river profile from this logarithmic curve may be attributed to an adjustment to a lithologic variation (Goldrick and Bishop 1995), a tectonic activity, a base-level change or a climate fluctuation. To estimate the amount of deviation along a river profile, Goldrick and Bishop (1995) proposed the measurement of maximum-vertical-deviation value (D^*) between two low steepening adjacent reaches separated by a narrow high steepening segment along the semi-log line of a river profile. In contrast, Willemin and Knuepfer (1994) used the profile-deviation-index criterion (PDI) that compares the current longitudinal profile of a river to a logarithmic profile. In this work, we measured the deviation from the logarithmic curve in vertical and horizontal directions (Fig. 4.4). Vertical deviation highlights the changes in the elevation of the river profiles. Concave or convex shape of a longitudinal river profile can be revealed by the vertical deviation. Thus, the high values can be related with the profiles that have or tend to convex shape. The areas with lithologic contrasts or areas where tectonic uplift has locally modified the elevation of the river profiles by cumulative uplift-subsidence or erosion-deposition can be revealed from vertical deviation data (Fig. 4.4a, b). Horizontal deviation highlights small-elevation changes located along the river profiles, particularly for the downstream reaches. Thus, the relative position of the short reaches of increased slope (e.g. knickpoints) or large reaches (e.g. knickzones) formed near to the mouth of the rivers can be highlighted. Knickpoints have been defined resulting either in fault activity, or base level variations or lithology contrasts (Howard et al. 1994; Brush and Wolman 1960; Gardner 1983). Large steepened stream sections are usually known as knickzones (Zaprowski et al. 2001; Larue 2008). In addition, horizontal deviation may also show the local perturbations in the elevation of the river profiles produced as a consequence of the global base-level fall or near the vertical faults as a consequence of a fall of the local base-level (Fig. 4.4a, c).

We constructed a logarithmic curve for each river from equations 2 and 3 that fit as well as possible to the the equilibrium curve of a river. These equations allows obtaining the coordinates (H_{ln} , X_{ln}) for each point of a river profile:

$$H_{\ln} = H_m + \frac{\ln X - \ln X_M}{\ln X_m - \ln X_M} (H_M - H_m) \quad (2)$$

$$X_{\ln} = e^{\ln X_M + \frac{\ln X_m - \ln X_M}{H_M - H_m} (H - H_m)} \quad (3)$$

Where H_{\ln} and X_{\ln} = elevation and downstream distance for the log curve respectively, H and X = elevation and downstream distance for the river profile, H_M and H_m = maximum and minimum elevation of the river profile, X_M and X_m = maximum and minimum downstream distance of the river profile.

Thus, vertical and horizontal deviations are determined from equations 4 and 5:

$$D_v = H - H_{\ln} \quad (4)$$

$$D_h = X - X_{\ln} \quad (5)$$

Where D_v = vertical deviation and D_h = horizontal deviation.

To obtain a regional map of deviation values, we extracted the longitudinal profile of 109 rivers of the Coastal Cordillera by using a DEM 30-m grid and SRTM 3 grid for local corrections. The vertical and horizontal deviation values have been normalized to the maximum elevation and the total length in each river respectively. Finally, the results have plotted on a map.

4.3.2. Relative Incision

Fluvial incision in tectonically active landscapes (Howard et al. 1994) is a complex process that involves several parameters. Different numerical approaches indicate that bedrock incision can be reasonably simulated with power-law function $E=kA^mS^n$ where E is the rate of change of channel elevation, A is the upstream drainage area, S is the local stream gradient, k is a dimensional coefficient of erosion, and m and n are positive constants related to hydraulic geometry of the basin and erosion process (Howard and Kerby 1983; Willgoose et al. 1991; Howard 1994; Willgoose 1994; Howard et al. 1994; Whipple and Tucker 1999; Whipple et al. 2000). However, the estimate of the constants k , m and n in a heterogeneous landscape is difficult to achieve because of the high variability of the local parameters (Kirby and Whipple 2001; Stock and Montgomery 1999; Sklar and Dietrich 1998; Whipple and Tucker 1999).

Bonnet et al. (1998) evaluated the relative incision between two hydrographic river basins (Fig. 4.5a) located in the French Hercynian massif by means of a geometric method. These authors compared the depths between different valleys of two adjacent subcatchments separated by a fault. They observed that there are no correlations between the half-width valley and the valley depth. They suggested that the more incised subcatchment corresponding to a higher ratio between depth and half-width, was more uplifted. Thus, they demonstrated that this ratio can be used as a proxy of the relative amount of uplift if the

lithology is the same. The graphs of the depth versus the half-width obtained by Bonnet et al. (1998) and Bonnet (1998) plotted on logarithmic scale show a clear linear tendency (Fig. 4.5b), which slope α is:

$$\alpha = \ln D / \ln W \quad (6)$$

Where D = depth, W = half-width valley and α = incision coefficient. Thus, the slope of this line is equivalent to α coefficient on logarithmic plot (Eq. 6). In zones affected by higher uplift rates with homogeneous lithologic and climatic conditions, valley will become deeper because they reach the level base, which is lower than in areas with small uplift rate (Bonnet et al., 1998). Also, the coefficient α becomes higher in the fast uplifted area than in slow uplifted domain. On other hand, according to Bonnet et al. (2000) hard bedrocks tend to be deeper than soft bedrocks along valleys with equal conditions of uplift and climate, hence α will also be greater for hard bedrocks than for soft ones (Fig. 4.5c). To filter lithology (Fig. 4.6), we determined a referential value α_L for each lithology group from areas where the uplift is known to be spatially uniform and waning (Lague et al., 2000). α_L represents the slope of the line of an ideal valley in a particular lithology, which will be taken as reference for any other valley located in the same lithology. Once determined for each lithology, the coefficient α_L allows calculate the relative-incision value (I_r) by subtracting depths of the particular and of the reference valleys (Eq. 7), for equal W values (Eq. 8).

$$I_r = D - D_L \quad (7)$$

If $I_r = W^\alpha - W_L^{\alpha_L}$, then for equal half-width length of the valleys $W_L = W$ then:

$$I_r = W^\alpha - W^{\alpha_L} \quad (8)$$

Formula 8 estimates the I_r value for each point in any valley (Fig. 4.6). Thus, we will be able to compare I_r among several river basins for each lithology group.

The climatic factor is difficult to filter because it depends on several parameters such as the amount of precipitations, the rainfall distribution during a year, the temperature variations. Nevertheless it may enhance or diminish the velocity of erosion in response of a landscape to uplift. However, the signal of the erosion could be rapidly masked because of the hillslope erosion particularly for soft rocks (Bonnet et al. 2000). Thus, the positive I_r anomalies can reveal zones where the rivers cut into bedrock more rapidly than hillslope erosion, while negative I_r anomalies show areas where hillslope erosion and lateral widening of valleys are more important than bedrock incision.

In this work, we estimated the relative-incision (I_r) value for about 2400 places (around 9600 measures) located along the Coastal Cordillera. In each place we measured the elevation of three points (the bottom and two summits) and the half-width perpendicular to

the river. These points were measured on valleys approximately symmetrical with altitude difference +/- 10 meters between summits. Then, we calculated the coefficient α_L for the five main formations previously described. This calibration has been carried out southward (Fig. 4.3) where low uplift rates have been previously reported by Pedoja et al. (2006a) (Fig. 4.1) and low-altitude relief is evident. The α_L values are reported in the figure 4.7. Finally, I_r values were plotted on a map.

4.4. Results

4.4.1. River profile disequilibrium

The profile disequilibrium of the rivers is plotted on the maps of the figure 4.8 with normalized vertical and horizontal deviations. Only the values with a vertical or horizontal deviation greater than 15% relative to logarithmic curve are assumed as anomaly. The threshold removes small anomalies due to inconsistent values in the DEM. Thus, the positive and negative anomalies point to the zones where rivers have eroded into the bedrock in such a way as to cause the departure from the anticipated logarithmic curve.

Positive vertical and horizontal anomalies (Fig. 4.8) are present throughout the study area, except in the Guayas River basin and in the central area of the Coastal Cordillera where they are negative. The highest D_v and D_h positive anomalies are focused around the Jipijapa and Jama massifs, the Manta Peninsula and the Mache-Chindul mountain range. However, some differences exist between these anomalies. The anomalies in D_h are higher than in D_v , respectively 67% and 18% of deviation from log profile. The negative anomalies in D_v and D_h are located in the Guayas river basin and around Chone and San Lorenzo zones (Fig. 4.3). These anomalies are situated in three different settings: 1) the Guayas anomaly coincides with a currently active wide floodplain of high pluviometry (Fig. 4.2b) and great sediment supply, 2) The Chone anomaly coincides with the outcrop of the lowest resistant lithologies of the Coastal Cordillera (Fig. 4.2a) (Dos Bocas Formation, Bristow and Hoffstetter 1977), and 3) The San Lorenzo anomaly is located within an area that undergoes tectonically-controlled subsidence (Dumont et al. 2006).

The highest positive D_v anomalies (>50%) are mainly located inland, within the Chongón-Colonche, Jipijapa and Jama massifs (Fig. 4.8a). The smaller anomalies located in the Mache-Chindul mountain range display a scattered distribution often confined to the headstream reaches of river profiles. The highest positive D_h anomalies mainly occur close to coastlines (Fig. 4.8b). Within the Jipijapa and Jama massifs and on the Manta peninsula these anomalies are located inland and close to the main fault traces, whereas along the Galera-Rioverde coast positive anomalies are restricted to the coastal area, particularly around Rioverde. D_h values >50% are often confined to the middle course of westward-flowing rivers in the Jipijapa and Jama massifs, whereas on the Galera-Rioverde coastline they occur in the downstream reaches of rivers.

Outside the Coastal Cordillera, positive D_v anomalies are located on the Pedro Vicente Maldonado and Santo Domingo alluvial fans whereas D_h anomalies are located just above the

contact between alluvial fans and the eastern flank of the coastal cordillera in the northeastern prolongation of the Jama anomalies (Fig. 4.8).

4.4.2. Relative incision depths

Figure 4.9 illustrates the distribution of the relative-incision (I_r) values, i.e. the relative efficiency between incision and lateral ablation. The distribution of I_r values is controlled by the elevation. The positive anomalies are associated to the high areas of the Mache-Chindul Range, Jama and Jipijapa Massifs, while the negative anomalies are located along the coastal plain, in the Guayas river basin, Chone plain and San Lorenzo depression.

The positive values are larger in the North than in the South. The highest anomaly, which average is around 118 m (Fig. 4.9), is located in the Mache-Chindul mountain range. This high I_r value means that the incision amount in this area is 118 m deeper than in a normal valley from the calibration zone with equal width and carving in the same lithology. In the Jama massif, a NE-SW-elongated anomaly has an average I_r value of around 72 m. The Jipijapa massif shows an aligned anomaly with an average I_r value of around 50 m. Between Portoviejo and Pichincha there is an average value of around 45 m. The western side of the Western Cordillera and the Santo Domingo fan display also significant values. The negative values are an average of -50 m with maximum of around -200 m in the San Lorenzo depression and in the Guayas and Chone plains that coincides with D_v and D_h anomalies. The low I_r values reported for Manta and Santa Elena Peninsulas correspond to zones with low pluviometry (Fig. 4.2b) where the low depth of incision would be controlled by climate.

To sum up, the elevated areas are largely affected by vertical incision that generated deep valley, while low elevated areas are dominated by lateral ablation that formed wide valleys.

4.5. Interpretation

This study based on geomorphic parameters allows distinguishing domains with different geomorphic features indicating that the evolution of the Coastal Cordillera is not homogeneous. This segmentation (Fig. 4.10) is mainly N-S that allows remove a large impact of the climate of which gradient is E-W (Fig. 4.2b). One place that could be influenced by the climate is located just at North of the Gulf of Guayaquil where one block has limits close to the climatic gradient. The lithology partially influences the proposed segmentation. On one hand, a main change in lithology separates two blocs; on the other hand the same lithology is present into different blocks. It means that this is the lithological heterogeneity rather than the lithology itself that influences the erosion. Thus the climate and the lithology are not the dominant processes in the geomorphic evolution; the vertical displacement appears to be the main process.

4.5.1. Morphological segmentation of the Coastal Cordillera

Six new domains were defined inside the coastal cordillera based on the distribution of the river incision estimates, the horizontal and vertical disequilibrium of the longitudinal river

profiles and the bedrock lithology (Fig. 4.10). Figure 4.11 summarizes the characteristics of each domain.

Mache-Rioverde Domain. This domain is a NE-SW-trending mountain range (Fig. 4.10) characterized by the highest I_r anomaly with average incisions of about 118 m. This suggests an active uplift at relatively high rates. In coastal areas, considerable vertical deformation along the downstream reaches of the rivers is highlighted by the high D_h anomalies. This evidence further corroborates an active and recent uplift, which has previously been reported from analysis of the marine terraces (Pedoja et al. 2006a). Inland, the observed low D_v are indicative of concave profiles with an efficient incision propagation of the base-level changes. The homogeneous distribution of the I_r anomaly suggests that valleys maintain a roughly proportional shape. This feature reveals the lack of internal faulting and the homogeneous lithology, that is consistent with a dendritic drainage pattern (Fig. 4.2). In consequence, this landscape shows a rapid erosion response to accommodate the imposed uplift. Thus, we interpret the distribution of the incision anomalies of which highest values are located inside the center of the block, as an uniform updoming (Fig. 4.11). The rapid response time of the river incision to the changes in uplift for this block may be favored by the high rainfall rate conditions. No D_v and D_h anomalies were recorded in the Muisne area indicating that no deformation occurred in that place.

Jama Domain. This domain is a NE-SW-trending massif controlled by the movement of the Jama fault (Fig. 4.10), which juxtaposes Cretaceous basalts with Miocene pelitic sediments (Fig. 4.11). Medium-to-high D_v and D_h anomalies are widespread between Bahía de Caráquez and Chamanga just above the Miocene footwall block of the Jama fault. This anomaly distribution suggests that the local elevation of the river profiles has been recently modified along a fault zone, as is observed in the figure 4.12a. A vertical stack of knickpoints created as a consequence of the vertical movement of the fault is observed along this zone. The high 72-m-deep I_r average value suggests an active uplift, evidenced also by the presence of a deep valley cut into Cretaceous bedrock along the Jama River, formed by strong incision during vertical motions along the Jama fault. Thus, a fault-controlled tributary confluence is developed along the Jama River (Fig. 4.11). Furthermore, the asymmetric distribution of the incision anomalies with high values on the hanging wall block and low values southeastward (Fig. 4.9) suggests that the Jama fault controlled the local base-level changes. Their traces were propagated to the uppermost reaches of the Jama river, as is evidenced by the good fit between the river profile and the logarithmic curve upstream of the Jama fault (Fig. 4.12a). In addition, an isolated and elongated I_r anomaly is localized around Flavio Alfaro (Fig. 4.9) and is interpreted as a response to local tectonic control (Flavio Alfaro fault, Fig. 4.2a).

Manta Domain. This domain displays a dome-shaped morphology (Fig. 4.11) where small radial-pattern rivers flow over the western flank, whereas the ancient and longer inland-sourced rivers have been diverted. I_r values are negative (Fig. 4.9), except for a small positive anomaly located northward of the El Aromo - Montecristi fault (Fig. 4.2a), which suggests a local tectonic control. D_h anomalies ranging from medium to high values are located in downstream reaches of the westward-flowing consequent rivers. This suggests that vertical

changes in river profiles occurred along coastlines to accommodate active uplift, as described by Pedroja et al. (2006b). High D_v values along the middle reach of the westward-flowing river profiles denote convex profiles suggesting that the signal of base-level (sea) fall has not been propagated upstream. This is consistent with the lack of positive I_r values (Fig. 4.9). This local behavior could be controlled by the low rainfall rate that slow down the response of the incision to the imposed uplift. This may be enhanced because of the intrinsic geometric characteristics of the local drainage pattern. In a divergent radial river network, the area of the individual drainage basins diminishes drastically at the summit of the dome, thus reducing the catchment rainfall capacity. In addition, high D_h values are observed along the middle reaches of the two inland-sourced rivers that flow immediately east of the dome-shaped feature (Fig. 4.11). This locally intense deformation fits with the abrupt change in the direction of the course of these rivers and may be attributed to the rapid uplift of the Manta block.

Portoviejo-Pichincha Domain. This domain is a flat-topped mountain range (Fig. 4.11) slightly tilted to the west and composed of moderately subhorizontal sedimentary strata of Pliocene. Low D_h and D_v values indicate that the river profiles are close to a logarithmic shape; whereas the observed low positive I_r values show that incision is active. That suggests an active uplift at relative low rates. Furthermore, the uniform distribution of I_r anomaly around La Delicia suggests that the valleys maintain a regular geometric shape reflecting the lack of internal deformation within this block. This assumption is consistent with the well-developed dendritic drainage pattern flowing into a homogeneous lithology. Thus, this landscape shows a rapid response in time of the incision to accommodate a low relative uplift. In addition, an asymmetrical headstream retreat is evident in this block between eastward and westward flowing rivers. Larger catchment areas with dendritic drainages have been developed upon the slightly tilted western flank in relation to the smaller catchment areas of the steeper eastern flank dominated by subparallel drainage patterns. This suggests an active range-bounding front of a linear fault (Pichincha fault, Fig. 4.2a) along the eastern side of this block. Some seismic events were reported along this front zone (Bethoux et al. 2011). A local NNE-SSW-trending lineament located the south of La Delicia (Fig. 4.2a) corresponds with the drainage divide of some aligned headwaters belonging to rivers flowing into the Guayas river basin.

Jipijapa Domain. This block shows a particular morphology (Fig. 4.11) shaped by two NNE-SSW-trending parallel ranges separated by the Jipijapa fault (Figs. 4.2, 4.3). The western range constitutes the hanging wall block of the fault where Cretaceous basement is exposed. The eastern range is the footwall block of the fault. The morphologic expression of the eastern range constitutes the crest of a large gentle eastward-dipping monocline formed by Oligocene-to-Pliocene deformed strata. The rivers flowing on the steep west-dipping flank of this monocline show stream profiles with high D_v values revealing that the movement of the Jipijapa fault generated a change in the elevation along the river profile. The highest D_h anomalies coincide with the vertical stack of knickpoints (Fig. 4.12b). They occur where the antecedent stream crosses the fault trace, indicating that the tectonic activity modified the vertical elevation of the profiles of this area. This observation fits well with the earthquakes located along Jipijapa fault (Bethoux et al. 2011). In contrast, the rivers flowing along the

gentle east-dipping flank of the monocline have stream profiles with low D_v and D_h values suggesting small perturbations of elevations along the profile located on this flank. The presence of the scarcely distributed anomalies related to the significant I_r values (up to 50-m-deep) suggests an active uplift, especially in the south where coalesce the Jipijapa and Chongón-Colonche blocks.

Chongón-Colonche Domain. This domain is a NW-SE-trending segment at the southern end of the Coastal Cordillera (Fig. 4.10). The average elevation decreases progressively from NW (~800 m) to SE (~350 m) in the same way that the D_v values do (Fig. 4.8a). The knickpoints are confined close to the headwaters of the river profiles coinciding with the Cretaceous rocks (Fig. 4.11) exhumed along the Colonche fault (Fig. 2a). The lack of I_r anomalies in the southeasternmost part of the block suggests low uplift rates. The low rainfall conditions (Fig. 4.2b) may have contributed to reduce the incision propagation along this area. The low D_h values observed along downstream reaches of the river profiles (except for a small anomaly around Progreso indicative of local tectonic control) suggest a weak deformation along the coastline. This is consistent with the low uplift rates (~0.1 mm/yr) reported by Pedoja et al. (2006a) along the Santa Elena coast. Some significant I_r anomalies are localized at the intersection zone between the Jipijapa and Chongón-Colonche blocks and fit with the points having the highest elevation of the Coastal Cordillera. These incision values suggest an active uplift along this deflection zone where coalesce different trending tectonic structures. This observation is consistent with the rectangular drainage pattern developed in this area (Fig. 4.3).

4.5.2. Anomalies in alluvial fans

The Santo Domingo and Pedro Vicente Maldonado alluvial fans are the largest cone-shaped depositional landforms in the Western Cordillera of Ecuador (Fig. 4.3). Their great size (~80 km) suggests an important sedimentary flux delivered from sources located in highland areas. The ongoing rise of the Jama block confined the sediment supply between the range-front walls. Locally, alluvial sediments have aggraded upon the eastern flanks of the Coastal Cordillera, and became the drainage divide between the Guayas and Esmeraldas river basins. This aggradational stage has modified the local gradient of the rivers by non-tectonic rise of the streambeds, thus creating steeper reaches particularly around Maicito in the contact with the eastern flank of the Coastal Cordillera. This is consistent with the location of significant D_h anomalies in this area (Fig. 4.8b). The highest D_v anomalies observed near the alluvial fan indicate perturbations along river profiles (Fig. 8a), probably due to the high sedimentary supply. The I_r anomalies are located in the downfan area of the P.V. Maldonado alluvial fan (Fig. 4.3). These stream incisions appear to be symptomatic to active channel erosion in response to decreasing bedload (Schumm and Parker 1973; Schumm et al. 1987; Burbank and Anderson 2001), but not of the erosion response to uplift, because they only affect two local catchments. In addition, a transient fault-controlled aggradation may have induced by tectonic control along the northeasternmost extension of the Jama fault system in the tributary confluence point upstream of the of the Esmeraldas river.

4.5.3. Relative uplift rates

Although the absolute uplift rates could not be estimated in this work because of the method used, it is possible to estimate relative uplift rates between domains from relative incision results if some reference uplift rate could be estimated thanks to geological markers of which the age is known. The top of the Borbón formation shaped the summit of the Portoviejo-Pichincha domain. The Borbón formation was deposited in a very shallow marine setting (Benítez 1995) and provides a marker for the palaeoelevation. Deniaud (2000) proposes an age of around 1 Ma from a N22 foraminiferal stage for this top. Now, if the average summit elevation of this domain is around 482 m elevation, then an average uplift rate of 0.48 mm/yr may be inferred for the domain. This estimated uplift rate is close to the uplift rates proposed by Pedoja et al. (2006b) between 0.4 and 0.55 mm/yr for the adjacent Manta Peninsula area. Thus, although we cannot calculate the uplift rates for the other domains, we may assume that the rates for the other northern domains are relatively higher than this last one because of the high I_r values.

4.5.4. Geodynamic implications

The high values of the relative incision estimated for the northernmost domains of the Coastal Cordillera suggest that the tectonic setting controlling the evolution of the Ecuadorian margin may be different to that proposed by Pedoja et al. (2006a, b) who emphasizes the role of the subduction of the Carnegie Ridge in the relatively high uplift rates reported for the Manta Peninsula. The high values of the relative incision estimated for the northernmost domains, raises the question about the origin of the vertical long-term strain accumulation. This is in agreement with the hypothesis of an enhanced tectonic activity along the northern trench in front of the Mache-Rioverde domain, as suggested by the significant deformation observed along the downstream reaches of the river profiles at the Galera-Rioverde coastline. These northern domains coincide with the occurrence of the four most severe earthquakes ($7.7 < M_w < 8.8$) since 1906 along the rupture zone of the Ecuador-Colombia coastal margin (Kanamori and McNally 1982) (Fig. 4.1), whereas no great subduction earthquakes are reported along the southern segment of the Ecuadorian margin, that reveals a profound along-strike variations in the inter-plate coupling. Is there an association between interplate coupling variations and short- and long-term vertical motions of the overriding plate? We need to appraise the role of such segmentation in the long term structural evolution of the fore-arc but we believe that our observations are compatible with such correlation.

4.6. Conclusions

The genesis of the coastal relief located in convergent domains remains a debated topic, specially the coupling between subduction evolution and onshore topography evolution. We used quantitative methods to constrain the evolution of the Coastal Cordillera of Ecuador in relation with the subduction of the Carnegie Ridge. The aim was to determine how the uplift occurred along this Cordillera in relation to the morphological evolution. We used quantitative parameters as proxies of relative uplifting: the river profiles and the valley shape. Six domains were distinguished in Coastal Cordillera, each one being characterized by different lithologic, tectonic and climatic settings. The northern domains show strong disequilibrium along the river profiles and high values of relative incision that suggest recent

tectonic activity in this area. The finite uplift since Neogene appears to decrease northward, according to stratigraphic data: the Cretaceous basement is broadly exposed in the south. However this trend is inverted during the Quaternary. The recent active deformation is correlated to the highest uplift rates in the northern domain and the zone affected by the largest subduction earthquakes.

Acknowledgments

This study was funded by IRD, ANR (Andes du Nord Project) and received financial support from INSU grant "Reliefs". We thank L. Giambiagi, D. Bridgland and A. Pfiffner, for their critical and constructive reviews that greatly improved the manuscript.

4.7. Figure caption

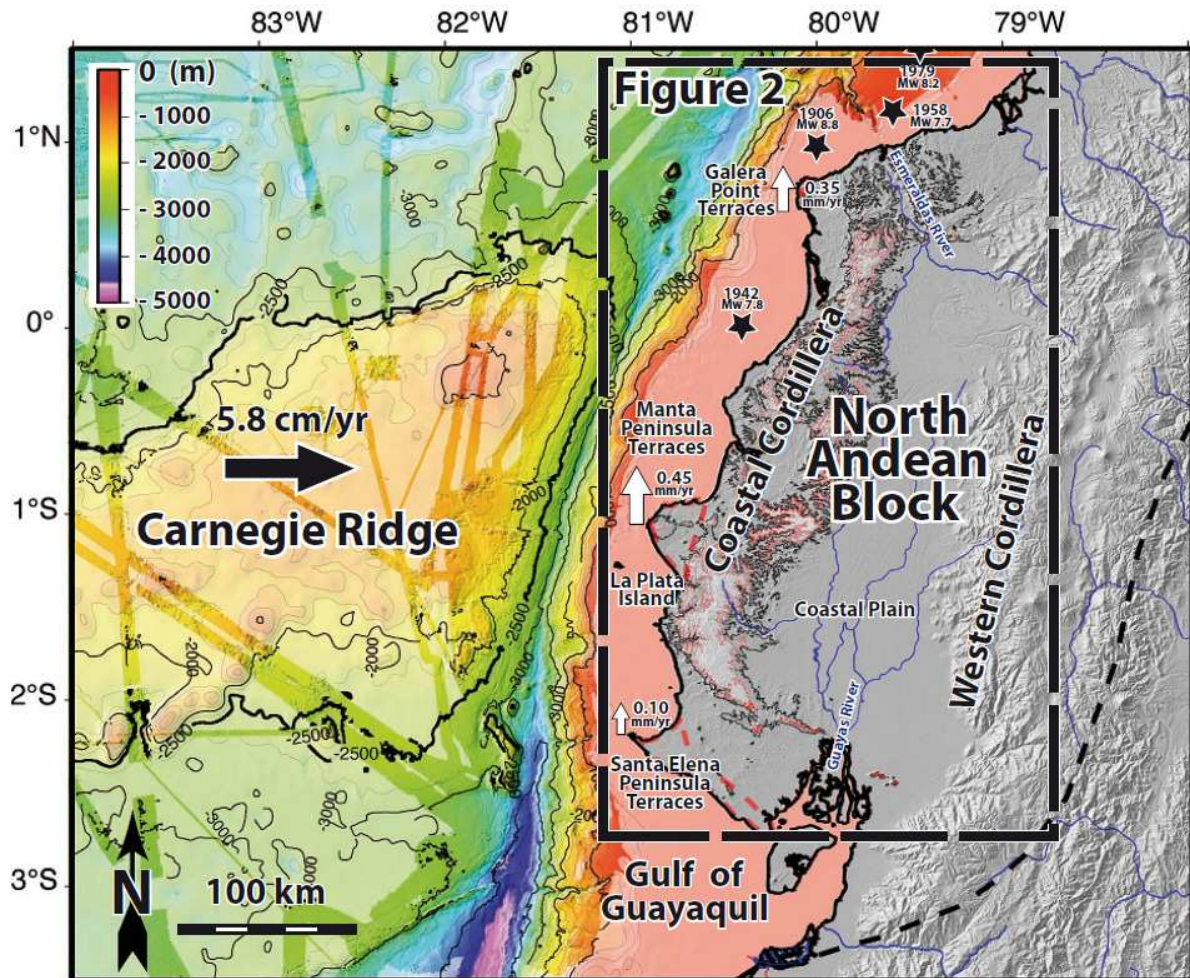


Figure 4.1. Topographic map of Ecuador margin collision area with the Carnegie ridge. Bathymetry comes from compilation by Michaud et al. (2006). Offshore the 2500 m isobath in black to displays the Carnegie Ridge. Inland the thin black line limits the 200 m elevation of high and the thin red line the 400 m elevation. Thick red dashed lines locate the marine terraces and associate uplift rates (white arrows) from Pedoja et al. (2006a). Epicenters (white stars), year and seismic magnitude (Mw) from Collot et al. (2004). The limits of the North-Andean Block (dashed line) are from Witt and Bourgois (2009). The black arrow for plate convergence rate refers to Nazca plate from Trenkamp et al. (2002).

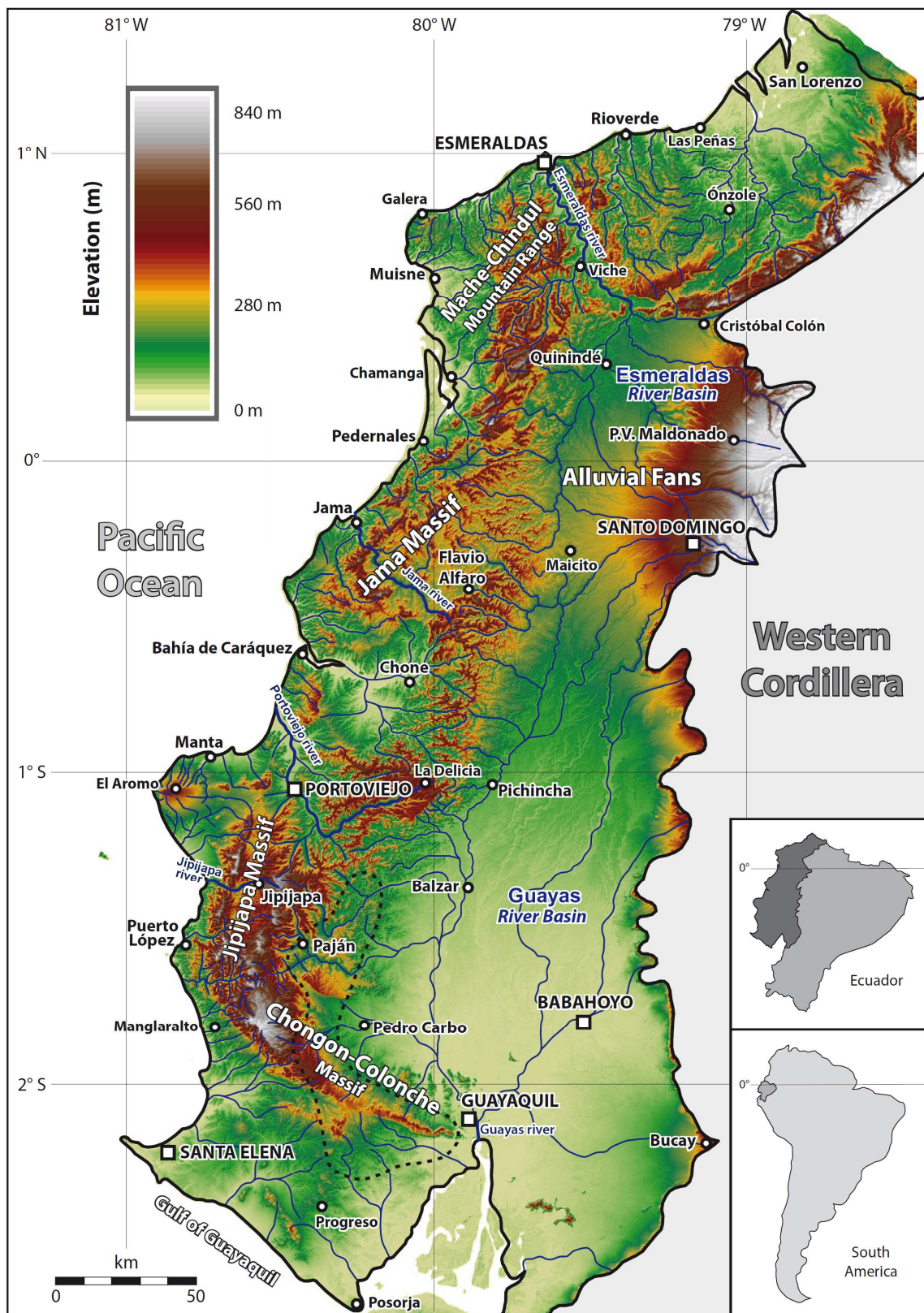


Figure 4.3. Relief map from DEM 30-m grid size illustrates morphologic and physiographic features. Huge alluvial fans of provenance from the Western Cordillera (Andes) are located between the Esmeraldas and Guayas river basins. In thick blue lines Esmeraldas, Jama, Jipijapa and Guayas rivers. Dotted line enclose approximate zone for lithology calibration in the relative incision method.

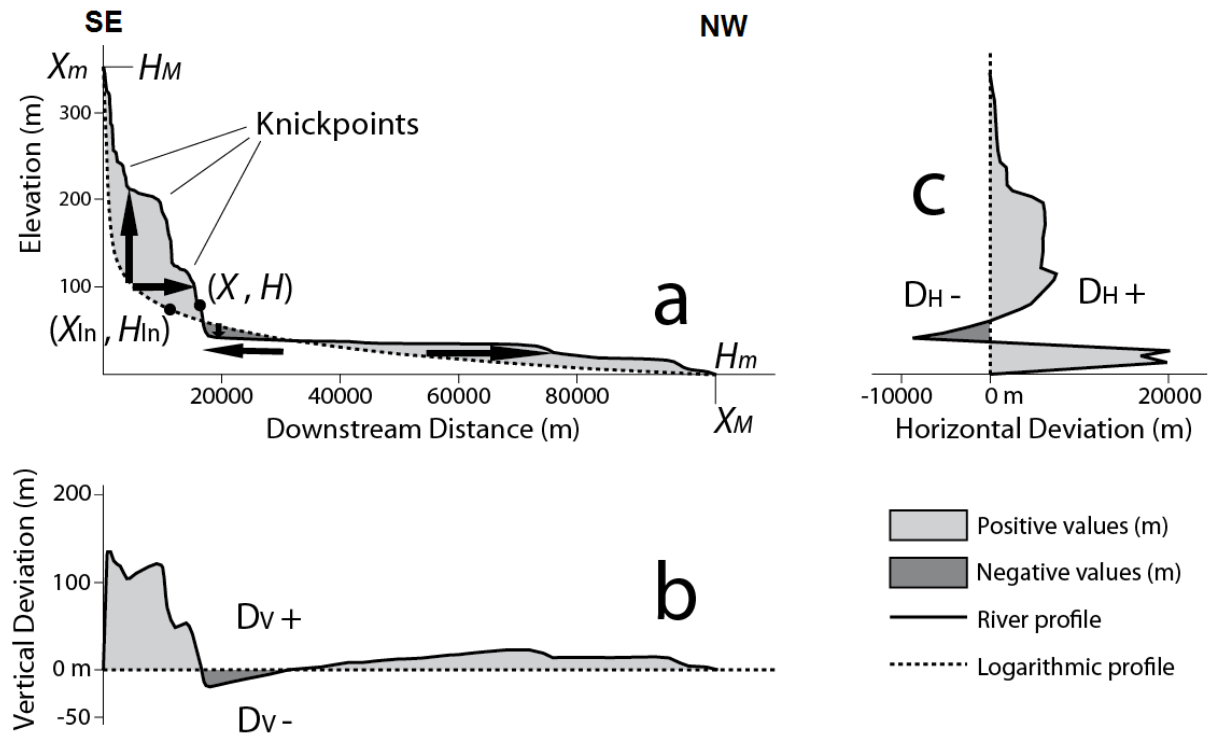


Figure 4.4. Extraction of anomalies along river profiles. Schemes showing how vertical and horizontal deviations of river profiles relative to a theoretical profile were estimated. (a) Longitudinal river profile corresponding to the example of the Portoviejo River (Fig. 3) and the associated logarithmic curve. Black arrows point out vertical and horizontal offsets. Some knickpoints are shown with thin lines for illustration purposes. (b) Vertical deviation values. Positive values indicate zones where the profile tends to be convex as the elevation increases. Negative values indicate zones where profile tends to be concave when the elevation decreases. (c) Horizontal deviation values. They highlight the downstream reaches with increased slopes. Note that the downstream horizontal deviation values may look insignificant in vertical direction.

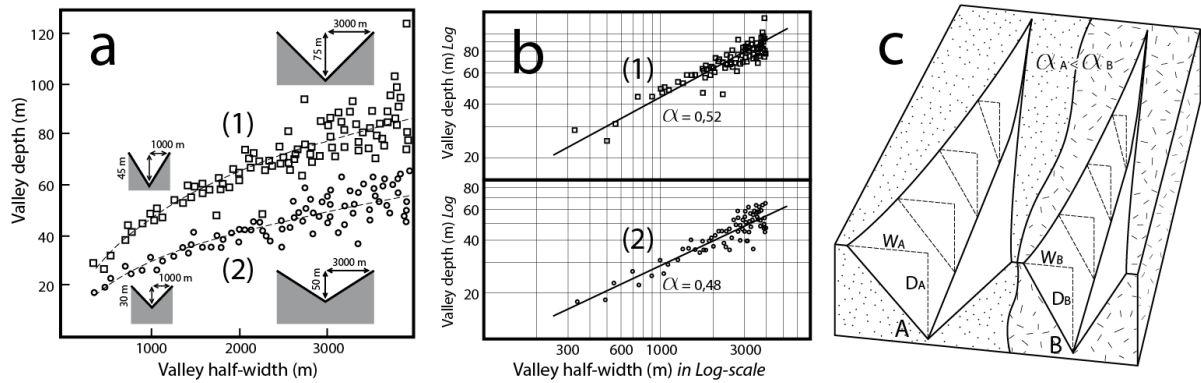


Figure 4.5. Relationships between the valley width and the valley depth. (a) Two subcatchments 1 and 2 show different valley depth for the same valley half-width. Open squares for subcatchment 1 and open circles for subcatchment 2. They show in each point the average of depth for each class of half-width (modified from Bonnet et al. 1998). (b) Relationship between valley depth and valley half-width plotted in logarithmic scale. The α value corresponds to the slope of the fitted line (see text for longer explanation). The more incised subcatchment has the higher α value. (c) 3D model illustrating an ideal geometry for two valleys with a constant α value and cutting into two different lithologies A and B. The small sketch illustrates the evolution of valley depth (D) and the valley half-width (W) in each valley. Note that for the same depth, the half-width of valley A is longer than B, thus the more resistant lithology (B) has a higher α value than lithology (A).

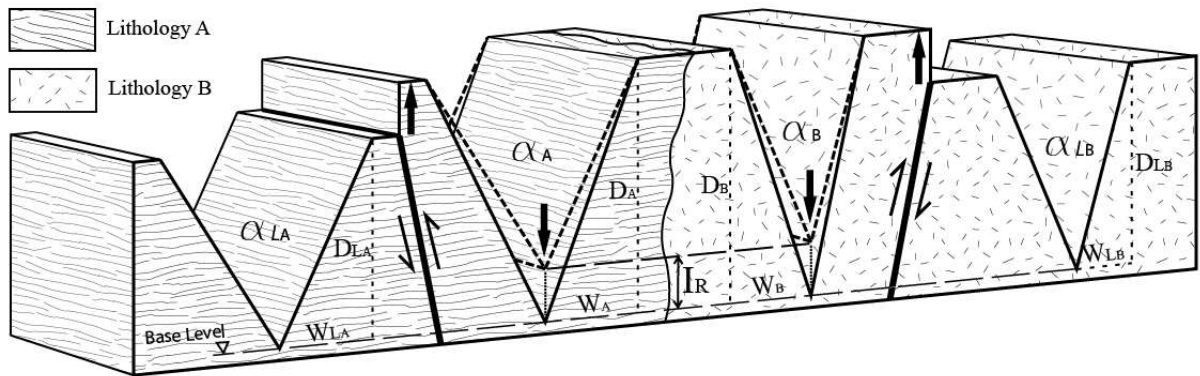


Figure 4.6. 3D diagram illustrating how lithology and uplift may change the ratio between valley depth (D) and half-width of the valley (W). The lithology B is assumed more resistant to erosion than lithology A. In a first stage, the four valleys have the same depth and half-width (dashed lines). In a second stage, inner valleys experience an equal uplift controlled by faults. To estimate α value (eq. 6) we used the geometry of the outer valleys as reference. Hence, the α_L value for the soft lithology B is relatively higher than for the lithology A.

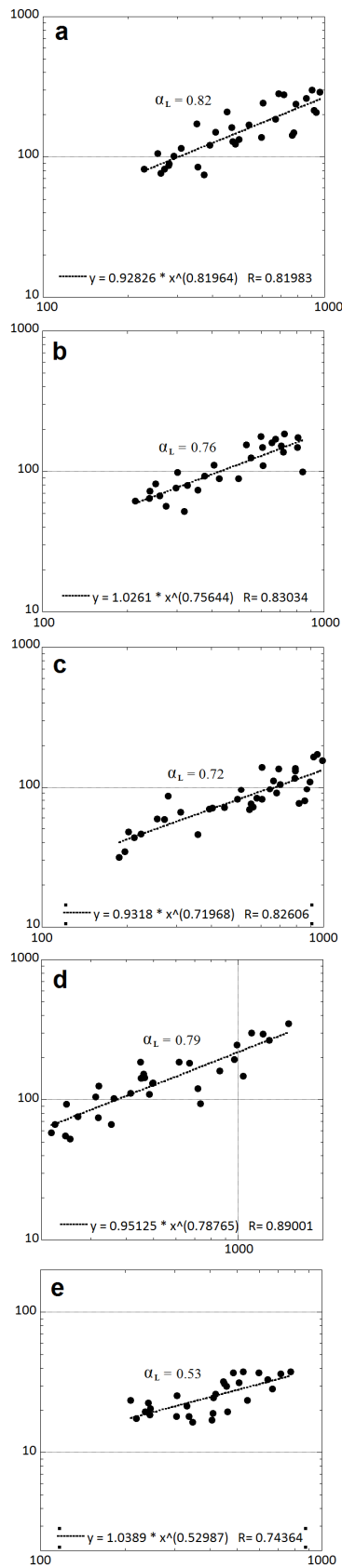


Figure 4.7. Values de α_L estimated for the five lithologic groups. The diagrams are plotted in logarithmic scale. In the horizontal and vertical axis are represented the half-width (W) and the depth (D), respectively. (a) Cretaceous group. (b) Eocene-Oligocene group. (c) Miocene group. (d) Pliocene group. (e) Quaternary group.

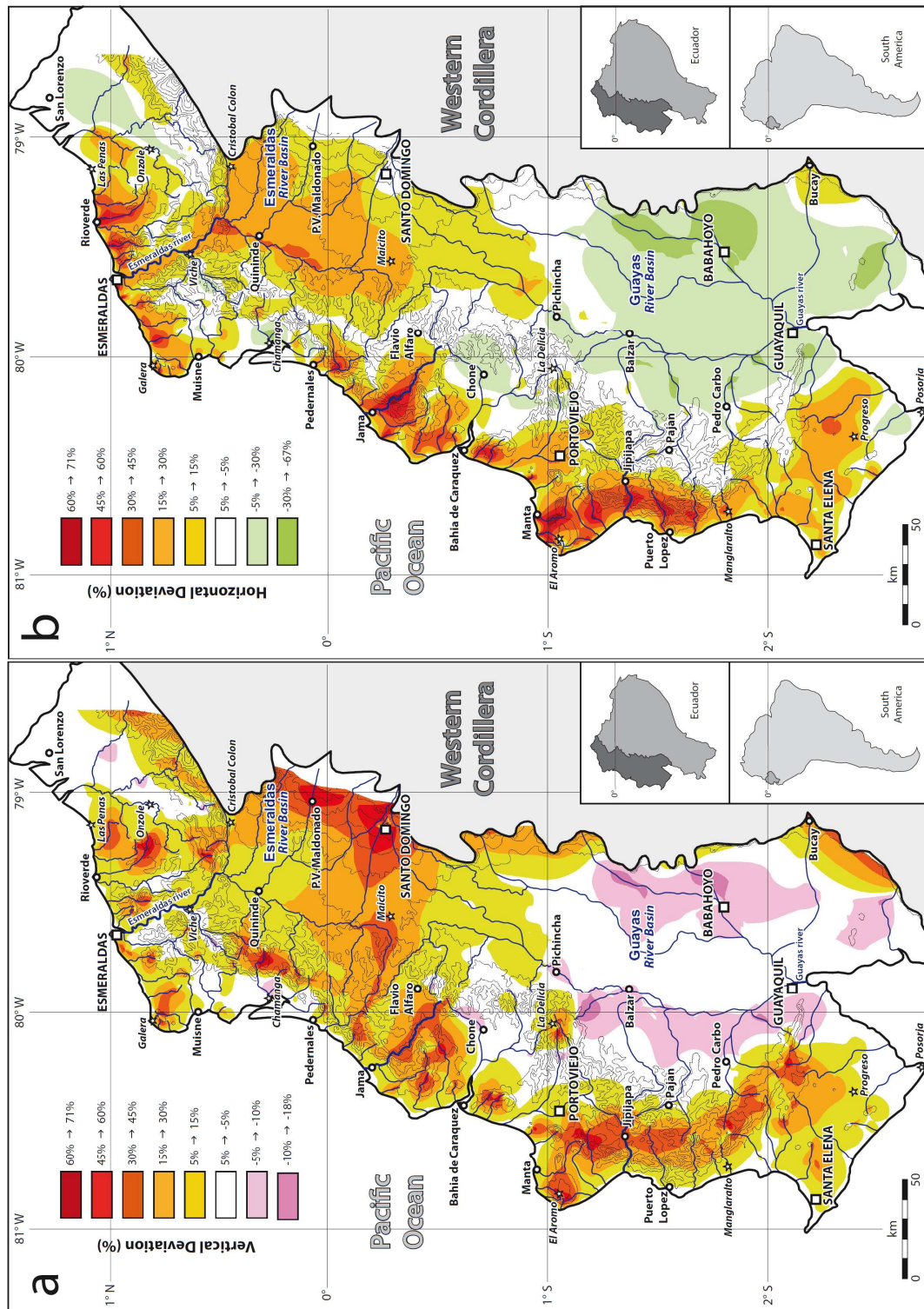


Figure 4.8. Vertical (a) and horizontal (b) deviation maps. They show the offsets the river profile from semi-log curve. 109 river profiles were analyzed in blue line. Percentage values were obtained from D_v/HM and D_h/XM to the elevation and the downstream distance respectively (D_v and D_h = vertical and horizontal deviations in each point, HM and XM maximum elevation and downstream distance of the profile). (a) In the vertical deviation the positive values has been classified into three categories: Low = 15% to 30%; Medium = 30% to 45% and High > 45%. The negative values have been classified into two groups: Low = -5% to -30%; and High < -30%. (b) In the horizontal deviation the positive values has been classified similar to those ones of the vertical deviation. The negative values have been classified into two groups: Low = -5% to -10% and High < -10%.

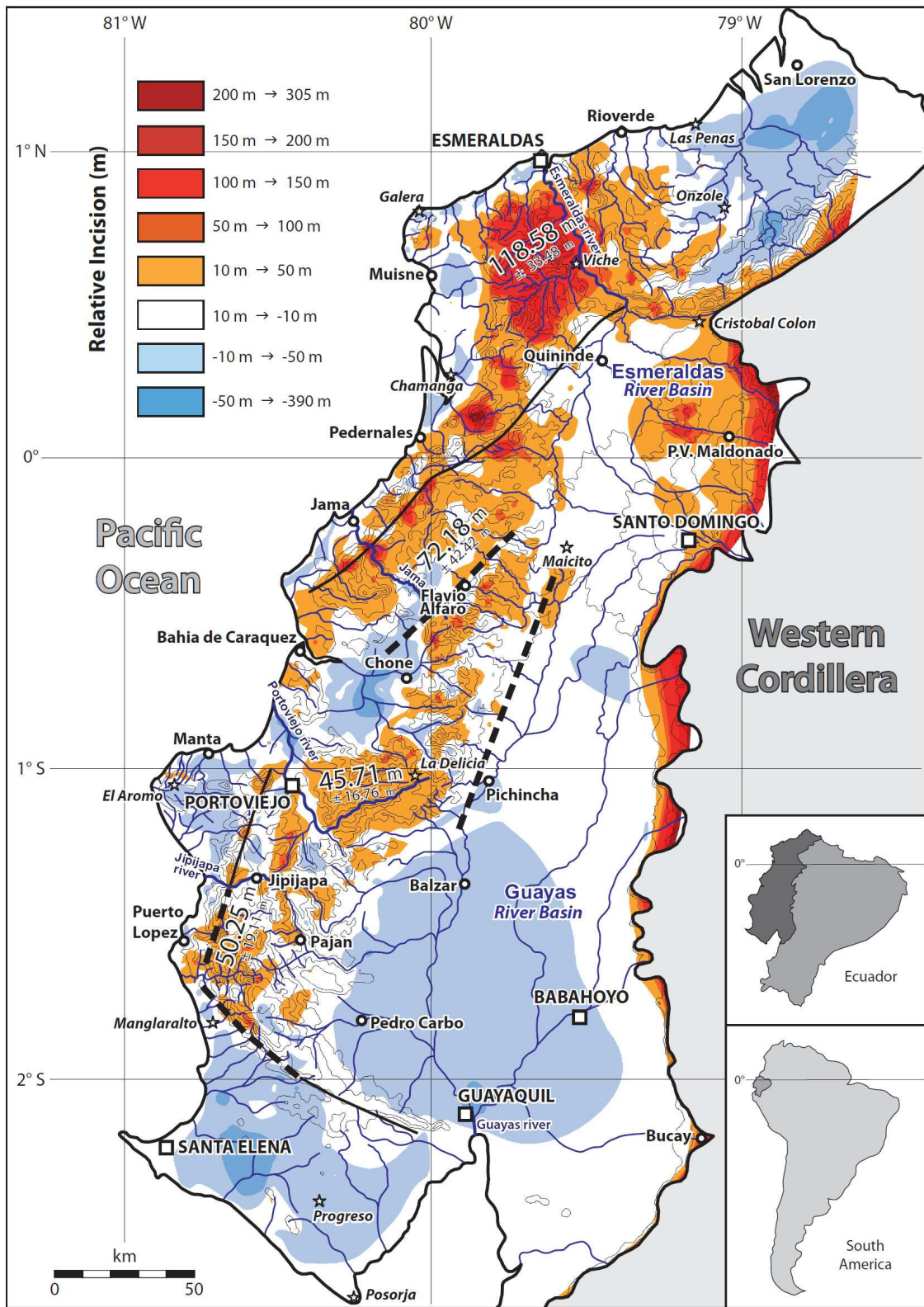


Figure 4.9. Relative incision map show interpolated results of Ir value estimated for each of ~2400 measurement sites along coastal cordillera. Ir values are given in meters. The positive values have been classified into three categories: Low = 10 m to 50 m; Medium = 50 m to 100 m and High > 100 m. The negative values have been classified into two groups: Low = -10 m to -50 m High < -100 m.

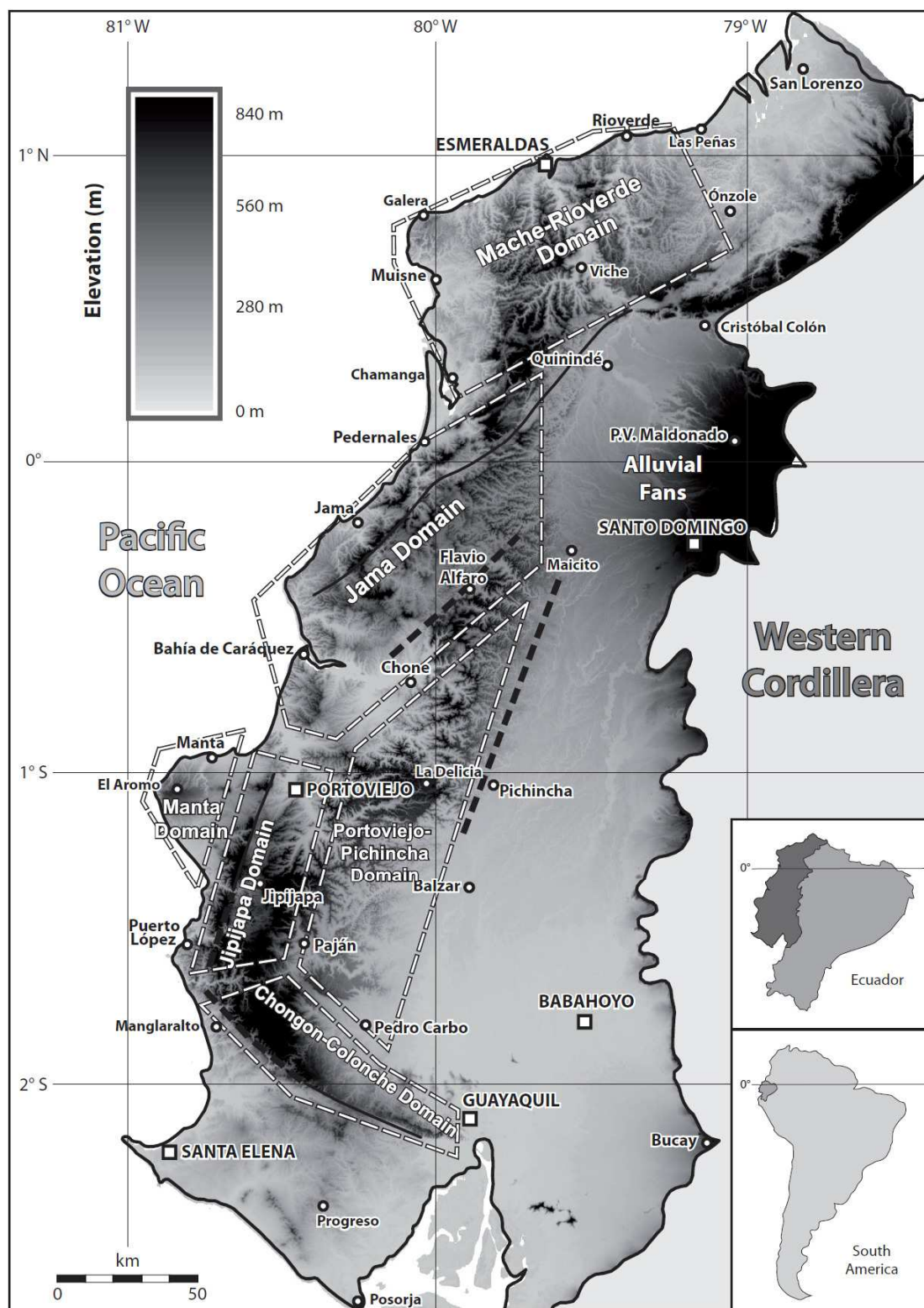


Figure 4.10. The Coastal Cordillera is segmented into six domains. Dashed white lines represent the boundary for blocks. Topographic background is issued from DEM 30-m grid size. Inserts at lower right locate Ecuador and the study area.

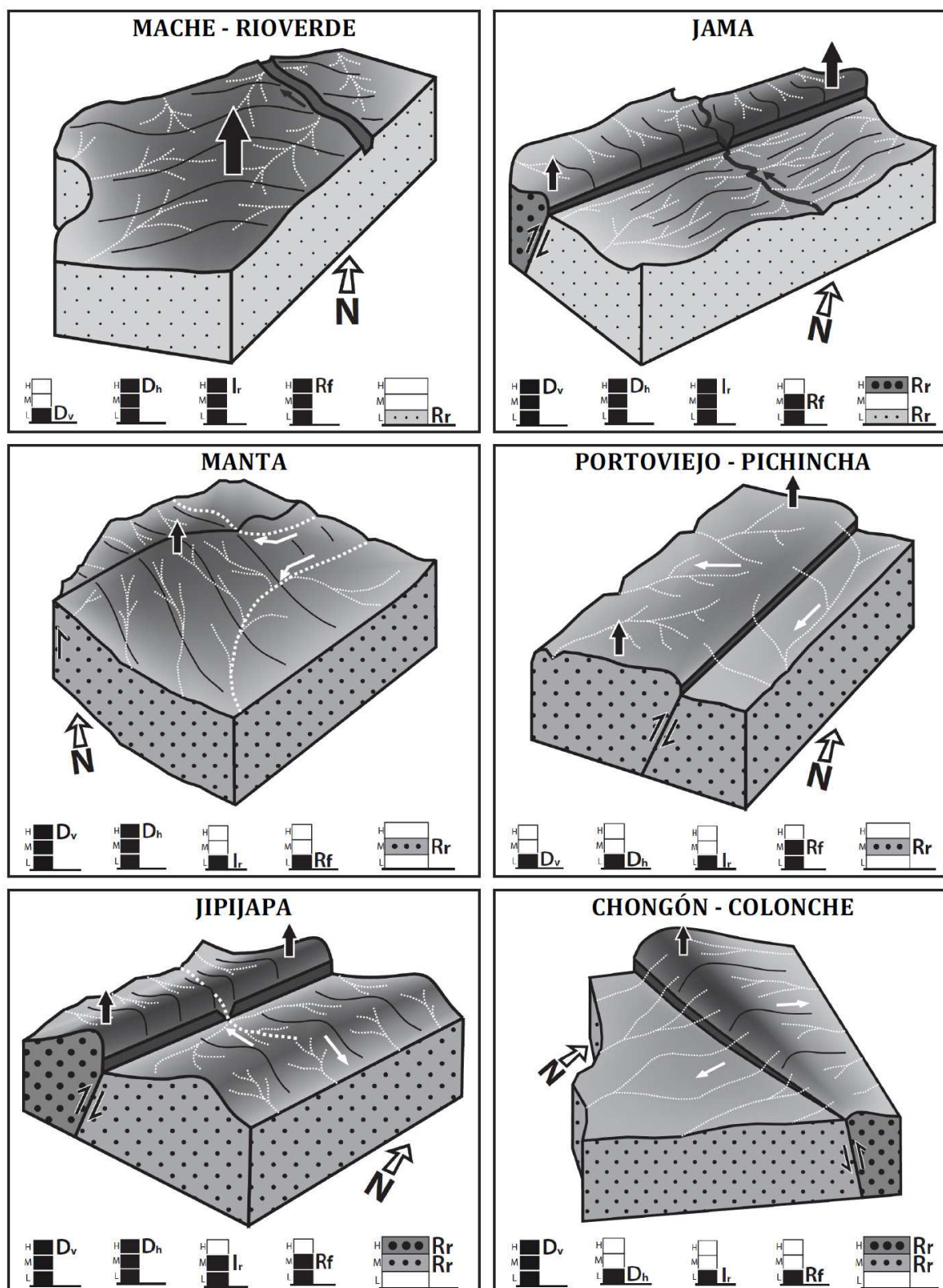


Figure 4.11. Summary of geomorphic characteristics of the six domains and evolution deduced from these characteristics. Blocks organized from north to south. Dv and Dh = vertical and horizontal deviations, Ir = relative incision, Rf = rainfall and Rr = rock resistance. The bars below the blocks indicate a subjective classification into Low = L, Medium = M and High = H of the Dv, Dh and Ir anomaly values, rainfall data and the relative rock resistance. The white lines represent the drainage pattern and the black arrows the uplifted block. See Fig. 10 for localization of the six domains.

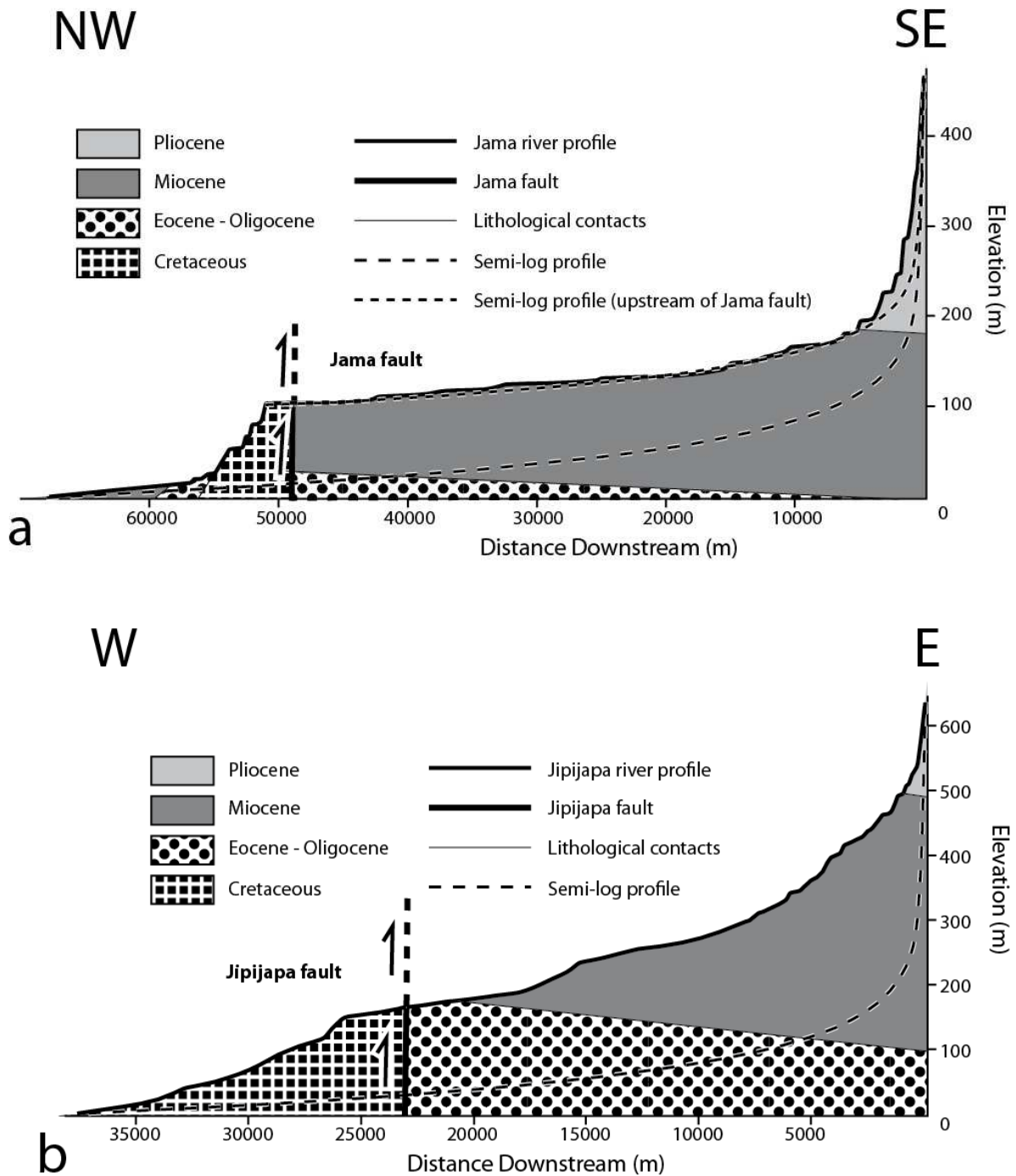


Fig. 4.12. Simplified cross sections illustrating the lithologic and tectonic context along the stream profiles of the Jama and Jipijapa rivers. (a) The Jama river profile shows a set of knickpoints in downstream direction of the Jama fault (~100 m in vertical direction) just above the outcrop of the Cretaceous rocks. At this level a great deviation from the logarithmic curve is associated the Jama fault. Note the good fit between the logarithmic curve and the river profile in the upstream direction of the Jama fault. Vertical exaggeration of 60. (b) The Jipijapa River profile shows a similar lithologic and tectonic setting as the Jama River. A zone with many knickpoints is exhibited along downstream of the Jipijapa fault trace (~150 m in vertical direction) throughout the hanging wall block, where the Cretaceous rocks are exhumed. Vertical exaggeration of 25.

CHAPITRE 5

ÉVIDENCE DE NÉOTECTONIQUE LE LONG DU RIO JAMA A PARTIR DE L'ANALYSE DES TERRASSES ALLUVIALES DANS LA PARTIE CENTRAL DE LA CORDILLÈRE CÔTIÈRE

ÉVIDENCE DE DÉFORMATION NÉOTECTONIQUE LE LONG DU RIO JAMA À PARTIR DE L'ANALYSE DES TERRASSES ALLUVIALES.

La présentation de ce chapitre est faite sous forme d'un article rédigé en anglais

Ce chapitre est consacré à l'analyse des terrasses alluviales le long du Rio Jama. L'objectif de ce chapitre est d'analyser la déformation des terrasses alluviales à partir de la mesure sur le terrain du profil longitudinal du rio actuel et des terrasses alluviales. L'objectif étant de mettre en évidence la déformation le long du profil des terrasses; l'utilisation des datations réalisées par les archéologues dans les terrasses nous permettant de quantifier la déformation.

Le rio Jama a un cours de 100 km de long suivant une direction générale NO, c'est-à-dire perpendiculaire aux structures de la cordillère côtière. Ce rio recoupe une série de failles qui contrôlent des compartiments de lithologies différentes. Ce chapitre est consacré à l'analyse de la déformation le long du rio Jama à l'aide des terrasses alluviales afin de contraindre l'activité de ces failles. Il s'agit d'une des zone-clés pour mieux comprendre les processus de surrection de la Cordillère Côtière.

Le cours du rio comporte deux domaines principaux séparés par un dénivelé de 90 m environ qui marque l'exhumation des roches crétacées de la formation Pinon : une basse vallée entre 0 et 50 m d'altitude et une haute vallée entre 100 et 500 m d'altitude. Dans la basse vallée, le cours du rio traverse deux failles: la faille de Salima et la faille de Huele. La faille de Salima contrôle le cours de tributaires du rio Jama. Dans la haute vallée, deux failles recoupent le cours du rio Jama : la faille de Jama et la faille de San Isidro. La faille de Jama limite au Nord-Ouest la haute vallée. La faille de Huele limite à l'Est la basse vallée. Ces failles ont été reconnues lors de la réalisation de la carte géologique (voir chapitre 2).

Les terrasses alluviales ont été cartographiées à partir de reconnaissances sur le terrain et de photographies aériennes (sur 11 km de long dans la basse vallée et sur 19 km de long dans la haute vallée). Dans la basse vallée, nous avons cartographié trois terrasses. La terrasse T1 est la plus développée et occupe plus de 85 % de la superficie de la basse vallée alors que les terrasses T2 et T3 sont confinées sur l'amont de la basse vallée et plus particulièrement entre les deux failles de Salima et Huele. Dans la haute vallée, nous avons cartographié deux terrasses, une terrasse T'1 qui s'étend en continue le long du rio et une terrasse T'2 discontinue présente à l'intérieur du chenal actuel, dont la limite ouest est directement contrôlée par la faille de Jama.

Nous avons mesuré à la fois l'altitude actuelle du rio et la surface des terrasses à l'aide d'un GPS différentiel. La base a été installée dans la ville de Jama; le récepteur GPS mobile nous a permis de mesurer l'altitude du cours du rio et la surface des terrasses dans un même secteur avec une précision verticale de 20 cm. 54 points ont ainsi été mesurés dans le rio et sur les terrasses ce qui nous a permis d'établir le profil du rio et le profil des terrasses avec

environ un point tous les kilomètres. 15 points de mesures (rio et terrasses) ont été réalisés entre les points GPS avec un distance-mètre laser.

Dans la basse vallée, la différence de hauteur entre le profil du rio et le profil de la terrasse T1 est de 8 m, 6.5 m pour la terrasse T2 et 4.5 m pour la T3. Au passage de la faille de Salima on observe une différence d'altitude de 5 m sur la terrasse T1 et de 0.5 m environ sur les terrasses T2 et T3. Dans la haute vallée, la hauteur par rapport au rio de la terrasse T1 est de 10 m et de la terrasse T2 est de 5 m. On observe un offset le long du profil de la terrasse T1 au passage de la faille de San Isidro. Ces offsets à l'aplomb des failles révèlent une activité tectonique récente. C'est la première fois qu'il est mis en évidence une activité néotectonique dans ce secteur.

L'estimation de l'âge des terrasses alluviales le long du rio Jama est nécessaire pour nous permettre de quantifier les vitesses de déplacement et l'âge de cette déformation. Pour quantifier la déformation nous avons pris en compte des datations qui existent dans la littérature en particulier celles qui ont été réalisées par les archéologues. En effet, la vallée de Jama étant bien connue pour avoir été le lieu d'une intense occupation humaine (civilisation Coaque). Pour la terrasse T1 de la basse vallée, les datations font de 300 à 1100 ans pour des niveaux situés entre 15 cm et 120 cm de la surface. Deux niveaux de tephra volcanique (5 à 15 cm d'épaisseur) situés respectivement à 1.3 m et à 3.3 m de la surface ont été datés par tephrochronologie à 1500-1700 ans et 2360-2540 ans environs. La terrasse T1 de la haute vallée comprend 5 niveaux de paleosol et trois niveaux de tephra intercalés. L'âge du niveau de tephra le plus bas est estimé à 3560-3630 ans. Une datation C14 réalisé dans ce travail donne un âge de 4500 ans.

Ces âges nous ont permis de quantifier la déformation. Dans la basse vallée en tenant compte d'une part de l'âge de l'abandon de la terrasse T1 et en considérant la différence de la valeur d'incision avec la terrasse T2, nous obtenons un taux de soulèvement pour la basse vallée de 0.95 mm/an à 1.20 mm/an.

Nous proposons enfin un modèle de fonctionnement pour la faille de Jama. L'activité de la faille, en créant du relief, contrôle à la fois le profil de la rivière et les zones d'accumulation où vont se former les terrasses alluviales. Le retour au profil d'équilibre du rio se traduit par l'incision des terrasses précédemment formées.

Evidence of the Quaternary Activity along the Jama Fault System (Ecuador) from Fill-Terrace and Long River Profile studies

P. Reyes ^{a,b,c}, F. Michaud ^{a,b,d*}, O. Dauteuil ^e

^a Escuela Politécnica Nacional, Departamento de Geología, Andalucía n/s, C.P 17-01-2755, Quito, Ecuador.

^b Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Whymper 442 and Coruña, Quito, Ecuador.

^c Université de Nice - Sophia Antipolis, UMR Géoazur, Observatoire de la Côte d'Azur, BP 48, 06235 Villefranche sur Mer, France.

^d Université Pierre et Marie Curie (UPMC, Géoazur), BP48, 06235, Villefranche sur Mer, France.

^e UMR-CNRS 6118 Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, UEB, 35042 Rennes Cedex, France.

Abstract

We studied the alluvial terraces along the Jama River (Ecuador) to characterize the neotectonic deformation of the coastal cordillera of Ecuador. Geological fieldwork allows us to identify four NW trending strike-slip faults along the Jama River. We realized the mapping of the alluvial terraces and measurement of the elevation of both stream bed and upper surface terrace by means of differential GPS, supplemented by tape measures. Dating of the alluvial terraces has been taken from previous extensively archaeological study carried inside fluvial terraces. Two different levels of alluvial terraces separated by Jama massif have been formed as a consequence of activity of the faults. Lowland terrace has direct connection with current sea base level while highland terrace depends on another base level controlled by Jama fault. Where cross the faults the profile of the main terrace is often locally upwarped and deformed. This suggests that the last activity has taken place during quaternary times. Estimation of terrace uplift suggests and overall uplift rate of 0.95 - 1.2 mm/yr for the study area.

Keywords: Fill Terrace, River Profile, Knickpoint, Fault, Ecuador.

5.1. Introduction

In the Holocene times, the terrace analysis offers a powerful tool to constrain the bedrock uplift and the neotectonic activity (Ouchi, 1985; Merritts et al., 1994; Wegmann and Pazzaglia, 2002; Pazzaglia et al., 1998). Fluvial terraces preserve the history of the spatial and temporal changes in the incision of a fluvial system (Pazzaglia et al., 1998). The alluvial fill records the simultaneous interactions and feedbacks between tectonic and climatic controls (Pazzaglia et al., 1998). Along the Coastal cordillera of Ecuador, uplifted marine terraces (Pedoja et al., 2006a, b) and the seismicity along inland major faults (Bethoux et al., 2011) suggest a recent tectonic influence along the incised fluvial terraces. Nevertheless no studies have been conducted on alluvial terraces to highlight a neotectonic activity in the Coastal cordillera of Ecuador. Meanwhile along the Coastal cordillera the fill-terraces are typical aggradational landforms along the rivers flowing into the Pacific Ocean. They remain herein as well-preserved flights that have been downcut during Holocene. In this work, we have mapped and gauged the profile of the streambed and fill-terraces along the Jama River that is perpendicular to the Jama fault system. The terraces of the Jama River have been previously studied by archaeologist because of prehistoric occupation. The existence of volcanic ash horizons and some coal levels has provided valuable elements for dating the cultural settlements (Zeidler and Pearsall, 1994). Using these data, we attempt to evidence neotectonic activity along the Jama fault system and estimate uplift rates, fault movements and fill-terrace history.

5.2. Regional background

5.2.1. Geodynamic context

The oblique convergence between the Nazca and South American plates (Lonsdale, 1978; Pennington, 1981) at a rate of about 5.8 cm/yr (Trenkamp et al., 2002) has resulted in a horizontal E-W-shortening (White et al., 2003; Trenkamp et al., 2002) and in a thickening of the continental plate. Most of this thickening is accommodated into the NNE-SSW-trending elongated Northern Andes and Coastal cordilleras. The Coastal Cordillera is a 400-km-long and 75-km-wide, mountain range located westward of the Western Cordillera of the Northern Andes (Ecuador) (Fig. 5.1), the average elevation of which is about of 500 m. The central domain of the Coastal Cordillera is represented by the NE-SW-trending Jama massif (Fig. 5.2a), which is crossed by the NW-flowing Jama River. This domain is located immediately in the North of the Manta Peninsula. The presence of marine terraces along the Manta Peninsula area (Fig. 5.1) attests an active uplift of the Ecuadorian coastal margin (0,3 to 0,55 mm/yr) since 700 ka at least (Pedoja et al., 2006a). This significant uplift is thought to be controlled by the collision of the Carnegie Ridge against the Ecuador margin (Pedoja et al., 2006a).

5.2.2. Geological framework

The basement of the Coastal Cordillera is composed by Cretaceous mafic rocks buried by Paleogene to Pliocene sedimentary Formations (Benítez, 1995). The core domain of the

Jama massif is composed of the Upper Cretaceous igneous rocks (Fig. 5.2b) of plateau-basalt affinities (Piñón Formation, Reynaud et al., 1999; Luzieux et al., 2006), overlain in places by mafic-derived volcano-sedimentary rocks (Cayo and Calentura Formations, Baldock, 1982; Van Melle et al., 2008). Along the northwestern side of the Jama massif, a major unconformity separates the Cretaceous basement from Oligocene and Mio-Pliocene marine sediments. The Oligocene rocks comprise white siliceous pelitic sediments of the Punta Blanca Formation (Bristow and Hoffstetter, 1977). The Upper Miocene-to-Pliocene rocks are formed by medium-to-coarse-grained siltstones intercalated with fine-grained thin-bedded tuffaceous sandstones of the Ónzole Formation (Aalto and Miller, 1999), covered by a thick coarse-to-medium grain clastic sequence of the Jama Formation (Cantalamesa et al., 2005). The southeastern side of the Jama massif is abruptly limited by NE-trending Jama fault (CODIGEM, BGS, 2003), which juxtaposes Cretaceous mafic rocks against early-to-medium Miocene rocks constituted by fine-grain massive pelitic sediments (Dos Bocas Formation: Stainforth, 1948; Candfield, 1966) overlain by medium-grain turbiditic sediments (Angostura Formation, Cantalamesa et al., 2007). The Onzole and the Borbon formation (Evans and Withakker, 1982) are the bedrock of the watersheds of the Jama river basin. The sediments of the Borbon Formation in this area are stratigraphically correlated to the Jama Formation. The NE-SW-trending Jama fault bounds the eastern flank of the massif. This fault is assumed to be a major right strike-slip fault system (Reyes and Michaud, 2012), which may be extended even offshore (Collot et al., 2004). No previous specific studies related to seismicity or neotectonic activity during the Quaternary exist along this fault, although it was illustrated in the map of Quaternary Faults and Folds of Ecuador (USGS, 2003).

5.2.3. Physiographic context

The Jama river basin is a 50-km-long, 20-km-wide broad hydrographic basin (Zeidler and Pearsall, 1994) that drains about 1375 km² from the central domain of the Coastal cordillera. The Jama river is an antecedent stream that crosses the basement of the Jama massif and flows in northwestern direction (Fig. 5.2a). The river basin elevation ranges from 0 m at the mouth to about of 500 m at the drainage divide. The climate of this area varies from the south with tropical megathermal, dry to the north with tropical megathermal semi-humid (Pourrut, 1995). The rainfall distribution increases rapidly from southwest (~500 mm) to northeast (~2000 mm) where plenty of moisture is mostly concentrated (Pourrut, 1995). The annual mean temperature varies from 12° to 24°C (Pourrut, 1995).

5.3. Fluvial Terraces

Fluvial terraces are former surfaces constructed during periods of active degradation or aggradation of an ancient river floor (Merritts et al., 1994) that represent the geomorphic and sedimentologic expression of the adjustments occurred along a fluvial system (Schumm et al., 1987; Wegmann and Pazzaglia, 2002). Rivers degrade their beds when the stream power has exceeded a critical threshold condition by steepening of gradients, increase of discharge and decrease of load and/or caliber of sediments (Burbank and Anderson, 2001; Bull, 2007). The degradational floor surfaces created beneath the active channels as a consequence of lateral erosion can become abandoned as a renewed downcutting period along

the river channel take place. They result in strath terraces when the river carved into a bedrock floor surface or in fill-cut terraces when the river carved into a pre-existent alluvial floor surface (Bull, 1990; Burbank and Anderson, 2001; Harden, 2004). These terraces record previous positions of an actively incising river (Burbank and Anderson, 2001) and may be considered as tectonic terraces (Bull, 1990). Rivers aggrade by vertical accretion of alluvial material when their transport capacity decrease (Bull, 1991). Massive alluvial deposits represent conditions of abundant sediment supplied to the rivers during periods dominated by favorable climatic influences (Bull, 1991; Harden, 2004). If a subsequent incision takes place into alluvium, this results in the formation of aggradational or fill terraces (Merritts et al., 1994). Some fill terraces can be developed as a complex-response system after an important tectonically induced downcutting event in response to a base-level fall (Bull, 1990). Experimental flume studies suggest that after any relative base-level fall, channel incision is propagated upstream and terraces are developed. Immediately, when incision is transmitted to tributaries, sediment supply is temporally increased and the main channel become simultaneously widened by lateral erosion and filled again with additional alluvial sediments, but when drainage system achieves stability, renewed upstream incision forms a low alluvial terrace (Schumm and Parker, 1973; Lewis, 1944; Schumm et al., 2000). In case of the Jama river basin, the main river valley feature is the existence of fill terraces formed as a consequence of aggradation by vertical stacking of alluvial sediment.

5.4. Methods

We have mapped the fluvial terraces, faults and the bedrock exposed into adjacent hillslopes at a 1:50000 scale specifically along lowland (~11-km-long) and highland (~19-km-long) valleys of the Jama river basin. The mapping was carried out with fieldwork and with the help of the aerial photographs at a 1:60000 scale. For an accurate building of the stream and terrace profiles, we measured the elevation of both the streambed and the terrace flight by means of a differential GPS method (Topcon Positioning System GB-1000) with incertitude of about ± 0.25 m in vertical direction. The base GPS reference station was fixed within Jama town at about 4 km upstream from the mouth of the Jama river. The mobile GPS receiver was carried along the Jama river course to make the accurate mapping of the streambed and terrace elevations with an interval of length of approximately ~1 km between two adjacent points along both lowland and highland valleys. The post-processing of data was done with the Trimble Geomatics Office software. Several additional points of the terrace elevation were measured using a laser EDM to increase the data density (Fig. 5.3) and thus improve the resolution of the terrace profiles, especially around areas where the access to some river reaches was difficult. To extract the entire stream profile especially along the no-terraced reaches located along the headstream areas, we used DEM 30-m grid size previously obtained by digitalizing of the contour lines of the topographic maps of Ecuador (<http://www.rsgis.ait.ac.th/~souris/ecuador.htm>; Marc Souris, IRD) and SRMT 90-m grid size for local corrections.

All these GPS and laser EDM measures will allow constructing the profile elevation with respect to the actual sea level of the streambed and also the tread of the alluvial terraces

in both the lower and the higher sections of the Jama river valley (Fig. 5.4). The confrontation of the river and the terrace profiles with the lithology and the geologic structure will allow to constraint the Quaternary evolution recorded along the Jama river.

The ages for the fill terraces were taken from the results of an extensively archaeological study carried out inside the fluvial terraces along the lowland and highland valleys of the Jama river by Zeidler and Pearsall (1994). These authors attempted to reconstruct the prehistoric human biogeography in the Coastal region of Ecuador. They obtained ^{14}C ages using radiocarbon dating methods on samples containing organic material, which has been preserved into the terrace alluvium, especially detrital charcoal and wood. Some ages have been estimated for the volcanic tephra levels intercalated in the alluvial sequence by comparing with the late Quaternary volcanic eruptions occurred along de Northern Andes (Isaacson, 1994; Zeidler, 1994b). These layers constitute important horizon markers within the fill terraces. The ages reported by these authors have been obtained independently for the lower and the higher reaches of the Jama river valley. In each domain of the valley, we confront the age data with the stratigraphy of the alluvial terraces using as reference the tephra layers, the soil horizon and the lithologic composition.

5.5. Results

5.5.1. The morphological characteristics and the structural context of the Jama valley

The valley of the Jama river crosses the central area of the Jama massif (Fig. 5.2a). This range has an elongated shape dominated by a dendritic valley network that locally becomes rectangular pattern in the neighboring of the Jama fault (Fig. 5.3b). This morphological feature has a local elevation that exceeds 600 m and corresponds with the hanging wall block of the NE-SW-trending Jama fault, where are locally exposed Cretaceous, high-resistance basalts exhumed along the fault zone (Zeidler and Kennedy, 1994). This elongated relief can be considered as a morphological boundary that separates the Jama valley into two consecutive sub-valleys with different features and streambed elevations. The lowland valley (Fig. 5.3a) is located downstream with respect to the Jama fault trace. It has a streambed elevation that ranges from 0 to 20 m. The highland valley (Fig. 5.3b) is located upstream of the trace. It constitutes the footwall block of the Jama fault (Figs. 5.2b, 5.4a). It has a streambed elevation ranging from 100 to ~450 m. Both the lowland and the highland valleys are carved into well-lithified sedimentary bedrock with variable resistance to erosion. The lowland valley cuts coarse-grained and pelitic sediments belonging to the basement from the upper Miocene to Pliocene ages, while the highland valley cuts medium-grained and pelitic sediments of Miocene age.

The structural framework of the Jama river basin was defined by fieldwork mapping and aerial photo-interpretation analysis. We recognized in this area some fault traces belonging to the NE-SW-trending Jama fault system (Reyes and Michaud, 2012) of the central domain of the Coastal cordillera (Fig. 5.2b). From northeast to southeast we have identified four faults (Salima fault, Huele fault, Jama fault and San Isidro fault). These faults depict strike-slip components of movement and also vertical components. These movements

were roughly inferred from the local stratigraphy and the lateral offsets observed in the drainage network. The faults are roughly perpendicular to the current course of the Jama river. The geometry and dipping of the faults at depth are unknown. The Salima fault affects the pelitic lithologies of the Miocene unit. The hanging wall block is in the northwestern side of the fault and is opposed to the Jama river course. The vertical movement of the Salima fault generates a tributary confluence upstream of the trace. The Huele fault bounds the northwestern side of the exhumed Cretaceous block. They put in contact Cretaceous with Oligocene-to-Miocene rocks. The Jama fault bounds the southeastern side of the Cretaceous block and put in contact Cretaceous with pelitic Miocene rocks. The hanging wall block corresponds to the northwestern side of the fault and is opposed to the Jama river course. The San Isidro fault puts in contact medium-grained and pelitic Miocene rocks. The hanging wall block is assumed to be located at the eastern side of the fault according to fieldwork observations. A local decrease in the sinuosity value fits with the localization of the four fault traces (Fig. 5.4c). Commonly in these areas the valley width is narrow and the local relief increase (Fig. 5.4b).

5.5.2. The longitudinal profile of the Jama river

The ~100-km-long stream profile of the Jama river is a complex line that decrease in elevation to the outlet but with a significant zone of high gradient that constitutes a prominent knickpoint, of which lip is located at ~75 km downstream from its drainage divide and at about of 100 m in elevation above present sea level (Fig. 5.4a). The position of the knickpoint coincides with the hanging wall block of the Jama fault, which controls the local base level for the highland section of the Jama river. Thus, two distinctive major domains can be differentiated: the lowland and the highland sub-profiles. Both sub-profiles have concave shapes with very low-gradient reaches in the downstream direction and high-gradient reaches towards the upstream ends. The planform geometry of the channel highlights the local stream gradient. The meandering patterns are present in the low-gradient downstream reaches and dendritic and irregular patterns are in the high-gradient upstream reaches. The meandering reaches are currently carved either into the alluvial filling or the sedimentary bedrock. In the lowland sub-profile, the lowest 25 km show meanders that range from 0.8 to 1.2 km in width, while the following 10 km upstream located on the high-gradient knickpoint face (carved into very resistant rocks) have braided-type planform channels. In the highland sub-profile, the meanders range from 0.6 to 1 km in wide in the proximities to knickpoint area. The values of sinuosity have been estimated according to Friend and Sinha (1993) criterion. These values show a roughly sinusoidal-type increase from upstream to downstream in both sub-profiles. The highest sinuosity values are located both close to the mouth and just upstream of the knickpoint lip, respectively (Fig. 5.4c). The lowest sinuosity values are located along the knickpoint reach and in the headstream reaches of the Jama river. The streambeds have mixed bedrock and alluvial channels with ~1 m of gravel alluvium atop the bedrock thalweg, except for the ~7-km-long reach carved into the basalt rocks where the bedrock-channel is significant. In general the shape of the sub-profiles approximates to a logarithmic curve according to Hack (1957) that appears to reach a temporary equilibrium. The highest relief coincides with the large knickpoint reach (Fig. 5.4b) where the rock resistance is high, in fact,

the highland sub-profile of the Jama river initiates immediately upstream of the relief. A deeply incised water gap is carved into the Cretaceous high-resistant rocks. In the adjacent areas the relative rock resistance and the relief are low. In these areas the valley bottoms are wide and the sinuosity values are increased. In both the lowland and the highland valleys were deposited some levels of alluvial fill terraces. En general, the current stream of the Jama river is confined inside the steep bluffs of these fill terraces. The path followed by the bluffs corresponds with a meander-planform geometry inherited from the channel that flowed over the terrace tread before incision. Currently, the stream indistinctly cuts into the terrace sediments and the local bedrock.

5.5.3. The fill terraces of the Jama river valley

The valley bottom of the Jama basin is partially covered by an alluvial filling. They constitute abandoned wide alluvial floors topped by well-developed flat flights of which average elevation with respect to the local streambed is about of 10 m (Fig. 5.4a). These flights remain connected with the adjacent divides through variable steepening hillslopes. A typical landform feature precisely results from the abrupt change of the gradient at piedmont sites between the horizontal flights of the fill terraces and the adjacent high-gradient hillslopes. These fill terraces are mainly composed by fine-grained sediments exposed along the notable steep bluffs, which confine the actual course of the Jama river. The fill terraces are present in both the lowland and the highland sub-valleys.

5.5.3.1. Stratigraphy description of the terraces

In the lowland valley, three fill terraces (T1, T2, T3) were mapped (Figs. 5.3a, 5.4d). T1 is the largest and more widespread fill terrace that covers an area equivalent to 85% of the valley bottom whereas T2 and T3 are minor fill terraces confined within the steep bluffs of the T1. The tread surfaces of these minor terraces are restricted to narrow outcrops close to the river channel. The stratigraphic sequence of the T1 is composed by a fining-upward aggradational deposit (C1, C2, Fig. 5.5) composed by a sandy-rich basal sequence that corresponds with the main alluvial filling covered by an silty-clay-rich upper sequence that corresponds with the floodplain sedimentation. The basal sequence (up to 6 m thick) includes an unconsolidated moderately-sorted medium-grained sandy sediments with rare gravel lenses that evolves upward to well-sorted silt and silty clay sediments (2 to 4 m thick) intercalated with occasional thin beds of argillite and medium-grained sandy lenses of the upper sequence. These alluvial sequences are mantled by a pale brown soil horizon (< 1.5 m thick). This horizon is composed of fine silt and clay with incipient proportions of organic matter and sand. The basal part of this soil horizon represents the transition between the floodplain sedimentation and the abandonment period. In general, the sequence of the terrace T1 varies little along the lowland valley. The terraces T2 and T3 show also a fining-upward aggradational sequence formed by sandy and silty sediments with a poorly-developed or absent soil horizon. T3 appears to be modified during bankfull discharges. On the other hand, a local alluvial fan deposit composed of the pebbly conglomerates is underlying the terrace T1 upstream of the lowland valley in the hill toe of the Jama massif around the Huele fault trace

(Fig. 5.4a). This deposit contains coarse clastic elements derived from the adjacent basement rocks.

In the highland valley, two main terraces (T1', T2') were mapped (Fig. 5.3b) in the highland valley upstream of the Jama fault trace (Fig. 5.4e). T1' is the largest and oldest fill terrace and T2' is restricted to bluffs. We have mapped T1' and T2' from the Jama fault trace (Fig. 5.6) until intersection of the main tributaries Convento and Zapallo. Both terraces are carved into Pliocene coarse-grained sandstones with very pronounced valley slopes. The stratigraphic sequence of the T1' shows a fining upward aggradation pattern similar to that of the lowland valley, but with a rapid lateral and longitudinal facies change. Around Pechichal (C'1, Fig. 5.7) the terrace sequence is composed at the base (up to 3 m thick) by massive, pebbly, coarse-grained sands that decrease in size to a poorly-sorted medium-grained sand with local gravel lenses. The floodplain level is a silt-dominant sedimentation locally interbedded with four paleosoil layers (10 to 20 cm thick each one). From down to up, three levels of massive silt (about 4 m thick) and two levels of fining-upward fine-grained sand layers (down to 1 m thick) are capped by a paleosoil layer. A bar-shaped tephra level (up to 1 m thick) is located at ~2 m from the top of terrace. It is formed by white reworked volcanic material. Around San Isidro (C'2, Fig. 5.7) a fining upward aggradational sequence varying from coarse to fine sandy sediments is made up of by at least five paleosoil horizons and three interbedded tephra levels. At Muchique village (C'3, Fig. 5.7) the basal fluvial deposits (up to 2 m thick) are formed by clast-supported very coarse-grained gravel beds that ends upward to massive silty coarse-grained sands (up to 3 m thick) overlaid by a laminated-bedding well-sorted sand deposit (up to 4 m thick), which is laterally cut by a channel-shaped tephra level. A soil horizon capped the top (~2 m thick) formed by sandy silt sediments. In general, the grain size of the terrace T1' decreases from upstream to downstream particularly for the floodplain deposits: this size evolves from sandy silt beds to silty beds. At downstream the sequence is intercalated with paleosoil horizons. The terrace T2' is mainly composed by coarse sandy sediments intercalated with gravel lenses.

5.5.3.2. *The geometry of the terraces*

The terrace tread profiles in the lowland valley often follow roughly parallel to the present streambed profile of the Jama river. T1 is the highest fill terrace topped by a planar and broad tread surface. The elevation of the T1 with respect to the streambed increases from the mouth of the Jama river from 4.11 m to 9.35 m at the upstream (Figs. 5.4d, 5.8a). The elevation profiles of the terraces T2 and T3 are lower than T1. The tread of these terraces are not preserved throughout the longitudinal profile as in the case of T1. For T2 the tread elevation can vary between 4.75 m and 5.71, while for T3 between 3.09 m and 3.83. The shape of the terrace tread profiles of the lowland valley show local convex upward reaches at a point located ~14 km upstream from the mouth. These up warped reaches coincide with the Salima fault trace. In the tread profile of T1 the upward bending reach show a local elevation of 11.5 ± 0.5 m respect with streambed elevation. The difference of elevation with respect to the adjacent upstream reaches is about $\sim 4 \pm 0.5$ m. The terraces T2 and T3 are also upwarped at this point but with a displacement inferior to ~ 0.5 m with respect to adjacent zones.

Upstream of this perturbation, another bend is noted but in this case corresponds with a river reach that locally approaches again to Salima fault trace. A tectonic strath terrace developed upon the Salima fault trace along a northern tributary of the Jama river has an elevation of about 5 m (Fig. 5.9). This elevation is comparable with the offset observed along T1 tread in the fault zone. On the other hand, the western boundary of the T1 is abruptly limited by the Huele fault. Only the terrace T3 crosses this fault trace, but with a narrow tread exposure.

The terrace tread profiles in the highland valley start immediately upstream of the Jama fault trace (Fig. 5.6). The profiles are roughly parallel to the present profile of the Jama river except along the reach situated between the Jama and San Isidro fault traces (Fig. 5.4e). T1' is the highest terrace. The elevation of the terrace T1' with respect to the stream channel gradually decreases from 9.76 m to 7.24 m in the upstream direction (Fig. 5.8b) and later gradually increase from 7.33 m to ~10.5 m until a maximum of ~12.5 m in the upstream direction. The profile of the terrace T2' is discontinuous and confined inside the bluffs of the T1'. The tread elevation gradually increases from ~6 m to ~9 m upstream of San Isidro area.

5.5.3.3. *The age of the terraces*

In the lowland valley, cultural objects and ceramic vessel fragments are exposed within the soil horizon evidencing a prehistoric occupation (Zeidler, 1994a). Radiocarbon dates were obtained by Zeidler (1994) for this horizon at 15, 55, 75, 105 and ~120 cm from the top of the terrace with ages 305 ± 35 , 515 ± 40 , 1030 ± 90 , 1120 ± 30 and 1260 ± 30 yr BP respectively (Fig. 5.5). One radiocarbon age obtained within the soil horizon from an adjacent fluvial terrace (Don Juan, Fig. 5.2a) at ~135 cm from the top has an age of 1960 ± 90 BP (Zeidler, 1994a). Two volcanic tephra layers (ranging from 5 to 15 cm thick) are intercalated within the fluvial member of the T1 at ~1.3 and 3.3 m from the top. These layers are formed by ash-fall material with fine-grained silt-sized particles and small silt clusters that suggest transport after periclinal deposition (Donahue and Harbert, 1994). The probable age of eruption were estimated around 1500-1700 yr BP for uppermost layer and around 2360-2540 yr BP for lowest layer (Zeidler, 1994a) giving a sedimentation rate of ~2.24 mm/yr for the floodplain sequence.

In the highland terrace, it exists evidence of the prehistoric occupation (Zeidler, 1994a). Around Pechichal (C'1, Fig. 5.7) there are a sequence of palaeosoils but they are not dated by the archaeologists because the absence of suitable material. In this work we report a radiocarbon age of 1010 ± 30 yr BP for a palaeosoil located close to the tephra bar. Around San Isidro (C'2, Fig. 5.7) there are three tephra layers at about 2, 3 and 5 m from the top of the terrace. Only the lowermost tephra level was dated between 3560 ± 70 and 3630 ± 70 yr BP (Zeidler, 1994b). In this work, we have a preliminary age for a sediment layer with charcoal traces just below of the lowermost tephra of about ~4500 yr BP with radiocarbon method. The upper tephra levels have been correlated with those of the lowland valley (Zeidler, 1994b). Donahue and Herbert (1994) propose that the fluvial sedimentation rates range from 2.2 to 2.4 mm/yr for the floodplain sediments of this area.

5.6. Interpretation

5.6.1. Terrace correlation

The Jama massif disconnects the terraces of the lowland and the highland valley from each other. The stratigraphy indicates that both terraces are fining-upward sequences. The lowland terrace shows a continuous sedimentation with little lateral variation of facies probably deposited in a calm fluvial environment. The highland terrace has a significant lateral variation of facies from downstream to upstream locations indicating a more energetic fluvial environment. In general, the grain size for the highland terrace is coarser than the lowland terrace. This variation is coherent with the distance to the supply sediment sources. On the other hand, only the middle and the upper tephra layers are present in the two terraces. However the correlation is difficult because these layers are spatially and vertically discontinuous in the highland valley (Fig. 5.7). The lowest of the three tephra layers observed in the highland terrace are not observed in the stratigraphy of the lowland terrace. This suggests either it is absent or is deeper in the lowland terrace (Fig. 5.5). The last case implies that the rate of vertical aggradation was higher in the lowland terrace before the deposition of middle and the upper tephra layers. This is coherent with Donahue and Herbert (1994) who suggest that the rates of sedimentation were relatively rapid at the base of terraces and they decrease to the top during the floodplain sedimentation stage. To summarize, the fluvial sedimentation in the Jama river basin is characterized by a period of coarse-grained sedimentation followed by a period of thin sedimentation and finally a period of abandonment and incision. The local stratigraphy variation appears to be controlled by the dynamics of the local base levels.

5.6.2. Estimation of the uplift rates in the lowland valley

The base level for the lowland valley is the sea level. The relative vertical movements between the sea level and the lowland valley can be controlled either by eustatism or tectonics. The last cycle was characterized by a glacial maximum at about 18000 yr BP (Sarnthein, 1978), which caused a drop and subsequent rise of the sea level of about 120 m (Chappell and Shackleton, 1986; Chappell et al., 1996). According to Zeidler (1994) exists evidence of the prehistoric occupation of the terraces from about the last 2000 yr. The depth of the basal part of the soil horizon coincides with this human occupation. This evidence suggests that the filling of the terrace in the lowland valley occurred at least before 2000 yr BP. This period is coherent with the period of the sea level rise after the last glacial cycle. The stratigraphy of the terrace T1 shows a zone of transition between a stage of floodplain deposition and a stage of the development of a soil horizon and prehistoric occupation. This stratigraphic feature marks a period of abandonment of the T1 terrace tread. The elevation of the ancient streambed channel before the period of abandonment is higher than the present streambed elevation. Figure 5.10 shows a picture of a preserved relict of the ancient channel that cuts the terrace T1. The top of this ancient channel coincides with the top of the floodplain sequence and is mantled by the soil horizon. The elevation of the ancient streambed is preserved to a height of 2.95 m with respect to the current streambed. This evidence suggests that the present streambed of the Jama river is the result of an episode of fluvial incision. We interpret this incision as an erosional response to an episode of uplift. To

estimate the uplift rates it is necessary the age of the base of this ancient channel, but it is unknown. Alternatively we can estimate the uplift rates using the elevation of the surface of abandonment and the elevation of the top of the terrace T2 which constitutes the subsequent level of the alluvial deposition after the abandonment of the T1. The elevation of the surface of abandonment can be estimated by subtracting the thickness of the soil horizon (~1.35 m) from the top of the T1. The vertical difference between the surface of abandonment and the T2 top is shown in the figure 5.8c as $-Dt$. They range from about 2.2 to 3.1 m in the upstream direction. These values are coherent with the elevation of the ancient streambed of about 2.95 m. The age of the surface of abandonment approximately corresponds to the base of the soil horizon (human prehistoric occupation) according to Zeidler (1994a) between 1260 ± 30 and 1960 ± 90 yr. Thus, the uplift rates along the lowland valley (Fig. 5.8c) ranging from 0.95 to 1.20 mm/yr. In addition, uplift rates for the highland valley are not possible to estimate because the local base level is controlled by the Jama fault.

5.6.3. Vertical fault slip movements

5.6.3.1. Lowland valley

Vertical movements of the faults are recorded as local changes in the tread terrace elevation along both the lowland and the highland valleys. At the Salima fault point the elevation of the terrace is about 4.5 ± 0.25 m higher than the adjacent reaches. This offset is coherent with the elevation of the strath formed by lateral ablation along a steep-gradient bedrock tributary channel (Fig. 5.9). The age of initiation of the vertical movement of the Salima fault is unknown. The soil horizon observed in this reach is only slightly thicker than the adjacent places suggesting that the initiation is probably older than 1960 ± 90 yr. To estimate the vertical fault slip rate we used the maximum offset of the terrace (4.5 ± 0.25 m) and the age (1960 ± 90 yr) reported by Zeidler (1994a). Thus, a rate of about 3.15 ± 0.5 mm/yr may be estimated for this fault. In addition, the terraces T2 and T3 show a vertical displacement of about ~0.5 m, which implies recent vertical movements along the Salima fault. T3 is a young terrace that is presently modified during bankfull discharges associated with El Niño phenomenon. The soil horizon is absent at the top of this terrace. On the other hand, at the Huele fault trace location, the terrace T1 ends abruptly and only T3 was observed to continue upstream into basement bedrock. T3 is not deformed. The elevation of the T1 is observed to locally increase in the proximities of the Huele fault up to 10 m. Absolute displacements have not been recorded along T1, however ~7 m of net vertical offset along a terrace profile from an adjacent valley carved by the Muchacho river (Fig. 5.2a) located in the south has been observed in the southern prolongation of the Huele fault. The rate of 3.15 mm/yr is very high regarding the seismicity activity along the Salima fault (and in general along the Jama fault system) which is very low and not reported. So this attempt to calculate a rate will be taken very carefully; and maybe we need to reconsider the age of the terrace. In any case we assume that the terrace is affected by neotectonic deformation.

5.6.3.2. Highland valley

In the highland valley, the Jama fault acts as the local base level for the Jama river and for the alluvial terraces. There are no vertical offsets recorded along the terrace T'1 or T'2 because the terraces do not cross the fault trace. However, the presence of several paleosoils horizons (C'1, Fig. 5.7), carbonate spots and stains of ferrous oxide within the T'1 stratigraphy is suggestive that the fluvial facies were deposited under reducing, waterlogged conditions alternating with periods of the slow sediment accumulation rates in subaerial conditions according to Donahue and Harbert (1994). We assume that the alluvial filling of the terrace (T'1) occurred as a consequence of the local damming of the Jama river because of the several vertical movements of the Jama fault. This process induces a decrease of the local stream gradients and widening of the valley bottom. Figure 5.11 illustrates an example of the process of flooding, aggradation and terrace degradation as a consequence of the vertical movement in the Jama fault. The age obtained for the paleosoil $\sim 1010 \pm 30$ yr BP (C'1, Fig. 5.7) indicates that the activity of the Jama fault was continued during the last millennium. On the other hand at San Isidro fault trace, it is observed a local increase in the elevation of the T'1 tread respect to streambed from about 3.1 m (Figs. 5.3e, 5.8b) in the upstream direction. In the same point, the elevation of the T'2 increases only slightly. This observation suggests that most of the vertical movement associated to the San Isidro fault occurred before the deposition of the terrace T'2.

5.6.4. Fill-terrace evolution

Figure 5.12 summarizes the stages of evolution of the terraces along the Jama river basin. In a first scenario, the filling of the lowland valley begins during the sea-level rise (Fig. 5.12a). In this time a local dejection cone is deposited upstream of the lowland valley. It is composed in part by the material supplied from the erosion of the Jama massif. The Jama fault was probably active during this period. The local stream gradients of the large knickpoint are increased. The highland valley is bounded by the Jama fault. The vertical changes in the base level cannot be propagated to the highland valley. In a second scenario, the filling of the lowland valley continues when the sea level reaches the maximum elevation (Fig. 5.12b). The highland valley is also filled. In a third scenario, a period of uplift and faulting affects the lowland and the highland valleys (Fig. 5.12c). The terraces are deformed along the fault zones. The terraces of the lowland valley are abandoned as a consequence of an enhanced fluvial incision. The terraces in the highland valley are controlled by the Jama fault activity and the retreat along the knickpoint area. In a fourth scenario, we show the present position of the terraces, the profile of the Jama river and the position of the faults (Fig. 5.12d).

5.7. Conclusions

Newly reported NE-trending fault traces were mapped along the Jama river basin in this work. Salima, Huele, Jama and San Isidro faults are part of a NE-SW trending Jama fault system. These faults control the geological and morphological configuration of the Jama river valley and the Jama massif. Two sub-valleys evolved independently by tectonic controls along the Jama river basin: the lowland and the highland sub-valleys.

Two different levels of alluvial terraces separated by the Jama massif were identified from fieldwork and mapped along the Jama valley. They are separated by a large knickpoint zone. The lowland terrace has a direct connection with sea base level. The highland terrace is controlled by the Jama fault movement, which constitutes the local base level for this high valley. Thus, the terraces of the Jama valley constitute one example of how two different base-levels (eustatic and tectonic) influence the filling of the alluvial terraces and control the morphology along a same river valley.

Uplift rates ranging from 0.95 to 1.20 mm/yr were estimated along the lowland valley from the terrace incision analysis. Vertical fault movements are recorded in the shape of the terrace profiles and also in the alluvial stratigraphy. That puts in evidence the Quaternary activity along the Jama fault system.

Acknowledgments

This study was funded by IRD, ANR (“Andes de Nord”, manager Jean Mathieu Nocquet) and received financial support from INSU grant “Reliefs”

5.8. Figure Caption

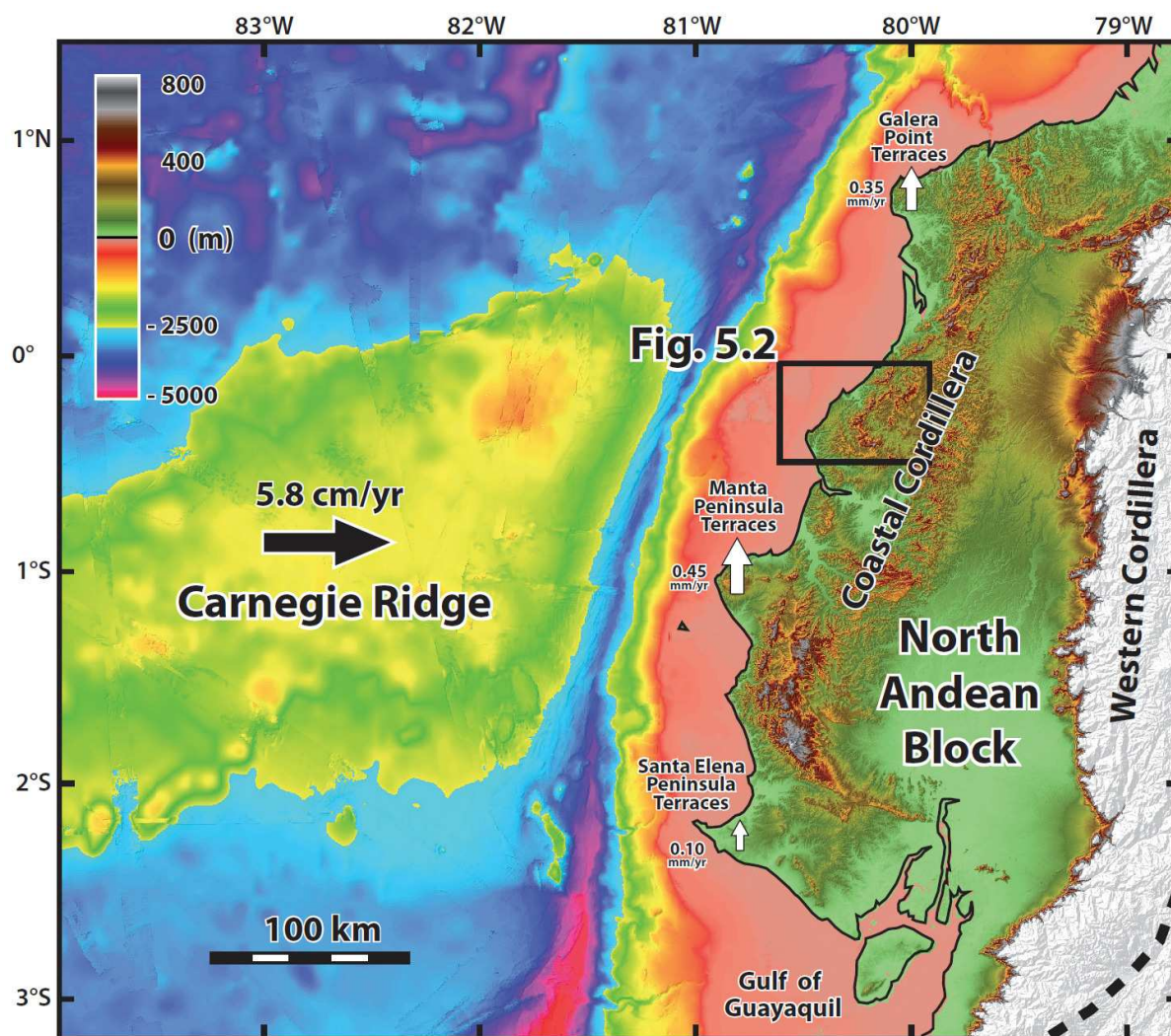


Fig. 5.1. Elevation map of the Carnegie ridge – Ecuador margin collision area. Bathymetry from compilation by Michaud et al. (2006) (size of the grid cell =150 m). Inland, the relief of the Coastal Cordillera from DEM 30 m grid size. White arrows point out the marine terraces and associate uplift rate from Pedoja et al. (2006). The limits of the North Andean block (dashed line) are from Witt and Bourgois (2009). The black arrow for plate convergence rate refers to Trenkamp et al. (2002). Black rectangle correspond to the studied area.

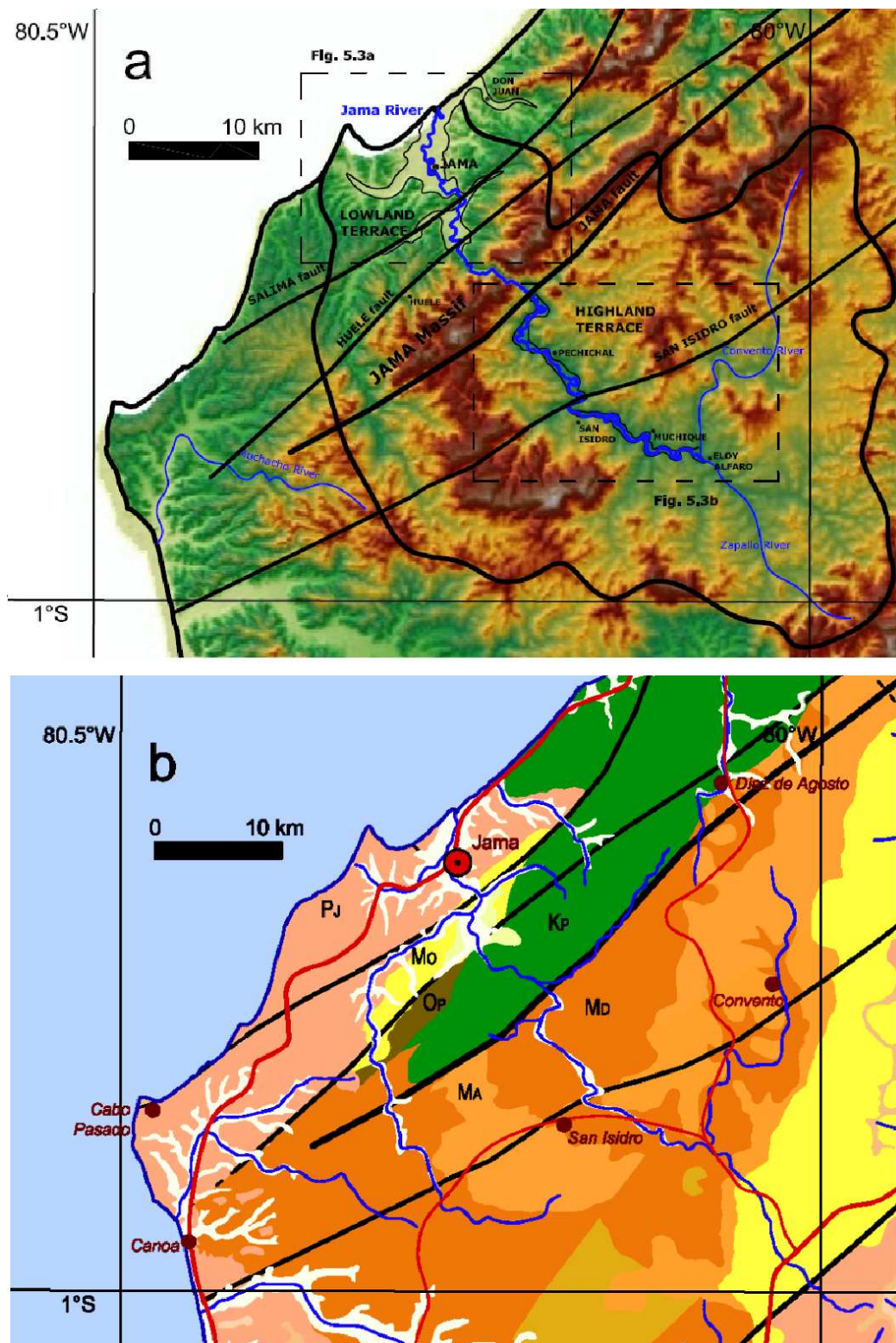


Fig. 5.2. a) Relief map from DEM (30 m grid size) illustrates the Jama river basin and the morphologic-physiographic features, distribution of the topographic elevation. In thick blue and black lines the Jama river and Jama river basin respectively. Highland and lowland valleys are separated by the Jama massif which is bounded by Jama and Huele fault traces. In thick black lines the main faults. It is illustrated the location of the Muchacho terrace profile of the Figure 5.11. b) Geological map of the Jama river basin. KP Cretaceous Basement, OP Oligocene Punta Blanca formation, MD Miocene Dos Bocas formation, MA Miocene Angostura formation, MO Miocene Onzole formation and PJ Pliocene Jama and Borbon formations. In thick black lines the main faults. Modified from Reyes and Michaud (2012).

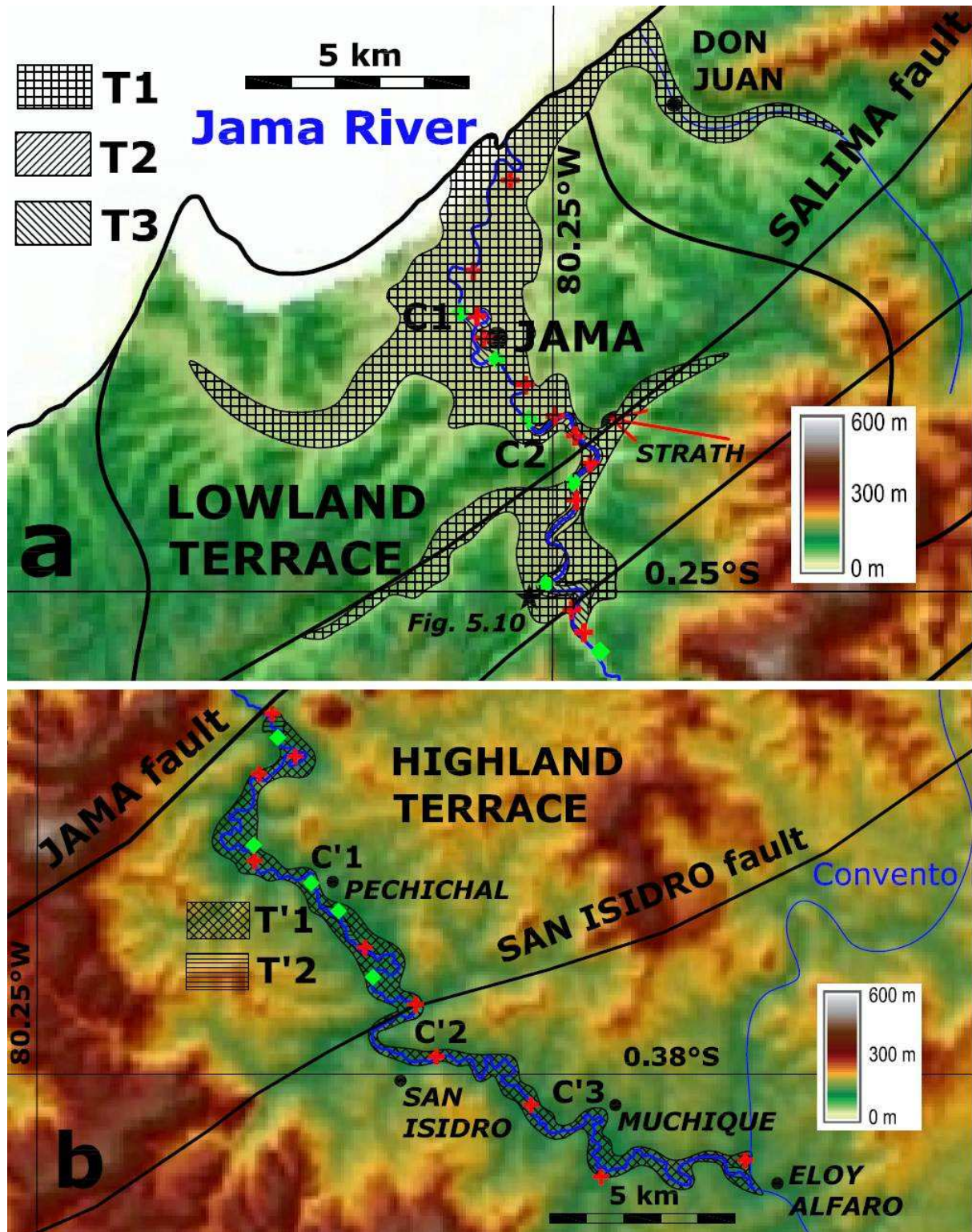


Fig. 5.3. a) Mapping of three levels of lowland terrace and Salima and Huele faults (See Figure 5.2a for locations). Notes the strath terrace just over the fault trace. Salima fault control tributary confluence of parallel rivers to the trending of the fault. Red crosses are the GPS measures and green diamonds are the laser EDM measures. Black star indicates the location of Fig. 5.10. b) Mapping of two levels of highland terrace which start at Jama fault trace (See Figure 5.2a for locations) and are locally crossed by San Isidro fault. Note tributary confluence upstream of the Jama fault. This terrace was mapped until Convento and Zapallo tributary confluence point. Red crosses are the GPS measures and green diamonds are the laser EDM measures.

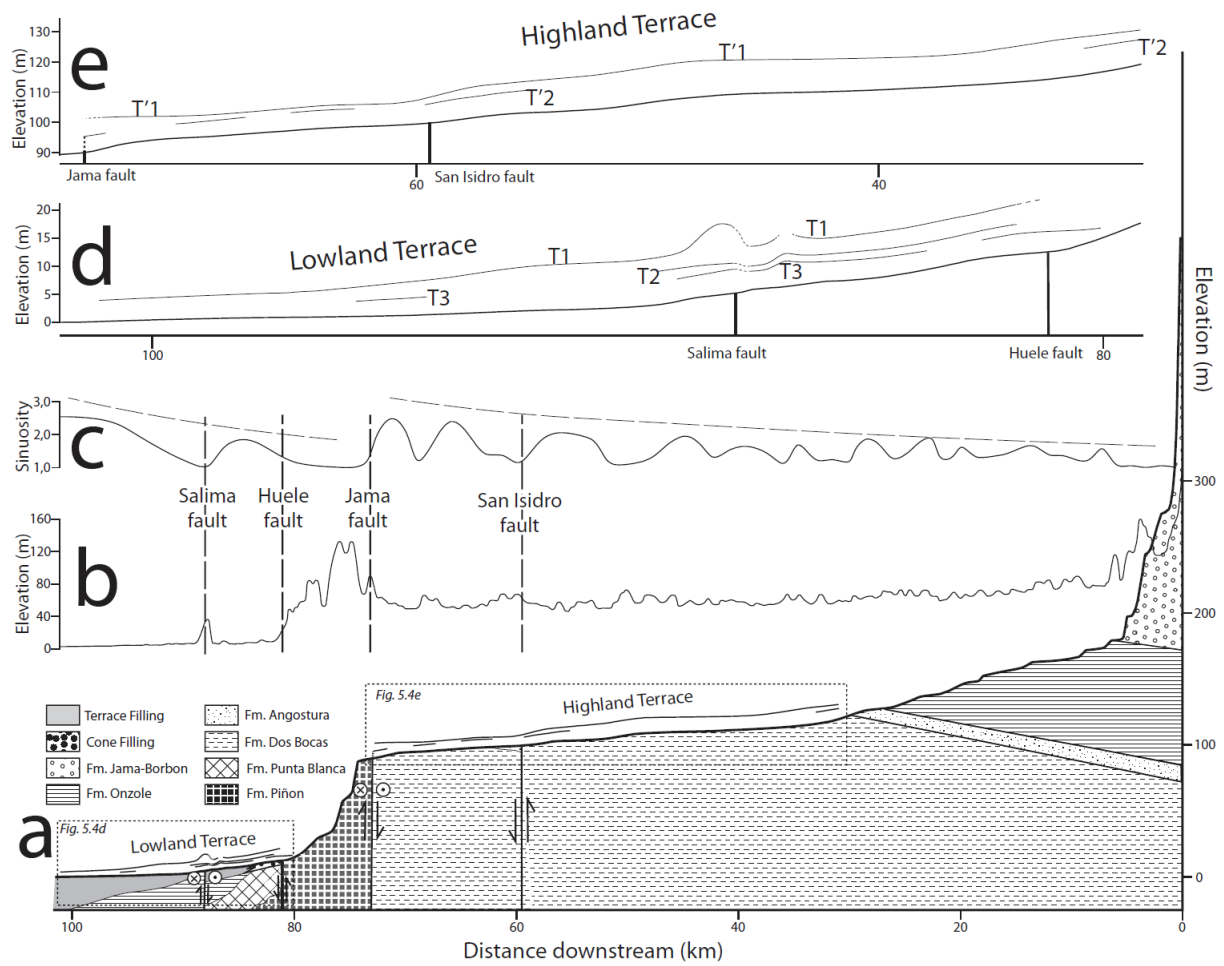


Fig. 5.4. (a) River profile of Jama river including lithological sequences, faults, and terraces. Note that the profile is formed by two concave sub-profiles separated by the largest knickpoint which coincides with Jama fault. b) Average relief that border stream valleys. Most of highest elevations coincide with Jama massif and faults, but are essentially controlled by rock resistance. c) Sinuosity values along Jama river, estimated from stream length / valley length. Note the relative increase of values at downstream of each sub profile and how lower values coincide with fault traces. d) Lowland terrace and the three levels T1, T2, T3. e) Highland terrace and the two levels T'1 and T'2. Vertical exaggeration x 120.

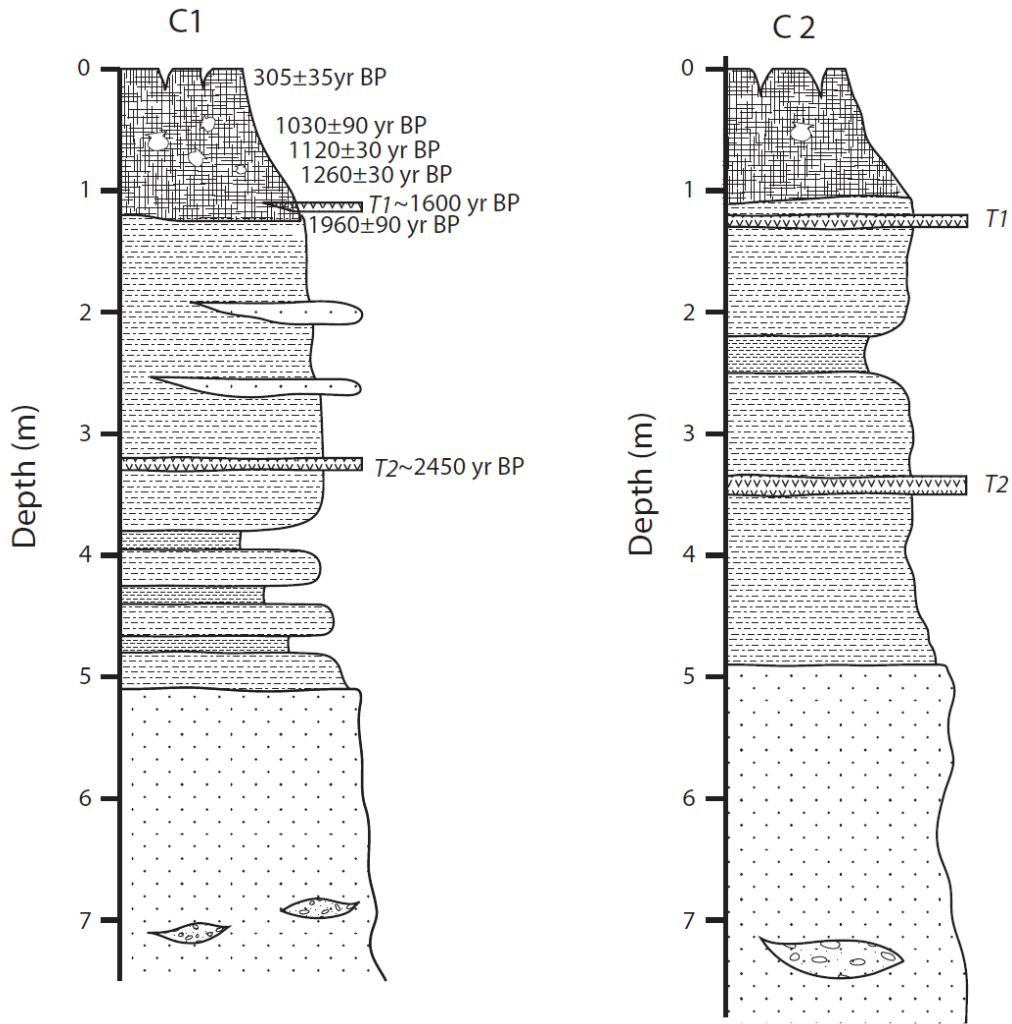


Fig. 5.5. Sedimentary columns of the fining-upward lowland terrace. Note the soil level, the cultural features and the two tephra levels. Ages from Zeidler (1994b). See figure 5.3a for locations. Points = sand, line and points= silt, crossed lines = soil and "v" = tephra

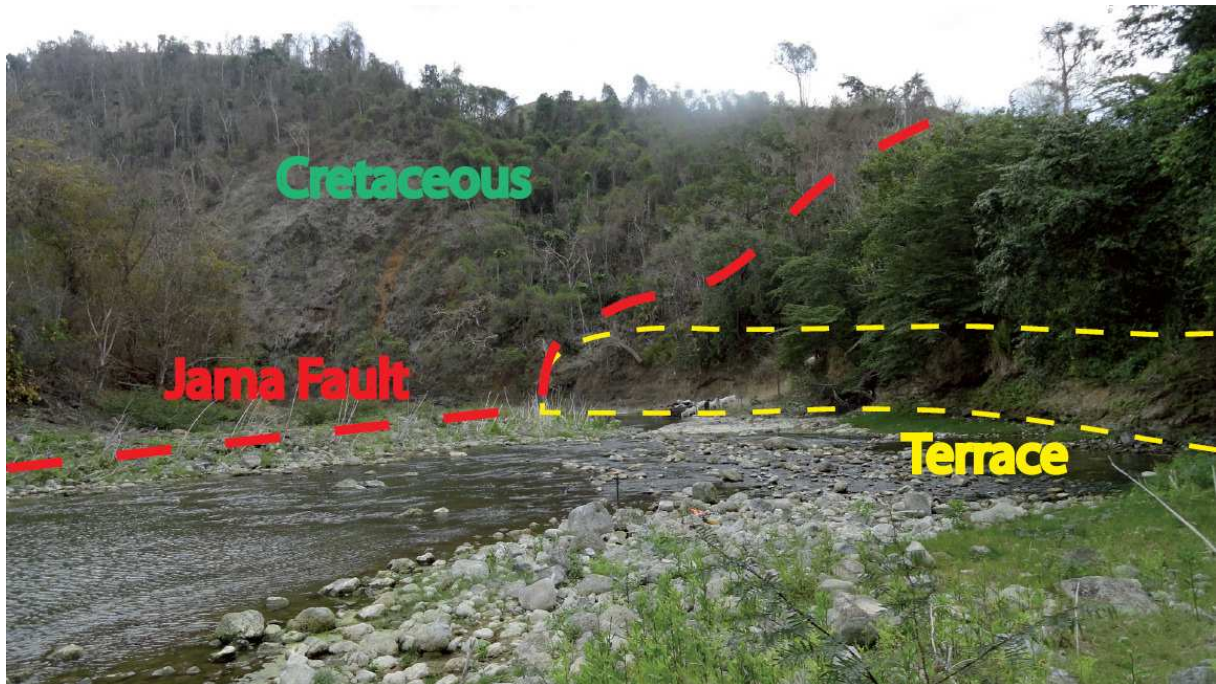


Fig. 5.6. Highland terrace vs Jama fault trace at the confluence tributary point. Observe prominent water gap carved by antecedent Jama river into cretaceous rocks. Note as the terrace T2 is initiated in the fault trace.

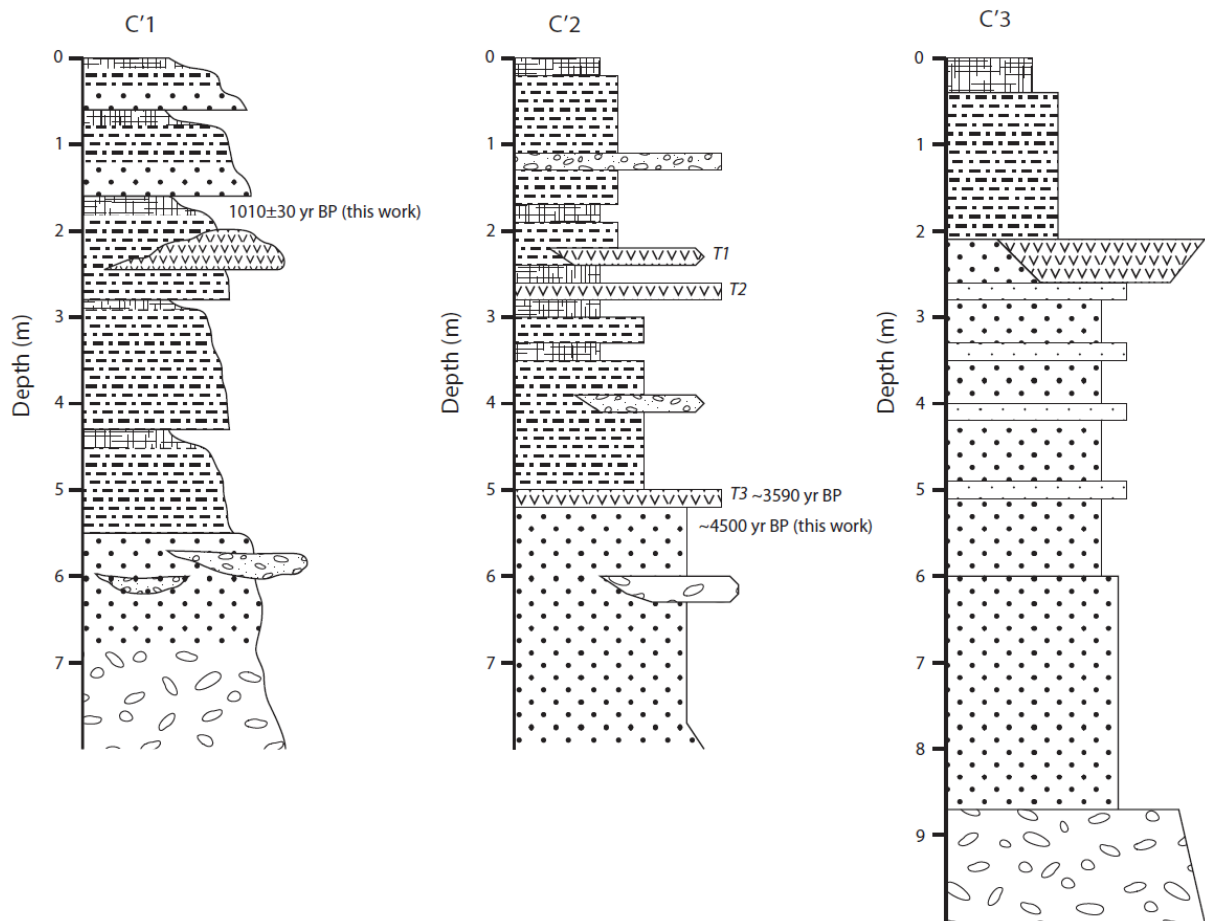


Fig. 5.7. Sedimentary columns of the fining-upward highland terrace. Paleosols are typical at downstream (Pechichal C'1) and coarse-grained facies at upstream (Muchique C'3). C'2 corresponds to San Isidro area. Ages from Zeidler (1994b). See figure 5.2a for locations. Points = sand, line and points= silt, crossed lines = soil and "v" = tephra.

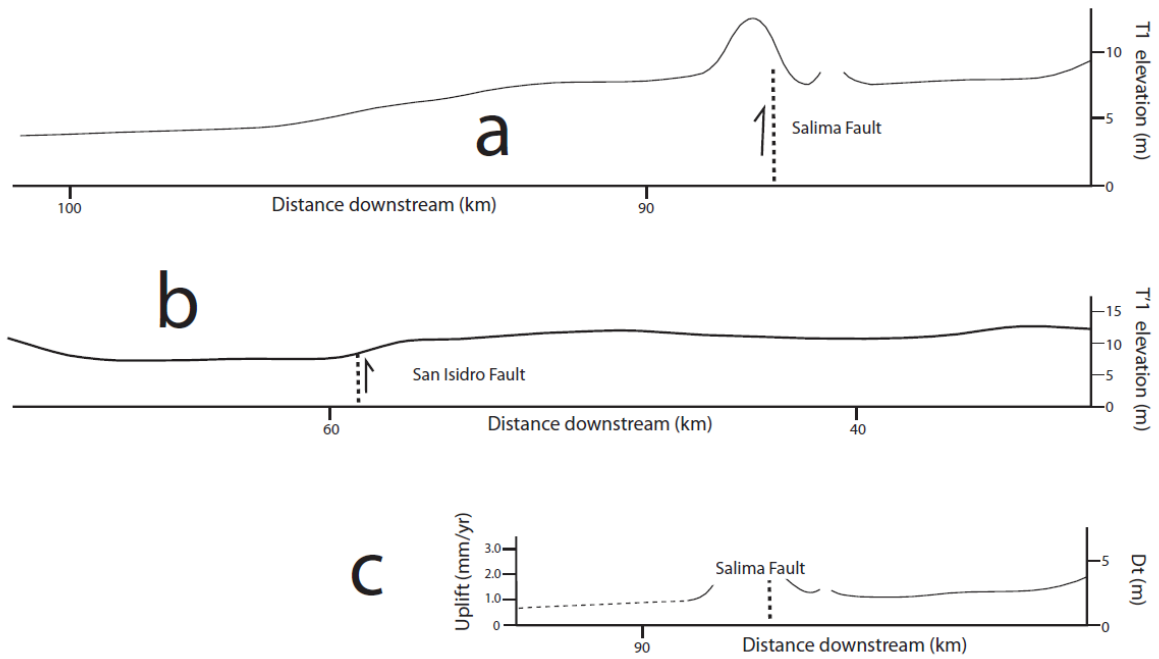


Fig. 5.8. a) Elevation of T1 with respect to the streambed along the lowland valley. Vertical exaggeration x 230. b) Elevation of T1 with respect to the streambed along the highland valley. Vertical exaggeration x 250. c) The vertical difference between the surface of abandonment and the top of T2 (Dt). The uplift rates are calculated along the T1 except for the downstream reach where T2 is absent (thin dashed line) and also the upwarped reaches associated to Salima fault.

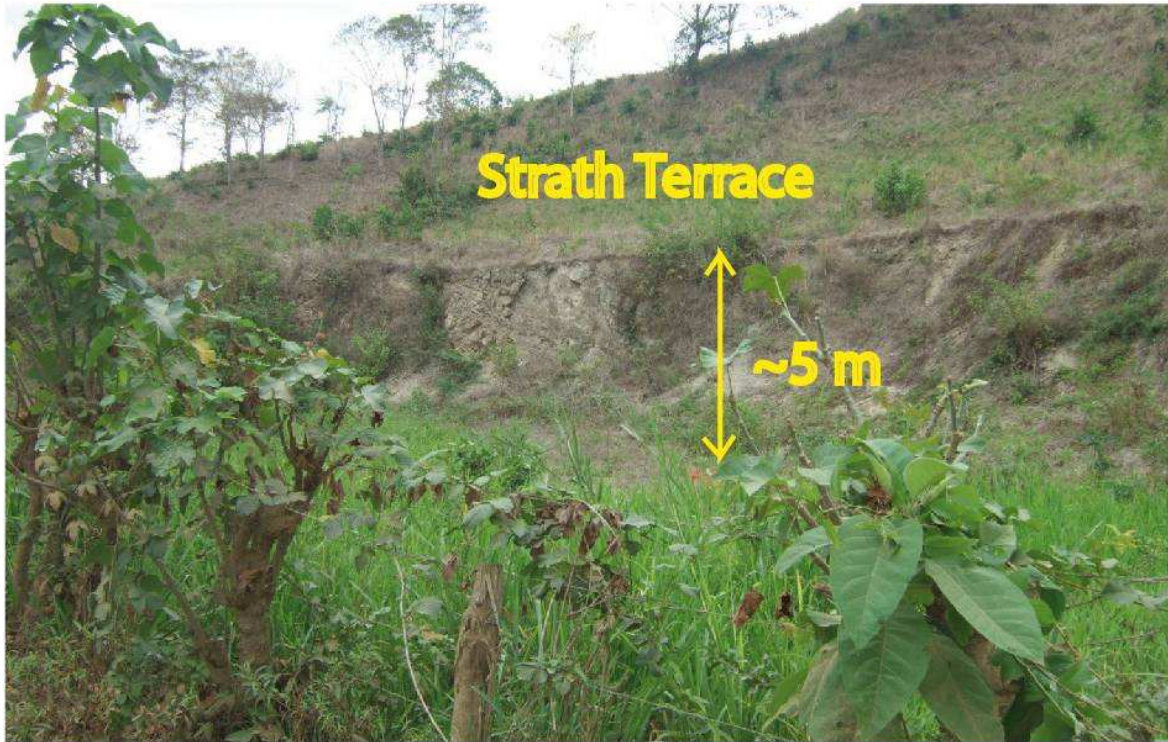


Fig. 5.9. Strath terrace of about ~5 m respect to the adjacent channel. Hillslope corresponds with the hanging wall block of Salima fault. Lithology of the bedrock corresponds to the Ónzole formation. The tread of this strath indicates the relative position of the bedrock channel before the fault movement. See Fig. 5.4a for locations.

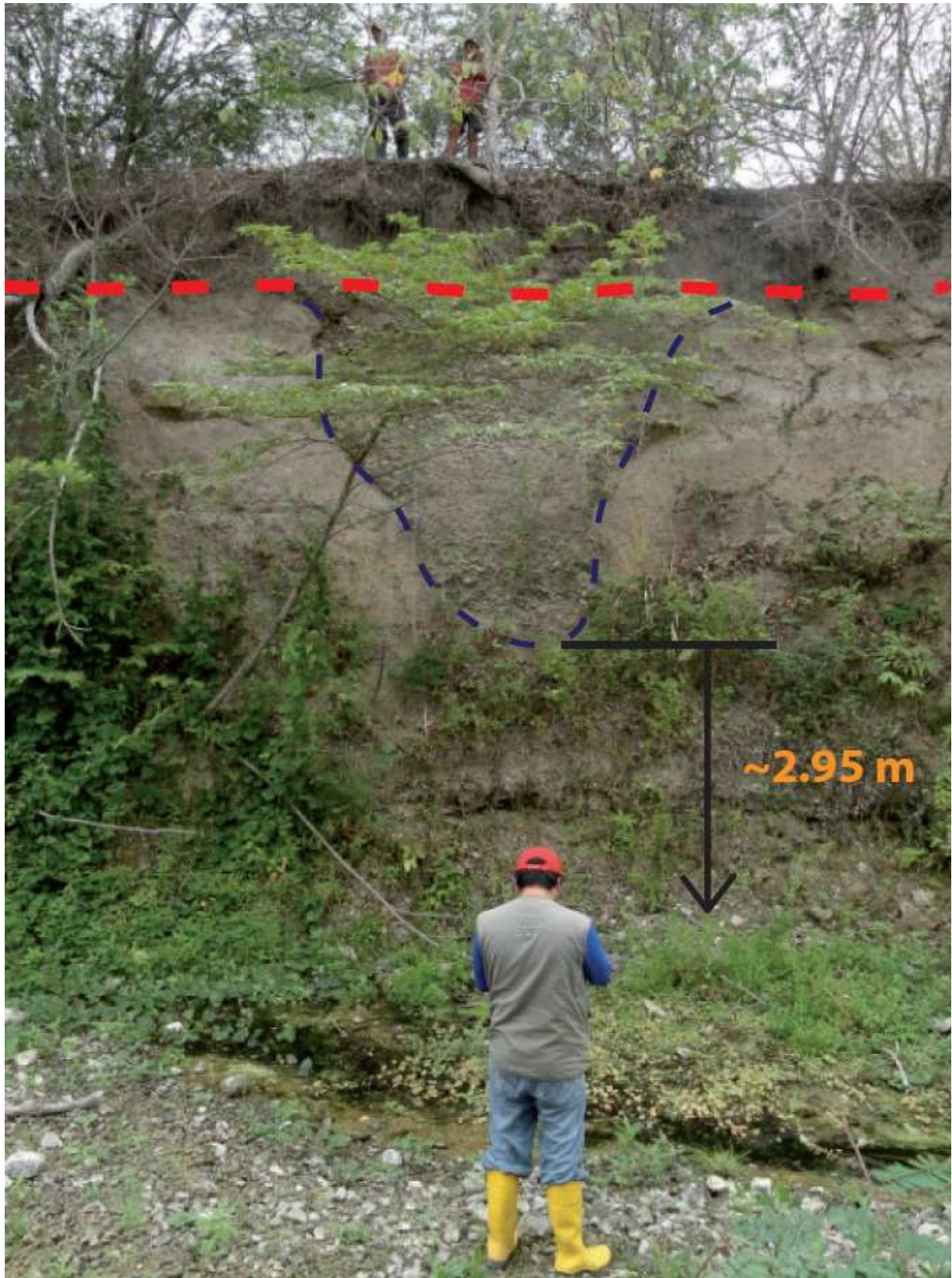


Fig. 5.10. The terrace T1 and the ancient streambed (black dashed line). The fill of the palaeochannel is composed by unconsolidated matrix supported pebbly to gravely alluvial sediments. The red dashed line points out the surface of abandonment which covers the floodplain sediments and the ancient channel. See figure 5.3a for locations.

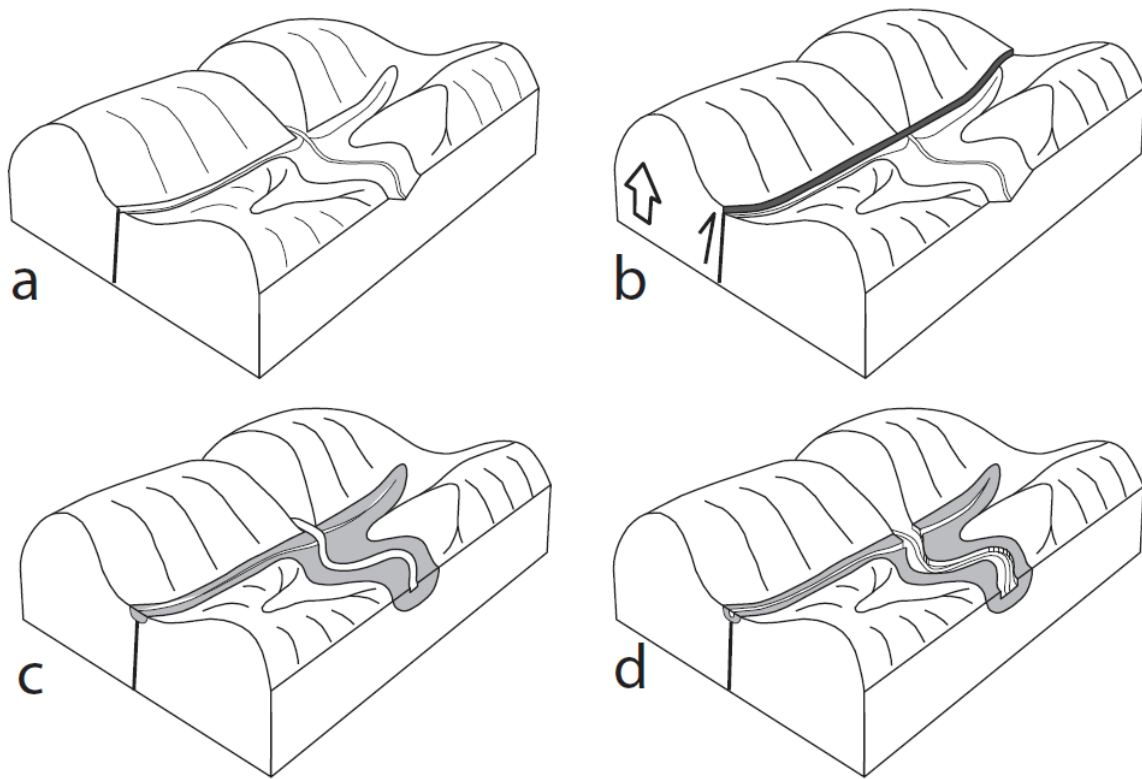


Fig. 5.11. Example of the schematic evolution of the highland terrace during a single Jama fault vertical movement. a) Initial stage with V-shaped valleys. b) Vertical-slip of Jama fault and upstream damming. c) Filling of terrace until the new base level, increase in sinuosity, lateral erosion and widening of valley. d) Incision of terrace after upstream knickpoint retreat. The incision water gap carved into the hanging wall block record at least the last ~100 m of the vertical movement of the fault.

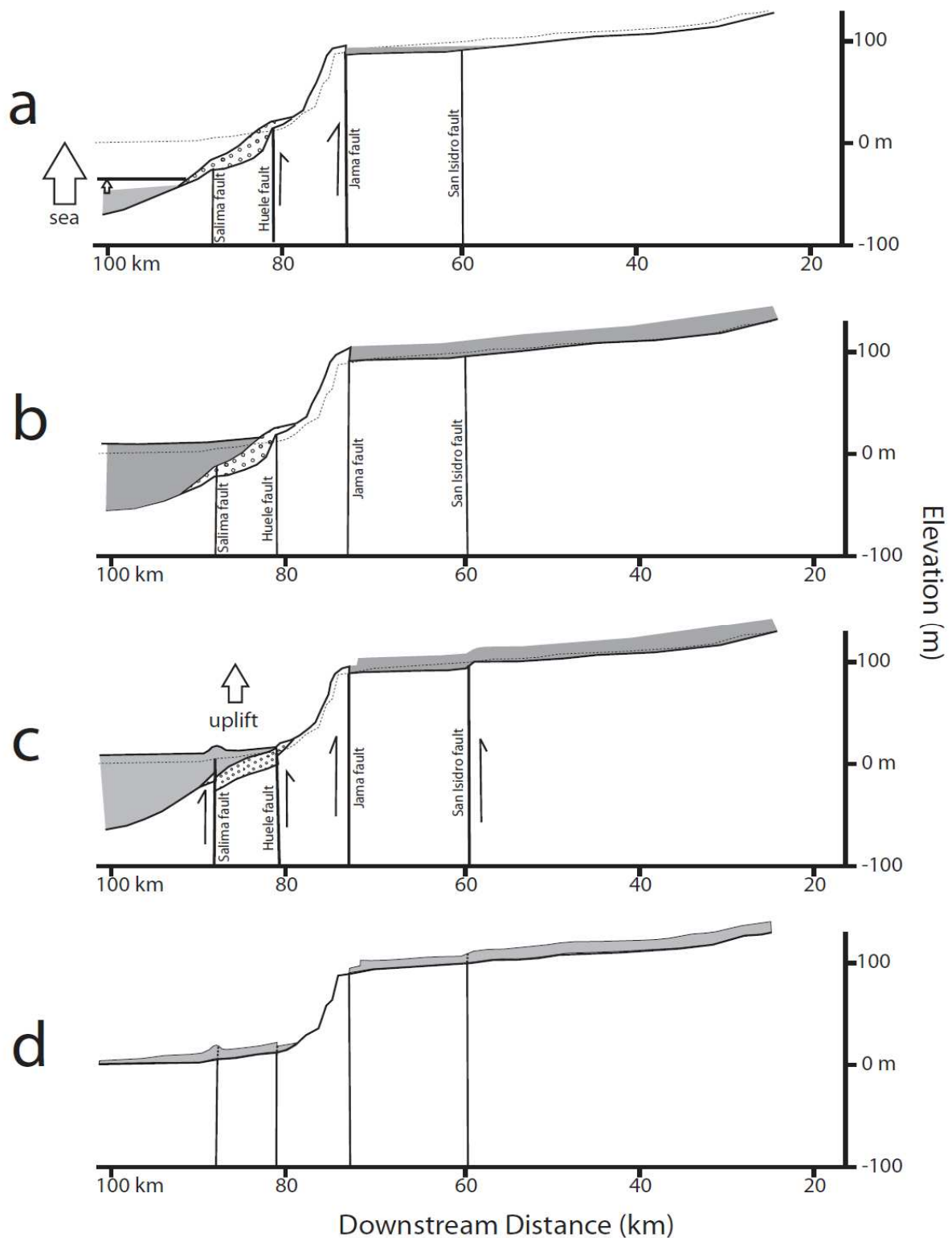


Fig. 5.12. Evolution of the lowland and highland terraces in schematic graphics. a) During sea base level rise the lowland valley begins to be filled (filling is represented by grey colour). Tectonic movement of Jama massif cause filling of the dejection cone (represented by dot plots). b) The elevation of the sea level increase and the filling of the lowland terrace continue. In the highland terrace the filling is controlled by the Jama fault activity. c) Uplift period causes incision and abandonment of the lowland terrace. The faulting deforms the terraces. d) Actual stage. The lateral movement of the faults is shown in the profile of the figure 5.4a.

CHAPITRE 6

RELATIONS ENTRE LES CÔNES DÉPOSÉS AUX PIEDS DE LA CORDILLÈRE DES ANDES ET LE SOULÈVEMENT DE LA CORDILLÈRE CÔTIÈRE

INTERACTION ENTRE LE SOULÈVEMENT DE LA CORDILLÈRE CÔTIÈRE ET OCCIDENTALE: DÉFORMATION DU MÉGA-CÔNE DE SANTO DOMINGO

La présentation de ce chapitre est faite sous forme d'un article rédigé en anglais

Ce chapitre est consacré à l'analyse du grand cône sédimentaire de Santo Domingo situé au pied de la cordillère des Andes au latitude équatorial. Cette zone est composé du Sud vers le nord de trois ensembles: le cône de Santo Domingo (SDM) proprement dit, de 80 kms de rayon et bordé par le Rio Toachi au Nord et le Rio Baba au Sud; le cône de Pedro Vicente Maldonado PVM qui recouvre en partie le SDM et le cône du Rio Guayallabamba (RGY). La surface des cônes SDM et PVM est profondément incisée alors que la surface du RGY n'est pas incisée, indiquant un processus de dépôts récents. Les conditions climatiques (forte humidité et pluviosité) favorisent le développement d'un sol important et d'un couvert végétal qui participent à la préservation de la surface des cônes.

La morphologie du méga cône a été mise en évidence en utilisant les cartes topographiques au 250000 disponibles et le MNT de Marc Souris (pas de 30 m). En parallèle nous avons aussi réalisé des études de terrain afin de préciser la stratigraphie des différents cônes. La lithologie et la structure des cônes sont liées à la dynamique des cordillères Côtière et Occidentale.

Les cônes de SDM et de PVM sont constitués de deux unités, qui comportent occasionnellement des passées conglomératiques grossières. Une unité inférieure volcano-clastique affleure dans les parties basses du cône et là où il est le plus incisé. Une unité supérieure massive, homogène de couleur noire à brune claire constituée de debris-flows couverts de mudstones; cette unité présente une épaisseur supérieure à 60 m vers l'apex des cônes alors que vers le pied du cône elle est inférieure à 30 m d'épaisseur. Vers l'Ouest ce membre supérieur affleure en butte témoins sur les premiers reliefs de la cordillère côtière. Le cône RGY est uniquement composé de l'unité supérieure.

Un certain nombre de paramètres morphologiques ont été déterminés à partir des données du MNT (surface du bassin versant versus surface et pente du cône). Sur le cône SDM la réalisation de profils longitudinaux de l'apex vers la périphérie du cône montre que les profils proches de la direction EW) se terminent à une altitude plus élevée et sont plus courts que les profils plus proches de la direction NS. Ceci indique que le cône SDM présente son maximum d'aggradation dans la partie centrale où il est «bloqué» par la cordillère côtière. Ceci est confirmé par les profils transversaux où on observe de plus grandes élévations dans la partie centrale. Enfin la réalisation de 4 paires de profils le long les chenaux de rivières et la surface adjacente (rio Toachi et Baba en bordure du cône et rios Chila et Pupusa qui naissent dans le centre du cône) montre des anomalies qui suggèrent une déformation locale du cône.

En particulier la déviation des rios Chila et Pupusa respectivement vers le nord et vers le sud à la base du cône suggère un contrôle structural associé au soulèvement de la cordillère côtière.

Les évidences de déformation du SDM sont apportées 1) par l'analyse des incisions le long des rivières qui entaillent le cône (réalisation de 500 points de mesures du rapport de la hauteur sur la demi largeur des vallées). Les valeurs d'incision les plus importantes sont situées dans la zone d'interaction entre la cordillère côtière et le cône là où les rios sont déviés vers le nord et vers le sud; à l'inverse le long du rio Baba dont le cours au sud du cône n'est pas affecté par le soulèvement de la cordillère côtière les valeurs sont faibles. 2) par des observations de terrain dans la zone d'interaction entre le cône et la cordillère côtière. Le cône affleure en buttes témoins qui reposent en discordance sur les reliefs de la partie Est de la cordillère côtière (Formation Borbón) ce qui suggère une déformation du cône après sa formation. Les relations de géométrie des dépôts du cône avec la cordillère côtière permettent de mettre en évidence deux phases successives d'interactions dépôts-soulèvement; une première phase où le soulèvement de la cordillère côtière est plus rapide que la sédimentation; et une deuxième phase où l'aggradation devient dominante et nivèle les reliefs préexistants. 3) par l'analyse des courbes de niveaux du cône pour mettre en évidence le basculement du cône dans deux sens opposés. La comparaison entre plusieurs profils de la surface du cône de la zone basculée et de la zone non basculée permet de quantifier le basculement: 0.082° pour le basculement vers l'Ouest et 0.038° pour le basculement vers l'Est. La direction opposée de basculement suggère que les soulèvements des deux cordillères, côtière et occidentale, ont participé à la déformation du cône.

Une modélisation géométrique de la zone d'interaction entre le cône SDM et la cordillère côtière a été réalisée afin de mieux contraindre les mécanismes de l'aggradation du cône dans ce secteur. Ainsi un modèle qui inclut une variation latérale d'épaisseur dans un espace confiné est le plus cohérent avec la géométrie actuelle du cône.

Il n'a pas été possible de dater les différents cônes; néanmoins l'ensemble inférieur volcanoclastique peut être corrélé avec les débuts du volcanisme (1.5 Ma après une période de quiescence depuis le Pliocène supérieur). Le confinement du cône pendant le dépôt marque aussi le début du soulèvement de la partie Est de la cordillère Côtière à la latitude équatorial. Les niveaux de mudstones massifs de l'ensemble supérieur pourraient marquer quant à eux le début des périodes glaciaires reconnues en Equateur autour de 0.8-1 Myr.

La construction latérale et verticale du cône SDM en relation avec le volcanisme et les glaciations a provoqué une réorganisation substantielle du réseau de drainage. La réduction de l'espace horizontal disponible dû au soulèvement de la cordillère côtière a provoqué une aggradation verticale importante avec comme conséquence une redéfinition de la ligne de partage des eaux entre les deux grands rios actuels, rio Esmeraldas et rio Guayas. Dans cette nouvelle configuration, le bassin versant du rio Esmeraldas draine la plupart des volcans, au contraire du bassin versant du rio Guayas; en conséquence ceci a dû provoquer le long du bassin versant du rio Guayas une baisse significative du transit sédimentaire et au contraire une augmentation du transit le long du rio Esmeraldas. Ceci est cohérent avec la forte diminution du taux de sédimentation dans le golfe de Guayaquil au pléistocène supérieur et avec l'incision du canyon sous marin d'Esmeraldas. Pendant l'époque glaciaire les cônes sont couverts par des mudflows.

Alluvial-Fan Evolution within a Tectonically-Confined Setting into a Tropical Continental Region: Santo Domingo Megafan, Ecuador

P. Reyes ^{a,b,c}, O. Dauteuil ^{d*}, F. Michaud ^{a,b,e}

^a Escuela Politécnica Nacional, Departamento de Geología, Andalucía n/s, C.P 17-01-2755, Quito, Ecuador.

^b Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Whymper 442 and Coruña, Quito, Ecuador.

^c Université de Nice - Sophia Antipolis, UMR Géoazur, Observatoire de la Côte d'Azur, BP 48, 06235 Villefranche sur Mer, France.

^d UMR-CNRS 6118 Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, UEB, 35042 Rennes Cedex, France.

^e Université Pierre et Marie Curie (UPMC, Géoazur), BP48, 06235, Villefranche sur Mer, France.

*corresponding author: olivier.dauteuil@univ-rennes1.fr

Abstract

Large alluvial fans are situated in the western flank of the Ecuadorian Andes. The Santo Domingo megafan (SDM) is the main conical structure of the area. The stratigraphy record indicates that the depositional sequences of the fan are composed by two lithological different members: a basal volcano-clastic member and an upper mudstone member. We determine the relationships between the fan-source areas using the plots fan-area vs drainage-area and also fan-slope vs drainage-area. These results indicate that the SDM megafan has a fan area larger than the source area because of high amounts of volcanic material delivered from the source. Complementarily we determined the morphometric characteristics by constructing analyze the longitudinal and transversal profiles along the fan-surface and along the four river channels. These results indicate that the SDM fan surface was tilted. To test the tilting we analyze the incision along the river valleys, some evidences from fieldwork and a geometrical solution using the contour lines. These results suggest that the SDM megafan was tilted in the two sides: the western downfan area and the eastern fanhead area. Finally we model the alluvial deposition and filling of the SDM megafan within a tectonically-confined horizontal space that simulates the local morphologic setting. The results are coherent with the development of a zone of high aggradation with an E-W trend as a consequence of the Coastal cordillera uplifting. The sedimentary evolution of the SDM megafan and the contemporaneous uplift of the Coastal cordillera have altered the sedimentary fluxes in the Coastal forearc basin of Ecuador. The Guayas and Esmeraldas river basins are separated during the alluvial fan aggradation. The presence of the volcanic and mudstone sequence in the SDM has been proposed to correspond with the increase of volcanic activity in the Ecuadorian Andes since the Lower Pleistocene and the final of the last glacial period in the Upper Pleistocene.

Keywords: Megafan, Fan Deformation, Morphometry, Tilting, Confined Fill, Ecuador.

6.1. Introduction

Alluvial fans are semi-conic depositional landforms located either at mountain fronts or at tributary junctions where high sediment supply encounter less confined zones of reduced stream power (Harvey, 2003, 2004a, 2004b; Saito and Oguchi, 2005). The complex coupling between erosion and deposition on the fans are controlled by the climatic and lithologic conditions prevailing at catchment areas, which in turn control flood power and sediment supply. It results a set of geomorphic styles shaped the alluvial fans (Kochel, 1990; Harvey, 2003; Magilligan, 1992). Alluvial fans occur in all climatic environments (Harvey et al., 2005) and their size vary from some tens meters to tens of kilometres in length (Wells and Harvey, 1987; Harvey et al., 2005; Gohain and Parkash, 1990; Shukla et al., 2001; Fontana et al., 2008). The quantification of the morphometric features in alluvial fans is often done by geometrical modelling (Harvey, 1996). In humid climate areas, although enhanced flood power and sediment supply are seasonally controlled, post-depositional processes may modify fan surface by weathering, soil formation and vegetation (McCraw, 1968; Kesel and Spicer, 1985; Kesel and Lowe, 1987; Harvey, 2003). Late Pleistocene to early Holocene climate is characterized by atmospheric reorganization, maximum lacustrine periods and glacier retreated occurred during the last 18000 years (Stager and Mayewski, 1997; Nicholson and Flohn, 1980; Sylvestre et al., 1999; Jomelli et al., 2011). These conditions triggered an important cycle of fan deposition during the Pleistocene-Holocene transition time as a sequence of geomorphic responses to changes in climate and vegetation (Wells et al., 1987; Bull, 1991; Harvey and Wells, 1994; Harvey et al., 1999b; McDonald et al., 2003). In Ecuadorian latitude, significant glacial readvances followed the last glaciated period (Clapperton, 1993; 2000) and high amounts of sediment supply were produced. Moreover, the active volcanic areas can provide high sediment supplies delivered during explosive eruptions that favor the alluvial fan growth (Waresback and Turbeville, 1990; Palmer et al., 1993; Zanchetta et al., 2004). An increase in volcanic activity has occurred during the Pleistocene (Barbery et al., 1988; Lavenu et al., 1992) along the northern Ecuadorian Andes. High amounts of volcanic material were delivered to rivers, and some alluvial fans were developed along the two flanks of the Andes. In this work we attempt to define the stratigraphic and tectonic evolution of the Santo Domingo megafan located between the Coastal and the Western cordilleras of Ecuador. We include fieldwork geological data and describe the mainly morphometric features for this megafan and also for some adjacent fans to analyze the climatic influence. Finally, we modeled the recent deformation from the fan-surface analysis and also the fan filling development.

6.2. Regional background

The area of study is located in the coastal region of Ecuador, an active Cenozoic forearc basin developed at the western foothills of the Northern Andes (Fig. 6.1). This basin is composed by two main geomorphic features: the Coastal cordillera along the western littoral margin and the Coastal plain confined between the Coastal and the Western cordilleras. The Coastal cordillera is a NNE-SSW-trending elongated mountain range long of 400-km and wide of 75-km-wide formed by uplift related to the subduction processes. The subduction

between Nazca and South American plates (Lonsdale, 1978; Pennington, 1981) corresponds to a subduction-erosion margin (Sage et al., 2006) with an associated calc-alkaline volcanic arc built in the equatorial Andes. This continental arc includes some volcanic centers active during the Plio-Quaternary (Barberi et al., 1988; Lavenu et al., 1992), whose products have been stored in the proximal intermountain basins and are also deposited into the distal sedimentary basins of the Coastal area (e.g. Aalto and Miller, 1999; Cantalamesa et al., 2005). The Coastal plain is the easternmost area of the Coastal forearc basin. It is an elongated plain area of 300-km-long and 50-to-100-km-wide, confined between the western and eastern mountain fronts of the western and coastal cordilleras of Ecuador, respectively (Fig. 6.1). This inland area constitutes the store of the sedimentary and volcanic material supplied from Andes cordillera. Santo Domingo (SDM) megafan occupies the northern part of this coastal plain.

The basement of the Coastal region is composed by Cretaceous rocks of an accreted oceanic plateau-type crust composed of igneous lithologies overlaid in places by thick mafic-derived volcano-sedimentary sequences of Upper Cretaceous age (Reynaud et al., 1999; Luzieux et al., 2006). During the Paleogene, several discontinuous episodes of sedimentary accumulation alternated with tectonic deformation (Reyes and Michaud, 2012). During the Neogene the sedimentation was continuous and the sequences are well preserved along the Coastal cordillera (Reyes and Michaud, 2012). In the lower Pliocene, a thick coarse-to-medium grain clastic sequence of the Borbón formation is deposited (Evans and Whittaker, 1982) in a shallow marine setting (Deniaud, 2000). It is largely exposed on the eastern flank of coastal cordillera in the west of SDM megafan (Fig. 6.2). The sedimentary cover of the alluvial fans corresponds to mudstones and lahars of the Balzar-San Tadeo formation (Reyes and Michaud, 2012). The catchment areas of the SDM megafan drain part of the western side of the Western Cordillera. This cordillera is a NNE-SSW-trending mountain range of the Northern Andes. It is composed of a complex arrangement of early-to-late Cretaceous oceanic plateau-type basalts and ultramafic rocks (Pallatanga Terrane, Hughes and Pilatasig, 2002; Vallejo et al., 2006), late Cretaceous marine turbidites, early Eocene basaltic to andesitic oceanic island arc sequences and late Eocene-Oligocene terrestrial series intruded by late Eocene and younger granitoids (Hughes and Pilatasig, 2002).

6.3. Physiography, morphology and climatic setting

The drainage network in the coastal plain is organized into two large drainage basins: Guayas and Esmeraldas network, separated by the EW-axis of the SDM megafan. Rivers draining catchment and fan areas are of two types. The major rivers with headwaters at mountain areas (Fig. 6.3), control the sediment supply from catchment to fan areas, whereas the minor rivers have their headwaters around the fan apex areas. They are disconnected from the large catchment areas draining the Western cordillera. Major rivers often flow along the boundary areas between alluvial fans. Usually these rivers have broad beds covered by an alluvial mantle. The major rivers (Toachi and Baba rivers, Fig. 6.2) border the SDM megafan. The Toachi River is the main feeder channel of the SDM megafan that flows along the northern boundary depression with Pedro Vicente Maldonado (PVM) fan. This river has a sudden change in direction that contrasts with the tendency of adjacent rivers caused by PVM

emplacement. It has a well-developed fanhead trench with a plane-bed channel section (around 500 to 1000 m width) of which depth diminishes progressively from apex area to the confluence with Esmeraldas River. It is an ancient stream that crosses a previously tectonically-exhumed block controlled by the Toachi fault (Fig. 6.2), just upstream of the SDM apex area. Baba River flows along the southern boundary of the SDM megafan on the contact with foothills of the Western cordillera. Minor rivers are usually consequent streams that flow upon the fan surface and are arranged into radial drainage patterns. They show alluvial-bedded channels indicating that there was a temporary connection with the large catchments. They carve alluvial fan deposits modifying significantly fan surfaces, particularly in SDM and PVM fans, except the Rio Guayllabamba (RGY) fan (Fig. 6.3) and along southern area of Toachi river where the fan surface remains unaltered indicating recent deposition. The surface of the SDM megafan at downfan areas is more eroded than fanhead areas. Other fans situated south of the SDM as Moraspungo (MRP) and Rio Chimbo (RCH) are included in this study.

SDM megafan is a semi-conical landform (Fig. 6.2) with a mean radius of around 80 km in length and a sweep fan angle of about 90° , which is confined along their western and northern downfan areas by the eastern flank of the Coastal Cordillera. Its apex area is located west of the Toachi fault trace. Locally, the surface of SDM megafan is cut by basement windows preserved as aligned mountains, which are controlled by the Santo Domingo fault. SDM megafan constitutes the main morphological structure. PVM fan is a lobate-shape deposit that partially superimposes the northern side of the SDM megafan and reaches in their westernmost extension only the middle part of the confined forearc basin. Northward, the RGY fan is a low-relief lobate-shape landform that has a limited extent bounded by the northeastern extension of Jama fault just at tributary confluence with Esmeraldas River.

The climate in the northern Coastal plain area and in the foothills of the western flank of the Western cordillera is similar, but it changes in the highland areas of the Western cordillera. It is characterized by a geographical change from tropical megathermal semi-arid in the south to tropical megathermal humid at the foothills and in the highland areas of the Western cordillera (Pourrut, 1995). Parameters as humidity, temperature and rainfall are particularly higher along the foothills of the Western cordillera where is emplaced the SDM megafan and its catchment area. Rainfall values can vary between 1500 and 3000 mm/yr along this area, while humidity can vary from 70-to-90% with an annual temperature average around 24°C (Pourrut, 1995). These specially humid climatic conditions have favored the growth of a thick soil horizon (up to 1 m) and a dense vegetation cover, which decrease the erosion of the megafan surface.

6.4. Methodology

Santo Domingo megafan was regionally mapped using topographic map. Morphometry from these maps has been used to describe fan characteristic. To extract morphometric parameters, we used DEM 30-m grid size obtained by digitalizing contour lines from topographic maps (<http://www.rsgis.ait.ac.th/~souris/ecuador.htm>; Marc Souris, IRD) and SRMT 90-m grid size for local corrections. Fieldwork was carried out to map the

stratigraphic sequence and determine the sedimentologic characteristics, the landform features and the tectonic effects on the fan evolution. Major sedimentary units inside the fans have been recognized on the basis of fieldwork correlations.

6.5. Fan sequence stratigraphy and distribution pattern

The sedimentary sequence of the SDM and PVM alluvial fans is basically composed by two main massive members: a basal volcano-clastic sequence that is contemporaneous with the Borbón formation (Reyes and Michaud, 2012) and an upper massive mudstone level that corresponds to mudflows sequences that covers the alluvial fan mapped as the Balzar-San Tadeo formation (Reyes and Michaud, 2012). A well-developed soil horizon covers all previous members (Fig. 6.3).

The basal member is composed of a massive to vaguely stratified volcano-clastic sequence with characteristic colors that range from multicolored strata at lower levels to reddish at uppermost levels. It crops out only on downfan areas (Fig. 6.4) often along the exposed valley hillslopes of the more deeply incised channels. Locally they are observed in the base of the aligned outcrops uplifted by the Santo Domingo fault (Fig. 6.2). It is composed by at least four types of volcano-sedimentary rocks: clast-supported alternated with matrix-supported volcanic breccias (Fig. 6.5a) with angular coarse-gravel-sized clasts of andesite and of tuff; andesitic-tuff-microbreccias (Fig. 6.5b); plagioclase-rich sand-sized sediments; and silt-sized tuffaceous bedded strata. Large outcrops have been observed close to the top of the PVM fan where river highly incised the downfan areas (Fig. 6.3).

The upper member consists of a massive, roughly homogeneous, poorly-consolidated sequence of dark-to-light yellowish-brown mudstones (Fig. 6.5c). This deposit is an ubiquitous sequence (Fig. 6.2) that overlays with unconformable contact the volcanic basal unit. At apex area of the fan, this member has a thickness up to 60 m and its grain size is notable increased to sandy mudstones (Fig. 6.4). It is composed by two submembers. The basal submember is a thick debris-flow sequence (Fig. 6.5c) that is deposited only at fanhead areas. It is composed by mud-supported boulder conglomerates and breccias intercalated with clast-poor mudstone levels with occasional rounded coarse-grained pebbles and angular pumice tuff clasts. The upper submember is composed by massive sand-rich mudstones with bioturbation features intercalated with clast-supported andesite breccia layers and rare pumice-rich mudstones beds. At downfan areas of the SDM is exposed only the upper mudstone submember with a significant decrease in thickness and grain size (Fig. 6.4) in relation to the sequence of the apex area. It consists of about 20 m of massive silt-rich mudstones with bioturbation features underlain by pale silt-rich mudstones with reworked clasts of well-sorted fluvial sand, yellowish-brown sand-rich mudstones and a layer of loose pumice clasts suspended within a mudstone matrix. Over the eastern flank of the Coastal Cordillera, the mudstone units overlays the Borbón formation (Fig. 6.2) and it was mapped as discontinuous isolated outcrops. In general, the upper mudstone member has internal erosional unconformities as it is observed in figure 6.5e, indicating a discontinuous deposition. The PVM fan shows a similar stratigraphic distribution (Fig. 6.4) where the mudstone sequence rests thanks to an erosional unconformity upon the volcanic basal

member. The upper mudstone member composes RGY fan basically.

A thick soil horizon (~2 m) is developed over SDM megafan surface (Fig. 6.4). It consists of a complex sequence of paleosoils and pyroclastic deposits that overlies the layer of bioturbated mudstones. A typical sequence (Fig. 6.5f) is formed at the base by a paleosoil horizon (P1) overlaid by a layer of pyroclastic sand-sized pale-blue-grey tuff (V1), which is locally fluvial-reworked, by a paleosoil horizon (P2) by pyroclastic sand-sized pale-yellow tuff (V2), and then by a pale brown organic-rich mudflow deposit (M) that is covered by the present day soil level (S).

6.6. Fan morphometry

A morphometric analysis was carried out in the SDM megafan to determine the shape features and investigate the relationships between the fan evolution, the tectonic and the climate (Harvey et al., 1999a; Harvey, 2004a). Indeed, as previously described, the fan is constrained by the evolution of the two cordilleras that had impacted its evolution. For this purpose, we have measured the planimetric area of both fan and catchment of several fans adjacent to the SDM megafan. Additionally we have extracted from DEM processing twelve topographic profiles, seven in radial direction from apex and five in NS-direction, finally we extracted four river/surface pairs of profiles along the major rivers that drain the surface of the SDM megafan.

6.6.1. Drainage area (D_A) versus fan area (F_A)

We measured the total planimetric area of the fan and the catchment for SDM megafan. For comparison purposes with the morphometric features of the SDM megafan, we have measured the same features for other large fans located at the toe of the Western cordillera: the northward PVM and RGY fans and the southward Moraspungo (MRP) and Rio Chimbo (RCH) fans. Figure 6.6a shows the relationship between fan and drainage areas. Two groups of fans can be differentiated: SDM and PVM fans display fan areas about two times larger than drainage areas, in contrast MRP, RGY and RCH fans show drainage areas five-to-ten times larger than fan areas. Thus, the fans with relatively largest fan-areas are close to the fan-area vertical axis of the graphic, whereas fans with relatively largest drainage-areas are close to the drainage-area horizontal axis. Figure 6.6b illustrates the linear trend on logarithmic scale to determine the power-law functions of the form: $F_A = p D_A^q$ according to Harvey (1990) and thus to compare the D_A exponents (q) of the two groups of fans. For SDM and PVM fans the D_A exponent is 1.295 ($F_A = 0.232 D_A^{1.295}$) whereas for MRP, RGY and RCH fans D_A exponent is 0.531 ($F_A = 6.755 D_A^{0.531}$). Commonly, D_A exponent varies between 0.7 and 1.1 (Harvey, 1990). In this study case, both D_A exponents fall outside this range. D_A exponents less than 0.7 are thought to correspond with fans developed in humid regions (Saito and Oguchi, 2005), indicating that the fans only store a lower proportion of the supplied sediment (Kostaschuk et al., 1986). In our case, the fans with $q = 0.531$ reflects this behavior. The MRP, RGY and RCH fans only store a small fraction of the supplied sediment. The fans with $q=1.295$ (SDM and PVM) store an amount of sediment too large compared to that provided from their drainage area (e.g. Calvache et al. 1997).

6.6.2. Drainage area (D_A) versus fan slope (F_S)

The relationship between fan slope and drainage area also can be analyzed through a power-law function of the form $F_S = a D_A^{-b}$ according to Harvey (1990; 2004a). The fan slope corresponds to the mean gradient measured along the axial part of each fan or lobe (Calvache et al., 1997). In the Figure 6.6c we have represented D_A and F_S on a logarithmic scale for the five fans (SDM, PVM, MRP, RGY and RCH). They fit a single power-law function of the form $F_S = 2.012 D_A^{-0.678}$ (with a correlation coefficient of 0.922). The typical range for the D_A exponent (-b) according to Harvey (1997) varies from -0.15 to -0.35. In our case, the D_A exponent falls outside of the range. The fans PVM and MRP show the highest slopes of 1.1° and 0.87° , respectively and contribute to increase the value of the D_A exponent. These fans are characterized by a significant upstream backfilling into the catchment areas, which causes the upstream migration of the apex. Evans (1991) proposes a range of slopes from 0.057° to 0.57° for alluvial fans in humid tropics. This range is coherent with the slope of the SDM, RGY and RCH fans.

6.6.3. Longitudinal profiles of the SDM fan surface

Figure 6.7 shows seven longitudinal profiles extracted from DEM treatment and radiating from a common point located at the apex area of the SDM megafan surface. All the profiles have typical concave-upwards shapes with high slope at the fanhead and low slope at downfan locations. For viewing purpose we show the profiles in two groups maintaining the central profile as reference. The northern profiles (Fig. 6.7a) fit very well around the fanhead but gradually diverge downwards. PL1 is one exception because it has the slope lower than the others. The length of the profiles decreases at the downfan areas because of the presence of the Coastal Cordillera. The southern profiles (Fig. 6.7b) fit well around the fanhead, but as in the previous case, they diverge at the downfan. According to these surface profiles two aspects can be remarked: 1) the outer profiles are longer than the inner profiles, and 2) the outer profiles are relatively lower than the inner profiles at the downfan for the same distance from the apex. These morphologic features attest that the SDM megafan has not a simple conical shape at the downfan. According to the fieldwork observations the SDM sequences are slightly thickened in this central area indicating that the aggradation is increased to the central axis of the fan. The profile PL4 coincides with the zone of increased aggradation located in the contact with the eastern flank of the Coastal cordillera. In addition, the downfan segment of the profile PL4 (Fig. 6.7a) show a slightly tilting in opposed sense to the fan slope. At upstream this profile has a relatively high slope with respect to PL1. On the other hand, the profile shape of the PL1 as observed in the Figure 6.7a is less concave than the others profiles. It has a more regular slope and corresponds with the unincised surface of a young fan lobe of the SDM megafan situated along the southern side of the Toachi river.

6.6.4. Transverse profiles of the SDM fan surface

Figure 6.8 illustrates five fan-cross surface profiles in NS-direction arranged from downfan to fanhead areas along SDM megafan. All the profiles show convex shapes. Commonly the upward convexity decreases at the downfan (e.g. Blair and McPherson, 1994;

Calvache et al., 1997). However the convexity is slightly higher at the fanhead than at the downfan. The profiles PT2, PT3 and PT4 have symmetrically sloping flanks separated by an inflection zone that coincides with the EW-axis of the fan. The surface elevation of the middle part of the fan is usually higher compared with the elevation of the northern and southern sides (Fig. 6.8). This feature is coherent with the aggradation zone observed along the longitudinal surface profiles of the figure 6.7. The profiles PT3 and PT4 are truncated in the northern part of the SDM megafan because of the Toachi river channel and the adjacent relief of the PVM fan.

6.6.5. Longitudinal river profiles (fan channel vs fan surface)

The relationship between the fan channel and the fan surface profiles allows to investigate the dissection occurred along the fan in response to the interaction between proximal climate- and sediment-led controls and distal base-level controls (Harvey, 2004a). To that we have extracted two profiles (along the surface and the channel) in each of the four rivers (Fig. 6.9) selected in this work located in SDM. The Toachi and Baba rivers flow along the boundaries of the fan. The Chila and Pupusa rivers flow from the center of the SDM and are diverted towards north and south respectively in the proximities of the Coastal Cordillera. The profiles often show a concave pattern. These rivers dissect the surface fan along their course. This feature is related to a change in the base level (Harvey, 2003). The Toachi river maintains a direct connection with the source areas in relation to the adjacent rivers. Its profiles form two subparallel lines (Fig. 6.9a) that attest a total dissection along the fan. The depth of the incision is slightly larger at the fanhead reaches than at the downfan reaches. The profiles of the Baba river (Fig. 6.9b) are somewhat irregular in the fanhead reaches because the river crosses in turns the fan sediments and the adjacent bedrock basement. At the downfan the reaches are more uniform specially in the depth of incision. The profiles of the Chila and Pupusa rivers (Figs. 6.9b, c) begins immediately downstream of the apex of the SDM megafan. They remain discontented from the mountain catchment areas. In these profiles, the incision increases progressively from fanhead to downfan reaches. However along the middle reaches, these rivers experiment a local increase in the incision. In these places the fan-surface profile is locally upwarped and the fan-channel profile is more incised than the upstream adjacent reaches. These deformed reaches coincide with the proximal zones between the SDM megafan and the eastern flank of the Coastal Cordillera. The rivers are diverted from their trend initially flowing in the western direction to change to the northward for the Chila river and the southward for the Pupusa river (Fig. 6.9e). The deformation observed along the fan-surface profiles decreases gradually downstream. The incision observed along the fan-channel profiles decreases downstream from a local high-gradient knickpoint reach.

To summarize, the longitudinal and transverse profiles in the SDM megafan (Figs. 6.7, 6.8) indicate that an increase in aggradation is developed in the E-W axis of the fan, whereas the profiles along the rivers (Fig. 6.9) indicate that the fan surface is deformed in the areas close to the Coastal Cordillera where the rivers are abruptly diverted. Thus we present below

some evidences to support local deformation of the fan surface induced by the Coastal Cordillera uplift.

6.7. Evidences of the fan deformation

We have evaluated the deformation of the SDM megafan by incision analysis, fieldwork geology and tilting estimations.

6.7.1. Evidence from fan-valley incision

According to geological data (Fig. 6.4) the surface of the SDM megafan is covered by a roughly homogeneous lithology composed by a mudstone sequence mantled by a soil horizon. In that geologic context the valley incision is produced in a same lithology. To illustrate the variations in incision along the fan surface, we determined the ratio d/w (d = valley depth and w = valley width) for about 500 points along the river valleys draining the fan surface. These ratios have been interpolated and plotted in the Figure 6.10. High ratios d/w are related to high incisions. However at the downfan areas it is expected a gradually decrease of the d/w ratio because of the valley width increase (e.g. Baba river). Thus, the highest values of the d/w ratio are concentrated in two zones: around the apex and at the downfan close to the Coastal Cordillera. In the apex area, Toachi river (feeder channel) is highly incised locally as it was observed in Figure 6.9a. The existence of incised fanhead trenches is considered a typical feature in the apex area of some fans (Blair and McPherson, 1994), however this entrenchment is made in the fan deposit. In our case the fieldwork evidence indicates that bedrock basement is being locally exposed along the streambed beneath the fan deposit at the apex of the fan, close to the Toachi fault trace (Fig. 6.2a). In the downfan areas the high values of incision are present close to the Chila and Pupusa river courses as it was observed along in Figures 6.9b, c, particularly higher in the south. In adjacent zones of the fan surface the d/w ratios varies slightly. This indirect evidence suggests that the incision of the fan surface may represent an erosive response to the Coastal cordillera uplift.

6.7.2. Evidences from fieldwork observations

Fieldwork study was made along the contact area of the SDM fan sediments over the rocks of the Coastal cordillera. This area constitutes a transition zone (~20 km wide, Fig. 6.3) characterized by a gradual decrease of the thickness of the fan sediments from the east to the west and a gradual increase of the exposition of the rocks of the Coastal cordillera (Plio-Pleistocene Borbón formation) in the same direction. Only the upper mudstone submember of the upper member of the fan sequence is observed in this area. The basal debris flow submember is absent. Figures 6.11a, b show an outcrop located at downfan where the transition zone (Fig. 6.3) initiates. The volcanoclastic rocks of the Borbon formation in this place are contemporaneous to the basal member of the SDM megafan in the east (Fig. 6.2b). We can observe that the fan sediments were deformed during the uplifting of the rocks of the Borbón formation along the eastern flank of the Coastal cordillera. In a first stage, this uplift rate appears to be more rapid than the aggradation rate because the fan sediments are locally

eroded and displaced in a vertical sense. The uplift of the Borbón formation appears to be accommodated by the movement of the local faults. In a second stage, the uplift rate diminished relative to the aggradation rate of the fan sediments. Finally, the aggradation processes becomes dominant, thereby smoothing the preexistent relief. Figures 6.11c, and 6.11d illustrate an isolated outcrop of the fan sediments overlying with unconformable contact the rocks of the Borbón formation. This outcrop is located in the west of the transition zone (Fig. 6.3) at an elevation of about 300 m. The fan sediments occupy local depressions and gradually disappear in the eastern flank of the Coastal cordillera because of uplifting and erosion. Similar exposures can reach elevations of about 400 m in the westernmost prolongation of fan sediments. Thus, the western fan progradation appears to be truncated and deformed by the Coastal cordillera uplift. On the other hand, fieldwork was made along the apex area where they are exposed tectonically-controlled remnant structures of the basement as the Bombolí hill (Fig. 6.2), which summits are about 110 m in elevation from the fan surface. They are composed by Cretaceous rocks partially covered by an eroded mantle of mudstones belonging to the upper member of the fan sequence. That indicates that the activity of the Santo Domingo fault (Fig. 6.2) was contemporaneous to the fan deposition. The Toachi fault appears to control the basement block exhumed upstream of the apex where a large watergap erosional landform is carved by the Toachi river (Fig. 6.2).

6.7.3. Evidence of the tilting from contour lines analysis

Pinter and Keller (1995) proposed a geometric method to investigate the tilting of an alluvial fan assuming nearly conical shape and using the contour lines from a map. This method consists in fitting geometrically-correct series of concentric ellipses to the topographic contours in order to apply an algebraic solution for the conical surface. The input data consists of the dimensions of the major and minor semi-axes of the ellipses and the angle of the slope of the untilted fan. The figure 6.12a illustrates the geometric relationships between the contour lines of an untilted cone represented as dashed circles and the contour lines of a tilted cone represented as thick ellipses of a cone inclined 5° in the western direction with respect to a NS tilt axis located at the apex (A). The concentric ellipses have the major and minor semi-axes proportional among each other. The distance between the ellipses is higher in the eastern low-slope flank than in western high-slope flank. The sweep angle of the cones is often $<180^\circ$. The figure 6.12b shows the same tilted cone of the figure 6.12a. The area of the cone exposed for a sweep angle of 90° is lower in the high-slope flank. The fitting of the ellipses is very complicated for the cones which exhibit the high-slope flank as shown in the figure 6.12c. Several different ellipses can be fitted with only one contour line. As the method is strongly dependent on the proportionality of the semi-axe lengths among ellipses, it is inappropriate to fit cones with sweep angles $<90^\circ$ in the high slope flank. To resolve that we propose an indirect method that consists in fitting eccentric circles instead of ellipses. Only one circle is possible to fit a contour line as shown in the figure 6.12d. Thus, we can construct a set of eccentric circles that fit well all the contour lines. The new fitted circles can be organized in a vertical stacking (Fig. 6.12e) that allows us to visualize how the cone has been tilted. With this alternative method we cannot calculate the tilting angle, but we can differentiate if it is the high-slope flank or the low-slope flank of a tilted cone.

Using our indirect method, we modeled the deformation of the SDM megafan. In the case of the SDM megafan the sweep angle is around 90° . The figure 6.13a shows the contour lines extracted from DEM treatment with a contour interval of 25 m. The fit highlights two abnormal zones. In the zone *m* the contour lines have a regular distance and the fitting is different from the other. At fanhead the contour lines are more separated and at downfan they are closer. The zone *m* has uniform slope and coincides with PL1 of the Figure 6.7a. It corresponds with the lobe landform located south of the Toachi river. In the zone *n* the contour lines are more spaced downfan, which indicates a decrease in the fan slope. It is consistent with the gradual aggradation observed along surface profiles of the Figure 6.7, specifically along PL4. In the other places of the fan, the circles fit well and show a variable degree of eccentricity. The figure 6.13b shows a 3D-model constructed with the obtained circles. We have differentiated three groups. The upper group forms a set of roughly concentric circles with a low tilt to the west. The middle group consists of a set of eccentric circles with a significant tilt to the west. The lower group forms a set of eccentric circles with a significant tilting to the east, which is opposed to the others. Figures 6.13c, d illustrates the tentative initial and final scenarios for the SDM megafan deformation. The variable tilting observed in the middle and the upper groups implies the uplift of the apex during deposition with a gradual decrease of the uplift to the apex area. The tilting observed in the lower group indicates that the fan was deformed at downfan because of the tectonic influence of the nearby Coastal cordillera.

6.7.4. Estimation of the tilting

Evidence from fieldwork suggests that the fan sediments along the downfan area have been uplifted together with the Coastal cordillera. Some remnants (Fig 6.11d) are preserved in the west of the downfan at about 300 m en elevation which is higher than the lowest elevation of the profile PL4 (Fig. 6.7) located in the est. The evidence provided from the local changes of the depth of incision along rivers draining the fan surface corroborates the hypothesis that the fan-surfaces were more deeply incised in the area of the contact (Fig. 6.10) with the Coastal cordillera (see profiles of the Chila and Pupusa rivers, Fig. 6.9) in response to the local uplifting. The results of the contour-line tilt analysis suggest that the SDM megafan surface has been tilted along the apex and downfan areas (Fig. 6.13). To estimate the tilt angle at the downfan area we used the profile PL4 of the figure 6.7a as the reference. The figure 6.14 illustrates the geometric method to estimate the tilt angle, which is about 0.038° . To estimate the tilt angle at the apex area we need to compare the fan-surface profiles of the figure 6.7 with a profile that represents approximately the gradient slope of the untilted cone for example the profile of a young lobe as it is suggested by Pinter and Keller (1995). Thus, we used as reference the gradient slope of the profile PL1 (Fig. 6.7a). This profile coincides with the Toachi river. Along this river was identified a lobe landform (zone *m*, Fig. 6.13a) which appears to be more recently deposited because of its uneroded surface (Fig. 6.2a). The Toachi river is the only feeder channel of the SDM megafan. This river adapts its stream profile to the recent changes in the catchment areas and also to the changes in the base level, relative to the other consequent rivers draining only the fan surface, which are currently disconnected from the catchment. The profiles of the fan-surface and the fan-channel of the

Toachi river in the figure 6.9a have similar gradient slopes indicating that lobe and the channel are in equilibrium (Figs. 6.2a, 6.9a). Thus, the profile PL1 may be used as a proxy to estimate the tilt of the cone. PL1 has a lower slope than the adjacent profiles at the apex area (Fig. 6.7a). The figure 6.14 illustrates the calculation of the tilt angle at the fanhead between profile PL1 and the profile PL4. The estimated tilt angle in the apex area is about 0.082° .

6.8. Modeling of the sedimentary filling

To better constrain the coupling between the fan deposits and tectonics of borders, we numerically modeled the sedimentary filling of the SDM megafan into a partially confined accommodation space. The system is bounded by the flanks of the Coastal and Western cordilleras and includes a zone of maximum aggradation in the downfan area. We use three specific aggradation styles to simplify the modeling. We divided the total sedimentary filling section into nine or eight equal-section areas. A first model considers an increase of the fan-size by maintaining constant slope (e.g. Giles, 2010). In this model the elevation of the fan-surface and also the fan-radius gradually increase, while vertical aggradation rate decreases progressively (A1, Fig. 6.15). This model simulates the aggradation in a fan via sheet-flow deposition (Harvey, 2003, 2004a). A second model considers an increase of the fan-size maintaining constant the apex elevation (e.g. Giles, 2010). The fan-radius increases at a constant rate (B1, Fig. 6.15) and simulates a progradational-stacking pattern. A third model considers an increase of the fan-size maintaining constant the fan-radius but with a constant increase of the elevation of the apex (C1, Fig. 6.15). This model roughly simulates an aggradation that combines a thick debris-flow deposition at fanhead with sheet-flow or fluvial deposition at downfan according to Harvey (2003). In a first scenario (1, Fig. 6.15), we assume as vertical the bounding fronts of the two cordilleras. We propose two different aggradation styles in the downfan close to the Coastal cordillera: a stacking pattern with vertical aggradation (h, Fig. 6.15), and a stacking pattern with gradually backfilling towards fanhead area (b, Fig. 6.15). In a second scenario (2, Fig. 6.15), we assume two inclined and opposing boundary fronts of the two cordilleras. The slope angle of the fronts is similar to that of the adjacent southward fronts. In the same way, we have modeled the sedimentary fill by the three previous styles (A, B, C, Fig. 6.15) and by vertical stacking and backfilling (h, b, Fig. 6.15).

Our aim is to compare the rate of aggradation between the apex and the downfan areas within a confined setting in order to evaluate how is produced the anomalous aggradation along the contact area between the SDM megafan and the Coastal cordillera. In the first scenario (1, Fig. 6.15), for the single vertical stacking pattern (h, Fig. 6.15), the fan-surface elevation in the contact area with the Coastal cordillera increases 2.00 times more rapidly than the unconfined areas for the three aggradation styles (A, B, C, Fig. 6.15). For the backfilling stacking pattern (b, Fig. 6.15) the fan-surface elevation increases 1.24 times more rapidly. In the second scenario (2, Fig. 6.15) the fan-surface elevation increases 2.29 times more rapidly for the vertical stacking pattern and 1.51 times more rapidly for the backfilling stacking pattern (b, Fig. 6.15). In general, vertical stacking models show a relative more rapid growth than backfilling models. In the same way, the models confined by inclined fronts have a

relative more rapid growth than models confined by vertical fronts. We can also compare the aggradation rate in between the apex and the downfan areas for the confined models. In the constant-slope aggradation model (A, Fig. 6.15) the vertical aggradation rate is slightly more rapid at the confined zone with local increase in strata thickness especially with vertical stacking pattern. In the constant-apex aggradation model (B, Fig. 6.15), the vertical aggradation rate and strata thickness always increase at downfan. In the constant-ratio aggradation model (C, Fig. 6.15), vertical aggradation rate and strata thickness decrease at the confined zone in all the cases.

In the case of the SDM megafan, the fan-surface elevation along the contact area with the Coastal cordillera ranges from 2.09 to 2.33 times more rapidly than the adjacent unconfined downfan areas with an average of about 2.21. This average value is comparable with the vertical stacking pattern (h, 2, Fig. 6.15). In addition a notable decrease in strata thickness from fanhead to downfan areas was noted during fieldwork. Thus, despite of the expected more complex scenario, the fan architecture for SDM is coherent with the sedimentary fill model C-h-2 (Fig. 6.15) with mixed debris-flow/sheet-flow deposition.

6.9. Discussion

The fan processes, stratigraphic sequence, lithology, morphology and deformation observed along the SDM megafan is the result of the dominant climatic, tectonic and sediment-supply conditions occurred between fan and catchment areas (Harvey, 2004).

6.9.1. Stratigraphic implications

The lower volcano-sedimentary sequence that forms the base of the SDM megafan is a massive deposit with provenance from the volcanic sources situated at the headwaters of the Toachi drainage basin (Fig. 6.3). Barberi et al. (1988) report a resumption of the volcanic activity in the Western Cordillera at about 1.5-1 Myr, after a period of quiescence since the Late Miocene. In such a scenario, an uncommon source has supplied additional material to the lowland areas of the Toachi drainage basin modifying the amount that naturally can be supplied by erosion and thereby promoting the fan overgrowth. The angular shape of most of the breccia components indicates that transport was rapid, probably as a massive debris-flow. The upper mudstone deposit is a roughly homogeneous sequence that covers most of the low plain between the Coastal and Western cordilleras including the fan surface of the SDM, PVM and RGY. These fans have different catchment areas formed by variable lithology; however the upper deposit is uniform. In this context, it is necessary to dispose a source that supplies simultaneously a similar material to different drainage basins. This scenario can be attributed to the glaciation period whose onsets occurred during late Pleistocene at about 0.8-1 Myr (Paillard, 1998). At equatorial latitude, the minimum glacial snow line elevation reached 4000 m (Clapperton, 1990), which implies that much of the highland areas of the Western Cordillera were covered by glaciers during the Pleistocene. Thus, high water fluxes produced during melting interglacial periods and mixed with volcanic/clastic material formed hyperconcentrated flows that flooded all the northern fan surfaces. The existence of a debris-flow deposit at the base of the mudstone sequence in the apex area of the SDM megafan

suggests a typical growth dominated by a fanhead debris-flow deposition that changed to a sheet-flood deposition at downfan areas (Harvey, 2004a), accompanied by a decrease in thickness. This is coherent with the modeling of the sedimentary fill (Fig. 6.15). The presence of internal unconformities and isolated volcanic layers inside the upper mudstone deposit may reflect the alternation between several glacial cycles with volcanic activity. The occasional rounded material of variable lithology observed intercalated in the fan sequence as isolated gravel lenses close to the present-day river channels suggests that a fluvial transit occurred during the volcanic quiescence or glacial intervals. These rivers are now disconnected from the source.

6.9.2. Climatic implications

The overgrown fan-size caused by the additional material supplied from a non-typical volcanic source (interAndean valley, Fig. 6.3) into SDM and PVM fans, differs from the fan-size observed in the adjacent fans such as MPR and RCH, whose provenance is from the Western Cordillera. In the case of RGY fan much of the volcanic material has been trapped along a large piggyback-like basin (Hibsch et al., 1997) situated in the highland areas of the Guayllabamba river basin and also within small basins and alluvial fill terraces along the river course according to fieldwork. The smaller fan-size of the MPR and RCH compared to their drainage areas (Fig. 6.3) suggest two scenarios: 1) Only part of the material supplied from drainage areas is deposited along the fan-areas or 2) The amount of the supplied material is lower because tectonic quiescence or highly resistive rocks. In the first scenario, a climatic-induced rainfall increase is required to increase the stream power and hence the sediment transport capacity in rivers. High rainfall values ranging from 1500 to 3000 mm/yr for the western flank of the Western Cordillera (Pourrut, 1995) contribute to increase the sediment transport capacity, whereas a thick vegetation mantle developed in these areas contribute to decrease the sediment supplied by erosion. In the second scenario, for the Western Cordillera the uplift was reported to be active at least until the Pliocene times (Spikings and Crowhurst, 2004), and quaternary fault activity (Winter et al., 1993) suggest active tectonics. In this context the sediment supply can be ensured for the fans despite of the high resistant rocks of the basement source. In periods of low sediment supply the feeder rivers of the fans of this area tend to incise the fan surfaces. Figure 6.16a illustrates the drainage/fan areas plotting of the five fans of this work compared with another five fans reported in the literature belonging to different climatic settings (e.g. glacial, arid) with similar size proportions (from 1000 to 8000 km²). Although the amount of the plotted fans is limited, it is possible to differentiate three zones (Fig. 6.16b). A lower zone where are concentrated the fans with low fan-areas in relation to drainage-areas, a D_A exponent lower than 0.7 (Harvey, 1990) and very high water flows (tropical areas). A higher zone with relative high fan-areas, a great sediment supply (volcanic areas) and a D_A exponent higher than 1. In the intermediate zone are concentrated fans with variable drainage-fan areas of variable climatic settings. The D_A exponents ranging from 0.7 to 1.1.

6.9.3. Morphologic implications

The lateral and vertical growth of the SDM fan occurred during periods of intense sediment supply such as volcanic activity or glaciation, that caused the reorganization of the local drainage network. High sediment rates supplied in short-term times induced the feeder rivers to be avulsed to depressed zones located in the boundaries between the adjacent fans, thereby modifying their courses. Furthermore, as it was shown in the filling model (Fig. 6.15) a tectonically-confined depositional area causes an increase in the local aggradation rates. In the case of the SDM megafan the uplift of the Coastal Cordillera favors the increase of the aggradation rates. This local increase induces the growth of a depositional relief in the EW-axis of the fan that became the dividing line between Esmeraldas and Guayas river basins. This fact caused a change in the drainage network configuration. The sedimentary fluxes with provenance of the Western Cordillera are redistributed towards the north and the south. Most of the rivers that drains the volcanic areas of the Interandean valley are hosted by the Esmeraldas river basin at the expenses of the Guayas river basin (Fig. 6.3), which passes to receive only the detrital material supplied from the erosion of the southern Coastal and Western cordilleras. Within the Guayaquil gulf (Fig. 6.1) to where the Guayas river flows, the Plio-Pleistocene sequence undergoes notable changes in the sedimentary rates (Witt et al., 2005). During early Pleistocene (1.8-0.8 Myr) the sedimentation rates increase, whereas during the middle-to-late Pleistocene (< 0.8 Myr) the sedimentation rates decrease. Both periods are separated by a discordance. This scenario is comparable with the SDM megafan sedimentation pattern. High sediment supply occur during the resumption of the volcanic activity in the Western Cordillera at about 1.5-1 Myr (Barberi et al., 1988), and then during glacial period (~0.8-1 Myr) (Paillard, 1997) the sedimentation rates decrease. The discordance timing within the Guayaquil gulf may be correlatable with the end of the maximum aggradation period in the SDM downfan area and the uplifting of the easternmost front of the Coastal Cordillera. Thus, the vertical growth of the SDM megafan contributed to decrease sedimentary fluxes to the Guayas basin, and favored the increase of the sedimentary fluxes into the Esmeraldas basin thereby influencing the development of a submarine canyon (Fig. 6.1) in the continental slope because of the abundant detritus material that increase turbidity erosion (e.g. Mitchell, 2005).

6.9.4. Tectonic implications

According to the results of the tilting analysis at fanhead and downfan areas of SDM megafan suggest that the Coastal and Western cordilleras have been uplifted and deformed during fan deposition. Along the transition zone (Fig. 6.3) between the Coastal Cordillera rocks and the fan sediments (Fig. 6.11), the upper mudstone sequence of the SDM megafan was uplifted at about of 100 to 200 m in relation to the adjacent fan surfaces after its deposition. The easternmost front of the Coastal Cordillera coincides with this area. This front is bounded by the northeastern extension of the Pichincha fault (Reyes and Michaud, 2012) according to fieldwork (Fig. 6.2). In the same way, the upper mudstone sequence was uplifted at the apex area. The summit of the Bombolí hill, whose outcrop is controlled by the Santo Domingo fault, is covered by the mudstone and remains at about 100 m in relation with the adjacent fan surfaces. The prominent watergap carved by the Toachi river along the opposed hanging wall block of the Toachi fault trace suggests that the apex was uplifted during fault

activity. Evidence from a notable increase in the local incision is evidenced in Figure 6.10. The presence of a fan-head trench is often interpreted as sign of the maturity of an alluvial fan (Blair and McPherson, 1994), however the fan dissection observed along the Toachi river occurred along the whole fan surface and may reflect an erosional response to the changes of the base level. In this case the base level is tectonically-controlled by the Canandé fault (Reyes and Michaud, 2012) which causes a tributary confluence along the Esmeraldas river (Fig. 6.2) in the downfan areas.

6.9.5. Fan evolution

The evolution of the SDM fan can be summarized in three stages:

- i. Filling of the basal sequence of the SDM megafan with massive volcanic material (debris-flow processes) alternating with occasional high rounded fluvial material of the volcanic and basement source (Fig. 6.17a).
- ii. Emplacement of the PVM fan as a great high-slope lobe formed by massive volcanic material (debris-flow process is continued) north of SDM. Confinement and aggradation of SDM over the Coastal Cordillera. Reconfiguration of the Guayas and Esmeraldas river basins (Fig. 6.17b).
- iii. Resumption of the fan sedimentation by arriving of abundant mudflows (sheet-flood process) from glaciated highland areas during interglacial melting, mixed with volcanic material (Fig. 6.17c). This deposit covers all the lowland areas smoothing the preexistent surfaces. Emplacement of the RGY fan. Vertical aggradation of the SDM continues over the Coastal cordillera relief. Simultaneous tilting is produced in the SDM megafan because of the Coastal and Western cordilleras uplifting.
- iv. The arrival of the lobe in the northern side of the SDM fan along the Toachi river (Fig. 6.17d). The present morphologic configuration of the area.

6.10. Conclusions

- The fan stratigraphy allows us to define the relationship between the fan and source areas. Massive volcanic sequences of the Pleistocen are covered by an upper mudstone sequence. This stratigraphy reveals the characteristics of the volcanic and glacial sources.
- Fan-area is larger than drainage-area for the volcanic-sourced fans of the north, whereas fan-area is smaller than drainage-area for basement-sourced fans in the south. Thus, two different scenarios of fan deposition are revealed in a same climatic setting. Fans supplied from volcanic or glacial sources can develop large fan areas even in tropical areas. Fans supplied from erosion delivered sediments appear to have a major transport capacity in tropical zones because of the quantity of water available. Thus, the fan-area tends to be reduced in comparison to fans from other climatic settings.
- Tectonic tilting was observed to deform the fan-surface of the SDM megafan during and after deposition. Fault activity and the uplift of both fronts (Coastal and Western cordilleras)

are thought to be associated. The feeder river (Toachi) has incised along the whole of the fan surface indicating that the present-day fan deposition is not active in surface.

- The increased vertical aggradation occurred in the intersection between the SDM megafan and the Coastal Cordillera front has changed the drainage network by creating a divide line in the SDM megafan thereby separating the Guayas and Esmeraldas river basins.

Acknowledgments

This study was funded by IRD, ANR (Andes du Nord Project) and received financial support from INSU grant "Reliefs"

6.11. Figure caption

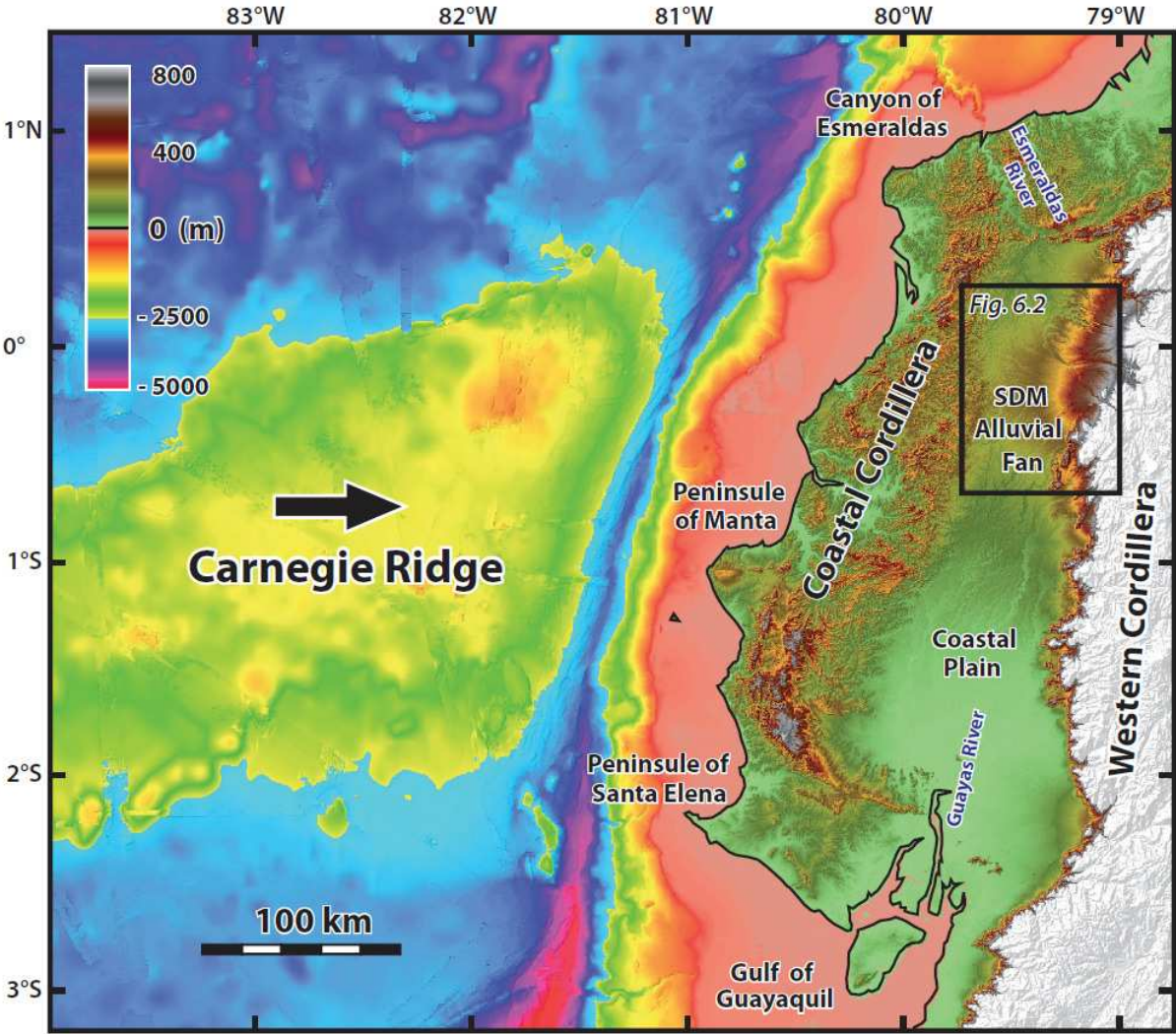


Fig. 6.1. Elevation map of the Carnegie ridge – Ecuador margin collision area. Geodynamic setting of the coastal margin of Ecuador. Bathymetry from compilation by Michaud et al. (2006) (size of the grid cell =150 m). Inland, the relief of the Coastal Cordillera from DEM 30 m grid size show the physiography and morphology of the study area of the Santo Domingo megafan (SDM).

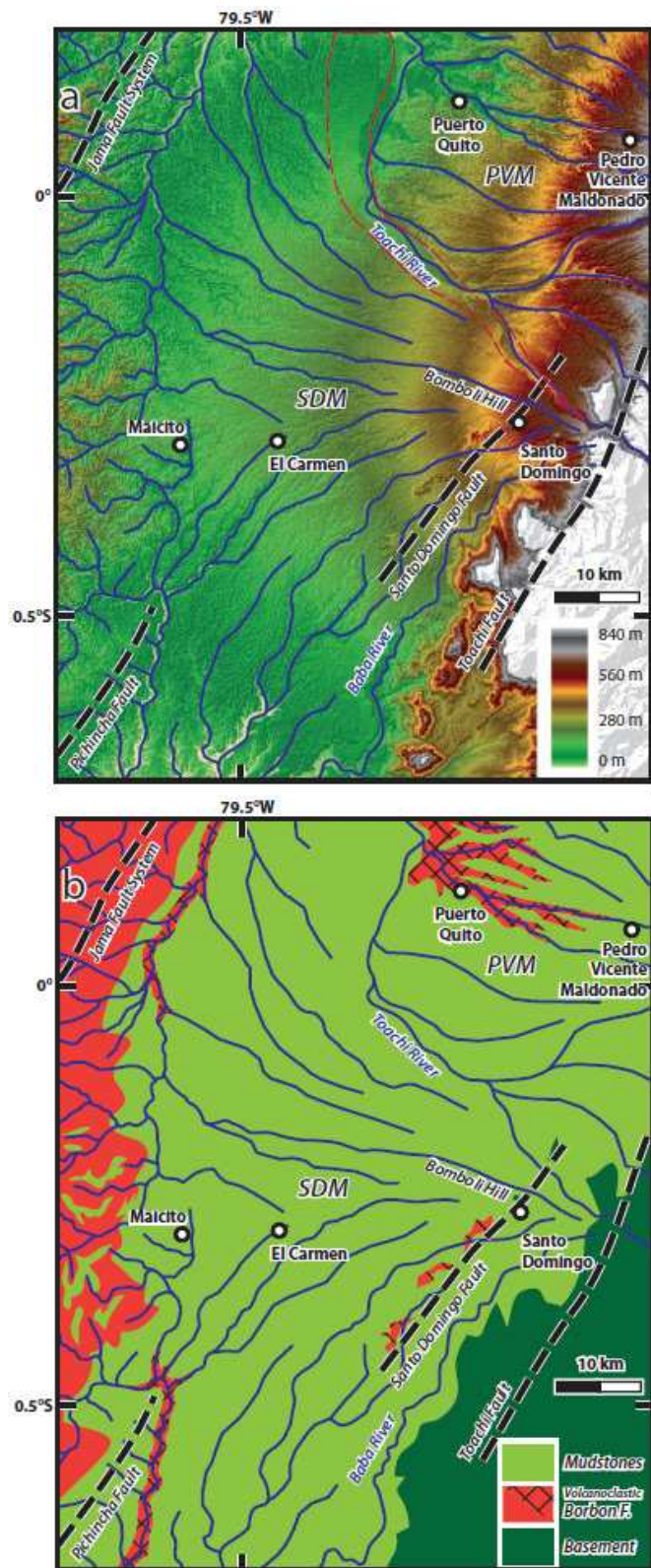


Fig. 6.2. a) Relief map of the Santo Domingo megafan (SDM) (located between Toachi and Baba rivers) and Pedro Vicente Maldonado fan (PVM) from DEM 30 m grid size showing the physiography and the different morphologic characteristics of the study area. Dashed red line is a lobe along Toachi river. b) Geologic map of the Santo Domingo megafan area. In thick dashed lines the main faults observed during fieldwork. Two sequences are mapped into megafan: Mudstone series that crops out in the whole area (light green) and volcanoclastic sequences (red with crossed lines) de la base of the megafan that are

exposed along the more incised rivers and that correspond with the Borbon formation (red) in the Coastal cordillera at west. Note the local outcrops of basement along the Santo Domingo fault.

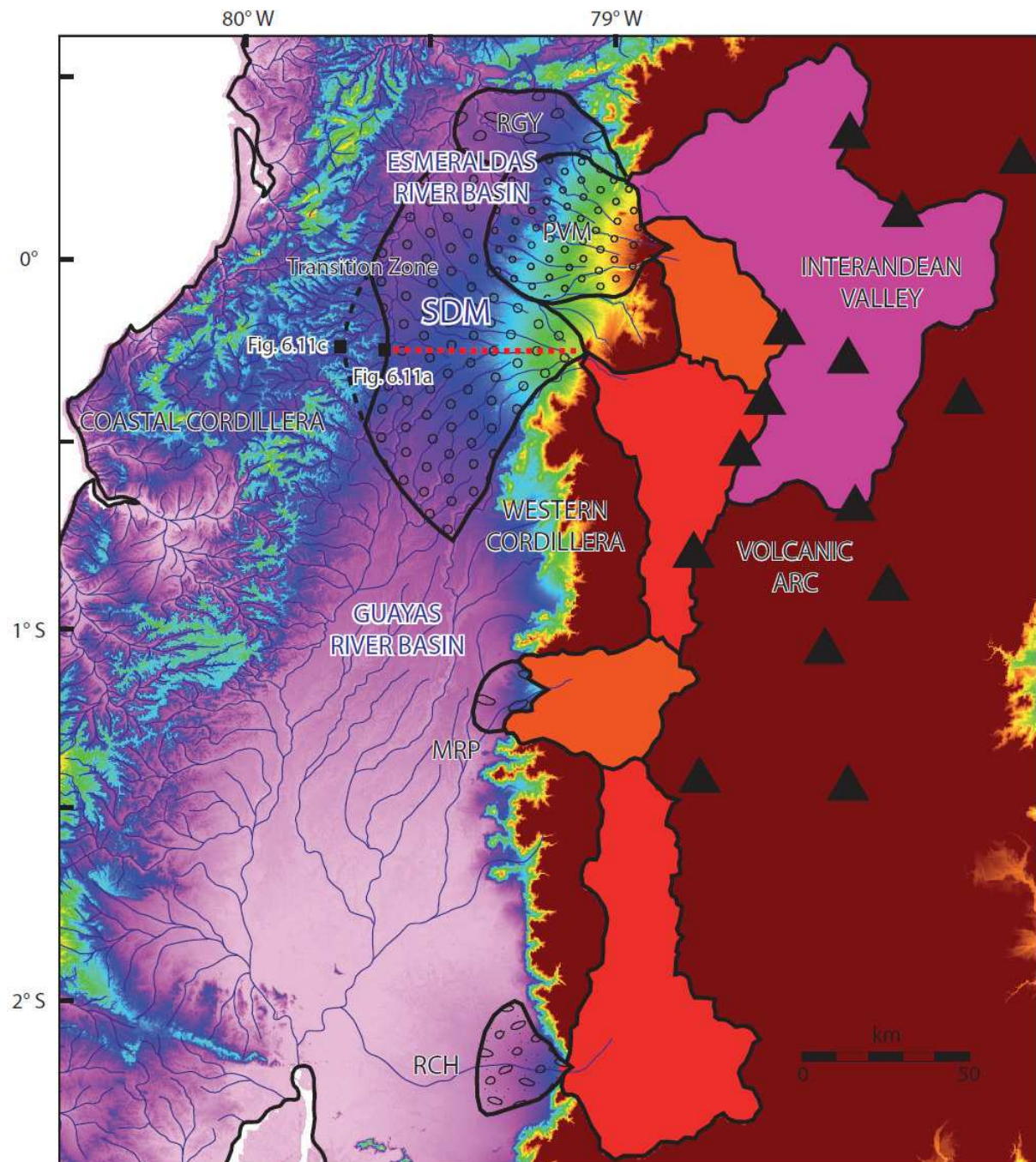


Fig. 6.3. Physiographic map illustrates the catchment and fan areas of the five alluvial fans. Santo Domingo alluvial fan boundary has been projected over reliefs of the Coastal Cordillera according to the Figure 6.2, forming the transition zone. Note that high catchment areas display low fan areas for the RGY, MRP and RCH fans in contrast with the SDM and PVM fans (See text for names). Black triangles correspond to localization of volcanoes of the North Andean segment. Red dashed line indicates the divide line between the Esmeraldas and Guayas river basins.

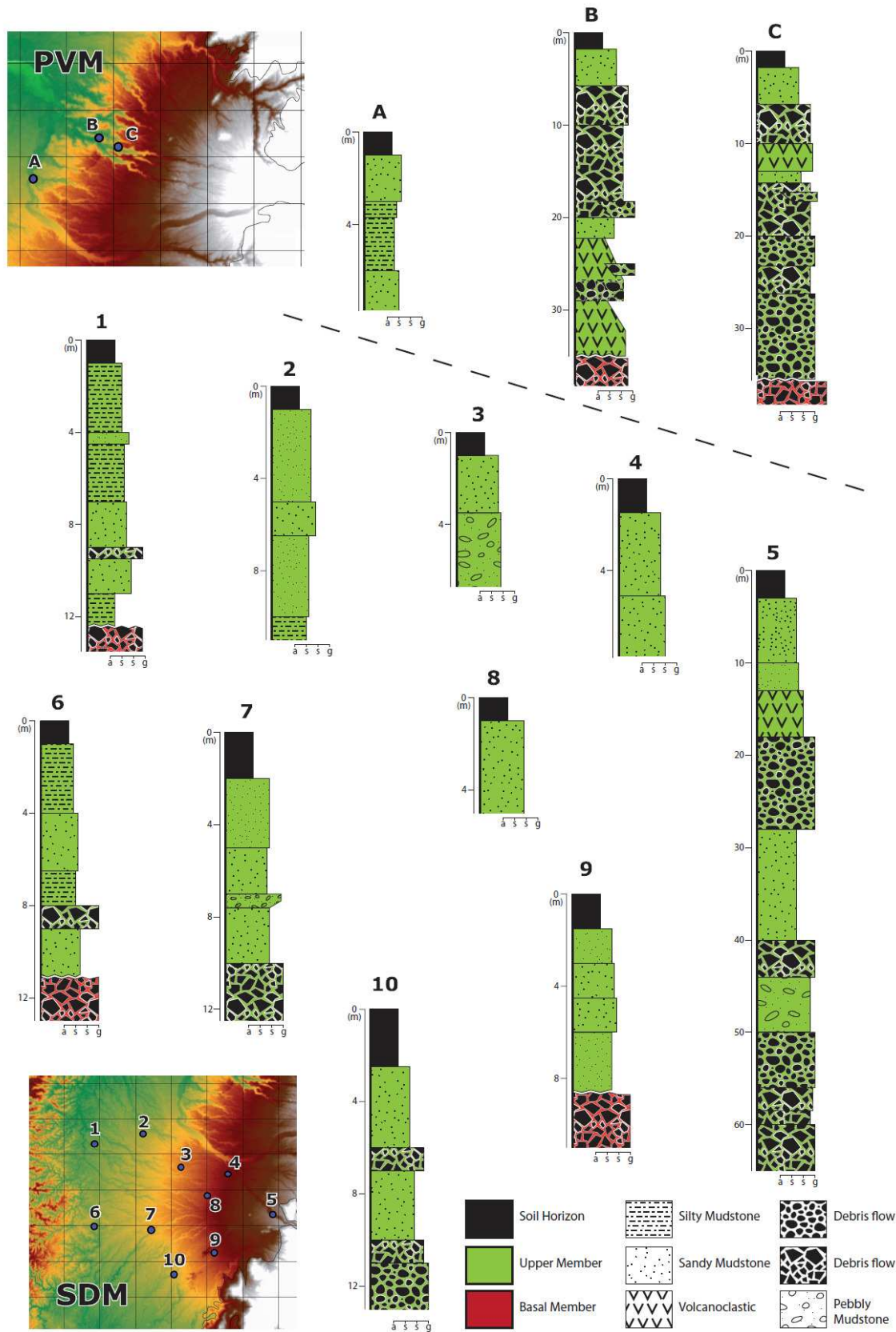


Fig. 6.4. Above: Stratigraphy of the PVM fan showing upper member separated by discordance from volcanic member, which is intercalated locally by gravel alluvium. In black, the soil horizon and paleosoils. Below: Stratigraphy of the SDM megafan show upper member discordantly over volcanic member. Note the debris flow deposit at the base of the apex sequence.

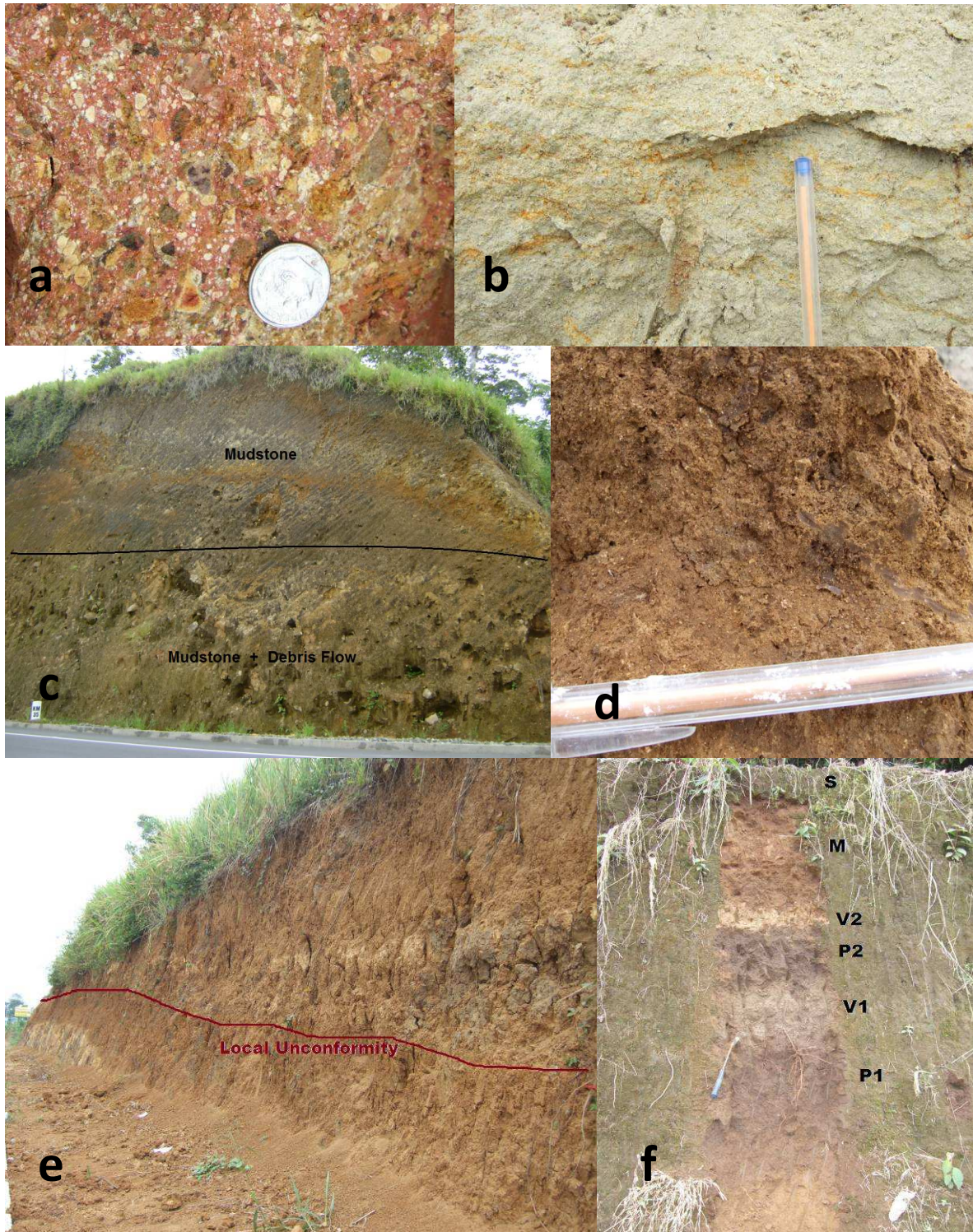


Fig. 6.5. Photographies illustrate the lithologic characteristics of the SDM. a) Matrix-supported red breccia. b) Andesitic-tuff-microbreccia level. c) Mudstone member overlying the debris flow sequence near de fan apex. d) Sample of the unconsolidated typical mudstone of the area. e) Typical mudstone sequence indicating local unconformity. f) Soil sequence showing sequence of paleosoils over mudstone level: P1 = Lower paleosoil, V1 = Pyroclastic reworked deposit, P2 = Upper paleosoil, V2 = Pyroclastic yellow deposit, M = Mudflow-soil reworked, S = Recent soil.

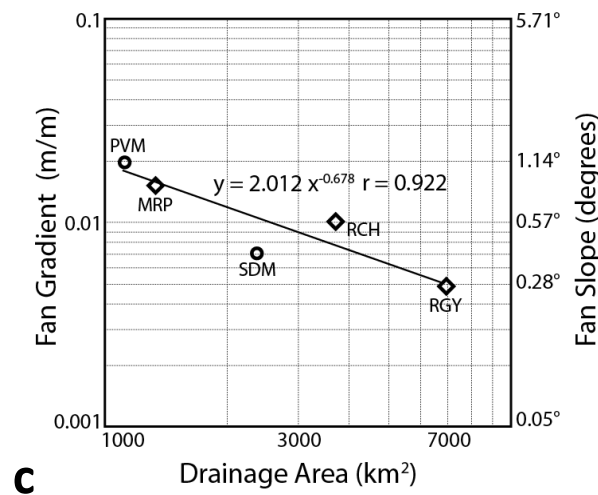
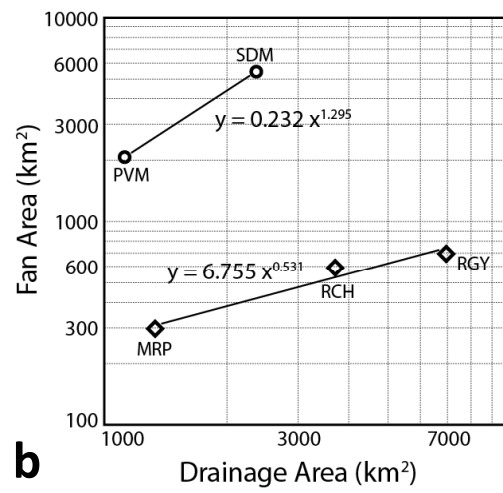
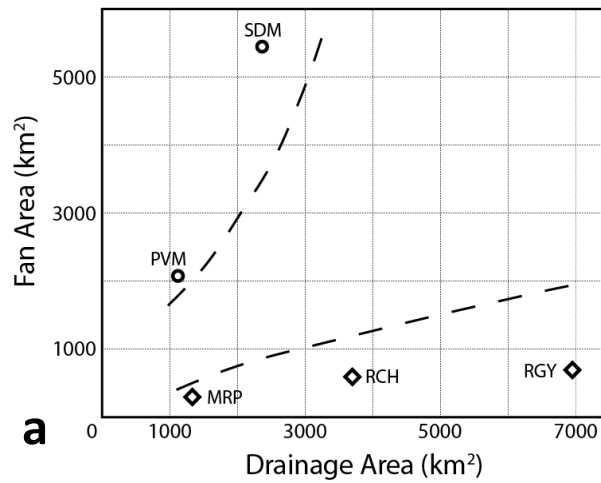


Fig. 6.6. Graphics illustrating the morphometry characteristics of the fans. a) Fan area values plotted versus drainage area values. Open diamonds represent fans with high drainage areas with respect to fan areas. Open circles represent fans with higher fan areas with respect to drainage areas. The dashed lines separate the two groups of fans and suggest a particular tendency. b) Logarithmic plotting shows values of the D_A exponents the five fans. c) Logarithmic plotting of the drainage area versus the fan gradient. The gradient is equal to the tangent of the fan slope.

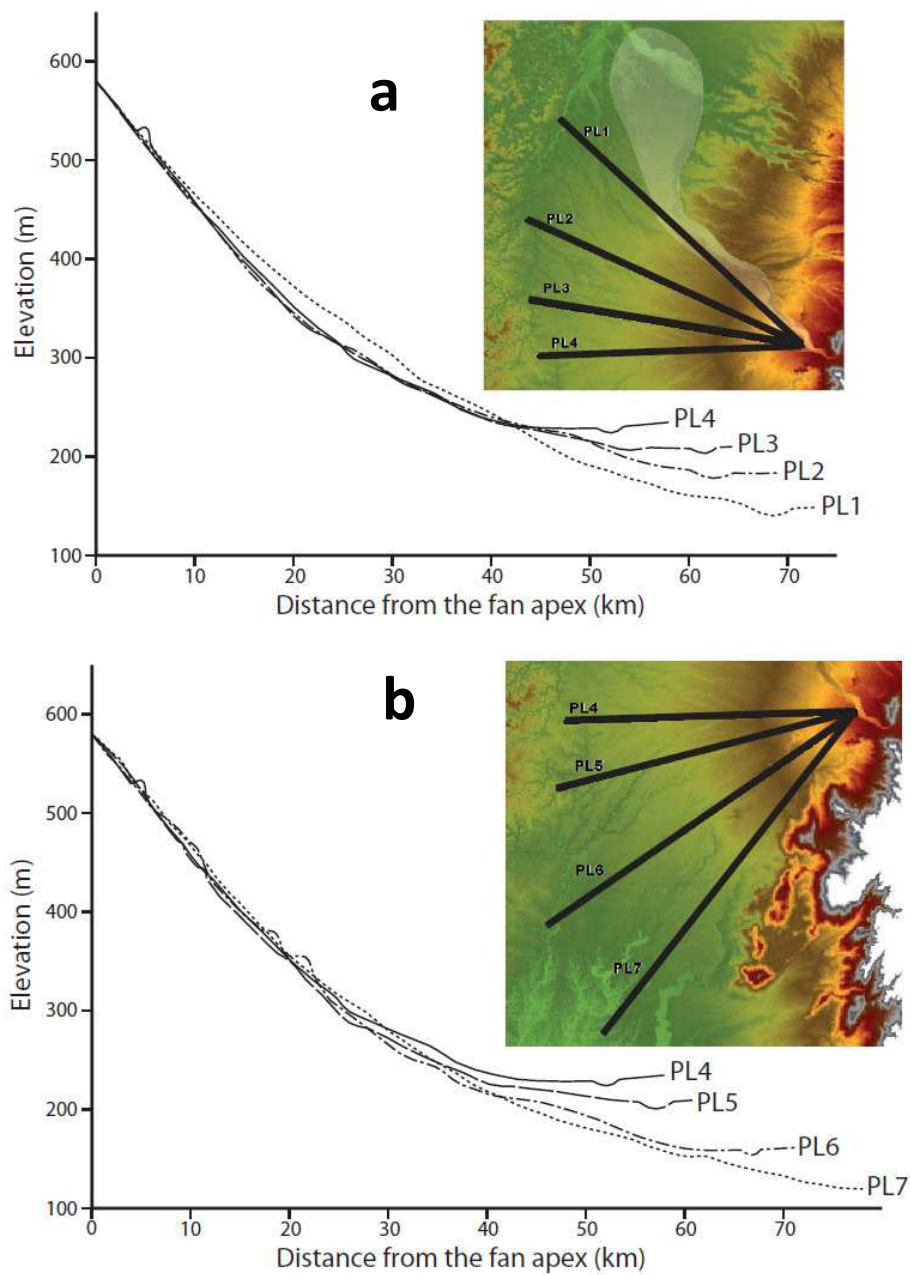


Fig. 6.7. Longitudinal radial profiles of the SDM megafan. Staircase arrangement indicates aggradation at the contact with the Coastal Cordillera. Along some profiles we have deliberately represented some promontories (with reduced vertical scale) to show the local roughness along the fan surface. Profile PL4 has been repeated in the two figures for comparison. a) The northern profiles with lobate form in white. b) The southern profiles.

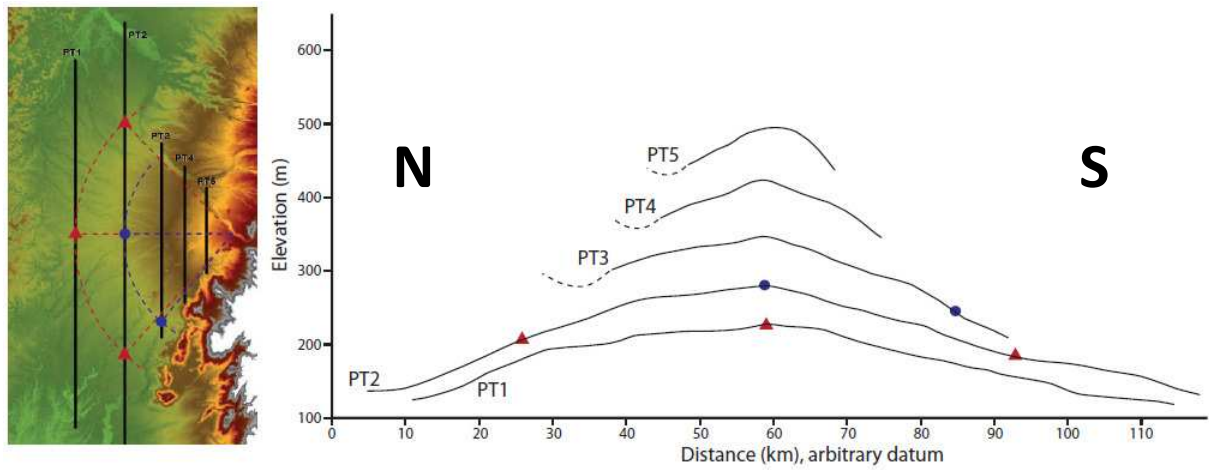


Fig. 6.8. Transverse profiles arranged from west to east. Note the blue circles and the red triangle of the central point in PT1 and PT2 are higher than the circle and the triangles located in the flanks of the adjacent profiles at the same radius indicating that exist a relatively higher altitude at the central part of the SDM megafan.

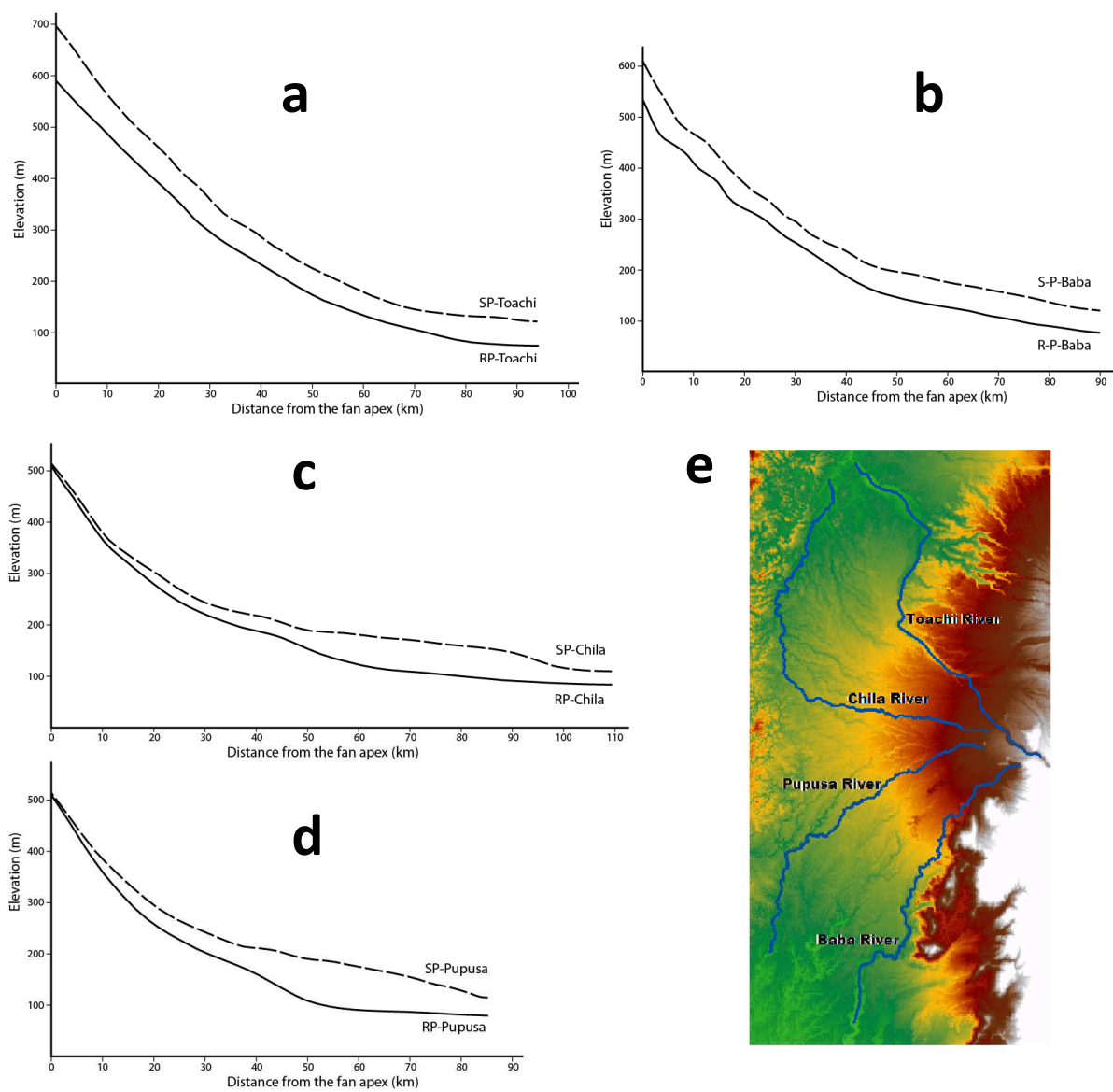


Fig. 6.9. Longitudinal river profiles along the channel (RP, thick line) and along the fan surface (SP, dashed line). a) Toachi river, b) Baba river, c) Chila river, d) Pupusa river and e) localization map.

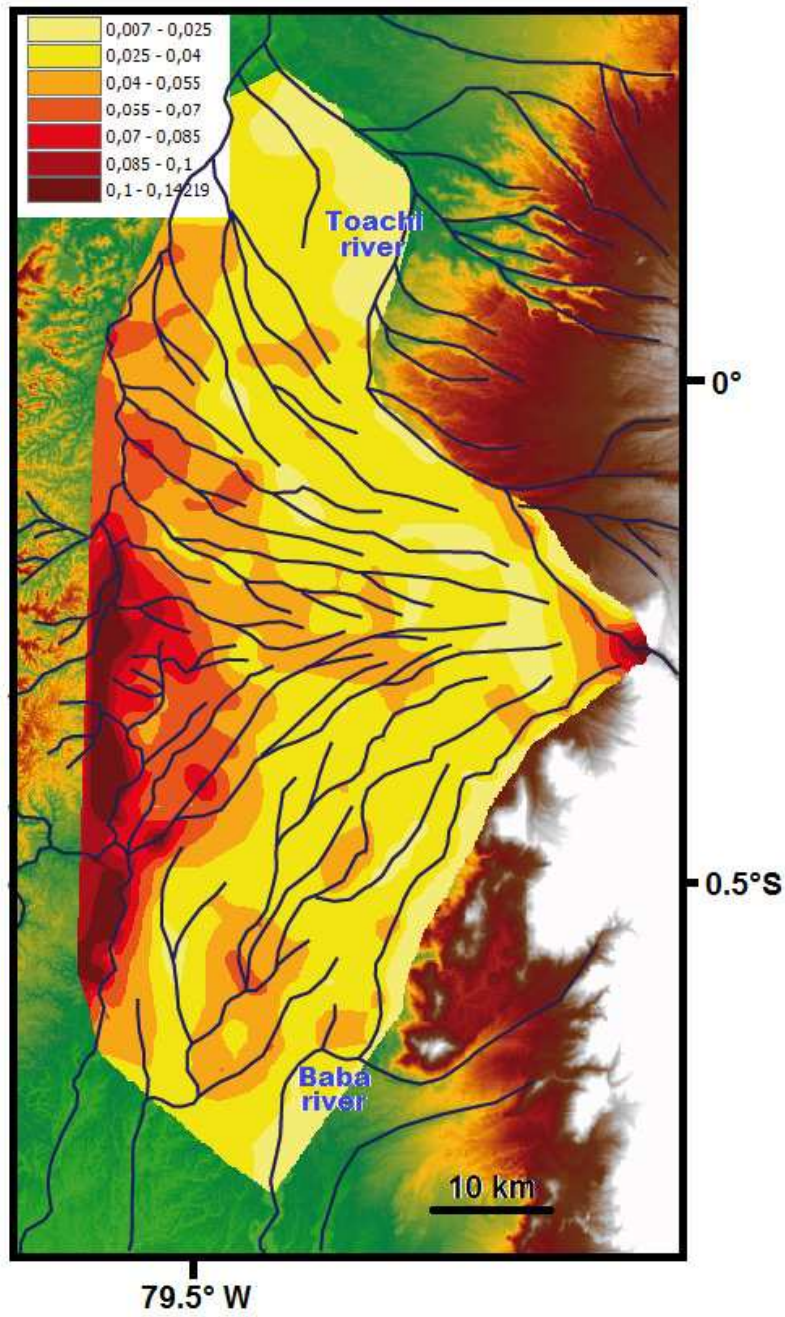


Fig. 6.10. Incision map shows the plotting of the ratio depth/width for around 500 measures. High values mean that depth is relatively higher than the valley width in each valley in comparison to the adjacent valleys.

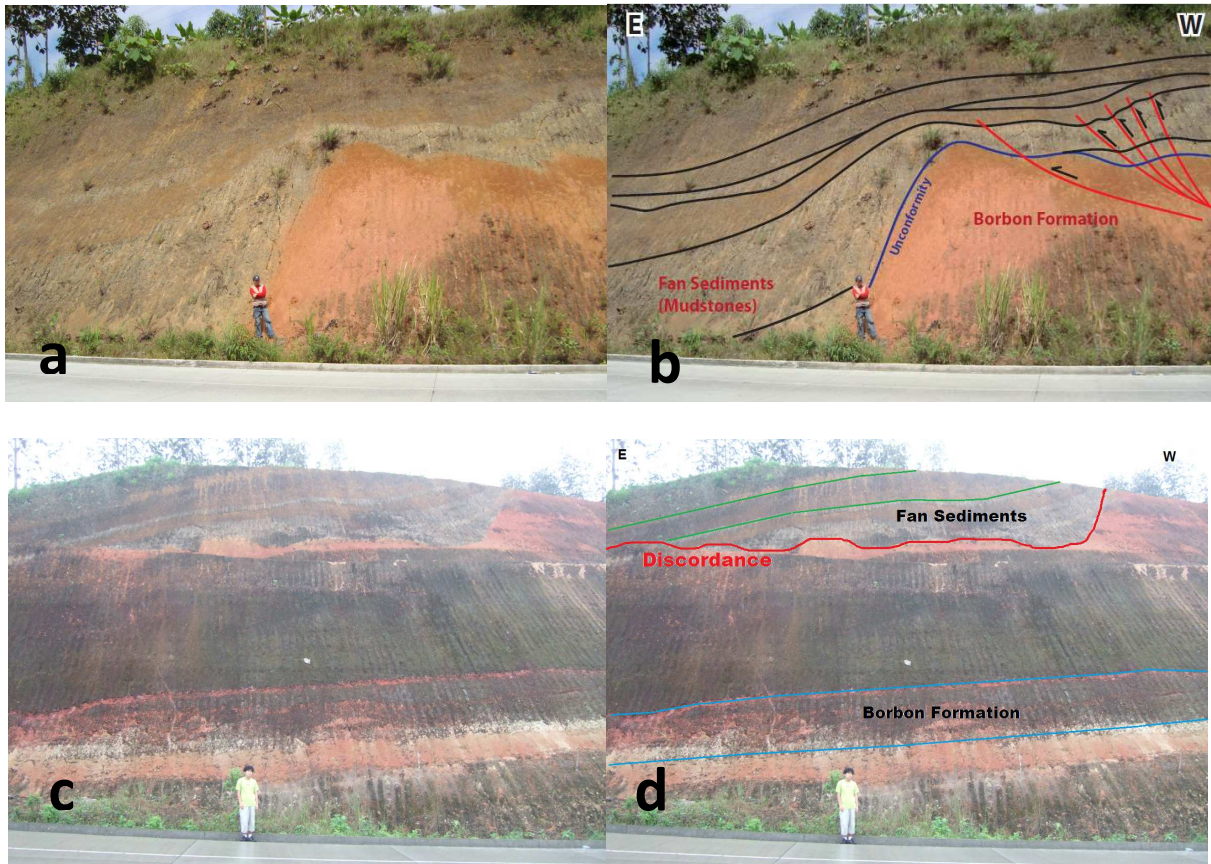


Fig. 6.11. Deformation observed in the contact between the SDM megafan sediments (Mudstones) and the Coastal Cordillera rocks (volcano clastic Borbón formation). a,b) Mudstone sediments over Borbón formation. Note that the tectonic influence promotes the decrease and the aggradation which smooth the pre-existent surface. c,d) Small outcrop of fan sediments discordantly over Borbón formation. Fan sediments remain hanging from the top of the fan surface. Location in Figure 6.5 (transition zone).

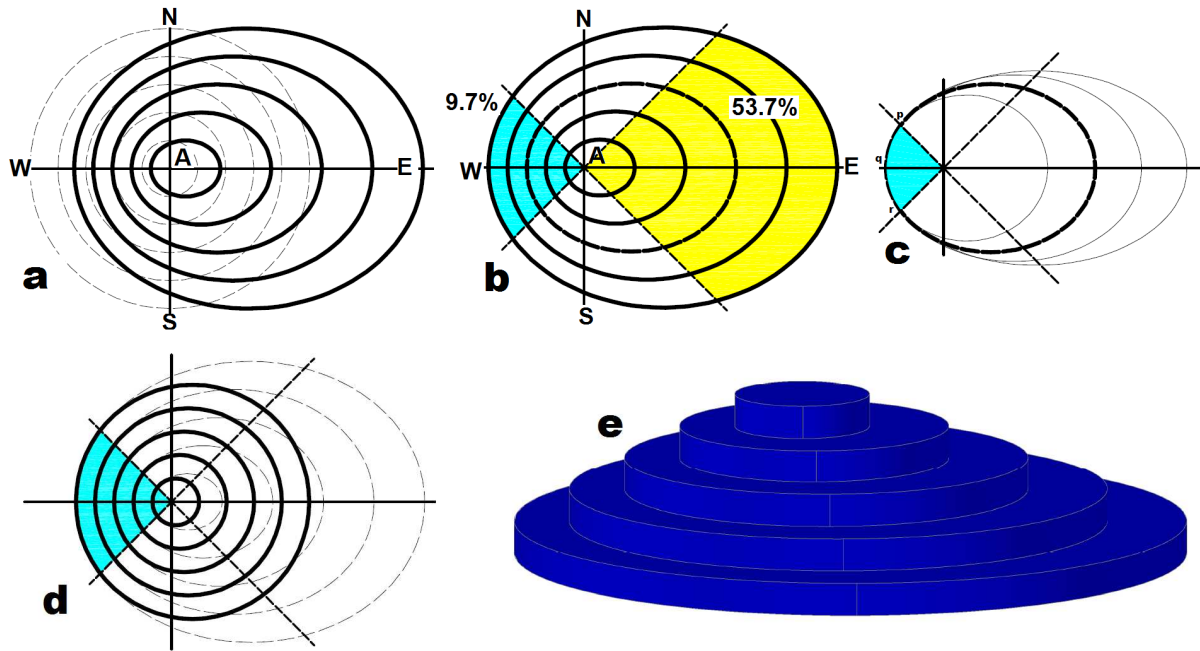


Fig. 6.12. Geometrical relationships between contour lines of the tilted and untilted cones. a) Dashed circles represent the untilted cone and the thick ellipses represent the contour lines for a tilted cone inclined towards west. b) Comparison between areas of the high-slope flank (light blue) and the low-slope flank (yellow) of the tilted cone of the figure (a) for a radial sweep angle of around 90° . c) Example of the mechanical adjustment of the several possible ellipses for the same arc -pqr- of 90° of the middle contour line of the figure (b) (in this case the adjustment error less than 1.5% respect to the total radius). d) Adjustment of the eccentric circles for the radial arcs of the ellipses. The dashed ellipses represent the contour lines of a tilted cone. e) Tree-dimensional model obtained from vertical stacking of the eccentric circles of the figure (d) that indicates how the cone of the figure (a) has been tilted.

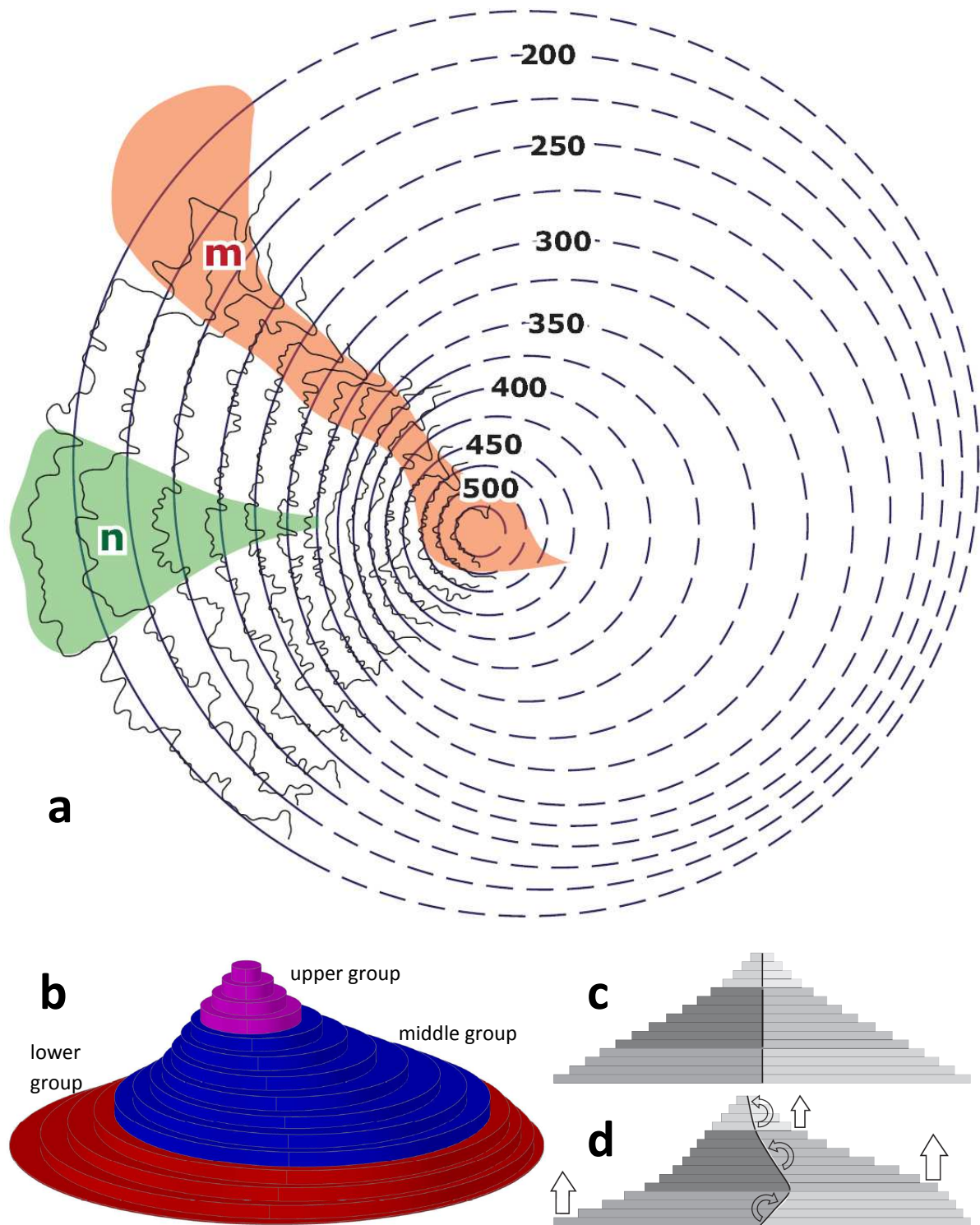


Fig. 6.13. Tilting model of the SDM megafan. a) Mechanical adjustment between contour lines (25 m) of the SDM megafan and eccentric circles. Note that zones *m* and *n* are not adjusted. In dashed lines the arcs of the circles that are out of the contour lines. b) Three-dimensional model of the SDM megafan indicates the vertical arrangement of the fitted eccentric circles. c) Two-dimensional model with the circles arranged concentrically. d) Two-dimensional model with eccentric circles indicating the direction of the tilting of the SDM megafan.

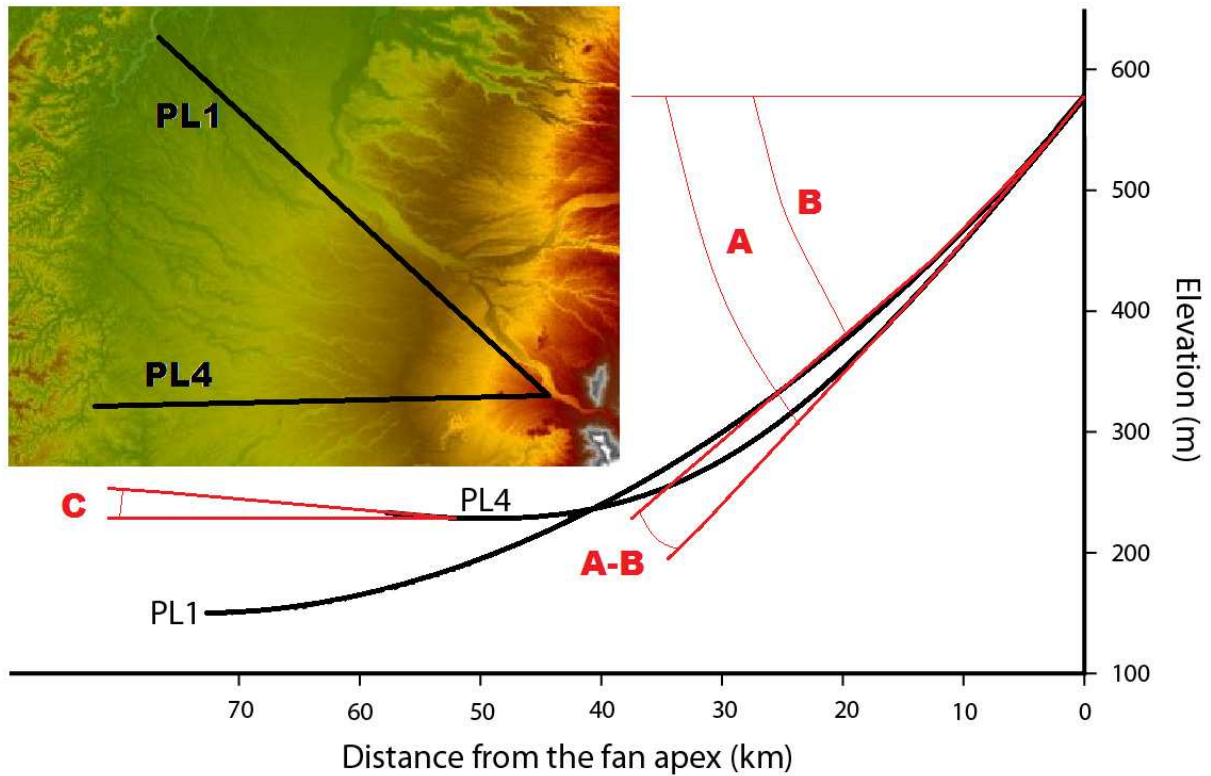


Fig. 6.14. Estimation of the tilting from comparison between PL1 (modified from the figure 6.7a), that corresponds with the lobe-landform form and PL4 (modified from the figure 6.7b) that coincides with the zone of the maximum aggradation and deformation in the contact with the Coastal cordillera. B = Inclination angle of PL1, A = Inclination angle of PL4. A-B = Tilt angle = 0.082° for the apex area. The tilt angle at downfan is calculated with respect to a horizontal arbitrary datum. Thus, C = Tilt angle = 0.038° .

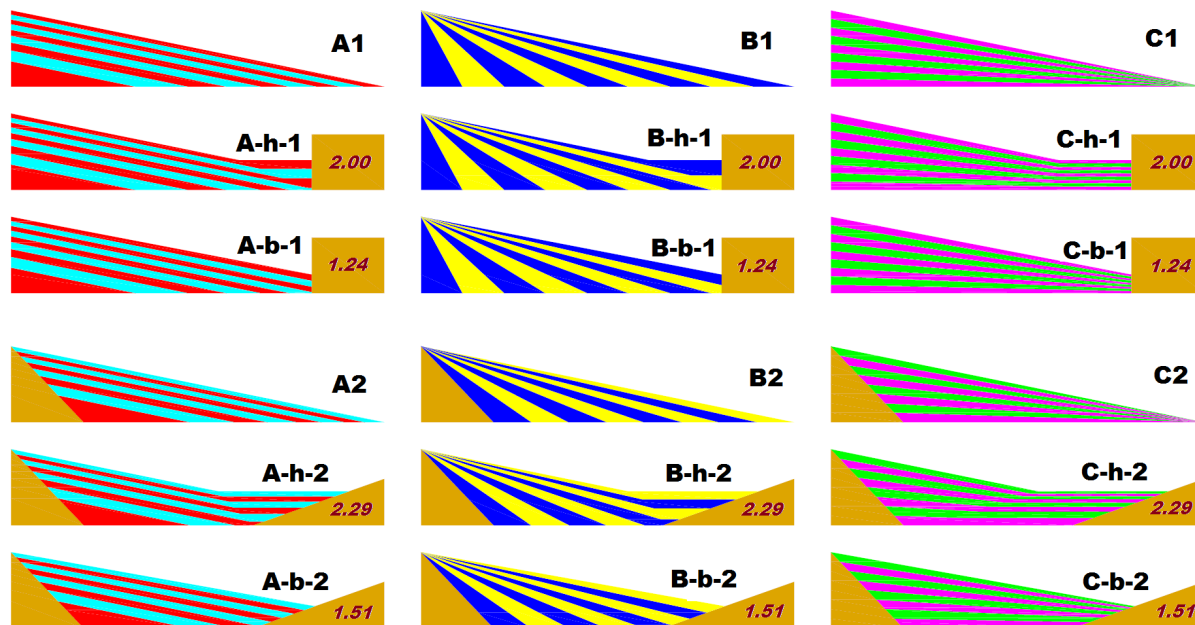


Fig. 6.15. Fan filling model. Three aggradation styles are used A = constant slope, B = constant apex, C = constant radius. Downfan aggradation h= horizontal and b= backfilling. Fan dimensions are proportional to the original architecture. The purple number written inside the box indicates how many times larger the vertical aggradation of the downfan area with respect to that one of the apex area. Tilting and deformation are not considered.

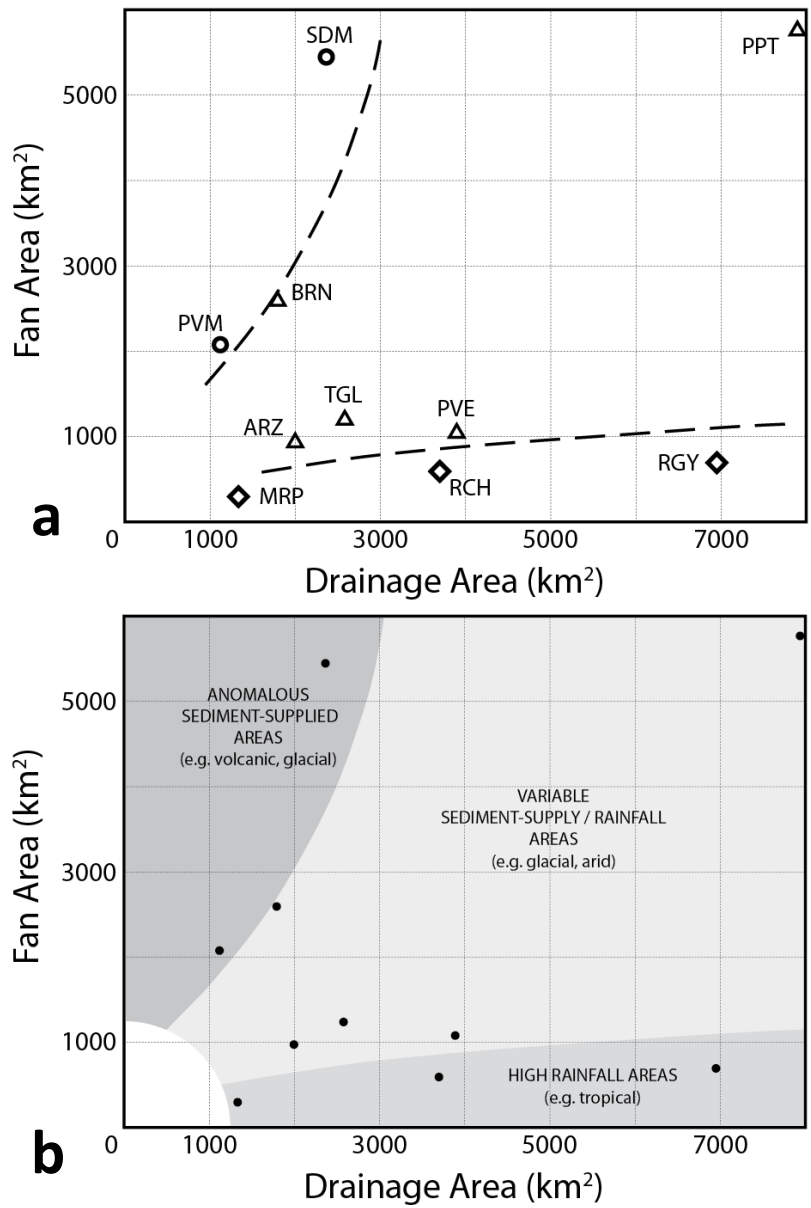


Fig. 6.16. Plotting of the drainage area versus fan area. a) Fans of this study plotting against other fans of similar proportions from the literature. ARZ = Abarkoh fan of an arid context in Iran (Arzani, 2005). PPT = Parapeti fan of a subtropical climate in Bolivia (Horton and DeCelles, 2001). BRN = Brenta, PVE = Piave and TGL = Tagliamento of a humid subtropical climate in a glacial context (Fontana et al., 2008). b) Map showing the possible areas with a particular climatic context: zones with high sediment contribution, zones with variable sediment/water, and zones with high water contribution.

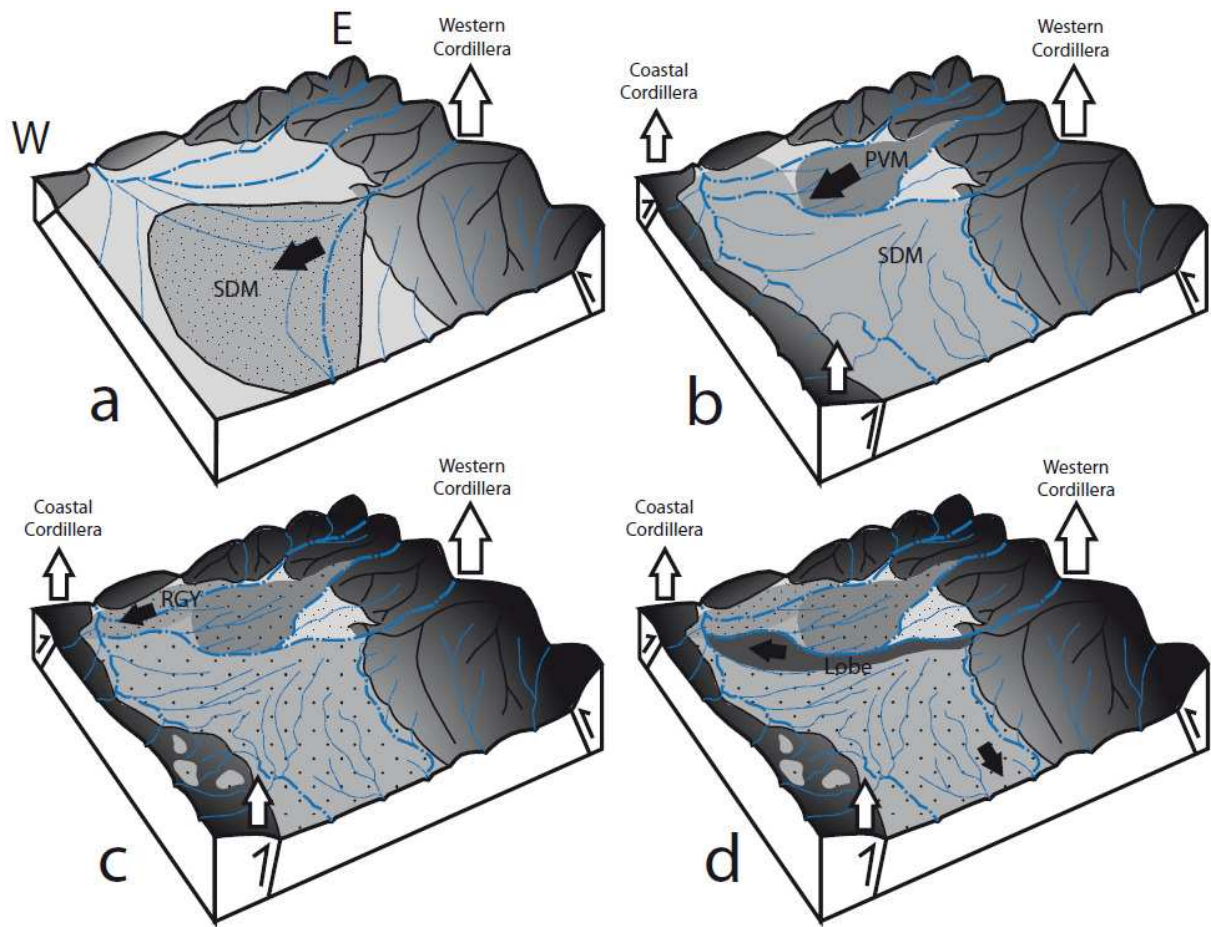


Fig. 6.17. Evolution model for the SDM megafan. a) Volcanic sediment deposition of the basal member of SDM in a large plain area. White arrows indicate the uplifted zones and black arrows indicate the sedimentary flux. b) Deposition of PVM fan. Starting of the uplift of the Coastal Cordillera during fan deposition. Reconfiguration of the drainage network and fan confinement. c) Deposition of the upper member (mudflow) during the uplift of the Coastal Cordillera that covers the fans and erosion of the SDM fan sediments at downfan areas. Deposition of the RGY fan. d) Development of the lobe along the Toachi River.

CHAPITRE 7

ÉVOLUTION DE LA CORDILLÈRE CÔTIÈRE AUX TEMPS LONGS À PARTIR DE LA GÉOLOGIE ET DES CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES DES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES DU NÉOGÈNE

LE SOULÈVEMENT DE LA CORDILLÈRE CÔTIÈRE DURANT LE NÉOGÈNE

La présentation de ce chapitre est faite sous forme d'un article rédigé en anglais

Ce chapitre porte sur l'étude géologique à l'échelle régionale de la cordillère côtière à partir de géologie de terrain, bio-stratigraphie, levé de coupe, cartographie à l'échelle régionale (voir carte géologique Reyes et Michaud, 2012) reconnaissance des failles principales afin de mieux comprendre son soulèvement aux temps longs. L'accent a été mis en particulier sur la réalisation de nouvelles corrélations à l'échelle régionale et à la mise en évidence, aussi à l'échelle régionale, des discordances entre les formations néogènes. L'objectif étant de reconnaître les marqueurs de la déformation et du soulèvement de la cordillère côtière dans la sédimentation au cours du néogène. L'étude de la formation Borbon a été réalisée plus en détail afin de mettre en évidence les stades de soulèvement les plus récents et d'en préciser le calendrier. Enfin un parallèle est fait entre les formations détritiques Angostura et Borbon qui ont enregistré l'histoire du soulèvement de la cordillère occidentale (Andes).

A l'échelle régionale le néogène de la cordillère côtière est composé de cinq formations principales:

- La formation dos Bocas (Miocène inférieur à Moyen) est composée d'argiles et de siltites fines de couleur chocolat avec des concrétions carbonatés (550 à 2400 m d'épaisseur).

- La formation Villingota (fin du Miocène inférieur, milieu du Miocène moyen) est composée de shales laminés bleuâtres à gris à diatomées; localement intercalé avec des horizons blancs gréseux. La formation Villingota repose sur la formation dos Bocas.

- La formation Angostura (Miocène moyen à supérieur) est caractérisée par d'important changement de faciès. Elle repose en discordance sur les deux formations antérieures. Nous avons reconnu trois faciès différents. Un domaine sud qui est caractérisé par des calcarénites et des grès (300 m dans la cordillère Chongon-colonche à 20 m près de San Vicente). Un domaine central caractérisé par une succession de turbidites avec une forte proportion d'éléments d'origine volcanoclastiques. L'épaisseur ainsi que la granulométrie varie d'Est en Ouest (450 m à l'Ouest et 150 m à l'Est). Un domaine Nord caractérisé par des grés et des siltstones dont la majorité des éléments provient du socle de la cordillère occidentale. L'épaisseur varie d'Est en Ouest de 30 m à Esmeraldas à 150 m vers le Nord-Est.

- La formation Onzole (Miocène supérieur-Pliocène inférieur) repose en concordance sur la formation Angostura. Elle est composée de siltites et argilites gris bleu. Dans la partie nord de la cordillère côtière on observe des intercalations de tuffs et d'horizons à débris

coquilliers. Dans la partie centrale dans les environs de Jama les niveaux détritiques sont riches en matériel volcanique ce qui n'est pas le cas vers le Sud.

- La formation Plio-Pleistocène Borbón que nous considérons dans cette étude comme composée de trois membres.

Le membre inférieur ou «Borbón clástico» (Miocène terminal-Pliocène moyen) repose en concordance sur la formation Onzole. Il présente une épaisseur qui varie; avec au Sud 250 m, au centre 400 m et au Nord environ 300 m; la granulométrie variant d'Est en Ouest, les dépôts étant plus distaux à l'Est qu'à l'Ouest. Il affleure sur l'ensemble de la cordillère côtière. Il s'agit de grés grossiers à fins avec des intercalations fossilifères. Sur la côte (entre Canoa et San Vicente) les grés sont massifs, fins avec des veines de gypses. Au Nord il s'agit de siltstones massifs et de grés (considérés auparavant comme appartenant à la formation Onzole) qui passent vers le sommet à des conglomérats grossiers (attribués dans la littérature au Membre Sua).

Le membre moyen ou «Borbón volcánico-clástico» est bien exposé entre la cordillère Chongón-Colonche et le village de Quinindé mais pas plus au Nord. Il repose en discordance sur le membre inférieur. Il s'agit de dépôts volcanoclastiques qui vont de grés moyens à des conglomérats grossiers. Les niveaux conglomératiques comportent à la fois des clastes de socle et d'andésites plus récentes. Par endroit des niveaux à stratifications entrecroisées comporte des niveaux de tephra remobilisé. L'épaisseur décroît de l'Est vers l'Ouest (250 m à 50 m). Nous proposons de corréliser cette unité avec la base de la formation Jama (Membre Pasaboracho et Punta Ballena, Cantalamessa et al. 2005) qui affleure sur le flanc ouest de la cordillère côtière et qui repose en discordance sur le membre inférieur de la formation Borbón.

Le membre supérieur ou «Borbón volcánico» est bien exposé entre la cordillère Chongón-Colonche et le village de Quinindé mais pas plus au Nord. Il repose en discordance sur le membre moyen. Il s'agit de brèches volcaniques intercalées avec des grés volcanoclastiques et des niveaux de tephra remobilisé. La granulométrie à l'échelle régionale décroît d'Est en Ouest. Nous corrélons cette unité avec le sommet de la formation Jama (Membre El Matal, Cantalamessa et al., 2005) qui affleure sur le flanc ouest de la cordillère côtière.

La cordillère côtière est structurée par 5 failles majeures qui sont du Sud au Nord: la faille de Cascol de direction NW-SE, la faille de Jipijapa de direction NNE-SSW, la faille de Pichincha de direction NNE-SSW, la faille de Flavio Alfaro de direction NE-SW, le système de faille de Jama de direction NE-SW et la faille de Canandé de direction E-W. Ces failles permettent de délimiter trois domaines pour la formation Borbón. A) Un domaine au nord de la faille de Canandé caractérisé par un vaste monoclinale d'axe NW-SE; dans ce domaine seul affleure la Borbón inférieur au niveau de la cote. B) un domaine limité à l'Ouest par la faille de Flavio Alfaro et la faille de Jipijapa, à l'Est par la faille de Pichincha et au Sud par la faille de Canandé. Ce domaine forme un relief tabulaire avec une légère pente vers l'est. Les trois membres de la formation Borbón affleurent dans ce domaine. C) Un domaine au sud-ouest de

la faille de Canandé et qui est limité au sud par la faille de Flavio Alfaro. Ce domaine définit un antiforme de direction NE-SW, qui est segmenté par le système de la faille de Jama. Dans ce domaine le membre Borbón inférieur affleure en position distale. Le membre supérieur affleure uniquement à la côte formant des remplissages de vallées ce qui suggère que la déformation a été plus importante à la côte que dans le domaine B. Autour de la zone charnière de l'antiforme, le membre supérieur de Borbon est probablement exposé par endroits ce qui suggère qu'il existait encore un lien de drainage au travers de la cordillère côtière qui alimentait la formation Jama (= Borbón supérieur).

Cette étude de la stratigraphie et des structures à l'échelle régionale de la cordillère côtière nous permet de proposer une évolution en 8 étapes, évolution où alternent les périodes de déformation et de sédimentation

- 1) Miocène inférieur à Miocène moyen: période de sédimentation (Dos Bocas et Villingota).
- 2) Miocène moyen: déformation de l'avant arc: période caractérisée par une déformation importante des formations pre Angostura à l'exception de la zone de Esmeraldas.
- 3) Miocène moyen Miocène supérieur: sédimentation détritique correspondant au dépôt de la formation Angostura. La déformation des formations avant le dépôt de la formation Angostura, dont le contenu détritique provient des Andes suggère que l'épisode de déformation de la cordillère côtière et la surrection des Andes (11 à 7 Ma selon Spikings et al., 2005) sont contemporains. La présence d'une proportion importante de volcanoclastiques dans la formation Angostura est cohérente avec un épisode important de volcanisme entre 10 et 9 Ma (Lavenue et al., 1992).
- 4) Miocène supérieur Pliocène inférieur: période de sédimentation et de dépôt de la formation Ónzole. Pas de déformation dans la cordillère côtière et période de quiescence de la surrection et du volcanisme dans les Andes.
- 5) Pliocène moyen: période de sédimentation détritique correspondant au dépôt de la formation Borbón inférieur. Ceci implique un nouvelle épisode de soulèvement dans les Andes (5.5-3.3 Ma d'après Spikings et Crowhurst, 2004) ; la formation Borbón inférieure est concordante avec la formation Ónzole ce qui indique l'absence de déformation au niveau de l'avant arc durant cette période
- 6) Pliocène moyen à Pliocène supérieur: période de déformation de l'avant arc qui affecte les formations antérieures au membre moyen de la formation Borbón. Cet épisode de déformation est contemporain de l'activité du système Jama et de la formation de l'antiforme associé, ainsi que peut-être la formation de l'anticlinal de Tosagua.
- 7) Pliocène supérieur: période de dépôts volcanoclastiques des membres moyens et supérieur de la formation Borbon. Ce matériel n'a pas été déposé au Nord de la faille de Canandé ce qui pourrait suggérer que cette faille joue durant cette période. Le volcanisme redémarre dans les Andes vers 1.8 Ma selon Barberi et al., (1988). Cela suggère que le Pliocène supérieur est marqué par un épisode de déformation à la fois de l'avant-arc (cordillère côtière) et des Andes, suivi par une activité volcanique qui augmente.

- 8) Pléistocène: période de déformation qui entraîne le soulèvement des membres moyen et supérieur de la formation Borbón et l'arrêt du lien de drainage direct entre les Andes et la fosse. Le domaine sud de la formation Borbón est soulevé grâce au jeu des failles Pichincha, Jipajapa et Cascol.

Les phases de soulèvement des Andes sont enregistrées dans les bassins avant-arc. Cette étude montre en effet que les deux grands épisodes de sédimentation détritique du Néogène de l'avant arc équatorien, la formation Angostura et le membre inférieur de la formation Borbón, sont associés à une période de soulèvement des Andes; ces périodes de déformation sont suivies d'une augmentation de l'activité de l'arc volcanique eux aussi enregistrés dans la sédimentation de l'avant arc Équatorien.

Syntectonic Deposition of Clastic and Volcano-Clastic Sedimentary Sequences within a Neogene Forearc Basin Setting: Angostura and Borbón Formations, Ecuador

P. Reyes^{a,b,c*} F. Michaud^{a,b,d} O. Dauteuil^e M. Ordóñez^f N. Jiménez^f J. Suárez^f

^a Escuela Politécnica Nacional, Departamento de Geología, Andalucía n/s, C.P 17-01-2755, Quito, Ecuador.

^b Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Whymper 442 and Coruña, Quito, Ecuador.

^c Université de Nice - Sophia Antipolis, UMR Géoazur, Observatoire de la Côte d'Azur, BP 48, 06235 Villefranche sur Mer, France.

^d Université Pierre et Marie Curie (UPMC, Géoazur), BP48, 06235, Villefranche sur Mer, France.

^e UMR-CNRS 6118 Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, UEB, 35042 Rennes Cedex, France.

^f Geological Research Centre of Guayaquil, Petroproducción, Guayaquil, Ecuador.

Abstract

We realized regional field work along the Ecuadorian forearc in order to analyze the evolution of the Coastal Cordillera and the syntectonic deposition of the Neogene clastic formations. New faults are described that control the deformation and we propose new stratigraphy relationships between Neogene formations at regional scale. Mapping, correlation and evolution are emphasizing on coarse-clastic Miocene Angostura and Pliocene-Pleistocene Borbón formations. These formations recorded both the Andes and the Coastal Cordillera deformation and volcanism events. These clastic sequences coincide with periods of high exhumation rates of the Western Andean cordillera. Based on the fault analysis and correlation of the unconformities along the Coastal cordillera, the Neogene evolution of the Forearc basin of Ecuador can be summarized in eight stages of alternating periods of deformation and sedimentation. It is during the middle Pliocene and Pleistocene (3.5-1 Myr) last deformation stages that the Coastal Cordillera acquired its actual appearance.

Keywords: Forearc, Volcano-Sedimentary, Ecuador, Basin, Borbón, Angostura.

7.1. Introduction

The coastal area of Ecuador constitutes a large forearc basin formed by a set of several sedimentary sub-basins separated by basement highs which have been studied and drilled by petroleum companies during the decade of 1940 and 1970. These basins host detrital sediment material that has been derived mostly from the Western Andean Cordillera. Consequently the sediments of this large forearc basin have recorded the history of the Andes. From south to north have been developed the Mio-Pliocene Progreso Basin (Bristow and Hoffstetter, 1977; Benítez, 1995), the Eocene-Miocene Manta basin (Bristow and Hoffstetter, 1977; Benítez, 1995; Deniaud, 2002), the Eocene-Pliocene Manabí basin (Bristow and Hoffstetter, 1977; Benítez, 1995; Deniaud, 2002) and the northern Mio-Pliocene Borbón basin (Evans and Whittaker, 1982). Geological mapping and regional stratigraphic correlations among basins are poorly known because the different works carried out at that time were concentrated only along individual basins. We realized regional field work along the Ecuadorian forearc in order to analyze the syntectonic deposition of the Neogene clastic formations. New faults are described that control the deformation. In this work, we propose new stratigraphy relationships between Neogene formations at regional scale. Mapping, correlation and evolution are emphasizing on coarse-clastic Miocene Angostura and Pliocene-Pleistocene Borbón formations. These formations recorded both the Andes and the Coastal Cordillera deformation and volcanism events.

7.2. Regional background

7.2.1. Geodynamic context

The continental margin of Ecuador is controlled by the convergence system resulting from the interactions between Nazca and South-America plates at a rate about 5.8 cm/yr (Trenkamp et al., 2002). The margin is in subduction erosion without a well-developed accretion prism (Sage et al., 2006; Collot et al., 2009). Along this margin a broad forearc basin is formed at western side of the Andes at equatorial latitude (Fig. 7.1). The margin of Ecuador is characterized by the presence on the subducting plate of the Carnegie Ridge, important morphological feature formed at the Galápagos hot spot. The collision ages of the Carnegie ridge against South America trench, range from 1 to 15 Myr (Lonsdale, 1978; Gustcher et al., 1999; Witt et al., 2006; Spikings et al., 2001; Michaud et al., 2008; Collot et al., 2009). The upper plate the margin of Ecuador is characterized by the lateral escape of the North-Andean block (Fig. 7.1) in NE direction during the lower Plio-Pleistocene (Penington, 1981; Egbue and Kellogg, 2010) and the increase of subsidence rates in the Guayaquil gulf (Witt et al., 2006). The presence of marine terraces evidence an active uplift along the Ecuadorian continental margin since 700 ka at least (Pedoja et al., 2006a).

7.2.2. Study Area

The coast forearc basin of Ecuador is a 450-km-long 175-km-wide area situated between 1°N and 3°S latitude and between 79°W and 81°W longitude (Fig. 7.1). This coastal area is characterized by two morphologically different areas: the western NNE-trending high-

relief Coastal cordillera with an average elevation about 450 m (Fig. 7.2) and the eastern low-relief coastal plain that includes the catchment area of the Guayas and Esmeraldas rivers and the Santo Domingo alluvial fan, which borders the foothills of the Western Andean cordillera.

7.2.3. Regional Geology

The coastal forearc area is composed of rocks from the Cretaceous to Quaternary period (Fig. 7.2) separated from each other by some lithologic conformable contacts, unconformities and faults. The Cretaceous basement is composed of oceanic plateau basalts (Reynaud et al., 1999; Luzieux et al., 2006) that includes gabbros, basalts, pillow-breccias and hyaloclastites of the Piñón formation (Baldock, 1982) overlaid by sequences of lavas and volcanic breccias of the Calentura formation (VanMelle et al., 2008) and massive volcano-sediments topped by fine siliceous sediments of the Cayo and Guayaquil formations respectively (Olsson, 1942). The Paleocene to Oligocene set is comprised of turbiditic series and coarse-grained clastic sediments (Azúcar and Ancón groups and San Mateo-Zapallo formations: Bristow and Hoffstetter, 1977), overlain by fine-to-medium-grained sediments (Zapotol-Playa Rica formations: Olsson, 1942). The Miocene sequence is composed by marine sequences composed by fine-grained massive pelitic sediments of the Dos Bocas, Viche and Villingota formations (Stainforth, 1948; Candfield, 1966) overlain by medium-grained turbiditic sediments of the Angostura formation (Cantalamessa et al., 2007) and fine-grained tuffaceous sediments of the Ónzole formation (Aalto and Miller, 1999). The Pliocene is constituted by thick coarse-to-medium-grained clastic sequence of the Borbón formation (Evans and Whittaker, 1982). It has been mapped in the Manabí basin along the eastern flank of the Coastal Cordillera. Along the western flank has been mapped the Jama formation (Cantalamessa et al., 2005). This formation has been separated in three sub-members: Pasaborracho (Lower member), Punta Ballena (Middle member) and El Matal (Upper member) according to Cantalamessa et al. (2005). The Canoa Formation is exposed in the Manta Peninsula area during the Early Pleistocene (Di Celma et al., 2002; Cantalamessa and Di Celma, 2004; Di Celma et al., 2005). The Late Pleistocene is represented by marine, transitional and continental unconsolidated deposits (Pedoja et al., 2006a, 2006b; Cantalamessa et al. 2005) located to western and eastern sides of forearc basins (including continental alluvial fans, Fig. 7.1).

7.3. Neogene Stratigraphy

Based on our fieldwork observations (we mapped most of the coastal area), we present our Neogene stratigraphy along the coastal region of Ecuador, which is composed of five stratigraphic formations (Fig. 7.3), which have been deposited roughly throughout the forearc coastal basin. We correlated among the different stratigraphic members for the coarse-grained sedimentary sequences (Angostura and Borbón Formations). For the fine-grained formations (Dos Bocas, Villingota and Ónzole Formations) we have made only general descriptions.

7.3.1. Dos Bocas Formation

The Dos Bocas formation is a fine-grained clastic sequence broadly exposed along the Coastal cordillera and Santa Elena peninsula (Fig. 7.2) with a variable thickness from 1000 to 3000 m (Bristow and Hoffstetter, 1977). It consists mainly of laminated chocolate-brown clay mudstones with calcareous concretions, gypsum veins and local sedimentary dykes (Fig. 7.4a). It is overlain conformably by the Villingota formation and with unconformable contact by the overlying Angostura formation (Fig. 7.3). The paleoenvironment corresponds to open marine conditions and bathyal water depth (Benítez, 1995; Deniaud, 2000). The grain size increases northward from clay to silty. In the south between the villages of Jama and Pedro Carbo (a6, a7, a8, a12, a13, Fig. 7.5) the dominant lithofacies are chocolate-colored clay mudstones, whereas in the north (Borbón Basin) between the villages of Viche and Rioverde the lithofacies gradually changes to well-stratified gray-bluish sandy mudstones. At this place the formation was described as the Viche Formation (Fig. 7.4b) (Stainforth, 1948). The age has been estimated from micropaleontology data as Lower to Middle Miocene (Stainforth, 1948; Mills, 1967).

7.3.2. Villingota Formation

The Villingota formation is exposed as a set of isolated outcrops from the Santa Elena peninsula to the northern Esmeraldas area (Figs. 7.2, 7.5). The lithology consists of bluish to grey diatomaceous laminated shales (Fig. 7.4c), which become pale-brown to white with weathering conditions. They are locally intercalated with white thin-bedded sandstones. Thickness varies from 300 to 700 m (Bristow and Hoffstetter, 1977). The paleoenvironment corresponds to a maximum marine transgression (Benítez, 1995; Deniaud, 2000). This formation overlies often in conformable contact the Dos Bocas formation (Fig. 7.3). It is unconformably overlain by the Angostura Formation. The age has been estimated as Upper-Lower to lower-Middle Miocene (Canfield, 1966; Bristow and Hoffstetter, 1977). Nannofossil data obtained from this work in the east of the San Vicente (Fig. 7.2) shows *Coccolithus pelagicus*, *Sphenolithus sp.*, *Sphenolithos cf. belemnoides*, *Helicosphaera ampliapertura*, *Helicosphaera paralela*, *Discoaster adamanteus*, *Discoaster druggi*, *Discoaster berggrenii*, *Discoaster deflandrey*, *Discoaster exilis*, *Discoaster sanmiguelensis*, *Discoaster sp.*, *Cyclolirhus floridanus*, *Helicosphaera kamptnerius*, *Coccolithus sp.*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Dyctiococcites antarcticus*, *Discoaster cf. loeblechii*, *Helicosphaera sp.*, *Discoaster cf. neorectus*, *Discoaster variabilis*, *Dyctiococcites hermosus*, *Pyrocyclus inversus*, *Sphenolithus sp.* In the north, around Rioverde (Fig. 7.2) we report the additional presence of *Coronocyclus nitensis*, *Calcidiscus leptoporus*, *Sphenolithus heteromorphus*, *Discoaster kugleri*, *Discoaster exilis*, *Helicosphaera kamptneri*, *Dyctiococcites productus*, *Coccolithus miopelagicus* and diatomea species such as *Actinocyclus ingens*, *Denticulopsis sp.* (Fig. 7.6). These data suggest an age from upper-Lower to middle-Middle Miocene.

7.3.3. Angostura Formation

This formation is composed of a coarse-grained clastic sequence characterized by an important lateral variation of lithofacies and thickness. The paleoenvironment corresponds to shallow sublittoral marine environments (Benítez, 1995; Deniaud, 2000). It is well exposed

mainly along the central part of the Coastal cordillera (Manabí basin) (Fig. 7.2), however it has been studied in detail only along the southern (Benítez, 1995) and northern (Cantalamesa et al., 2007) edges of the Coastal area. Few studies have been carried out in the central area, however along Manabí basin has been reported as thick sequences of sandstones and shales under the names of San Agustín and San Antonio formations (Stainforth, 1948; Sigal, 1968; Canfield, 1966). Usually, the Angostura formation overlies the Dos Bocas and Villingota formations with angular unconformity (a3, a5, a6, a7, Fig. 7.5). Through field mapping and stratigraphic controls, we have recognized three distinct and laterally equivalent lithofacies based on their stratigraphic position and clastic composition:

- *Southern domain lithofacies* (Fig. 7.7a) is well exposed between the Chongón-Colonche massif and Jipijapa area (Figs. 7.1, 7.2). In this area the Angostura Formation, made up of sediments of continental provenance, includes basement mafic rocks, metamorphic milky quartz and ancient reworked volcanic and sedimentary material. Lithology consists of fossiliferous, shelly and carbonated sandstones intercalated with thin beds of pelites (Benítez, 1995), which are overlaid by massive sandstones (which tends to be more carbonated westward) intercalated with matrix-supported conglomeratic lenses (Fig. 5). The upper parts are not well-preserved in this area, however thin to medium bedded, fining-upwards turbiditic strata have been observed near the upper levels. Thickness decreases from 300 m around the Chongón-Colonche massif and Cascol village to 20 m east of the San Vicente village. In some places it can be absent. The age for the Angostura formation in this area has been situated in upper-Lower to Middle Miocene (Bristow and Hoffstetter, 1977).

- *Central domain lithofacies* (Fig. 7.7b) is exposed in the zone between the villages of Chone and Esmeraldas (Fig. 7.2). In this area the Angostura formation is characterized by a volcanogenic composition and the structure of sedimentary strata. It corresponds to a roughly monotonous sequence of medium bedded (0.2-to-1.5-m-thick) fining-upwards turbidites (Fig. 7.4d). Each turbiditic bed consists at the base of fine-grained conglomerates to coarse-grained bluish sandstones that progressively fine upwards in a yellowish shale or tuffaceous siltstone (Fig. 7.4d'). The proportion of volcanogenic material increases upward to the upper strata where it becomes tuffaceous. In the horizontal direction the proportion of volcanogenic material decreases from the proximal areas in the east to the distal areas in the west. In the easternmost areas there is a notable proportion of carbonated composition. The lithic composition of the gravel fraction is essentially andesitic with minor mafic components and some tuffaceous clasts. Thickness decreases radially from the probably western source located around the actual position of the Santo Domingo fan (450-m-thick) towards their distal outer edges at east (150-m-thick). The grain size is noted to decrease in the same direction from coarse to fine sand sizes. This domain corresponds to the San Agustín formation dated from foraminiferal evidence between the upper-Lower and Middle Miocene (Bristow and Hoffstetter, 1977).

- *Northern domain lithofacies* (Fig. 7.7c) is well exposed along the road between the villages of Esmeraldas and Rioverde (Fig. 7.2). This sequence is characterized by a continental source (western Andean cordillera) with lithic fraction composed of mafic-

basement rocks, metamorphic milky quartz and metasedimentary material. Volcanic material has not been observed in significant amounts. The stratigraphic sequence is well described by Cantalamessa et al. (2007) around the Rioverde village. These authors report eight fining-upwards cyclical successions of sandstone-dominated facies including pebbly sandstones, massive bioclastic sandstones, cross-stratified pebbly sandstones, bioturbated sandstones, shell-rich sandy siltstones, poorly fossiliferous silty sandstones and carbonated sandy siltstones. In outcrops exposed inland it is possible to note the presence of gravely sandstones and massive well-sorted sandstones. Thickness varies from 30 m around Esmeraldas town to 150 m to the northeast. The estimated age from the foraminiferal data ranges from Middle to Upper Miocene (Cantalamessa et al., 2007).

7.3.4. Ónzole Formation

The Ónzole formation is exposed in the central and northern parts of the Coastal cordillera (Fig. 7.2). It consists of bluish silty-dominated mudstones intercalated scarcely by fine sandstones. In the northern Coastal cordillera these rocks are interlayered with coquinas, sandstone strata and tuffaceous levels (Fig. 7.4e) (Aalto and Miller, 1999). Around the Jama area the proportion of volcanic material appears to increase, becoming slightly tuffaceous. In the south, between the Bahía de Caráquez and Pedro Carbo villages, the volcanic material decreases and the individual beds are formed of silty-dominated mudstones with minor sandstone levels. The grain size varies slightly from northern areas with coarse silt sizes to southern areas with fine silt sizes. In the northern areas of the Coastal cordillera (between Bordonos - Esmeraldas (Fig. 7.2), the middle part of the Ónzole sequence is intercalated with some conglomeratic channels (Fig. 7.3) composed by coarse-grained sandstones, continental-sourced very-coarse conglomerates and cobbles of reworked mudstones from the underlying Ónzole formation. The general thickness ranges from 600 to 300 m. The paleoenvironment corresponds to middle-to-shallow bathyal water depth conditions (Benítez, 1995). This formation overlies with conformable transitional contact the Angostura Formation (Fig. 7.3), but in the upland areas of the Coastal cordillera the contact becomes locally unconformable. Nannofossil data obtained from this work around Atacames (Fig. 7.2) shows *Sphenolithus abies*, *Helicosphaera kamptneri*, *Sphenolithus moriformis*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster intercalcaris*, *Reticulofenestra pseudumbilica*, *Dictyococcites productus*, *Ponthosphaera sp.*, *Helicosphaera selleri*, *Discoaster sp.*, *Discoaster challengerii*, *Discoaster brouweri*, *Discoaster pansus*, *Discoaster cf. blackstockae*, *Cyclolithus leptoporus*, *Dictyococcites antarcticus*, *Thoracosphaera sp.* (Fig. 9a). In the east of Chamanga (Fig. 7.2) we report the additional presence of *Thoracosphaera saxea*, *Coccolithus sp.*, *Cyclolithus floridanus*. In the south of Bahía de Caráquez (Fig. 7.2) we report the additional presence of *Umbilicosphaera sp.*, *Cyclolithus leptoporus*. These data suggest Upper Miocene to Lower Pliocene age.

7.3.5. Borbón Formation

This formation is composed by a clastic, sandstone-dominated, massive, sequence. It is broadly exposed on the eastern flank of the Coastal cordillera (Fig. 7.2), however it locally crops out along the shoreline areas specially in the central and northern Coastal cordillera. The paleoenvironment corresponds to shallow marine to transitional environments (Benítez,

1995; Deniaud, 2000). In general, it overlies with conformable transitional contact (Fig. 7.4f) the Ónzole formation particularly northward from Flavio Alfaro area. We distinguish three members (b5, b8, b10, b11, b14, b15, b16, b18, Fig. 7.8):

- *The Lower member* (Fig 7.10a) is a coarse-to-fine-grained detritic sequence that crops out along most of the Coastal cordillera (Fig. 7.2). Its base is in transitional contact with the underlying Ónzole Formation. Regionally it shows a slight decrease in grain size from coarse sand size in the northeastern areas to fine sand size in the southwestern areas. In the south between the villages of Jipijapa and Pedro Carbo, medium-to-fine-grained sandstone-dominated successions are locally intercalated with pebbly sandstone lenses and fossiliferous sandstones. In the central area around between Canoa-San Vicente villages is medium-grained well-sorted massive sandstone with calcareous concretions. In the north between the villages of Chamanga and Rioverde, the lithologies ranging from massive siltstones (previously considered as Ónzole superior by Evans and Whittaker, 1982 and Aalto and Miller, 1999) to medium-to-coarse-grained sandstones that becomes coarser pebbly sandstones at the top. These lithologies correspond to the Súa member (Evans and Whittaker, 1982, Di Celma et al., 2010). Southeast of Rioverde crops out a sequence of thin-bedded siltstones intercalated by sandstones described as the top of the Ónzole Formation (Playa Grande Formation, Canfield, 1966), but stratigraphically equivalent to the base of the Lower Borbón formation (transitional with Ónzole formation) as observed along the Coastal cordillera. The thickness varies from about 250 m at south, about 400 m at center and about 300 m at north. Nannofossil data obtained from this work for the base of the Lower Borbón formation along the road between the villages of Rioverde and Galera (Fig. 7.2) shows *Reticulofenestra pseudumbilica*, *Helicosphaera* sp., *Helicosphaera selleri*, *Sphenolithus abies*, *Discoaster brouweri*, *Cyclolithus leptoporus*. Along the road between the villages of Galera and Chamanga (Fig. 7.2), we report *Discoaster brouweri*, *Dyctiococcites antarcticus*, *Dictyococcites productus*, *Sphenolithus abies*, *Reticulofenestra pseudumbilica*, *Calcidiscus leptororus*, *Discoaster variabilis*, *Discoaster* cf. *asimetricus*, *Discoaster surculos*, *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera kamptneri*, *Cyclolithus floridanus*, *Helicosphaera selleri*, *Discoaster pentaradiatus*, *Cyclolithus leptoporus*, *Cosspheera de cocolithus*, *Thorocosphaera saxea*, *Discoaster* sp., *Coccolithus* sp. (Fig. 7.9b). Southwest of Quinindé (Fig. 7.2) we report the additional presence of *Coccolithus pelagicus*, *Dictyococcites productus*. These data suggests an age from Upper Miocene to Middle Pliocene for the base of the Lower Borbón formation.

- *The Middle member* (Fig 7.10b) is exposed between Chongón-Colonche massif and the area around the village Quinindé southward from Canandé massif (Figs. 7.1, 7.2). Further north this member is absent; however it was correlated by stratigraphic criteria (Reyes and Michaud, 2012) to the Cachabí formation (Bristow and Hoffstetter, 1977), east of Las Peñas out of the Coastal cordillera. It basically consists of volcano-clastic lithologies ranging from medium-grained sandstones to coarse-grained conglomerates. The lithic fraction of the conglomerates of the Middle Borbón formation comprises volcanic andesitic clasts, pumice, meta-andesites and basement components as meta-basalts and black cherts from the western cordillera. The coarse sandstones show abundant angular volcanic clasts with weak lithification. Some stratigraphic levels show a particular pumice-lapilli-rich sandstones

characterized by cross-bedding arrangements and locally intercalated reworked tephra levels. Some strata show a fining-upward trend forming several cycles of turbidite layers (Fig. 7.4g). The clast size of the conglomerates decreases from very coarse gravel sizes in the eastern-northeastern area (around the Maicito area) to medium gravel sizes in the western-southwestern area (around Pedro Carbo). The thickness decreases in the same direction from 200 to about 50 m. This member is exposed on both sides of the Coastal cordillera. Along the eastern flank it overlies slightly unconformably the underlying Lower Borbón formation (Fig. 7.1). Along the western flank in the littoral area this member is correlated according to stratigraphical and lithological criteria (b8, b10, Fig. 7.8) with the middle member (Punta Ballena) of the Jama formation (Cantalamesa et al., 2005) and probably also with the lower member (Pasaborracho) which overlies uncomfortably the sandstones of the Lower Borbón formation around the Canoa area. The Punta Ballena member shows a clastic composition with lithic elements similar to those of the Middle Borbón formation. They are separated by the Jama Massif where some remnants of the sedimentary transit are preserved (Fig. 7.2, 7.10b). At the southern area of the Manta peninsula the Middle Borbón formation is correlated with lower part of the Canoa formation (Di Celma et al., 2002; Cantalamesa and Di Celma, 2004; Di Celma et al., 2005). Nannofossil data of the base of the base Jama Formation around Canoa (Fig. 7.2) shows *Reticulofenestra pseudumbilica*, *Coccolithus sp.*, *Discoaster surculus*, *Discoaster capricornensis*, *Discoaster cf. grillii* (Fig. 7.9c) which suggests an age ranging from Middle Miocene to Middle Pliocene.

- *The Upper member* (Fig 7.10c) is exposed between the Chongón-Colonche massif and the village of Quinindé (Fig. 7.2). It is a volcano-sedimentary sequence composed especially by massive coarse-grained volcanic breccias (only preserved as such in the east), volcano-clastic sandstones and conglomerates with significant reworked volcanic elements and intercalated with tuffaceous layers also slightly reworked. The clast size of the breccias and conglomerates decreases from very coarse gravel sizes in the east around the Santo Domingo fan-area, to coarse gravel sizes in the west around Jama area. The thickness decreases in the same direction from 150 to 50 m. This member crops out on both sides of the Coastal cordillera, but is absent at north of the Canandé massif (Fig. 7.2, 7.10c). Along the eastern flank, between the villages of Pichincha and Portoviejo, the sequence is topped by well-preserved layers of marine shell-bearing volcanic microbreccias with lumachelles. In the south of the Manabí basin (Fig.7.2) fine-grained tuffaceous siltstone layers are observed at the top of the sequence which is well preserved as a plain topographic surface. Along the western flank, particularly between the villages of Jama and Bahía de Caráquez, this volcanic member has been documented as the volcanic member El Matal of the Jama formation (Cantalamesa et al., 2005), which includes volcano-clastic breccias intercalated with tuffaceous reworked layers and conglomeratic lenses. An age of 1.16 ± 0.06 Myr has been reported by Cantalamesa et al. (2005). Around the village of San Vicente, we have dated a volcanic tuffaceous level with a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sanidine age of 0.803 ± 0.101 Myr. At the southern area of the Manta peninsula the Upper Borbón formation is correlated with the upper part of the Pleistocene Canoa formation (Di Celma et al., 2002; Cantalamesa and Di Celma, 2004; Di Celma et al., 2005) which shows some tuffaceous levels intercalated towards the top of the sequence.

7.3.6. Balzar and San Tadeo Formations

The Balzar Formation was described as an undifferentiated terrace composed of well-stratified sandstones, silty-clay sediments and minor conglomerates mapped between the villages of Balzar and Pichincha (Bristow and Hoffstetter, 1977). As the San Tadeo formation was included the sediments that mantles the current alluvial fans of Santo Domingo and Pedro Vicente Maldonado (Figs. 7.1, 7.2) mapped as lahares and volcano-clastic sediments at north of the Coastal plain (CODIGEM-BGS, 1993). We have observed that the mudstones (consolidated lahares) that covered the alluvial fans (Fig. 7.4h) can be followed to the south to well-stratified sediments around the Balzar area (Fig. 7.2). Thus, the regional correlation based on lithologic features, lithofacies distribution, stratigraphic position and morphology allow us to define and map the Balzar formation as a well-sorted distal lithofacies belonging to the San Tadeo formation. The Balzar and San Tadeo are exposed solely on the Coastal plain between the Western and Coastal cordilleras. They overly unconformably the uplifted Mio-Pliocene formations (such as Borbón) exposed along the eastern flank of the Coastal cordillera (Fig. 7.2).

7.4. Structure

7.4.1. Major tectonic boundaries

7.4.1.1. Cascol Fault

This is a NW-SE trending range-bounding fault that extends from the villages of La Cadena to América (Fig. 7.11). According to Reyes and Michaud (2012) it corresponds to a northeast-dipping normal fault that partially limits the southern Manabí basin from the Chongón-Colonche massif. Presently, it raises the southwestern hanging wall block with respect to northeastern one. This fault forms a lineal mountain front just in the confluence point between the Banchal and Cascol rivers where a cross-slope deep canyon has been carved by the Gramalotal river (Fig. 7.11). At the village of Cascol, this fault puts in contact the Middle-Miocene Angostura formation with the Upper-Miocene Ónzole formation (Fig. 7.2) with a very roughly estimated vertical offset of about 50 m. Around the village of Montalvo it puts in contact the Dos Bocas and Villingota formations. It may extend southeastward to Nobol where some aligned remnants of the basement (Piñón formation) are bounded to the north by the fault trace.

7.4.1.2. Jipijapa Fault

This is a NNE-SSW-trending fault that extends from La Rinconada to Picoaza (Fig. 7.11). According to Reyes and Michaud (2012) it is an east-dipping normal fault that forms the southwestern boundary of the Manabí basin. Presently, it raises the western hanging wall block (Fig. 7.2) with a roughly estimated vertical offset of about 150 m (stratigraphical criteria). The hanging wall block is composed especially by lithologies of the Cretaceous and Eocene ages (Bristow and Hoffstetter, 1977) such as the Piñón, Cayo and San Mateo formations. The eastern footwall block is composed by lithologies of Miocene age such as the

Dos Bocas and Angostura formations (Bristow and Hoffstetter, 1977). Some morphologic features are developed in the hanging wall block of the fault. They correspond to aligned hills such as De Hojas, La Cuesta and La Jacinta (Fig. 7.11). Some piggyback quaternary terraces have been formed at the upstream of the fault trace along some west-flowing cross rivers such as Sangán, Jipijapa and Julcuy (Fig. 7.11) as a consequence of the Quaternary fault activity. Seismicity was reported along the fault trace according to Bethoux et al. (2011).

7.4.1.3. Pichincha Fault

This fault has a NNE-SSW-trending fault. It extends from the village of Pichincha to Maicito (Fig. 7.11). According to Reyes and Michaud (2012) it is a west-dipping thrust fault. The hanging wall block of the fault is characterized by a fault-bend open fold, which constitutes the eastern boundary of the Coastal cordillera. A vertical offset is roughly estimated based on morphologic criteria is about 250 m. Along the fault trace some rivers such as de-Oro, Pezcadillo and Morena that flow in the southeastern direction are forced to confluence (Fig. 7.11) when they pass through the mountain front. The marine top of the Upper member of the Borbón formation is well preserved in the area drained by these rivers. This area is part of the hanging wall block of the fault and constitutes the gentle flank of a monocline that can be extended southward until Pedro Carbo. The footwall block constitutes the present-day Guayas river basin where the Borbón formation is overlain by the Quaternary alluvial sediments of the Balzar-San Tadeo formations. The fault trace might be extended many more kilometers towards the southwest around the village of Pedro Carbo. Seismicity evidence was reported near the fault trace by Bethoux et al. (2011).

7.4.1.4. Flavio-Alfaro Fault

This is a NE-SW-trending fault that extends from the village of San Antonio to La Crespa (Fig. 12). A large escarpment looking NW is remarkable on the southeastern hanging wall block of the fault which is expressed as a fault-propagation fold. According to Reyes and Michaud (2012) in a first stage it is a southeast-dipping normal fault that limits the Lower Borbón formation from the Ónzole formation situated in the northwest. In a second stage this fault has played as thrust fault and has displaced the upper volcanic members of the Borbón formation. It has uplifted the southeastern block approximately along the same trace of fault with a vertical offset roughly estimated according to stratigraphic criteria of about 150 m. Some of the southeastward-flowing rivers such as Pezcadillo and Morena that cross the fault (Fig. 7.11) have formed small piggyback quaternary terraces (Fig. 7.2) near the trace, as a consequence of either the fault activity or the strong lithologic contrast.

7.4.1.5. Canandé Fault

This E-W-trending range-bounding fault extends from La Ye de la Laguna to Cristobal Colón (Fig. 7.2) and limits the southern part of the Canandé massif. The direction changes to NE-SW-trending when the fault enters into the Western Andean cordillera. According to Reyes and Michaud (2012) it is a northern-dipping thrust fault. The estimated vertical offset based on stratigraphic criteria is about 300 m. The hanging wall block of the fault exhumes

cretaceous basement rocks north of the Cristobal Colon. The westward prolongation of the Canandé fault is marked by the presence of a tectonically-exhumed lens of Cretaceous basement immediately north of the village of La Ye de la Laguna. In this area, the fault puts in contact rocks of Miocene age, such as Dos Bocas, with Angostura formations (Fig. 7.2). The westernmost prolongation of the fault is poorly constrained because it is difficult to follow, however morphologic evidence suggests that the trace may reach the Chamanga area. The footwall block of the fault situated south of Cristobal Colon is covered partially by Quaternary sediments associated to the Santo Domingo alluvial fan. This fault constitutes the northernmost boundary of the Upper volcanic member of the Borbón formation. Evidence of recent activity from geomorphologic criteria is marked by the existence of a tectonically-controlled damming of a lake located just north of La Ye de la Laguna (Figs. 7.2, 7.11). The presence of a clear tributary confluence point of Esmeraldas river upstream of the fault trace evidences also fault activity.

7.4.1.6. Jama Fault System

This system is part of a 120-km-long, 50-km-wide belt formed of parallel NE-SW-trending faults (Fig. 7.11) with subvertical planes (Reyes and Michaud, 2012) that roughly put in contact Cretaceous and Cenozoic rocks. This system extends from Canoa to Quinindé. The faults separate some ~10-km-wide sub-belts. The structural arrangement suggests a positive flower structure with local pull-apart structures (Reyes and Michaud, 2012). These faults show evidence of strike-slip movements along river network, especially along the Jama river (Fig. 7.11) where is possible to note a right-strike slip movement of the Jama fault. The Jama system is bounded in the north by the western prolongation of the Canandé fault and in the southeast by the Flavio Alfaro fault. At the Bahía de Caráquez area it exists a NNE-SSW-trending fault that passes through of the village of San Clemente and constitutes the eastern tectonic boundary of the Manta-Jama basin. The faults of the Jama system would be probably connected under the alluvial sediments of the Santo Domingo fan with faults of similar trends of the Western Andean cordillera. Bethoux et al. (2011) show some evidence of seismicity on this area.

7.4.2. Major morpho-structural domains of the northern Coastal cordillera

Three major fault-bounded morpho-structural domains of the northern Coastal cordillera that encompass the Neogene sequences were identified northward of the Jipijapa and Chongon-Colonche massifs. They were defined based on the lithology, stratigraphy, morphology and tectonic structure:

- *The Northern domain* (a, Fig. 7.11) is situated at the northern area of the Coastal cordillera. It is bounded to the south by the Canandé fault. This area has been described in previous studies (Evans and Whittaker, 1982) as a wide NE-SW-trending antiform. However the fieldwork structural controls carried out in this study, indicate that this domain constitutes a large gentle north-northeast-dipping monocline slightly folded and faulted in the NE-SW-trending direction along its central area. In the zone situated immediately northward of the Canandé fault trace the sediments have a low northern dip (Fig. 7.11). The core of this domain

is composed by lithologies of the Lower-to Middle Miocene (Viche-Angostura) (Fig. 7.2). The lithologies of the Upper Miocene - Pliocene (Ónzole-Lower Borbón) are restricted to the littoral areas and have a gentle northwestern dip. The absence of the Mio-Pliocene lithologies in the core may be explained by a single deformation-erosion process, although it is possible that the depocenter has gradually migrated northeastward either by the core deformation or by the vertical movement induced by the Canandé fault.

- *The Central-Western domain* (b, Fig. 7.11) is situated at the central area of the Coastal cordillera. It mainly includes the Jama system fault area. This domain is bounded to the north by the Canandé fault and the southeast by the Flavio Alfaro fault. It constitutes a roughly NE-SW-trending antiform segmented into adjacent subparallel sub-belts bounded by faults. This structure resembles a positive flower structure similar to that proposed by Collot et al. (2004) in the southwestern offshore prolongation of the Jama fault system. The approximate location of the axis is presented in the figure 7.11. The sediments of the Mio-Pliocene formations (Ónzole and Lower Borbón) are exposed away from the axis of the structure, suggesting that they were eroded during the deformation. However the Plio-Pleistocene formations (Middle and Upper Borbón formations) cover the previously eroded lithologies indicating that sedimentation alternated with deformation in this period. The zone of the sedimentary transit of the Borbón formation (Fig. 7.10) controlled by the faults of the Jama system (pull-apart) observed in the Jama massif constitutes an evidence for the syn-tectonic deposition in this domain.

- *The Central-Southeastern domain* (c, Fig. 7.11) is situated at the southeastern area of the Coastal cordillera. It constitutes a roughly gently east-dipping monocline. This domain is bounded by four major faults: the northwestern Flavio Alfaro, the eastern Jipijapa, the southwestern Cascol and the eastern Pichincha faults. Close to these boundary faults the orientation of the dip angle of the monocline locally varies. Along the Cascol fault the monocline has a northern dip. Along the Jipijapa fault the monocline has an eastern dip and along the Flavio Alfaro fault the monocline has a southeastern dip. In fact the dip of the monocline is perpendicular to the boundary fault trends suggesting that the tilt is probably controlled by the fault activity. Only in the central part of the monocline the dip angle is slightly subhorizontal. The lithology is composed by the three members of the Borbón formation. The upper topographic surface of this structure is well preserved and contains shell-rich marine features, suggesting that this domain was uplifted after the Upper Borbón deposition during the Pleistocene.

7.4.2. Major Neogene unconformities

Several unconformities have been identified during the fieldworks. They separate the different formations of the Coastal forearc basin. In this work we make an analysis and correlation among the unconformities for the first time along the Coastal cordillera. We only take into account the unconformities that affect the Neogene formations. We describe the unconformities from the oldest to the youngest.

7.4.2.1. Angular unconformity between Villingota Formation upon Dos Bocas Formation (G)

This unconformity was only observed around the Bahía de Caráquez area. It represents a gentle tilt angle between the Villingota and Dos Bocas formations (G, Fig. 7.5). It is mainly exposed along the road between Chone and San Vicente (a8, Fig. 7.5) where it has a westward dip. Presently, both formations have been deformed and tilted together with the unconformity. Between the villages of La Laguna and Pueblo Nuevo (a12, a13, Fig. 7.5) the dip-angle of the unconformity is opposed and defined an antiform axis with a NE-SW trend that may be prolonged until Chone (Fig. 7.5). This structure is known as the Tosagua anticline (Candfield, 1966, Benítez, 1995). Thus, the presence of this unconformity suggests that a local, gentle deformation and erosion occurred before the Lower-to-Middle-Miocene Villingota deposition in the eastern area of Bahía de Caráquez as shown in the Figure 7.12a.

7.4.2.2. Nonconformity of Angostura Formation upon Cretaceous Basement (F)

This is a typical nonconformity between the basement and the sediments of the Angostura formation (F, a11, Fig. 7.5) located on the northern flank of the Chongón-Colonche massif around the south of the village of Cascol. It represents a surface of erosion that affects the Cretaceous basement including Piñón, Calentura and Cayo formations. This period of deformation and erosion is thought to have occurred simultaneous to the base of the Lower-to-Upper-Miocene Angostura deposition. Thus, the presence of this nonconformity suggests that the Chongon-Colonche massif was uplifted during this period and probably the area of Santa Elena peninsula (Fig. 7.12b) where the Angostura formation is absent from the stratigraphic record in the Progreso basin (Fig. 7.2). This nonconformity has been reported in previous works (Bristow and Hoffstetter, 1977; Benítez, 1995).

7.4.2.3. Angular unconformity of the Angostura Formation upon the Villingota and/or the Dos Bocas Formations (E)

This unconformity represents an irregular erosion surface widely distributed along the Coastal cordillera (E, Fig. 7.5). At the northern area of Chone this unconformity surface is located southeast of the Tosagua antiform axis. Along the road San Vicente Chone over the axis of the antiform (a8, Fig. 7.5) this angular unconformity has a sub-horizontal surface. In this place the thickness of the Angostura formation is considerably reduced, suggesting the existence of a structural high during Angostura deposition. East of Jipijapa fault the Angostura formation is composed by a calcareous sandstone facies and overlies with an east-dipping angular unconformity the previously eroded formations such as Villingota and/or Dos Bocas (a10, Fig. 7.5). Along the Jama fault system the southeast-dipping unconformities (a5, a6, Fig. 7.5) are opposed to the northwest-dipping unconformities of the littoral area (a7, Fig. 7.5), and the northwest-dipping stratification reported around Chamanga (a4, Fig. 7.5). This distribution is coherent with the positive flower structure reported for this area, whose NE-SW-trending axis is represented in the figures 7.8 and 7.11. Southwest of Quinindé this unconformity shows a gentle eastward-dipping surface (a3, Fig. 7.5). In only a few places, for example around the village of Convento (Fig. 5), it is possible to find a conformable contact between Angostura and Dos Bocas Formations in absence of Villingota formation. North of the Canandé fault the Angostura formation overlies in apparent conformable contact the Villingota formation particularly around the Rioverde village (a1, Fig. 7.5). Thus, this

unconformity represents a period of deformation/erosion which occurred before the Lower-to-Upper-Miocene Angostura deposition along the central area of the Coastal cordillera as shown in the figure 7.12c. On the other hand, in the southern area of Bahia de Caráquez, the Ónzole formation locally overlies the Villingota formation with unconformable contact (E', a12, b13, Figs. 7.5, 7.8) in either sides of the Tosagua anticline axis. In the western side the contact is marked by a fault (Fig. 7.11) that separates the sediments of the Onzole and Lower Borbón formations (Manta-Jama basin) from the adjacent Villingota formation located in the east (Fig. 7.2). In addition, the contact between Ónzole and Angostura formations is often conformable (a1, a2, a7, a8, a9, a11, Fig. 7.5) with the exception of some local outcrops situated at the upper parts of the Coastal cordillera at northern zone of the Jama fault system. This suggests that the deformation period may have continued in this area until after the Angostura deposition (Fig. 7.12d).

7.4.2.4. Angular unconformity between Middle Borbón Formation upon Dos Bocas-Villingota-Angostura-Ónzole Formations (D)

This unconformity represents a regional and complex erosional surface (D, Figs. 7.5, 7.8) that marks the arrival of the volcano-clastic sedimentation into the Coastal forearc basin over the previously deformed Mio-Pliocene formations. The dip angle of this unconformity is commonly opposed in either sides of the Coastal cordillera. Along the littoral areas such as Bahia de Caráquez it dips west. In this zone, the sediments of the Onzole, Lower Borbón and also the adjacent Villingota formation (a13, b13, Figs. 7.5, 7.8) are unconformably covered by the volcanoclastic sediments of the Middle Borbón member (b14, Fig. 7.8). Presently, this zone is tilted and forms a gentle westward-dipping monocline topped by the Middle Borbon member. A similar scenario is found along the road San Vicente-Chone. The Middle Borbón member overlies with angular unconformity the Ónzole, Villingota and Dos Bocas formations (b13, Fig. 7.8). This unconformity was described by Benítez (1995). In the opposite side with respect to the Tosagua antiforme axis (Fig. 7.5) the Middle Borbón member unconformably overlies only the Lower Borbón member. On the other hand, around the Jama fault system area the dip angle of the unconformity that underlay the Middle Borbón member is also opposed with respect to the NE-SW-trending axis of the flower structure (Fig. 7.5). Along the littoral areas located in the north of Canoa the unconformity dips northwest. Around Jama the Middle Borbón member overlay unconformably the Ónzole formation (a7, Fig. 7.5). Around Bordonés area the Middle Borbón member overlay unconformably the Angostura formation (b7, Fig. 7.8). In the opposite side with respect to the flower structure axis (Fig. 7.5) the Middle Borbón member unconformably overlies Dos Bocas, Angostura and Ónzole formations (a3, a5, b9, Figs. 7.5, 7.8). Thus, the higher deformation is concentrated near both major axes (Fig. 7.12e). The absence of the Middle Borbón member north of the Canandé fault suggests that this area was uplifted during this period.

7.4.2.5. Angular unconformity between Middle Borbón Formation upon Lower Borbón Formation (C)

This angular unconformity (C, Figs. 7.5, 7.8) can be considered the same as D unconformity but in this case it overlies the Lower Borbón member. We have differentiated

the C unconformity from D because it separates two adjacent members of the Borbón formation, which allows to constrain the limits of the deformation occurred after the Pliocene Lower Borbón deposition and before the arrival of volcanic materials into the Coastal area. It is slightly more steepened at littoral areas than at inland areas of the Coastal cordillera. In the area of Jama the dip-angle of the C unconformity in either sides is coherent with respect to the flower structure flanks. It dips northwest (b10, b11, Fig. 7.8) and southeast (b5, b8, Fig. 7.8). In the area of Bahía de Caráquez, the unconformities C have an opposed dip-angle with respect to the Tosagua anticline axis. It dips west (b14, Fig. 7.8) and east (b12, b15, b16, Fig. 7.8). In general, this discordance represents an important period of uplift and erosion in the Coastal cordillera (Fig. 7.12e), controlled by a NE-SW-trending deformation axis along the Jama fault system and a similar deformation axis around the Tosagua anticline. This unconformity is deformed during the last phases of the uplifting of the Coastal cordillera.

7.4.2.6. Unconformity of Upper Borbón Formation upon Middle Borbón Formation (B)

The contact between the Middle and Upper members of the Borbón formation is conformable on the eastern flank of the Coastal cordillera (b8, b15, b18, Fig. 7.8), but it is disconformable (often filling palaeovalleys) becoming locally a gentle angular unconformity on the western flank specially along the littoral areas (b10, b11, b14, Fig. 7.8) between the villages of Pedernales and Manta. Between Jama and San Vicente this unconformity separates the El Matal member from the underlying Punta Ballena member of the Jama formation (Cantalamessa et al., 2005) correlated in this work with the Middle and Upper members of the Borbón formation. In this area were observed another unconformities as B' (Fig. 7.8) that affects internally the Middle Borbón member, suggesting that erosion and sedimentation were contemporaneous during Pleistocene period. South of the Manta peninsula volcanic tuffaceous levels unconformably overlay the upper Canoa formation. The existence of this unconformity only in the western side of the Coastal cordillera suggests the littoral areas were deformed during the Pleistocene than the inland areas (Fig. 7.12f).

7.4.2.7. Angular unconformity of the Balzar-San Tadeo Formations upon the Upper Borbón Formation (A)

This unconformity is observed only along the eastern flank of the Coastal cordillera. It is particularly related to the last depositional stages occurred in the Santo Domingo alluvial fan (A, Fig. 7.8) after the uplift of the coastal cordillera. Around the village of the Santo Domingo it constitutes a single erosive disconformable surface that separates the Balzar-San Tadeo formations from the underlying Upper Borbón formation (b4, Fig. 7.8). However along the area of contact between the fan sediments and the rocks of the Coastal cordillera (b6, b8, Fig. 7.8) this surface becomes an angular unconformity. In this area the sediments of the Balzar-San Tadeo formations abruptly overlay the northern mountain front of the Pichincha fault. This unconformity marks the final period of deformation and uplifting of the Plio-Pleistocene rocks of the Coastal Cordillera through the Pichincha fault (Fig. 7.12f). After the Middle Pleistocene is reported the uplift of the marine terraces along the Galera - Rioverde coastline and the Manta and Santa Elena peninsulas (Pedoja et al., 2006a, 2006b).

7.5. Syntectonic deposition and deformation

The Neogene evolution of the Forearc basin of Ecuador can be summarized in eight stages of alternating periods of deformation and sedimentation.

7.5.1. *Lower-to-Middle Miocene partially interrupted sedimentary period.* It is represented by the deposition of the Dos Bocas formation in a quiet environment, probably a marine internal platform (Benítez, 1995) (Fig. 7.13a). A gentle angular unconformity (G, Fig 7.5) indicates a very local deformation period and probably subaerial erosion previous to the Middle Miocene pelagic Villingota deposition around the eastern area of Bahía de Caráquez (Fig. 7.12a). Later is produced the deposition of the Villingota formation (Fig. 7.13b) in neritic basins in a transgressional environment (Benítez, 1995).

7.5.2. *Middle Miocene forearc deformation period.* It is characterized by a significant deformation event that affects the pre-Angostura formations (Fig. 7.13c). The southern area of the Chongón-Colonche massif (Fig. 7.12b) appears to have been exposed to an uplift and exhumation previous to the Angostura deposition (F, Fig. 7.5). The unconformity E (Fig. 7.5) is well extended along the Coastal cordillera except in the Esmeraldas area in the north of the Canandé fault. This unconformity indicates a period of erosion and deformation affecting the Lower Miocene formations (Dos Bocas - Villingota) in the south of the Canandé fault (Fig. 7.12c).

7.5.3. *Middle-to-Upper Miocene coarse-clastic sedimentation period.* The abrupt arrival of coarse-detritic material to forearc coastal basins with provenance of the Western Andean cordillera is represented by the Angostura formation (Fig. 7.13d). The existence of the E unconformity and the subsequent arrival of the coarse sedimentation into the Forearc basin (Fig. 7.3) suggest that the Middle-to-Upper Miocene period involved the deformation and erosion of both the Forearc basin and the Western Andean cordillera. This regional event coincides with the period of cooling and exhumation recorded in the northern Western Andean cordillera between 13 to 9 Myr (Spikings et al., 2005) (Fig. 7.14) and also with the period of deformation and inversion of the sedimentary basins recorded in the southern Ecuadorian Andes around 9 to 8 Myr (Steinmann et al., 1999; Hungerbühler et al., 2002). The presence of the volcano-clastic material in the central domain lithofacies of the Angostura formation (Fig. 7.7b) coincides with the increase of the volcanic activity in the northern area of the Western Andean cordillera with ages between 10 and 9 Myr according to Lavenu et al. (1992) (Fig. 7.14). Thus, the increase of the exhumation rates followed by an increase of the volcanic activity in the Western Andean cordillera is recorded in the Forearc basin within the Angostura formation.

7.5.4. *Upper Miocene to Lower Pliocene quiet sedimentation period.* A relatively calm period is recorded by the pelitic Ónzole formation (Fig. 7.13e) that overlies the coarse-grained Angostura formation. On a large scale the Ónzole formation represents the upper part of a fining-upward mega sequence (Fig. 7.3) that finishes with the arrival of a new coarse-grained sedimentation represented by the Lower Borbón member which is transitional with the underlying Ónzole formation. Although some fine tuffaceous levels are documented in the

Ónzole Formation (Aalto and Miller, 1999), the phase of orogenic volcanism in the Western Andean cordillera decreased at this period. Barberi et al. (1988) report a volcanic gap between 5.0 to about 1.8 Myr (Fig. 7.14).

7.5.5. Lower-to-Middle Pliocene coarse-clastic sedimentation period. A new event of coarse-grained sedimentation is represented by the arrival of the Lower Borbón member into the Forearc basin (Fig. 7.13f). This increase in the grain size of the sedimentary supply suggests a change in the sediment yield from the source areas. Spikings et al. (2005) report a significantly young AFT cooling age of 2.4 ± 1.4 Myr. This is the youngest AFT age obtained from the Western Andean cordillera in this period. In the Eastern Andean cordillera Spikings and Crowhurst (2004) identify specific periods of high exhumation rates, which commenced during 5.5-3.3 Myr (Fig. 7.14). This data suggests that the Lower-to-Middle Pliocene increase of the exhumation rates is recorded in the stratigraphy of the Forearc basin as the Lower Borbón member.

7.5.6. Middle Pliocene forearc deformation period. The existence of the D and C unconformities (Figs. 7.5, 7.8) before the arrival of the Middle Borbón member of Middle-to-Upper-Pliocene age suggests that a great deformation period (Fig. 7.13g) occurred in the Forearc basin, which marks an important stage in the evolution of the Coastal cordillera. The areas that experiment as significant deformation during this period coincident with the Jama system fault and the Tosagua antiform (Fig. 7.12e). In the northern area of the Coastal cordillera the activity of the Canandé fault movement has blocked the sedimentation of the Middle Borbón member.

7.5.7. Upper Pliocene volcano-clastic sedimentation period. It is characterized by the arrival of the volcanoclastic material from the Andes cordillera into the Forearc basin in a probably subaerial marine context. This sedimentation is represented by the Middle and Upper Borbón members (Figs. 7.13h, i). These volcano-clastic materials have not been deposited in the Esmeraldas area because of the Canandé fault activity (Fig. 7.12e). The presence of the volcanic material in the Forearc basin suggests a change in the supply conditions of the source area. The beginning of the volcanism in the Western Andean cordillera has been reported to occur since 1.8 Myr (Barberi et al., 1988; Lavenu et al., 1992) (Fig. 7.14). Thus, the increase of the volcanic activity in the Western Andean Cordillera in the Upper Pliocene period is recorded in the Forearc basin as the Middle and Upper Borbón members. This volcanic period is subsequent to the regional deformation and exhumation, which occurred in both the Forearc basin (Coastal cordillera) and the Western Andean cordillera.

7.5.8. Pleistocene deformation period. The Middle and Upper Borbón members are uplifted during this period because the marine top of the Upper Borbón member (located in the Central-Southeastern domain of the figure 7.11) is currently about 400 m above the present-day sea level. In the central-southeastern domain the uplift was tectonically-controlled by the motion along the Flavio-Alfaro, Pichincha, Jipijapa and Cascol faults. Thus, the Coastal Cordillera is finally uplifted (Fig. 7.12f). This event generated a change in the sedimentary transit between the Western Andean cordillera and the subduction trench. The Balzar - San Tadeo formations are deposited in a continental setting (Fig. 7.13j). They unconformably

overly the easternmost flank of the Coastal cordillera and remain restricted to the Guayas and Esmeraldas river basins.

7.6. Discussion and Conclusion

The variations in the sediment yields either by uplift or by volcanic activity from the Western cordillera are recorded in the clastic and volcano-clastic sequences of the Coastal forearc basin. The Mio-Pliocene coarse-grained sedimentation periods, (Angostura and Borbón formations), which occurred in the Forearc basin widely fit with the Mio-Pliocene periods of maximum cooling rates and exhumation reported by Spikings et al. (2005) and Spikings and Crowhurst (2004) in the Ecuadorian Andes (Fig. 7.14). The distribution pattern of the lithofacies of the Angostura Formation appears to depend on the particular characteristics of the supply sources. The southern and the northern domain lithofacies contain material supplied from the basement of the Western Andean cordillera during the periods of maximum cooling rates, whereas the upper part of the sequences of the central domain lithofacies hosted the volcano-clastic material supplied from the Mio-Pliocene volcanic arc developed in the northern Ecuadorian Andes (Lavenue et al., 1992). The stratigraphic pattern of the Borbón formation is similar to that of the Angostura formation. The Lower Borbón member contains clastic material supplied from the basement of the Western Andean cordillera, whereas the Middle and Upper Borbón members contain volcano-clastic material supplied from the volcanic sources (e.g. reworked pumice and tuffaceous material). This volcano-clastic material was supplied from the Plio-Pleistocene volcanic arc of the northern Ecuadorian Andes (Barberi et al., 1988; Lavenue et al., 1992). Thus, the volcanic activity appears to constitute a subsequent event that follows each exhumation event affecting the Western Andean cordillera. In addition, the coarse-grained clastic sequences of the San Mateo formation which is older than the Dos Bocas formation has Lutetian-to-Priabonian age (Jaillard et al., 1995). This clastic sequence of the forearc basin also coincides with a period of high exhumation rates of the Western Andean cordillera between 42 to 30 Myr reported by Spikings et al. (2005) and corroborates the relationship between the tectonic exhumation events occurred in the Andes (Fig. 7.14) and the coarse-grained sedimentation events occurring in the Coastal forearc basin.

The unconformities observed among the Neogene sedimentary sequences of the Coastal forearc basin evidence that the periods of sedimentary deposition were alternating with periods of tectonic deformation, and the presence of local unconformities suggests that the depositional areas were submitted to a cyclic deformation. Based on the fault analysis and correlation of the unconformities along the Coastal cordillera, the Neogene evolution of the Forearc basin of Ecuador can be summarized in eight stages of alternating periods of deformation and sedimentation. The start of the Coastal cordillera uplift after the Upper Borbón member deposition during the Pleistocene marks the end of the marine stage in the easternmost area of the Coastal forearc basin, which changed to a continental stage.

Acknowledgments

This study was funded by IRD and received financial support from INSU grant "Reliefs"

7.7. Figure caption

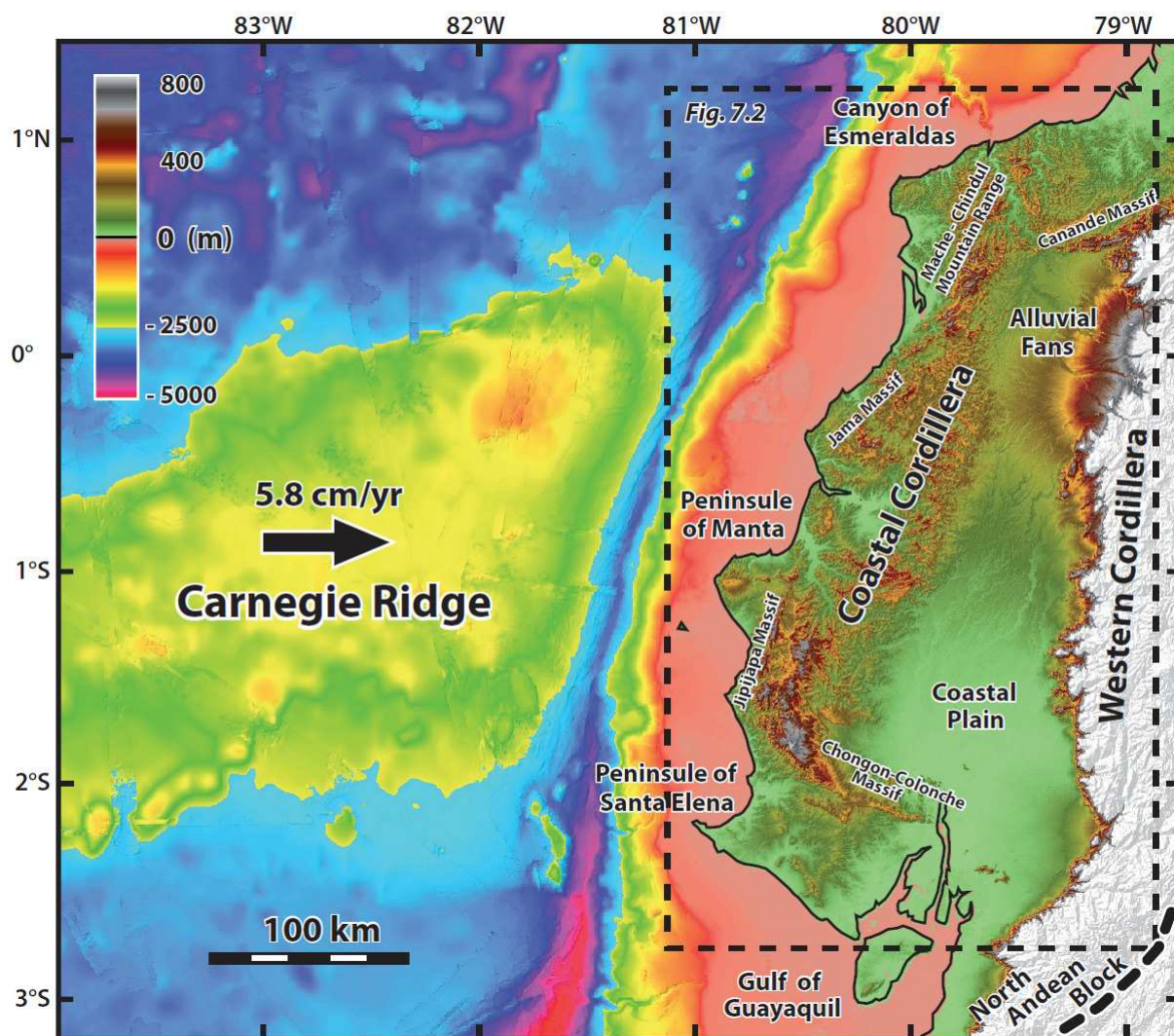


Fig. 7.1. Elevation map of the Carnegie ridge and the Ecuadorian margin area. Bathymetry from compilation by Michaud et al. (2006) (size of the grid cell =150 m). Inland, the relief of the Coastal Cordillera from DEM 30 m grid size. The limits of the North Andean block (dashed thick line) are from Witt and Bourgois (2009). The black arrow for plate convergence rate refers to Trenkamp et al. (2002). Dashed line rectangle correspond to the studied area.

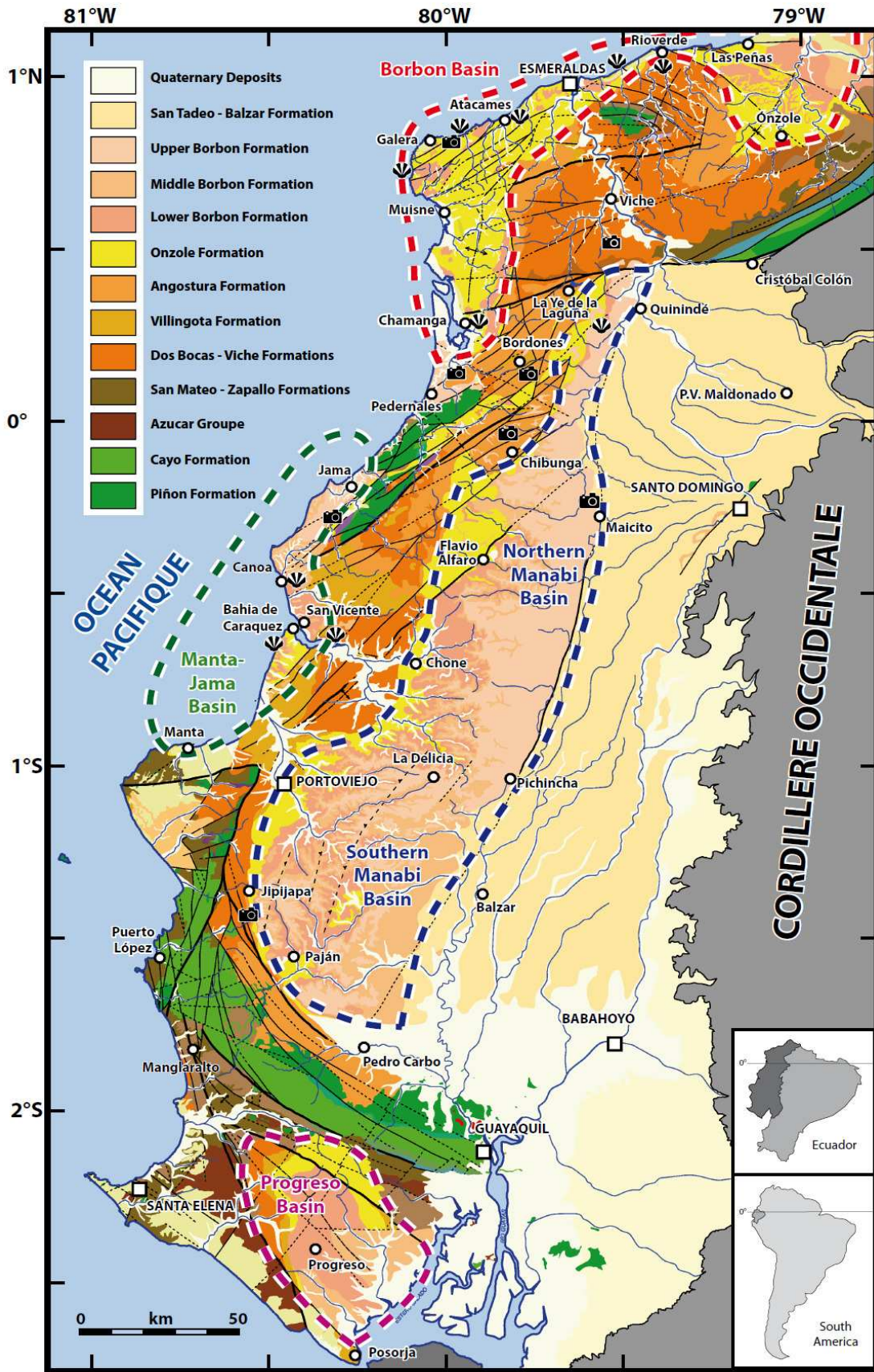


Fig. 7.2. Simplified geologic map of the Coastal area of Ecuador modified from Reyes and Michaud (2012). The original scale from fieldwork mapping was 1:250000. In dashed lines the approximate boundaries of the sedimentary basins. The shell symbol indicates the fossil dating places and the camera symbol indicates the places of the pictures of the figure 7.4.

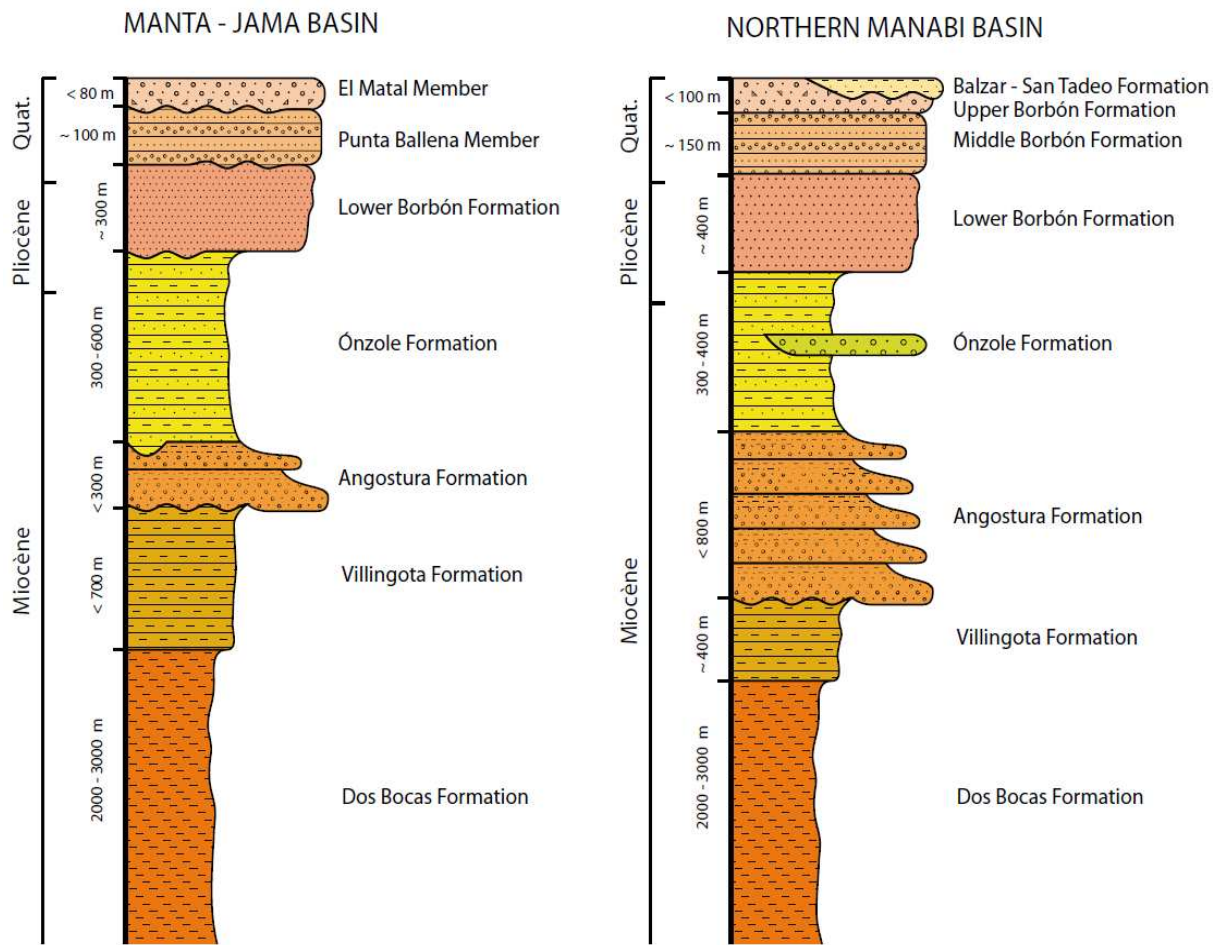


Fig. 7.3. Simplified regional stratigraphy of the Neogene formations of the northern Manabí and Manta-Jama basins to correlate between the coarse-grained formations particularly of Borbón and Jama.



Fig. 7.4. Pictures of the Neogene formations. See locations in figure 7.2. a) Pelitic sediments (mudstones) of the Dos Bocas formation south of Jipijapa. b) Siltstones and mudstones of the Viche formation south of Viche. c) Pelitic sediments of the Villingota formation south of Bordones. d) Fining-upward turbiditic volcanic sediments of the Angostura formation northeast of Pedernales. e) Fin-grained sediments of the Onzole formation east of Galera. f) Contact zone between Ónzole formation and Lower Borbón member south of Jama. g) Middle Borbón member north of Chibunga. h) Unconsolidated mudstones of Balzar-San Tadeo formation around Maicito.

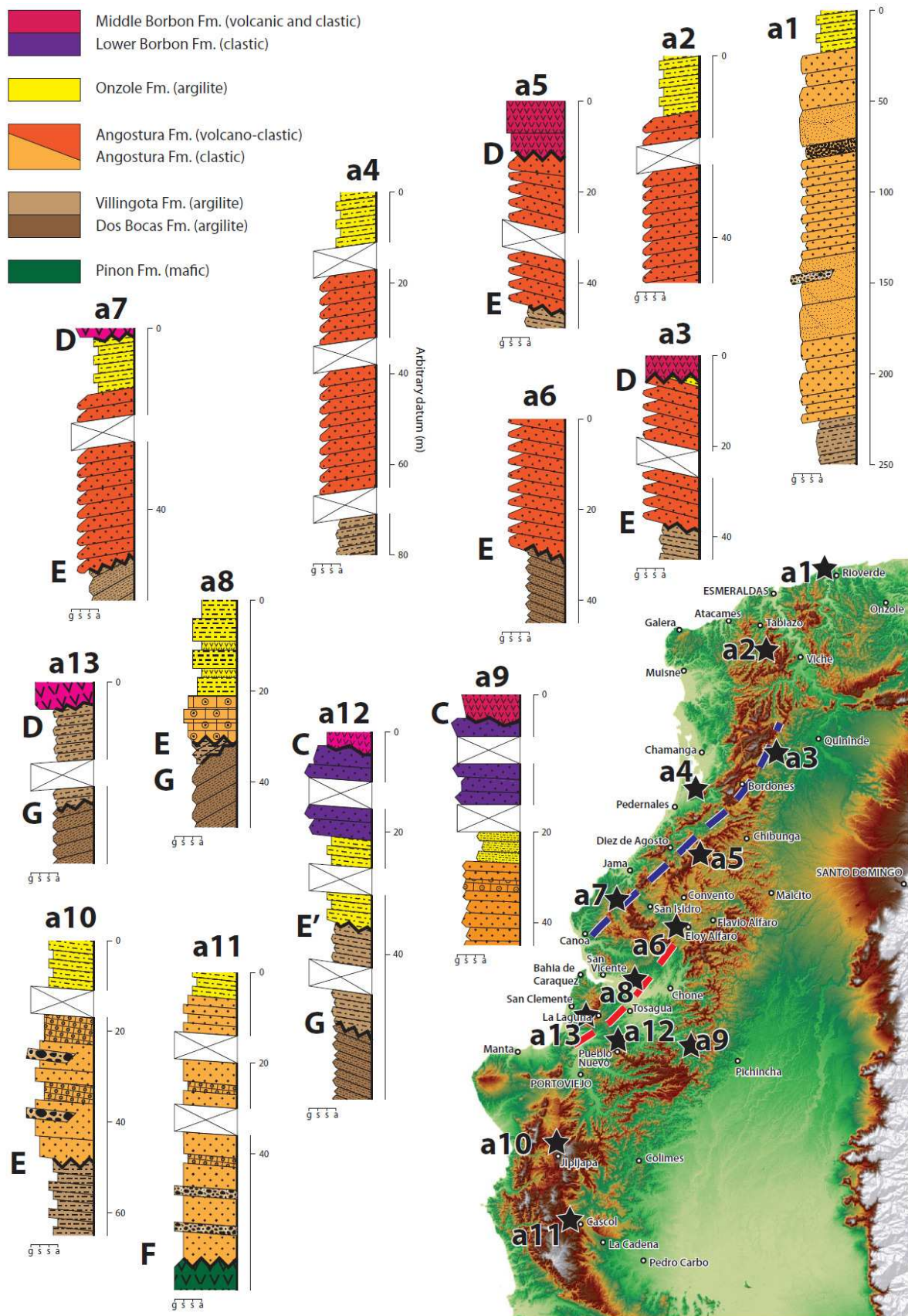


Fig. 7.5. Simplified stratigraphic sections of the Neogene formations (especially Angostura formation) and their location along the Coastal Cordillera. On capital letters are pointed out the different unconformities. On thick red dashed line the axis of the Tosagua antiforme and on thick blue dashed line the axis of the flower structure of the Jama fault system.

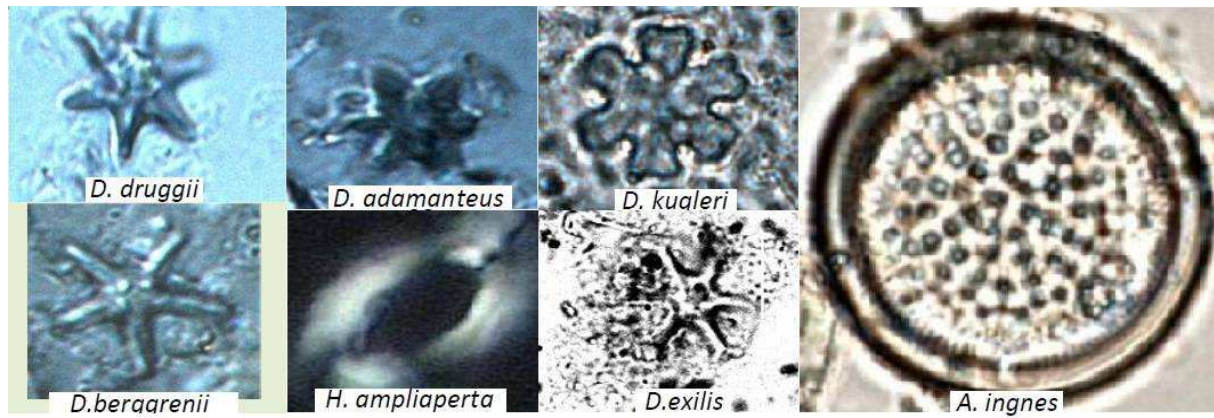


Fig. 7.6. Microscope photographs of some nannofossil specimens obtained from samples of the Villingota formation around Rioverde. See figure 7.2 for location.

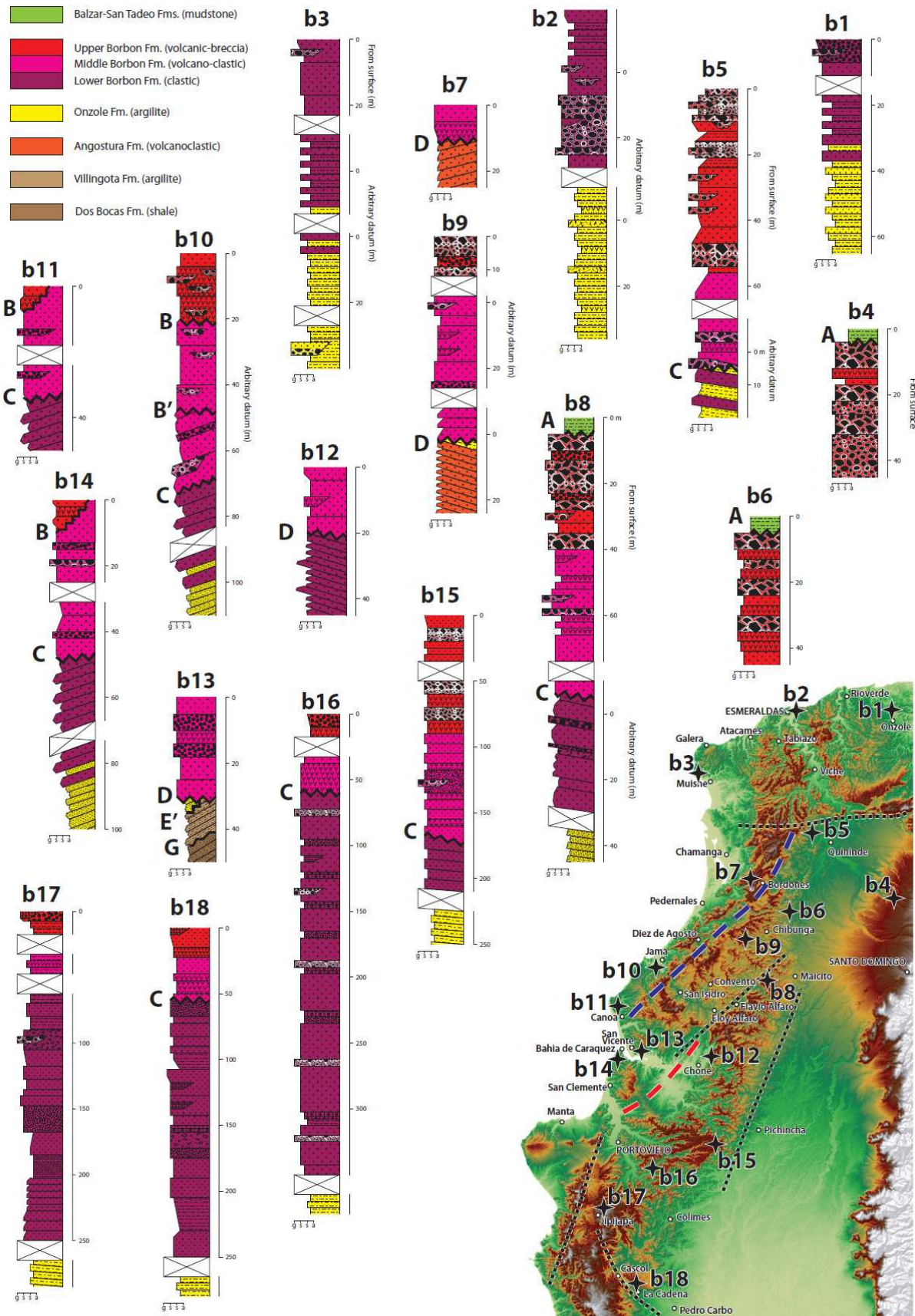


Fig. 7.8. Simplified stratigraphic sections of the Neogene formations (especially Borbón formation) and their location along the Coastal Cordillera. On capital letters are pointed out the main unconformities. On thick red dashed line the axis of the Tosagua antiforme and on thick blue dashed line the axis of the negative flower structure of the Jama fault system.

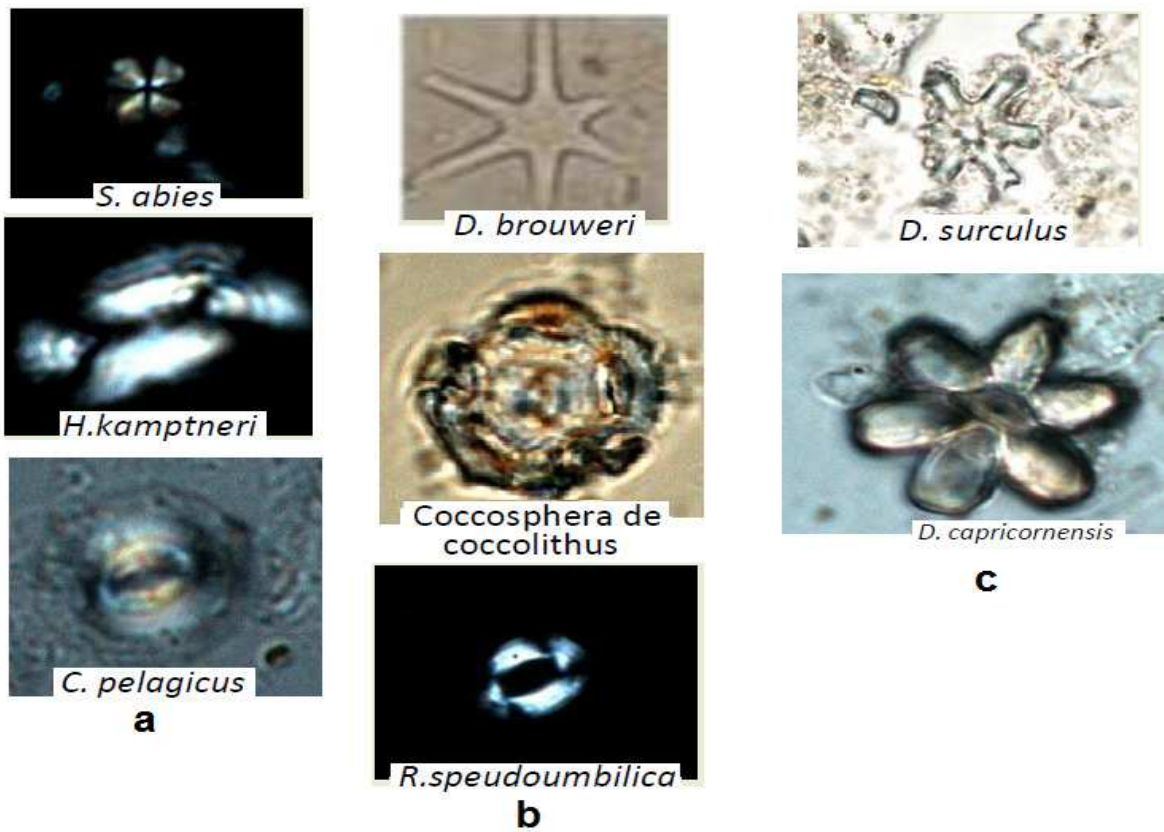


Fig. 7.9. Microscope photographs of some nanofossil specimens obtained from samples of a) Ónzole formation around Atacames, b) Lower Borbón member between Galera - Chamanga road and c) Lower Jama formation north of Canoa. See figure 7.2 for locations.

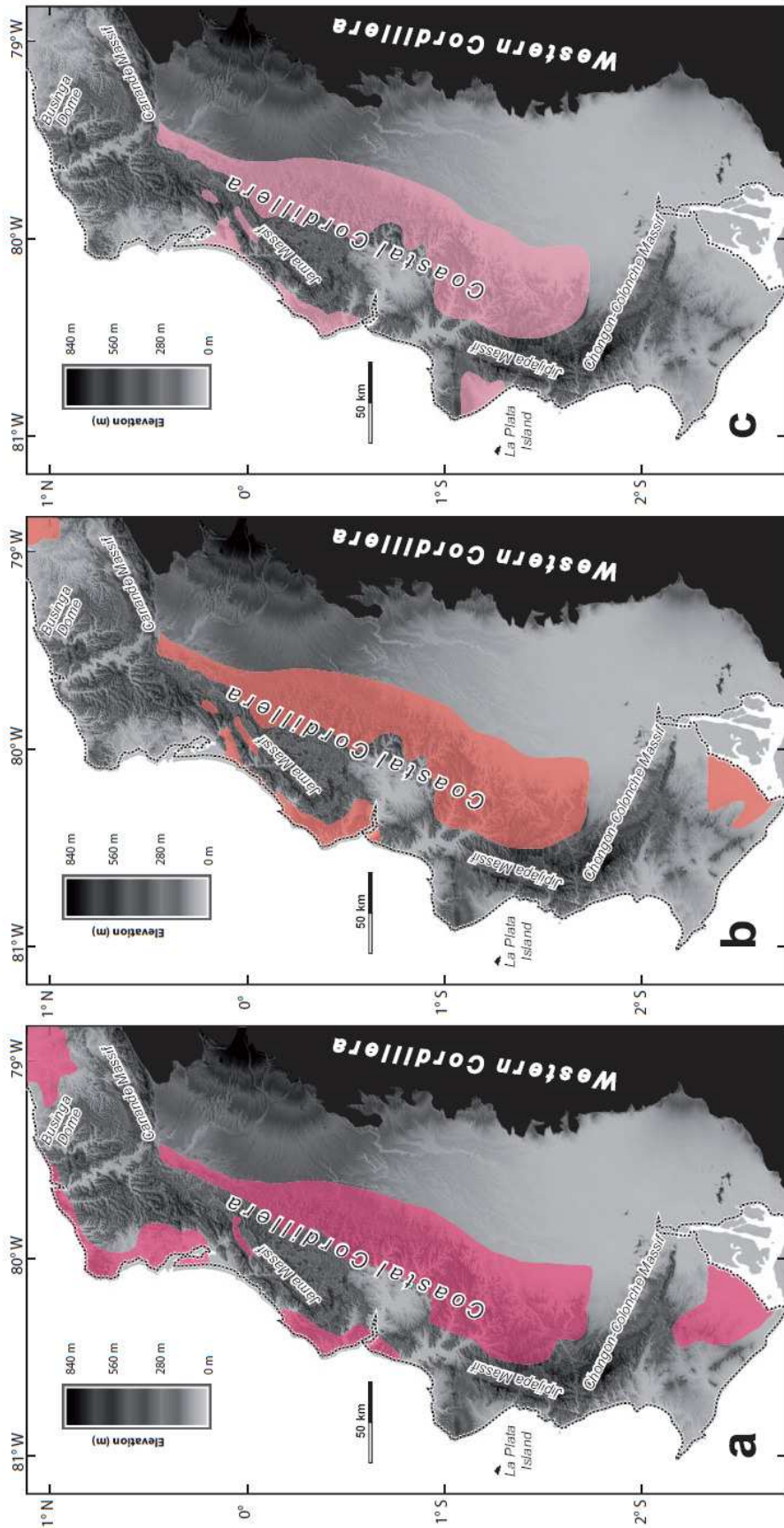


Fig. 7.10. Distribution of the members of the Borbón formation. a) The clastic Lower member. b) The volcano-clastic Middle member and c) The volcanic Upper member.

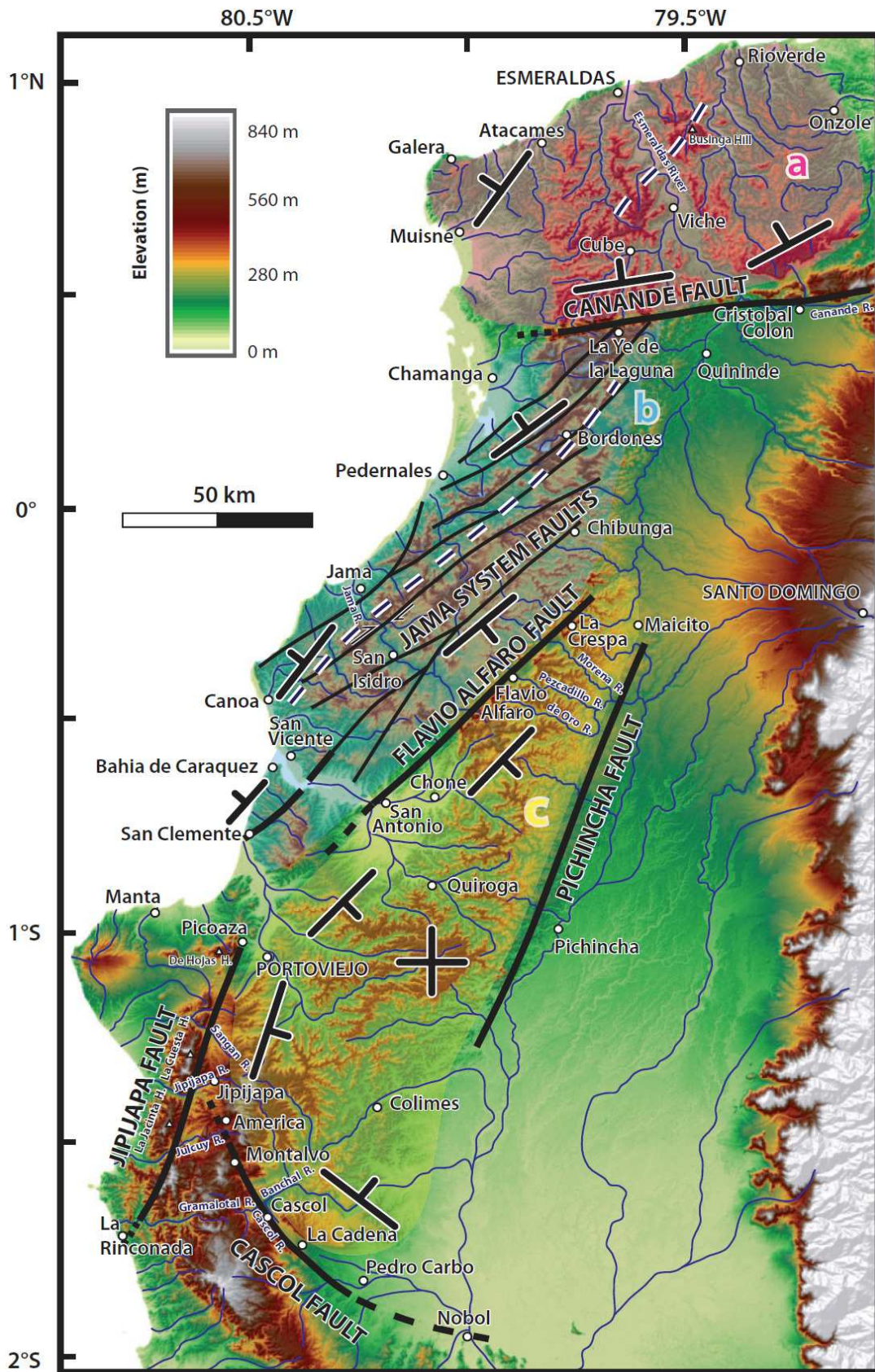
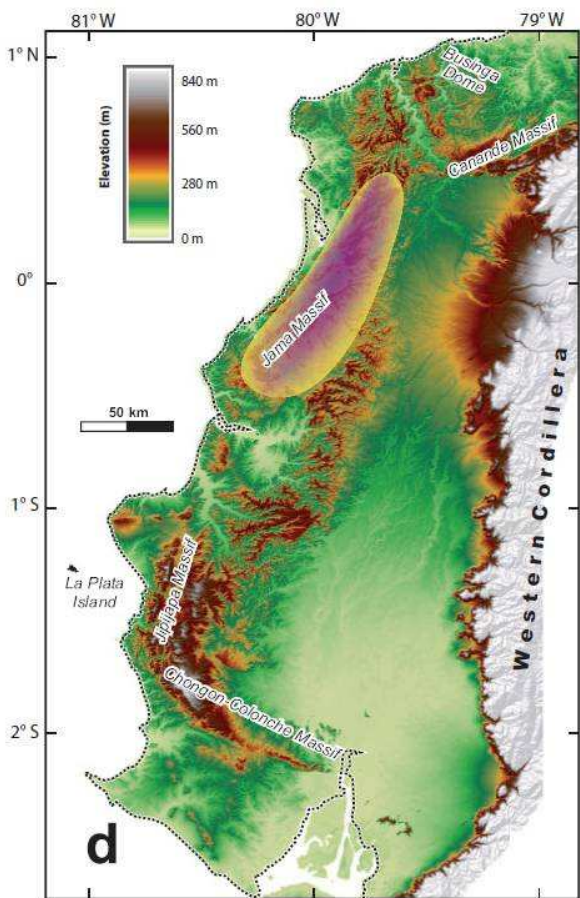
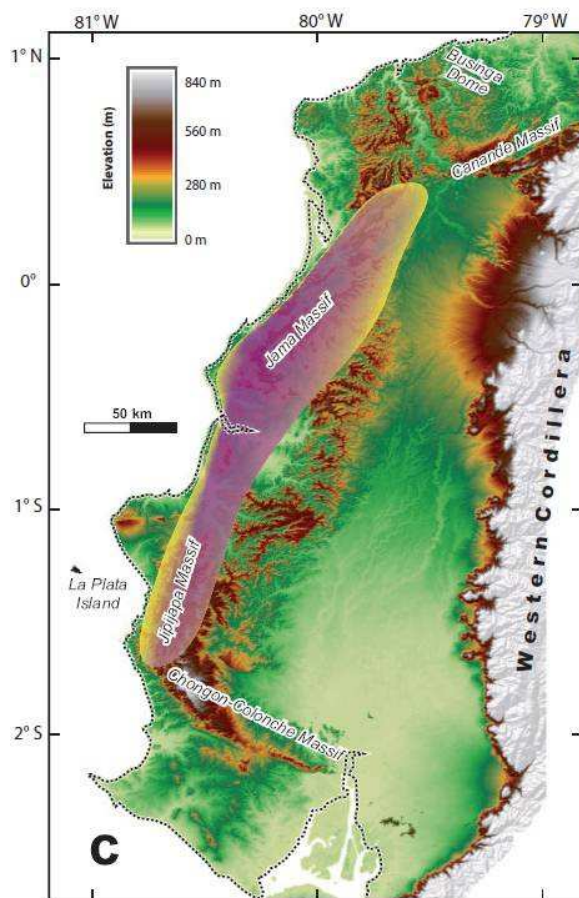
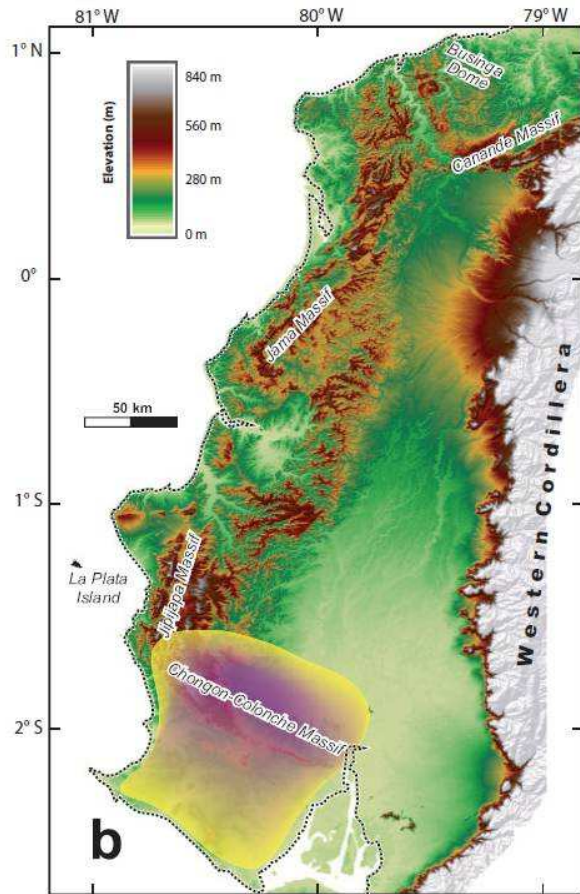
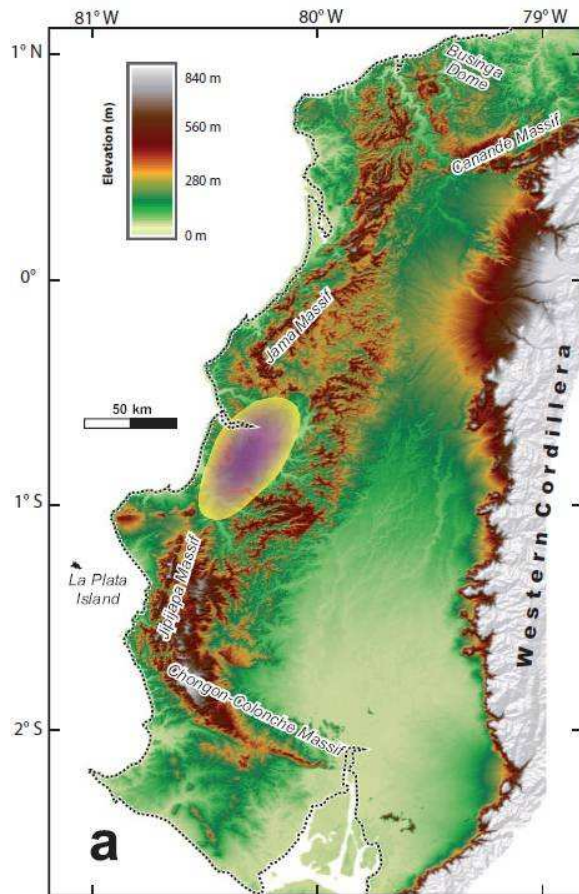


Fig. 7.11. Structural map of the Coastal cordillera. The relief map (DEM: grid size 30 m) illustrates the Neogene boundary faults of the Coastal forearc basin area. Some names of villages, rivers, hills and faults have been included. a) Northern morpho-structural domain of the Borbón formation. b) Central-western morpho-structural domain. c) Central-southeastern morpho-structural domain.



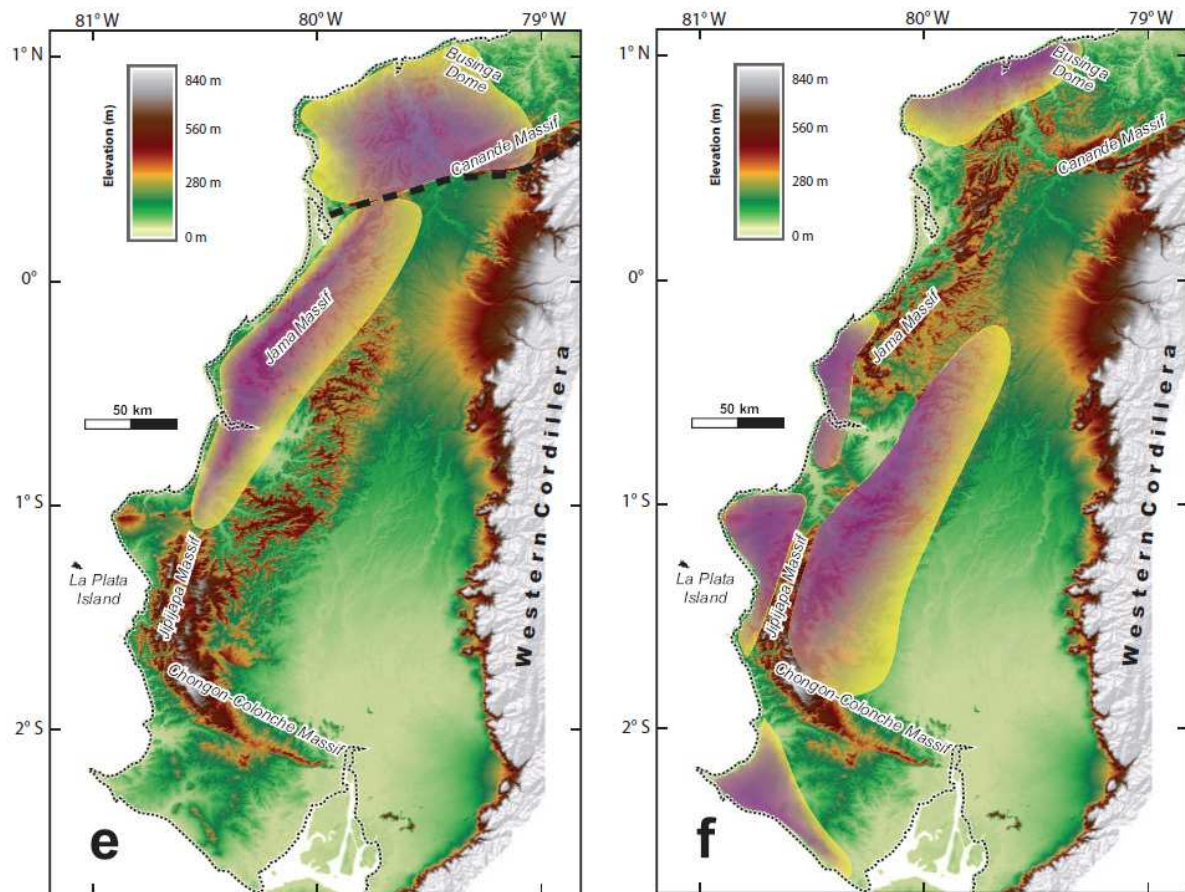


Fig. 7.12. Areal distribution of the deformation based on the localization of the unconformities during the Neogene period along the Coastal cordillera. a) Before Middle Miocene, b) During Middle Miocene, c) Before Upper Miocene, d) During Upper Miocene, e) After Middle Pliocene and f) Pleistocene to Present.

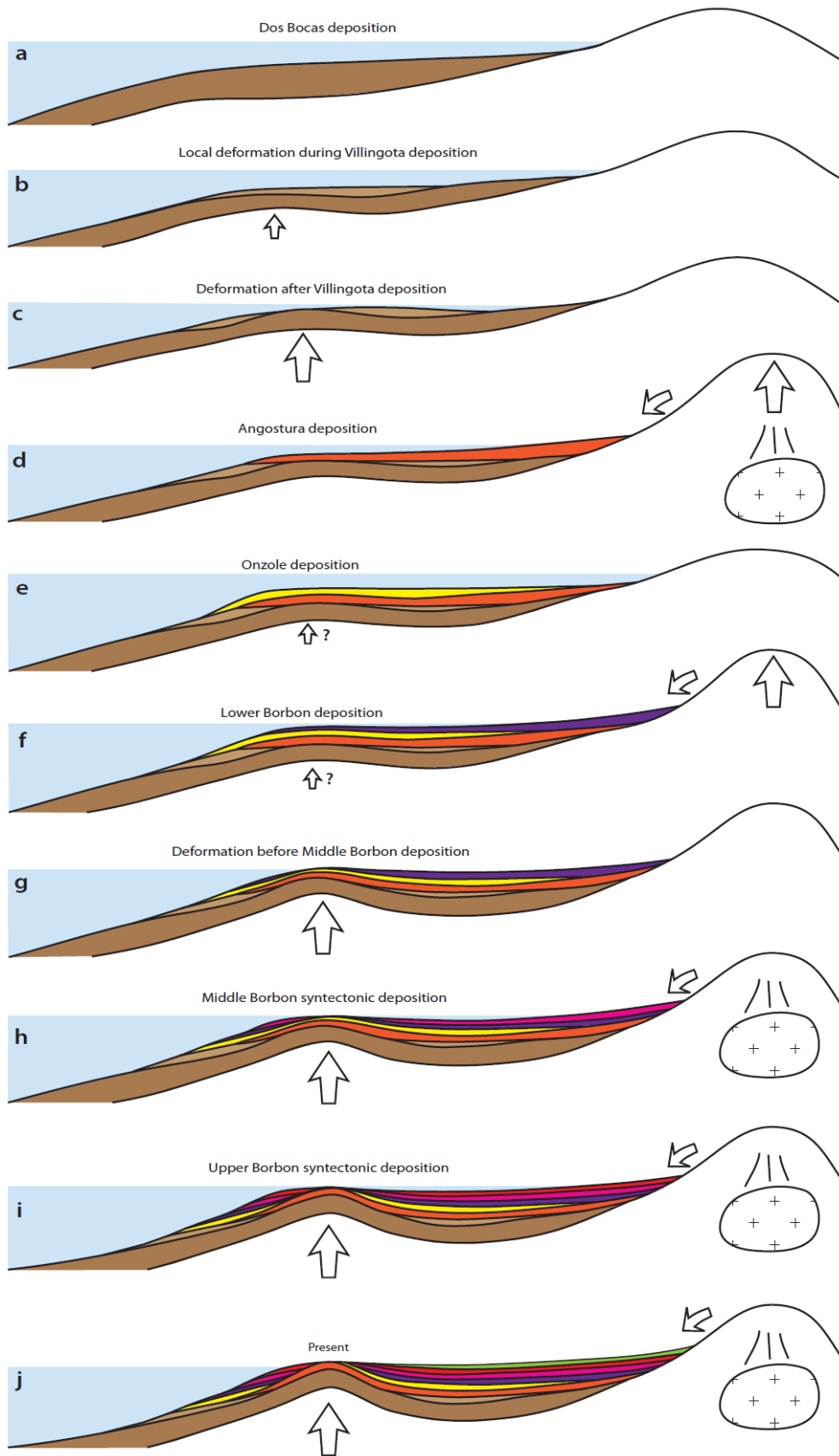


Fig. 7.13. Stages of evolution of the Coastal forearc basin from the Lower Miocene to the Present. Arrows pointing upwards indicate the uplift, arrows pointing to the left indicate the sediment source. Volcanism is indicated by a magmatic camera.

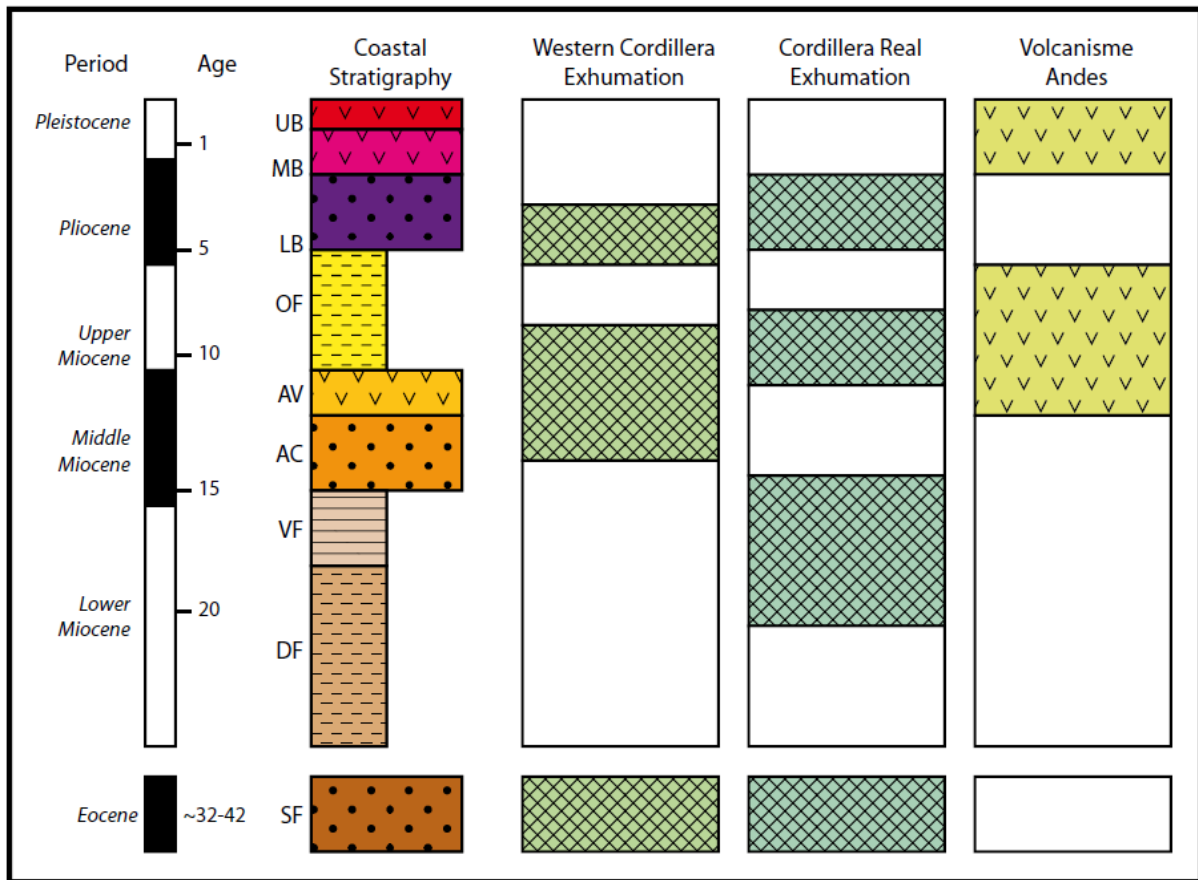


Fig. 7.14. Comparison between the Coastal forearc basin stratigraphy and the exhumation periods along the Western Cordillera (Spikings et al., 2005); the Real cordillera (Spikings et al., 2000; Spikings and Crowhurst, 2004) and the periods of volcanism on the Andes (Barberi et al. 1988; Lavenu et al., 1992). UB = Upper Borbón, MB = Middle Borbón, LB = Lower Borbón, OF = Ónzole formation, AV and AC = Angostura formation (volcanic and clastics), VF = Villingota formation, DF = Dos Bocas-Viche formation and SF = San Mateo formation.

CHAPITRE 8

CADRE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL POUR L'ÉVOLUTION DE LA CORDILLÈRE CÔTIÈRE

L'ÉVOLUTION DE LA CORDILLÈRE CÔTIÈRE

Pour reconstituer l'évolution de la cordillère côtière, nous avons utilisé la carte géologique de la marge côtière de l'Équateur (Reyes and Michaud, 2012) et les résultats présentés dans les chapitres précédents (en particulier le Chapitre 4 et Chapitre 7). Dans un premier temps nous avons analysé la distribution spatiale des formations de la cordillère côtière (Fig. 8.1). Les deux premières cartes de la figure 8.1 groupent l'ensemble des lithologies du Crétacé (Fig. 8.1a) et du Paléogène (Fig. 8.1b). Nous avons regroupé les formations Dos Bocas-Viche et Villingota (figure 8.1c) du Néogène. Les formations Angostura, Ónzole et le membre Borbón inférieur sont représentés séparément sur les figures 8.1d, e, f. Les membres moyen et supérieur de la formation Borbón et les formations Balzar-San Tadeo correspondent aux figures 8.1g, h.

8.1. Distribution spatiale des sédiments

Les formations du Crétacé (formations Calentura, Cayo et Guayaquil, fig. 8.1a) affleurent principalement dans les massifs de Chongón-Colonche, Jipijapa, Jama et Canandé, dans le dôme de Businga et la péninsule de Santa Elena. Ces hauts structuraux constituent actuellement les limites géologiques des bassins sédimentaires du Néogène. Le Paléogène (groupes Azúcar et Ancón, formations San Eduardo, Santiago-Ostiones, Cerro, San Mateo, Zapallo, Pambil et Playa Rica) affleure dans les environs des massifs cités plus haut (Fig. 8.1b) et surtout le long de la péninsule de Santa Elena. Les quelques vestiges du Paléogène (d'après nos observations de terrain) localement préservés sur le sommet des massifs Chongón-Colonche, Jipijapa, Jama et Canandé (Reyes and Michaud, 2012) suggère que le Paléogène s'est déposé sur la plus grande partie de la zone côtière y compris à l'emplacement des massifs actuels qui n'étaient pas à l'époque des hauts structuraux. Sur le terrain, les affleurements de ces formations sont très discontinus en raison de la déformation et de l'érosion qui ont affecté ces séquences.

Les lithologies du Néogène sont caractérisées par une alternance de séquences sédimentaires fines et grossières. Nous avons regroupé les formations Dos Bocas-Viche et Villingota de lithologie similaire (figure 8.1c). Ces formations ont une large distribution dans l'avant-arc à l'exception des zones sommitales des massifs. Une discordance entre ces formations est localement observée dans le secteur de Bahía de Caráquez. Cette vaste distribution indique qu'à cette époque les bassins sédimentaires du nord Manabí, Manta-Bahía et Borbón formaient un seul bassin régional. Néanmoins les massifs formaient déjà des hauts structuraux avant le dépôt de ces formations (Miocène inférieur) comme par exemple au niveau du dôme de Businga, où la formation Dos Bocas-Viche est en contact discordant sur le socle du Crétacé.

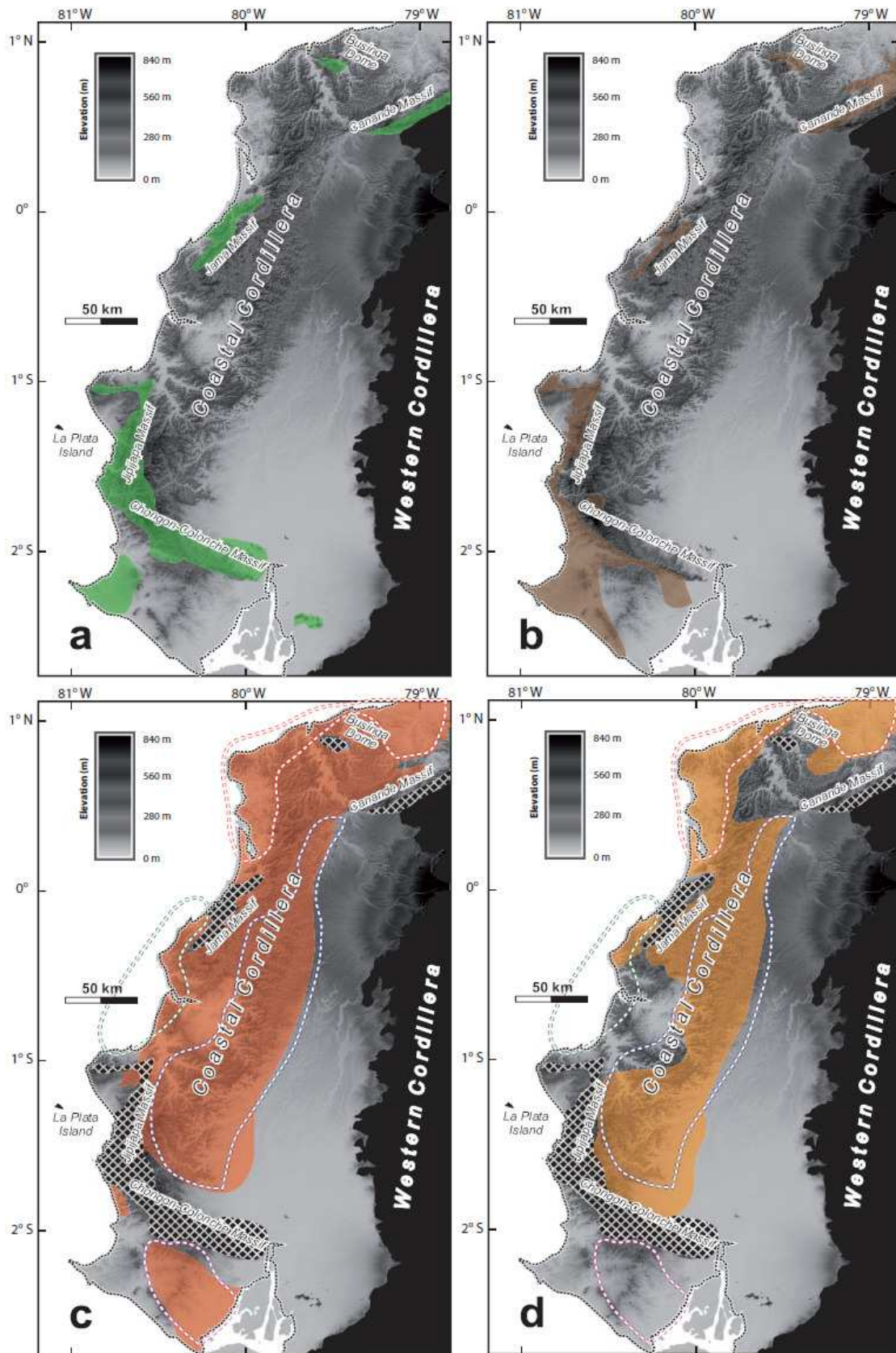


Fig. 8.1. Distribution des lithologies de la cordillère Côtière (Reyes and Michaud, 2012). a) Distribution spatiale des formations du Crétacé. Les zones en motif "diamant" noir correspondent aux massifs Crétacés. b) Distribution spatiale des formations du Paléogène. c) Distribution spatiale des formations Dos Bocas-Viche et Villingota. En pointillé nous représentons les frontières des bassins sédimentaires actuels avec du nord au sud: en rouge Borbón, en bleu Manabí, en vert Manta-Jama et en magenta Progreso. d) Distribution spatiale de la formation Angostura.

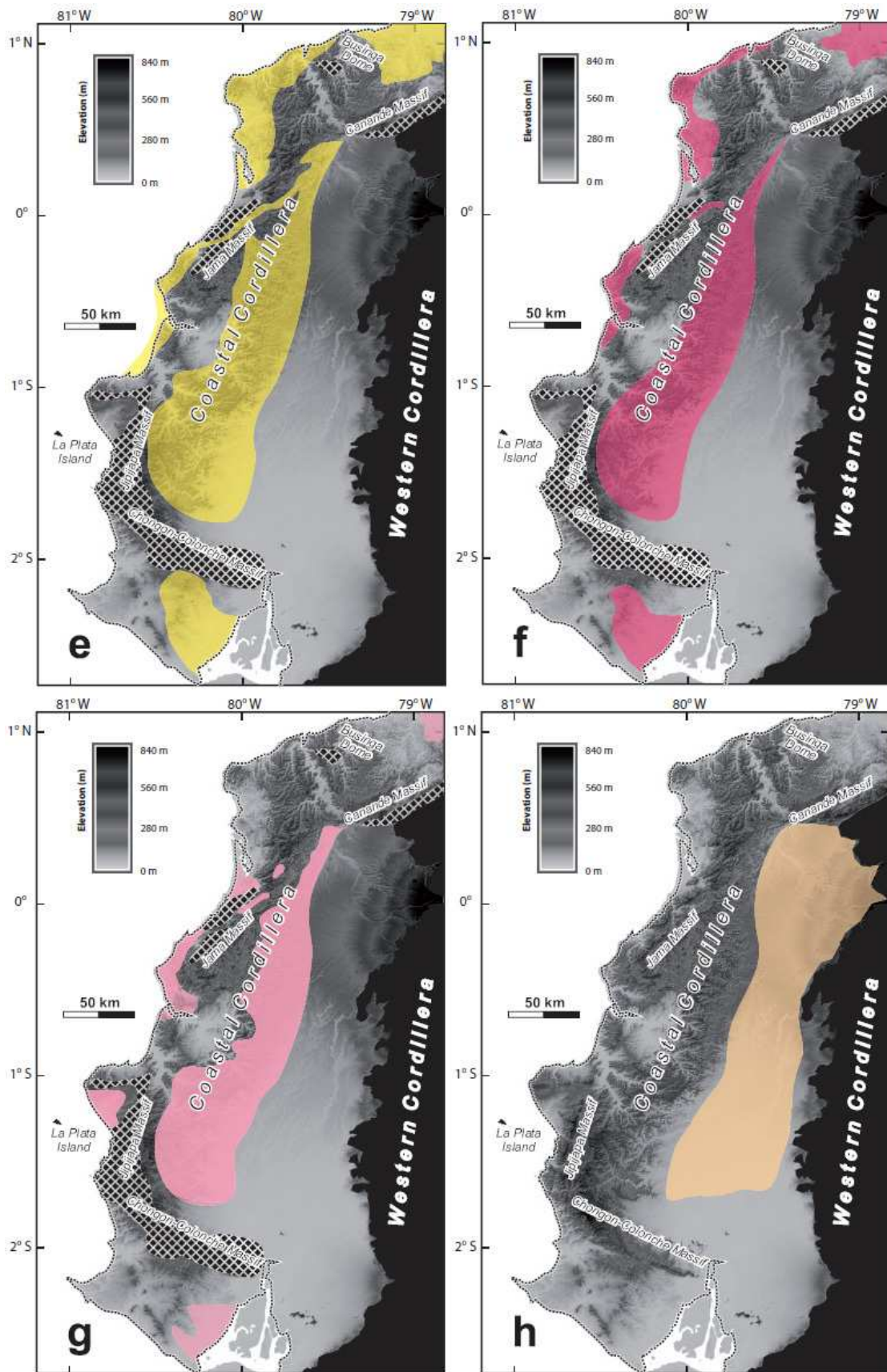


Fig. 8.1 (continuation). c) Distribution spatiale de la formation Ónzole. d) Distribution spatiale du membre Borbón inférieur. e) Distribution spatiale des membres Borbón moyen et supérieur. f) Distribution spatiale des formations Balzar - San Tadeo.

La formation Angostura (figure 8.1d) est constituée par des dépôts plus grossiers que les formations précédentes. Elle est bien représentée vers le nord du massif Chongón-Colonche mais elle est absente du bassin de Progreso (Bristow and Hoffstetter, 1977). Cette répartition suggère que le massif Chongón-Colonche formait déjà peut être une barrière au transit des sédiments vers les régions du sud dans l'avant-arc. Les massifs Jipijapa et Jama commencent probablement aussi à former des barrières durant cette période. En effet la formation Angostura est plus épaisse et largement présente le long du flanc oriental de ces massifs alors que sur le flanc Ouest du massif Jama elle est moins épaisse; et sur le flanc Ouest du massif Jipijapa cette formation est absente. Le massif Canandé est recouvert en discordance par la formation Dos Bocas-Viche et Angostura ce qui suggère que ce massif a été déformé avant le dépôt de ces formations.

La formation Ónzole marque un nouvel épisode de sédimentation fine qui contraste avec la sédimentation antérieure de la formation Angostura. La formation Ónzole affleure le long des flancs Est et Ouest de la cordillère Côtière (Fig. 8.1e). La distribution spatiale de cette formation montre qu'elle a probablement été érodée de la partie sommitale de la cordillère Côtière. La carte géologique (Reyes and Michaud, 2012) indique que la formation est absente sur les sommets des massifs. Quelques affleurements très localisés situés près de la partie sommitale de la cordillère Côtière indiquent qu'il existe localement un contact discordant avec la formation Angostura dans la partie nord du système, mais dans la plupart des autres endroits ce contact est concordant. Le long du massif de Jama cette formation est préservée localement dans des bassins en transtension (pull-apart). Quelques chenaux de conglomérat (avec des éléments de la formation Ónzole et de cordillère occidentale) sont déposés au milieu de la séquence de Ónzole vers le nord du massif de Jama. Le Miocène supérieur marque le début de la réorganisation des bassins sédimentaires du nord Manabí, Manta-Jama et de Borbón. La sédimentation dans le bassin de Progreso continue après la période d'érosion qui a eu lieu après le dépôt de la formation Villingota.

Le membre inférieur de la formation Borbón marque un nouvel épisode clastique grossier qui contraste avec la formation Ónzole sous jacente. Ce membre affleure sur les deux flancs de la cordillère Côtière (Fig. 8.1f) et il a été probablement érodé ou pas déposé dans la partie sommitale après son dépôt. Il est bien conservé sur les deux flancs du massif de Jama dans les bassins Manta-Jama et Manabí. Dans ce dernier bassin le membre Borbón inférieur est restreint au sud-est de la faille de Flavio Alfaro qui constitue la limite sud-est du système de failles Jama. Il est aussi présent dans la partie nord du bassin de Borbón. De même que pour la formation Ónzole le membre Borbón inférieur est présent dans le bassin en pull-apart qui recoupe le massif de Jama. Ce pull-apart constitue une zone de transit sédimentaire entre les bassins de Manabí et Jama-Manta.

La distribution des membres volcano-clastiques moyen et supérieur de la formation Borbón (Reyes and Michaud, 2012) montre (figure 8.1g) que ces membres affleurent sur les flancs de la cordillère côtière mais ne sont pas exposés au nord de la faille de Canandé. Ceci suggère que la faille de Canandé (et l'exhumation associée du massif Canandé) ont été actifs

au cours du Plio-Quaternaire et que le dépôt s'est concentré dans les bassins de Manabí, de Manta-Jama et de Progreso.

Enfin, les séquences quaternaires continentales des formations Balzar-San Tadeo recouvrent les cônes au pied des Andes dans la partie sud du massif Canandé et l'ensemble de la plaine côtière (Fig. 8.1h). La répartition spatiale de ces formations est limitée au flanc Est de la cordillère Côtière où elles reposent en discordance sur les roches Miocène-Pléistocène de la cordillère, ce qui suggère que cette cordillère a été soulevée avant leur dépôt. L'absence de la formation Balzar-San Tadeo dans le nord suggère que le massif de Canandé était toujours un obstacle au transit sédimentaire au cours de cette période.

Les cartes de distribution spatiale (figure 8.1) suggèrent que, avant le Miocène supérieur, les bassins sédimentaires Borbón, Manabí, Manta-Jama et Progreso avaient une configuration géométrique différente de celle qu'ils ont aujourd'hui. L'exhumation associée aux massifs et le soulèvement de la cordillère Côtière ont contrôlé la localisation des dépôts-centres et les limites des bassins après le dépôt de la formation Angostura (Miocène moyen - supérieure).

8.2. Évolution de la Côte et la cordillère Côtière

En nous basant sur les interprétations antérieures et les résultats des chapitres précédents nous proposons une évolution simplifiée de la cordillère Côtière qui prend en compte la distribution spatiale et temporelle des formations du Néogène, la tectonique des failles et les discordances qui ont contrôlé le soulèvement (Chapitre 7) et les différents blocs identifiés au chapitre 4. La figure 8.2 montre six étapes de l'évolution de la cordillère Côtière qui commence avec le dépôt dans un environnement marin des formations Dos Bocas-Viche and Villingota et qui se termine avec le dépôt dans un environnement continental de la formation Balzar-San Tadeo.

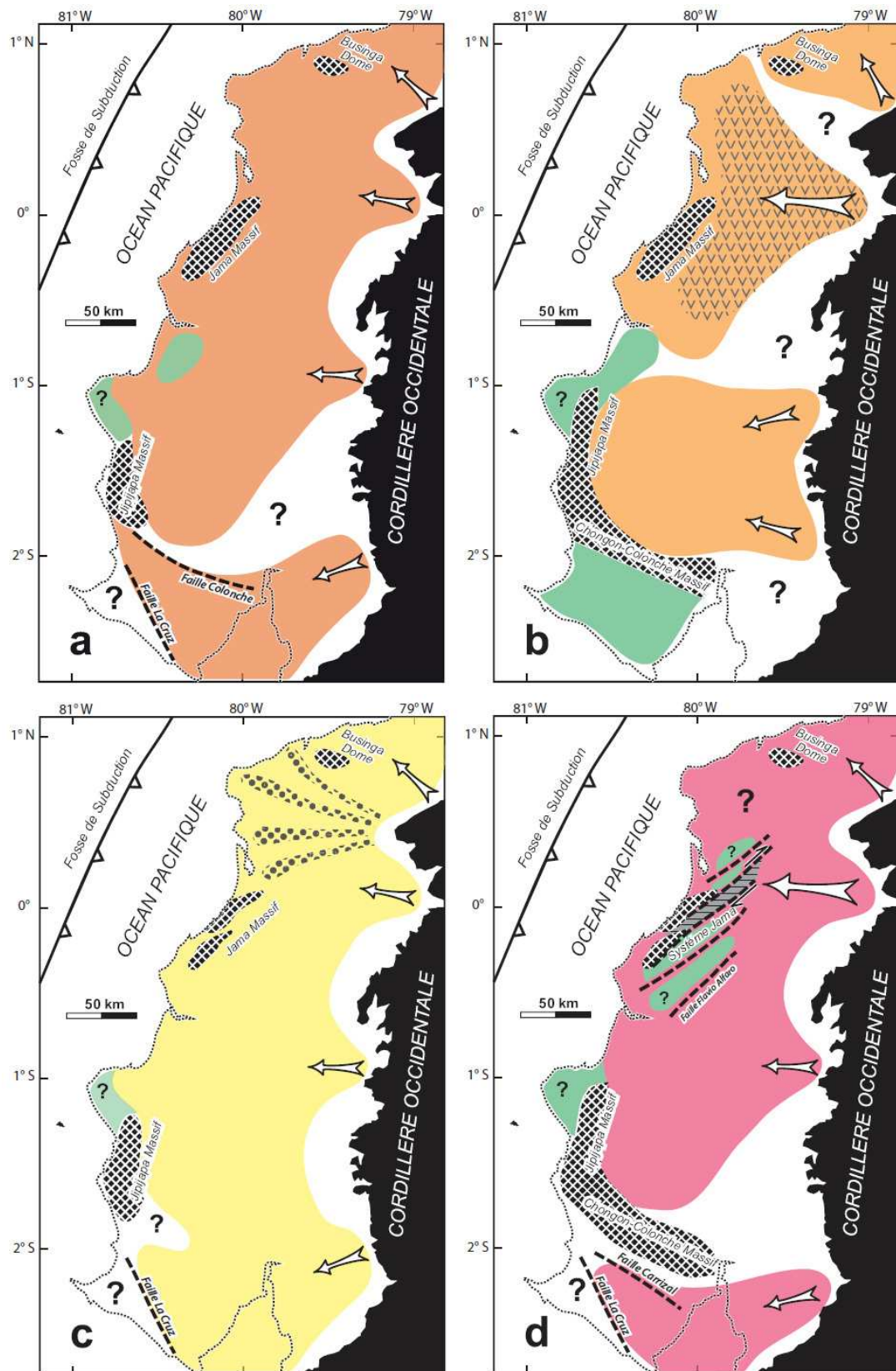


Fig. 8.2. Évolution sédimentaire et tectonique de la cordillère Côtière de l'Équateur. a) Évolution des formations Dos Bocas-Viche et Villingota. Des flèches blanches indiquent des sources des sédiments terrigènes et les lignes en pointillés indiquent les failles, les zones en motif diamant noir correspondent aux massifs Crétacés et les zones en "vert" les zones probablement soulevés de l'environnement subaérien. b) Évolution de la formation Angostura. En motifs en "v" les matériaux volcanoclastiques. c) Évolution de la formation Ónzole. En motif "pointillé" la zone des chenaux situés à la moitié de la séquence. d) Évolution du membre Borbón inférieur. Il commence à se développer la zone du système de failles de Jama et aussi soulèvement probable de quelques reliefs. En motif gris "ligne horizontale" la zone de pull-apart.

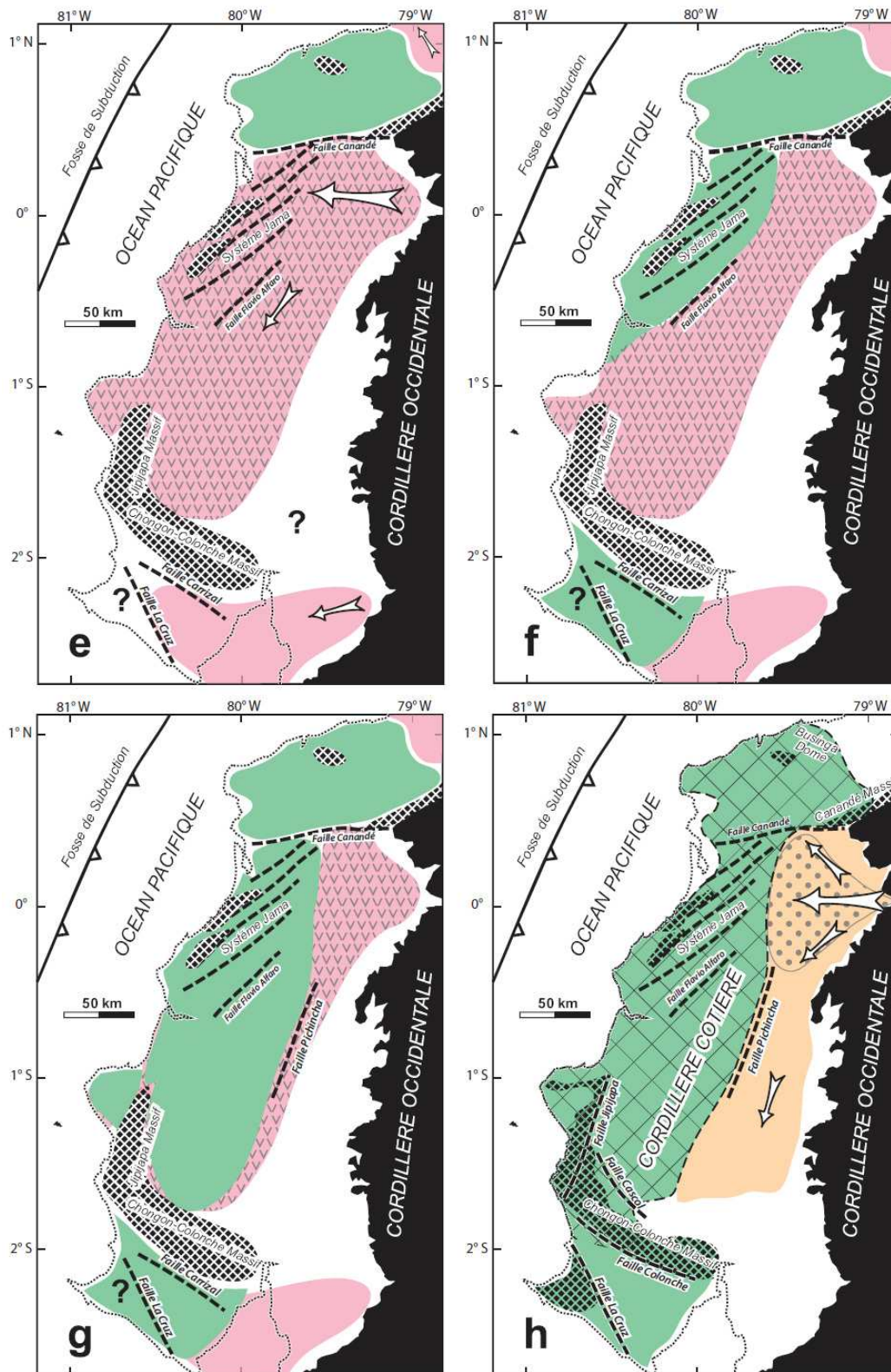


Fig. 8.2. Continuation. e) Évolution des membres Borbón moyen et supérieur. Motif en "v" les matériaux volcano-clastiques. Soulèvement du bloc Esmeraldas (Mache-Rioverde). f) Soulèvement des blocs Jama-Bahia, Jipijapa, Chongón-Colonche et Santa Elena. g) Soulèvement des blocs Portoviejo-Pichincha et Manta. h) Modèle d'évolution des formations Balzar-San Tadeo. Soulèvement total de la cordillère Côtière (en grille). En motif de "points" le cône alluvial de Santo Domingo et la diversion des bassins versants de Guayas au sud et Esmeraldas au nord.

L'évolution Néogène de la marge Côtière de l'Équateur commence après le dépôt et la déformation intense des séquences sédimentaires du Paléocène. Les massifs de Jipijapa et Jama et le dôme de Businga sont probablement exhumés partiellement à la fin de cette période car ils se comportent comme des limites structurales des séquences du Néogène. Les séquences sédimentaires du Néogène couvrent presque toute la marge côtière. Pendant le Miocène inférieur se déposent les sédiments très fins de la formation Dos Bocas au sud et Viche au nord (Fig. 8.2a) dans un environnement marin bathyal profond (Benítez, 1995). La formation Villingota est formée par une séquence pélitique siliceuse qui se dépose localement au sommet de la formation Dos Bocas-Viche probablement pendant un épisode transgressif (Benítez, 1995). Peu de déformations se produisent pendant cette période.

Après cette période sans déformation tectonique se produit le soulèvement de la partie sud de la cordillère côtière qui comprend une partie de la cordillère Chongón-Colonche et probablement la péninsule de Santa Elena. Les sédiments grossiers de la formation Angostura en provenance de la cordillère Occidentale (Fig. 8.2b) arrivent dans un espace confiné par ces massifs en formation et se déposent dans un environnement marin peu profond (Benítez, 1995). La partie basale est formée par des sédiments dérivés du socle Crétacé de la cordillère Occidentale qui sont distribués principalement depuis le sud vers nord de la marge Côtière. La partie sommitale de cette formation est composée par des sédiments volcanoclastiques en provenance de la cordillère Occidentale. La composition volcanique est dominante au sommet de la séquence située dans la partie centrale de la cordillère côtière, dans les secteurs les plus proches de la cordillère Occidentale.

Après cette période de sédimentation grossière, la formation Ónzole se dépose dans un environnement bathyal de profondeur moyenne (Benítez, 1995) pendant une période de quiescence tectonique caractérisée par de sédimentation fine. Dans la partie nord du bassin côtier, il existe des chenaux de conglomérat au milieu de la série de Ónzole ce qui suggère qu'un bref épisode de sédimentation grossière a eu lieu, probablement associé au local soulèvement de la cordillère occidentale.

Après cette période de quiescence tectonique succède un épisode de sédimentation grossière dans un milieu marin peu profond. Cet événement a lieu au début du Pliocène et correspond au dépôt du membre inférieur de la formation Borbón (Fig. 8.2d). La source de ces sédiments correspond au socle de la cordillère Occidentale. Une importante reconfiguration tectonique du socle associée à une réorganisation des bassins d'avant-arc a eu lieu avant et/ou pendant le dépôt de la formation Borbón. L'activité décrochante des failles du système Jama permet le développement de structures en pull-apart dans des bassins en transtension. Dans ce secteur le membre inférieur de la formation Borbón se dépose localement en discordance sur la formation Ónzole. Il est probable que des reliefs locaux se soient formés à cette époque dans les environs de la zone de Jama. Ce jeu décrochant marque le début du soulèvement de la partie nord de la cordillère Côtière et la séparation entre les bassins sédimentaires de Manabí et de Manta-Jama. Les failles de Flavio Alfaro et quelques failles du bassin de Progreso (La Cruz et Carrizal) semblent être actives durant cette période et délimitent localement l'affleurement de cette formation.

Après le dépôt du membre inférieur de la formation Borbón à la fin du Pliocène la déformation et l'érosion augmentent dans le bloc Jama. Quelques reliefs probablement subaériens sont formés en transpression le long du système de failles (Fig. 8.2d). Cette période est marquée par la présence d'importantes discordances angulaires qui affectent principalement la partie nord de la cordillère Côtière. L'activité de la faille Canandé pendant cette période se produit avant le dépôt du membre volcanoclastique de la formation Borbón. Les roches des formations Dos Bocas-Viche, Villingota, Angostura, Ónzole et Borbón inférieur sont déformées, basculées, soulevées et érodées. Postérieurement ces séquences sont recouvertes par les séquences volcanoclastiques des membres moyen et supérieur de la formation Borbón (Fig. 8.2e). Le dépôt de ces membres Moyen et Supérieur de la Formation Borbón est bloqué par les reliefs formés par la faille de Canandé (massif Canandé) et ne sont présents que vers le sud. L'environnement de dépôt est marin de faible profondeur. Après cette période se produit le soulèvement complet du massif de Jama, Jipijapa et Chongón-Colonche (Fig. 8.2f) car les membres Moyen et Supérieur de la Formation Borbón sont affectés. Le soulèvement des massifs Canandé et de Chongón-Colonche ont délimité les frontières et la configuration géométrique finale des bassins sédimentaires du Néogène en isolant les bassins de Borbón au nord et Progreso au sud. Enfin se produit le soulèvement de la zone de Portoviejo-Pichincha située entre les failles Jipijapa et Pichincha (Fig. 8.2g) car les surfaces sont bien préservées et peu érodées. La péninsule de Manta commence à se soulever pendant cette période.

L'étape finale de l'évolution de la cordillère Côtière qui implique l'émergence totale de la cordillère côtière se produit à la fin du Pléistocène. La présence de la formation Balzar-San Tadeo (Fig. 8.2h) déposée dans un environnement continental marque le soulèvement de la partie orientale de la cordillère Côtière par le jeu de la faille de Pichincha qui soulève des blocs composés par les sédiments du membre supérieur de la formation Borbón. Les failles Jipijapa, Cascol et La Cruz semblent avoir fonctionné pendant cette période car elles soulèvent des roches du soubassement contre les bassins sédimentaires et affectent le réseau hydrographique récent. Les sédiments de la formation Balzar-San Tadeo correspondent à des mudstones non-consolidés en provenance de la cordillère Occidentale. Ils sont discordants sur les reliefs de la cordillère Côtière et couvrent la plaine côtière interne et aussi les cônes alluviaux du secteur de Santo Domingo. L'interaction entre le développement du cône de Santo Domingo (Fig. 8.2h) et le soulèvement de la cordillère côtière (Chapitre 6) entraîne la séparation des bassins versants hydrographiques de Guayas et Esmeraldas et modifie la distribution géographique des flux sédimentaires en provenance de l'arc volcanique Quaternaire des cordillères Occidentale et Real. Le soulèvement des péninsules de Manta et Santa Elena, l'île de La Plata et de la ligne côtière entre Galera et Rioverde se produisent aussi pendant cette période.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

La cordillère Côtière est un relief allongé qui s'étend depuis le littoral jusqu'à la partie interne de l'avant-arc de la marge côtière de l'Équateur. La structure générale de la cordillère Côtière ressemble à un grand antiforme de direction NNE-SSW dont les flancs sont composés par les roches sédimentaires basculées appartenant aux bassins sédimentaires de Manabí vers l'Est et aux bassins de Manta-Jama et Borbón vers l'Ouest et le Nord-Ouest. Le cœur de cet antiforme est constitué par les roches du soubassement Crétacé et Paléogène.

DEPUIS QUAND SE SOULÈVE LA CORDILLÈRE CÔTIÈRE ?

L'environnement de dépôt des sédiments des différentes formations sédimentaires de l'avant-arc équatorial avant le Pléistocène est essentiellement marin. Seule la formation Balzar-San Tadeo (Pléistocène supérieur) est continentale. Ceci suggère que cette partie de l'avant-arc n'a pas été émergé dans sa totalité au moins au cours du Néogène avant le Quaternaire car, bien qu'il existe des évidences (discordances angulaires) de forte déformation et d'érosion (probablement subaérienne?) dans les séquences anciennes du Paléogène et du Crétacé, il n'y a pas dans la stratigraphie de formations sédimentaires qui ont été déposées dans un environnement continental pendant cette période. On peut donc considérer que l'émergence de la cordillère Côtière n'a pas eu lieu durant le Néogène et elle est ainsi plus jeune que le Pliocène.

Les bassins sédimentaires néogènes de l'avant-arc équatorial montrent cinq grands épisodes. A la base, la formation Dos Bocas - Viche et la formation Villingota déposées dans un environnement marin calme. En discordance sur ces dernières formations repose la formation Angostura, détritique, qui marque l'enregistrement dans l'avant-arc d'une période d'activité tectonique et volcanique importante dans les Andes. La formation Ónzole repose en concordance sur la formation Angostura avec le retour à un environnement similaire à celui de la formation Dos Bocas. Sur la formation Ónzole vient la formation Borbón, avec à la base un membre inférieur clastique, surmonté par un membre moyen volcano-clastique et un membre supérieur volcanique tuffacé.

La reconnaissance de discordances à l'échelle régionale entre les formations sédimentaires du Néogène permet de mettre en évidence trois grandes périodes de soulèvement et d'érosion qui ont affecté l'avant-arc de l'Équateur. La première période coïncide avec le dépôt de la formation Angostura et affecte les formations Dos Bocas - Viche et Villingota. Cette période se caractérise par une importante discordance angulaire dans le bassin d'avant-arc qui indique qu'il a été déformé puis érodé. La deuxième période coïncide avec la fin du dépôt du membre inférieur de la formation Borbón. Cette deuxième discordance angulaire affecte toute la partie centrale-nord de la cordillère Côtière, et se caractérise par le soulèvement, le plissement et l'érosion de toutes les formations précédentes de l'avant-arc; elle est contemporaine de l'arrivée de matériaux volcaniques depuis la cordillère Occidentale pendant le Pléistocène. La troisième période de déformation correspond au dépôt de la formation continentale San Tadeo-Balzar, entre les cordillères Côtière et Occidentale.

Ainsi le soulèvement de la cordillère Côtière s'est réalisé en trois étapes: au Miocène moyen ont été déformées les formations déposées au Miocène inférieur. Au Pléistocène (~1.8 Ma) se déforme et se configure dans leur géométrie actuelle les bassins sédimentaires Manabí,

Manta-Jama, Borbón et Progreso. Le soulèvement final de la cordillère Côtière se poursuit à la fin du Pléistocène avec une modification générale du réseau hydrographique.

COMMENT SE SOULÈVE LA CORDILLÈRE CÔTIÈRE ?

Le soulèvement n'est pas homogène: La cordillère Côtière est segmentée en plusieurs blocs séparés par de grandes failles. Ces blocs se sont soulevés de façon indépendante. L'incision des rivières en réponse au soulèvement tectonique montre que les blocs du nord de la cordillère se sont soulevés plus rapidement que les blocs du sud. En effet, dans la zone nord de la cordillère Côtière (secteur d'Esmeraldas) se produisent sur le court terme les soulèvements les plus importants et les plus rapides. Par contre, sur le long terme, les soulèvements semblent être plus importants (en quantité et en durée) dans la zone sud de la cordillère côtière, car les séquences sédimentaires du Néogène sont incomplètes et partiellement absentes.

Les failles décrochantes jouent un rôle important: Les phases transtensives et transpressives qui ont eu lieu le long du système de failles de Jama ont joué un important rôle dans le soulèvement de la cordillère côtière. La présence de dépressions tectoniques locales de type bassin en pull-aparts localisés dans des zones en transtension montre que les mouvements verticaux contrôlés par le système Jama sont complexes. La zone de pull-apart située à l'Est du massif de Jama a une largeur de 30.5 km en direction NE. L'âge précis de son ouverture est inconnu; néanmoins la discordance observée entre les séquences du Mio-Pliocène (Ónzole et Borbón inférieur) au niveau du pull-apart, pourrait suggérer un âge situé dans le Pliocène inférieur (~5.3 Ma) pour le début de sa formation. Cela impliquerait un taux d'ouverture à long terme de 5.75 mm/an, ce qui est cohérent avec le taux de mouvement à court terme du bloc Nord Andin de 6.7 mm/an publié par Nocquet and Mothes (2009). Durant le Pléistocène, la tectonique en transpression a modifié la distribution spatiale des sédiments du Plio-Pléistocène qui sont préservées actuellement de part et d'autre du système Jama. Les zones en transtension correspondent à une série de ceintures allongées de direction NE séparées par les failles du système Jama qui ont soulevé les roches du Paléocène-Crétacé. Le début du soulèvement de ces roches est inconnu, mais il s'est probablement produit en même temps (5.3 Ma) que le début de la transtension.

C'est au cours des deux dernières étapes que la continuité des reliefs entre la partie orientale de la cordillère Côtière et la cordillère Occidentale s'est réalisée; d'une part par la formation des reliefs associés au jeu de la faille de Canandé et d'autre part par le développement du cône de Santo Domingo, grande structure alluviale déposée entre les cordillères Côtière et Occidentale. Les analyses lithologiques montrent que ce cône est composé par un membre inférieur volcano-clastique et un membre supérieur de -mudflows-consolidés (mudstones). La base volcano-clastique suggère que le dépôt est contemporain d'une période volcanique importante dans les Andes au Pléistocène, tandis que la partie supérieure de mudstones suggère que le dépôt correspond à de grands flux riches en eau et en argiles associés aux périodes interglaciaires durant le Pléistocène moyen. La quantité élevée de sédiment délivrée pendant cette période a provoqué une aggradation locale du cône au contact avec la cordillère Côtière en soulèvement; avec comme conséquence la séparation des

bassins versants du rio Esmeraldas et du rio Guayas et l'installation du réseau de drainage actuel. Les analyses morphométriques réalisées sur la surface du cône montrent que cette structure a été déformée et légèrement basculée dans deux sens opposés ce qui suggère l'enregistrement de l'activité tectonique le long des cordillères Côtière et Occidentale pendant le dépôt du cône.

Le taux de soulèvement a été estimé à 1 mm/an: Les analyses des profils de rivières montrent des évidences d'activité néotectonique. Le bloc Jama de la partie centrale de la cordillère Côtière est contrôlé par le système de failles décrochantes de Jama en direction NE-SW qui correspond à une grande structure en fleur positive. Dans cette zone, les failles sont subparallèles et elles ont segmenté les principaux bassins versants. Le long de la rivière Jama ont été identifiés au moins quatre failles qui affectent le profil de la rivière. Cette rivière est caractérisée par le dépôt de terrasses de remplissage alluvial. Le long de ces terrasses sont enregistrées les déformations des failles du système Jama. En utilisant des âges reportés par les archéologues il a été possible d'estimer un taux de mouvement vertical le long des failles entre 3.1 - 3.8 mm/an. La mesure de la quantité d'incision le long des terrasses entre le paleo-chenal et le chenal actuel de la rivière Jama a permis d'estimer un taux pour le soulèvement de ce bloc d'environ 0.9 - 1.2 mm/an.

POURQUOI SE SOULÈVE LA CORDILLÈRE CÔTIÈRE ?

La largeur de la ride de Carnegie qui entre en subduction est similaire à la longueur de la cordillère Côtière (Fig. 9.1) ce qui suggère qu'une relation entre l'entrée en subduction de la ride de Carnegie et le soulèvement de la cordillère Côtière n'est pas à écarter. Le soulèvement des terrasses marines sur la marge, est d'ailleurs attribué en partie à la collision de la ride de Carnegie avec la marge de l'Équateur (Pedoja et al., 2006b). Dans notre travail les séquences marines de la formation Borbón supérieur (Pléistocène supérieur) ont été soulevées dans la partie interne de l'avant-arc en affectant les dépôts de cônes alluviaux et en bloquant le transit sédimentaire de la formation Balzar-San Tadeo. Si le soulèvement de la cordillère côtière est dû à la subduction de la ride de Carnegie, cela implique que son influence s'étend jusqu'au flanc oriental de la cordillère Côtière; et qu'elle est donc entrée en subduction depuis au moins 4 à 5 Ma pour se retrouver maintenant sous la cordillère comme le suggère Collot et al. (2009).

L'incision le long des rivières montre que dans la partie nord le soulèvement est plus important que dans la partie centrale ou la partie sud. Le modèle proposé par Collot et al. (2009) montre que la ride de Carnegie est située sous la cordillère Côtière et propose une reconstruction de la trajectoire de la ride de Carnegie depuis 4 Ma (Fig. 9.1). Ces auteurs font l'hypothèse que la ride de Carnegie se prolonge sous la plaque supérieure avec la même géométrie (direction actuelle de ses flancs) que sur la plaque Nazca. Dans cette hypothèse, la cinématique de la plaque Nazca par rapport au bloc Nord Andin, implique alors un balayage progressif de la ride vers le sud. Quelque soit l'âge de l'entrée en subduction de la ride, qui est fortement discutée dans la littérature (Michaud et al., 2009), on peut s'attendre à ce que le soulèvement soit plus important au nord où la ride de Carnegie rentre en subduction plus tôt alors qu'il augmente progressivement vers le sud où elle est rentrée plus tard.

D'après Guiller et al. (2001) l'angle de subduction varie entre 25° à 35° du nord au sud. La profondeur du slab estimée sous la cordillère Côtière est donc située entre 30 km (à l'aplomb de la ligne de côte) à 90 km (sous le flanc Est de la cordillère Côtière) selon ces auteurs. En tenant compte de l'épaisseur moyenne de la plaque supérieure, l'influence de la ride de Carnegie sur le contact interplaques sera donc de moins en moins importante vers l'Est, sous la cordillère côtière. Si la subduction de la ride de Carnegie est associée au soulèvement de la cordillère côtière, cela implique un important transfert horizontal de la déformation. Ceci est cohérent avec le fait que le flanc Est de la cordillère Côtière est composée de séries basculées Pléistocènes et que la plaine côtière entre la cordillère Côtière et les Andes n'a pas été encore soulevée et constitue l'actuelle zone de dépôt de sédiments continentaux. Dans un contexte de transfert horizontal de la déformation, le rôle important de la transpression (structure en fleur positive) le long des failles décrochantes dans le soulèvement de la cordillère Côtière est cohérent, ainsi que le calendrier à l'échelle régionale. En effet l'ouverture en décrochement du Golfe de Guayaquil se fait au cours du Pléistocène (Witt et al., 2005) et est associée par ces auteurs avec la subduction de la ride de Carnegie.

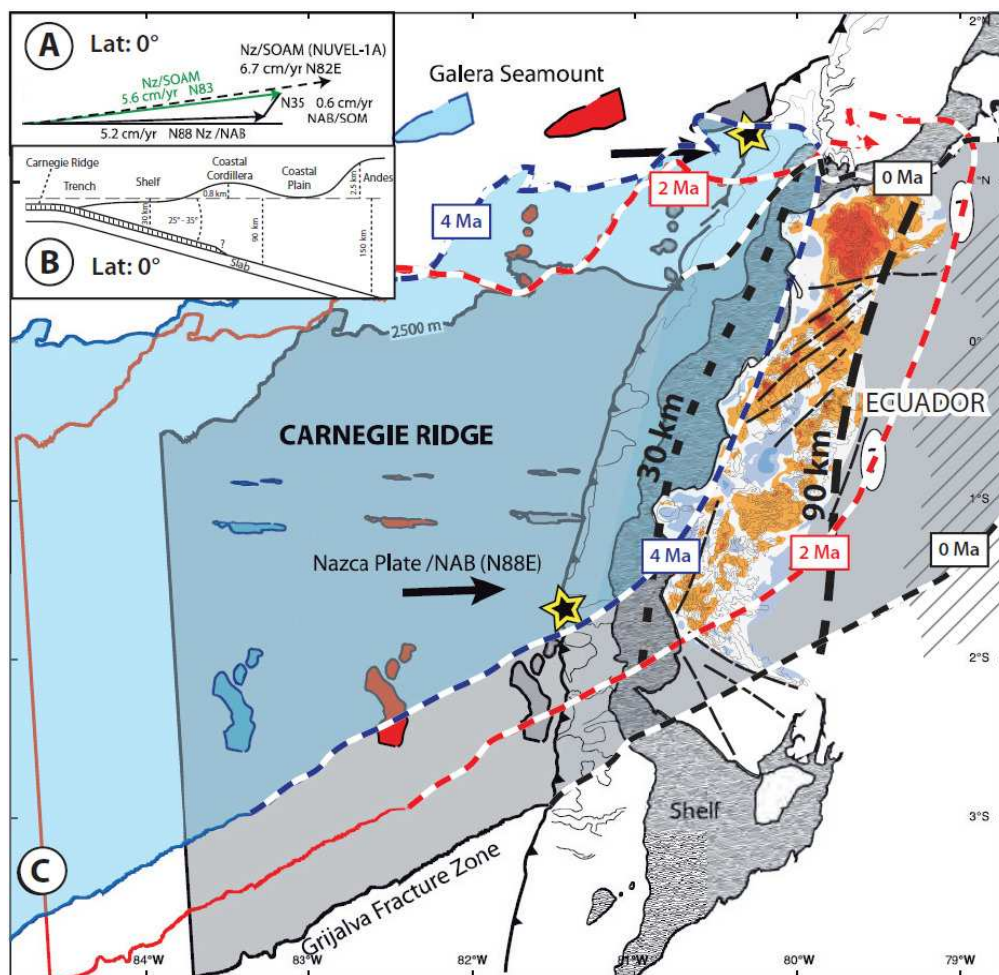


Fig. 9.1. Reconstruction de l'emplacement de la ride de Carnegie le long de la marge de l'Équateur dans ~ 2 et ~ 4 Ma montrant la migration vers le sud du contact ride de Carnegie Ride-fosse de subduction. (A). Modèle cinématique: le vecteur de la plaque Nazca/Bloc Nord Andin (BNA). Le vecteur plaques Nazca / Amérique du Sud. Le vecteur est Nuvel-1A. (B). La coupe schématique de la zone de subduction. (C) La crête de la ride de Carnegie et sa relation avec la marge d'Equateur. La partie nord-est a été obtenue à partir de la forme de sa isobathe 2500 m. Les étoiles représentent l'emplacement des points entre l'axe de la fosse, et les flancs nord et sud de la ride de Carnegie entre ~ 4 et 5 Ma. La cordillère Côtière est représentée par le graphique des incisions (voir Fig. 4.9 pour légende) et la cordillère Occidentale en ligne simple inclinée. Les lignes segmentées épaisses représentent la profondeur du slab à 30 et 90 km et les lignes segmentées fines représentent les failles. Modifié de Collot et al. (2009).

RÉFÉRENCES

- Aalto, K.R., Miller, W., 1999. Sedimentology of the Pliocene Upper Onzole Formation, an inner-trench slope succession in northwestern Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences* 12, 69-85.
- Alvarado, A., 1998. Variation du champs de contrainte et de déformation et quantification des déformations actives du bloc côtier de l'Équateur. Université Paris XI, 59 p.
- Alvarez, V., 2003. Étude de la sismicité d'un secteur de la marge équatorienne, à l'aide d'un réseau de stations sismologiques à terre et en mer, (rapport de DEA), Université Pierre et Marie Curie Paris VI.
- Baldock, J.W., 1982. Geología del Ecuador. Boletín de Explicación del Mapa Geológico de la República del Ecuador. Dirección General de Geología y Minas, Quito, 70 p.
- Barberi, F., Cotelli, M., Ferrara, F., Innocenti, J., Navarro, J., Santacroce, R., 1988. Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. *Geol. Mag.* 125 (1), 1–14.
- Beck, S.L., Ruff, L.J., 1984. The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: Evidence for the asperity model, *J. Geophys. Res.* 89, 9281–9291, doi:10.1029/JB089iB11p09281.
- Benítez, S., 1995. Évolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire. *Géol. Alpine* 71, 3–163.
- Bethoux, N., Segovia, M., Alvarez, V., Collot, J.Y., Charvis, P., Gailler, A., Monfret, T., 2011. Seismological study of the central Ecuadorian margin: Evidence of upper plate deformation. *Journal of South American Earth Sciences* 31, 139-152.
- Bishop, P., Goldrick, G., 2000. Geomorphological evolution of the East Australian continental margin. In: Summerfield MA (Ed). *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley, Chichester, pp 227-255.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1994. Alluvial fan processes and forms. In: Abrahams, A.D., Parsons, A.J. (Eds) *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman & Hall, London, 354-402.
- Bonnardot, M.A., Hassani, R., Tric, E., Ruellan, E., Régnier, M., 2008. Effect of margin curvature on plate deformation in a 3-D numerical model of subduction zones. *Geophysical Journal International* 173 (3), 1084–1094.
- Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.P., 1998. Relative uplift measured using river incisions: The case of the Armorican basement (France). *CR Acad Sci Sér Ila* 327:245-251.
- Bonnet, S., 1998. Tectonique et dynamique du relief: Le socle armoricain au Pléistocène. Université de Rennes 1. Mémoire Géosciences Rennes 86 pp 352.

- Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.P., Van Den Driessche, J., 2000. Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France. *J. Geophys. Res.* 105:19,273-19,288.
- Bonnet, S., Crave, A., 2003. Landscape response to climate change: Insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography. *Geology* 31(2):123-126.
- Bristow, C.R., Hoffstetter, R., 1977. Ecuador: *Lexique International de Stratigraphie*, CNRS ed., Paris, 5a2, 410 pp.
- Brush, L.M., Wolman, M.G., 1960. Knickpoint behavior in noncohesive material: A laboratory study. *Geol. Soc. Am. Bull.* 71:59-74.
- Bull, W.B., 1990. Stream-terrace genesis: implications for soil development. *Geomorphology* 3, 351-367.
- Bull, W.B., 1991. *Geomorphic responses to climatic change*. New York, NY (United States); Oxford University Press. 326 pp.
- Bull, W.B., 2007. *Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology*. Blackwell Publishing. 328 pp.
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, Commerce Place, 350 Main Street, Massachusetts, USA. 274 pp.
- Calvache, M., Viseras, C., Fernandez, J., 1997. Controls on alluvial fan development - evidence from fan morphometry and sedimentology; Sierra Nevada, SE Spain. *Geomorphology* 21, 69-84.
- Canfield, R.W., 1966. *Reporte geológico de la Costa ecuatoriana*. Informe del Ministerio de Industria y Comercio, Asesoría Técnica de Petróleos, Quito, 150 pp.
- Cantalamesa, G., Di Celma, C., 2004. Origin and chronology of Pleistocene marine terraces of the Isla de la Plata and of flat, gently dipping surfaces of the southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabi Ecuador). *Journal of South American Earth Sciences* 16, 633– 648.
- Cantalamesa, G., Di Celma, C., Ragaini, L., 2005. Sequence stratigraphy of the middle unit of the Jama Formation (Early Pleistocene, Ecuador): insights from integrated sedimentologic, taphonomic and paleoecologic analysis of molluscan shell concentrations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 216, 1–25.
- Cantalamesa, G., Di Celma, C., Ragaini, L., Valleri, G., Landini, W., 2007. Sedimentology and high-resolution sequence stratigraphy of the late middle to late Miocene Angostura Formation (western Borbón Basin, northwestern Ecuador). *Journal of the Geological Society of London* 164, 653-665.

- Castelltort, S., Simpson, G., Darrioulat, A., 2009. Slope-control on the aspect ratio of river basins. *Terra Nova* 21, 265–270.
- Chappell, J., Shackleton, N.J., 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature* 324, 137 - 140.
- Chappell, J., Omura, A., Esat, T., McCulloch, M., Pandolfi, J., Ota, Y., Pillans, B., 1996. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. *Earth and Planetary Science Letters* 141, 1-4, 227-236.
- Clapperton, C.M., 1990. Quaternary Glaciations in the Southern Hemisphere: An Overview. *Quaternary Science Reviews* 9, 299-304.
- Clapperton, C.M., 1993. Glacier readvances in the Andes at 12,500–10,000 yr BP: implications for mechanisms of late-glacial climatic change. *J. Quat. Sci.* 8, 197–215.
- Clapperton, C., 2000. Interhemispheric synchronicity of Marine Oxygen Isotope Stage 2 glacier fluctuations along the American cordilleras transect. *Journal of Quaternary Science* 15, 435–468.
- CODIGEM, BGS, 1993. Mapa Geológico de la República del Ecuador. British Geological Survey.
- Collot, J-Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., Graindorge, D., Gutscher, M.-A. et Spence, G., 2004. Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures ? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador-southwest Colombia margin. *Journal of Geophysical Research* 109, B11103, 14 p.
- Collot, J-Y., Michaud, F., Alvarado, A., Marcaillou, B., Sosson, M., Ratzov, G., Migeon, S., Calahorrano, A., Pazmiño, A., 2009. Visión general de la morfología submarina del margen convergente de Ecuador-Sur de Colombia: implicaciones sobre la transferencia de masa y la edad de la subducción de la Cordillera de Carnegie. In: Collot, J-Y., Sallares, V., Pazmiño, A., (Eds). *Geología y geofísica marina y terrestre del Ecuador desde la costa continental hasta las islas Galápagos*. Publicación CNDM-INOCAR-IRD, PSE001-09, Guayaquil, Ecuador, pp 47-74.
- Coque, R., 1998. *Géomorphologie*. Armand Colin, sixième édition, 34 rue de l'Université, 75007, Paris, pp 550.
- Dahlen, F.A., Suppe, J., 1988. Mechanics, growth, and erosion of mountain belts. In: Clark, S.P., Burchfiel, B.C., Suppe, J., (Eds). *Processes in Continental Lithospheric Deformation*. *Geol Soc Am Special Paper* 218, pp 161-178.
- Daly, M.C., 1989. Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics* 8, 4, 769 – 790.

- Deniaud, Y., Baby, P., Basile, C., Ordoñez, M., Montenegro, G., Mascle, G., 1999. Opening and tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Guayaquil: Neogene and Quaternary fore-arc basin of the south Ecuadorian Andes. *Earth and Planetary Science* 328, 181–187.
- Deniaud, Y., 2000. Enregistrement sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes Equatoriennes au cours du Néogène: étude des bassins d'avant-arc et bilan de masse. PhD Thesis. Université Joseph Fourier, Grenoble, pp 157.
- Di Celma, C., Ragaini, L., Cantalamessa, G., Curzio, P., 2002. Shell concentrations as tools in characterizing sedimentary dynamics at sequence-bounding unconformities: examples from the lower unit of the Canoa Formation (Late Pliocene Ecuador). *Geobios. Memoire Special* 24 (35), 72– 85.
- Di Celma, C., Ragaini, L., Cantalamessa, G., Landini, W., 2005. Basin physiography and tectonic influence on sequence architecture and stacking pattern: Pleistocene succession of the Canoa Basin (central Ecuador). *Geological Society of America Bulletin* 117, 1226–1241.
- Di Celma, C., Cantalamessa, G., Landini, W., Ragaini, L., 2010. Stratigraphic evolution from shoreface to shelf-indenting channel depositional systems during transgression: Insights from the lower Pliocene Súa Member of the basal Upper Onzole Formation, Borbón Basin, northwest Ecuador. *Sedimentary Geology* 223, 162-179.
- Donahue, J., Harbert, W., 1994. Fluvial History of the Jama River Drainage. In: Zeidler, J.A., Pearsall, D.M., (Eds.). *Regional Archaeology in Northern Manabí, Ecuador In: Environment, cultural chronology, and prehistoric subsistence in the Jama River Valley*. University of Pittsburgh, *Memoirs in Latin American Archaeology* 8, Department of Anthropology, pp. 43-58.
- Dumont, J.F., Santana, E., Valdez, F., Tihay, J.P., Usselman, P., Ituralde, D., Navarette, E., 2006. Fan beheading and drainage diversion as evidence of a 3200-2800 BP earthquake event in the Esmeraldas-Tumaco seismic zone; a case study for the effects of great subduction earthquakes. *Geomorphology* 74, 100-123.
- Egbue, O., Kellogg, J., 2010. Pleistocene to Present North Andean “escape”. *Tectonophysics* 489, 248-257.
- Ego, F., Sebrier, M., Lavenu, A., Yepes, H. Egeuz, A., 1996. Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 259, 101-116.
- Egüez, A., Alvarado, A., Yepes, H., 2003. Mapa de Fallas Activas y Pliegues Cuaternarios de Ecuador y Regiones Oceánicas adyacentes. <http://pubs.usgs.gov/of/2003/ofr-03-289/>.

- Evans, J. E., 1991. Facies relationships, alluvial architecture, and paleohydrology of a Paleogene, humid-tropical alluvial-fan system: Chumstick Fm., Washington State, USA. *Journal of Sedimentary Petrology* 61, 732–755.
- Evans, C.D.R., Whittaker, J.E., 1982. The geology of the western part of the Borbón basin, northwest Ecuador. In: Leggett, J.K., (Ed.). *Trench-Forearc Geology*. Geological Society of London Special Publication 10, 191-200.
- Feininger, T., Bristow, C.R., 1980. Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador. *Geol. Rundsch.* 69, 849 – 874.
- Fontana, A., Mozzi, P., Bondesan, A., 2008. Alluvial megafans in the Venetian–Friulian Plain (north-eastern Italy): Evidence of sedimentary and erosive phases during Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary International* 189, 71–90.
- Friend, P.F., Sinha, R., 1993. Braiding and meandering parameters. In: Best, J.L, Bristow, C.S., (Eds). *Braided Rivers Geological Society Special Publication* 75, 105-111.
- Gailler, A., Charvis, P., Flueh, E.R., 2007. Segmentation of the Nazca and South American Plates along the Ecuador subduction zone from wide angle seismic profiles. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 260, 444-464.
- Gardner, T.W., 1983. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 664-672.
- Gilbert, G.K., 1877. Report on the geology of the Henry Mountains (Utah). Publication of the Powell Survey, pp 160.
- Giles, P.T., 2010. Investigating the use of alluvial fan volume to represent fan size in morphometric studies. *Geomorphology* 121, 317-328.
- Gohain, K., Parkash, B., 1990. Morphology of the Kosi megafan. In: Rachocki, A.H., Church, M., (Eds). *Alluvial Fans: A Field Approach*. Wiley, Chichester, 151-178.
- Goldrick, G., Bishop, P., 1995. Differentiating the roles of lithology and uplift in steepening bedrock river long profiles: an example from Southeastern Australia. *J. Geol.* 103, 227-231.
- Graindorge, D., Calahorrano, A., Charvis, P., Collot, J.-Y., Bethoux, N., 2004. Deep structures of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquakes recurrence interval. *Geophysical Research Letters* 31, L04603, doi:10.1029/2003GL018803.
- Gregory-Wodzicki, K.M., 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *Geol. Soc. Am. Bull.* 112(7), 1091-1105.
- Gutscher, M.A., Malavieille, J., Lallemand, S., Collot, J.-Y., 1999. Tectonic segmentation of

- the North Andean margin; impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters* 168, 255–270.
- Hack, J.T., 1957. Studies of longitudinal profiles in Virginia and Maryland. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 294-B.
- Hack, J.T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *J. Res. U.S. Geol. Surv.* 1, 421-429.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235, 1156–1167.
- Harden, C., 2004. River Terraces. In: Goudie, A.S., (Ed.). *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge 11 New Fetter Lane, London EC4P 4EE, 1156 pp.
- Harvey, A.M., 1990. Factors influencing Quaternary alluvial fan development in southeast Spain. In: Rachocki, A.H., Church, M., (Eds). *Alluvial Fans: A Field Approach*. Wiley, Chichester, 247-269.
- Harvey, A.M., Wells, S.G., 1994. Late Pleistocene and Holocene changes in hillslope sediment supply to alluvial fan systems: Zzyzx, California. In: Millington, A.C., Pye, K., (Eds). *Environmental Change in Drylands: Biogeographical and Geomorphological Perspectives*. Wiley, Chichester, 67-84.
- Harvey, A.M., 1996. The role of alluvial fans in the mountain fluvial systems of southeast Spain: implications of climatic change. *Earth Surface Processes and Landforms* 21, 543-553.
- Harvey, A.M., 1997. The role of alluvial fans in arid-zone fluvial systems. In: Thomas, D.S.G. (ed.). *Arid Zone Geomorphology; Process, Form and Change in Drylands*, 2nd edn. Wiley, Chichester, 231-259.
- Harvey, A.M., Silva, P.G., Mather, A.E., Goy, J.L., Stokes, M., Zazo, C., 1999a. The impact of Quaternary sea-level and climatic change on coastal alluvial fans in the Cabo de Gata ranges, southeast Spain. *Geomorphology* 28, 1-22.
- Harvey, A.M., Wigand, P.E., Wells, S.G., 1999b. Response of alluvial fan systems to the late Pleistocene to Holocene climatic transition: contrasts between the margins of pluvial Lakes Lahontan and Mojave, Nevada and California, USA. *Catena* 36, 255-281.
- Harvey, A.M., 2003. Uplift, dissection and landform evolution: The Quaternary. In: Mather, A.E., Martin, J.M., Harvey, A.M., Braga, J.C., (Eds). *A Field Guide to the Neogene Sedimentary Basins of the Almeria Province, South-east Spain*. Blackwell Science, Oxford, 225-322.

- Harvey, A.M., 2004a. The response of dry-region alluvial fans to late Quaternary climatic change. In: Alsharhan, A.S., Wood, W.W., Goudie, A.S., Fowler, A., Abdellatie, E.M., (Eds). *Desertification in the Third Millenium*. Balkema, Rotterdam, 83-98.
- Harvey, A.M., 2004b. Alluvial fans. In: Goudie, A.S., (Ed.). *Encyclopedia of Geomorphology*. London and New York: Routledge, pp. 15–19.
- Harvey, A.M., Mather, A.E., Stokes, M., 2005. Alluvial fans: geomorphology, sedimentology, dynamics – introduction. A review of alluvial-fan research. In: *Alluvial fans: Geomorphology, sedimentology, dynamics*, Harvey, A. M., Mather, A. E., Stokes, M., (Eds.). Geological Society Special Publications 251, London, pp. 1–7.
- Herd, D.G., Youd, T.L., Meyer H., Arango, J.L., Person, C.W.J., Mendoza, C., 1981. The Great Tumaco, Colombia earthquake of 12 December 1979, *Science*, 211, 441–445, doi:10.1126/science.211.4481.441.
- Hibsch, C., Alvarado, A., Yepes, H., Perez, V.H., Sébrier, M., 1997. Holocene liquefaction and soft-sediment deformation in Quito (Ecuador): A paleoseismic history recorded in lacustrine sediments. *J. Geodynamics* 24, 259–280.
- Hovius, N., 2000. Macro-scale process systems of mountain belt erosion. In: Summerfield, M.A., (Ed). *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley, Chichester, pp 77-105.
- Howard, A.D., Kerby, G., 1983. Channel changes in badlands. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 739-752.
- Howard, A.D., 1994. A detachment-limited model of drainage basin evolution. *Water Resour. Res.* 30, 2261-2285.
- Howard, A.D., Seidl, M.A., Dietrich, W.E., 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *J. Geophys. Res.* 99, 13,971-13,986.
- Hughes R.A., Pilatasig L.F., 2002. Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 345, 29 - 48.
- Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Peterson, D.E., Helg, U., Hammer, C., 2002. Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth Science Reviews* 57, 75-124.
- Isaacson, J.S., 1994. Volcanic Sediments in Archaeological Context from Western Ecuador. In: Zeidler, J.A., Pearsall, D.M., (Eds.). *Regional Archaeology in Northern Manabí, Ecuador I: Environment, cultural chronology, and prehistoric subsistence in the Jama River Valley*. University of Pittsburgh, *Memoirs in Latin American Archaeology* 8, Department of Anthropology, pp. 131-140.
- Jaillard, E., Ordoñez, M., Benítez, S., Berrones, G., Jiménez, N., Montenegro, G., Zambrano, I., 1995. Basin development in an accretionary, oceanic-floored forearc setting: southern

- coastal Ecuador during late Cretaceous to late Eocene times. In: Tankard, A.J., Suárez, R., Welsink, H.J., (Eds.). *Petroleum Basins of South America*. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 62, 615–631.
- Jaillard, E., Benitez, S., Mascle, G.H., 1997. Les déformations paléogènes de la zone d'avant-arc sud-Équatorienne en relation avec l'évolution géodynamique. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 168, 403–412.
- Jomelli, V., Khodri, M., Favier, V., Brunstein, D., Ledru, M.-P., Wagnon, P., Blard, P.-H., Sicart, J.-E., Braucher, R., Grancher, D., Bourles, D. L., Braconnot, P., Vuille, M., 2011. Irregular tropical glacier retreat over the Holocene epoch driven by progressive warming. *Nature* 474, 196–199.
- Jones, O., 1942. Longitudinal profiles of the upper Towy drainage system. *Quart. Jour. Geol. Soc. London* 80, 568-609.
- Kanamori, H., Given, J.W., 1981. Use of long-period surface waves for rapid determination of earthquake-source parameters, *Phys. Earth Planet. Inter.* 27, 8–31, doi:10.1016/0031-9201(81)90083-2.
- Kanamori, H., McNally, K., 1982. Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast. *Bull. Seism. Soc. Am.* 72(4), 1241-1253.
- Kelleher, J.A., 1972. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions, *J. Geophys. Res.* 77, 2087–2103, doi:10.1029/JB077i011p02087.
- Kesel, R.H., Spicer, B.E., 1985. Geomorphic relationships and ages of soils on alluvial fans in the Rio General valley, Costa Rica. *Catena* 12, 149-166.
- Kesel, R.H, Lowe, D.R., 1987. Geomorphology and sedimentology of the Toro Amarillo alluvial fan in a humid tropical environment, Costa Rica. *Geografiska Annaler* 69A, 85-99.
- Kirby, E., Whipple, K.X., 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology* 29(5), 415-418.
- Kochel, R. C., 1990. Humid fans of the Appalachian Mountains, in *Alluvial Fans: A Field Approach*. In: Rachocki A. H., Church, M., John Wiley, Hoboken, N. J., (Eds.). pp. 109 – 129.
- Kostaschuk, R.A., Macdonald, G.M., Putnam, P.E., 1986. Depositional processes and alluvial fan-drainage basin morphometric relationships near Banff, Alberta, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms* 11, 471-484.
- Lague, D., Davy, P., Crave, A., 2000. Estimating uplift rate and erodibility from the area-slope relationship: Examples from Brittany (France) and numerical modelling. *Phys Chem Earth Part A* 25(6-7), 543-548.

- Langbein, W., Leopold, L., 1964. Quasi-equilibrium states in channel morphology. *Am. J. Sci.* 262, 782-794.
- Larue, J.P., 2008. Effects of tectonics and lithology on long profiles of 16 rivers of the southern Central Massif border between the Aude and the Orb (France). *Geomorphology* 93, 343-367.
- Lavenu, A., Noblet, C., Bonhomme, M.G., Eguez, A., Dugas, F., Vivier, G., 1992. New K–Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: Implications for the relationship between sedimentation, volcanism and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences* 5, 309–320.
- Lebras, M., Mégard, F., Dupuy, C., Dostal, J., 1987. Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Geological Society of America Bulletin* 99, 569 – 578.
- Leopold, L., Maddock, T., 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *US Geol Surv Prof Paper* 252 pp 57
- Leopold, L., Langbein, W., 1962. The concept of entropy in landscape evolution. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 500-A, 1-20.
- Lewis, W.V., 1944. Stream Trough Experiments and Terrace Formation. *Geological Magazine* 81, 241-253.
- Litherland, M., Aspden, J., Jemielita, R.A., 1994. The metamorphic belts of Ecuador. Nottingham, British Geological Survey, Overseas Memoir 11, 147 p.
- Lonsdale, P., 1978. The Ecuadorian subduction system. *AAPG Bull.* 62, 2454-2477.
- Luo, G., Liu, M., 2009. How does trench coupling lead to mountain building in the Subandes? A viscoelastoplastic finite element model. *J. Geophys. Res.* 114, B03409, doi:10.1029/2008JB005861.
- Luzieux, L.D.A., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C.F., Winkler, W., 2006. Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 249, 400–414.
- Magilligan, F.J., 1992. Thresholds and the spatial variability of flood power during extreme floods. *Geomorphology* 5, 373–390.
- Manchuel, K., Régnier, M., Béthoux, N., Font, Y., Sallarès, V., Díaz, J., Yepes, H., 2011. New insights on the interseismic active deformation along the North Ecuadorian–South Colombian (NESC) margin. *Tectonics* 30, TC4003, doi:10.1029/2010TC002757.

- Marcaillou, B., Collot, J.Y., 2008. Chronostratigraphy and tectonic deformation of the North Ecuadorian–South Colombian offshore Manglares forearc basin *Marine Geology*, 255(1-2), 30-44.
- Mendoza, C., Dewey, J.W., 1984. Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958 and 1979: Implications for barrier models of earthquake rupture, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 74, 577–593.
- McCraw, J.D., 1968. The soil pattern of some New Zealand alluvial fans. *International Congress on Soil Science Transactions* 4, 631–640.
- McDonald, E.V., McFadden, L. D., Wells, S. G., 2003. Regional response of alluvial fans to the Pleistocene-Holocene climatic transition, Mojave Desert, California. *Geological Society of America Special Paper* 368, 189–205.
- Merritts, D.J., Vincent, K.R, Wohl, E.E., 1994. Long river profiles, tectonism, and eustasy: A guide to interpreting fluvial terraces. *Journal of Geophysical Research* 99, B7, 14,031-14,050.
- Miller, K.G., 2009. Sea Level Change, Last 250 Million Years. In: Gornitz, V., (Eds). *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Springer Verlag, New York, 879-886.
- Michaud, F., Collot, J-Y., Alvarado, A., López, E., 2006. República del Ecuador, Batimetría y Relieve Continental e Insular. INOCAR, IOA-CVM-01-Post.
- Michaud, F., Witt, C., Royer, J-Y., 2008. Influence of the subduction of the Carnegie volcanic ridge on Ecuadorian geology: Reality and fiction. In: Kay, S., Ramos, V., Dickinson, W.R., (Eds). *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift and Ridge and terrane Collision*. Geological Society of America 204, 12 pp.
- Mitchell, N.C., 2005. Interpreting long-profiles of canyons in the USA Atlantic continental slope. *Marine Geology* 214, 75–99.
- Molnar, P., 1986. The structure of mountain ranges. *Scientific Am.* 255, 70-79.
- Molnar, P., England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature* 346, 29-34.
- Molnar, P., 2009. The state of interactions among tectonics, erosion, and climate: A polemic. *GSA Today*, 19, 7, doi: 10.1130/GSATG00GW.1.
- Montgomery, D.R., Balco, G., Willet, S.D., 2001. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology* 29(7), 579-582.
- Nicholson, S., Flohn, H., 1980. African environmental and climate changes and the general atmospheric circulation in the late Pleistocene and Holocene. *Climatic Change* 2, 313–348.

- Nocquet, J.-M., Mothes, P., 2009. Geodésia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador, en Síntesis de los resultados de investigación geológica y geofísica sobre el margen Ecuatoriano, la costa, la cordillera submarina de Carnegie, y de la plataforma volcánica de Galápagos, Collot, J.-Y., Sallares, V., y Pazmiño, A. Eds., INOCAR - IRD, Quito.
- Ohmori, H., 1991. Change in the mathematical function type describing the longitudinal profile of a river through an evolutionary process. *J. Geol.* 99, 97-110.
- Ohmori, H., Shimazu, H., 1994. Distribution of hazard types in a drainage basin and its relation to geomorphological setting. *Geomorphology* 10, 95-106.
- Olsson, A.A., 1942. Tertiary deposits of north-western South America and Panama: Proceedings of the 8th American Sciences Congress, Washington, D.C. 4, 231-287.
- Ouchi, S., 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geological Society of America Bulletin* 96, 504-515.
- Palmer, B.A., Purves, A.M., Donoghue, S. L., 1993. Controls on accumulation of a volcanoclastic fan, Ruapehu composite volcano, New Zealand. *Bull. Volcanol.* 55, 176–189.
- Paillard, D., 1998. The timing of Pleistocene glaciations from a simple multiple-state climate model, *Nature* 391, 378–381.
- Pazzaglia, F.J., Gardner, T.W., Merritts, D.J., 1998. Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scales determined by fluvial terraces. In: Tinkler, K.J., Wohl, E.E., (Eds.). *Rivers Over Rock. Fluvial Processes in Bedrock Channels.* Geophysical Monograph 107, 207-235.
- Pedoja, K., 2003. Les terrasses marines de la marge Nord Andine (Equateur et Nord Pérou): relations avec le contexte géodynamique. Ph.D Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 350 pp.
- Pedoja, K., Dumont, J.F., Lamothe, M., Ortlieb, L., Collot, J.Y., Ghaleb, B., Auclair, M., Alvarez, V., Labrousse, B., 2006a. Plio-Quaternary uplift of the Manta peninsula and La Plata Island and the subduction of the Carnegie Ridge, central coast of Ecuador. *Journal of South America Earth Sciences* 22, 1-21.
- Pedoja, K., Ortlieb, L., Dumont, J.F., Lamothe, M., Ghaleb, B., Auclair, M., Labrousse, B., 2006b. Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data. *Marine Geology* 228, 73-91.
- Pennington, W.D., 1981. Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research* 86, 10753–10770.
- Phillips, L.F., Schumm, S.A., 1987. Effect of regional slope on drainage networks. *Geology* 15, 813–816.

- Pinter, N, Keller, E.A. 1995. Geomorphological analysis of neotectonic deformation, northern Owens Valley, California. *International Journal of Earth Sciences* 84, 200–212.
- Pourrut, 1995. El agua en el Ecuador. ORSTOM. RR Editores Asociados, IRD, Quito, 7, 135 pp.
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature* 359, 117-122.
- Reyes P., Michaud F., 2012. Mapa Geológico de la Margen Costera Ecuatoriana (1:500000). EP PetroEcuador - IRD (Eds.). Quito, Ecuador.
- Reynaud, C., Jaillard, E., Lapierre, H., Mamberti, M., Mascle, G.H., 1999. Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics* 307, 235–254.
- Sage, F., Collot, J-Y., Ranero, C.R., 2006. Interplate patchiness and subduction-erosion mechanisms: Evidence from depth migrated seismic images at the Central Ecuador convergent margin. *Geology* 4, 997-1000.
- Saito, K., Oguchi, T., 2005. Slope of alluvial fans in humid regions of Japan, Taiwan and the Philippines. *Geomorphology* 70, 147–162.
- Scheidegger, A., 1970. *Theoretical Geomorphology* (2d ed.). Englewood Cliffs, NJ, Prentice-Hall, pp 435.
- Schumm, S.A., 1960. The shape of alluvial channels in relation to sediment type. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 352-B:17-30.
- Schumm, S.A., Mosley, M.P., Weaver, W.E., 1987. *Experimental fluvial geomorphology*. New York, John Wiley and Sons, 413 pp.
- Schumm, S.A., Parker, R.S., 1973. Implications of complex response of drainage systems for quaternary alluvial stratigraphy. *Nature* 243, 99-100.
- Schumm, S.A., Dumont, J.F., Holbrook, J.M., 2000. *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press, Cambridge, 276 pp.
- Shulits, S., 1941. Rational equation of river-bed profile. *Trans. Am. Geophys. Un.* 22:622-630.
- Shukla, U.K., Singh, I.B., Sharma, M., Sharma, S., 2001. A model of alluvial megafan sedimentation: Ganga megafan: *Sedimentary Geology* 144, 243–262.
- Sigal, J., 1968. Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos. *Ins. Frances Petroleo; Serv. Nac. Geol. Min., Quito*.

- Sklar, L., Dietrich, W.E., 1998. River longitudinal profiles and bedrock incision models: stream, power and the influence of sediment supply. In: Tinckler, K.J., Wohl, E.E., (Eds). *River over Rocks: Fluvial Processes in Bedrock Channels*. AGU Geophy Monograph 107, 237-260.
- Snow, R., Slingerland, R., 1987. Mathematical modeling of graded river profiles. *J. Geol.* 95, 15-33.
- Spikings, R.A., Seward, D., Winkler, W., Ruiz, G.M., 2000. Low-temperature thermochronology of the northern Cordillera Real, Ecuador: Tectonic insights from zircon and apatite fission track analysis. *Tectonics* 19, 649–668.
- Spikings, R.A., Winkler, W., Seward, D., Handler, R., 2001. Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 186, 57-73.
- Spikings, R.A., Crowhurst, P.V., 2004. (U–Th)/He thermochronometric constraints on the late Miocene–Pliocene tectonic development of the northern Cordillera Real and the Interandean Depression, Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences* 17, 239–251.
- Spikings, R.A., Winkler, W., Hughes, R.A., Handler, R. 2005. Thermochronology of the Cordillera Occidental and the Amotape Complex, Ecuador: unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. *Tectonophysics* 399, 195 - 220.
- Stainforth, R.M., 1948. Applied micropaleontology in coastal Ecuador. *Journal of paleontology* 22 (2), 113-151.
- Stager, J.C., Mayewski, P.A., 1997. Abrupt Early to Mid-Holocene Climatic Transition Registered at the Equator and the Poles. *Science* 276, 1834-1835.
- Steinmann, M., Hungerbuhler, D., Seward, D., Winkler, W., 1999. Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach. *Tectonophysics* 307, 255–276.
- Stock, J.D., Montgomery, D.R., 1999. Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law. *J. Geophys. Res.* 104, 4983-4993.
- Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geol. Soc. Am. Bull.* 63, 1117-1142.
- Swenson, J.L., Beck, S.L., 1996. Historical 1942 Ecuador and 1942 Peru subduction earthquakes and earthquake cycles along Colombia- Ecuador and Peru subduction segments, *Pure Appl. Geophys.* 146, 67–101, doi:10.1007/BF00876670.
- Sylvestre, F., Servant, M., Servant-Vildary, S., Causse, C., Fournier, M., Ybert, J-P., 1999. Lake-Level Chronology on the Southern Bolivian Altiplano (18–23°S) during Late-Glacial Time and the Early Holocene. *Quat. Res.* 51, 54–66.

- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymuller, J.T., Mora, H.P., 2002. Wide plate margin deformation, South Central America and Northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 157–171.
- Tschopp, H.J., 1953. Oil exploration in the Oriente, Ecuador, 1938–1950. *AAPG Bulletin* 37, 2303 - 2347.
- Vallejo, C., Spikings, R.A., Winkler, W., Luzieux, L., Chew, D., Page, L., 2006. The early interaction between the Caribbean Plateau and the NW South American plate: *Terra Nova* 18, 264–269.
- Van Melle, J., Vilema, W., Faure-Brac, B., Ordoñez, M., Lapierre, H., Jiménez, N., Jaillard, E., García, M., 2008. Pre-collision evolution of the Piñón oceanic terrane of SW Ecuador: stratigraphy and geochemistry of the Calentura Formation. *Bulletin de la Société Géologique de France* 179, 5, 433-443.
- Waresback, D.B., Turbeville, B.N., 1990. Evolution of a Plio-Pleistocene volcanogenic alluvial fan: The Puye Formation, Jemez Mountains, New Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 102, 298-314.
- Wegmann, K.W., Pazzaglia, F.J., 2002. Holocene strath terraces, climate change, and active tectonics: The Clearwater River basin, Olympic Peninsula, Washington State. *Geological Society of America Bulletin* 114, 6, 731-744.
- Wells, S.G., Harvey, A.M., 1987. Sedimentologic and geomorphic variations in storm generated alluvial fans, Howgill Fells, northwest England. *Bulletin of the Geological Society of America* 98, 182-198.
- Wells, S.G., Mcfadden, L.D., Dohrenwend, J.C., 1987. Influence of late Quaternary climatic changes on geomorphic and pedogenic processes on a desert piedmont, Eastern Mojave Desert, California. *Quaternary Research* 27, 130-146.
- Whipple, K.X., Tucker, G.E., 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *J. Geophys. Res.* 104, 17,661-17,674.
- Whipple, K.X., Kirby, E., Brocklehurst, S., 1999. Geomorphic limits to climatically induced increases in topographic relief. *Nature* 401, 39-43.
- Whipple, K.X., Hancock, G., Anderson, R., 2000. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *Geol. Soc. Am. Bull.* 112(3), 490-503.
- White, S.M., Trenkamp, R., James, N., Kellogg, J.M., 2003. Recent crustal deformation and the earthquake cycle along the Ecuador-Colombia subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters* 216, 231-242.

- Willemin, J.H., Knuepfer, P.L.K., 1994. Kinematics of arc-continent collision in the eastern Central Range of Taiwan inferred from geomorphic analysis. *J. Geophys. Res.* 99, 20,267-20,280.
- Willgoose, G.R., Bras, R.L., Rodríguez-Iturbe, I., 1991. A physical explanation of an observed link area-slope relationship. *Water Resour. Res.* 27(7), 1697-1702.
- Willgoose, G., 1994. A physical explanation for an observed slope-elevation relationship for catchments with declining relief. *Water Resour. Res.* 30, 151-159.
- Winter, T., Avouac, J-P., Lavenu, A., 1993. Late Quaternary kinematics of the Pallatanga strike-slip fault (Central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphological features. *Geophys. J. Int.* 115, 905–920.
- Winckell, 1982. Geomorfología. ORSTOM. Centro Ecuatoriano de Investigación Geográfica 1, pp 20.
- Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jiménez, N., Sosson, M., 2006. Development of the Golfo de Guayaquil (Ecuador) as an effect of the North Andean block tectonic escape since the Lower Pleistocene. *Tectonics* 25, TC3017. doi:10.1029/2004TC001723.
- Witt, C., Bourgois, J., 2009. Forearc basin formation in the tectonic wake of a collision-driven, coastwise migrating crustal block: the example of the North Andean block and the extensional Gulf of Guayaquil-Tumbes Basin (Ecuador-Peru border area). *Geol. Soc. Am. Bull.* doi:10.1130/ B26386.1.
- Woodford, A., 1951. Stream gradients and Monterey sea valley. *Geol. Soc. Am. Bull.* 62, 799-852.
- Yang, C., 1971. Potential energy and stream morphology. *Water Resour. Res.* 7, 311-322.
- Yatsu, E., 1955. On the longitudinal profile of the graded river. *Trans. Am. Geophys. Un.* 36, 655-663.
- Zanchetta, G., Sulpizio, R., Di Vito, M.A., 2004. The role of volcanic activity and climate in alluvial fan growth at volcanic areas: an example from southern Campania (Italy). *Sedimentary Geology* 168, 249–280
- Zaprowski, B.J., Evenson, E.B., Pazzaglia, F.J., Epstein, J.B., 2001. Knickzone propagation in the Black Hills and northern High Plains: a different perspective on the late Cenozoic exhumation of the Laramide Rocky Mountains. *Geology* 29, 547-550.
- Zeidler, J.A., 1994a. Archaeological Testing in the Lower Jama Valley, in: Zeidler, J.A., Pearsall, D.M. (Eds.). *Regional Archaeology in Northern Manabí, Ecuador I: Environment, cultural chronology, and prehistoric subsistence in the Jama River Valley*. University of

Pittsburgh, *Memoirs in Latin American Archaeology* 8, Department of Anthropology, pp. 99-110.

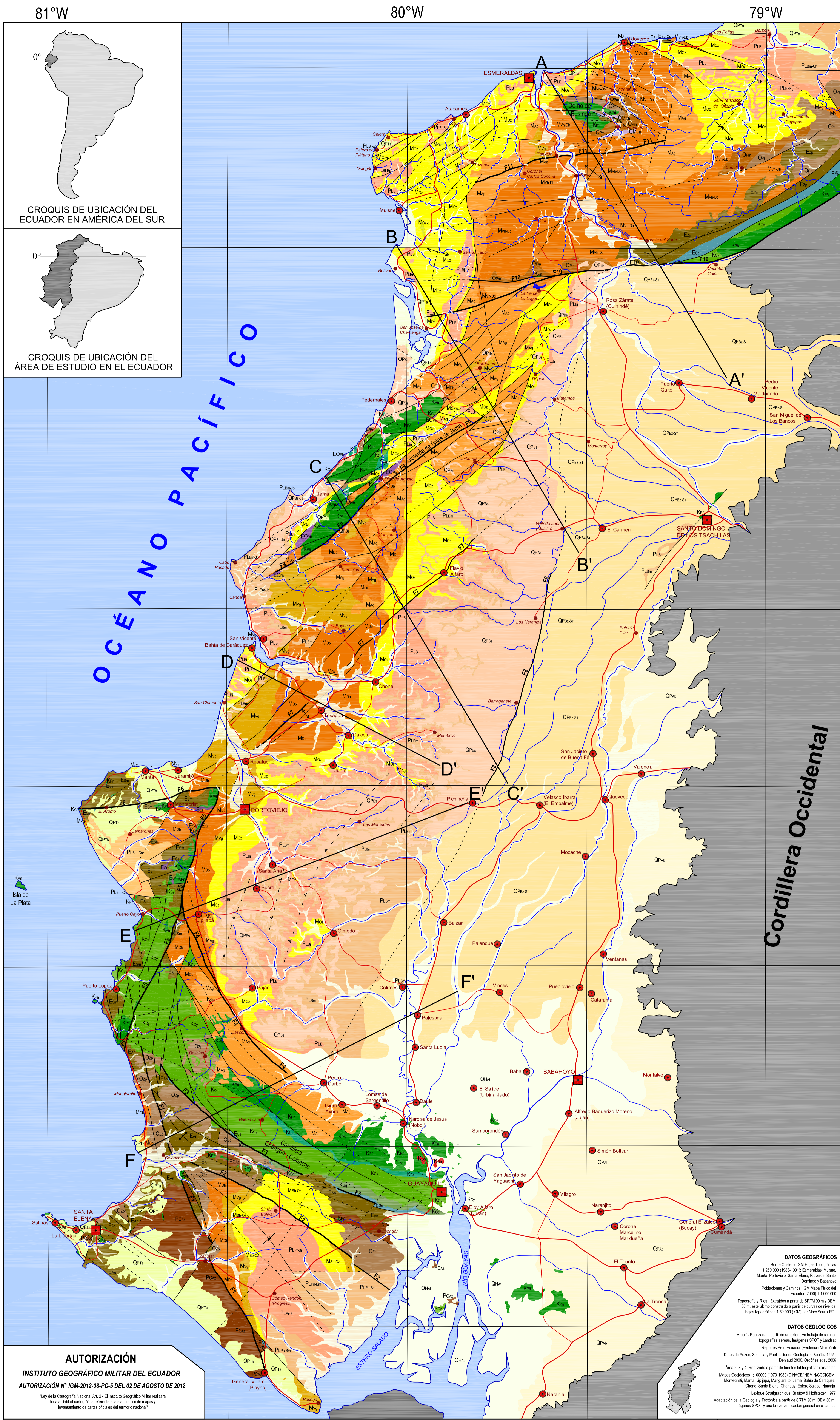
Zeidler, J.A., 1994b. Archaeological Testing in the Middle Jama Valley, in: Zeidler, J.A., Pearsall, D.M. (Eds.). *Regional Archaeology in Northern Manabí, Ecuador I: Environment, cultural chronology, and prehistoric subsistence in the Jama River Valley*. University of Pittsburgh, *Memoirs in Latin American Archaeology* 8, Department of Anthropology, pp. 71-98.

Zeidler, J.A., Pearsall, D.M., 1994. *Regional Archaeology in Northern Manabí, Ecuador I: Environment, cultural chronology, and prehistoric subsistence in the Jama River Valley*. University of Pittsburgh, *Memoirs in Latin American Archaeology* 8, Department of Anthropology, 224 pp.

Zeidler, J.A., Kennedy, R.C., 1994. Environmental Setting, in: Zeidler, J.A., Pearsall, D.M. (Eds.). *Regional Archaeology in Northern Manabí, Ecuador I: Environment, cultural chronology, and prehistoric subsistence in the Jama River Valley*. University of Pittsburgh, *Memoirs in Latin American Archaeology* 8, Department of Anthropology, pp. 13-42.

**CARTE GÉOLOGIQUE DE LA MARGE CÔTIÈRE DE
L'ÉQUATEUR**

(Reyes and Michaud, 2012)



MAPA GEOLÓGICO DE LA MARGEN COSTERA ECUATORIANA

AUTORES
 Pedro REYES (Escuela Politécnica Nacional, IRD Institut de Recherche pour le Développement, Université Nice Sophia Antipolis)
 François MICHAUD (IRD, Université Pierre et Marie Curie, GeoAzur, Escuela Politécnica Nacional)

2012 © AUSPICIO

 COLABORACIÓN Y REVISIÓN: Marco RIVADENEIRA (EP PetroEcuador)
 FINANCIAMIENTO: (1) Proyecto ADN financiado por la 'Agence Nationale de la Recherche' N° ANR-07-BLAN-143, (2) Programa RELIEFS del INSU (Francia) y (3) IRD

PARA REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS:
 Reyes P. & Michaud F. (2012). Mapa Geológico de la Margen Costera Ecuatoriana (1:500,000). EP PetroEcuador - IRD (Esa), Quito, Ecuador

DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA

La geología de la Margen Costera del Ecuador en la península de Santa Elena al sur (1°S) y la ciudad de Esmeraldas al norte (1°N) está formada por un basamento granítico parcialmente cubierto por rocas sedimentarias de origen marino y continental cuya edad varía desde el Cretácico hasta el Cuaternario.

Basamento Cretácico: Constituye el zócalo de la Cordillera Costera y está compuesto principalmente por rocas de cuarcita pertenecientes a la **Formación Pílon (Kp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977), cuya actividad geotérmica corresponde a la de un "Páramo-Basalto" (MARCOS; Reynaud et al., 1999) de edad Cretácico superior (89 Ma; Lugo-Ganther et al., 2006). La litología incluye gneisos, basaltos, volcanoclastos y lavas "pillow". En la península de Santa Elena existen afloramientos dispersos, mientras que al largo de la cordillera Chongón-Cotacachi (norte de la falla Canandé F3) afloran en forma masiva. Hasta ahora el 90% de la parte centro-occidental de la cordillera Costera existen extensos afloramientos de basaltos concretionados al occidente de la falla Jipijapa (F5), anteriormente conocido como falla Portoviejo. En la zona de las fallas de Jipijapa (F5) en la parte centro-occidental de la Cordillera Costera han sido reconocidos varios afloramientos de basaltos y gneisos. En el extremo norte de la cordillera los afloramientos se restringen a series de fallas como es el caso de la falla Canandé (F3) en los sectores de Cotacachi, Coa y La Laguna y en el Domo de Buena Vista. La formación Pílon, al largo de la cordillera Chongón-Cotacachi, está subdividida por rocas de la **Formación Calera (Kc)**, la cual según Van Mele et al. (2008) tiene una potencia entre 250 a 450 m y comprende tres miembros. El miembro basal (unidad Las Orquídeas) está formado por brechas basálticas de actividad geotérmica asociadas con fragmentos de andesita porfírica, niveles de tobas y escasos niveles de calizas. El miembro medio incluye andesitas retrogradadas en doleritas, tobas, radiolitas, onchas y calizas. El miembro superior contiene tobas, cherts y calizas silíceas raras. Secuencias de similar litología y posición estratigráfica pero muy deformadas han sido cartografiadas en la península de Santa Elena (unión San Lorenzo) y al largo del sistema de fallas de Jipijapa. Sobre esta secuencia se han depositado secuencias móticas de volcanoclastos de hasta 3 km de potencia, conocidas como la **Formación Cayo (Kc)** (Olson, 1942). Estas secuencias incluyen litologías masivas calcáreas intercaladas con folios de lava de composición basáltica. Esta formación aflora principalmente en la cordillera Chongón-Cotacachi, al Oeste de la falla Jipijapa (F5) y en la parte central-este al largo del sistema de fallas de Jipijapa. Al final de la serie calcárea se ubica la **Formación Guayquil (Kq)** de unos 400 m de espesor, caracterizada por sedimentos silíceos finos que incluyen cherts, litallas, litomas y algunos niveles de calizas silíceas que han sido cartografiadas en la cordillera Chongón-Cotacachi (Bischoff y Hoffmeister, 1977).

Plioceno: Está representado por una secuencia mástilica de al menos 2000 m de espesor que incluye básicamente areniscas gruesas o conglomerados de origen continental (elementos de cuarzo y duros) con partes menores de arcillas (píleguas muy bien compactadas, conocido como el **Grupo Azuarc** (Pca)) que afloran únicamente en la península de Santa Elena (Bischoff y Hoffmeister, 1977).

Ecoceno: Al largo del eje sur de la cordillera Chongón-Cotacachi y sobre las rocas mástilicas del grupo Azuarc se ubican en forma discordante secuencias de rocas calcáreas pertenecientes a la **Formación San Eduardo (Esa)** con espesores entre 30 y 100 m. Al oeste de la falla Jipijapa (F5) afloran secuencias sedimentarias pertenecientes a las **Formaciones San Eduardo y Cerro (Ec)**, esta última de hasta 800 m de potencia, compuestas de tobas, litallas y volcanoclastos. Al norte de la falla Canandé (F3) afloran las **Formaciones calcáreas Santiago (Esa)** y **Ostiones (Ost)** localmente discordantes sobre el basamento mástilico con espesores entre 150 y 400 m. Estas formaciones calcáreas son reconocidas como equivalentes litológicos (Bischoff y Hoffmeister, 1977). Una secuencia de rocas silíceas mástilicas clásicas yace sobre estas formaciones de rocas calcáreas. En la península de Santa Elena afloran secuencias mástilicas que incluyen conglomerados, areniscas y litomas pertenecientes al **Grupo Andén (Ea)** de hasta 1600 m de espesor. En similar posición estratigráfica, al Este de la península de Manabí afloran las areniscas y conglomerados de espesor entre 400 y 700 m pertenecientes a la **Formación San Mateo (Esm)**. Al norte de la falla Canandé una secuencia mástilica de gran medio a fino corresponde a la **Formación Zapallo (Ez)** con una potencia entre 500 a 1000 m, la cual sobreyace a las rocas mástilicas de las formaciones Santiago y Ostiones. El final del Ecoceno e inicio del Oligoceno está representado por una serie de rocas silíceas mástilicas de origen marino, conocida como la **Formación Punta Blanca (Epb)** de hasta 1000 m de potencia (Bischoff y Hoffmeister, 1977). Estas rocas afloran localmente y de forma discordante sobre las formaciones mástilicas principalmente en el sistema de fallas de Jipijapa (F5).

Oligoceno: Se caracteriza por el depósito de rocas volcanoclasticas pertenecientes a la **Formación Playa Rica (Opr)**, las cuales están constituidas por capas de areniscas gruesas y areniscas intercaladas con litallas y tobas laminadas de hasta 800 m de espesor (Olson, 1942) que están expuestas básicamente al largo del sistema de fallas de Jipijapa (F5) donde sobreyacen en forma discordante a los sedimentos de la formación Punta Blanca, mientras que en alrededores del Domo de Buena Vista descansa sobre la formación Pílon. Al sur, hacia la parte alta de la cordillera Chongón-Cotacachi aflora el **miembro Zapallo (Oz)**, compuesto por areniscas y litomas de hasta 1000 m de espesor que sobreyacen a las rocas mástilicas de la formación Playa Rica al norte. Concomitantemente sobre la formación Playa Rica se ubica una serie sedimentaria masiva de rocas pelíticas de color gris asociado perteneciente a la **Formación Pambal (Opa)** que incluye litomas en capas mástilicas intercaladas con litomas de areniscas tobas blancas cuyo espesor total alcanza 750 m. Esta formación aflora localmente al Este del sistema de fallas de Jipijapa y al norte de la falla Canandé, principalmente en los alrededores del Domo de Buena Vista. Solo en el área norte de la Cordillera Costera y de forma discordante sobre la formación Pambal se encuentra una serie de rocas pelíticas silíceas mástilicas de origen marino, conocida como la **Formación Punta Blanca (Epb)** de hasta 1000 m de espesor (Olson-Moore (Stanford), 1943).

Mioceno: Comprende a la base una formación mástilica pelítica denominada como **Formación Dos Bocas (Mdb)** que incluye litomas y tobas de color chocolate localmente cortadas por diques sedimentarios de areniscas finas y por algunas vetillas de yeso. Portada por depósitos calcáreos y acumulaciones locales de óxidos de hierro y sulfato sedimentario. Afiora masivamente en el área de Tosagua donde alcanza un espesor de 25 km. Existen abundantes afloramientos en la península de Santa Elena y al Este de las fallas de Jipijapa y Jipijapa. Hacia el norte de la falla Canandé, transicionalmente y al tipo de la formación Pambal estas secuencias de rocas pelíticas de hasta 1000 m de potencia son conocidas como la **Formación Vieja (Mhv)**, donde la facies es ligeramente de gran más grueso (litomas a areniscas litólicas) con respecto a la equivalente la formación Dos Bocas ubicada al sur. Areniscas formaciones están sobreyacidas localmente por la **Formación Villagota (Mv)**, compuesta de litomas calcáreos gruesos asociados muy laminados intercalados con litomas de areniscas y conchas calcáreas cuyo principal afloramiento se encuentra inmediatamente al norte de la península de Manabí aunque aflora localmente desde la península de Santa Elena hasta el área de Esmeraldas. Tiene un espesor entre 300 y 600 m. Discordantemente sobre las formaciones Punta Blanca y Villagota se deposita una secuencia mástilica de gran grueso correspondiente a la **Formación Angostura (Ma)**. Los mejores afloramientos a lo largo de la Cordillera

Costera se encuentran al Este de la falla Jipijapa (F5), donde consiste de una secuencia de flysch compuesta por un aplastamiento vertical de estratos turbidíticos, calcáreos, mástilicos y granodioríticos de hasta un metro de potencia, formados por areniscas azules de origen volcánico con clastos tobacanos a la base, que incluyen al tipo con litallas mástilicas de color amarillento claro. Hacia el sur, sobre el fanco norte de la cordillera Chongón-Cotacachi y al Este de la falla Jipijapa, las facies consisten de areniscas mástilicas intercaladas con conglomerados raras en clases de origen continental. Al norte de la falla Canandé, esta formación está constituida por secuencias alternantes entre areniscas y conglomerados raras en fauna marina (Carballera et al., 2007). En general, tiene un espesor entre 100 y 500 metros. La formación Angostura es reconocida por su estructura tectónica y particularmente en el área de Esmeraldas, con coquinas. Un nivel de paleocanáles formado por conglomerados ha sido cartografiado localmente en la parte interna de la secuencia de la formación Ocaña (Moc). La formación Ocaña es considerada el equivalente lateral de la **Formación Subabaja (Msb)** en la península de Santa Elena (Bischoff y Hoffmeister, 1977), donde sobreyace discordantemente a la formación Villagota en ausencia de la formación Angostura. Tiene una potencia de alrededor de 500 metros.

Plioceno: Esta representado por las rocas mástilicas de la formación Borbón básicamente por secuencias de areniscas masivas gruesas. La formación Borbón está constituida por tres miembros: clásico inferior, volcanoclasto medio y volcanoclasto superior. Los tres miembros pueden encontrarse en concordancia únicamente a lo largo de una meseta estratificada plana (Cone E-E') localizada entre las poblaciones de Píthona y Portoviejo en la cuenca de Manabí con un espesor de hasta 600 m. El miembro clásico inferior de la **Formación Borbón (Pb)** está formado por areniscas masivas con niveles lenticulares de conglomerados, el cual sobreyace transicionalmente y concordantemente a la subyacente formación Ocaña. Un afloramiento muy característico de este miembro se localiza en el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmeraldas este miembro es estratigráficamente correlacionado con la **Formación Playa Grande (Pp)** los miembros **Entreos de Píthona (PpE)** y **Sia (PpS)** de Evans y Whitaker (1952), los cuales estratigráficamente sobreyacen a la **Formación Ocaña**. A continuación sobre el miembro inferior se ubica el miembro volcanoclasto medio y el área entre las poblaciones de Carano y San Vicente. Hacia el sur, en la península de Santa Elena dentro de la cuenca del Progreso limitado por las fallas La Cruz F1 y Canandé F3, este miembro puede ser correlacionado con las secuencias sedimentarias clásicas de la **Formación Progreso (Pp)** (Bischoff y Hoffmeister, 1977) que sobreyacen a la **Formación Subabaja**. En el área de Esmer