

Thèse de Doctorat de l'Université de Nice Sophia Antipolis

THESE



Présentée pour obtenir le grade
de Docteur en Sciences de la
Terre de l'Université de Nice
Sophia Antipolis



Par
Eduardo LOPEZ RAMOS

**Evolution tectono-stratigraphique du double bassin avant - arc de
la marge convergente Sud Colombienne – Nord Equatorienne
pendant le Cénozoïque.**

Etienne Jaillard
Michel Lopez
Jean-Luc Auxière
Serge Berné
Jean-François Stéphan
M. Jean-Yves COLLOT
M. Marc SOSSON

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Directeur de thèse
Directeur de thèse

2009



GeoAzur



Thèse de Doctorat de l'Université de Nice Sophia Antipolis

Spécialité : Sciences de la Terre

Présentée par

Eduardo López Ramos

Pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Nice Sophia Antipolis

**Evolution tectono-stratigraphique du double bassin avant - arc de
la marge convergente Sud Colombienne – Nord Equatorienne
pendant le Cénozoïque.**

Etienne Jaillard

Michel Lopez

Jean-Luc Auxière

Serge Berné

Jean-François Stéphan

M. Jean-Yves COLLOT

M. Marc SOSSON

Rapporteur

Rapporteur

Examineur

Examineur

Examineur

Directeur de thèse

Directeur de thèse

Laboratoire d'accueil: GeoAzur

Abstract

Throughout the Cenozoic the subduction of the Farallon – Nazca plate below the northwestern corner of South American margin helps to develop a double forearc basin system over an accreted oceanic substratum against the South American continent. This system is made up of the Tumaco – Borbón inner forearc basin (10 km of sediments), which is nowadays emerged . The basin is separated from the Manglares submarine outer basin (4 km of sediments) by the Rio Verde-Remolino-Gorgona structural highs alignment. The aim of this thesis is to reconstruct the tectosedimentary evolution of the double system in order to precise the principal parameters of deformation. This evolution is constrained by: 1) the electrofacial analysis of three wells and the establishment of regional chronostratigraphical correlations along the structural highs; 2) the interpretation by seismic stratigraphy of several seismic reflection profiles in the basins; 3) the study of the basin subsidence by 2D backstripping technique along the selected seismic profiles; 4) the quantification of sedimentary flows. This work reveals the existence of three megasequences. The basal megasequence dated as Paleocene – Early Eocene is the result of a deep water submarine volcanism on a transpressive margin. The second megasequence dated as Oligocene-Middle Miocene timewas accumulated in deep water fans environments covered by sediments accumulated in shelf environments on a margin submitted to compression. The third megasequence was accumulated after the Middle Miocene on a margin submitted to erosion, in upper continental slope sedimentary environments in the Manglares basin and a alluvial plane to continental fan environments in the Tumaco – Borbón basin. The division of these

basins was produced by the uplift of the structural highs from the Middle Miocene time. The structural highs uplift was the result of the deep duplex emplacement. The correlation among the tectosedimentary history of the basins, the kinematic plate changes, the Farallon-Nazca plate fragmentation, and the Andes surrection let propose a formation model of a double forearc basins. In this model the division of the Tumaco-Borbón and Manglares basins in the Middle Miocene time, was the result of the young and hot Nazca plate subduction and the decrease in the converge rate. The dynamic change produced a decrease in the slab dip creating an increase on the interplate coupling, and the scape of the subjacent mantle wedge fluids. These processes allow the emplacement of deep crustal duplex. The absence of major crustal faults and the great subsidence in the Tumaco basin suggest that the basin was the result of the crustal buckling under the compression effect, and the sedimentary load. This process seems to have started in thin crustal thickness zones which are supported by a hydrated mantle wedge. The Manglares outer basin evolution will be more affected by the dynamic of the interplate contact.

Résumé

Au cours du Cénozoïque, la subduction de la plaque Farallon-Nazca sous la marge NO de l'Amérique du Sud contribue au développement d'un double système de bassins avant-arc sur un substratum océanique accréte au continent sud-américain. Ce système comprend le bassin interne, émergé, de Tumaco-Borbon (~10 km de sédiment), séparé du bassin externe, sous-marin, de Manglares (~4 km de sédiment) par l'alignement des hauts structuraux de Rio Verde, Remolino et Gorgona. L'objectif de cette thèse est de reconstituer l'évolution tectono-sédimentaire de ce double système afin d'en préciser les principaux paramètres de forçage. Cette évolution est contrainte par : 1-l'analyse électrofaciale de trois forages et l'établissement d'une échelle chrono-stratigraphique régionale le long des hauts structuraux; 2-l'interprétation par stratigraphie sismique de nombreux profils de sismique réflexion dans les bassins ; 3-l'étude de la subsidence de ces bassins par back-stripping 2D le long de certains profils sismiques; 4-la quantification des flux sédimentaires. Ce travail révèle la présence de trois mégaséquences. La mégaséquence basale, datée Paléocène à Éocène précoce, est le résultat d'un volcanisme sous-marin en milieu profond sur une marge transpressive. La seconde mégaséquence datée Oligocène à Miocène moyen, s'est déposée sous forme d'éventails sous-marins profonds recouverts par des sédiments de plate-forme, sur une marge compressive. La troisième mégaséquence, se dépose depuis le Miocène moyen, sur une marge en érosion, dans un environnement de talus continental supérieur dans le bassin de Manglares, et un environnement de plaine alluviale et d'éventails de piedmont dans le bassin de Tumaco-Borbon. L'individualisation des bassins, engendrée par la surrection des hauts structuraux à partir du Miocène moyen, résulterait de la mise en place de duplexes profonds. La corrélation entre l'histoire tectono-sédimentaire des bassins, et les changements de cinématique des plaques, la fragmentation de la plaque Farallon-Nazca et la surrection des Andes, permet de proposer un modèle de formation d'un double bassin avant-arc. Dans ce modèle,

l'individualisation des bassins de Tumaco-Borbon et de Manglares au Miocène Moyen résulte de l'entrée en subduction de la jeune et chaude plaque Nazca, ainsi que la diminution du taux de convergence. Ce changement de dynamique s'est traduit par une diminution du pendage du slab entraînant une augmentation du couplage interplaque, et l'échappement de fluides du coin de manteau sous-jacent. Ces processus auraient facilité l'emplacement des duplexes crustaux profonds. L'absence de failles crustales majeures et l'importance de la subsidence du bassin de Tumaco suggèrent que ce bassin résulte de l'effet combiné du flambage crustale sous l'effet de la compression, et de la charge sédimentaire. Ce processus semble s'être initié dans une région de relative faible épaisseur crustale reposant sur un manteau hydraté. L'évolution du bassin externe de Manglares serait plus dépendante de la dynamique du contact interplaque.

Table des matières

	Page
Introduction	1
Chapitre 1 L'origine et remplissage d'un bassin d'avant arc: définitions et étude bibliographique	7
1.1. Agents contrôlant l'érosion en zones émergées	8
1.2. Les différents types de Bassin sédimentaire	8
1.2.1. Les bassins de marge divergente	9
1.2.2. Les bassins de marges convergentes	9
1.2.3. Les bassins sédimentaires sur marges décrochantes	10
1.2.4. Les bassins sédimentaires des zones de collision et de suture	10
1.2.5. Les bassins sédimentaires d'intra plaque	10
1.3. Facteurs de contrôle de la sédimentation sur les marges continentales	11
1.3.1. Variations du niveau marin	11
1.3.2. L'apport de sédiments	11
1.3.3. La subsidence	12
1.3.4. Création de zone d'accumulation (accommodation) et apport de sédiments	12
1.4. La zone de subduction	13
1.5. Le système d'arc-fosse	14
1.5.1. La zone de fosse océanique et pied de pente continentale	15
1.5.2. Le complexe de subduction	15
1.5.3. Le haut structural	16
1.5.4. Les Bassins d'avant arc	16
1.5.5. L'arc volcanique	17
1.6. Le contact inter-plaque	18
1.7. Les variations des épaisseurs des sédiments et la géométrie des discordances dans les bassins d'avant arc.	20

1.7.1.	Relations entre l'épaisseur des bassins d'avant arc et les paramètres de la subduction de la plaque plongeante et la surrection de l'arc volcanique	20
1.7.2.	Les discordances comme traceur de l'évolution des bassins d'avant arc.	20
1.8.	L'effet de la partition du mouvement sur le système d'avant arc	21
Chapitre 2	Données et méthodologie	29
2.1.	Données	29
2.1.1.	Données d'imagerie satellitaire, Modèles Numériques de Terrain à terre et en mer	29
2.1.2.	Données géologiques	30
2.1.3.	Données géophysiques et de forages	31
2.2.	La méthodologie	32
2.2.1.	La préparation des données	32
2.2.2.	La construction des cartes géologiques, échelles chronostratigraphiques et l'identification des surfaces de temps (isochrones)	36
2.2.3.	La construction des colonnes stratigraphiques à partir de diagraphies de forages	37
2.2.4.	Construction et interprétation des faciès, séquences des faciès et milieux de dépôt – formation, à partir des diagraphies différées	39
2.2.5.	La corrélation entre les forages et les données sismiques	44
2.2.6.	La construction des cartes d'épaisseurs	46
2.2.7.	La conversion des profils sismiques du temps ou profondeur	47
2.2.8.	La détermination de la masse déposée et les taux de la subsidence	47
Chapitre 3	Synthèse géologique sur le système avant-arc du Sud-Ouest de la Colombie et du Nord de l'Equateur	79
3.1.	Cadre géodynamique du système avant-arc du Sud-Ouest de la Colombie et du Nord de l'Equateur	80
3.2.	Géologie du système avant-arc du Sud-Ouest de la Colombie et du Nord de l'Equateur	82
3.2.1.	L'arc volcanique	84
3.2.2.	La zone d'avant-arc et des hauts structuraux	90
3.2.3.	La pente continentale	99
3.2.4.	Le prisme d'accrétion	99
3.2.5.	La fosse	100
3.2.6.	Le bombement externe	100
3.3.	Résumé sur l'évolution géodynamique du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud	100

Chapitre 4	Environnements des dépôts et chronostratigraphie de la bordure Ouest du bassin d'avant arc de Tumaco-Borbon (S Colombie - N Equateur)	113
	Introduction	113
	Depositional sedimentary environments and Cenozoic chronostratigraphy of the western border of the Tumaco-Borbon fore-arc basin (South Colombia - North Ecuador)	115
	Abstract	115
4.1.	Introduction	115
4.2.	Structural setting	117
	4.2.1. NW South American margin	117
	4.2.2. The Tumaco-Borbon basin	118
4.3.	Location and methodology	119
4.4.	Identified facies by well log analysis	121
4.5.	Facies associations and unconformities	121
	4.5.1. Facies associations	122
	4.5.2. Unconformities	125
	4.5.3. Age of the segments and unconformities	126
	4.5.4. Regional chronostratigraphy	126
4.6.	Discussion	130
	4.6.1. Sedimentary evolution of the Remolino – Rio Verde High	130
	4.6.2. Geodynamic events during the uplift of the- Remolino Rio Verde Structural high	133
4.7.	Conclusions	134
Chapitre 5	Evolution paleo environnementale et evolution de la subsidence du bassin interne d'avant arc de Tumaco–Borbon, SO de la Colombie – N du l'Equateur.	153
	Introduction	153
	Cenozoic paleo-environmental and subsidence evolution of the Tumaco – Borbon inner forearc basin, SW Colombia and Northern Ecuador	155
	Abstract	155
5.1.	Introduction	155
5.2.	Location area and margin structure	157

5.3.	Geological setting	158
	5.3.1. The basement	158
	5.3.2. Sedimentary cover	159
5.4.	Method	160
	5.4.1. Well correlation	160
	5.4.2. Seismic sequence analysis	161
	5.4.3. Basin subsidence analysis and mass transfer estimations	161
5.5.	Data presentation and results	162
	5.5.1. Seismic facies units of the Tumaco basin	162
	5.5.2. Seismic sequences	163
	5.5.3. Basement subsidence	169
	5.5.4. Preserved sediment fluxes: limitations and results	173
5.6.	Discussion	174
	5.6.1. Late Cretaceous to Early Eocene: Upper basement formation	175
	5.6.2. Late Eocene (?) to early Late Miocene: Deep-water forearc sedimentation	175
	5.6.3. Late Miocene to Pliocene - Shallow water forearc sedimentation	177
	5.6.4. Pliocene to Holocene - Continental sedimentation	179
5.7.	Conclusions	179
Chapitre 6	Histoire tectonique et des environnements de sédimentation du bassin cénozoïque externe d'avant arc de Manglares S de la Colombie et N Equateur	201
	Introduction	201
	Tectonic evolution and sedimentary environments of the Cenozoic Manglares forearc basin, Southwestern Colombia Northern Ecuador	203
	Abstract	203
6.1.	Introduction	204
6.2.	Location of the Manglares fore arc basin	204
6.3.	Geological setting	205
6.4.	Data location and methods	207
6.5.	Data presentation and results	209
	6.5.1. Seismic facies units of the Manglares basin	209
	6.5.2. Seismic sequences	209
	6.5.3. Chronostratigraphical correlation	216
	6.5.4. Basement subsidence	218
	6.5.5. Preserved sediment fluxes: limitations and results	221

6.6.	Discussion: tectono-stratigraphic evolution of the Manglares fore-arc basin	221
	6.6.1. Origin of the basement Paleo-morphology	222
	6.6.2. Timing of the tectonic deformation	222
	6.6.3. Tectonic interpretations	225
6.7.	Conclusions	227
Chapitre 7	Origine d'un double bassin d'avant l'arc: l'exemple du bassin de Tumaco-Manglares, NO de l'Amérique du Sud	255
	Introduction	255
	Origin of a double fore-arc basin : the example of the Tumaco Manglares basin, northwestern South America	257
	Abstract	257
7.1.	Introduction	257
7.2.	Geological setting	259
7.3.	Data sets and method	260
7.4.	Results	261
	7.4.1. Megasequence 1 (Sequences S1 – S2)	261
	7.4.2. Megasequence 2 (Sequences S3 – S5)	262
	7.4.3. Megasequence 2 (Sequences S6 – S9)	263
7.5.	Discussion	265
	7.5.1. Crustal Structure of the margin	266
	7.5.2. Proposed model for the double forearc-arc basin of the SW Colombia and N Ecuador margin during the Cenozoic	268
7.6.	Conclusions	272
Chapitre 8	Potentiel pétrolier dans la zone d'avant arc au SO de la Colombie et N de l'Équateur	291
	Introduction	291
	Petroleum potential in the Southwestern Colombia and Northern Ecuador forearc zone	293
	Abstract	293
8.1.	Introduction	293

8.2.	Geographic location	295
8.3.	Brief Historical Overview	296
	8.3.1. Outcrop geology and the first oil drilling explorations (1940 – 1955)	296
	8.3.2. The beginning of the geophysical exploration (1960 – 1982)	296
	8.3.3. Structure and evolution of the offshore margin area (2000 – 2009)	297
8.4.	Petroleum geology	297
	8.4.1. Tumaco – Borbon inner forearc basin petroleum geology	298
	8.4.2. Manglares outer forearc basin petroleum geology	300
8.5.	Conclusions	303
	Conclusion	315
	Perspectives	321
	Bibliographie	323

Table des figures

	Pag
Chapitre 1	
1.1. Procès et facteurs qui contrôlent la dénudation des zones surrection active (exhumation) et l'accumulation des matériaux dans les centres de dépôt.	23
1.2. Facteurs contrôlant la sédimentation dans un bassin d'avant arc.	23
1.3. Types de bassins selon le contexte tectonique et el type de croûte sur laquelle il repose.	24
1.4. Eléments composent une zone de subduction, propriétés des matériaux (composition, densité) et le tipe d'activité sismique développe.	24
1.5. Zones caractéristiques de un système d'avant arc.	25
1.6. Systèmes d'avant arc en fonction du type de marge active.	25
1.7. Coupe synthétique du le contact entre plaques et notion de taper.	26
1.8. Coupes synthétiques des marges convergentes avec faible et fort taux de subduction.	26
1.9. Coupe synthétique d'un bassin d'avant arc.	27
1.10. Subduction oblique et la partition du mouvement	27
Chapitre 2	
2.1. Mosaique des images Landsat TM7 N-17-00-2000 et Radar-SAR-1 re-projetés a coordonnes origine Bogota.	51
2.2. Carte bathymétrique et modèle d'élévation de terrain du le South Ouest Colombienne et Nord Equatorienne.	52
2.3. Sources des données géologiques compiles pour la construction de la carte géologique.	53
2.4. Localisation des profils sismiques a terre (missions NT – 1992, NT – 1990 et L – 1979).	54
2.5. Localisation des profils sismiques a mer (missions P – 1982 et L – 1973).	55
2.6. Localisation des profils sismiques a mer (mission SISTEUR 2000).	56
2.7. Localisation des profils sismiques a mer (mission AMADEUS 2005, 3 traces).	57
2.8. Localisation des profils sismiques a mer (mission AMADEUS 2005, 6 traces).	58
2.9. Carte des anomalies gravimétriques du Sud Ouest de la Colombia et Nord de l'Equateur.	59

2.10. Localisation des forages utilisés dans cet travail.	60
2.11. Modèle d'organisation des données géologiques par couches dans un SIG.	61
2.12. Diagrammes des diagraphies du le forage Remolino Grande 1 sur l'intervalle entre 2770 et 1720 mts (socle volcanique – sédimentaire).	62
2.13. Diagrammes des diagraphies pour les trois forages du bassin de Tumaco.	62
2.14. Modèle de dépôt des sédiments dans une plateforme siliciclastique affecte pour un cycle de la transgression – régression marin.	63
2.15. Diagramme des étapes de travail dans le cadre d'une analyse de stratigraphie séquentielle à partir des diagraphies des forages.	63
2.16. Exemple d'une analyse electrosequentiel complète sur le forage Remolino Grande 1.	64
2.17. Modèle stratigraphique séquentielle synthétique d'une plateforme siliciclastique affecte pour cycle complète de transgression et régression marin.	64
2.18. Patterns des réflexions sismiques des discordances selon la terminologie de Mitchum et al. (1977).	65
2.19. Diagraphie de SONIC du le forage Remolino Grande 1 mise en place sur le profil sismique P – 73 – 12 ou temps double.	65
2.20. Exemples des configurations principales des réflecteurs sismiques.	66
2.21. Exemple du le procès de construction de une carte d'épaisseurs d'une unité sismique	67
2.22. Exemple de conversion des profiles sismiques de réflexion du temps double ou profondeur, pour l'outil Trace Pack, option Time <>Depth.	68
2.23. Séquence du travail basique dans une analyse de back stripping.	69

Chapitre 3

3.1. Cadre géodynamique régionale du le Nord Ouest de la Amérique du Sud et localisation de la zone d'étude.	103
3.2. Carte des unités morfo-structurales du le South Ouest de la Colombie – Nord du l'Equateur.	104
3.3. Coupes transversales au le marge Colombienne et Equatorienne	105
3.4. Carte géologique du SO Colombienne – N Equatorienne	106
3.5. Cadre de corrélation des formations utilisée dans cette étude.	107
3.6. Carte gravimétrique avec la correction à l'air libre et la correction de Bouguer régionaux du le South Ouest de la Colombie et Nord d'Equateur.	108
3.7. Cartes paléogéographiques de l'évolution de la Plaque Caraïbe et les événements de accréation des terraines d'affinité océanique divers pendant le Mésozoïque et Cénozoïque.	109

Chapitre 4

4.1. Regional tectonic setting of the Tumaco-Borbon basin on the northwestern margin of South America. The gray box indicates the study area.	137
4.2. Geological map of South western Colombia and Northern Ecuador- showing sedimentary environments, nature of basement rocks, major structures, and wells location.	138
4.3. Structural cross section of the Southern Colombia - Northern Ecuador fore-arc – trench system.	139
4.4. Gravity map showing anomalies associated with the Remolino – Rio Verde inner structural high, the inner Tumaco – Borbon forearc basin and the outer Manglares forearc.	140

4.5. Electrosequence and cutting data for selected intervals of the Chagüi-1 and Remolino Grande-1 wells	141
4.6. Electrosequence and cuttings data for selected intervals of the Majagua-1 well	142
4.7. Rythmograms of bed thickness versus bed number, and of the 12 identified bed facies versus bed number for the three studied wells.	143
4.8. Time-line correlations between the three stratigraphic columns on Remolino High	144
4.9. Chronostratigraphical chart constructed along the Remolino Rio Verde-Gorgona Island high.	145
4.10. Facies model of the Upper cretaceous to Paleocene upper and lower segments of the Western Colombia margin basement.	146
4.11. Facies model of Sedimentary Units 1, 2, 3 and 4 prevailing between the late Oligocene and late Middle Miocene in the region of the Remolino High.	146
4.12. Facies model of the Sedimentary Units 5, 6 and 7 deposited during the late Miocene in the region of the Remolino High.	147
4.13. Facies model of the sedimentary units accumulated during the Pliocene to Holocene in the region of the Remolino High.	147

Chapitre 5

5.1. Tectonic setting of the Tumaco – Borbon basin.	181
5.2. Geological sketch of the South western Colombia and Northern Ecuador region.	182
5.3. Gravimetry and boundaries of the Southern Colombia and Northern Ecuador forearc basins.	183
5.4. Regional cross section through the Manglares – Tumaco double forearc basin	184
5.5. Chronostratigraphical correlation sketch of the stratigraphic units present in the Northern Ecuador and Southwestern Colombia area	185
5.6. Interpreted seismic lines and wells location map used in the construction of isopack and facies distribution maps.	186
5.7. Depth vs Time plots of the Tumaco basin.	187
5.8. Depth-converted regional seismic line across the northern Tumaco basin.	188
5.9. Depth-converted regional seismic line across the southern Tumaco basin.	189
5.10. Correlation between stratigraphical columns and seismic sequences in the Tumaco basin.	190
5.11. Facies distribution and isopack map of the SS1 (> 50 Ma).	191
5.12. Facies distribution and isopack map of the SS2 (<50 – 35 Ma).	191
5.13. Facies distribution and isopack map of the SS3 (30 – 21 Ma).	191
5.14. Facies distribution and isopack map of the SS4 (21 – 15 Ma).	191
5.15. Facies distribution and isopack map of the SS5 (15 – 11,4 Ma).	192
5.16. Facies distribution and isopack map of the SS6 (11,4 – 10,2 my).	192
5.17. Facies distribution and isopack map of the SS7 (10,2 – 9,3 Ma).	192
5.18. Facies distribution and isopack map of the SS8 (9,3 – 7,3 Ma).	192
5.19. Facies distribution and isopack map of the SS9 (7,3 – 5 Ma).	193
5.20. Facies distribution and isopack map of the SS10 (5 – 0 Ma).	193
5.21. Sandstone (Sd) and shale (Sh) porosity vs depth curves in wells RG-1 and MJ-1 in the western margin of the Tumaco basin.	194
5.22. 2D Backstripping restorations at each seismic sequence boundary time of the northern and southern Tumaco basin.	195

5.23. Tectonic subsidence or uplift values (Y) during the Tumaco basin filling.	196
---	-----

Chapitre 6

6.1. Tectonic setting of the Manglares basin.	229
6.2. Geological sketch of the South western Colombia and Northern Ecuador region.	230
6.3. Structural cross section of the Southern Colombia - Northern Ecuador fore-arc – trench system.	231
6.4. Offshore interpreted seismic reflection data sets used during the seismic facies mapping.	232
6.5. Seismic facies identified in the Manglares basin.	
6.6. Uninterpreted and interpreted multichannel seismic reflection across the northern Manglares basin area.	233
6.7. Uninterpreted and interpreted multichannel seismic reflection across the southern Manglares basin area.	234
6.8. Uninterpreted and interpreted multichannel seismic reflection northern Manglares basin.	235
6.9. Uninterpreted and interpreted 3-fold coverage seismic reflection along the northern Manglares basin axis area.	236
6.10. Facies distribution and isopack map of the U1 unit (40 – 30 my).	237
6.11. Facies distribution map and isopack map of the U2 unit (30 – 21 my).	238
6.12. Facies map distribution and isopack map of the U3 unit (21 – 10,5 my).	239
6.13. Facies map distribution of the U4 unit (10,5 – ~7,5 my).	239
6.14. Selected segments of seismic reflection profiles on active structures along the Manglares basin during the accumulation of the seismic sequence U5.	240
6.15. Facies map distribution of the U5 unit (~7,5 – 5 my).	241
6.16. Facies map distribution of the U6 unit (~5 – 1,5 my).	241
6.17. Uninterpreted and interpreted selected portion of multichannel seismic reflection profile illustrating the polygonal fault system developed along the eastward flank of the Manglares basin.	242
6.18. Facies map distribution of the U7 unit (~1,5 – 0,1 my).	243
6.19. Facies map distribution of the U8 unit (~0,1 – 0 my).	243
6.20. Chronostratigraphical correlation between the Manglares basin seismic sequences and Tumaco sedimentary units by the identification of regional eustatic cycles.	244
6.21. Depth vs Time plot calculated from selected stacking velocity functions along the Manglares basin depocenters axis.	245
6.22. Northern and southern Manglares basin profiles reconstructed by backstripping.	246
6.23. Total tectonic subsidence or uplift (Y) evolution during the last 40 Ma, along northern and southern Manglares basin regions.	247

Chapitre 7

7.1.: Regional morphostructural units and basins in the northern South America.	275
7.2. Geological sketch of the South western Colombia and Northern Ecuador region.	276
7.3. Location map of the seismic reflection profiles, wells, biostratigraphical localities and geological maps used to build the facies distribution maps.	277
7.4. Chronostratigraphical chart along a Manglares and Tumaco basin section based	

on seismic facies interpretation tied with Remolino Grande – 1 well.	278
7.5 Stratigraphical correlation between lithological units defined in the Esmeraldas and Tumaco areas and seismic units defined in the Manglares.	279
7.6. S1 and S2 (>40 Ma) paleoenvironments distribution map.	280
7.7. S3 (40 – 30 Ma) paleoenvironments distribution map and active structures.	280
7.8. S4 (30 – 21,5 Ma) paleoenvironmental distribution map and active structures.	281
7.9. S5 (21,5 – 10,5) paleoenvironmental distribution map active structures.	281
7.10. S6 (10,5 – ~7,5 Ma) paleoenvironmental distribution map and active structures.	282
7.11. S7 (~7,5 – 5 Ma) paleoenvironmental distribution map and active structures.	282
7.12. S8 (5 – 0,1 Ma) paleoenvironmental distribution map and active structures.	283
7.13. S9 (0,1 – 0,01 Ma) paleoenvironmental distribution map and active structures.	283
7.14. Integrated northern Manglares and Tumaco basin 2D Airy backstripped profiles at nine interval times.	284
7.15. Regional cross sections from the Colombia – Ecuador trench through the Western and Central – Real cordilleras to the Subandean front.	285
7.16. Margin crust support and distribution of structures map in the southwestern Colombia and Northern Ecuador.	286
7.17. Restored cross section showing the SW Colombia margin evolution during the last ~40 Ma.	287
7.18. Restored cross section showing the SW Colombia margin evolution during the last ~40 Ma.	288
7.19. Simplified regional paleogeographic positions of the Farallon – Nazca and South American plates during the last 40 Ma.	289

Chapitre 8

8.1. Location and regional tectonic setting of the Tumaco-Borbon and Manglares basins on the northwestern margin of South America and hydrocarbon shows along the forearc zone.	305
8.2. Simplified geological map of the South western Colombia and Northern Ecuador region.	306
8.3. Gravity map and boundaries of the Southern Colombia and Northern Ecuador forearc basins.	307
8.4. Structural section across the Southern Colombia Northern Ecuador arc – trench system.	308
8.5 Stratigraphic units and petroleum system identified in the Tumaco basin.	309
8.6. Integrated northern Manglares and Tumaco basin backstripped profiles and TTI analysis results to eighth time intervals.	310
8.7. Schematic cross section and thermal structure of the S Colombia and N Ecuador Pacific type margin showing position of forearc zones, oil or gas possible migration paths and type of traps.	311
8.8. Uninterpreted and seismic stratigraphic interpretation of a segment of multichannel seismic reflection profile illustrating the seismic sequences identified in the Manglares basin.	312
8.9. Estimation of the Thermal Time Index along the subduction channel sediments.	313

Liste des tableaux

	Pag
Chapitre 2	
2.1. Profils sismiques à terre. Programme sismique P – 79	71
2.2. Profils sismiques à terre. Programme sismique Tumaco 90	71
2.3. Profils sismiques à terre. Programme sismique Tumaco 92	72
2.4. Profils sismiques marins. Programme sismique L – 1973	73
2.5. Profils sismiques marins. Programme sismique P – 1982	74
2.6. Profils sismiques marins. Programme sismique SISTEUR	75
2.7. Profils sismiques marins. Programme sismique AMADEUS	76
2.8. Profils sismiques marins. Programme sismique AMADEUS haut resolution	77
2.9. Diagraphies des forages analyses	78
Chapitre 3	
3.1 Nomenclatures stratigraphiques employées dans le SW de la Colombie et le N de l'Equateur	111
Chapitre 4	
4.1. Values of wireline-log responses of electrofacies identified in the Remolino Grande 1, Majagua 1 and Chagüi 1 wells.	149
4.2. Cutting descriptions corresponding to each of the 12 electrofacies identified in the Tumaco - Borbon basin wells.	150
4.3. Facies transition analysis from rhythmograms tendencies and well logs on the Remolino –Chagüi highs.	151
Chapitre 5	
5.1. Seismic facies units mapping codes.	197
5.2. Seismic facies units identified in the Manglares basin with the interpreted accumulation setting, their seismic facies unit code, seismic characteristics	198
5.3. Seismic sequences and seismic sequences boundaries identified in the Tumaco – Borbon.	199

Chapitre 6

6.1. Chronostratigraphical correlation chart between the Tumaco – Borbon basin units and the identified seismic sequences in the Manglares basin.	249
6.2. Seismic facies mapping codes.	250
6.3. Seismic facies units identified in the Manglares basin with the interpreted accumulation setting.	251
6.4. Chronostratigraphic relationship of the seismic facies mapped in the Manglares basin and their seismic characteristics.	252
6.5. Tectonic phases, basin stratigraphy, sediment flux and local tectonic activity in the study area over the last 40 Ma and their relation to changes in the subducting Farallon plate dynamics.	253

INTRODUCTION

La problématique

La planète terre est soumise à des déformations d'origine interne et externe, qui fluctuent à toutes les échelles de temps. Les déformations récentes et actuelles de la surface de la terre sont quantifiables avec une précision de l'ordre du millimètre ou du centimètre par an (mouvement relatif de blocs crustaux, changement du niveau de la mer), grâce au développement des réseaux de mesures par satellite. A l'inverse, les déformations anciennes marquant la surface de la terre sont plus difficiles à décrire et à quantifier, par le fait que l'érosion aplanit les reliefs. Ce problème de quantification de la déformation est évident dans les zones tectoniquement actives, comme les marges convergentes, ou la topographie produite par la formation des chaînes de montagne est affectée par une intense érosion qui efface les traces des reliefs passés. Une méthode d'investigation des déformations tectoniques anciennes, est l'étude détaillée des enregistrements sédimentaires dans les bassins associés aux chaînes de montagne. En effet, la datation et l'analyse des successions lithologiques et des milieux de dépôts sédimentaires permettent d'accéder à l'évolution géodynamique d'un bassin versant sur une tranche de temps déterminée.

Les zones tectoniquement actives (soit pour la convergence, la divergence ou le cisaillement de la croûte), sur lesquelles se sont développées des bassins sédimentaires sont favorables à l'étude de l'histoire des des déformations lithosphériques. Ce type d'études nécessite l'identification de : (1) l'effet de la déformation sur la stratigraphie des dépôts ; (2) du volume de sédiments transporté vers le bassin; (3) périodes de temps d'isolement des bassins pendant la déformation. L'effet de ces éléments sur la signification de l'enregistrement sédimentaire est amplifié par le manque de précision de la chronostratigraphie (faible

precision dans la datation des évènements). Il en résulte un manque de données fiables permettant de reconstruire l'histoire de la déformation lithosphérique, surtout sur des intervalles de temps géologique courts dans les marges actives notamment. Il existe de nombreux travaux sur le traçage des déformations lithosphériques à partir de l'étude de l'enregistrement sédimentaire (McCann and Saintot, 2000; Zoetemeijer et al., 1993; Spetch et al., 1991), mais dans leur grande majorité, ils sont orientés vers l'analyse des bassins sédimentaires développés en contexte de marges divergentes, décrochantes et convergentes d'avant pays. Les recherches menées en domaine marin profonds grâce aux projets de forages des fonds marins (ODP et IODP), ont produit une grande quantité d'informations sur les enregistrements sédimentaires récents des bassins sédimentaires développés en contexte de marges convergentes d'avant arc. Cependant, ces descriptions ont seulement permis de construire des calendriers de déformation détaillés pour les derniers 5 Ma environ (Paquet, 2007; Melnick and Echtler, 2006; Yu and Huang, 2006; Moore et al, 2005; Martin et al, 2004; Mountney and Westbrook, 1996). De tels travaux sur des intervalles de temps supérieurs à 10 Ma ne sont pas très fréquents (Moxon and Graham, 2002; Gulick and Meltzer, 2002; Clift et al. 1998). Ces problèmes nous ont motivé pour construire un calendrier des déformations d'un bassin d'avant arc pour un intervalle de temps géologique plus long, d'environ 40 Ma.

La marge convergente Nord Andine est le site du développement des cordillères et des arcs volcaniques nord andins, associés à la subduction de la plaque Farrallon-Nazca et à des bassins sédimentaires d'épaisseurs considérables. Cette région résulte de l'accrétion successive de plateaux océaniques et de leur déformation contre le bouclier continental Brésilien. Différents calendriers des accrétions existent (Jaillard et al., in press, Kerr et al., 2003, Cediel et al., 2003), mais il n'existe pas de calendrier précis des phases de déformation depuis 30 Ma. D'importants changements de la dynamique et de la cinématique des plaques (Lonsdale, 2005), associés à des phases d'exhumation de la Cordillère Occidentale - Real d'Equateur (Spikings et al., 2001) se sont produits sur cet intervalle de temps. Ces conditions de forte dynamique lithosphérique, nous permettent de tenter de construire un calendrier des déformations de la marge, pour le traçage des déformations lithosphériques, à partir de l'étude de l'enregistrement sédimentaire, afin de comprendre l'évolution structurale d'une marge convergente de type Andin et des structures qui la composent. Ce calendrier pourra aider à la détermination des zones d'aléas de risque pour la réactivation des failles et à l'exploration des ressources naturelles.

Les objectifs :

Cette thèse se propose donc :

- d'effectuer une étude de l'enregistrement stratigraphique des bassins d'avant arc d'âge Paleogene – Neogene (~40 Ma) du Sud Ouest de la Colombie et Nord du l'Equateur afin d'identifier des surfaces stratigraphiques isochrones;
- d'utiliser ces surfaces comme marqueurs de la déformation pour établir un calendrier de la déformation de la marge;
- de reconstituer l'histoire tectonique et sédimentaire des bassins d'avant arc depuis ~40 Ma, par rapport à la dynamique de la plaque Nazca et la cinématique de la convergence.

La méthode et le site retenu :

L'analyse des bassins sédimentaires, nécessite une approche multi-techniques incluant la lithostratigraphie, la bio stratigraphie, les analyses des faciès sédimentaires, acoustiques, électriques, la stratigraphie séquentielle, et la géochimie. Un indicateur du comportement évolutif d'un bassin sédimentaire, est la courbe d'épaisseur des sédiments en fonction de leur âge qui donne des informations fondamentales sur les taux de subsidence et d'apport des sédiments. L'obtention d'un modèle d'évolution tectonique et stratigraphique d'un bassin d'avant arc nécessite une connaissance approfondie de la stratigraphie régionale, obtenue par calage fiable entre les forages ou la géologie de terrain et les profils de sismique réflexion, les séquences de dépôt, leur géométrie 3D et leur évolution temporelle.

L'évolution spatio-temporelle du remplissage du bassin aidera à la construction d'un calendrier d'activité tectonique du système d'avant arc. Ce calendrier pourra être comparé aux changements climato-eustatiques, magmatiques et cinématiques régionaux. Cette étude servira de base à la discussion de l'évolution tectono-sédimentaire de la marge jusqu'à sa configuration actuelle.

Le site retenu pour cette étude est le domaine avant arc du Sud Ouest de la Colombie et du Nord de l'Equateur sur la marge active de la subduction Andes. Ce domaine d'avant arc présente en effet de nombreux avantages pour entreprendre ce travail. Sa localisation tout

d'abord, au sein d'un contexte tectonique très actif, responsable de la croissance de chaînes de montagne affectées pour une intense érosion. L'existence d'importants systèmes deltaïques – fluviaux, que naissent dans la région de haut relief et de volcanisme actif. Ces systèmes transportent de grandes quantités des sédiments vers la plateforme et la pente continentale parfois jusque vers la fosse de subduction. Ces sédiments sont le produit de l'érosion de l'arc orogénique et volcanique.

De plus, le domaine de l'arc volcanique et de l'orogène a été l'objet de nombreuses études qui apportent des données sur l'origine du socle du bassin avant-arc (Kerr et al 2003; Mamberti et al., 2003), les phases d'exhumation (Spikings et al., 2001) et les cycles du magmatisme (McCourt et al., 1984). La période d'investigation retenue pour cette étude couvre les derniers ~40 millions d'années, de la fin de l'Eocène à l'actuel. Cette période est particulièrement importante, parce que dans le contexte géodynamique des Andes du Nord, se produisent des phases de déformation liées à des changements cinématiques de la Plaque de Nazca (Lonsdale, 2005), la tectonique de la marge continentale nord Andine (Cedié et al, 2003; Cooper et al., 1995) et à la fermeture des communications entre l'océan Pacifique et l'Atlantique, qui a modifié la circulation océanique et le comportement climatique de la zone (Duque – Caro, 1990).

Organisation du manuscrit

Ce manuscrit s'articule en neuf chapitres principaux. Un premier chapitre est consacré à l'exposition de l'état des connaissances sur les processus de formation et de remplissage des bassins sédimentaires, en particulier des bassins d'avant arc. On précisera quelques définitions relatives aux processus tectoniques et mécaniques liés à la subduction et qui influent sur la construction des bassins : les effets de la géométrie et de la morphologie de la plaque plongeante, de la cinématique de la convergence, de la partition de la déformation et des sédiments qui entrent dans la subduction.

Un second chapitre est consacré aux données et aux méthodes mises en oeuvre dans cette étude. Il précise les caractéristiques d'acquisition et la localisation des différents jeux de données géophysiques, forages, données géologiques de terrain, images satellitaires utilisées dans le cadre de cette travail. La partie méthodologique aborde la préparation des données, leur traitement et leur intégration dans les différents logiciels utilisés.

Le troisième chapitre présente une synthèse cohérente et intégrée de la géologie et de la stratigraphie Mésozoïque à Cénozoïque du Sud Ouest de la Colombie et du Nord d'Equateur, dans le cadre de l'évolution régionale d'un système d'arc-fosse, à partir des données de la littérature.

Le quatrième chapitre rédigé en anglais sous la forme d'une publication, est consacré à la surrection du haut de Remolino – Rio Verde, haut structural interne dont l'histoire est fondamentale pour comprendre l'évolution d'un double bassin avant-arc. Ces résultats se basent sur l'analyse et l'interprétation de données géologiques et géophysiques (logging) de trois forages. Une corrélation chrono stratigraphique est proposée entre le bassin de Tumaco et le bassin du Borbón. Elle sera utilisée pour interpréter les événements tectoniques, climato-eustatiques et magmatiques à l'échelle du bloc Nord Andin.

Le cinquième chapitre montrera sous forme d'une publication rédigée en anglais, l'histoire du remplissage du bassin de Tumaco à terre depuis ~30 Ma. Ces résultats se basent sur l'analyse et l'interprétation de nombreux profils sismiques, et leur calage avec les unités chrono stratigraphiques exposées dans le chapitre quatre. Deux reconstructions 2D par la méthode Airy backstripping sont présentées pour le bassin du Tumaco. Elle sera utilisée pour reconnaître les périodes de subsidence ou de surrection majeures et interpréter les événements tectoniques qui les ont créés.

Un sixième chapitre, rédigé en anglais sous la forme d'une publication, sera consacré à l'étude du remplissage sédimentaire du bassin de Manglares (en mer), grâce à la caractérisation des unités sismiques, et à leur calage avec les unités chrono stratigraphiques et sismiques exposées dans les chapitres trois et quatre.

Un septième chapitre rédigé en anglais sera consacré à l'intégration des données terre-mer afin de proposer un modèle de l'évolution tectonique et stratigraphique d'un double bassin avant-arc sur la marge Nord-Andine en relation avec l'exhumation de la Cordillère Occidentale, l'activité volcanique de la Cordillère Centrale-Real et l'histoire cénozoïque de la subduction.

Des applications de cette étude à l'exploration des hydrocarbures seront montrées dans un huitième chapitre, qui présente les résultats de l'histoire de l'enfouissement des sédiments, les voies de migration éventuelles de fluides, et les réservoirs envisageables.

Un dernier chapitre conclut cette étude en synthétisant les résultats obtenues à partir de l'analyse de l'ensemble des données du bassin de Tumaco – Borbón sur le long terme (~40 Ma) selon l'architecture sédimentaire, l'évolution structurale et les variations des flux sédimentaires.

Chapitre 1 :

Origine et remplissage d'un bassin d'avant arc : définitions et étude bibliographique

L'évolution géologique des bassins sédimentaires est fortement couplée à celle des reliefs continentaux adjacents (Chaofeng et al., 2005; Willet and Brandon, 2002). L'évolution du relief dépend du taux d'érosion, qui sera d'autant plus important dans les zones en surrection active (Snyder et al., 2000). L'érosion produit de grandes quantités de sédiments détritiques, qui sont transportés vers l'aval et s'accumulent dans les bassins sédimentaires au gré des fluctuations tectoniques, climatiques et magmatiques régionales. En conséquence, les séquences sédimentaires déposées dans les bassins sont des marqueurs de l'histoire climato-tectono-magmato-sédimentaire des reliefs environnants et en particulier des chaînes de montagne. (Fig. 1.1).

Dans les marges actives de type Chili, qui nous intéressent dans le cadre de ce mémoire, les reliefs résultent de la surrection tectonique et de la construction magmatique de l'arc volcanique (Uyeda and Kanamory, 1979). Leur érosion progressive contribue au remplissage des bassins d'avant-arc (« fore-arc ») situés entre l'arc volcanique et la fosse de subduction, et des bassins d'avant-pays (sub-andin ou « fore-land ») situés sur le versant continental de la chaîne (Ruiz et al., 2004; Harris and Mix, 2002). La cinématique des plaques, l'inclinaison de la plaque plongeante, sa morphologie, ainsi que l'héritage structural de la marge et le degré d'activité volcanique influencent profondément l'évolution du système bassin sédimentaire – chaîne de subduction (Collot and Fisher, 1989; Ingersoll and Busby, 1995; Miall, 1999).

1.1. Agents contrôlant l'érosion en zones émergées

Dans les zones émergées, l'érosion résulte de l'altération mécanique et chimique des roches, par des agents comme l'eau, le vent et la glace (Montgomery, 2002). L'altération et l'érosion mécaniques dépendent de la forme du relief, de l'activité tectonique et du climat c'est à dire de la température, de la quantité et de la distribution des pluies et du taux de surrection. Par exemple l'altération mécanique est élevée dans les régions de basse température moyenne annuelle et fortes chutes de pluie (Chamley, 1989). Par contre, dans les régions de température et de chutes de pluie élevées, l'altération chimique est importante (Leopold et al., 1964; Chamley, 1989).

La végétation est aussi un facteur important qui contrôle la distribution et le taux d'érosion. L'augmentation de la couverture végétale permet la diminution de la charge de sédiments dans les fleuves et augmente l'altération chimique et la formation des sols, source primaire des argiles (Chamley, 1989). Par contre, une diminution de la couverture végétale permet une augmentation de la charge des sédiments dans les fleuves ainsi que l'érosion des matériaux produits par altération chimique au cours de la période pendant laquelle la couverture végétale était importante.

1.2. Les différents types de bassin sédimentaire

Un bassin sédimentaire est une dépression crustale d'origine tectonique, dans laquelle se sont accumulés des sédiments. Un bassin sédimentaire se trouve sur un continent ou sa bordure et sa sédimentation présente une certaine permanence à l'échelle des temps géologiques (Miall, 1999). Il existe plusieurs types de bassins qui résultent de la subsidence de la lithosphère. La subsidence peut être d'origine isostatique ou tectonique et être contrôlée par la charge sédimentaire.

La tectonique est le plus important facteur de contrôle de la sédimentation dans un bassin. Ses effets directs ou indirects affectent l'architecture des corps sédimentaires, la nature des sédiments, leurs taux d'apport, et les milieux de dépôt (Zoetemeijer et al., 1993; Dickinson, 1970; Ingersoll and Busby, 1995; Miall, 1999). En fait, le tectonique affecte même le climat, globalement grâce aux changements qu'elle produit sur la distribution des masses océaniques et continentales, et localement, grâce à la formation des chaînes des montagnes (Molnar and

England, 1990). Dans les régions de forte sédimentation, les sédiments ont un effet local sur la tectonique, soit par la charge lithosphérique qu'ils produisent, soit parce qu'ils sont entraînés dans les chenaux de subduction où ils influent sur le couplage entre les plaques plongeante et chevauchante (Lamb and Davis, 2003).

Selon le type de croûte sur laquelle le bassin repose, la position relative du bassin par rapport à la bordure de la plaque et le type d'interaction entre les plaques, on peut classer des bassins sédimentaires dans le contexte de la tectonique des plaques (Miall, 1999). Selon l'environnement tectonique, les bassins sédimentaires peuvent être classés dans cinq catégories différentes (Ingersoll, 1988; Ingersoll and Busby, 1995; Miall, 1999): a) bassins de marge divergente, b) bassins de marge convergente, c) bassins produits par failles décrochantes, d) bassins développés pendant la collision et la formation des sutures continentales, e) bassins intra plaque (Fig. 1.2). Nous présentons ci-dessous un résumé des caractéristiques les plus importantes de chaque catégorie de bassin à partir des définitions de Ingersoll and Busby (1995) et de Miall (1999).

1.2.1. Les bassins de marge divergente

Ces bassins sont contrôlés par l'extension de la lithosphère continentale, ou transitionnelle (entre lithosphère océanique et continentale) (Fig. 1.2.a). Les structures et la stratigraphie des bassins sédimentaires des marges divergentes sont variables selon leur état d'évolution. Dans un état initial de la marge, le bassin est contrôlé par des failles normales, avec une importante sédimentation continentale incluant des coulées volcaniques mafiques. Un état moyen d'évolution de la marge, montre des bassins remplis par une sédimentation moins continentale et plus marine (transitionnelle), calcaires et évaporites, avec un contrôle partiel par des failles normales. L'état final des bassins des marges divergentes, montre que l'activité des failles devient nulle et qu'il y a formation des plateformes siliciclastiques et carbonatées.

1.2.2. Les bassins de marges convergentes

Ces bassins sédimentaires sont liés à leur position par rapport à l'arc volcanique (Fig. 1.2.b) et au complexe de subduction. Ces bassins incluent : les bassins intra-arc et arrière-arc (produits par extension-transtension et développés sur une lithosphère océanique ou continentale), les bassins d'avant pays ou foreland (contrôlés par la charge de la croûte continentale) (Fig.

1.2.c), les bassins satellites ou piggy back, construits sur le prisme d'accrétion, et finalement les bassins d'avant-arc, sur lesquels portent cette thèse et que l'on détaillera ensuite.

1.2.3. Les bassins sédimentaires sur marges décrochantes

La convergence des plaques est souvent oblique à la fosse entraînant la formation de failles décrochantes ou transformantes. Une obliquité majeure produit des mouvements décrochants plus importants et permettra la formation de bassins sédimentaires ayant des caractéristiques particulières comme: la formation de coins de conglomérats contrôlés par des failles, de nombreux changements de faciès locaux contrôlés par l'action individuelle des failles, la formation de plis et de discordances locales synchrones du remplissage du bassin. Dans le cas de ces bassins, il existe souvent un décalage entre les régions d'apport et les centres de dépôt. A échelle plus locale, il y a des bassins sédimentaires développés dans des systèmes de failles se recoupant, bassins sur des structures en fleur, bassins en pull-apart par rapport à des failles en échelon et bassins produits par translation - rotation de blocs (Fig. 1.2.d).

1.2.4. Les bassins sédimentaires des zones de collision et de suture :

En contexte de collision continentale, les sédiments sont stockés dans deux types de bassins sédimentaires. Un premier type de bassin se situe à la périphérie de la chaîne de collision dans l'avant-pays (peripheral foreland basin). Ce bassin d'avant-pays ou flexural permet la préservation des sédiments déposés lors du rapprochement entre les blocs continentaux. Une fois la collision terminée, les bassins d'avant-pays sont érodés. Mais s'il y a préservation du bassin il s'agit d'un bassin rémanent. Enfin, il y existe aussi des bassins sédimentaires qui se développent dans la zone d'arrière arc (backarc foreland basin).

1.2.5. Les bassins sédimentaires d'intra plaque :

A l'intérieur des cratons, des bassins sédimentaires se développent sur des intervalles de temps très long, par des mécanismes divers comme la réactivation de structures anciennes, la subsidence par convection dans le manteau. Ces bassins sont connus comme bassins intracratoniques ou intraplaques. La stratigraphie dans ce type de bassin montre des sédiments accumulés dans des milieux de sédimentation peu profonds, qui enregistrent bien les variations eustatiques globales ou tectoniques régionales (Fig. 1.2.e).

1.3. Facteurs de contrôle de la sédimentation sur les marges continentales

La distribution des sédiments dans le bassin est contrôlée par l'interaction entre les variations du niveau marin, les apports sédimentaires, la tectonique et la subsidence (Miall, 1999). Dans les paragraphes suivants, on définira succinctement chacun de ces facteurs, et on montrera leur influence sur les modes de sédimentation.

1.3.1. Variations du niveau marin :

Un changement relatif du niveau marin est défini par l'élévation ou l'abaissement du niveau marin par rapport à la ligne de côte, qui peut elle-même s'enfoncer ou se soulever sous l'influence de la tectonique (Fig. 1.3). Une variation relative d'un niveau marin peut être d'extension globale, régionale ou locale. L'enregistrement stratigraphique développé entre deux événements de niveau marin relatif bas est défini comme un cycle eustatique (Vail et al., 1977). Un cycle eustatique comprend une période initiale de bas niveau marin, suivie par une période de remontée du niveau marin jusqu'à une immersion maximale et finalement une nouvelle période de diminution du niveau marin. La formation d'une ou plusieurs séquences de dépôt se produit généralement au cours d'un cycle eustatique. Ces séquences sont composées d'une succession de strates limitée à la base et au sommet par une discordance (Vail, 1987).

A échelle globale, une variation relative du niveau marin résulte soit d'un changement de la forme des océans par la variation du taux d'expansion de la croûte océanique, Miall (1999), soit d'une modification du volume d'eau en réponse aux changements climatiques globaux. En particulier, le glacio-eustatisme (Fairbanks, 1989) produit des régressions marines en période glaciaire et des transgressions lors du réchauffement climatique en période interglaciaire (Fairbridge, 1961).

1.3.2. L'apport de sédiments :

L'apport de sédiments dans une région est contrôlé par les relations entre une série de variables climatiques et géologiques. Pour déterminer le taux et le type d'apport de sédiments qui arrive dans un bassin sédimentaire ou dans différentes parties d'un bassin, il faut déterminer le type d'activité tectonique de la région qui va produire l'apport de sédiments, et

les processus géologiques qui conduisent à former une zone d'accumulation (Métivier and Gaudemer, 1997). Le taux d'apport de sédiments permet de distinguer la masse déposée des sédiments et sa composition texturale.

1.3.3. La subsidence

La subsidence est un enfoncement progressif régulier ou saccadé de la croûte terrestre pendant une assez longue période de temps. Cet enfoncement progressif de la croûte, est produit par la déformation de la lithosphère et de l'asthénosphère, en réponse à trois mécanismes principaux (Allen and Allen, 2005; Ingersoll and Busby, 1995): l'isostasie, l'effet de charge et la dynamique lithosphérique (Fig. 1.3).

Un événement isostatique peut se produire par différent processus. Un premier processus correspond à une phase d'amincissement de la croûte, par extension et érosion (McKenzie, 1978). Un deuxième processus correspond à une phase d'épaississement lithosphérique lié à son refroidissement. Le troisième processus est lié à une augmentation de la densité de la croûte, par changement des conditions de pression et température, où par sous-placage de masses denses à la base de la croûte.

La subsidence associée à la charge dépend localement de la compensation isostatique de la croûte et de la rigidité de la lithosphère (Beaumont, 1981). Cette charge peut se produire par la mise en place de grandes épaisseurs de sédiments (dans le cas des marges passives), par épaississement de l'arc magmatique, et par chevauchement d'une plaque sur une autre (cas des bassins d'avant arc et d'avant pays). La subsidence qui résulte de la dynamique de la lithosphère, est la conséquence de mouvements asthénosphériques (tectonique des plaques), de la délamination de la lithosphère dans une zone de subduction, de la convection de manteau ou de la formation de panaches (Ingersoll and Busby, 1995).

1.3.4. Création de zone d'accumulation (accommodation) et apport de sédiments

La distribution des dépôts sédimentaires sur le plateau continental résulte de l'interaction entre la quantité de sédiments (Q), la taille des grains transportés (M), les variations relatives du niveau marin (R , dans que $R \geq 0$) et l'énergie du milieu de sédimentation (D). La relation entre ces variables définit le rapport $\forall = RD/QM$ qui caractérise le régime transgressif,

régressif ou d'aggradation sédimentaire de la plateforme. Ce rapport permet de discriminer entre un régime dominé par la création d'espace de sédimentation et un régime dominé par les apports sédimentaires. Quand $\forall > 1$ (Fig. 1.3), le régime est dominé par l'accommodation et une plateforme transgressive se développe. Par contre, quand $\forall < 1$ (Fig. 1.3), le régime est dominé par l'apport de sédiments et une plateforme régressive se développe (Swift and Thorne, 1991; Porębski and Steel, 2006).

1.4. La zone de subduction

Le long des marges convergentes, une des plaques lithosphérique s'enfonce sous l'autre produisant ainsi une zone de subduction (Amstutz, 1951). En profondeur, une zone de subduction est définie par la localisation sur un plan des séismes, connue comme la zone de Wadati – Benioff (Wadati, 1928; 1935; Benioff, 1949). Globalement, les zones de subduction sont des systèmes de recyclage dans le manteau des roches de la lithosphère océanique, des sédiments et de l'eau. Les matériaux qui entrent en subduction dans le manteau, sont déshydratés et provoquent la fusion du manteau continental par une augmentation de pression de fluides (Schmidt and Poli, 1998; Pearce and Peate, 1995), contribuant ainsi, par ascension de magma, à la construction d'un arc magmatique (Fig. 1.4).

L'étude des zones de subduction s'est intensifiée depuis une trentaine d'années pour plusieurs raisons. Les risques sismiques et volcaniques liés aux zones de subduction menacent les nombreuses grandes villes et les infrastructures se trouvant sur les côtes des pays riverains des fosses de subduction (Stern, 2002). Les gisements métalliques et pétroliers associés respectivement à l'évolution magmatique des arcs volcaniques (cuivre, or, molybdène) et des bassins d'avant-pays et avant-arc sont des ressources importantes pour ces pays (Sillitoe, 1972). L'évolution récente des techniques d'exploration géophysiques et géochimiques, permet à la fois de produire des images acoustiques de grande qualité et d'identifier l'origine profonde des produits volcaniques (Pearce et al, 1984; van Der Hilst, 1995).

Le front d'une zone de subduction comprend une plaque plongeante, et une plaque supérieure qui se décompose en un système avant-arc ou complexe d'arc – fosse et un coin de manteau sous-jacent (Fig. 1.4). Le manteau lithosphérique, la croûte et les sédiments de la plaque plongeante exercent un contrôle fondamental dans l'évolution des zones de subduction.

La lithosphère océanique normale tend à plonger sous une marge continentale. Si la flottabilité de la plaque plongeante est élevée du fait de sa faible densité ou de sa grande épaisseur, comme dans le cas d'un plateau océanique, il y a accrétion de terrains océaniques à la marge continentale (Ben-Avraham et al., 1981). La subduction de la plaque plongeante sous une marge convergente est associée à une zonation en profondeur de la sismicité (Fig. 1.4). La zone de couplage entre les plaques produit des séismes à moins de 50 km de profondeur et leur magnitude dépend du couplage interplaque, de la vitesse de subduction, du coefficient de friction entre les plaques, etc. (Lallemand et al, 2005; Stern, 2002; Lallemand, 1999). A plus de 50 km profondeur, l'activité sismique est contrôlée par la structure thermique de la plaque plongeante. Sous la plaque plongeante, le coin de manteau est animé par une convection induite par la subduction (Fig. 1.4). Cette convection associée à la déshydratation de la plaque plongeante qui permet la production des magmas (Pearce et al, 1984; Schmidt and Poli, 1998).

1.5. Le système d'arc-fosse

L'évolution d'un système d'avant arc est contrôlée par l'épaisseur de la croûte de l'arc, le taux de sédimentation dans la fosse et sur la marge, le type de sédiments, la vitesse et la cinématique de la subduction et le type de contact entre les plaques (Lallemand et al, 2005; Stern, 2002, De Franco et al. 2006).

Les systèmes arc-fosse comprennent plusieurs éléments morphostructuraux (fosse océanique, complexe d'accrétion, haut structural, bassin d'avant arc et arc volcanique), qui évoluent dans le temps (Ingersoll and Busby, 1995; Miall, 1999). La fosse océanique se forme au front de la marge et résulte de la flexure de la plaque plongeante sous le poids de la marge (Fig. 1.5.a). Le front de la marge est parfois caractérisé par un complexe d'accrétion (Fig. 1.5.b). La marge est composée d'un socle continental ou océanique, recouvert par le bassin d'avant arc (Fig. 1.5.c), Ce bassin est souvent séparé du complexe d'accrétion par un haut structural (Fig. 1.5.b et c). Enfin, en position plus interne se trouve une cordillère très déformée qui comprend l'arc volcanique, et est composée de massifs cristallins, de roches sédimentaires anciennes ou selon les cas d'anciens terrains accrétés (Fig. 1.5.d).

Une classification des systèmes d'avant arc (Fig. 1.6) se réfère aux marges en accrétion et aux marges en érosion (Fig. 1.6.a et b). Les marges en accrétion se développent quand l'apport de

sédiments qui arrivent à la fosse est important. Ces sédiments sont incorporés au front de la marge par une accréation tectonique frontale, formant un prisme d'accréation. Les écailles sédimentaires qui constituent le prisme d'accréation sont déformées et séparées par des chevauchements de plus en plus jeunes vers la fosse (Underwood and Moore, 1995). Les marges en accréation sont souvent associées à de forts taux de sédimentation permettant la formation de bassins d'avant arc de grande épaisseur. Par contre, le long des marges en érosion, les taux de sédimentation sont souvent plus faibles (Fig. 1.6.c), et les bassins d'avant arc y sont mal développés et la marge présente alors des affleurements du socle (Miall, 1999 ; Stern, 2002).

1.5.1. La zone de fosse océanique et pied de pente continentale

Dans la fosse de subduction, les sédiments pélagiques à héli-pélagiques qui drapent la plaque plongeante sont progressivement recouverts par des sédiments détritiques plus épais au fur et à mesure que l'on se rapproche du front de déformation de la plaque supérieure. Les sédiments détritiques sont essentiellement déposés par courants de turbidité et autres processus de transport en masse. Les turbidites de fosse sont localement déformées et imbriquées dans le prisme d'accréation. Une partie des turbidites est parfois subduite avec les sédiments pélagiques (Karig, 1982).

L'existence de failles normales sur le bord externe de la fosse est commune et leur origine est associée à l'effet de flexure de la plaque plongeante en réponse à la charge de la plaque chevauchante (Karig, 1982). Ces failles sont soit héritées du grain structural océanique soit néoformées. Elles contribuent à la formation de grabens dans lesquels s'accumulent des sédiments détritiques.

1.5.2. Le complexe de subduction

Dans le complexe de subduction ou prisme d'accréation, il est possible de différencier trois styles structuraux (Dickinson and Seely, 1979). Le premier style structural est caractérisé par des séquences sédimentaires plissées de façon isoclinale, avec peu de fabrique structurale et une stratification très bien préservée. Le second style structural a donné naissance à des tectonites métamorphiques, schisteuses ou semi schisteuses, qui remplacent les textures originales (Fig. 1.5.b). Le troisième style structural est caractérisé par des mélanges

chaotiques, au sein d'une matrice cisailée (Fig. 1.5.b). Un complexe de subduction inclut des écaïlles de croûte océanique (ophiolites que l'on retrouve parfois dans les chaînes d'obduction et de collision) et des masses glissées (olistostromes). Des matériaux sous-compactés sont parfois impliqués dans la déformation du complexe de subduction, donnant naissance à des volcans de boue en surface (Fig. 1.5.b.). Les écaïlles accrétées en séquence au front de déformation sont progressivement empilées, écrasées et basculées vers le continent (Miall, 1999). Entre les chevauchements et les plis peuvent se développer des petits bassins sédimentaires qui se déforment progressivement en chevrons asymétriques, appelés bassins d'accrétion ou «piggy-back basins» (Dickinson and Seely, 1979).

1.5.3. Le haut structural :

Un haut structural proéminent se développe généralement entre le prisme d'accrétion récent et le bassin avant-arc (Dickinson and Seely, 1979). Le haut structural peut résulter de la surrection d'une partie ancienne du complexe de subduction ou du socle de la marge continental ou océanique, le long d'un chevauchement hors séquence (1.5.b et c). Dans un premier cas, le développement du bassin avant-arc est lié à la construction du complexe de subduction. Dans un second cas, le bassin avant-arc peut se construire sur un bassin rémanent associé à un fragment de croûte océanique accrété au continent.

1.5.4. Les Bassins d'avant arc:

Les bassins d'avant arc sont limités vers le continent par l'arc volcanique, et vers l'océan par le haut structural. Les bassins d'avant-arc se développent soit sur un socle cristallin continental ou océanique, soit sur un ancien prisme d'accrétion (Dickinson and Selly, 1979). Le flux de chaleur des bassins avant-arcs est généralement bas (Stern, 2002). Selon la nature du substratum, Dickinson and Seely (1976), proposent que trois types principaux de bassins se développent dans un système d'avant arc (Fig. 1.5.c).

Un premier type de bassin sédimentaire, appelé bassin intra-arc, se développe dans la région de l'arc volcanique. Ces bassins évoluent dans un contexte de blocs faillés crustaux ; ils sont remplis de sédiments principalement continentaux, ou marins dans le cas des arcs intra océaniques, produits par l'activité volcanique, et l'érosion de l'arc et de l'avant arc.

Le second type de bassin commun dans les systèmes d'avant arc, sont les bassins de complexe de subduction ou bassins d'accrétion ou piggy-back basins (Fig. 1.5.b). Ce type de bassin est contrôlé par l'évolution de structures de compression (failles inverses et chevauchements), et rempli par des sédiments provenant de l'érosion du prisme et de l'arc volcanique. Les sédiments déposés dans ces bassins sont généralement profonds, bien que lorsque le complexe de subduction est émergé, une sédimentation continentale puisse se produire. Dans ce type de bassin, les séries sédimentaires plongent souvent vers le continent et leur angle de plongement augmente avec la profondeur (Moore et al., 2005).

Enfin, les bassins les plus courants des systèmes d'avant arc, sont ceux qui se développent entre le haut structural et le pied des cordillères ou de l'arc volcanique. Ils sont de deux types (Fig. 1.5.c) : 1) un bassin ancien dit «bassin résiduel» car il représente les restes d'un bassin océanique transporté et accrété à la marge continentale, et 2) un bassin dit «construit» qui s'est développé soit sur le bassin résiduel, soit sur le prisme d'accrétion ou le socle continental de la marge (Dickinson and Seely, 1979). Le bassin résiduel montre une séquence basale constituée de sédiments de plaine abyssale. Le bord du bassin du côté de l'arc volcanique, est contrôlé par des failles inverses ou normales. La sédimentation, initialement marine et profonde, évolue au cours du temps vers une sédimentation de moins en moins profonde.

Une séquence sédimentaire idéale dans un bassin avant-arc de type résiduel est composée de bas en haut par des shales d'eaux profondes, des couches de cendres volcaniques, et de petites quantités de silts très fins. Un changement graduel se produit ensuite vers des séquences de turbidites grossières de pente, des sédiments de plateforme et finalement des dépôts deltaïques. La bordure continentale du bassin d'avant arc présente d'importantes variations latérales de faciès, passant de coulées de laves à des lahars, des tuffites, des brèches et des conglomérats qui proviennent de l'érosion de l'arc volcanique et de son substratum.

1.5.5. L'arc volcanique :

L'arc volcanique forme une ceinture allongée composée de roches volcaniques, métavolcaniques et plutoniques. Les roches plutoniques sont de type calco-alcalin ou de type orogénique (Pitcher, 1984). L'arc volcanique est caractérisé par un flux de chaleur élevé en comparaison avec le flux de chaleur des bassins d'avant arc (Stern, 2002). L'arc volcanique se

développe au dessus de la plaque plongeante, quand celle-ci arrive à une profondeur de 124+/- 38 km, profondeur à laquelle la température du coin asthénosphérique est suffisante pour produire par hydratation une fusion partielle du manteau (Schmidt and Poli, 1998). La croûte et la lithosphère de l'arc volcanique sont épaissies, grâce aux matériaux injectés par le magmatisme par l'accumulation sous et dans la croûte, de plutons et à profondeurs suffisantes par assimilation de croûte continentale ancienne.

Les arcs volcaniques peuvent développer des dépressions (bassins d'intra arc) en réponse à la charge de l'arc, au retrait du magma et à la formation de calderas et de systèmes de failles en extension. (Dickinson and Seely, 1979). La distance moyenne entre l'arc et la fosse est de 166 +/- 60 km (Gill, 1981). Une étude globale des arcs volcaniques (Dickinson, 1973), montre que la position de l'arc volcanique n'est pas fixe et qu'elle a tendance à rétrograder à un taux de 1 km/Ma par rapport à la zone d'avant arc. En conséquence la largeur de la région avant-arc augmente avec le temps. En réponse à l'épaississement de l'arc volcanique avec le temps, une surrection de l'arc par isostasie peut se produire. Dans ce cas, la proportion de sédiments qui arrivent dans le bassin d'avant arc augmente avec le temps, ainsi que la proportion des matériaux volcaniques et plutoniques.

1.6. Le contact inter-plaque

Le contact inter-plaque ou plan de subduction est un mega-chevauchement incliné vers l'arc qui sépare la plaque plongeante du système d'avant arc (Fig. 1.7). L'angle de plongement change progressivement avec la profondeur, il est faible dans les premiers 20 km (entre 2° et 10°) et augmente graduellement (entre 20° jusqu'à 50°) dans la zone de manteau inférieur (Lallemand et al., 2005). Le plan de subduction sous la zone du complexe de subduction est aussi appelé décollement en raison de la facilité avec laquelle le glissement s'effectue parallèlement aux strates (Lallemand, 1999). La géométrie du complexe de subduction et de la marge (le wedge taper) est fortement contrôlée par les processus mécaniques affectant le contact inter-plaque (Fig. 1.7). Cette géométrie peut être évaluée à partir de l'analyse des relations entre le pendage du décollement et celui de la surface du prisme (Bilotti and Shaw, 2005; Davis et al., 1983).

En théorie, la friction interne des matériaux du prisme d'accrétion, le coefficient de friction entre la plaque chevauchante et plongeante et les pressions de fluides contrôlent la

déformation du prisme et donc la topographie. Si la topographie de la marge est très pentée et que l'angle de plongement du décollement est élevé, la marge entre dans un état d'instabilité surcritique. En conséquence, le profil bathymétrique tend à se re-équilibrer sous l'effet des processus d'érosion. Par contre, si les angles de la surface topographique et du décollement sont faibles, la marge se trouve en équilibre sous critique. Elle aura tendance à augmenter sa pente par accrétion frontale de nouvelles écailles sédimentaires (Bilotti and Shaw, 2005; Davis et al, 1983). A des profondeurs proches de 15 km, le glissement inter-plaque se produit entre les roches du socle du bassin d'avant arc et la plaque plongeante. La majorité des fluides transportés avec les sédiments ont déjà été expulsés vers la surface (Fig. 1.7). A plus grandes profondeurs, le contact entre les plaques devient sismogène (Lallemand, 1999).

La croûte océanique de la plaque plongeante est morphologiquement très irrégulière. Elle présente des reliefs variés, comme des horsts et grabens, des volcans sous marins, des dorsales actives ou fossiles, des zones de fracture, des rides et des plateaux océaniques ou des arcs volcaniques qui constituent autant d'aspérités entrant dans la subduction (Dominguez et al., 1998). Ces aspérités influencent la nature physique du contact inter-plaque et donc le couplage mécanique entre les plaques. Ceci tend à favoriser la déformation compressive de la marge et la capture de sédiments dans les bassins avant-arc.

La subduction de horsts et grabens remplis de sédiments, influe sur le couplage interplaque et l'érosion de la marge. Les fluides piégés dans les sédiments et entraînés dans la subduction favorisent l'hydro fracturation et l'érosion tectonique à la base de la marge. Aussi, les failles normales de la plaque plongeante affaiblissent mécaniquement la plaque chevauchante (Lallemand et al., 1990). Dans le cas des reliefs sous marins, des volcans isolés ou formant des chaînes ou des rides, entrent en subduction (Fig. 1.6.c), et déforment le complexe de subduction, produisant des rentrants subcirculaires qui se remplissent de sédiments pour former des petits bassins d'avant arc (Collot and Fisher, 1989). La subduction de telles aspérités, induit aussi la surrection de blocs crustaux (Fisher et al., 1998) ainsi que l'érosion tectonique frontale de la plaque supérieure (Ranero and von Huene, 2000).

1.7. Les variations des épaisseurs des sédiments et la géométrie des discordances dans les bassins d'avant arc.

Le système de bassin d'avant arc est l'expression de l'interaction entre la plaque chevauchante et la plaque plongeante. Les variations d'épaisseur des sédiments, leur évolution stratigraphique et lithologique, et la géométrie des discordances permettent d'étudier l'évolution des bassins d'avant arc, et d'identifier quels facteurs affectent le système pendant son évolution.

1.7.1. Relations entre l'épaisseur des bassins d'avant arc et les paramètres de la subduction de la plaque plongeante et la surrection de l'arc volcanique

Les zones de subduction lentes tendent à produire de larges prismes d'accrétion, en présence d'une épaisse sédimentation dans la fosse. A l'inverse, les subductions rapides présentent des taux d'accrétion beaucoup plus faibles (Davis et al., 1983). L'angle de la plaque plongeante lorsque celle-ci atteint le manteau inférieur tend à diminuer lorsque la vitesse de convergence est faible (Lallemand et al., 2005). Ceci implique un éloignement de l'arc volcanique vers le continent et en conséquence un élargissement du bassin avant-arc. Les séquences sédimentaires des bassins d'avant arc sont caractérisées par une migration progressive des dépôts centres vers le continent (Allen, 1999). Le haut structural qui limite le bassin vers l'océan se soulève et, migre graduellement vers le continent en réponse à la croissance du prisme d'accrétion, (Mountney and Westbrook, 1997; Dickinson and Seely, 1979, Allen, 1999). Ainsi, les épaisseurs des séries sédimentaires des bassins avant-arc tendent à augmenter lorsque le taux de surrection du prisme augmente (Fig. 1.9).

1.7.2. Les discordances comme traceur de l'évolution des bassins d'avant arc.

A l'échelle régionale, dans le cas des systèmes d'avant arc se développant en régime compressif, les bassins sédimentaires associés indiquent une migration des faciès et des dépôts centres qui reflète le rapprochement entre l'arc volcanique et la plaque plongeante. Cette évolution est celle des bassins transportés tectoniquement. Dans ce contexte compressif (sauf peut être les bassins d'intra arc), il est difficile de savoir par l'étude des faciès stratigraphiques si l'accumulation des sédiments s'est produite avant, pendant ou après la déformation et comment la déformation affecte la stratigraphie (Zoetemeijer et al., 1993).

L'étude des surfaces isochrones (discordances et surface d'inondation maximum) est la méthode permettant de dater la déformation (Zoetemeijer et al., 1993; Specht et al., 1991). Dans les bassins sédimentaires transportés tectoniquement, comme c'est le cas des bassins développés en système d'avant arc, les surfaces comme les discordances angulaires ou les surfaces d'onlap, sont typiques du remplissage syntectonique de bassins. (Zoetemeijer et al., 1993). L'identification des séquences de dépôt (intervalle stratigraphique entre deux discordances) et la datation des surfaces isochrones (comme les surfaces d'inondation ou les limites des séquences par référence à l'échelle des cycles eustatiques, permettent d'examiner les relations entre tectonique et sédimentation. Les mouvements tectoniques dus à la compression dans le complexe de subduction, et les mouvements verticaux dans l'arc volcanique sont à l'origine de la sédimentation des séquences de dépôts dans le bassin (Specht et al., 1991).

1.8. L'effet de la partition du mouvement sur le système d'avant arc

Dans les zones de convergence oblique, la déformation peut être partitionnée en un mouvement de translation parallèle à la fosse et un mouvement de compression perpendiculaire à la fosse (Fig. 1.10.a). La partition des déplacements ne se produit généralement pas quand l'angle d'obliquité est petit ou proche de 20° (Ekström and Engdahl, 1989; McCaffrey, 1992). Ce processus est plus complexe si on prend en compte la modification de l'angle de convergence au cours du temps.

La convergence oblique peut ainsi entraîner la formation de lanières d'avant arc qui se déplacent le long de la marge (Lallemand, 1999). Dans la zone de subduction, qui peut inclure des matériaux partiellement consolidés et des fragments de croûte océanique, les modèles expérimentaux et les observations naturelles (Fig. 1.10.b), indiquent que la pente de stabilité du prisme d'accrétion, mesurée dans la direction de la convergence, est similaire à α_{coulomb} et reste constante, mais celle dans la direction perpendiculaire au front de déformation tend à augmenter (Martinez et al., 2002). On observe aussi la naissance de failles décrochantes à l'aplomb de la pointe de la butée rigide de la marge (Lallemand, 1999; Martinez et al., 2002).

Les marges convergentes ne sont pas linéaires, mais sont plutôt arquées, irrégulières et présentent des changements marqués de direction qui produisent des gradients de déformation de cisaillement horizontal (McCaffrey, 1992). Avec l'augmentation de l'obliquité, l'angle

entre la normale à l'arc et la direction de raccourcissement augmente, et la composante de déplacement parallèle à la fosse peut transmettre jusqu'à 55% de la déformation à la zone d'avant arc ou à la zone intra-arc le long de failles décrochantes (Ave Lallemand and Oldow, 2000). Un type de déformation importante dans les zones de courbure des plaques où l'obliquité de la convergence change, est la présence de failles normales et de mécanismes au foyer qui montrent une extension parallèle à l'arc (Russo et al., 1992). Ce type de déformation est très important dans les systèmes anciens (Fig. 1.10.a), car il permet, par exemple, l'exhumation de blocs de schistes bleus et d'éclogites produits à ~40 km de profondeur (Ave Lallemand and Guth, 1990).

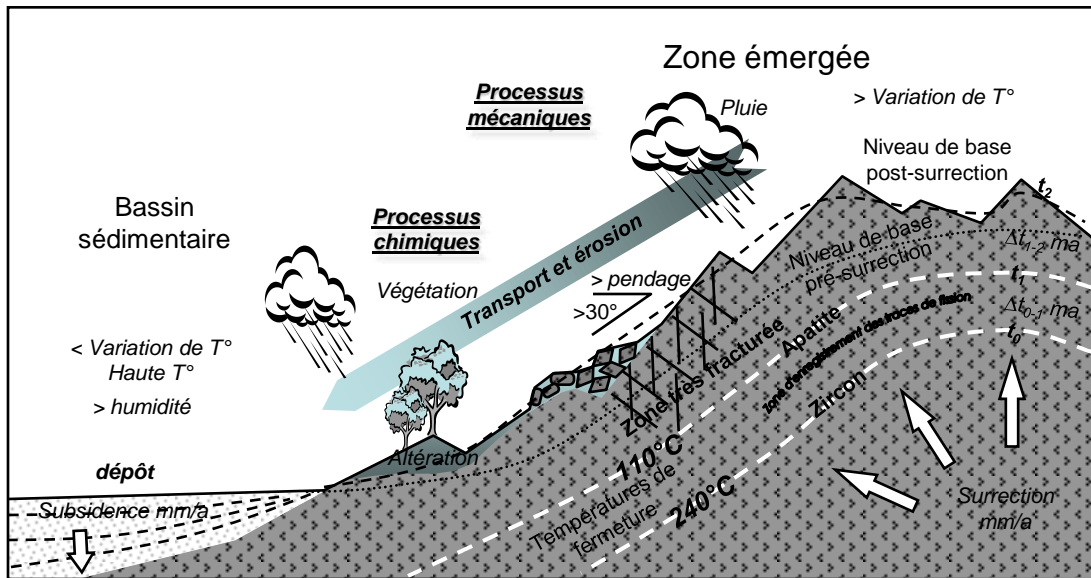


Fig. 1.1. Processus et facteurs contrôlant la dénudation des zones de surrection active (exhumation) et l'accumulation des matériaux dans les centres de dépôt (modifié d'après Chaofeng, 2005; Montgomery, 2002; Chamley, 1989)

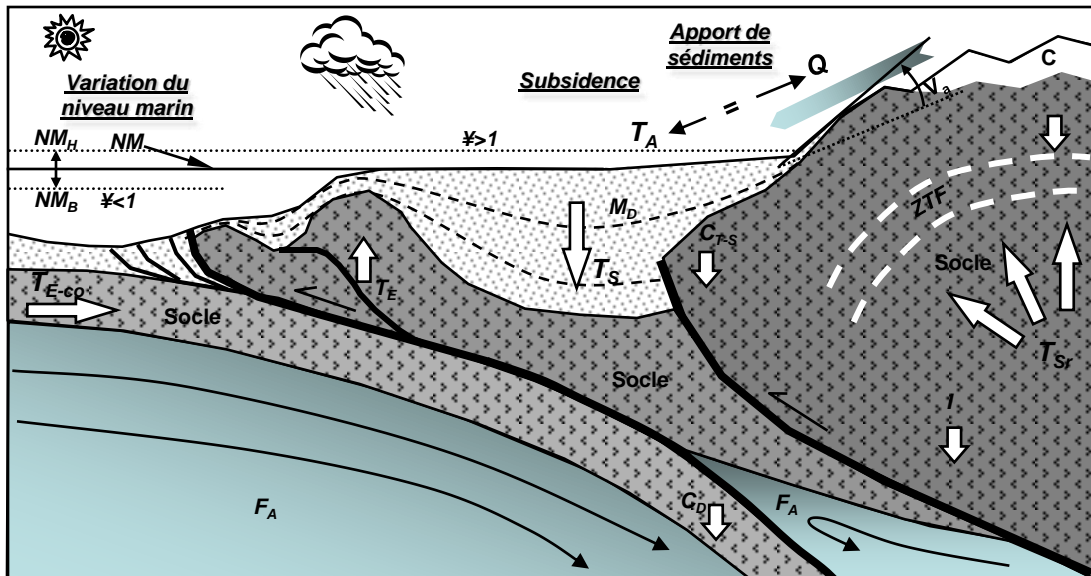


Fig. 1.2. Facteurs contrôlant la sédimentation dans un bassin d'avant arc (variations du niveau marin, subsidence et apport des sédiments). N_{MH} Niveau marin haut, N_{MB} Niveau marin bas, NM Niveau marin, C Calottes glaciaires, T_{E-co} Taux d'expansion de la croûte océanique, \neq Ratio de régime de la plateforme, Q Taux d'apport des sédiments, T_A Taux d'accumulation, M_D masse déposée, T_{Sr} taux de surrection, ZTF : Zone d'enregistrement des traces de fusion, V_a Variation de l'angle de la pente, T_S Taux de subsidence, C_D charge dynamique, I Isostasie, C_{T-S} Charge tectonique – sédimentaire, F_A Flux asthénosphérique (modifié d'après Porębski and Steel, 2006; Chaofeng, 2005; Babault et al., 2005; Stern, 2002; Métivier and Gaudemer, 1997; Vail, 1987; Dickinson and Seely, 1979)

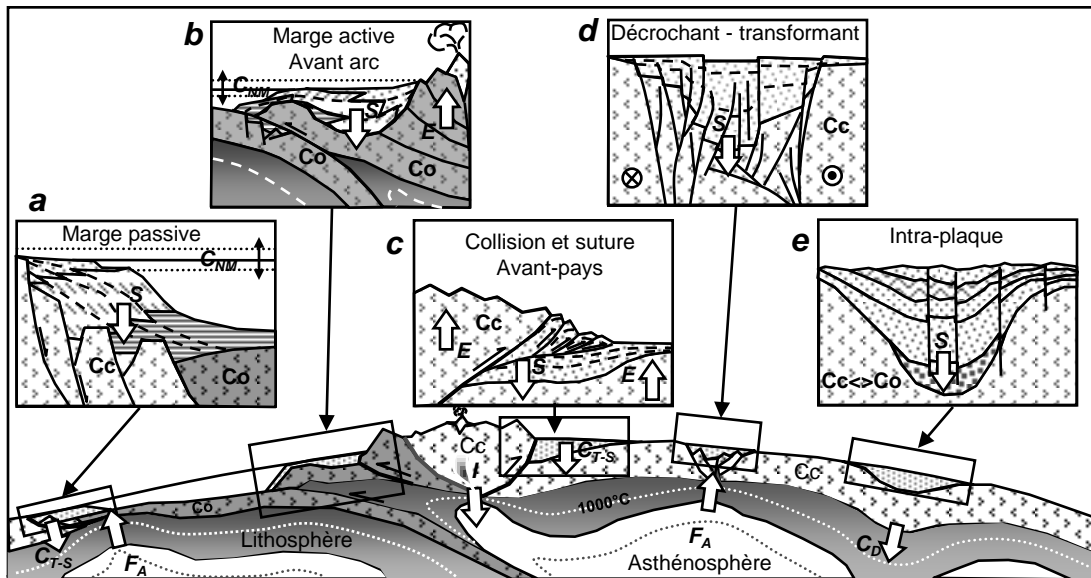


Fig. 1.3. Types de bassins selon le contexte tectonique et le type de croûte sur laquelle il repose, soit océanique (Co), soit continentale (Cc). Les flèches blanches indiquent la direction : de surrection (E), de subsidence (S), du flux asthénosphérique (F_A), de la charge tectonique ou sédimentaire (C_{T-S}) et charge par effets dynamiques (C_D). L'effet de la variation du niveau marin (C_{NM}) est plus évident dans les bassins de marge continentale passive ou active (modifié d'après Miall, 1999; Ingersoll and Busby, 1995; Vail, 1987; Dickinson, 1974).

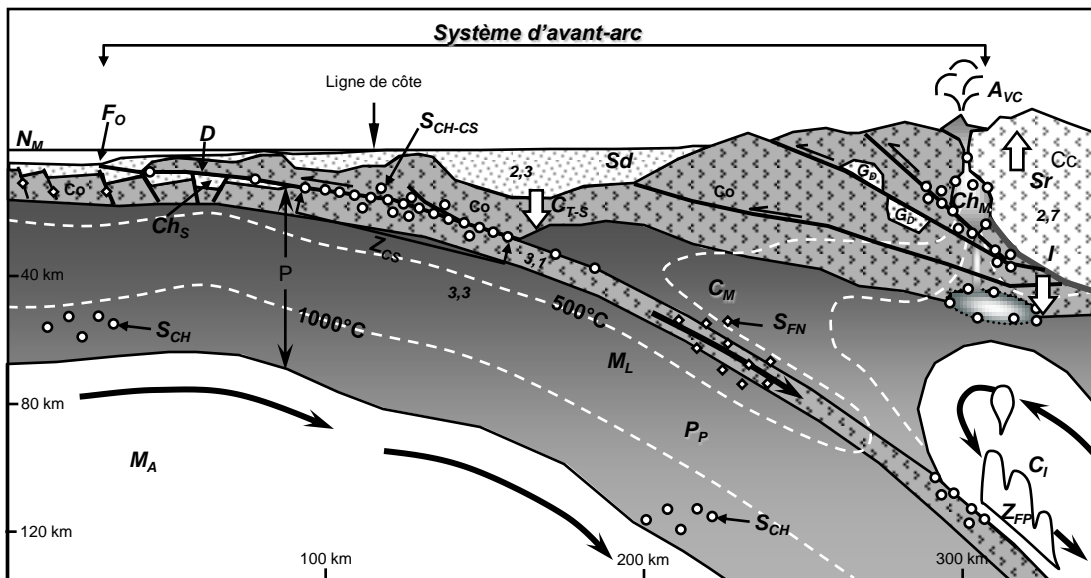


Fig. 1.4. Eléments composant une zone de subduction, propriétés des matériaux (composition, densité) et type d'activité sismique développé. P Plaque, M_L Manteau lithosphérique, M_A Manteau asthénosphérique, C_M Coin du manteau, C_i Convection induite, Z_{FP} Zone de fusion partielle, C_O Croûte océanique, P_P Plaque plongeante, C_C Croûte continentale, Sd Sédiments, A_{VC} Arc volcanique continental, G_D Granodiorites, Ch_M Chambre magmatique, F_O Fosse océanique, D Découlement, Ch_S Chenal du subduction, Z_{CS} Zone de couplage sismique, S_{CH} sismicité par chevauchement, S_{CH-CS} sismicité de la zone de couplage sismique, S_{FN} sismicité par failles normales, N_M Niveau marin, Sr Surrection, I Isostasie, C_{T-S} Charge tectonique ou sédimentaire (modifié d'après Stern, 2002; Lallemand, 1999)

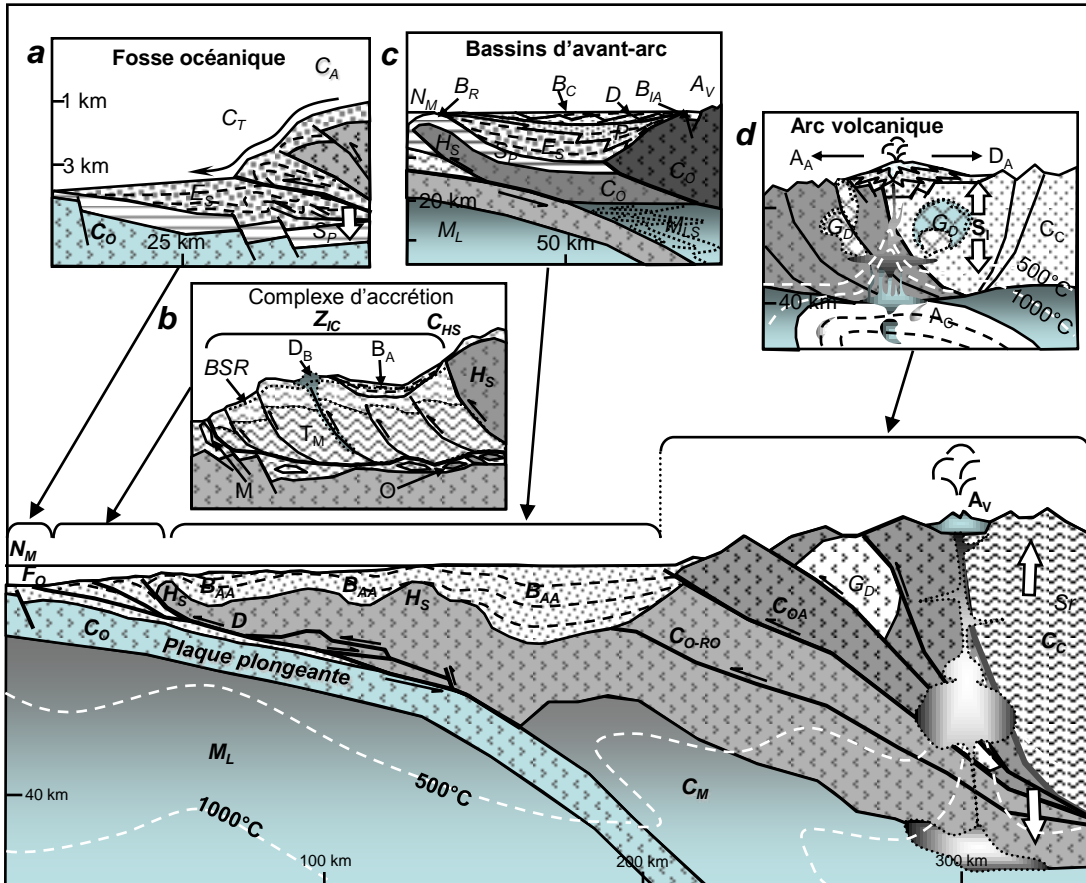


Fig. 1.5. Zones caractéristiques d'un système d'avant arc. La coupe synthétique du bas montre les relations entre les zones caractéristiques d'un système d'avant arc, ML Manteau lithosphérique, C_M Coin du manteau, C_O Croûte océanique, C_{O-RO} Croûte océanique rémanente océanique, C_{OA} Croûte océanique ancienne, C_C Croûte continentale, G_D Granodiorites, F_O Fosse océanique, H_S Haut structural, B_{AA} Bassin d'avant-arc, A_V Arc volcanique, Sr Surrection, N_M Niveau marin, C_A Complexe de subduction, S_p sédimentation pélagique, E_S Eventail sous-marin, P Plateforme, B_R Bassin rémanent, B_C Bassin construit, D Delta, B_I Bassin d'intra-arc, A_C Assimilation crustale, S₁ Surrection isostatique, C_{HS} Chevauchement hors de séquence, Z_{IC} Zone d'imbrication des chevauchements, B_A Bassin d'accrétion, M Mélange, O Olistostromes, T_M Tectonites métamorphiques, D_B Diapir de boue, BSR Bottom simulate reflector. (modifié d'après Moore et al. 2005; Marcaillou, 2003; Stern, 2002; Miall, 1999; Ingersoll and Busby, 1995; Dickinson and Selly, 1979)

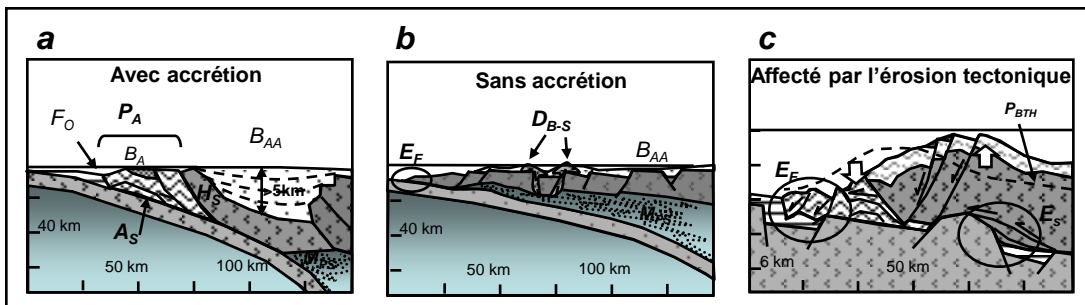


Fig. 1.6. Systèmes d'avant-arc en fonction du type de marge active. FO Fosse océanique, AS Accrétion sous-crustale, PA Prisme d'accrétion, HS Haut structural, MPS Manteau lithosphérique partiellement serpentinisé, BA Bassin d'accrétion, BAA Bassin d'avant-arc, EF Erosion frontale, DB-S Diapir de boue-serpentinites, ES Erosion sous-crustale, PBTH Paléo-bathymétrie (modifié d'après Stern, 2002; Ranero and von Huene, 2000; Lallemand, 1999; Maekawa et al., 1995)

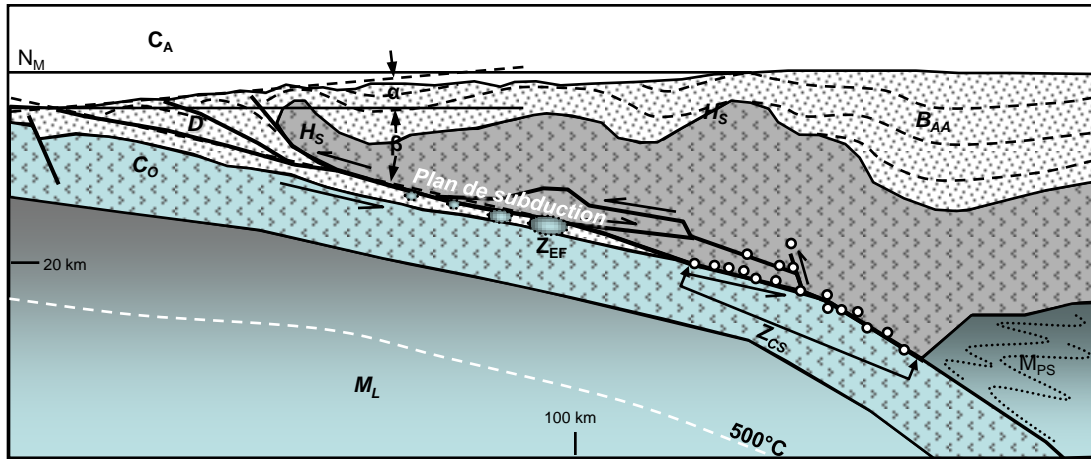


Fig. 1.7. Coupe synthétique du contact entre les plaques et notion de taper. M_L Manteau lithosphérique, C_O Croûte océanique, M_{PS} Manteau partiellement serpentinisé, Z_{EF} Zone d'expulsion des fluides, D Décollement, H_S Haut structural, B_{AA} Bassin d'avant-arc, Z_{CS} Zone de couplage sismique, C_A Complexe d'accrétion, α angle de la pente continentale, β angle du decollement. (d'après Lallemand et al, 2005; Stern, 2002, Lallemand, 1999; Davis et al, 1983)

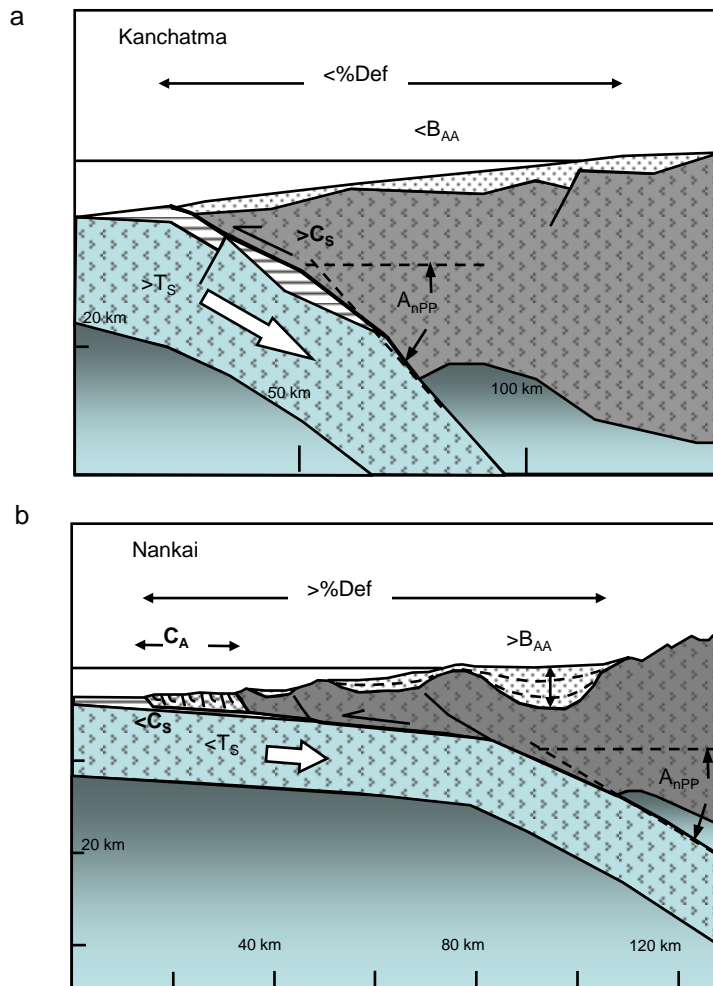


Fig. 1.8. Coupes synthétiques de marges actives avec faible et fort taux de subduction. a) marge active avec un forte taux de subduction, b) marge active avec un faible taux de subduction. T_S Taux de subduction, C_A Complexe d'accrétion, A_{SPP} Angle de subduction de la plaque plongeante, C_S Chenal de subduction, % Def Pourcentage de déformation, B_{AA} Bassin d'avant-arc.

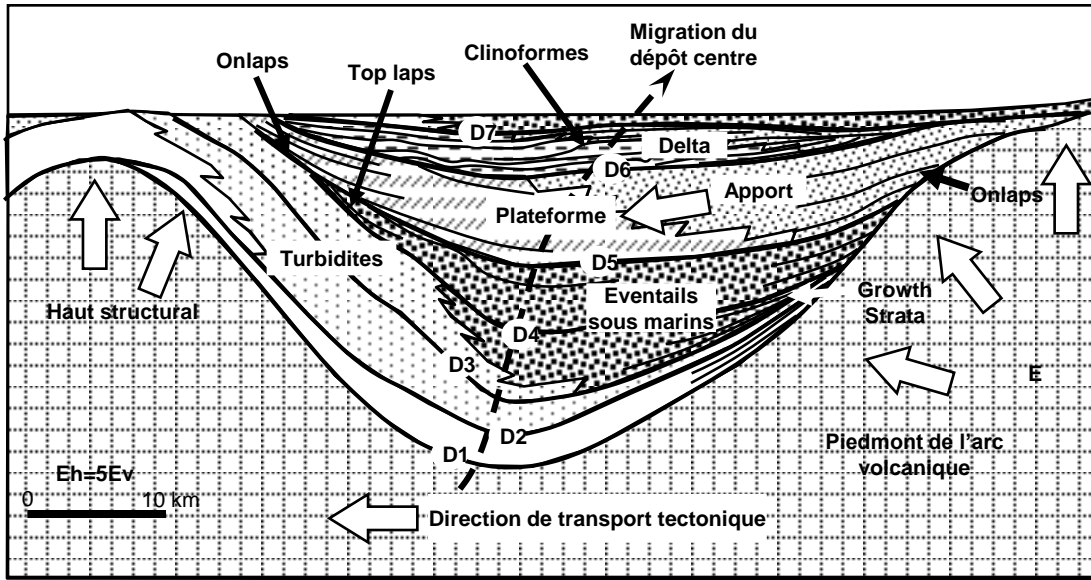


Fig. 1.9. Coupe synthétique d'un bassin d'avant-arc montrant différentes géométries de strates produites pendant le remplissage du bassin. Celles-ci dépendent de la surrection progressive d'un haut structural et de l'arc volcanique. Les surfaces D1 jusqu'à D7 correspondent à des surfaces qui peuvent se corrélater avec des événements de variations du niveau eustatique global de troisième ordre (<10 Ma). La séquence sédimentaire montre une tendance générale de grain croissance normale. (modifié d'après Mountney and Westbrook, 1996; Escovar et al. 1992; Specht et al., 1991; Dickinson and Selly, 1979)

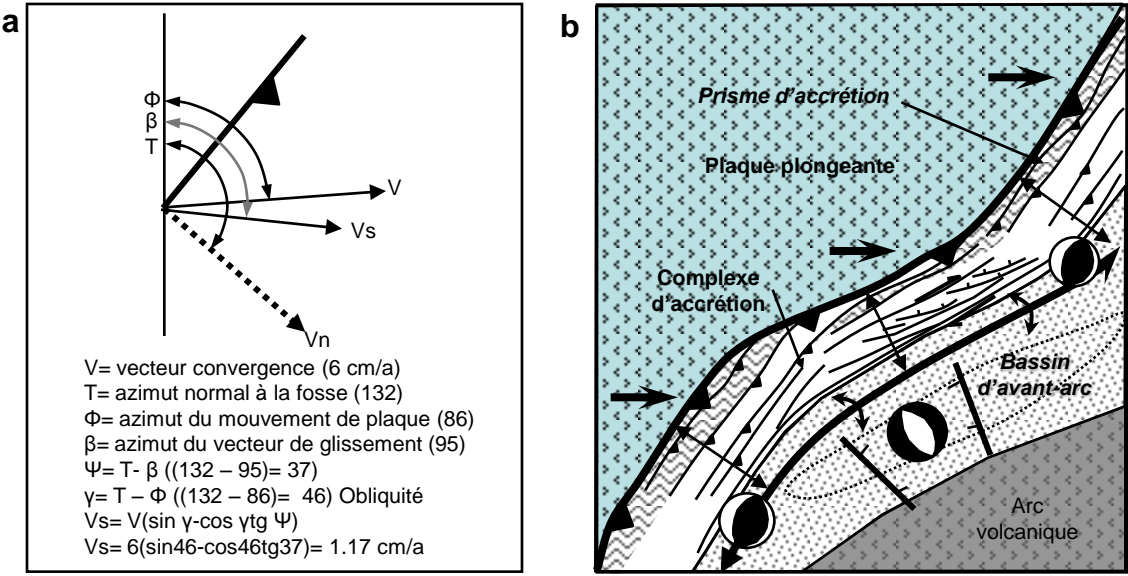


Fig. 1.10. Subduction oblique et partition du mouvement. a) Géométrie de différents vecteurs et frontières dans un contexte de convergence oblique (Lallemand, 1999) b) Modèle de subduction oblique dans une marge courbe (modifié d'après Martinez et al, 2002, Avé Lallemand and Oldow, 2000).

Chapitre 2

Données et méthodologie

L'étude de l'architecture des bassins sédimentaires ainsi que la construction de modèles d'évolution tectono-sédimentaires de ces bassins nécessitent l'analyse de nombreuses données satellitales, géologiques et géophysiques. Dans ce chapitre on fera une description détaillée des différentes données utilisées pour mener à bien l'étude de l'évolution des bassins avant-arcs du SO de la Colombie et du Nord de l'Equateur. Finalement, ce chapitre présente les méthodologies utilisées pour traiter, combiner et analyser l'ensemble de ces données.

2.1. Données

Les données compilées dans le cadre de l'étude de l'évolution tectonique et stratigraphique cénozoïque du système d'avant arc du Sud-ouest de la Colombie et du Nord Equateur, incluent cartes et images de la surface obtenues par satellites, missions de géologie et de géophysique marine et terrestre, et forages. Suit une description des différentes données utilisées dans ce travail et de leur intégration.

2.1.1. Données d'imagerie satellitaire, Modèles Numériques de Terrain à terre et en mer

Les données d'imagerie satellitaires compilées dans le cadre de notre étude correspondent principalement à une mosaïque d'images Landsat TM 7 (Figure 2.1), qui pour la région de l'étude, est référencée N-17-00-2000, selon la nomenclature NASA (<https://zulu.ssc.nasa.gov>). Cette mosaïque est une composition d'images en fausses couleurs R-G-B bandes 7-4-2, avec une résolution du pixel du 14.25 m. Les contrastes d'images ont été

améliorés par la méthode LOCAL (<https://zulu.ssc.nasa.gov>). L'image Landsat TM7 est disponible avec un format de compression MrSIDTM. Les images sont de bonne qualité, malgré la forte présence de nuages qui couvrent le piedmont de la Cordillère Occidentale. Afin de remédier à l'inconvénient des nuages, nous avons compilé une mosaïque d'images ortho corrigées du Radar-SAR-1 (INTERA, 1992), avec une résolution de 90 m (Figure 2.1).

Nous avons aussi compilé deux modèles d'élévation digitale DEM's obtenus par la NASA, l'un avec une résolution de 90 m qui couvre toute la zone d'étude, et l'autre avec une résolution de 30 m qui couvre le Sud Ouest de la Colombie. Ces modèles numériques de terrain permettent de faire des interprétations géomorphologiques de la distribution des unités lithologiques, à l'échelle de 1:000.000.

Le modèle numérique de terrain de la bathymétrie de la région située au large de Tumaco et Esmeraldas (Fig. 2.2), a été obtenu à partir des données de bathymétrie multifaisceaux récoltées par le Navire Océanographique L'Atalante au cours des campagnes AMADEUS (2005) et ESMERALDAS (2005). Ces données ont été filtrées et grillées par Genavir à l'aide du logiciel CARAIBES d'IFREMER. Toutes les données compilées ont été projetées dans le système cartographique UTM, avec une origine commune, grâce aux outils de projection du logiciel ERDAS Imagine 8.3.1.

L'origine sélectionnée correspond, dans ce cas, à l'Observatoire Astronomique de Bogotá, de coordonnées géographiques 74°04'51.30 W, 4°35'56.57 N, et de coordonnées cartésiennes 1'000.000 m false E, 1'000.000 false N. Finalement, toutes les données compilées ont été incorporées dans le logiciel ArcView 3.2, afin de permettre diverses analyses et opérations propres à un Système d'Information Géographique (GIS), et aider à l'intégration des données géologiques de surface du Sud Ouest de la Colombie et du Nord de l'Equateur.

2.1.2. Données géologiques

Les données géologiques compilées dans cette étude incluent principalement:

- Cartographie géologique aux échelles comprises (Figure 2.3) entre 1:1'500.000 et 1:100.000 (INGEOMINAS, 1982; Arango y Ponce, 1982; CODIGEM – BGS, 1993; DGGM – NERC, 1982; Gonzalez et al., 2002; IGAC - INGEOMINAS, 2006).

- Données biostratigraphiques, paléoclimatologiques.
- Interprétations sur les paléo milieux de sédimentation (Stainforth, 1948; Cushman and Stainforth, 1951; Stainforth, 1965; Duque – Caro, 1990; Flower, 1999; Tsushi, 2002; Ordoñez et al, 2006).
- Compositions géochimiques (Luzieux et al., 2006; Kerr, 2005; Kerr et al., 2002; McCourt et al., 1997; Kerr et al., 1997; Aspden and Litterland, 1992).
- Datations géochronologiques (Aspden et al., 1987; Alvarez y Linares, 1979; Estrada, 1995; McCourt et al., 1984).

2.1.3. Données géophysiques et de forages

Les données géophysiques et de forages compilées incluent:

- Les profils de sismique réflexion multitrace, obtenus par différents projets d’exploration à terre et en mer (Figures 2.4 et 2.5), dans le Sud Ouest de la Colombie au cours des dernières 35 années (~ 2600 km de profils sismiques administrés par l’Agence Nationale des Hydrocarbures de Colombie)
- Les profils de sismique réflexion multitrace (Figure 2.6), obtenus en 2000 le long de la marge d’Equateur et de Colombie lors de la campagne SISTEUR (~1000 km).
- Les profils de sismique réflexion 6 traces (Figures 2.7 et 2.8), obtenues en 2005 dans le cadre de la campagne AMADEUS (~ 7000 km).
- Les cartes gravimétriques d’anomalie à l’air libre en mer et d’anomalie simple de Bouguer à terre (Figure 2.9), construites à partir de diverses missions et projets (Collot et al, 2005; INGEOMINAS, 2002; Fairhead et al., 1991; Feininger, 1975).
- Les diagraphies de trois forages effectués à terre dans le bassin de Tumaco par des entreprises d’exploration pétrolières au cours des 50 dernières années (Figure 2.10). (Environ 11000 m cumulés ont été forés sur les trois forages, dans lesquels des diagraphies de gamma ray, résistivité, densité, porosité, sismique verticale, pendagemétrie et description des cuttings ont été effectuées).
- Les analyses de géochimie organique réalisées par les entreprises d’exploration pétrolières dans le forage Remolino Grande 1, ainsi que les épaisseurs des unités lithologiques forées dans le bassin de Tumaco.

Les Tables 2.1 jusque à la table 2.9 présentent une description plus détaillée des différents types des données compilées et les figures 2.4 jusque à 2.10 leur localisation dans la zone d'étude.

2.2. La méthodologie

2.2.1. La préparation des données

- *La préparation des données satellitaire, Modèles numériques de Terrain, et des données géologiques*

L'incorporation des données dans ArcView 3.2 est réalisée avec une structure d'arrangement en couches thématiques principales (Figure 2.11) de type unités géologiques, failles géologiques, descriptions de terrain, rivières, limites internationales, villes. Le rangement ordonné de chaque élément dans un Système d'Information Géographique suivant deux composantes, une spatiale (objet) et une autre alphanumérique (des attributs) présente les avantages suivants :- les objets peuvent être représentés par des points (ou pixels dans le cas des images), des lignes ou des surfaces avec une expression spatiale (coordonnées X et Y), qui permettent de faire des opérations et changements de forme dans le domaine spatial; -les attributs des objets permettent de faire des analyses alphanumériques, comme par exemple appeler et grouper des unités lithostratigraphiques selon leur âge.

Après avoir défini une origine de coordonnées commune à toutes nos données (Observatoire Astronomique de Bogotá), les premières données stockées et projetées dans le SIG, ont été les images raster (Landsat TM 7, RADAR, DEM's), afin de produire une couverture complète des données de référence qui permet la numérisation des objets topographiques (chemins, villes, rivières) et géologiques (unités géologiques, failles, prélèvements géologiques). Cette couverture raster permet de travailler jusqu'à une échelle de 1:100.000. Ensuite, on a scanné les cartes géologiques analogiques et récupéré en format JPEG des images des cartes géologiques qui se trouvaient dans divers formats (PDF, WMF, etc). Toutes les images non initialement géoréférencées ont subi des corrections géométriques spatiales avant leur intégration dans le SIG grâce aux outils de correction géométrique des images du Logiciel ERDAS imagine v. 8.3.1. Chaque image a été vérifiée en utilisant une moyenne de 30 points de contrôle obtenus lors de la construction des grilles des coordonnées, ou par la capture de

points à partir des images raster déjà corrigées géométriquement. Finalement, une fois que toutes les images raster ont été intégrées dans la même projection cartographique, on a procédé à la capture des objets géologiques à des échelles comprises entre 1:100.000 et 1:500.000, selon l'échelle de la source originale des données.

Une fois les objets numérisés, on a construit et rempli leurs tables d'attributs alphanumériques (Figure 2.11). Pour les unités géologiques, capturées comme des surfaces, les attributs sont: Nom de l'unité géologique, code (label), âge, description lithologique, code clef d'âge – milieux de sédimentation. Pour les failles, capturées comme des lignes, les attributs sont: Nom de la faille et type de faille. Une grande quantité d'objets a aussi été capturée sous forme de points (92 points). Ils correspondent à des descriptions lithologiques et paléontologiques, avec des attributs tels que: Nom de l'unité géologique, description lithologique, faune fossile, milieux de sédimentation, type de limite stratigraphique identifiée, âge, source des données, épaisseurs. Cette dernière couche de données a été construite pour deux raisons: premièrement, pour contrôler les âges des unités géologiques sédimentaires qui montrent une grande variation de nomenclature et de lithologie sur les différentes cartes géologiques; deuxièmement, pour construire une échelle chrono stratigraphique dans la zone de bassins d'avant arc.

- *La préparation des données géophysiques et des forages*

Les données de sismique réflexion multitrace utilisées dans ce travail ont été compilées et intégrées dans le logiciel KINGDOM Suite 8.1, ainsi que les diagraphies des trois forages d'exploration du bassin de Tumaco (Fig. 2.10).

Les profils de sismique réflexion ont été traités par Jean-Frédéric Lebrun (rapport AMADEUS, 2005), Boris Marcaillou (SISTEUR, 2000), Western Geco (PACIFICO-82), Geophysical Service Incorporate (PACIFICO-73), Western Geophysical (Nariño-Tumaco 1992 et 1990) and Geosource Exploration (PACIFICO-79). Après la compilation des données, on a converti les données au format SEGY standard afin de les intégrer dans KINGDOM Suite 8.1.

La séquence de préparation des données sismique pour le logiciel est indiquée ci-dessous:

Définition de la projection cartographique: L'origine des données sismiques a été fixée, comme pour les autres données, à Bogotá, afin d'être cohérente avec les données intégrées à ArcGis 3.2.

Importation des fichiers de navigation: Les coordonnées contenues dans les fichiers de navigation originaux ont été projetées avec l'origine à Bogotá sur le logiciel ERDAS et importées sur KINGDOM Suite pour produire une carte de navigation.

Importation des fichiers SEG Y: A partir des fichiers de navigation importés dans KINGDOM Suite, on a appelé les fichiers SEG Y correspondant à chaque profil.

Analyses des «misties» ou problèmes de coordonnées et d'amplitudes du signal sismique au croisement de deux profils: Une fois tous les profils intégrés dans KINGDOM Suite, il est nécessaire d'analyser les décalages en temps aux croisements des profils (misties), pour corriger les différences entre profils. Ces différences sont liées à l'orientation des profils par rapport à la plateforme continentale (dans le cas de la sismique en mer) et aussi à des effets produits par les diverses géométries d'acquisition (Tearpock and Bischke, 2006). Seulement deux profils sismiques ont nécessité une correction de position (problèmes de coordonnées dans les fichiers de navigation). Cette correction a été effectuée par comparaison des éléments bathymétriques similaires sur chacun des profils et la carte bathymétrique détaillée obtenue lors de la campagne AMADEUS. A terre, deux profils ont été traités pour résoudre des problèmes d'amplitudes des ondes (spiking). Étant donnée la quantité de données sismiques obtenues dans la région, les profils sismiques ont été rangés dans des dossiers à l'intérieur du projet, de façon à faciliter leur recherche et leur observation sur la carte de navigation.

La préparation des données de diagraphies de forages (Chagüi N° 1, Remolino Grande N° 1 et Majagua N° 1) pour leur intégration dans ArcGIS est différente de celle des données sismiques. Les diagraphies sont disponibles uniquement en format raster TIFF. Il a donc été nécessaire de numériser les courbes de gamma ray, résistivité, sonique, densité, porosité et potentielle spontanée, ainsi que les descriptions des «cuttings» (fragments de roches ou de sédiments récupérés avec la boue de circulation pendant le forage). Cette numérisation des diagraphies a été faite dans le logiciel KINGDOM Suite. L'intégration de ces données dans KINGDOM Suite nous a permis de réaliser diverses analyses telles que: la reconstruction des

lithologies à partir des comparaisons avec la description des cuttings, l'analyse des histogrammes de fréquence, diagrammes de comparaisons entre deux diagraphies différées, la reconstruction interactive de la lithologie, construction des courbes temps – profondeur, construction des traces sismiques synthétiques, corrélation directe entre l'enregistrement des forages et les profils sismiques, corrélation des faciès et unités litho stratigraphiques entre forages (Rider, 2006; Serra, 1985; Seismic Micro-Technology, 2007).

La méthode appliquée pour la numérisation des diagraphies différées sur KINGDOM Suite, est indiquée ci-dessous:

- ✓ Ouverture des images en format JPEG.
- ✓ Calibration: définition de la largeur de l'image des diagraphies (tracks), longueur, échelle, unités et type d'échelle (Log ou décimale) de la diagraphie à numériser.
- ✓ Numérisation à l'écran des diagraphies sélectionnées.
- ✓ Edition et affichage des diagraphies

Dans le cas de la description des cuttings, la méthode est similaire. On a d'abord construit une table Excel, avec des colonnes contenant la profondeur du sommet et de la base de chaque couche, la lithologie de la couche, et son symbole. On a ensuite intégré cette table dans le logiciel KINGDOM Suite, grâce à l'option Composite Log > Attribute Management, afin de construire la colonne stratigraphique à partir des descriptions des cuttings.

Les cartes gravimétriques ont été mises en format JPG. Elles ont subi une correction géométrique et une projection avec pour origine «Bogotá», comme pour les autres données. Les images corrigées ont été ouvertes sur Arc Gis 3.2 pour numériser les courbes de valeurs des anomalies. A partir des courbes des valeurs gravimétriques, on a construit une grille de résolution 90 m et produit une seule carte gravimétrique terre-mer (Figure 2.9). Cette carte a été utilisée pour analyser la distribution et les orientations des axes de valeurs maxima et des valeurs minima ainsi que leur corrélation avec les centres de dépôt, l'orientation et l'extension des hauts structuraux et l'expression des structures régionales comme les rifts, les failles et les zones de diapirs de shale.

2.2.2. La construction des cartes géologiques, échelles chrono stratigraphiques et l'identification des surfaces de temps (isochrones)

Comme déjà mentionné dans le chapitre I, plusieurs nomenclatures stratigraphiques existent dans la littérature pour décrire la géologie de notre région d'étude. Cette multiplicité empêche l'établissement d'une corrélation directe entre les unités représentées de façon différente sur les cartes géologiques de la région. Pour produire une carte géologique unifiée et homogène de Sud Ouest de la Colombie et du Nord d'Equateur, on a imposé un attribut alphanumérique clef pour chaque unité géologique numérisée à partir des cartes géologiques. On appellera cet attribut : Unité roche - temps. Cette attribut est composé des caractéristiques lithologiques, milieux de sédimentation et âge de l'unité lithologique et permet d'établir des corrélations à échelles régionales selon les recommandations du la « International Subcommission on Stratigraphic Classification » (1999). Une fois la colonne clef « d'Unité roche – temps » remplie, on a construit une carte géologique au 1:2'000.000 en utilisant les outils d'analyse spatiale d'ArcView (merge, dissolve et union principalement),

De même, nous avons construit une échelle de corrélation chrono stratigraphique (diagramme de Wheeler), pour les unités se trouvant dans la zone des bassins sédimentaires d'avant arc, à partir des descriptions bio stratigraphiques et lithologiques compilées dans la zone d'étude (92 points). Cette échelle a été construite sur le logiciel ArcGis, afin de maintenir une liaison avec la couverture de points de contrôle compilés lors de la construction de la carte géologique. Pour maintenir cette liaison avec la couverture des points de contrôle, on a construit deux «colonnes clef» dans les tables des attributs alphanumériques: l'une correspond à la position en mètres du point de contrôle par rapport à la trace du diagramme de Wheeler sur la zone d'étude; l'autre correspond à l'âge de l'unité.

Cette construction permet de modifier de façon synchrone, le réseau de points de contrôle sur la carte géologique et dans le diagramme de Wheeler. Une fois les points projetés sur le plan « temps vs longitude », on a numérisé des surfaces qui regroupent des points de contrôle similaires en âge, lithologie et milieux de sédimentation. On a aussi identifié les intervalles pour lesquels il n'y a pas d'enregistrement stratigraphique (hiatus).

Finalement, on a numérisé et projeté sur l'axe des temps géologiques du diagramme de Wheeler, divers types de données comme: la courbe des changements eustatiques globaux

(Haq et al., 1988); la courbe de variation de taux de convergence entre les plaques Farallon et Amérique du Sud (Pardo – Casas and Molnar, 1987); les phases de surrection des Cordillères Real et Occidentale (Spikings et al., 2001); les changements paléoclimatologiques (Duque – Caro, 1990; Flower, 1999; Tsushi, 2002; Harris and Mix, 2002); les pulses de magmatisme et de volcanisme (Aspden et al., 1987; Cepeda, 1986; Gonzalez et al., 2002; IGAC – INGEOMINAS, 2006). Cette corrélation chrono stratigraphique des événements climato – eustatiques, tectoniques et magmatiques permet d’identifier les surfaces isochrones, qu’on utilisera ensuite comme marqueurs de la déformation, grâce à la corrélation entre le sommet des unités identifiées à partir des analyses électroséquentielles des diagraphies des forages et les sommets des unités sismiques interprétées sur chaque profils sismiques.

2.2.3. La construction des colonnes stratigraphiques à partir de diagraphies de forages

Nous disposons dans les bassins d’avant arc, des diagraphies effectuées dans trois forages (Chagüi N° 1, Remolino Grande N° 1 et Majagua N° 1°). En utilisant les méthodes manuelles ou semi automatiques et inter-actives publiées par Rider, (2006) et Serra, (1985), on a pu reconstruire les séquences lithologiques forées en chacun de ces puits, à partir des données de diagraphie. Dans le cas du forage Remolino Grande – 1 qui a foré plus de 1 km de roches volcaniques du socle, on a appliqué une méthodologie différente des méthodologies utilisées pour la reconstruction des lithologies sédimentaires. Dans le paragraphe suivant, nous proposons une synthèse de ces deux méthodologies avant d’indiquer la méthodologie mise en œuvre pour l’identification des faciès et l’interprétation des milieux de dépôt ou de formation des roches.

- *La reconstruction de la lithologie du socle*

Selon les analyses effectuées dans le bassin de Tumaco (Escovar et al., 1992), le socle du système d’avant arc est composé de roches volcano-sédimentaires d’affinité océanique (les séries d’âges pré – Sénonien et Sénonien – Eocène). Le forage Remolino Grande N° 1 a été foré à 55 km ou Nord Est du Tumaco (Fig. 2. 10), sur l’anticlinale de Remolino. Dans cette région, la carte gravimétrique (Fig.2.9) indique que le socle est peu profond et que ce haut de socle se prolonge vraisemblablement vers le Nord jusqu’à l’Ile de Gorgona (90 km ou Nord). Ce forage a foré plus de 1000 m de roches volcaniques et sédimentaires initialement identifiées comme un socle composé par une séquence massive de basaltes et de diabases

(Escovar et al., 1992), d'âge compris entre le Paléocène et l'Eocène moyen (com. pers. Dr. Hermman Duque – Caro). Il n'existe que peu de forages d'exploration pétrolière montrant des reconstructions lithologiques du socle à partir des diagraphies. Cependant, grâce au programme de forages profonds en domaine marin (DSDP/ODP), Bartetzko et al. (2002) ont développé une méthodologie de reconstruction de la lithologie de la partie supérieure de la croûte océanique à partir de l'analyse des diagraphies différées (mesures géophysiques dans forages) et leur calibration à partir des fragments de roche récupérés dans le socle foré.

Nous avons appliqué cette méthodologie, et avons calibré les diagraphies différées avec la description des cuttings. L'objectif de la calibration est de déterminer les relations entre les diagraphies et la lithologie des carottes (dans notre cas descriptions des cuttings). La reconstruction de la lithologie à partir des données des diagraphies différées nécessite de traduire les mesures de diagraphies en termes lithologiques. On a reconstruit la lithologie du socle foré, avec l'aide des fonctions de quantification interactives du logiciel KINGDOM Suite, qui permettent de faire des croisements entre diagraphies incompatibles. Ces croisements donnent une quantification de la lithologie comme les proportions de sable et matrice (Rider, 2006).

Dans notre cas, nous avons effectué des croisements entre les diagraphies de (1) gamma ray et de (2) densité et entre les diagraphies de logs (1) sonique et de (2) résistivité (Figure 2.12). Ces croisements particuliers ont été effectués car la diagraphie de résistivité permet de différencier les roches volcaniques (forte porosité – résistivité plutôt faible), des roches plutoniques (faible porosité – forte résistivité). La vitesse de propagation des ondes est généralement élevée dans les roches plutoniques, et basse dans les roches volcaniques. La radioactivité des roches ignées (mesurée par la diagraphie gamma ray), varie en fonction de la teneur en minéraux radioactifs; la diagraphie de porosité (neutron porosité) permet une bonne différenciation entre les roches plutoniques et volcaniques.

- *La reconstruction de la lithologie des roches sédimentaires*

Les trois forages analysés dans cette étude ont perforé entre 1700 m et 4500 m de sédiments d'âge Cénozoïque, dans les zones des hauts structuraux (Gorgona – Remolino et Chagüi). L'épaisseur sédimentaire atteint plus de 10 km dans le bassin sédimentaire de Tumaco – Borbon (à l'Est du haut structural), et 5 km dans le bassin de Manglares (à l'Ouest du haut

structural). La reconstruction de la lithologie nous permet d'identifier à posteriori des faciès (sensu Gressly, 1938; traduction en anglais par Cross and Homewood, 1997), d'analyser leurs variations verticales et horizontales (pour comparaison entre les forages), d'identifier leurs changements graduels (transgressions et régressions) ou brutaux (discordances); d'identifier des cycles de variations, leurs origines, leurs ordres, et leurs extensions latérales.

Pour reconstruire la lithologie des forages Chagüi N°1, Remolino Grande N° 1 et Majagua N° 1, on a utilisé la description des cuttings de chaque forage. A partir de cette description, on a construit une première colonne lithologique, qui permet de calibrer les colonnes construites à partir de l'interprétation des diagraphies différées l'aide de l'ordinateur. Une fois ces données introduites dans KINGDOM Suite, on effectue avec Cross Plot des corrélations entre diagraphies incompatibles, spécialement entre le gamma ray et la résistivité (Figure 2.13). Cette corrélation permet d'identifier le volume de shale dans la colonne, et de définir des champs lithologiques exprimés (Serra, 1985; Rider, 2006). Les intervalles identifiés dans les diagraphies ont été conservés dans la nouvelle colonne stratigraphique.

2.2.4. Construction et interprétation des faciès, séquences des faciès et milieux de dépôt – formation, à partir des diagraphies différées

Malgré les nouvelles techniques avancées de la stratigraphie moderne, plusieurs significations ont été données au mot «faciès». Avant de préciser la méthodologie de travail pour construire les faciès, séquences des faciès et l'interprétation des milieux de dépôt à partir des diagraphies différées, nous rappellerons la définition originale du concept de faciès.

- *Le concept de faciès et la loi de Walter*

Le concept de faciès (aspects d'une unité stratigraphique) a été établi pour Gressly (1838) comme «*toutes les propriétés physiques, chimiques et paleobiologiques observables, qui permettent une description objective d'une roche et sa distinction des types de roches différentes*». Gressly ajouta que le faciès (lithologie) est différent de l'unité stratigraphique (unité temps – stratigraphique), c'est-à-dire, qu'un faciès correspond aux propriétés de la roche indépendamment du temps. Gressly reconnut que les faciès résultent des processus génétiques qui opèrent dans les milieux de dépôt, où les sédiments se sont accumulés. Aussi, comme les milieux de dépôt évoluent latéralement dans une région géographique, les faciès

associés changent graduellement le long des surfaces originales de dépôt. Une fois que Gressly a établi la relation génétique entre le faciès et les milieux de dépôt, et la variabilité des faciès le long des couches de même âge, avec la mosaïque des milieux de dépôt le long d'un profil du dépôt, il considère la dynamique des processus d'un système géomorphique – en réponse au temps. Dans le cadre de cette dynamique, il étend les relations entre les faciès dans les quatre dimensions de la stratigraphie (longueur, largeur, hauteur et temps). En conséquence, il a proposé trois lois:

Première loi: «Chaque faciès d'une unité stratigraphique montre des attributs pétrographiques et géognostique ou paléontologiques propres, qui ne représentent pas les caractéristiques de l'unité stratigraphique entière, ni les attributs d'autres faciès dans le même niveau géologique (intervalle stratigraphique)».

Deuxième loi: «Les faciès avec leurs attributs pétrographiques et géognostic montrent des caractéristiques paléontologiques extrêmement similaires dans toute la succession stratigraphique et existent dans des séquences similaires pour un nombre variable de unités stratigraphiques superposés».

Troisième loi: «Quelquefois les transitions latérales des faciès sont abruptes, quelquefois les transitions sont graduelles et un faciès passe vers un autre à travers des faciès intermédiaires dont les caractéristiques transitionnelles sont mal exprimées».

Le travail de Gressly (1838) a été adopté et exploité immédiatement après sa publication et a évolué avec le travail de Walther (1894), comme la loi de corrélation des faciès de Walther, qui indique que: *«les faciès changent de façon transitionnelle avec une tendance unidirectionnelle le long d'un profil de dépôt, et cette tendance se répète dans la séquence verticale par une succession de couches».* Sur la base de cette loi, apparaissent quatre nouvelles lois sur lesquelles se base la stratigraphie moderne (Figure 2.14):

Des roches similaires impliquent des faciès isopiques (attributs similaires).

Les changements de faciès doivent être étudiés dans les directions horizontale et verticale, afin de reconstruire les changements des milieux de dépôt dans l'espace et dans le temps.

Les faciès isochrones génétiquement reliés composent une bande de faciès, et des bandes des faciès génétiquement reliés composent une famille de faciès.

Les faciès hétéropiques arrangés suivant une succession verticale composent une séquence de faciès.

- *Du faciès à l'électrofaciès*

Les diagraphies différées ont été utilisées traditionnellement pour corréler un forage avec un autre forage et les formes similaires dans les diagraphies sont connectées pour une ligne. On a vu précédemment que la plupart des paramètres qui définissent les faciès sont directement accessibles par les diagraphies, c'est-à-dire, que les diagraphies différées restituent bien l'image du faciès (selon la définition indiquée plus haut).

Serra (1985) considère que si le jeu de données diagraphiques est diversifié et assez riche pour couvrir les différents paramètres géologiques, l'image obtenue sera suffisamment riche et détaillée pour que l'on accède à une nouvelle représentation du faciès à travers les données diagraphiques. C'est cette nouvelle forme d'acquisition des attributs des roches qui a été définie comme « électrofaciès » ou « l'ensemble des réponses diagraphiques qui caractérise un banc et permet de le différencier de ceux qui l'entourent » (Serra, 1985). Mais comme on ne peut pas supprimer l'effet sur les diagraphies du fluide qui se trouve dans la roche, à un même faciès géologique peuvent correspondre plusieurs électrofaciès suivant la nature du fluide présent (Serra, 1985).

- *Les électroséquences, analyse électroséquentielle et milieux de dépôt à partir des diagraphies*

Comme nous l'avons vu plus haut, l'analyse des diagraphies permet de reconstruire la lithologie et de caractériser les faciès qui composent des séquences sédimentaires. Dans les diagraphies il y a des intervalles définis qui sont consistants ou qui changent les réponses et

les caractéristiques diagraphiques de forme consistant, à tel point qu'elles peuvent être distinguées des autres. Ces intervalles qui peuvent se différencier les uns des autres sont définis comme des électroséquences (Serra, 1985; Rider, 2006). Stratigraphiquement, une électroséquence peut être composée par plusieurs faciès (électrofaciès). Dans le cadre de cette étude, on a développé l'analyse électroséquentielle selon la méthodologie proposée par Rider (2006) et Serra (1985). Pour l'interprétation des milieux de dépôt possibles, on a comparé les faciès obtenus à partir des analyses diagraphiques et des électrofaciès, avec des travaux qui montrent les processus de sédimentation dans différents milieux, et qui sont l'objet du chapitre suivant.

La méthodologie d'analyse électroséquentielle (Figure 2.15), permet de travailler avec toutes les diagraphies disponibles, et d'autres données (descriptions des cuttings, micropaléontologie). Initialement, on a produit des plots des ensembles diagraphiques (gamma ray, résistivité, porosité, densité, sonique, pendagemetrie, potentiel spontané), et reconstitué l'enregistrement lithologique selon les méthodes décrites plus haut. Une fois la lithologie établie, on trace des lignes, comme des lignes de base (intervalles sur lesquels la valeur de la diagraphie est constante), des lignes de tendance (augmentation ou diminution des valeurs de la diagraphie sur des intervalles), des lignes des formes (cloche, cylindre, entonnoir), des changements abrupts et des anomalies (pics de valeurs très fortes). Avant de réaliser l'interprétation, il est nécessaire d'incorporer d'autres données comme les âges, les paléoenvironnements obtenus à partir des faunes fossiles, les pendages des couches, etc.

Une fois intégrés toutes les données d'interprétation lithologique, annotations des électrofaciès, analyses des échantillons et âges, on a réalisé l'analyse électroséquentielle. L'objectif de cette analyse est de construire une succession verticale d'électrofaciès interprétés en termes de milieux possibles de dépôt, de faciès, de successions de faciès, de changements graduels – abrupts des faciès, de failles et discordances (Figure 2.16 exemple de l'analyse que nous avons réalisée sur le forage de Remolino Grande 1). Ce document est la base de l'étude de faciès génétiquement reliés avec une signification chronostratigraphique.

- *La corrélation stratigraphique*

La corrélation stratigraphique, plus qu'une comparaison entre lithologies identifiées dans les colonnes ou les profils stratigraphiques, est la relation des événements enregistrés ou pas

enregistrés dans une séquence sédimentaire, dans quatre dimensions (longueur, largeur, hauteur, temps géologique). Cette relation spatio-temporelle est possible grâce à l'application du concept de faciès et des lois associées. De cette manière à la fin d'une analyse électrofacial, on arrive seulement à regarder la variation verticale des faciès dans chacun forage (groupes des faciès hétérochrones, hétéropiques qui composent une séquence de faciès). Mais on sait aussi que les changements de faciès doivent être étudiés dans la dimension horizontale pour reconstruire les changements latéraux de faciès (faciès isochrones, hétéropiques, qui composent des bandes des faciès), et cette tâche est peut-être celle que entraîne le plus de controverse (Miall, 1999).

Au cours des 170 dernières années la nécessité d 'effectuer des corrélations stratigraphiques a permis de développer des «outils» de corrélation stratigraphique comme la stratigraphie séquentielle (Sloss et al., 1949; Sloss, 1988). Elle a été appliquée à l'analyse des bassins sédimentaires avec l'utilisation des profils de sismiques réflexion (Vail et al, 1977; Vail, 1987; Mitchum, et al., 1987; Van Wagoner et al., 1990). On appliquera cette méthode de corrélation, a fin d'étudier les faciès génétiquement reliés par rapport à des surfaces de signification chrono stratigraphique ou « surfaces clef ». L'identification des surfaces clef permet de diviser l'enregistrement stratigraphique en intervalles. A l'intérieur de ces intervalles, des tendances de changement de faciès de différents ordres (parasequences, sets des parasequences, systems tracts, séquences stratigraphiques génétiquement reliées et électroséquences), peuvent indiquer la transgression ou la régression des milieux de sédimentation par rapport à la région d'étude (Figure 2.17).

Dans le cas d'une transgression, la tendance des faciès montrera une évolution des milieux de dépôt de plus en plus profonds vers le toit (surface d'inondation et surfaces produites par la baisse du taux de sédimentation), et dans le cas d'une régression, on observera une tendance contraire (Figure 2.17). Si le changement de faciès est abrupt, il se produira une rupture dans la tendance (discordances), et ces ruptures produisent des surfaces qui limitent les intervalles de changements graduels de faciès (séquences). Dans cette étude, une fois que l'on aura établi les surfaces clef et les tendances dans les séquences des trois forages, on analysera l'extension des séquences dans les différents bassins grâce à la construction des échelles chronostratigraphiques, produites à partir de la compilation des données lithologiques et paléontologiques, ainsi que par la corrélation avec les profils de sismique de réflexion à terre et en mer.

2.2.5. La corrélation entre les forages et les données sismiques

Les réflecteurs acoustiques identifiés sur les profils de sismique réflexion sont l'expression de contrastes d'impédance entre des couches sédimentaires, et le long de structures comme des discordances et des failles. L'interprétation des profils sismiques avec une orientation stratigraphique, est connue comme la stratigraphie sismique. Dans le cadre de cette étude, nous disposons d'une grande quantité de données sismiques à terre et en mer mais l'intégration de ces données entre ces deux domaines n'existe pas. Pour intégrer ces données sismiques entre elles mais aussi avec les données de forages, on utilisera les concepts et phases de travail proposés par Mitchum et al. (1977a) et Vail (1987). Cette méthodologie de travail permet de donner une signification chrono stratigraphique aux surfaces sismiques identifiées sur les profils, et de les utiliser comme marqueurs de la déformation (Specht et al., 1991).

- *L'identification des surfaces de discontinuité:*

Dans une première phase, on a identifié et tracé les surfaces de discontinuité à partir de signatures sismiques comme les on lap, down lap, top lap et troncationes (Figure 2.18 a, b et c). Cette phase été réalisée directement sur le logiciel KIGDOM Suite, grâce aux différents outils permettant de faire des changements de contraste, de l'amplitude des traces, des échelles (verticales et horizontales), mais aussi de supprimer la déformation d'un réflecteur en le remettant à plat (unflatering). Ce travail a été réalisé initialement sur les profils les plus proches des forages (Chagüi N°1, Remolino Grande N°1 et Majagua N°1) avant d'être étendu aux autres profils à terre et en mer. Les horizons sismiques ont ensuite été corrélés avec le toit des unités lithostratigraphiques déterminées dans les forages à partir de l'analyse des électrofaciès.

- *Les surfaces sismiques, les unités sismiques et les électrofaciès:*

Les forages et les profils de sismique réflexion n'ont pas les mêmes unités verticales : les premières utilisent des unités de longueur (pieds, mètres) et les seconds des unités de temps (secondes). Comment corrélés ces deux domaines?. Une option consiste à faire une migration du temps en profondeur des profils sismiques. Une seconde option, largement utilisée dans

l'analyse des bassins sédimentaires, est la conversion des diagraphies de forages du domaine profondeur au domaine temps.

Afin de passer facilement du domaine profondeur au domaine temps des profils sismiques, il est utile de construire à partir de chaque forage, une trace sismique synthétique composée. Cette trace nous indique comment l'information géologique dans le domaine de la profondeur se corrèle avec le temps sur un profil sismique passant par le forage, et chaque ondelette synthétique nous montrera la contribution de chaque interface d'impédance à une réflexion individuelle. Pour construire les traces sismiques synthétiques des trois forages, on a utilisé l'outil SynPAK du logiciel KINGDOM Suite. La procédure pour construire une trace sismique synthétique comprend quatre phases. La première phase est la construction d'une table de conversion T – D, à partir des valeurs de temps et des profondeurs obtenues par la sismique de puits. Une deuxième phase correspond à la préparation des diagraphies de densité (RHOB) et à l'ajustement du signal de gamma ray comme diagraphie de référence (GR). Dans la troisième phase, on construit l'ondelette (on a construit l'ondelette par extraction à partir des traces sismiques, option Frequency Matching). Finalement on compare la trace synthétique avec les traces sismiques extraites du profil le plus proche du forage.

Dans le cas du le forage Chagüi N° 1, on ne dispose pas de données sismiques de puits. On a donc construit une trace sismique simulée à partir de la diagraphie de résistivité. A partir de la résistivité, on peut produire une diagraphie de vitesse, en utilisant une relation non linéaire entre la résistivité et la vitesse d'intervalle (Méthode de Faust). Cette conversion a été effectuée avec l'option de conversion Résistivité <> Vitesse du logiciel KINGDOM Suite. A partir de la diagraphie de vitesse obtenue, on a construit une diagraphie de densité. Avec les diagraphies de vitesse et densité, on a appliqué la même méthode de construction de la trace synthétique que pour les autres forages. Les traces synthétiques et diagraphies différées peuvent être placées sur le profil sismique le plus proche, de même que les différentes diagraphies, colonnes lithologiques reconstruites, toits et âges des unités provenant du forage (Figure 2.19). Ceci permet d'ajuster progressivement les limites entre les unités identifiées à partir des analyses d'électrofaciès et des surfaces sismiques (méthode d'aller et retour). A partir de cet instant, les horizons et les unités sismiques acquièrent une signification temporelle et lithologique et permettent d'extrapoler latéralement la géométrie et les caractéristiques principales des unités identifiées à partir des forages.

Les unités sismiques montrent des changements latéraux de leurs différents paramètres comme: la géométrie de l'unité; la configuration, continuité, amplitude et la fréquence des réflexions de l'unité; les vitesses d'intervalle. L'étude systématique de la variation de ces paramètres permet de définir des zones cartographiables selon 2 ou 3 dimensions, zones connues comme des unités de faciès sismique (Mitchum et al., 1977b). Nous avons identifié des variations types de ces paramètres sur les profils sismiques qui couvrent les bassins sédimentaires d'avant arc dans notre zone d'étude (Figure 2.20). La description de ces faciès sismiques et l'interprétation des processus de formation a été faite selon le travail publié par Mitchum et al. (1977b), contrôlé par l'analyse des électrofaciès dans les forages.

2.2.6. La construction des cartes d'épaisseurs

La construction de cartes d'isocontours des structures et d'iso-épaisseurs (isochores), est essentielle pour l'interprétation de l'histoire d'un bassin. Ces cartes illustrent la forme du bassin, son orientation et la géométrie de son remplissage. A échelle régionale, les cartes d'iso contours montrent la localisation de sous – bassins, depocentres, des axes de hauts de socle. A l'échelle locale, les cartes d'iso contours peuvent montrer des structures de remplissage par chenaux, massifs de corailleur, de paléo-drainages, etc. A partir de la cartographie des surfaces sismiques, on a construit des cartes d'isochores pour chaque unité sismique.

On a d'abord construit des cartes structurales du toit en temps double de chaque unité sismique, (Figure 2.21.a). Ces cartes ont été construites à l'aide de l'outil de contour de KINGDOM Suite, avec un intervalle de contour de 0.1 seg TD et lissage moyen. Chaque carte a été transformée en grille, avec un intervalle de contour de 0.05 seg TD et lissage moyen. Ensuite, on a transformé chacun grille temps en grille profondeur, en utilisant les lois de conversion temps↔profondeur calculées à partir des forages. Puisqu'on ne dispose que de trois forages, tous localisés sur le haut de Remolino et Chagüi, on a construit des courbes temps↔profondeur à partir des vitesses de stack des profils sismiques pour les bassins environnants. Une fois les cartes structurales converties en profondeur (Figure 2.21.b), la carte d'épaisseur est construite par différence entre les cartes de deux horizons successifs dans le domaine de la profondeur (Figure 2.21.c). Avec chaque carte d'épaisseur, on peut calculer la masse déposée dans la zone, par rapport à l'érosion de l'arc volcanique pendant sa surrection, méthode que l'on détaillera ci-après.

2.2.7. La conversion des profils sismiques du temps à la profondeur

La géométrie des structures et des unités sismiques est distordue sur les profils temps. Une géométrie plus réaliste est obtenue, après avoir converti le profil dans le domaine de la profondeur. La conversion des profils temps en profondeur a été réalisée avec l'outil Trace Pack – Time↔Depth conversion de KINGDOM Suite. La conversion nécessite le calcul de vitesses d'intervalles pour chaque unité sismique identifiée, pour produire un volume de vitesse, qui permettra de faire la conversion du temps en profondeur des profils sismiques. Cette méthodologie a été utilisée à terre pour transformé à profondeur des profils sismiques (Figure 2.22 a et b).

2.2.8. La détermination de la masse déposée et les taux de subsidence

Les cartes d'épaisseur obtenues pour chaque unité sismique dans la zone d'étude, sont l'expression de volumes de sédiments préservés dans les bassins d'avant arc. En théorie, si l'on considère que les bassins sont seulement des depocentres de sédiment qui arrivent de l'extérieur et qui sont uniquement redistribués, il est possible de déterminer les taux d'accumulation sédimentaire sur un intervalle de temps, ainsi que les variations d'élévation de la région environnante qui a produit les sédiments (Métivier and Gaudemer, 1997).

La mise en place des bassins sur une marge continentale permet de considérer que ces bassins n'ont pas été confinés et ont évolué sous forme de bassins semi ou confinés. Une marge en subduction peut être considérée comme un système ouvert, c'est à dire que la totalité des sédiments érodés sur la marge n'est pas conservée dans les bassins, mais que les sédiments qui atteignent la fosse via les canyons sous-marins seront partiellement recyclés dans la subduction. En conséquence il n'y a pas préservation totale de la masse érodée. Malgré ces sources d'erreurs dans le calcul des bilans de masse, les valeurs obtenues donnent une idée des transferts de masse entre la zone de l'arc volcanique et les bassins d'avant arc. L'interprétation des résultats nous oblige à considérer d'autres aspects spatio-temporels comme : les périodes d'exhumation de l'arc volcanique contraintes par les traces de fission des apatites ; les variations du taux de convergence entre les plaques obtenues à partir de l'analyse des anomalies magnétiques des fonds marins; les périodes d'activité magmatique et volcanique; les changements climato-eustatiques globaux obtenus à partir des corrélations

entre échelles chrono stratigraphiques régionales, les courbes eustatiques globales et les événements climatiques enregistrés par les micro et méso faunes fossiles.

- *Le calcul de la masse déposée*

Le calcul de la masse déposée dans les bassins d'avant arc est effectué suivant les principes développés par Métivier et Gaudemer (1997) et les modifications proposées par Deniaud (2000). Ce calcul est formulé par l'équation suivante:

$$M(t_i) = \rho_g [(z_i + 0.43 \times 3014) \exp(-z_i/3014) - (0.43 \times 3014)]$$

$M(t_i)$ = masse de dépôt par unité de surface

ρ_g = densité de grain (considérée comme constant, de $2,7 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ selon Baldwin and Buttler, 1985)

z_i = valeurs de profondeurs en m.

Cette équation appliquée à chaque point de la grille de valeurs de profondeur, permet de calculer la masse des dépôts par unité de surface (en kg/m^2). La différence entre les résultats des calculs pour chaque grille de profondeur donnera les valeurs de masse par unité de surface des dépôts de chaque unité sismique en chaque point du bassin. Ces valeurs permettent de calculer la masse totale de sédiments ainsi que le taux d'accumulation sur un intervalle de temps considéré.

- *Le calcul de la subsidence*

La variation du taux de subsidence est un facteur important permettant de caractériser l'évolution d'un bassin. Le calcul du taux de subsidence nécessite de connaître l'épaisseur et l'âge de chaque unité. Watts and Ryan (1976) propose la méthode de backstripping pour calculer la subsidence. Dans cette méthode l'unité la plus superficielle est d'abord replacée à la profondeur correspondant à son milieu de dépôt. Elle est ensuite décompactée de façon à calculer son épaisseur originale puis retirée pour calculer la profondeur du toit de l'unité sous-jacente. On procède de la même manière pour chaque unité (Figure 2.23). On obtient ainsi la topographie du toit du socle lorsque toutes les couches sédimentaires ont été décompactées et

retirées. Cependant, l'évolution temporelle de la topographie du toit du socle est fonction de la charge des sédiments et de la couche d'eau, d'un côté, et des forces tectoniques de l'autre. La méthode classique (Watts and Ryan, 1976) ne permet pas de séparer, ni de quantifier ces influences. A partir de la méthode de calcul de la subsidence, Steckler and Watts (1978) proposent, une équation qui permet de quantifier la composante tectonique de déformation verticale (Y =surrection ou subsidence) et ainsi d'obtenir la valeur de la profondeur originale de la surface sur laquelle les sédiments se sont accumulés:

$$Y = S * [(\rho_m - \rho_s) / (\rho_m - \rho_w)] + W_d - \Delta_{SL} [\rho_m / (\rho_m - \rho_w)]$$

- Y = profondeur de la surface sur laquelle les sédiments se sont accumulés
- S = épaisseur totale de sédiments pour chaque intervalle de temps
- ρ_m = densité du manteau
- ρ_s = densité du sédiment
- ρ_w = densité de l'eau
- W_d = profondeur de la colonne d'eau
- Δ_{SL} = changement du niveau marin

L'application de cette équation à chaque point de la grille des isochores, permet de reconstruire la profondeur des surfaces sur lesquelles la sédimentation s'accumule. La différence entre les deux grilles de paléo profondeur et sa division en intervalles de temps géologique, donne la variation du taux de subsidence en chaque point du bassin pour l'intervalle de temps choisi. Aussi, le calcul du volume résultant de la différence entre les deux grilles, divisé par l'intervalle de temps, donne le taux moyen de subsidence ou bien de surrection du bassin.

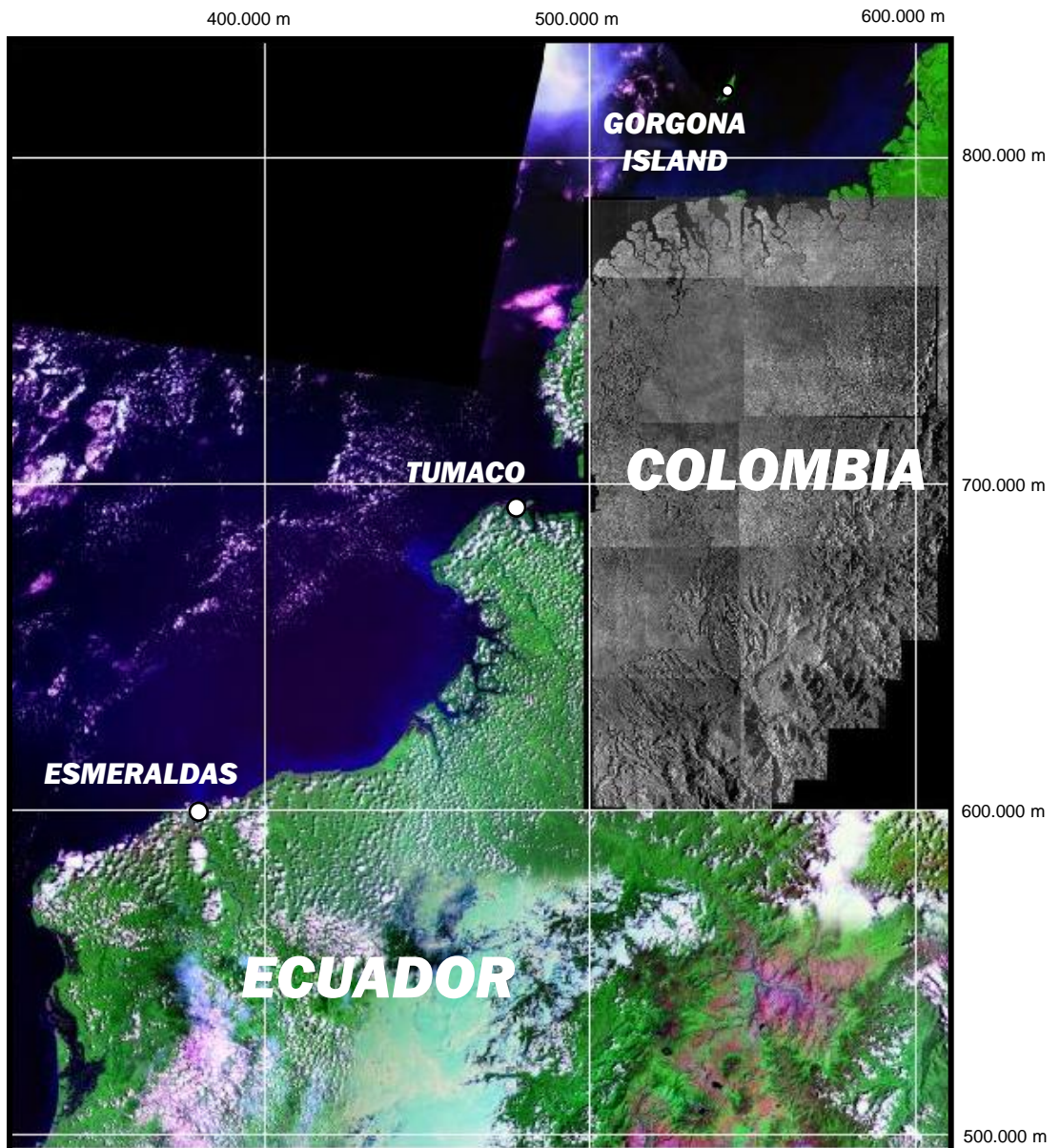


Fig. 2.1. Mosaïque des images Landsat TM7 N-17-00-2000 (<https://zulu.ssc.nasa.gov>), et Radar-SAR-1 projetées en coordonnées UTM origine à Bogota.

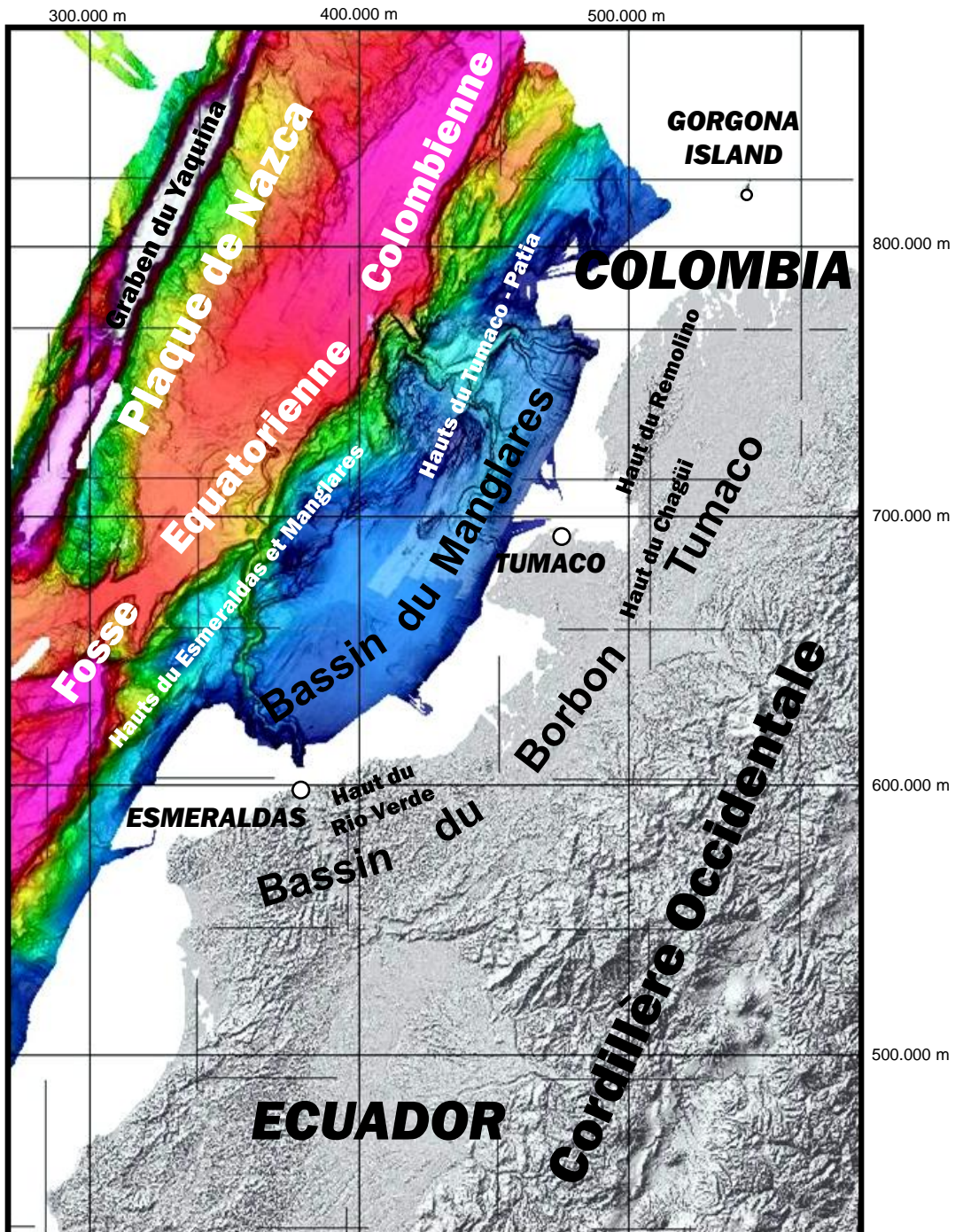


Fig. 2.2. Carte bathymétrique et modèle d'élévation de terrain du Sud Ouest de la Colombienne et Nord Equatorienne. Grilles du 150 M en mer et a terre 90 m (model développée par Ratzov, 2007)

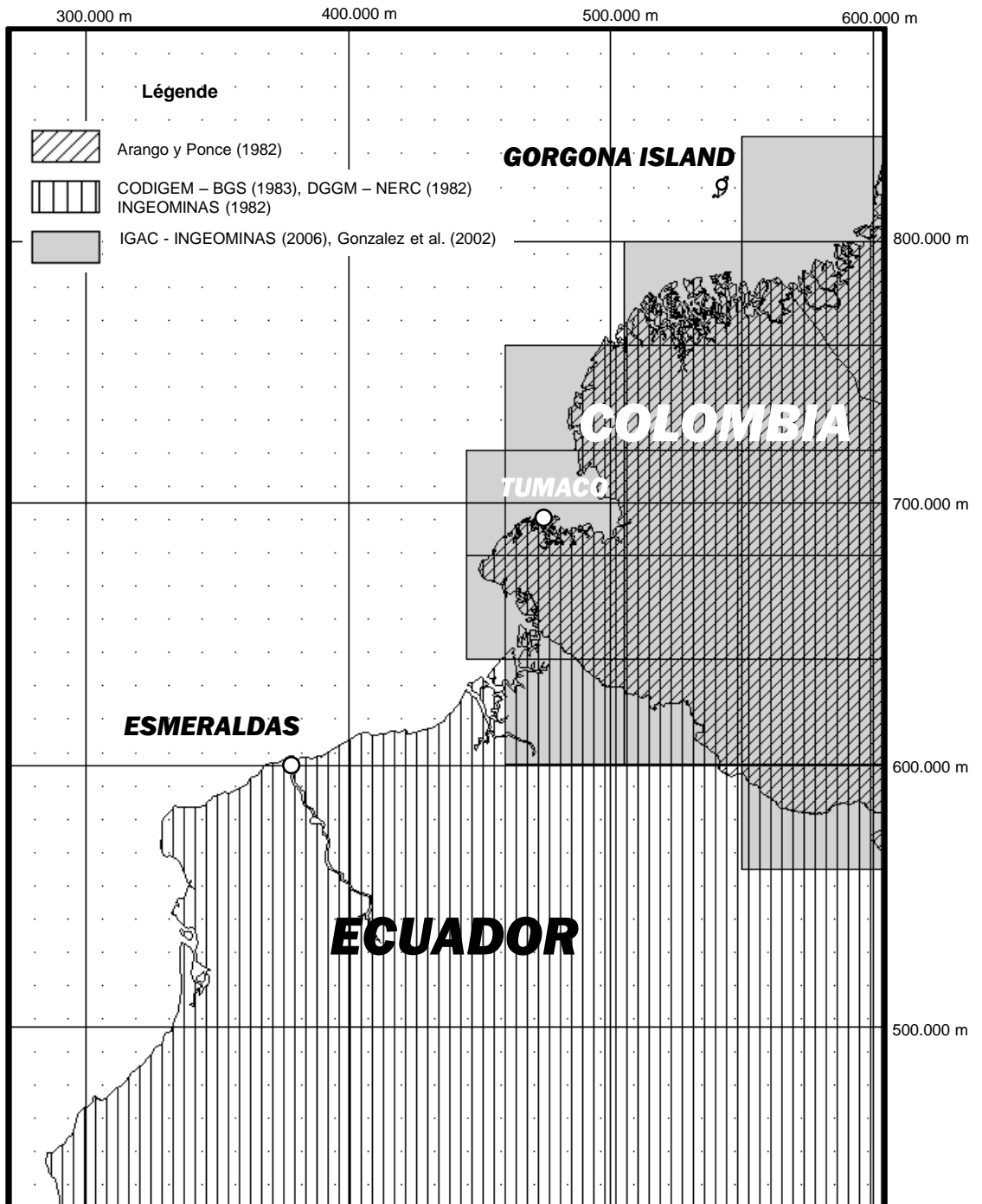


Fig. 2.3. Sources des données géologiques compilées pour la construction de la carte géologique.

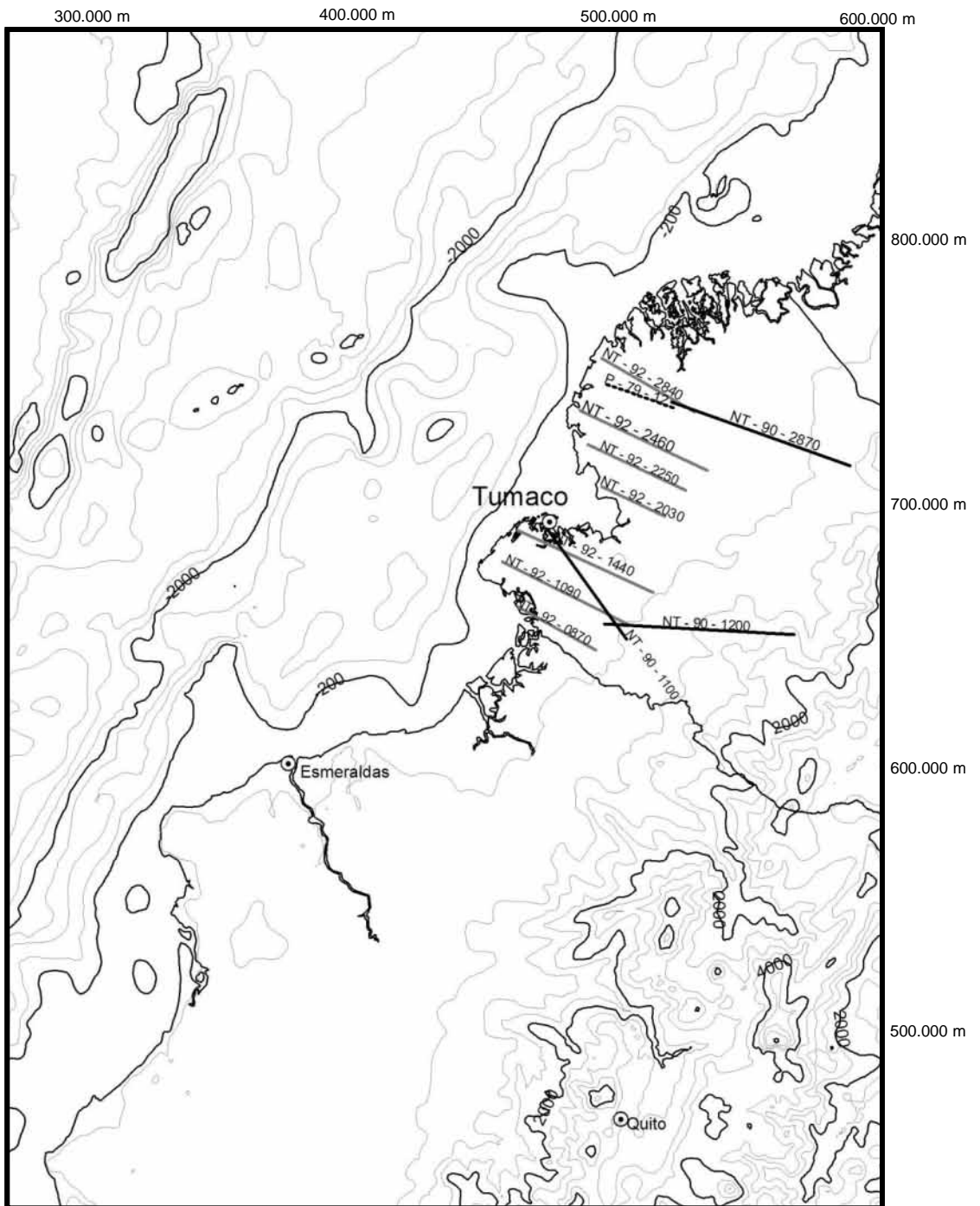


Fig. 2.4 Localisation des profils de sismique réflexion à terre (missions NT – 1992, NT – 1990 et L – 1979)

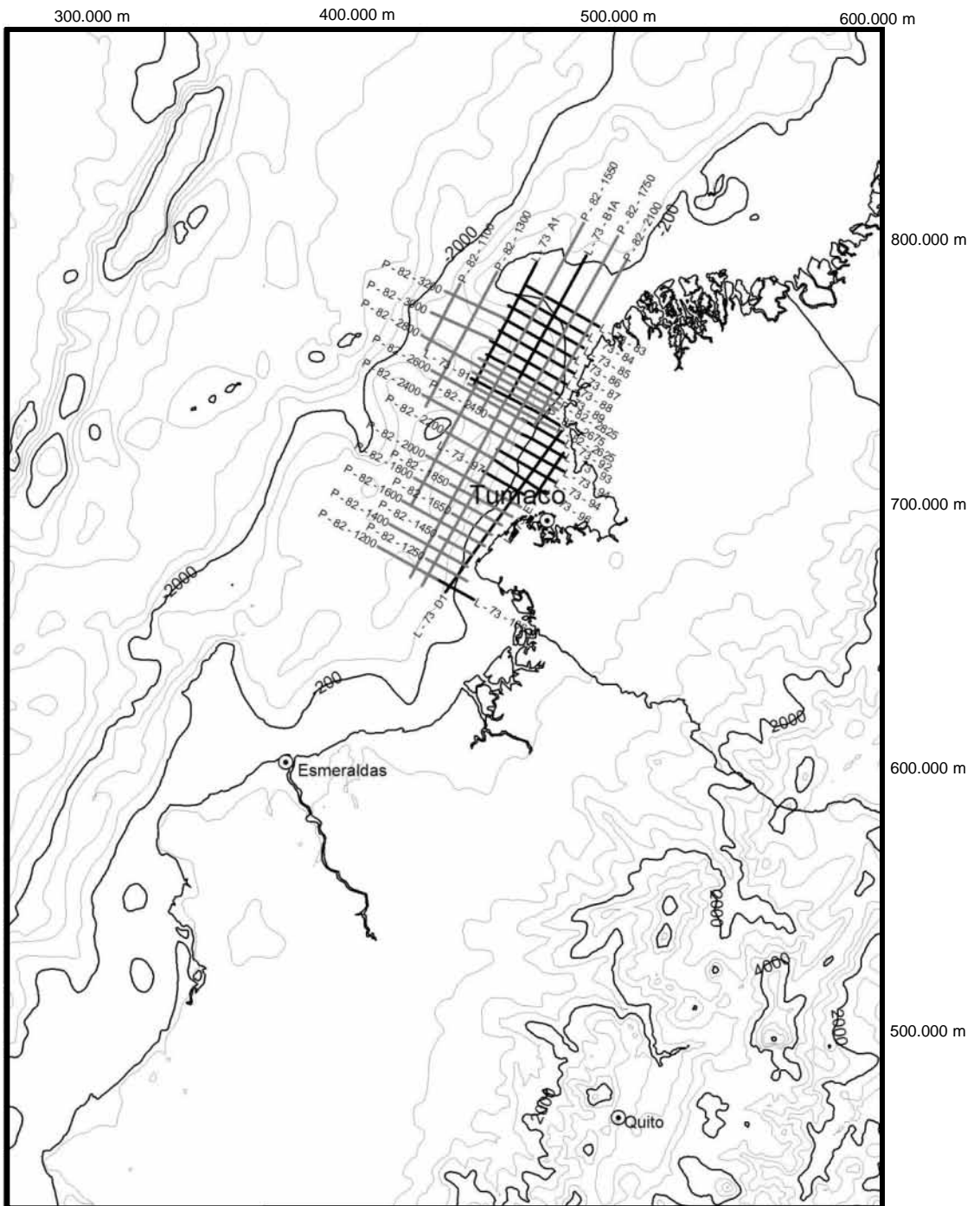


Fig. 2.5. Localisation des profils de sismique réflexion en mer (missions P – 1982 et L – 1973)

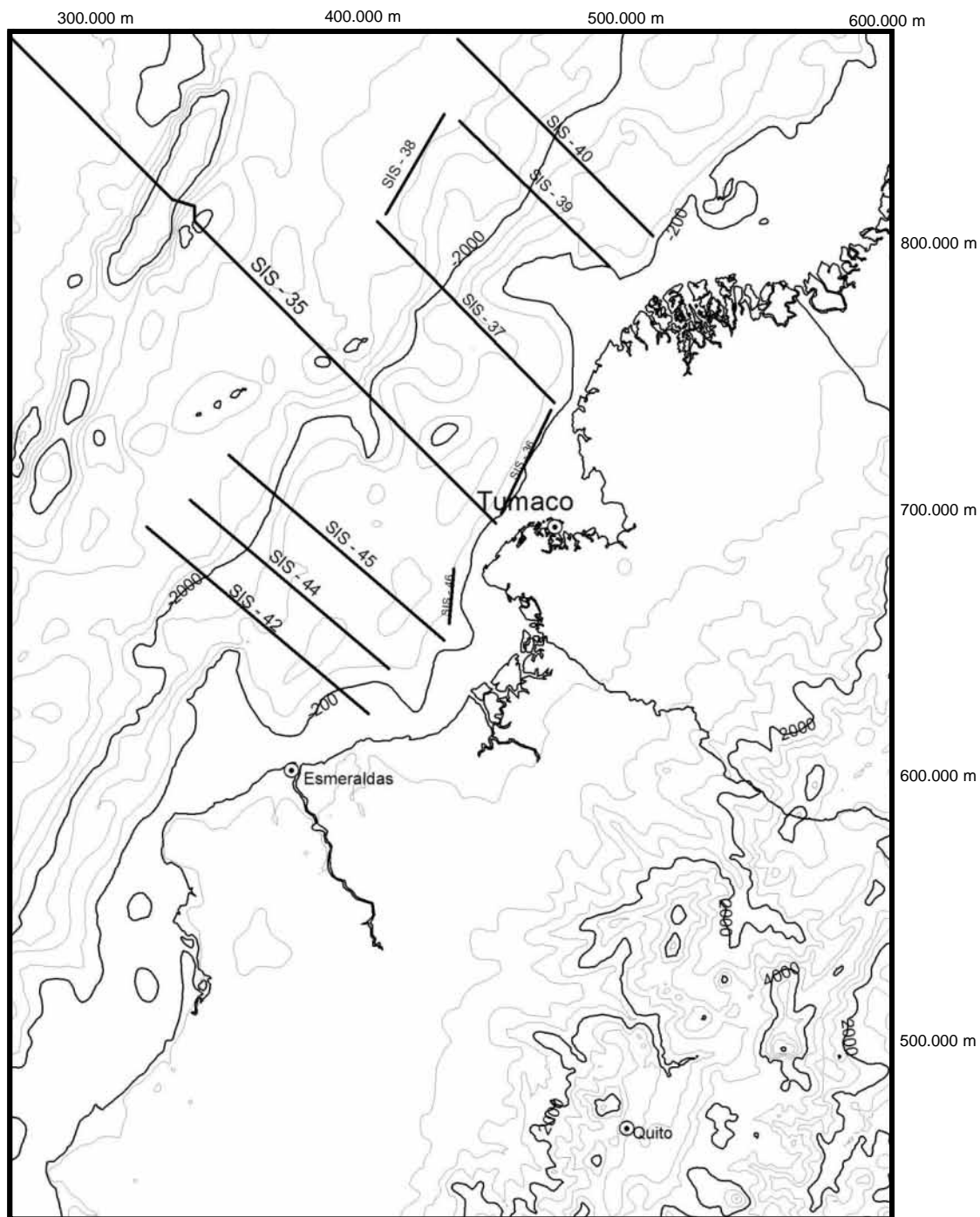


Fig. 2.6. Localisation des profils de sismique réflexion en mer (mission SISTEUR 2000)

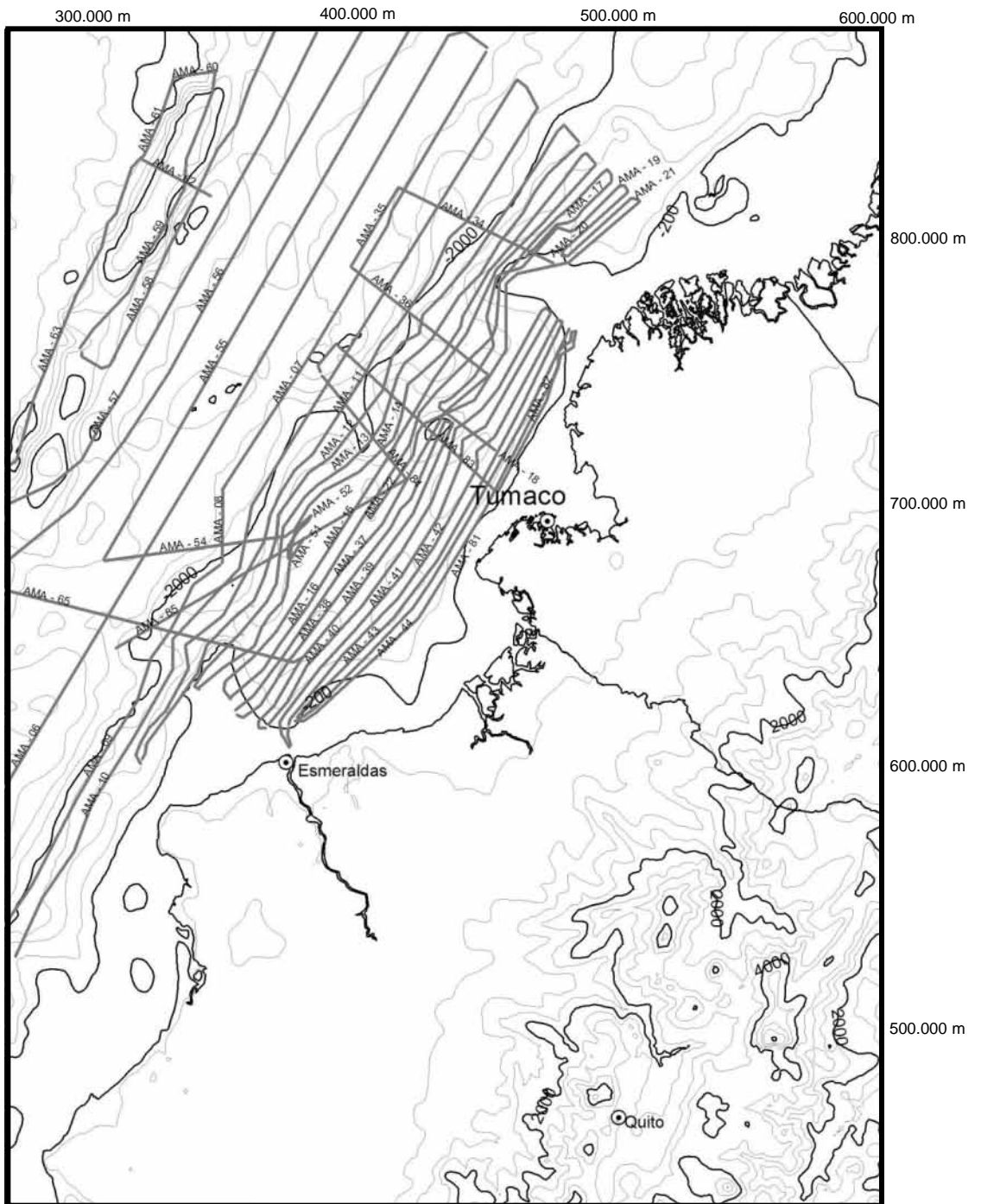


Fig. 2.7. Localisation des profils de sismique réflexion en mer (mission AMADEUS 2005, 3 traces)

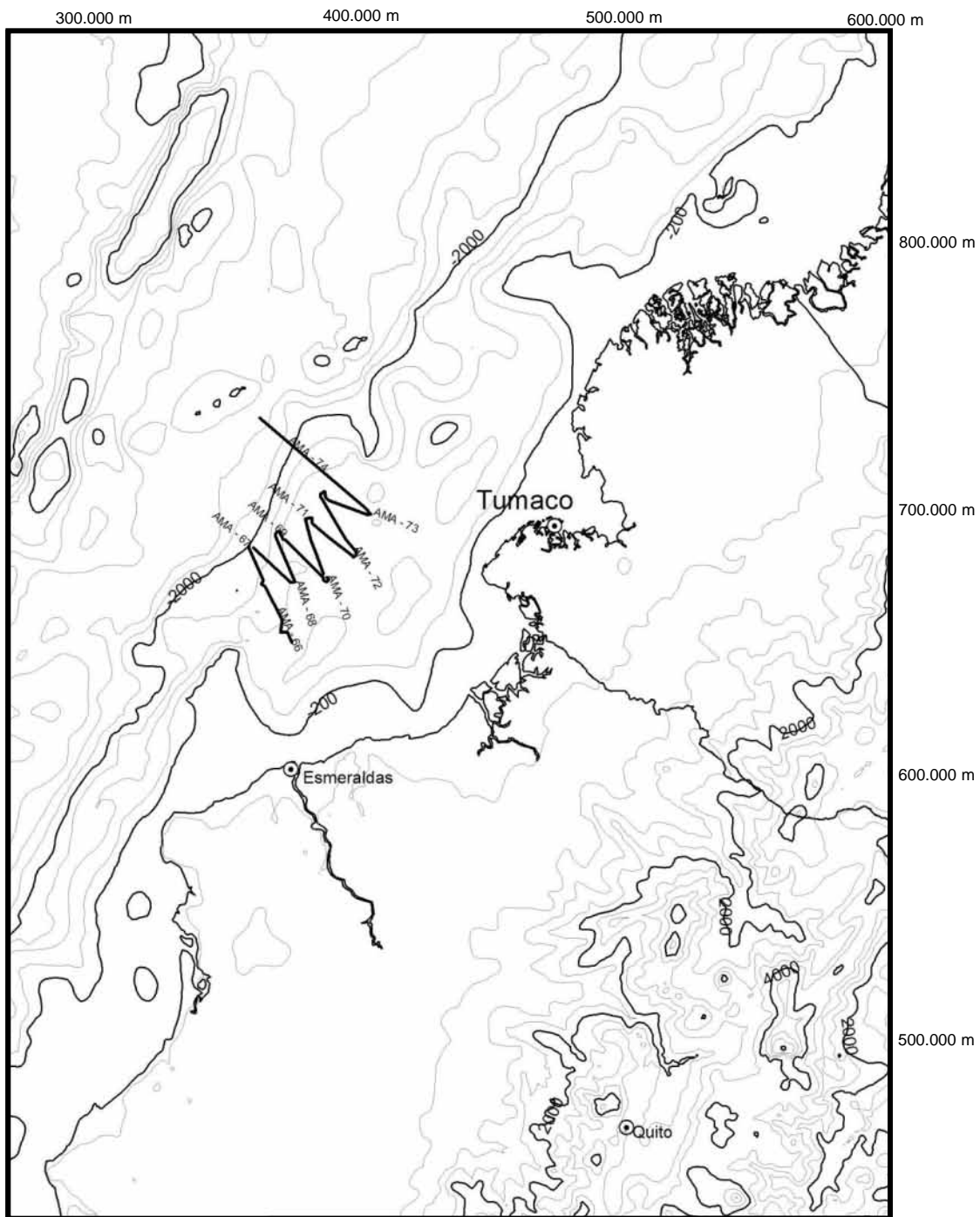


Fig. 2.8. Localisation des profils de sismique réflexion en mer (mission AMADEUS 2005, 6 traces)

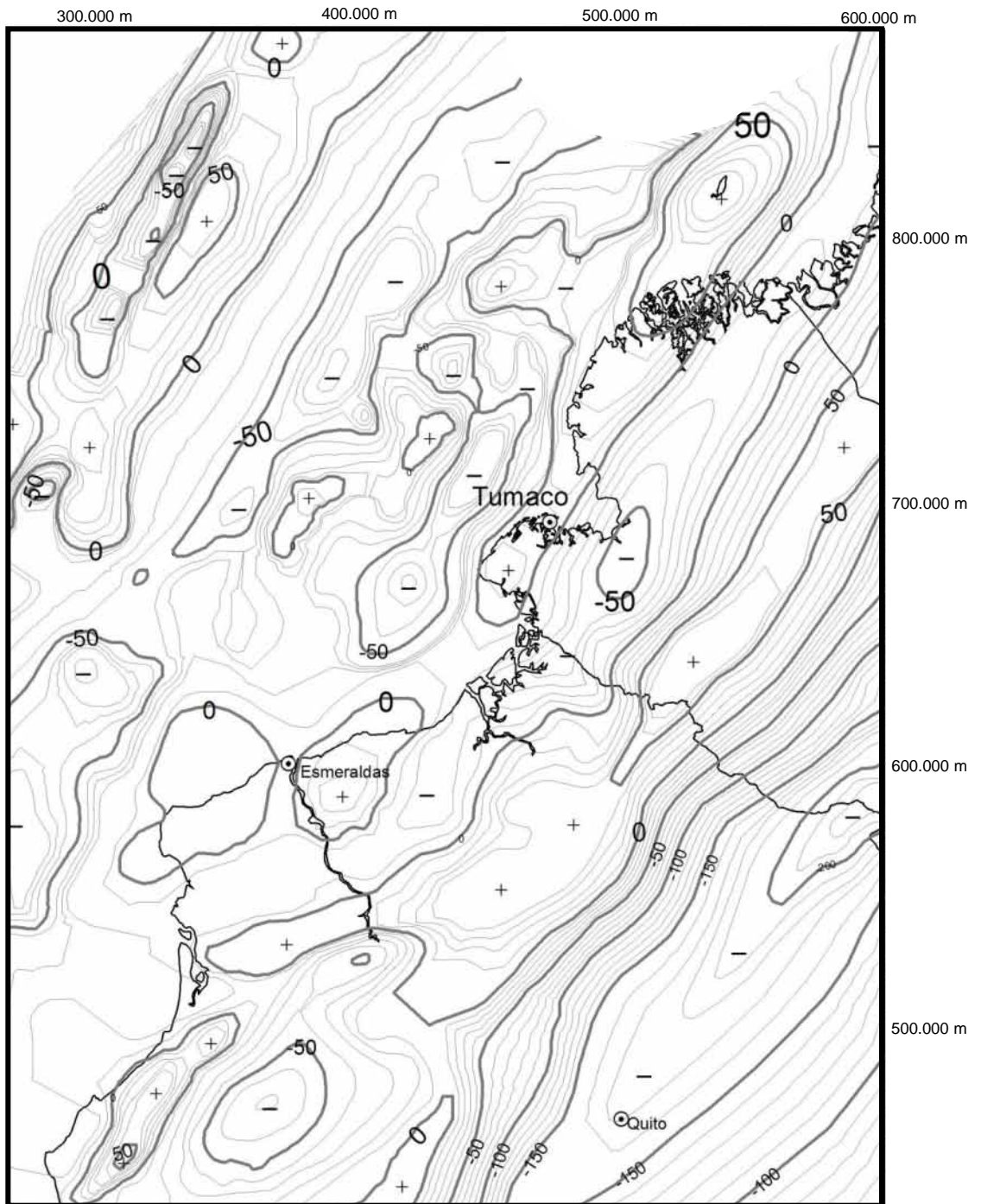


Fig. 2.9. Carte des anomalies gravimétriques du Sud Ouest de la Colombie et Nord de l'Equateur (correction à l'air libre en mer et correction de Bouguer à terre. Sources Collot et al. (2005), INGEOMINAS (2002), Fairhead et al (1991), Feininger (1975). Intervalle des courbes = 10 miligals.

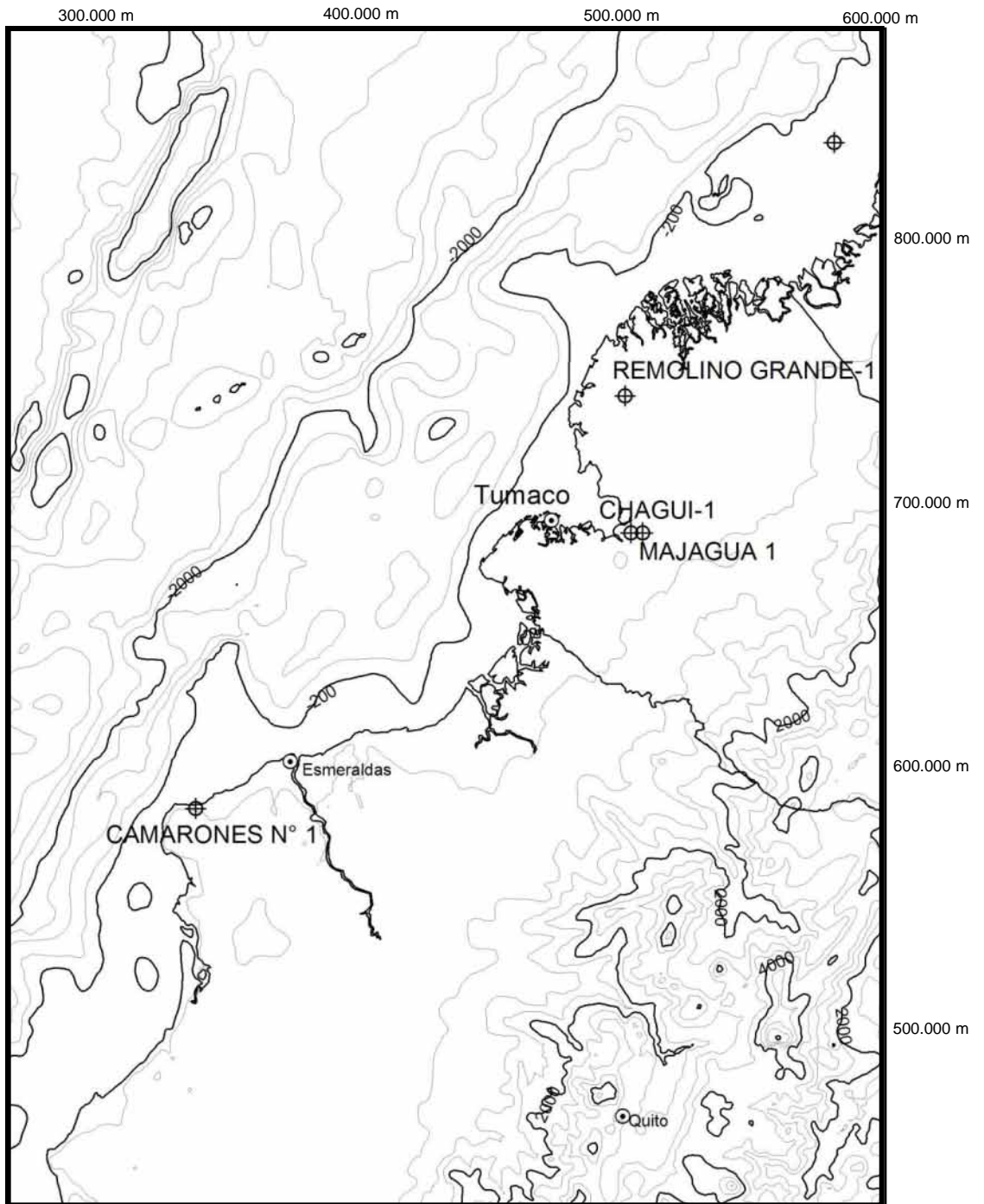


Fig. 2.10. Localisation des forages utilisés dans ce travail.

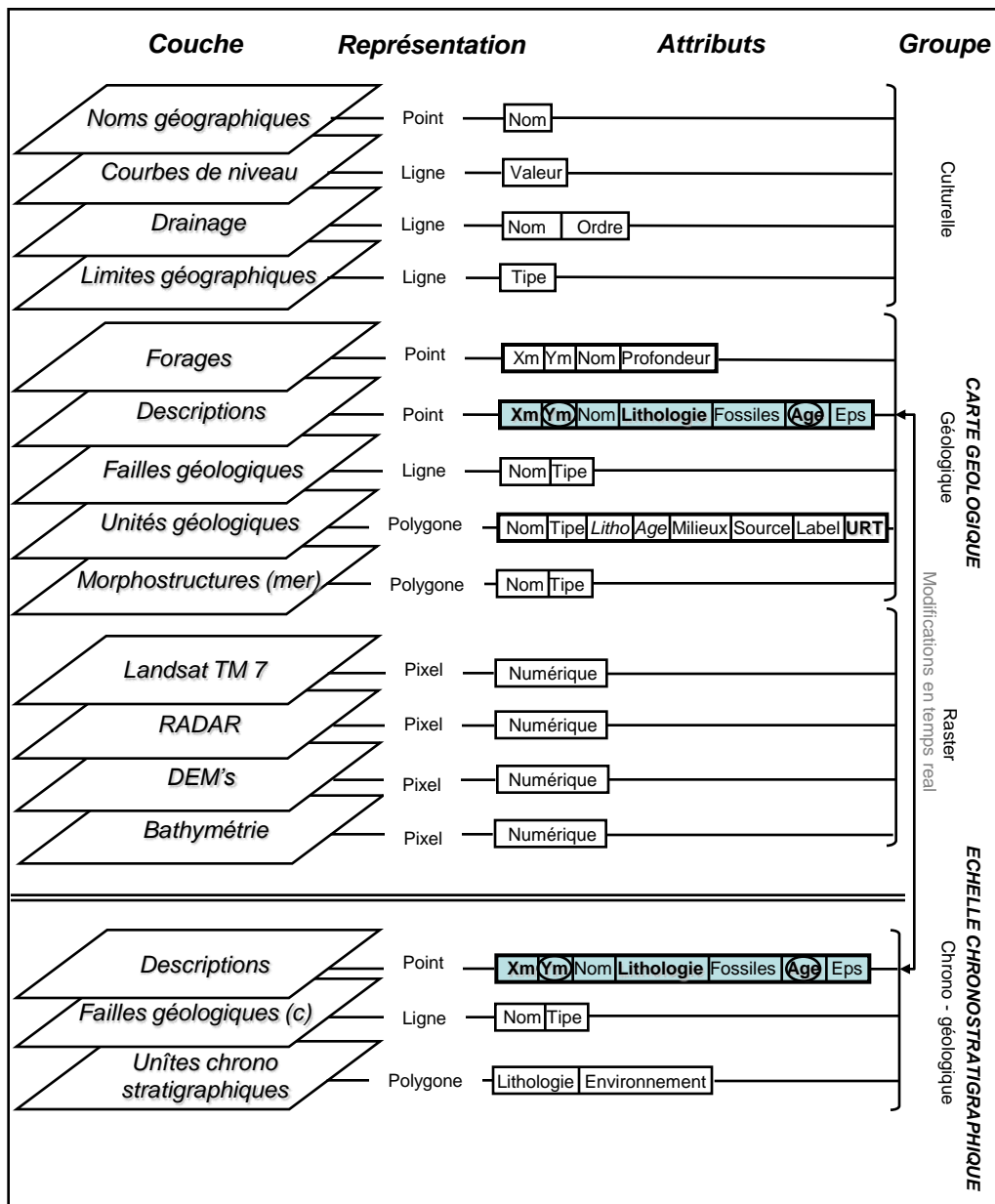


Fig. 2.11. Modèle d'organisation des données géologiques par couches dans un SIG, leur représentation et les attributs qui caractérisent chaque objet. Ces couches ont été utilisées pour construire la carte géologique et l'échelle chrono stratigraphique de la zone d'étude. Les attributs signalés avec une ellipse correspondent aux colonnes utilisées pour établir la corrélation entre la carte géologique et l'échelle chrono stratigraphique. Les attributs en gras correspondent aux colonnes clef pour l'intégration stratigraphique.

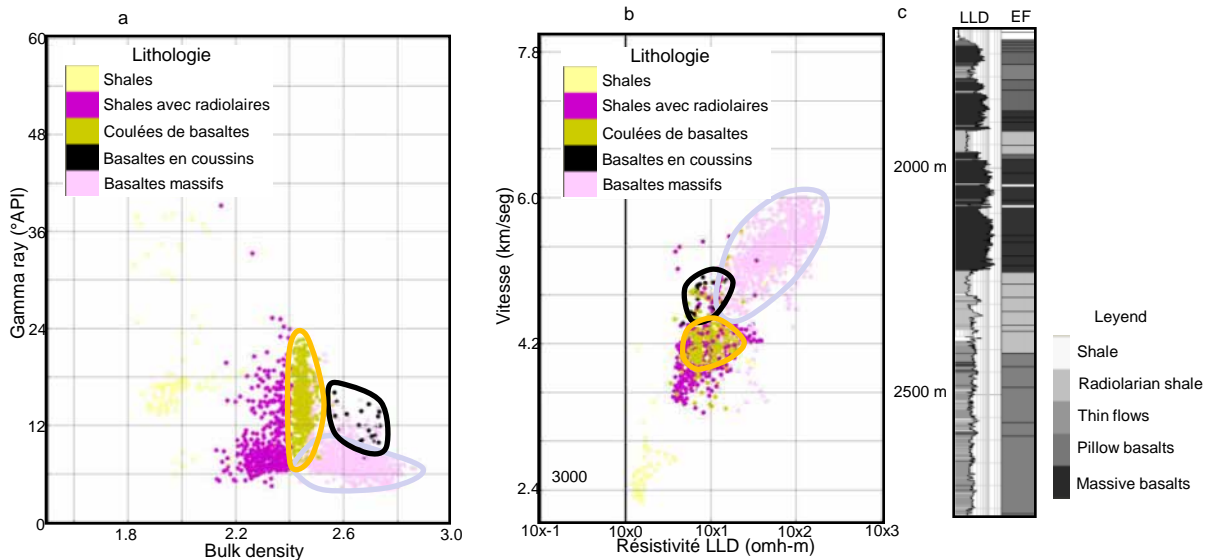


Fig 2.12. Diagrammes des diagraphies du le forage Remolino Grande 1 sur l'intervalle entre 2770 et 1720 mts (socle volcanique – sédimentaire). a) Gamma ray vs Bulk density, b) Vitesse vs Résistivité, c) Colonne stratigraphique produite a partir de l'identification des champs lithologiques (EF), dans les diagrammes a et b et son correspondance, avec la colonne reconstruite a partir des descriptions des cuttings (LLD).

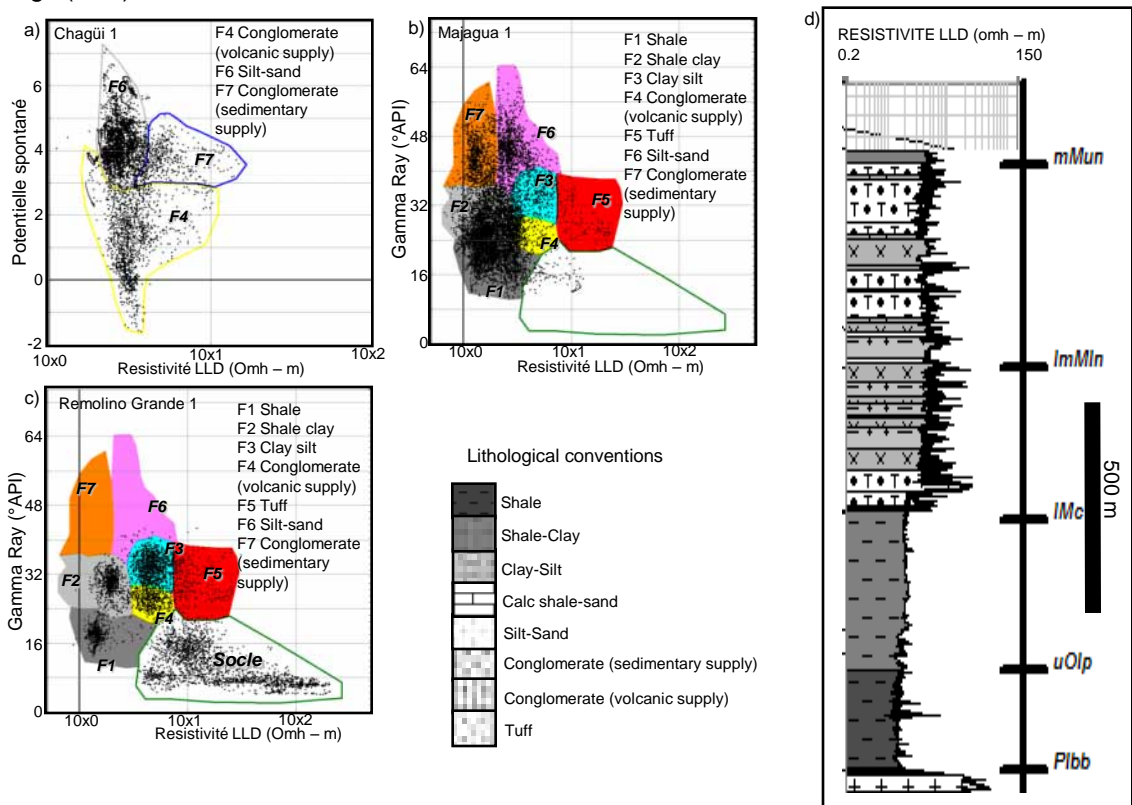


Fig 2.13. Diagrammes des diagraphies pour les trois forages du bassin de Tumaco. a) Chagüi 1, b) Majagua 1, c) Remolino Grande 1, d) Colonne stratigraphique produite a partir de l'identification des champs lithologiques dans le diagramme du forage Remolino Grande 1.

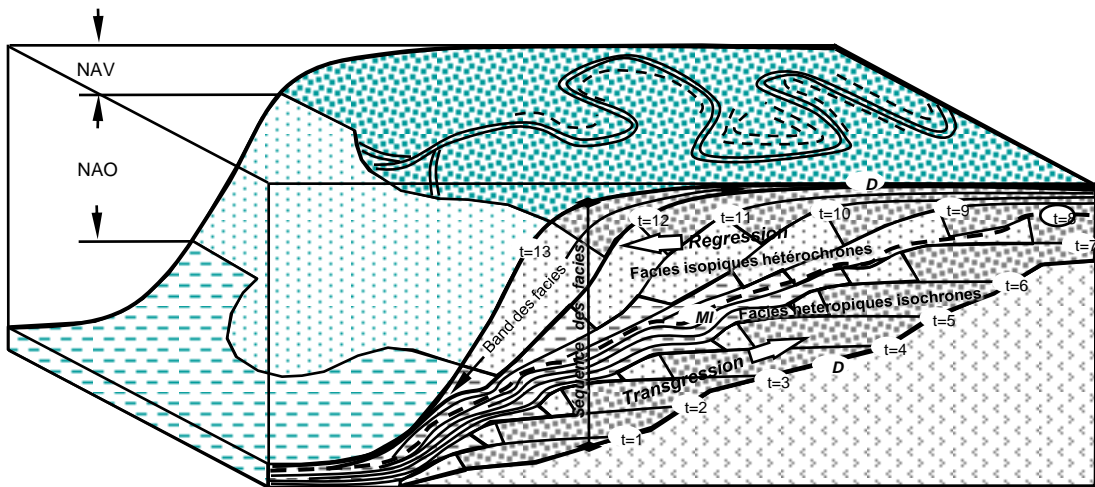


Fig 2.14. Modèle de dépôt des sédiments sur une plateforme siliciclastique affectée par un cycle de transgression – régression marine entre les intervalles de temps $t=1$ ou $t=13$, construit à partir de la application des lois de Walter. NAV Niveau d'action des vagues, NAO Niveau d'action des tempêtes, D Discordance (changement abrupt de facies).

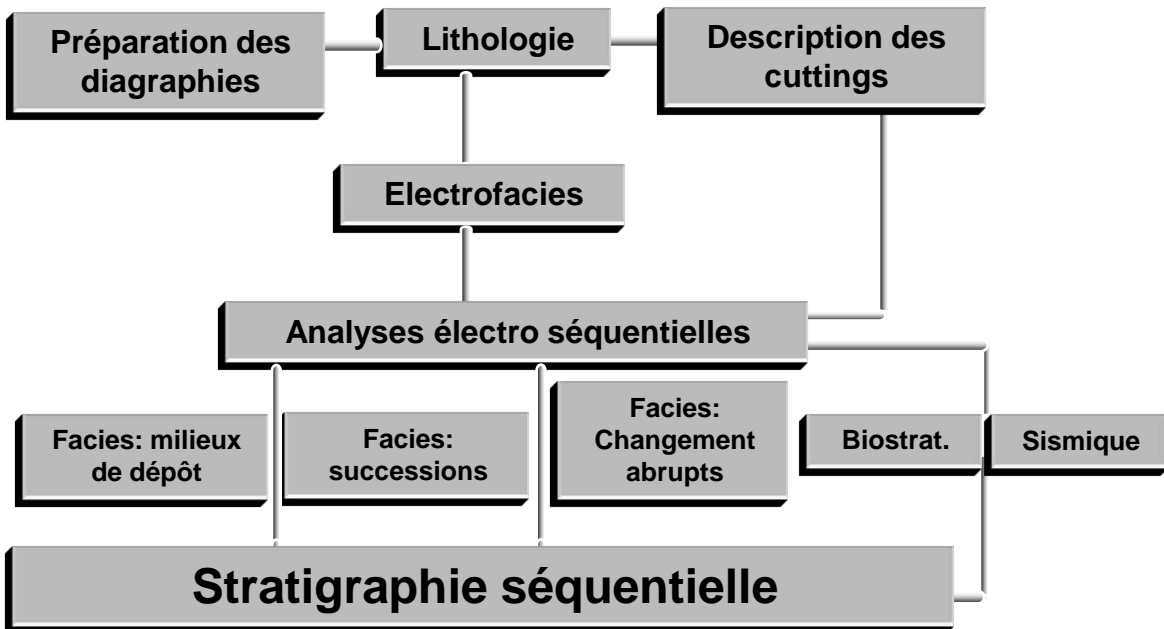


Fig. 2.15. Diagramme des étapes de travail dans le cadre d'une analyse de stratigraphie séquentielle à partir des diagraphies des forages (à partir du Rider, 2006)

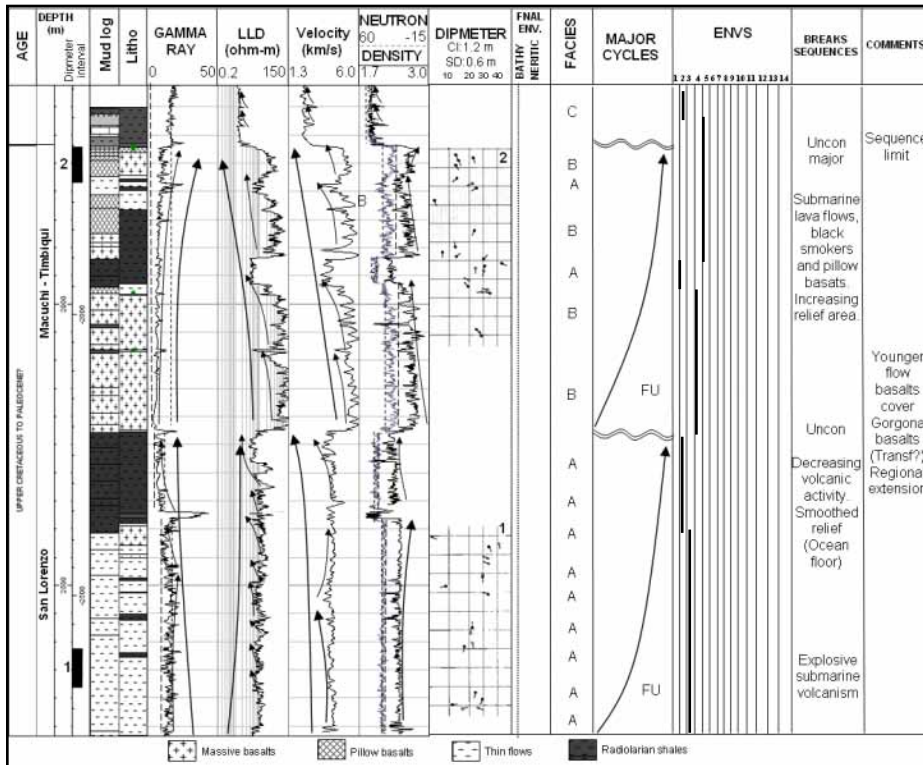


Fig. 2.16. Exemple d'une analyse électrosequentielle complète sur le forage Remolino Grande 1. Lithologie, électrofacies et descriptions des cuttings ont été mis en place verticale pour observer les variations verticales des milieux de dépôt et l'indication des changements abrupts (dans ce cas correspond à la séquence volcano – sédimentaire à la base du forage). Les milieux de dépôt (envs de 1 à 14), varient d'eaux profonds à cônes de piedmont.

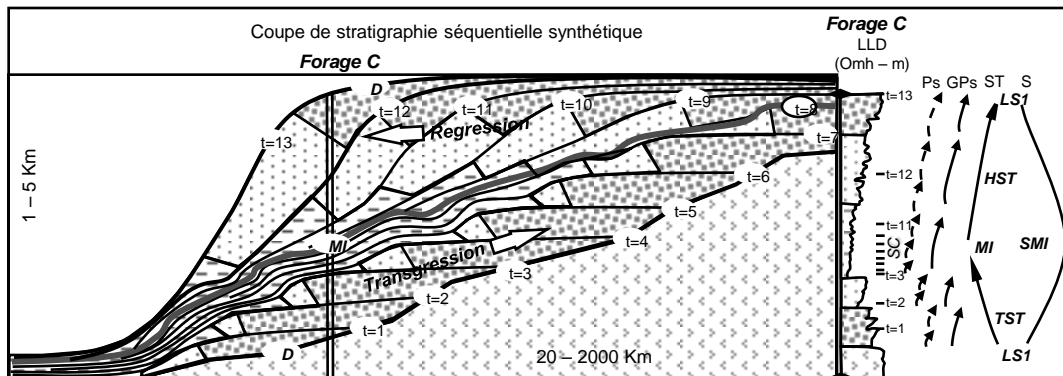


Fig. 2.17. Modèle de stratigraphie séquentielle synthétique d'une plateforme siliciclastique affectée par un cycle complet de transgression et régression marine. La ligne double verticale C représente la position d'un forage hypothétique qui traverse la séquence et à droite on montre l'expression de la diagraphe de résistivité et sa lithologie reconstruite. Les flèches indiquent le sens de la croissance des grains à l'échelle de la paraséquence (Ps), du groupe de paraséquences (SPs), du Systems tracks (ST) et de la séquence (S). Les surfaces clef dans cet exemple selon la terminologie de Vail (1987) correspondent aux surfaces de discordance de la séquence (D), qui correspondent à des surfaces de discordances de type 1, et aux surfaces de maximum inondation (SMI). La quantité de sédiments déposés dans l'intervalle de temps correspondant à l'occurrence d'un événement de maximum inondation est très faible, et en conséquence, dans la colonne stratigraphique, ce grand intervalle de temps est représenté par une petite épaisseur, connue comme une section condensé (SC).

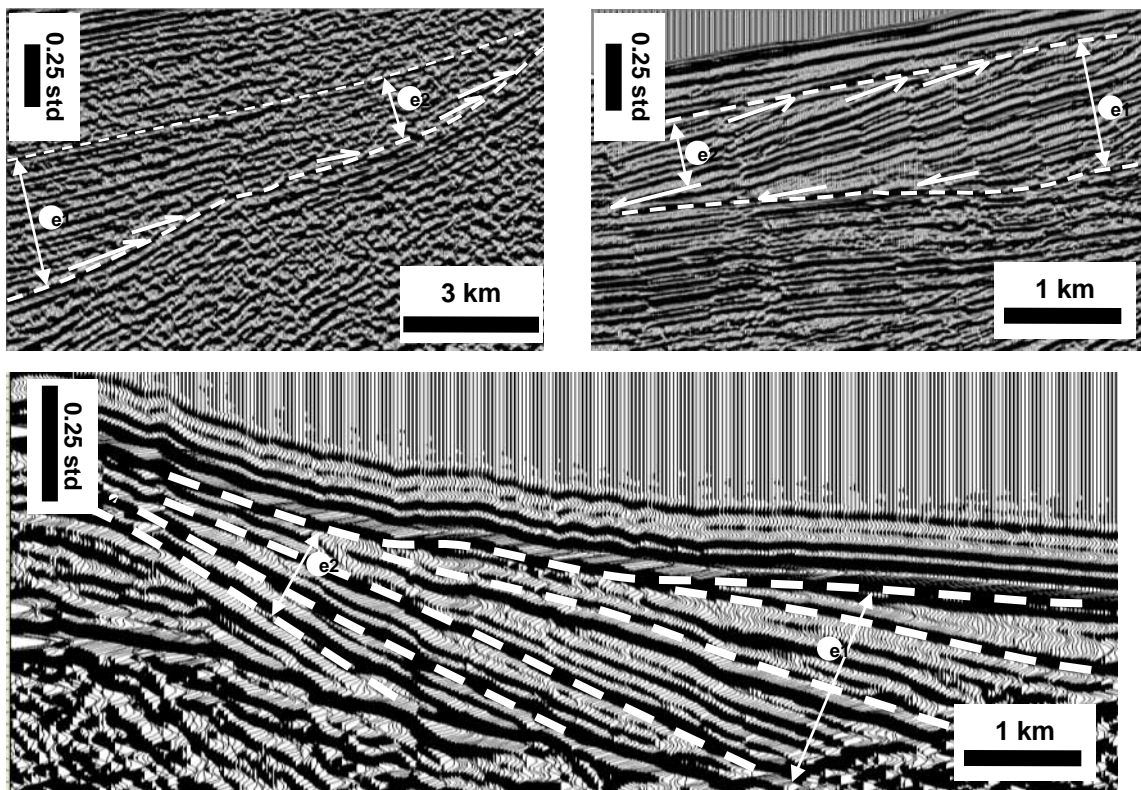


Fig 2.18. Patterns des réflexions sismiques des discordances selon la terminologie de Mitchum et al. (1977b). a) exemple d'expression sismique des onlaps (segments de profil sismique réflexion à terre NT 90 – 2870), b) exemple d'expression sismique des downlaps et top laps (segments de profil sismique en mer P82-2625), c) exemple d'expression sismique des troncatures (segment de profil sismique en mer SIS – 40). Dans les trois cas, l'unité sismique montre un changement d'épaisseur (e) latéralement ($e_1 > e_2$).

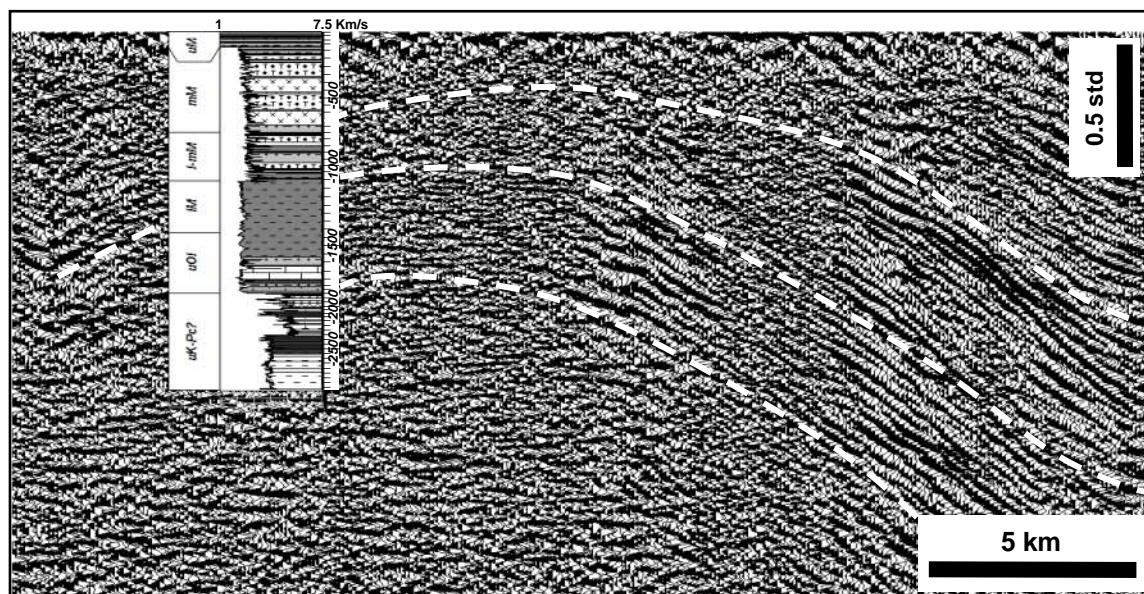


Fig 2.19. Diagramme de SONIC du forage Remolino Grande 1 projeté sur le profil sismique P – 73 – 12 ou temps double, avec la colonne lithologique et les intervalles d'âge.

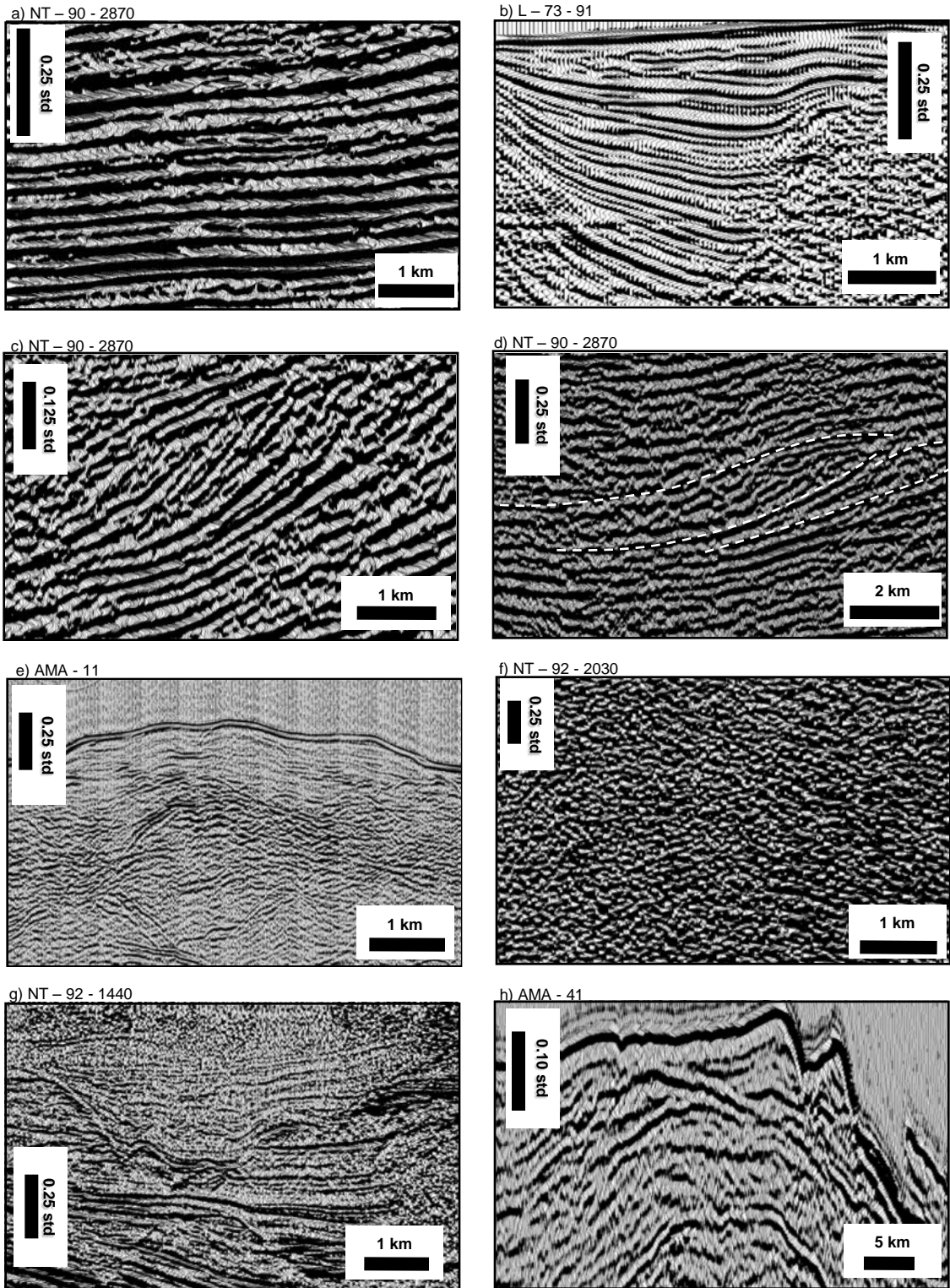


Fig. 2.20. Exemples de configurations principales des réflecteurs sismiques. a) parallèle, b) divergent, c) oblique tangentielle, d) sigmoïdal, e) chaotique, f) sans pattern sismique, g) incision de chenaux, h) complexe d'éventails composite.

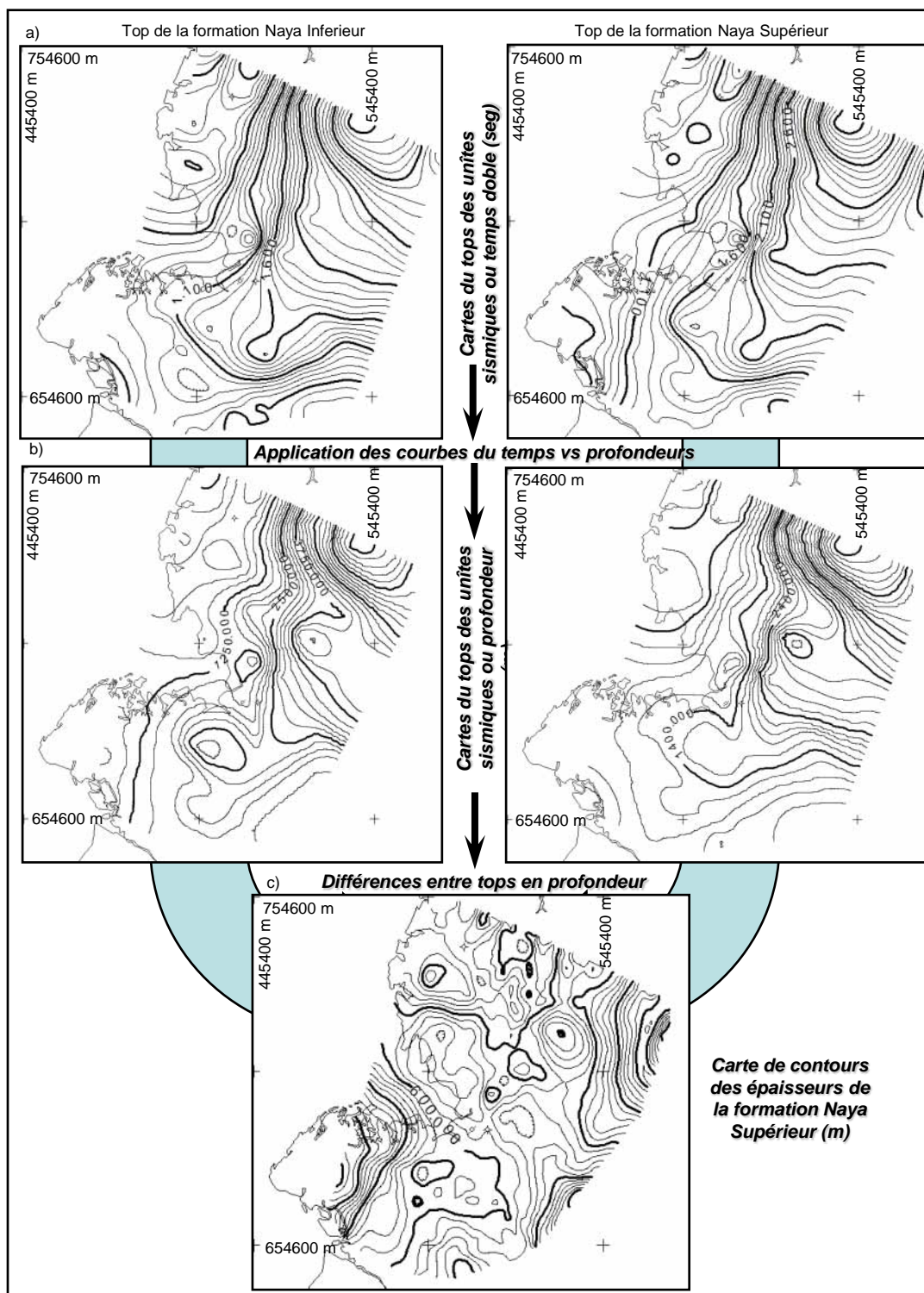
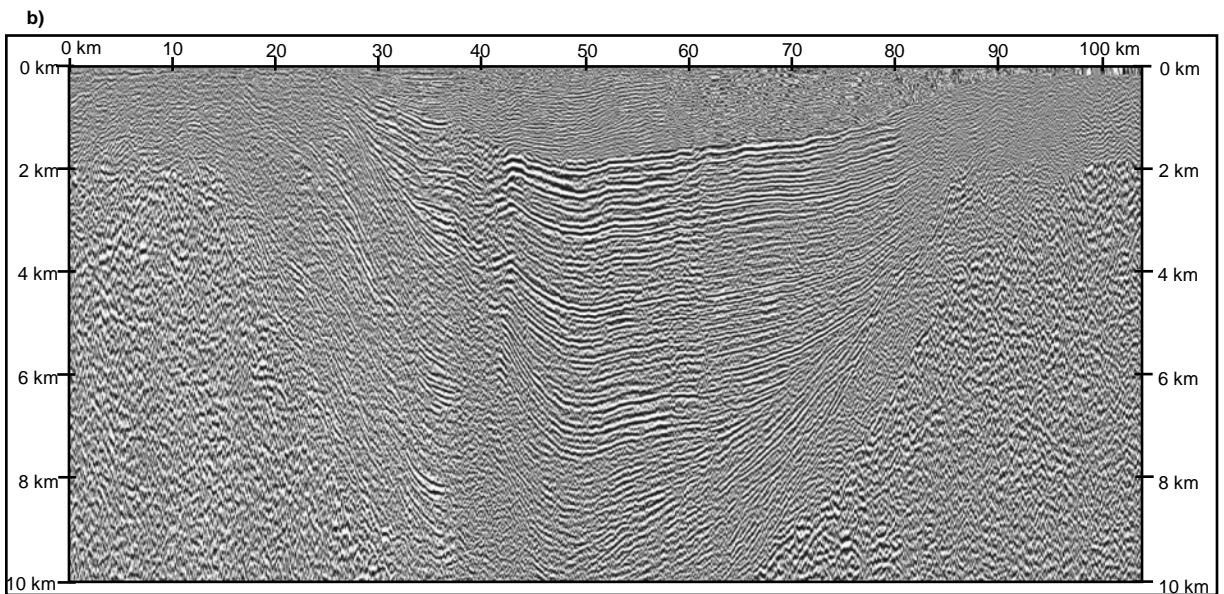
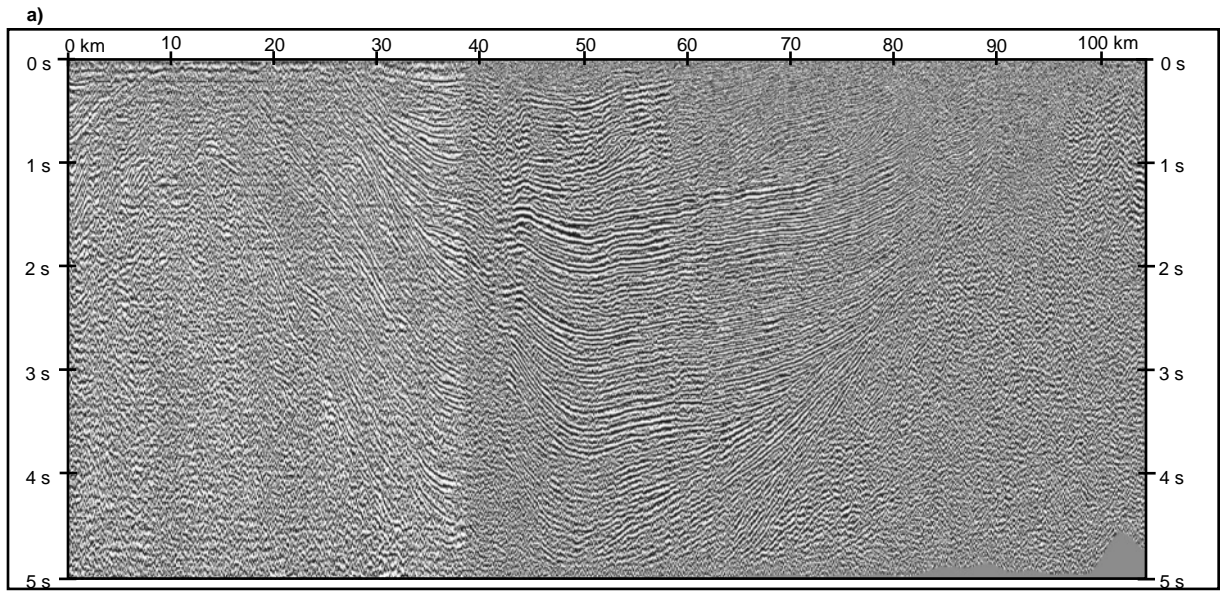


Fig. 2.21. Exemple de construction d'une carte d'épaisseurs d'une unité sismique (Formation Naya Supérieur): a) cartes ou temps sismique produits a partir des contours d'horizons sismiques interprétés dans les profils sismiques, b) cartes en profondeur des sommets des unités affectés par l'application de la loi de vitesse (courbe temps vs profondeur), c) carte d'épaisseur de l'unité qui se trouve entre les deux sommets des unités sismiques.



Fig; 2.22. Exemple de conversion d'un profil de sismique réflexion du temps double à la profondeur, avec l'outil Trace Pack, option Time <>Depth. a) Profil sismique ou temps double, b) même profil sismique ou profondeur.

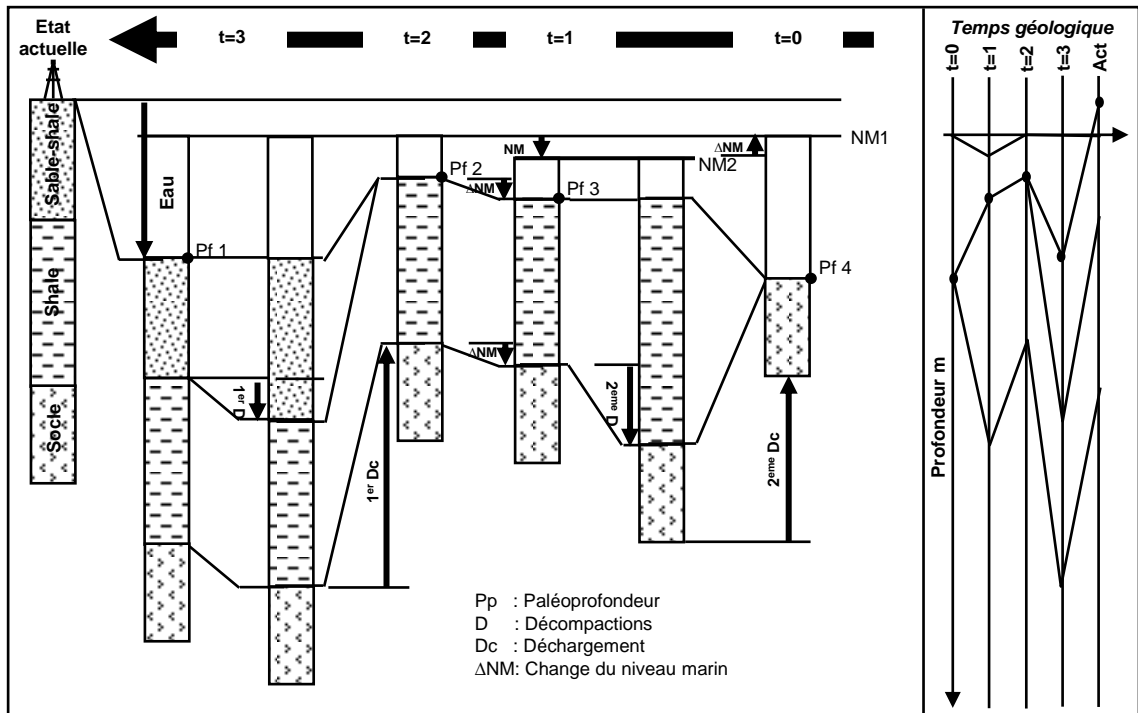


Fig. 2.23. Séquence du travail basique dans une analyse de back stripping (Modifié de Celerier, 1988) . Au temps $t=3$ le toit de l'unité de sable – shale a été mise en place à sa paleoprofondeur de dépôt initiale pour la décompacter. Au temps $t=2$ on enlevé l'épaisseur décompactée de sable – argile et on a replacé cette couche à sa paleoprofondeur de dépôt, a la unité de shale, qui fera décompactée. Une fois l'unité de shale décompactée, on a considéré une petite variation du niveau marin dans le temps $t=1$. Finalement on a enlevé l'épaisseur décompactée des shales de la colonne stratigraphique pour calculer le paléoprotecteur du top du socle cristallin. Les variations de profondeurs des tops de chaque unité décompactée, peuvent se mettre dans un diagramme de profondeurs vs temps géologique, connue comme courbe de subsidence (diagramme a droite).

Table 2.1		
Profils sismiques à terre (Localizacion sur la Figure 2.4)		
Programme	P – 79	
Enterprise	ECOPETROL	
Traitement	Digicon Geophysical Corp. De Colombia	
Zone Prospectée	Patia – Colombia	
Profils interpretées	P – 79 – 01	S. P. 202 – 649
	P – 79 – 12	S. P. 201 – 479
Longueur Totale (km)	66	
Source	Dynamite	
Profondeur de la source	80 pieds	
Charge	20 lbs	
Distance entre points de tir	100 m	
Dispositif	Tir au centre	Déport interne 100 m
Nombre de trace	48	
Intervalle entre traces	100 m	
	24 géophones par trace	
Distance entre géophones	6 m	
Couverture multiple d'ordre	24	
Enregistrement		
Pas d'échantillonnage en temps	2 ms	
Filtre coupe-bas	12 Hz (pente du filtre: 36 DB/OCT)	
Durée d'enregistrement	6 seg	

Table 2.2		
Profils sismiques à terre (Localizacion sur la Figure 2.4)		
Programme	Tumaco 90	
Enterprise	ECOPETROL	
Traitement	H.G.S.	
Zone Prospectée	Tumaco – Colombia, Bloque Nariño	
Profils interpretées	NT – 1990 – 2870	S. P. 101.5 – 2044.5
	NT – 1990 – 1200	S. P. 102.5 – 2045.5
	NT – 1990 – 1100	S. P. 87.5 – 1489.5
Longueur Totale (km)	197	
Source	Dynamite	
Profondeur de la source	31 pieds	
Charge	600 grm	
Distance entre points de tir	72 m	
Dispositif	Tir au centre	Déport interne 18 m
Nombre de trace	48	
Intervalle entre traces	120 m	
	36 géophones par trace	
Distance entre géophones	3 m	
Couverture multiple d'ordre	30	
Enregistrement		
Pas d'échantillonnage en temps	2 ms	
Durée d'enregistrement	5 seg	

Table 2.3	
Profils sismiques à terre (Localizacion sur la Figure 2.4)	
Programme	Tumaco 92
Enterprise	ECOPETROL
Traitement	H.G.S.
Zone Prospectée	Tumaco – Colombia, Bloque Nariño
Profils interpretées	NT – 1992 – 2840 S. P. 90.5 – 1712.5
	NT – 1992 – 2460 S. P. 90.5 – 2231.5
	NT – 1992 – 2250 S. P. 90.5 – 1732.5
	NT – 1992 – 2030 S. P. 90.5 – 1151.5
	NT – 1992 – 1440 S. P. 90.5 – 2351.5
	NT – 1992 – 1090 S. P. 90.5 – 2231.5
	NT – 1992 – 0870 S. P. 90.5 – 1410.5
Longueur Totale (km)	325
Source	Dynamite
Profondeur de la source	40 pieds
Charge	600 grm
Distance entre points de tir	75 m
Dispositif	Tir au centre Déport interne 37.5 m
Nombre de trace	240
Intervalle entre traces	25
	40 géophones par trace
Distance entre géophones	2.08 m
Couverture multiple d'ordre	40
Enregistrement	
Pas d'échantillonnage en temps	2 ms
Durée d'enregistrement	6 seg

Table 2.4		
Profils sismiques marins (Localizacion sur la Figure 2.5)		
Programme	Offshore Colombia	
Enterprise	ECOPETROL	
Traitement	Geophysical Service Incorporated GSI	
Zone Prospectée	Pacífico	
Profils interpretées	L – 1973 – 83	S. P. 1 – 985
	L – 1973 – 84	S. P. 1 – 620
	L – 1973 – 85	S. P. 1 – 624
	L – 1973 – 86	S. P. 1 – 622
	L – 1973 – 87	S. P. 1 – 641
	L – 1973 – 88	S. P. 1 – 643
	L – 1973 – 89	S. P. 1 – 678
	L – 1973 – 91	S. P. 1 – 759
	L – 1973 – 92	S. P. 1 – 371
	L – 1973 – 93	S. P. 1 – 438
	L – 1973 – 94	S. P. 1 – 521
	L – 1973 – 95	S. P. 1 – 499
	L – 1973 – 96	S. P. 1 – 530
	L – 1973 – 97	S. P. 1 – 360
	L – 1973 – 106	S. P. 1 – 403
	L – 1973 – A1	S. P. 1 – 1021
	L – 1973 – B1A	S. P. 1 – 1237
	L – 1973 – D1	S. P. 1 – 1505
	L – 1973 – E1	S. P. 1 – 441
Longueur Totale (km)	640	
Source	Canon a air	
Profondeur de la source	9.1 m	
Charge	1200 CU. IN.	
Distance entre points de tir	50 m	
Dispositif	Tir en but	Déport interne 335 m
Nombre de trace	48	
Intervalle entre traces	25	
	24 géophones par trace	
Profondeur de la flute	9.1 m	
Longueur de la flute	2300 m	
Couverture multiple d'ordre	24	
Enregistrement		
Pas d'échantillonnage en temps	4 ms	
Durée d'enregistrement	6 seg	

Table 2.5		
Profils sismiques marins (Localizacion sur la Figure 2.5)		
Programme	Offshore Colombia	
Enterprise	ECOPETROL	
Traitement	GEOSURCE – STRATA SEARCH INC COLOMBIA	
Zone Prospectée	Pacífico	
Profils interpretées	P – 1982 – 3200	S. P. 1 - 985
	P – 1982 – 3000	S. P. 1 - 1036
	P – 1982 – 2825	S. P. 100 - 1485
	P – 1982 – 2800	S. P. 100 - 2430
	P – 1982 – 2675	S. P. 100 - 1360
	P – 1982 – 2625	S. P. 100 - 1570
	P – 1982 – 2600	S. P. 1 - 1606
	P – 1982 – 2450	S. P. 1 - 559
	P – 1982 – 2400	S. P. 100 - 1700
	P – 1982 – 2200	S. P. 1 - 917
	P – 1982 – 2000	S. P. 100 - 1720
	P – 1982 – 1850	S. P. 100 - 1170
	P – 1982 – 1800	S. P. 100 - 1600
	P – 1982 – 1650	S. P. 100 - 770
	P – 1982 – 1600	S. P. 1 - 1400
	P – 1982 – 1450	S. P. 100 - 660
	P – 1982 – 1400	S. P. 100 - 1435
	P – 1982 – 1250	S. P. 100 - 800
	P – 1982 – 1200	S. P. 1 - 1036
	P – 1982 – 1100S	S. P. 1 - 1110
	P – 1982 – 1300	S. P. 100 - 2405
	P – 1982 – 1500EX	S. P. 1 - 3051
	P – 1982 – 1550S	S. P. 1 - 3212
	P – 1982 – 1700S	S. P. 100 - 3150
	P – 1982 – 1750S	S. P. 1 - 4000
	P – 1982 – 2100S	S. P. 2300 - 2910
Longueur Totale (km)	1395	
Source	Canon a air	
Profondeur de la source	9.1 m	
Charge	3050 CU. IN.	
Distance entre points de tir	25 m	
Dispositif	Tir en but	Déport interne 225 m
Nombre de trace	96	
Intervalle entre traces	25	
	48 géophones par trace	
Profondeur de la flute	9.1 m	
Longueur de la flute	2400 m	
Couverture multiple d'ordre	48	
Enregistrement		
Pas d'échantillonnage en temps	2 ms	
Durée d'enregistrement	6 seg	

Table 2.6		
Profils sismiques marins (Localizacion sur la Figure 2.6)		
Programme	SISTEUR	
Enterprise	GeoAzur /IFREMER	
Traitement	GENAVIR - GeoSciences Azur	
Zone Prospectée	Marge Equatorienne - Colombienne	
Profils interpretées	SIS – 2000 - 40	S. P. 1 - 2024
	SIS – 2000 - 39	S. P.1 - 1527
	SIS – 2000 - 37	S. P. 1 - 1840
	SIS – 2000 - 35	S. P. 1 - 5192
	SIS – 2000 - 45	S. P. 1 - 2053
	SIS – 2000 - 44	S. P. 1 - 1949
	SIS – 2000 - 42	S. P. 1 - 2111
	SIS – 2000 - 38	S. P. 1 - 900
	SIS – 2000 - 36	S. P. 1 - 896
	SIS – 2000 - 46	S. P. 1 - 417
Longueur Totale (km)	1005	
Source	Canon a air	
Profondeur de la source	10 - 15 m	
Charge	2896 CU. IN.	
Distance entre points de tir	50 m	
Dispositif	Tir en but	Déport interne 225 m
Nombre de trace	360	
Intervalle entre traces	12.5	
	45 géophones par trace	
Longueur de la flute	4500	
Couverture multiple d'ordre	45	
Enregistrement		
Pas d'échantillonnage en temps	4 ms	
Durée d'enregistrement	15 seg	

Table 2.7		
Profils sismiques marins (Localizacion sur la Figure 2.7)		
Programme	AMADEUS (vite)	
Entreprise	GeoAzur /IFREMER	
Traitement	GENAVIR - Geoazur	
Zone Prospectée	Marge Equatorienne - Colombienne	
Profils interpretées	AMA06	S. P. 1 - 7782
	AMA07	S. P. 1 - 3925
	AMA08	S. P. 1 - 565
	AMA09	S. P. 1 - 3511
	AMA10	S. P. 1 - 7566
	AMA11	S. P. 1 - 5791
	AMA12	S. P. 1 - 5808
	AMA13	S. P. 1 - 5149
	AMA14	S. P. 1 - 5071
	AMA15	S. P. 1 - 4884
	AMA16	S. P. 1 - 4830
	AMA17	S. P. 1 - 883
	AMA18	S. P. 1 - 541
	AMA19	S. P. 1 - 2221
	AMA20	S. P. 1 - 721
	AMA21	S. P. 1 - 685
	AMA22	S. P. 1 - 3473
	AMA33	S. P. 1 - 961
	AMA34	S. P. 1 - 1309
	AMA35	S. P. 1 - 685
	AMA36	S. P. 1 - 1105
	AMA37	S. P. 1 - 3378
	AMA38	S. P. 1 - 2635
	AMA39	S. P. 1 - 2839
	AMA40	S. P. 1 - 3643
	AMA41	S. P. 1 - 4147
	AMA42	S. P. 1 - 3414
	AMA43	S. P. 1 - 3504
	AMA44	S. P. 1 - 3589
	AMA51	S. P. 1 - 1183
	AMA52	S. P. 1 - 457
	AMA54	S. P. 1 - 1591
	AMA55	S. P. 1 - 4381
	AMA56	S. P. 1 - 5149
	AMA57	S. P. 1 - 4495
	AMA58	S. P. 1 - 2935
	AMA59	S. P. 1 - 2323
	AMA60	S. P. 1 - 241
	AMA61	S. P. 1 - 655
	AMA62	S. P. 1 - 493
	AMA63	S. P. 1 - 3547
	AMA64	S. P. 1 - 409
	AMA65	S. P. 1 - 2640
	AMA81	S. P. 1 - 3577
	AMA82	S. P. 1 - 1441
	AMA83	S. P. 1 - 1602
	AMA84	S. P. 1 - 991
	AMA85	S. P. 1 - 2503
LongueurTotale (km)	6525	
Source	Canon a air	
Profondeur de la source	4 - 5 m	
Charge	105 - 105, 45 - 45 CU. IN.	
Distance entre points de tir	50 m	
Dispositif	Tir en but	Déport interne 130 m
Nombre de trace	6	
Intervalle entre traces	50	
	3 géophones par trace	
Longueur de la flute	300	
Couverture multiple d'ordre	3	
Enregistrement		
Pas d'échantillonnage en temps	2 ms	
Durée d'enregistrement	8 seg	

Table 2.8		
Profils sismiques marins (Localizacion sur la Figure 2.8)		
Programme	AMADEUS (haute résolution)	
Entreprise	GeoAzur /IFREMER	
Traitement	GENAVIR - Geoazur	
Zone Prospectée	Marge Equatorienne - Colombienne	
Profils interpretées	AMA66	S. P. 1 - 1429
	AMA67	S. P. 1 - 529
	AMA68	S. P. 1 - 433
	AMA69	S. P. 1 - 493
	AMA70	S. P. 1 - 559
	AMA71	S. P. 1 - 487
	AMA72	S. P. 1 - 583
	AMA73	S. P. 1 - 373
	AMA74	S. P. 1 - 1285
LongueurTotale (km)	744	
Source	Canon a air	
Profondeur de la source	3 m	
Charge	45 - 45, 45 - 45 CU. IN.	
Distance entre points de tir	25 m	
Dispositif	Tir en but	Déport interne 130 m
Nombre de trace	6	
Intervalle entre traces	50	
	6 géophones par trace	
Longueur de la flute	300	
Couverture multiple d'ordre	3	
Enregistrement		
Pas d'échantillonnage en temps	2 ms	
Durée d'enregistrement	5 seg	

Table 2.9 Les forages (Localizacion sur la Figure 2.9)		
Forage	Chagüi N° 1	
Début	13 - IX - 55	
	PB & ABND 24 - VI - 56	
Entreprise	Socony – Vacuum Oil Co	
Location		
Pays	Colombie	Nariño
Coordonnées (Origine Bogota)	507787 m E	687655 m N
Élévation	58 m R.T.	
Profondeur	3995 m	
Diagraphies analyses:		
SP Potentielle Spontané	0 – 2505 m	
DLL Résistivité	0 – 2728 m	
GR Gamma Ray	2505 – 3404 m	
ML Description lithologique	0 – 3404 m	
Agés		

Forage	Majagua N° 1	
Début	5 - II - 81	
	PB & ABND 7 - VII - 81	
Entreprise	WAINOCO COLOMBIA	
Location		
Pays	Colombie	Nariño
Coordonnées (Origine Bogota)	512239 m E	687652 m N
Élévation	31 m R.T.	
Profondeur	4372 m	
Diagraphies analyses:		
DT Pendagemétrie	0 – 4372 m	
LLD Dual Laterolog	0 – 4372 m	
GR Gamma Ray	0 – 4372 m	
VSP Sismique verticale	0 – 4372 m	
Sismogramme synthétique	0 – 4372 m	
BHC Sonique compense pour effets du trou	0 – 3950 m	
FDC Formation Densité Log	0 – 3950 m	
NPHI Neutron Porosité	0 – 4372 m	
Lithologie et les âges des unités	0 – 4372 m	

Forage	Remolino Grande N° 1	
Début	30 - XI - 80	
	PB & ABND 7 - II - 81	
Entreprise	ARCO COLOMBIA OIL CORP	
Location		
Pays	Colombie	Nariño
Coordonnées (Origine Bogota)	505537 m E	740097 m N
Élévation	19 m R.T.	
Profondeur	2770 m	
Diagraphies analyses:		
DT Pendagemétrie	0 – 2770 m	
LLD Dual Laterolog	0 – 2770 m	
GR Gamma Ray	0 – 2770 m	
VSP Sismique verticale	0 – 2770 m	
Sismogramme synthétique	0 – 2770 m	
BHC Sonique compense pour effets du trou	0 – 2770 m	
FDC Formation Densité Log	0 – 2770 m	
NPHI Neutron Porosité	0 – 2770 m	
Description de cuttings	0 – 2770 m	
Lithologie et les âges des unités	0 – 2770 m	

Chapitre 3:

Synthèse géologique sur le système avant-arc du Sud-Ouest de la Colombie et du Nord de l'Equateur

La synthèse bibliographique effectuée à partir des données géologiques, géophysiques et géochimiques, du système avant-arc du Sud-Ouest de la Colombie et du Nord de l'Equateur, révèle des incohérences au niveau de la nomenclature stratigraphique, et au niveau des continuités et limites des formations géologiques. Par exemple au niveau du système avant-arc, on peut noter que les limites des bassins sédimentaires ne sont pas bien connues et que leur continuité régionale reste obscure (CODIGEM – BGS, 1993; IGAC – INGEOMINAS, 2006; Gonzalez et al., 2002).

De plus, les modèles d'évolution tectonique de la marge et les interprétations obtenues à partir des analyses géochimiques sur des roches des blocs océaniques accrétés sont nombreux, ce qui complique grandement la compréhension de l'évolution tectonique et géodynamique de cette région.

Ces différents points obscurs nous ont conduit à reprendre les données existantes et à compiler les données cartographiques, micropaléontologiques, géophysiques et géochimiques, dans un Système d'Information Géographique (SIG). Grâce à ceci, et dans le but de produire une carte géologique cohérente nous avons pu effectuer, en tenant compte des âges des roches, des corrélations entre les différentes lithologies. Nous avons également travaillé sur une corrélation des nomenclatures stratigraphiques, qui devrait permettre de caractériser géologiquement chaque zone qui compose le système avant-arc. En outre, ce travail a permis

de définir les axes des bassins d'avant-arc, leur direction, la continuité des hauts structuraux qui les limitent ainsi que leurs extensions géographiques et leurs épaisseurs. Ce travail est fondamental pour prendre en compte les analyses géologiques qui seront intégrées, dans les chapitres suivants, aux analyses et interprétations des données de sismique réflexion et forages.

3.1. Cadre géodynamique du système avant-arc du Sud-Ouest de la Colombie et du Nord de l'Equateur

Le système avant-arc du Sud-Ouest de la Colombie et du Nord de l'Equateur, se trouve sur la zone d'interaction entre les plaques tectoniques Nazca et Sud-Américaine (Fig. 3.1). La plaque océanique de Nazca converge à un taux de 6 cm/an (Trenkamp et al., 2002), avec une obliquité qui varie par rapport à la fosse de Colombie–Equateur de 20° dans la zone d'Esmeraldas à 50° dans la zone de Tumaco (Fig. 3.2).

Dans cette région, sur un transect Est-Ouest, toutes les zones qui caractérisent une marge active sont représentées (Fig.s 3.2 et 3.3). A l'Est, le bord occidental de la Cordillère Real-Centrale et la Cordillère Occidentale constitue l'arc volcanique. La région comprise entre la Cordillère Occidentale et les hauts structuraux du Patia–Tumaco–Manglares–Esmeraldas, constitue la zone d'avant-arc limitée à l'Ouest par des hauts structuraux. En mer, à partir de la plateforme continentale de la marge jusqu'à la fosse colombienne–équatorienne, on distingue la pente continentale constituée à sa base d'un prisme d'accrétion parfois absent vers le Sud. A l'Ouest de la fosse, la zone du graben de Yaquina et les hauts topographiques sous marins qui le limitent, correspondent à la zone du bombement externe de la plaque plongeante.

A échelle régionale, le système avant-arc, montre des largeurs similaires avec la zone de l'arc volcanique (150 km environ). L'arc volcanique est orienté Nord–Sud jusqu'à Quito, au Nord, cette direction change à N30°E. Les axes des bassins développés dans la zone d'avant-arc montrent un angle plus grand, de N40°E entre Esmeraldas et Tumaco, vers le Nord, son orientation est parallèle à l'axe de l'arc. Juste dans la zone de changement d'orientation des axes des bassins, l'axe du bassin de Manabi disparaît contre le piedmont de la Cordillère Occidentale (Fig. 3.2). La fosse et le bombement externe, montrent aussi un changement d'orientation parallèle aux axes des bassins d'avant-arc.

La plaque de Nazca plonge sous la plaque Sud-Américaine dans la zone équatoriale avec un angle moyen de 10° (Agudelo, 2005; Lallemand, et al., 2005). Graduellement l'angle du pendage augmente jusqu'à 30° selon les valeurs calculées sur le plan de Wadati-Benioff (Meissnar et al., 1976; Meissnar et al., 1977). La distance entre l'arc volcanique et la fosse Colombienne–Equatorienne est de 280 km (Fig. 2.3), et la profondeur de la plaque plongeante sous la zone d'arc volcanique est variable entre 160 km et 100 km pour la région Sud Colombienne et Nord Equatorienne (Gustcher et al., 1999).

Les reconstructions des positions des plaques tectoniques effectuées à partir de la distribution des anomalies magnétiques du fond océanique, montrent que le cadre géodynamique n'a pas changé pendant les derniers 20 Ma (Pardo–Casas and Molnar, 1987; Estrada, 1995; Meschede and Frisch, 1998; Pindell et al., 1998). Ceci qui coïncide avec le début de l'activité volcanique de l'arc actuel (Cepeda, 1986; Samaniego et al., 2003;). Les reconstructions paléo-géographiques entre 20 et 48 Ma. indiquent que la plaque océanique (Farrallon – Pacifique), s'est rapprochée du continent selon une direction NE et à une vitesse de convergence inférieure à celle d'aujourd'hui (Pardo–Casas and Molnar, 1987; Pindell, 1994; Estrada, 1995).

Les modèles paléo-géographiques indiquent aussi qu'avant 50 Ma la convergence de la plaque océanique (Farallon – Pacifique) était plus oblique qu'aujourd'hui et avec une vitesse de 12 mm/an. Cette valeur de la composante oblique de la convergence représente un facteur important au cours de l'évolution méso–cénozoïque des Andes Septentrionales (McCourt et al., 1984; Aspden et al., 1987; Caceres, et al., 2003). Les roches mésozoïques qui composent la marge occidentale de la Colombie et de l'Equateur, se sont formées au Sud-Ouest, à une latitude équatoriale (Estrada, 1995; Luzieux et al., 2006). Au cours du déplacement de la plaque océanique, ces roches appartenant au domaine océanique se sont accrétées en bloc le long de la marge continentale active (Kerr et al., 2002, Jaillard et al., in press). Ensuite ces blocs ont été réorganisés le long de méga-failles décrochantes dextres qui ont produit leur rotation de plus de 40° dans le sens horaire à la fin du Crétacé et au début du Paléocène (Luzieux et al., 2006).

Le socle de l'arc volcanique est constitué de roches continentales précambriennes et paléozoïques au Sud-Ouest de la Colombie et du Nord de l'Equateur. Ces roches sont principalement magmatiques et métamorphiques (migmatites, schistes verts). Elles sont

traversées par des plutons de granitoïdes mésozoïques (Cepeda, 1986; Aspden and Litherland, 1992; CODIGEM – BGS, 1993). Vers l'Ouest, la croûte océanique accrétée est composée de roches mésozoïques magmatiques et sédimentaires. La limite entre les roches continentales et la croûte océanique accrétée en Colombie, correspond à la suture de Romeral (Case et al., 1971), mais son expression en Equateur est plus complexe. Elle correspond à deux sutures : les systèmes de Calacali–Pallatanga–Palenque et Peltetec, qui contiennent des écaïlles allochtones de composition schisteuse à gneissique (Aspden and Litherland, 1992). Un bloc de lithologie similaire (roches métamorphiques d'âge paléozoïque) se trouve également en Colombie entre les failles de Romeral et Palestina (McCourt et al., 1984).

La suture entre les croûtes continentale et océanique apparaît clairement sur les cartes gravimétriques régionales (Fairhead, 1991). A l'Est de la suture, les valeurs gravimétriques sont négatives avec des maximum à -220 mgals, par contre, à l'Ouest, les anomalies sont positives avec des maximum de +70 mgals, et montrent un fort gradient le long de la suture (Case et al., 1973). La distribution des anomalies gravimétriques, et la vitesse de propagation des ondes sismiques (Meissnar et al., 1976), indiquent qu'à l'Est de la suture, la croûte est d'affinité continentale, avec un Moho compris entre 40 et 50 km de profondeur. A l'Ouest, la croûte montre une affinité océanique, avec des matériaux de haute densité et vitesse, avec un Moho à une profondeur de 25 à 30 km. La suture a été considérée comme une ancienne zone de subduction (marge Occidentale du Continent Sud-Américain au Crétacé), bloquée entre le Campanien et le Paléocène par l'accrétion de blocs de lithosphère océanique (Moreno – Sanchez and Pardo-Trujillo, 2003; Jaillard et al., in press).

Une fois l'accrétion réalisée, les deux lithosphères suturées (océanique et continentale) ont évolué comme une marge active avec la création d'une nouvelle zone de subduction. C'est à partir de cette période que s'établit le système avant-arc actuel, avec un arc volcanique encore actif aujourd'hui, et un système de bassins sédimentaires avec des épaisseurs variables (avant-arc, complexe d'accrétion et fosse).

3.2. Géologie du système avant-arc du Sud-Ouest de la Colombie et du Nord de l'Equateur.

La géologie de cette région n'est pas encore très bien comprise, pour diverses raisons : 1) les produits de l'intense activité volcanique récente recouvre une grande partie du domaine; 2)

les nomenclatures stratigraphiques différentes employées pour la Colombie et pour l'Equateur; 3) la création de nomenclatures stratigraphiques selon des modèles régionaux (plateau, MORB, arcs volcaniques primitifs et matures); et 4) l'absence d'affleurements continus des formations sédimentaires cénozoïques et la rareté des forages dans les bassins.

Une lecture des différentes nomenclatures stratigraphiques employées dans la région (Table 3.1), montre que les unités stratigraphiques du Mésozoïque présentent de nombreux changements de nom et d'âge par rapport aux unités stratigraphiques paléozoïques et cénozoïques.

La stratigraphie des roches sédimentaires cénozoïques dans la zone d'avant-arc est moins complexe. Une première nomenclature stratigraphique, avec des datations par foraminifères (Cushman and Stainforth, 1951; Stainforth, 1948), a été développée avant les années 60 par les entreprises d'exploration du pétrole. Dans les années 60 à 70, celles-ci ont changé, et comme conséquence les limites chrono-stratigraphiques, les corrélations régionales des formations et la chronologie des événements tectoniques et paléoclimatologiques ont également changé pour toute cette région (Stainforth, 1965).

Par rapport aux formations d'âge Paléozoïque et Mésozoïque inférieur, le problème principal est l'identification de la limite exacte avec les formations d'âge mésozoïque supérieur, pour deux raisons: 1) une grande partie de la suture est recouverte par des matériaux de l'arc volcanique actif et 2) une intense déformation et une grande complexité structurale qui affectent les roches d'âges et de compositions divers (mélanges, olistostromes).

Nous proposons, à partir de l'analyse stratigraphique, de la cartographie géologique existante et de la position des formations géologiques par rapport aux zones qui composent le système avant-arc, une carte géologique dans laquelle nous avons intégré les différentes unités lithostratigraphiques et lithotectoniques (Fig. 3.4). Les unités représentées sur cette carte ont été regroupées selon deux paramètres recommandés par l'International Subcommission on Stratigraphic Classification (1999), pour réaliser des cartes géologiques d'échelle régionale, à savoir le type de roche qui compose l'unité et son âge. Nous décrivons, dans les paragraphes qui suivent, les caractéristiques géologiques des différents domaines de la marge active sur un transect Est-Ouest en commençant par l'Arc volcanique actuel.

3.2.1. L'arc volcanique

Comme nous l'avons mentionné plus haut, l'arc volcanique actuel au Sud-Ouest de la Colombie et au Nord de l'Equateur, est bâti sur une ancienne zone de suture, qui sépare les roches d'affinité continentale vers l'Est (croûte continentale), des roches d'affinité océanique vers l'Ouest (croûte océanique). Le soubassement de l'arc est intrudé par des granites pendant l'Eocène moyen jusqu'à la fin du Néogène. Chaque groupe de roches est composé par une grande quantité d'unités lithologiques et lithotectoniques, que l'on peut regrouper en séquences tectono-sédimentaires d'extension régionale (Fig. 3.5). On reconnaît ainsi de bas en haut de la colonne : le soubassement crustal (socle continental et océanique), et la couverture sédimentaire.

- *Le socle continental*

Le socle continental est composé par les unités lithotectoniques du Cajamarca–Valdivia et de la Cordillère Real (Cediél et al., 2003), ou Zamora, Salado et Loja (Aspden and Litherland, 1992). En général, deux séquences sont différenciées dans le socle continental de l'arc volcanique : une séquence de roches métamorphiques pré-mésozoïques; et une séquence de batholites calco–alcalins, de roches volcaniques, et de roches sédimentaires et phyllites de bas degré de métamorphisme d'âge triasique–jurassique. La limite occidentale du socle continental correspond à la Suture de Romeral–Peltetec, qui sépare ce socle des roches d'affinité océanique sans métamorphisme régional à l'Ouest.

- ✓ *La séquence des roches métamorphiques pré-mésozoïques*

Les roches pré-mésozoïques sont composées d'orthogneiss, de paragneiss, de phyllites et de schistes, affectés par un métamorphisme régional de grade variable, d'âge précambrien à paléozoïque. Ces roches métamorphiques sont disposées en écailles imbriquées allongées selon une orientation NNE–SSW. La déformation pénétrative est bien marquée, et les pendages sont forts. Une linéation de crénulation indique que la déformation est polyphasée. Cette séquence affleure le long de la Cordillère Centrale en Colombie et dans la Cordillère Real en Equateur. L'unité de plus haut grade de métamorphisme dans la zone de l'arc volcanique correspond au «Complejo migmatítico de La Cocha–Rio Tellez», composé par des ortho et para gneiss, des granitoïdes, des basaltes et des amphibolites, avec des structures

microscopiques similaires aux migmatites de l'Amazonie colombienne (Cepeda, 1986). Selon sa composition minéralogique et son caractère migmatitique, on peut déduire que l'unité a été affectée par un métamorphisme régional de haut degré du type amphibolite-granulite d'âge précambrien (Maya, 2001). Son extension au Sud, vers l'Equateur est inconnue mais elle pourrait se trouver sous la couverture volcanique cénozoïque de la Valle Interandine.

Une ceinture métamorphique avec un faciès différent se trouve à l'Ouest du «Complejo migmatítico de La Cocha – Rio Tellez». Cette ceinture est connue dans le Sud-Ouest de la Colombie comme «Complejo Metamórfico de Buesaco» (Cepeda, 1986), et au Nord de l'Equateur. Il s'agit des unités lithotectoniques de Loja (Aspden and Litherland, 1992), et de Chiguinda et Monte Olivo (CODIGEM – BGS, 1993). La ceinture est composée par des schistes verts, des quartzites, des micaschistes, avec des niveaux de schistes à graphite. Selon sa composition minéralogique, les protolithes de la ceinture ont été interprétés comme une association volcano-sédimentaire, peut être dans le cadre d'un bassin péricratonique?. Cette ceinture a été affectée par un événement métamorphique de faciès schiste vert (type barrovien et abukuma) (McCourt and Aspden, 1983). Le protolithe sédimentaire s'est formé au cours du Paléozoïque inférieur et l'événement métamorphique pourrait avoir eu lieu pendant le Paléozoïque supérieur (Maya 2001).

✓ *La séquence des roches volcaniques, sédimentaires et des phyllites de bas degré de métamorphisme, d'âge triasique–jurassique*

Dans la Cordillère Centrale de Colombie et la Cordillère Real de l'Equateur, il existe des batholites calco-alcalins de granodiorites, et de diorites, qui ont intrudé en produisant un métamorphisme de contact, les séquences métamorphiques d'âge paléozoïque et précambrien. Régionalement les intrusifs sont du type I selon la classification de Chappell et White (1974). On remarque également de puissants niveaux d'andésites, de tuffites, d'agglomérats, de basaltes, de marbres, et de roches volcano-sédimentaires, non déformées, hormis le long de chevauchements régionaux. Cette séquence présente de grandes variations latérales de faciès, et les unités montrent un volcanisme plus continental vers l'Ouest et un volcanisme sous-marin avec des sédiments marins vers l'Est (Aspden and Litherland, 1992). Cette séquence a été divisée en plusieurs formations lithostratigraphiques : les formations Saldaña, Motema et le batholite de Mocoa (au Sud-Est de la Colombie) et les unités lithotectoniques du Zamora – Salado (un granite déformé, des granodiorites), et les formations Upano, Cuyuja et

Misahualli, au Nord de l'Equateur. Les couches sédimentaires contenues dans la séquence donnent un âge triasique, probablement Norien (Aspden and Litherland, 1992; Núñez, 2003). Quelques intrusions granitiques d'âge jurassique supérieur ou crétacé inférieur correspondent aux derniers événements intrusifs de cette séquence (Unité Kis – Gd de la Carte Géologique 1). La présence des granitoïdes du type I indiquent que pendant le début du Mésozoïque, la zone se comporte comme une marge active (McCourt et al., 1984).

✓ *Les roches de la zone de Suture du Romeral – Peltetec*

Entre les roches d'affinité océanique et continentale, la zone d'écaillés imbriquées contient des ortho-quartzites, des phyllites avec une crénulation sub-verticale, des turbidites, abondantes dans des andésitiques, avec des tuffites vertes, des marbres et des cherts. Ces roches sont désignées dans la littérature comme la formation Guamote–Alao (Aspden and Litherland, 1992). Celle-ci est limitée par les failles de Baños (vers l'Est) et Calacali – Pallatanga (vers l'Ouest), qui composent les limites de la zone de suture de Romeral–Peltetec (Cediél et al, 2003). L'âge des unités lithotectoniques de Guamote–Alao est jurassique supérieur (Aspden and Litherland, 1992), mais vers le Nord, en Colombie, cette zone est plus jeune, peut être d'âge Berriasien (Formation Amaime) (Moreno - Sanchez and Pardo - Trujillo, 2003). Les unités qui se trouvent dans cette zone, se sont formées dans un bassin d'arrière-arc (Nivia, 2001 ; Moreno–Sanchez and Pardo–Trujillo, 2003). Aujourd'hui, cette zone est recouverte par une puissante séquence de roches volcaniques produites par l'arc volcanique pendant le Cénozoïque.

• *Le socle de nature océanique*

A l'Ouest de la suture de Romeral–Peltetec, le socle est composé par un ensemble d'écaillés imbriquées de roches magmatiques basiques et ultrabasiqes, et de roches sédimentaires. Les roches plutoniques basiques et ultrabasiqes sont principalement des péridotites, des gabbros poikilitiques et des micro-gabbros. Les roches volcaniques basiques sont des basaltes et les roches sédimentaires principalement des lutites, des arénites, des wackes lithiques et des cherts. Selon les données géologiques (Van Thournout et al., 1992; Moreno–Sanchez and Pardo–Trujillo, 2003; Jaillard et al., in press), géophysiques (Case et al., 1971, 1973) et géochimiques (Lebras et al., 1987 ; Reynaud et al., 1999; Kerr et al., 2002; Kerr and Tarney, 2005), ces roches appartiennent à des blocs qui se sont accrétés à la marge continentale sud-

américaine le long de la zone de suture Romeral–Peltetec (Cediél et al., 2003). Ces blocs qui composent la partie ouest de l’arc volcanique, correspondent géographiquement à la Cordillère Occidentale d’Equateur–Colombie, et se prolongent vers l’Ouest formant le socle des bassins de la zone avant-arc et ses hauts structuraux (Fig. 3.3). Sur les cartes géologiques les formations mésozoïques du Sud-Ouest de la Colombie et du Nord de l’Equateur, ont été classées à partir de différents logs stratigraphiques (Table 3.1), mais pour leur description dans cette étude, on travaillera avec la nomenclature proposée par Kerr et al. (2002) pour l’Equateur et IGAC - INGEOMINAS (2006), pour la Colombie.

Dans la zone de l’arc volcanique, les unités mésozoïques se divisent en deux séquences d’extension régionale, l’une du Crétacé inférieur à Santonien, et l’autre du Crétacé supérieur (Jaillard et al., in press).

✓ *Les roches du Crétacé inférieur à Santonien*

Une première séquence de roches qui composent les terrains accrétés, d’âge crétacé, est préservée principalement dans la zone de l’arc volcanique de la SOCNE. Cette séquence correspond principalement à des bandes discontinues, qui sont de plus en plus étroites vers Nord, (Unité de San Juan, McCourt, 1997). Lithologiquement, la formation San Juan est composée de péridotites, de gabbros stratifiés et de gabbros isotropes, du Valanginien à l’Albien, (Kerr et al., 2002; Lapierre et al., 2002; Mamberti et al., 2003). Selon les données géochimiques, l’unité San Juan s’est formée dans une chambre magmatique profonde d’un plateau océanique, qui a ensuite été accrétée à la marge continentale Sud-américaine à la fin du Campanien (Kerr et al., 2002 ; Jaillard et al., in press). Ce type de roches se retrouve vers le Nord, et compose le bord occidental de la Cordillère Centrale (Complexe Ultrabasique de Los Azules et Schistes bleus du Jambalo, Moreno–Sanchez and Pardo–Trujillo, 2003).

✓ *Les roches du Crétacé supérieur*

La séquence du Crétacé supérieur montre de grandes variations spatiales et temporelles de faciès. La séquence commence avec des bandes discontinues de basaltes en coussin, de hyaloclastites, de dolérites massives, de quelques picrites, avec éventuellement des intrusions de gabbros. Il existe également quelques niveaux de sédiments. Cette série correspond à l’unité Pallatanga et son extension est contrôlée par les failles du Calacali–Pallatanga vers Est

et par le linéament Chimbo vers l'Ouest (Kerr et al., 2002). De plus la géochimie des roches est très similaire et indique que cette séquence s'est formée au sein d'un même plateau océanique, développé avant le Sénonien. L'ensemble a ensuite été accrété (collé) le long de la marge continentale au Nord de l'Amérique du Sud entre le Santonien et le Maestrichtien, et plus spécifiquement à la fin du Maestrichtien et du début du Paléocène (Jaillard, et al., 2005). Ce collage est responsable du premier événement de surrection de la Cordillère Real-Centrale (Kerr et al. 2002, Jaillard et al., in press ; Spikings et al.2001).

Dans la Cordillere Occidentale, on note la présence abondante de roches volcaniques et volcano-clastiques, basaltiques massives, andésitiques, avec de grands phénocristaux de pyroxène, d'affinité calco-alcaline, produites dans une zone d'arc volcanique. Ces roches composent l'unité appelée Rio Cala en Equateur et correspond au Groupe Diabasique en Colombie, unité qui compose une grande partie de la Cordillère Occidentale vers le Nord. Il n'y a pas de données sur son âge en Equateur, mais en Colombie, Spadea and Spinoza (1986), reportent des couches de sédiments riches en radiolaires d'âge campanien-maestrichtien.

Les données géochimiques et l'âge de l'unité, indiquent que l'unité Rio Cala correspond à un arc volcanique qui s'est développé sur un plateau océanique composé par les roches de la formation Pallatanga. Des couches sédimentaires du même âge ont été reportées dans la région de Cuenca et au Sud de Quito, connue comme la formation Yunguilla (Jaillard et al. 2008). La sédimentation est contrôlée par les événements d'accrétion des formations San Juan (début du Maestrichtien) et Pallatanga (fin du Maestrichtien – début du Paléocène).

En Colombie, une composante plus sédimentaire est décrite dans le piedmont oriental de la Cordillère Occidentale. Cette séquence a été définie comme le Groupe Dagua (IGAC - INGEOMINAS, 2006) ou comme le Complexe Structural Dagua (Nivia, 2001). La séquence a été décrite comme une série de lutites, wackes, arénites, cherts, tuffites, agglomérats, et de roches calcaires. Les tuffites et agglomérats caractérisent des accumulations volcaniques comme cela a été décrit plus haut pour l'unité Rio Cala. Cette unité a été affectée par une déformation cataclastique produite par l'action intense des failles. Cette unité a été interprétée comme le produit de l'accumulation de sédiments dans des milieux pélagiques-hémipelagiques biogéniques. Nivia (2001) considère que cette unité peu correspondre à l'horizon « B » et à la base de l'horizon « A » décrit par Bowland (1993) et Edgar et al. (1973) dans la plaque Caraïbe.

✓ *Les roches cénozoïques*

Pendant le Cénozoïque, la zone de l'arc volcanique a subi des surrections et fut sujette à de nombreuses périodes d'activités volcaniques. On distingue principalement deux périodes de magmatisme : une période durant le Paléocène–Eocène (unités Pg – Vc; Pg – Gd dans la Fig. 3.4), et une période de magmatisme au cours de l'Oligocène–Miocène (unités Ng – Vc; Q – Vc; Q – Cv dans la Fig. 3.4). Les roches paléocènes–eocènes (unité lithotectonique de Macuchi: formations Macuchi et Apagua, et arc du Timbiqui), représentent principalement des complexes volcaniques et sédimentaires (Kerr et al, 2002; McCourt et al., 1990).

Au cours du Paléocène-Eocène, les faciès principalement sédimentaires sont composés d'arénites volcaniques et lithiques, de brèches avec des fragments d'andésites basaltiques, et de tuffites. Les faciès plus volcaniques sont composés de cherts, de basaltes en coussin, de micro-basaltes en coussin, de hyaloclastites et de dolérites. La géochimie des roches volcaniques caractérise un environnement d'arc insulaire tholeiitique, développé entre le début du Paléocène et l'Eocène moyen. Cet ensemble fut ensuite accrété à la marge à la fin de l'Eocène (Kerr, et al., 2002). Au Nord de Tumaco, le long de la Cordillère Occidentale de la Colombie et du Panama, se trouve une ceinture de batholites de composition granodioritique et tonalitique d'âges compris entre 60 et 30 Ma (Alvarez, 1983). Ces batholites correspondent à la ceinture occidentale des «Porphyry Copper» (Sillitoe et al, 1982). Paléogéographiquement, pendant le Paléogène, la subduction de la plaque Farallon sous la Plaque Sud Américaine montre une diminution graduelle de l'obliquité vers le Nord jusqu'au Panama (Pindell, 1994). On note une augmentation de la quantité et de la taille des batholites (Aspden et al., 1987). Dans ce cadre le volcanisme tholeiitique qui se développe au Sud-Ouest de la Colombie et au Nord de l'Equateur entre le Paléocène–Eocène, peut être la conséquence d'une subduction avec une composante décrochante importante (volcanisme des zones transformantes).

La période Oligocène-Miocène, est caractérisée principalement par des roches magmatiques. Les roches plutoniques sont principalement des diorites, quartz diorites, granodiorites et tonalites dans la Cordillère Occidentale. Dans la Cordillère Centrale – Real, ce magmatisme est plus porphyrique, et de composition plus dacitique. La géochimie montre que les unités volcaniques et plutoniques de cette période sont de nature calco–alcalines et en position d'arc continental. Cet activité magmatique se poursuit encore aujourd'hui dans les Andes du Nord

(Aspden et al., 1987), et montre que la position actuelle entre l'arc volcanique et la fosse a été plus ou moins constante dans les derniers 10 Ma. Les reconstructions paléogéographiques montrent que si l'obliquité de la convergence diminue entre la plaque plongeante Farallon (en court de fragmentation durant cette période et produisant la formation de la Plaque de Nazca), et la Plaque chevauchante Sud-américaine, elle augmente vers le Panama (Pindell, 1994). L'activité magmatique, quand à elle, commence à augmenter dans la partie centrale et Sud-Ouest de la Colombie et de l'Equateur et diminue vers le Nord Ouest de la Colombie et au Panama.

3.2.2. La zone d'avant-arc et des hauts structuraux

Entre le piedmont de la zone de l'arc volcanique et les hauts structuraux périphériques qui se trouvent entre la plateforme continentale et la partie haute de la pente continentale, se trouve la zone d'avant-arc colombienne-équatorienne. Dans cette zone on différencie trois bassins sédimentaires d'extension régionale : les bassins de Manabi, de Tumaco–Borbón et de Manglares (Fig.s 3.2 et 3.3). Le bassin de Manabi est limité à l'Est par le piedmont Ouest de la Cordillère Occidentale, plus ou moins sur la trace du Linéament Chimbo, et vers l'Ouest et le Nord par le haut structural de Jama Quinide. Le bassin de Tumaco-Borbón est limité au Sud-ouest par le haut structural de Jama–Quinide, et à l'Est par le piedmont de la Cordillère Occidentale, plus ou moins parallèle à la trace d'une zone de cisaillement définie par McCourt et al. (1990). Vers l'Ouest, le bassin de Tumaco–Borbón, est contrôlé par le haut structural de Gorgona–Remolino–Rio Verde, qui le sépare du bassin de Manglares vers l'Ouest. Le bassin de Manglares se trouve en mer et correspond au bassin le plus éloigné de l'arc volcanique. Sa limite occidentale est composée par le haut structural de Patia–Tumaco–Manglares–Esmeraldas.

Stratigraphiquement, la zone d'avant-arc est composée de deux mégaséquences, une qui regroupe les unités du socle, principalement d'âge Crétacé supérieur jusqu'à l'Eocène moyen, et l'autre qui regroupe les formations sédimentaires développées dans les bassins de la zone pendant les derniers 30 Ma (Fig. 3.5). Les hauts structuraux qui divisent les bassins sédimentaires montrent une histoire de surrection progressive, ils contrôlent la distribution des sédiments dans la zone d'avant arc.

- *Le socle*

Dans la zone d'avant-arc et les zones des hauts structuraux qui limitent les différents bassins, on peut identifier quatre formations (de la plus ancienne à la plus jeune) : Piñon, Naranjal, San Lorenzo et Macuchi–Timbiqui, selon les travaux de cartographie géologique et différents articles qui décrivent les roches du socle au Nord de l'Equateur (CODIGEM – BGS, 1993; Kerr et al, 2002 ; IGAC – INGEOMINAS, 2006; Jaillard et al., in press). Ces formations sont divisées en deux grandes séries : une série inférieure composée par l'unité lithotectonique de Piñon (correspondant à un plateau océanique, pré-Sénonien); une série supérieure composée par les unités lithostratigraphiques de Naranjal, San Lorenzo et Macuchi-Timbiqui (elle correspond à un arc volcanique du Sénonien-Eocène).

- ✓ *La série pre- Sénonien*

La formation Piñon est principalement caractérisée par des basaltes aphyriques avec de rares phénocristaux de plagioclases et de clinopyroxènes immergés dans de grandes masses vésicules remplies du verre. Les analyses géochimiques montrent que les basaltes de cette formation se sont formés en contexte de plateau océanique. Ces basaltes sont plus pauvres en LREE par rapport à ceux de la formation Pallatanga de la zone d'arc volcanique (Kerr et al, 2002). La limite entre les deux formations se trouve sous les arcs volcaniques du Naranjal et Macuhi, plus ou moins sur la trace du Linéament Chimbo de Kerr et al. (2002), qui se prolonge vers le NE, dans le piedmont de la Cordillère Occidentale de Colombie, sur la zone de cisaillement du Timbiqui de McCourt et al. (1990). L'âge de formation de la formation Piñon est pré-Sénonien comme la formation Pallatanga, mais son âge d'accrétion est différent (Pallatanga aurait été accrétée à la fin du Maestrichtien et Piñon au début de l'Eocène). La géochimie montre que les basaltes de la formation Piñon sont partiellement similaires à la séquence des basaltes de l'île de Gorgona et vers le Nord, très similaires aux basaltes de Baudo (Kerr et al., 1997; Kerr et al., 2002 ; IGAC – INGEOMINAS, 2006).

L'île de Gorgona, malgré sa faible superficie expose des roches dont les caractéristiques pétrologiques et géochimiques sont essentielles dans le cadre géologique régional. En effet on distingue :

a) l'existence d'un niveau de komatiites entre des basaltes datés de 80 Ma (Echevarria, 1980; Estrada, 1995);

b) les relations ϵ_{ND} et le % en Mg pour les laves de cette île sont élevés, par rapport à ceux des basaltes de la Cordillère Occidentale, Perdernales–Esmeraldas et Caraïbe. Ces données géochimiques indiquent une source de manteau appauvri pour les premières et une source enrichie pour les secondes (Kerr, 2005).

Des études paléomagnétiques indiquent que les basaltes de 80 Ma de l'île de Gorgona se sont formés à une paléolatititude de 20°S, alors que les roches de 80 Ma des formations Piñon–Naranjal–Dagua ont été produites à une paléolatititude proche de 0° (Estrada, 1995; Luzieux et al., 2006). L'âge d'accrétion avec la marge colombienne des basaltes de l'île de Gorgona a été considéré comme pré-Eocène, alors que les formations Piñon–Naranjal–Dagua ont été accrétées à la fin du Crétacé supérieur (Estrada, 1995; Kerr and Tarney, 2005; Jaillard et al., in press).

Ces différents éléments ont été évoqués pour argumenter un modèle d'accrétion d'un plateau type «Gorgona» le long d'un plateau de type «Piñon–Naranjal–Dagua» (déjà accrété le long de la marge andine) pendant l'Eocène moyen (Estrada, 1995; Kerr and Tarney, 2005), mais il n'y a pas d'évidences géophysiques qui montrent une structure majeure entre l'île de Gorgona et le haut de Remolino. En revanche, la gravimétrie montre que le haut de Remolino se prolonge vers le Nord sur l'île de Gorgona (Fig. 3.6), jusqu'au haut structural qui limite le bassin d'avant-arc à Buenaventura (Mountney and Westbrook, 1996), et vers le Sud il se prolonge jusqu'au haut de Rio Verde. Par contre, une faille décrochante dextre d'extension régionale, sépare le bassin de Tumaco–Borbón du bassin de Manabi, connue comme la Faille de Jama–Quininde (Fig. 3.4). Cette faille, grâce à ses variations de direction le long de sa trace du Sud vers le Nord, montre des structures en fleur négative en mer (Collot et al., 2004) et en fleur positive à terre dans la région de Pedernales qui permettent l'affleurement des roches volcaniques–sédimentaires de l'Unité de San Lorenzo (Fig. 3.4). Vers la Colombie, sa trace est recouverte par les séquences des éventails de piedmont, mais plus au Nord, elle pourrait correspondre à la zone de cisaillement de Timbiqui (McCourt et al., 1990). Jaillard et al. (in press) proposent que le socle de la zone actuelle d'avant-arc correspond à un bloc qui a commencé son accrétion avec la marge active à la fin du Crétacé au Sud de l'Equateur. Ceci correspondrait à une grande écaïlle, qui se serait fragmentée par l'action des failles décrochantes dextres jusqu'à l'Eocène moyen.

✓ *La série Sénonien – Eocène*

Comme nous l'avons exposé plus haut, les unités Piñon et Pallatanga sont recouvertes par deux arcs volcaniques définis par les unités Naranjal et Macuchi. Mais sur la formation Piñon un troisième arc volcanique est aussi connu sous le nom de formation de San Lorenzo, intercalée entre les formations Naranjal et Macuchi.

La formation Naranjal, est composée de basaltes en coussins, de laves basaltiques et andésitiques. La formation montre aussi des sédiments à radiolaires d'âge campanien–maastrichtien (Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003; Jaillard et al., in press). Cette formation est limitée vers l'Est par le Linéament Chimbo, la Faille du Toachi, la Zone de cisaillement du Mulaute et son prolongement en Colombie, le cisaillement du Timbiqui. La formation montre une importante variation géochimique du Sud au Nord. Vers le Sud, hors de la zone de cette étude, la formation montre une composition similaire à la composition de la formation Pallatanga (type plateau) et vers le Nord, sa composition est similaire aux laves d'arcs insulaires actuels. Régionalement, cette formation peu se corréliser vers le Nord avec les roches de la section du Ricaurte–Altaquer, qui ont été décrites par Spadea et Spinoza (1996).

A l'Ouest de l'arc de Naranjal, sur la formation Piñon, repose une série volcanique et sédimentaire, la formation de San Lorenzo. Cette formation est composée de basaltes en coussins, d'andésites, de tuffites, de conglomérats volcano–clastiques et de très minces couches de calcaires et de turbidites. Les niveaux sédimentaires contiennent des fossiles d'âge maastrichtien–paléocène. Des datations radiométriques des dykes de cette formation qui coupent également la formation Piñon sous-jacente, donnent un âge similaire (Kerr et al., 1997; Mamberti et al., 2003). La géochimie des laves indique une signature calco–alcaline en rapport avec une fusion partielle de bas degré d'un manteau sous une croûte épaissie d'un plateau océanique (Kerr et al., 2002).

Des séquences volcaniques et sédimentaires d'âge maastrichtien–paléocène ont été également décrites dans la partie Nord-Ouest de la Colombie dans le Complexe Santa Cecilia-La Equis (IGAC - INGEOMINAS, 2006), le socle de l'arc de Dabeiba (Duque–Caro, 1990), l'unité sismique sous le réflecteur B'' de Bowland (1993), et peut être aussi dans les derniers 500 m de sédiments et couches volcaniques basiques forées par le puit Remolino Grande 1 dans le

haut de Remolino. Ces sédiments forés contiennent des fossiles très similaires aux fossiles qui se trouvent dans le complexe Santa Cecilia–La Equis (communication personnelle d’Herman Duque–Caro). La formation de San Lorenzo, le complexe Santa Cecilia–La Equis et la séquence volcanique sédimentaire à la base du forage Remolino Grande 1, montrent la même distribution régionale que la formation Piñon. En mer, sur la marge, cette formation compose le haut structural d’Esmeraldas–Manglares–Tumaco–Patia et pourrait-être corrélée avec l’unité sismique E de Marcaillou (2003).

Enfin, la formation Macuchi représente le dernier événement magmatique pendant le Paléocène. Cette formation est composée par : des arénites volcaniques lithiques, des brèches avec des fragments de basaltes et tuffites; des sédiments fins remaniant des roches volcaniques; des cherts; des brèches en coussins et hyaloclastites; et des dolérites et microporphyrés basaltiques. La géochimie indique que cette formation s’est formée dans un contexte d’arc insulaire primitif et d’arrière-arc. L’âge de la formation de Macuchi a été considéré comme éocène inférieur à moyen (Van Thournout et al., 1992; Kerr et al., 2002). Régionalement cette formation peut se corréliser au Nord, avec le membre inférieur de la formation Timbiqui (IGAC - INGEOMINAS, 2006), et avec la séquence des roches basaltiques traversées par le forage Remolino Grande 1, dans la zone du haut structural de Remolino.

- *La couverture sédimentaire*

Les bassins sédimentaires du Manabi, Tumaco–Borbón et Manglares, possèdent un enregistrement sédimentaire avec des épaisseurs comprises entre 4 et 12 km (Case et al., 1973; Meissner et al., 1977; Escovar et al., 1992). Cet enregistrement correspond à la sédimentation post-accrétion des blocs océaniques le long de la marge (post–Eocène moyen), et caractérise l’évolution de la déformation de la marge convergente Nord Equatorienne et Sud Colombienne pendant derniers 30 Ma. Les formations sédimentaires qui se trouvent dans la zone des bassins d’avant-arc se divisent en trois séquences, limitées par des discordances d’extension régionale (Fig. 3.5). Chaque séquence reflète une configuration particulière de la zone des bassins d’avant-arc, et son étude intégrale permet d’observer l’évolution du système. Les noms et les âges des formations stratigraphiques qui composent chaque séquence, correspondent à la nomenclature stratigraphique définies par les travaux réalisés par : Stainforth (1948), Gansser (1950), Cushman and Stainforth (1951), Savoyat et al. (1970),

Faucher et Savoyat (1973), Dirección General de Geología y Minas (1980), Echeverría (1980), Evans et Whittaker (1982), CODIGEM – BGS (1993), Aalto et Miller (1999), Ordoñez et al. (2006), IGAC – INGEOMINAS (2006). Les âges des discordances qui limitent chaque séquence coïncident avec les âges de bas niveau eustatique global, jusqu'aux cycles de troisième ordre qui sont exposés sur la charte des variations eustatiques globales de Haq et al (1988). Cette coïncidence permet de caractériser des surfaces stratigraphiques isochrones comme marqueurs de la déformation. Les autres facteurs à intégrer dans l'évolution de la sédimentation de la zone d'avant-arc sont : les variations des taux de convergence entre les plaques Farallon et Sud Américaine (Pardo-Casas et Molnar, 1987), les événements de surrection de la Cordillère Centrale et Occidentale (Spikings et al, 2001), les changements climatiques, et l'activité magmatique.

✓ *Séquence de l'Eocène supérieur–Oligocène supérieur*

Les sédiments de cette séquence sont transgressifs et discordante sur le socle. Cette surface discordante est hétérochrone, mais par rapport à la charte eustatique globale, la base de la séquence commence avec un niveau eustatique bas d'âge éocène moyen (Biochronozone des Nannofossiles NP 16 – 17), et la fin de la séquence par une longue remontée de niveau marin (NP7/16). Chrono-stratigraphiquement, on observe que les formations qui composent la séquence tendent à couvrir les hauts structuraux du Sud vers Nord (système transgressif). La séquence commence avec des calcaires brèchiques, riches en fragments d'algues, et avec des porcelanites, d'âge éocène moyen (base de la Formation Zapallo, San Eduardo Limestones), qui affleurent au Nord du bassin de Manabí et au Sud-Est du bassin de Tumaco–Borbón. Ces couches se trouvent sous forme de bancs irréguliers autour des hauts structuraux (Jaillard et al., in press). Au Nord, entre les villes de Cali et Buenaventura, il y a des affleurements comme ceux décrits dans le Haut de Jama–Quininde, de calcaires du même âge : la Formation Vije (Nivia, 2001).

Graduellement, d'épaisses séries de shales-tuffites à radiolaires et foraminifères, recouvrent le socle volcano-sédimentaire, mais il n'y a pas de forte influence du continent dans l'apport des sédiments (Zapallo, Grupo Pacífico et calcaires à la base de la séquence sédimentaire de l'île de Gorgona). Pendant le dépôt de ces séries, on note une augmentation du niveau eustatique et une augmentation du taux de convergence entre les plaques de Farallon et Sud–Américaine (50 ou 80 mm/an). De plus, la zone de l'arc volcanique subit une importante surrection. La

sédimentation est essentiellement turbiditique distale, avec des sources carbonatées issues de l'érosion des plateformes autour du bassin du Manabi, et graduellement plus pélagique vers le sommet de la série, et aussi latéralement vers le Nord (haut de Remolino). Cette séquence marque le début de la sédimentation dans la zone des bassins d'avant-arc (bassins du Manabi et Tumaco - Borbón). Elle est spatialement contrôlée par un «barrage» ; les hauts de Gorgona – Remolino – Rio Verde et Jama – Quininde qui sont progressivement recouverts de sédiments transgressifs.

✓ *Séquence de l'Oligocène supérieur – Miocène supérieur*

Cette séquence est composée par de nombreuses unités lithostratigraphiques, qui témoignent en faveur d'importantes variations latérales de faciès. La base de cette séquence est définie par une discordance plus ou moins isochrone dans la partie Nord du bassin de Manabi et du Sud Est du bassin de Tumaco–Borbón. Par rapport à la charte eustatique globale, la base de cette séquence coïncide avec une période de bas niveau eustatique global (Biochronozone du Nanofossiles NP 25). La séquence commence au Sud (Nord du bassin de Manabi et Sud-Ouest du Tumaco–Borbón), par des arénites calcaires, des silts à grains fins et des shales riches en faunes néritiques (Playa Rica, Pambil) (Evans and Whittaker, 1984), accumulés dans des milieux de sédimentation de la zone néritique, entre la plateforme moyenne et interne, pendant l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur (NN01/02) (Ordoñez et al., 2006).

Durant cette période, vers le Nord, dans la région de Tumaco, des sédiments reposent en concordance sur la séquence éocène supérieur–oligocène inférieur. La séquence commence avec des argiles, des shales et des silts de couleur gris foncé, ou noir, avec des radiolaires, et de fines couches de calcaires à foraminifères, contenant également des grains d'olivine et de pyroxène (Formation Cayapas) (Escovar et al., 1992). Ces sédiments indiquent un apport croissant du continent (plus d'argiles et moins de shales). Ils s'accumulent dans des milieux de sédimentation de la zone bathyale, amenés par des courants de turbidités (Ordoñez et al., 2006).

Pendant le Miocène (NN02/11) la séquence expose des sédiments de plus en plus grossiers. Au Sud, la séquence montre une discordance d'extension locale (haut de Rio Verde). Elle est composée d'une série de sédiments fins, principalement des argiles et des shales, avec des faunes de zones bathyales et néritiques (Formations Viche et Angostura) (Evans And

Whittaker, 1984). Vers le haut, cette série passe graduellement à des sédiments de plus en plus grossiers, composés de calcaires, de sable et de conglomérats massifs (Formation Cupa et partie supérieure de la Formation Angostura) (Evans And Whittaker, 1984). Vers le Nord, la séquence sédimentaire montre aussi une discordance d'extension locale (tout autour de l'île de Gorgona), et les sédiments sont principalement des argiles, des silt et des sables très fins (Sinton and Duncan, 1993), accumulés dans les zones bathyales par des courants de turbidites distales (Formation Cayapas). Graduellement vers le haut, les sédiments sont composés de couches fines de limons, et de couches plus épaisses de sables, de conglomérats volcaniques et de cendres volcaniques de composition andésitique (Formation Naya) (Escovar et al., 1992), accumulés dans la zone bathyale, par des éventails sous marins (depuis la partie inférieure jusqu'à la partie supérieure).

La présence d'un niveau de cendre volcanique le long du bassin de Tumaco–Borbón (Chumande ash beds, partie moyenne de la Formation Naya), d'âge miocène moyen (NN05) est à noter. Il peut correspondre en âge aux premières laves andésitiques de l'arc actuel (Cepeda, 1986), et c'est à partir de ce niveau, que la sédimentation tend à se faire plus grossière dans tous les bassins. Régionalement, entre le Miocène inférieur et le Miocène supérieur, se produit une augmentation du niveau eustatique global, et une période climatique chaude au Nord de l'Amérique du sud (Duque–Caro, 1990; Tsuchi, 2002). De plus, le taux de convergence entre les plaques Farallon et Sud Américaine est maximal (environ 120 mm/an) (Pardo-Casas and Molnar, 1987). Il se produit un événement mineur de surrection de la zone de l'arc volcanique (NN04/05).

En résumé, la séquence de l'Oligocène supérieur – Miocène Supérieur montre une grande évolution de la configuration de la zone des bassins d'avant-arc (bassins du Manabi, Tumaco–Borbón et Manglares). Au début, cette configuration est caractéristique d'un bassin graduellement rempli et limité par un haut fond. Ensuite, pendant que les hauts fonds structuraux se soulèvent (hauts du Jama–Quininde, Gorgona–Remolino–Rio Verde, Patia–Tumaco–Manglares–Esmeraldas), on note un changement dans le remplissage des bassins d'avant-arc pendant une régression régionale (forced regression), qui est commune dans toute la partie Nord de l'Amérique du Sud. A la fin de la séquence, la zone d'avant-arc atteint sa configuration actuelle, composée par trois bassins et trois zones de hauts structuraux qui les limitent.

✓ *Séquence du Miocène supérieur–Holocène*

La discordance basale de cette séquence coïncide avec une diminution du niveau eustatique global pendant le Miocène supérieur (NN 09/10). La séquence est composée à la base par des sédiments fins, correspondant à des argiles vertes, des sédiments détritiques riches en foraminifères, des sables à grains fins, de fines couches de conglomérats remaniant des roches basiques et des cherts (ceci indiquent une érosion croissante de la zone de l'arc volcanique), et des niveaux à bivalves et gastéropodes (Onzole inférieur et Mayorquin) (Evans and Whittaker, 1984). Les milieux de sédimentation se situent entre les zones bathyales et néritiques (pente continentale supérieure - plateforme externe – front deltaïque). Dans les bassins du Manabi et Tumaco–Borbón, sur les sédiments fins de la base de la séquence, reposent des sables grossiers, des conglomérats, des calcaires, qui passent vers le haut à des argiles et conglomérats contenant des matériaux volcaniques (Onzole supérieur, Borbón, Raposo, et le système des cônes de piedmont de la Cordillère Occidentale) (IGAC-INGEOMINAS, 2006). Vers le bassin de Manglares, les profils de sismiques réflexion montrent des réflecteurs bien lités, qui peuvent être interprétés comme des séries de sédiments accumulés sur la plateforme continentale.

Les sédiments plus récents de cette séquence correspondent aux formations d'âge Pléistocène–Holocène, composées d'arénites, d'argiles, de limons et de conglomérats (Cachabi, cordons littoraux, plaine alluviale) (Dumont et al., 2006 ; Martínez et al., 1995). Leur distribution est liée à des surrections locales, des zones de subsidence et les changements du niveau eustatique global (Pedoja et al., 2006; Dumont et al. 2006; IGAC – INGEOMINAS, 2006). Pendant le dépôt de cette série, le niveau eustatique global montre des variations très importantes, qui coïncident avec trois surfaces de discordances que l'on retrouve dans les séquences (NN 14/15, NN19 et NN21). Le taux de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud est presque constant (80 ou 90 mm/an) (Pardo-Casas and Molnar, 1987). Il existe des fluctuations climatiques, entre des périodes froides et chaudes, de plus en plus importantes. On note aussi une augmentation de l'activité volcanique dans la zone de l'arc, après le dernier événement de surrection enregistré dans les cordillères Occidentale et Real (Spikings et al., 2000).

3.2.3. La pente continentale

La pente se situe entre le prisme d'accrétion à l'Ouest, et le haut structural de Patia–Tumaco–Manglares–Esmeraldas à l'Est. Elle montre une grande extension latérale (maximum 60 km en face du haut structural de Tumaco) et se prolonge vers le Nord jusqu'au Panama. Cependant elle est plus étroite au Sud du haut structural d'Esmeraldas. La bathymétrie de cette zone est très variée, entre des valeurs de moins de 500 m jusqu'à des valeurs supérieures à 2500 m. La lithologie n'est pas connue par les méthodes directes (forages, dragages), mais les profils sismiques montrent une séquence sismique épaisse caractérisée par des faciès chaotiques et organisés, qui ont été interprétés comme un substratum volcano-sédimentaire d'âge Crétacé supérieur (Marcaillou and Collot, 2008).

La couverture sédimentaire très épaisse de la zone des bassins d'avant arc, diminue vers l'Est du haut structural de Patia–Tumaco–Manglares–Esmeraldas, et est presque absente sur la pente continentale. On note cependant une couverture sédimentaire quaternaire de faible épaisseur (Marcaillou, 2003). Cette zone a été interprétée plus au Nord comme une zone de prisme d'accrétion qui se prolongerait vers le Nord jusqu'au Panama et avec une déformation de plus en plus marquée dans cette direction (Mountney and Westbrook, 1997). Mais au Sud, dans le secteur de Tumaco, il n'y a pas de déformation et la pente correspond directement au back stop (Marcaillou, 2003).

3.2.4. Le prisme d'accrétion

A la base de la pente continentale, les sédiments et écailles de croûte océanique, sont plissés et faillés dans un prisme d'accrétion (Marcaillou, 2003). Les sédiments sont piégés dans des petits bassins allongés (bassins d'accrétion), selon la même direction que la pente continentale et la fosse. Les sédiments déformés correspondent à des séries sédimentaires accumulées dans la fosse principalement des argilites et des shales accumulés par les courants de turbidités, d'âge Pléistocène à Holocène. Les anticlinaux sont associés à des chevauchements du prisme d'accrétion et sont recoupés par des canyons sous-marins comme ceux d'Esmeraldas, de Patia et Mira (Collot et al., 2005 ; Ratzov et al., 2007; López et al, 2007).

3.2.5. La fosse

A des profondeurs supérieures à 3000 m, se développe un bassin sédimentaire composé par des argilites, des silts, et des sables grossiers accumulés par des courants de turbidité et des masses glissées de la pente continentale (Marcaillou, 2003 ; Collot et al., 2005). L'épaisseur du bassin est variable, avec un centre de dépôt de plus de 4 km au droit du canyon sous marin d'Esmeraldas, qui diminue graduellement vers l'Ouest, et montre un contact discordant (surface d'onlap) sur le socle océanique du bombement externe à l'Ouest (Marcaillou, 2003, López et al., 2007). On ne connaît pas l'âge des sédiments qui composent la fosse, mais leur base doit être plus jeune que les sédiments de la plaque océanique sur lesquels ils reposent (Plaque Nazca), vraisemblablement d'âge Miocène supérieur.

3.2.6. Le bombement externe

Cette zone est composée principalement par des roches du socle océanique, correspondant à la plaque Nazca. Cette plaque s'est individualisée à la suite de la fragmentation de la plaque Farallon en plaques de Cocos et Nazca pendant les derniers 22.7 Ma (Barckhausen et al., 2001; Lonsdale, 2005). La bathymétrie montre que le bombement est à 500 m au dessus de la profondeur moyenne de la fosse (Mount d'Antuyatas). Dans l'axe de ce bombement, se trouve le graben de Yaquina, qui correspond à un haut topographique de 3000 mètres (Van Andel et al., 1971). Le graben de Yaquina a été interprété comme une ancienne dépression de faille transformante, qui connectait des rifts, inactifs aujourd'hui, d'orientation perpendiculaire à la fosse (Lonsdale, 2005). Dans la zone du bombement externe, on note une faible activité sismique, avec des mécanismes au foyer indiquant des ruptures le long de failles normales (Engdahl et al., 1998), parallèles au graben de Yaquina. Ce type d'extension active peut être produite par la flexion de la plaque plongeante (Bradley and Kidd, 1991).

3.3. Résumé sur l'évolution géodynamique du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud

Le Nord-Ouest de l'Amérique du Sud résulte de l'accrétion de blocs de lithosphères continentale et océanique le long de la marge active pendant les derniers 500 Ma (Caceres et al, 2003). Les roches qui composent le socle continental de l'arc volcanique (cordillères Centrale et Real), se sont formées lors d'une collision continentale avec le Sud-Est de l'Amérique du Nord à la fin du Paléozoïque (Fig. 3.7.a). Cette collision est caractérisée par les

orogènes Caparonensis–Quetame–Ocoy (Cediel et al., 2003). Pendant le Trias, le Jurassique et le Crétacé inférieur, l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud, se sont séparés en produisant l'ouverture d'un océan proto-Caraïbe (Jaillard et al., 1990) et des aulacogènes à l'intérieur du continent (Cediel et al., 2003). Pendant le Jurassique, un arc volcanique de grande extension, de type calco–alcalin, s'est développé le long de l'actuel arc volcanique, (McCourt et al., 1984). Cet arc était associé à la subduction de la plaque Farallon sous la plaque continentale Sud Américaine. A cette période, s'est développé un bassin d'arrière-arc, qui a progressivement évolué en bassin marginal entre l'Equateur et Venezuela (Etayo et al, 1969). Pendant la période Valanginien–Barrémien, on enregistre une première accrétion de lithosphère océanique contre la marge continentale, correspondant à l'accrétion des terrains Amaime, Guamote–Alao (Fig. 2.6.b) (Aspden et al., 1987). Une deuxième accrétion (bloc de San Juan) a été décrite en Equateur, elle se produit pendant le Campanien–Maestrichtien (Fig. 2.6.c) (Kerr et al, 2002).

A la fin du Crétacé, le bassin arrière-arc est graduellement rempli de sédiments. Durant la même période, le Plateau Caraïbe se forme et se rapproche de la marge continentale sud-américaine par une convergence oblique de la Plaque Farallon vers la Plaque Sud Américaine. Il en résulte durant le Maestrichtien–Paléocène, une accrétion progressive de fragments du Plateau Caraïbe (Pallatanga, Piñon, Diabasique, Dagua) avec la formation des arcs insulaires calco–alcalins et tholeiitiques (Rio Cala, Naranjal et San Lorenzo), qui composent l'actuelle Cordillère Occidentale (Kerr et al., 2002; Jaillard et al., in press) (Fig. 2.6.d).

A la fin du Paléocène–Eocène (Fig. 2.6.e), la subduction de la Plaque Farallon est très oblique. Sur la limite entre le socle de l'arc volcanique et le socle de la zone d'avant-arc (Zone de cisaillement de Toarchi–Mulaute–Timbiqui), se développe un arc volcanique tholeiitic (Arc du Macuchi–Timbiqui), pendant que le continent enregistre une forte discordance régionale (Cooper et al, 1995).

Un dernier événement d'accrétion ou collision a lieu au Nord-Ouest de la Colombie, et dans l'arc de Panama, pendant le Miocène moyen (Fig. 2.6.f). C'est à cette période que se produit la fragmentation de la plaque Farallon. Il en résulte l'individualisation des plaques de Nazca et Cocos, et une forte diminution de l'obliquité dans la subduction (Lonsdale, 2005; Pindell, 1994). Ce régime tectonique affecte régionalement le Nord de l'Amérique du Sud, et produit plusieurs événements :

- a) la surrection définitive de la Cordillère Orientale au niveau de l'ancien bassin mésozoïque arrière-arc et des cordillères Centrale–Real et Occidentale;
- b) la déformation progressive du socle des bassins d'avant-arc de la marge active colombienne et équatorienne,
- c) l'augmentation des taux d'érosion de la cordillère et d'apport des sédiments dans les bassins sédimentaires inter-cordillères et d'avant-arc (Duque–Caro, 1990; Cooper et al, 1995);
- d) l'augmentation de l'activité volcanique dans la zone de l'arc volcanique.

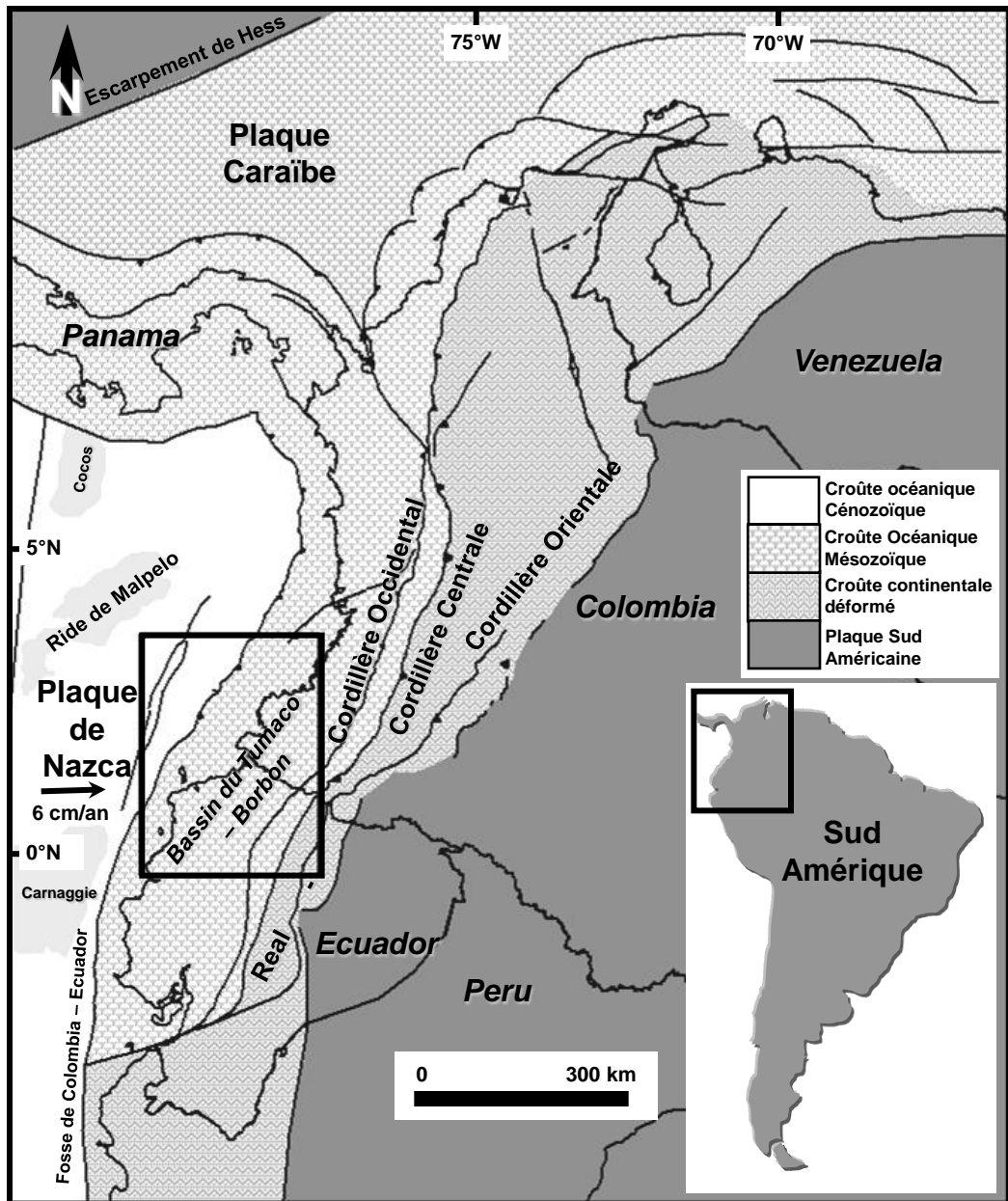


Fig. 3.1. Cadre géodynamique régionale du le Nord Ouest de la Amérique du Sud (A partir de Cediel et al., 2003, Trenkamp et al., 2002) et localisation de la zone d'étude.

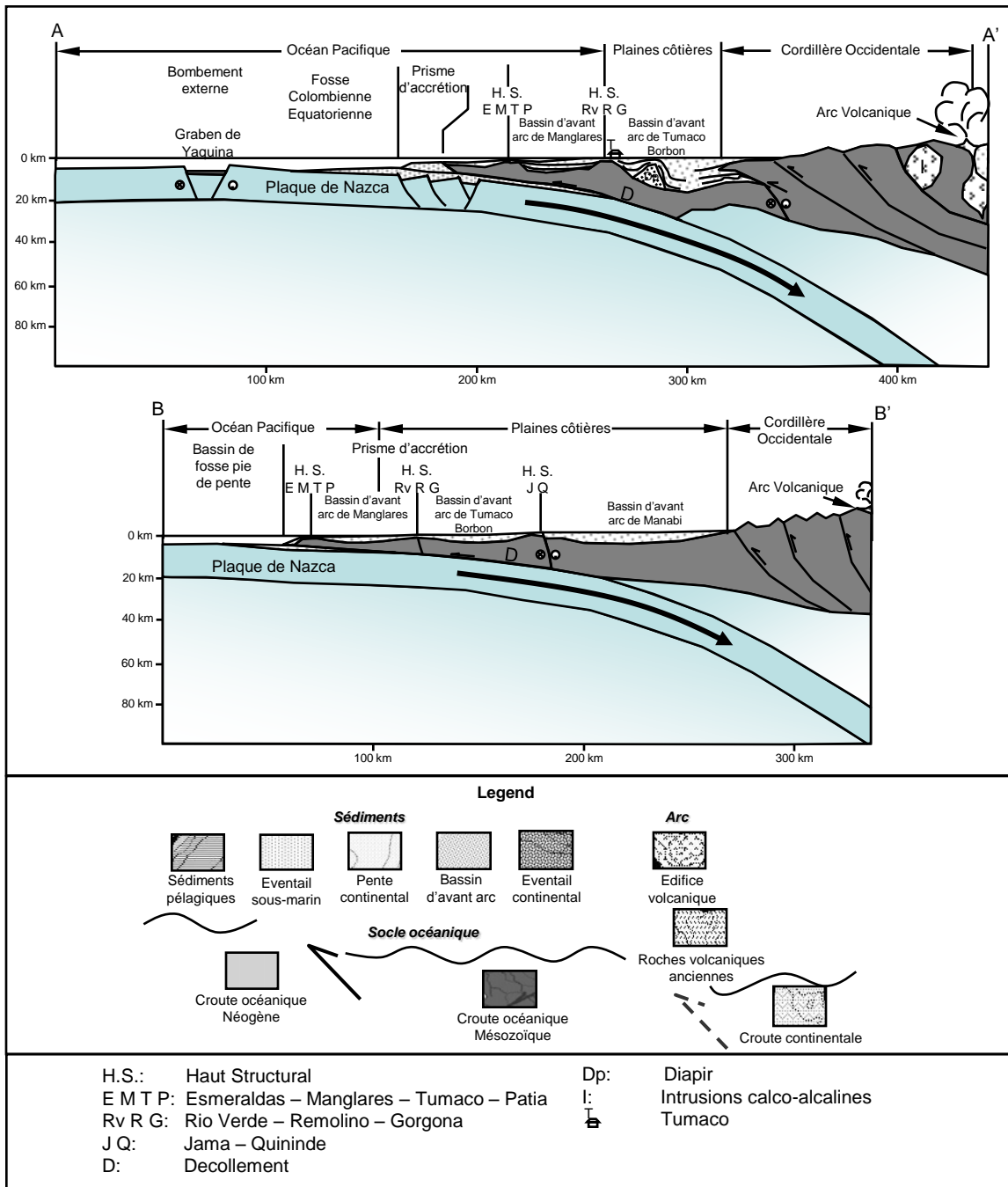
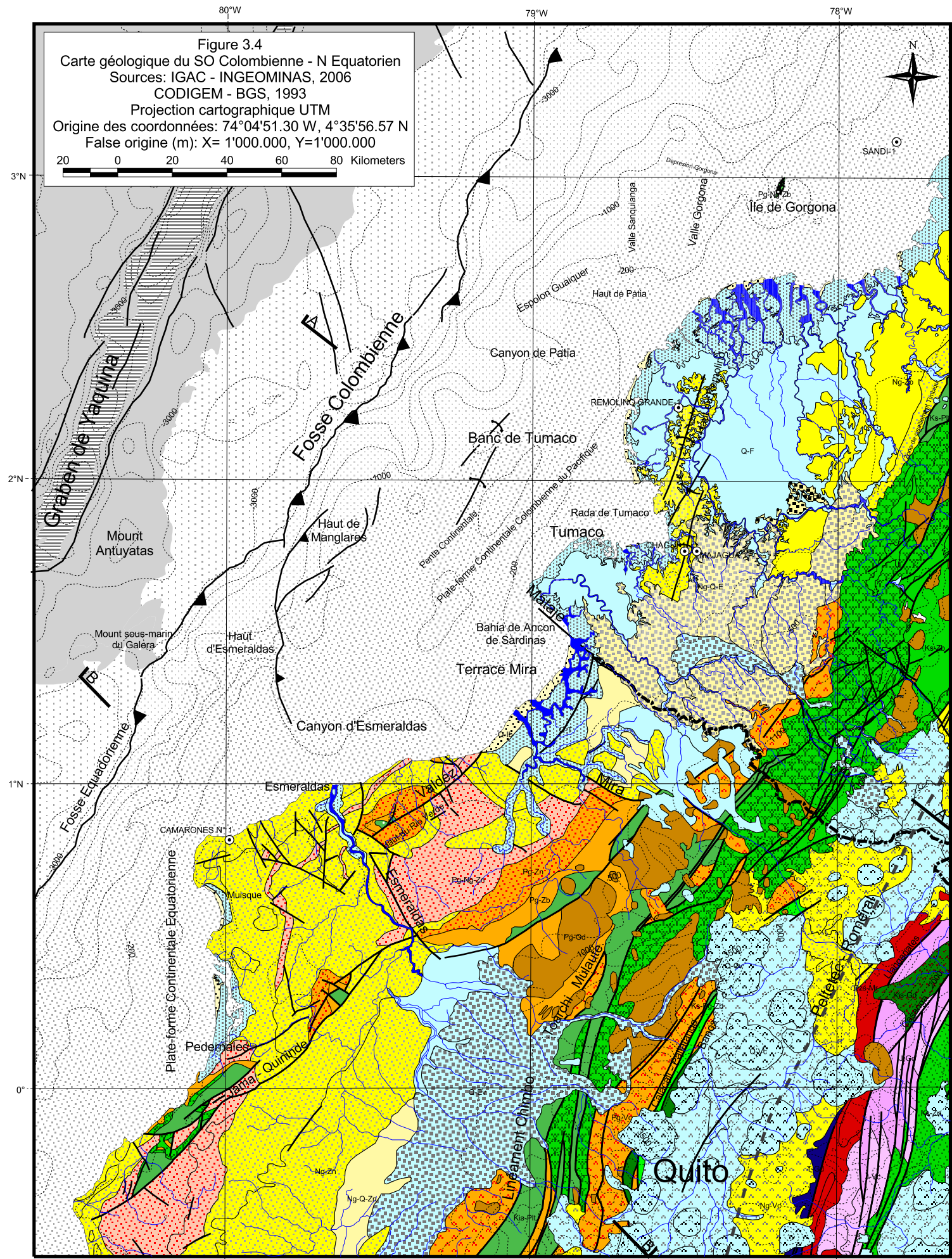


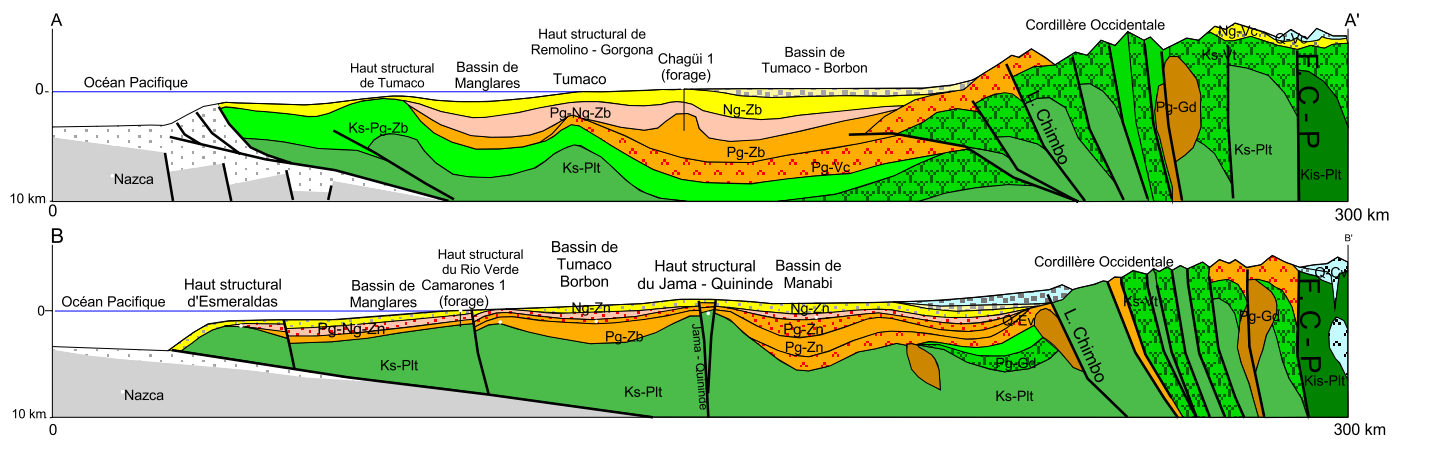
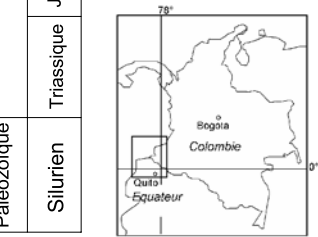
Fig. 3.3. Coupes transversales de la marge Colombienne A – A' et Equatorienne B – B' (Localisation des coupes figure 2.2), construites à partir des cartes géologiques (IGAC – INGEOMINAS, 2006; CODIGEM – BGS, 1993), des profils de sismique réflexion à terre, des cartes gravimétriques (INGEOMINAS, 2002; Fairhead et al., 1991), profils sismiques grand angle (Marcaillou, 2003; Agudelo, 2005). Les profils montrent les zones qui composent le système d'avant arc. On observe au Nord, un prisme d'accrétion qui disparaît au Sud. Les épaisseurs des bassins de Manabi, Tumaco – Borbon et Manglares varient longitudinalement.

Figure 3.4
 Carte géologique du SO Colombie - N Equatorien
 Sources: IGAC - INGEOMINAS, 2006
 CODIGEM - BGS, 1993
 Projection cartographique UTM
 Origine des coordonnées: 74°04'51.30 W, 4°35'56.57 N
 False origine (m): X= 1'000.000, Y=1'000.000



Légende

Époque	Unité	Description		
		Unité	Description	
Quaternaire	Q - F	Argiles, arénites, conglomérats. Plain alluviale (San Tadeo, Pichilingue dépôts alluviales, terrasses).	Centres volcaniques actifs. Arc volcanique continentale.	
	Q - Ib	Arénites. Ligne de côte (Cordons littoraux).	Q - Cv Dépôts volcaniques. Arc volcanique (Cotopaxi, Sumaco, unités volcaniques)	
Cénozoïque	Néogène	Q - T	Limolites. Plain deltaïque (Estuaire, dépôt inter marée, plage).	Q - Vc Dépôts volcaniques. Arc volcanique (Cotopaxi, Sumaco, unités volcaniques)
		Ng - Q - E	Conglomérats et arénites. Eventail de pied mont (Güiza, Patia, Suandé).	Ng - Vc Andésites. Arc volcanique (Pisayambo).
Paléogène	Paléogène	Ng - Q - Zn	Arénites, conglomérats. Zone néritique (Canoa, Cachabi).	Ng - Ev Conglomérats de roches volcaniques, matrice d'argile et sable. Eventail de pied mont (Patia)
		Pg - Ng - Zn	Lutites, arénites. Zone bathyale (Naya, Cayapas).	Pg - Ng - Zn Lutites, arénites. Zone néritique (Angostura, Dos Bocas, Viche).
Mésozoïque	Crétacé	Pg - Zb	Lutites, arénites. Zone bathyale (Zapallo, San Eduardo, Ostiones, G. Pacifico, Colon).	Pg - Gd Granodiorites (Piedrancha)
		Ks - Pg - Zb	Lutites et arénites. Zone bathyale (Yunguilla, San Lorenzo).	Ks - Vt Tholéites. calco-alkalines. Roches d'arc volcanique (Rio Cala, San Lorenzo, Naranjal, Diabisco).
Paléozoïque	Silurien	Ks - Zb	Lutites et arénites. Zone bathyale (Espinal, Cisneros, Groupe Dagua).	Ks - Plt Basaltes, cumulats, complexes ophiolitiques. Plateau (San Juan, Laves ultrabasiques).
		J - Vc	Roches métavolcaniques et sédimentaires. Croûte continentale (Upano, Cuyuja, Misuali).	J - Gd Granodiorites. Croûte continentale.
		T - Gd	Granite gneissique. Croûte continentale.	Pzs - Mr Roches métamorphiques (Chiguinda, Monte Olivo).



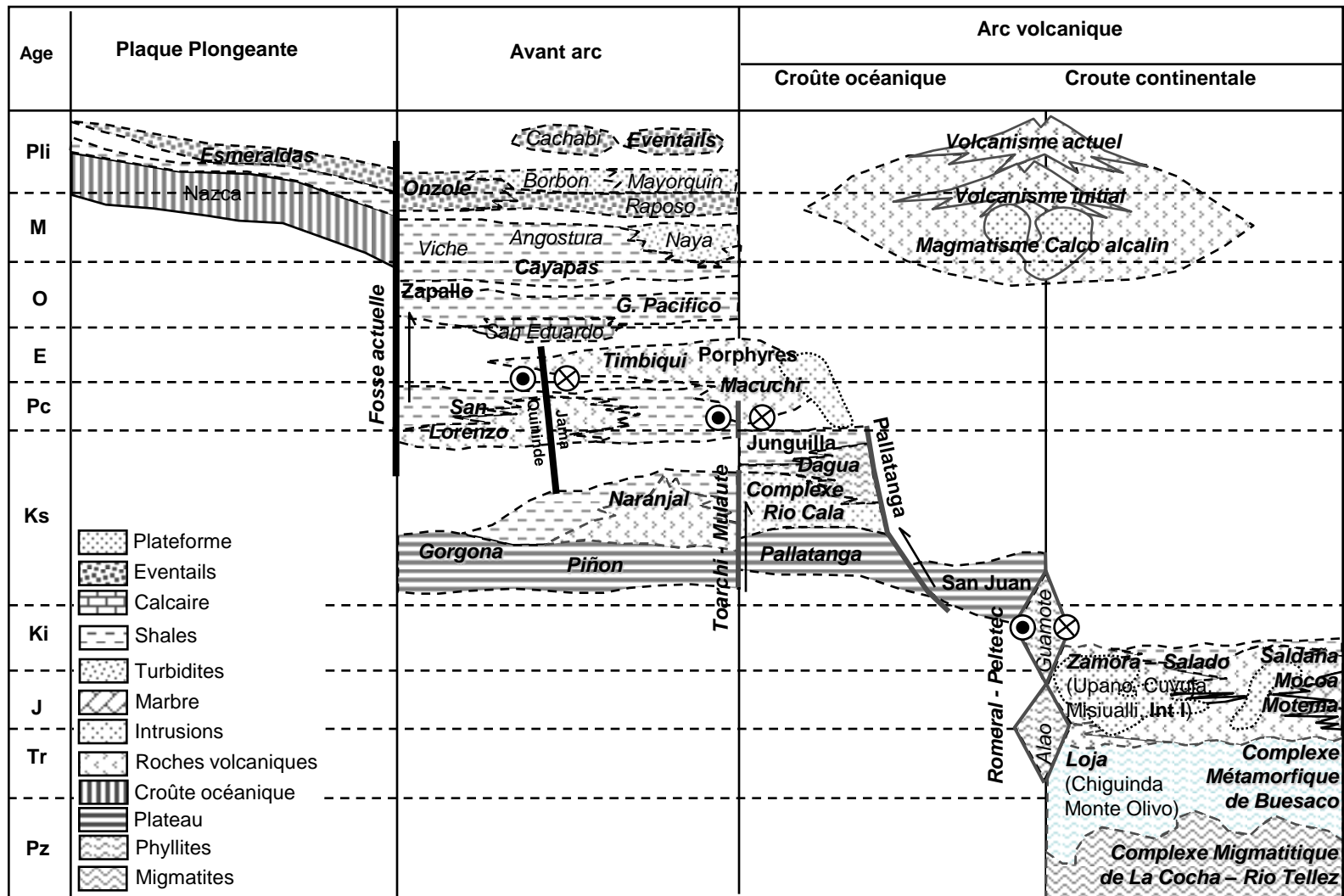


Fig. 3.5. Corrélation des formations utilisée dans cette étude. Les divisions correspondent aux limites structurales du système d'avant arc.

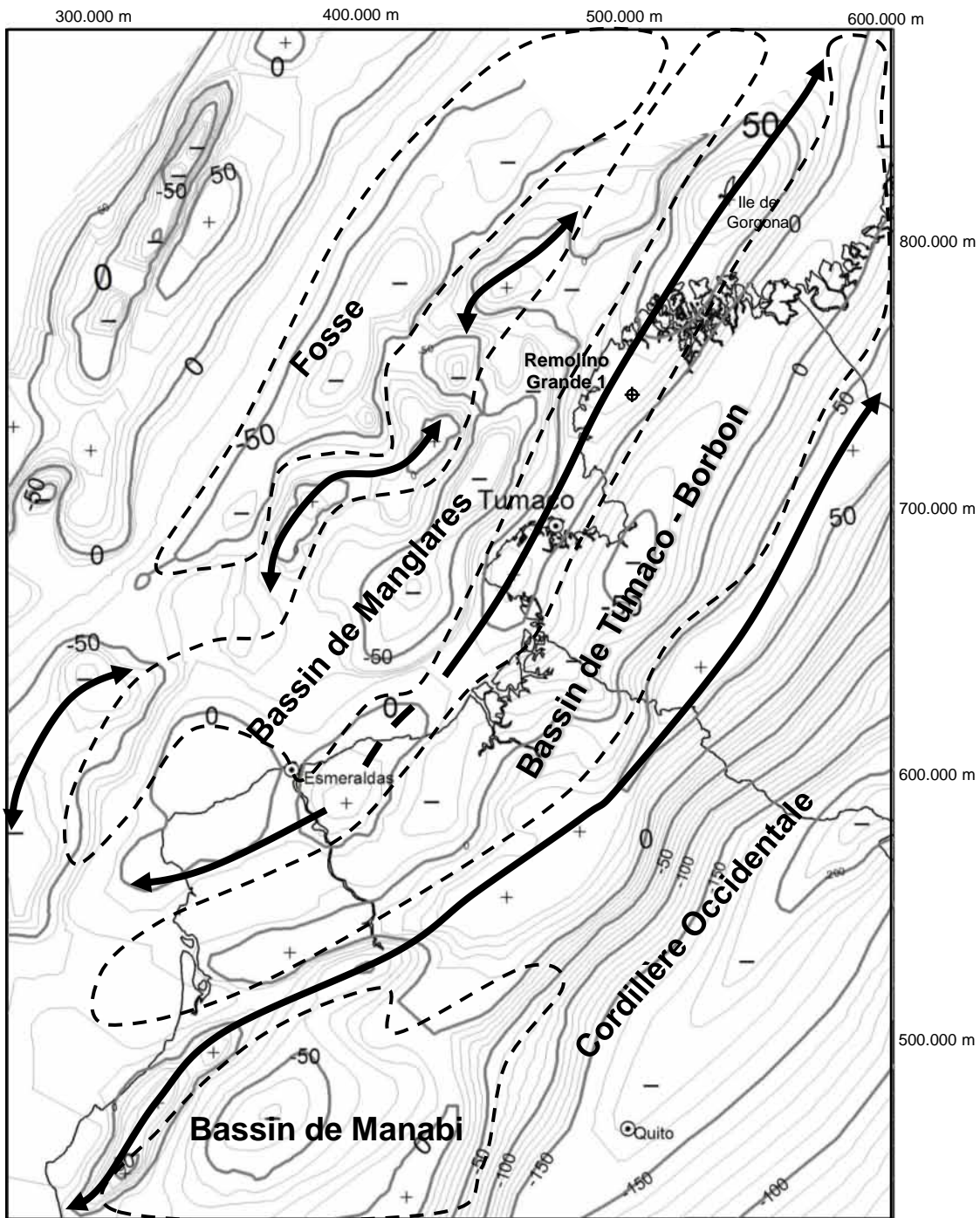


Fig. 3.6. Carte gravimétrique avec corrections à l'air libre et de Bouguer régionales du Sud Ouest de la Colombie et du Nord de l'Equateur, des traces des hauts structuraux et limites des bassins de la zone d'avant arc. Sources Collot et al. (2005), INGEOMINAS (2002), Fairhead et al (1991), Feiningner (1975). Intervalles des courbes 10 milligals.

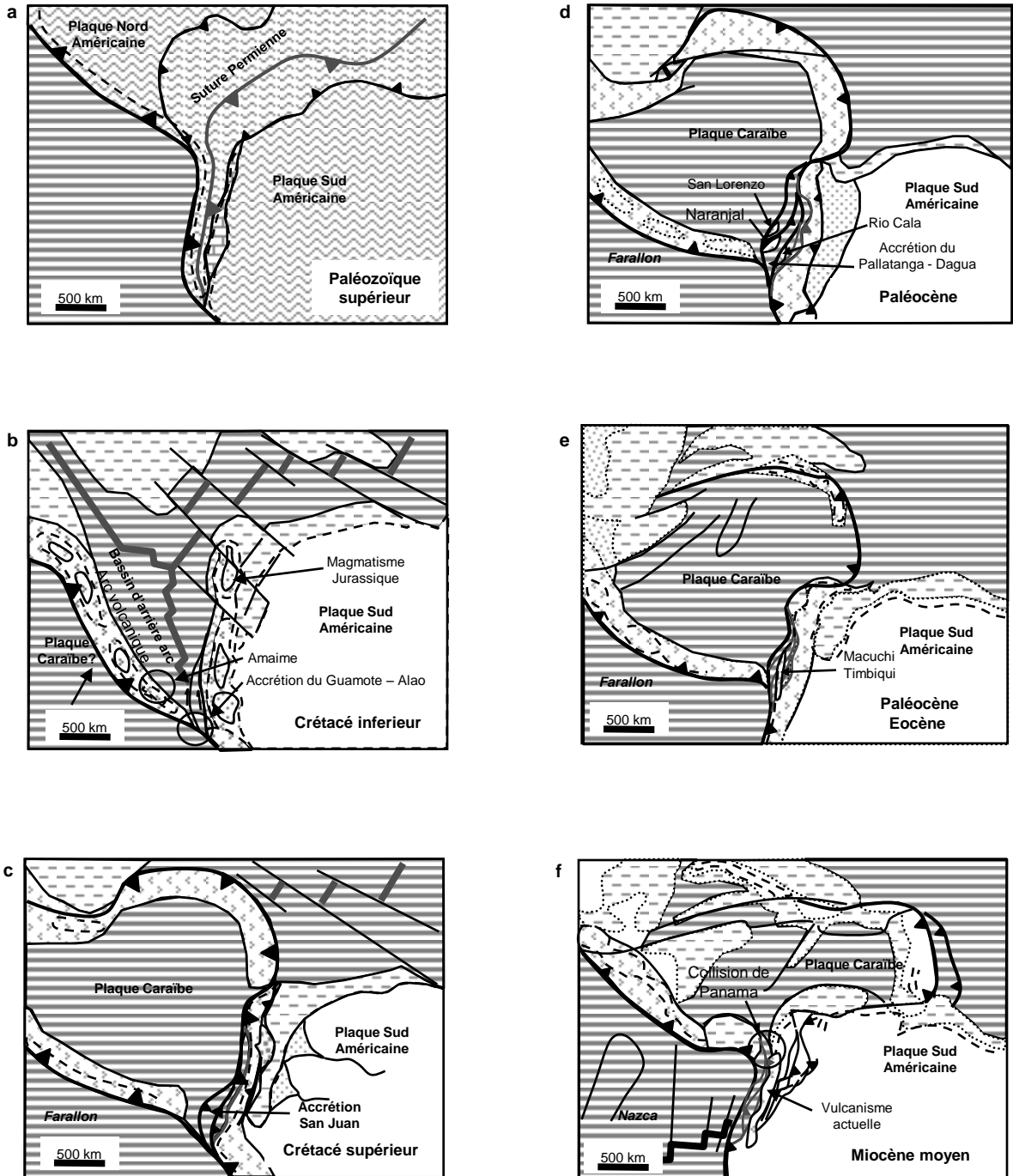


Fig. 3.7. Cartes paléogéographiques de l'évolution de la Plaque Caraïbe et des événements d'accrétion des terrains d'affinité océanique divers pendant le Mésozoïque et Cénozoïque (Modifié de Pindell et al., 1998; Moreno-Sanchez and Pardo - Trujillo, 2003; Caceres et al., 2003; Jaillard et al, 1990; Jaillard et al, 1997). Pour les conventions des blocs voir la Fig. 3.5.

Chapitre 4:

Environnements des dépôts et chronostratigraphie de la bordure Ouest du bassin d'avant arc de Tumaco-Borbon (S Colombie - N Equateur)

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

Ce chapitre est consacré à l'interprétation des paléo-environnements de sédimentation du Bassin d'avant arc de Tumaco-Borbon à partir de l'analyse des diagraphies de trois forages d'exploration pétrolière de la bordure ouest du bassin et de leurs corrélations chronostratigraphiques avec les unités géologiques identifiées au Nord de l'Equateur.

Une première partie du travail concerne l'analyse des diagraphies. Ceci a permis d'identifier des électrofaciès caractéristiques de chaque forage à partir des données de résistivité vs sonique et gamma-ray. Ensuite, chaque électrofaciès a été calibré avec la description des cuttings provenant des forages, pour établir une colonne lithologique parmi laquelle 12 faciès ont été identifiés ainsi que leurs transitions (9 types de transitions). L'application du test de quasi-indépendance sur les transitions a permis d'obtenir des probabilités d'occurrence et d'établir des associations de faciès caractéristiques (environnements de dépôt). A partir de l'étude des variations verticales des environnements de dépôts, 9 unités lithologiques ont été

reconnues dans les forages, deux dans des environnements volcaniques sous-marins (segments inférieur et supérieur), quatre dans des environnements marins profonds principalement des turbidites (unités sédimentaires SU1 – SU4) et trois dans des environnements de plateforme continentale (unités sédimentaires SU5 – SU7).

La deuxième partie du travail a permis de développer une corrélation chronostratigraphique à l'échelle régionale depuis le haut structural de Rio Verde au Sud jusqu'à l'île de Gorgona au Nord, à partir des descriptions paléontologiques, lithologiques et géochronologiques.

La corrélation chronostratigraphique montre l'existence de trois surfaces discordantes synchrones avec des périodes de bas niveau marin vers 30, 10.5, 5.3 et 0,1 Ma et qui limitent 5 séquences régionales. La première séquence est le résultat d'une activité volcanique sous-marine avant l'Eocène terminal. La deuxième séquence s'est accumulée tout d'abord en éventails sous marin (basin floor fans) à partir de l'Eocène terminal, puis en éventails de pente continentale jusqu'à l'Oligocène terminal dans la région du Haut de Rio Verde et Miocène inférieur dans la région du Haut de Remolino, et finalement par des sédiments de plateforme jusqu'au Miocène moyen. Pendant le Miocène terminal une troisième séquence sédimentaire s'est déposée dans un environnement de plateforme près de la bordure ouest du bassin de Tumaco–Borbon. Une quatrième séquence s'est accumulée pendant le Pliocène–Pléistocène avec des éventails sous-marins de plateforme externe. Finalement une cinquième séquence composée de sédiments accumulés sur une plateforme interne et avec des faciès deltaïques s'est développé autour des hauts de Remolino et Rio Verde pendant le fin du Pléistocène et l'Holocène.

L'évolution des paléo-environnements montre que la bordure ouest du bassin de Tumaco – Borbon a été surélevée initialement au sud (Haut du Rio Verde) à la fin de l'Oligocène et au cours du Miocène moyen au Nord (Haut du Remolino).

Il existe peu d'exemples de bassins d'avant arc divisés en deux bassins par des hauts structuraux à travers le monde le long des zones de subduction. Le bassin de Tumaco-Borbon est à ce titre un très bel exemple. Cette étude permet de conclure que l'origine du haut structural est liée à l'épaississement de la plaque chevauchante par des duplex d'unités crustales.

Depositional sedimentary environments and Cenozoic chronostratigraphy of the western border of the Tumaco-Borbón fore-arc basin (South Colombia - North Ecuador)

E. López, J.-Y. Collot, M. Sosson, Duque-Caro, H.

Abstract

Along Northwestern Ecuador and south Colombia the Remolino Rio-Verde inner structural high separates the onshore Tumaco – Borbón inner fore-arc basin from the offshore Manglares outer basin. A facial and well log analysis conducted over three wells drilled into the structural high, together with biostratigraphical age calibration and regional chronostratigraphical correlations allowed reconstructing the Cenozoic evolution of the fore-arc sedimentary environments. A sequence of submarine volcanic lavas and volcanoclastic rocks emplaced over the mafic margin basement prior to the Eocene, likely during the late Cretaceous-Paleocene times. Between the Eocene and Middle Miocene, the Remolino high area was the site of deep - water sedimentation dominated by turbidity currents triggered by lahars, while southward, along the Rio-Verde High, shallow water sedimentation occurred. Shallow water conditions were established later, during the Late Miocene, along the Remolino high. Finally, during the Pliocene – Pleistocene, shelf to continental fan sedimentation developed along the entire inner structural high area, with high sediment supply derived from the active volcanic arc. The regional evolution of the sedimentary environments suggest that the Remolino – Rio Verde high was uplifted diachronically from South to North, between the Lower Miocene and the Holocene, likely by crustal duplexing, during initial stages of the formation of the Nazca plate.

4.1. Introduction

Stratigraphy can be used to reconstruct basins subsidence history, and evolution of sedimentary depositional systems, which adjust through time to sediment input and accommodation space. In convergent margins, the forearc sedimentary basins record reflects the growth and uplift history of the adjacent subduction complex and massive volcanic arc

(Dickinson and Selly, 1979; Miall, 1999). Some convergent margins, such as Cascadia (McNeill et al 2000) and northeast Alaska (von Huene et al., 1987), show a double-forearc basin that is characterized by inner and outer basins divided by an inner structural high. In both zones, seismic reflection profiles suggest that the structural high resulted from crustal duplexing (Calvert et al., 2006; Moore et al., 1991) and played an important role on over the sediment distribution in the basins.

The formation of double forearc-basins on continental margins is unusual and the uplift of the inner structural high is a key process to account for the evolution of the basins geometry, fill and sediment distribution (McNeill et al., 2000). However, the development of double fore-arc basins has remained poorly understood because it implies complex relationships between basins subsidence, and uplift of both the inner structural high and the landward sources of sediment. Understanding these relationships requires onshore-offshore integrated studies. These studies include facies, well log and micropaleontological analysis to produce accurate chronostratigraphic correlations, which together with seismic reflection data provide detailed geometrical and paleoenvironmental constraints on the basins development.

A ~1000 km-long, double fore-arc basin extends along the convergence margin of Northwestern South America and Eastern Central America (Fig. 4.1). The basin comprises an outer fore-arc basin (Manglares and Choco basins) located offshore and identified by geophysical methods (Mountney and Westbrook, 1997; Marcaillou and Collot, 2008). The associated inner forearc basin (Borbón-Tumaco-Atrato-Chucunaque basin) extends onshore between Northern Ecuador and Eastern Panama, and was identified from outcrops, exploration wells and geophysical information (Duque - Caro, 1990; Coates et al., 2004). The inner basin is separated from the outer forearc basin by discontinuous structural highs including the Remolino – Rio Verde high (Fig. 4.1b) (Case et al., 1971; Case et al., 1973; IGAC – INGEOMINAS, 2006). This double fore-arc basin is remarkable because it developed over an oceanic basement (Kerr et al., 2002), its inner basin contains as much as ~10 Km of Cenozoic sediment (Case et al., 1971), and the inner structural high shows clear evidence for glacio-eustatic control on the sediment distribution (Duque – Caro, 1990; Cantalamessa et al., 2007).

This paper focuses on a well log study of the Cenozoic Tumaco - Borbón inner-forearc basin in order to characterize its stratigraphic and structural evolution. We document various facies

and propose facies association models for the entire sedimentary sequence. The facies characterization and facies association models helps to: 1) constrain the vertical and lateral evolution of sedimentary environments during the basin filling; 2) identify the climato-eustatic effect over the sediment supply and distribution; 3) evaluate the spatial and temporal contribution of the tectonics on the inner forearc basin and structural high evolution.

4.2. Structural setting

4.2.1. NW South American margin

Four morpho-structural domains were identified from east to west, in Southern Colombia and Northern Ecuador (Fig. 4.1): the western flank of the Central – Real Cordillera, the Western Cordillera, the Tumaco – Borbón and Manglares forearc basins, and the accretionary wedge – trench zone. The Romeral - Peltetec suture, along the western flank of the Central – Real Cordillera (Fig. 4.1), marks the western border of Proterozoic–Paleozoic continental basement (Aspden and Litherland, 1992; Aspden et al., 1987). This basement consists of granulite-grade metamorphic rocks (Cepeda, 1986), intruded by Mesozoic and Cenozoic calc-alkaline plutons, associated with the Early Cretaceous subduction (Sillitoe et al., 1982). West of the Romeral suture, the western flank of the Central – Real Cordillera, the Western Cordillera and the basement of the forearc basins consist of accreted oceanic terranes (Cediél et al., 2003; Aspden et al., 1987).

The western part of the Central – Real Cordillera terranes (Alao and Guamote divisions in Fig. 4.2) consists of dismembered ophiolites and shales of upper Jurassic age (Aspden and Litherland, 1992). Westward, the Western Cordillera and coastal region terranes consist of dolerites of Aptian to pre Turonian age (San Juan, Pallatanga and Piñon units in Fig. 4.2), covered by several series of pillow basalts, gabbros, andesites and volcanosedimentary rocks (Rio Cala, La Portada, Naranjal, Macuchi, San Lorenzo and Las Orquideas units) of Cenomanian to Maastrichtian age (Kerr et al., 2002). Locally komatiitic lavas outcrop toward the north of the Tumaco basin (Echeverría, 1980). According to the geochemical analysis, the doleritic sequences were formed in an oceanic plateau setting (Mamberti et al., 2003; Kerr et al., 2002), and were covered by series of extrusive rocks formed in calc-alkaline to island arc settings (Kerr et al., 2002; Van Thournout et al., 1992).

The terranes were accreted to South America through collisional episodes from the Mesozoic through the Cenozoic time. The western Central – Real Cordillera terranes were the first accreted to the margin as a result of oblique collision during the late Jurassic to middle Early Cretaceous (Aspden and Litherland, 1992). The San Juan, Guaranda and Piñon – Naranjal terranes that compose the Western Cordillera and coastal regions, were accreted during the Late Campanian, Late Maastrichtian and Late Paleocene times respectively (Jaillard et al., 2008; Jaillard et al., 1995; Van Melle et al., 2008). A last accretion event was recorded by the end of the Middle Miocene during the Panama arc collision in Northern Colombia (Cediel et al., 2003; Moreno – Sanchez and Pardo - Trujillo, 2003; Duque-Caro, 1990).

In southwestern Colombia and northern Ecuador, these basins, which correspond to the Tumaco – Borbón and Manglares basins, were filled by thick sedimentary sequences (Escovar et al., 1992; Duque – Caro, 1990). The sequence begins with Late Eocene calcareous sandstones and radiolarian shales, overlain by series of Oligocene to Pliocene turbiditic, deltaic and continental fans sediments (Evans and Whittaker, 1982; Duque – Caro, 1990; Escovar et al., 1992; Coates et al., 2004; Ordoñez et al., 2006). Synchronously, important magmatic and volcanic activity was developing between the Real – Central and Western Cordilleras (Cepeda, 1986; Alvarez y Linares, 1979; McCourt et al., 1984), approximately at the same location as the present day volcanic arc (Fig. 4.1). During Miocene, in the oceanic domain, the Farallon plate has been split into the Nazca and Cocos oceanic plates (Barckhausen et al., 2001; Lonsdale, 2005).

4.2.2. The Tumaco-Borbón basin

The Tumaco – Borbón basin (Fig. 4.1), which is part the “Bolívar geosyncline” according to Nygren (1950), is 70 km in width, 550 km in length, and up to 6 km in thickness, limited northward by the Garrapatas Fault (Escovar et al., 1992), Eastwards by the Western flank of the Western Cordillera and Southward by the Jama – Quininde range in Ecuador (Fig. 4.2) (Case et al., 1973; Baldock, 1982; Cediel et al., 2003). The structural high extending between the regions of Rio Verde in the south, Chagui, Remolino and Gorgona Island farther north (Figs. 2 and 4) forms the western boundary of the Tumaco – Borbón basin (Escovar et al., 1992; Suárez, 1990).

High upper crustal velocities and density values of the basin basement are consistent with oceanic rocks (Case et al., 1973, Mooney et al., 1979). Two oil exploration wells (Remolino Grande – 1 and Camarones – 1 , Fig. 4.2) and outcrop data (Gorgona Island, Rio Verde high and Western Cordillera) confirm the oceanic nature of the basement (Fig. 4.2), characterized by dolerites and diabases of the Diabasic Group and Piñon unit (Evans and Whittaker, 1982; Spadea and Spinoza, 1986). Volcanoclastic and radiolarian shales beds of the Diabasic Group, San Lorenzo and Macuchi – Timbiqui units (Spadea and Spinoza, 1986; Van Thournout et al., 1992; Kerr et al., 2002; IGAC – INGEOMINAS, 2006) cover the doleritic and diabasic rocks of the basement.

The basin basement is covered by a 5 to ~10 km-thick Late Eocene to Quaternary sedimentary sequence (Fig. 4.3), according to the stratigraphic and geophysical data (Evans and Whittaker, 1982; Case et al., 1973; Nygren, 1950; IGAC – INGEOMINAS, 2006; Meissnar et al., 1976). This sedimentary sequence is intruded by shale diapirs that the Chagüi high (Suárez, 1999). During the accumulation of the sedimentary sequence, a strong phase of uplift of the Western and Central – Real cordilleras (Spikings et al., 2001) occurred. According to López et al., (2008), the development of the Remolino high is compatible with crustal thickening by duplexing during a period of increased plate convergence (Fig. 4.3).

The Rio Verde structural high (Fig. 4.4) was uplifted during the late Cenozoic and controlled the sediment distribution in the basin (Evans and Whittaker, 1982). Exploration wells drilled over the structural and shale diapirs highs, and outcrops of the Tumaco – Borbón basin units provide an excellent opportunity to describe the sedimentary evolution of the Remolino-Rio Verde inner structural high.

4.3. Location and methodology

Based in the well cuttings descriptions and wireline logging of the Remolino Grande-1, Majagua-1 and Chagüi-1 wells (Fig. 4.2), we reconstructed the lithology of the subsurface units of the Western side of the Tumaco basin, to obtain a geologic column of the sediments deposited over the inner structural high. The lithology reconstruction was done from the correlation between the well cuttings to wire-line logs (Serra, 1985; Rider, 2006 and Wynn and Read, 2006) and by the cross plotting of incompatible logs (gamma ray vs resistivity and

resistivity vs sonic) (Rider, 2006). Thick beds size sedimentary structures orientations were obtained by dipmeter analysis (only for Majagua 1 and Remolino Grande 1 wells).

Once the lithologic column was reconstructed and the information about the sedimentary structure included, we interpreted the sedimentologic and stratigraphic variations, to identify the paleoenvironmental changes and their relationships to tectonic and eustatic events. The sedimentologic and stratigraphic interpretations were conducted by applying the “Electrosequence Analysis” methodology proposed by Rider (2006) and Serra (1985). This method consists of three basic steps. The first step is the interpretation of the lithology, by examination of wire logs and cuttings data. The second step is to examine the characteristics of the well logs by marking the base lines (vertical constant log values), trends (increases or decrease of the log values), shapes and abrupt breaks to annotate each identified electrofacies interval that we numbered from top to bottom along the well. Finally, the third step is the electrosequence analysis, by building the vertical succession of electrofacies into log-based electrosequences, interpreted in terms of: 1) possible facies and sedimentary process; 2) facies associations and sedimentary environments; 3) accumulation settings, which are groups of facies associations separated by unconformities.

By comparison with the “electrosequence analysis” conducted on young oceanic crust by Bartetzko et al. (2002), we reconstructed the lithologies of the oceanic basement drilled in the Tumaco basin at the Remolino Grande - 1 well. Bed number vs bed facies and bed thickness (rythmograms) were constructed to identify upward variations in groups of facies associations, between the major facies models which could associated with unconformities or faults. Percentage diagrams were constructed to identify lateral variations of facies between isochronous units. Based on the facies successions, we constructed observed facies relationships diagrams (facies models) to identify specific sedimentary environments. Cyclic tendencies or random occurrences of facies transitions along the reconstructed lithology column were identified by the use of the test of independence for stratigraphic sequences method (Holm et al., 1986). This test requires an iterative solution (see Powers and Easterling, 1982; Carr, 1982), which is performed until the required accuracy is obtained. We found an adequate convergence criterion of 1 %.

Depth marine volcanic and sedimentary environments to continental fan accumulation settings were obtained after the facial analysis. Indeed, the multiplicity of environments,

possible locations for sediment sources, suggest that the facies or facies associations in this tectonic setting do not reflect paleobathymetry (ex; turbidity flows occurs in shelf and depth seas zones). Therefore, for which we could determine the paleowater depth from facies analysis (between neritic to bathyal), paleobathymetry had to be estimated from the record of the well's. Most paleontological descriptions data used in this study come from Colombian ANH well files and unpublished biostratigraphical analysis over these wells. Major unit's terms and paleowater depths definitions correspond to the Reineck and Singh (1986) terminology.

4.4. Identified facies by well log analysis

The integrated analysis of well logs at the three drilled wells on the Remolino and Chagüi highs allow to identify 12 electrofacies in the sense of Serra (1985) that are numbered 1 to 12 (Table 4.1). The electrofacies 1, 2, 3, 4 and 10 show a Dual Latero Log (LLD) values up of 10 ohm – m, Sonic (Vp) up of 3 km/s and low gamma ray (GR), while the electrofacies 5, 6, 7, 8, 9, 11 and 12 are characterized by low LLD values, high GR expression and low Vp values (Figs. 5 and 6). The electrofacies calibration with well cuttings description allowed identifying their lithologic properties and transforms them into 12 facies (Table 4.2). The twelve resulting facies suggest that accumulation processes occurred in three different settings: submarine volcanism, deep sea deposits and shelf deposits. Submarine volcanism comprises: Mb, Massive basalts; Pb, Pillow basalts, and Tf, Thin flows. Deep sea deposits include: Rs, Radiolarian shales; Sh, shales; ShCl, shale Clay; Cl, Clay; Cg vs, Conglomerate volcanic supply and Cg ss, Conglomerate sediment supply. Shelf sediments consist of: ClSl, Clay Silt; SlSd, Silt Sand and Tff, Tuff (Table 4.2).

4.5. Facies associations and unconformities

Based on the vertical variation of facies, it is possible to identify facies transitions, basic for define facies associations. The facies associations help to define the accumulation environments. Abrupt changes between facies associations along the stratigraphic column also define lateral offsets in the accumulation environments, which reflect unconformities, and define boundaries between accumulation settings.

4.5.1. Facies associations

The bed-facies and bed-facies thickness rythmograms (Fig. 4.7), and facies composition of every unit (percentage cakes in Fig. 4.7) identified in the wells were used to identify major vertical facies transition changes. Facies relationships diagrams (Fig. 4.7) based on the rythmograms were evaluated by the test of independence (Holm et al., 1986) to construct the ideal depositional model (modal cycle) for every identified unit and segment (Table 4.3). The facies association analysis shows two main domains: one is composed of the volcanic segments, which are part of the basement, and an other domain is composed by the overlying sedimentary units.

Basement

Only the Remolino Grande-1 well drilled the basement of the Remolino high. At this site, more than 1 km of basement volcanoclastic and volcanic rocks was recovered. Applying the independence test, rythmograms analysis and the percentage of facies occurrence, revealed lower and upper lithostratigraphic segments (Lower Segment and Upper Segment Fig. 4.7), topped by surface U1

Lower Segment: The upper 550 m of the lower segment were analyzed, however the thickness of the segment may exceeds 1 km according to the associated depth-converted seismic profile (López et al., 2008). Tf and Rs facies compose the segment, with few Mb and Sh facies occurrence at the top (Figs. 7 and 8). The segment is characterized by upward thinning bed tendency, retrogradational trend lines and modal cycle Tf►Rs►Mb, with occasional Sh occurrences at the top (Fig. 4.4 and Table 4.3). The Lower Segment reflects the gradual extinction of submarine volcanic effusion, and the concomitant increase in the hemipelagic deposits. Clift et al. (2005) interpreted similar facies sequences as products of submarine volcanism close to arc volcanic centers.

Upper Segment: The upper segment reaches a thickness of 510 m at the Remolino Grande-1 well. The segment exhibits dominantly Mb and Pb facies, with Rs facies occurrence at the top (Figs. 7 and 8). The segment is characterized by upward thinning bed tendency, retrogradational trend lines and modal cycle Mb►Pb►Tf (Fig. 4.4 and Table 4.3). The Rs facies occurs randomly in the middle and upper parts of the segment. The upper segment

recorded effusive events of submarine volcanoes, and turbiditic flows. Similar facies and vertical evolution in the accumulation environment have been considered by Bonatti and Harrison (1988) to represent the logical development of submarine eruptions. Castañares et al. (2001) consider that similar facies and accumulation environments take place in areas between proximal and distal regions of the submarine volcanic systems.

Sedimentary cover

The sedimentary cover of the Remolino high and Chagüi diapir was drilled at the three wells already mentioned. Rythmograms, facies transition analysis and trend lines of the well logs allow dividing the sedimentary cover in seven sedimentary units (Figs. 7 and 8).

Sedimentary unit 1 (SU1): The unit drilled in Remolino Grande 1 and Chagui1 wells shows a southward thickening tendency. Facies analyses indicate that the unit is mainly composed by Sh facies, with increasing in ShCl and Cg ss facies toward to South (Fig. 4.7). Thinning upward tendency, progradational trend lines and modal cycle Sh►ShCl►Cg ss characterize the unit mainly toward to South (Fig. 4.7). Sedimentary unit 1 consists slope fans and debris flows related to turbiditic currents occurring near the toe of the continental slope. Bailleul et al. (2007) interpreted similar facies in a convergent margin setting to result of gradual uplift of the structural highs. Shanmugam et al. (1995) consider that these facies can develop during the evolution of basin-floor fans.

Sedimentary unit 2 (SU2): This unit shows a variable thickness along the Remolino high. The facies ShCl is predominant northward at Remolino Grande 1, decreases southward in the Chagui and Majagua wells whereas at these sites Sh and Cg vs or Cg ss facies increase (Fig. 4.7). The dipmeter shows a Westward unidirectional pattern supporting westward progradation. The facies analysis of the unit shows a general upward thinning tendency, retrogradational trend lines and modal cycle Sh►Rs►ShCl with occasional Cg vs►Cl►Cg ss facies occurrences toward the base (Fig. 4.4 and Table 4.3). At the Majagua site 4 cycles of upward thickening are observed (Fig. 4.7). Sedimentary unit 2 is interpreted as the products of a progradational sedimentation by turbiditic currents at the toe of the continental slope, gradually buried by agradational and contouritic sedimentation. Similar facies and environment associations were interpreted to result of turbiditic systems ponded in small,

enclosed or semi-enclosed basins (Amy et al., 2007). Moreover, such facies were interpreted to result from sedimentation during sea level rise (Jenette et al., 2000).

Sedimentary unit 3 (SU3): The unit is present at all three wells and reveals that its beds tend to thicken northward, where they show more facies (Fig. 4.7). Upward thickening tendencies occur along the unit, with retrogradational trend lines and modal cycle Sh-ShCl►Cg vs►Rs►ShCl facies (Table 4.3). Northwards, random occurrences of Cg vs is revealed by the independence test analysis. Dip meter values show that sediment prograded eastward at the Chagüi high and southwestward at Remolino Grande-1 site. The unit is interpreted to result of the progradation of - volcaniclastic fans at the toe of the continental slope (more proximal Eastward and more distal Westward), inter-fingering with sediments accumulated by aggradation and fine grain turbidites. Similar processes were interpreted by Shanmugam and Muiola (1991) to result of the development of channel – mouth lobes over the basin flat surface in active margins settings. Unaltered volcanic fragments within the conglomeratic facies together with, unaltered tuffaceous material in the north at Remolino Grande-1 site, suggest that sediment unit 3 was controlled by volcanic activity. Subaerial pyroclastic flows remobilized by gravity flows towards a deep basin (Trofimovs et al., 2006) can produce coarsening unaltered volcanic material, although, its lateral extension is limited. Because the most effective transfer of volcanic material is associated to lahars (Lavigne et Thouret, 2000), we propose that the sediments of the slope fan systems of Sedimentary unit 3 were transported by turbiditic currents triggered by repeated lahars during onshore volcanic eruptions.

Sedimentary unit 4 (SU4): The unit that thins northwards (Fig. 4.8), is composed mainly by Cg vs, and ShCl, facies, with a Tff facies on the Remolino High (Fig. 4.7). Compared with Sedimentary unit 3, Sedimentary unit 4 shows more volcanic fragments and tuffaceous materials indicating an increased influence of the volcanic sources over the sediment supply. An upward thickening tendency, progradational trend lines and modal cycle ShCl►Cg vs►CISl facies characterize the unit (Fig. 4.5 and Table 4.3). Dip meter values indicate an Eastward sediment progradation on the Chagüi high (Fig. 4.5). The unit is interpreted to result from an hemipelagic accumulation affected by fine-grained to gravelly debris flows. Northward and Northeastward suprafan lobes are interfingering with mud drapes indicating a distal accumulation setting. The gradual increase in volcanic gravels in the sediment is evident, and indicate increased turbiditic currents triggered by lahars.

Sedimentary unit 5 (SU5): The unit shows a northward thinning tendency. (Fig. 4.7). Bed upward thickening tendency, progradational trend lines and modal cycle ShCl►ClSl◊Cg vs►SlSd facies define the unit (Fig. 4.5 and Table 4.3). According to the facies association, the sedimentation of the unit took place in open sea conditions, on the shelf-slope with gravelly flows arrivals. Similar facies transitions and environments are interpreted to result from forced regressions (Plink-Björklund and Steel, 2002)

Sedimentary unit 6 (SU6): The entire unit was drilled only in Majagua-1 well (420 m) and shows a ShCl, ClSl and Tff facies. Retrogradational trend lines and modal cycle ShCl to Tff facies with Eastward variation to ClSl facies characterize the unit (Table 4.3). The unit is interpreted to result of high energy debris and pyroclastics flows, and fan channels emplaced on the shelf. High energy flows on the shelf are commonly induced by storm process (Walker, 1983; Benton and Gray, 1981; Myrow et al., 2002) or by rivers flood events (Imran and Syvitski, 2000) triggered by extreme geologic events (Mulder et al., 2003). The presence of Tff facies in the unit constrains the flow origin to river floods events triggered by lahars.

Sedimentary unit 7 (SU7): Only the upper most 420 m of unit 7 was drilled by Majagua-1 well and shows that the unit is composed mainly by ClSl, SlSd, Cg vs and Tff facies (Table 4.3). The unit reveals a thinning upward tendency, progradational trend line and modal cycle SlSd►ClSl►Tff facies, with sporadic occurrences of Cg vs (Fig. 4.5 and Table 4.3). The Sedimentary unit is interpreted as the result of delta front accumulation process, with possible volcanic supply by lahars reaching the coastal area. Similar facies and environment transitions are observed in prodelta to delta front zones, indicating that the turbidity and gravelly debris flows developed in terminal distributary channels (Olariu and Bhattacharya, 2006; Basset and Orłowski, 2004).

4.5.2. Unconformities

Based on the study of the vertical variations of the depositional environments of the units and segments, we identify three offsets in the environmental transitions defining major unconformities. Unconformity U1 is present between Upper Segment (submarine volcanism) and Sedimentary unit 1 (basin floor fan sedimentation). Unconformity U2 is located between Sedimentary Unit 4 (distal lobe fan systems) and Sedimentary Unit 5 (shelf slope debris flows). Unconformity U3 tops Sedimentary Unit 7 (delta front). Units more recent than unit 7

were not sampled by the wells, however they will be integrated to the study using published geological maps at scales between 1:100.000 to 1:1'000.000 (DGGM, 1980; CODIGEM – BGS, 1993; IGAC – INGEOMINAS, 2006).

4.5.3. Age of the segments and unconformities

Planktonic foraminifers recovered in the well cuttings have allowed identifying several biostratigraphical intervals according to the Geologic Time Scale from Gradstein et al., (2004). Nine planktonic foraminifera zonations were identified in the sedimentary cover of the Remolino –high and help to assign an accurately age to every segment and unit (Fig. 4.8) . The radiolarian-poor fauna recovered in the Remolino Grande-1 well is similar to preoligocene faunas of the north Pacific of Colombia, and helps constraining the age of the upper part of the Upper Segment to Pre Oligocene time, possibly Eocene. In consequence, the age of the Lower Segment is older, possibly Eocene or Paleocene. The occurrence of the zones P21 and P22 in Sedimentary Unit 1 defines a Late Rupelian to Chattian age for this unit and constrains the age of unconformity U1 to Late Eocene – Early Oligocene. Sedimentary Unit 2 contains zones N4 to N8 and constrains its age to the Aquitanian and Lower Langhian. The zones N9 to N13 occur in Sedimentary Unit 3 and suggest an Upper Langhian to Serravallian age. The zones N14 and N15 define a Lower Tortonian age for Sedimentary Unit 4. Sedimentary Unit 5 contains zones N15 and N16 and constrain the age of the unit to the Middle Tortonian. In consequence, the age of Unconformity U2 between units 4 and 5 is restricted to middle Tortonian.

The presence of zones N16 and N17 in Sedimentary Unit 6 defines an age of Upper Tortonian. Finally, Sedimentary Unit 7 contains zones N17 and N18, constraining its age to the Messinian, and defining an early Zanclean age for Unconformity U3.

4.5.4. Regional chronostratigraphy

The lithostratigraphic framework of the Southern Colombia and Northern Ecuador sedimentary sequences has remained complex because of strong lateral changes in sedimentary facies and the existence of different stratigraphic nomenclatures in each country (Stainforth, 1948; Cushman and Stainforth, 1951; Van der Hammen, 1958). The basement nomenclature of the basin is also problematic, because outcrop data are scarce and

geochemical interpretations are multiple (Gansser, 1950; Echeverria, 1980; Van Thournout et al., 1992; Kerr and Tarney, 2005). Various synthesis of the Late Mesozoic to Early Cenozoic basement rocks nomenclature of the Western Colombia and Northern Ecuador region (Kerr et al., 2002), regional geological mapping published at a 1:100.000 scale (IGAC – INGEOMINAS, 2006; Evans and Whittaker, 1982), stratigraphical and biostratigraphical works (Ordoñez et al., 2006; Aalto and Miller, 1999; Cantalamessa et al., 2007; Escovar et al., 1992) led to some clarification of the regional stratigraphy. However, integrating published geological data with our interpretations of the well log and micropaleontological data of the Remolino – Rio Verde high and Chagüi diapir, provides a new regional chronostratigraphical chart extending approximately along the Northern Ecuador coast line to the region of the studied wells and Gorgona island in SW Colombia (Fig. 4.9)

This chart allows to follow the extension of the three major unconformities (U1 to U3) and the lateral variation of sedimentary environments of the basement segments and overlying sedimentary units. Unconformity U4 (Fig. 4.9) of Upper Pleistocene age, was only identified in northern Ecuador. The regional unconformities allow to group the segments and sedimentary units identified in the wells in five sequences named A1 to A5 formed in different accumulation settings.

Sequence A1

The facial analysis and the age of the lower and upper segments drilled in the Remolino high, show two submarine effusion events to have occurred prior to the Oligocene, possibly during the Paleocene – Early Eocene time (Fig. 4.10). In the coastal range of Ecuador, Late Cretaceous – Early Paleocene rocks of the San Lorenzo unit have been interpreted as the result of a mature volcanic arc developed over a thick oceanic plateau (Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003). Further north, on the Western side of the Western Cordillera, Late Paleocene to Early Eocene rocks of the Macuchi unit and Lower Timbiqui member have been interpreted to result of a primitive volcanic arc developed over a shear zone (Kerr et al., 2002). These observations suggest that, at Remolino-Grande 1, the basement lower Segment could represent the mature volcanic arc whereas the Upper Segment would represent the primitive volcanic arc.

Sequence A2

Sequence A2 is bounded at bottom and top by regional unconformities U1 and U2, and comprises sedimentary units SU1 to SU4 (Fig. 4.8 and 4.9). Surfaces U1 and U2 correlate with third order sea level falls (Haq et al., 1987) accounting for their regional extent. Sediments of sequence A2 started deposition over the basement during the Late Oligocene. Sedimentary units SU1 to SU4, accumulated in deep water to shelf slope settings, (Fig. 4.11). The facial analysis and the age of the sedimentary units show that during the Late Rupelian to Chattian stages basin floor fans prevailed in the basin (Sedimentary Unit 1), were then covered during the Aquitanian- Early Langhian by sequences of slope fans (Sedimentary Unit 2). Submarine lobe fans systems related to lahars (sedimentary unit 3) prograded Westward during the Late Langhian to Serravallian stages. During the Early Tortonian sub stage, distal lobe fans systems related to lahars covered the Remolino high (sedimentary Unit 4).

Northward, on Gorgona Island, sequence A2 shows a similar evolution but begins with Upper Eocene calcareous turbidites. (Gansser, 1950; Dietrich et al., 1981; Kerr, 2005). Southward, in the Borbón basin, the sequence begins with the calcareous turbidites of the Santiago and Punta Ostiones formations, which were covered by basin floor fans of the Zapallo Formation during the Early Chattian stage (Stainforth, 1948; Evans and Whittaker, 1982, Ordoñez et al., 2006). Between the Late Chattian and the Serravallian-Tortonian stages, Northern Ecuador was elevated and several formations (Pambil, Playa Rica, Viche, Cupa, Chumande and Angostura in Fig. 4.9) deposited in shelf, reefal and delta front environments (Ordoñez et al., 2006; Evans and Whittaker, 1982). The volcanic activity in the Central and Western Cordilleras increased the volcanic material supply to the basin after the Burdigalian stage (Cepeda, 1986; Cantalamessa et al., 2007). Because of the shallow water conditions, the glacio eustatic control is readily evident in the stratigraphic record and helps defining regional unconformity U2 (Cantalamessa et al., 2007).

Sequence A3

This sequence that is defined between unconformities U2 and U3 includes sedimentary units SU5 to SU7. The sequence represents the end of the deep marine sedimentation and the beginning of the shallow marine to continental sedimentation in the Remolino – Rio Verde high and Chagüi diapir. It is characterized by debris flows and slope fans channels systems,

covered by shelf slope sediments (Fig. 4.12). The sequence begins during the Early Tortonian stage with shelf slope sedimentation (Sedimentary unit 5), covered during the Late Tortonian by shelf and slope shelf fans systems - high energy flows (Sedimentary unit 6). Gradually, delta front systems (Sedimentary unit 7) with lahars constructed during the Messinian stage. Southward, sedimentary units SU5 to SU7 correlate with the Lower Onzole sediment formation, accumulated in delta front to shelf environments (DGGM, 1980; Evans and Whittaker, 1982).

Sequence A4

This sequence, which was not drilled, was studied in the Borbón basin and Esmeraldas area, and probably correspond to the transitional to continental sedimentation of the Patia and Guiza fans covering the Tumaco basin according to the geological maps (IGAC-INGEOMINAS, 2006). The sequence is bounded by unconformities U3 and U4 (Holocene unconformity) and is composed by sediments of the Estero Platano member, Borbón, Upper Onzole and Cachabi formations (Fig. 4.9) (Evans and Whittaker, 1982, Ordoñez et al., 2006; Cushman and Stainforth, 1951). These units accumulated in shelf fans, shelf, delta front and alluvial plain environments (Fig. 4.13), during a Plio – Pleistocene global sea level fall (Haq et al., 1987), with frequent North Andean volcanic ash supply (Aalto and Miller, 1999).

Sequence A5

This sequence, which was not drilled, is extensively distributed along the Colombian – Ecuadorian coastal zone. The sequence is composed by recent barrier island systems and deltas (IGAC – INGEOMINAS, 2006; CODIGEM – BGS, 1993), and overlies discordantly the previous sequences through Unconformity U4. Detailed coastal geomorphological works and isotopic data collected southward of the Mira River, suggest that the wide barrier island systems resulted from rapid accretion periods of marine ridge beach, in response to a small uplift of the shore during the 3200 – 2800 BP period (Dumont et al., 2006). North of the Mira River, most of the barrier island are transgressive and near to the Remolino high, two groups of barrier island suggest that the Patia River mouth switched to the South (Western side of the Remolino high), while the northward area was abandoned and submitted to active subsidence (Martínez et al., 1995).

4.6. Discussion

4.6.1. Sedimentary evolution of the Remolino – Rio Verde High

We discuss the sedimentary evolution of the Remolino – Rio Verde high within the broader framework of fore-arc basin evolution such as described by the classic model proposed by Dickinson and Seely (1979). We aim at dating the uplift of the Remolino - Rio Verde high, which will be useful to understand the evolution of a double fore-arc basin. The structural high uplift can be dated using isochron surfaces.

Our electrofacial analysis combined with biostratigraphical data, revealed four regional unconformities (U1 to U4) bounding the A1 to A5 sequences. The unconformities are synchronous with third order global sea level falls (Haq et al., 1987) (Fig. 4.8), indicating that the unconformities are isochron surfaces. These surfaces, allow identifying spatial and temporal changes of sedimentary environments along the Remolino - Rio Verde high and dating its uplift activity.

Sequence A1

Our stratigraphical analysis shows that sequence A1 that is part of the Remolino high basement consists of pre-Oligocene rocks accumulated in a submarine volcanic setting. Sequence A1 is topped by regional unconformity U1 with variable time gap. U1 unconformity was either interpreted as the result of the tectonic accretion of the Gorgona terrane (Kerr and Tarney, 2005; Estrada, 1995), or as a post-accretion regional tectonic phase (Luzieux et al., 2006; Mamberti et al., 2003). Based on seismic reflection and gravity data, McGeary and Ben-Avraham (1985), and Franco and Abbott (1999) proposed that the Gorgona Island is part of a terrane that was accreted to the continental margin following a seaward trench jump. In this hypothesis the resulting suture zone is just east of Gorgona Island (Franco and Abbott, 1999).

Nevertheless, the new ship-born and air-born gravity map shown in Fig. 4.4 reveals a continuous NE-trending gravity high from Gorgona Island to Tumaco, thus discarding the hypothesis of the suture zone east of Gorgona Island. Moreover, recent MCS data collected across the margin (Collot et al., 2008; Marcaillou and Collot., 2008), revealed that the

paleogene outer fore-arc basin sedimentation was controlled by regional strike slip tectonics (Collot et al., 2008). This hypothesis is supported by onshore paleomagnetic evidences indicating that a strong strike slip deformation affected the margin up to the Paleocene-Eocene boundary (Luzieux et al., 2006). According to these evidences, we consider that unconformity U1 resulted from a post-accretion, regional deformation event dominated by transpressive tectonics.

Sequence A2

The basal sedimentary sequence begin with deposition of calcareous turbidites of Late Eocene age (Fig. 4.9) controlled by basement faults affecting the basin, up to Jama – Quinde mountains (Fig. 4.2) (Gansser, 1950; Cushman and Stainforth, 1951; Nivia, 2001; Evans and Whittaker, 1982). Paleocene to Eocene convergence of the Farallon plate was mainly oblique, and produced regional strike slip structures in the Jama – Quinde mountains and in the Central – Real and Western cordilleras (Collot et al., 2004; McCourt et al., 1984), which were uplifted and affected by strong erosion (Spikings et al., 2001; Barrero, 1979). Remains of late Eocene to Oligocene patches of coral reef developed around the landward border of the Tumaco-Borbón basin were preserved at the Northeast and South extremities of the basin (Nivia, 2001; Feninger and Bristow, 1980). Coral patches are frequent in the Caribbean stratigraphic record during a global sea level rise cycle (Haq et al., 1987) and were driven to extinction during the Eocene – Oligocene time (Edinger and Risk, 1994). We consider that the fracturation of the forearc basin basement was produced during the Paleocene – Eocene oblique convergence setting, and was synchronous with the uplift and erosion of the eastern and southern flanks of the basin. During the uplift - erosion phase, coral reef developed in high stand sea level conditions, were later eroded and transported by turbidity currents with basement fragments in the forearc basin, where they accumulated.

The classical stratigraphical sequence model indicates that during low stand sea levels the sedimentary sequence begins with basin floor fans (Vail, 1987). This initial deep-water sedimentation is characteristic of residual basins, which are basins where strata lie depositionally on oceanic or transitional crust (Dickinson and Selly, 1979). In the Tumaco basin, the Remolino high basement was covered by turbidites forming basin floor fan systems that were produced during the global sea level fall of the Late Rupelian stage (Fig. 4.8) supporting the initial residual forearc basin stage. This sedimentation went on along the basin

up to the Late Chattian. We consider that the initial sedimentation overlying unconformity U1 (Fig. 4.9) was controlled by basement tectonics during the Late Eocene times, and sea level changes during the Late Oligocene.

Between the late Oligocene and Late Middle Miocene, sedimentation over the Rio Verde high occurred mainly in shallow marine environments, although it prograded northwards into deeper marine environments. Local discordances (U1 in Fig. 4.9) affected the sedimentation mainly on the Rio-verde high, during the late Lower Miocene and late middle Miocene, while the volcanic supply increased in the whole region. The lateral variations in sedimentary environments and local discordances occurred synchronously with uplift phases of the Western and Real cordilleras during an increase of the convergence rate between the fragmenting Farallón plate and northern South American plate (Spikings et al., 2001; Pardo-Casas and Molnar, 1987, Lonsdale, 2005). In addition, evidences for a regional Late Lower and Middle Miocene volcanic activity in Central America are observed in marine sediments (Sigurdsson et al., 1996) and in the cordilleras of Southwestern Colombia (Cepeda, 1986). Recent works reported that the late Middle Miocene sedimentation in the Borbón basin was controlled by minor cycles of sea level changes (Cantalamesa et al., 2007) during a global high stand sea level (Westerhold et al., 2005). The sedimentary evolution of the basin during the late Oligocene to Late Middle Miocene is very close to the model of residual basin sequence of Dickinson and Selly (1979).

Sequence A3

Sediments of sequence A3 mainly deposited on the shelf in the Rio Verde high region and on the shelf slope near the Remolino and Chagüi diapir highs, (Fig. 4.5). The analysis of the sedimentary environments of units 5 to 7 of sequence A3 shows an upward shallowing tendency that suggests an upper Miocene relative regression. This analysis also reveal that unconformity U2 is synchronous with the early Tortonian sea level fall event. The sea level remained relatively low, close to the actual value of the sea level, up to unconformity U3, which is dated Early Zanclean (Haq et al., 1987).

Although the sea level remained about constant during the upper Miocene, the relative regression observed within sequence A3 might be related to an increase in volcanic supply and tectonic activity. This regression correlates however with a regional deformation phase of

the northern south American plate (Spikings et al., 2001; Cooper et al., 1995, Cediél et al., 2003). Duque-Caro (1990) observed a similar regression tendency in the Atrato basin, that he interpreted to result from the upper Miocene Panama arc collision. Moreover, our analysis of the sedimentary units of sequence A3 (Table 4.3) reveal important volcanic supply. Therefore we suggest that the regression observed on the Remolino - Rio Verde high resulted from a regional uplift combined with a high volcanic supply (Fig. 4.8).

Sequence A4

Plio – Pleistocene changes in sequence A4 sedimentary environments reveal a regressive pattern from shelf to delta front and alluvial plain in the Borbón basin, and from shelf to continental fan in the Tumaco basin. These changes were accompanied by high volcanic material supply. Unconformity U3 at the base of sequence A4 is synchronous with an Early Zanclean sea level rise, and the regressive pattern of the sequence can be correlated with a global sea level fall occurring during the Pliocene and the Pleistocene (Haq et al., 1987). The volcanic arc activity increased during this time and produced large volumes of materials that were eroded and transported to form giant continental fans at the toe of the western cordillera (Guiza, Mira and Patia in the Tumaco basin, IGAC-INGEOMINAS, 2006). Moreover occasional lahars contributed to sediment deposition on the shelf as exemplified with the Upper Onzole formation in the Borbón basin (Aalto and Miller, 1999), and over the continental fan in the Tumaco basin (IGAC-INGEOMINAS, 2006).

Sequence A5

During the Pleistocene – Holocene, the sedimentation in the area was controlled by the abandonment and jump / re-direction of the major rivers in association with the uplift of coastal zone segments (Dumont et al., 2006) and subsidence process (Martínez et al., 1995), forming series of coastal barrier systems and deltas, without discarding the control by global glacio eustatic sea level changes.

4.6.2. Geodynamic events during the uplift of the- Remolino – Rio Verde Structural high

The regional chronostratigraphic analysis demonstrates the diachronous uplift of the Remolino – Rio Verde structural high, which partly controlled sedimentation in the inner

fore-arc basin. Uplift initiated during the Lower Miocene in the southern area (Rio Verde high) and during the Upper Miocene in the northern area (Remolino and Chagüi highs). On a large scale, the uplift of the Rio Verde high appears to correlate with the lower Miocene fragmentation of the Farallon plate, (Lonsdale, 2005, Lonsdale and Klitgord, 1978), whereas the uplift of the Remolino high correlates with the upper Miocene extinction the Malpelo rift spreading center (Lonsdale and Klitgord, 1978; Hardy, 1991) of the Nazca Plate. In summary, the uplift history of the Rio-Verde- Remolino-Chagui high would correlate with incipient stages of the formation of the Nazca plate that were associated with the fragmentation of the Farallon plate and a change from oblique to normal convergence.

4.7. Conclusions

The facial analysis at three wells in the inner fore-arc high and the regional chronostratigraphical correlation along its strike, over a distance of ~250 km (Figs. 4.4 and 4.9), allow defining: five stratigraphic sequences A1 to A5 bounded by four regional unconformities U1 to U4, as well as spatial and temporal variations of depositional sedimentary environments, from deep water to continental.

Unconformity U1 is heterochronous, spanning from 65 to 40 Ma in the Rio Verde high, and from 50 to 30 Ma in the Remolino high. U1 resulted from the combined influence of regional Paleocene-late Eocene strike-slip deformation with the major sea level fall of the early Rupelian. In contrast, unconformities U2 and U3 occurred rather synchronously with the third order sea level changes of early Tortonian and early Zanclean.

The basement of the Remolino-Rio Verde high (sequence A1) is composed by Late Cretaceous to early Eocene volcanosedimentary and volcanic rocks erupted over an accreted oceanic plateau formed 90 to 85 Ma ago. After the plateau accretion, during the Late Paleocene, regional strike-slip deformation affected the basement up to the Late Eocene synchronously with the uplift and erosion of the Western and Real Cordilleras. Products of this erosion were transported to the forearc basin where they accumulated in submarine fans and formed sequence A2.

Sedimentation of sequence A2 was dominated by basin floor fan systems up to the Late Oligocene to Early Lower Miocene. During the Lower Miocene, the Rio Verde high began

uplifting, synchronously with the fragmentation of the Farallon plate and an increase of the convergence rate. During the Middle Miocene, arc volcanic activity developed in the Western and Central-Real cordilleras, thus increasing the amount of coarse materials. This material was transported by turbidites triggered by lahars, toward the forearc basin, where the material accumulated in slope fans.

The Early Tortonian sea level fall produced regional isochronal unconformity U2 over the Remolino – Rio Verde high. The sedimentation of sequence A3, which overlies unconformity U2, occurred in a delta to outer shelf – break environment, and suggests that the Remolino high and the Chagüi diapir began uplifting synchronously with the abandonment of the Malpelo rift spreading activity.

Regional unconformity U3 developed over the Remolino-Rio Verde high during the early Zanclean global sea level rise. Sequence A4 accumulated over this unconformity reflecting an increase of the volcanic activity of the Western and Central-Real cordilleras, according to the huge supply of volcanic material. In the Tumaco area, this material accumulated in continental fans, whereas in the Esmeraldas area, the material accumulated in shelf - fan environments, prior to be uplifted during the Pleistocene time.

Finally, during the Pleistocene–Holocene, re-direction of major rivers and tectonic activity constrained the formation of barrier island systems and deltas in the coastal zones, thus forming Sequence A5. The lower to upper Miocene uplift history of the Remolino-Rio Verde high occurred synchronously with the fragmentation of the Farallon plate that was associated with major plate kinematics changes, and the incipient stages of the Nazca plate formation.

Acknowledgments

We are grateful to the Institut de Recherche pour le Développement (IRD) for funding this work, the Agencia Nacional de Hidrocarburos de Colombia (ANH) and the Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS) to provide well log images and geological reports of the Tumaco basin, GeoAzur laboratory to provide the access to Kingdom Suite software.

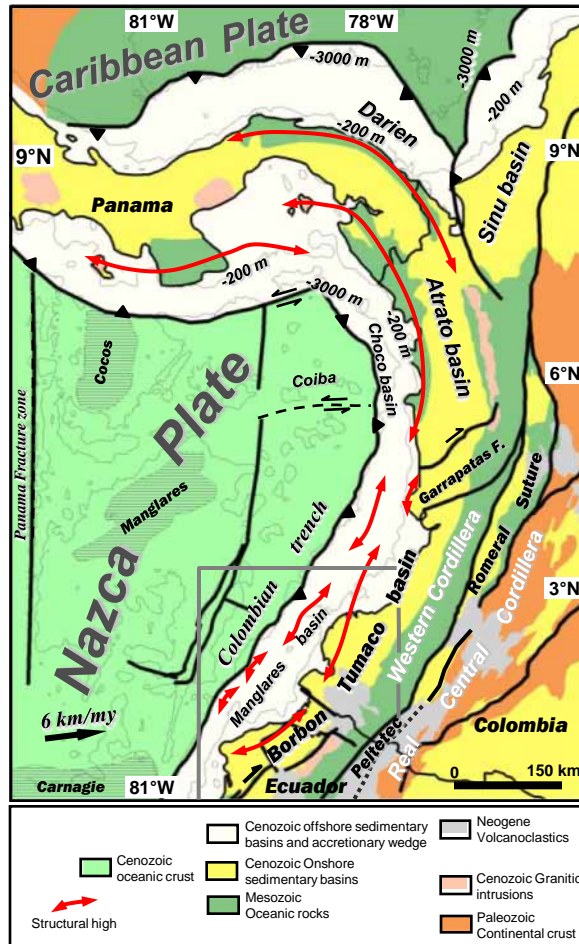


Fig. 4.1. Regional tectonic setting of the Tumaco-Borbon basin on the northwestern margin of South America. The gray box indicates the study area.

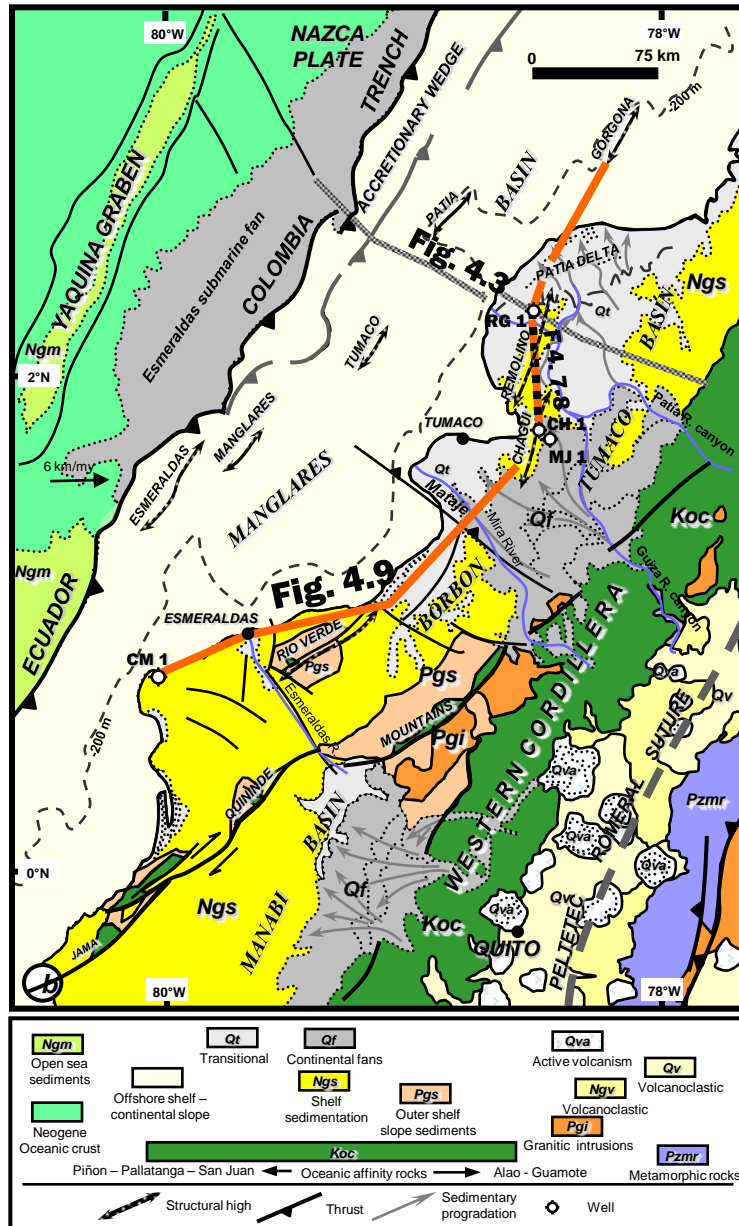


Fig. 4.2. Geological map of South western Colombia and Northern Ecuador showing sedimentary environments, nature of basement rocks, major structures, and wells location. RG1= Remolino Grande 1; MJ1= Majagua 1; -, CH1= Chagüi 1; and CM1= Camarones 1.

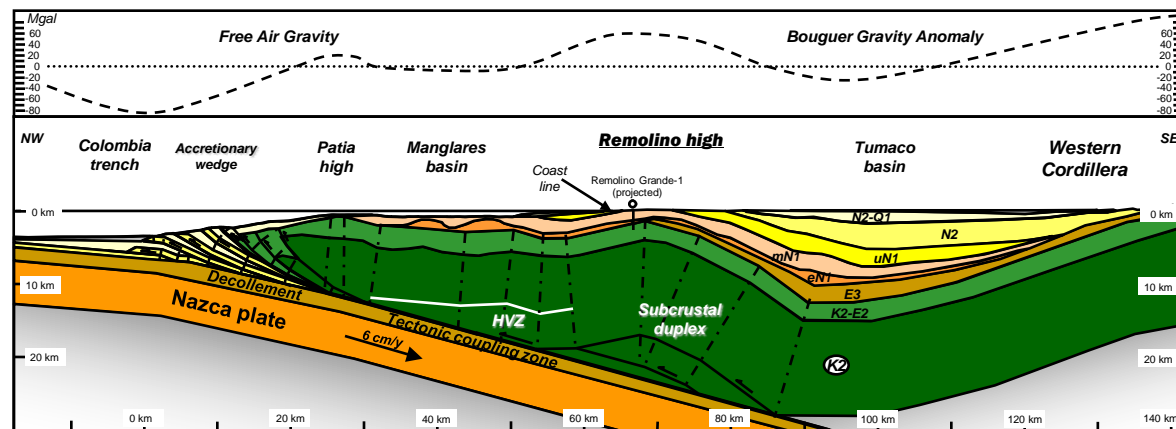


Fig. 4.3. Structural cross section of the Southern Colombia - Northern Ecuador fore-arc – trench system after López et al., (2008). The cross section is located in Fig. 4.2 and based on a combination of multichannel seismic reflection profiles after Marcaillou, (2003), López et al., (2008), Cediél et al., 1998, and Escovar et al., (1992). The dip of the subducting Nazca plate, and high velocity zone (HVZ) are from Agudelo (2005). Age of the units: K2, Late Cretaceous; E2, Eocene; E3, Oligocene; N1, Miocene; N2, Pliocene; Q1, Pleistocene.

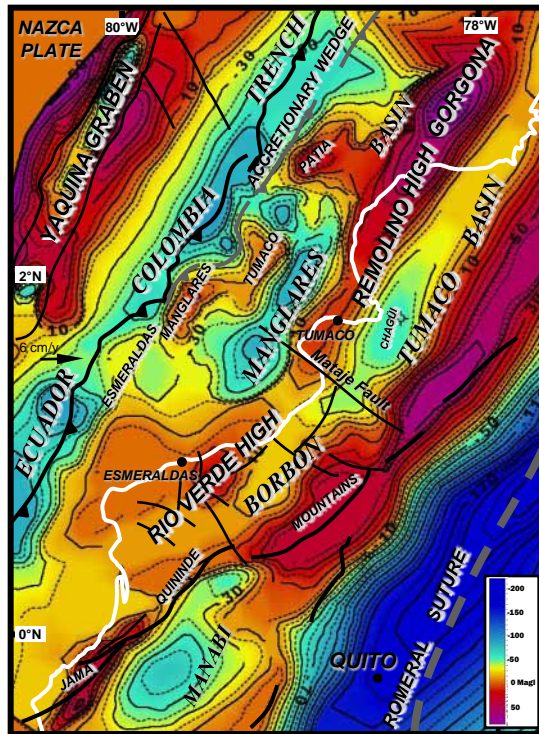
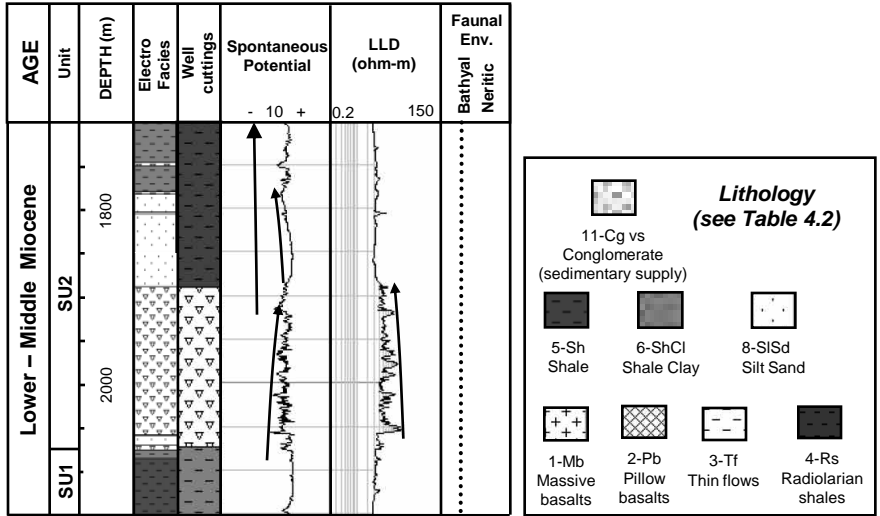


Fig. 4.4. Gravity map showing anomalies associated with the Remolino – Rio Verde inner structural high, the inner Tumaco – Borbon forearc basin and the outer Manglares forearc basin (Based on Collot et al., 2005; INGEOMINAS, 2002; Fairhead et al., 1991; Feininger, 1975). Offshore free air anomalies and onshore Bouguer anomalies (air-born). Contour interval in milligals.

Chagüi - 1



Remolino Grande - 1

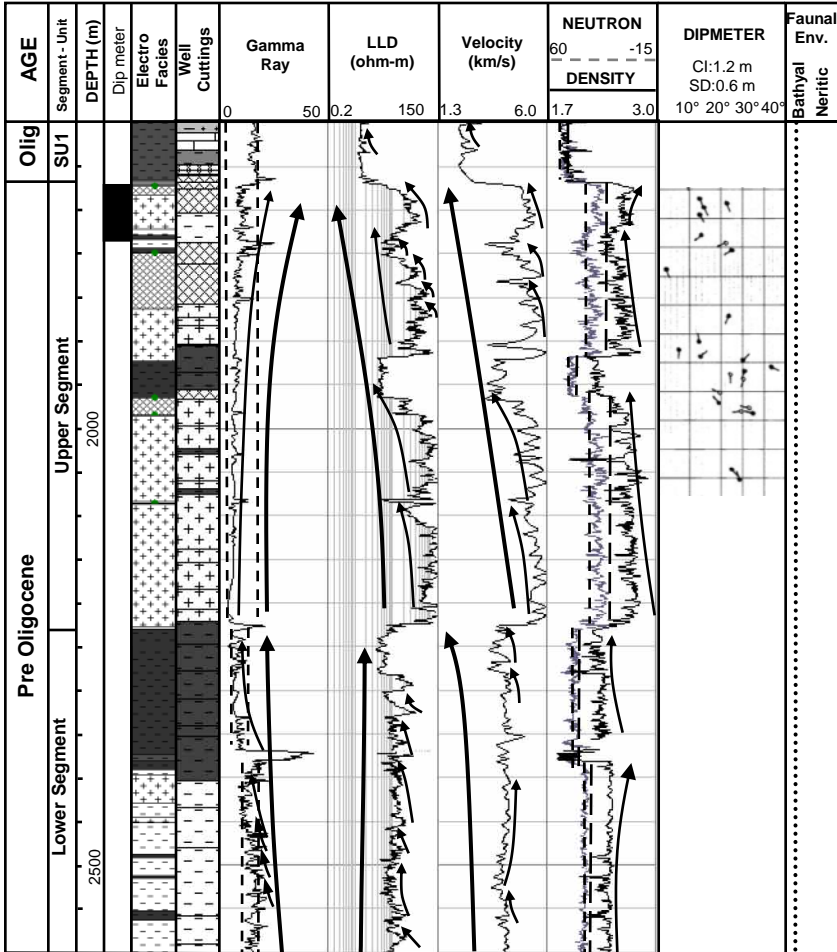


Fig. 4.5. Electrosequence and cutting data for selected intervals of the Chagüi-1 and Remolino Grande-1 wells with corresponding electrofacies and faunal environment (dotted lines) interpretations. Electrofacies columns were obtained after cross plotting analysis (DLL vs GR and Vp), and Well Cutting column after well log descriptions. Vertical dashed lines are baselines of constant log values in neutron and gamma ray logs (low values=thin dashed line, high values= thick dashed lines), arrows define trends on small scale=thin arrows, and large scale=thick line arrows. One selected interval of characteristic dipmeter log (CT=Correlation interval; SD=Step Distance) is shown for the Upper Segment in the Remolino Grande-1 well. Its shows a chaotic pattern interpreted as fractures.

Majagua - 1

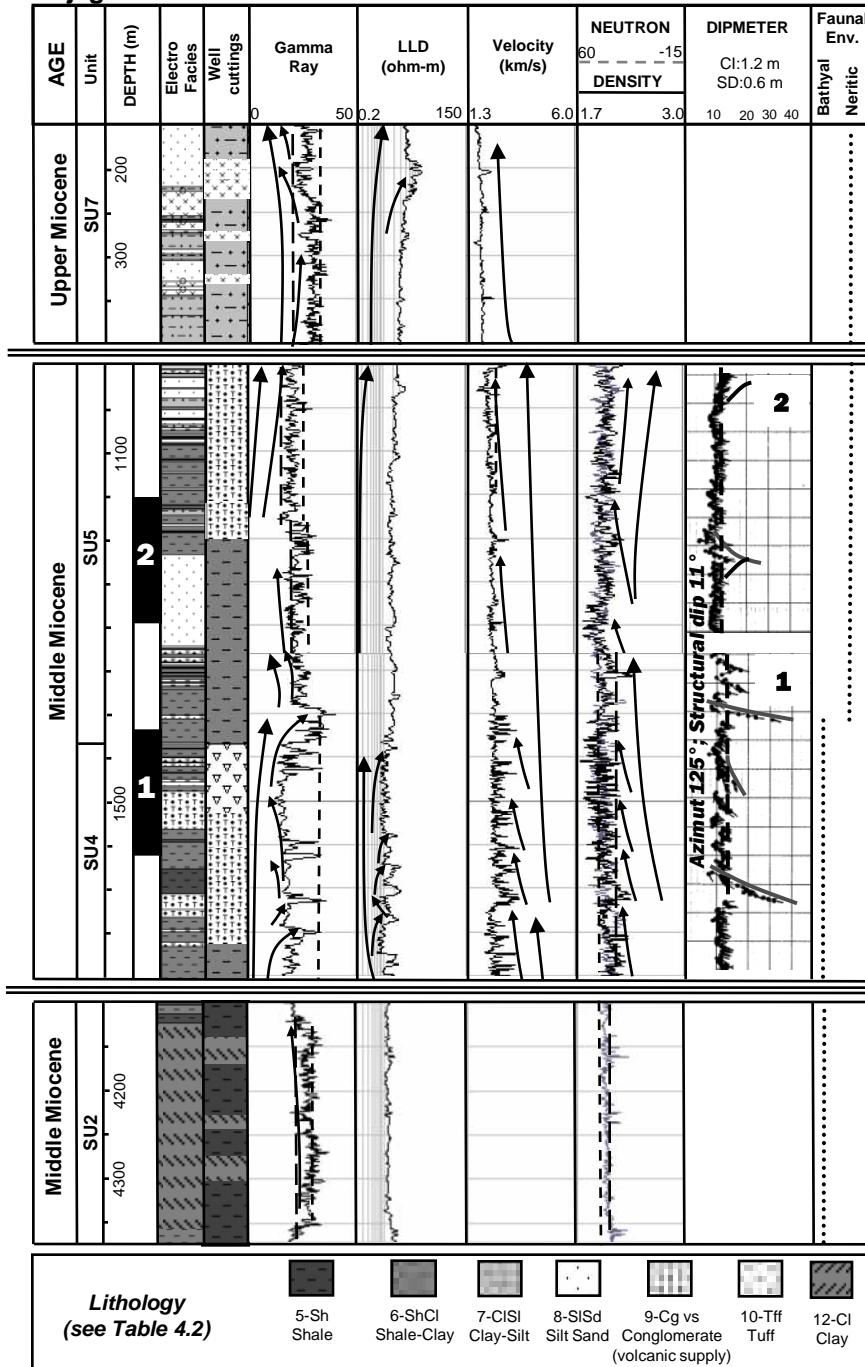


Fig. 4.6. Electrosequence and cuttings data for selected intervals of the Majagua-1 well with corresponding electrofacies and faunal environment (dotted lines) interpretations. See explanations in Fig. 4.5 Two selected intervals of characteristic dipmeter log show the regional azimuth and structural dip of the Eastern flank of the Chagüi diapir (CT=Correlation interval; SD=Step Distance), while the dip variations for sedimentary sequence 4 (SU4) suggest slope fan sedimentation, and shelf - slope sedimentation for SU5.

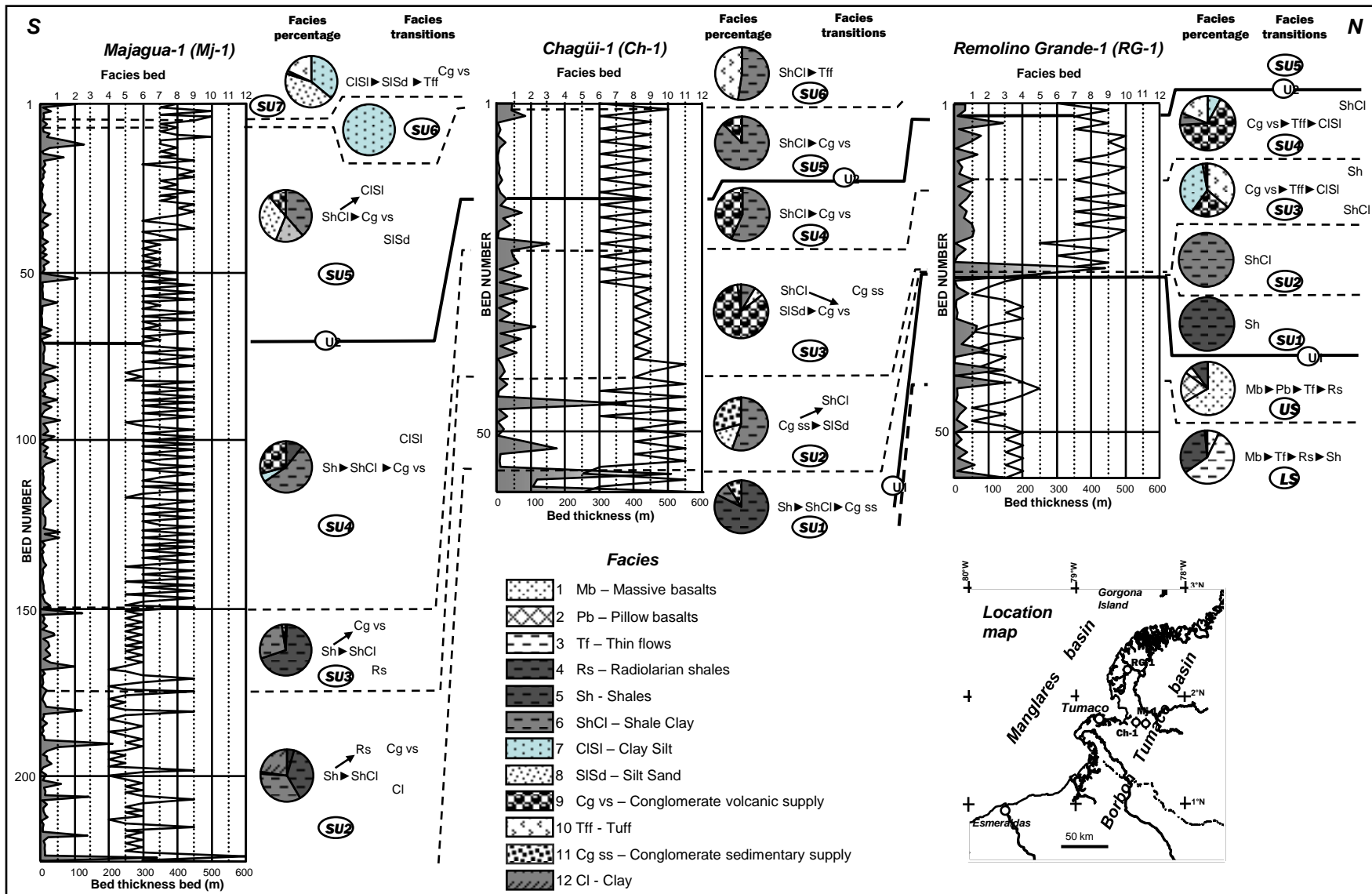


Fig. 4.7. Rythmograms of bed thickness (left curve, lower x axis) versus bed number (y axis), and of the 12 identified bed facies (right curve, upper x axis) versus bed number for the three studied wells. Percentage cakes represent the facial composition of every basement segment and basin unit, and to the right of the cakes are the transition patterns according to the electrofacial analysis (see Table 4.3). Thick lines U1 and U2 represent surfaces of abrupt facies change.

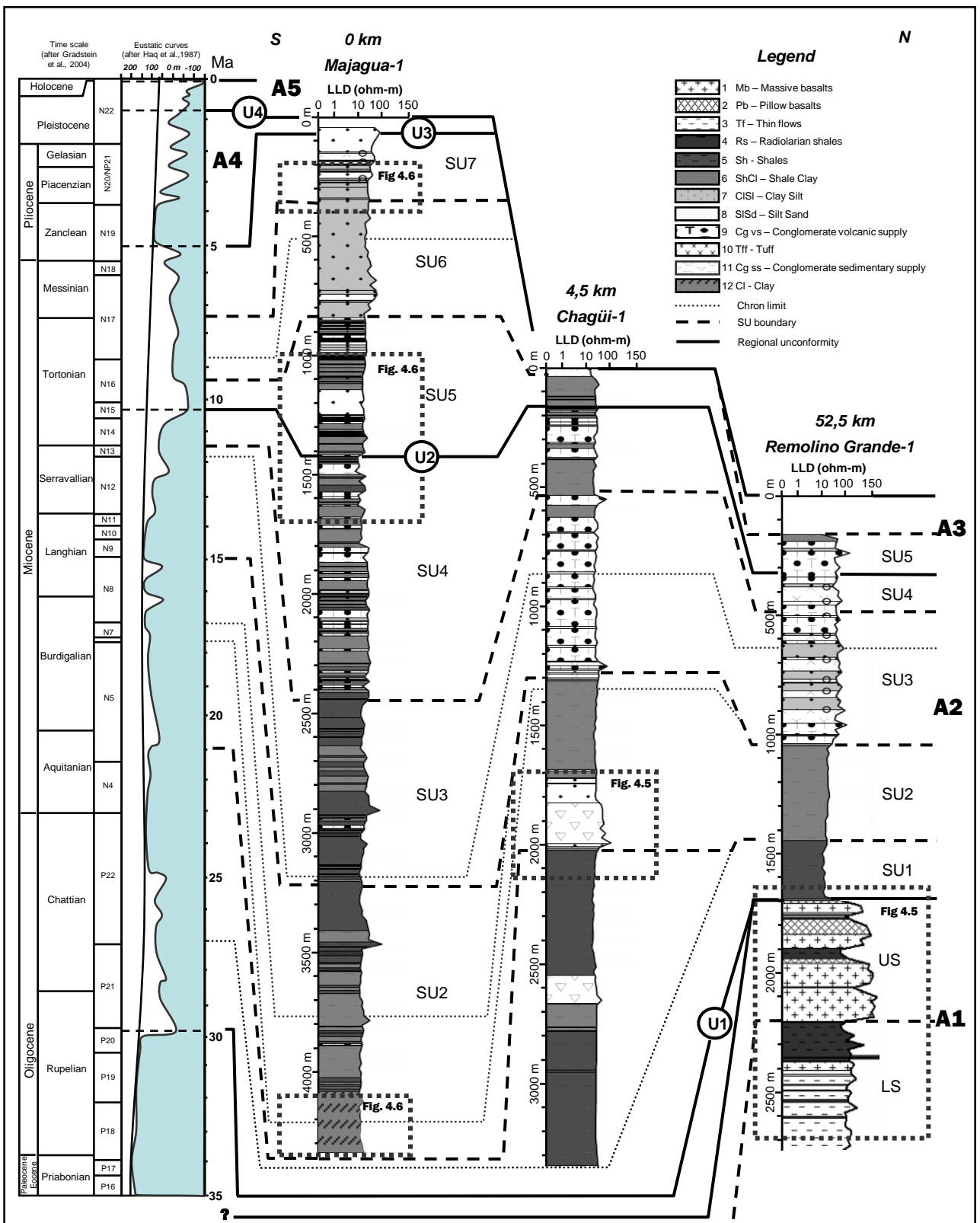


Fig. 4.8. Time-line correlations between the three Remolino High stratigraphic columns obtained after cuttings and well log electrofacial analysis, and their correlation with sea level changes. Wells location is in Fig. 4.2 and facies variation in Fig. 4.9. SU: Sedimentary Units, LS and US: Lower and Upper Segments, U1 to U4: Unconformities, A1 to A5 : sequences. The sea level curve of Haq et al (1987) was modified using the Westerhold et al. (2005) sea level curve for the Serravallian – Tortonian stages. The dashed boxes represent selected intervals showing electrofacies in Figs. 4.5 and 4.6 The distance between Remolino Grande 1 and Chagui-1 is shown in km with respect to Majagua-1.

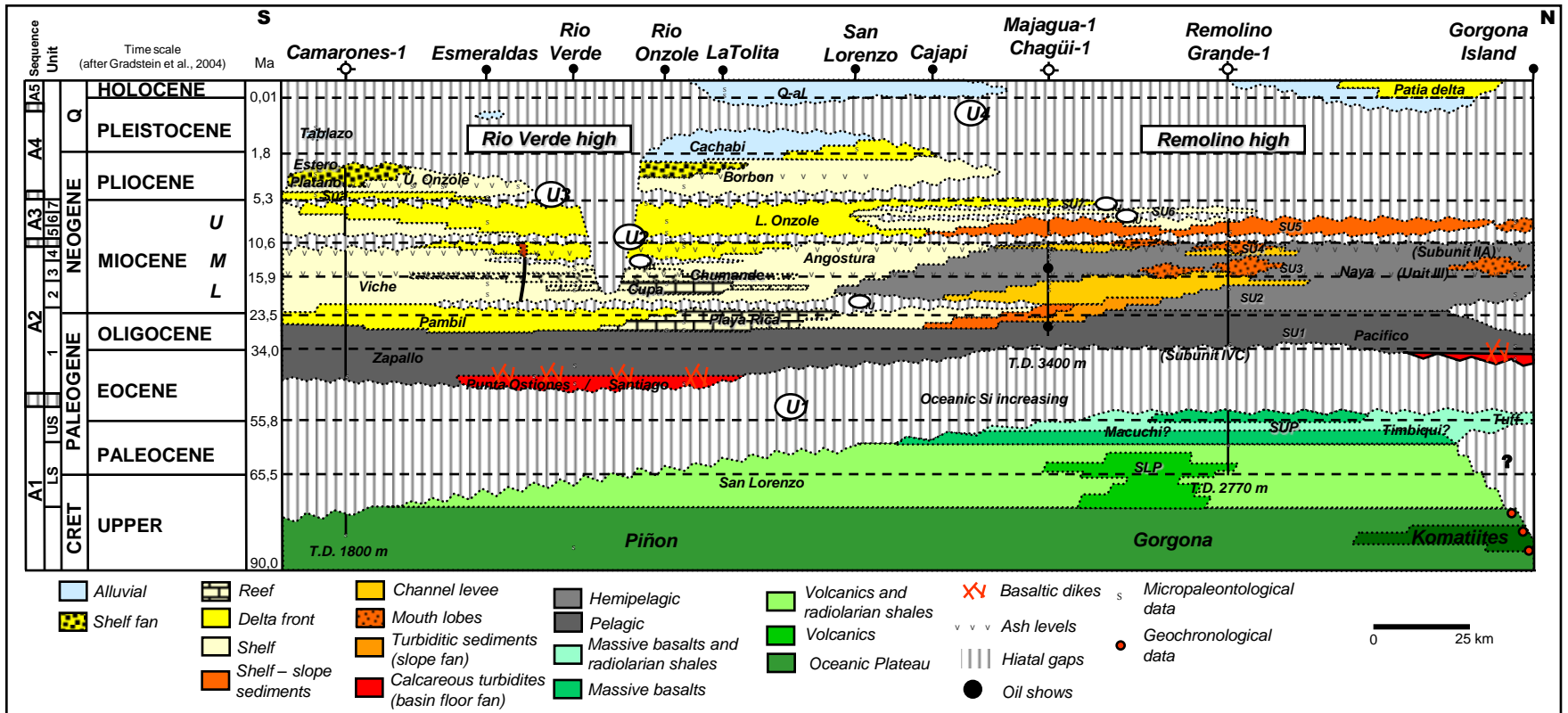


Fig. 4.9. Chronostratigraphical chart constructed along the Remolino-Rio Verde-Gorgona Island high (See Fig. 4.2. for location) from -outcrop data (Evans and Whittaker, 1982; DGM, 1982; IGAC – INGEOMINAS, 2006; Kerr et al., 2002; Echeverria, 1980; Ordoñez et al., 2006; Cantalamessa et al., 2007; Aalto and Miller, 1999; Van Thournout, 1992), -revised and recalibrated biostratigraphical published data (Stainforth, 1948; Cushman and Stainforth, 1951; Gansser, 1950), -reported regional volcanic events in ODP Leg 165 in the Caribbean (Sigurdsson et al., 1996), and -our well log facial analysis (LS: Lower Segment ; US: Upper Segment; SU1 to SU7: Sedimentary Units 1 to 7; U: regional unconformity; IU: local unconformity). The Chart shows that the upper cretaceous Piñon-Gorgona volcanic basement was overlain by the late cretaceous-Paleocene San Lorenzo formation, latter covered in the northern part of the chart by the products of the late Paleocene-early Eocene Maccucci and Timbiqui volcanic events. After Unconformity U1 calcareous turbidites deposited in deep water over both the Rio Verde and Gorgona regions. Deep water sedimentation occurred all along the present-day structural high during the late Eocene early Oligocene, prior to shallowing in the Rio Verde region while remaining deep water in the Remolino - Gorgona region during most of the Lower to Middle Miocene. Sedimentation sharply turned shallow after unconformity U2 in the Rio Verde-Gorgona region and the combined effect of global sea level changes with tectonic activity produced several local unconformities (IU) during the Early Miocene prior to the formation of regional unconformity U3. Rich tuffaceous siliciclastic shallow sea to continental sediments accumulated over unconformity U3 near the Rio Verde high during the Plio - Pleistocene. Finally, delta and alluvial sedimentation developed during the Pleistocene – Holocene, over regional unconformity U4, north of the Rio Verde high and in the Remolino area.

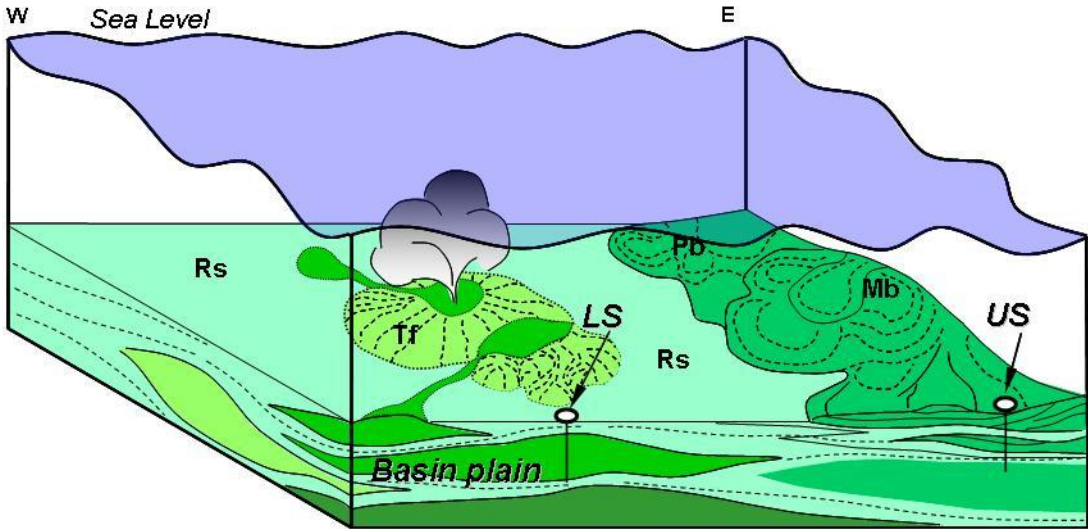


Fig. 4.10. Facies model of the Upper Cretaceous to Paleocene upper and lower segments of the Western Colombia margin basement. Facies distribution illustrates the initial submarine volcanic effusion in the Lower Segment (Tf= Thin flows; Rs= Radiolarian shales) and West-directed basaltic flows in the Upper Segment (Mb = Massive basalts; Pb= Pillow Basalts). Pins show a typical section of the prevailing facies environments of every segment.

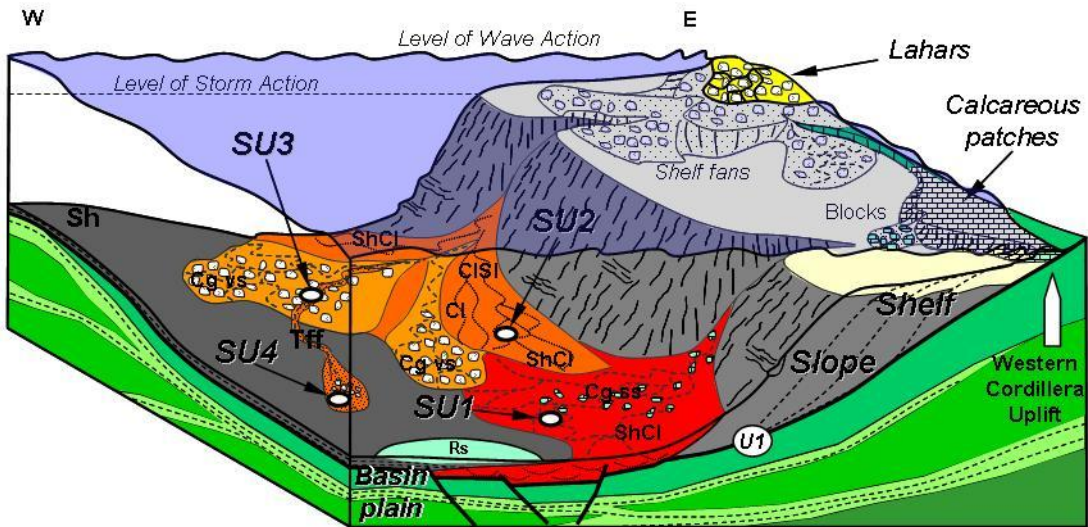


Fig. 4.11. Facies model of Sedimentary Units 1, 2, 3 and 4 prevailing between the late Oligocene and late Middle Miocene in the region of the Remolino High. Vertical variations in the facies succession suggest: a) initial basin floor fan system (SU1); b) gradual development of slope fans (SU2); c) lahars flood arrivals to the shelf triggered turbidites producing lobe fan systems (SU3); d) new lahars floods producing distal lobe fan systems (SU4). Circles show a relative position of the environments formation for every sedimentary unit. Facies names: ShCl= Shale clay; Tff= Tuff; CISl= Clay silt; Cl= Clay; Sh= Shale; Cg vs= Conglomerates volcanic supply; Cg ss= Conglomerates sedimentary supply.

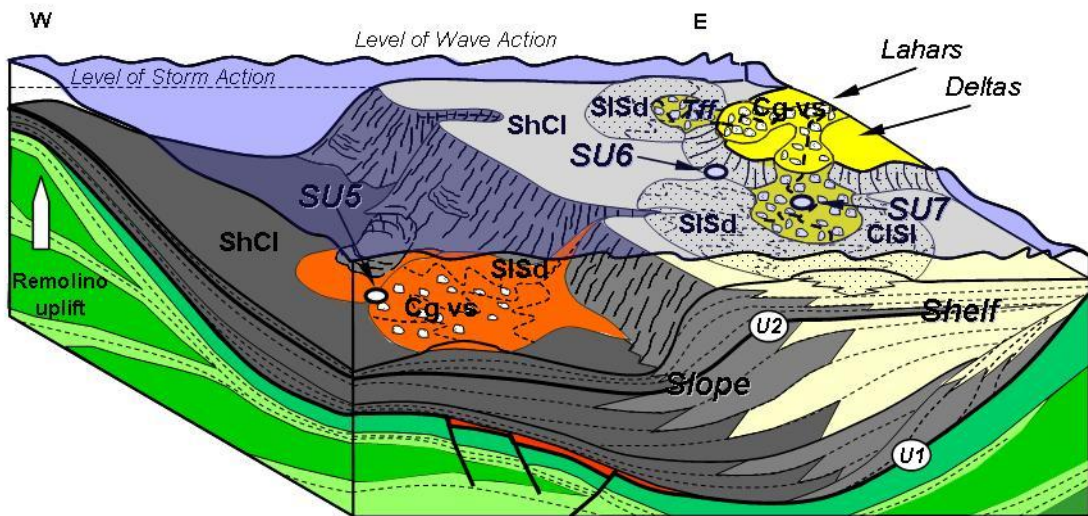


Fig. 4.12. Facies model of the Sedimentary Units 5, 6 and 7 deposited during the late Miocene in the region of the Remolino High. Vertical variation in the facies succession suggests: a) shelf slope debris flows (SU5); b) shelf slope and shelf turbidites (SU6); c) lahars arrivals to delta front zone (SU7). Circles show a relative position of the environments formation of every sedimentary unit. SISd= Silt sandstone (see Figs. 4.10 and 4.11 for the other facies names).

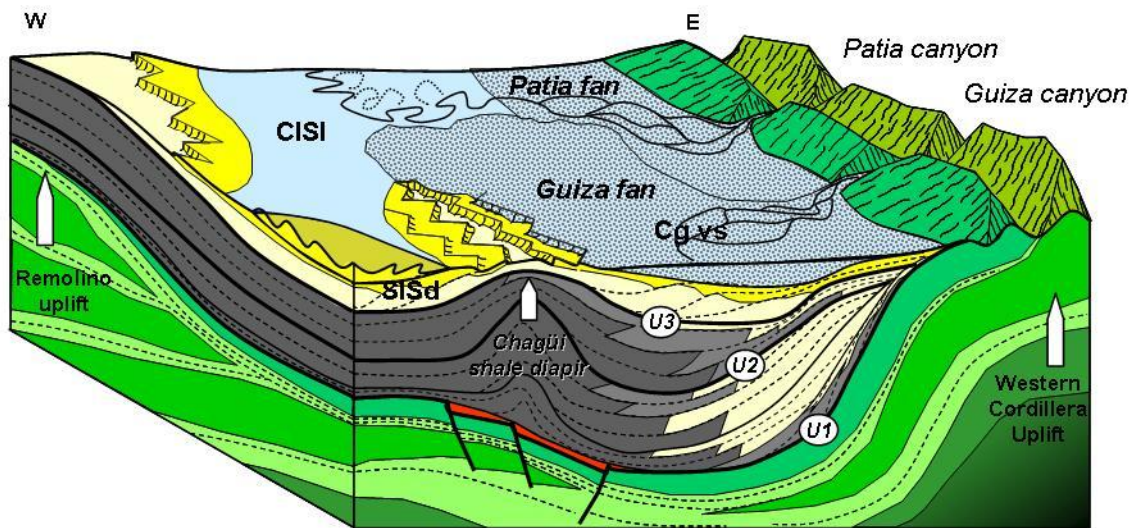


Fig. 4.13. Facies model of the sedimentary units accumulated during the Pliocene to Holocene in the region of the Remolino High. Vertical variation in the facies succession suggest that deltaic to continental fan sedimentation is synchronous with the uplift of the Chagüi diapir Remolino – Rio Verde structural high. High volcanic activity East of the Tumaco – Borbon basin increased the sediment supply and produced continental fan to laharcic sedimentation (Guiza and Patia fans). See Fig. 4.10 for facies names.

Electrofacies (EF)	LLD (ohm-m)	VP (km/s)	GR (API)	NPHI (%)	RHOB (g/cm ³)	Dipmeter	Log shape
1	20 - 150	5 - 6	4 - 10	15 - 25	2,5 - 2,9	Randomly	Thick bell (LLD, NPHI, SONIC)
	Slightly fractured	Compact rocks	Low alteration				Slightly altered toward the top
2	8 - 15	4 - 5	8 - 16	25 - 50	2,45 - 2,75	Randomly	Thin bell (LLD, NPHI, SONIC)
	High porosity		Increasing alteration	Vesicles, enclosing water			Mainly altered
3	7 - 20	3,8 - 4,4	10 - 20	30 - 35	2,4 - 2,6	Randomly	Blocky (LLD, GR, NPHI, RHOB)
	Connected porosity		Sea floor wathering			Mass deposits	
4	6 - 50	3,3 - 4,3	5 - 24	37 - 40	2,1 - 2,4	NW	Blocky (small funnels in LLD)
	High porosity	Sediments	Low altered			Progradational	
5	1 - 5	2,2 - 2,4	12 - 24	45 - 52	1,8 - 1,9	Upward increasing	Serrated bell (LLD, SONIC, RHOB)
		Poorly compacted shale	Low altered		High content of organic matter	Progradation parallel to flow direction	Upward decreasing grain size
6	3 - 7	2,2 - 2,4	24 - 36	38 - 48	1,9 - 2,1	Unidirectional to chaotic dip variation	Serrated-funnel (GR, NPHI, RHOB)
		Low compaction	Increasing altered material	Low compaction			Up ward coarsening grain size and energy flow
7	5 - 8	2,7 - 2,9	28 - 40	33 - 37	2,1 - 2,3	Upward decreasing	Fine serrated-funnel (GR) and cylinder
			Altered materials			Sediment progradation direction	Up ward coarsening grain size and energy flow
8	3 - 7	2,2 - 2,7	36 - 56	32 - 35	2,2 - 2,5	Low unidirectional dips	Fine serrated-funnel
			High content of altered material			Progradation parallel to flow direction	Up ward coarsening grain size and energy flow
9	5 - 8	2,4 - 2,7	18 - 29	28 - 35	2,38 - 2,6	Unidirectional with local chaotic intervals	Serrated blocky-funnel
	Matrix		More or less altered material			Progradation parallel to flow direction, slumps events	Upward increasing in matrix content and decreasing in the energy flow
10	9 - 49	2,9 - 3,2	24 - 38	38 - 46	2,5 - 2,7	Unidirectional upward dip increasing	Serrated-funnel
		Poorly compacted shale		Low compaction		Progradation parallel to flow direction	Agradational to progradational process
11	6 - 10						Serrated bell
12	0,3 - 3		24 - 36	30 - 35	2,4 - 2,6	Unidirectional low dip	Serrated-blocky
			High altered supply			Agradational process	

Table 4.1. Values of wireline-log responses of electrofacies identified in the Remolino Grande 1, Majagua 1 and Chagüi 1 wells by cross plot techniques of compatible and incompatible logs. LLD: Laterolog Deep; VP: Compressional wave velocity; GR: Total gamma ray; NPHI: Neutron porosity; RHOB: Bulk density; Dipmeter; Log shape. An interpretation of the values based on Rider (2006) and Serra (1985) well log responses is shown below some values.

EF	Mud log lithological descriptions	Paleodepth	Facies	Genesis	Comparisons
1	At the base Igneous basic rocks fragments, with olivine, ferromagnesian minerals, with an increasing in the contents of vitric tuff, magnetite, chalcedony, chert and anhydrite toward the top.		Mb - Massive basalts	Lava flows: high effusion rate; smooth relief. Black smokers toward to top	Massive basalts (Bartetzko et al., 2002); sheet lavas (Castañares et al, 2001); black smokers (Wilson, 1989; Robertson, 1975)
2	Tuff, igneous basic rocks, with radiolarian fragments.	Bathyal	Pb - Pillow basalts	Lava flows: moderate to low efusion rate, high relief areas.	Pillow basalts (Bartetzko et al., 2002 and Castañares et al., 2001)
3	Vitric tuff, phyllites and igneous rocks fragments, with olivine, pyrite, fibrous calcite and quartz veins.		Tf - Thin flows	Lava flow: very low effusion rate, high viscosity lava	Thin flows (Bartetzko et al., 2002); pillow breccias PB1 (Castañares et al., 2001)
4	Gray to gray green shales, tuffaceous shales whit dolomite, anhydrite and glauconite traces, radiolarian and formamifer fragments are common.	Bathyal	Rs - Radiolarian shales	Pelagic to hemipelagic sedimentation and distal turbidites	Turbidites, pelagites around volcanic centers (Castañares et al., 2001; Draut and Clift, 2006)
5	Gray to gray obscure fissile to subfissile shales, plastic with blocky fragments of subangular calcarenites, sparry cement, glauconite, pyrite traces, carbonaceous flecks, radiolarians and foraminifers.	Bathyal	Sh - Shales	Pelagic to hemipelagic sedimentation, distal turbidity currents - distal fan	Pelagic sediments (Moore et al, 1997); distal Turbidite (Serra, 1985; Shanmugam et al., 1995); facies D and E (Mutti and Ricci - Lucchi, 1972)
6	Gray to green claystone, massive, with despersed calcarenites, foraminifers (of bathyal depths), shell fragments, traces of pyrite, thin beds of silstone and sandstone.	Bathyal	ShCl - Shale Clay	Debris flows	Debris flows (Serra, 1985; Shanmugam et al., 1995)
7	Gray-clay siltstone, massive with dispersed calcarenites, foraminifers (of bathyal depths), shell fragments, traces of pyrite, thin beds of silstone, white sandstone and occasionally very fine tuffaceous material.	Bathyal	CISI - Clay Silt	Drape deposits - subamrine fan channels	Submarine fan channels (Serra, 1985; Rider, 2000; Browne and Slat, 2002)
8	Tuffaceous sandstones, crystal vitric, medium grain, igneous grains quartz, hornblende, olivine, foraminifers and shell fragments. Outcrop data (IGAC - INGEOMINAS, 2006) describe conglomeratic sandstones and clays with carbonaceous material.		SISd - Silt Sand	Shelf-edge delta type	Clinofom progradation (Serra, 1985); outer to middle shelf sedimentation (Bailleul et al., 2007; Sangree and Widmer, 1977); shelf-edge delta type (Porębski and Steel, 2006)
9	Metaigneous conglomeratic washing, agglomerate volcanic fragments, chert fragments, greenstones, foraminifers and bryozoans fragments.		Cg vs - Conglomerate volcanic supply	Gravelly debris flows (high volcanic supply)	Debris flows (Sohn, 2007); gravelly debris flows (Trop et al., 1999)
10	Very fine grain pyroclastic material and polymictic agglomerates.		Tff - Tuff	Submarine fans (triggered by pyroclastic flows)	Subaqueous debris flows (Sohn, 2000); suprafan lobes (Shanmugam and Miola, 1991); turbiditic fans triggered by pyroclastic flows (Trofimovs et al., 2006)
11	Chert fragments, volcanic quartz and calcareous cement.		Cg ss - Conglomerate sedimentary supply	Pebbly debris flows	Pebbly debris flows (Sohn, 2000); debris flows (Reineck and Sing, 1986), suprafan (Shanmugam and Moiola, 1991)
12	Olive grey, olive black and brownish shale, with disseminated very fine sand grains, streak of fine and very fine quartz sand, dispersed grains and granules of igneous chert and quartzite, fragments of impure olive grey limestones.	Neritic to Upper bathyal	Cl - Clay	Distal channel levee	Distal turbidites (Serra, 1985); fan starvation (Ghibaudo, 1980); distal chanel levee - overbank (Browne and Slat, 2002); deep-sea plain like turbidites (Bailleul, et al., 2007)

Table 4.2. Cutting descriptions corresponding to each of the 12 electrofacies identified in the Tumaco - Borbon basin wells; facies nomenclature result from calibration of the electrofacies with the cuttings. Paleodepths according to the micropaleontological content, together with origins and comparisons with similar facies are indicated.

	<i>Interval</i>	<i>Facies transitions</i>	<i>Modal cycle</i>	<i>Randomly</i>	<i>Thickness tendency</i>	<i>Trend lines</i>	<i>Interpreted model</i>	
SEDIMENTARY SEQUENCE	Sedimentary unit 7	SISd ▶ CISI ▶ Tff ◊ Cg vs	SISd ▶ CISI ▶ Tff	Cg vs	Thickening upward	Progradation	Prodelta - delta front and distributary channels.	
		$\chi^2=16,32$; DOF=5						
	Sedimentary unit 6	ShCl ▶ Tff	ShCl ▶ Tff	CISI (at East)		Retrogradation	Turbidite-like flows triggered by volcanic activity	
		$\chi^2=N/A$; DOF<4						
	Sedimentary unit 5	ShCl ▶ CISI ◊ Cg vs ▶ SISd	ShCl ▶ CISI ◊ Cg vs ▶ SISd			Thickening upward	Progradation	Shelf slope debris flows
		$\chi^2=39,95$; DOF=5						
	Sedimentary unit 4	ShCl ▶ Cg vs ▶ CISI	ShCl ▶ Cg vs ▶ CISI	Sh and ShCl (at west) Tff between Cg vs ▶ CISI (at North)		Thickening upward	Progradation	Submarine fans triggered by lahars (increasing)
$\chi^2=20,11 - 165,9$; DOF=5								
Sedimentary unit 3	Sh-ShCl ▶ Cg vs ▶ Rs ▶ ShCl	Sh-ShCl ▶ Cg vs ▶ Rsh-ShCl	Cg vs at the North		Thinning upward at the base and thickening upward at the top	Retrogradation	Submarine fans triggered by lahars	
	$\chi^2=59,7 - 72,66$ and 6,4 RG1; DOF=5 and 11							
Sedimentary unit 2	Sh ▶ Rs ▶ ShCl (at South)	Sh ▶ Rs ▶ ShCl	Cg vs ▶ Cl ▶ Cg ss (mainly at the bas)		Thinning upward (2 to 4 small thickening upward cycles toward to south)	Retrogradation (2 events)	Turbiditic currents and contour currents	
	Cg vs-ss ▶ Cl randomly at the base							
	ShCl (at North) $\chi^2=10,3$; DOF=11							
Sedimentary unit 1	Sh ▶ ShCl ▶ Cg ss	Sh ▶ ShCl ▶ Cg ss (mainly at the top)			Thinning upward	Progradation	Turbiditic currents (slope fans and debris flows)	
	$\chi^2=N/A$; DOF<4							
BASEMENT	Upper Segment	Bb ▶ Pb (predominant)	Mb ▶ Pb ▶ Tf	Rs (at the top)	Thinning upward	Retrogradation (2 events)	Submarine eruptions and turbiditic flows	
		Rs (randomly at the top) $\chi^2=21$, DOF=5						
Lower Segment	Tf ▶ Rs (predominant);	Tf ▶ Rs ▶ Mb	Sh (at the top)		Thinning upward	Retrogradation	Extinction of submarine volcanic effusion	
	Mb ▶ Tf ▶ Sh randomly at the top $\chi^2=51,83$; DOF=5							

Progradation, agradation and retrogradation terms according to Vail (1987)

Table 4.3. Facies transition analysis from rythmograms tendencies (Fig. 4.7) and well logs (Fig. 4.8) for the two basement units and the seven sediment units drilled on the Remolino – Chagui highs.

Chapitre 5:

Evolution paleo environnementale et évolution de la subsidence du bassin interne d'avant arc de Tumaco–Borbon, SO de la Colombie – N du l'Equateur.

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

L'étude stratigraphique des bassins d'avant arc d'une marge active permet d'en reconstruire l'histoire tectonique et celle de la dénudation de l'orogène volcano–plutonique et des hauts structuraux de la marge (McNeill et al., 2000). La géométrie et la distribution des sédiments dans ce type de bassins peut être contrôlée : 1) par la charge tectonique de l'arc volcanique, 2) par la surcharge des sédiments accumulés (Davis et al., 1983; Ingersoll and Busby, 1995), 3) par la morphologie de la plaque plongeante (Fisher et à., 1998) ou 4) par des variations de l'intensité du coefficient de friction le long de la zone de contact inter-plaque (Kimbrough et al., 2001; Calvert et al., 2006). Les changements eustatiques globaux peuvent aussi contrôler la distribution des sédiments dans le bassin et produire la formation de discordance (Susilohadi et al., 2005; Cantalamessa et al., 2007).

Les marges convergentes avec des bassins avant arc doubles sont assez peu répandues à la surface du globe (McNeill et al., 2000). Cependant lorsque ceux-ci existent on peut y étudier la déformation de la marge active en focalisant les recherches sur les bassins externe et interne limités par des hauts structuraux.

Pour cette raison, l'étude de l'histoire du remplissage et de la subsidence du bassin interne de Tumaco – Borbón pendant le Cénozoïque revêt un grand intérêt, car elle permet de reconstruire l'histoire de la surrection de la Cordillère Occidentale (orogène volcano-plutonique) et du haut de Remolino – Rio Verde (haut structural interne). Une étude de stratigraphie séquentielle basée sur l'interprétation stratigraphique des lignes sismiques corrélée avec les analyses de forages (López al., Chap. IV de ce travail) permet de distinguer dans le bassin de Tumaco–Borbon, 4 mégaséquences sismiques. A la base, une mégaséquence (Crétacé Supérieur–Éocène Inférieur) correspondant à une phase finale de volcanisme sous-marin, est recouverte en discordance par la deuxième mégaséquence (Éocène Moyen–Miocène Moyen) accumulée dans un milieu marin profond. Une troisième mégaséquence (Miocène Supérieur–Pliocène), recouvre en discordance la seconde et la première, et s'est accumulé un milieu marin de plateforme. Enfin une dernière mégaséquence (Pléistocène) est discordante sur la troisième et s'est accumulée en milieu continental avec la présence de lahars.

A partir de la méthode de back-stripping, l'histoire de la subsidence et des flux sédimentaires a été déterminée. Ceci permet de reconstruire l'histoire des mouvements verticaux de la zone d'étude. Ainsi la Cordillère Occidentale a subi deux phases de surrection, une avant l'Oligocène, liée à un régime tectonique transpressif et une autre pendant le Miocène Supérieur par un rebond isostatique régional.

On observe aussi que les surrections du haut structural interne de Remolino – Rio Verde et la subsidence du bassin de Tumaco coïncident avec des variations de direction et de vitesse de la convergence de la plaque plongeante (Plaque de Farallon) pendant le Miocène.

Cenozoic paleo-environmental and subsidence evolution of the Tumaco – Borbón inner forearc basin, SW Colombia and Northern Ecuador

López, E., Sosson, M., and Collot, J-Y

Abstract

The Tumaco – Borbón basin, located in the North of Ecuador and the Southwest of Colombia, is part of a regional inner forearc basin, extended along the Northwestern corner of South America and Southern Central America. We use seismic stratigraphy and 2D backstripping techniques to reconstruct the Tumaco - Borbón basin history from its pre-Eocene early stages to its present-day configuration. The seismic stratigraphy tied with wells reveals the existence of two seismic sequences that compose the top of the basin basement, and eight seismic sequences that compose the sedimentary basin fill. The seismic sequences thickness along two selected regional cross sections, were progressively backstripped in 2D to rebuild the basin geometry and estimate the tectonic basement subsidence or uplift (Y). The reconstructed basin history shows the occurrence of submarine volcanism affected by wrenching between the Late Cretaceous and the Early Eocene. After a global sea level fall event, a generalized deep-water sedimentation, controlled by the uplifting of the Tumaco basin borders and shale diapir structures, occurs between the Late Eocene and the early Late Miocene. Sediments accumulated in shelf-break to shelf environments prograding discordantly over the Tumaco basin between the Late Miocene to Early Pliocene, controlled by the uplift of the basin borders. Finally, the basin was covered by continental fans with high volcanic supply during the last 5 Ma.

5.1. Introduction

The forearc basins are located along active margins between the trench and the volcanic arc. They present significant potentialities of hydrocarbon resources, although seismic and neotectonic activity occurs along subduction zones. In the case of double forearc basins settings, the stratigraphical record in inner forearc basins reveals in detail the tectonic and

denudation history of the volcanic arc and their inner structural high (McNeill et al., 2000). Indeed, deformational processes controlling the forearc basin geometry and sedimentary fill include tectonic loading by volcanic arc load (subcrustal loading), sedimentary supply (sedimentary loading), subducting plate morphology and interplate coupling (Davis et al., 1983; Ingersoll and Busby, 1995; Fisher et al., 1998; Kimbrough et al., 2001; Calvert et al., 2006). Other variables controlling the stratigraphy in forearc basins are the eustatic sea level falls and rises responsible for progradation and retreat of facies boundaries (Susilohadi et al., 2005, Cantalamessa et al., 2007).

In foreland basins any change of these factors involve changes of the depocentre, which produce unconformities well expressed by onlap, divergent patterns (growth strata) and erosion of beds delimiting sedimentary sequences (Specht et al., 1991; Zoetemeijer et al., 1993; Vergés et al., 2002). In the case of forearc basins settings, the occurrence of a structural high uplift can also control landward the basin depocenter position (Mountney and Westbrook, 1996).

This type of forearc basins lie along the Southwest Colombia and Northern Ecuador active margin. In this region, Evans and Whittaker (1982) using regional geological cartography (Fig. 5.1) and stratigraphy of the Esmeraldas and southern Borbón areas, revealed three regional phases of folding (Middle Eocene to Middle Miocene, Late Miocene to Late Pliocene and post late Pliocene to Quaternary phases). Using apatite and zircon fission tracks Spikings et al. (2001) evidenced three major events of denudation in the northern Western and Real Cordilleras of Ecuador more or less coeval with the folding phases described by Evans and Whittaker (1982) (43 to 30 Ma, 25 to 15 Ma and 10 to 0 Ma). Detailed stratigraphical works on the Middle Miocene and Pliocene formations exposed in the Esmeraldas area, allow identifying the occurrence of high frequency eustatic, tectonic and volcanic events during these periods of time (Aalto and Miller, 1999; Cantalamessa et al., 2007). Nevertheless northward, the basin history and borders uplift have not been integrated with the subduction process and geological evolution of the area. Moreover the driving mechanisms of the subsidence and the borders uplift remain unknown.

Given these events, we evaluate relationships between deformation, erosion, and eustasy in the volcanic arc zone and the inner structural high, based on the study of Tumaco – Borbón basin evolution. Our new data and previous works on geophysical and chronostratigraphical

logs from three wells (López et al., a), with seismic facies mapping, allow to produce a facies - environments distribution maps. Moreover we estimate the basement subsidence rate along two profiles perpendicular to the basin axis. We estimated the preserved sediment flux in the basin based on the compaction analysis over the wells drilled in the basin applied over the obtained isopach maps. All results are then related to the volcanic arc denudation, the inner structural high uplift and the subduction history of the Nazca Plate, in order to determine the regional process responsible for the forearc basin subsidence and its borders uplift along the active margins settings.

5.2. Location area and margin structure

The Tumaco – Borbón basin is located in the Northwestern corner of South America, North of Ecuador and Southwest of Colombia along the western flank of the Western Cordillera (Fig. 5.1). The basin corresponds to a forearc basin system developed on an active margin. The Nazca plate is subducting beneath the Northern South American plate at convergence rates ranging from 5 to 6,4 cm/y (Kellogg and Vega, 1995). The Western and Central – Real cordilleras compose the volcanic arc zone to the East. The Patia – Tumaco – Manglares – Esmeraldas highs correspond to the outer high zone to the West (Fig. 5.2). Between these two zones, the gravimetric map shows aligned belt of coastal highs (Remolino and Rio Verde) and islands (Gorgona and Gorgonilla). Similar basin configuration was described by McNeill et al. (2000) in the Western Oregon margin and made possible to consider the Remolino –Rio Verde aligned belt of coastal highs as an inner-outer structural high, dividing the eastward inner Tumaco forearc basin from the westward outer Manglares forearc basin (Fig. 5.3).

On regional cross sections, the forearc basin geometry is well exposed (Fig. 5.4). Wide angle seismic reflection profiles acquired along the Southern Colombia and Northern Ecuador margin (Marcaillou, 2003; Agudelo, 2005) reveal an accretionary prism on the subduction decollement dipping eastward less of 10°. According to the bathymetric and seismic reflection profiles (Collot et al., 2005; Collot et al., 2006) this accretionary prism is extended between the Esmeraldas canyon to the Northeast Gorgona Island (Fig. 5.2). According to the age of the subducting basement of the Nazca Plate (sea floor magnetic anomalies, Lonsdale, 2005; Hardy, 1991) the sediments in the prism are post Middle – Late Miocene in age. The bathymetric highs (Patia – Tumaco and Manglares highs) located eastward of the accretionary wedge (Collot et al., 2005) belong to the regional external structural high zone at the seaward

border of the Manglares outer forearc basin. This basin is composed by less of 5 km thick sedimentary deposits and affected by diapiric structures (Cediel et al., 1998). Below the outer forearc Manglares basin, refraction profiles (Agudelo, 2005) reveal a wedge of high velocity zone (up to 7 km/s) located at more than 10 km depth. Below this high velocity zone, the interplate contact plane dip eastward less of 30° (Fig. 5.4).

The structure responsible for the inner Remolino – Rio Verde high uplift activity is unknown. Nevertheless, according to a geometrical model based on: 1) the structural relief of the basement top obtained by seismic reflection profiles, 2) PSDM by seismic refraction and wide angle seismic reflection profiles integration (Agudelo, 2005), and 3) regional gravimetric models (Case et al., 1973; Meissnar et al., 1977), the inner structural high could be the result of a crustal duplex involving the high velocity zone rocks (López et al., 2008). Sedimentary thickness increase toward the Tumaco – Borbón basin axis, reaching up to 10 km (Case et al., 1973), and is affected by shale diapir structures (Escovar et al., 1992). The western side of the Western Cordillera that is part of the volcanic arc massif composes the landward border of the inner forearc Tumaco – Borbón basin.

5.3. Geological setting

The lithostratigraphic framework of the basement and its sedimentary cover in the Southwestern of Colombia and Northern Ecuador is characterized by several lateral and vertical changes in facies. Consequently the stratigraphic nomenclature is very confusing. The regional integration of lithological, paleontological and geochemical data allows us to made regional correlations and to define regional tectonic events during the convergent margin evolution (Fig. 5.5).

5.3.1. The basement

Along the western side of the Western Cordillera and partially in the Rio Verde high and Gorgona Island (Fig. 5.2), the basement is commonly composed of Cenomanian – Turonian oceanic plateau rocks of the Piñon and Gorgona basaltic units (Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003). According to McCourt et al. (1984), Aspden and Litherland (1992), Reynault et al. (1999), Cediel et al. (2003) this basement corresponds to fragments of an oceanic plateau

accreted along the Northwestern border of the South American continental plate during the Late Cretaceous to Palaeocene.

Upper Cretaceous to Lower Palaeocene sequences of volcanic and volcanoclastic rocks presumed of volcanic arc origin (Naranjal and San Lorenzo units) covered the plateau (Lebras et al., 1987; Van Thournout et al., 1992; Kerr et al., 2002). The Upper Palaeocene to Lower Eocene volcanic and volcanoclastic rocks formed in primitive island arc settings (Macuchi and Lower Timbiqui member) are located in the eastern side of the accreted plateau (Van Thournout et al., 1992; Kerr et al., 2002; IGAC – INGEOMINAS, 2006).

5.3.2. Sedimentary cover

From the Late Eocene to the Holocene, between the Western Cordillera and Remolino – Rio Verde structural high (RRV), more of 10 km thick of sediments were accumulated in the Tumaco – Borbón basin (Case et al., 1973; Evans and Whittaker, 1982). The sedimentary sequence overlies unconformably the basement. The first deposits correspond to Upper Eocene calcareous turbidites (Fig. 5.5) of the San Eduardo, Santiago, Punta Ostiones and basal sediments of the Gorgona Island (Gansser, 1950; Cushman and Stainforth, 1951).

Distal turbidites of the Zapallo Formation and the Pacifico Group overlay the basin floor during the Oligocene time (Van Der Hammen, 1958; Ordoñez et al., 2006). During the Early and Middle Miocene, shelf - deltaic sedimentation (Pambil, Playa Rica limestone, Viche, Angostura and Chumande formations) occurred in the Borbón basin, and slope fan - shelf slope sedimentation (Cayapas and Naya formations) in the Tumaco basin (Cushman and Stainforth, 1951; Evans and Whittaker, 1982; IGAC – INGEOMINAS, 2006; Cantalamessa et al., 2007). Middle Miocene denudation phase in the northern Western and Real Cordilleras (Spikings et al., 2001), conduct to fill the forearc basin system with thick sediments dammed at West by the Remolino – Rio Verde high (Case et al., 1973; Evans and Whittaker, 1982; DGGM, 1980). During the Middle Miocene the volcanic supply increased in the forearc basin (Cushman and Stainforth, 1951; Evans and Whittaker, 1982; Cepeda, 1986), and spread up to Central America (Sigurdsson, et al., 1996). In the inner forearc basin the Upper Miocene sediments (Lower Onzole, Raposo, Mayorquin and deltaic formations), were deposited mainly in shelf and slope shelf paleoenvironments and unconformably covered the older sequences (Evans and Whittaker, 1982; Ordoñez et al., 2006; IGAC – INGEOMINAS, 2006).

In the Borbón basin, the Pliocene to Holocene sediments (Upper Onzole, Borbón and Cachabi formations and the Estero Plátano member), were deposited in shelf, shelf fans and delta front environments (Evans and Whittaker, 1982; Aalto and Miller, 1999; Ordoñez et al., 2006). Northward, the Tumaco basin was covered by continental fans and lahars carried along the Patia, Guiza and Mira canyons (IGAC – INGEOMINAS, 2006).

5.4. Method

More of 1000 km of selected seismic reflection profiles and data of three wells (Fig. 5.6) were used for this study. Seismic data were acquired between 1990 and 1992 by oil exploration companies through the basin, respectively with 30 and 40 fold, with source dynamite, each tire made at 72 and 75 m and penetration up to 4 seg. Seismic lines were processed up to time migration with similar quality and processing. Nevertheless, it was necessary to include one older seismic lines acquired in 1979 by oil exploration companies, with 28 fold and source dynamite, to correlate the data of the Remolino Grande – 1 well with the northern seismic reflection profiles.

5.4.1. Well correlation

We use the wells data in order to compare the identified seismic facies units with the lithology obtain within the well (López et al., a) (Fig. 5.7). In addition, the well data allow dating the identified seismic sequences and their seismic sequence boundaries. Different data sets of three exploration wells in the region are available (Remolino Grande – 1; Majagua – 1 and Chagüi – 1), including lithology logs, planktonic foraminifer distribution and resistivity logs. Only for two wells it was possible to obtain synthetic seismic traces, density (RHOB), porosity (NPHI), sonic (Fig. 5.7) and dip meter logs (Remolino Grande – 1 and Majagua – 1). A detailed facies analysis and isochron surfaces determination previously developed for the basin (López et al., a), were compared and related to the seismic sequences and lithologic boundaries identified along the basin. According to the sedimentary units nomenclature defined in the previous facies analysis in wells, a seismic units nomenclature was proposed.

5.4.2. Seismic sequence analysis

All seismic reflection data were imported and displayed in Kingdom Suite Software to identify seismic sequences bounded at its top and base by surfaces of discontinuity (seismic sequence boundaries) marked by reflection terminations and interpreted as unconformities or their correlative conformities (Mitchum et al., 1977b; Vail, 1987). Seismic facies for each seismic sequence were mapped in Arc/View according to the codification method proposed by Ramsayer (1979). With this method we, identify the various seismic patterns within the unit, at its top and base (Table 5.1). Genetically correlated seismic facies were grouped in to seismic facies units (Table 5.2) that define accumulation settings according to previous works (ex. Sangree and Widmier, 1977), and coded to show their distribution along seismic profiles. Selected seismic lines close to wells with detailed facies analysis (López et al., a), were converted to depth to tie and dating the seismic sequences boundaries and facies units (Figs. 5.8 to 5.10). Therefore it was possible to assign a probable lithology at each seismic facies units, to affine their accumulation setting (Table 5.3) and to transform the seismic facies units maps in to paleo-environmental maps.

To build the thickness maps of each seismic sequence, the top of each seismic sequence was converted from the time to depth by using 72 selected staking velocities and calibrated with time to depth curves of two wells (Fig. 5.7), posted on the Remolino and Chagüi highs. Below the recorded time by the wells, we assume maximum overestimated thickness of 15% according to McIntosh and Oden (1993) and Petrovick (2004) recommendations. Thickness maps were integrated with the paleo-environmental maps to see the 3D geometry and distributions of the sedimentary bodies (Figs. 5.11 to 5.20).

5.4.3. Basin subsidence analysis and mass transfer estimations

Based on the obtained isopach maps, compaction curves and time to depth converted seismic profiles, we made a 2D quantitative subsidence analysis by Airy backstripping method, along two sections through the Tumaco basin tied with wells (Figs. 5.21 and 5.22). During the Airy backstripping process, each layer is progressively decompacted and removed to obtain a paleo-basement geometry. The reconstructed sections were used to quantify the tectonic subsidence or uplift (Y parameter of Steckler and Watts, 1978) in order to investigate the mechanisms responsible for vertical motions (Fig. 5.23). The Airy backstripping method

requires the input of the layer thickness, density, porosity, a compaction constant, and the paleo-depths and paleo-sea levels.

Thickness sequences were estimated each 5 km along two selected sections and converted to depth profiles (NT1992-2840-NT1990-2870 in Fig. 5.8 and NT1992-1090-NT1990-1200 in Fig. 5.9). Porosity (Φ_s), a compaction constant (C), Density (ρ) and grain density, were estimated by well log analysis (Fig. 5.21), assuming a sandstone lithology in order to calculate the porosity from RHOB log according to the method described by Rider (2006).

The calibration of the normal shale compaction curve was made by the identification of pure shale intervals. Paleo depths water were estimated by micropaleontological data collected from the wells cutting and detailed facies analysis (López et al., a). Third order sea level changes are from Haq et al. (1987) and Westerhold et al. (2005). Backstripping processes begin with the total decompaction of the basal sedimentary unit and its gradual compaction by accumulation of the successive units (Fig. 5.22). As we assume that the considered basement units are completely lithified, it consequently may result an overestimate amount of tectonic subsidence.

Finally, we made a estimations of the sediment flux in the sedimentary basin (Fig. 5.23) by two ways: a) mass determination of every seismic unit at $\Phi=0$ and grain density according to the lithology observed in the wells; b) the application of general solidity-depth curves according to the method described by Métivier and Gaudemer (1997). The obtained sediment flux estimations of the basin were used to identify periods of high erosion and sedimentary supply from the Western and Central – Real cordilleras and compared with their exhumation history (Spikings et al., 2001).

5.5. Data presentation and results

5.5.1. Seismic facies units of the Tumaco basin

According to the sequence stratigraphy method (Vail et al., 1977; Ramsayer, 1979), the analysis of the seismic reflections amplitude, continuity, boundaries and internal character (Table 5.1) allow identifying 14 seismic facies units (Table 5.2). In order to define their accumulation settings each major seismic facies was compared with previous seismic

stratigraphy (Sangree and Widmier, 1977). On Table 5.2, different interpreted processes of genesis are evidenced, between submarine volcanism (V, VS, BF and MB major seismic facies), and deep water deposition affected by turbiditic currents (SH, DW, LET, CL, F and GM-HE major seismic facies), and up to shallow water sedimentation (SHF, GM, DF and Ap major seismic facies).

5.5.2. Seismic sequences

The seismic stratigraphic interpretation of the basin tied with dated wells suggests the existence of seven local seismic sequence boundaries labeled B1 to B7 and three regional seismic sequence boundaries (U1 to U3), associated with third order sea level fall events (López et al., a). These seismic sequence boundaries define ten seismic sequences labeled SS1 to SS10, accumulated during the last ~ 50 Ma (Table 5.3). As indicated on Table 5.3 one or more seismic facies units genetically related compose each seismic sequence. The correlation of the seismic facies units with detailed lithological and facies analysis on wells (Fig. 5.10) made possible their conversion in facies units and defines their specific accumulation setting (Table 5.3). This correlation suggests that one seismic facies unit may correspond in well with two facies units (Table 5.3). Important changes of facies between seismic sequences coincide with the regional seismic sequence boundaries and allow defining four seismic megasequences (labeled 1 to 4) in the basin. The combination of the isopach maps with the facies distribution provides the 3D geometry and accumulation settings of the sedimentary bodies during the basin evolution (Figs. 5.11 to 5.20).

Megasequence 1 (M1) (>50 to ~30 Ma)

This megasequence is underlain by the boundary B1 and topped by the regional seismic sequence U1 formed during the Middle Eocene sea level fall event (López et al., a) and corresponds to the seismic sequences SS1 and SS2, interpreted as the result of submarine volcanic activity. These two seismic sequences are limited from each other by the boundary B2.

Seismic sequence SS1 (>50 Ma): Lower boundary B1 underlain by high chaotic facies and overlain by mild onlap and down lap patterns, and coincides with a distorted and locally disrupted seismic reflection (Figs. 5.8, 5.9 and 5.10a). The thickness variations of SS1 are

little along the line NT-1992-2840 ↔ NT-1990-2870 (Fig. 5.8) and strongest along the line NT-1992-1090 ↔ NT 1990 – 1200 (Fig. 5.9). In map view these variations are along the SW-NE direction (Fig. 5.11) and are associated with the lower boundary irregularities (Fig. 5.8 and 5.10), thus suggesting a general highly irregular basin shape.

The facies units corresponding to SS1 are characterized by submarine basalts and sediments (V, VS) (Tables 5.2 and 5.3). The facies unit V, was emplaced by fissure eruptions (Tables 2 and 3), and are distributed all along the basin area (Fig. 5.11). The VS facies occurs sparsely close to the thickest part of SS1. They correspond to deep-marine basaltic and interflow turbidites, at the end of a volcanic activity (Tables 5.2 and 5.3).

Seismic sequence SS2 (<50 – ~35 Ma): SS2 is limited at the base by B2 identified by overlying onlap and down lap patterns (Figs. 5.8 and 5.10a). The seismic sequence thickness variations and seismic patterns allow defining a depocenter along the line NT-1992-2840 ↔ NT-1990-2870 (Fig. 5.8). In map view this NE-SW trending depocenter evidences a wide basin flanked eastward by the Western Cordillera and westward by the proto Remolino high (Fig 5.12). SS2 thickens southward (Fig. 5.12), and is associated with B2 irregularities (Fig. 5.9) suggesting an irregular basin shape.

In SS2, the facies units (MB, BF) correspond to deep water basaltic volcanism (Fig. 5.10a, Tables 5.2 and 5.3). The MB facies unit is made of submarine flows, produced by phreatomagmatic eruptions (Tables 5.2 and 5.3) all along the basin (Fig. 5.12). The BF facies unit represents thick and fragmented basalt flows resulting of submarine volcanic effusion events and turbiditic flows (Tables 5.2 and 5.3), sparsely concentrated near to the thinnest part of SS2 (Fig. 5.12). The facies distribution and nature suggest irregular basin topography mainly related to occurrence of eruptions, which end with sparse centers of submarine volcanic effusion (Fig. 5.11 and Table 5.3).

Megasequence 2 (30-10.2 Ma)

The regional seismic unconformity U2 produced by the Early Upper Miocene sea level fall event (López et al., a), topped the megasequence 2, which group the seismic sequences SS3 to SS6, separated from each other by the local seismic sequence boundaries B2 and B3. This megasequence is interpreted as the result of deep marine low to high energy sedimentation

sporadically supplied by huge amounts of volcanic material. This sedimentation was developed between the Western Cordillera and the progressively uplifted Remolino high to the West.

Seismic sequence SS3 (30 – 21 Ma): The unconformity U1 located at the base of SS3, is defined by underlying truncations and by overlying onlap patterns (Figs. 5.8, 5.9 and 5.10). This boundary matches with high amplitude, distorted and locally disrupted seismic reflection. The thickness variations and seismic patterns allow defining one depocenter along line NT-1992-2840 ↔ NT-1990-2870 (Fig. 5.8), thicker along the line NT-1992-1090 ↔ NT 1990 – 1200 (Fig. 5.9). In map view this depocenter defines a broad NE–SW trending basin, with southward S-N trending thick fan shape (Fig. 5.13). The sequence shows thickness variations associated with normal faults near to the present day position of the Remolino Grande – 1 well (Figs. 5.8 and 5.10a), and reverse high angle faults southeastward close to the Western Cordillera (Fig. 5.9), thus suggesting a syn-tectonic sedimentation.

The facies units of SS3 correspond to deep water (SH) and high energy (GM-HE, F) deposition (Table 5.3). The SH facies unit is the product of distal turbidites (Tables 5.2 and 5.3), covering the northern area of the basin (Fig. 5.11). The GM-HE and F facies units are distributed on the southern area of the basin, and consist of gravity mass transport during lobe fans development (Tables 5.2 and 5.3).

Seismic sequence SS4 (21 – 15 Ma): SS4 is delimited at the base by B3 defined by landward onlap and seaward down lap patterns (Figs. 5.8, 5.9 and 5.10a). SS4 thickness variations and seismic patterns allow to localize a depocenter along the line NT-1992-2840 ↔ NT-1990-2870 (Fig. 5.8). In map view this depocenter orientation defines a broad NE–SW-trending basin, in which thickness variations suggest E-W trending thick fan shape in the southward basin area, and detached of him N-S trending fan shape (Fig. 5.14). The thickness variations are related to high angle reverse faults, especially beneath the Western Cordillera (Fig. 5.9), thus suggesting syn-tectonic sedimentation.

The facies units of SS4 indicate deep water deposition (DW), submitted to high energy currents (GM-HE, F) (Table 5.3). The DW facies unit is mainly the result of aggradation (Tables 5.2 and 5.3) and spread all along the basin (Fig. 5.14). The GM-HE and F facies units are distributed in the axis and southward of the basin (Fig. 5.14). They correspond to gravity

mass transport and turbidites (Tables 5.2 and 5.3). The general distribution and nature of SS4 suggest that the southern landward border of the basin was tectonically active whereas northern basin area was relatively stable (Fig. 5.14).

Seismic sequence SS5 (15 – 11,4 Ma): Continuous and normal amplitude seismic reflection defines the bottom boundary B4 of SS5. It is identified by of few underlying truncations and overlying onlaps (Figs. 5.8 and 5.9). The thickness variations and seismic patterns of SS5 allow defining one depocenter along line NT-1992-2840 ↔ NT-1990-2870 (Fig. 5.8), partially eroded on the proto Chagüi high shale diapir area, along the line NT-1992-1090 ↔ NT 1990 – 1200 (Fig. 5.9). In map view this depocenter characterizes a broad NE–SW-trending basin, with thickness variations due to a slightly E-W trending fan shape (Fig. 5.15). These variations in SS5 suggest a tectonic quiescence in the basin, ending by the incipient southward uplift of shale diapirs.

The facies units of SS5 evidence deep water low (LET, CL) to high energy (GM-HE, F) sedimentary processes (Table 5.3). The GM-HE facies unit distributed on the southern area of the basin is due to gravity mass transport (Tables 5.2 and 5.3). The LET and CL facies units which represents hemipelagic and low energy turbiditic currents, product of channel levee developments (Tables 5.2 and 5.3). It covers entirely the basin axis area (Fig. 5.15). The F facies unit is interpreted as deep water complex sedimentation resulting from turbiditic activity (Tables 5.2 and 5.3), and only occurs on the proto Remolino high area (Fig. 5.15). The overall distribution and nature of the sequence SS5 facies units suggest that the basin was tectonically stable, locally affected at the end of the sequence accumulation by diapiric activity (Fig. 5.13).

Seismic sequence SS6 (11,4 – 10,2 Ma): SS6 is delimited at the base by the boundary B4 identified by local underlying toplap and overlain by landward onlap and seaward down lap patterns (Figs. 5.8 and 5.9). The SS6 thickness variations and seismic patterns define a depocenter along the line NT-1992-2840 ↔ NT-1990-2870 (Fig. 5.8), partially divided by the proto Chagüi high along the line NT-1992-1090 ↔ NT 1990 – 1200 (Fig. 5.9). In map view this depocenter characterizes a broad NE–SW trending basin, which thickens southward. The thickness variations suggest a SE-NW trending fan in the southward basin and the initially uplift activity of the westward flank of the basin (Fig. 5.16).

The facies units of SS6 are interpreted as a result of sedimentation in deep water environments (LET, CLv), and affected by high energy currents (GM-HEv, Fv) (Table 5.3). The GM-HEv facies unit is distributed on the southern area of the basin and is made of submarine gravity mass transport associated with lahars (Tables 5.2 and 5.3). The LET and CLv facies units, which represents hemipelagic, result of channel levee developments associated with events of high volcanic supply (Tables 5.2 and 5.3) covering entirely the basin axis area (Fig. 5.15). The Fv facies unit, which consists of sediments accumulated in deep water environments affected by turbiditic activity (Tables 5.2 and 5.3), only occurs on the proto Remolino high area. It probably represents systems of lobe fans at the exit of channel levees (Fig. 5.15). The overall distribution and nature of SS6 facies units suggest that the seaward border of the basin was tectonically active, while into the basin axis shale diapir structures of Chagüi begin their uplift (Fig. 5.16).

Megasequence 3 (10,2 to 5 Ma)

The megasequence 3 is topped by the unconformity U3, produced by the Upper Pleistocene sea level fall period (López et al., a). This megasequence groups the seismic sequences SS7, SS8 and SS9, separated from each other by the local boundaries B6 and B7. This megasequence is interpreted as deposited in shelf-break to shelf areas, occasionally supplied by huge amounts of volcanic material. The sequence reflects the gradual uplift of the seaward Remolino high, configuring the Tumaco basin, gradually overfilled.

Seismic sequence SS7 (10,2 – 9,3 Ma): The regional unconformity U2 defines the lower limit of the SS7 and is recognized by underlying truncations on the Chagüi high area and overlying onlaps in both flanks of the basin (Figs. 5.8, 5.9, 5.10 a and b). The seismic sequence thickness variations and seismic patterns allow to define a depocenter along the line NT-1992-2840 ↔ NT-1990-2870 (Fig. 5.8), thinner and partially divided by the proto Chagüi high along the line NT-1992-1090 ↔ NT 1990 – 1200 (Fig. 5.9). This depocenter evidences a broad NE – SW trending basin, thicker to the north than to the south. The sequence thickness variations suggest a SW-NE trending uplift for the Remolino and Chagüi highs and a strong subsidence northeastward (Fig. 5.17).

The facies units of SS7 corresponds to shallow water (DF, SHF) and restricted areas with shallow to deep water (GM-HE, GM) environments (Table 5.3). The DF and SHF facies units

are distributed along the basin area and represent the northward progradation of low energy turbidity currents and shelf margin deltaic complex deposition (Fig. 5.17) (Tables 5.2 and 5.3). The GM-HE and GM facies units which represent high energy deposits, are the product of gravity mass and down slope transport (Tables 5.2 and 5.3). They are developed only along the Remolino high (Fig. 5.17). The general distribution and nature of SS5 evidenced development of a tectonically active basin seaward of the Remolino high, which dammed huge amount of sediments coming from eastward and slumping to westward (Fig. 5.13). Additionally, shale diapir activity affected the sequence along the basin axis (Fig. 5.13).

Seismic sequence SS8 (9,3 – 7,3 Ma): SS8 is delimited at the base by the B6 sequence boundary identified by local underlying toplap and overlain by several onlap patterns in both flanks of the basin (Figs. 5.8 and 5.9). Along the line NT-1992-2840 ↔ NT-1990-2870 (Fig. 5.8), and along the line NT-1992-1090 ↔ NT 1990 – 1200 (Fig. 5.9) thickness variations of SS8 and seismic patterns define a thick depocenter. In map view this depocenter suggest a SE-NW trending lobe in the north of the basin and some other lobes joining it with a NE-SW direction along the basin axis (Fig. 5.18). The sequence shows thickness variations associated with seaward and internal highs tectonic activity (Fig. 5.8, 5.9 and 5.10b).

The facies unit of SS8 (SHF) evidences a shallow marine environment (Table 5.3). The SHF facies unit corresponds to low energy turbidity currents in shelf areas (Tables 5.2 and 5.3), and is spread along the basin area, affected by the Remolino and Chagüi highs uplift (Fig. 5.18). The overall distribution and nature of the SS8 facies units indicate a tectonic activity along the seaward flank and axis basin areas allowing to dam huge amounts of sediments coming from the erosion of the Western Cordillera and from a volcanic activity (Fig. 5.18).

Seismic sequence SS9 (7,3 – 5 Ma): The boundary B7 define the lower limit of SS9 and is recognized by overlying onlaps on the basin flanks and the Chagüi high, and downlaps in the basin axis (Fig. 5.8 and 5.10b). The SS9 thickness variations and seismic patterns define a thick depocenter along the line NT-1992-2840 ↔ NT-1990-2870 (Fig. 5.8), and along the line NT-1992-1090 ↔ NT 1990 – 1200 (Fig. 5.9). In map view this depocenter suggests a SE-NW trending lobe in the northern part of the basin, and another, detached from it, with NE-SW trending shape along the basin axis (Fig. 5.19). The sequence shows thickness variations associated with the uplift of the seaward and southward areas, and internal high tectonic activity (Fig. 5.8, 5.9 and 5.10b).

The facies units (DF, SHF) of SS9 indicate a shallow marine environment (Table 5.3). The DF and SHF facies units are distributed along the basin area and represent the E-W trending of progradation advance of low energy turbidity currents, and (Fig. 5.19) a delta front and shelf sedimentation (Tables 5.2 and 5.3). The general distribution and nature of SS9 facies units evidence a tectonic activity in the seaward and southward borders of the basin which dammed huge amounts of sediments accumulated in delta lobes developed perpendicularly to the westward flank of the basin (Fig. 5.19).

Megasequence 4 (5 – 0 Ma)

This megasequence is composed only by the seismic sequence SS10, accumulated during the last 5 Ma, on top of the unconformity U3. This boundary is recognized northward by overlying onlaps in both basin flanks (Fig. 5.8) and southward by strongly irregular erosion surface (Figs. 5.9 and 5.10c). The seismic sequence variations and seismic patterns define a subsiding depocenter along the line NT-1992-2840 ↔ NT-1990-2870 (Fig. 5.8), and irregular basin fill along the lines NT-1992-1090 ↔ NT 1990 – 1200 and NT-1992-1440 (Figs. 5.9 and 5.10c). The thickness variations observed in SS10 suggest westward, southward and internal highs tectonic activity.

The facies units of SS10 (GMc, GMcdf, Ap) characterize a continental sedimentation. The GMc and GMcdf facies units spread along the basin area, which represent fan complex sedimentation and lahars accumulated during the growing of the Remolino and Chagüi highs (Fig. 5.20). The Ap facies unit which corresponds to a fluvial plain environment occurs in the uplifted southward basin area (Fig. 5.20). The overall distribution and nature of SS10 characterize a tectonic activity along the seaward and southward borders of the basin which dammed huge amounts of sediments accumulated by continental fan lobes ejected perpendicularly along the westward flank of the basin (Fig. 5.20).

5.5.3. Basement subsidence

Sediment decompaction

Two wells (Remolino Grande-1 and Majagua-1) were also used to determine the compaction curve of the sediments of the Tumaco - Borbón basin. Based on the RHOB density log (Rider,

2006), we calculated the porosity (Φ) along each well for all drilled sedimentary units, assuming a sand grain density of $\rho=2,65 \text{ g/cm}^3$. As the sedimentary sequence of the basin is not homogeneous (shales, sands, volcanic ash), we simplified the lithological record by shales and sands to calculate the normal compaction curves in these two lithologies. The best-fit curve of compaction for shales and sandstones were calibrated by the identification of intervals with pure shale and pure sands, thanks to the gamma ray log. The compaction constant (c) and the decompacted porosity values for shales (Φ_{ish}) and sands (Φ_{is}) were obtained by the estimation of the dip of every curve and their intersection with the porosity axis at 0 m of depth (Fig 5.21).

According to the basin wells lithological descriptions and seismic facies analysis, we assigned a gross lithology at each seismic sequence, between shale or sandy compositions (Fig. 5.21). Sandy compositions were assigned to seismic sequences SS5, SS7, SS8, SS9 and SS10. Shale compositions were assigned to seismic sequences SS3, SS4 and SS6. We assume a average grain density values for sandy lithologies of $\rho_s=2,65 \text{ g/cm}^3$ and for shale lithologies of $\rho_{sh}=2,72 \text{ g/cm}^3$, considered normal values according to different authors (Sclater and Christie, 1980; Rider, 2006). Applying the depth – porosity relation or compaction trend line (Ruby and Hubbert, 1960) each seismic sequence was decompacted, and gradually compacted during the successive sedimentation of the overlying sequences.

The sequences SS3 and SS4 show porosity values up to the normal compaction trend line (observed $\Phi=45\%$ and normal compaction value show $\Phi=35\%$) that suggest overpressure conditions (Fig. 5.21). Moreover the sonic well log suggests velocity inversions in SS3 and SS4 (Fig. 5.7). As SS3 and SS4 show also an inversion of the calculated interval velocities in the seismic reflection profiles, mainly around the Chagüi high, we demonstrate overpressure conditions in the whole Tumaco basin for these units.

The compaction trend lines for overpressure shale units where calculated from the normal compaction trend line of shales simply by moving the trend line vertically down to the depth axis and recalculating the intercept at the origin (See sketch in Fig. 5.21). The initial porosity value (Φ_{ish}) of the normal compacted shale projected vertically down, intercept the calculated compaction trend line of the overpressure shales at 1 km of depth in the Remolino Grande – 1 well and at 2,3 km of depth in the Majagua – 1 well. These depths possibly represent the thickness accumulated after initiation of the overpressure conditions in the SS3

and SS4. The stratigraphical analysis on Remolino Grande – 1 and Majagua – 1 wells (López et al., a), suggests that these thicknesses of sediments were accumulated during the last 15 to 10,2 Ma, and allow to constrain the age of the beginning of the overpressure conditions to this interval time.

2D quantitative backstripping and limitations

The progressive Airy backstripping technique (Steckler and Watts, 1978) applied in 2D sections made possible the accurate reconstruction of the basement depth and the identified of subsidence zones due to sediment compaction. In the study of the Tumaco basin, this method applied to two profiles, and provided a clear picture of the basement dip-change (Fig. 5.22), associated with the evolution of the inner structural high (ocean ward border of the basin) and the Western Cordillera (landward border of the basin). Moreover it is possible to define the depocenter migration trough time and to estimate the values of total tectonic subsidence or uplift (Y) in the sections through time.

To made the 2D backstripping progressive reconstruction, we consider no compaction for the volcanosedimentary seismic sequences (SS1 and SS2) that compose the top of the basin basement (plateau and oceanic crust rocks). Seismic reflection profiles do not show evidences of faulting or folding by compaction of the sedimentary beds below the volcanic beds in the basin and made possible to consider no compaction for the basement top units. Also, we assumed that the volcanic activity over the basin basement stopped by Early Eocene time (approximately 35 Ma according to the micropaleontological content of the unit observed in the Remolino Grande – 1 well). Sea level variations and water depth are necessary to obtain the absolute basin subsidence (Y). Third order sea level variations were obtained and applied in the subsidence analysis, from published sea level charts (Haq et al., 1987), bearing in mind the facies analysis of the basin wells (López et al., a), and the seismic facies analysis.

The paleodepth water values at the top of every sedimentary unit were estimated by the integrated analysis of the seismic facies cartography, isopach maps, well log facial analysis and the micropaleontological descriptions. The estimated initial paleodepth water (top of the basement at 30 Ma) assumes a gradual increase in depth toward the North, according to outcrop data in the Northern Ecuador that suggest shallow-water conditions (Evans and Whittaker, 1982; Ordoñez et al., 2006) and deep-water toward the North. The

micropaleontological record at the base of the Cenozoic sedimentary sequence drilled by the Remolino Grande – 1 well confirms the deep-water conditions, assuming a lower slope environment, below 1000 m of depth (Duque–Caro, pers. com). We assume a gradual decrease in paleodepth water toward the East, because in the Western side of the Western Cordillera, coeval units were accumulated at less of 200 m of depth (Ordoñez et al., 2006). We assume paleodepth water values around of 1500 m for the top of the SS3 to SS6 (22,1 to 10,2 Ma), between the basin axis toward to ocean ward while toward to the landward border we assume a gradually decreasing in the paleodepth water up to 200 m. Paleodepth water values around to 1500 m was assumed for the basal sedimentary units (SS3 to SS6) because toward the north, in the Atrato and Darien – Panama basins (that correspond with the northern extension of the Tumaco basin), coeval similar lithological units were accumulated below this depth (Coates et al., 2004, Duque–Caro, 1990a).

Lithological properties (thickness and porosities, compaction constants, gross lithologies densities), and paleodepthwater and sea level variations for each sedimentary unit, were running in Excel macros to obtain the progressive compaction of the basin sediments during the accumulation of each sedimentary unit. After the profiles were backstripped, we remove the effect of the sedimentary load at each interval time (Steckler and Watts, 1978; Sclater and Christie, 1980), to obtain the values of tectonic subsidence or uplift (Y). Then plot the variation of the tectonic subsidence or uplift (Y) along each profile versus the age in Ma, to observe changes in the basement subsidence through time.

To estimate the magnitude of error in the Airy basement subsidence or uplift (Y) due to paleodepth-water values, we made changes in the paleodepth-water values mainly at the top of the SS3 to SS6 sedimentary units, around 500 m in the deepest zones, and assuming a gradual decrease in depth toward the East. Difference between the two estimations reveals that during the SS3 accumulation, the maximum error estimated for the basement subsidence is around 37% in the deepest zones and gradually decreasing toward the East at less to 10%. Error magnitude estimated during the time of accumulation of the SS4 is around 24% in the deepest zones and gradually decreasing toward the East at less to 5%. During the SS5 and SS6 average error magnitudes are less to 15% in the deepest zones and less to 5% toward the East. Estimated errors in the basement subsidence during the accumulation of the SS7 to SS10 are less to 5%, because they were accumulated in shallow water conditions.

2D backstripping results

In the reconstructed northern profile (Fig. 5.22 a to i), the seaward dip of the basement change and tends to increasing gently through time, except between 15 to 11,4 Ma, that show basement dip change up to 6° and suggesting the initial Remolino high uplift (Fig. 5.23 a). The landward basement dip-change that reflect the Western Cordillera uplift activity, increases gently between 30 to 10,2 Ma with a little acceleration between 21 and 15 Ma, high basement dip-change between 10,2 to 9,3 Ma and decreasing between 9,3 to 0 Ma. Meanwhile, the position of the depocenter (Fig. 5.23 b) show a landward migration between 30 to 7,5 Ma (more-less 30 km) and an ocean ward migration between 7,5 to 0 Ma (around 5 km). To the South, the reconstructed profile (Fig. 5.22 j to r) shows three different changes in the seaward dip of the basement (Fig. 5.23 e). Initial phase occurs between 30 to 21 Ma and is characterized by high value of the basement dip. A second phase between 21 to 11,4 Ma is characterized by negative dip values and finally, during the last 11,4 Ma the seaward dip of the basement tends to remain stable with only a few dip increase. Landward basement dip change (Western Cordillera) is high between 30 to 21 Ma and does not recorded any variation between 21 to 0 Ma (Fig. 5.23 e). The basin depocenter shows seaward migration between 30 to 15 Ma (around 25 km) and a mild landward migration between 15 to 0 Ma (Fig. 5.23 f).

2D tectonic subsidence or uplift (Y) results

The total tectonic subsidence or uplift values (Y) obtained along the two selected regional transects after removing water, sediment loads and the reconstructed basement paleo-bathymetry at ~30 Ma (Fig. 5.22 a and j) are predominantly negative in the Tumaco basin (Fig. 5.23 b and f). According to this results most of the margin has been subsiding through time although large quantities of sediment had overloaded the margin. Only the northern landward border of the basin show positive values and suggest an uplift tendency through time. The seaward flank of the basin, composed by the Remolino high show low negative values and suggest low subsidence rates.

5.5.4. Preserved sediment fluxes: limitations and results

The mountain belt uplift evolution can be reconstructed by the study of the sedimentary record preserved in the adjacent sedimentary basins (Chaofeng et al., 2005). As the sediment

flux into the basins is a good indicator of the uplift activity of the mountain belt (Métivier and Gaudemer, 1997), we calculate the preserved sediment fluxes in the Tumaco basin in order to identify the uplift evolution of the Western Cordillera. The preserved sediment fluxes were calculated by the decompaction of each sedimentary unit, using the compaction curves defined in the basin prior to the backstripping analysis. Each decompacted volume of sediments was converted in preserved sediments volume (mass volume) by two methods: a) by the determination of the average density of each sedimentary unit (Steckler and Watts, 1978); b) by the determination of the mass by the application of solidity curve (Métivier and Gaudemer, 1997).

Compared results obtained by these two methods reveal difference up to 40% for the SS3 and SS4, less to 30% for the SS6 and less to 10% for the others units. High magnitude error in the SS3 and SS4 is probably due to overpressure in these units and the solidity grain curve method was developed for normal compaction conditions. The error difference in the others units is on the margin error estimated by Métivier and Gaudemer (1997). Nevertheless, we estimated the preserved sediment fluxes rates in the basin with both methods, by dividing the volume of preserved sediments in the basin by the age intervals of the unit, in order to evaluate their tendencies through time (Fig. 5.23 c and h).

The preserved sediment-flux rates (Fig. 5.23 c and g) decreases from 30 to 15 Ma, (387-235 Ton/My/m² by average density method and 691-385 Ton/My/m² by solitude curve method) and, increases from 15 to 9.3 Ma (235-2070 Ton/My/m² by average density method and 509-2278 Ton/My/m² by solitude curve method). Finally, during the last 9.3 Ma the preserved sediment flux rates decreases (2070-66 Ton/My/m² by average density method and 2278-60 Ton/My/m² according to solitude curve method).

5.6. Discussion

Based on the paleoenvironmental evolution, basin subsidence and accumulated sediment flux, it is possible reconstruct the Cenozoic basin history of the SW Colombia and Northern Ecuador area. This basin history is interpreted in terms of post plateaus tectonic accretion activity, resulting from the progressive uplift of the Western Cordillera (landward border of the basin) and the progressive uplift of the inner outer structural high of Remolino – Rio Verde high (ocean ward border of the basin).

5.6.1. Late Cretaceous to Early Eocene: Upper basement formation

Below the regional unconformity U1 different stacked volcanogenic units, composed by massive basalt flows and hemipelagic turbiditic sediments (Fig. 5.8), characterize the basin basement. This is consistent with the formation of a regional volcanic belt from Northern Ecuador to Panama, during the Late Cretaceous - Early Eocene times (Moreno – Sanchez and Pardo – Trujillo, 2003; Cediell et al., 2003; Jaillard et al., 1995; Duque – Caro, 1990), erupted over Late Cretaceous oceanic plateaus blocks (Coates et al., 2004; Mamberti et al., 2003; Kerr et al., 2002; Kerr et al., 1997; Jaillard et al., 1997). According to Northern Ecuador geochemical data, the Late Cretaceous-Palaeocene magmatic event was the result of partial melting below a thick oceanic crust (mature volcanic arc), but reveals also that the Late Palaeocene–Early Eocene volcanic event occurred in primitive magmatic settings (Kerr et al., 2002).

5.6.2. Late Eocene (?) to early Late Miocene: Deep-water forearc sedimentation

According to the facies distribution maps, the sedimentary units bounded between the regional unconformities U1 to U2 (SS3 to SS6), were accumulated in deep water environment (Figs. 5.13 to 5.16). The regional unconformity U1 corresponds to the contact between the top of the volcanogenic basement and the initial basin sedimentation. The reported age of the first sediments drilled in the Tumaco basin is Early-Late Oligocene, but a series of Late Eocene sediments have been reported in the Gorgona Island, Timbiqui river (at northeast of the basin) and Borbón basin (Gansser, 1950; IGAC – INGEOMINAS, 2006; Ordoñez et al., 2006). For these reasons, we include these sediments as part of the initial sedimentation in the Tumaco basin.

As evidenced by outcrop data, during the Late Eocene - Early Oligocene times, the basement in the Northern Ecuador and Southwestern Colombia was fractured and developed several small basins filled by calcareous sandstones (rich in reworked shelf foraminifers), radiolarian shales and chert, intruded by thin basic dykes, (Evans and Whittaker, 1982; Echeverria, 1980; Gansser, 1950). This explains the stratigraphic gap of the unconformity U1 along the structural highs and basins (Jaillard et al., 1995; López et al., a).

According to offshore geophysical data, the initial sedimentation in the Manglares basins also was affected by several normal and reverse faults related to major wrench structures (Collot et al., 2008; Marcaillou and Collot, 2008; Collot et al., 2004). During this time the Farallon plate subducted beneath the South America plate with a high oblique component (Pilger, 1984). Consequently the Eocene–Oligocene sedimentation in the northern Tumaco–Borbón and Manglares basins was controlled by partitioning, producing wrench tectonic.

As clearly shown on the facies distribution maps of the Tumaco basin, the Oligocene and Lower–Middle Miocene sedimentation occurred in deep-water environment. According to the occurrence of apex fans, thickness values and facies distribution (Fig. 5.13), the SS3 sedimentation (30–21 Ma) was located to the SW of the basin. In this area, the backstripping reconstruction (Fig. 5.22 i) shows at this time a strong landward basement dip-change. Moreover the gravimetric model reveals a high angle fault in this zone (Case et al., 1973).

The tectonic subsidence confirms the rapid initial subsidence in the zone (Fig. 5.23.f) and is very similar to a basement subsidence curves in zones affected by wrench faults (i.e. Allen and Allen, 1995; Matenco et al., 2003). According to these evidence we considering that the SS3 sedimentation was a product of the Western Cordillera – Jama Quininde uplift by the action of high angle wrench faults, erosion and sediment progradation toward the North. Fission track data in the Northern Ecuador confirm that, at the Eocene–Oligocene time occurs regional denudation (Spikings et al., 2001) accompanied by important granodioritic to granitic intrusions (Alvarez and Linares, 1979). During this time, the obliquity of the Farallon plate convergence decreases (Pilger, 1984) and the Nazca - Cocos plates spreading activity begins (Lonsdale and Klidgort, 1978). Moreover, at 30 Ma (P20 zone), a third order global sea level fall was recorded (Haq et al., 1987). This eustatic event and the regional uplift are responsible for the widespread unconformity U1.

Submarine fan and basin floor sedimentation occurred between 21 to 10,2 Ma (Fig. 5.14 to 5.16), with fans apex oriented perpendicular to the Western Cordillera (apex direction coincide with the actual Guiza river canyon). Basement subsidence increase to the north, during the Remolino high strong basement dip-change but it remains stable to the South and the seaward border tends to subside. During this time, the rates of preserved sediment fluxes, volcanic supply and shale diapir uplift increased. The porosity curve offset in the Tumaco

wells due to the overpressure units SS3 and SS4 (Fig. 5.21) occurs at depths with sediments accumulated between 15 - 10,2 Ma (probably age of the overpressure setup).

Bearing in mind that the preserved sediment fluxes increases synchronically with the strong basement dip-change in the outer-inner structural high between 23 to 11,4 Ma (Figs. 5.23 a and d), we propose that this structure act like a dam increasing the accumulated mass in the basin. The SS4 shales overlay the thick sediments of SS3. The low permeability of the SS4 allow to produce and overpressure conditions in the SS3 from 15 to 10,2 Ma. At this time in the basement subsidence axis, overpressure conditions help to produce the uplift of shale diapir structures. According to this interpretation, the disequilibrium compaction (Osborne and Swarbrick, 1997) was the cause of the overpressure of the SS3 and of the shale diapir uplift in the basin.

We have advocated the increasing in the sediment fluxes and the dam construction (inner-outer structural high) to produce disequilibrium compaction over the shales of the SS3. Even if landward sediments supply is evident between 15 o 10,2 Ma, the Western Cordillera does not show important exhumation rates (Fig. 5.24). Nevertheless in the Southwestern Andes of Colombia occurs at this time the first phase of Cenozoic volcanism, located mostly at the present day position of the Galeras volcanic complex, characterized by pyroclastic flows (Cepeda, 1986). As explained above, the apex direction in the SS6 (rich in volcanic materials), coincides with the present Guiza river canyon (Fig. 5.16), and this canyon begin in the actual Galeras volcanic complex, building over the first phase of Cenozoic volcanism. According to these elements, we suggest that the increasing in the flux of accumulated mass in the basin is consequence of the combined volcanic activity - erosion of the initial Galeras volcanic complex and the Guiza canyon incision through of the Western Cordillera between 15–10,2 Ma.

5.6.3. Late Miocene to Pliocene - Shallow water forearc sedimentation

Very thick sedimentary sequences were accumulated between the regional unconformities U2 and U3, corresponding to regional isochron surfaces of 10,2 and 5 Ma respectively (López et al., a), associated with third order sea level fall events (Haq et al., 1987). The sedimentation during this period of time occurs mainly in shelf slope to delta front environments, with lobe

apex oriented perpendicular to the western side of the Western Cordillera, and coincident positions with the Patia and Guiza rivers canyons (Figs. 5.17 to 5.19).

Basement subsidence is mainly active in the central and northern Tumaco basin areas (Fig. 5.22 f to h), with high basement dip-changes in both sides of the basin (mainly in the southern seaward and northeast landward borders) and decreases during the last time (Fig. 5.23 a and e). During the high basement dip-changes, the preserved sediment fluxes were triggered, and decrease synchronically with the decreasing in the basement dip-changes. Also, the seaward border is uplifted and the axis of the northern basement subsidence and depocenter position show a landward migration with gradual offset between them (Fig. 5.23 b). Volcanic sediment supply decreases in the basin and the shale diapir deformation is active through time mainly in the central - northern area, parallel to the seaward border of the basin (Figs. 5.17 and 5.18). Nevertheless, toward the South, the diapir activity ceased around 9 Ma.

According to the high sediment fluxes rates coeval with the high basement dip-change of the basin borders, we propose that the Western Cordillera uplift–erosion and the Remolino high dam effects conduct to preserve more sediment in the basin between 10,2 and 9,3 Ma. Consequently, the thick accumulation of sediments in the central and northern areas of the basin, conduct to overpressure the shales of the SS3 and produce to the diapiric deformation through time (10,2 to 5 Ma). Nevertheless, toward to south, as the sediment is thinner, the diapir activity was stopped before (around 9 Ma). The gradual uplift of the shale diapir structures in the northern basin constrained the depocenter axis to migrate landward.

The increase of sediment fluxes rates and basement subsidence show a good correlation with the high exhumation rates in the northern Ecuador Western - Central cordilleras (Spikings et al., 2000) and explain the uplift of the landward border of the basin. Moreover the seaward growth-strata (Fig. 5.8) and the landward migration of the depocenters (Fig. 5.23 b and f) indicate the progressive uplift of the Remolino high, associated with the staking of new crustal duplex sets. Consequently, the basin infilling was accelerated and the sedimentary environments change from upper slope to outer shelf environment. Similar basin evolution was observed in the Atrato–Chucunaque basins, associated with the partial emersion and collision of the Choco–Panama arc along the northwestern margin of the South America plate (Duque – Caro, 1990; Coates, 2004).

5.6.4. Pliocene to Holocene - Continental sedimentation

Overlying the regional unconformity U3, thick sequences of continental fans with high volcanic supply occur along the Tumaco basin. The apex orientation of the fans is perpendicular to the landward border at the mouth of the Patia and Guiza rivers canyons (Fig. 5.20). The basement dip-changes, basin subsidence and depocenter axis are similar to those observed at the end of the previous sequence (Figs. 5.23). The sediment and fans geometry are controlled by the gradual uplift of the Remolino high and the Chagüi shale diapir (mainly in the central area).

The regional unconformity U3 is coeval with a third order sea level fall (Haq et al., 1987), and toward the south of the basin U3 is better marked due to the intense erosion of older thick sequences (Fig. 5.10 c). In this sector the trace of the high angle active Mataje fault was identified (Dumont et al., 2006). Consequently the unconformity U3 was amplified by the activity of this fault. Moreover, the volcanic supply increases in the basin and is coeval with the development of the second Cenozoic volcanic phase between the Western and Central Cordilleras (Murcia y Pichler, 1987; Cepeda, 1986; OLADE, 1982).

5.7. Conclusions

The seismic stratigraphic interpretation calibrated with dated wells, shows that during the last ~50 Ma in the Tumaco basin were accumulated four megasequences (M1 to M4). Each one of these megasequences is related to a discrete period of deformation and is bounded by a regional seismic sequence boundary resulting from global sea level fall.

The Late Cretaceous to Early Eocene megasequence M1 was dominated at the end of a volcanic activity, by deep-marine basaltic and interflow turbidites, probably as primitive magmatic effusions. This mega-sequence includes two seismic sequences SS1 and SS2 in which the thickness variations, facies distribution and nature suggest an irregular basin topography mainly related to the eruptions process, which ends in sparsely centers of submarine volcanic effusion.

After the upper Early Eocene global sea level fall event, the volcanic basement of the forearc basin show an irregular paleo-topography, strongly controlled by wrench tectonic. This paleo-topography was covered between the Late Eocene to early Late Miocene by series of sediments of the Megasequence M2 (SS3 to SS6), accumulated in deep marine low to high energy environments, sporadically supplied by huge amounts of volcanic material. At the end of the megasequence, the combined volcanic arc activity – erosion and canyon incision through of the Western Cordillera triggered the increase the flux of sediments to the forearc basin, dammed to sea by the Remolino high. The fast increase in the sediment flux accumulated in the basin during the Middle to Late Miocene allow producing disequilibrium compaction over the shales of the SS3, generating the Chagüi shale diapir structural high.

Between the Late Miocene to Early Pliocene, sediments of the megasequence M3 accumulated in shelf-break to shelf environments, prograding discordantly over the Tumaco basin (regional boundary U2), just after the Early Upper Miocene sea level fall event. The thickness and facies distribution of the seismic sequences that compose the megasequence M3 (SS7 to SS9) suggest that during this time a huge amount of volcanic material was transported by the Patia and Guiza rivers canyons and accumulated into the basin area. The areal distribution of these sediments was controlled by the local uplift of the Chagüi shale diapir and the gradual uplift of both flanks of the basin. The basin was overfilled in the Early Pliocene time.

After the upper Early Pliocene sea level fall event, thick sequences of continental fans with high volcanic supply (seismic sequence SS10), were transported by the Patia and Mira rivers and accumulated discordantly on Tumaco basin until today. The overall distribution of the sediments was controlled by the uplift of the seaward and southward borders of the basin during this time.

Acknowledgments

We are grateful to the Institut de Recherche pour le Développement (IRD) for funding this work, the Agencia Nacional de Hidrocarburos de Colombia (ANH) and the Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS) to provide a seismic information, well log images and geological reports of the Tumaco basin, UMR GeoAzur to provide the access to Kingdom Suite software.

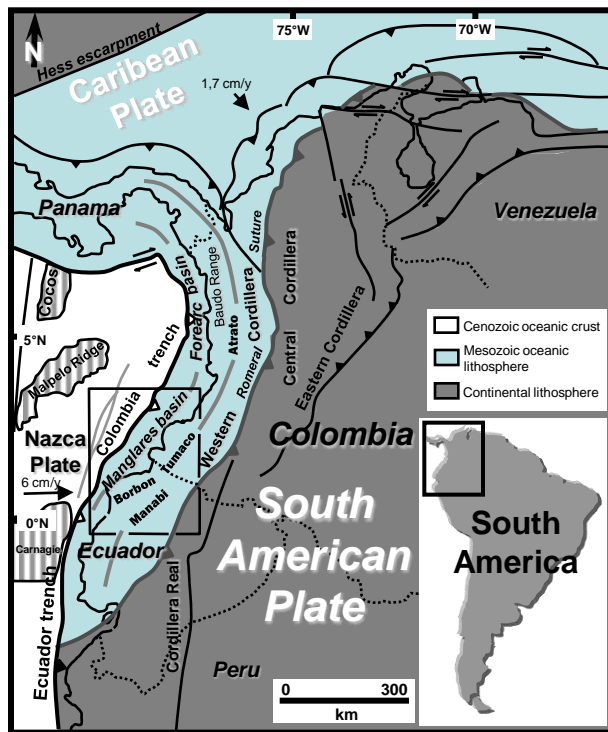


Fig. 5.1. Tectonic setting of the Tumaco – Borbon basin (Modified from Cediél et al., 2003). Relative motions of Nazca and Caribbean plates according to Trenkamp et al. (2002) and Kendrick et al. (2003).

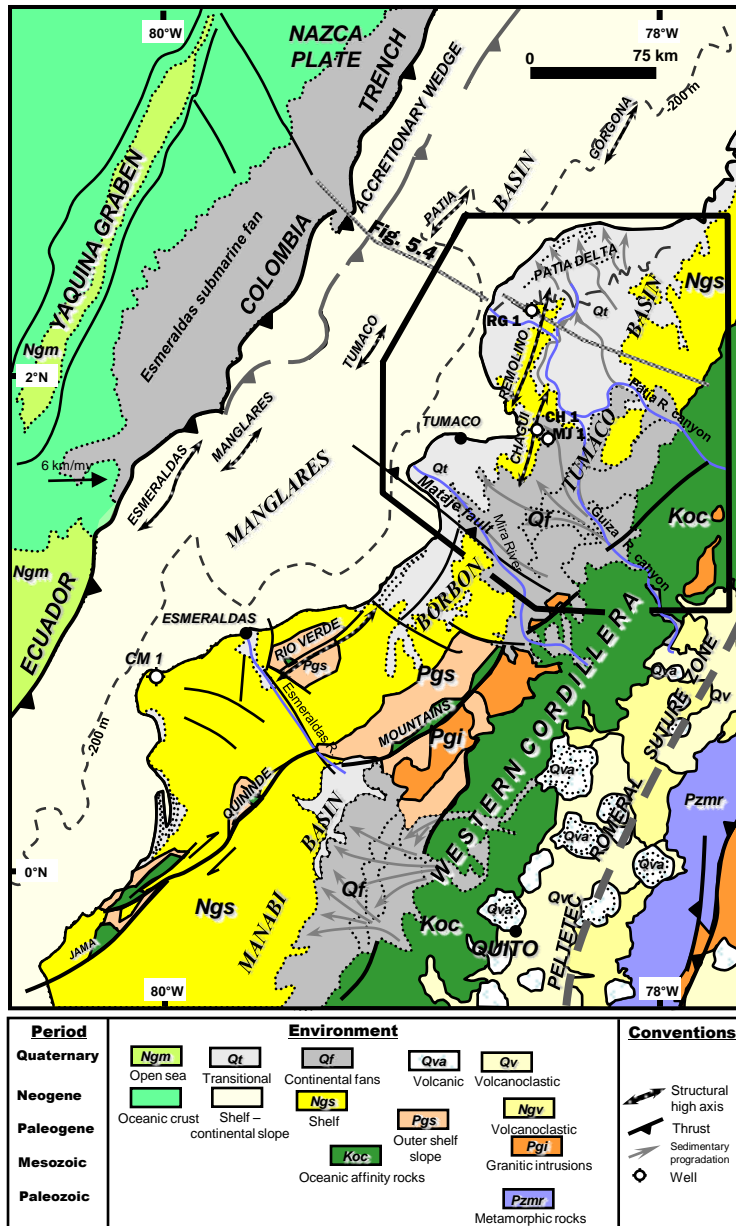


Fig. 5.2. Geological sketch of the South western Colombia and Northern Ecuador region showing the location of the regional cross section and wells (Remolino Grande 1 – RG1, Majagua 1 – MJ1, Chagüi 1 CH1, Camarones 1 – CM1), and places mentioned in this work. Dark dash line show the zone studied for seismic facies analysis.

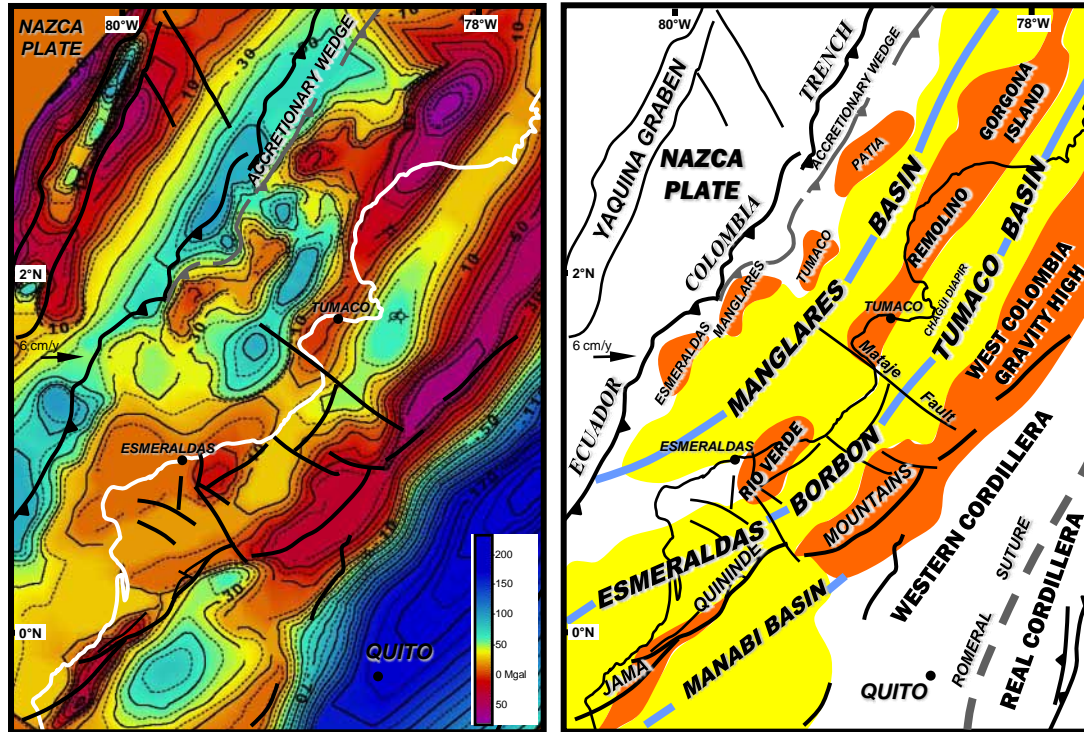


Fig. 5.3. Gravimetry and boundaries of the Southern Colombia and Northern Ecuador forearc basins. a) Gravimetric map with free air and Bouguer correction, contour interval in milligals (Modified from Collot et al., 2005; INGEOMINAS, 2002; Fairhead et al., 1991; Feininger, 1975); b) distribution of the sedimentary basins (in yellow), basin axis (light blue thick lines) and structural highs (in orange) in the studied area, based on the gravimetric map. Note the gravimetric continuity of the Esmeraldas – Borbon – Tumaco basin westward bounded by the Rio Verde – Remolino – Gorgona island high to the Manglares off shore basin. Westward flank of the Manglares basin corresponds to a segmented belt of structural submarine highs (Esmeraldas, Manglares, Tumaco and Patia) which compose the outer structural high zone of the forearc system.

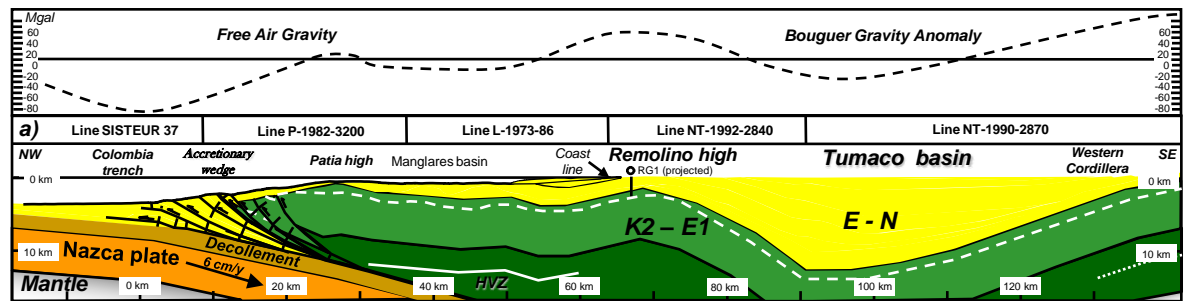


Fig. 5.4. Regional cross section through the Manglares - Tumaco double forearc basin (See location on Figure 5.2), illustrating the geometry of the forearc basins, structural highs and their position over the Nazca Plate (modified from López et al., 2008). The subducting Nazca plate thickness, decollement and the tectonic coupling zone location were obtained from Agudelo (2005) and Marcaillou (2003). Thickness of the crust below the Tumaco basin based on Case et al. (1973). Convergence velocity of the Nazca Plate according to Kellog and Vega (1995). K2 – E1: Upper Cretaceous to Palaeocene; E – N: Paleogene to Neogene; HVZ: High Velocity Zone.

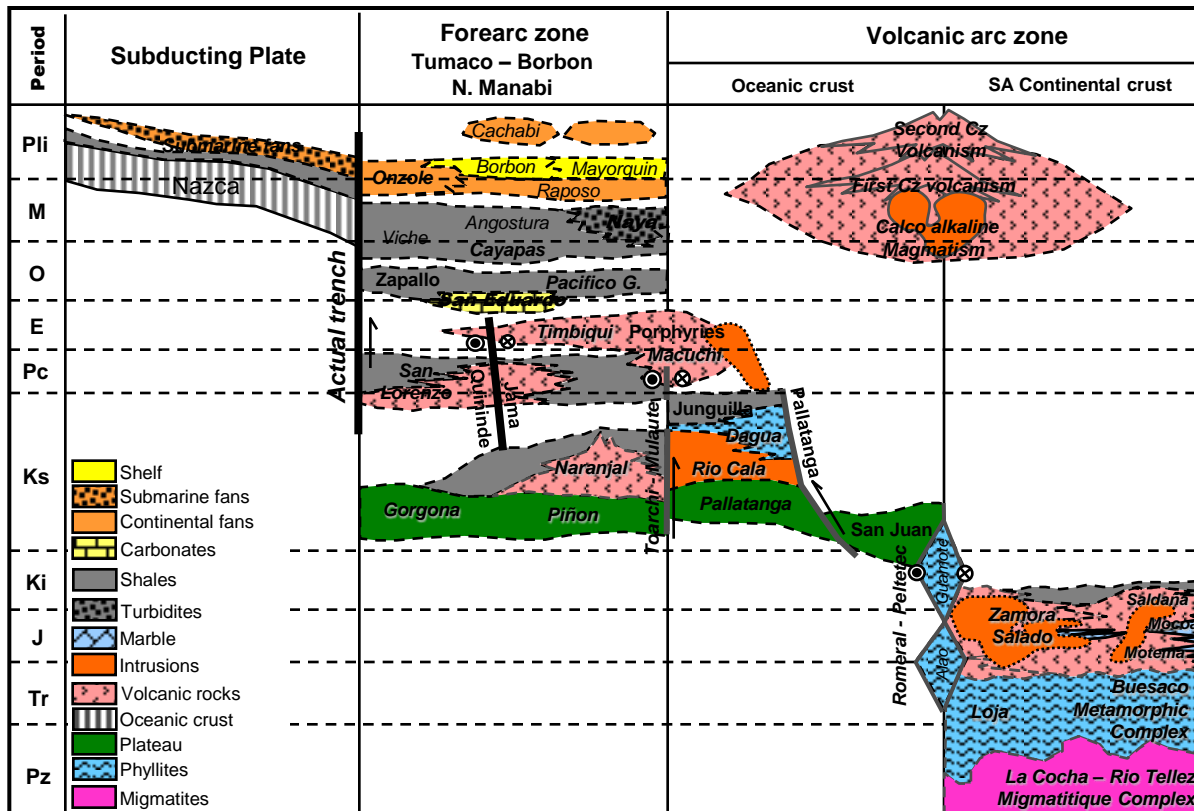


Fig. 5.5. Chronostratigraphical correlation sketch of the stratigraphic units present in the Northern Ecuador and Southwestern Colombia area (based on López et al., a; Ordoñez et al., 2006; Kerr et al., 2002; Jaillard et al., 1995; Cediél et al., 2003; Aspden and Litherland, 1992; Cepeda, 1986; McCourt et al., 1984; Alvarez y Linares, 1979).

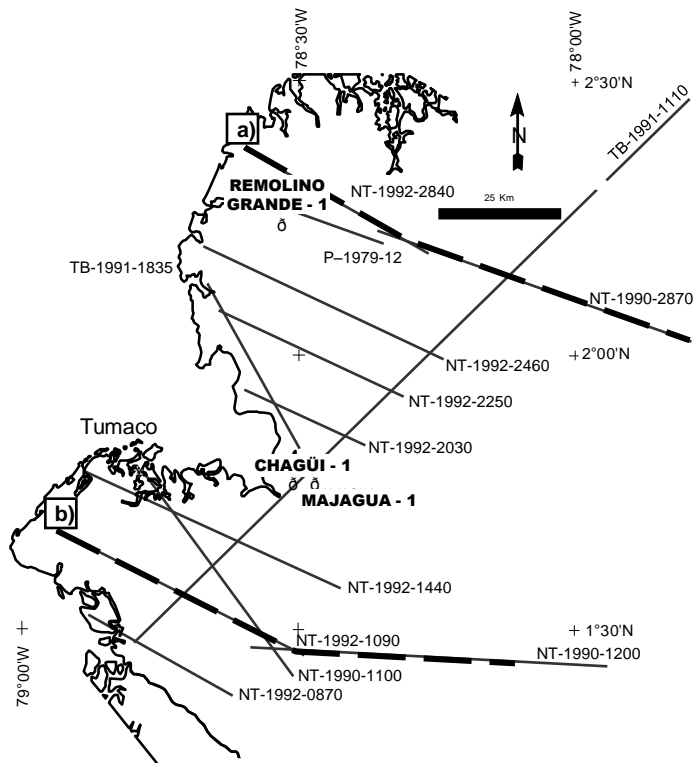


Fig. 5.6. Interpreted seismic lines and wells location map used in the construction of isopack and facies distribution maps. Dashed dark lines show the location of the backstripped profiles (Fig. 5.22). a) northern profile and b) southern profile.

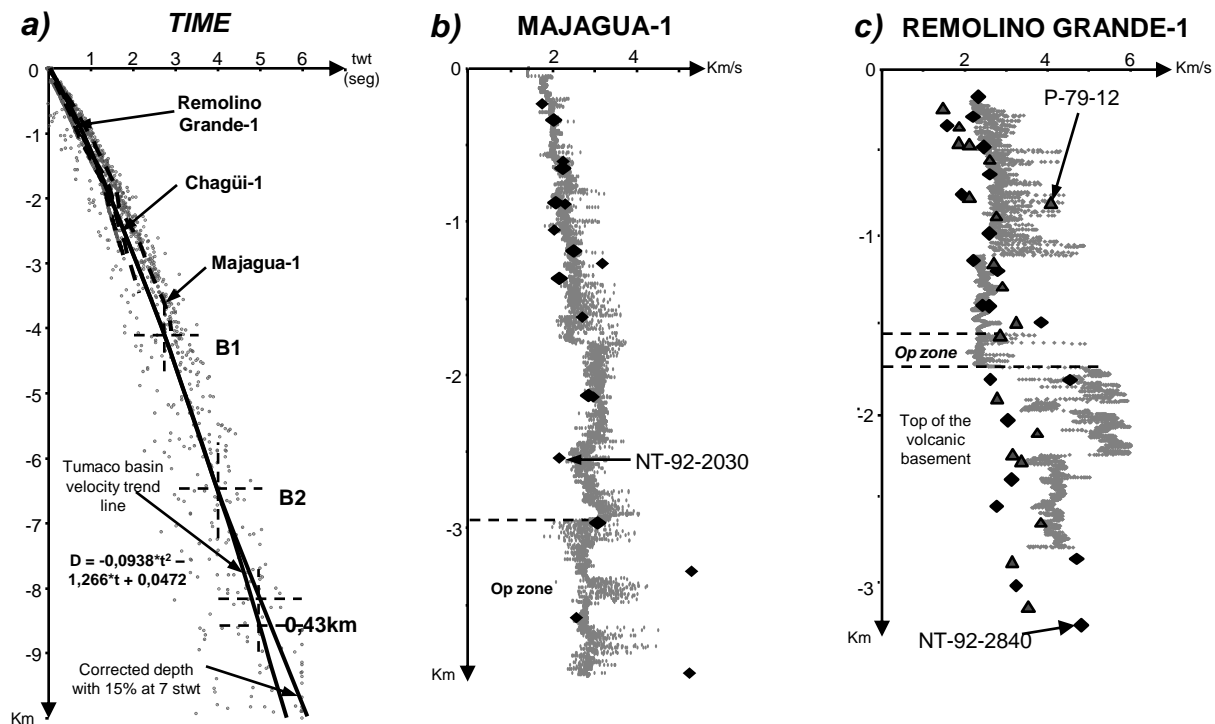


Fig. 5.7. Depth vs Time plots of the Tumaco basin. a) calculated from 72 selected VRMS stacking analysis functions (Interval velocities were calculated using Dix equation) and T\leftrightarrowD curves of the Tumaco basin wells (See location of wells in Figure 5.6). The correlation coefficient of the trend line is around to 0,93 (D correspond at the best correlation curve equation). The stacking velocity data base for the Tumaco basin show a well confidence for depth conversion to a 3 stwt (B1). After B2 the depth from stacking velocities diverge maximum overestimate of 15% (Petrovik, 2004). The maximum overestimate error at 5 stwt (maximal recover twt time in analyzed seismic lines for backstripping), is 0,43 km in the time to depth conversion. b) and c) sonic logs (grey dots) from two wells with interval velocities (triangles and rhombs) show a good correlation for the sedimentary cover, but less clear for the basement velocities. Also is possible to see zones with decreasing in the velocity associated with overpressured zones (Op)

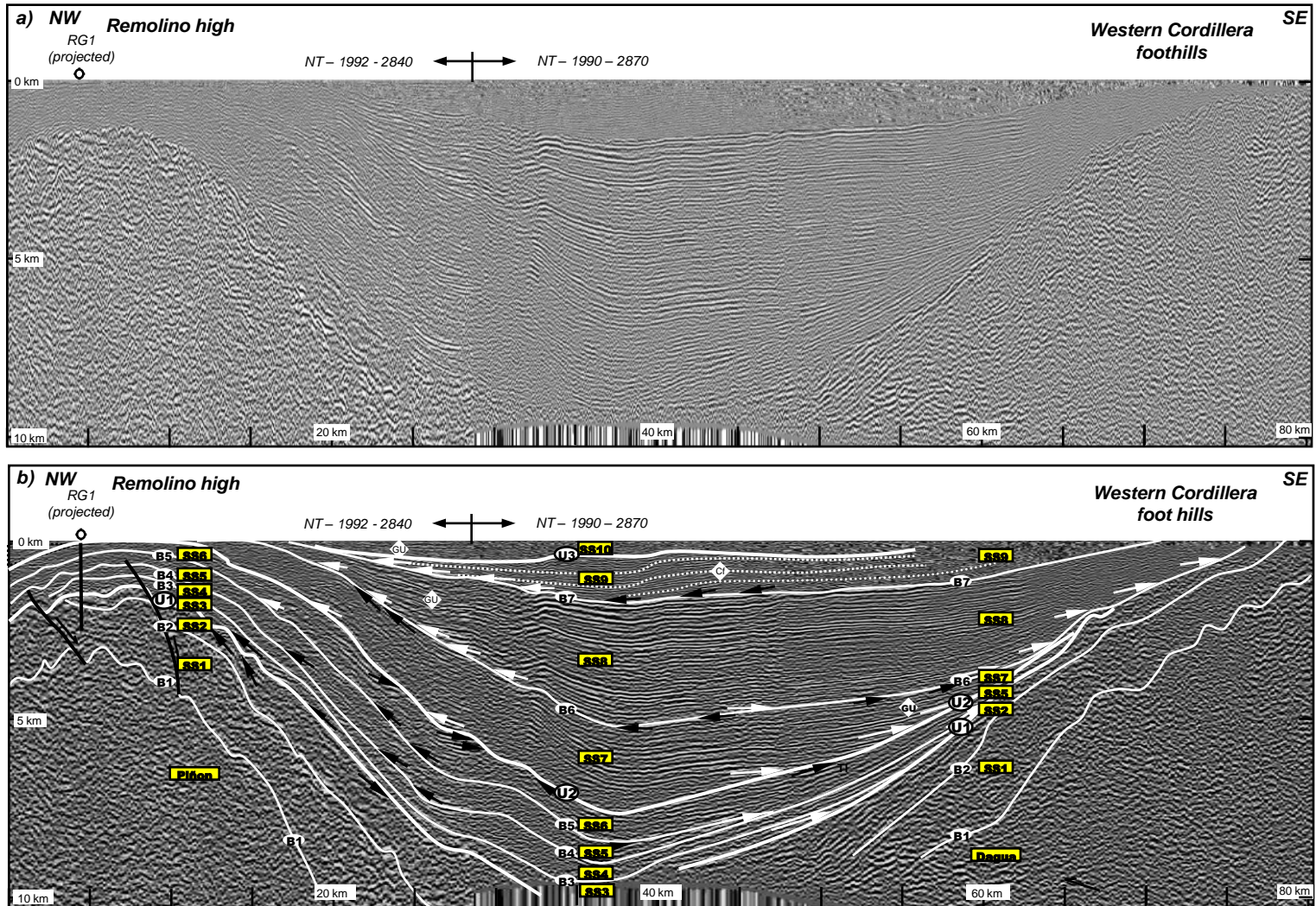


Fig. 5.8. Depth-converted regional seismic line across the northern Tumaco basin (see Figure 5.6 for location) a) uninterpreted section; b) interpreted section that show local and regional seismic sequences boundaries (letters in white circles, labeled B1 to B7 and U1 to U3 respectively), seismic sequences (labeled SS1 to SS10 in yellow rectangles) and seismic pattern terminations (white arrows to onlaps, black arrows to downlaps, up-dip black arrows to truncations, white rhombs to zones of growth unconformity, Cf to clinoforms). The interpretation suggesting that the Remolino high uplift activity begin post accumulation of the SS7 and allow to develop growth unconformities and onlap surfaces.

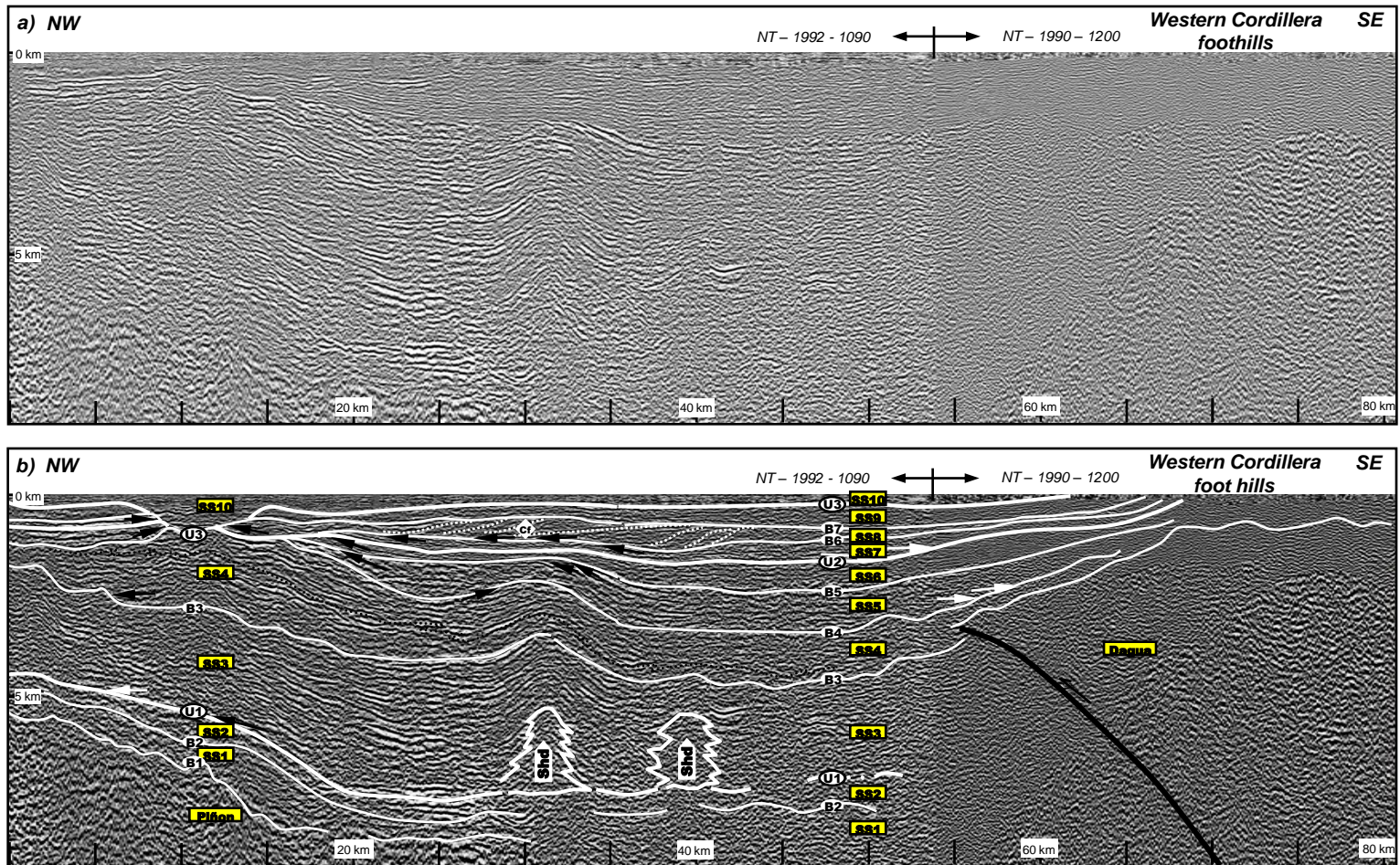


Fig. 5.9. Depth-converted regional seismic line across the southern Tumaco basin (see Figure 5.6 for location) a) uninterpreted section; b) interpreted section that show local and regional seismic sequences boundaries (letters in white circles, labeled B1 to B7 and U1 to U3 respectively), seismic sequences (labeled SS1 to SS10 in yellow rectangles) and seismic pattern terminations (white arrows to onlaps; black arrows to downlaps; updip black arrows to truncations; Cf to clinoforms). The interpretation suggesting that shale diapir structures (Shd) were developed near to the basin axis from SS3 sediments at the end of the SS5 accumulation time according to truncation patterns that underlying the local boundary B5. The uppermost seismic sequences were incised at the end of the SS9 accumulation time product of a third order sea level fall event and westward flank basin uplift process.

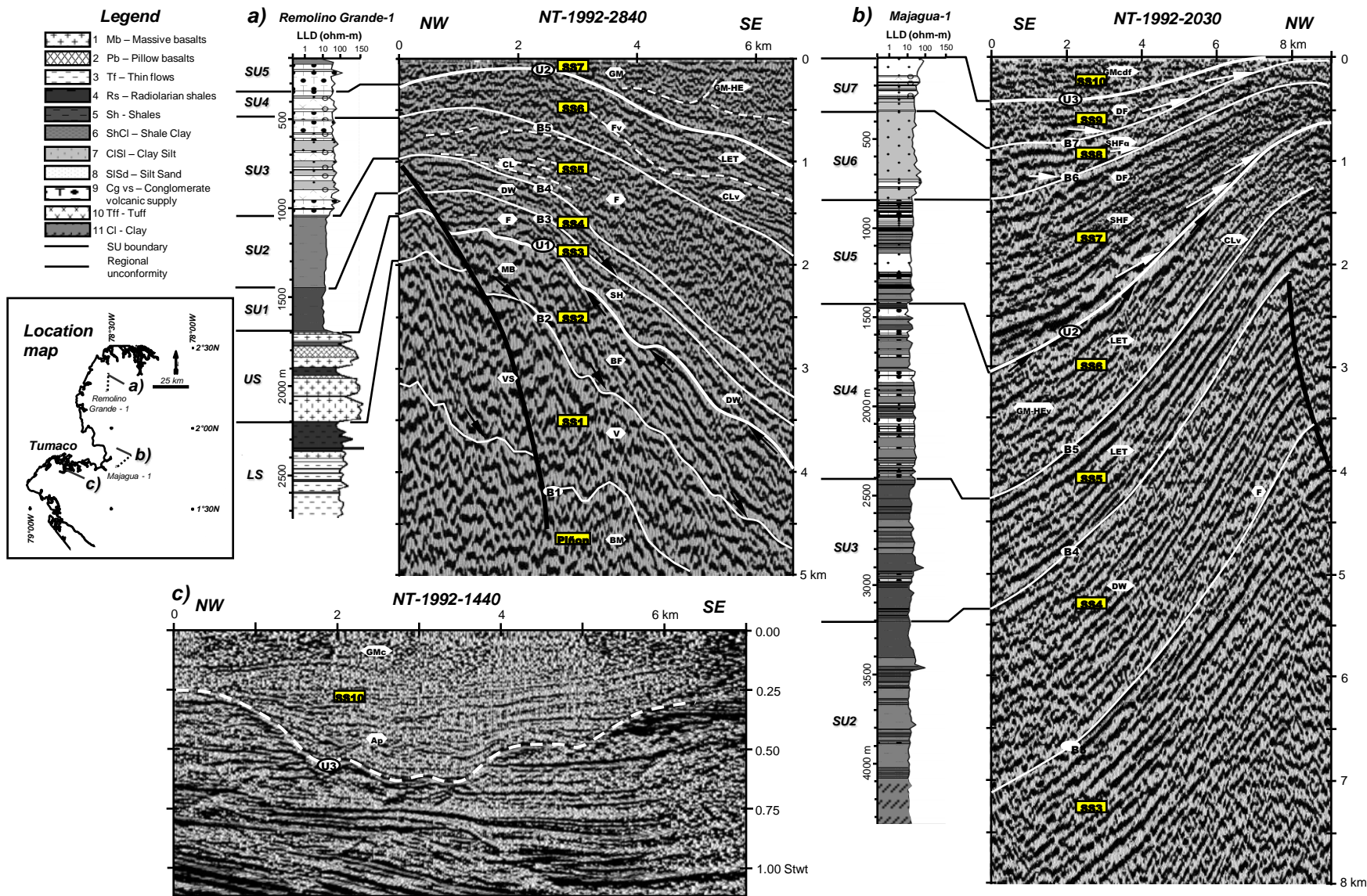


Figure 5.10. Correlation between stratigraphical columns reconstructed from well log analysis (López et al., a) and seismic sequences (yellow rectangle), seismic facies units (white hexagon, see descriptions in Tables 5.2 and 5.3), seismic sequence boundaries (white circle) and regional seismic sequences (thick letters in white circles) identified in the Tumaco basin. a) Stratigraphical column (LLD=Dual Latero Log) based on the Remolino Grande-1 well and seismic facies units characteristics of the SS1 to SS7; b) Stratigraphical column based on the Majagua-1 well and seismic facies units characteristics of the SS4 to SS10; c) seismic expression of the regional seismic sequence U3 southward Tumaco basin.

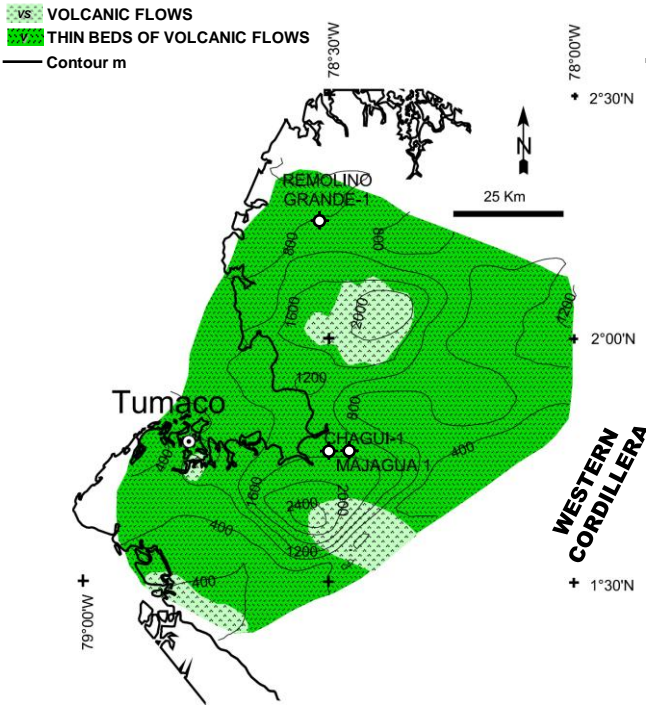


Fig. 5.11. Facies distribution and isopach map of the SS1 (> 50 Ma). Map illustrates a lithofacies and environmental interpretation at the beginning of the volcanosedimentary basement.

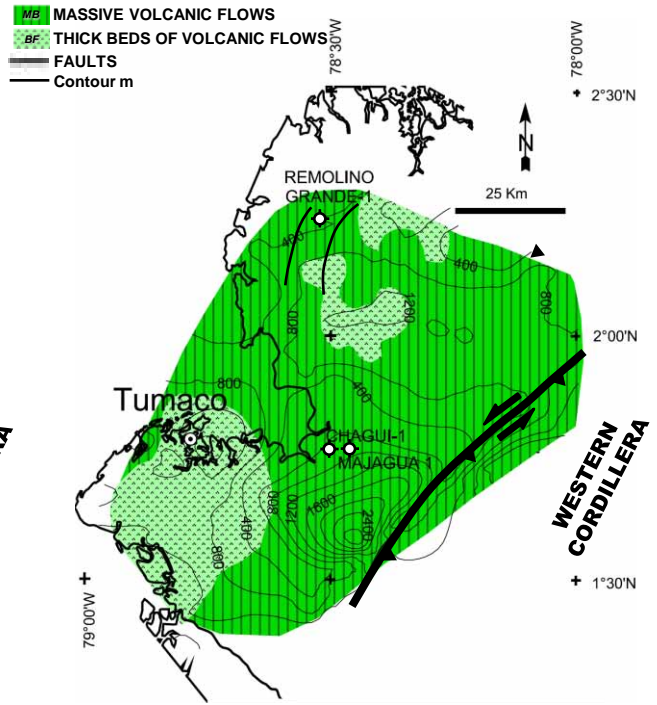


Fig. 5.12. Facies distribution and isopach map of the SS2 (<50 – 35 Ma). Map illustrates a lithofacies and environmental interpretation at the end of the volcanosedimentary basement.

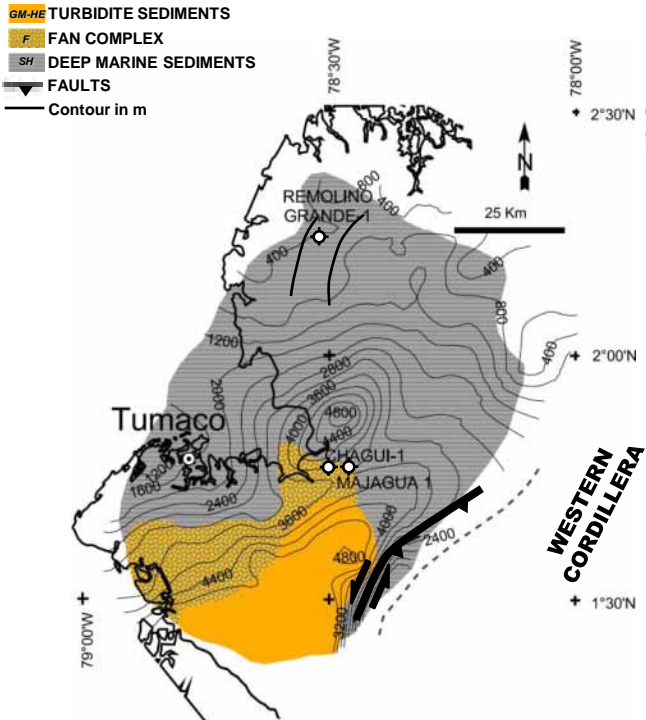


Fig. 5.13. Facies distribution and isopach map of the SS3 (30 – 21 Ma). Map illustrates a lithofacies and environmental interpretation near the surface U1, dominated by basin floor fans.

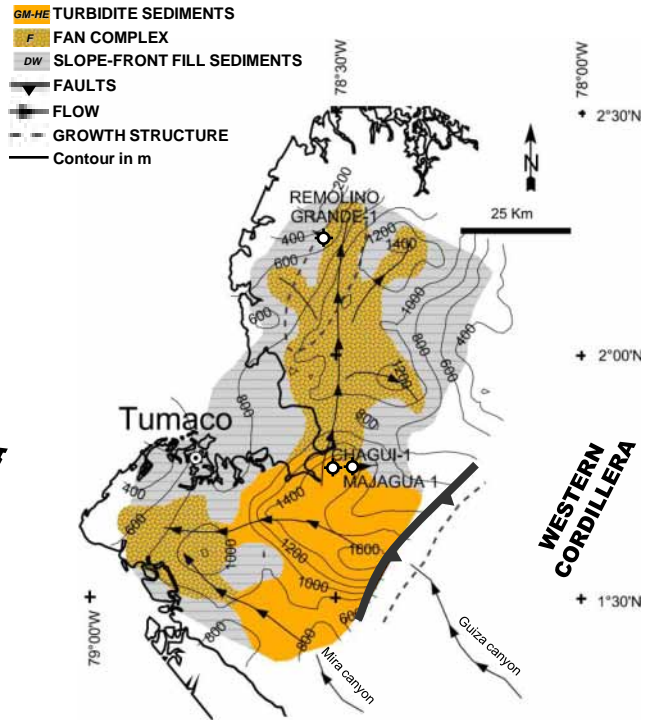


Fig. 5.14. Facies distribution and isopach map of the SS4 (21 – 15 Ma). Map illustrates a lithofacies and environmental interpretation at the end of the regressive phase dominated slope fans.

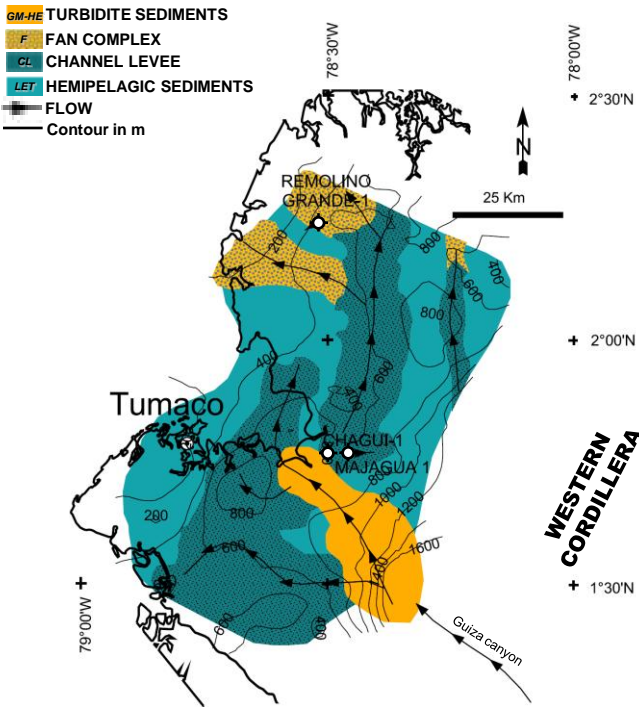


Fig. 5.15. Facies distribution and isopach map of the SS5 (15 – 11,4 Ma). Map illustrates a lithofacies and environmental interpretation at the beginning of the transgression dominated by slope and distal fans.

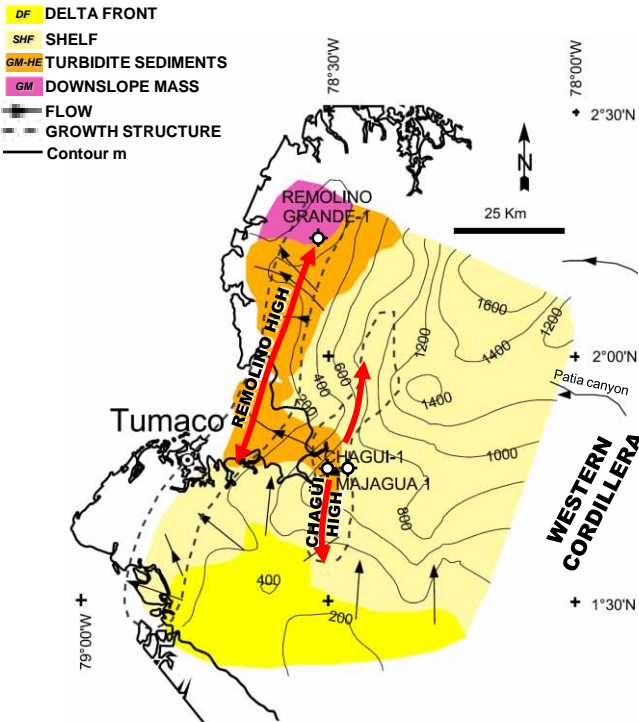


Fig. 5.17. Facies distribution and isopach map of the SS7 (10,2 – 9,3 Ma). Map illustrates a lithofacies and environmental interpretation near the surface U2.

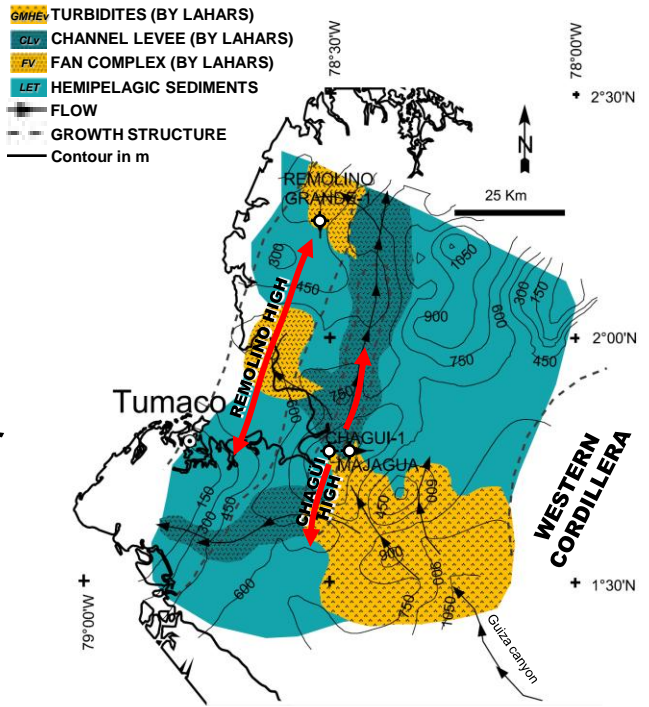


Fig. 5.16. Facies distribution and isopach map of the SS6 (11,4 – 10,2 my). Map illustrates a lithofacies and environmental interpretation at the end of the transgressive phase with high supply of volcanic material.

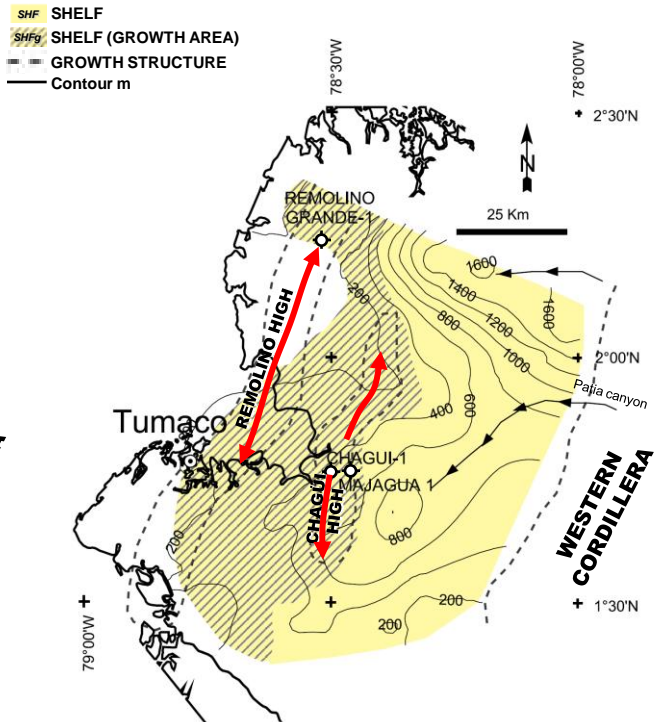


Fig. 5.18. Facies distribution and isopach map of the SS8 (9,3 – 7,3 Ma). Map illustrates a lithofacies and environmental interpretation with extended areas controlled by the tectonic and shale diapir activity.

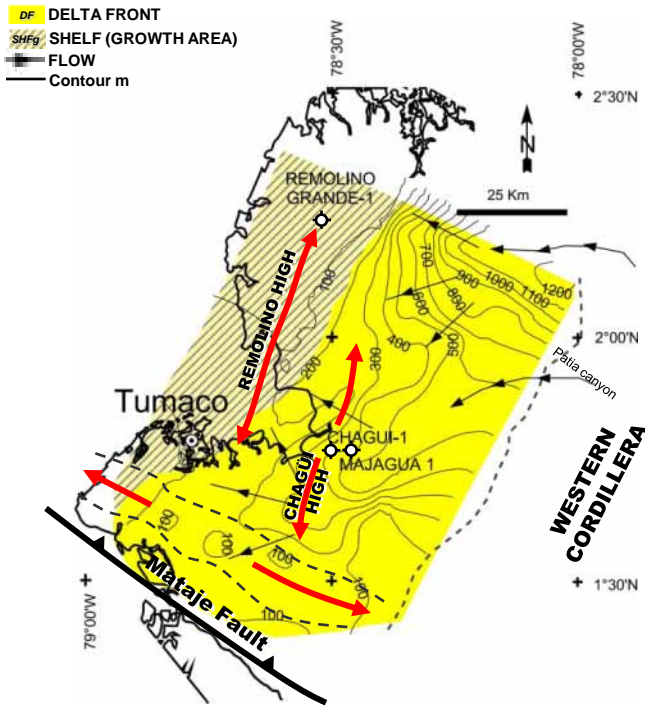


Fig. 5.19. Facies distribution and isopach map of the SS9 (7,3 – 5 Ma). Map illustrates a lithofacies and environmental interpretation at the end of the regressive phase near the end of the sequence.

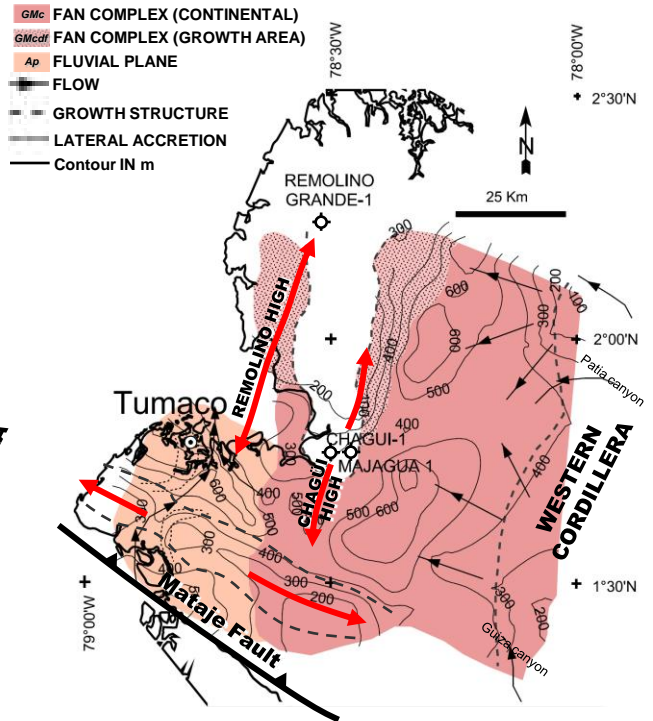


Fig. 5.20. Facies distribution and isopach map of the SS10 (5 – 0 Ma). Map illustrates a lithofacies and environmental interpretation near the surface U3.

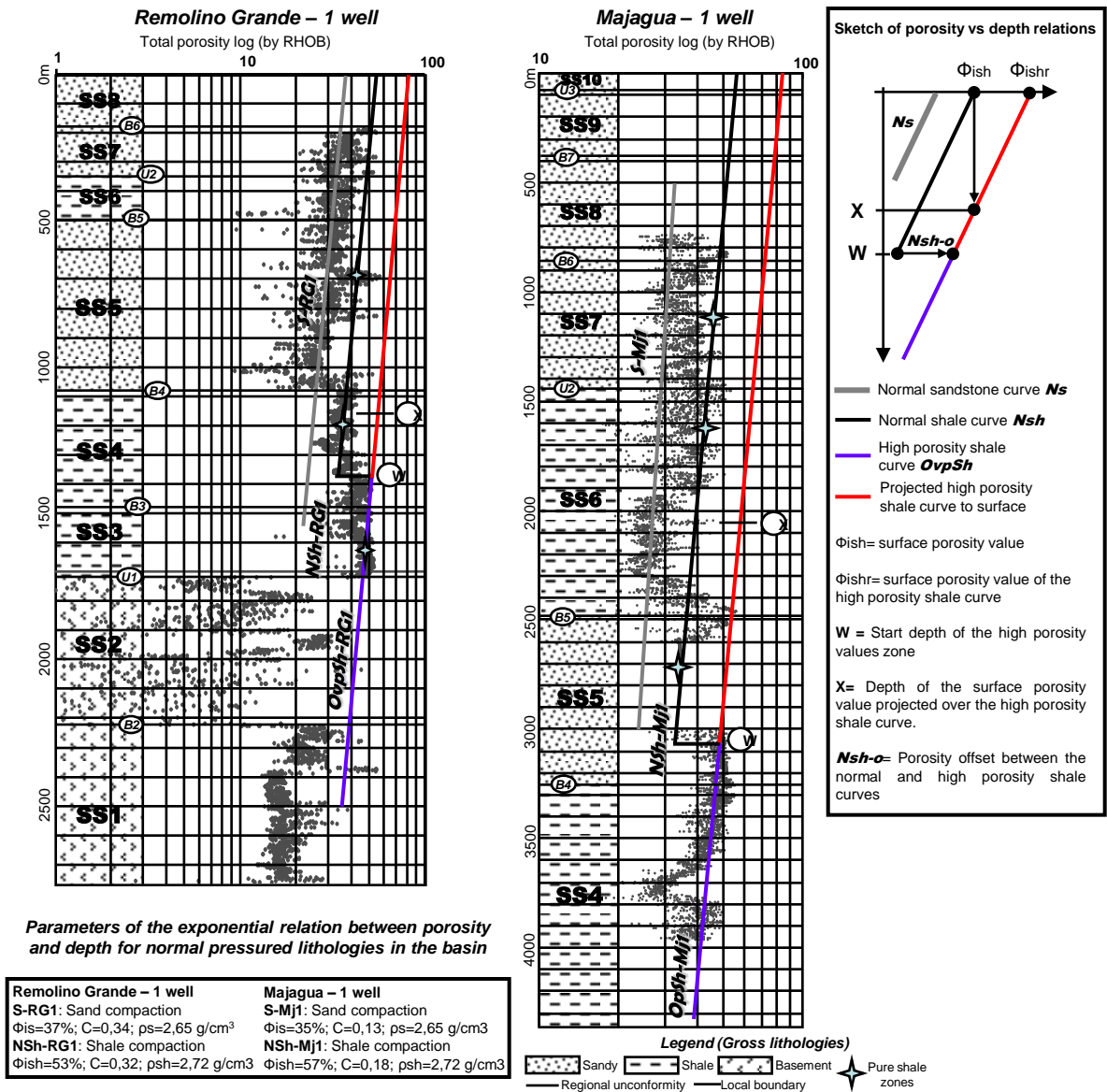


Fig. 5.21. Sandstone (Sd) and shale (Sh) porosity vs depth curves in wells RG-1 and MJ-1 in the western margin of the Tumaco basin, indicating high porosity values for shales of the SS4 and SS3. In each well, the left panel shows the generalized lithology of each seismic sequence (SS1 to SS10) and seismic sequence boundaries (B1 to B7 and U1 to U3). The right panel shows: the porosity distribution in shales and sandstones as estimated from bulk density logs (little gray points), zones of pure shale according to the gamma ray log (gray stars) and the obtained best fit compaction trend lines (see sketch for line color conventions). Obtained parameters of the linear relations are summarized in the lower left corner of the figure.

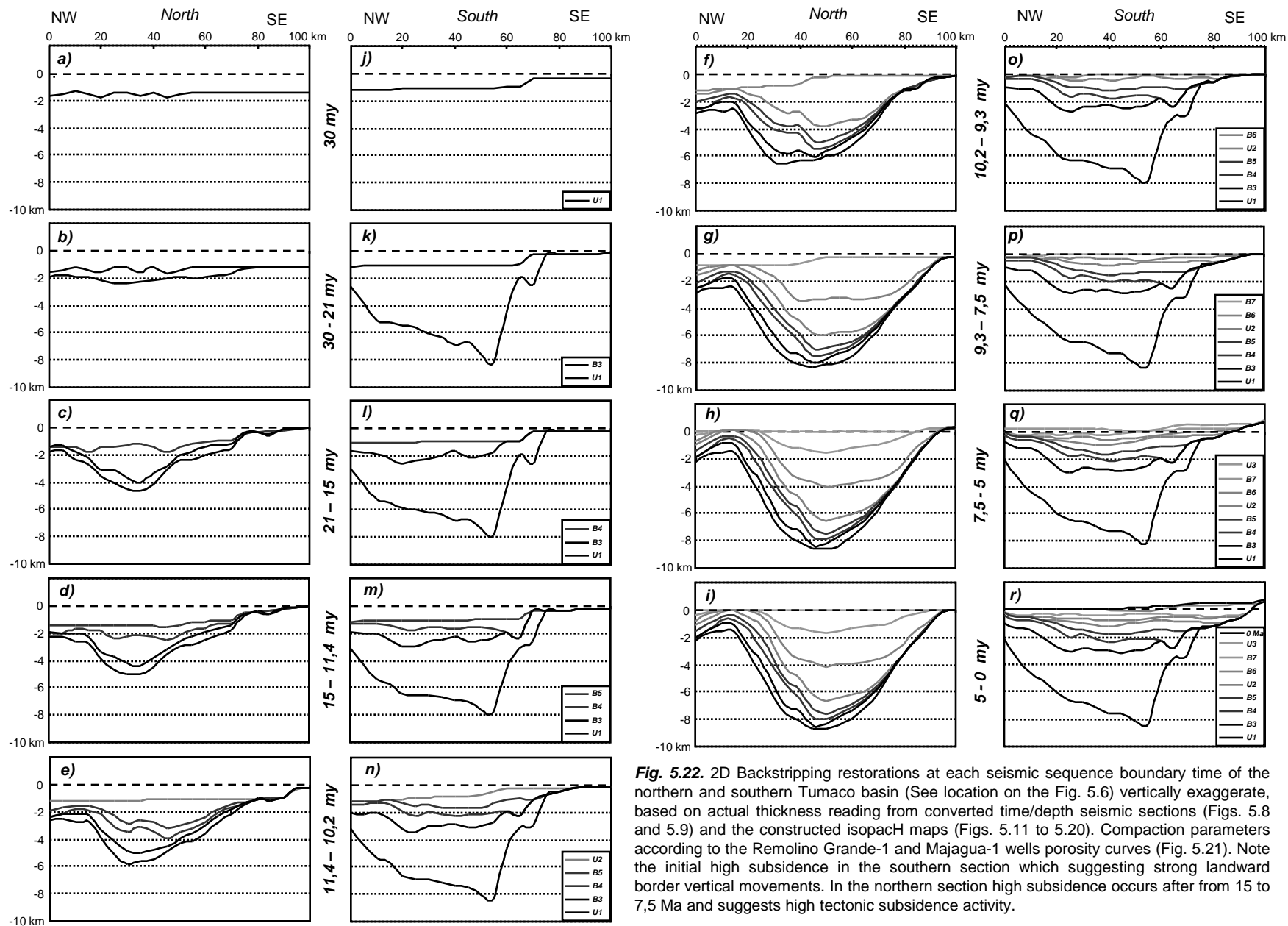


Fig. 5.22. 2D Backstripping restorations at each seismic sequence boundary time of the northern and southern Tumaco basin (See location on the Fig. 5.6) vertically exaggerate, based on actual thickness reading from converted time/depth seismic sections (Figs. 5.8 and 5.9) and the constructed isopach maps (Figs. 5.11 to 5.20). Compaction parameters according to the Remolino Grande-1 and Majagua-1 wells porosity curves (Fig. 5.21). Note the initial high subsidence in the southern section which suggesting strong landward border vertical movements. In the northern section high subsidence occurs after from 15 to 7,5 Ma and suggests high tectonic subsidence activity.

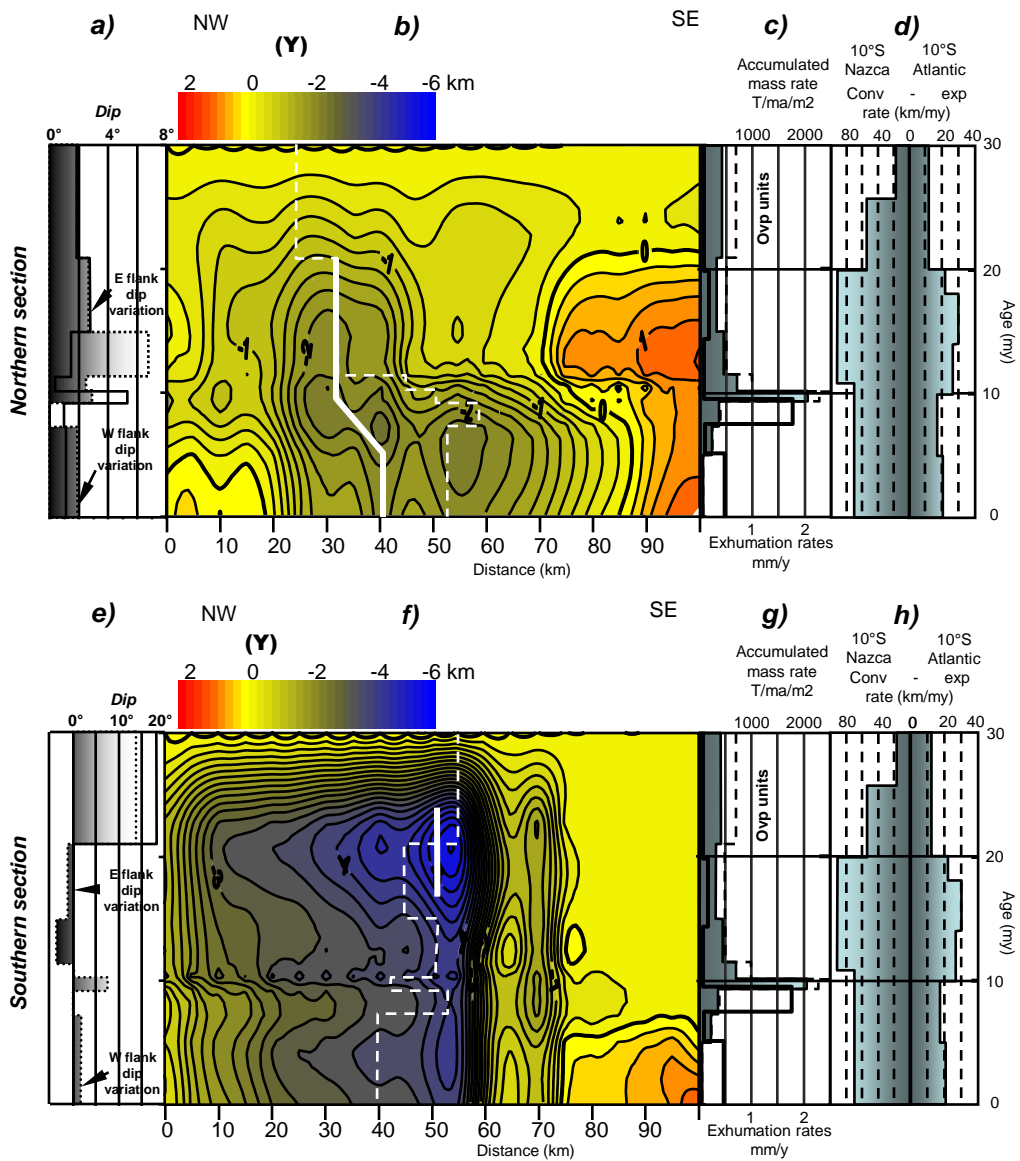


Fig. 5.23. Tectonic subsidence or uplift values (Y) during the Tumaco basin filling (columns b and f, thick white curve represents the subsidence axis position, dash white line represents the depocenter migration), correlated with: basement dip-changes of the basin flanks (columns a and e obtained from the 2D bakstripping reconstructions in Fig. 5.22); accumulated mass rates (columns c and g; grey curve was calculated by backstripping equation of Steckler and Watts, 1978; dark dashed curve was calculated by solidity curve method of Métivier and Gaudemer, 1997; dark continuous line represents the exhumation rate of the Northern Ecuador according to Spikings et al., 2001); Atlantic expansion rates and Nazca convergence rates according to Cande and Kent (1992) and Pardo - Casas and Molnar (1987) (columns d and h).

<i>Descriptor</i>	<i>Position</i>	<i>Code</i>	<i>Explanation</i>	<i>Expression</i>
Top	A (Upper boundary character)	C	Concordant	
		Top	Toplap	
		Di	Divergent	
		Tr	Truncation	
Base	B (Lower boundary character)	C	Concordant	
		Dwn	Downlap	
		Di	Divergent	
		On	Onlap	
Internal	C (Reflection character)	P	Parallel	
		Ob	Oblique	
		Si	Sigmoidal	
		Md	Hummocky	
		Subp	Subparallel	
		GS	Growth Strata	
		Ch	Chaotic	

Table 5.1. Seismic facies units mapping codes. A – B / C relation codes define the facies of the seismic facies unit (modified from Ramsayer, 1979). Growth strata according to Vérgees et al. (2002)

SEISMIC FACIES UNITS INTERPRETED ACCUMULATION SETTING	SEISMIC FACIES CODE	CHARACTERISTICS OF SEISMIC FACIES UNITS					
		Amplitud and continuity	Continuity of seismic reflections	Lower boundary character	Upper Boundary character	Internal character	Genesis intepretation of similar seismic facies units
CHANNEL FILL (1)	Ap	Low	Few	Downlap	Toplap	Sigmoidal	Fluvial sequences (1)
UPPER CLINOFORM (2)	DF	Low	High	Downlap	Toplap	Sigmoidal	Sediment complex usually deposited in shelf margin deltaic environment; including delta plain, delta front and prodelta process (2)
GRAVITY MASS TRANSPORT (2)	GM	Variable	Discontinuous	Downlap, Divergent, Growth	Concordant	Chaotic	Gravity mass transport and high energy turbidity current sediments (2). Growth character suggest growth structures (3)
SHELF - LOW AMPLITUDE (2)	SHF	Low	High	Onlap	Concordant	Parallel, growth	Marine clastics deposited by low energy turbidity currents and by wave transport (2). Growth character suggest growth structures (3)
CHAOTIC FILL (2)	GM - HE	Low	Discontinuous	Downlap, Concordant, Divergent	Concordant	Hummoky, chaotic	Gravity mass transport and high energy turbidity current sediments (2,4)
MOUNDED FAN COMPLEX (2)	F	Variable	Few	Concordant, Downlap, Divergent	Concordant	Hummoky	Deep-water sediment (2) complex commonly located at mouth of submarine canyon (5)
SIGMOID PROGRADATIONAL - CHANNEL LEVEE (2-6)	CL	Variable	High	Concordant, Downlap	Concordant	Sigmoidal, Hummoky	Low energy turbidity currents and hemipelagic deposition from low velocity water currents (2, 6)
SIGMOID PROGRADATIONAL (2)	LET	Variable	High	Downlap	Concordant	Sigmoidal	Low energy turbidity (2)
SLOPE-FRONT FILL (2)	DW	High	High	Downlap	Concordant	Subparallel	Deep-water sediment complex commonly related to submarine fans (2)
SHEET DRAPE (6)	SH	High	High	Downlap	Concordant	Parallel	Deep marine hemipelagic clays and oozes (2). Submarine channel levee (6, 7)
OUTER PLAINS (8)	MB	Variable	Discontinuous	Downlap	Truncation	Chaotic	Volcanoclastic rocks (8)
LAVA DELTA (9)	BF	High	More less continuous	Downlap	Truncation	Subparallel	Massive and fragmented basalts (9)
OUTER SDR (9)	VS	High	Discontinuous	Onlap	Truncation	Chaotic	Deep-marine basalts and interflow sediments (9)
VOLCANIC PROTRUSION (10)	V	High	Discontinuous	Downlap	Truncation	Chaotic	Submarine massive basalts from fissural eruptions (10)

Table 5.2. Seismic facies units identified in the Manglares basin with the interpreted accumulation setting, their seismic facies unit code, seismic characteristics according to Ramsayer et al. (1979) descriptors and interpretations of similar seismic facies. Previous interpretations of similar seismic facies units were used to propose a accumulation process: (1) Darmani et al. (2007); (2) Sangree and Widmier (1977); (3) Vérges et al. (2002); (4) Saller et al. (2004); (5) Saller et al. (2008); (6) Posamentier and Kolla (2003); (7) Sawyer et al. (2007); (8) Berndt et al. (2001); (9) Planke et al. (2000); (10) Rey et al. (2008)

	SEISMIC SEQUENCE	SEISMIC FACIES UNIT CODE (TABLE 2)	LITHOLOGY ACCORDING TO WELLS (López et al., 1)	FACIES UNIT INTERPRETED ACCUMULATION SETTING	FACIES UNIT CODE	FACIES UNIT SPATIAL DISTRIBUTION	AGE	
MEGASEQUENCE 4	SS10	GM	Cg vs: Conglomerates with volcanic supply (Fig 10c)	FAN COMPLEX (CONTINENTAL)	GMc	At East of the Remolino high	5 - 0 Ma	
		GM	Cg vs, Sl - Sd: Conglomerates with volcanic supply, silt and sandstones (Fig. 10c)	FAN COMPLEX (CONTINENTAL IN GROWING AREAS)	GMcdf	Both sides of the Remolino and Chagüi highs		
		Ap	Sl - Sd, Cg vs: Silt and sandstones, conglomerates with volcanic supply (Fig. 10c)	FLUVIAL PLANE	Ap	Southwestern border of the basin		
U3								
MEGASEQUENCE 3	SS9	DF	Cg ss, Sl - Sd: Conglomerates with sediment supply, silt and sandstones (Fig. 10b)	DELTA FRONT	DF	At East of the Remolino high	7,3 - 5 Ma	
		SHF	Sl - Sd: Silt and sandstones	SHELF (IN AREAS SUBMITTED TO GROWTH)	SHFg	Over the Remolino high		
	B7							
	SS8	SHF	Cl - Sl, Cg vs: Clay silt and conglomerates with volcanic supply	SHELF (LOCAL AREAS SUBMITTED TO GROWTH)	SHF	At East of the Chagüi high	9,3 - 7,3 Ma	
	B5							
	SS7	DF	Sl - Sd: Silt sandstones	DELTA FRONT	DF	Southern basin	10,2 - 9,3 Ma	
		SHF	Sh - Cl: Shale clay (Fig. 10b)	SHELF	SHF	At East of the Remolino high		
		GM - HE	Cg vs: Conglomerates with volcanic supply (Fig 10a)	GRAVITY MASS TRANSPORT	GM - HE	Along the Eastern flank of the Remolino high		
		GM	Sh - Cl: Shale clay (Fig. 10a)	DOWN SLOPE MASS	GM	Northwest of the Remolino high		
	U2							
MEGASEQUENCE 2	SS6	GM - HE	Cg vs: Conglomerates with volcanic supply	GRAVITY MASS TRASPOT (RELATED WITH LAHARS)	GM - HEv	Southeastern basin border (feeder direction perpendicular to the basin axis)	11,4 - 10,2 Ma	
		F	Cg vs: Conglomerates with volcanic supply (Fig. 10a,b)	TURBIDITES (RELATED WITH LAHARS)	Fv	Over the the Remolino high		
		CL	Sh - Cl: Shale clay (Fig. 10a,b)	CHANNEL LEVEE (BY LAHARS)	CLv	Over the Chagüi high		
		LET	Sh: Shales (Fig. 10a,b)	HEMPELAGIC SEDIMENTS	LET	Along the basin		
	B4							
	SS5	GM - HE	Cg vs: Conglomerates with volcanic supply	GRAVITY MASS TRASPOT	GM - HE	Southeastern basin border (feeder direction perpendicular to the basin axis)	15 - 11,4 Ma	
		F	Cg vs: Conglomerates with volcanic supply (Fig. 10a)	TURBIDITES (LOBE FANS)	F	Northern basin		
		CL	Sh - Cl: Shale clay (Fig. 10a)	CHANNEL LEVEE	CL	Along the basin axis		
		LET	Sh: Shales (Fig. 10b)	HEMPELAGIC SEDIMENTS	LET	Along the basin		
	B3							
	SS4	GM - HE	Cg ss: Conglomerates with sedimentary supply	GRAVITY MASS TRASPOT	GM - HE	Southeastern basin border (feeder direction perpendicular to the basin axis)	21 - 15	
		F	Cl: Clay (Fig. 10a,b)	TURBIDITES	F	Tumaco basin axis		
		DW	Sh - Cl: Shale clay (Fig. 10a,b)	AGRADATIONAL PROCESS	DW	Along the basin		
	B2							
	SS3	GM - HE	Cg ss: Conglomerates with sedimentary supply	GRAVITY MASS TRASPOT	GM - HE	Southern basin	30 - 21 Ma	
		F	Sh: Shales (Fig. 10a)	TURBIDITES	F	Tumaco toward to South		
SH		Sh: Shales (Fig. 10a)	DISTAL TURBIDITIC ENVIRONMENTS	SH	Tumaco toward to North			
U1								
MEGASEQUENCE 1	SS2	BF	Pb - Rs: Pillow basalts and radiolarian shales (Fig. 10a)	SUBMARINE VOLCANISM AND TURBIDITIC FLOWS	BF	Centers along the Remolio - Rio Verde high	~50 - 35 Ma	
		MB	Mb: Massive basalts (Fig. 10a)	FREATOMAGMATIC ERUPTIONS	MB	All area		
	B1							
	SS1	VS	Tf - Rs: Thin flows and radiolarian shales (Fig. 10a)	END OF VOLCANIC ACTIVITY - HEMPELAGIC SEDIMENTATION	VS	Small centers	> 50 Ma	
V		Tf: Thin flows (Fig. 10a)	SUBMARINE VOLCANIC	V	All area			

Table 5.3. Seismic sequences and seismic sequences boundaries (local labeled B1 to B7 and regional labeled U1 to U3) identified in the Tumaco - Borbon basin grouped by megasequences, an summary of the seismic facies units (see Table 5.2), their lithological proprieties after correlation with the Tumaco basin wells (see Fig. 5.10), interpreted accumulation settings according to Table 5.2 genetic process combined with facies analysis of wells (López et al., a), and their spatial distribution (Figs. 5.11 - 5.20).

Chapitre 6:

Histoire tectonique et des environnements de sédimentation du bassin cénozoïque externe d'avant arc de Manglares, Sud de la Colombie et Nord de l'Equateur

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

Dans les systèmes de double bassin d'avant arc, le bassin externe est limité vers le continent par le haut structural interne et vers l'océan par le haut structural externe (McNeill et al., 2000). L'étude de l'histoire du remplissage et de la subsidence de ce type de bassins permet de reconstruire l'évolution de la surrection de ces hauts et de ceux formés dans le domaine plus interne, en fonction des variations de la convergence de la plaque plongeante et les propriétés du contact interplaque.

Ainsi, l'étude de l'évolution du remplissage et de la subsidence du bassin externe d'avantarc de Manglares permet de dater les périodes de surrection ou de subsidence du haut interne de Remolino – Rio Verde, du haut externe de Esmeraldas – Manglares - Tumaco – Patia et du haut intermédiaire de Ostiones pendant le Cénozoïque. La comparaison de ces évolutions avec les changements dans la cinématique de la plaque plongeante de Farallon (Lonsdale and Klitgord, 1978; Hardy, 1991; Meschede and Barckhausen, 2000), permet d'établir leurs influences sur la déformation de la plaque chevauchante pendant des périodes de l'ordre du million d'années.

A partir de la stratigraphie séquentielle obtenue grâce à l'interprétation de nombreuses lignes de sismique réflexion, il a été reconnu 9 séquences sismiques, regroupées dans 5 mégaséquences. L'âge des séquences sismiques et des mégaséquences a été obtenu grâce à la corrélation d'onlap sur le flanc oriental du bassin, avec des onlap locaux datés (Escovar et al., 1992) et globaux (Haq et al., 1987; Westerhold et al., 2005). L'analyse de stratigraphie sismique suggère que le bassin de Manglares s'est développé sur un relief préalablement formé (pré-Eocène Moyen), recouvert en discordance par des éventails sous-marins de fond de bassin sur un relief affecté par failles synsédimentaires (Eocène Supérieur). Ensuite le bassin fut rempli par des éventails sur une pente continentale (Oligocène Supérieur–Miocène Moyen), liés à la surrection du haut structural externe qui a confiné la sédimentation vers l'axe et l'Est du bassin (Miocène Supérieur). Le remplissage partiel du bassin a permis la progradation des systèmes sédimentaires de plate-forme externe et de deltas pendant la déformation du bassin (Pliocène – Pléistocène), avec le développement de nombreux canyons sous-marins (Pléistocène – Holocène).

L'histoire de la subsidence et les flux sédimentaires estimés dans le bassin de Manglares indiquent que la surrection du haut interne du Remolino – Rio Verde, des hauts d'Ostiones, Tumaco et Patia, et la subsidence du bassin sont liés 1) aux changements du cinématique de la plaque plongeante (plaque Farallon) pendant le Miocène et 2) à l'érosion tectonique de la marge. L'activité des hauts de Manglares – Esmeraldas est liée à des périodes d'érosion tectonique ou d'accrétion le long de la marge.

Tectonic evolution and sedimentary environments of the Cenozoic Manglares forearc basin, Southwestern Colombia - Northern Ecuador

López, E., Collot, J.-Y. and Sosson, M.

Abstract

In Northern Ecuador and Southwestern Colombia, the Tumaco – Borbon inner-forearc basin and the Manglares outer forearc basin are part of a double forearc basin system developed over a mesozoic oceanic basement. We use seismic stratigraphy and 2D backstripping techniques to reconstruct the Manglares basin history from its pre-Eocene early stages to its present-day configuration. The seismic stratigraphy reveals the existence of eight seismic sequences dated by correlation between the onlap chart of the Manglares basin and the dated chart of the Tumaco – Borbon basin. Five surfaces of regional extent were interpreted as resulting from five major sea level falls. During the basin fill, the sedimentary environments shallowed from basin floor fans (~40 to ~35 Ma) to slope fans (~35-~5 Ma), and shelf slope to delta plain environments since 5 Ma. The reconstructed basin tectonic history indicates that after a general period of moderate uplift and the development of a transverse basement arch between 40 - 30 Ma, the northern basin region experienced stronger uplift, while the southern region subsided until 10.5 Ma, thus producing transverse faults with a reverse component between the two regions. A generalized uplift phase occurred later between 10,5 – 1,8 Ma but affected more readily the northern basin region, while transverse faulting remained active. Finally, during the last 1,8 Ma, uplifting increased in the southern basin, while it slowed down in the northern region. We correlate the phases of basin uplift with periods of plate convergence reduction likely associated with a slab dip decrease. Conversely, basin subsidence, dominantly between 20 and 10.5 Ma, might have resulted from a slab dip increase or intense basal erosion. Differential uplift between the northern and southern basin regions could be related to greater tectonic thickening or to the subduction of large-scale structural complexities beneath the northern basin region. The transverse faults, which appear to have jumped anticlockwise may have developed in response to crustal block rotation or changes in convergence obliquity.

6.1. Introduction

The development of a fore-arc basin at the leading edge of a convergent margin is controlled by the interplay between the tectonic regime and the sediment supply (Dickinson and Seely, 1979), which in turn may depend on climatic changes (Lamb and Davies, 2003). The tectonic regime may alternate through time from tectonic accretion to tectonic erosion and the sediment input from large to low. Studying the tectono-stratigraphic history of an outer fore-arc basin allows identifying key changes in the margin evolution over the life time of the basin. These changes may provide insights into the long-term evolution of the subduction zone, in particular through major modifications in slab dip and interplate tectonic regimes. The Manglares outer forearc basin that extends offshore along the North Ecuador-South Colombia subduction zone is a remarkable area to study the long term effects of the plate convergence on the structural evolution of the margin, for two main reasons. First, the basin overlies a large part of the inter plate locked zone (Kelleher, 1972, Mendoza and Dewey, 1984) and may have consequently recorded temporal variations of tectonic regime and plate kinematics. Second, the margin has been affected by the subduction of the Farallon plate, which fragmented some 25 Ma ago to give birth to the young, presently subducting Nazca plate (Lonsdale and Klitgord, 1978; Hardy, 1991). These major changes may have been recorded in the sediment history of the Manglares forearc basin.

The principal objective of this paper is to reconstruct the tectono-sedimentary history of the Manglares basin by using seismic stratigraphy and back-stripping techniques. We recognize growth structures and analyze their spatio-temporal variations, by defining isochronous surfaces and constructing seismic facies maps allowing dating the vertical tectonics. We calculated mass accumulation rates in the basin, and estimated the vertical deformation of the isochronous surfaces by constructing two 2D-quantitative backstripping profiles, to reconstruct the basin subsidence history over the last 40 Ma. Finally, we discuss the origin of the basement paleo-morphology, prior to identifying the timing of the margin deformation, and discussing their possible origins

6.2. Location of the Manglares fore arc basin

A double forearc basin extends all along the Northwestern corner of South America, between the Western Cordillera and the Colombia trench (Bueno Salazar, 1989). A regional inner

structural high divides the basin along strike (Figure 1) into an inner forearc basin corresponding to the “Bolívar geosyncline” of Nygren (1950), and an offshore outer forearc basin (Mountney and Westbrook, 1997). The southern area of the outer forearc basin named the Manglares basin after Marcaillou and Collot (2008) is separated landward from the Tumaco-Borbon inner fore-arc basin by the Rio Verde and Remolino coastal highs that can be extended northwards up to the Gorgona Island (Figure 2, and López et al., a and b). The present day seaward border of the Manglares basin is outlined by the Esmeraldas, Manglares, Tumaco and Patia bathymetric highs (Fig. 6.2).

Several rivers and creeks descend from the Western Cordillera and feed the Manglares fore-arc basin with sediment after crossing the lowland coastal zones of the inner fore-basin. The bathymetric map reveal that the major Patia, Mira and Esmeraldas rivers connect offshore with deep, meandering submarine canyons controlled by the submarine structural topography (Collot et al., 2005). These canyons feed the subduction trench with large amounts of sediment, which have constructed a large submarine fan system constrained westward and southward by submarine topographies (Collot et al., 2005) (Fig. 6.2).

6.3. Geological setting

The South Colombia - North Ecuador active margin is underthrust slightly obliquely by the Nazca Plate (Fig. 6.1), at 58 to 53 mm/y (Kendrick et al., 2003; Trenkamp et al., 2002). The Nazca Plate resulted from the fragmentation of the Farallon Plate during the Late Oligocene (Lonsdale, 2005; Lonsdale and Klitgord, 1978). Although the timing of its initial subduction is unknown, the Neogene subduction of the Nazca plate have been dominated by variable convergence rates (Pardo-Casas and Molnar, 1987). The paleogeographic reconstructions indicate that the fragmentation of the Farallon plate was followed by the development of a spreading-transform system, namely the the Malpelo rift, Yaquina graben, Buenaventura rift, which died out later during the Middle Miocene (Hardy, 1991; Meschede and Barckhausen, 2000).

The basement of the northwestern corner of the South American from the Gulf of Guayaquil in Ecuador to Northwestern Colombia consists of oceanic terranes accreted against continental South America (Case et al., 1973; Aspden and Litherland, 1992). The succession of terrain accretions occurred during the Mesozoic and Cenozoic times (McCourt et al., 1984;

Cediel et al., 2003). Geochemical and geochronological data reveal that the accreted oceanic blocks are composed of Mesozoic MORB and island arcs rocks (Barrero, 1979; McCourt et al., 1984; Spadea and Spinoza, 1996), or by fragments of oceanic plateaus overlain by calc-alkaline and island arc tholeiite volcanic rocks (Kerr et al., 1997; Reynaud et al., 1999; Kerr et al., 2002). Wide-angle seismic reflection and refraction, together with multichannel seismic reflection and gravimetric data support the oceanic affinity of the basement of the fore-arc basins (Case et al, 1971; Case et al, 1973; Meyer et al, 1977; Agudelo, 2005; Collot et al, 2008). In addition, the geophysical studies show that tectonic erosion affects the Ecuador and southernmost Colombia margins (Collot et al., 2008; Sage et al., 2006), whereas the rest of the Colombia western margin is dominantly controlled by tectonic accretion (Mountney and Westbrook, 1996; Marcaillou et al., 2008). Crustal thickening is interpreted to occur in the overriding plate in association with the inner structural high (Fig. 6.3), possibly due to crustal duplexes (López et al., 2008).

Despite the numerous regional works conducted over the northwestern margin of South America (Meissnar et al., 1976; Kellog and Vega, 1995; Mountney and Westbrook, 1996; Case et al., 1973; Escovar et al., 1992; Duque-Caro, 1990), the tectono-stratigraphy of the outer forearc basins of northern Ecuador-western Colombia have remained poorly studied. According to Marcaillou (2003); Marcaillou and Collot (2008) sedimentation of the Manglares basin developed over a Late Mesozoic oceanic basement, which had been affected by rifting, and inverted by transpression prior to Oligocene times (Collot et al., 2008). Between Oligocene and Holocene times, the basin sedimentation was controlled by vertical motions of diverse structural highs, which delineate the present day basin configuration (Marcaillou and Collot, 2008).

The sedimentary units and the chronostratigraphy of the Manglares basin could not be studied in details largely because of too widely spaced MCS data, and the absence of offshore wells. The seismic stratigraphy analyses based on high penetration, but relatively low resolution MCS data allowed Marcaillou and Collot (2008) to recognize six seismic units (UA to UF in Table 6.1) bounded by five regional unconformities, each one reflecting a tectonic phase. By comparing the seismic analysis of the 6 units with chronostratigraphic charts derived from onshore geology and wells, the authors consider that units A to E recorded the post-Paleocene tectono-stratigraphic evolution of the margin, while unit F would represent Late Cretaceous volcano-clastic rocks emplaced over the oceanic basement.

In this paper we used a recently assembled denser MCS data base (Fig. 6.4) including higher resolution data to propose a more detailed tectono-stratigraphic history of the Manglares basin, its relationships with the regional tectonic setting evolution and margin deformation mechanisms. We conducted a detailed seismic stratigraphy analysis to identify regional surfaces, and dated them by constructing an onlap chart. The Manglares onlap chart was time calibrated by correlation with the dated onlap chart of the adjacent Tumaco basin (Escovar et al., 1992), and with the tectono-stratigraphic history of the Remolino-Rio Verde High (López et al., a) and Tumaco basin (López et al., b).

6.4. Data location and methods

About 6841 km of seismic reflection profiles (Fig. 6.4) were interpreted in the Manglares basin to construct a set of seismic facies maps. These seismic profiles are diverse in quality and penetration. First, high resolution 24 and 48-fold coverage multichannel seismic reflection (MCS) profiles were acquired during the L-1973 and P-1982 oil exploration surveys in the northern area of the basin. These data were respectively recorded using a 2.3 and 2.4-km long, 48 and 96-channel streamer, with a total volume of air guns of 1200 ci and 3050 ci. This data set was processed through time migration and provides a maximum 4-5 stwt penetration and good resolution for seismic stratigraphy. It is however of poor quality as to imaging the basement structures.

Second, deep penetration, 45-fold coverage MCS data were acquired during the SISTEUR cruise in 2000. These data were recorded using a 2896-ci air gun array and a 360-channel, 4.5-km long streamer. These data were processed through time migration and allow imaging structures within the margin basement down to the underlying plate boundary. They form the base for the Marcaillou (2003) and Marcaillou and Collot (2008) works and allowed us to trace confidently the roof of the basin basement. Finally, a dense network of 3-fold coverage seismic reflection data was collected during the AMADEUS cruise in 2005, while collecting swath bathymetric data in the basin area. This data set was processed to time migration with water velocity and provide seismic information on the sedimentary cover down to the first seafloor multiple.

All seismic reflection data were imported and displayed in Kingdom Suite Software to identify seismic sequences bounded at top and base by surfaces of discontinuity (seismic sequences boundaries) marked by reflection terminations and interpreted as unconformities or their correlative conformities according to Mitchum et al. (1977b). Seismic facies for each seismic sequence were mapped in Arc/View according to the codification method proposed by Ramsayer (1979). In this method we identify the various seismic patterns within the unit, at its top and base (Table 6.2). Seismic facies genetically correlated were grouped in seismic facies units (Fig.5) that define accumulation settings according to previous works (Sangree and Widmier, 1977), and coded (Table 6.3) to show their distribution along seismic profiles (Figs. 6.6, 6.7, 6.8, 6.9, 6.14, 6.17) and in paleo-environmental maps (Figs. 6.10, 6.11, 6.12, 6.13, 6.15, 6.16, 6.18 and 6.19).

We dated the seismic sequence boundaries by identifying transgression-regression cycles. The cycle identification was based on the construction of an onlap chart (Fig. 6.20 a, b and d) near the landward border of the basin. The chart was constrained by the areal percentage of each of the 6 recognized seismic facies units for each seismic unit (Fig. 6.20 c). Because of the absence of wells in the Manglares basin, the identified cycles were correlated with the cycles observed in the time-calibrated, onshore Tumaco basin onlap chart, the well-log electrofacial analysis (López et al., a), and the global sea-level changes curve (Fig. 6.20 d).

We constructed isopach maps for each seismic sequence, included in each paleo-environmental maps (Figs. 6.10, 6.11, 6.12, 6.13, 6.15, 6.16, 6.18 and 6.19) by using 151-selected VRMS analysis to depth convert the time data. Additionally, we integrated PSDM velocities obtained along three MCS Sisteur profiles (Fig. 6.21) in the southern Manglares basin to control thicknesses of the layers deeper than 3 stwt (McIntosh and Oden, 1993; Petrovick, 2004). The layers were decompacted by applying the solidity-depth curve defined by Métivier and Gaudemer, (1997), with parameters deduced from porosity data recorded in the Majagua-1 well, which is located very close to the Manglares basin border. Decompacted volumes and isochron surfaces were used to calculate the accumulated mass rates during the infill of the Manglares basin.

Finally, we applied the solidity-depth curve to make a 2D quantitative Airy backstripping restoration along two regional profiles across the Manglares basin (Fig. 6.22) according to Steckler and Watts (1978) method. During the Airy backstripping process, each layer is

progressively decompacted and removed to obtain a paleo-basement geometry. The reconstructed sections were used to quantify the total tectonic subsidence or uplift (Y parameter of Steckler and Watts, 1978) in order to investigate the mechanisms responsible for vertical motions (Fig. 6.23). The Airy backstripping method requires the input of the layer thickness, density, porosity, a compaction constant, and the paleo-depths and paleo-sea levels (Steckler and Watts, 1978). Paleo water depths were estimated from micropaleontological data collected from the wells cuttings (López et al, a). Third order sea level changes are from Haq et al. (1987) and Westerhold et al. (2005). Seaward border paleodepths, although uncertain, could be estimated after restoring initial deposition conditions.

6.5. Data presentation and results

6.5.1. Seismic facies units of the Manglares basin

We identified 37 seismic facies (Table 6.4) grouped in seven seismic facies units genetically correlated (Table 6.3). The interpretation of the characteristics of each seismic facies unit (Fig. 6.5) compared with previous seismic stratigraphy works (ex. Sangree and Widmier, 1977) allow defining seven distinct accumulation settings (Table 6.3). The accumulation settings range from submarine volcanism (LDR seismic facies unit), deep water sedimentation affected by turbidity currents (DW, LET, GM-HE and F seismic facies units), to shallow water sedimentation (DF and DP seismic facies units) (Table 6.3).

6.5.2. Seismic sequences

The seismic stratigraphy analysis allowed defining eight seismic sequences boundaries labeled B1 to B8, dividing the Manglares basin sedimentary record into eight seismic sequences labeled U1 to U8 (Table 6.4). Additional basal seismic sequence HR was identified on a few seismic profiles. Three or more seismic facies units genetically associated compose each seismic sequence so that a seismic facies units association was attributed to each seismic sequence. The combination of the isopach maps with the seismic facies units distribution provides the 3D geometry and accumulation settings of the sedimentary bodies during the basin evolution (Figs. 10, 11, 12, 13, 15, 16, 18 and 19).

Seismic sequence HR: Few seismic profiles reveal seismic sequence HR beneath B1 seismic sequence boundary (Figures 6.6, 6.7 and 6.8). The unit is composed of SDR - LDR seismic facies. The roof of unit HR returns hyperbolic diffractions and its lower boundary is tentatively defined by a change in seismic character from chaotic to slightly continuous high amplitude reflections. Seismic sequence HR upper and lower boundaries are commonly faulted and folded, and show apparent thickness variations, indicating an overall basin shape. The characteristics of seismic sequence HR (Table 6.3) are very similar to those described in continental rift margins, which result of deep to shallow marine flood basalt, mixed with sediments and volcanic sills (Planke et al., 2000). This similarity suggests that sequence HR resulted of a submarine volcanic activity that filled a basin.

Seismic sequence U1: Lower seismic sequence boundary B1 of seismic sequence U1 is recognized by hyperbolic diffractions, and overlying onlap and down lap patterns (Figs. 6.6 to 6.8). This boundary corresponds with high amplitude, distorted and disrupted reflector. The thickness variations and seismic patterns allow defining two depocenters along lines P-1982-2800 (km 5 and 45 in Fig. 6.6) and SIS-44 (km 20 and 50 in Fig. 6.7). In map view, the two depocenters stretch northeastward, and are separated in the north by the Tumaco – Patia highs, and in the south by a high herein named the Ostiones high (Fig. 6.10). The basins are however segmented transversally, near latitude 2° N, by the NNW trending basement Mira arch, which likely outcropped at the sea floor (Fig. 6.10). The sequence shows thickness variations associated with severe folding and faulting, especially beneath and seaward of the structural highs (Fig. 6.6 and 6.7), thus suggesting syn-tectonic sedimentation.

The percentage area for each seismic facies unit of seismic sequence U1 (Fig. 6.20c) indicates that deep water (GM-HE, DW) and hemipelagic (LET) sedimentary processes dominate in the sequence (Table 6.4). The GM-HE seismic facies unit, which represents high energy environments (Sangree and Widmier, 1977; Shanmugam et al., 1995, and Table 6.3), are located near the structural highs and on the seaward border of the basin (Fig. 6.10). The DW and LET seismic facies units are distributed on the landward flank of the basin representing a low energy environment (Sangree and Widmier, 1977; Posamentier and Kolla, 2003, and Table 6.3). The overall distribution and nature of the seismic facies units of sequence U1 suggest that the landward border of the basin was relatively stable, whereas its seaward border and the structural highs were tectonically active.

Seismic sequence U2: The seismic sequence U2 is delimited at the base by the seismic sequence boundary B2 identified by overlying onlap and down lap patterns (Figs. 6.6 and 6.7). This boundary corresponds with a medium amplitude and continuous seismic reflector. The seismic sequence thickness variations and seismic patterns permit defining two depocenters along lines P-1982-2800 (km 5 and 38 in Fig. 6.6) and SIS-44 (km 32 and 60 in Fig. 6.7). In map view these depocenters stretch northeastward, and are separated in the north by the Tumaco – Patia highs, and in the south by the Ostiones high (Fig 6.11). The sequence thins especially on the structural highs (Fig. 6.6 and 6.7), thus suggesting syn-tectonic sedimentation. Seismic reflection lines AMA-38 (Fig.9) and P-1982-1750 (Fig. 6.8) reveal the Mataje fault initiated activity during deposition of sequence U2. Reflection truncations associated with a northward-dipping fault and bulging structures indicate a reverse component on the Mataje fault (Fig. 6.9).

In the seismic sequence U2, the percentage area for each seismic facies unit (Fig 6.20c, Table 6.4) suggests that hemipelagic (DW and LET) and deep water (GM-HE) sedimentary processes are dominant. The DW and LET seismic facies units, which represents a low energy environment (Sangree and Widmier, 1977; Posamentier and Kolla, 2003, and Table3), are distributed along the basin (Fig. 6.11). The GM-HE seismic facies unit, which represents a high energy environment (Sangree and Widmier, 1977; Shanmugam et al., 1995, and Table 6.3) concentrates on the northern seaward basin flank. The general distribution and nature of the seismic facies units that compose seismic sequence U2 suggest that the northern basin seaward flank was tectonically more active than the Ostiones high and the landward flank of the basin.

Seismic sequence U3: The lower seismic sequence boundary B3 of seismic sequence U3 is recognized by overlying landward onlap and seaward down lap patterns (Figs. 6.6 and 6.7). This boundary corresponds with a high amplitude and continuous seismic reflection. The thickness variations and seismic patterns suggest only one depocenter restricted along line P-1982-2800 to km 40-58 (Fig. 6.6), whereas along line SIS-44, sequence U3 extends over 70 km across the entire margin, and its depocenter is located at km 60 in Fig. 6.7. Along the strike of the basin, lines P-1982-1750 (Fig. 6.8) and AMA-38 (Fig 9) reveal important thickness variations. Sequence U3 depocenter can be mapped as a long NE – SW-trending basin flanked westward by the Patia Tumaco and Manglares highs. It is tectonically affected transversally, south of latitude 2° N, by the WNW to NW trending Manglares and Mataje

faults (Fig. 6.12). The thickness variations of the sequence suggest syn-tectonic sedimentation.

The percentage area for each seismic facies unit of sequence U3 (Fig. 6.20c; Table 6.4) indicates that deep water (DW) and hemipelagic (GM-HE and LET) sedimentary processes dominate the sequence deposition. The DW seismic facies unit, which represents low energy environments (Sangree and Widmier, 1977; Posamentier and Kolla, 2003; and Table 6.3), spread along the basin (Fig. 6.12). The GM-HE and LET seismic facies units, which correspond to high energy environments (Sangree and Widmier, 1977; Shanmugam et al., 1995; Posamentier and Kolla, 2003; Sawyer et al., 2007; and Table 6.3) form patches along both basin flanks and suggest localized zones of uplift.

Seismic sequence U4: The seismic sequence U4 is delimited at the base by the seismic sequence boundary B4 identified by underlying truncations (Figs. 6.6 and 6.8) and overlying onlap and down lap patterns (Figs. 6.6 and 6.7). This boundary corresponds with a regional, high amplitude, continuous seismic reflector. The seismic sequence thickness variations and seismic patterns allow defining fan shapes along dip line P-1982-2800 (Fig. 6.6) and strike line P-1982-1750 (Fig. 6.8). Two fans identified in map view along the eastern flank of the basin appear to be dammed westward by the Tumaco – Patia highs (Fig 6.13).

In the seismic sequence U4, the percentage area for each seismic facies (Fig. 6.20c, Table 6.4) suggests that deep water (LET and DW) and submarine fan complex (F) sedimentary processes dominate the sequence. The LET and DW seismic facies units, which represents low energy environments (Sangree and Widmier, 1977; Posamentier and Kolla, 2003; Sawyer et al., 2007; and Table 6.3) occur in the southern area of accumulation of seismic sequence U4 (Fig. 6.13), while the F seismic facies unit, which represents a high energy environment (Saller et al., 2008; and Table 6.3), accumulated northward. The general distribution and nature of the U4 seismic facies units may indicate little tectonic uplift along the northern Inner Structural High.

Seismic sequence U5: Lower seismic sequence boundary B5 of the seismic sequence U5 is recognized by overlying down lap pattern (Figs. 6 and 8), and underlying truncations (Figs. 7 and 9). Along dip line P-1982-2800 (Fig. 6.6), the seismic sequence thickness variations and seismic patterns suggest a fan shape on the upper margin slope, and secondary depocenters at

km 10 and 25 (Fig. 6.6). Further south, along dip line SIS-44 (Fig. 6.7) sequence U5 shows a constant thickness across the basin up to the Manglares High. According to the MCS data, three major fans can be mapped along the eastern flank of the basin: the southernmost, central and northernmost fans are respectively associated with the Rio-verde high (southern Inner Structural High), Mataje fault, and Remolino high (northern Inner Structural High) areas (put on Fig. 6.15).

In other regions of the basin, such as across the Tumaco and Patia Highs (km 20, Fig.6.6), as well as across the Manglares (Fig. 6.14c) and Ostiones highs (Fig. 6.9), U5 thickness variations and onlap patterns onto deformed and truncated underlying sequences reveal syntectonic sedimentation. Across the Tumaco-Patia high, seismic sequence U5 shows landward divergent patterns associated with interpreted buried seaward verging thrust faults supporting syn-tectonic sedimentation, and substantiating uplift of the high (Fig. km 20 in 6.6). In the Southwest part of the basin, along the Manglares High, B5 boundary is vertically offset by the high angle Ancon fault (Fig. 6.14c). The landward divergent seismic pattern within the downthrown part of sequence U5 supports the antithetic reverse character for the fault that was active during U5 deposition (Fig. 6.14 c). In the southern part of the basin, B5 boundary crosses the Ostiones high in a north-south direction and is overlain by divergent seismic patterns of opposite direction on each flank of the high (Fig. 6.9) supporting active bulging of the high during U5 deposition.

In addition to evidences for compressive tectonics, gravity tectonics can be interpreted in association with the activity of the Mataje fault (Fig. 6.14a, b). Near the trace of the fault, the B5 boundary coincides with a gliding plane that is concave upward, and overlying sequence U5 shows locally distorted reflections (Fig. 6.14a and b), thus supporting post-depositional slumping possibly associated with the activity of the underlying Mataje fault.

The percentage area for each seismic facies unit of sequence U5 (Fig. 6.20c, Table 6.4) indicate that hemipelagic (DW and LET low energy environments) and gravity mass transport (GM-HE high energy environments) sedimentary processes govern the sequence deposition, and support U5 sedimentation during tectonic activity. The DW and LET seismic facies units, (Table 6.3), are spread along the basin (Fig. 6.15). The GM-HE seismic facies unit which represents high energy environments (Sangree and Widmier, 1977; Shanmugam et al., 1995;

and Table 6.3) forms patches along the Inner Structural High and is associated with the trace of the Mataje – Manglares faults (Fig. 6.15).

Seismic sequences U6: The seismic sequence U6 is limited at the base by the seismic sequence boundary B6 identified by overlying onlap and down lap patterns (Figs. 6.6 and 6.8). The seismic sequence thickness variations and seismic patterns allow defining a fan external form along strike line P-1982-1750 (Fig. 6.8). In map view a single fan developed in the Manglares basin, between the Mataje - Manglares faults, and the Patia high. The fan was fed from the east and likely dammed by the Tumaco – Patia highs (Fig 6.16).

In the seismic sequence U6, the percentage area for each seismic facies unit (Fig. 6.20c; Table 6.4) suggests that hemipelagic (LET and F) and deltaic (DP and DF) sedimentary processes dominate the sequence deposition (Fig. 6.16 and Table 6.3). Their paleo-environmental distribution confirms the westward progradation of a deltaic system over shelf slope hemipelagic and fan complex sediments.

Seismic sequence U7: The seismic sequence U7 is delimited at the base by the seismic sequence boundary B7 identified by overlying onlap and downlap patterns (Figs. 6.6, 6.7, 6.8, 6.9 and 6.17). In the southwestward region of the basin the B7 boundary is marked by landward divergent seismic patterns around the Manglares – Esmeraldas high, and vertically offset by the Ancon reverse fault (Fig. 6.14 c). Along seismic lines (Fig. 6.7, 6.8 and 6.9) and in map view (Fig. 6.18), the seismic sequence thickness variations and seismic patterns allow defining two fans that taper westward, toward the basin axis, where they are dammed by the Ostiones, Manglares, Tumaco and Patia highs. Along a strike line, sequence U7 shows a mounded (Fig. 6.8) to basin fill shape (Fig. 6.9). The sequence thickness increases abruptly southward, across the Mataje – Manglares faults (Fig. 6.18), and thins remarkably across the Ancon fault to the Manglares – Esmeraldas high (Fig. 6.14c and 6.18), thus suggesting tectonic activity continues during sequence U7 deposition.

The percentage area for each seismic facies unit of sequence U7 (Fig. 6.20c, Table 6.4) indicates that hemipelagic (LET and DW low energy environments) sedimentary processes largely govern the sequence deposition (Table 6.3) and spread along the basin (Fig. 6.18). The fan complex (F seismic facies unit), which suggests a high energy environment (Posamentier and Kolla, 2003; Saller et al., 2008, and Table 6.3) only form restricted patches along the

eastward flank of the basin (Fig. 6.18). The overall distribution and nature of the sequence U7 seismic facies units imply that the landward border of the basin was tectonically active and triggered mass transport deposits.

Seismic sequence U7 shows remarkable structures that may be indicative of pore fluid expulsion. Small gullies that are perpendicular to the upper margin slope incise the top of seismic sequence U6 and U7 between the Mataje fault and the Patia High (Fig. 6.8 and 6.18). Strike line P-1982-1750 (Fig. 6.8) shows that the gullies are underlain by a network of sub-vertical faults, which are 1-2 km spaced, clearly normal and do not affect sequence U8 on dip line P-1982-2825 (Fig. 6.17). On other seismic lines the faults affect all sequences between U3 and U7 and appear to correlate with the gullies at the seafloor. According to the work by Cartwright et al. (2003) on other areas, these faults can be interpreted as polygonal faults. Gullies and polygon fault zones are generally the product of compaction and pore fluid expulsion process (Cartwright et al., 2003; Dugan and Flemings, 2001; Cathro et al, 2003). One possibility is that fluids were expelled in conjunction with the tectonic activity of the landward border of the basin, in particular the very active margin segment ensconced between the Patia High and the Mataje fault .

Seismic sequence U8: Lower seismic sequence boundary B8 of the seismic sequence U8 is recognized by seaward downlap and landward onlaps patterns (Figs. 6.6 and 6.9) eastward of the Tumaco – Patia highs (Fig. 6.6). The seismic sequence thickness variations and seismic patterns allow defining a slope front fill shape eastward of the Tumaco – Patia highs and basin fill west of the highs (Fig. 6.6). In map view, the eastern slope front fill form extends along the landward border of the basin, while the western basin fill shape is restricted to small slope basins (Fig. 6.19).

In the seismic sequence U8, the percentage area for each seismic facies unit (Fig. 6.20c; Table 6.4) suggests that deltaic (DP and DF) and hemipelagic (LET, DW and F) sedimentary processes are dominant during sequence U8 deposition along most of the Manglares basin. Westward of the Tumaco-Patia highs, hemipelagic (DW and GM-HE) sedimentary processes are dominant (Fig. 6.19). The DP and DF seismic facies (Table 6.3), occur on the landward flank of the basin (Fig. 6.19), and prograded westward over the LET, DW and F seismic facies units (Table 6.3). West to the Tumaco-Patia highs, DW and GM-HE seismic facies are dominant. Landward and seaward accumulation zones were later incised by submarine

canyons, which acted to transfer sediment directly to the trench, thus ending sediment accumulation in the slope basins (Fig. 6.19). Synchronously, canyon flanks were affected by large slumping (Ratzov et al., 2007).

The general distribution and nature of the seismic facies units that compose the seismic sequence U8 suggest that the landward border of the basin remained active, contributing to develop wide progradational deltaic systems over hemipelagic sediments dammed by the outer structural highs, while westward of the Tumaco and Patia highs, small slope basins filled up with hemipelagic and locally high energy deposits (Fig. 6.19). At the end of sequence U8 accumulation, submarine canyon systems were established in the basin, and slumps affected the western side of the Tumaco – Patia highs.

6.5.3. Chronostratigraphical correlation

To date the eight seismic sequence boundaries, we first identify transgression-regression cycles (Fig. 6.20d) from the onlap chart (Fig. 6.20b) that was constructed for the landward border of the basin. Second, we correlate these cycles with the cycles recognized onshore in the Tumaco basin (Escovar et al., 1992), the facies analysis conducted along the Inner Structural High (López et al., a and b), and the global sea-level change curves (Haq et al., 1987; Westerhold et al., 2005) to determine and date five regional unconformities. Finally, dominant sedimentation settings were assigned to each cycle based on the general model of sequence stratigraphy and terminology proposed by Vail (1987).

Five mayor cycles of transgression – regression (C1 to C5) were recognized in the Manglares basin, allowing to define and date five seismic sequence boundaries as regional unconformities (B1, B2, B4, B6, B8 in Fig. 6.20d), that formed during the last 40 Ma. In addition to regional unconformities, four maximum flooding surfaces were identified and dated (Mfs in Fig. 6.20a, b and d). These results allow correlating the seismic sequences identified in the Manglares basin with the stratigraphic units defined in the regions of Esmeraldas, Tumaco and Gorgona (Table 6.1). According to this correlation, the deep water volcanic and volcanoclastic rocks of the upper section of the basement (seismic sequence HR) would have accumulated during the Late Paleocene to Early Eocene time (Table 6.1) and overlays a Late Cretaceous igneous basement.

The cycle C1 bounded at base and top by B1 and B2 seismic sequence boundaries, occurred between 40 to 30 Ma. Only one seismic sequence (U1) deposited during this cycle. The sequence begins with a retrogradation of deep-water environments over the seismic sequence HR and the basin basement, and ends with a progradation of high energy and deep-water environments. These patterns were separated by a maximum flooding surface (mfs on Fig. 6.20d) dated 34,5 Ma, according to a well-dated global sea level rise event (Haq et al., 1987). According to sequential stratigraphy, the cycle C1 represents a basin floor to slope fan sedimentation systems emplaced during sea level transgression.

The cycle C2, topped by regional seismic sequence boundary B4 correlates with a third order global sea-level cycle (Fig. 20d) recorded in the Tumaco basin (Escovar et al, 1992), thus providing an age of 30 to 10,5 Ma. This cycle is composed by two seismic sequences (U2 and U3), separated by the seismic sequence boundary B3. The cycle suggests a long retrogradation of deep water and high energy environments over seismic sequences of cycle C1, and a maximum flooding surface dated 14 Ma on the basis of a well-dated global sea level rise event (Haq et al., 1987). After the maximum flooding event, the cycle shows a short term progradation of deep water and high energy environments. Seismic sequence boundary B3 is defined by a progradational peak within the retrogradational tendency and is correlated with a minor sea-level fall at 21 Ma identified in the Tumaco basin and in the global sea-level change curve (Fig. 6.20d). In summary the cycle C2 represents an slope fan sedimentation emplaced after an important sea level fall.

The cycle C3, bounded at the top by the regional seismic sequence boundary B6, correlates with a third order global sea level cycle (Fig. 6.20d) that was poorly recorded in the Tumaco basin. This correlation indicates however that cycle 3 spanned between 10,5 to 5 Ma. This cycle is composed by seismic sequences U4 and U5 separated by the seismic sequence boundary B5. The cycle shows retrogradation of low to high energy environments over seismic sequences of cycles C1 and C2, and a maximum flooding surface occurrence at 6 Ma on the basis of a well-dated global sea level rise event (Haq et al., 1987). The cycle ends with a progradation of the environments. The seismic sequence boundary B5 occurs before the mfs development and is tentatively correlated with a minor sea-level fall event at 7,5 Ma that is poorly identified in the Tumaco basin (Fig. 6.20d). This age is poorly constrained and may vary between ~6.5 and ~8.5 Ma, according to minor global sea-level changes (Haq et al., 1987). Systems of slope fan sedimentation continued during cycle C3.

The cycle C4 that is topped by regional seismic sequence boundary B8 correlates with a third order global sea-level cycle (Fig. 6.20d) well recorded in the Tumaco basin, thus providing an age of 5 Ma to 0,1 Ma. This cycle is composed by seismic sequences U6 and U7 divided by seismic boundary B7. The cycle suggests a short term retrogradation of low to high energy environments over seismic sequences deposited during cycle C3, and a maximum flooding surface dated 4 Ma on the basis of a well-dated global sea level rise event (Haq et al., 1987). After the maximum flooding event, the cycle shows a long term progradation of low to high energy environments, overlain by shelf environments. Seismic sequence boundary B7 is defined by a short progradational peak that occurred after the maximum flooding surface, and is tentatively correlated with a minor sea level fall at 1,5 Ma identified in the Tumaco basin (Fig. 6.20d). However, this age may vary between ~3.5 and ~1.5 Ma, according to minor global sea-level changes (Haq et al., 1987). Cycle C4 represents the ending of the sedimentation in slope fan systems and the beginning of slope – shelf progradation.

The cycle C5 overlying the regional seismic sequence boundary B8 tentatively dated between 1 and 0,1 Ma. Seismic sequence U8 deposited during this cycle and shows a retrogradation of low energy to deltaic environments over seismic units U6 and U7 (Fig. 6.20a, b). Sequentially, the cycle represents the continuation of slope – shelf sedimentation during a transgression.

6.5.4. Basement subsidence

Sediment decompaction

Sediment in the Manglares basin were decompacted using compaction parameters calculated from the RHOB log in the Majagua-1 well drilled onshore near the landward border of the basin (López et al, b). The gross lithology and compaction parameters (C = compaction constant, ρ_s = sediment density and Φ_{is} = initial porosity values) from the Tumaco basin were extended to their chronostratigraphical equivalents in the Manglares basin, assuming normal compaction and no significant lateral lithological variations. Based on these assumptions, we assigned sandy lithologies to seismic units U4, U5, U6, U7 and U8 ($\rho_s = 2,65 \text{ g/cm}^3$; $\Phi_{is} = 35\%$; $C = 0,13$), and shale lithologies for the seismic units U2 and U3 ($\rho_s = 2,72 \text{ g/cm}^3$; $\Phi_{is} = 57\%$; $C = 0,18$). Based on onshore geology (Table 6.1), we assume a sandy lithology for seismic unit U1.

2D quantitative backstripping and limitations

In the backstripping analysis of the Manglares basin, we do not consider decompaction of the volcanic basement. Along two selected regional seismic lines (P-1982-2800, Fig. 6.7; SIS-44, Fig. 6.8), we applied time to depth functions (Fig. 6.21) to calculate the thickness of each seismic unit every 5 km along the lines (Fig. 6.22). Backstripping is used to reconstruct the basement paleodepths, and paleo thicknesses for the sedimentary cover at 9 time intervals over the last 40 Ma (Fig. 6.22). The paleodepths beneath the landward flank of the Manglares basin could be estimated according the micropaleontological data obtained from the wells in the adjacent Tumaco basin (López et al., b). Beneath the seaward flank of the basin, the paleodepths of the most recent sequences (U7 and U8) were estimated during the backstripping process. For the older units the paleodepths were estimated according to their seismic facies and sedimentation patterns (onlaps, downlaps), after having taken into account the deformation patterns (growth, truncation, divergence). However, in absence of micropaleontological data, the paleodepth uncertainties may be large. Using the Airy backstripping results, we calculated values of total tectonic subsidence or uplift (the Y parameter of Steckler and Watts, 1978) that were plotted versus time to analyze their variations (Fig. 6.23).

2D backstripping results

The backstripping results present the different evolution of the northern and southern regions of the Manglares basin along two selected regional transects. At ~40 Ma, the basement had a strong paleotopography. In the northern region, the basement morphology was relatively smooth and deeper than ~3 km (Fig. 6.22a), whereas in the southern region, the basement morphology reveals the existence of the proto Ostiones high, which is flanked by two, more than ~2 km deep depressions (Fig. 6.22j).

Between 40 and 30 Ma, the paleo-topography of the basement in the southern region constrained the deposition of seismic sequence U1, which did not overcome the landward flank of the basin (Fig. 6.22k). In the northern region, the incipient formation of the Tumaco high initially dammed U1 sediment seaward (Fig. 6.22b), but the strongly uplifting high was rapidly overcome by large quantities of sediment. In contrast, in the southern region, a small uplift of the Ostiones high occurred during sequence U1 sedimentation.

Between 30 and 21 Ma, during accumulation of sequence U2, a major tectonic change occurred between northern and southern regions. In the northern region, the Tumaco High, together with local highs (LH) and the Inner Structural High (ISH) continued to uplift (Fig. 6.22c), whereas, the southern basin region was submitted to generalized subsidence, which was strongest east of Ostiones high (Fig. 6.22l). The compaction of U1 sediment controlled locally the accumulation of U2.

From 21 to 10,5 Ma, eastward of the Tumaco High, the basin subsided predominantly by sediment compaction, as shown by the near constant depth of the basement top (Fig. 6.22d). East of the Manglares high, the basin subsidence was controlled by both sediment compaction and basement deepening (Fig. 6.22m). At this time, the superficial erosion of U2 and U3 along the western flank of the Tumaco- high implies some basement uplift (Fig. 6.22 d), which increased later, between 10,5 to 7,5 Ma (Fig. 6.22 e). The basement uplift of the entire basin appears to have largely stopped at 7.5 Ma and the basement may have remained stable between ~7,5 and 1,8 Ma (Figs. 22 f, g, o, p). In the northern region, the 7.5-5 Ma sediment bypassed the Tumaco high and deposited seaward in slope basins (Figs. 6.22f). During the last 1,8 Ma, tectonic uplift increased in the entire basin, or stop in the subsidence areas, and the westward bypass of sediment resumed only in the northern overfilled basin areas (Fig. 6.22 i).

2D total tectonic subsidence results

The total tectonic subsidence or uplift values (Y) obtained along the two selected regional transects after removing water, sediment loads and the reconstructed basement paleo-bathymetry at 40 My (Fig. 22a and j) are predominantly positive in both regions of the Manglares basin (Fig. 6.23a and b). This result indicates that the margin basement globally uplifted since 40 Ma, with the exception of a marked subsidence that occurred between ~30 and ~10 Ma in the basin southern region.

Variations of vertical tectonics are however tentatively estimated both in space and time. However, these results should be considered with great caution because errors were not precisely estimated. In the northern region basin, the basement of the inner structural high, on the landward border of the basin (Fig. 6.23a), sharply uplifted between 30 and 20 Ma, and remained relatively stable with a slight subsidence between 20 to 12 Ma, prior to experiencing an uplift renewal since ~12 Ma. The basement of the Tumaco highs (Fig. 6.23a) uplifted by

~0.3 km between ~40 and 30 Ma, and up to 1-1.25 km 20 Ma ago, prior to slightly subside about 12 Ma ago (Fig. 6.23a and b). An uplift renewal, reaching more than 1 km, occurred since 12 Ma.

In the southern region basin, the basement of the Ostiones high uplifted by ~0.3 km since 40 Ma prior to experiencing a 0.5 km subsidence 12 Ma. Uplift renewed at 10 Ma, prior to sharply increase over the last ~3 Ma (Fig. 6.23b). Additionally, the Manglares High, which uplifted by ~0.4 km between 40 and 20 Ma, slightly subsided until ~10 Ma, prior to experiencing a recent ~0.4 km uplift over the last ~4 Ma (Fig. 6.23b). Between 20 and 10 Ma, the eastern depocenter (A in Fig. 6.23b) in the southern Manglares basin experienced a subsidence that is twice as much as that of the western depocenter (B in Fig. 6.23b).

6.5.5. Preserved sediment fluxes: limitations and results

The decompacted thickness map of each identified seismic sequence (Fig. 6.10-6.13, 6.15-6.16, 6.18-6.19) was converted into preserved sediments volume (mass volume) by the calculus of the mass by application of the solidity-depth curve (Métivier and Gaudemer, 1997). The mass values were divided by the accumulation time of the seismic unit to obtain the accumulated mass rates. The accumulated mass rate plotted versus geologic time shows three time intervals characterized by strong increasing or decreasing rates (Table. 6.5). The first interval between 40 to 10 Ma and the second interval between 10 to 1,8 Ma show a decrease in the accumulated mass rates (124 to 76 Ton/My/m² for the first and 130 to 75 Ton/My/m² for the second). The last interval occurs during the last 1,8 Ma and shows a strong increase in the accumulated mass rates (130 to 1369 Ton/My/m²).

6.6. Discussion: tectono-stratigraphic evolution of the Manglares fore-arc basin

The structures and stratigraphy of the Manglares forearc basin result from the interplay between sediment input, sea level change and tectonics. We successfully deconvolved eustatic and tectonic signals recorded by sedimentation as a function of time, so that we will discuss the timing and distribution of deformation that affected the margin wedge over the Cenozoic, and attempt correlating this deformation history with the geodynamic evolution of the Farallon-Nazca plate, prior to interpreting the nature and origin of the tectonic deformations. Table 6.5 presents the identified tectonic phases along with the forearc basin stratigraphy,

sediment flux rates, local tectonic evolution and plate convergence variations (Pardo – Casas and Molnar, 1987; Kendrick et al., 2003).

6.6.1. Origin of the basement Paleo-morphology

The irregular morphology of the basement acquired before 40 Ma appears to be inherited from previous tectonic deformations. Although the basement fault pattern could not be described from the data presented in this work, a Pre-Stacks Depth Migrated section of line SIS44 indicate that seismic Unit HR was affected by extension during the latest Cretaceous and/or Paleocene, and later inverted by wrench faulting possibly during the Eocene or at the Eocene-Oligocene boundary (Collot et al., 2008). The kinematics reconstruction of the Farallon plate (Pilger, 1984) supports this interpretation and reveals that during the Paleocene to Eocene the oceanic margin was affected by dextral strike-slip deformation. Geological mapping of the few outcrops of the oceanic basement on Gorgona Island and near the Rio Verde high also support pre-late Eocene basement faulting (Evans and Whittaker, 1982; Gansser, 1950; Echeverria, 1980). All together these observations suggest that pre late-Eocene basement wrench tectonics created a regional complex topography (i.e. Ostiones high) likely extending from the paleo trench to the inner structural high. Transverse basements structural complexities such as the Mira arch (Fig. 6.10), which existed by the late Eocene, contributed to segment the margin into northern and southern proto basins. This complex basement topography created the initial sinks of the Manglares basin.

6.6.2 Timing of the tectonic deformation

Phase 1 (40 – 30 Ma): sediment distribution is controlled by the transverse Mira arch

Between 40-30 Ma, the transverse Mira arch (Figs. 6.10) acted as a boundary between the northern, strongly deforming basin region, and the southern, relatively stable basin region with two slightly uplifting areas (Table 6.5). This interpreted tectonics is consistent with onshore geology work (Gansser, 1950; Evans and Whittaker, 1982), and offshore geophysical data (Marcaillou and Collot, 2008; Collot et al., 2008) that show that basement faulting affected the Eocene sedimentary units. This tectonic activity is responsible for the time-

variable stratigraphic gap at the base of seismic sequence U1 (Jaillard et al, 1995; López et al., a).

Phase 2 (30 – 10,5 Ma): contrasting deformation between northern and southern basin regions produce transverse faulting

Between 30 – 10,5 Ma the Mira arch was overlain by sediment that smoothed its topography indicating that the arch ceased its control on sedimentation (Figs. 6.11 and 6.12). However the high-angle, reverse component Mataje transverse faults started deforming basin sediment at the beginning of this tectonic phase (~30 Ma), separating the compressive, northern basin region that continued uplifting up to ~20 Ma, from the slightly subsident southern basin region (Table 6.5). The Manglares fault deformed basin sediment since ~21 Ma. Between ~21 and 10.5 Ma, minor subsidence affected the northern basin region while subsidence strongly increased in the southern basin region. The Mataje – Manglares faults appear to have accommodated the differential deformation between the northern and southern basin regions. The newly created or reactivated faults trends WNW thus departing from the Mira arch NW trend. This change in direction suggests the occurrence of a major regional stress reorganization at ~30 Ma. The onset or renewal of the high-angle Ancon fault that is trench-parallel and synchronous with the activity of the transverse faults also supports a regional tectonic reorganization.

Phase 3 (10,5 – 1,8 Ma): a generalized but differential uplift of both basin regions

Between 10-7.5 Ma, the structural highs of the Manglares basin experienced a generalized uplift although the uplift was more pronounced in the northern basin (Fig. 6.23.a and b). The Mataje – Manglares transverse faults (Figs. 6.8, 6.9 and 6.13) remained active in response to differential uplift across the faults (Table 6.5), while the Ancon Fault activity over this period is probable but poorly constrained. This deformation history and the increase in sediment flux to the basin (Table 6.5) is concordant with the uplift of the Remolino High (López et al. a), the continuation of the Rio Verde high uplift (Evans and Whittaker, 1982) and the culmination of an inversion episode of the Ecuador forearc basins (Daly, 1989). Marcaillou and Collot (2008) suggested that during the broader period of upper Miocene the southern Manglares basin experienced a generalized subsidence. However, our chronostratigraphic and

back-stripping analysis shows that this subsidence was localized to the eastern depocenter of the southern basin region (Fig. 6.23 b).

Our results show that between ~7.7 and 1.8 Ma, the Manglares basin ceased their subsidence, but in the northern region the uplift is evident in comparison with the southern basin region (Fig. 6.23.a and b), as the Mataje – Manglares and Ancon faults remained active (Figs. 6.8, 6.9, 6.14, 6.15 and 6.16). The sedimentation concentrated in the sinks formed previously and partially covered the Patia, Tumaco and Ostiones highs. This interpretation is consistent with the regional geology (Daly, 1989; Evans and Whittaker, 1982; López et al., a) and offshore geophysical data from southern Manglares basin (Collot et al., 2008), which show that middle Miocene tectonic deformation was sealed by upper-late Miocene sediments. The minor uplift in the southern basin region allowed good sedimentary records of up to the fourth order of sea level variations, which were studied by Cantalamessa et al. (2007) in northern Ecuador. Marcaillou and Collot (2008) interpreted subsidence in the southern Manglares basin, and compression in the northern basin region during the late Miocene. Our interpretation shows that, from the late Miocene to the Pliocene, this subsidence was confined to the eastern depocenter of the southern basin region (Fig. 6.23b).

Phase 4 (1,8 – 0 Ma): increased uplift

After a period of differential uplift, the Manglares basin experienced a generalized and increased uplift phase driven by tectonic compression, based on the reverse fault activity during this time (Fig. 6.23a and b). The Mataje – Manglares and Ancon faults remained active up to today, as dominantly reverse faults (Fig. 6.9 and 6.14.c). The generalized compression may have caused the polygonal fault systems to occur along the landward border of the basin. Our interpreted evolution is consistent with the onshore geological results that show a generalized uplifting of the landward border of the basin during the Pleistocene to Holocene (Evans and Whittaker, 1982; Aalto and Miller, 1999; Martinez et al., 1995), while offshore geophysical data show that during this time, the Manglares, Ostiones (Collot et al., 2008), Patia and Tumaco highs (Marcaillou and Collot, 2008) were uplifted. The geological and geophysical results illustrate that the Mataje and Manglares transverse faults currently cross the basin (Collot et al., 2004; Dumont et al., 2006), and that the Manglares high was affected by the splay fault (Collot et al., 2008). Nevertheless, the current relationship between the Ancon fault and the splay fault remains unknown.

6.6.3. Tectonic interpretations:

Origin of the tectonic phases

The tectonic phases, which we identified, broadly correlate with changes in the Farallon/Nazca plate convergence rate (Fig. 6.20; Table 6.5) (Pardo-Casas and Molnar, 1987; Kendrick et al., 2003). The subsidence associated with tectonic phase 2 correlates with an increase of the plate convergence rate, while uplifts and compression that occurred during tectonic phases 1, 3 and 4 appear to be related to a general decrease of the plate convergence rate (Fig. 6.20). Comparative studies of actual convergent margins reveal that the slab dip changes as a function of the convergence rate (Lallemand et al., 2005) suggesting that at reducing convergence rates the slab dip decreases and submit the overriding plate to compression. Therefore, we suggest that a slab dip decrease could have contributed to the regional uplift and compressive phases documented in the Manglares basin, although other processes, such as the subduction of oceanic features could have accounted for local uplift and compressive deformations. Conversely, subsidence during phase 2 may be due to a slab dip increase during an augmentation of the convergence rate. Alternatively, subduction erosion, which represents rock removal from the underside of the margin basement along the interplate contact (von Huene et al., 2004), could be a major process facilitating regional subsidence.

Possible causes that explain different tectonic history between northern and southern basin regions

Over the last 40 Ma, the tectonic history between the northern and the southern basin regions has differed. In Northern basin, the total uplift reached locally about 2 km, and the compressive deformation is characterized by a rather short-wave length (< 10 km) of the structural highs, especially since ~10 Ma. MCS data (Marcaillou and Collot, 2008) reveal that intense intra-crustal faulting and folding drove the uplift activity. In the Southern basin, total uplift, which is close to 0.5 km, is much smaller than in the northern basin, and the uplift shows larger wave length (~20 km), suggesting that deformation has a deeper origin, possibly related to the plate interface. The relative absence of active crustal faults and folds (Fig. 6.7; and Collot et al., 2008) deforming the southern basin including neogene sediment supports this interpretation. One possibility to account for this difference is that, in a compressive environment, the highly faulted crust beneath the northern basin lead to crustal thickening and

stronger uplift than in the poorly faulted southern basin region. Alternatively, this difference could be explained by large-scale structural complexities of the Farallon/ Nazca plate subducting specifically beneath one of the basin regions. Kinematics evolution of the Farallon/ Nazca plate with the onset and termination of spreading-transform systems over the last 23 Ma (Hardy, 1991; Lonsdale, 2005) may have led to the subduction of adjacent young and older pieces of lithosphere, implying a differential tectonic response of the over-riding plate.

Basin segmentation and possible block rotation

Crustal faults that are transverse to the margin, such as the ancient Mira arch and the Manglares – Mataje faults were indentified across the Manglares basin. These faults together with the trench-parallel Ancon fault define a sub-perpendicular fault network. The faults appear to bound crustal blocks that experienced differential vertical tectonic deformation during the last 40 Ma. Crustal fault with similar orientations, such as the Esmeraldas, Bahia de Caraquez and Jama Quinde faults exposed further south along the Ecuador fore-arc (Fig. 6.2) were interpreted by Daly (1989) to result from block rotation during pre-45 Ma oblique convergence. Late Cretaceous to Palaeocene oblique convergence during the collision of the cretaceous Caribbean oceanic plateau with the north Andean continental margin is supported by paleomagnetic data (Luzieux et al., 2006). Therefore, the Mira arch together with the other transverse and sub-trench parallel faults may have originated during this oblique collision phase, although we could not date the faults initiation. On the other hand, our tectono-stratigraphic work suggests that the NNW-trending Mira arch was abandoned some 30 Ma ago, when the NW-trending Mataje fault was created. Later, around 21 Ma, the WNW-trending Manglares fault was initiated. This tectonic evolution can be interpreted as a series of anticlockwise fault jumps suggesting adjustment to stress rotation possibly in conjunction with a change in convergence obliquity. According to Pilger (1984), convergence was highly oblique prior to 25 Ma when the Mataje faults was activated. Convergence obliquity reduced progressively since 25 Ma, approximately when the Manglares fault started. Alternatively, according to the interpretation in coastal Ecuador by Daly (1989), the anticlockwise fault jumps could reflect tectonic adjustments along the common border of two crustal blocks, respectively beneath the northern and southern basin regions, which may have rotated clockwise in response to dextral oblique convergence. In both scenarios, the change in

convergence obliquity or block rotation would have contributed to differential uplift and subsidence of the blocks underlying the Manglares basin, over the last 40 Ma.

Similar transverse faults that were observed by Ryan and Coleman (1992) along the Aleutian ridge, developed associated transpressional and transtensional structures. We consider that, in the hypothesis of block rotation, the reverse component that is evident on the Mataje – Manglares faults could be associated with a left-lateral strike-slip component, which is not documented in our data, possibly because the fault lateral displacement is small and distributed across the transverse faults.

6.7. Conclusions

The seismic facies mapping of the Manglares basin allowed recognizing eight seismic sequences (U1 to U8). Based on a correlation between the onlap chart of the Manglares basin with the dated similar chart of the Tumaco – Borbon basin, we grouped the seismic sequences into five cycles (C1 to C5) bounded by five surfaces of regional extension (B1, B2, B4, B6 and B8), which were produced by the five major sea level fall events that occurred during the last 40 Ma. The Manglares basin developed over complex oceanic basement topography that included the Mira arch, created prior 40 Ma by wrench tectonics. Between 40 - 30 Ma large amounts of sediments accumulated in the form of basin floor fan systems over the northern and southern basin regions that had been separated by the transverse Mira arch.

The sediment supply to the Manglares basin decreased gradually between 30 – 10,5 Ma. The sediments, which accumulated in the form of slope fan systems, covered the entire basin including the Mira arch. During this time, the northern basin region underwent an early strong uplift followed by minor subsidence, whereas the southern basin region was affected by an increasing subsidence. This differential tectonic behavior was caused by transverse faulting between the two basin regions. Synchronously, a trench parallel reverse fault that bounded the basin westward was activated. However, it is remarkable to note that both regions underwent a subsidence period from 20 -10.5 Ma.

Between 10,5–1,8 Ma, uplifting prevailed in the basin, but was more pronounced in the northern basin region, while the previously formed transverse faults remain active. The onset of this uplift phase was accompanied by a large sediment supply, which gradually decreased

with time in the entire basin. The corresponding sediments accumulated in slope fan to outer shelf environments. The minor uplifting activity in the southern region allowed sediment to record up to four order cycles of global sea level changes.

Finally, during the last 1,8 Ma, the basin was affected by an uplift that is more pronounced in the south than in the north. Faulting is active in both regions including the formation of polygonal faults related to fluid expulsion in the sediment of the landward flank of the basin. Over this time period, the sediment supply in the basin increased strongly, and sediment accumulated in delta to shelf-slope environments.

The regional uplift and compressive phases documented in the Manglares basin are correlated with periods of plate convergence decrease, which are potentially associated with a slab dip decrease, although other processes, such as the subduction of oceanic features could have accounted for local uplift and compressive deformations. Following the same rational, the subsidence period that affected the entire basin from 20 -10.5 Ma could be accounted for by a slab dip increase related to the corresponding period of high convergence rate. Alternatively, tectonic erosion may have caused this generalized subsidence.

The differential vertical tectonics between the northern and southern basin regions could be explained by greater crustal thickening, or by the subduction of large-scale structural complexities beneath the northern basin region

The block rotation or the change in convergence obliquity would have contributed to the development of transverse faults, as well as to the differential vertical tectonics of the blocks underlying the Manglares basin, over the last 40 Ma.

Acknowledgments

We are grateful to the Institut de Recherche pour le Développement (IRD) for funding this work, the Agencia Nacional de Hidrocarburos de Colombia (ANH) and the Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS) to provide a well log images and geological reports of the Tumaco basin, GeosciencesAzur laboratory to provide the access to Kingdom Suite software.

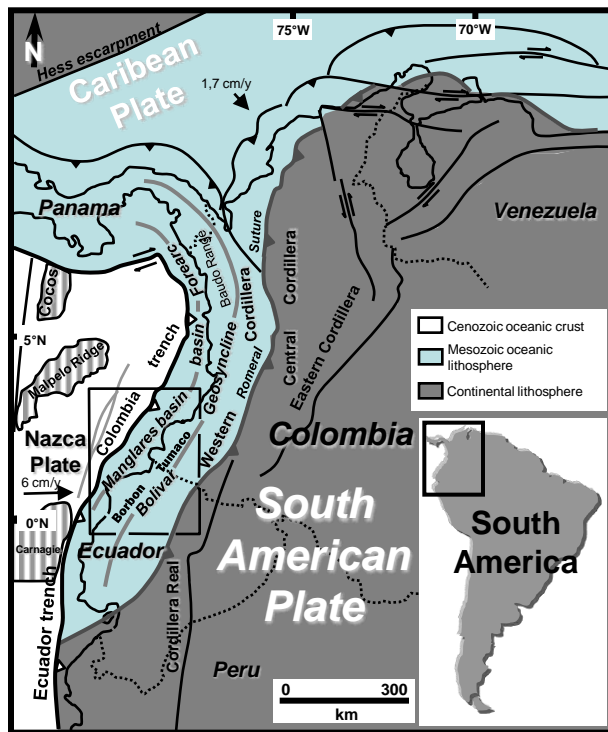


Fig. 6.1. Tectonic setting of the Manglares basin (Modified from Gómez et al, 2007). Relative motions of Nazca and Caribbean plates according to Trenkamp et al. (2002) and Kendrick et al. (2003).

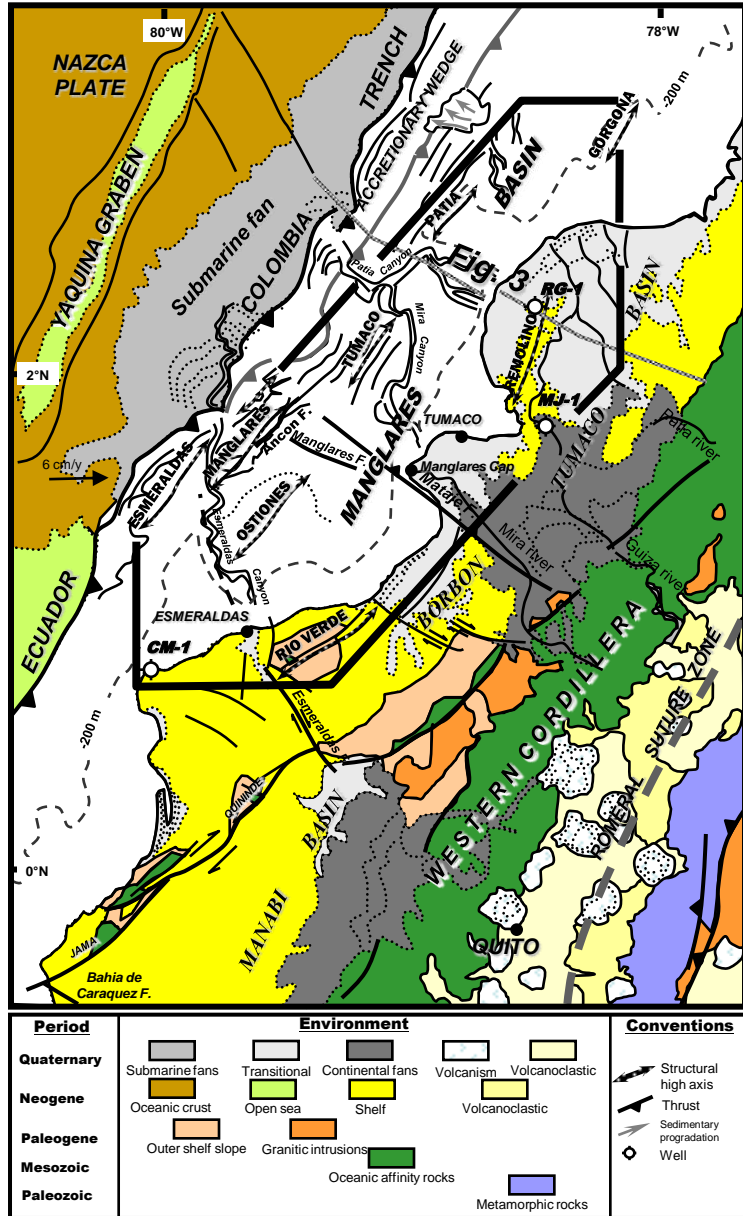


Fig. 6.2. Geological sketch of the South western Colombia and Northern Ecuador region showing the location of the regional cross section and wells (RG-1: Remolino Grande 1; MJ-1: Majagua-1; CM-1: Camarones-1), and places mentioned in this work. Dark thick line show the zone studied for seismic facies analysis.

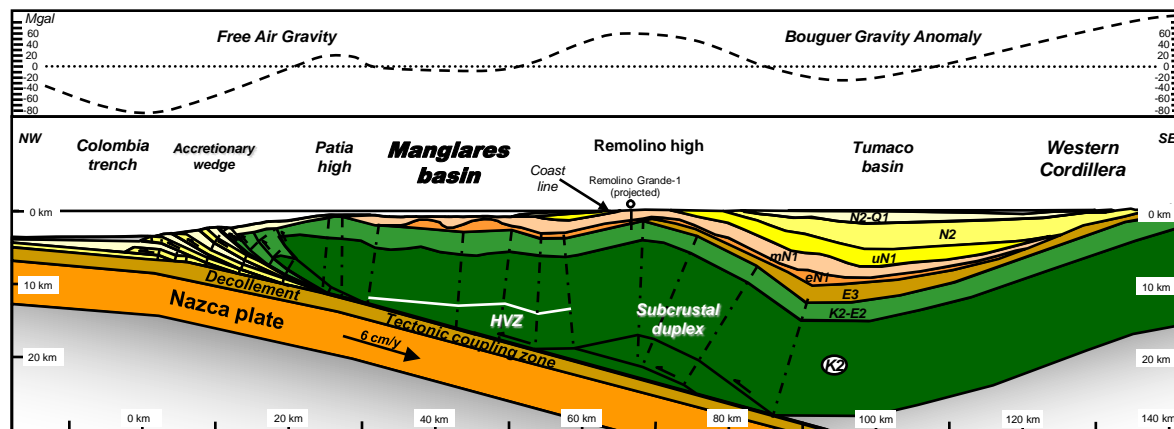


Fig. 6.3. Structural cross section of the Southern Colombia - Northern Ecuador fore-arc – trench system after López et al., (2008). The cross section is located in Fig. 4.2 and based on a combination of multichannel seismic reflection profiles after Marcaillou, (2003), López et al., (2008), Cediél et al., 1998, and Escovar et al., (1992). The dip of the subducting Nazca plate, and high velocity zone (HVZ) are from Agudelo (2005). Age of the units: K2, Late Cretaceous; E2, Eocene; E3, Oligocene; N1, Miocene; N2, Pliocene; Q1, Pleistocene.

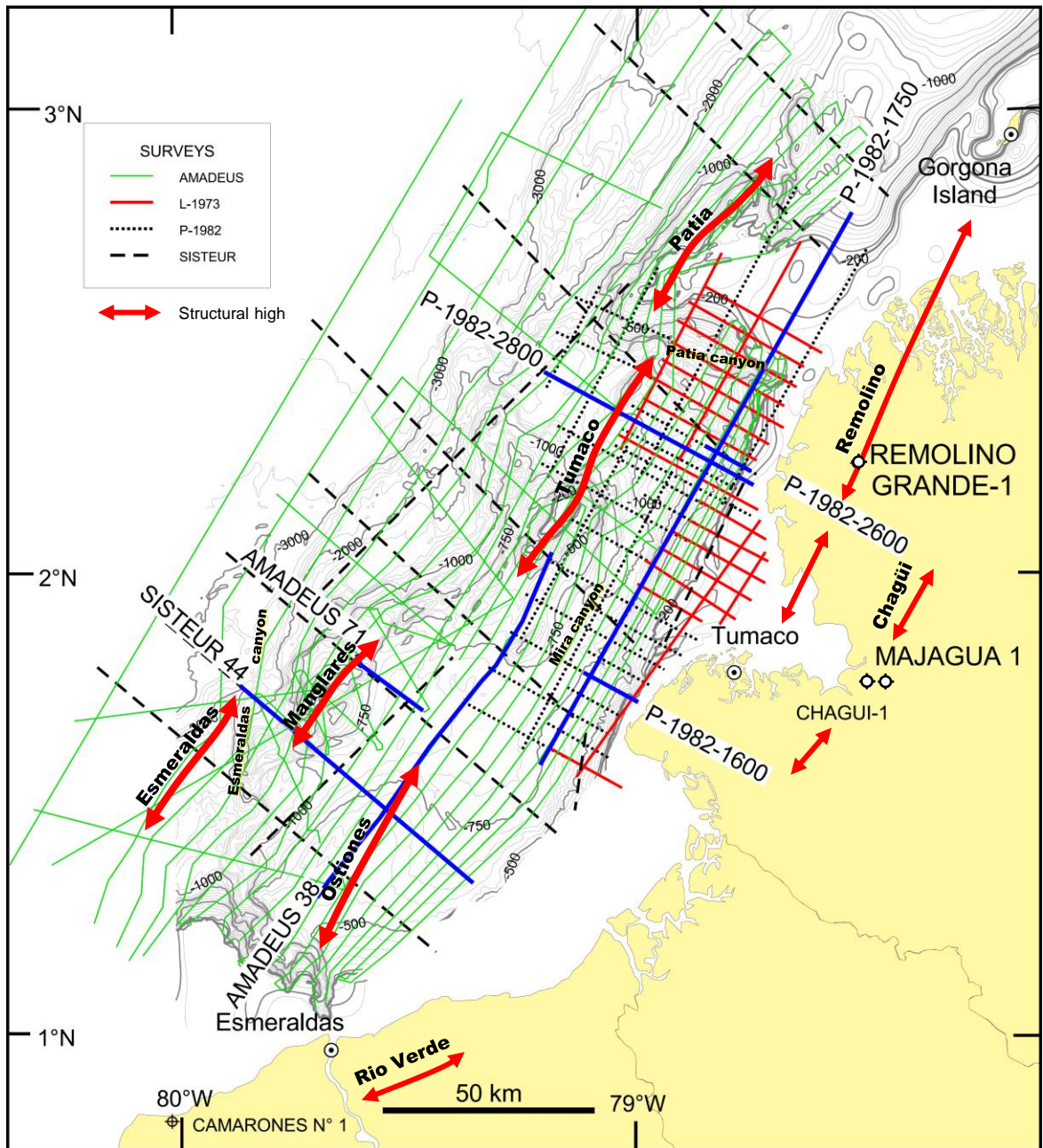


Fig. 6.4. Offshore interpreted seismic reflection data sets used during the seismic facies mapping (~6500 km). Bathymetric curves in meters. Thick blue lines correspond to the seismic lines shown in the figures 6.6, 6.7, 6.8, 6.9, 6.14 and 6.17.

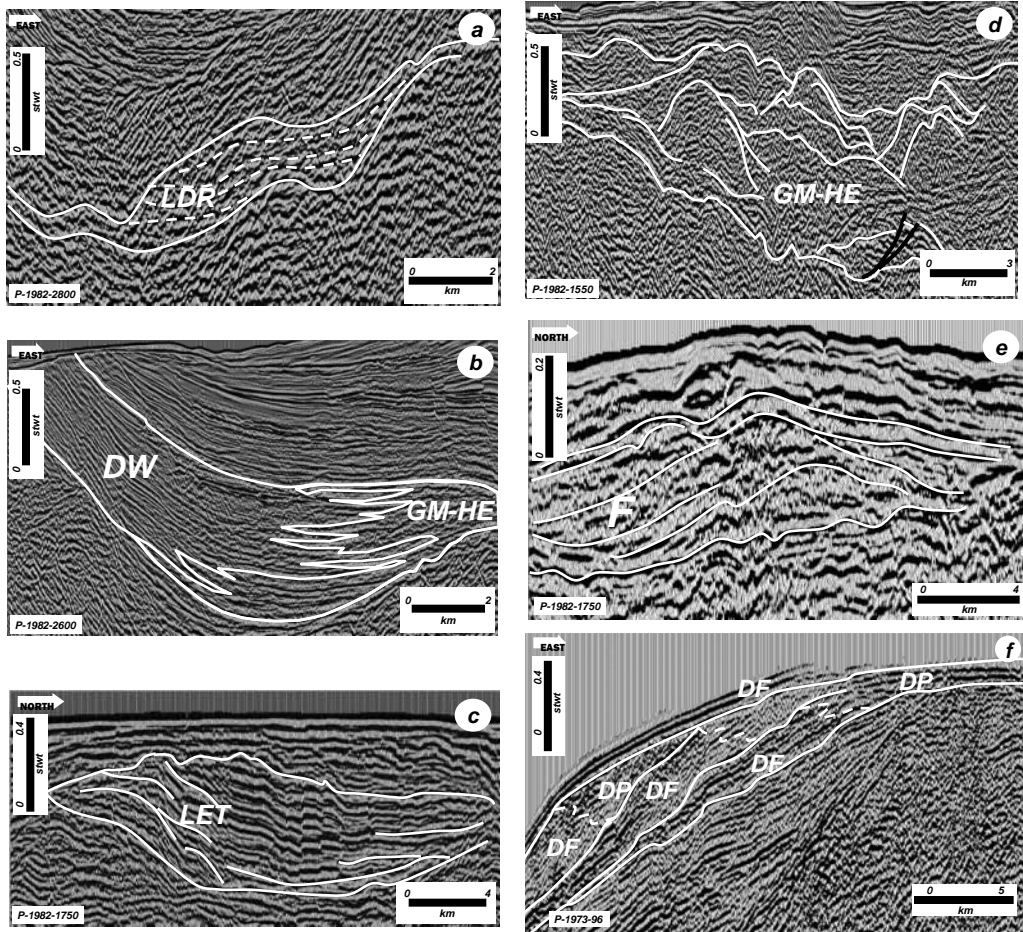


Fig. 6.5. Seismic facies identified in the Manglares basin. a) Landward Dipping Reflection (LDR); b) slope front fill (DW); c) sigmoid progradational (LET); d) chaotic fill (GM-HE); e) mounded fan complex (F); f) delta plain (DP) and upper clinoform (DF) seismic facies (normal regression).

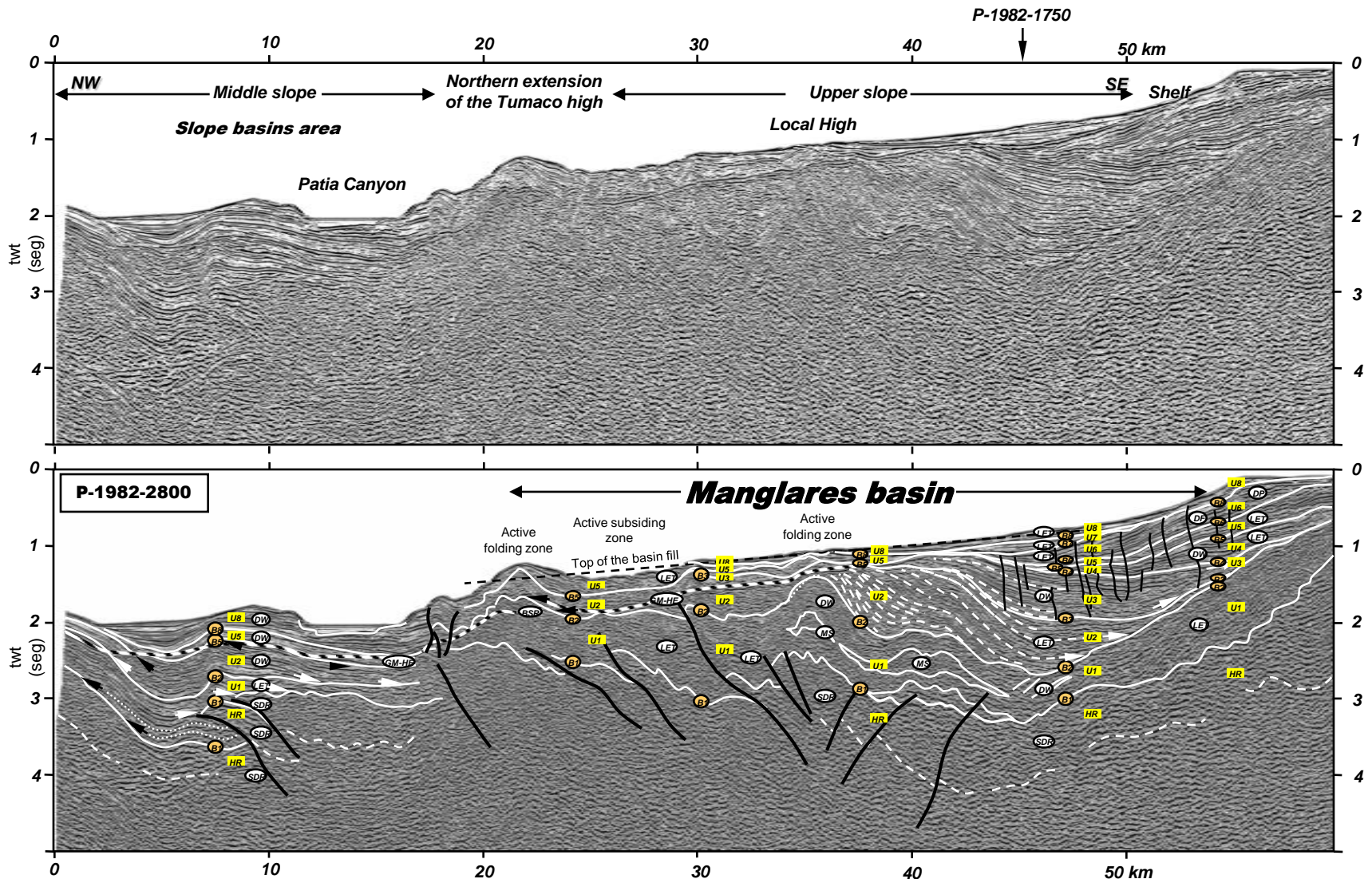


Fig. 6.6. Uninterpreted (above) and interpreted (below) multichannel seismic reflection profile (P-1982-2800) illustrating the seismic facies units (letters in white ovals, see Tables 6.3 and 6.4 for interpreted accumulation setting), sequences (labeled U1 to U8 in yellow rectangles) accumulated on strongly deformed basement (including the seismic sequence HR), seismic sequences boundaries (labeled B1 to B8 in light orange ovals) and structures across the northern Manglares basin area (see Fig. 6.4 for location). The section suggesting a eastward steepening deformation from the Tumaco high and the development of onlap (white arrows), truncation (updip black arrows) and downlap (black arrows) patterns near to the structure. The slightly folding of the upper seismic sequences (U7 and U8) made possible to define two zones of active folding and a small zone of active subsidence between them. Landward border onlapping of the seismic sequences suggesting their gradual uplift.

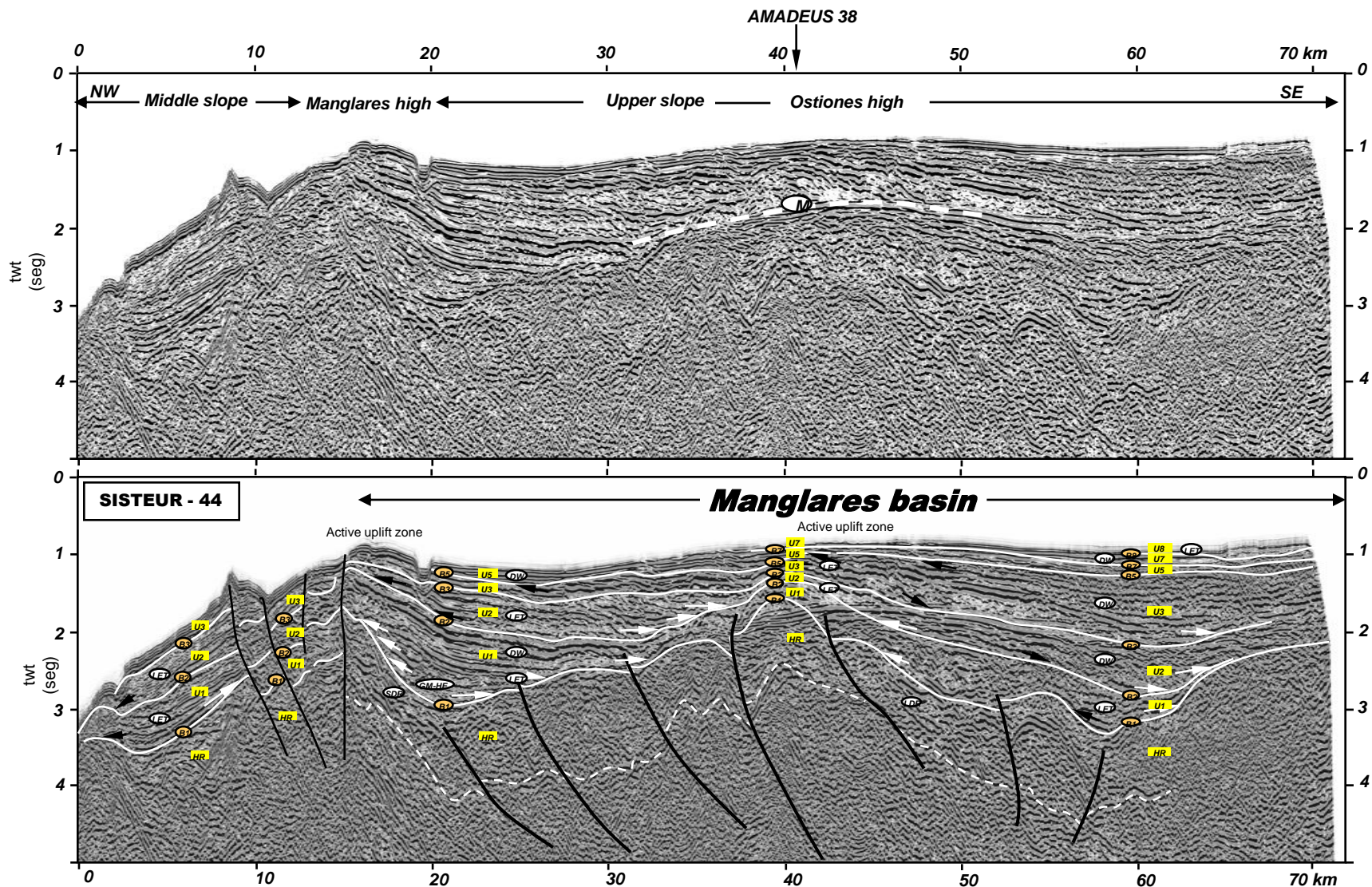


Fig. 6.7. Uninterpreted (above) and interpreted (below) multichannel seismic reflection profile (SISTEUR-44) illustrating the seismic facies units (letters in white ovals, see Tables 6.3 and 6.4 for interpreted accumulation setting), sequences (labeled U1 to U8 in yellow rectangles) accumulated on strongly deformed basement (including the seismic sequence HR), seismic sequences boundaries (labeled B1 to B8 in light orange ovals) and structures across the southern Manglares basin area (see Fig. 6.4 for location). The development of onlap (white arrows), truncation (updip black arrows) and downlap (black arrows) patterns in several units near to the Ostiones and Manglares highs suggesting them recurrent uplift activity through the basin formation. The uplift and erosion of the upper seismic sequences suggest the recent uplift activity of the structural highs. Landward border onlap of the seismic sequences evidenced their gradual uplifting. Interpretation top of the basement according to Collot et al. (2008) in the zones with effect of the multiple (M).

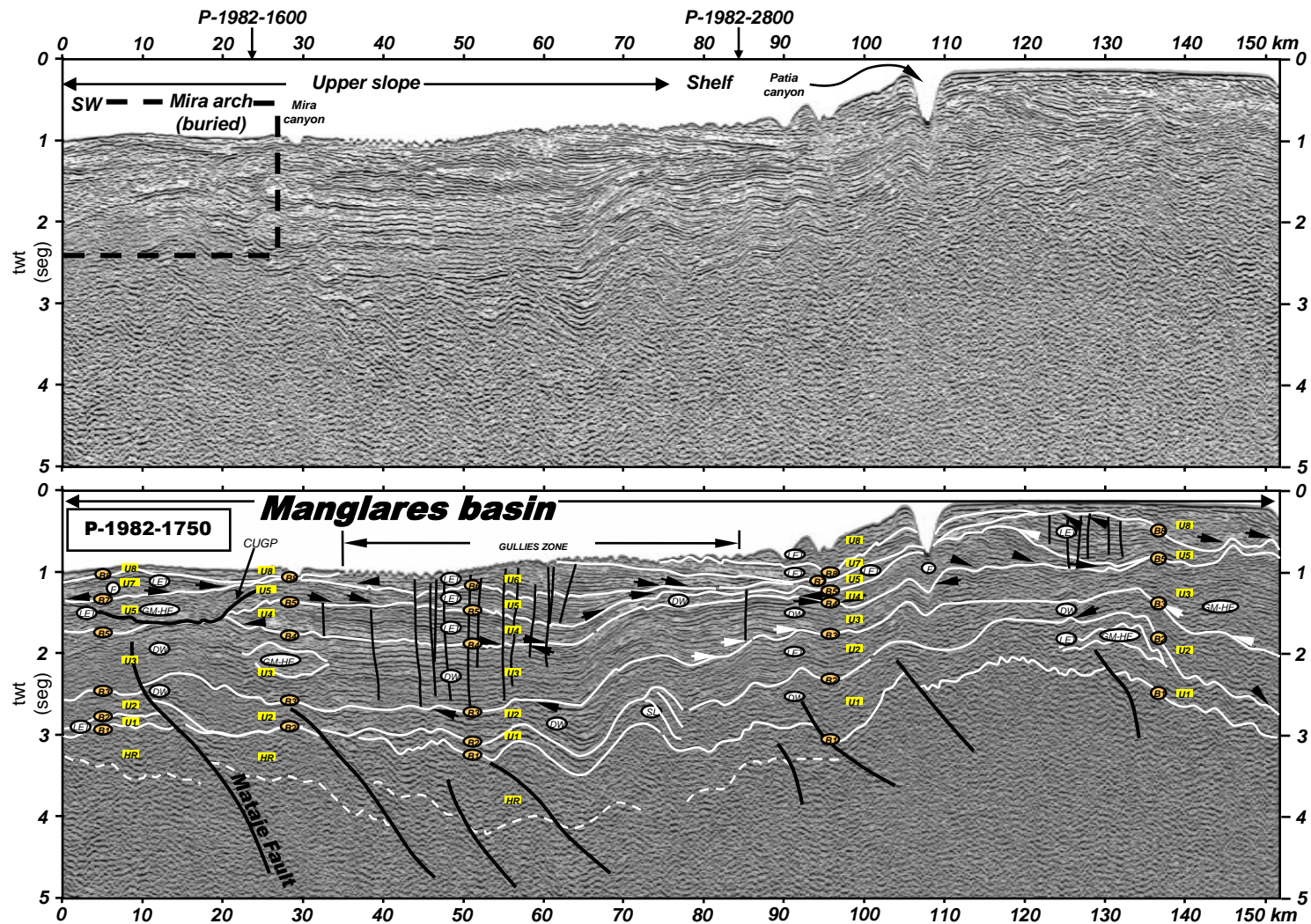


Fig. 6.8. Uninterpreted (above) and interpreted (below) multichannel seismic reflection profile (P-1982-1750) illustrating the seismic facies units (letters in white ovals, see Tables 6.3 and 6.4 for interpreted accumulation setting), sequences (labeled U1 to U8 in yellow rectangles) accumulated on strongly deformed basement (including the seismic sequence HR), seismic sequences boundaries (labeled B1 to B8 in light orange ovals) and structures along the northern Manglares basin axis area (see Fig. 6.4 for location). The section show the absence of the U1 at south, on the Mira arch and the expression of the high angle reverse fault of Mataje. On the trace of this fault is developed a concave up gliding plane (CUGP) which suggest slumping events during the U5 sedimentation time (dotted thick black line show the location of the Fig. 6.14a and b details). Central zone of the profile show highly disrupted seismic reflections interpreted that polygonal faults. Northward zone uplift is evidenced by the development of onlap (white arrows), truncation (updip black arrows) and downlap (black arrows) patterns.

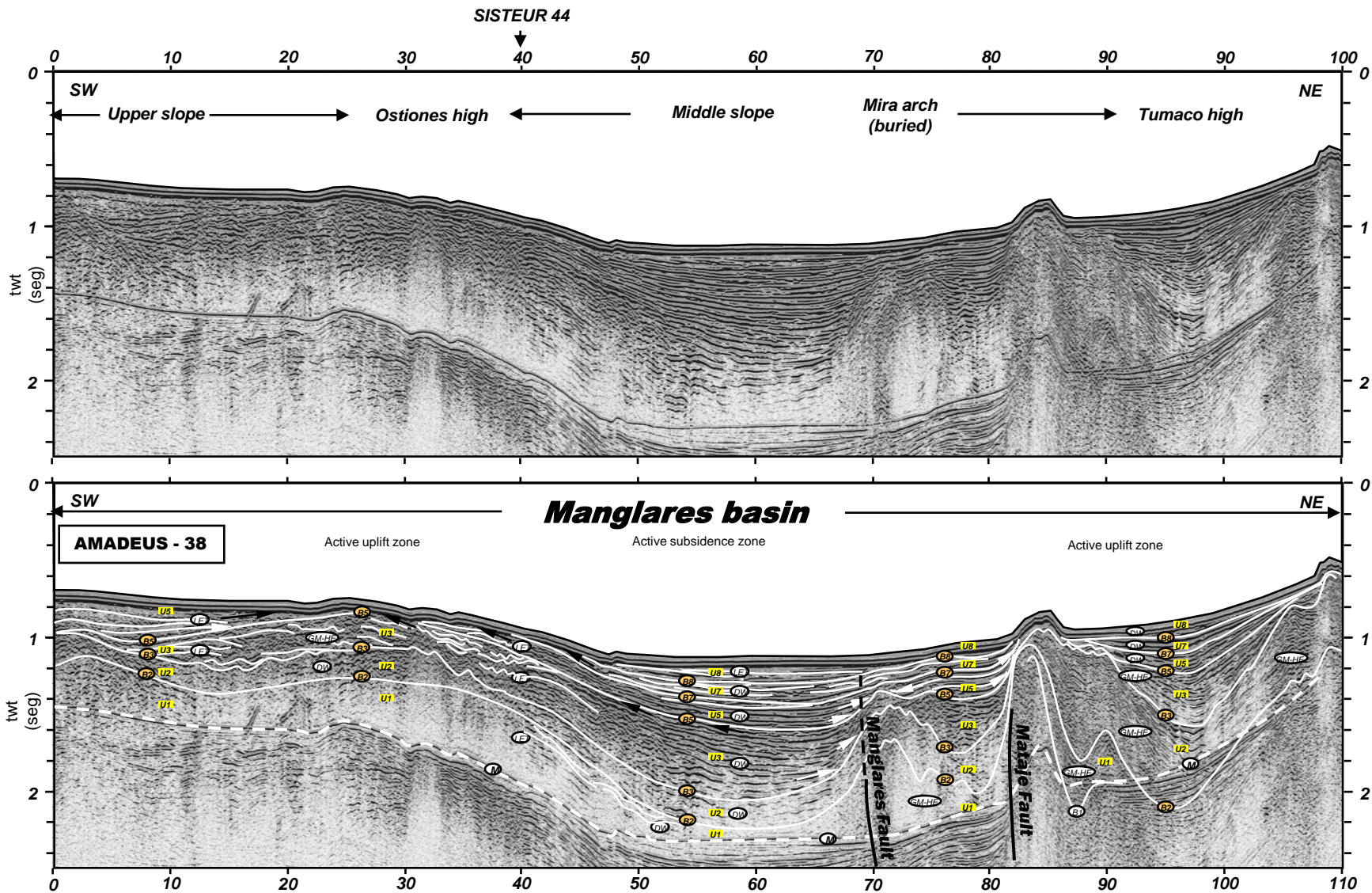


Fig. 6.9. Uninterpreted (above) and interpreted (below) 3-fold coverage seismic reflection profile AMADEUS 38 illustrating the seismic facies units (letters in white ovals, see Tables 6.3 and 6.4 for interpreted accumulation setting), sequences (labeled U1 to U8 in yellow rectangles) accumulated deformed seismic sequence U1, seismic sequences boundaries (labeled B1 to B8 in light orange ovals) and structures along the northern Manglares basin axis area (see Fig. 6.4 for location). The section show the variables thickness along the westward flank of the Manglares basin due to the activity of the Mataje - Manglares faults, and the uplift activity of the Ostones and Tumaco highs evidenced by the development of onlap (white arrows), truncation (updip black arrows) and downlap (black arrows) patterns.

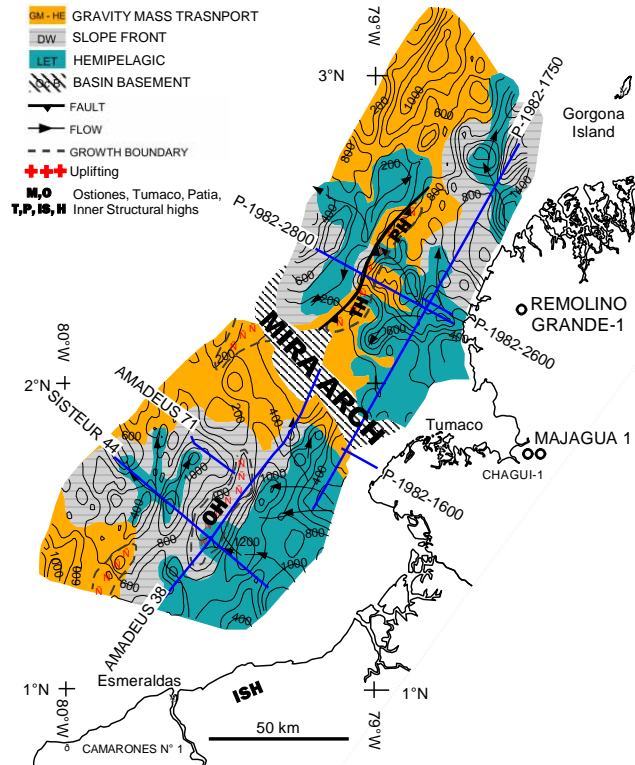


Fig. 6.10. Facies distribution and isopach map of the U1 unit (40 – 30 my). Map depicts a probably lithofacies and environmental interpretation at the beginning of the basin accumulation dominated by basin floor fans.

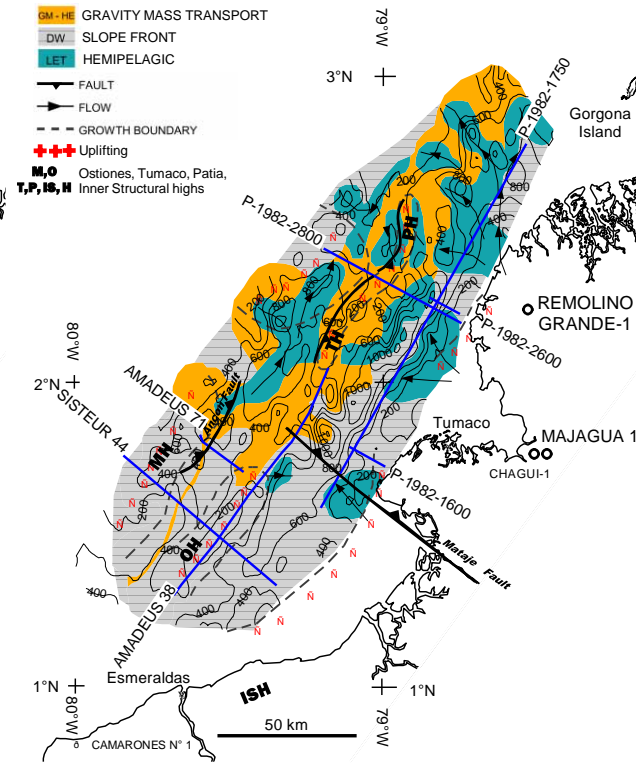


Fig. 6.11. Facies distribution map and isopach map of the U2 unit (30 – 21 my). Map depicts a probably lithofacies and environmental interpretation near the surface U1, dominated by basin floor - slope fans

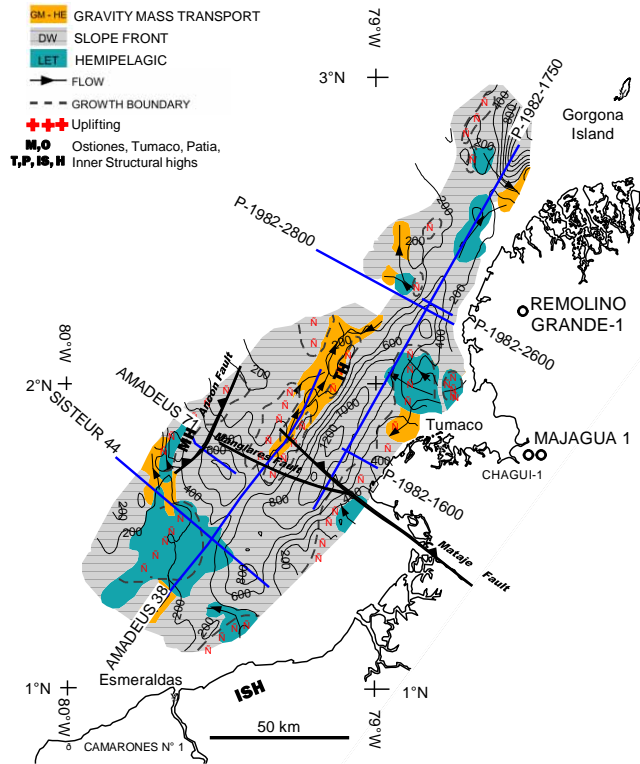


Fig. 6.12. Facies map distribution and isopach map of the U3 unit (21 – 10,5 my). Map depicts a probably lithofacies and environmental interpretation at high stand sea level.

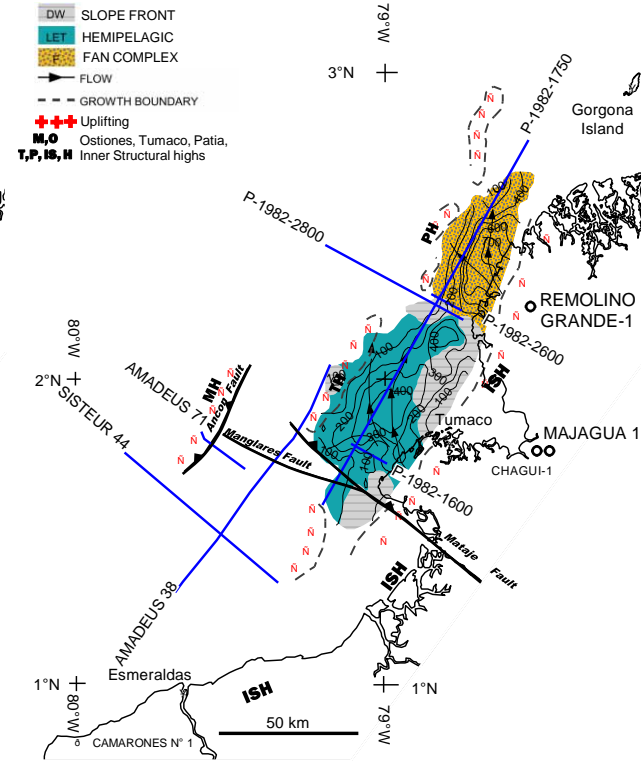


Fig. 6.13. Facies map distribution and isopach map of the U4 unit (10,5 – ~7,5 my). Map depicts a probably lithofacies and environmental interpretation at the beginning of the transgressive phase.

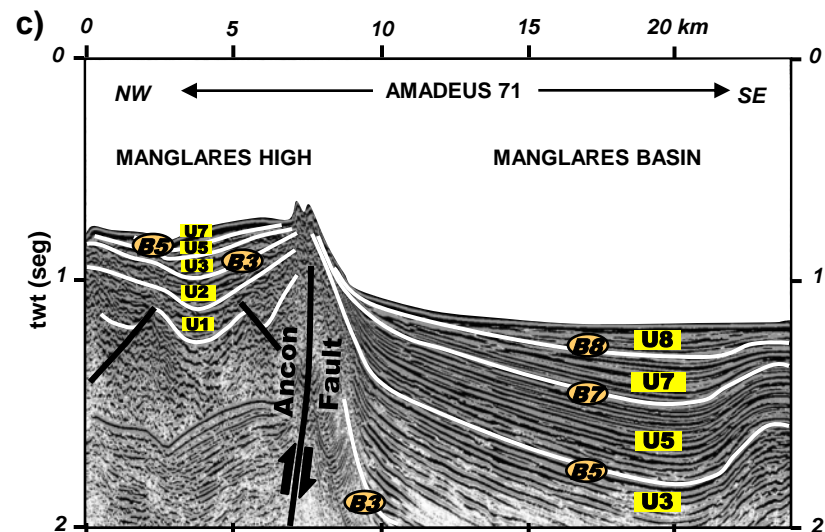
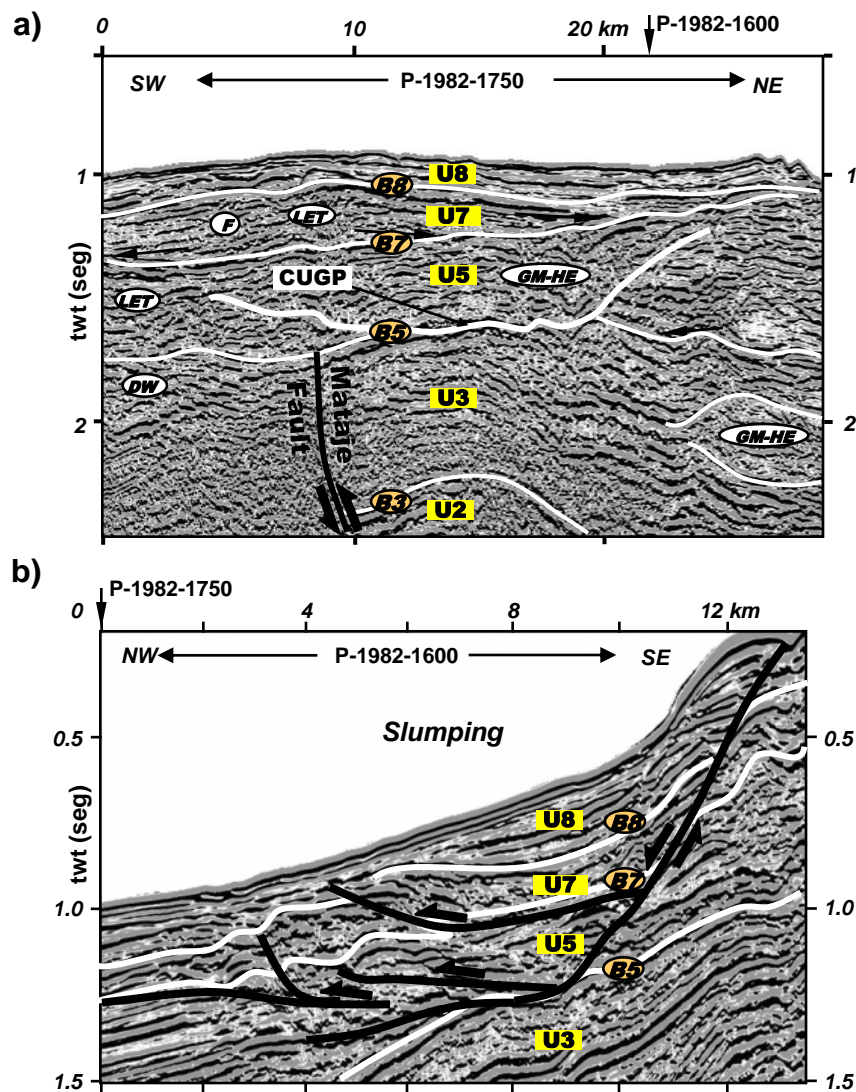


Fig. 6.14. Selected segments of seismic reflection profiles on active structures along the Manglares basin during the accumulation of the seismic sequence U5 (seismic units in yellow rectangles, seismic sequence boundaries in light orange ovals, seismic facies units in white ovals, see Tables 6.3 and 6.4 for details, location of seismic sections in Fig. 6.4). a) segment of the seismic reflection profile P-1982-1750 showing a concave up gliding plane (CUGP) along the strike of the landward flank of the basin, on the trace of the Mataje Fault b) Seismic reflection profile P-1982-1600 perpendicular CUGP suggesting a seaward slumping of sediments at the end of the U5 seismic units sedimentation. c) 3-fold coverage seismic reflection profile AMADEUS 71 perpendicular to the Manglares high that show the tectonic control of the Ancon high angle reverse fault during the sedimentation of several seismic sequences in the basin.

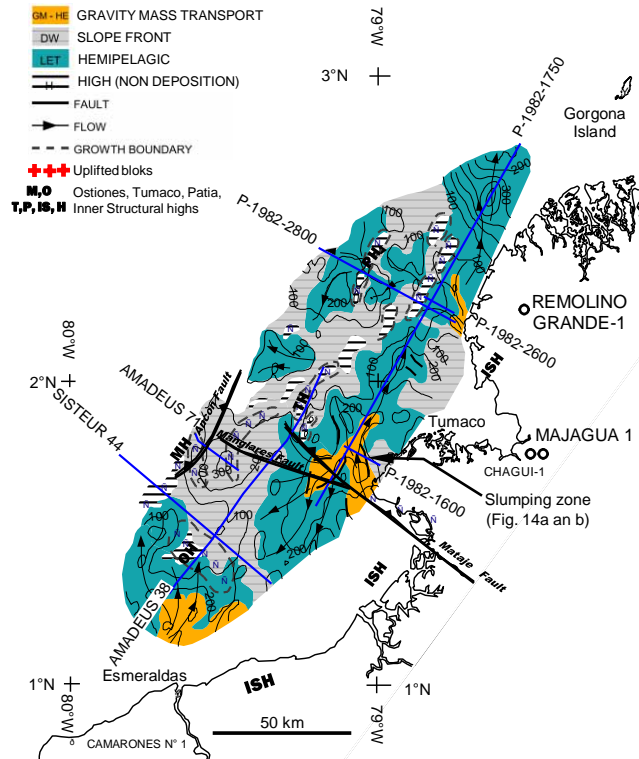


Fig. 6.15. Facies distribution and isopach maps of the U5 unit (~7,5 – 5 my). Map depicts a probably lithofacies and environmental interpretation during the regressive phase.

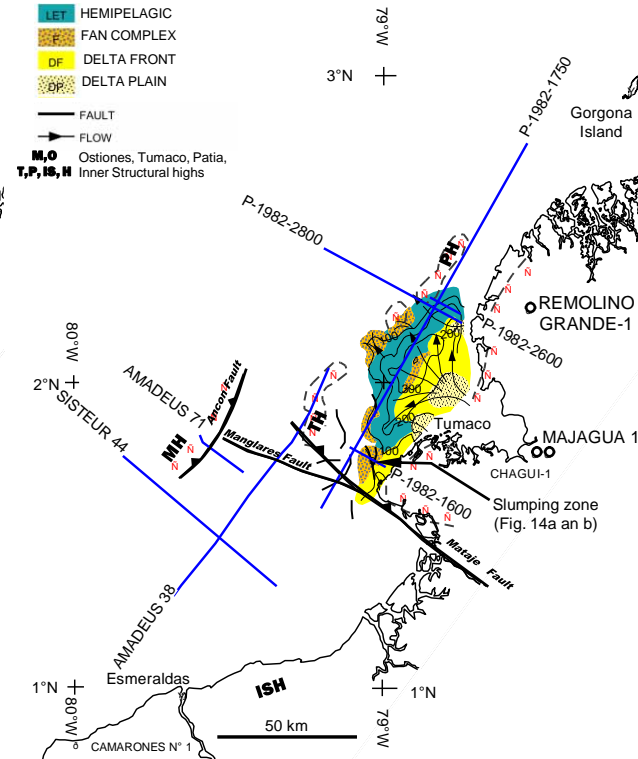


Fig. 6.16. Facies distribution and isopach maps of the U6 unit (~5 – 1,5 my). Map depicts a probably lithofacies and environmental interpretation during the regressive phase.

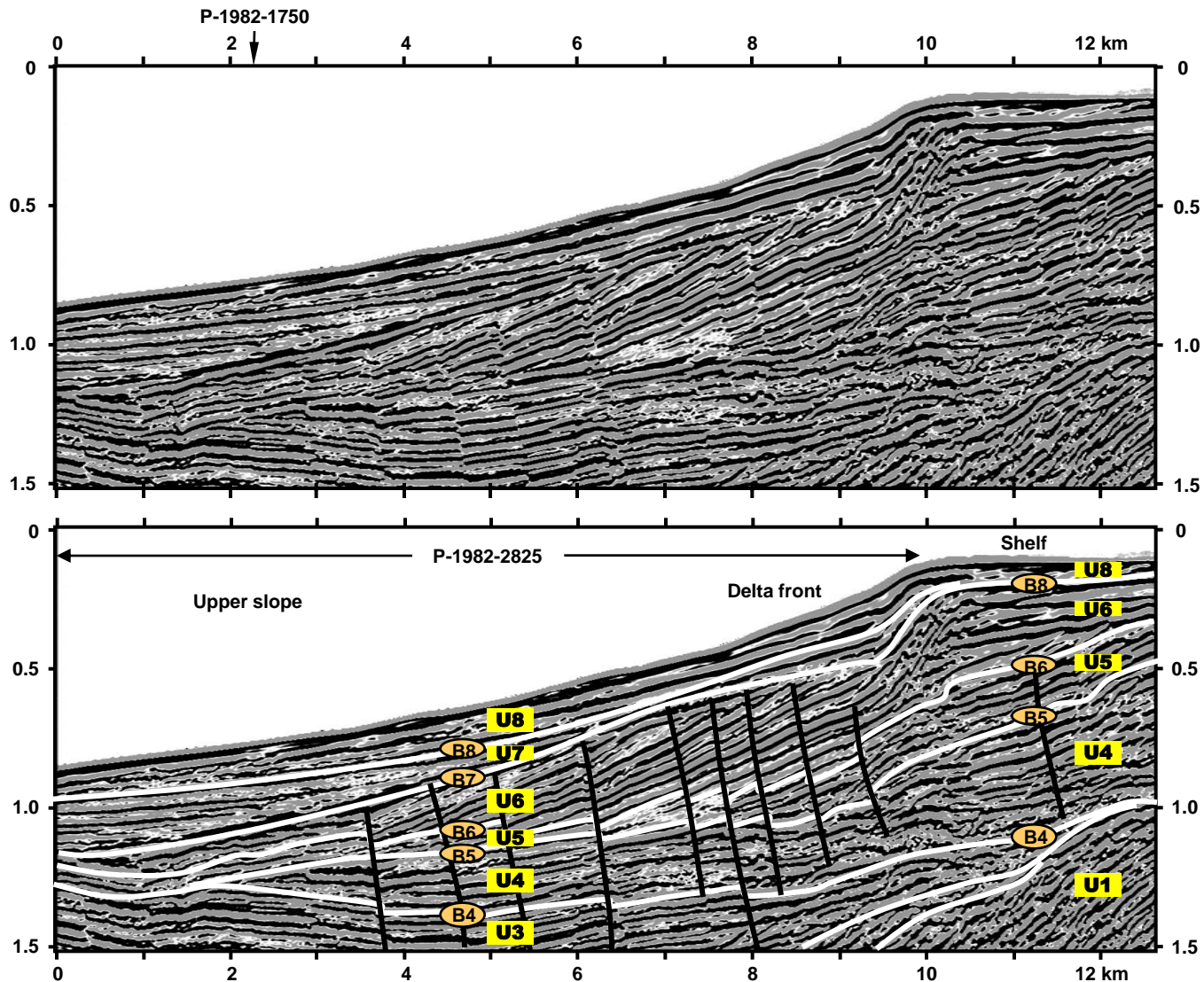


Fig. 6.17. Uninterpreted (above) and interpreted (below) selected portion of multichannel seismic reflection profile (P-1982-2825) perpendicular to the basin axis, illustrating the polygonal fault system developed along the eastward flank of the Manglares basin (see Fig. 6.4 for location and Fig. 6.8 for strike view of the system). Polygonal faults commonly are interpreted that result of compaction and fluid expulsion. This deformation is sealed by the seismic sequence U7 and dating the process of fault formation at the end of the U6 accumulation. Seismic sequences (labeled U1 to U8 in yellow rectangles) seismic sequences boundaries (labeled B1 to B8 in light orange ovals).

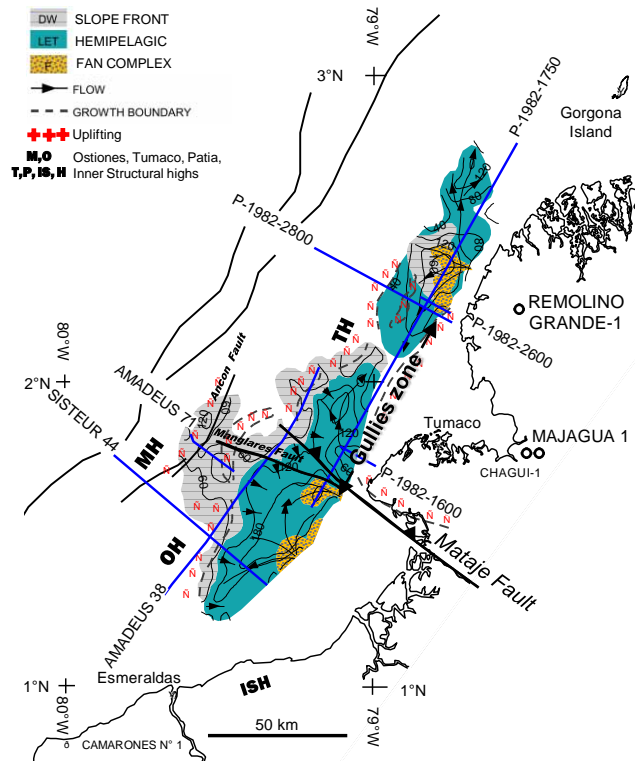


Fig. 6.18. Facies distribution and isopach map of the U7 unit (~1,5 – 0,1 my). Map depicts a probably lithofacies and environmental interpretation during the end of the regressive phase.

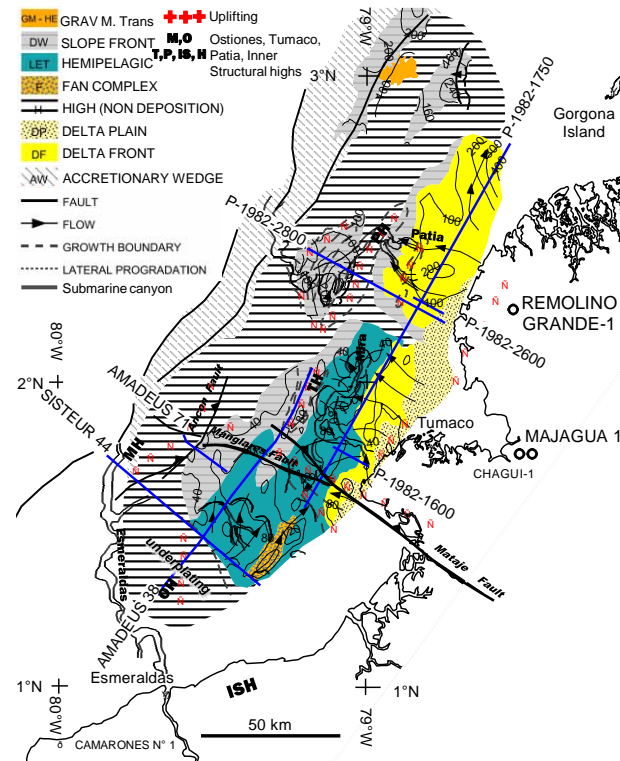


Fig. 6.19. Facies distribution and isopach map of the U8 unit (~0,1 – 0 my). Map depicts a probably lithofacies and environmental interpretation during the transgressive phase.

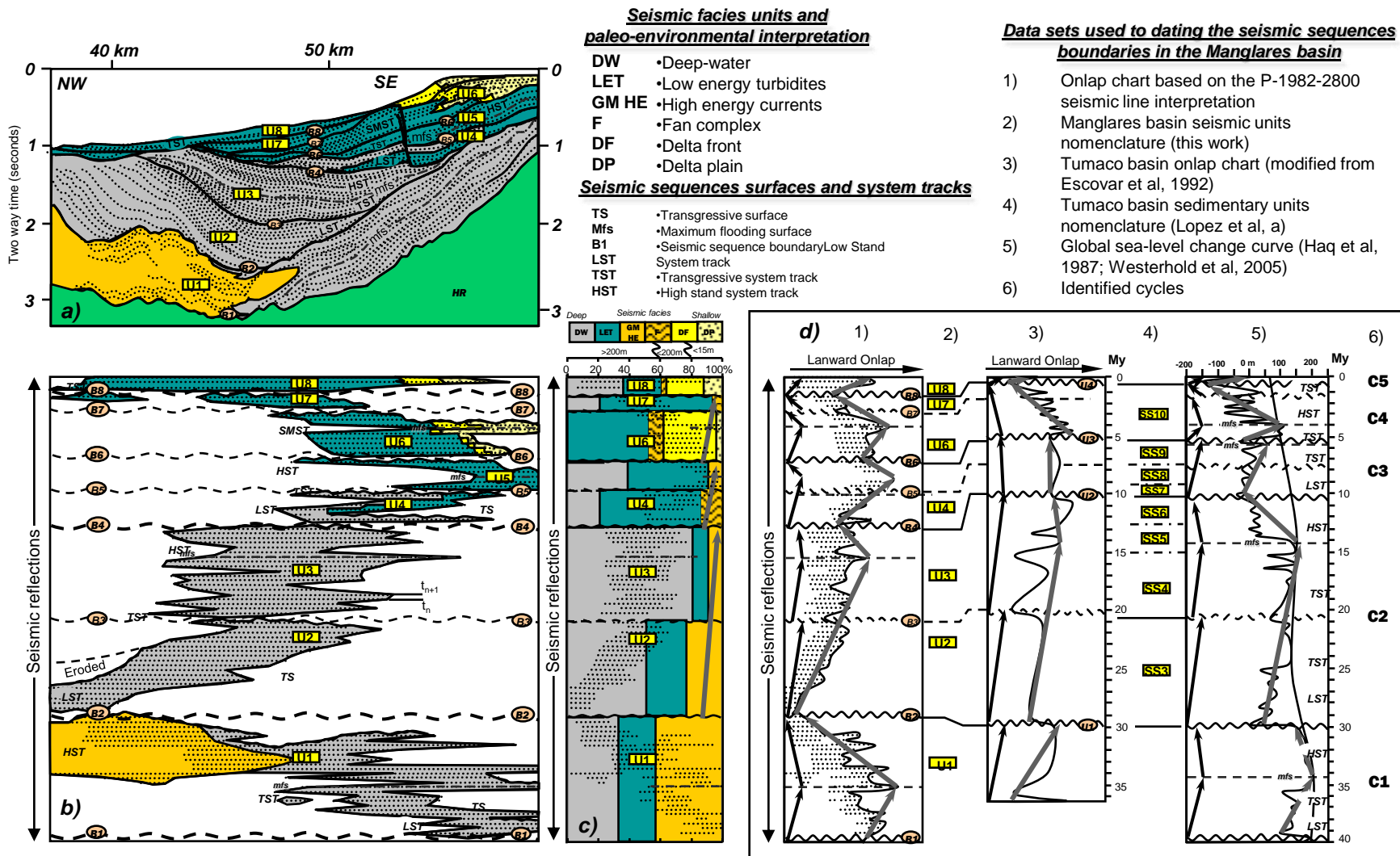


Fig. 6.20. Chronostratigraphical correlation between the Manglares basin seismic sequences and Tumaco sedimentary units by the identification of regional eustatic cycles (C1 to C5). a) Seismic stratigraphy interpretation of the along eastward segment of the seismic reflection profile P-1982-2800 in the northern Manglares basin (see location in Fig. 6.6), illustrating the geometry of the seismic sequences boundaries (labeled B1 to B8 in light orange circles), seismic sequences (labeled U1 to U8 in yellow rectangles) and paleo-environmental interpretation; b) seismic facies units distribution diagram resulting of the seismic profile interpretation in a; c) areal percentage of identified the seismic facies units according to paleo-environmental maps (Figs. 6.10, 6.11, 6.12, 6.13, 6.15, 6.16, 6.18, 6.19); d) resulting onlap chart of the Manglares basin after seismic stratigraphy interpretation, correlated with the Tumaco onlap chart and global sea-level change curve (thick gray arrows correspond with third order cycles of transgression - regression and dark arrows to minor order cycles).

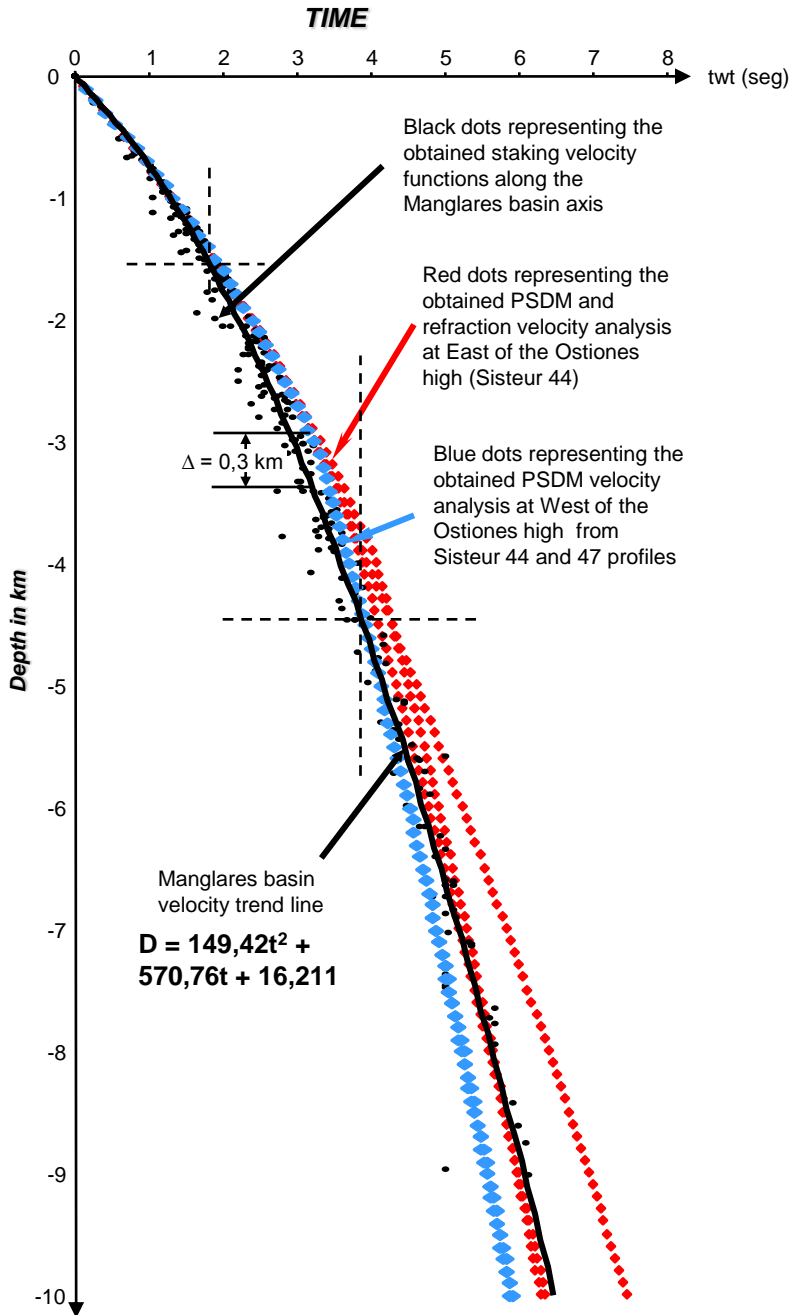


Fig. 6.21. Depth vs Time plot calculated from 25 selected staking velocity functions (interval velocities were calculated using Dix equation), $T \leftrightarrow D$ curves based on Pre Staking Depth Migration velocity analysis and seismic refraction along the Manglares basin depocenters axis (Collot et al., 2008). The staking velocity data base for the Manglares basin show a well confidence for depth conversion before 1,6 km and before 4,5 km with PSDM and refraction velocity analysis. Between 1,6 to 4,5 km the staking velocities are more high compared with the PSDM and refraction velocities and show a 0,4 km of difference depths calculated between them. Velocity values of SISTEUR 44 from Collot et al. (2008) and unpublished analysis on the SISTEUR 47 profile (Alexandra Ribodetti, unpublished data)

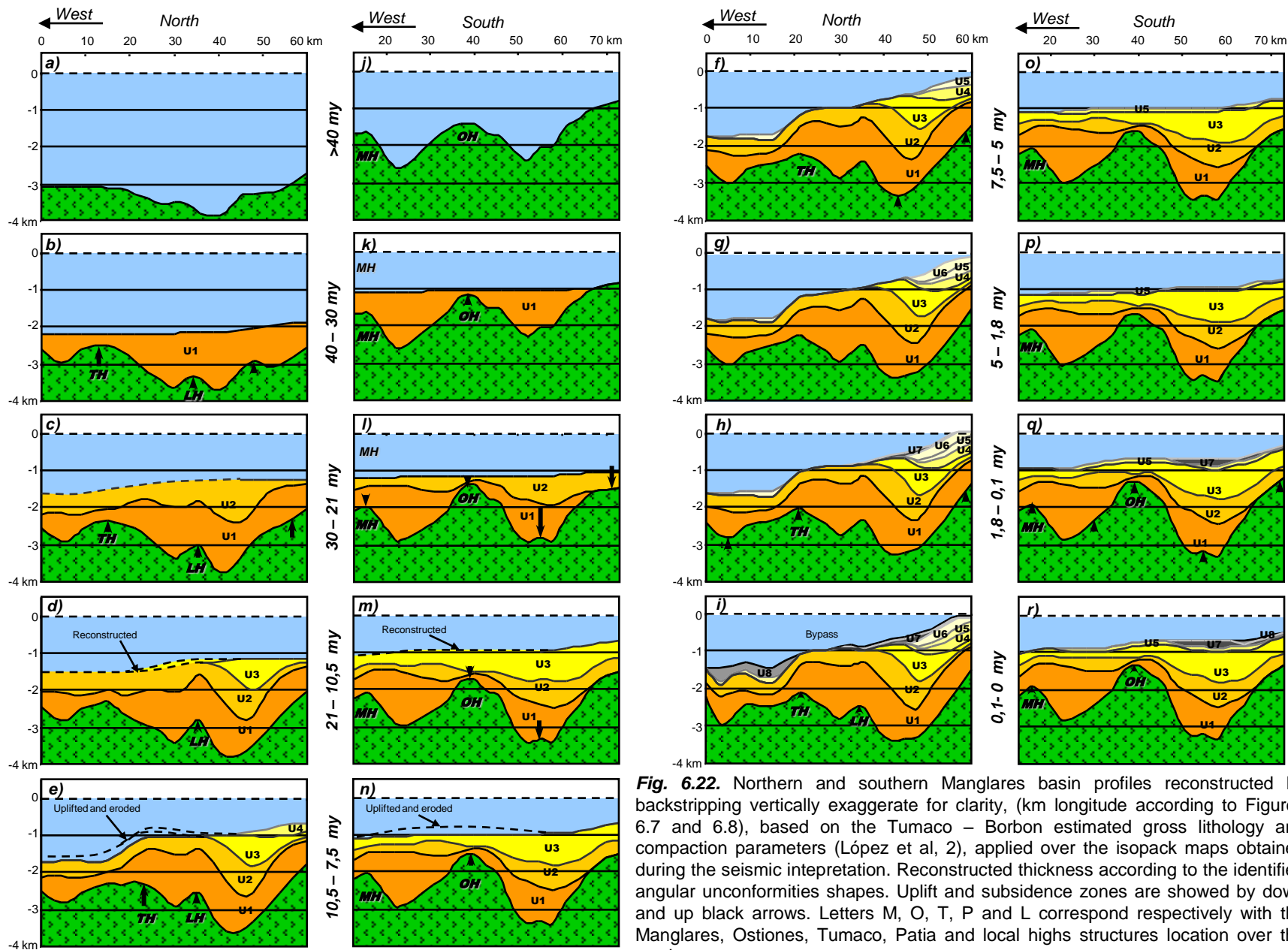


Fig. 6.22. Northern and southern Manglares basin profiles reconstructed by backstripping vertically exaggerate for clarity, (km longitude according to Figures 6.7 and 6.8), based on the Tumaco – Borbon estimated gross lithology and compaction parameters (López et al, 2), applied over the isopack maps obtained during the seismic interpretation. Reconstructed thickness according to the identified angular unconformities shapes. Uplift and subsidence zones are showed by down and up black arrows. Letters M, O, T, P and L correspond respectively with the Manglares, Ostiones, Tumaco, Patia and local highs structures location over the sections.

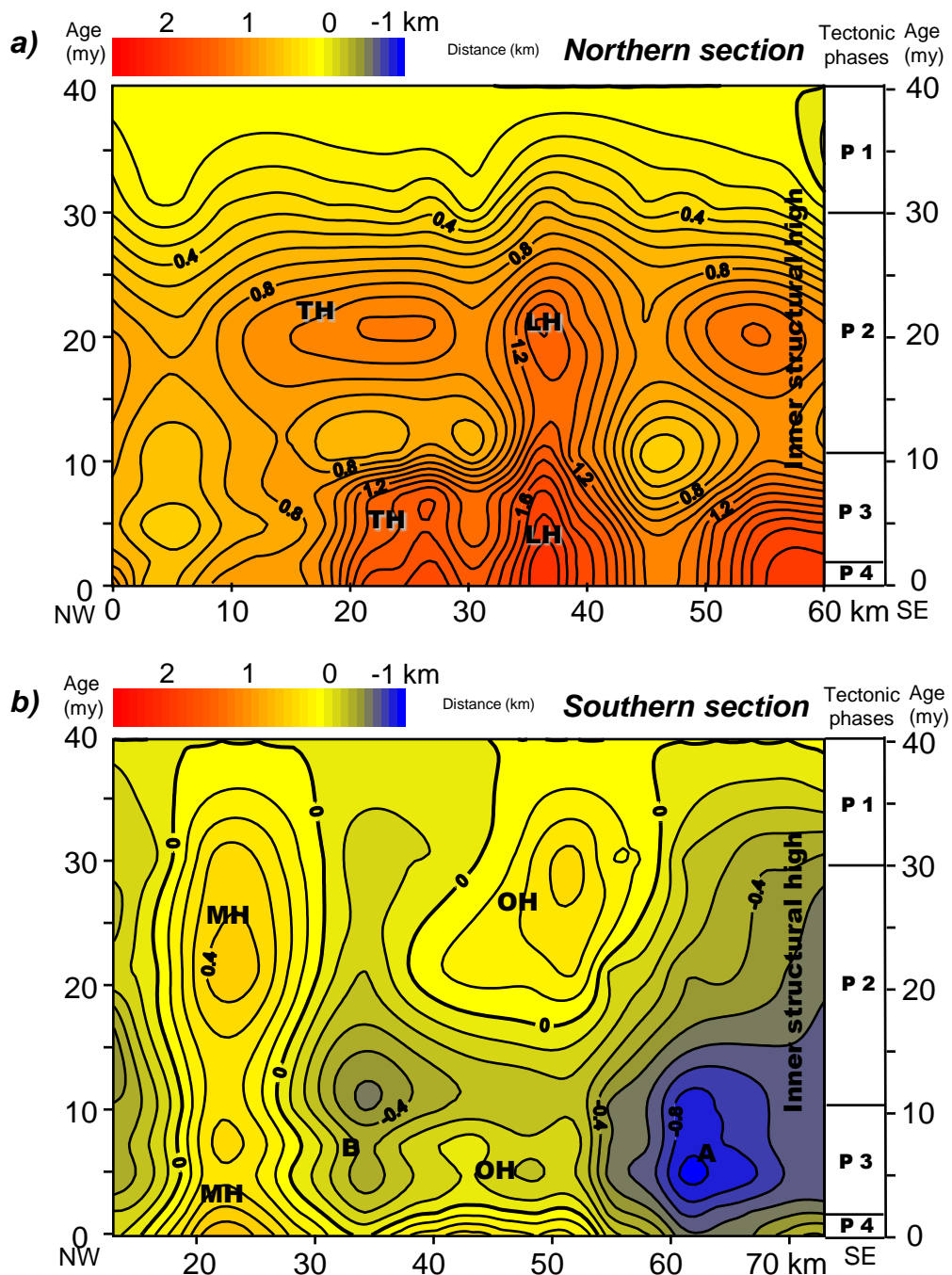


Fig. 6.23. Total tectonic subsidence or uplift (Y) evolution during the last 40 Ma, along two regional transects across the (a) northern and (b) southern Manglares basin regions. The Y values were obtained in 2 steps: 1) we first removed the sediments and water loads from each backstripped section constructed at 9 time intervals (Fig. 6.22); 2) to better quality and visualize the time variations of the vertical tectonic motions of the basement, we subtracted the 40 Ma basement paleotopography from each time slice basement topography. MH= Manglares high, OH= Ostiones highs, TH= Tumaco high, LH= Local highs. The results suggest that the northern basin region tend to uplift stronger through time, with small subsidence periods (end of the tectonic phase P2) compared with the southern region that is characterized by long periods of subsidence and slight uplifting.

Epoch	Stage	Esmeraldas	Manglares		Tumaco	Gorgona
		a, b, c, d, e, f	g	This work	h	i
Holocene		Tablazo	Unit A	C5	SS8	Mayorquin/ Raposo
Pleistocene		Cachabi		U8		
Pliocene	Late		U7	B8		
	Middle		U6	B7		
Pliocene	Early	Upper Onzole	Unit B	U5	SS7	Calcareous sandstones and conglomerates
	Messinian	Borbon		U4	SS6	
Miocene	Tortonian	Lower Onzole	Unit B	U4	SS5	Claystones
		Angostura		U3	SS4	
	Serravallian		Unit C	U3	SS3	Conglomerates (basic rocks – chert)
	Langhian	Viche		U2	SS2	
	Burdigalian		Unit D	U2	SS1	Radiolarian schist
	Aquitanian	Pambil		U1		
Oligocene	Chattian	Playa Rica	Unit D	U1	Pacifico Group	Calcareous sandstones
	Rupelian	Zapallo		HR		
Eocene	Priabonian		Unit E	U1	Timbiqui	Sandstones and tuff schist
	Bartonian	Santiago		B3		
	Lutetian		Unit F	HR		Komatiitic basalts
	Ypresian			LS		
Paleocene	Thanetian	Stratigraphical gap	Unit F	U5		
	Selandian					
Late Cretaceous	Danian		Unit F	Basement		
		Piñon				Gorgona

According to: a) Evans and Whittaker (1982); b) Ordoñez et al (2006); c) Cantalamessa et al (2007); d) Kerr et al (2002); e) Aalto an Miller (1999); f) DGGM (1982); g) Marcaillou and Collot (2008); h) Lopez et al (b); i) IGAC – INGEOMINAS (2006); j) Gansser (1950); k) Echeverria (1980)

Table 6.1. Chronostratigraphical correlation chart between the Tumaco – Borbon basin units and the identified seismic sequences in the Manglares basin.

<i>Descriptor</i>	<i>Position</i>	<i>Code</i>	<i>Explanation</i>	<i>Expression</i>
Top	A (Upper boundary character)	C	Concordant	
		Top	Toplap	
		Di	Divergent	
		Tr	Truncation	
Base	B (Lower boundary character)	C	Concordant	
		Dwn	Downlap	
		Di	Divergent	
		On	Onlap	
Internal	C (Reflection character)	P	Parallel	
		Ob	Oblique	
		Si	Sigmoidal	
		Md	Hummocky	
		Subp	Subparallel	
		GS	Growth Strata	
		Ch	Chaotic	

Table 6.2. Seismic facies mapping codes. The A – B / C relation define the characteristics of the seismic facies unit (modified from Ramsayer, 1979). Growth strata according to Verges et al. (2002).

SEISMIC FACIES UNITS INTERPRETED ACCUMULATION SETTING	SEISMIC FACIES UNIT CODE	MAJOR CHARACTERISTICS OF SEISMIC FACIES UNITS						FIGURE
		Amplitud and continuity	Continuity of seismic reflections	Lower boundary character	Upper Boundary character	Internal character	Intepretation of similar seismic facies	
SUBZONES UNDAFORM	DP	High	Continuously	Onlap, concordant, divergent (near to growth structures)	Concordant	Parallel	Delta plain (3, 8)	Fig. 5f
UPPER CLINOFORM	DF	Moderaly	Continuously	Downlap	Concordant, top lap	Oblique	Delta front - shelf margin delta (3, 8)	Fig. 5f
MOUNDED FAN COMPLEX	F	High to moderate	Discontinuous	Concordant, bidirectional	Concordant	Hummoky	Frontal-splay complex (4), fan complex (7)	Fig. 5e
CHAOTIC FILL	GM-HE	High to moderate	Low	Downlap, onlap, divergent	Concordant	Hummoky	Gravity mass transport, high energy turbidity current (3, 6)	Fig 5b and d
SLOPE-FRONT FILL	LET	High to moderate	Well	Downlap	Top lap, truncations	Sigmoidal	Low energy turbidites near to submarine channel zones (3), levee deposits (4 and 5)	Fig. 5c
SLOPE-FRONT FILL	DW	Moderaly	Well	Concordant; onlap down lap (zones with irregular bottom); divergent (folded zones)	Concordant; truncation (folded zones)	Parallel and growth	Deep-water sedimentation related to submarine fan complex (3), drape deposits (4)	Fig. 5b
LAND AND SEAWARD DIP REFLECTIONS	LDR	High	Slightly		Hyperbolic difractions	Land - seaward dipping reflections	Deep to shallow marine flood basalts mixed with sediments and sills (1)	Fig. 5a

Table 6.3. Seismic facies units identified in the Manglares basin with the interpreted accumulation setting according to Sangree and Widmier (1977), their seismic facies unit code, caracteristiques and interpretations of similar seismic facies: (1) Planke et al. (2000); (2) Rey et al. (2008); (3) Sangree and Widmier (1977); (4) Posamentier and Kolla (2003); (5) Sawyer et al. (2007); (6) Shanmugam et al. (1995); (7) Saller et al. (2008); (8) Krassay and Totterdell (2003)

AGE	A) SEISMIC SEQUENCE	B) SEISMIC FACIES UNITS INTERPRETED ACCUMULATION SETTING	C) SEISMIC FACIES UNIT CODE	D) SEISMIC FACIES	E) SEISMIC FACIES UNITS SPATIAL DISTRIBUTION	F) SEISMIC FACIES UNITS % (BY SEISMIC SEQUENCE)
0,1 to 0 HOLOCENE	U8	MOUNDED FAN COMPLEX	F	C-C/Md; C-C/Ch	Southeastern side of the basin	3
		SLOPE-FRONT FILL	DW	C-C/P; C-On/P; C-Di/GS; Tr-C/P; Top-Dwn/GS; Top-Di/GS; Top-C/GS; C-Dwn/P	Along the basin axis	34
		SIGMOID PROGRADATIONAL	LET	Top-On/Si; Top-Dwn/Si; Top-On/Si	Along the Western side of the Remolino - Rio Verde high	25
		UPPER CLINOFORM	DF	C-C/Ob	Along the Western side of the	24
		SUBZONES UNDAFORM	DP	C-C/P; C-On/P	Along the Western side of the	12
		CHAOTIC FILL	GM - HE	Ch; C-C/Ch	Boundary between the accretionary wedge and deformed margin	2
B8						
1,8 to 0,1 my	U7	MOUNDED FAN COMPLEX	F	C-C/Md; C-C/Ch	SW Tumaco	6
		SLOPE-FRONT FILL	DW	C-On/P; C-C/P; Top-On/P; C-Di/GS; Top-C/GS; Top-Di/GS	Western side and along the axis basin	21
		SIGMOID PROGRADATIONAL	LET	Top-Dwn/Si; C-Dwn/Si; C-On/Si	Eastern side of the basin	73
B7						
5 to 1,8 my	U6	MOUNDED FAN COMPLEX	F	C-C/Md	East side of the Tumaco high and	9
		SIGMOID PROGRADATIONAL	LET	Top-Dwn/Si	Along the Western flank of the	53
		UPPER CLINOFORM	DF	Top-Dwn/Ob; Top-On/Ob	Along the West flank of the	34
		SUBZONES UNDAFORM	DP	C-C/P; C-Di/GS; Top-Di/GS	Tumaco bay	4
B6						
7,5 to 5 my	U5	CHAOTIC FILL	GM - HE	Ch; C-C/Ch; C-Dwn/Md	Feeders at South of Tumaco and North of Esmeraldas over the Eastern side of the basin	9
		SLOPE-FRONT FILL	DW	C-Di/GS; Top-Di/GS; C-C/P; C-On/P; Top-Di/GS; Tr-C/P; Top-C/GS; C-Dwn/P	Around the basin	52
		SIGMOID PROGRADATIONAL	LET	Top-Dwn/Si; Top-On/Si; Top-C/Si; C-Dwn/Si	Basin axis	39
B5						
10,5 to 7,5 my	U4	MOUNDED FAN COMPLEX	F	C-C/Md; C-Dwn/Md	Northeast border of the basin, feeder axis perpendicular to the Remolino high	13
		SLOPE-FRONT FILL	DW	C-C/P; Tr-C/P; C-On/P; C-Di/GS. Top-C/GS	Southern basin	66
		SIGMOID PROGRADATIONAL	LET	Top-C/Si; Si-On/Si; Top-Dwn/Si; C-On/Si; Tr-On/Si; Top-On/Si	Souther basin, feeder axis in the Tumaco zone	21
B4						
21 to 10,5 my	U3	CHAOTIC FILL	GM - HE	C-Di/Md; C-C/Md; C-On/Md; C-C/Ch? C-Dwn/Md	Small areas around the Manglares, Esmeraldas, Tumaco and Patia highs	9
		SLOPE-FRONT FILL	DW	C-C/GS; C-Di/GS. C-C/P; Tr-C/P; C-On/P; Tr-C/P; Tr-Di/GS; Tr-On/P	All region	10
		SIGMOID PROGRADATIONAL	LET	Top-Dwn/Si; C-Di/Si; Top-On/Si; C-Di/Si; C-Dwn/Si	Over the Esmeraldas and Manglres highs, north of Rio Verde high, cntral part of the Remolino high and in the SouternPatia promontory	81
B3						
30 to 21 my	U2	CHAOTIC FILL	GM - HE	C-C/Md; C-C/Ch; C-Dwn/Ch; C-On/Md	West to the axis basin	23
		SLOPE-FRONT FILL	DW	C-C/P; C-On/Di; Tr-C/P; C-On/GS; Tr-Dwn/GS; Top-Dwn/GS. C-On/P	Axis basin and Western flank of the Tumaco and Manglares highs	26
		SIGMOID PROGRADATIONAL	LET	Top-Dwn/Si; C-Dwn/Si. Tr-On/Si; C-On/Si; C-Di/Si	Basin borders	51
B2						
40 - 30 my	U1	CHAOTIC FILL	GM - HE	C-C/Ch; C-C/Md; C-Dwn/Md	West of the axis basin	43
		SLOPE-FRONT FILL	DW	C-On/P; C-C/P; Tr-Di/GS	Axis basin	33
		SIGMOID PROGRADATIONAL	LET	Top-On/Subp; Top-Dwn/Si; Top-On/Si; C-Dwn/Si; Top-On/Si; C-C/Ob	East of the axis basin, West of the Tumaco bank and over the Manglares high	24
B1						
> 40 my	HR	LAND AND SEAWARD DIP REFLECTIONS	LDR	SDR; LDR		

Table 6.4. Chronostratigraphic relationship of the seismic facies mapped in the Manglares basin and their seismic characteristics: A) seismic sequence name; B) seismic facies unit (see Table 6.3 and Fig. 6.6) and interpreted accumulation settings according to Sangree and Widmier (1977); C) seismic facies unit code; D) mapped seismic facies characteristics (Top character - Base character / Internal reflection character) according to the Table 6.2 codes; E) seismic facies units distribution through the basin at each seismic unit accumulation time (See figures 11 to 18). F) percentage of seismic facies units by seismic sequence (see also Fig. 19d). Gray dashed zones correspond with the identified seismic sequence boundaries (B1 to B8).

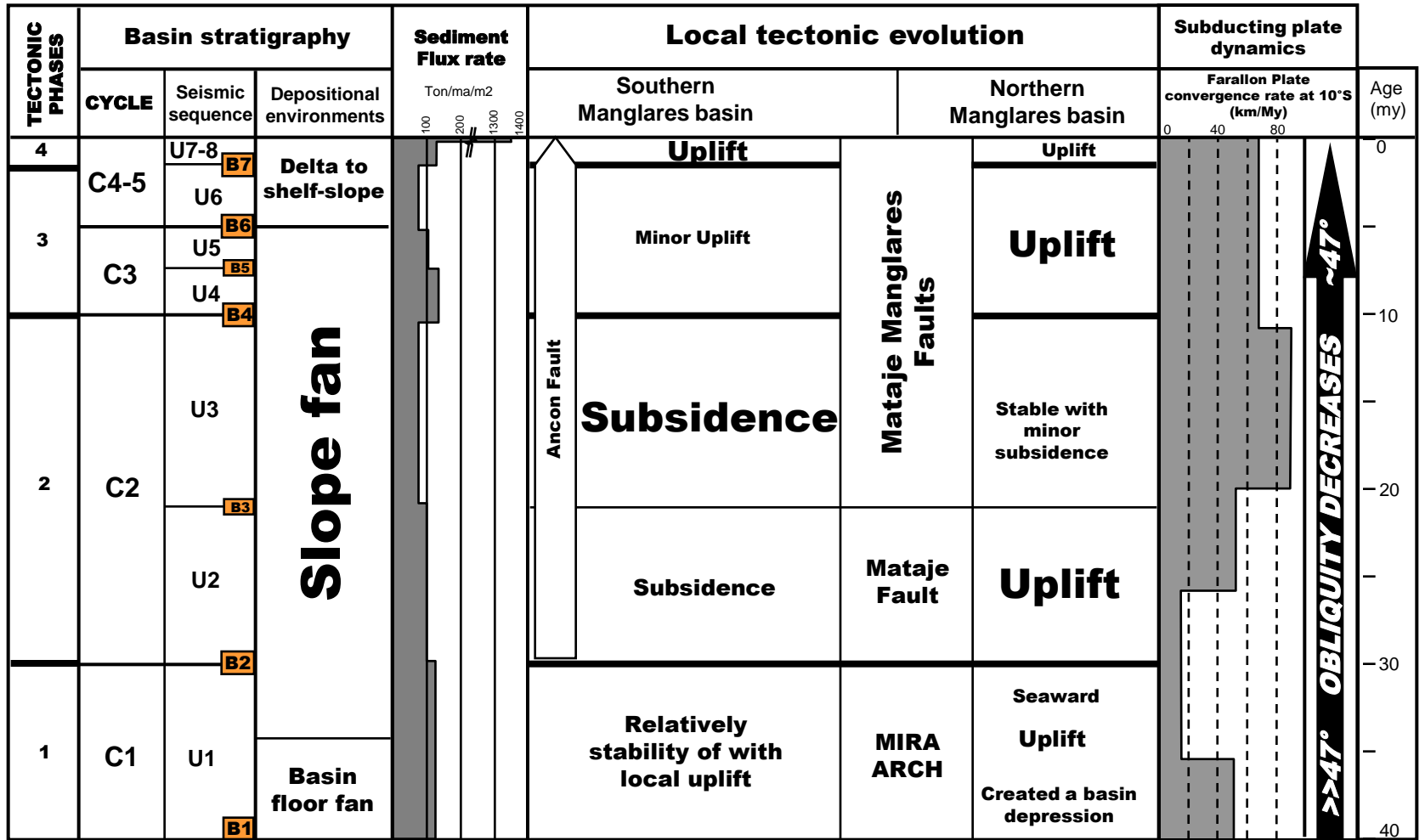


Table 6.5. Tectonic phases, basin stratigraphy, sediment flux and local tectonic activity in the study area over the last 40 Ma and their relation to changes in the subducting Farallon plate dynamics. Local tectonic activity is based on results presented in Figures 6.22 and 6.23. Convergence rate according to Pardo – Casas and Molnar (1987) and Kendrick et al (2003), and subducting plate obliquity according to Pilger (1984) for the Farallon – Nazca plate are indicated.

Chapitre 7:

Origine d'un double bassin d'avant l'arc: l'exemple du bassin de Tumaco-Manglares, NO de l'Amérique du Sud

Ce chapitre est rédigé en anglais et servira de base à la rédaction d'une publication postérieurement.

La zone d'avant arc est un élément important des marges convergentes modernes et anciennes et reflète directement l'interaction entre les plaques plongeante et chevauchante (Hartley et al., 2000). L'histoire du remplissage sédimentaire et de la tectonique de ces zones peut être confrontée à l'évolution cinématique régionale afin d'évaluer l'interaction entre les plaques et améliorer les reconstructions de marges convergentes anciennes. Dans ce chapitre nous présentons une synthèse de l'évolution tectonique et stratigraphique cénozoïque de l'ensemble du système de double bassin d'avant arc du Sud de la Colombie et du Nord l'Équateur (1 ° - 3°30 ' N; Figs. 1 et 2) et comparons la chronologie des évènements marquant de cette évolution aux périodes de changement majeurs de la vitesse de convergence des plaques afin d'en déduire des mécanismes potentiellement à l'origine de la formation et de l'évolution du double bassin avant-arc

Dans cette synthèse nous intégrons des données de cartographie géologique régionale et de géochronologie le long de la marge, avec les résultats des trois études que nous avons menées sur l'évolution tecto-stratigraphique -le long du haut structural interne de Remolino – Rio Verde (Chap. 4), -dans le bassin interne de Tumaco – Borbon (Chap. 5) et -dans le bassin

externe de Manglares (Chap. 6). La chronologie de la déformation de la marge est comparée à l'histoire de la surrection des cordillères Real – Centrale et Occidentale (Spikings et al., 2001) et aux changements de l'obliquité et de la vitesse de convergence des plaques (Pilger, 1984; Lonsdale and Klitgord, 1978; Hardy, 1991; Meschede and Barckhausen, 2000 ; Meschede and Frisch, 1998).

Ce travail révèle la présence de trois mégaséquences à l'échelle régionale. La mégaséquence basale (Paléocène à Éocène Inferieur) est le résultat d'un volcanisme sous-marin en milieu profond sur une marge transpressive. Une seconde mégaséquence (Eocène supérieur à Miocène Moyen), s'est déposée sous forme d'éventails sous-marins profonds progressivement recouverts par des sédiments moins profonds puis de plate-forme sur une marge compressive. La dernière mégaséquence (Miocène Supérieur – Holocène) s'est déposée dans un milieu de dépôt de type talus continental supérieur dans le bassin de Manglares, et dans un environnement de plaine alluviale et d'éventails continentaux de piedmont dans le bassin de Tumaco-Borbon, pendant que la marge était soumise à de l'érosion tectonique et du sous-placage sédimentaire. L'individualisation des bassins, engendrée par la surrection des hauts structuraux à partir du Miocène moyen, résulterait de la mise en place de duplexes profonds sous le haut structural interne. La corrélation entre l'histoire tectono-sédimentaire des bassins, et les changements de cinématique des plaques, la fragmentation de la plaque Farallon-Nazca et la surrection des Andes, permet de proposer un modèle de formation d'un double bassin avant-arc. Dans ce modèle, l'individualisation des bassins de Tumaco-Borbon et de Manglares dès le Miocène Moyen résulte de l'entrée en subduction de la jeune et chaude plaque Nazca, ainsi que de la diminution du taux de convergence. Ce changement de dynamique s'est traduit par une diminution du pendage du slab entraînant une augmentation du couplage interplaque, et l'échappement de fluides du coin de manteau sous-jacent. Ces processus auraient facilité l'emplacement des duplexes crustaux profonds. L'absence de failles crustales majeures et l'importance de la subsidence du bassin de Tumaco suggèrent que ce bassin résulte de l'effet combiné du flambage crustal sous l'effet de la compression, et de la charge sédimentaire. Ce processus semble s'être initié dans une région de relative faible épaisseur crustale reposant sur un manteau hydraté. L'évolution du bassin externe de Manglares serait plus dépendante de la dynamique du contact interplaque.

Origin of a double fore-arc basin: the example of the Tumaco-Manglares basin, northwestern south america

López, E., Collot, J.-Y., Sosson, M.

Abstract

The subsidence and uplift history of the forearc system of SW Colombia and N Ecuador margin is complex and reveals several stages of deformations. The forearc sequence stratigraphy evidences the development of three megasequences (M1 to M3). The basal megasequence is related to the accretion of the Late Mesozoic – Early Cenozoic oceanic plateau corresponding to the basement of the forearc. This accretion occurred in a transpressional regime. The second megasequence composed by deep water sediments, recorded the transition between transpressional to compressional stages of the margin from Late Eocene to Middle Miocene. The third megasequence characterized by shallow deep sediments imprinted the compressional stage of the margin and the uplift activity of the structural highs since Late Miocene up to today. The structural geometry of the margin is characterized by basement thrusts which deformed the forearc crust. Westward, the forearc zone, according to the overriding plate support is divided in mantle wedge, and lower plate domains. The margin evolution suggest that the subducting plate geodynamical changes affect strongly the interplate coupling and mantle wedge, and produce changes in the subsidence or uplift through the double forearc basin system.

7.1. Introduction

Forearc system are amongst the most exciting tectonic settings because they reflect the dynamic interactions between subducting and overriding plates along convergent margins (Harley et al., 2000). Compared to others tectonic settings, the fore-arc systems evolution call to the action of multiple, time-variable driving parameters (Xie and Heller, 2009), which include plate convergence rate and direction, slab dip, fluid fluxes, and structural complexities and sediment carried into the subduction zone with the downgoing plate. These parameters affect the thermal structure of the margin and mantle wedge (Hyndman and Peacock, 2003; Mikhailov et al., 2007) and modify the stress field in the overriding plate (Spencer, 1994;

Lallemand et al., 2005; Boutelier and Cruden, 2008). Reconstructing the tectonic evolution of fore-arc systems provides insight into the plate interactions through time. Although quite complex, such reconstructions could be achieved through the study of the tectono-stratigraphic evolution of fore-arc basins.

Fore-arc basins (Karig et al., 1980; Bailleul et al., 2007; McNeill et al., 2000) show that their sediment fill recorded the tectonic histories of both the volcanic arc massif and the outer structural high (Dickinson and Seely, 1979). These basins developed in two extreme settings with respect to their structural position relative to the underlying plate interface. For example, the Hikurangi fore-arc basin built on an accretionary wedge supported by the down-flexed lower plate (Barnes et al., 2002; Lewis and Pettinga, 1993), whereas the Sandino fore-arc basin likely developed over a segment of the erosive Nicaragua margin that is supported by the mantle wedge (Ranero et al., 2000). Interestingly, some active margins have developed double fore-arc basins (McNeil et al., 2000), which reflect more widely the interactions between upper and lower lithospheric plates in the cases where the basins developed in the two settings exemplified above. Such a double fore-arc basin developed across the southern Colombia –northern Ecuador margin in the form of the onshore Tumaco-Borbón basin (Bueno Salazar, 1989; López et al., b) and the offshore Manglares basin (Marcaillou and Collot, 2008; López et al., c), which are separated by the Remolino Rio Verde structural high (López et al., a) (Figs. 7.1 and 7.2). The large-scale structural geometry of the fore-arc system is known from wide-angle seismic and gravity data (Meissnar et al., 1977; Case et al., 1973; Agudelo, 2005), whereas the basins are constrained by MCS and gravity data (Collot et al., 2008; Marcaillou et al., 2008, López et al., b and c, López et al., 2008). In addition, the Cenozoic chronostratigraphy of each of these basins has been detailed (Marcaillou and Collot, 2008; López et al., b and c) allowing to reconstruct the deformation history over the entire fore-arc system.

In this paper, we reconstruct the Cenozoic evolution of the double fore-arc basin and tentatively correlate this evolution with plate kinematics and slab dip changes, as well as with the thermal evolution of the upper plate mantle wedge to discuss potential mechanisms responsible for the basin formation and margin deformation over the last 40 Ma. We first integrated the individual results of the basin analysis conducted over each of the Tumaco –Borbón (López et al., b) and Manglares basins (López et al., c) to produce a single chronostratigraphic summary diagram of the whole double fore-arc basin. We then identified

several isochronal surfaces that are used to improve the chronostratigraphic correlation between seismic sequences and lithologic units across the fore-arc region, and to define two regional surfaces bounding three megasequences, which reflect regional plate reorganizations. Finally, we use facies distribution and structural maps at selected time intervals, and 2D backstripping to visualize the evolution of the margin deformation and depositional environments, prior to discuss possible driving mechanisms.

7.2. Geological setting

In Northern Ecuador and Southwestern Colombia area, three major groups of lithostratigraphic units can be distinguished according to their genesis and age. The first group is characterized by igneous basic rocks and composed by peridotites, dolerites and gabbros (Fig. 7.2) (Lebras et al., 1987; Van Thournout et al., 1992; Kerr et al., 2002; Spadea and Spinoza, 1996; IGAC – INGEOMINAS, 2006), formed in oceanic plateaus during the Cretaceous according to geochemical and geochronological data (Kerr, 2005). Plateau fragments were accreted between Late Cretaceous and Palaeocene times along the northwestern South America corner (McCourt et al., 1984; Aspden and Litterland, 1992; Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003; Van Melle et al., 2008).

The second group that overlies the igneous basement is characterized by volcanic rocks (Fig 7.2) composed by pillow basalts, andesitic massive lavas, basalts and pyroclastic rocks (Kerr et al., 2002; Van Thournout et al, 1992; Spadea and Spinoza, 1996) accumulated between the Late Cretaceous – Early Eocene. The geochemical analysis suggests that the lower part of this group formed in an island – arc tholeiitic setting, and the upper part formed in a calc-alkaline arc setting (Kerr et al., 2002; Spadea and Spinoza, 1996).

A third group covers discordantly the two previously described groups, and is characterized by sedimentary rocks accumulated during the Cenozoic. Onshore, in the Tumaco – Borbón basin, the base of the third group is composed by calcareous sandstones, radiolarian shales and shales accumulated between the Late Eocene and Late Oligocene, in a deep-marine slope environment of variable depositional energy (Stainforth, 1948; Gansser, 1950; IGAC – INGEOMINAS, 2006; Evans and Whittaker, 1982) the top of the third group is composed by sandy - shales, limestones and volcanic materials accumulated in shallow marine and deltaic environments, between the Miocene - Holocene (Fig. 7.2) (Ordoñez et al., 2006;

Cantalamessa et al, 2007; IGAC – INGEOMINAS, 2006). Offshore, the seismic stratigraphic studies allow extending the third group across the whole Manglares basin (Marcaillou and Collot, 2008), where sediment accumulated in deep-marine slope to deltaic environments (López et al, c). Landward of the forearc basins, geochronological data suggest that during the Cenozoic, a magmatic and volcanic activity occurred along the Western and Central – Real cordilleras (Cepeda, 1986; McCourt et al, 1984; Van Thournout et al, 1992).

7.3 Data sets and method

We interpreted ~120 km of seismic reflection profiles (Fig. 7.3) to construct a chronostratigraphical chart across the northern Tumaco and Manglares basins (Fig. 7.4), applying the seismic stratigraphic procedure defined by Vail (1987). In this chart, we integrated the results of seismic stratigraphic and stratigraphical analysis of wells of López et al. (a and c) to identify and date sequences extending in both basins. Additionally, the dated sequences allow making a regional stratigraphical correlation between onshore outcrops and exploration wells lithological units in the Esmeraldas and Tumaco areas (Fig. 7.5). The sequences genetically correlated were grouped in megasequences in the sense of Hubbard et al. (1985) that is a megasequence, which correlates with a plate reorganization phase and with a second order sea level fall (Fig. 7.4).

We constructed a paleo-environmental distribution map for each sequence (Figs. 7.6 to 7.13) to visualize the evolution of the margin deformation and depositional environments over the last 40 my. These maps resulted from the integration of: 16 selected facies distribution maps of the Tumaco and Manglares basins (López et al., b and c), lithologies from geological maps (CODIGEM – BGS, 1993; DGGM, 1980; IGAC – INGEOMINAS, 2006; Cepeda, 1986; Evans and Whittaker, 1982), biostratigraphical descriptions in more than 80 localities (Ordoñez et al., 2006; Cushman and Stainforth, 1951; Gansser, 1950; Stainforth, 1948), geochronological results (Kerr et al., 2002; Spikings et al., 2000; Alvarez y Linares, 1979; McCourt et al., 1984), and regional geologic interpretations related with the margin evolution (Barrero, 1979; Aspden et al., 1987; Duque – Caro, 1990). Based on these bibliographic references, we plotted over each map the biostratigraphically dated sites, outcrop boundaries of the geological units and the names of the lithostratigraphical units used during our interpretation of environments. Using the 2D quantitative backstripping analysis of the Tumaco and Manglares basins (López et al., b and c) conducted across the northern region of

the basins, we reconstructed the vertical deformation history of the double fore-arc basin (Fig. 7.14).

7.4. Results

According to the stratigraphical correlation in the area nine sequences bounded by isochronal surfaces were identified across both the Tumaco – Borbón and Manglares basins (Fig. 7.4 and 7.5). Two of these isochronal surfaces (U1 and U2 in Fig. 7.4) were recognized across northwestern South America (Duque-Caro, 1990; Copper et al., 1995) and therefore, represent regional unconformities that bound three megasequences of regional extent. The age of the regional unconformities coincide with the occurrence of global sea level fall events (Haq et al., 1987). Because sequences S1 and S2 belong to the margin basement, and S2 is topped by regional unconformity U1, we grouped S1 and S2 into basal Megasequence 1. Sequences S3 to S9 are Eocene to Holocene sedimentary units accumulated over megasequence 1. Regional unconformities U 1 and U2 allowed to group sequences S3 to S5 in Megasequence 2, and sequences S6 to S9 were grouped in Megasequence 3.

7.4.1. Megasequence 1 (Sequences S1 – S2): >40 Ma

Sequence S1 consists of Late Cretaceous (Figs. 7.5), igneous oceanic rocks formed in an oceanic plateau setting (Lebras et al., 1987; Kerr et al., 2002). Sequence S2 covers unconformably S1 rocks and is composed by Palaeocene – Early Eocene (Fig. 7.5), volcanic and volcanoclastic accumulations (López et al., b and c; Echeverria, 1980; Kerr et al., 2002; Van Thournot et al., 1992; Spadea and Spinoza, 1996; IGAC – INGEOMINAS, 2006). Several igneous bodies intruded the Western Cordillera at the time of S2 formation (Fig. 7.6) (Alvarez y Linares, 1979; Aspden et al., 1987).

The paleo-environmental map at >40 Ma shows that volcanic centers occurred close to the present day Western Cordillera foothills, while westward, in the forearc zone, isolated volcanic centers occurred near the transverse Mira arch, the Ostiones high and in others areas (Fig. 7.6). These structures have been interpreted to be associated with wrench tectonics (López et al., c; Collot et al., 2008). Regionally, between Late Cretaceous and Palaeocene, NE-trending strike slip movements occurred along the Western Cordillera (Luzieux et al., 2006), while block rotation deformed the forearc zone (Daly, 1989) during highly oblique

convergence of the Farallon Plate (Pilger, 1984). It is likely that during the Late Cretaceous to Palaeocene, the distribution of the volcanic activity on the SW Colombia – N Ecuador margin was controlled by regional strike slip tectonics.

7.4.2. Megasequence 2 (Sequences S3 – S5): ~ 40-10,5 Ma

The forearc basin sedimentation in the SW Colombia and N Ecuador began with sequence S3, which accumulated between ~ 40 – 30 Ma (Figs. 7.4 and 7.14), west of a continental volcanic arc (McCourt et al., 1987) developed over the emergent Western Cordillera (Barrero, 1979). Radiolarian shales, shales, cherts and levels of calcarenites are predominant in sequence S3 (Fig. 7.5). The distribution of the sedimentary environments and structures during the upper Eocene suggest that the forearc zone was segmented transversally, near latitude 2° N, by the NNW-trending basement Mira arch, which cropped out at the sea floor (Fig. 7.7) (López et al., c). North of this structure, predominant hemipelagic to pelagic environments, and patches of slope fan turbidites were associated with the uplift of the Tumaco and Patia highs, while northeastwards, no sediment deposited over the submarine volcanic basement (Figs. 7.7 and 7.14). South of the Mira arch, the shallow marine shelf environments that occurred along the Western Cordillera foothills, evolved westward to hemipelagic and locally pelagic environments, with patches of slope fan turbidites. These patches were associated with minor uplifting areas (Fig. 7.7). The overall distribution of the sedimentary environments of sequence S3 indicate that south of the Mira arch, the forearc zone was relatively stable, whereas along its north seaward border, the structural highs were tectonically active.

Between 30 – 21,5 Ma, the forearc zone was entirely covered by sediments of sequence S4 (Figs. 7.4 and 7.14), predominantly composed by shales and radiolarian shales with local sandy levels in the northern Ecuador area (Fig. 7.5). The control of the transverse Mira arch ceased during this time, but the zone was affected transversally by the Mataje reverse fault (Fig 7.8) and by the trench parallel Ancon fault (López et al., c). Northeast of the Mataje fault, sediments accumulated in pelagic environments, while hemipelagic environments dominated north of the fault (Fig. 7.8). Isolated zones of slope fan - fan complex environments occurred over the Mataje fault and slope fan over the Tumaco and Patia highs. South of the Mataje fault, the sediments accumulated in shallow marine (including local reef areas) to deltaic environments changing gradually westward to hemipelagic environments (Fig. 7.8).

Landward, in the Western Cordillera the continental volcanic arc remained active. The overall distribution of environments and active structures between 30 – 21,5 Ma supports relative stability NE and SW of the Mataje fault, whereas at North and South of the fault, the basin seaward border and its structural highs were tectonically active.

Sequence S5 accumulated between 21,5 to 10,5 Ma (Fig. 7.4), and is composed by shales and calcarenites in the northern Ecuador. To the north, sequence S5 is composed by shales that grade upward to conglomerates with high volcanic supply (Fig. 7.5). The conglomerates were provided by the erosion of the volcanic arc that had migrated east of the Western Cordillera (López et al., a). During this time, the Remolino – Rio Verde structural high uplifted (López et al., a and b) and divided the forearc zone into the Tumaco – Borbón basin to the east and the Manglares basin to the west, thus giving birth to the double fore-arc basin (Fig. 7.14). The forearc zone, including the structural high, was affected transversally south of latitude 2° N, by the WNW to NW--trending Manglares and Mataje faults (Fig. 7.9).

Along the Western Cordillera foothills and northern Ecuador, the deposition of sequence S5 occurred in shallow marine shelf environments, while westward, up to the Remolino – Rio Verde high, the sedimentation changed to hemipelagic environment with the development of slope fans – channel levee – fan complex systems rich in volcanic material (Fig. 7.9). West of the Remolino – Rio Verde high, the accumulation of sediments occurred in pelagic environments with local development of slope fan and hemipelagic environments over the Ostiones, Manglares and local areas submitted to uplift. It is worth noting that during the deposition of sequence S5, the accumulated mass rate tended to increase in the Tumaco basin compared with the stable or slight decreasing in the Manglares basin accumulation mass rates (Fig. 7.4). These contrasting rates can be accounted for by the damming effect of the newly formed Remolino – Rio Verde structural high. The general distribution of the environments and active structures during the lower and the middle Miocene indicate that the southern Manglares and northern Tumaco basins tended to subside, whereas the Borbón and northern Manglares basins were relatively stable or affected by little uplift.

7.4.3. Megasequence 3 (Sequences S6 – S9): 10,5- ~0 Ma

Sequence S6 represents the first sedimentation after the formation of the double forearc basin. This sequence accumulated between 10,5 – ~7,5 Ma (Fig. 7.4), and is composed by

sandy shales in the Esmeraldas area and conglomerates in the Tumaco basin (Fig. 7.5). During this time, the Western Cordillera, the Remolino – Rio Verde structural high, and the structural highs of the Manglares basin underwent a generalized uplift, while the transverse Mataje – Manglares faults and the Ancon fault remained active (Fig. 7.10). Shallow marine shelf to delta environments locally controlled by growth structures were predominant along the Tumaco – Borbón basin. Over the western flank of the Remolino – Rio Verde structural high, the sediments that accumulated in hemipelagic and fan complex environments, were dammed to the west and south by the Tumaco – Patia highs and by the Mataje fault (Fig. 7.10). The sedimentation in the southern Manglares basin is absent or few during the lower late Miocene, while in the Tumaco basin large accumulated mass rates was recorded (Figs. 7.4 and 7.10). According to López et al. (b), during this time, the Tumaco basin recorded high subsidence, while the Remolino high uplifted and allowed to dam sediments (Fig. 7.14). Consequently, the sediment supply to the Manglares basin was largely interrupted. Additionally, the high amount of sediments trapped in the Tumaco basin allowed producing the shale diapir intrusion of the Chagüi high (López et al, b). The distribution of sedimentary environments and active structures during S6 sedimentation support strong tectonic deformation in the margin and robust subsidence in the Tumaco basin.

Between ~7,5 Ma to 5 ma, although the accumulation mass rates tended to decrease, sediment bypassed the RG-RV high towards Manglares basin (Figs. 7.4 and 7.14). Sequence S7 consists of sandy shales in the N Ecuador, and conglomerates in the Tumaco basin (Fig. 7.5) (Fig. 7.4). During S7 accumulation time, the transverse Mataje and Manglares faults were active and several basin highs were slightly uplifted (Fig. 7.11), while subsidence continued in the Tumaco basin (López et al., b). The Ancon fault remained active and thrust faults deformed the sea floor west of the Tumaco – Patia highs (Fig. 7.11). The paleoenvironmental distribution map of Sequence S7 shows that the accumulation of sediments occurred predominantly in delta front – shallow marine shelf environments, controlled by the uplift of the Remolino – Rio Verde and Chagüi highs, whereas westward, into the Manglares basin, hemipelagic to pelagic environments were predominant, with local development of slope fans over the Manglares – Mataje tranverse faults. The overall distribution of sequence S7 sedimentary environments imply that the Tumaco basin subsided during the upper late Miocene, whereas the Borbón and Manglares basins slightly uplifted. The activity of the faults transverse to the margin triggered slumps from the Remolino – Rio Verde structural high.

Sequence S8 accumulated between 5 - ~0,1 Ma in both basins (Fig. 7.4), and is composed by shales and conglomerates in the northern Ecuador, and calcarenites on the Gorgona Island (Fig. 7.5). The margin was deformed simultaneously by the transverse and parallel to trench faults during this time. The paleoenvironmental distribution map suggest that the sedimentation of sequence S8 occurred in continental fan to shallow marine shelf environments in the Tumaco basin, with sediments transported by the Mira, Güiza and Patia rivers, while shallow marine shelf to hemipelagic environments extended along the Borbón and Manglares basins (Fig. 7.12). The general distribution of environments and structures developed during the Pliocene to Pleistocene support that the Manglares – Mataje faults acted as a major boundary between shallow to continental environments in the Tumaco and Northern Manglares basins, and deeper sedimentary environments in the Borbón and Southern Manglares basins.

Sequence S9, which accumulated during the last ~0.1 Ma (Fig; 7.4), is composed by conglomerates in the N Ecuador area (Fig. 7.5), and sandy shales and mudstones along the present coastal line of Borbón and Tumaco areas (Dumont et al., 2006; Martínez et al., 1995). During this time, all basin highs underwent uplift and the transverse and trench-parallel faults are active. The paleoenvironmental distribution map of Sequence S9 shows that continental fan environments concentrated in the Tumaco basin, while delta to shallow marine shelf environments occur along the western flank of the Remolino – Rio Verde high, and change to hemipelagic to pelagic environments in the Manglares basin (Fig. 7.13). It is probably that during sequence S9 deposition, large amounts of sediments were dumped into the trench, contributing to the development of the Esmeraldas and Patia submarine fans (Fig. 7.13). The overall distribution of the S9 sedimentary environments and structures in the margin supports that the sedimentation was strongly constrained by the tectonic activity during the Pleistocene.

7.5. Discussion :

Based on the results of the paleoenvironmental distribution and subsidence history of the margin, we established the calendar of the Cenozoic deformation of the N Ecuador and SW Colombia forearc zone. To understand the driving mechanisms of the double fore-arc basin formation, we need to put the basins in their regional crustal context, and consider their position with respect to (1) the volcano – plutonic orogen zone, and (2) the interplate contact and the upper mantle wedge. Therefore, we constructed two crustal models across the margin

to take into account its 3D structural variations. The northern model cuts across the thick Tumaco basin (Fig. 7.15a), whereas the southern one across the thinner Borbón basin (Fig. 7.15b).

7.5.1 Crustal Structure of the margin

The crustal models were constructed using published geological maps (CODIGEM – BGS, 1993; IGAC – INGEOMINAS, 2006; Gómez et al., 2007), regional geological synthesis (Cediel et al., 2003; INGEOMINAS, 1983; Moreno – Sanchez et al., 2003; Aspden and Litherland, 1992; Kerr et al., 2002), wells and seismic reflection data (López et al., a, b and c). Onshore crustal thicknesses are constrained by seismic refraction and gravity models (Case et al., 1973; Meissnar et al., 1976; Kellogg and Vega, 1995), offshore crustal thicknesses and the dip of the Nazca plate were obtained from multichannel seismic reflection profiles and wide-angle seismic data (Collot et al., 2008; Agudelo, 2005).

The volcano – plutonic orogen zone

Considering that the volcano – plutonic orogen zone can affect the forearc basins subsidence by tectonic loading (Kimbrough et al., 2001; Ingersoll and Busby, 1995), we briefly describe the structures and tectonic styles of the volcano – plutonic orogen zone (Fig. 7.15). The structure of this zone is controlled by two thrust systems diverging from the Baños Front – Romeral Suture (Fig. 7.15). The western thrust system is characterized by a crustal tectonic wedge increasing northward in width from 80 km (Fig. 7.15b) to 125 km (Fig. 7.15a), an eastward gradual increase of the faults dip from 20 - 30° (Toachi – Timbiqui Shear) up to 80° near the orogen axis, and an eastward thinning of the tectonic slices. The eastern thrust system is about half the width of the western thrust system, and is produced by dextral strike slip faults forming the subandean front (Tibaldi and Romero, 2000; Tibaldi et al., 2007).

According to the geological and geochemical works (Cediel et al., 2003; Moreno – Sanchez and Pardo - Trujillo, 2003; Kerr et al., 2002; Aspden and Litherland, 1992), the western thrust system could correspond to three accretional – collisional events, which stacked oceanic slices along the Baños Front – Romeral Suture during the Mesozoic. The eastern thrust system is transpressional with a significant, normal to the fault component of compression, which

allows the eastward oblique thrusting of metamorphic units of the actual subandean front (Tibaldi and Romero, 2000; Tibaldi et al., 2007), after the Maastrichtian.

The forearc – trench slope zone

At a regional scale, the forearc zone tends to decrease northward in width and mafic crustal thickness, while the inner structural high expression and the thickness of megasequences 2 and 3 increase (Fig. 7.15). Both crustal sections suggest that the fore-arc basins developed over a zone of transition between mantle-supported and lower plate-supported crust.

The domain of mantle wedge-supported margin crust: According to gravity modeling (Case et al. 1973 and Kellogg and Vega, 1995), the crust of the forearc zone that extends from the continent to the axis of the Tumaco - Borbón basin rests directly over the mantle wedge, thus defining the domain of the mantle wedge-supported crust (Fig. 7.15 and 7.16). Wide angle seismics (Meissnar et al., 1976) and gravity data (Case et al., 1973 and Kellogg and Vega, 1995) show that the crustal thickness of this domain tends to decrease beneath the West Colombian gravity high (Fig. 7.15). In addition to a locally shallow mantle wedge, mafic to ultramafic rocks incorporated in the crust could account for the gravity high (Case et al., 1973; Kellogg and Vega, 1995; Meissnar et al., 1976). The report of ultramafic tectonic slices of the Ultramafitas de Guapi (IGAC – INGEOMINAS, 2006) along the Timbiqui shear confirms the ultramafic and mantle origin of the gravimetric anomaly. Although this domain is affected by regional strike slip faults and shear zones (Jama - Quininde, Toachi and Timbiqui), there is no geologic and seismic evidence for a large west-verging crustal thrust beneath the Tumaco basin eastern flank. Therefore, instead of having the fore-deep structure expected in a tectonic loading model, beneath the eastern flank of the Tumaco basin these data rather provide clear evidence for a bulging of the crust supported by an upraised mantle. These observations indicate that the Tumaco basin did not originate by tectonic loading.

The domain of lower plate-supported margin crust: From East to West, the domain extends from the axis of the Tumaco-Borbón basin (Fig. 7.15 and 7.16) to the trench, and is supported by the down-flexed Nazca plate. Based on seismological and geodetic studies (Wang and Hu, 2006), the plate interface divides into an aseismic updip segment and a seismogenic zone, respectively associated with outer and inner wedges (Fig. 7.15). The updip segment is interpreted to be poorly coupled, in contrast to the seismogenic zone, which is

locked during the inter-seismic period. We distinguish these two segments of the plate interface because their mechanical behavior may control the formation and extent of the outer basin.

The Tumaco basin and Remolino – Rio Verde high are located over the landward part of the seismogenic zone (Kanamori and McNally, 1982; Kelleher, 1972, Collot et al., 2004). López et al. (a and b) showed that the high started uplifting diachronously between the lower and upper Miocene thus dividing the initial fore-arc basin into the Tumaco and Manglares basin. This tectonic history shows that the Remolino – Rio Verde high is not a paleo-structure inherited from the pre-accretion history of the oceanic plateau, but that the Remolino – Rio Verde high rather formed during the Miocene in relation to the subduction process. Using balanced cross-section techniques, López et al., (2008) proposed that the Remolino high could have formed by crustal duplexing (Fig. 7.15). In the Cascadia fore arc, similar crustal thickening of an inner structural high was interpreted to result from crustal duplexing, close to the mantle wedge (Calvert et al., 2006).

Seaward of the inner structural high, the Manglares basin is located over the seismogenic zone of the plate interface. The basement of the basin is characterized by faulted crustal blocks resulting from a series of tectonic phases that included rifting, tectonic inversion by strike-slip faulting, and compression (Collot et al., 2008). Since ~40 Ma the basin development was controlled by this complex tectonic history (López et al., c), likely in relation with the tectonic behavior of the interplate contact. The seaward border of the basin is characterized by structural highs in the southern area and slope basins northward. The vertical tectonics of this border appears to have been controlled by the splay fault and Ancon fault, which developed at the transition between the aseismic up dip zone of the plate interface, and the seismogenic zone (Fig. 7.15.b)

7.5.2. Proposed model for the double fore-arc basin of the SW Colombia and N Ecuador margin during the Cenozoic

Both crustal models of Fig. 7.15 were restored cinematically at the end of each megasequence (1 to 3), in order to examine the influence of the plate interaction over the development of the double fore-arc basin (Figs. 7.17 and 7.18). Our restorations take into account unfolding crustal structures and the offsets along the faults, together with some frontal erosion that is

difficult to quantify. The width of the margin was estimated according to the position of the volcanic arc at each megasequence time. The forearc basins thicknesses in the restored sections were constrained by 2D backstripping (López et al., b and c). These restorations also consider slab dip changes over time according to the kinematic models (Pardo - Casas and Molnar, 1987; Pilger, 1984), as well as the lithospheric transition between the Farallon and Nazca plates.

Margin crustal structures at the end of Megasequence 1 (~40 Ma)

Considering the same amount of unknown frontal erosion in both crustal models, our restoration at the end of Megasequence 1 indicates that the arc – trench gap was shorter in the north than in the south, thus suggesting a greater slab dip in the north (Figs. 7.17a and 7.18a). The volcano – plutonic orogen zone was emergent and the crust was locally thicker than ~30 km, and was deformed by thrust systems west of the Baños Front – Romeral Suture.

The region of the accreted oceanic plateau extending west of the western thrust system up to the Toachi – Timbiqui shear zone, was poorly affected by faulting. The thickness of the plateau overlain by Megasequence 1 reached ~ 40 km in the north (Fig. 7.17a), and varied between ~20 to 40 km in the south (Fig. 7.18a). Between the Toachi – Timbiqui shear zone and the Jama – Quininde Fault, the crustal thickness reached only ~20 km. Westward of this area of crustal slimming, the margin was under sea level, and its crust likely reached ~40 km in thickness to the south of the Mataje – Manglares fault, while to North the crust possibly reached a 30 km maximum thickness (Figs. 7.17a and 7.18a). Between 50 and 40 My, the Farallon Plate subducted beneath the margin (Fig. 7.19a), and the oblique convergence direction and rate tended to decrease from 150 km/My to less than 100 km/My (Pardo – Casas and Molnar, 1987; Pilger, 1984).

According to various models, a decreasing convergence rate may produce a trenchward advance of isotherms (Mikhailov et al., 2007; Hyndman and Peacock, 2003), a slab dip decrease (Lallemand et al., 2005) and a significant increase of the interplate coupling and crustal erosion (Spencer, 1994). As a result of these changes, the overriding plate suffers an additional horizontal compressional stress (Boutelier and Cruden, 1998). The decrease in convergence rate may also produce a stop or a landward migration of the magmatic arc, a thermal contraction in the forearc zone (Moxon and Graham, 1987), a dehydration of the

mantle wedge (Hyndman and Peacock, 2003) and an increase of the tectonic erosion (Vannuchi et al., 2004).

According to these processes, we suggest that at the end of Megasequence 1, while the convergence rate of the Farallon Plate was diminishing, the slab dip decreased from South to North, and consequently the interplate coupling increased, and the overriding plate tended to shorten by wrenching in response to the very oblique convergence (Fig. 7.19a) (Pilger, 1984; Meschede and Frisch, 1998).

Margin crustal structures developed at the end of Megasequence 2 (~10,5 Ma)

The restored sections at the end of the Megasequence 2 indicate that the arc – trench gap width decreased at least by ~25 km since the end of Megasequence 1, as estimated along the faults of the western thrust system (Fig. 7.17b) (Fig. 7.18b). This shortening implied thickening of the Western Cordillera by stacking of crustal slices, while the strike slip component of the convergence was decreasing (Fig. 7.19b) (Pilger, 1984).

By the end of Megasequence 2 the double fore-arc basin was fully created as a result of the uplift of the Remolino – Rio Verde high and the high sediment supply from the Andes (Figs. 7.17b and 7.18b). However, subsidence was much important in the Tumaco basin (Fig. 7.14) than in the Borbón basin (Fig. 7.9). Synchronously, the Manglares basin was subject to generalized subsidence and transverse active faulting (Fig. 7.17b, 7.18b and López et al. c). During deposition of Megasequence 2, the Farallon plate began fragmenting into the Nazca and Cocos plates (Lonsdale, 2005) (Fig. 7.19b) and the normal component of the subduction rate increased (Pilger, 1984; Lonsdale and Klitgord, 1998).

According to the model by Lallemand et al. (2005), we associate the convergence rate increase with an increase of the slab dip, which produced an isotherms step back from the trench, a cooling of the mantle wedge thermal structure (Mikhailov et al., 2007), and a decrease of the plates coupling and tectonic erosion (Spencer, 1994). As a result, the horizontal compressional stress decreases in the forearc (Boutelier and Cruden, 1998), the mantle hydration increases (Bostock et al., 2002; Hyndman and Peacock, 2003) and subsidence rate increases in areas of thin forearc crust (Mikhailov et al., 2007).

Considering these kinematics and structural relationships we suggest that during Megasequence 2, the increased generalized subsidence or reduced local uplifts in the fore-arc zone resulted from a slab dip increase. As the convergence rate of the Farallon Plate was increasing, the likely slab dip increase resulted in, mantle wedge hydration, diminishing the plates coupling and allowing the subsidence to concentrate on forearc areas with thin crust as it was shown in the case of the Los Angeles basin (Mikhailov et al., 2007). In consequence, the Tumaco basin would have initiated in an area of thin crust relative to the crust of the Borbón basin and western cordillera..

Margin structures developed at the end of Megasequence 3 (~10-0 Ma)

At the end of the accumulation of Megasequence 3, the margin structure and geometry is characterized by the 300 km-wide arc – trench gap in the south (Fig. 7.17c) that is only ~250 km wide in the North (Figs. 7.18c). The coast line migrated seaward with respect to its position by the end of Megasequence 2, to establish west of the Remolino – Rio Verde high. During the accumulation of Megasequence 3, the volcano – plutonic orogen zone was shortened by up to 50 km according our reconstruction (Fig. 7.18c) . In the double fore-arc basin zone, subsidence increased and concentrated in the Tumaco basin, whereas uplift dominated in the Borbón and Manglares basins (Fig. 7.17c, 18c, and López et al., c).

During the last 10 Ma, the crustal thickness increases below the Remolino – Rio Verde high, probably by sub crustal duplexing process (López et al. c) and the outer margin wedge was eroded tectonically (Collot et al., 2008). Synchronously, the plate convergence decreased from >120 km/My to <100 km/My (Pardo – Casas and Molnar, 1987) and the Malpelo rift died (Fig. 7.19c) (Lonsdale and Klitgord, 1978; Meschede and Barkhausen, 2000).

The probably a slab dip decrease is associated with the decrease of the plate convergence rate, we infer that the area and coupling of the interplate contact increased, thus submitting the forearc system to shortening. These interplate contact processes would be responsible for the compressive deformation and exhumation of the volcano – plutonic orogen zone (Spiking et al., 2000), and the generalized uplift in the fore-arc zone. In this scenario, the huge sediment accumulation in the Tumaco basin, in absence of crustal faulting, would have resulted from crustal buckling due to horizontal stress transfer into the overriding plate and the erosion of the Western Cordillera.

The increase in area of interplate contact also supports other processes allowing the tectonic deformation to concentrate in some point of the inner wedge, and facilitate the development of the double fore-arc basin. We have inferred that the inner structural high that divides the fore-arc area into the Tumaco – Borbón and Manglares basins resulted from crustal duplexing. Such duplexing has been shown to occur on the fully coupled interplate contact area (Calvert et al., 2006) where rocks have been altered by fluids derived from the mantle wedge (Hyndman and Peacock, 2003). Such a process is very likely to occur during a period of slab dip decrease when the area of interplate contact tends to increase. We propose that the duplexing beneath the Remolino – Rio Verde structural high was facilitated by the alteration of the overriding plate by fluid expelled from the mantle wedge (Fig. 7.17c)

7.6. Conclusions

The chronostratigraphic correlation developed across the southern Colombia and northern Ecuador forearc system provide evidences for nine stratigraphic sequences (S1 to S9). The sequences S1 and S2 are of igneous – volcanic – volcano sedimentary origin, while the sequences S3 to S9 are of sedimentary origin.

A major unconformity characterized by a variable hiatus time gap allows to group sequences S1 and S2 into pre-Late Eocene Megasequence 1. The base of Megasequence 1 is composed by Mesozoic oceanic basement rocks accreted against the continental margin along the Baños Front – Romeral Suture. By the end or during the tectonic accretion phase, between the Late Maastrichtian to Early Eocene. The margin was deformed by transpression, in a strongly oblique convergence setting, and affected by a strong volcanic activity responsible for the S2 formation rocks,

Megasequence 2 is composed by mass transport, turbiditic and deep water sediments (S3 to S5), that deposited between the Late Eocene and the early Late Miocene. A change from transpression to compression helped to form a double forearc basin, with bypass sedimentation periods. The overfilling of the forearc basins during the late Middle Miocene allowed the sea level changes of second or higher order to be recorded.

The deep water sediments that compose Megasequence 2 were covered by large thicknesses of sediments accumulated in shallow water to continental fans, augmented by large contributions of volcanic material eroded from the active volcanic arc. The high amount of

supplied sediments overfilled the Tumaco – Borbón inner forearc basin and bypass toward the Manglares basin at the end of the Miocene up today. The bypass was controlled by the inner structural high uplift activity. The high sediment supply rates accumulated in the Tumaco basin submitted the sediments of the megasequence 2 to overpressure and forms shale diapirs. Additionally, faults transverse to the margin (Mataje – Manglares Fault), divide partially the Tumaco – Borbón and Manglares basins, controlling the distribution of sediments and sedimentary environments in the area.

The volcano – plutonic orogen zone supported by the mantle wedge, is flanked by a western thrust system product of the stacking of crustal slices, while towards the East the orogen zone is flanked by the eastern oblique thrust system. These thrust fans are separated by the Baños Front – Romeral Suture.

The forearc zone can be divided in two domains as the support of the overriding plate. The first domains characterized by the mantle wedge-supported margin crust. The second domain located in the central part of the area is characterized by the lower-plate supported margin crust characterized by regional subcrustal duplexing and strike slip structures.

The restored sections and the stratigraphic evolution of the forearc system indicate that at the end of Megasequence 1, the oblique convergence of the Farallon Plate and the interplate coupling increase submitted the margin to transpression. During the development of Megasequence 2, the increase in the normal convergence to the margin of the Farallon Plate in process of fragmentation and the strong interplate coupling submitted the margin to compression. At the end of megasequence 2, the partial hydration of the mantle wedge due to the increase in the convergence rates of the subducting plate, diminish the interplate coupling, and concentrate the subsidence on forearc areas with thin crusts. Finally, during the development of Megasequence 3, the diminution in the convergence rates of the fragmented Farallon Plate, diminishes the slab dip of the subducting plate and submitted the margin to compression and crustal buckling. Additionally the slab dip decrease allowed partial dehydration of the mantle wedge, altering the overriding plate, and facilitating the formation of crustal duplexes near the interplate contact, thus uplifting the inner structural high.

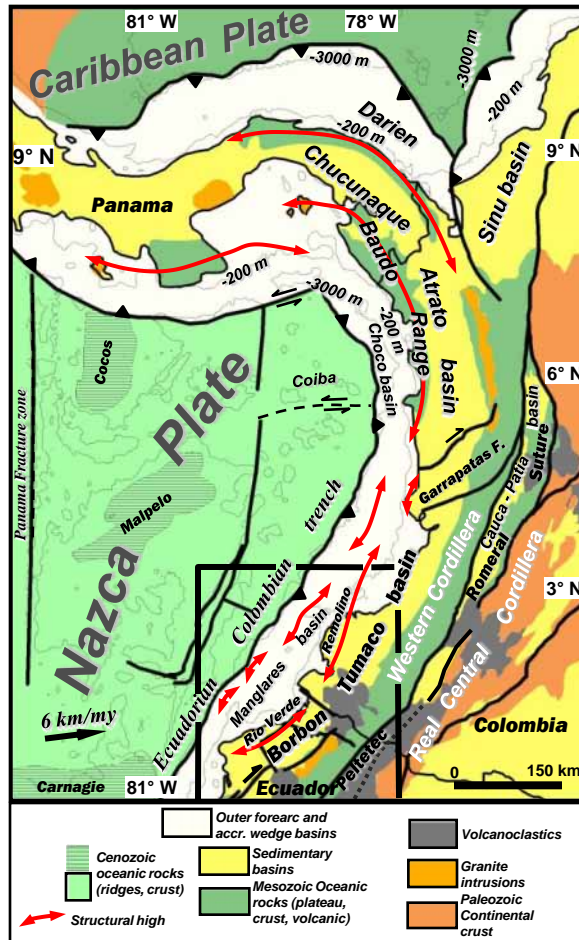


Figure 7.1. Regional morphostructural units and basins in northern South America. The box defines the studied area

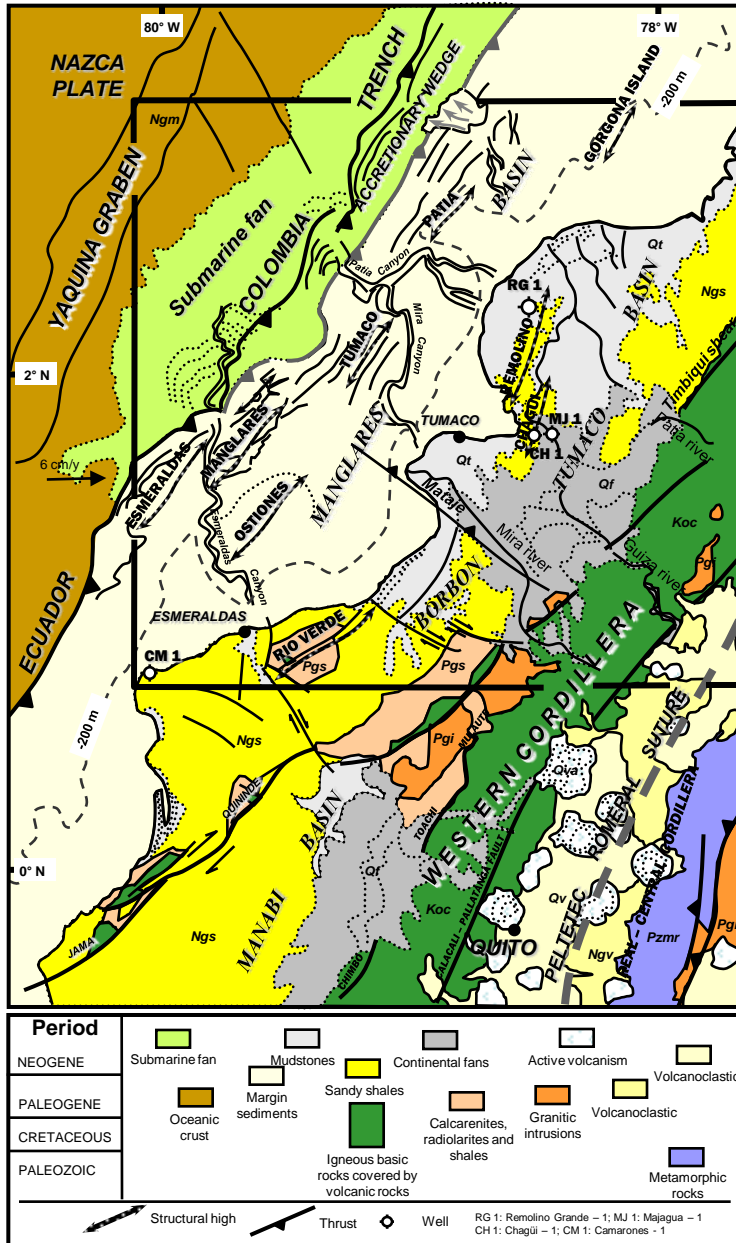


Figure 7.2. Geological sketch of the South western Colombia and Northern Ecuador region. The box shows the area where facies distribution maps (Figures 7.6 to 7.13) are constructed.

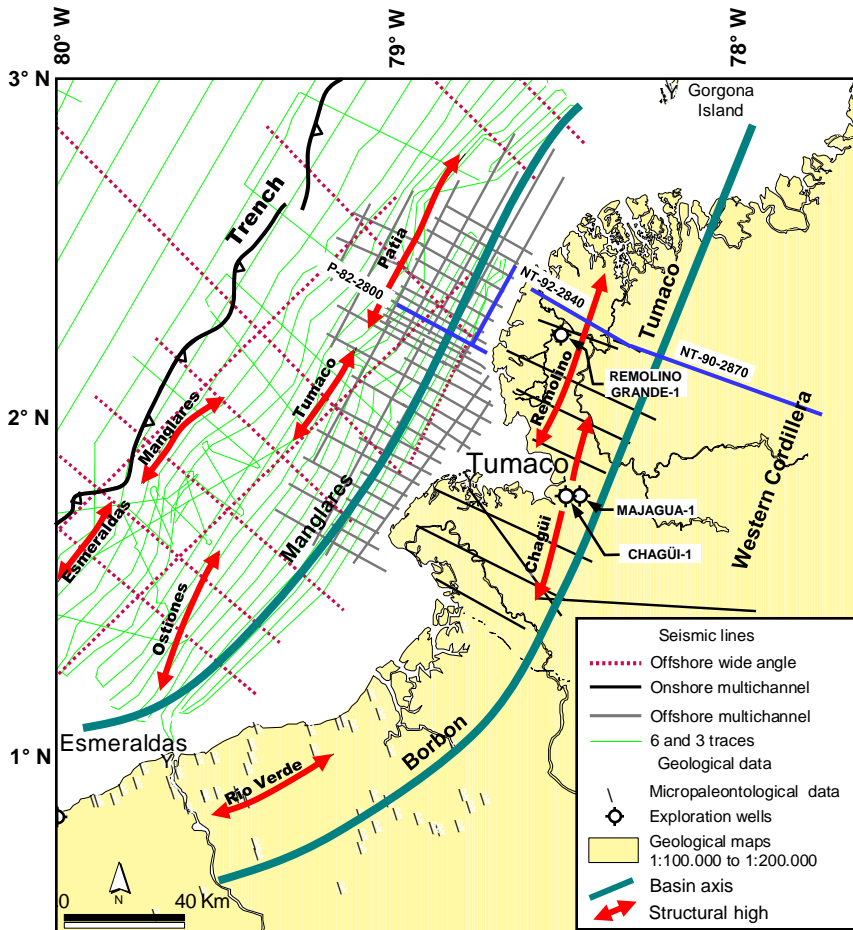


Figure 7.3. Location map of the seismic reflection profiles, wells, micropaleontological localities and geological maps used to build the facies distribution maps.

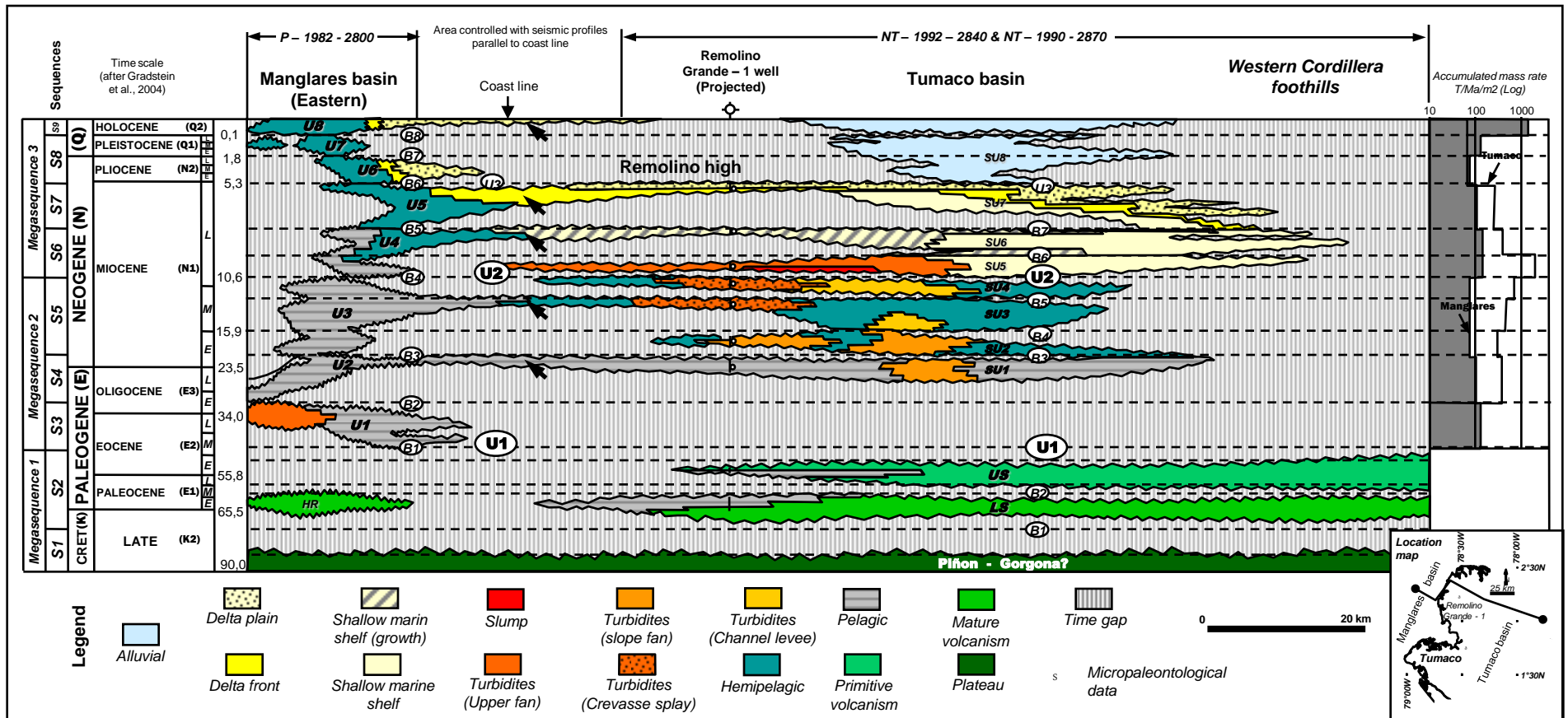


Figure 7.4. Chronostratigraphical chart across the Manglares and Tumaco basin based on seismic facies interpretation of seismic reflection profiles tied to wells (Lopez et al., a). Location of the chart is in the insert. LS and US are the lower and upper segments ; HR: High reflection zone; SU1 to SU8 are sedimentary units defined in the Tumaco basin. U1 to U8 are seismic units identified in the Manglares basin. Circle with U denotes regional unconformities and circle with B are local unconformities. Arrows indicate sediment bypass between Tumaco and Manglares basins. Sequences (basinal extension) and megasequences (regional extension) are defined in the column on the left of the chart. Accumulated mass rates in the Tumaco and Manglares basins are shown on the right (Lopez et al., b and c).

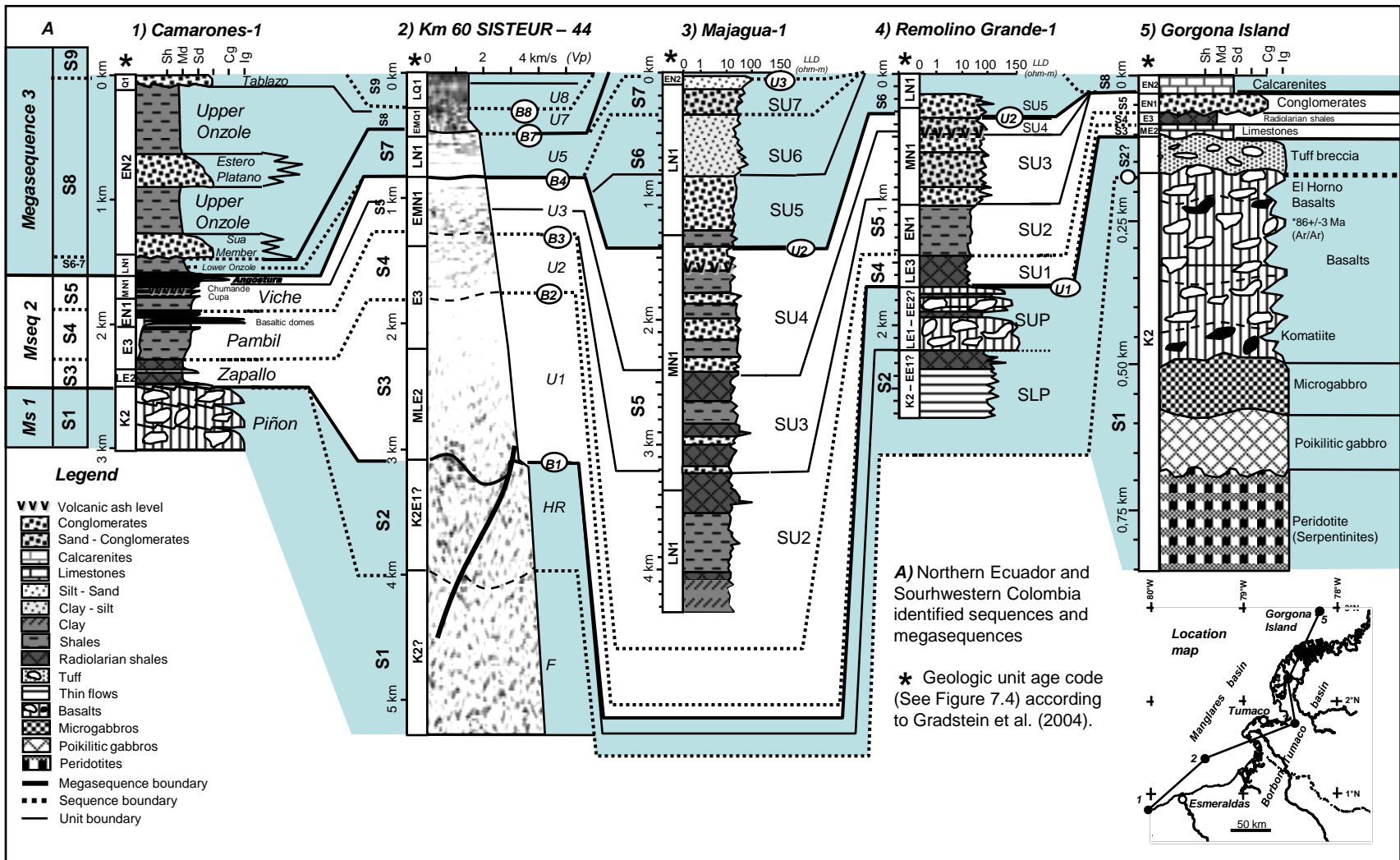


Figure 7.5. Stratigraphic correlation between lithological units defined in the Esmeraldas and Tumaco areas and seismic units defined in the Manglares basin (See numbers in the location map for position of the stratigraphic columns). Thick letters left of each column (S1-S8) are the regionally identified sequences and letters to the right of each column are the identified seismic units or formations. Sources: Column 1 (Camarones-1) according to Evans and Whittaker (1982), Ordoñez et al (2006) and Cantalamessa et al (2007); column 2 (SISTEUR-44) according to Collot et al (2008) and the seismic unit nomenclature by Lopez et al. (in prep.); columns 3 (Majagua-1) and 4 (Remolino Grande-1) by Lopez et al. (a); column 5 (Gorgona Island) reconstructed from Echeverria, (1980) and Sinton and Dunkan (1993).

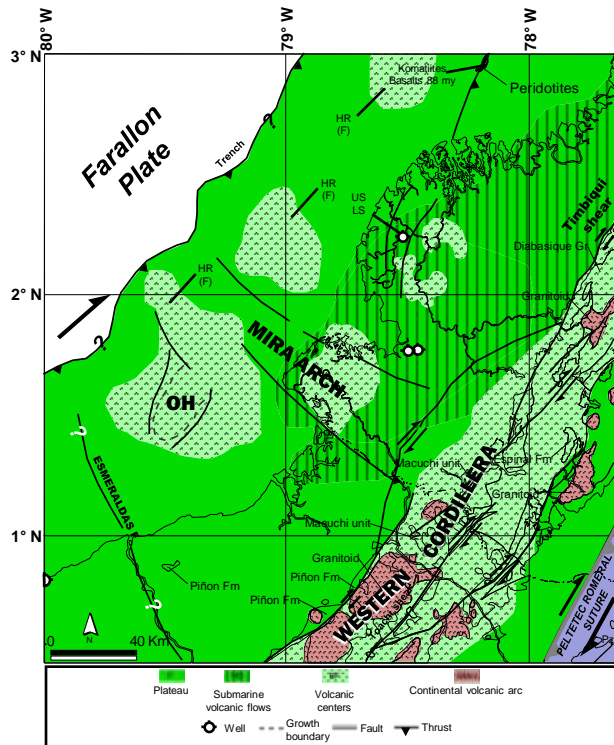


Figure 7.6. Sequences S1 and S2 (>40 Ma) distribution map. Map depicts active structures, and lithofacies and paleoenvironments interpreted at the top of the basin basement. OH= Ostones high. This map and subsequent maps were drawn using present day geographical positions.

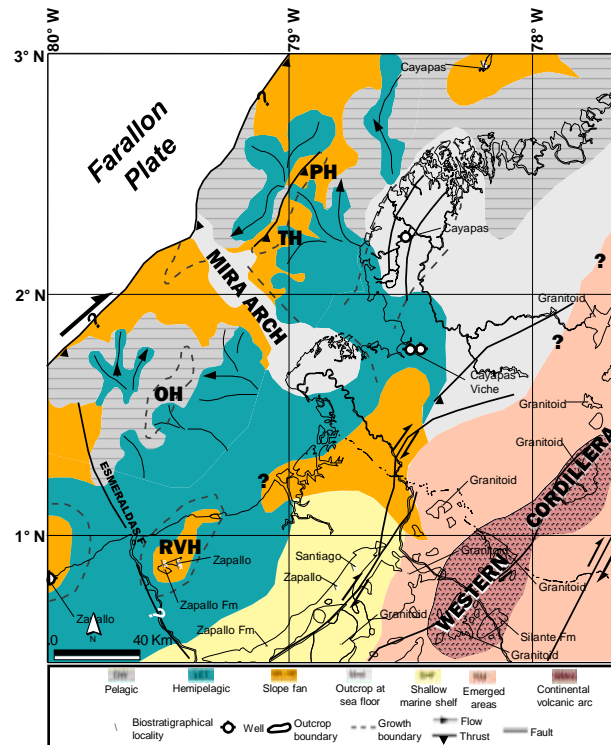


Figure 7.7. Sequences S3 (40 – 30 Ma) lithofacies and paleoenvironments distribution map and active structures. OH= Ostones high; RVH= Rio Verde high.

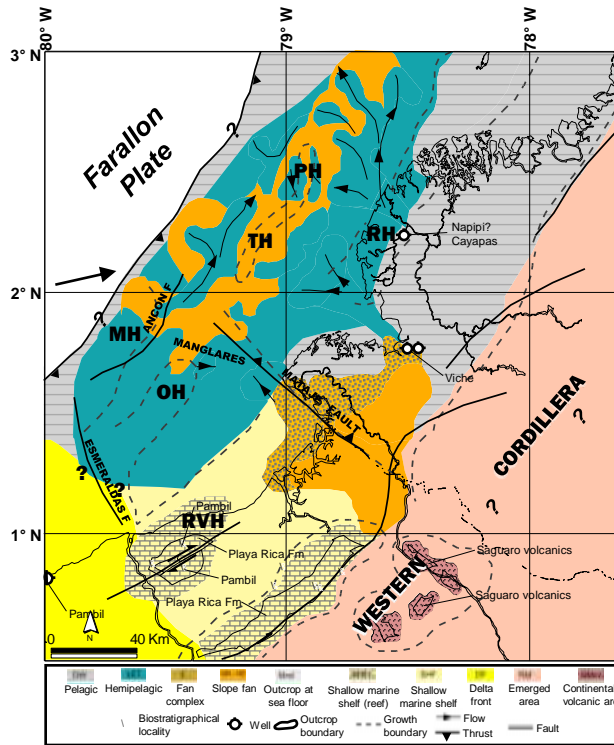


Figure 7.8. Sequences S4 (30 – 21,5 Ma) lithofacies and paleoenvironments distribution map and active structures. OH= Ostones high; RVH= Rio Verde high; RH= Remolino high; TH= Tumaco high.

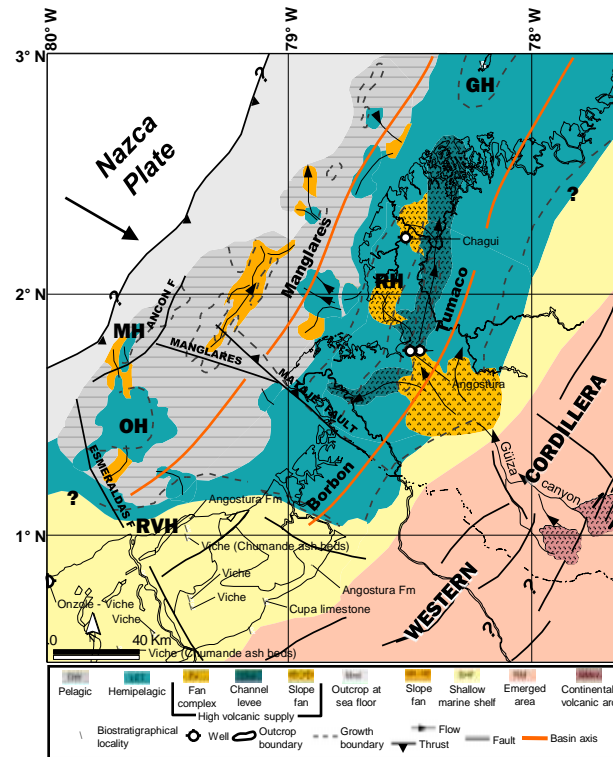


Figure 7.9. Sequences S5 (21,5 – 10,5) lithofacies and paleoenvironments distribution map and active structures: OH= Ostones high; GH= Gorgona high; RH= Remolino high.

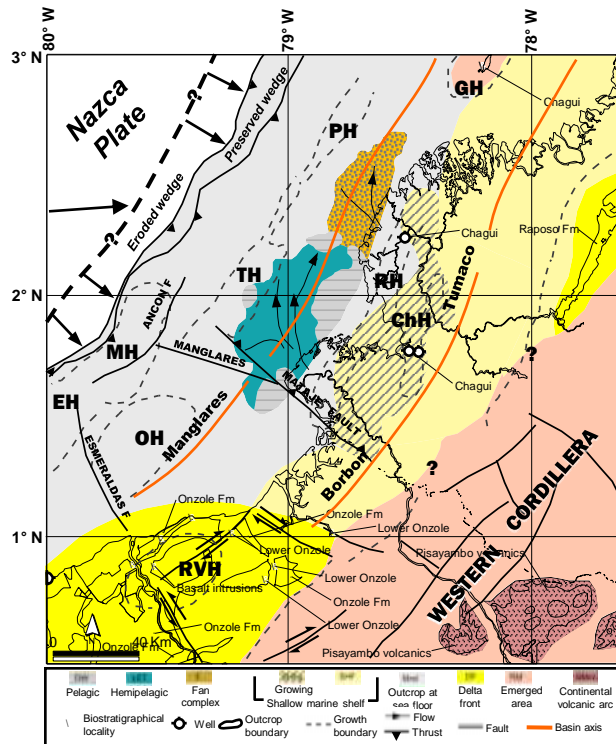


Figure 7.10. S6 Sequences (10,5 – 7,5 Ma) lithofacies and paleoenvironments distribution map and active structures: EH= Esmeraldas high; OH= Ostones high; MH= Manglares high ; TH= Tumaco high ; PH= Patia high ; ChH= Chagüi high ; RVH= Rio Verde high ; RH= Remolino high; GH= Gorgona high.

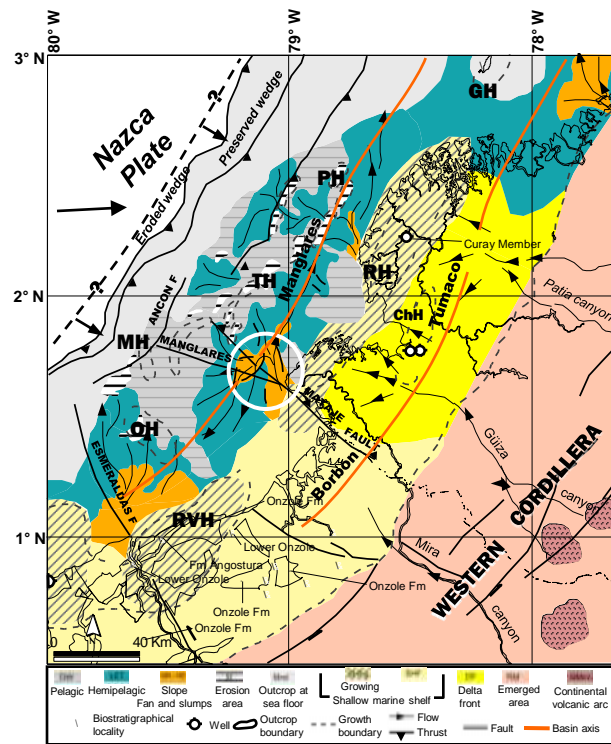


Figure 7.11. Sequences S7 (7,5 – 5 Ma) lithofacies and paleoenvironments distribution map and active structures: OH= Ostones high; MH= Manglares high ; TH= Tumaco high ; PH= Patia high ; ChH= Chagüi high ; RH= Remolino high ; RVH= Rio Verde high ; GH= Gorgona high. White circle is a zone of massive slumps.

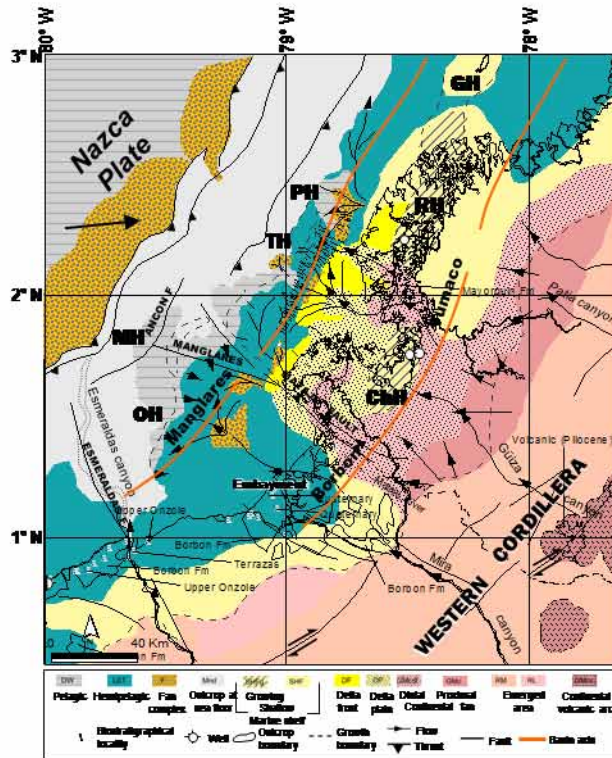


Figure 7.12. Sequences S8 (5 – 0,1 Ma) lithofacies and paleoenvironments distribution map and active structures: OH= Ostiones high; TH= Tumaco high ; PH= Patia high ; ChH = Chagüi high; RH= Remolino high ; GH= Gorgona high.

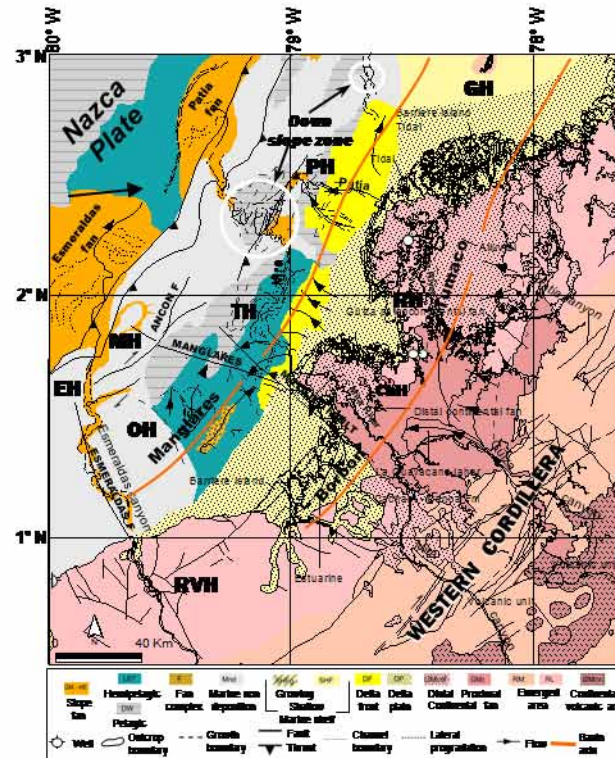
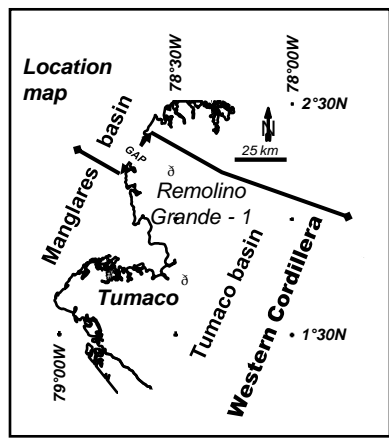
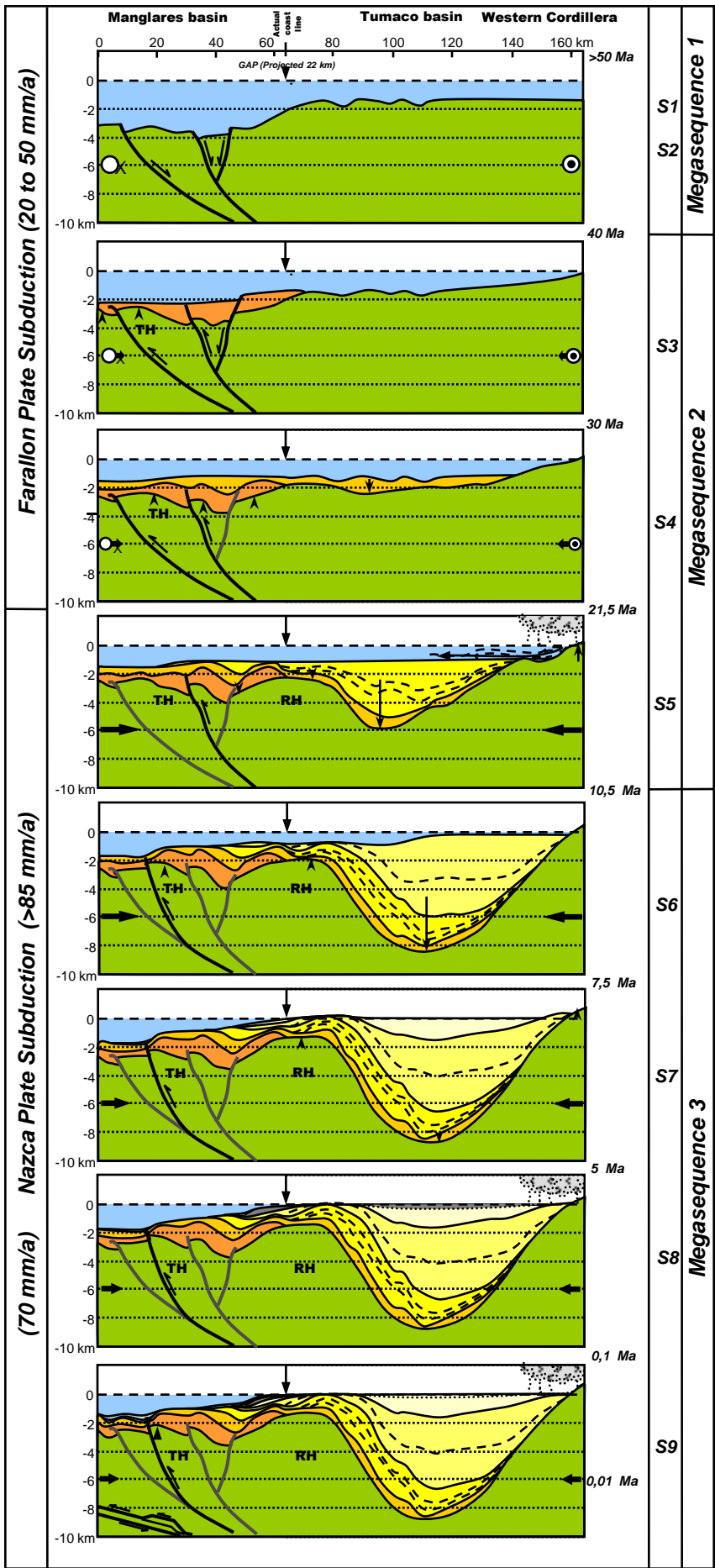


Figure 7.13. Sequences S9 (0,1 – 0,01 Ma) lithofacies and paleoenvironments distribution map and active structures: EH= Esmeraldas high; OH= Ostiones high; MH= Manglares high ; TH= Tumaco high ; PH= Patia high ; ChH = Chagüi high ; RH= Remolino high ; RVH= Rio Verde high ; GH= Gorgona high. White circle is a zone of recent mass transport



Conventions

- ⊗ ⊙ Dextral strike slip
- ↔ Compression
- Active fault
- - - Inactive fault
- - - Seismic unit boundary
- ↑ Uplift
- ↓ Subsidence
- Volcanic arc suply (ash, lahars)
- Turbidity currents

Legend

Period	Seismic sequences		Megasequences
	Manglares	Tumaco Borbon	
Holocene	S9	U8	≈ Upper SU8
Pleistocene	S8	U7/U6	≈ SU8
Pliocene	S7	U5	≈ SU7
Upper Miocene	S6	U4	≈ SU5/SU6
Lower - Middle Miocene	S5	U3	≈ SU2/SU4
Oligocene	S4	U2	≈ SU1
Eocene	S3	U1	
Palaeocene	S1-2	HR	≈ [US/LS]
Cretaceous		PLATEAU	≈ PLATEAU

Figure 7.14. Integrated northern Manglares and Tumaco basin 2D Airy backstripped profiles at 8 times interval according to López et al. (b and c). On the left, the plate convergence rate and on the right sequence and megasequences names accumulated in the Tumaco – Borbón and Manglares basins according to López et al. (a and c). To build the merged section, the Manglares backstripped section was projected 22 km to the North in the continuation of the Tumaco section (insert). RH= Remolino high; TH= Tumaco high.

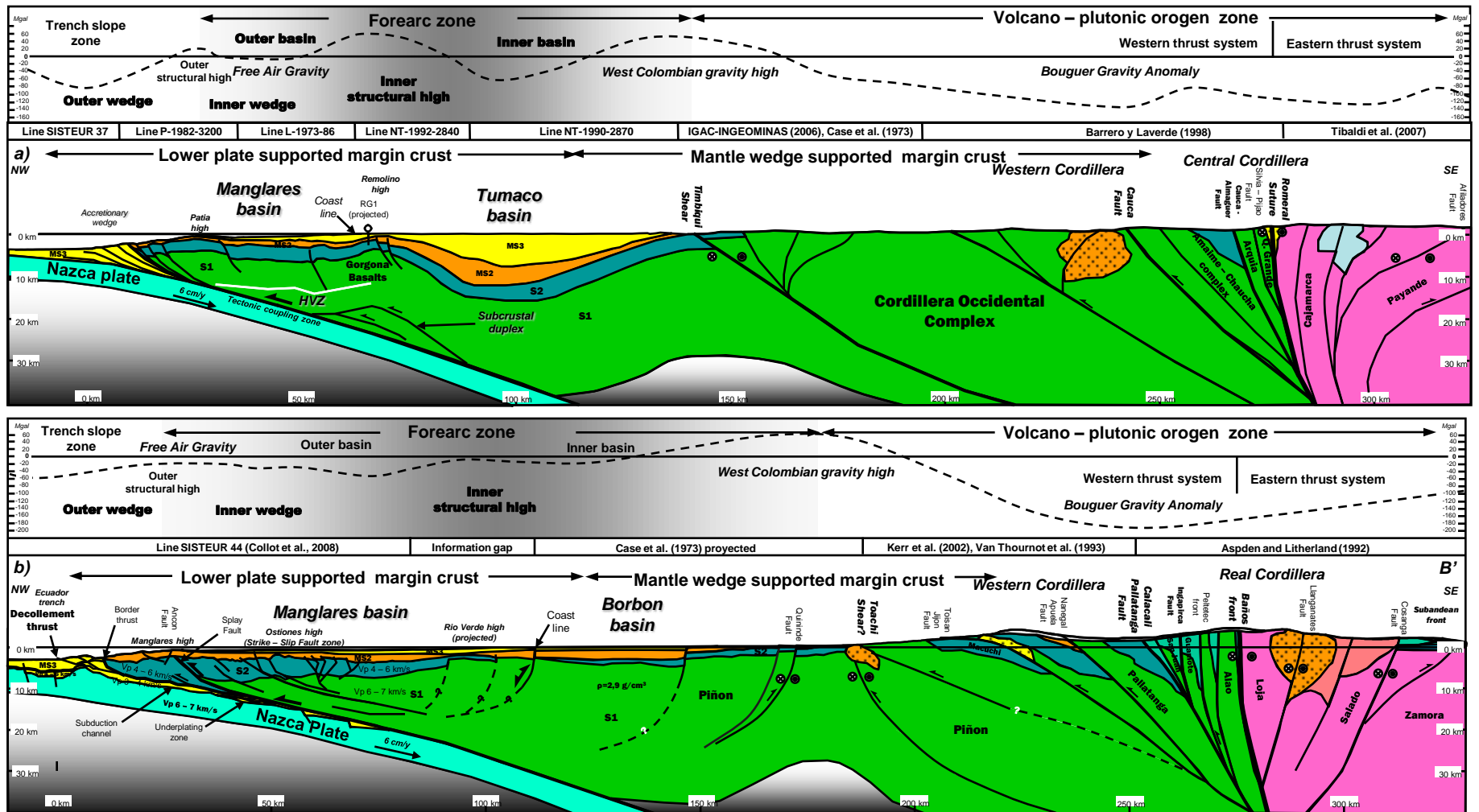
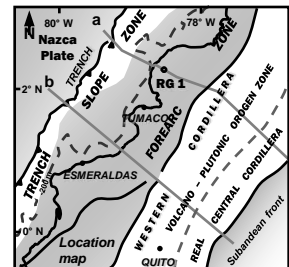


Figure 7.15. Two crustal sections across the Colombia – Ecuador arc – trench system showing the geodynamic context of the double fore-arc basin, and along-strike crustal variations. Location of the sections is shown in the insert. The sections were constructed on the basis of seismic refraction data (Meissnar et al. 1976, Agudelo (2005) and gravity modeling (Case et al., 1973; Kellog and Vega, 1995), and seismic reflection data (Marcaillou et al., 2008; Collot et al., 2008). The slab geometry is based on earthquakes distribution (Gutscher et al., 1999; Manchuel et al., in press). Seismic reflection, well and surface geological data are indicated above each section. Stratigraphic units shown in the sections are based on the sequences defined in this work. The Tumaco – Borbon and Manglares double forearc basin is well expressed in the Northern section (A), with thick megasequences 2 and 3 (MS2 and MS3). Southern section (B) shows thinner megasequences 2 and 3 and differing structural style. Gravity data from Collot et al. (2005), INGEOMINAS (2002), Fairhead et al. (1991), Feininger (1975).



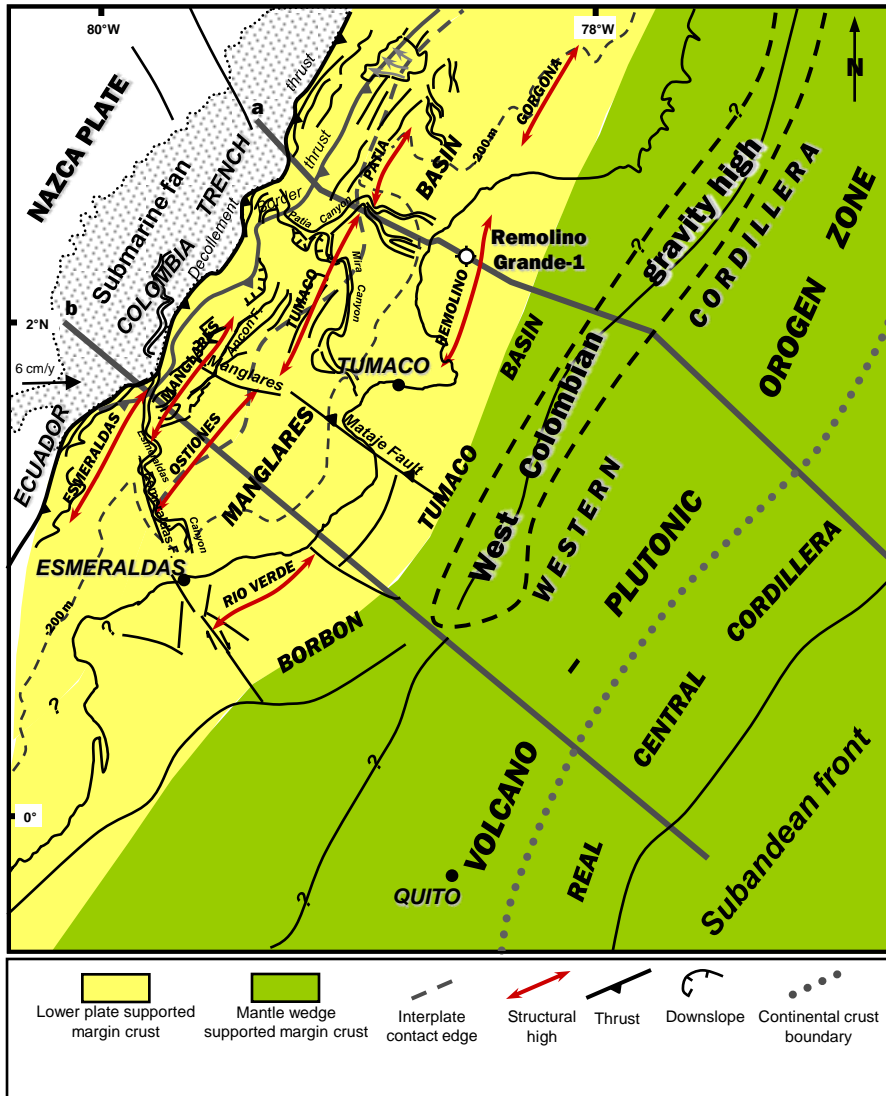


Figure 7.16. Schematics showing the type of mechanical support of the Colombia-Ecuador margin crust: mantle-wedge (green) or lower-plate (yellow) supported crust. The mantle-wedge outer boundary is extrapolated from seismic refraction (Meissnar et al., 1976) and gravity data (INGEOMINAS, 2002; Case et al., 1973; Kellogg and Vega, 1999). The fault contact between upper and lower plate crusts is inferred from seismic reflection and refraction models (Marcaillou, 2003; Marcaillou and Collot, 2008; Collot et al., 2008). Dark thick lines show the location of the regional cross sections shown in Figure 7.15.

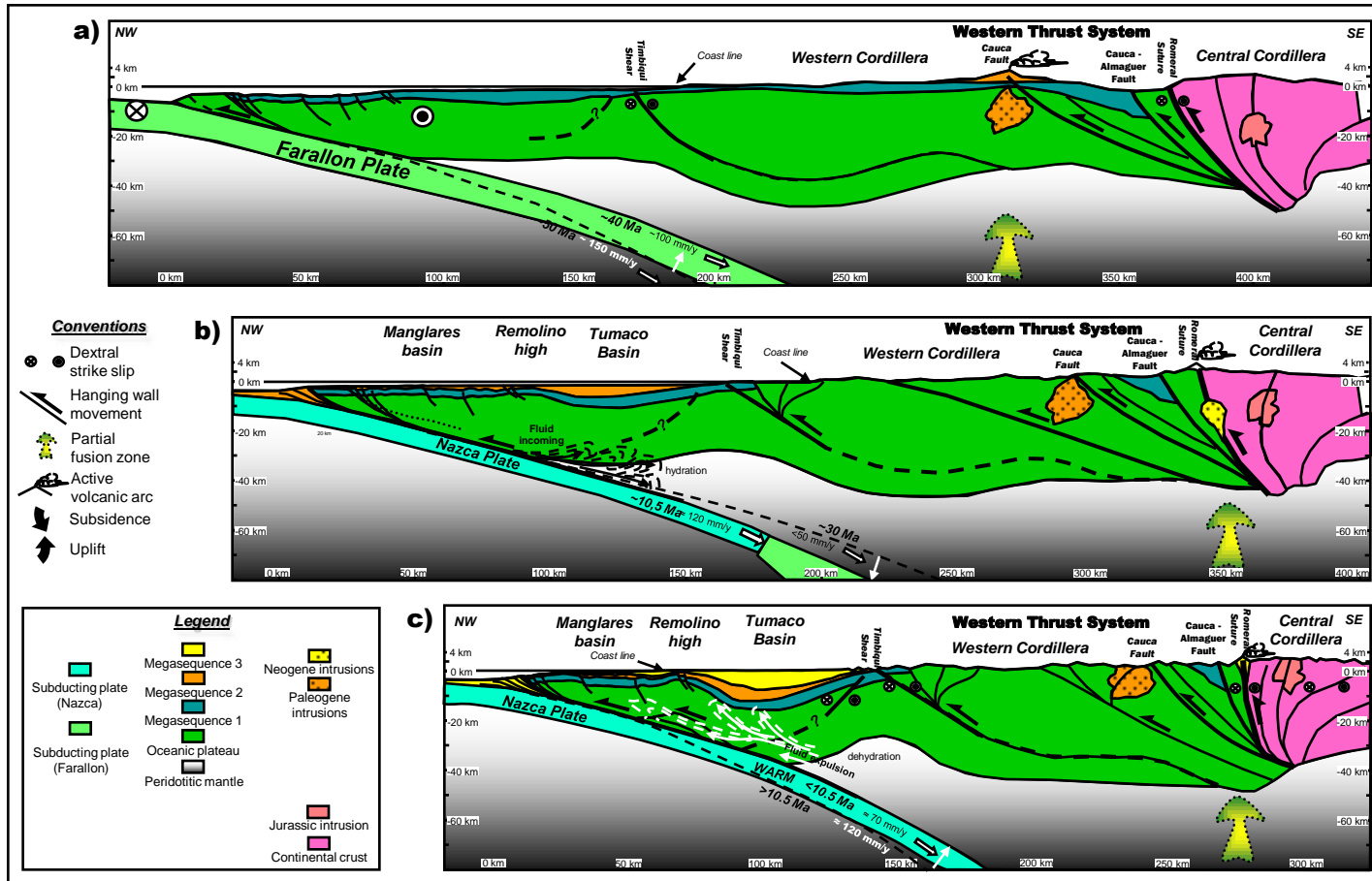


Figure 7.17. Restored regional cross sections of the south Colombia fore-arc at t (a) ~ 40 Ma and (b) 10.5 Ma, based on the crustal section presented in Fig. 7.15a. Changes in slab dip are shown with respect to changes in plate convergence (see text for explanation) (a) at ~ 40 Ma the restoration suggests that, by the end of megasequence 1, the 45 km-thick, at least 350 km-wide oceanic plateau was being thrust and deformed by wrench faulting in the volcanic region and near the offshore Timbiquí fault. At this time, although the convergence was highly oblique, the dip of the Farallon plate is likely to have decreased according to the decrease of the convergence rate (Pilger, 1984) so that the margin was under compression. (b), at the end of the megasequence 2, the restoration suggests that some 25 km of shortening had occurred in the western thrust system since megasequence 1, (=), while the convergence rate and slab dip had increased. The slab dip increase had potentially favored hydration of the mantle wedge, and subsidence initiation of the overlying Tumaco basin; (c) During megasequence 3 deposition, the slab dip decreased thus favoring fore-arc compression and fluid expulsion from the mantle wedge, thus likely facilitating the emplacement of crustal duplexes, which uplifted the Remolino High; During megasequence 3, the Tumaco basin subsided by ≈ 4 km probably in response to crustal buckling, and an other ≈50 km of shortening occurred in the western thrust system.

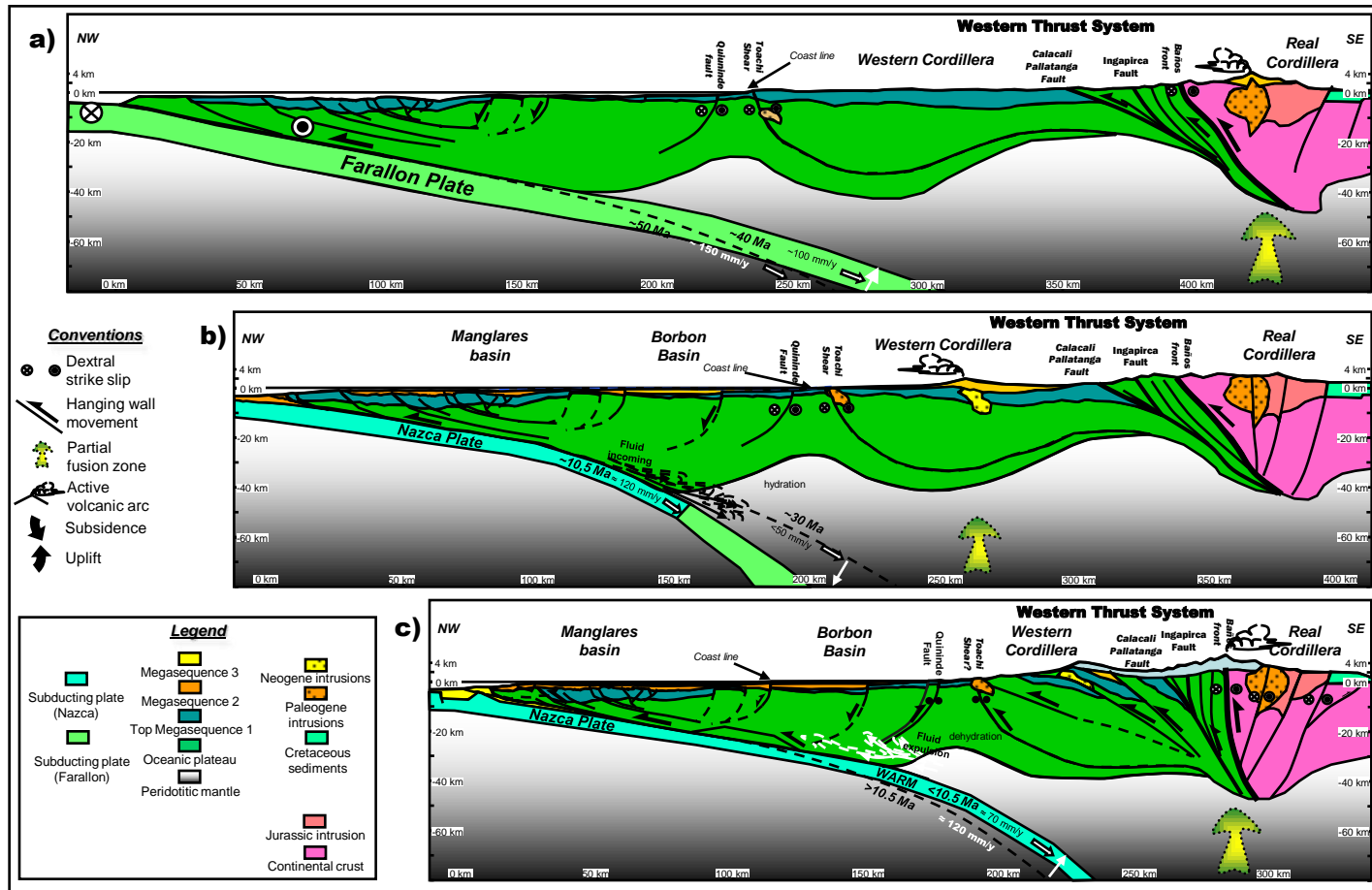


Figure 7.18. Restored regional cross sections of the north Ecuador fore-arc at (a) ~40 Ma, and (b) ~10.5 Ma according to the crustal section of Fig. 7.15 b. Changes in slab dip are indicated with respect to changes in plate convergence (see text for explanation). (a) At ~40 Ma, the restoration suggests transpression near the Quininde and Toachi faults and compression in the western thrust system. Wrench tectonics also affected megasequence 1 in the Manglares basin. (b) at 10.5 Ma at the end of megasequence 2, the restoration suggests ≈30 km of shortening) while the convergence rate increased. (c) The restoration at the end of megasequence 3, suggests ≈50 km of additional shortening, and a slow basement subsidence in the Borbon basin.

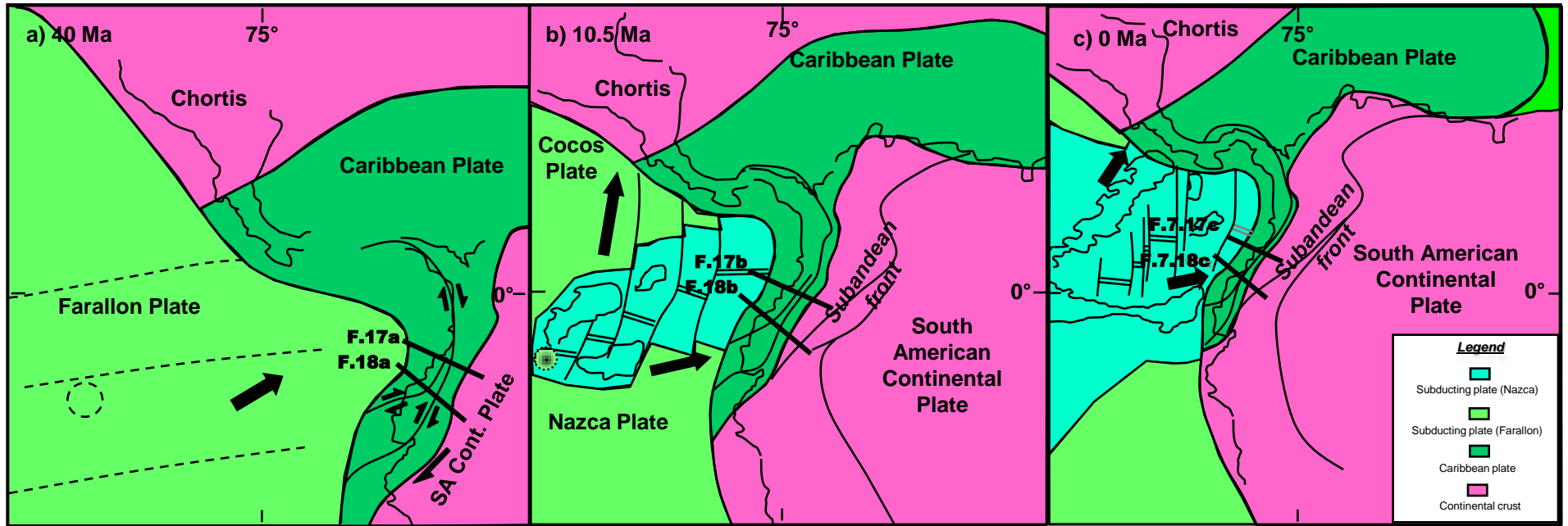


Figure 7.19. Simplified regional paleogeographic maps of the Farallon, Nazca, Caribes and South America plates according to Luzieux et al. (2006), Lonsdale and Klitgord (1978), MacMillan et al. (2004), Meschede and Barkhausen (2000), Meschede and Frisch (1998). (a) The restoration at ~40 Ma indicates that regional transpression in the accreted oceanic plateau and against the continental margin was favored by very oblique convergence. (b) the restoration at ~10.5 Ma suggests oblique subduction of the hot and young Nazca plate beneath the South American margin. (c) Present day situation showing regional oblique shortening while the convergence rate continues decreasing (Kendrick et al., 2003).

Chapitre 8:

Potentiel pétrolifère dans la zone d'avant arc au SO de la Colombie et N de l'Équateur

En utilisant des techniques d'analyse des bassins sédimentaires, nous avons pu reconstruire l'histoire pendant le Cénozoïque, de la sédimentation, de la subsidence et de la surrection de la zone d'avant arc localisée au Sud de la Colombie et Nord de l'Équateur (Chapitres 4, 5, 6 et 7). Nous avons également identifiés des processus qui ont contrôlé la déformation le long de la marge, y compris l'effet du changement de la cinématique de la plaque plongeante. Tous ces résultats sont utiles pour l'exploration d'hydrocarbures dans la zone et doivent motiver les entreprises pour l'explorer à la lumière de nouvelles technologies, des méthodes de modélisation et d'analyse de données, afin de la sortir de son statut de zone frontière d'exploration.

La zone a été le centre d'activités exploratoires et d'investigations scientifiques isolées, rassemblées dans l'acquisition de profils sismiques dans le bassin marin de Manglares pendant les 40 dernières années. A terre, les recherches se sont focalisées sur le forage de quelques puits sur l'axe du haut structural interne de Remolino – Rio Verde et Chagüi, en par l'acquisition de quelques profils sismiques pendant les 50 dernières années. Le résultat principal de ces recherches a été la découverte de manifestations de gaz et de pétrole dans les unités sédimentaires basales de l'Éocène – Oligocène du bassin de Tumaco – Borbon.

Dans le bassin de Manglares, la présence : 1) d'encroûtements carbonatés avec des bivalves, 2) de zones d'altération par migration de fluides provenant des parties profondes du chenal de subduction, 3) de failles polygonales et 4) la présence marquée de BSR, montrent qu'il existe des migrations actives de fluides dans le bassin. Ces indices ont motivé notre intérêt pour réaliser des estimations 2D de l'Index Température-Temps (TTI - Thermal Time Index), basés sur les analyses de subsidence 2D réalisés dans les bassins de Tumaco – Borbon et de Manglares (Chaps. 5 et 6). Le TTI a été modélisé le long du chenal actuel de subduction, basés sur les modèles thermiques de la marge, estimés par Marcaillou et al. (2008).

Les cartes de distribution des milieux de dépôt sédimentaires combinées avec les modèles de TTI dans le bassin interne d'avant arc de Tumaco - Borbon suggèrent l'existence d'un système pétrolifère à la base de la mégaséquence 2, scellé par la mégaséquence 3. Ce système semble entrer dans la fenêtre de génération d'hydrocarbure vers la fin du Miocène Moyen, à des profondeurs supérieures à 7 km et il se trouve encore aujourd'hui dans la fenêtre de génération des hydrocarbures. Dans le bassin externe d'avantarc de Manglares, le modèle de TTI indique que la mégaséquence 2 n'est pas entrée dans la fenêtre de génération des hydrocarbures. Cependant, sous le bassin, le modèle le long du chenal de subduction suggère que les sédiments transportés dans la subduction atteignent actuellement la fenêtre de génération d'hydrocarbure à plus de 12 km et à son maximum à plus de 13 km. Dans le modèle de TTI le long du chenal de subduction on observe que la profondeur de la fenêtre de génération d'hydrocarbure est directement proportionnelle aux changements de la vitesse de convergence de la plaque plongeante et à la quantité de sédiments qui entrent dans la subduction. Les modèles de TTI et l'histoire tectonique et stratigraphique de la marge, suggèrent que les «petroleum plays» les plus prospectifs de la zone, se trouvent dans le bassin interne d'avant arc de Tumaco – Borbon, dans les zones de diapirs de boue le long du haut interne. Des pièges de type stratigraphique peuvent être présents sur le flanc oriental du bassin dans des roches de la mégaséquence 2 mais l'existence de roches cellant est incertaine. Vers le bassin de Manglares, les réservoirs pétrolifères peuvent être principalement de type structural, associés au haut externe d'Esmeraldas – Manglares – Tumaco – Patia, au haut de Ostiones et à la zone du prisme d'accrétion. En définitive, il est très probable que les structures soient chargées de fluides (hydrocarbure ?) générés sur le chenal de subduction et ramenés à travers des plans de faiblesse de la plaque chevauchante comme les failles transverses fortement pentées ou par la surface de décollement.

Petroleum potential in the Southwestern Colombia and Northern Ecuador forearc zone

Eduardo López Ramos, Jean-Yves Collot and Marc Sosson

Abstract

The SW Colombia and Northern Ecuador forearc basin zone is composed by two sedimentary basins extending parallel to the trench, and known as the onshore Tumaco – Borbón and the offshore Manglares basins. Based on the reconstruction of basins subsidence history by means of 2D back-stripping, and the determination of the time-temperature of maturity (TTI) for the sedimentary cover, we analyze the oil-bearing potential of these basins. Additionally, we evaluate the potential maturity conditions of the organic matter along the subduction channel in order to identify the depths where underthrust sediments have entered the oil window generation during the last million years. Our results suggest the existence of a petroleum system in Eocene to Oligocene sedimentary rocks of the Tumaco – Borbón inner forearc basin. The principal traps are mainly of structural type related with shale diapirism and basement uplift in the axis and on the seaward border of the basin. Offshore, the Manglares basin results suggest that the sediments do not enter the oil window generation, with the possible exception of the deeper landward region of the basin. Nevertheless, the TTI modeling along the subduction channel suggests that underthrust trench fill sediments enter the oil window generation between 12 and 17 km depths depending on the thermal structure of the margin. Although migration paths up to the Manglares basin structures are unknown, they but are possible along crustal transverse and splay faults. In absence of drilling, rocks with reservoir properties were not recognized.

8.1. Introduction

The intention of this work is to analyze the oil-bearing potential of the Southern Colombia and Northern Ecuador forearc zone based on the tectostratigraphic evolution of its sedimentary basins, the reconstruction of basins subsidence history by means of 2D backstripping, and the determination of the time-temperature index of maturity (TTI) for the sedimentary cover. The TTI analysis allows correlating the accumulation time and

temperature of each sedimentary unit, using estimated geothermal gradients, decompacted thickness and age of the sedimentary units. The basic method to reconstructing the TTI in 1D is described by Waples (1980), based on the theory of Lopatin, which considers that two factors, time and temperature, are important in oil generation and destruction. The thermal maturity of organic material estimation is based on the following equation:

$$TTI = \sum_{nmin}^{nmax} (\Delta T_n)(r^n)$$

where

ΔT_n is the time duration spent by sediment in the temperature interval i

r representing doubling of the reaction rate with every 10°C temperature rise assumed = 2

n index value given in the Table 8.1

Temperature Interval (°C)	Index Value n	Temperature Factor γ
30 - 40	-7	r^{-7}
40 - 50	-6	r^{-6}
50 - 60	-5	r^{-5}
60 - 70	-4	r^{-4}
70 - 80	-3	r^{-3}
80 - 90	-2	r^{-2}
90 - 100	-1	r^{-1}
100 - 110	0	1
110 - 120	1	r^1
120 - 130	2	r^2
130 - 140	3	r^3
140 - 150	4	r^4
150 - 160	5	r^5

Table 8.1 Temperature factors for different temperature intervals (from Waples, 1980)

We applied this method on the 2D backstripped reconstructions to identify the time, and depths at which the sedimentary units entered in the oil or gas window. The depth-dependant temperature gradient used for the TTI analysis was obtained from the Remolino – Grande and Majagua – 1 wells temperature logs (Escovar et al., 1992). In addition, we extended the TTI method to evaluate the maturity conditions of the organic matter along the subduction channel in order to identify the areas where underthrust sediments have entered the oil window generation during the last million years. The temperature gradient along the subduction channel used for the TTI analysis is based on the thermal structures of the margin determined by Marcaillou et al. (2008). Possible fluid migration paths from the subduction channel towards the seafloor are discussed.

8.2. Geographic Location

The forearc area on the South of Colombia and North of Ecuador (Fig. 8.1) presents two sedimentary basins extending parallel to the trench, and known as the onshore Tumaco – Borbón (Escovar et al., 1992) and the offshore Manglares basins (Marcaillou and Collot, 2008). The basins are separated by an internal structural high that extends discontinuously from the Gorgona Island in the North, to the southward Rio Verde high in the south (Fig. 8.2). The forearc zone is bounded eastward by the Western Cordillera and westward by a belt of submarine structural highs, namely the Esmeraldas – Manglares – Tumaco, and Patia highs. The forearc zone is segmented transversally by the Itsmina Deformation Zone in the North (Duque – Caro, 1990), the Mataje-Manglares and Esmeraldas faults in the center (Dumont et al. 2006; Daly, 1989; Collot et al., 2004; López et al., c), and by the Jama – Quinde Fault in Ecuador (Jaillard et al., 1995) (Fig. 8.2). The regional gravimetric maps of the area (Fairhead et al., 1991; Collot et al., 2005) allow defining the disposition and limits of the basins in the forearc (Fig. 8.3). During Mesozoic times, the northwestern margin of the SA plate was affected by oceanic blocks accretions (McCourt et al, 1984). During the Cenozoic occurs the collision of the Choco block collided to the NWestern South America (Duque-Caro, 1990). In South Colombia-North Ecuador, the regional cross section show elongated double forearc basin that developed over this oceanic basement is composed by the landward Tumaco - Borbón and the seaward Manglares basins divided by the Remolino – Rio Verde high (Fig. 8.4). The basins sedimentation has been strongly controlled by eustasy and tectonics (López et al., d) since it initiated ~40 Ma ago.

8.3. Brief Historical Overview

8.3.1. Outcrop geology and the first oil drilling explorations (1940 – 1955)

The first period of oil exploration was characterized by outcrop reconnaissance, which allowed creating the first stratigraphical nomenclatures, micropaleontological zonations and identification of basin boundaries (Stainforth, 1948; Cushman and Stainforth, 1951; Nygren, 1950; Gansser, 1950). This period led to the discovery of the Borbón basin in Northern Ecuador and the Tumaco basin in the South of Colombia, along a major tectonic belt named the Bolivar Geosyncline (Nygren, 1950). During the 40s the Camarones - 1 well was drilled in northern Ecuador on a basement high flanking the Borbón basin (Fig. 8.2). The well reached oceanic rocks, interpreted as the basement, near a 1808 m-depth, without encountering evidence for oil or gas. A second well, Chagüi – 1, was drilled in 1955 on a shale diapir structure located in the central area of the onshore Tumaco basin (Fig. 8.2), reaching late Oligocene sediment (shale's) at a final depth of 3995 m. According to Escovar et al. (1992), the well, which encountered gas and oil shows deeper than 500 m, was sealed and abandoned because the reservoir rock was submitted to abnormal pressure of the drilling fluid.

8.3.2. The beginning of the geophysical exploration (1960 – 1982)

At the end of the decade of the 60s, the first seismic reflection profiles were acquired on the northern Ecuadorian continental shelf. Synchronously, stratigraphical and biostratigraphical detailed works were conducted in the Esmeraldas and Borbón areas led by the IFP and refined and synthesized in the work of Evans and Whittaker (1982). The first crustal models of the margin were obtained in the 70s on the basis of gravity data (Case et al., 1973) and the first seismic refraction experiments (Meissnar et al., 1977). These models revealed that: 1) the margin is convergent; 2) the Tumaco basin overcomes 10 km of sediment thickness; 3) the basin basement is consistent with oceanic rocks. Seismic reflection profiles acquired offshore and others acquired across the Remolino high during this decade, demonstrated the existence a sub-marine basin west of the Remolino High. Based on these new concepts, the Remolino Grande – 1 well was drilled in 1980 on the Remolino high, reaching a pre Oligocene volcanic basement deeper than 1700 m, with gas and oil shows near the base of the sedimentary cover. A second well, the Majagua – 1 was drilled east of the Chagüi shale diapir down to a depth of

4372 m, on the basis of the occurrence of divergent patterns and facies variations that had allowed to consider the existence of stratigraphical trap (stratigraphic play).

8.3.3. Structure and evolution of the offshore margin area (2000 – 2009)

For nearly 20 years after the Remolino Grande – 1 and Majagua 1 wells were drilled, the Colombo – Ecuadorian forearc zone remained without exploratory studies, except for the seismic reflection acquisition in the Tumaco basin, between the year 1990 - 1992, which allowed constructing sequential stratigraphical models of the basin (Escovar et al., 1992). From the year 2000, several marine geophysical campaigns acquired modern seismic reflection and wide angle seismic, as well as multibeam bathymetry and heat flow data, to explore the mechanisms of inter-plate coupling and related subduction big-earthquakes, constrain the structural geometry of the margin (Collot et al., 2004; Agudelo, 2005; Collot et al., 2008), its thermal structure (Marcaillou et al., 2003 and 2008), and defining the boundaries and sedimentary history of the Manglares fore-arc basin (Marcaillou, 2003; Marcaillou and Collot, 2008, López et al., c). Nevertheless, this information has not been integrated to the basins analyses, aiming to an aim at oil exploration. In joint venture between the Agencia Nacional de Hidrocarburos and Wavefield Inseis in 2005, new seismic exploratory programs acquired deep penetration and high resolution MCS along the Pacific Colombian shelf to improve the definition of the basins and structures in the offshore of this region.

8.4. Petroleum geology

Along the South American active margin, gas and oil fields are commercially exploited only in Peru (Talara basin) and southern Ecuador (Guayaquil basin) forearc zones. However, in the Colombian forearc zone, onshore oil and gas seeps are numerous (Fig. 8.1). Source rocks with good organic matter contents, rocks with reservoir properties, regional seal rocks and structures with variable extensions allow thinking that this area has oil-bearing potential. The 2D subsidence models (López et al., b and c) and the Thermal Time Index analysis (TTI) calculated here allow thinking that hydrocarbons could form in the Tumaco – Borbón and Manglares basins. Next, we will consider a general description of the oil-bearing system elements in each basin in terms of source, reservoir and seal rocks.

8.4.1. Tumaco – Borbón inner forearc basin petroleum geology

Between the Western Cordillera and the Remolino – Rio Verde high the Tumaco – Borbón basin is characterized by a submarine volcanic basement covered by more than 10 km of sediments over the last 40 Ma and affected by shale diapir activity near to the basin axis. The integration between out crop descriptions, well log analysis, seismic facies mapping, 2D backstripping reconstructions and TTI estimations suggest the existence of a petroleum system in the basin area.

Source rock

Very good to good organic matter contents were found in rocks of the lower Miocene (SU2 Fig. 8.5.b) below 3500 m in the Majagua – 1 well (Escovar et al., 1992). Nevertheless, good oil shows were reported in Oligocene rocks by the Chagüi – 1 well, below 1800 m, in the axis of the Chagüi shale diapir, confirmed by the good contents of organic matter reported in Oligocene rocks by the Remolino Grande – 1 (SU1 Fig. 8.6) well, below 1600 m (Escovar et al., 1992). Northward, in the Atrato basin, the geochemical analyses suggest that the Eocene - Oligocene rocks are the likely sources for the generation of the present day hydrocarbons that seep in the basin (ANH, 2005). The Total Organic Carbon (TOC) content of these Eocene – Oligocene rocks (interpreted as condensed sections with cherts and shales) has ranked from fair to good. The hydrogen vs oxygen indexes of these rock units show the existence of kerogens types I, II and III (ANH, 2005).

Generation and Migration

Based on the 2D basin subsidence analysis (López et al., c), we calculated the Thermal Time Index according to the method described by Waples, (1980) along a section across the northern region of the Tumaco basin (Fig. 8.6). The analysis shows that the sedimentary units accumulated between ~40 – 21,5 Ma (Fig. 8.6) entered in the oil window generation prior to 10 Ma, at a depth near 5 km, then initiated a peak generation between 10 and 7,5 Ma near a 8 km depth beneath the basin axis, and near a 6 km depth beneath the deeper part of the basin eastern flank. The peak of oil generation was leveled at a depth of nearly 7 km, during the last 5 Ma (Fig. 8.6).

The sedimentary units accumulated between ~22 – 15 Ma entered the oil window generation between 10 - 7,5 Ma at a ~ 6 km depth, reaching a generation peak between ~7,5 - 5 Ma in the western flank of the Tumaco basin to a depth greater than 7 km, (Fig. 8.6). This oil window is still active according to the TTI model (Fig. 8.6). The model shows that the units that accumulated between ~15 – 10 Ma and could contain organic matter, were in proper conditions to enter the oil window generation between 7,5 - 5 Ma, at a 6 km depth, without reaching a peak of generation (Fig. 8.6).

Based on the reconstructed facies distribution maps (López et al., b), all generated hydrocarbons possibly migrated updip towards the Chagüi shale diapir high and the Tumaco basin flanks between 10,2 and 9,3 Ma. The geochemical analyses of the radiolarian shale's that are inter-bedded with volcanic series in the Remolino Grande – 1 well, suggest that the shale happened to pass through the oil generation window (Escovar et al., 1992). Nevertheless, it is well known that in rifted continental margins such as on the Norwegian margin, thick series of sediments underlying thick beds of basaltic lavas, locally show good conditions for oil and gas generation (Rey et al., 2008; Planke et al., 2000). For this reason, it is necessary to identify lateral variations of facies into the upper section of the basin basement to evaluate zones with favorable conditions for oil or gas generation.

Reservoir rocks

The facial and regional chronostratigraphical analysis suggest that the Early Eocene turbiditic calcarenites, at the base of Megasequence 2, and the siliciclastic sandstones with high volcanic content, which accumulated by turbiditic currents at the top of Megasequence 2 (López et al., b) constitute the best potential rock reservoirs (SU1 and SU3 Fig. 8.5). The Chagüi – 1 well revealed that the levels of sandstones and conglomerates of late Oligocene - middle Miocene encountered deeper than 600 m, have oil and gas shows.

Seal rock

According to the sequential analysis and the lithological descriptions of well log cuttings (López et al., a and b), the Late Oligocene – Early Miocene shales and clays constituted a regional seal (SU2 Fig. 8.6). Nevertheless, their contents of organic matter can be possible considering also that a source rocks. Rocks of the upper Miocene may also constitute a good

regional seal in the western part of the basin (SU 5 and 6 Fig. 8.5), while seal rocks in the eastern border are not clear.

Traps

According to outcrops and well log petrophysical analysis (Escovar et al., 1992), the shale diapirs at the Chagüi high, the basement highs of Remolino and Rio Verde, and normal faults are the most structural traps in the axis and western flank of the basin (Fig. 8.7), while along the eastern flank of the basin the traps can be of stratigraphical nature and associated with lateral facies changes between sediments accumulated in shelf – break to delta front environments, although the absence of a regional seal covering the upper Miocene deltaic sandstones make the trap uncertain (Fig. 8.7).

Prospectivity

The geochemical data suggest the existence of the Eocene petroleum system in the Atrato basin (ANH, 2005), that according to the Total Organic Content is characterized by kerogene type II and III, while the Hydrogen Index indicates a good oil prone source rock. Bearing in mind that Eocene rocks with similar lithological characteristics as those observed in the Atrato basin do exist in the Tumaco – Borbón basin, it is possible to suggest the extent of this petroleum system in the Tumaco-Borbón region. The oil may have migrated and been trapped in large mud-cored anticlines along the basin axis, roll-overs associated with listric normal faults, and large folds associated with seaward border basement rising (see conceptual model of traps in Fig. 8.7).

8.4.2. Manglares outer forearc basin petroleum geology

Between the Remolino – Rio Verde high and the western belt of submarine structural highs of Esmeraldas – Manglares – Tumaco – Patia, (Fig. 8.2, 8.3 and 8.4) the Manglares basin (Marcaillou and Collot, 2008) is characterized by a volcanic basement that is fractured by systems of divergent faults interpreted as the result of rifting, later reactivated by strike slip faulting and compression (Collot et al., 2008). The basement is covered by more than 4 km of sediments that deposited over the last 40 Ma (Marcaillou and Collot, 2008; López et al., c) (Fig. 8.4). A probably shale diapirs were interpreted from MCS data in the axis of the

northern basin region (ANH, 2005). Intriguing small-sized mounds with high seafloor reflectivity were also identified in the Manglares basin (Collot et al., 2005) and could be indicative of mud volcanoes or shale diapirs. Considering the absence of wells in the Manglares basin, the reconnaissance of source, reservoir and seal rocks was done on the basis of seismic facies analysis (López et al., b and c) (Fig. 8.8), the regional correlation with the Tumaco – Borbón basin and the proposed ages of deformation. However, bearing in mind that the Manglares basin developed close to the subduction trench and overlies the interplate contact, we modeled the evolution of the Thermal Time Index for sediment that entered the subduction channel during the last million years, to establish potential areas of oil generation along this boundary (Fig. 8.9). We based this model on heat flow data and margin thermal structure obtained by Marcaillou et al. (2008). We analyze possible migration paths ways for fluids towards the Manglares basin.

Source rock

Eocene to Oligocene sediments accumulated by turbiditic currents and inter bedded with hemipelagic shales near the base of the Megasequence 2 are considered as potential source rocks. Regionally rocks of this age have revealed good values of organic matter (ANH, 2005; Escovar et al., 1992).

Generation and migration

The TTI calculated from the 2D subsidence basin analysis suggests that the sedimentary units of the Manglares basin have not entered the oil window of generation (Fig. 8.6). Nevertheless, it is possible that in areas where sediment thicknesses are more important than on the section presented in Figure 8.6, basal units of the Megasequence 2 were brought into the oil generation window. Such an area, which contains 4.5 stwt (~7-8 km) of sediment, is located offshore Cap Manglares (see Fig. 7 in Collot et al., 2004) (Fig. 8.2)

Alternatively, the TTI model along the actual subduction channel shows that with a 6 cm/y convergence rate, the sediments entered the oil window at a 10 km depth in the northern margin and near a depth of 20 km in the southern part of the basin (Fig. 8.9). The peak of oil generation would be reached in the subduction channel near a 12 km depth in the north, and near a 22 km depth in the south near lines SIS44 and 42. This marked increase in the depth of

the onset of the window and peak of oil generation can be accounted for by the thermal structure of the margin, which tends to be colder in the south, and by the large volumes of sediments of the Esmeraldas submarine fan that is in process of underthrusting“ the margin (Marcaillou et al., 2008).

Bearing in mind the large volumes of terrigenous sediments that enter subduction beneath the Manglares basin, hydrocarbons may be generated in the subduction channel at depths between 12 and 22 km under typical 100 to 150°C temperatures (Marcaillou et al., 2006, 2008) In other convergent margins the hydrocarbon generation peaks occurs between 100 and 150 °C, transforming solid organic matter into fluid (Moore and Saffer, 2001) that commonly migrate upward and form seafloor seeps on accretionary prisms (Moore and Vrolijk, 1992) or fractured margins (Ranero et al., 2008). Fluids migration paths towards the shallow structures observed in the Manglares basin are however difficult to image. Nevertheless various evidences indicate fluids migration through the overlaying fractured basement or the accretionary wedge zone 1) well developed BSR along the external margin slope (Marcaillou et al., 2008) indicate gas hydrates in the sediment; 2) accumulations of bivalves cemented by carbonates recovered in a dredge haul are indicative of fluid migration (Collot et al., 2005); 3) The $\delta^{13}\text{C}$ isotopic analysis of a carbonate sample recovered from the summit of a small mound on the western flank of the Manglares high indicates thermogenic methane (C. Pierre, personal com.) 4) Vp velocity reduction in rocks associated with a major splay fault associated with the Ancon fault, which cuts through the basement, suggests fluid migration from the interplate contact (Collot et al., 2008). According to these evidences, splay or transverse faults located near the accretionary wedge or beneath the fore-arc basin, such as the Mataje – Manglares faults can be charged with fluids (i.e. hydrocarbons) or gas.

Reservoir rocks

According to the seismic facies mapping, basal sediments of Megasequence 2 with age between 40 to 21 Ma (Fig. 8.8) is the most propitious to form reservoir rocks made up of coarse sediments (calcareous sand, conglomerates) accumulated by turbiditic currents. The overlying units accumulated after 30 Ma although they present sectors with similar accumulation environments, are isolated and possibly disconnected.

Seal rock

The top of Megasequence 2 (Fig. 8.8) is potentially a good seal, since the accumulation environments were predominantly aggradational.

Traps

The Esmeraldas – Manglares – Tumaco – Patia highs form favorable structures for the oil accumulation, together with areas of the inner high like the Ostiones high (Fig. 8.3). Other areas submitted to faulting can also form favorable oil accumulation zones for example near transverse fault zones such as the Manglares – Mataje Fault (Fig. 8.3).

Prospectivity

The overall absence of geochemical information on sediments of the basin of Manglares and the Ecuador-Colombia trench do not allow quantifying the prospectivity of the area. Nevertheless gas has been brought to seafloor seeps in parts of the Patia and Tumaco highs (ANH, 2005) and in a mound west of the Manglares High (C. Pierre, com.per.). Polygonal fault zones revealed in seismic data along the eastern flank of the Manglares basin are probably associated with sediments fluid expulsion (López et al., c). Bearing in mind the TTI values distribution in the subduction channel (Fig. 8.9b) and the presence of the Ancon splay fault and the Mataje – Manglares Fault that affect the sedimentary sequence and their basement, it is likely that these structures act as fluid migration paths at least locally from the subduction channel products (Fig. 8.7).

8.5. Conclusions

Our data integration and analysis suggest the existence of rock source, reservoir and seal of oil or gas in the S Colombia and N Ecuador double forearc basin system. In the inner Tumaco forearc basin, source rocks are identified at the base of the Megasequence 2 (40 – 30 Ma) in exploration wells, covered by reservoir and seal rocks of Megasequence 3 (<30 Ma). The traps in this basin are mainly structural related with shale diapirism and basement rising in the axis and seaward border of the basin, and landward stratigraphical traps.

The offshore outer Manglares basin data and analysis suggest the existence of source, reservoir and seal rocks in Megasequence 2 (40 – 30 Ma), but their TTI model show that the units does not enter the oil window generation. Nevertheless, TTI modeling along the subduction channel suggests that underthrust trench fill sediments enter the oil window near a 12 km depth. The existence of high angle faults that affect the overriding plate allows considering the charge of structures in the Manglares basin with fluids produced in the subduction channel. Fluid migration along the décollement zone made possible considering fluid seeps at accretionary wedge structures.

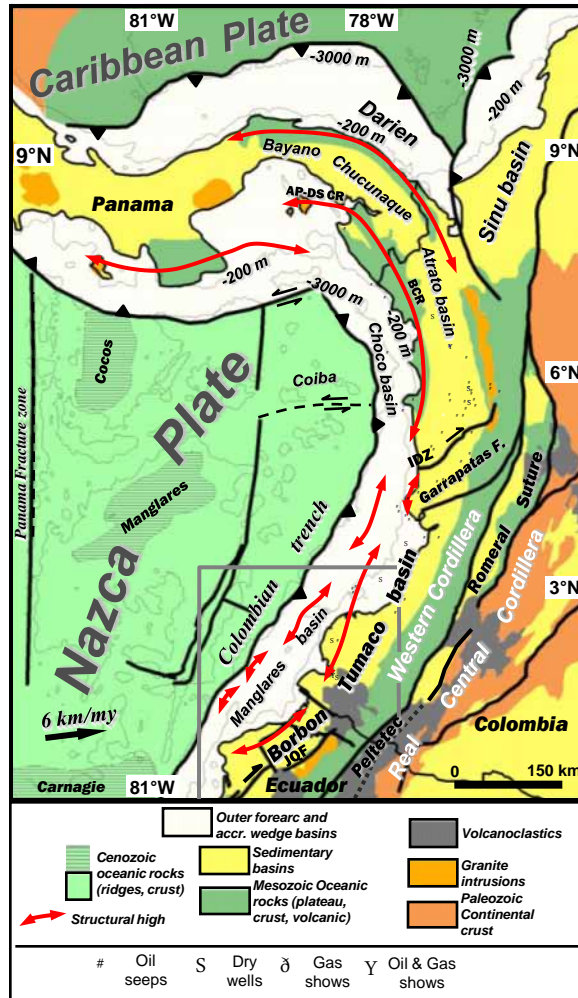


Fig. 8.1. Location and regional tectonic setting of the Tumaco-Borbon and Manglares basins on the northwestern margin of South America and hydrocarbon shows along the forearc zone (Modified from ANH, 2005). The gray box indicates the studied area. IDZ: Itsmina Deformation Zone; JQF: Jama – Quinde Fault; AP DS CR: Archipelago de Las Perlas – Del Sapo Coastal Range; BCR: Baudo Coastal Range

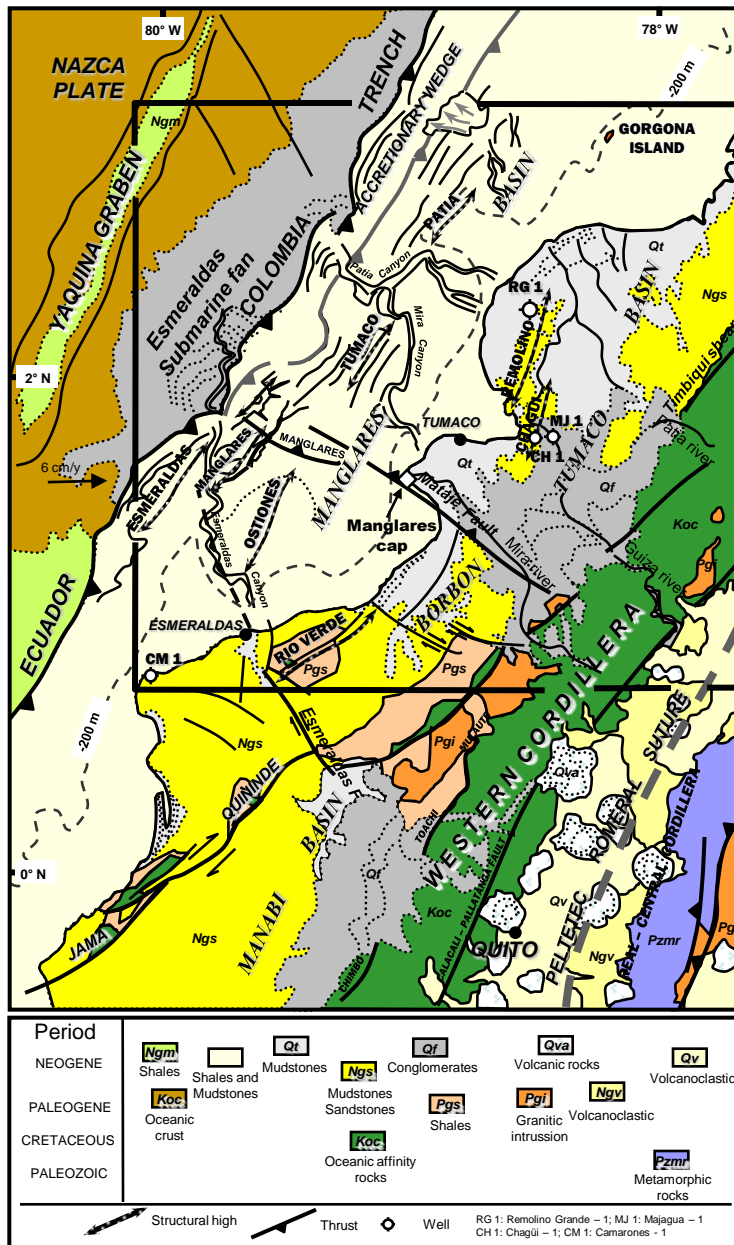


Fig. 8.2. Simplified geological map of the South western Colombia and Northern Ecuador region. Dark thick line box show the study area.

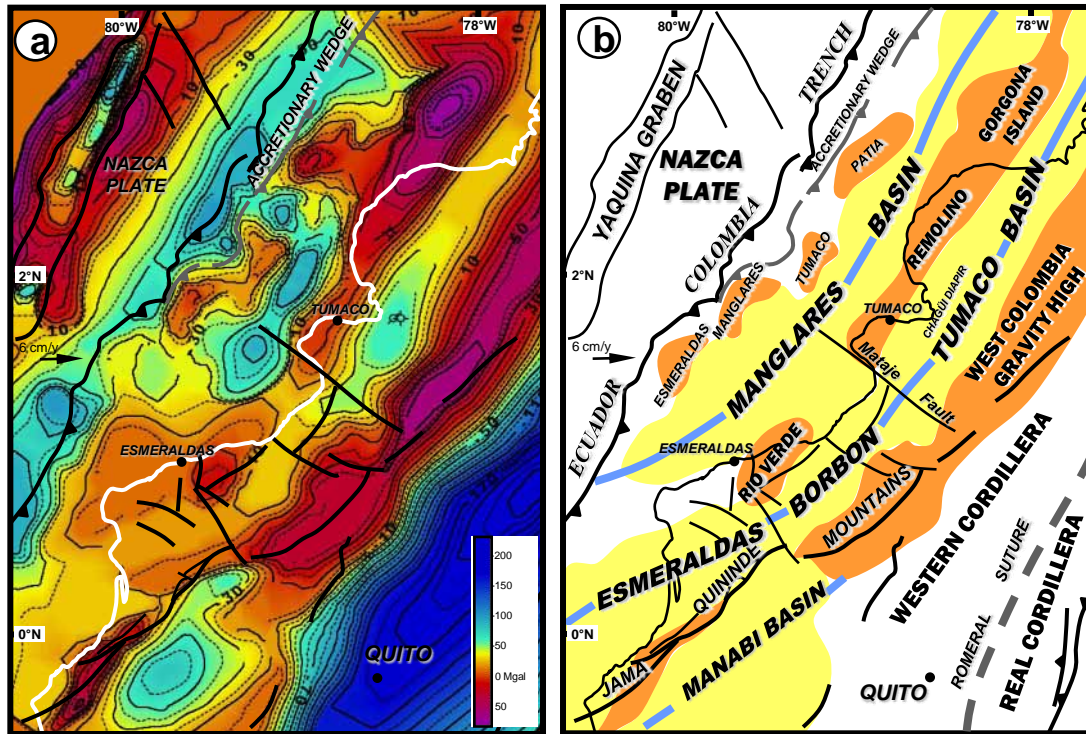


Fig. 8.3. Gravity map and boundaries of the Southern Colombia and Northern Ecuador forearc basins. a) Free air and Bouguer gravity maps, contour interval in milligals (Modified from Collot et al., 2005; INGEOMINAS, 2002; Fairhead et al., 1991; Feininger, 1975); b) distribution of the sedimentary basins (yellow), basin axis (blue lines) and structural highs (orange) in the studied area, based on the gravity map.

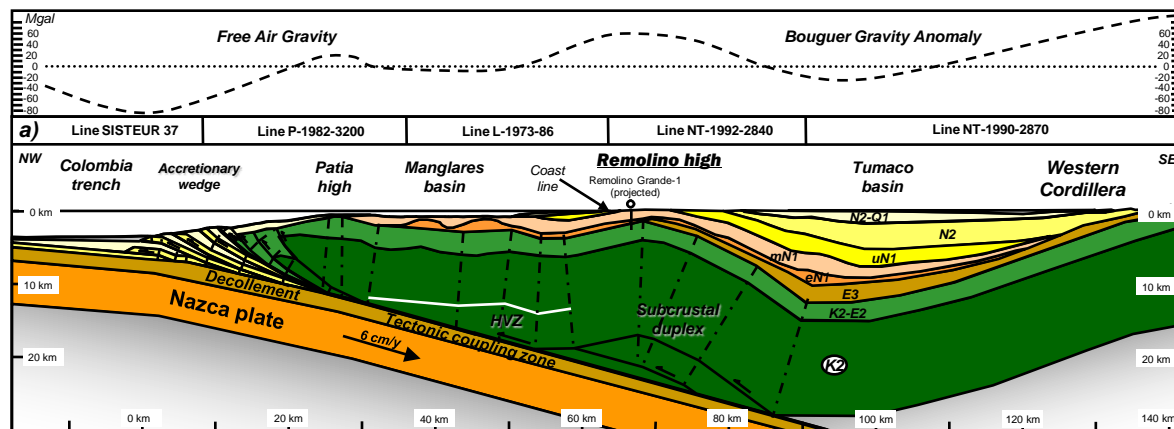


Fig. 8.4. Structural section across the Southern Colombia - Northern Ecuador arc – trench system based on a combination of multichannel seismic reflection profiles (Escovar et al., 1992; Cediél et al., 1998). The dip of the Nazca plate and high velocity zone (HVZ) are from Agudelo (2005). Age of the units: K2, Late Cretaceous; E2, Eocene; E3, Oligocene; N1, Miocene; N2, Pliocene; Q1, Pleistocene.

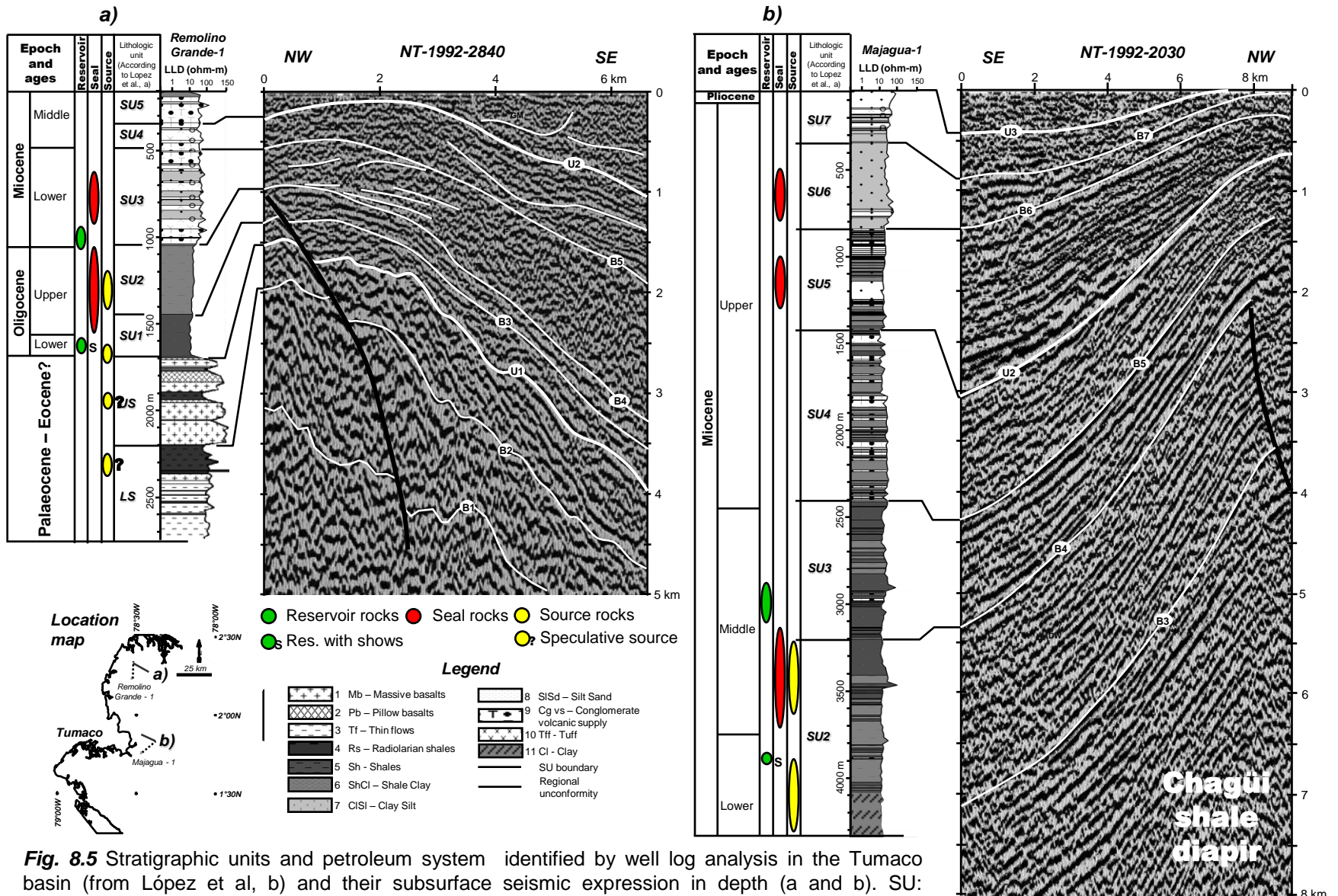
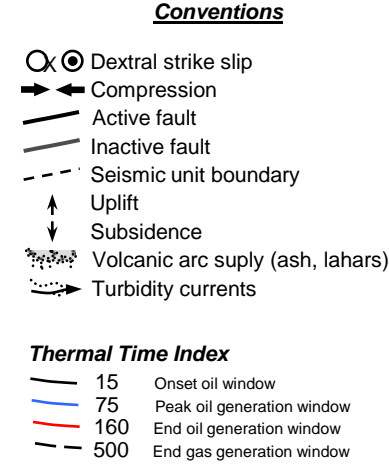
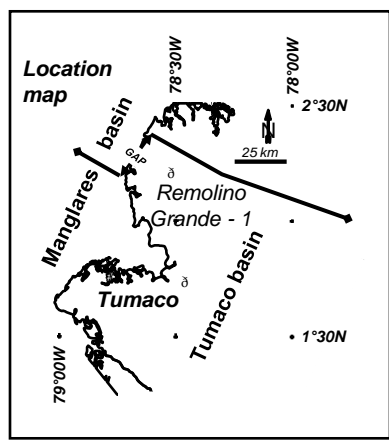
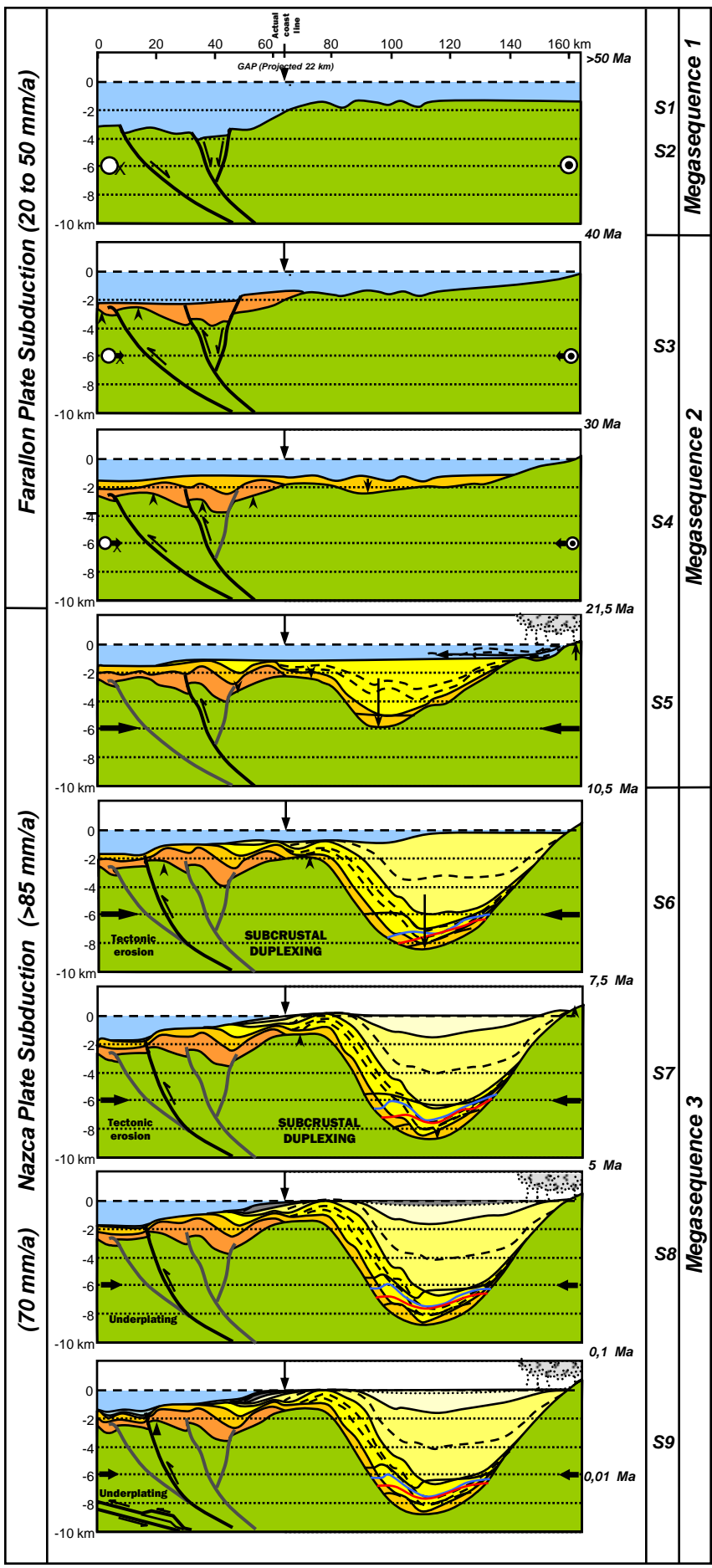


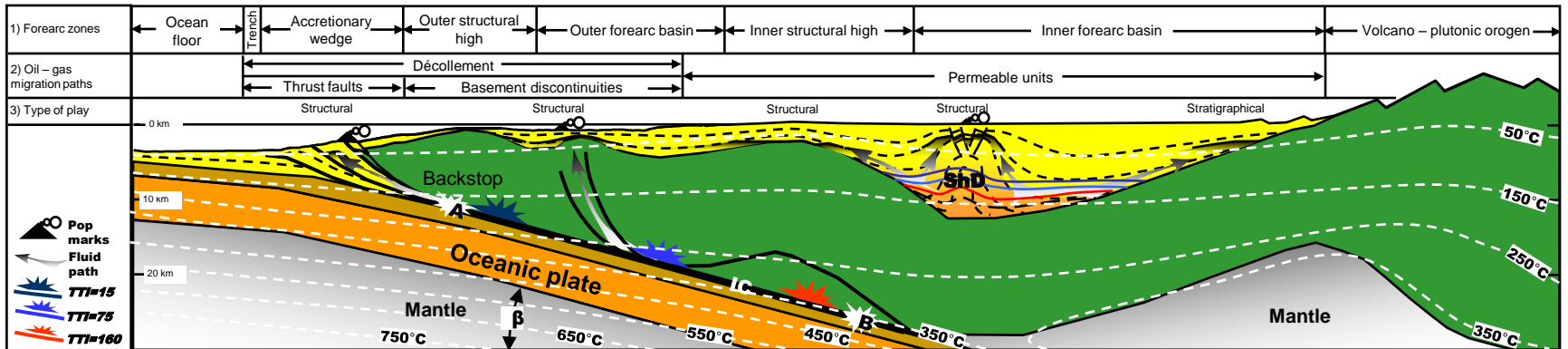
Fig. 8.5 Stratigraphic units and petroleum system identified by well log analysis in the Tumaco basin (from López et al, b) and their subsurface seismic expression in depth (a and b). SU: Sedimentary Units; LS and US: Lower and Upper segments.



Legend

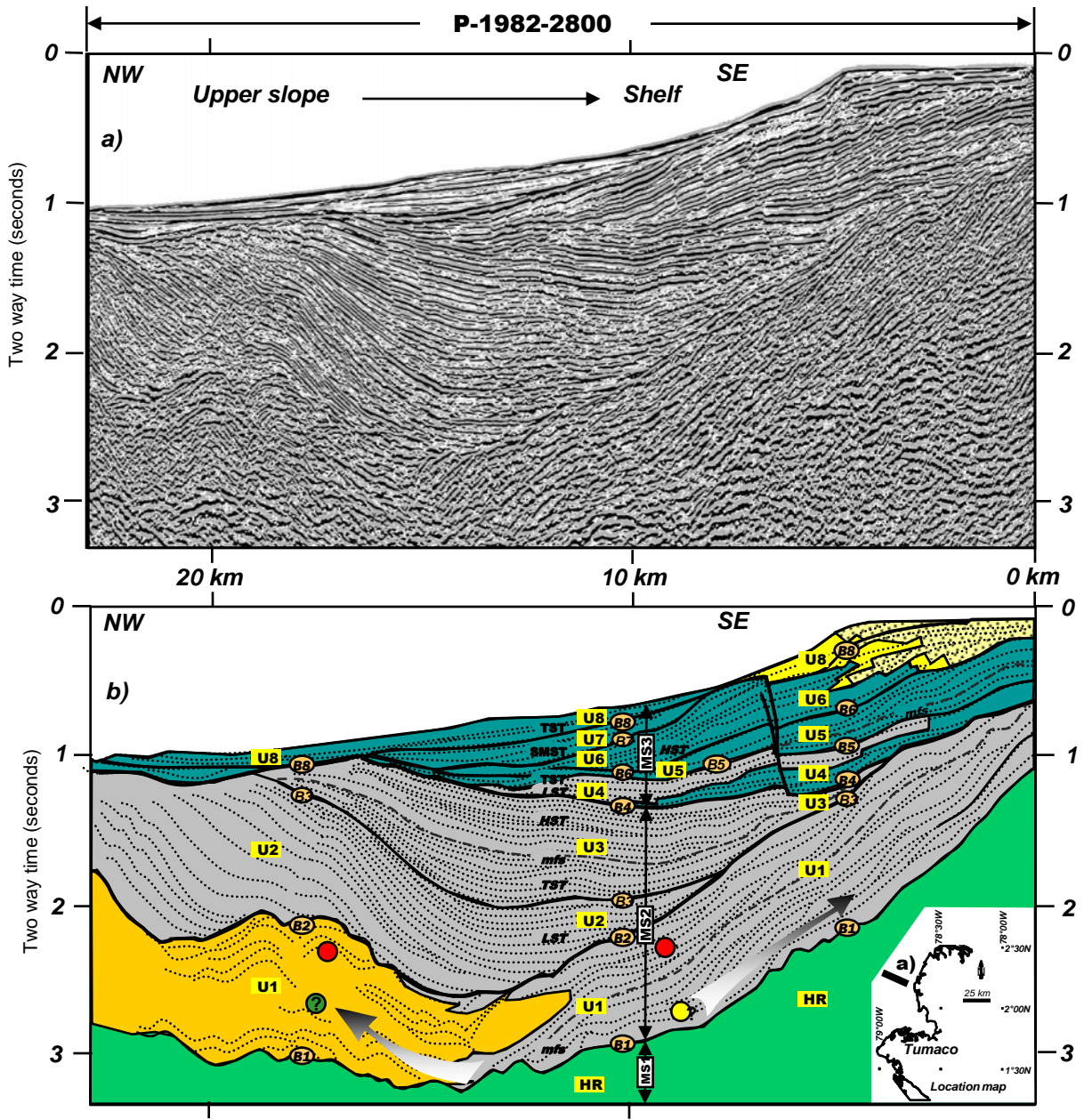
Period	Seismic sequences		Megasequences
	Manglares	Tumaco Borbon	
Holocene	U8	≈ Upper SU8	MS3
Pleistocene	U7/U6	≈ SU8	
Pliocene	U5	≈ SU7	
Upper Miocene	U4	≈ SU5/SU6	MS2
Lower - Middle Miocene	U3	≈ SU2/SU4	
Oligocene	U2	≈ SU1	MS1
Eocene	U1		
Palaeocene	HR	≈ [US/LS]	
Cretaceous	PLATEAU	≈ PLATEAU	

Fig. 8.6. Integrated northern Manglares and Tumaco basin backstripped profiles and TTI analysis results to eighth time intervals. The backstripped section was constructed by merging two seismic cross sections originally offset by 22 km (see location map). Summarized uplift and subsidence history of the double forearc basin. To build the merged section, the Manglares backstripped section was projected 22 km to North. The legend show the previously defined seismic sequences and megasequences in both basins (López et al, a, and c).



A=Fluid expulsion zone of channel subduction sediments; B=Fluid expulsion zone by mantle wedge dehydration; IC= Interplate contact plane (dark thick line)

Fig. 8.7. Schematic cross section and thermal structure of the S Colombia and N Ecuador Pacific type margin showing position of forearc zones, oil or gas possible migration paths and type of traps. The Thermal Time Index (TTI) estimated in the inner forearc basin suggests that the oil window begins less than to 7 Km (TTI=15), with generation peak near 8 km (TTI=75) and generation oil ending at a 10 km depth (TTI=160), during the last 10 Ma. The gas and fluids migrate updip along the permeable units and trapped in anticlines (structural plays), related with basement rise due to crustal duplexing near the interplate contact (IC) and shale diapir (ShD), formed along the seaward border and axis of the basin. Fluids may have migrated landward and be trapped in lateral variations of facies (stratigraphical plays). Seaward, TTI index suggests that the sedimentary units accumulated in the offshore basin not entering in the oil generation window, but the estimations along the subduction channel suggest that the oil window begin between 12 km to 17 km of depths, more less at the same depths as that occurs the fluid expulsion of the sediments transported by the subduction channel. Between 12 – 24 km of depths the peak of oil generation occurs. Between 13 – 27 km of depths the generation window end, near the zone of fluid expulsion by mantle dehydration process. The produced fluids may migrate along the decollement zone, connecting the generation zone with folds developed in the accretionary wedge.



Seismic facies units and paleo-environmental interpretation

- Deep-water
- Low energy turbidites
- High energy currents
- Fan complex
- Delta front
- Delta plain

Seismic sequences

surfaces and system tracks

- TS •Transgressive surface
- mfs •Maximum flooding surface
- B1 •Seismic sequence boundary
- LST •Low Stand System track
- TST •Transgressive system track
- HST •High stand system track
- Fluid migration

- Speculative source rock
- Speculative reservoir rock
- Probably seal rock

Fig. 8.8. Uninterpreted (above) and seismic stratigraphic interpretation (below) of a segment of multichannel seismic reflection profile (P-1982-2800), illustrating the seismic sequences (labeled U1 to U8 in yellow rectangles) accumulated on strongly deformed basement (including the seismic sequence HR), seismic sequences boundaries (labeled B1 to B8), seismic facies units and megasequences (labeled MS1 to 3) identified in the Manglares basin (from López et al., c). The interpreted seismic facies units and regional correlations suggest a combined structural and stratigraphical play in the megasequence MS2.

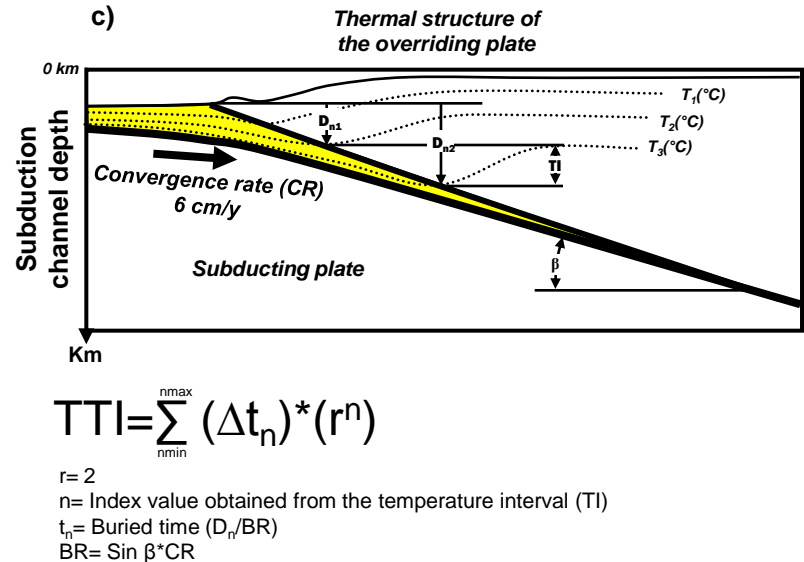
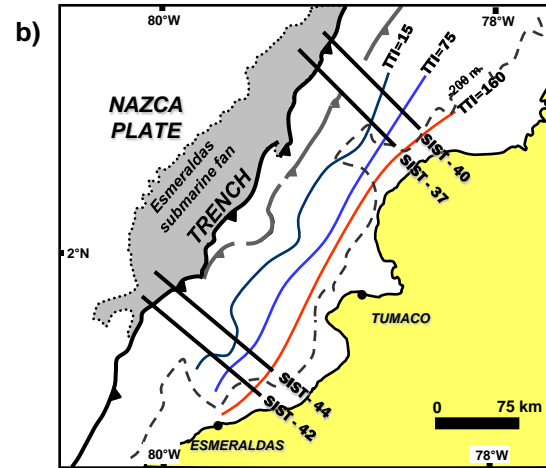
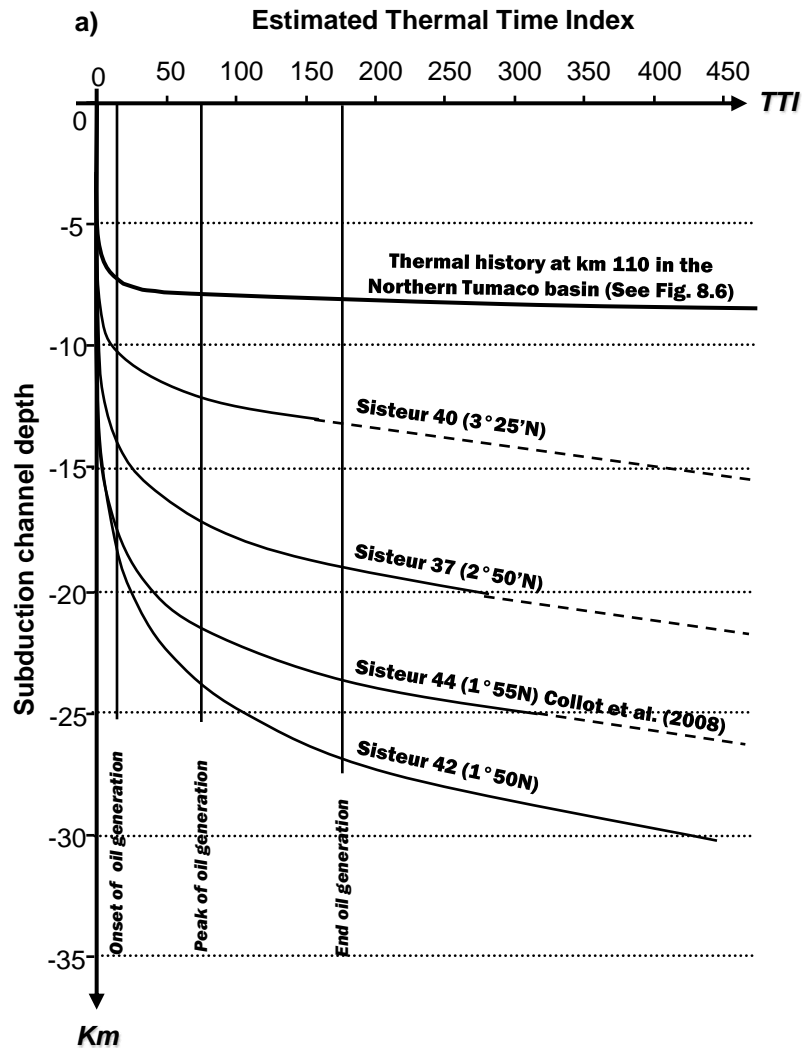


Fig. 8.9. Estimation of the Thermal Time Index along the subduction channel sediments. a) Results of the TTI estimations along the subduction channel in South Colombia and Northern Ecuador margin according to the thermal model of Marcaillou et al. (2008) and Collot et al. (2008). Note the southward tendency to a the depths increase of the onset, peak and end of the oil generation. The tendency correlates with the southward increase of the thickness of the Esmeraldas submarine fan. b) Proposed TTI values variation in the subduction channel along the margin bearing in mind the thermal structure proposed by Marcaillou et al (2008), c) schematic diagram to explain the TTI estimation procedure along the subduction channel.

Conclusions

Ce travail a permis de décrypter l'histoire tectono-sédimentaire cénozoïque d'un double système de bassin d'avant arc et de proposer des mécanismes géodynamiques pour sa formation. Ce système de bassins s'étend au Sud de la Colombie et au Nord l'Équateur entre le flanc Ouest de la Cordillère Occidentale des Andes et la fosse de subduction. Le système comprend le bassin interne et émergé de Tumaco – Borbon et le bassin externe et sous-marin de Manglares. Ces bassins sont séparés longitudinalement par le haut structural interne de Remolino – Rio Verde. Les modèles structuraux construits à travers la marge suggèrent que la surrection du haut structural interne résulte de la mise en place de duplexes crustaux profonds au dessus de la zone de fort couplage inter-plaque.

L'analyse détaillée de diagraphies de forage et leur corrélation avec des données géologiques le long du haut - de Remolino – Rio Verde ont permis d'identifier 4 séquences stratigraphiques accumulés pendant le Cénozoïque, séparées par trois discordances régionales. La séquence basale est le produit d'une activité volcanique sous-marine pré-Oligocène (probablement pré-Éocène Moyen), recouverte en discordance par les sédiments de la seconde séquence, accumulés dans des éventails sous-marins profonds et des éventails de pente entre l'Éocène Supérieur et le Miocène Moyen. L'évolution latérale des environnements sédimentaires dans la seconde séquence suggère que le haut structural interne ait été progressivement soulevé du Sud vers le Nord entre le Miocène inférieur et le Miocène moyen. Une troisième séquence accumulée dans des environnements de type deltaïque à plateforme externe, a été fortement contrôlée par les variations globales du niveau marin et la surrection du haut structural interne entre le Miocène Supérieur et le Pléistocène. Finalement, le bassin d'avant arc interne (bassin de Tumaco) a été couvert par de grands systèmes d'éventails continentaux et des lahars.

A l'échelle du double bassin avant-arc, l'étude de la stratigraphie sismique intégrée avec les analyses de diagraphies différées, la cartographie géologique, les données micropaléontologiques et géochronologiques a permis de construire des cartes des paléo-environnements sédimentaires. L'analyse de ces paléo-environnements et des discordances régionales a permis de définir trois méga-séquences stratigraphiques qui retracent la formation et l'histoire tectono-sédimentaire des bassins avant arc interne de Tumaco – Borbon et externe de Manglares pendant le Cénozoïque. (1) La méga-séquence basale (corrélée avec la séquence basale identifiée dans les forages le long du haut de Remolino-Rio Verde), suggère que le volcanisme sous-marin ait été actif le long d'une marge soumise à de la transpression du Crétacé Supérieur à l'Éocène Inferieur. (2) La méga-séquence intermédiaire (corrélée avec la seconde séquence identifiée dans les forages), indique que la sédimentation s'est initialement accumulée en milieu océanique profond dans un bassin unique jusqu'au Miocène inférieur. La sédimentation s'est ensuite progressivement déposée dans des environnements de moins en moins profonds du sud vers le nord lors de l'individualisation des bassins de Tumaco-Borbon et Manglares au cours du Miocène. Les cartes indiquent la contribution importante de produits volcaniques transportés depuis les cordillères andines. Pendant le soulèvement du haut structural interne, des décharges massives de sédiments se sont produites dans le bassin de Tumaco, induisant des surpressions de fluides dans les sédiments profonds de la méga-séquence intermédiaire. Ces surpressions ont conduit à la mise en place de diapirs de boue. En réponse à la surrection du haut structural interne, les apports sédimentaires diminuent vers le bassin de Manglares, favorisant ainsi la rétrogradation des environnements sédimentaires de pente supérieure sur des environnements de plateforme externe (3) La méga-séquence supérieure (corrélée avec les deux dernières séquences identifiées dans les forages) marque la fin du remplissage du bassin interne de Tumaco par des dépôts continentaux et volcano-clastiques, ainsi que son débordement vers le bassin externe de Manglares marqué par la progradation vers l'ouest des environnements de plateforme et de deltas.

Les flux sédimentaires estimés dans les bassins montrent une tendance à la diminution pendant que se produit l'accumulation de chaque méga-séquence. On observe aussi que les pics de flux sédimentaires dans les bassins se produisent pendant les périodes de forte surrection des cordillères Central-Real et Occidentale à l'Éocène Inferieur (au début de la seconde méga-séquence) et à la fin de Miocène Moyen (au début de la troisième méga-séquence).

Les reconstructions 2D par la méthode d'Airy backstripping et l'estimation de la subsidence ou du soulèvement tectonique (paramètre Y) suggèrent qu'à l'Éocène Supérieur, le bassin externe de Manglares se soit développé sur un substratum très déformé (hauts de Ostiones, Esmeraldas et Manglares), pendant qu'à l'est, le bassin interne de Tumaco se met en place sur un substratum moins déformé. Les reconstructions à l'Oligocène et au Miocène inférieur, indiquent que la déformation se concentre dans le bassin de Manglares créant ou réactivant les hauts externes (Tumaco – Patia - Esmeraldas – Manglares) avec une faible réactivation du haut intermédiaire de Ostiones. Entre le Miocène Moyen et Supérieur, la déformation se généralise le long de la marge, en augmentant le soulèvement des hauts structuraux et la subsidence des bassins, surtout dans le bassin de Tumaco. Depuis le Pliocène, la subsidence diminue dans les bassins, alors que la zone des hauts externes est soumise à des périodes de soulèvement et de subsidence suggérant une alternance entre processus d'érosion tectonique et d'accrétion frontale.

Notre analyse montre que les changements majeurs identifiés au cours de l'histoire tectono-sédimentaire des bassins de Tumaco – Borbon et Manglares, se corrélient avec des changements importants dans la cinématique de la convergence entre les plaques Farallon/Nazca et Sud Amérique. Pendant l'Éocène et l'Oligocène, la convergence extrêmement oblique, ainsi que la faible vitesse de subduction de la vieille et froide plaque de Farallon soumet la marge à de la transpression. Plus tard, pendant le Miocène inférieur à moyen, l'augmentation de la vitesse de subduction de la plaque Farallon associée à la naissance de la plaque Nazca, se corréle avec une érosion probable de la marge et surtout une déformation tectonique intense concentrée le long des hauts structuraux externes et interne. À la fin du Miocène, la diminution de la vitesse de convergence de la jeune et chaude plaque de Nazca se corréle avec une phase compressive engendrant une surrection générale des hauts structuraux des bassins de Manglares et Borbon, et une forte subsidence tectonique du bassin de Tumaco.

Les deux coupes à échelle crustale que nous avons construites, ont permis de replacer les bassins avant-arc interne et externe dans le contexte géodynamique de la marge convergente. Le bassin interne s'est développé sur une croûte relativement épaisse et mécaniquement supportée par le coin de manteau de la plaque supérieure, alors que le bassin externe et le haut structural qui sépare les deux bassins, se sont développés sur une croûte mécaniquement supportée par la flexure élastique de la plaque plongeante. En se basant d'une part sur la position de chaque bassin par rapport au contexte géodynamique et cinématique de la

subduction, et d'autre part sur les relations établies dans la littérature entre vitesse de convergence, pendage du slab et évolution de la structure thermique du coin de manteau de la plaque supérieure, nous proposons des mécanismes possibles de formation du double bassin avant-arc. Les périodes de surrection et de subsidence du bassin externe de Manglares et du haut structural interne seraient contrôlées par les changements de pendage du slab associés aux variations temporelles de la vitesse de subduction. Dans ce modèle, une augmentation du pendage du slab se traduit par une subsidence généralisée de la marge, et le refroidissement et l'hydratation du coin de manteau supérieur. Ce processus favoriserait la serpentinsation du coin de manteau créant ainsi des conditions d'affaiblissement mécanique favorables à l'initiation de la subsidence du bassin interne au cours du Miocène inférieur à moyen. A l'inverse, une diminution du pendage du slab se traduit par l'augmentation de la surface de contact interplaque, la mise en compression de la marge, et le réchauffement du coin de manteau associé à une expulsion de fluides vers la croûte. Une telle période se produit au cours du Miocène supérieur et coïncide avec la mise en place de duplexes profonds responsables de la surrection du haut structural interne et de l'individualisation des bassins avant-arc externe et interne. L'absence de faille crustale contrôlant la forte subsidence du bassin de Tumaco à cette époque suggère qu'un phénomène de flambage crustal, par transmission latérale des contraintes compressives horizontales serait à l'origine de l'enfoncement prononcé du bassin interne.

A une échelle locale, le bassin de Manglares apparaît plus sensible, et sur des intervalles de temps plus courts, aux variations de structures (monts sous-marins, zones de fractures...etc) et de cinématique de la plaque plongeante que le bassin de Tumaco-Borbon, car le substratum du bassin Manglares repose directement sur le contact inter-plaque. A l'inverse, le bassin de Tumaco-Borbon devrait réagir sur des intervalles de temps plus longs en rapport avec la dynamique du coin de manteau de la plaque supérieure.

Notre intégration de données et leur analyse suggèrent l'existence de roches mères, de roches réservoir et de couches imperméables favorables à la production, et à l'accumulation d'hydrocarbures dans le système de double bassin d'avant arc du Sud de la Colombie et du Nord de l'Équateur. Dans le bassin interne de Tumaco, les roches mères sont identifiées à la base de la méga-séquence 2 dans les forages d'exploration. Des roches réservoir sont identifiées à la base de la méga-séquence 3 et sont intercalées avec des couches imperméables. Les systèmes pétroliers sont principalement structuraux, reliés en particulier

avec un diapir de boue, la surrection de hauts de socle et, vers la piedmont des Andes, à des passages latéraux de facies. L'analyse des données dans le bassin de Manglares suggère que les unités sédimentaires ne sont, en général, pas entrés dans la fenêtre de production des hydrocarbures, bien que dans des zones de grandes épaisseurs sédimentaires (ex : au large du Cap Manglares) la maturation d'hydrocarbure soit possible. Nous avons montré que les sédiments transportés par le chenal de subduction entrent dans la fenêtre de production à des profondeurs supérieures à 12 km, et que des fluides ont migré le long de failles crustales vers le front très déformé de la marge.

Perspectives

L'étude que nous avons menée dans le cadre de cette thèse, à partir des techniques d'analyse de bassins, offre une vision intégrée de l'évolution régionale tecto-stratigraphique et des processus qui ont interagi au cours de la formation d'un double bassin d'avant arc Sud de la Colombie et au Nord de l'Équateur pendant les derniers ~40 Ma. Le défi de ce travail était d'aborder conjointement l'analyse d'un bassin sédimentaire émergé associé à un bassin sous-marin avec un jeu limité de données. Cette étude constitue un point de départ vers une connaissance plus globale des processus qui ont contrôlé l'évolution des marges actives. De nombreux travaux restent à mener pour comprendre dans le détail l'influence de la subduction sur les bordures continentales. Parmi ceux-ci, il serait nécessaire de mener des études à différents niveaux, depuis des études stratigraphiques et structurales détaillées, en passant par le développement de modèles analogiques et numériques des mécanismes proposés pour la déformation de la marge, jusqu'aux travaux à des fins exploratoires d'hydrocarbure ou de ressources minérales.

Une étude orientée vers la connaissance de la topographie du toit du socle le long de la marge est nécessaire pour reconstruire la paléo-topographie prévalant lors de l'initiation de la sédimentation avant arc. Ce type d'étude devra s'appuyer sur des sections sismiques acquises avec des paramètres d'acquisition permettant de discerner les structures profondes. Il sera nécessaire de combiner ces résultats avec une analyse des cartes d'anomalies gravimétriques et magnétiques régionales et résiduelles.

Dans les zones présentant des failles crustales, les études requerront l'acquisition de profils sismiques multitrace, contrôlés par des données de sismique réfraction, afin de reconnaître la géométrie et la connexion des failles avec le chenal de subduction. Ce type de structures

transversales est d'un grand intérêt dans des études sismologiques, puisque le long de la marge, elles constituent des barrières aux zones de rupture de grands séismes associés à la subduction. D'un autre côté, ce type de structures crustales en contact avec le chenal de subduction, peut constituer des voies de migration de fluides et des barrières de flux de chaleur, de grand intérêt pour l'exploration d'hydrocarbures. Dans ce sens, il devient nécessaire d'accompagner les études géophysiques par l'acquisition de données bathymétriques, de réflectivité du fond de la mer, de sondeurs de pêche et détecteurs géochimiques afin de détecter les sorties de fluides et autres panaches gazeux dans la colonne d'eau. Il serait aussi intéressant d'effectuer des dragages, du « piston core » et un échantillonnage des zones de sortie de fluides pour délimiter des zones potentiellement prospectives pour des hydrocarbures.

Du point de vue stratigraphique, il est nécessaire de développer des activités de reconnaissance détaillée accompagnées des analyses bio-stratigraphiques qui permettent de déterminer l'âge des unités sédimentaires à terre. Cette activité doit être concentrée dans le piedmont occidental de la Cordillère Occidentale, pour observer le contact entre les séquences sédimentaires Cénozoïques et le toit du socle volcanique. De plus, la reconnaissance stratigraphique de ce secteur permettra de dater précisément le soulèvement de la Cordillère occidentale, grâce à la reconnaissance et à la datation de surfaces discordantes associées à la surrection du soubassement. Il devient nécessaire de compléter les analyses de backstripping effectuées pendant ce travail, avec la modélisation numérique qui prend en compte des changements dans la cinématique de la plaque plongeante, les changements des propriétés du coin du manteau et la rhéologie de la plaque chevauchante.

Finalement, l'étude de l'origine et l'étendue des diapirs de boue le long de la marge constitue un sujet de grand intérêt, puisqu'ils forment de vraies zones de potentiel exploratoire d'hydrocarbure et de gaz dans la région, en plus de constituer des zones de risque potentiel éruptif associé à une activité sismique. Cette étude pourra être réalisée grâce à l'acquisition de profils sismiques et de données gravimétriques qui permettent cartographier les structures et les discordances des unités sédimentaires accumulées pendant l'intrusion des diapirs. L'âge des shales à partir desquels naissent les diapirs du Pacifique Colombien n'est pas connu et on ne sait pas non plus s'il existe une relation avec les ceintures de diapirs connues dans le domaine Caraïbe Colombien.

Bibliographie

- Aalto, K. R., and Miller III, W., 1999. Sedimentology of the Pliocene Upper Onzole Formation, an inner – trench slope succession in northwestern Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, pp. 69 – 85.
- Agudelo, W., 2005. Imagerie sismique quantitative de la marge convergente d'Equateur-Colombie: Application des méthodes tomographiques aux données de sismique réflexion multitrace et réfraction-réflexion grand-angle des campagnes SISTEUR et SALIERI. Thèse de doctorat de l'Université Paris 6. 203 p.
- Allen, P. A., and Allen, J., R., 2005, Basin analysis: principles and applications, Oxford Blackwell Pub, 560 p.
- Alvarez, A. y Linares, E., 1979. Edades K/Ar del Batolito de Piedrancha y el Stock de Arboledas, Departamento de Narino. Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Colombia, Publicacion Especial, Geologia N° 22, p 113 – 118.
- Alvarez, J., 1983. Geologia de la Cordillera Central y el occidente Colombiano y petroquímica de los intrusitos granitoides Mesocenoicos. *Boletín Geológico del INGEOMINAS* v. 26, n° 2, p 1 - 175.
- Amstutz, A, 1951. Sur l'évolution des structures alpines. *Archives Sci.*, v 4, n° 5, pp. 323 – 329.
- Amy, L. A., Kneller, B. C., and McCaffrey, W. D., 2007. Facies architecture of the Grès de Peïra Cava, SE France: landward stacking patterns in ponded turbiditic basins. *Journal of Geological Society, London*, v. 164, p. 143 – 162.
- ANH, 2005. Pacifico basin, future petroliferous province. 8 p.
- Arango, J. L., y Ponce, A., 1982. Mapa Geológico del Departamento de Narino. Escala 1: 400.000. INGEOMINAS, Bogota.

- Aspden, J. A., and Litherland, M., 1992. The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205, 187-204.
- Aspden, J. A., McCourt W. J., and Brook, M., 1987. Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Journal of the Geological Society, London*, v. 144, p. 893 – 905.
- Avé Lallemant, H. G. et Guth L. R., 1990. Role of the extensional tectonics in exhumation of eclogites and blueschist in an oblique subduction setting: Northeastern Venezuela. *Geology*, v. 18, p. 950 – 953.
- Avé Lallemant, H. G. et Oldow, J. S., 2000. Active displacement partitioning and arc-parallel extension of the Aleutian volcanic arc based on Global Positioning System geodesy and kinematic analysis. *Geology*, v. 28, n° 8. p. 739 – 742.
- Bailleul, J. Robin, C., Chanier, F., Guillocheau, F., Field, B. and Ferrière, J., 2007. Turbidite systems in inner forearc domain of the Hikurangi convergent margin (New Zeland): New constrains on the development of trench – slope basins. *Journal of Sedimentary Research*, v. 77, p. 263 – 283.
- Baldock, J. W., 1982. Geology of Ecuador. Explanatory bulletin of the National Geological Map of the Republic of Ecuador 1:1000'000 scale. 59 p.
- Baldwin, B. and Butler, C.O., 1985. Compaction curves. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, v. 69, p. 622-626.
- Barckhausen, U., Ranero, C. R., Von Huene, R., Cande, S. S., and Roeser, H. A., 2001. Revised tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models. *Journal of Geophysical Research*, 106, 19207 – 19220.
- Barnes, P.M., Nicol, A., and Harrison, T., 2002, Late Cenozoic evolution and earthquake potential of an active listric thrust complex above the Hikurangi subduction zone, New Zealand: *Geological Society of America, Bulletin*, v. 114, p. 1379–1405.
- Barrero, 1979. Geology of the central Western Cordillera west of Buga and Roldanillo, Colombia. *Publicacion Geologica Especial del INGEOMINAS*, n°4, 75 p.
- Bartetzko, A., Peching, R., Wohlenberg, J., 2002. Interpretation of Well-logging Data to Study Lateral Variations in Young Oceanic Crust: DSDP/ODP Holes 504B and 896A, Costa Rica Rift, in M. Lowell and N. Parkinson, eds., *Geological applications of well logs: AAPG Methods in Exploration N° 13*, p. 213 – 228.

- Basset, K. N., and Orłowski, R., 2004. Pahau Terrane type locality: fan delta in an accretionary prism trench-slope basin. *New Zealand Journal of Geology & Geophysics*, v. 47, p. 603 – 623.
- Baubault, J., Bonnet, S., Crave, A. and Van Den Driessche, J., 2005. Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape: an experimental approach. *Geology*, v. 33, n° 4, pp. 301 – 304.
- Beaumont, C., 1981, Foreland Basins: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*; v.65, p 291-329.
- Ben-Avraham, Z., Nur, A., Jones, D. and Cox, A., 1981. Continental Accretion: From Oceanic Plateaus to Allochthonous Terranes. *Science*, v. 213, n° 4503, pp. 47 - 54
- Benioff, H., 1949. Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps. *Geol. Soc. Am. Bull.*, n° 60, pp 1837 – 1856.
- Benton, M. J., and Gray, D. I., 1981. Lower Silurian distal shelf storm-induced turbidites in the Welsh Borders: sediments, tool marks and trace fossils. *J. Geol. Soc. London*, v. 138, p. 675 – 694.
- Berndt, C., Planke, S., Alvestad, E., Tsikalas, F. and Rasmussen, T., 2001. Seismic volcanostratigraphy of the Norwegian Margin: constrains on tectonomagmatic break-up processes. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 158, p. 413 – 426.
- Bilotti, F. and Shaw, J. H., 2005. Deep-water Niger Delta fold and thrust belt modeled as a critical-taper wedge: The influence of elevated basal fluid pressure on structural styles. *AAPGB*, v. 89, n° 11, pp. 1475 – 1491.
- Bonatti, E., and Harrison, C. G. A., 1988. Eruption styles of basalt in oceanic spreading ridges and seamounts: effect of magma temperature and viscosity. *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 2967 – 2980.
- Bostock, M. G., Hyndman, R. D., Rondenay, S., and Peacock, S. M., 2002. An inverted continental Moho and serpentinization of the forearc mantle. *Nature*, v. 417, p. 536 – 538.
- Boutelier, D. A., and Cruden, A. R., 2008. Impact of regional mantle flow on subducting plate geometry and interplate stress: insights from physical modelling. *Geophys. J. Int.* N° 174, p. 719 – 732.
- Bowland, C. L., 1993. Depositional history of the western Colombian Basin, Caribbean Sea, revealed by seismic stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 1321 – 1345.
- Bradley, D. C., and Kidd, W. S. F., 1991. Flexural extensión of the upper continental crust in collisional foredeeps. *GSAB*, v. 103, p. 103, p. 1416 – 1438.

- Browne, G. H. and Slatt, R. M., 2002. Outcrop and behind-outcrop characterization of a late Miocene slope fan system, Mt. Messenger Formation, New Zealand. *AAPG Bulletin*, v. 86, n° 5, p. 841 – 862.
- Bueno Salazar, R., 1989. Hydrocarbon exploration and potential of the Pacific coastal basin of Colombia. In: Ericksen, G.E., Canas Pinochet, M.T., Reinemund, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Sciences Series, Houston, Texas, pp. 335–343.
- Cáceres, C., Cediél, F., and Etayo – Serna F., 2003. Maps of sedimentary facies distribution and tectonic setting of Colombia through Proterozoic and Phanerozoic. *Guía introductoria de la distribución de facies Sedimentarias de Colombia*. INGEOMINAS. 38 p.
- Calvert, A. J., Ramachandran, K., Kao, H. and Fisher, M. A., 2006. Local thickening of the Cascadia forearc crust and the origin of seismic reflectors in the upper most mantle. *Tectonophysics*, 420, p. 175 – 188.
- Cande S. C. and Kent, D. V., 1992. A New Geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *JGR*, v. 97, n°B10, p. 13,917 – 13,951.
- Cantalamesa, G., Di Celma, C., Ragaini, L., Valleri, G. and Landini, W., 2007. Sedimentology and high-resolution sequence stratigraphy of the late-middle to late Miocene Angostura Formation (western Borbon Basin, northwestern Ecuador). *Journal of the Geological Society*, London, v. 164, p 653 – 665.
- Carr, T. R., 1982. Log-linear models, Markov chains and cyclic sedimentation. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52, n° 3, p. 905 – 912.
- Carthwright, J., James, D., and Bolton, A., 2003. The genesis of polygonal fault system: a review. In P. Van Resbergen, R. R. Hillis, A. J. Maltman and C. K. Morley (eds): *Subsurface Sediment Mobilization*. Geological Society, London, Special Publications, 216, p. 223 – 243.
- Case, J. E., Barnes, J., Paris, G., Gonzalez, I. H., and Viña, A., 1973. Trans Andean Geophysical profile, Southern Colombia. *Geological Society of America*, v. 84, p. 2895 – 2904.
- Case, J. E., Duran, S. L. G., Lopez, A. and Moore, W. R. 1971. Tectonic investigations on Western Colombia and Eastern Panama. *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, p. 2685 – 2712.
- Castañares, L. M., Robles, S., Gimeno, D. and Bravo, J. C. V., 2001. The submarine volcanic system of the Errigoti Formation (Albian – Santonian of the Basque – Cantabrian basin,

- Northern Spain): Stratigraphic framework, facies and sequences. *Journal of Sedimentary Research*, v. 71, n° 2, p. 318 – 333.
- Cathro, D. L., Austin Jr, J. A., and Moss G. D., 2003. Progradation along a deeply submerged Oligocene–Miocene heterozoan carbonate shelf: How sensitive are clinoforms to sea level variations?. *AAPG Bulletin*, v. 87, n° 10, p. 1547 – 1574.
- Cediel, F., Barrero, D., Caceres, C., 1998. *Seismic Atlas of Colombia, seismic expression of structural styles in the basins of Colombia*. 5 volumes.
- Cediel, F., D. Barrero, and C. Caceres, 1998. *Seismic Atlas of Colombia: Seismic expression of structural styles in the basins of Colombia*: Robertson Research International, UK, ed., Geotec Ltd., Bogota, v. 1 to 6.
- Cediel, F., R. P. Shaw, and C. Caceres, 2003, Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*: AAPG Memoir 79, p. 815– 848.
- Célérier, B. 1988. Paleobathymetry and Geodynamic models for subsidence. *Palaios*, v. 3, p. 454 – 463.
- Cepeda, H., 1986. Investigaciones petrologicas en el ambito de las planchas 429 Pasto y 410 La Union, con especial énfasis en el complejo volcanico del Galeras. Informe 2062. *Boletín Geológico, INGEOMINAS*, vol. 30, n° 1, p. 48 – 113.
- Cepeda, H., 1986. Investigaciones petrologicas en el ambito de las planchas 429 Pasto y 410 La Union, con especial énfasis en el complejo volcanico del Galeras. Informe 2062. *Boletín Geológico, INGEOMINAS*, vol. 30, n° 1, p. 48 – 113.
- Chamley, H. 1989. *Clay sedimentology*. Springer – Verlag. Berlin Heidelberg. 623 p.
- Chaofeng, F., Yougui, S., Xiaomin, F., Xiaoke, Q., Hong, C., 2005, Two Quantitative Methods of Studying Orogenic Belt Uplift and Denudation through Basin-Range Sedimentary Coupling. *IEEE 0-7803-9050-4-05* p 5271-5275.
- Chappell, B.J. and White, A.J.R., 1974, "Two Contrasting Granite Types". *Pac. Geol.*, v.8, p. 173 – 174.
- Chiaradia, M., and Fontboté, Ll., 2001. Radiogenic Lead Signatures in Au-Rich Volcanic-Hosted Massive Sulfide Ores and Associated Volcanic Rocks of the Early Tertiary Macuchi Island Arc (Western Cordillera of Ecuador). *Economic Geology*, v. 96, p. 1361 – 1378.

- Clift, P. D., Draut, A. E., Kelemen, P. E., Blusztajn, J. and Greene, A., 2005. Stratigraphic and geochemical evolution of an oceanic arc upper crustal section: The Jurassic Talkeena Volcanic Formation, south-central Alaska. *GSA Bulletin*, v. 117, p. 902 – 925.
- Coates, A., Collins, L. S., Aubry, M.-P. and Berggren, W. A., 2004. The geology of the Darien, Panama, and the late Miocene – Pliocene collision of the Panama arc with northwestern South America. *GSA Bulletin*, v. 116, n° 11/12, p. 1327 – 1344.
- CODIGEM – BGS, 1993. Mapa Geologico de la Republica del Ecuador, escala 1:1'000.000. 1 hoja.
- Collot, J. – Y., Agudelo, W., Ribodetti, A. and Marcaillou, B., 2008, Origin of a crustal splay fault and its relation to the seismogenic zone and underplating at the erosional N Ecuador S Colombia oceanic margin. *JGR*, v. 113, doi 10.1029/2008 JB005691.
- Collot, J. – Y., Alvarado, A., Dumont, J.- F., Eissen, J.-P., Joanne, C., Lebrun, J.-F., Legonidec, Y., Lewis, T., Lopez, E., Marcaillou, B., Martinez, J., I., Michaud, F., Migeon, S., Oggian, S., Pazmino, A., Santana, E., Schneider, J.-L., Sosson, M., Spence, G., Toro, A., and Wada, I., 2005. The AMADEUS cruise, Ecuador – Colombia Feb 4th – March 9th 2005. 327p.
- Collot, J. – Y., Migeon, S., Spence, G., Legonidec, Y., Marcaillou, B., Schneider, J.-L., Michaud, F., Alvarado, A., Lebrun, J.-F., Sosson, M. And Pazmino, A., 2005. Seafloor margin map helps in understanding subduction Eartquakes. *EOS*, v. 86, n° 46, p. 463 – 465.
- Collot, J.-Y., and Fisher, M. A., 1989. Formation of forearc basins by collision between seamounts and accretionary wedges: An example from the New Hebrides subduction zone. *Geology*, v. 17, p. 930 – 933.
- Collot, J.-Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., Graindorge, D., Gustcher, M.-A. and Spence, G., 2004. Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled y upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador – southwest Colombia margin. *JGR*, v. 109, B11103, 14 p.
- Collot, J.-Y., Migeon, S., Spence, G., Legonidec, Y., Marcaillou, B., Schneider, J.-L., Michaud, F., Alvarado, A., Lebrun J.-F., Sosson M. and Pazmino, A., 2005. Seafloor Margin Map Helps in Understanding Subduction Earthquakes. *Eos*, v. 86, n° 46, 15 Novembre, p. 463 – 465.
- Collot, J.-Y., Legonidec, Y, Michaud, F, Marcaillou, B., Alvarado, A., Ratzov, G., Sosson, M., López, E., Silva, P., y el personal científico y técnico del INOCAR. 2006. Mapas del

- Margen Continental Norte del Ecuador y Suroeste de Colombia: Batimetria, Relieve, Reflectividad Acustica e Interpretación Geologica. Publicación IOA – CVM – 02 – POST. Escala 1:1'800.000.
- Collot, J-Y., Migeon, S., Spence, G., Legonidec, Y., Marcaillou, B., Schneider, J.-L., Michaud, F., Alvarado, A., Lebrun, J-F., Sosson, M., and Pazmino, A., 2005. Seafloor margin map helps in understanding subduction earthquakes. *EOS*, v. 86, n° 46, 4 p.
- Cooper, M. A., Adisson, F. T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R. H., Hayward, A. B., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A. J., and Taborda, A., 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG Bulletin*, v. 79, n° 10, p. 1421 – 1443.
- Cross, T. A., and Homewood, P. W., 1997. Amanz Gressly's role in founding modern stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, n° 12, p. 1617 – 1630.
- Cushman J. A., and Stainforth, R. M., 1951. Tertiary foraminifera of coastal Ecuador: Part 1, Eocene. *Journal of Paleontology*, v. 25, n° 2, p. 129 – 154.
- Daly, M. C., 1989. Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics*, v. 8, n° 4, pp. 769 – 790.
- Darmani, Y., Willis, B. J., and Dorobek, S. L., 2007. Three-dimensional seismic architecture of fluvial sequences on the low-gradient sunda shelf, offshore Indonesia. *Journal of Sedimentary Research*, v. 77, p. 225 – 238.
- Davies, G. F., 1999. *Dynamic Earth*, Cambridge University Press, New York.
- Davis, D., J. Suppe, and F. A. Dahlen, 1983, Mechanics of fold-and thrust belts and accretionary wedges: *Journal of Geophysical Research*, v. 88, no. B2, p. 1153– 1172.
- De Franco, R., Govers, R., and Wortel, R., 2006. Numerical comparison of different convergent plate contacts: Subduction channel and subduction fault. *Geophysical Journal International*, 171, p. 435 – 450.
- Deniaud, Y., 2000. Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes Equatoriennes au cours du Neogene: étude des bassins d'avant arc et bilans de masse. Thèse de Doctorat Université Joseph Fourier – Grenoble I Sciences & Géographie, 152 p.
- DGGM – NERC, 1982. Mapa Geologico Nacional de la Republica del Ecuador. Escala 1:1'000.000. 1 hoja.
- DGGM, 1980. Mapa geologico del Ecuador, Hojas 24 y 7, Esmeraldas y Punta Galera, escala 1:100.000. Direccion General de Minas, Quito.

- Dickinson, W. R., 1970, Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 40, n° 2, pp. 695 – 707.
- Dickinson, W. R., 1973, Widths of modern arc-trench gaps proportional to past duration of igneous activity in associated magmatic arcs. *JGR*, v. 78, p. 3376-3389.
- Dickinson, W. R., 1974, Plate tectonics and sedimentation, in Dickinson ed., *Tectonics and sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 22*, p. 1 – 27.
- Dickinson, W. R., and Selly, D. R., 1979, Structure and Stratigraphy of Forearc Regions. *AAPG Bulletin*, v. 63 n. 1 p. 2 – 31.
- Dietrich, V. J., Gansser, A., Sommerauer, J., Cameron, W. E., 1981. Paleocene komatiites from Gorgona Island, east Pacific; a primary magma for ocean floor basalts. *Geochemical Journal* 15, 141 – 161.
- Dominguez, S., Lallemand, S., Malavieille, J. et von Huene, R., 1998. Upper plate deformation associated with subducted seamount. *Tectonophysics*, n° 293, pp. 207 - 224.
- Draut, A. E. and Clift P. D., 2006. Sedimentary processes in modern and ancient oceanic arc settings: evidence from the Jurassic Talkeetna Formation of Alaska and the Mariana and Tonga arcs, Western Pacific. *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, p. 493 – 514.
- Dugan, B., and P. B. Flemings, 2001, Overpressure and fluid flow in the New Jersey continental slope: Implications for slope failure and cold seeps: *Science*, v. 289, p. 288–291.
- Dumont, J. F., Santana, E., Valdez, F., Tihay, J. P., Usselman, P., Iturralde, D. and Navarrete, 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*, v. 74, p. 100 – 123.
- Duque – Caro, H., 1990. El bloque Choco en el noroccidente Suramericano: Implicaciones estructurales, tectonoestratigraficas y paleogeograficas. *Boletin Geologico del Ingeominas*, v. 31, n° 1, p. 49 – 71.
- Echeverria, L. M., 1980. Tertiary or Mesozoic Komatiites from Gorgona Island, Colombia: Field Relations and Geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, p. 253 – 266.
- Edgar, N. T., Sanunders, J. B., Bolly, H. B., Óbice, R. E., Donnelly, T. W., Hay, W. W., Maurrasse, F., Prell, W., Premoli – Silva, I., Riedel, W. R., Schneidermann, N. 1973. Site 154. In Edgar, N. T. et al (eds) *initial Reports of DSDP, Leg 15*, Washington D. C., U. S. Government Printing Office, P. 407 – 471.

- Edinger, E. N. and Risk, M. J., 1994. Oligocene – Miocene extinction and geographic restriction of Caribbean corals: roles of turbidity, temperature and nutrients. *Palaios*, v. 9, p. 576 – 598.
- Ekström, G., and Engdahl, E.R., 1989, Earthquake source parameters and stress distribution in the Adak Island region of the central Aleutian Islands, Alaska: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 15,499–15,519.
- Engdahl, E. R., Van der Hilst, R. P., and Buland, R. P., 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, p. 722 – 743.
- Escovar, R., Gomez, L. A., and Ramirez, J. R., 1992. Interpretacion de la Sismica Tumaco 90 y evaluacion preliminar del area. Informe final proyecto Tumaco 90 Empresa Colombiana de Petroleos, Gerencia de Exploracion. 58 p.
- Estrada, J., J., 1995. Paleomagnetism and accretionary events in the Northern Andes. Ph. D. Thesis. State University of New York at Binghamton. 172 p.
- Etayo, F., Renzoni, G., y Barrero, D., 1969. Contornos sucesivos del mar cretacico en Colombia. In memorias del Primer Congreso Colombiano de Geologia, p. 217 – 252.
- Evans, C. D. R., and Whittaker, J. E., 1982. The geology of the Western part of the Borbon Basin, Northwest Ecuador, in *Trench – forearc geology*, edited by J. K. Leggett, Geological Society of London Special Publication, 10, p. 191 – 198.
- Fairbanks, R.G., 1989, A 17,000-year glacioeustatic sea-level record—Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation: *Nature*, v. 342, no. 6250, p. 637–642.
- Fairbridge, R. W., 1961, Eustatic changes in sea level, in L. H. Ahrens, et al., eds., *Physics and chemistry of the earth*: London, Pergamon Press, v. 4, p.99 – 185.
- Fairhead J. D., Chevalier P. H., Green C. N., Hunt N. J., Manton D. C., Spink S. J., Stuart G. W. and Windle I. D. 1991. Colombia gravity anomaly map - South American Gravity project (SAGP). Scale 1:2'000.000.
- Faucher, B., and Savoyat, E., 1973. Esquisse geologique des Andes de l'Equateur. *Rev. Geogr. Phys. Geol ; Dyn. Ser. 2*, v. 15, Fascicule 1 – 2.
- Feininger, T. and Bristow, C. R., 1980. Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador. *Geol. Rundsch.*, vol 69. p. 849 – 874.
- Feininger, T., 1975. Mapa gravimetrico Bouguer del Ecuador (1:1'000.000). Quito, Instituto Geografico Militar.

- Fisher, D. M., Gardner, T. W., Marshall, J. S., Sak, P. B., and Protti, M., 1998, Effect of subducting sea floor roughness on fore-arc kinematics, Pacific Coast, Costa Rica. *Geology*, v. 26, n° 5, p. 467 – 470.
- Flower, B. P., 1999. Cenozoic Deep-Sea Temperatures and Polar Glaciation: the Oxygen Isotope Record. *Terra Antarctica Reports*. v. 3, p. 27 – 42.
- Franco, H. and Abbott, D., 1999. Gravity signatures of terrane accretion. *Lithos* 46, p. 5 – 15.
- Gansser, A., 1950. – Geological and petrological notes on Gorgona Island in relation to North-Western South America, *Bull Suisse de Min. et Pet.*, vol. 30, pp. 219-237, 6 fig., 4 pl., 2 mapas, Berna.
- Ghibaudo, G., 1980. Deep-sea fan deposits in the Macigno Formation (Middle – Upper Oligocene) of the Gordana Valley, Northern Apennines, Italy. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, n°; 3, p. 723 – 742.
- Gill, J. B., 1981, *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*, Springer-Verlag, New York.
- Gómez, J., Nivia, A., Montes, N.E., Jiménez, D.M., Tejada, M.L., Sepúlveda, M.J., Osorio, J.A., Gaona, T., Diederix, H., Uribe, H. & Mora, M., compiladores. 2007. *Mapa Geológico de Colombia*. Escala 1:1'000.000. INGEOMINAS, 2 hojas. Bogotá.
- Gonzalez, H., Zapata, G., y Montoya, D., 2002. *Geología y geomorfología de la plancha 428 Tuquerres*, Departamento de Narino. INGEOMINAS, Informe interno. 163 p.
- Gradstein F. M., Ogg, J. G. and Smith, A. G., 2004. *A geologic time scale*. Cambridge University press, 589 p.
- Gressly, A., 1838, *Observations géologiques sur le Jura soleurois: Nouveaux mémoires de la Société Helvétique des Sciences Naturelles*, Neuchâtel, v. 2, 349 p., 14 pl.
- Gutscher, M. A., Malavieille, J., Lallemand, S. and Collot, J.-Y., 1999. Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 168, p. 225 – 270.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., and Vail, P. R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change, in Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A., and Van Wagoner, J. C., eds., *Sea-level Changes: an integrated approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42*, p. 71 – 108.
- Haq, B., Hardenbol, J. and Vail, P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years to present), *Science*, n° 235, p. 1156 – 1167.
- Hardy, N. C., 1991, Tectonic evolution of the eastern most Panama basin: some new data and inferences. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 4, n° 3, p. 261 – 269.

- Harris, S. E., and Mix, A. C., 2002. Climate and tectonic influences on continental erosion of tropical South America, 0 – 13 Ma. *Geology*, v. 30, n° 5, p. 447 – 450.
- Hartley, A., May, G., Chong, G., Turner, P., Kape, S. J., and Jolley, E. J., 2000. Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geology*, v. 28, n° 4, p. 331 – 334.
- Henderson, W. G., 1979. Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. *Journal Geological Society of London*, vol 136, p. 367 – 378.
- Holm, S., Isaksson, I., and Stevens, R., 1986. A test of independence for stratigraphic sequences with respect to embedded Markov chains. *Mathematical Geology*, v. 18, n° 6, pp. 551 – 561.
- Hubbard, R. J., Pape, J. and Roberts, D. G., 1985. Depositional sequence mapping as a technique to establish tectonic and stratigraphic framework and evaluate hydrocarbon potential on a passive continental margin. In: *Seismic Stratigraphy II: an Integrated Approach* 5Ed. By O. R. Berg and D. Woolverton), AAPG Mem, n° 39, p. 79 – 91.
- Hyndman, R. D., and Peacock, S. M., 2003, Serpentinization of the forearc mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 212, p. 417 - 432
- IGAC – INGEOMINAS, 2006. *Investigacion integral del Anden Pacifico Colombiano. Tomo 1 Geologia*. 165 p.
- Imran, J. and Syvitski, J. P. M., 2000. Impact of extreme river events on the coastal ocean. *Oceanography*, v. 13 n° 3, p. 85 – 93.
- INGEOMINAS, 1982. *Mapa Geologico de la Republica de Colombia. Escala 1:1'500.000. 2 hojas*.
- INGEOMINAS, 1983. *Mapa de terrenos geológicos de Colombia. Publicación Geológica Especial N° 14 - I, p. 1 - 235. Bogotá, Colombia*.
- INGEOMINAS, 2002. *Atlas Colombiano de información Geologico – Minera para inversion – ACIGEMI – Mapa de Anomalias Gravimetricas de Colombia, Escala 1:500.000. INGEOMINAS. Bogota*.
- Ingersoll, R. V., 1988. Tectonics of sedimentary basins. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1704 – 1719.
- Ingersoll, R.V., and Busby, C.J., 1995, Tectonics of sedimentary basins, in Busby, C.J., and Ingersoll, R.V. (eds.), *Tectonics of sedimentary basins: Blackwell Science, Cambridge*, p. 1-51.

- International Subcommission on Stratigraphic Classification, 1999. International Stratigraphic guide – An abridged version. MURPHY, M. & SALVADOR, A (eds). Episodes, 22(4):255-271.
- Jaillard E., Lapierre H., Ordonez M., Toro, J., Amortegui A. and Vanmelle J., in press. Accreted oceanic terranes in Ecuador: Southern edge of the Caribbean plate?. Geological Society Special Publication, London.
- Jaillard, É., Bengtson, P. & Dhondt, A. 2005. Late Cretaceous marine transgressions in Ecuador and northern Peru: a refined stratigraphic framework. Journal of South American Earth Sciences, n° 19, p. 307-323.
- Jaillard, E., Bengtson, P., Ordoñez, M., Vaca, W., Dhondt, A., Suarez, J., and Toro, J., 2008. Sedimentary record of Terminal cretaceous accretions in Ecuador: The Yunguilla Group in the Cuenca Area. Journal of South American Earth Sciences, v. 25, n° 2, p. 133 - 144.
- Jaillard, E., Benitez S. and Mascle, G., 1997. Les deformations paléogènes de la zone d'avant – arc sud – équatorienne et relation avec l'évolution geodynamique. Bull. Soc. géol. France, t. 168, p. 403 – 412.
- Jaillard, E., Ordoñez, M., Benitez, S., Berrones, G., Jiménez, N., Montenegro, G. and Zambrano, I., 1995. Basin development in an accretionary, oceanic floored fore-arc setting: Southern coastal Ecuador during Late Cretaceous - Late Eocenen time, in A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink, Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62, p. 615 – 631.
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G., and Mourier, T., 1990. Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic time: a Thetyan model. Journal of Geological Society, London, v. 147. p. 1009 – 1022.
- Jennette, D. C., Gardfield, T. R., Mohrig, D. C., and Cayley, G. T., 2000. The interaction of shelf accommodation, sediment supply and sea level in controlling the facies, architecture and sequence stacking patterns of the Tay and Forties/Sele basin-floor fans, central North Sea. GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference Deep-Water Reservoirs of the World, December 3-6, 2000. p. 402 - 421
- Kanamori, H., and K. C. McNally (1982), Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast, Bull. Seismol. Soc. Am., 72(4), 1241–1253.
- Karig, D. E., 1982, Deformation in the forearc: implications for mountains belts; in Hsü, K. J., ed. Mountain building processes: Academic Press, London, p.59-71.
- Karig, D.E., Lawrance, M. B., Moore,, G. F., and Curray, J. R., 1980. Structural framework of the fore-arc basin, NW Sumatra. J. geol. Soc. London, v? 137, p. 77 – 91.

- Kelleher, J. 1972. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions, *J. Geophys. Res.*, 77, 2087–2103, doi:10.1029/JB077i011p02087
- Kellog, J. N., and Vega, V., 1995. Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constrains from global positioning system geodetic studies and gravity. In: P. Mann ed., *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 295, p. 75 – 90.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr., R., Brooks, B., Barriga Vargas, R., Lauria, E., Souto Fortes, L. P., 2003. The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 125–131.
- Kerr, A. C. and Tarney, J., 2005. Tectonic evolution of the Caribbean and northwestern South America: The case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus. *Geology*, v. 33, n° 4, pp. 269 – 272.
- Kerr, A. C., Aspden, J. A., Tarney, J., and Pilatasig L., F., 2002. The nature and provenience of accreted oceanic terranes in Western Ecuador: geochemical and tectonic constrains. *Journal of the Geological Society, London*, v. 159, p. 577 – 594.
- Kerr, A. C., Marriner, G. F., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A. D., Thirlwall, M. F., and Sinto, C. W., 1997. Cretaceous Basaltic Terranes in the Western Colombia: Elemental, Chronological and SR – Nd Isotopic Constraints on Petrogenesis. *Journal of Petrology*, v. 38, n° 6, p. 677 – 702.
- Kerr, A.C., 2005. La Isla de Gorgona, Colombia: A petrological enigma?. *Lithos*, 84, p. 77 – 101.
- Kimbrough, D. L., Smith, D. P., Mahoney, J. B., Moore, T. E., Groove, M., Gastil, R. G., Ortega – River, A., and Fanning, C. M., 2001, Forearc-basin sedimentary response to rapid Late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular ranges of southern and Baja California. *Geology*, v. 29, n° 491 – 494.
- Krassay, A. A., and Totterdell, J. M., 2003. Seismic stratigraphy of a large, Cretaceous shelf-margin delta complex, offshore southern Australia. *AAPG Bulletin*, v 87, n° 6, p. 935 – 963.
- Lallelland, S., Collot, J.-Y., Pelletier, B., Rangin C., and Cadet, J. P., 1990, Impact of oceanic asperities on the tectonogenesis of modern convergent margins. *Oceanologica Acta*, vol. special 10, p. 17 – 30.
- Lallemand, S., Heuret, A., and Boutelier, D., 2005. On the relationships between slap dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones.

- Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 6, n° 9, p. 1 – 18. Q09006, doi: 10.1029/2005GC000917.
- Lallemand, S. 1999. La subduction océanique. Gordon and Breach Science Publications. p. 194
- Lamb, S and Davis, P., 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature*, v. 425, pp. 793 – 797.
- Lapierre, H., Bosch, D., Dupuis, V., Polvé, M., Maury, R. C., Hernandez, J., Monié, P., Yéguicheyan, D., Jaillard, E., Thardy, M., Mercier de Lépinay, B., Mamberti, M., Desmet, A., Keller, F., and Sénebier, F., 2000. Multiple plume events in the genesis of the peri Caribbean Cretaceous Oceanic Plateau Province. *Journal of Geophysical Research*, 105, 8403 – 8421.
- Lavigne, F. and Thouret, J.-C., 2000. Les lahars: depots, origins et dynamique. *Bull. Soc. Geol. France*. T. 171, n° 5, p. 545 – 557.
- Lebras, M., Mégard, F., Dupuy, C. and Dostal, J., 1987. Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, v. 99, p. 569 – 578.
- Leopold, B., Wolman, M. G. and Miller, J. P. 1964, *Fluvial processes in geomorphology*. Freeman and co., San Francisco.
- Lewis, K.B., and Pettinga, J.R., 1993, The emerging, imbricate frontal wedge of the Hikurangi margin, in Ballance, P.F., ed., *South Pacific Sedimentary Basins*, Amsterdam, Elsevier, *Sedimentary Basins of the World 2*, p. 225–250.
- Lonsdale, P. and Klitgord, K. D., 1978. Structure and tectonic history of the eastern Panama basin. *GSA Bulletin*, v. 89, p. 981 – 999.
- Lonsdale, P., 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404, p. 237 – 264.
- López, E., Collot, J.-Y. and Sosson, M., in prep. c. Tectonic evolution and sedimentary environments of the Cenozoic Manglares forearc basin, Southwestern Colombia - Northern Ecuador. 68 p.
- López, E., Collot, J.-Y., and Sosson, M., in prep. d. Origin of a double fore-arc basin: the example of the Tumaco-Manglares basin, northwestern South America, 56 p.
- López, E., Collot, J.-Y., Sosson, M., 2008. Tectonic controls on the sedimentary filling of the Tumaco–Borbon forearc basin, Southern Colombia and Northern Ecuador during the last 30 my. *International Meeting of Young Researchers in Structural Geology and Tectonics YORGSET 08*, Oviedo (Spain), 1 – 3 July 2008, extended abstracts p. 421 – 423.

- López, E., Collot, J.-Y., Sosson, M., and Duque-Caro, H., in prep. a. Depositional sedimentary environments and Cenozoic chronostratigraphy of the western border of the Tumaco-Borbon fore-arc basin (South Colombia - North Ecuador). 48 p.
- López, E., Sosson, M., and Collot, J.-Y., in prep. b. Cenozoic paleo-environmental and subsidence evolution of the Tumaco – Borbon inner forearc basin, SW Colombia and Northern Ecuador. 66 p.
- Lopez, E., Sosson, M., Collot, J. – Y., 2007. Seismic stratigraphy of the SW Colombia and NE Ecuador. In *Memorias del XI Congreso Colombiano de Geología*, Bucaramanga. 16 p.
- Luzieux L. D. A., Heller F., Spikings R., Vallejo C. F., and 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 Sciences and Letters* 249, p 400 – 414.
- Maekawa, H., P. Fryer, and A. Ozaki, 1995, Incipient blue schist facies metamorphism in the active subduction zone beneath the Mariana Forearc, in *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*, Geophys. Monogr. Ser., vol. 88, edited by B. Taylor and J. Natland, p. 281–289, AGU, Washington D. C.
- Mamberti, M., Lapierre, H., Bosch, D., Jaillard, E., Ethien, R., Hernandez, J., and Polvé, M., 2003. Accreted fragments of the Late Cretaceous Caribbean – Colombian Plateau in Ecuador. *Lithos*, 66, p. 173 – 199.
- Manchuel, K., Pontoise, B., Béthoux, N., Régnier, M., Font, Y., Sallares, V., Diaz, J., Arieaga, P., Monfret, T. and Yepes, H., in press. Seismicity and structural implications in the Esmeraldas area (North Ecuador): from Sublime and Esmeraldas experiments. In *Geología y geofísica marina y terrestre del Ecuador desde la costa continental hasta las islas Gapapagos*, edited by Collot J-Y, V. Sallares, and A. Pazmiño, CNDM-INOCAR-IRD, Guayaquil.
- Marcaillou, B. and Collot, J. – Y., 2008, Chronostratigraphy and tectonic deformation of the North Ecuadorian – South Colombian offshore Manglares forearc basin. *Marine Geology*, n° 255, p. 30 – 44.
- Marcaillou, B., 2003. Régimes tectoniques et thermiques de la marge Nord Equateur – Sud Colombie (0° - 3,5°N° - Implications sur la sismogènese. Phd thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris. 197 p., 10 anexes.
- Marcaillou, B., Spence, G., Wang, K., Collot, J.-Y. and Ribodetti, A., 2008. Thermal segmentation along the N. Ecuador – S. Colombia margin (1 – 4°N): Prominent influence

- of sedimentation rate in the trench. *Earth and Planetary Sciences and Letters*, 272, p. 296 – 308.
- Martinez, A., Malavieille, J., Lallemand, S., and Collot, J.-Y., 2002. Partition de la déformation dans un prisme d'accrétion sédimentaire en convergence oblique: approche expérimentale. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 173, n° 1, p. 17 – 24.
- Martínez, J. O., Gonzalez, J. L., Pilkey, O. H. and Neal, W. J., 1995. Tropical barrier islands of Colombia's Pacific Coast. *Journal of Coastal Research*, v. 11, n° 2, p. 432 – 453.
- Matenco, L., Bertotti, G., Cloetingh, S., and Dinu, C., 2003. Subsidence analysis and tectonic evolution of the external Carpathian–Moesian Platform region during Neogene times. *Sedimentary Geology*, 156, p. 71 – 94.
- Maya, M. 2001, Distribución, facies y edad de las rocas metamórficas en Colombia. 59 p. 1 mapa.
- McCaffrey, R. 1996. Estimates of modern arc-parallel strain rates in fore-arcs. *Geology*, v. 24, n° 1, p. 27 – 30.
- McCourt, W. J., and Aspden, J. A., 1983. A plate tectonic model for the Phanerozoic evolution of central and Southern Colombia. 10th Caribbean Geological Conference Transactions. Ed. INGEOMINAS, p. 38 – 47.
- McCourt, W. J., Aspden J. A., Brook M., 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of Geological Society, London*, v. 141, p. 831 – 845.
- McCourt, W.J., Duque, P. & Pilatasig, L.F. 1997. Geology of the Western Cordillera of Ecuador between 1–28S. Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica, CODIGEM–BGS, Quito, Informe 3.
- McCourt, W.J., Muñoz, U. & Villegas, V. 1990. Regional geology and gold potential of the Guapi–Napi drainage basin and upper Timbiqui river, Cauca Department, SW Colombia. *British Geological Survey, Overseas Geology Series, Technical Report WC/90/34*.
- McGeary, S. and Ben-Avraham, Z., 1985. The accretion of Gorgona Island, Colombia: multichannel seismic evidence, In: Howell, D. G. (Ed). *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific Region*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX, pp. 543 – 554.
- McIntosh, A.F. and Oden, J.P., 1993, Recycling stacking velocities for better seismic processing: *Exploration Geophysics*, 24, 671-678.
- McKenzie, D. P., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Sciences and Letters*, v. 40, pp. 25 – 32.

- McNeill, L. C., Goldfinger, C., Kulm, La V. D. and Yeats, R. S., 2000. Tectonics of the Neogene Cascadia forearc basin: Investigations of the deformed late Miocene unconformity. *GSA Bulletin*, v. 112, n° 8, p. 1209 – 1224.
- Meissnar, R. O., Flueh, E. R., Stibane, F. and Berg, E., 1976. Dynamics of the active plate boundary in southwest Colombia according to recent geophysical measurements: *Tectonophysics*, v. 35, n° 115 – 136.
- Meissnar, R. O., Flueh, E. R., Stibane, F., Berg, E., 1977. Dinamica del limite de placas activo en el SW de Colombia, de acuerdo a recientes mediciones geofisicas. In J. E. Ramirez and L. T. Aldrich (eds): *La transicion océano – continente en el suroeste de Colombia*. Instituto Geofisico – Universidad Javeriana, Bogota, Colombia. p. 169 – 198.
- Mendoza, C., and J. W. Dewey 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(2), 577– 593.
- Meschede, M. and Frisch, W., 1998. A plate model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 296, p. 269 – 291.
- Meschede, M., and Barckhausen, U., 2000. Plate tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. In Silver, E.A., Kimura, G., and Shipley, T.H. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 170: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1–10
- Métiver, F., and Gaudemer, Y., 1997. Mass transfer between eastern Tien Shan and adjacent basins (central Asia): constraints on regional tectonics and topography. *Geophysical Journal International*, 128, 1 – 17.
- Meyer, R. P., Mooney, W. D., Hales, A. L., Hesley, C. E., Wollar, G. P., Hussong, D. M., Ramirez, J. E., 1977. Refraction observations across the leading edge, Malpelo Island to the Colombian Cordillera Occidental. In J. E. Ramirez and L. T. Aldrich Eds., *The ocean – land transition in the southwest Colombia*. Instituto Geofisico – Universidad Javeriana, Bogota, Colombia, p. 83 – 136.
- Miall, A. D., 1999, *Principles of sedimentary basin analysis*, Springer-Verlag, Berlin, 616 p.
- Mikhailov, V. O., Parsons, T., Simpson, R. W., Timoshkina E. P., and Williams, C., 2007. Why the Sacramento Delta Area Differs from Other Parts of the Great Valley: Numerical Modeling of Thermal Structure and Thermal Subsidence of Forearc Basins. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, v. 43, n° 1, p. 75 – 90.
- Mitchum, Jr., R. M., Vail, P. R., and Sangree, J. B., 1977b. Seismic stratigraphy and global sea level, part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional

- sequences, in C. E. Payton ed., *Seismic stratigraphy- application to hydrocarbon exploration: AAPG Mem 26*, p. 117 – 133.
- Mitchum, R. M. Jr., Vail, P. R., and Thomson, S. III., 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a Basic unit for stratigraphic analysis, in Payton, C. E., ed., *Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir 26*, p. 53 – 62.
- Molnar, P. and England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?. *Nature*, n° 346, pp. 29 – 34.
- Montgomery, D. R., 2002. Valley formation by fluvial and glacial erosion. *Geology*, v. 30, n° 11, pp. 1047 – 1050.
- Mooney, W.D., Meyer, R.P., Laurence, J. P., Meyer, H., and Ramírez, J. E., 1979. Seismic refraction studies of the Western Cordillera, Colombia. *Bulletin of the seismological Society of America*, v. 69, n° 6, p. 1745 – 1761.
- Moore J. C., Klaus A., Fox P. J., Allan J. F., and Francis, T., 1997. Leg 171a preliminary report. barbados accretionary prism logging while drilling: faulting, fluid flow, and seismic imaging of the northern barbados subduction zone. www-odp.tamu.edu/publications.
- Moore, F. G., Mikada, H., Moore, J. C., Becker, K. and Taira, A., 2005., Legs 190 and 196 synthesis: deformation and fluid flow processes in the Nankai trough accretionary prism. In Mikada, H., Moore, G. F., Taira, A., Becker, K., Moore, J. C. and Klaus A. (eds): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 190/196. 26 p.
- Moore, J. C. and Saffer, D., 2001. Updip limit of the seismogenic zone beneath the accretionary prism of southwest Japan: An effect of diagenetic to low-grade metamorphic processes and increasing effective stress. *Geology*, v. 29, n° 2, p. 183 – 186.
- Moore, J. C. and Vrolijk, P., 1992. Fluids in accretionary prisms. *Reviews on Geophysics*, 30, 2, p. 113 – 135.
- Moore, J. C., Diebold, J., Fisher, M. A., Sample, J., Brocher, T., Talwani, M., Ewing, J., von Huene, R., Rowe, C., Stone, D., Stevens, C. and Sawyer, D., 1991. EDGE deep seismic reflection transect of the eastern Aleutian arc-trench layered lower crust reveals underplating and continental growth. *Geology*, v. 19, p. 420 – 424.
- Moreno – Sanchez, M., and Pardo – Trujillo, A., 2003. Stratigraphical and sedimentological constraints on Western Colombia: Implications on the Evolution of the Caribbean Plate, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 891 – 924.

- Mountney, N. P. and Westbrook, G. K., 1997. Quantitative analysis of Miocene to Recent forearc basin evolution along the Colombian convergent margin. *Basin Research*, n° 9, p. 177 – 196.
- Mountney, N. P., and Westbrook, G. K., 1996, Modelling sedimentation in ocean trenches: The Nankai Trough from 1 Ma to present: *Basin Research*, v. 8, p. 85–101.
- Mountney, N. P., and Westbrook, G. K., 1996, Modelling sedimentation in ocean trenches: The Nankai Trough from 1 Ma to present: *Basin Research*, v. 8, p. 85–101.
- Moxon, I. W., and Graham, S. A., 1987. History and controls of subsidence in the Late Cretaceous – Tertiary Great Valley forearc basin, California. *Geology*, v. 15, p. 626 – 629.
- Mulder, T., Syvitski, J. P. M., Migeon, S., Faugères, J.-C., and Savoye, B., 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits; A review. *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 861 – 882.
- Murcia, L. A., y Pichler, H. 1987. Geoquímica y dataciones radiométricas de las ignimbritas cenozoicas del SW de Colombia. En: *Memorias del Simposio Internacional sobre Neotectónica y Riesgo Volcánicos*. Rev. CIAF, 1, 2(1-30):346 - 363. Bogotá.
- Mutti, E. and Ricci – Lucci, F., 1972. Turbidites in northern Apennines: introduction to facies analysis. *International Geology Review*, v. 20, n° 125 – 166.
- Myrow, M. P. Fischer, W. and Goodge, J. W., 2002. Wave-modified turbidites: combined-flow shore line and shelf deposits, Cambrian, Antarctica. *Journal of Sedimentary Research*, v. 72, n° 5, p. 641 – 656.
- Nivia, A., 2001. Mapa Geológico del Departamento del Valle del Cauca. Escala 1:250.000, memoria explicativa. 149 p.
- Núñez, A., 2003. Cartografía geológica de las Zonas Andina Sur y Garzón – Quítame (Colombia) – Reconocimiento geológico regional de las Planchas 411 La Cruz, 412 San Juan de Villalobos, 430 Mocoa, 431 Piamonte, 448 Monopamba, 449 Orito y 465 Churuyaco, Departamentos de Caquetá, Cauca, Huila, Nariño y Putumayo. 298 p.
- Nygren, W. E. 1950, The Bolivar geosyncline of northwestern South America. *AAPG Bulletin*, v. 34., n° 10, p. 1998 – 2006.
- OLADE. 1982. Estudio de reconocimiento de los recursos geotérmicos de la República de Colombia, informe final. En: INGEOMINAS, 1985. *Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia*. (CEGOC) XXI, 455 p. Bogotá.
- Olariu, C. and Bhatthacharya, J. P., 2006. Terminal distributary channels and delta front architecture of river-dominated delta systems. *Journal of Sedimentary Research*. v. 76, p. 212 – 233.

- Ordoñez, M., Jimenez, N., y Suarez, J., 2006. Micropaleontología Ecuatoriana. Datos bioestratigraficos y paleoecologicos de las cuencas: Graben de Jambeli, Progreso, Manabi, Esmeraldas y Oriente; del levantamiento de la Peninsula de Santa Helena, y de las cordilleras Chongon Colonche, Costera y Occidental. Petroproduccion – CIGG. 634 p.
- Osborne, M. J. and Swarbrick, R. E., 1997, Mechanism for generating overpressure in sedimentary basins: A reevaluation. *AAPG Bulletin*, v. 81, n° 6, p. 1023 – 1041.
- Pardo – Casas, F., and Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and Soutj American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, v. 6, n° 3, p. 233 – 248.
- Pearce, J. A., and D. W. Peate, 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, n° 23, pp. 251–285.
- Pearce, J., S. J. Lippard, and S. Roberts, 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites, in *Marginal Basin Geology*, edited by B. P. Kokelaar and M. F. Howells, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, n° 16, pp. 77–94.
- Pedoja, K., Dumont, J. F., Lamothe, M., Ortlieb, L., Collot, J.-Y., Ghaleb, B., Auclair, M., Alvarez, V., and Labrousse, B., 2006. 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 American Earth Sciences*, n° 22, p. 1 – 21.
- Petkovic, P., 2004. Time-depth functions for basins of the Great Australian Bight. *Geoscience Australia Record* 2004/01
- Pilger, R. H., 1984, Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *J. Geol. Soc. London*, v. 141, pp. 793 - 802.
- Pindell, J. L., R.Higgs, and J. F. Dewey, 1998, Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic evolution and hydrocarbon setting of the northern margin of South America, in J. L. Pindell and C. Drake, eds., *Paleogeographic evolution and non-glacial eustasy, northern South America: Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication* 58, p. 45–85.
- Pindell, J.L., 1994, Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean: in Donovan S.K. and Jackson, T. A. (eds.) *Caribbean Geology: an introduction*, University of the West Indies Publishers Association/University of the West Indies Press, Kingston, Jamaica, p. 13 – 39.
- Pitcher, W. S., 1984. Granite Type and Tectonic Environment. In K. J. Hsü, ed., *Mountain Building Processes*: Academic Press, pp. 19 – 40.
- Planke, S., Symonds, P., Alvestad, E. and Skogseid, J., 2000. Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic complex on rifted margin. *JGR*. V. 105, n° B8, p. 19335 – 19351.

- Plink-Björklund, P. and Steel, R., 2002. Sea level fall below the shelf edge, without basin-floor fans. *Geology*, v. 30, n° 2, p. 115 – 118.
- Porębski S. J., and Steel, R., 2006. Deltas and sea level change. *JSR*, v. 76, pp. 390 – 403.
- Posamentier, H. W. and Kolla, V., 2003. Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *Journal of Sedimentary Research*, v. 73, n° 3, p. 367 – 368.
- Powers, D. W. and Easterling, R. G., 1982. Improved methodology for using embedded Markov chains to describe cyclical sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52, n° 3, p. 913 – 923.
- Ramsayer, G.R., 1979. Seismic stratigraphy, a fundamental exploration tool: 11th Annual Offshore Technology Conference Proceedings, p. 101-109.
- Ranero, C. R., and von Houne, R., 2000. Subduction erosion along the Middle America convergent margin. *Nature*, v. 404, p. 748 – 752.
- Ranero, C. R., I. Grevemeyer, H. Sahling, U. Barckhausen, C. Hensen, K. Wallmann, W. Weinrebe, P. Vannucchi, R. von Huene, and K. McIntosh, 2008. Hydrogeological system of erosional convergent margins and its influence on tectonics and interplate seismogenesis, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q03S04, doi:10.1029/2007GC001679.
- Ranero, C. R., von Huene, R., Flueh, E., Duarte, M., Baca, D., McIntosh, K., 2000. A cross section of the convergent Pacific margin of Nicaragua. *Tectonics*, v. 19, n° 2, p. 335 – 357.
- Ratzov, G., Sosson, M., Collot, J. – Y., Migeon, S., Michaud, F., Lopez, E., and Le Gonidec, Y., 2007. Submarine landslides along the North Ecuador – South Colombia convergent margin: possible tectonic control. In V. Lykousis, D. Sakellariou and J. Locat (eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, Springer, p. 47–55.
- Reineck, H. E. and Singh, I. B., 1986. *Depositional sedimentary environments*. Second, revised and updated edition. Springer-Verlag. 551 p.
- Rey, S. S., Planke S., Symonds, P. A. and Faleide, J. I., 2008. Seismic volcanostratigraphy of the Gascoyne margin, Western Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, n° 172, p. 112 – 131.
- Reynaud, C., Jaillard, E., Lapiere, H., Mamberti, M., and Mascle, G. H., 1999. Ocean plateau and island arc of southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics*, 307, p. 235 – 254.
- Rider, M., 2006. *The geological interpretation of well logs*. Rider – French Consulting Ltd., Second edition. 280 p.

- Robertson, A. H. F., 1975. Cyprus umbers: basalt sediment relationships on a Mesozoic ocean ridge.
- Ruby, W. W. and Hubbert, M. K., 1960. Role of fluid pressure in mechanics overthrust faulting, II, Overthrust belt in geosynclinal area of western Wyoming in light of fluid-pressure hypothesis. *GSA Bulletin*, v. 60, n° 167 – 205.
- Ruiz, G. M. H., Seward, D. and Winkler, W., 2004. Detrital thermochronology – a new perspective on hinterland tectonics, an example from the Andean Amazon Basin, Ecuador. *Basin Research*, n°16, pp. 413 – 430.
- Russo, R.M., Okal, E.A., and Rowley, K.C., 1992, Historical seismicity of the southeastern Caribbean and tectonic implications: *Journal of Pure and Applied Geophysics*, v. 139, p. 87 –120.
- Ryan, H. F., and Coleman P. J., Composite transform – convergent plate boundaries: description and discussion. *Marine and Petroleum Geology*, v. 9, n° 1, p. 89 – 97.
- Sage, F., Collot, J.-Y. and Ranero, C. R., 2006. Interplate patchiness and subduction erosion mechanism: evidence from depth-migrated seismic images at the central Ecuador convergent margin. *Geology*, v. 34, n° 12, p. 997 – 1000.
- Saller, A. H., Noah, J. T., Ruzuar A. P. and Schneider, R., 2004. Linked lowstand delta to basin-floor fan deposition, offshore Indonesia: An analog for deep-water reservoir systems. *AAPG Bulletin*, v. 88, n° 1, p. 21 – 46.
- Saller, A. H., Werner, K., Sugiaman, F., Cebastian, A., May R., Glenn, D. and Barker, C., 2008. Characteristics of Pleistocene deep-water fan lobes and their application to an upper Miocene reservoir model, offshore East Kalimantan, Indonesia. *AAPG Bulletin*, v. 92, n° 7, p. 919 – 949.
- Samaniego, P., Monzier M., Robin C., Martin, H., Eissen, J.-P.; Bourdon, E., Cotten, J., 2003. Calc-alkaline to adakitic transition in the northern volcanic zone, Ecuador. In: *Géodynamique andine: résumés étendus*. Edt. Paris Toulouse: Institut de recherche pour le développement. IRD - Université Paul Sabatierp. 573-576.
- Sangree, J. B. and Widmier, J. M., 1977. Seismic stratigraphy and global changes in sea level, part 9: Seismic interpretation of clastic-depositional facies, in C. E. Payton ed., *Seismic stratigraphy- application to hydrocarbon exploration: AAPG Mem 26*, p. 165 – 184.
- Savoyat, E., Vernet, R., Sigal, J., Mosquera, C., Granja, J. and Guevara, G., 1970. Formaciones sedimentarias de la Sierra tectónica andina en el Ecuador. IFP – Servicio Nacional de Geología y Minería. Quito.

- Sawyer, D. E., Flemings P. B., Shipp R. C. and Winker, C.D., 2007. Seismic geomorphology, lithology, and evolution of the late Pleistocene Mars-Ursa turbidity region, Mississippi Canyon area, northern Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, v. 91, n° 2, p. 215 – 234.
- Schmidt, M. W., and S. Poli, 1998. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 163, 361–379, 1998.
- Sclater, J.G., and Christie, P.A.F., 1980. Continental Stretching: An explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin, *JGR*, 85, 3711-3739.
- Seismic Micro-Technology, 2007. KINGDOM interpretation techniques customized Mentoring. Course manuals ver 8.1
- Serra, O., 1985. *Diagraphies différées*. Tome 2. Interpretation des dones diagraphiques. Editions Technip, 631 p.
- Shanmugam, G. and Moiola, R. J., 1991. Types of submarine fans lobes: Models and implications. *AAPG Bulletin*, v. 75, n° 1, p. 156 – 179.
- Shanmugam, G., Bloch, R. B., Mitchell, S. M., Beamish, W. J., Hodgkinson, R. J., Damuth, J. E., Straume, T., Syversten, S. E., and Shields, K. E., 1995. Basin floor fans in the North Sea: Sequence stratigraphic models vs. sedimentary facies. *AAPG Bulletin*, v. 79, n° 4, p. 477 – 512.
- Sigurdsson, H., Leckie, M. and Acton, G. D., 1996. Ocean drilling program Leg 165 preliminary report Caribbean Ocean History and the Cretaceous – Tertiary boundary event. Preliminary report n° 65, 66 p. www-odp.tamu.edu/publications.
- Sillitoe, R. H., 1972. A Plate Tectonic Model for the Origin of Porphyry Copper Deposits. *Economic Geology*, v 67, n° 2, pp. 184 – 197.
- Sillitoe, R., Jaramillo, L., Damon, P., Shafiqullah, M. and Escovar, R., 1982. Setting characteristics and age of the andean porphyry copper belt in Colombia. *Econ. Geol.*, n° 77, p. 1837 – 1850.
- Sinton, C., Duncan, R. A., and Storey, M., 1993. ⁴⁰Ar – ³⁹Ar ages from Gorgona Island, Colombia and Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, 74 : 553.
- Sloss, L. L., 1988. Forty years of sequence stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1661 – 1665.
- Sloss, L. L., Kumbrein, W. C., and Dapples, E. C., 1949. Integrated facies analysis, in Longwell, C. R., ed., *Sedimentary facies in geologic history*: Geological Society of America, Memoir 39, p. 91 – 134.

- Snyder, N. P., Whipple, K. X., Tucker, G. E. and Merritts, D. J., 2000. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *GSA Bulletin*, v. 112, n° 8, p. 1250 – 1263.
- Sohn, Y., 2000. Depositional processes of submarine debris flows in the Miocene fan deltas, Pohang basin, SE Korea with special reference to flow transformation. *Journal of Sedimentary Research*, v. 70, n° 3, p. 491 – 503.
- Spadea, P. and Spinosa, A., 1986. Petrology and chemistry of late Cretaceous volcanic rocks from the southernmost segment of the Western Cordillera of Colombia (South America). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9, n 1/2, p.79 – 90.
- Spencer, J. E., 1994. A numerical assessment of slab strength during high and low-angle subduction and implications for Laramie orogenesis. *JGR*, v. 99, n° B5, p. 9227 – 9236.
- Spetch, M., Deramond J., and Souquet P., 1991. Relations tectonique-sédimentation dans les bassins d'avant pays: utilisation des surfaces stratigraphiques isochrones comme marqueurs de la déformation. *Bull. Soc. géol. France*, t. 162, p. 553 – 562.
- Spikings, R. A., Seward, D., Winkler, W., and Ruiz, G., 2000. Low-temperature thermochronology of the northern Cordillera Real, Ecuador: Tectonic insights from zircon and apatite fission track analysis. *Tectonics*, v. 19, n° 4, p. 649 – 668.
- Spikings, R. A., Winkler, W., Seward, D. and 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 and Letters*, 186, p. 57 – 73.
- Stainforth, R. M., 1948. Applied micropaleontology in coastal Ecuador. *Journal of Paleontology*, v. 22, n°2, p. 113 – 151.
- Stainforth, R. M., 1965. Mid – Tertiary diastrophism in northern South America. In *Fourth Caribbean Geol. Conf.*, Port Spain, Trinidad and Tobago, Transactions, p. 159 – 174.
- Steckler, M. S. and Watts, A. B., 1978. Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. *Earth and Planetary Sciences and Letters*., v. 41, p. 1 – 13.
- Stern, R. J., 2002, Subduction zones. *AGU, Reviews of Geophysics*, n. 40, 4, p.3:1-38.
- Suárez, M., 1999. Estudio geológico regional e interpretación sísmica estratigráfica en la provincia sedimentaria de la Costa Pacífica. *ECOPETROL*, informe 2614. Bogotá.
- Susilohadi, S., Gaedicke, C. and Ehrhardt, A., 2005. Neogene structures and sedimentation history along the Sunda forearc basins off southwest Sumatra and southwest Java. *Marine Geology*, 219, p. 133 – 154.
- Swift, D.J. P. and Thorne, J.A., 1991, Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation, in Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., and Thorne,

- J.A., eds., Shelf Sand and Sandstone Bodies: International Association of Sedimentologists, Special Publication 14, p. 3–31.
- Tearpock, D. J., and Bischke, R. E., 2006. Applied subsurface Geological mapping with structural methods, 2nd edition. Prentice Hall, PTR, New Jersey. 822 p.
- Tibaldi, A. and Romero, J., 2000. Morphometry of late Pleistocene – Holocene faulting and volcanotectonic relationship in the southern Andes of Colombia. *Tectonics*, v. 19, n° 2, p. 358 – 377.
- Tibaldi, A., Rovida, A. and Corazzato, C., 2007. Late Quaternary kinematics, slip rate and segmentation of a major Cordillera – parallel transcurrent fault: The Cayambe – Afiladores – Sibundoy system, NW South America. *Journal of Structural Geology*, v. 29, n° 4, p. 664 – 680.
- Trenkamp, R., Kellog, J. N., Freymueller, J. T. and Mora, H. P., 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, p. 157 – 171.
- Trofimovs, J., Amy, L., Boudon, G., Deplus, C., Doyle, E., Fournier, N., Hart, M. B., Komorovski, J. C., Le Friant, A., Lock, E. J., Pudsey, C., Ryan G., Sparks, R. S. J. and Talling, P. J., 2006. Submarine pyroclastic deposits formed at the Soufrière hills volcano, Monserrat (1995 – 2003): What happens when pyroclastic flows enter the ocean?. *Geology*, v. 34, n° 7, p. 549 – 552.
- Trop, J. M., Ridgway, K. D., Sweet, A. R., and Layer, P. W., 1999. Submarine fan deposystems and tectonics of a Late Cretaceous forearc basin along an accretionary convergent plate boundary, MacColl Ridge Formation, Wrangell Mountains, Alaska. *Can. J. Earth Sci.* v. 36, n° 433 – 458.
- Tsuchi, R., 2002. Neogene evolution of surface marine climate in the Pacific and notes on related events. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 109, n° 3, p. 260 – 270.
- Underwood, M. B., and G. F. Moore, 1995, Trenches and trenchslope basins, in *Tectonics of Sedimentary Basins*, edited by C. J. Busby and R. V. Ingersoll, p. 179–219, Blackwell, Malden, Mass.
- Uyeda, S. and Kanamory, H., 1979. Back-arc opening and the mode of subduction, *Journal of Geophysical Research*, v. 84 B3, p. 1049 – 1061.
- Vail, P. R., 1987. Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure, in Bally, A. W., ed., *Atlas of seismic stratigraphy*, v. 1., p 1 – 10.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M. Jr., and Thomson, S. III, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap, in Payton, C.

- E., ed., Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir 26, p. 63 – 81.
- Van Andel, T. H., Heath, E. R., Malfait, B. T., Heinrichs, D. F., Ewing, J. I., 1971. Tectonics of the Panama Basin, eastern equatorial Pacific. *GSAB*, v. 82, p. 1508 – 1689.
- Van Der Hammen, Th., 1958. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continental y tectogénesis de los Andes Colombianos. INGEOMINAS, informe interno 1279. *Bol. Geol.*, 6 (1 – 3): 56 p. Bogotá.
- Van Der Hilst, R., 1995. Complex morphology of the subducted lithosphere in the mantle beneath the Tonga trench; *Nature*, n° 374, March, pp 154 – 157.
- Van Melle, J., Vilema, W., Faure – Brac., B., Ordoñez, M., Lapierre, H., Jimenez, N., Jaillard, E. and Garcia, M., 2008. Pre-collision evolution of the Piñon oceanic terrane of SW Ecuador: stratigraphy and geochemistry of the “Calentura Formation”. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, t 179, n° 5, p. 433 – 443.
- Van Thournout, F., Hertogen, J. and Quevedo, L., 1992. Allocthonous terranes in northwestern Ecuador. *Tectonophysics*, 205, 205 – 221.
- Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Jr., Posamentier, H. W., and Vail P. R., 1987. Part 2: Key definitions of sequence stratigraphy, in Bally, A. W., ed., *Atlas of seismic stratigraphy*, v. 1., p 11 – 14.
- Vannuchi, P., Galeotti, S., Clift, P. D., Ranero, C. R. and von Huene, R., 2004. Long-term subduction-erosion along the Guatemalan margin of the Middle America Trench. *Geology*, v. 32, n° 7, p. 617 – 620.
- Vergés, J., Marzo, M. and Muñoz, J. A., 2002. Growth strata in foreland settings. *Sedimentary Geology*, n°146, pp 1 – 9.
- von Huene, R., Fisher, M.A., and Bruns, T.R., 1987, Geology and evolution of the Kodiak margin, Gulf of Alaska, in Scholl, D.W., et al., eds., *Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins—Beaufort Sea to Baja California*: Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, p. 191–212.
- von Huene, R., Ranero, C. R., Vannucchi, P., 2004. Generic model of subduction erosion. *Geology*, v. 32, n° 10, p. 913 - 916
- Wadati, K., 1928. Shallow and deep earthquakes. *Geophys. Mag.*, n° 1, pp. 162 – 202.
- Wadati, K., 1935. On the activity of deep-focus earthquakes in the Japan Islands and neighbourhoods. *Geophys. Mag.*, n° 8, pp. 305 – 325.

- Walker R. G. 1983. Facies models 7. Shallow marine sands. In *Facies Models*, Ed. By R. G. Walker. Geoscience Canada, Reprint series 1. p. 75 – 92.
- Walther, J., 1894, *Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft*, Band 3, Lithogenesis der Gegenwart: Jena, G. Fischer, p. 535–1055.
- Wang, K., and Y. Hu (2006), Accretionary prisms in subduction earthquake cycles: The theory of dynamic Coulomb wedge, *J. Geophys. Res.*, 111, B06410, doi:10.1029/2005JB004094.
- Waples, D. W., 1980. Time and temperature in petroleum formation: application of Lopatin's method to petroleum exploration. *AAPG Bulletin*, v. 64, n° 6, p. 916 – 926.
- Watts, A., and Ryan, W. B. F., 1976. Flexure of the lithosphere and continental margin basins. *Tectonophysics*, v. 36, p. 25 - 44
- Westerhold, T., Bickert, T. and Röhl, U., 2005. Middle to late Miocene oxygen isotope stratigraphy of ODP site 1085 (SE Atlantic): new constrains on Miocene climate variability and sea-level fluctuations. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 217, p. 205 – 222.
- Willet, S. D. and Brandon, M. T., 2002. On steady states in mountain belts. *Geology*, v. 30, n° 2, pp. 175 – 178.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrology, a global tectonic approach*. Springer. 466 p.
- Wright, T. L., 1991, Structural geology and tectonic evolution of the Los Angeles basin, California. In K. T. Biddle ed., *active margin basins*. AAPG memoir 52, chapter 3, p. 35 – 134.
- Wynn, T. C. and Read, J. F., 2006. Sequence-stratigraphic analysis using well cuttings, Mississippian Greenbruier Group, West Virginia. *AAPG, bulletin*, v. 90, n° 12, pp. 1869 – 1882.
- Xie, X. and Heller, P. L., 2009. Plate tectonics and basin subsidence history. *GSA Bulletin*, v. 121, n° 1/2, p. 55 – 64.
- Zoetemeijer, R., Cloething, S., Sassi, W., and Roure, F., 1993. Modelling of piggyback – basin stratigraphy: Record of tectonic evolution. *Tectonophysics*, 226, p. 253 – 269.