HAL
open science

DÉFORMATIONS NÈOGÈNES LE LONG DE LA CÔTE NORD DU CHILI, AVANT-ARC DES ANDES CENTRALES

Carlos Jorge Marquardt Roman

To cite this version:

Carlos Jorge Marquardt Roman. DÉFORMATIONS NÈOGÈNES LE LONG DE LA CÔTE NORD DU CHILI, AVANT-ARC DES ANDES CENTRALES. Physique [physics]. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2005. Français. NNT : . tel-00011609

HAL Id: tel-00011609

https://theses.hal.science/tel-00011609v1

Submitted on 14 Feb 2006

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

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

UNIVERSITE TOULOUSE III - PAUL SABATIER

UFR SVT

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE TOULOUSE III

Discipline: Sciences de la Vie et de la Terre

présentée et soutenue

par

Carlos Jorge MARQUARDT ROMAN

le 19 septembre 2005

Titre:

DÉFORMATIONS NÉOGÈNES LE LONG DE LA CÔTE NORD DU CHILI (23°-27° S), AVANT-ARC DES ANDES CENTRALES

Directeur de thèse

Alain Lavenu

JURY

Mr. Joseph Martinod	Prof. UPS	Toulouse	Président
Mme. Cari Zazo	Prof. UM	Madrid	Invitée
Mr. Gabriel González	Prof. UCN	Antofagasta	Rapporteur
Mr. Olivier Bellier	Prof. CEREGE	Aix-Marseille	Rapporteur
Mr. Jean François Ritz	C.R. CNRS	Montpellier	Invité
Mr. Gérard Hérail	D.R IRD	Toulouse	Examinateur
Mr. Luc Ortlieb	D.R. IRD	Paris	Co-directeur
Mr. Alain Lavenu	D.R IRD	Toulouse	Directeur

A mi amada Nany y a mis adorados Tomás y Catalina

A mi padre Juan Carlos y a mi madre Llinette

A mis hermanos Martín y Rubén y a mi hermana Consuelo

A mis suegros Guillermo y Adriana y a mi cuñado José Miguel

UNIVERSITE TOULOUSE III - PAUL SABATIER

UFR SVT

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE TOULOUSE III

Discipline: Sciences de la Vie et de la Terre

présentée et soutenue

par

Carlos Jorge MARQUARDT ROMAN

le 19 septembre 2005

Titre:

DÉFORMATIONS NÉOGÈNES LE LONG DE LA CÔTE NORD DU CHILI (23°-27° S), AVANT-ARC DES ANDES CENTRALES

Directeur de thèse

Alain Lavenu

JURY

Mr. Joseph Martinod	Prof. UPS	Toulouse	Président
Mme. Cari Zazo	Prof. UCM	Madrid	Invitée
Mr. Gabriel González	Prof. UCN	Antofagasta	Rapporteur
Mr. Olivier Bellier	Prof. CEREGE	Aix-Marseille	Rapporteur
Mr. Jean François Ritz	C.R. CNRS	Montpellier	Invité
Mr. Gérard Hérail	D.R IRD	Toulouse	Examinateur
Mr. Luc Ortlieb	D.R. IRD	Paris	Co-directeur
Mr. Alain Lavenu	D.R IRD	Toulouse	Directeur

Résumé

La zone d'étude correspond à la Péninsule de Mejillones (23ºS) et la zone de Caldera (27°S), sur la marge active en subduction du nord du Chili. L'objectif général de cette thèse est de caractériser et d'analyser la morphostratigraphie durant les dernières 10 Ma et la néotectonique de la côte. Le but est de comprendre et d'établir une relation entre la déformation cassante et le soulèvement général de la côte depuis le Miocène, et de replacer ces déformations dans le contexte de la convergence entre la plaque de Nazca et la plaque d'Amérique du sud.

La première partie de ce mémoire est une synthèse de la géologie des derniers millions d'années dans la région d'étude en relation avec l'évolution des paramètres de subduction.

Dans la deuxième partie, nous présentons des analyses stratigraphiques et morphostratigraphiques des unités continentales, marines et littorales qui ont pour but d'établir leurs relations environnementales et chronologiques afin de déterminer les mouvements verticaux de la côte. Les taux de soulèvement du Morro Mejillones varient entre 0,5 et 0,7 m/ka, dans la Pampa de Mejillones les taux varient entre 0,2 et 0,5 m/ka et dans la zone de Caldera ils varient entre 0,3 et 0,4 m/ka.

Dans la troisième partie, la datation des surfaces des cônes alluviaux par la méthode des cosmonucléides produit *in-situ* et une cartographie précise de la géométrie des cônes alluviaux recoupés par des failles, sont utilisées pour l'analyse des processus climatiques et tectoniques à l'échelle du Pléistocène supérieur. Des âges d'exposition minima de 46 et 26 ka sont calculés pour les unités les plus anciennes affectées par la Faille Mejillones.

Dans la quatrième partie, l'analyse des déformations cassantes est abordée par l'étude des failles localisées dans les sédiments continentaux, marins et littoraux. Des méthodes de traitements automatiques et graphiques ont été utilisées pour calculer les directions principales de contrainte et de déformation. La vitesse de la Faille Mejillones est calculer par l'étude géomorphologique et tectonique qui montre que cette faille à une vitesse vertical long-terme (<0,5 Ma) de 0,2 à 0,3 m/ka.

Dans la dernière partie, nous discutons les directions d'extension et de compression déterminées, ainsi que leur chronologie, et le comportement sismique de la région.

En conclusion, la déformation côtière des derniers 20 Ma est représentée (1) au Miocène-Pliocène par un régime principalement en extension E-W alternant, pendant le Pliocène, avec un événement en compression E-W, et (2) par un épisode pléistocène en régime principalement en extension E-W, cosismique, accompagné de soulèvement.

Remerciements

Cette thèse s'inscrit dans le programme de recherche et de coopération entre l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) et le Service National de Géologie du Chili (SERNAGEOMIN). Ce travail a été réalisé principalement à l'Université Paul Sabatier de Toulouse III, encadré par Alain Lavenu (IRD) et Luc Ortlieb (IRD). Ce travail est aussi supervisé par des membres de l'équipe de néotectonique du Laboratoire de Géophysique, Tectonique et Sédimentologie de l'Université de Montpellier 2 (Jean François Ritz et Hervé Philip) et par des membres de l'équipe de géochimie du Laboratoire de Traceurs de Cosmonucléides du CEREGE d'Aix-en-Provence (Didier Bourlès et Régis Braucher).

De nombreuses personnes ont facilité mon travail et ont participé à ma formation; je les en remercie tout particulièrement :

- G. Hérail de l'IRD et N. Marinovic du SERNAGEOMIN, pour leur aide à réaliser ce travail de néotectonique en France et au Chili;

- toute l'équipe du laboratoire de LMTG de l'Université Paul Sabatier à Toulouse, pour m'avoir accueilli dans leur Laboratoire et programme de Doctorat;

- A. Lavenu qui m'a encouragé tout au long de mes travaux de recherche et qui m'a enseigné les principes de la néotectonique;

- L. Ortlieb qui m'a fait profiter de son expérience concernant les terrasses marines et la paléoclimatologie;

- J.F. Ritz et H. Philip qui m'ont enseigné la tectonique cassante en surface et leur relation avec les séismes;

- D. Bourlès et R. Braucher qui m'ont montré ce que disent les isotopes cosmogéniques produits sur notre terre;

- S. Bonvalot et G. Gavalda qui m'ont aidé à utiliser les satellites pour mesurer la surface de la terre avec leur GPS;

- G. Vargas, M. E. Suárez et D. Frassinetti pour leur aide a mieux comprendre la stratigraphie et la paléontologie.

TABLE DES MATIERES

Résumé..... 3
Remerciements..... 5

Chapitre 1. Introduction générale…… 9
1.1 Problématique..... 10
1.2 Objectifs de l'étude..... 12
1.3 Méthodologies..... 13
1.4 Cadre géodynamique et géologique..... 14
1.4.1 La convergence des plaques Nazca – Amérique du Sud...……... 14
1.4.2 Unités morphostructurales…..…….. 18
1.4.3 Contexte stratigraphique..…….. 20
1.4.4 Cadre tectonique…...…….. 23
1.4.5 Modèles de déformation dans l'avant-arc..... 24

Chapitre 2. Stratigraphie et morphostratigraphie du Néogène..... 29
2.1 La caractérisation stratigraphique des sédiments néogènes..... 30
2.1.1 Changements relatifs du niveau de la mer..... 31
2.1.2 Nodules de Manganèse 36
2.1.3 Téphrochronologie..... 37
2.1.4 Vertébrés marins néogènes de la Formation La Portada..... 40
2.1.5 Poissons élasmobranches: indicateurs chronostratigraphiques..... 42
2.1.6 Poissons Chimaeriformes (Chondrichthyes, Holocephali) du Néogène de la Formation Bahía Inglesa (Atacama, Chili)..... 44
2.2 Les terrasses marines pléistocènes..... 45
2.2.1. L'érosion et l'accumulation littorale..... 46
2.2.2. Terrasses marines de la Péninsule de Mejillones (23ºS): implications sismotectoniques pour la côte nord du Chili..... 49
2.2.3. Un épisode interglaciaire chaud et de longue durée pendant le stade isotopique 11 : évidence de terrasses marines en Amérique tropicale occidentale..... 99

Chapitre 3. Datations des surfaces alluviales par la méthode ^{10}Be produit *in situ*..... 125
3.1 Introduction..... 126
3.2 Datations ^{10}Be des cônes alluviaux de la Péninsule de Mejillones..... 127
3.2.1 Les cônes de déjection..... 127
3.2.2 Séquence de cônes alluviaux de la Péninsule de Mejillones..... 129
3.2.3 Résultats des datations par âge d'exposition..... 133
3.2.4 Implications paléoclimatiques..... 135

Chapitre 4. Tectonique et Néotectonique..... 139
4.1 Introduction..... 140
4.2. Déformation cassante dans la Péninsule de Mejillones..... 140
4.2.1 Déformations miocènes et pliocènes..... 141
4.2.2 Déformations pléistocènes..... 145
4.3 Taux de glissement le long de failles normales actives parallèles à la fosse dans le nord du Chili, estimés à partir de données de 10Be : exemple de la Faille de Mejillones..... 153
4.4 Néotectonique côtière dans le sud des Andes Centrales : soulèvement et déformation de terrasses marines dans le nord du Chili (27ºS)..... 163

Chapitre 5. Conclusions générales..... 191
5.1 La paléontologie, un outil très puissant..... 192
5.2 Les datations des cinérites et les problèmes de la remobilisation..... 192
5.3 Estimation des taux de vitesses de déplacement de la Faille Mejillones par l'étude des cosmogéniques..... 193
5.4 Corrélations paléoclimatiques..... 194
5.5 Néotectonique et taux de soulèvement..... 195
5.6 Néotectonique et les déformations cassantes..... 196
5.7 Modèle de déformation tectonique..... 198

Références..... 201

Chapitre 1

Introduction générale

1.1 PROBLEMATIQUE

Ce travail de thèse et les résultats scientifiques attendus entrent dans le cadre des études qui sont menées par l'Unité de Recherche de l'IRD: "Déformation de la lithosphère continentale et transferts de matière en zone de convergence". Il fait aussi partie du programme de coopération entre l'IRD et l'Etat chilien, représenté par le Service National de Géologie et de Mine du Chili (SERNAGEOMIN).

L'évolution de la surface topographique, en relation avec des processus d'érosion et/ou d'enfouissement, dépend essentiellement de sa réponse aux variations de trois facteurs (1) le climat, (2) l'évolution du niveau marin -ou niveau de base- et (3) l'activité tectonique. Identifier et quantifier les modifications continues des marqueurs géomorphologiques associés ces facteurs est fondamental pour analyser la fréquence et les variations d'amplitude des processus climatiques et tectoniques.

La zone d'étude correspond à la Péninsule de Mejillones (23º-23º30' S) et à la zone de Caldera (27º-28ºS), sur la côte nord du Chili (**figure 1.1**). Les conditions climatiques de la partie nord du Chili, pendant les derniers millions d'années, ont été d'une manière générale très arides et ont favorisé la préservation des marqueurs géologiques.

Les études de certains marqueurs géologiques permettent de mieux comprendre les mécanismes de fonctionnement des zones de convergence des plaques. La convergence d'une plaque océanique sous une autre plaque lithosphérique, appelée zones de subduction océanique, est à l'origine de fosses océaniques profondes et de chaînes de montagnes comme les Andes.

La Péninsule de Mejillones et la zone de Caldera représentent les parties les plus proche de la fosse océanique Chili – Pérou du littoral chilien.

Les études tectoniques, dans notre cas les études sur vitesses de déformation et comportement sismogénique des failles plio-quaternaires, reposent sur l'identification et la caractérisation de la déformation et la détermination du temps nécessaire à l'accumulation des décalages observés.

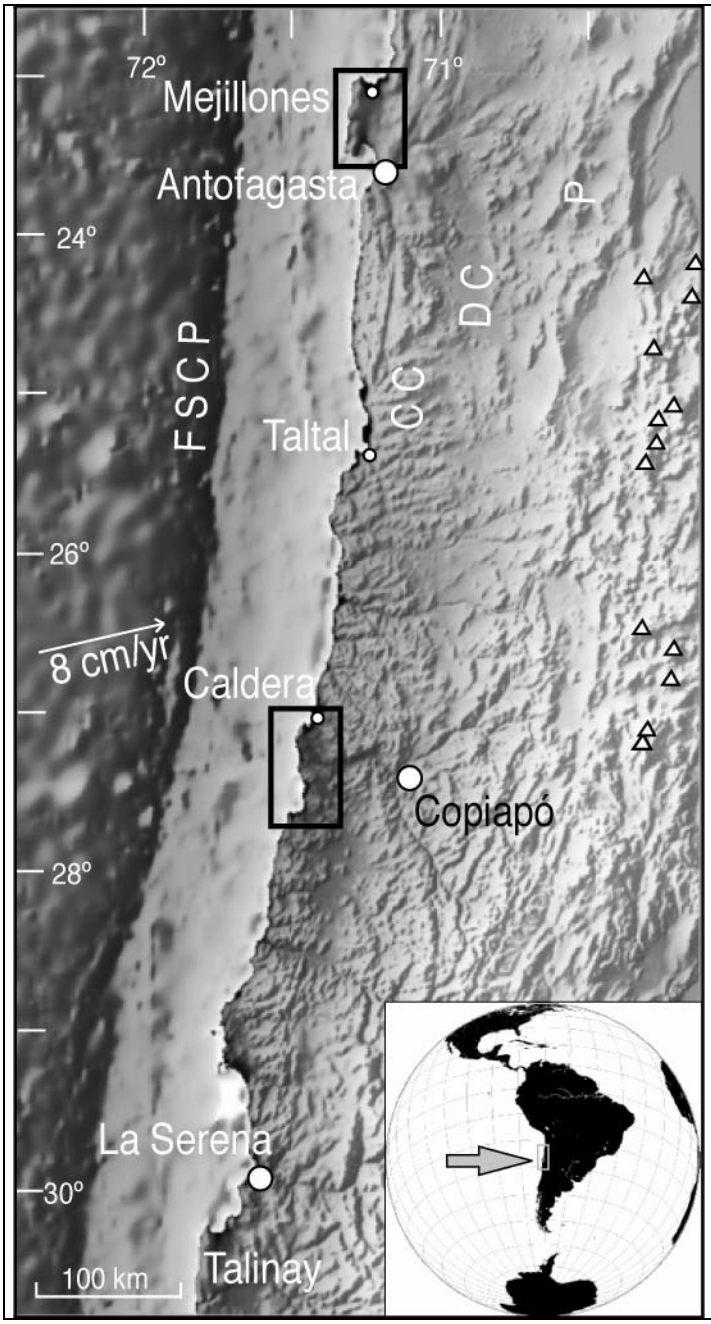


Figure 1.1. Topographie et bathymétrie de la zone désertique d'avant-arc et arc volcanique (triangles) des Andes Centrales. Principales unités morphostructurales du Nord Chili:

FSCP: Fosse de Subduction Chili-Pérou;
CC: Cordillère de la Côte;
DC: Dépression Centrale;
P: Précordillère.

Les rectangles indiquent les zones d'étude.

Classiquement, les possibilités de datation des formes du relief du dernier million d'années ont été difficiles et dépendent de la présence de matériel “classiquement” datable (e.g. fossiles et minéraux d’origine volcanique). Actuellement plusieurs techniques, avec des résolutions différentes, ont été développées et appliquées à la quantification du temps de dépôt des sédiments, matériel fossile, âge du métamorphisme et temps d’exposition de surfaces géomorphologiques, entre autres (e.g. Noller *et al*., 2000).

Dans notre région d’étude, nous avons appliqué les techniques de datation utilisant les nucléides cosmogéniques ou cosmonucléides produits *in-situ* qui permettent, dans certains cas, de déterminer l'âge d'abandon des surfaces (Lal, 1991; Brown et al., 1991; Gillespie et Molnar, 1995). Nous avons effectué également des datations

Ar/Ar des niveaux de cinérites volcaniques intercalés dans les sédiments néogènes et quaternaires.

Les résultats obtenus doivent permettre de mieux comprendre les processus de déformation de la partie externe de l'avant-arc des Andes Centrales: Cordillère de la Côte et Plaine Côtière.

Notre étude commencera par une description du cadre géodynamique et géologique de la subduction du Nord Chili (**chapitre 1**). Le **chapitre 2** présente la stratigraphie et la morphostratigraphie du Néogène et du Quaternaire dans la zone d'étude, avec des résultats des quantifications du soulèvement de la côte. Le **chapitre 3**, sera consacré à une présentation des datations de surfaces alluviales par la méthode ^{10}Be produit *in situ* et ses applications. L'étude des stations microtectoniques et la détermination du cadre néotectonique sont développées dans le **chapitre 4**. Le **chapitre 5** sera consacré aux discussions et conclusions.

1.2 OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

L'objectif général de ce travail est d'étudier et comprendre le soulèvement et la déformation, durant les dernières 10 Ma, de cette partie des Andes Centrales. Le but est de caractériser et d'analyser (1) la stratigraphie du Néogène et du Quaternaire, (2) les marqueurs morphologiques et géologiques que sont les terrasses marines quaternaires, et (3) la déformation plicative et cassante de marqueurs stratigraphiques et morphologiques. Il s'agira donc :

- De préciser la stratigraphie du Néogène, à partir de l'étude de la paléontologie, l'analyse séquentielle et des analyses géochronologiques;
- De préciser la distribution géographique des paléolignes de côte quaternaires, de faire des corrélations latérales à partir de leur cartographie ainsi qu'à partir de l'élaboration de profil GPS de précision et Modèles Numériques de Terrain, et d'en établir l'âge (datation par les cosmonucléides et par les fossiles);
- D'établir, à partir de l'étude des terrasses marines, les taux de soulèvement concernant cette région ;
- De caractériser l'évolution de la déformation cassante et de déterminer les différents états de contrainte associés ;
- D'établir un modèle qui permette de relier à la fois les processus de soulèvement et de tectonique en extension à la dynamique de subduction caractérisée par une

convergence oblique faible à moyenne et une pente du panneau en subduction de 30°. Enfin, essayer d'expliquer, à partir des déformations de la surface terrestre, les mécanismes qui les ont générées en profondeur.

• De comparer les résultats obtenus dans cette partie des Andes avec ceux qui sont connus sur la côte au sud et au nord de cette latitude.

1.3 METHODOLOGIES

En fonction des objectifs à poursuivre, différents outils de travail et différentes méthodologies sont employés.

• Analyse stratigraphique des séries sédimentaires du Néogène et du Quaternaire. Ce travail de terrain consiste à caractériser la sédimentologie et les relations de contact entre les différentes unités géologiques de la région;

• Datation relative des niveaux stratigraphiques des séries sédimentaires du Néogène et du Quaternaire, basée sur les principes de la stratigraphie et les répartitions des fossiles.

• Datation absolue des niveaux de cinérites volcaniques des séries sédimentaires du Néogène et du Quaternaire, par la méthode Ar/Ar. Cette méthode permet de déterminer l'âge des minéraux d'origine magmatique de l'événement volcanique qui a produit ces couches de cinérites;

• Datation des surfaces morphologiques utilisant la méthode du cosmonucléide ^{10}Be produit *in situ* (e.g. Ritz et al., 1995; Siame et al., 1997; Brown et al., 1998).

• Analyse de la morphologie des structures tectoniques à partir de l'étude d'images satellitaires, de photographies aériennes, de Modèles Numériques de Terrain (MNT), conduisant à une reconnaissance et à une cartographie détaillée des formes et des dépôts néogènes et quaternaires;

• Analyse de la déformation tectonique et détermination des tenseurs de contrainte par des méthodes de calcul telles que celles de Marrett-Allmendinger (1990) et Angelier (1994), et par des méthodes d'inversion des données microtectoniques de terrain comme celle de Carey-Brunier (1974), Carey-Mercier (1987), Etchecopar *et al*. (1981) et Etchecopar et Mattauer (1988);

• Des campagnes de mesures GPS ont été effectuées afin de confectionner des modèles numériques de terrain de grande précision.

Ces analyses, datations et observations, couplées avec des observations géodésiques, sismologiques et/ou géologiques, procurent des mesures de déformation directes, observations empiriques qui sont utilisées en conjonction avec les modèles théoriques pour en déduire les paramètres qui décrivent l'activité des failles.

1.4 CADRE GÉODYNAMIQUE ET GÉOLOGIQUE

Pour mieux comprendre les objectifs fixés et la méthodologie utilisée dans ce travail, un résumé du cadre géodynamique et géologique ainsi que la problématique à étudier, sont présentés ici.

1.4.1 LA CONVERGENCE DES PLAQUES NAZCA – AMERIQUE DU SUD

Les zones de subduction sont des sites idéaux pour étudier des déformations de la surface terrestre et les mécanismes qui les ont générés en profondeur car elles produisent les plus gros séismes du monde ($M \geq 8$). L'enfoncement d'une plaque océanique "froide" (plus dense) sous un continent "chaud" (moins dense), introduit dans les zones de subduction une anomalie thermique froide qui repousse la zone sismogénique de l'interface de subduction jusqu'à 40-60 km de profondeur (Lallemand, 1999). Le couplage sur ces grandes zones génère en surface une déformation de grande longueur d'onde pouvant atteindre plusieurs centaines de kilomètres (Ruff et Kanamori, 1983; Dorbath *et al*., 1990; Comte et Suárez, 1995; Chlieh, 2003).

La zone de convergence Nazca – Amérique du sud est de type contraignant (*constraining*) ou affrontement, caractérisée par la présence d'un arc continental, par opposition aux zones de subduction du type de celle des Iles Mariannes, qui correspondent à des arcs insulaires associés à des bassins extensifs d'arrière-arc (Wortel, 1984 ; Pilger, 1984 ; Uyeda, 1982, 1987). La subduction péruvo-chilienne se caractérise par: (1) un taux de convergence relativement élevé entre les plaques (Pardo-Casas et Molnar, 1987; DeMets *et al*., 1994), (2) un mouvement absolu de la plaque de l'Amérique du Sud en direction de la fosse (e.g. Beck et al., 1994.; Gripp et Gordon, 1990), (3) la subduction d'une lithosphère océanique légère, car relativement jeune (Eocène à Actuel) (Ziegler *et al*., 1981) et (4) la subduction

d'anomalies bathymétriques, telles que les rides asismiques de Nazca et la chaîne sous-marine Juan Fernández (e.g. Gutscher *et al*., 2000; Yañez *et al*., 2002).

Des facteurs tels que la vitesse du mouvement relatif et la géométrie de la plaque influencent le degré de couplage mécanique entre les plaques plongeante et chevauchante et, par conséquent, les contraintes s'exerçant au niveau d'une zone de subduction (e.g. Cross et Pilger, 1982; Uyeda, 1987 ; Shemenda, 1993).

Dans la zone de subduction du Nord Chili (**figure 1.2**) un séisme de Mw $\geq$ 8 s'y produit en moyenne tous les dix ans avec un temps de récurrence de l'ordre du siècle (Comte et Pardo, 1991; Nishenko, 1991). Cette région est reconnue comme ayant un très large coefficient de couplage sismique (Ruff et Kanamori, 1983; Cahill et Isacks, 1992; Delouis *et al*., 1997).

Plusieurs méthodes sont utilisées pour estimer la vitesse absolue des plaques, c'est à dire la vitesse relative des plaques par rapport à la mésosphère (partie profonde du manteau sous l'asthénosphère). Dans la zone de subduction du Nord Chili, la comparaison entre le modèle Nuvel-1A (DeMets *et al*., 1994) et les modèles basés sur des mesures GPS (Larson *et al*., 1997; Angermann *et al*., 1999 ; Norabuena *et al*., 1999; Kendrick *et al*., 2003), indique une très bonne cohérence dans la direction de convergence de la plaque Pacifique par rapport à l'Amérique du Sud (N77°E), mais avec des modules de vitesse qui diffèrent d'environ 20% (de 64 à 79 mm/an).

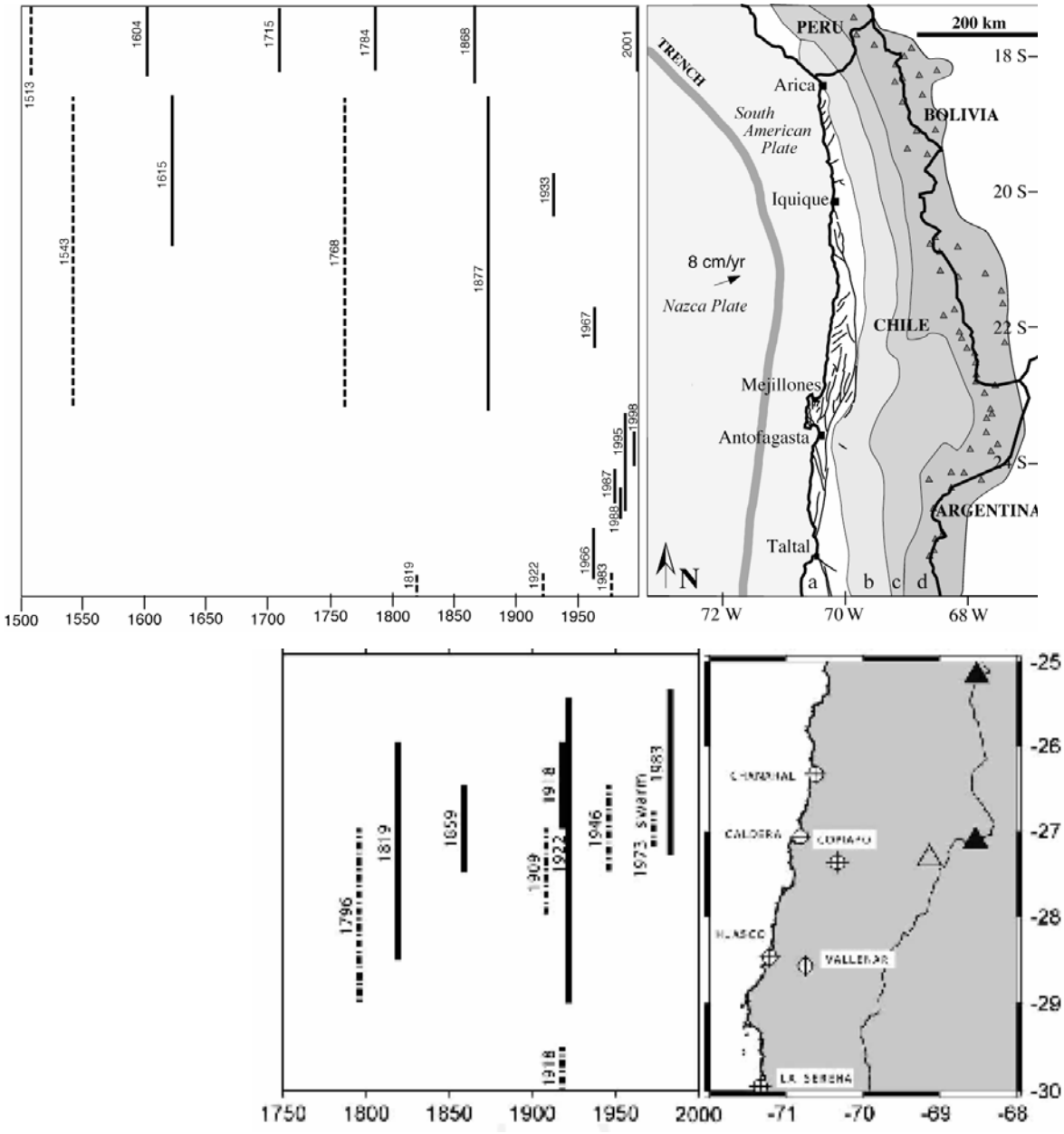


Figure 1.2. Séismes de subduction historiques de Mw>7 le long de la région Nord Chili. La région entre Arica et Mejillones est le dernier grand gap (c.a. 450 km) à ne pas avoir rompu depuis 1877. Le Système de Faille d'Atacama (SFA) a subi des réactivations pendant le Quaternaire. a: Cordillère de la Côte, b: Dépression Centrale, c: Précordillère et d: Cordillère Occidentale avec l'arc volcanique actif (les triangles indiquent les volcans). (B) La région de Copiapó est moins chargée seismiquement.

Par contre, la vitesse et la direction de convergence des derniers 20 Ma ne sont pas bien connues. Somoza (1998) propose, qu'après une période de convergence relativement lente (7 cm/an) avec une obliquité de 39° vers le sud pendant l'Oligocène (entre 36-28 Ma), la vitesse atteint un pic de 15 cm/an entre 25 et 20 Ma

avec une obliquité de 10°. Depuis cette période, la vitesse de convergence est restée relativement constante et élevée (~10 cm/an) et apparemment, elle diminue progressivement de 13 cm/an à 8 cm/an. Par contre, l'obliquité durant les derniers 5 Ma (22°) est similaire à celle proposée pour la période comprise entre 20 et 15 Ma (29°), et plus importante que celle proposée pour la période de 15 à 5 Ma (16 à 13°).

Les modèles globaux de reconstruction géodynamique indiquent donc que, depuis le Miocène, le fort taux de convergence entre les plaques de Nazca et d'Amérique du Sud a favorisé un état de contrainte compressif dans la plaque supérieure (Uyeda et Kanamori, 1979; Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; Dewey et Lamb, 1992).

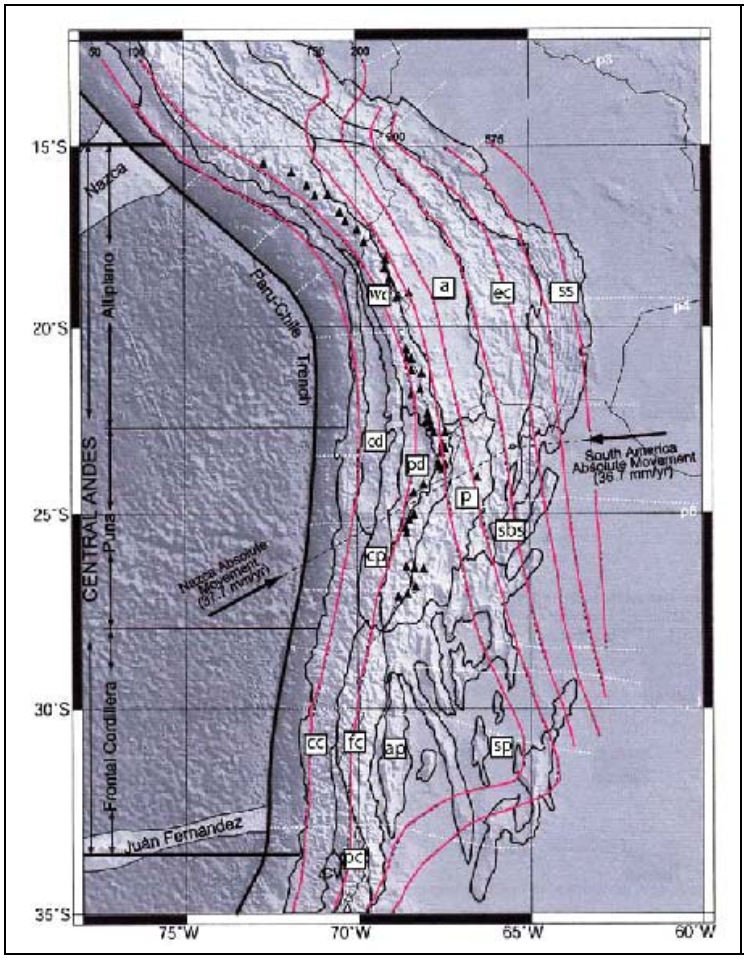


Figure 1.3. Image ombrée de la topographie et la bathymétrie de convergence des Andes Centrales, entre les rides de Nazca et de Juan Fernandez.
Les triangles représentent les volcans actifs. Les lignes rouges representent les courbes d'iso-profondeur de la plaque océanique de Nazca subductée.
Les unités morphostructurales sont:
cc: Cordillère de la Côte,
cd: Dépression Centrale
fc: Cordillère Frontale,
cp: Précordillère chilienne,
pc: Cordillère Principale,
pd: Dépressions Préandines,
wc: Cordillère Occidentale
a: Altiplano,
p: Puna,
ec: Cordillère Orientale,
ap: Précordillère argentinne
ps: Sierras Pampeanas,
ss: Sierras Subandines
sbs: Système de Santa Barbara.

En raison de la géométrie du panneau plongeant (**figure 1.3**), une grande partie de la subduction du Nord Chili a un angle de 20º à des profondeurs < 60 km (Suárez et Comte, 1993). Par contre, à des profondeurs > 60 km et entre 15 et 27° lat. sud la subduction présente un panneau océanique qui plonge avec un angle de 30°vers l'est (Cahill et Isacks, 1992). Par contre, aux mêmes profondeurs, pour les deux

segments, au nord (5-15°S) et au sud (27-33°S), le panneau océanique est horizontal (Gutscher *et al*., 2000).

1.4.2 UNITES MORPHOSTRUCTURALES

La Cordillère des Andes est une chaîne de montagnes qui longe la bordure ouest de l'Amérique du Sud sur plus de 5000 kilomètres, depuis les Caraïbes jusqu'à la Terre de Feu. De la fosse océanique jusqu'aux sommets des Andes, l'altitude passe de -8000 mètres, sous le niveau de la mer, à presque 7000 m au-dessus du niveau de la mer, ce qui fait de cette chaîne l'une des plus imposantes du globe. Il existe des variations longitudinales dans la géométrie de la subduction, la structure de la lithosphère profonde, la topographie, la tectonique et le volcanisme des Andes. Ces variations longitudinales sont une des caractéristiques principales du système andin qui ont conduit à définir le concept de segmentation andine (e.g. Jordan et al., 1983; Mpodozis et Ramos, 1989; Kley et al., 1999; Tassara et Yañes, 2003). À l'échelle continentale, les Andes ont été classiquement divisées en trois segments principaux: (1) les Andes septentrionales au nord (12ºN-5ºS), (2) les Andes Centrales (5ºS-46ºS) correspondent à la partie la plus élevée de la chaîne, et (3) les Andes Australes au sud (46º-55ºS).

L'aire d'étude considérée dans ce travail est localisée dans la région de l'avant-arc des Andes Centrales du nord du Chili, située entre l'arc volcanique et la fosse de subduction. Cette région est désertique au moins tout au long du Cénozoïque tardif (e.g. Vargas et al., 2000 ; Hartley et Chong, 2002). Pendant cette période, des surfaces morphologiques sont élaborées et des séquences sédimentaires, liées à une évolution géomorphologique continentale en milieu aride, se sont déposées (e.g. Hartley et al., 2000). L'extrême aridité régnante, au moins depuis le Miocène Moyen, a permis que les surfaces morphologiques associées à l'évolution du Cénozoïque tardif de l'avant-arc, et les dépôts associés à leur élaboration, soient très bien préservés (e.g. Hartley et al., 2000).

Le nord du Chili est composé d'ouest en est de plusieurs unités morphostructurales majeures parallèles à la fosse et à l'arc volcanique: la Plaine Côtière, la Cordillère de la Côte, la Dépression Centrale, la Pré-Cordillère, localement appelée Cordillère de Domeyko, et les dépressions Préandines. Cet ensemble constitue la zone d'avant-arc des Andes Centrales (**figure 1.3**). Plus à l'est, la Cordillère Principale,

comprenant l'Altiplano et la Puna, constitue la zone de l'arc volcanique néogène et actuel.

La Plaine Côtière, en général étroite et discontinue, est large de 3 km au maximum seulement. Exceptionnellement elle atteint 15 km dans la Péninsule de Mejillones. Les altitudes y sont généralement inférieures à 300 m. Cette plaine et plus particulièrement la Péninsule de Mejillones, est constituée par une succession de plateformes marines pliocènes et quaternaires, correspondant à des épisodes de permanence de hauts niveaux marins et de soulèvement de la côte (Okada, 1971 ; Armijo et Thiele, 1990 ; Ortlieb *et al*., 1995, 1996a).

La Cordillère de la Côte, contre laquelle s'appuie la Plaine Côtière, est une chaîne continue, parallèle à la ligne de côte et dont la largeur ne dépasse pas 50 km et l'altitude 2000 m. La Cordillère de la Côte et la Plaine Côtière sont séparées par une grande falaise, appelée le Grand Escarpement Côtier (Paskoff, 1978-1979, 1999).

L'extrême aridité du climat désertique qui caractérise et a caractérisé cette région, durant une grande partie du Quaternaire, explique le bon état de conservation des terrasses marines et des dépôts associés, ainsi que des structures tectoniques qui les affectent.

L’étude détaillée des terrasses marines, permet d’estimer les taux de soulèvement tectonique des régions côtières, ainsi que la variation, le long de la côte, des mouvements verticaux (chapitre 3 et 4).

L’étude détaillée des superficies déformées, par exemple celles qui sont associées à des terrasses marines ou des cônes alluviaux permet d’estimer la quantité, la magnitude et la récurrence des événements de déformation (chapitre 4).

Des travaux de datation de surface, ainsi que la confection de Modèles Numériques de Terrain (MNT), sont destinés à mieux comprendre la dynamique du soulèvement et de la déformation (chapitre 2).

1.4.3 CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE

Dans la zone d'avant-arc du nord du Chili, il est possible de trouver des unités lithologiques d'âge compris entre le Paléozoïque et le Néogène. Selon la nouvelle charte stratigraphique de l'International Commission on Stratigraphy (2004), le Néogène comprend maintenant le Miocène, le Pliocène, le Pléistocène et l'Holocène (le Quaternaire reste informel). Les unités paléozoïques sont associées à une évolution pré-andine, pendant laquelle la plaque océanique Pacifique interagissait avec la bordure du continent de Gondwana (Mpodozis et Ramos, 1989; Ramos, 1996). La convergence pré-andine, se caractérise par l'accrétion de terrains exotiques à la marge continentale du Gondwana (Mpodozis et Ramos, 1989).

Pendant le Paléozoïque supérieur-Trias, un prisme d'accrétion et un bassin d'avant-arc se développent dans la zone côtière chilienne. Ils sont représentés par des roches métasédimentaires, dans lesquelles les faciès de turbidites fortement déformées dominent (Bell, 1982, 1987). Il y a aussi des évidences que pendant le Permo-Trias et jusqu'au Jurassique inférieur la subduction du bord pacifique cesse, et fait place à un processus de fusion crustale et de rifting (Charrier, 1979; Kay et al., 1988).

Pendant le Jurassique inférieur la subduction sous le bord occidental de l'Amérique du Sud est réactivée avec l'ouverture du super continent Pangée-Gondwana et un processus de déformation et de magmatisme s'initie qui va se poursuivre de manière relativement continue, et qui a été appelé "l'Orogenèse Andine" (Mpodozis et Ramos, 1990). Les racines de l'arc magmatique Jurassique-Crétacé sont représentées dans la Cordillère de la Côte par le "Batholite occidental", encaissé dans un socle composé par des intrusifs permiens (Godoy et Lara, 1998, 1999) et des roches métamorphiques du Paléozoïque. Le batholite Jurassique-Crétacé est recoupé par le Système de Faille d'Atacama (SFA) sur un millier de kilomètres, le long de la côte nord du Chili (**figure 1.2**) (Mpodozis et Ramos, 1990).

Les produits effusifs associés à l'arc jurassique sont représentés par des grandes épaisseurs d'andésites et d'andésites basaltiques, exposées dans la Cordillère de la Côte depuis Arica (18ºS) jusqu'à Caldera (27ºS), et qui ont été groupées sous le nom de Formation La Negra (García, 1967).

Pendant le Crétacé inférieur-moyen, une série de bassins d'arrière-arc, contenant des dépôts d'épaisseurs variables de sédiments calcaires avec des faunes marines et des intercalations volcaniques se développent (Godoy et Lara, 1998).

Le Crétacé Supérieur-Paléocène est représenté par des roches sédimentaires et volcaniques de composition andésitique et rhyolitique, disposées en discordance sur les unités mésozoïques en général plus à l'est de la Cordillère de la Côte.

Pendant l'Éocène-Oligocène inférieur, la ceinture magmatique du nord du Chili est étroitement associée au Système de Faille de Domeyko (SFD), un système de décrochements et chevauchements de la Pré-cordillère qui s'étend depuis la région d'Arica au nord, jusqu'à la région de Copiapó au sud (**figure 1.2**). Le SFD joue à l'Eocène en transpression sénestre et contrôle l'emplacement des intrusifs de cette période (Tomlinson et Blanco, 1997a,b).

Au Paléogène - Néogène on observe une migration vers l'est de l'arc magmatique au nord et au centre du Chili, due au changement dans le régime de subduction. Il se produit en outre, un épaississement tectonique qui explique la surrection de la chaîne andine (Mpodozis et Allmendinger, 1992).

Pendant le Cénozoïque Supérieur et de façon synchrone à l'emplacement des volcans de composition rhyolitique à rhyodacitique avec des flux pyroclastiques associés, des sédiments clastiques continentaux se sont déposés dans la Dépression Centrale. Ils sont représentés par des accumulations d'épaisseur variable de graviers, conglomérats et sables avec des intercalations d'ignimbrites. Ces matériaux sont largement répandus dans et à l'Est de la Cordillère de la Côte, constituant les Graves d'Atacama, qui sont recoupées par une surface qui correspond à la Pénéplaine d'Atacama (Mortimer, 1973). Des datations radiométriques K/Ar effectuées par divers auteurs sur des intercalations rhyolitiques ont fourni des âges compris entre le Miocène Moyen et le Pliocène pour ces graves (e.g. Mortimer, 1973, 1980; Naranjo et Paskoff, 1980; González et Carrizo, 2003).

Sur la côte nord du Chili, les dépôts sédimentaires qui reposent sur le substratum Paléozoïque à Crétacé sont des séquences marines et continentales du Cénozoïque supérieur (e. g. Ferraris et Di Biase, 1978; Krebs *et al.*, 1992; Hartley et Jolley, 1995; Godoy et al., 2003).

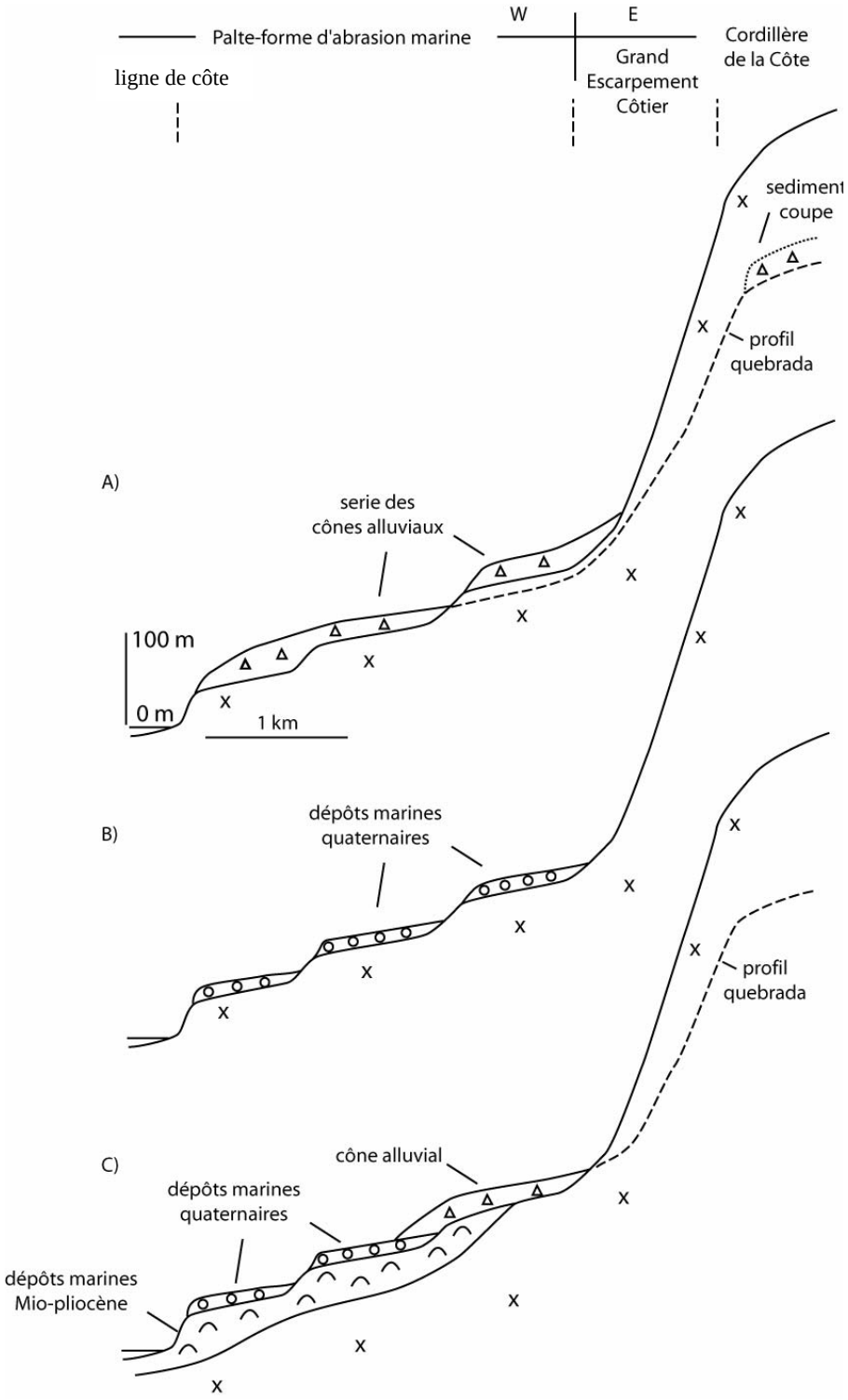


Figure 1.4. Contexte stratigraphique général des dépôts sédimentaires marins et continentaux du Néogène sur la côte nord Chili. Au pied du Grand Escarpement Côtier s'étend une plate-forme d'abrasion couverte par des A) séries de cônes alluviaux, B) dépôts marins quaternaires (terrasses) ou (C) dépôts marins mio-pliocènes couverts par des terrasses et des cônes quaternaires. L'escarpement est entaillé par des vallées (quebradas) perchées.

Des dépôts sédimentaires marins du Mio-Pliocène et des sédiments littoraux du Quaternaire associés aux terrasses d'abrasion marine et aux séquences des cordons littoraux ont été définis (e.g. Herm, 1969; Armijo et Thiele, 1990; Ortlieb *et al.*, 1995; Niemeyer *et al*., 1996). Des dépôts sédimentaires continentaux, comme des dunes et des cônes alluviaux, sont aussi caractéristiques (**figure 1.4**).

Une grande partie de ces unités stratigraphiques néogènes et quaternaires se trouve déformée (Delouis *et al*., 1998; González *et al*., 2003). Etablir précisément l'âge de ces dépôts, et caractériser en détail la déformation, permet de mieux connaître l'histoire de la déformation de cette partie de l'avant arc des Andes Centrales.

1.4.4 CADRE TECTONIQUE

Un facteur important qui a contrôlé la déformation du système d'arc magmatique dans les Andes Centrales est l'angle d'obliquité de la convergence entre la plaque océanique Nazca et la plaque continentale d'Amérique du Sud. Ce facteur a permis le développement de deux mega-systèmes de décrochements orientés approximativement N- S (e.g. Scheuber et Reutter, 1992). Ces systèmes sont : (1) le Système de Faille d'Atacama (SFA), formé à l'origine dans l'arc magmatique jurassique et situé actuellement dans la Cordillère de la Côte et, (2) le Système de Faille de Domeyko (SFD), situé dans la Précordillère et qui borde l'arc du Crétacé Supérieur-Paléogène (**figure 1.2**).

Le SFA est un ensemble de structures nord-sud, de plus de 1100 km de long, situées à l'est de la Cordillère de la Côte, entre ~20 et ~30ºS. Les témoignages de l'activité Neógène à Quaternaire de ce système sont particulièrement bien conservés entre les latitudes d'Iquique (20ºS) et de Chañaral (26ºS), au nord de notre aire d'étude. Dans cette région, Arabasz (1971) et Okada (1971) ont été les premiers à proposer que les mouvements accommodés par le SFA pendant le Cénozoïque tardif aient été principalement verticaux. L'activité du SFA a produit le soulèvement du bloc de la Cordillère la Côte et la fermeture de vallées qui coulaient vers l'ouest (Mortimer 1980; Hervé, 1987; Naranjo, 1987; Armijo et Thiele, 1990; Delouis *et al*., 1998; González *et al*., 2003; Riquelme *et al*., 2003). Cette activité, en extension E-W, débute pendant le Miocène inférieur et continue jusqu'au Quaternaire où des failles normales à pendage est affectent des sédiments et des morphologies dans la Plaine Côtière et la Cordillère de la Côte (Armijo et Thiele, 1990; Ortlieb et al., 1996a; Delouis et al. 1998; Gonzalez et Carrizo, 2003).

La Péninsule de Mejillones et la zone de Caldera représentent la partie la plus occidentale du Système de Faille d'Atacama.

La Péninsule de Mejillones est un bloc structural qui par les effets conjugués d'une intense activité tectonique récente (soulèvement) et ceux de mouvements différentiels de nombreux blocs faillés (déformation cassante) (Armijo et Thiele, 1990; Hartley et Jolley, 1995; Neimeyer *et al*., 1996; Delouis *et al*., 1998), conserve l'enregistrement le plus complet des transgressions pléistocènes de la côte chilienne (Ortlieb *et al*., 1995).

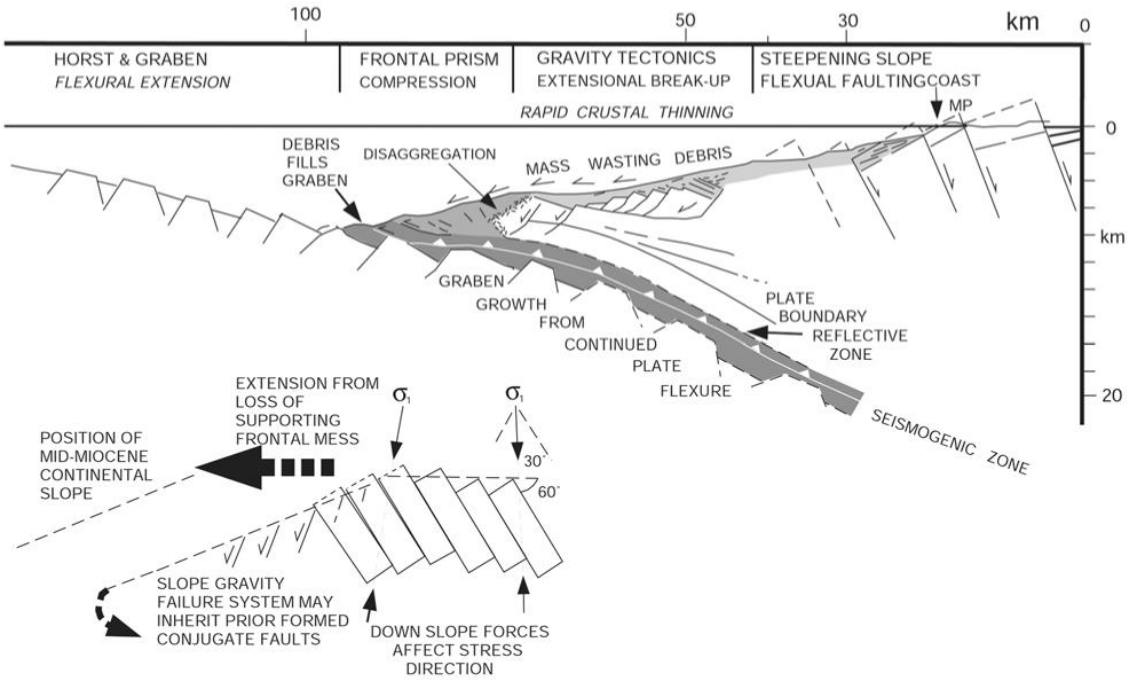
Comme conséquence de cette intense activité tectonique récente, les dépôts et les morphologies du Pléistocène moyen se trouvent portés actuellement à des altitudes variant entre 100 et 270 m. Dans le nord de la Péninsule, dépôts et morphologies pléistocènes sont portés exceptionnellement à des altitudes de 400 m. Ortlieb *et al*. (1995; 1996a) estiment que le taux de soulèvement moyen est de l'ordre de 250 mm/ka dans la partie nord de la péninsule et qu'il a pu diminuer jusqu'à 70 mm/ka dans la partie sud. Ceci tempère les interprétations de Armijo et Thiele (1990) qui font mention de taux de soulèvement de l'ordre de 2400 mm/ka.

De plus, ce soulèvement s'accompagne d'une intense tectonique cassante en extension de direction E-W (Delouis, 1996; Delouis *et al*., 1998) avec des déplacements verticaux de plusieurs mètres à peut-être plusieurs centaines de mètres pendant le Quaternaire.

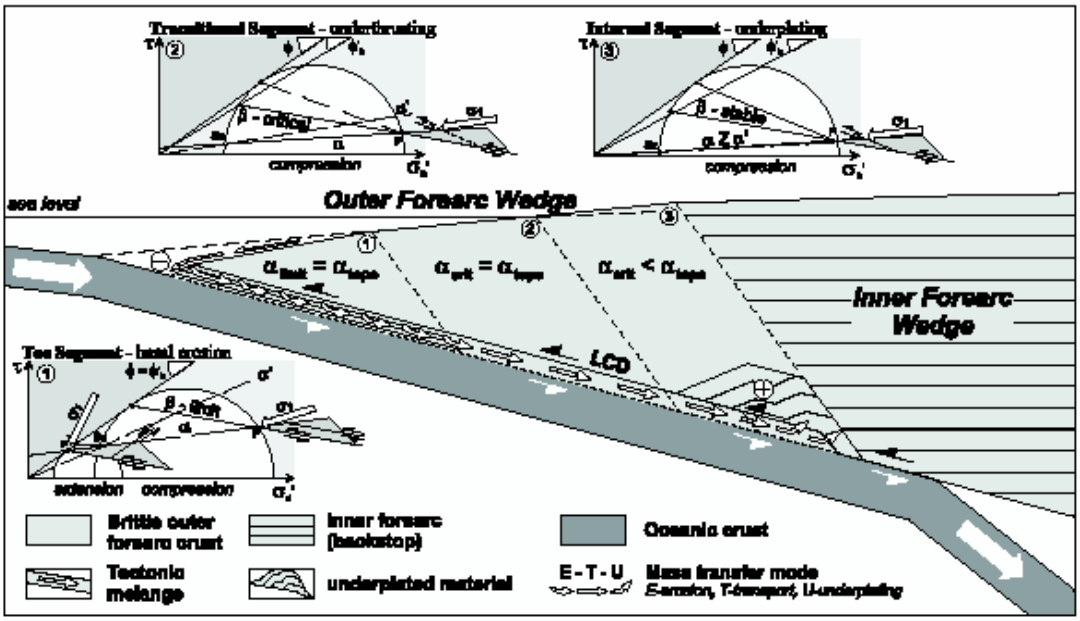
En relation avec la déformation historique, les campagnes de microsismicité (Olea *et al*., 1968; Arabasz, 1971; Comte *et al*., 1994) n'avaient pas conduit à la mise en évidence de sismicité crustale qui pouvait être associée aux failles continentales de la région côtière (**figure 1.5**).

1.4.5 MODELES DE DEFORMATION DANS L'AVANT-ARC

La région d'avant-arc des Andes Centrales correspond, dans le nord du Chili, à une surface continentale fortement pentée vers l'ouest qui monte rapidement depuis 7000 mètres de profondeur au niveau de la fosse jusqu'à 6000 mètres dans l'arc magmatique. Cette morphologie a été interprétée comme une flexure monoclinale de la partie supérieure de la croûte de l'avant-arc (Isacks, 1988), résultant d'un basculement (≈3º) de tout l'avant-arc (Lamb et al., 1997 ; Riquelme *et al.*, 2003).



A)



B)

Figure 1.5. Coupe perpendiculaire à la côte (23º15'S) qui montre un modèle structural obtenu à partir des données sismiques. A) von Huene et Ranero (2003) et B) Adam et Reuther (2000). La sismicité qui est concentrée dans la limite supérieure de la plaque océanique définit la zone sismogénique. La limite thermale de la zone sismogénique est entre 100-150ºC et 350-450ºC (Oleskevich *et al*., 1999).

La partie externe de l'avant-arc (Cordillère de la Côte, Plaine Côtière, Plate-forme continentale et talus) a une tectonique néogène à quaternaire principalement extensive (Delouis et al., 1998; Hartley et al., 2000; Adam et Reuther, 2000; von Huene et Ranero, 2003; Riquelme *et al.*, 2003; González *et al.*, 2003). L'érosion tectonique due à la subduction et les processus d'addition du matériel sous la partie

extérieure de l'avant-arc (underplating), seraient responsables de ce régime tectonique extensif à la surface de la croûte continentale (von Huene et Ranero, 2003). Au contraire, la partie interne de l'avant-arc, Précordillère et limite ouest de l'arc, est caractérisée par une tectonique néogène à quaternaire principalement compressive (Hartley *et al*., 2000; Adam et Reuther, 2000; Audin *et al*., 2003).

Les données de paléomagnétisme de Roperch *et al*. (2000) et Somoza et Tomlinson (2002) montrent que les rotations tectoniques, dans l'avant arc, sont antérieures au Miocène Supérieur, suggérant un comportement mécanique rigide de l'avant arc au cours des dix derniers millions d'années. Le système rigide et couplé de plaque de Nazca-avant arc peut être vu comme un block rigide poussant vers l'est et transférant avec une déformation minimale interne, la composante non sismique de la convergence vers l'est, en particulier les zones sub-andines (Tassara, 2002; García *et al*., 2002).

Delouis *et al*. (1998) proposent qu'une flexuration, qui affecte la Cordillère de la Côte et la plate-forme continentale, serait responsable de l'extension observée dans ces zones. La flexion résulterait de l'érosion tectonique dans la zone proche à la fosse et favoriserait l'effondrement par subsidence de la plate-forme continentale, tandis que la surrection de la Cordillère de la Côte serait associée à des processus d'«underplating » sous-jacents (**figure.1.6**).

Ces auteurs proposent en outre que l'état de contraintes extensif observé à l'échelle des temps géologiques serait la conséquence de contrainte compressives existant au cours des périodes intersismiques, et à des contraintes fortement extensives associées aux séismes de subduction. Ainsi, l'état de contrainte serait fortement dépendant du temps du cycle sismique. La tension associée aux séismes de subduction serait plus grande que la compression accumulée pendant des périodes intersismiques (Delouis et al., 1998).

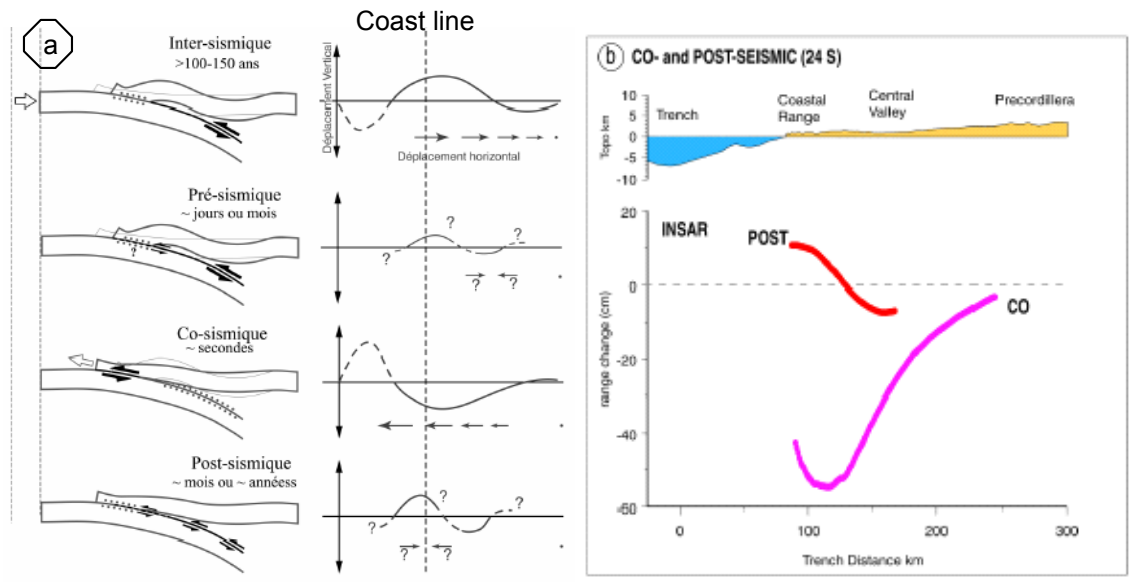


Figure 1.7. (A) Glissement sur l'interface de subduction (colonne de gauche) et déformations horizontales et verticales associées (colonne de droite). Les points sur l'interface de subduction indiquent les régions de l'interface qui sont supposées ne pas bouger pendant la phase du cycle considérée. (B) Donnes InSAR de la deformation cosismique (CO) et post sismique: 3,3 annes (POST) (Chlien, 2003).

Pendant le Néogène il existerait donc une segmentation tectonique parallèle à la fosse dans l'avant-arc chilien: extension dans la Cordillère la Côte, extension et/ou transtension dans la Dépression Centrale et, transpression et/ou compression dans la Précordillère et les Dépressions Préandines (Hartley et al., 2000).

Aussi, un modèle de « biseau de friction » (frictional wedge) représentant la croûte supérieure fragile, découplée de la croûte ductile, permet d'expliquer la dynamique du processus de déformations contraires et simultanées dans l'avant-arc (Adam et Reuther, 2000).

En l'absence actuelle de sismicité crustale historique, il n'est pas possible d'avoir accès à une image instantanée de l'état de contrainte à l'intérieur de la croûte continentale par les méthodes microsismiques (e.g. Comte *et al*., 2002).

Cependant, si on considère que les taux de convergence actuels sont élevés (8 cm/an) et que deux séismes majeurs (Mw > 8) ont eu lieu au siècle dernier dans la partie nord de la région (1868 et 1877), ce qui est synonyme d'un fort couplage

sismique entre les deux plaques, nous pouvons estimer que l'état de contrainte actuel à l'intérieur de la croûte continentale dans la partie extérieure de l'avant-arc est en compression (e.g. Delouis *et al*., 1997; Chlieh, 2003; Chlieh *et al*. 2004). Donc la déformation superficielle en extension Quaternaire avec soulèvement ne reflète pas le régime tectonique de la plaque supérieure.

Les études du tremblement de terre d'Antofagasta 1995 ont montré que (1) de fortes contraintes extensives (Delouis, 1996; Delouis *et al.,* 1998), (2) des mouvements vers la fosse (Ruegg *et al*., 1996) et (3) une partie de la surrection côtière (Ortlieb *et al*., 1995, 1996b) de la région frontale d'avant-arc, sont générés par les grands séismes de subduction (extension, migration et soulèvement co-sismique), et sont réduits en grande partie par la contraction de la région en période inter-sismique.

HYPOTHESE

De cette manière, la principale hypothèse de travail pour expliquer la déformation de cette partie à terre de l'avant-arc, le plus proche de la fosse, est que "la néotectonique de la côte est associée au cycle sismique des séismes de subduction" (Delouis *et al.,* 1998) (**figure 1.7**).

Chapitre 2

Stratigraphie et morphostratigraphie du Néogène

2.1 LA CARACTERISATION STRATIGRAPHIQUE DES SÉDIMENTS MIOCÈNES ET PLIOCÈNES

La carte géologique d'Antofagasta (Ferraris et Di Biase, 1978) et de Caldera (Godoy et al., 2003), définit les dépôts sédimentaires qui reposent sur un substratum Paléozoïque à Crétacé ; ce sont: les complexes marins du Mio-Pliocène de la Formation La Portada à Mejillones et de la Formation Bahía Inglesa à Caldera et les sédiments littoraux du Quaternaire de la Formation Mejillones et des Estratos de Caldera. Des dépôts sédimentaires continentaux, comme des dunes et des cônes alluviaux, couvrent ou sont intercalés dans les unités antérieures.

Krebs et al. (1992) divisent en deux la Formation La Portada définie par Ferraris et Di Biase (1978), et ils définissent deux nouvelles unités dans la Caleta Herradura de Mejillones : l'une supérieure qu'ils appellent Formation La Portada d'âge Pliocène et l'autre, elle aussi marine mais plus ancienne et tectonisée, qu'ils attribuent au Miocène et qu'ils appellent Formation Caleta Herradura.

Postérieurement, Hartley et Jolley (1995) et Niemeyer *et al*. (1996) résument la stratigraphie du Cénozoïque supérieur et à partir des travaux antérieurs de micropaléontologie ils établissent des limites entre les séquences marines et continentales mentionnées ci-dessus.

Divers travaux publiés dans des congrès et des symposiums internationaux sont présentés à continuation en forme de résumé. Les aspects stratigraphiques et sédimentologiques des unités néogènes de la zone de Mejillones et de Caldera y sont révisés (changement des niveaux marins), avec comme objectif, la mise au point de méthodes de corrélation et de datations des unités. Ainsi, on fournit des données nouvelles sur le matériel paléontologique contenu dans ces unités et on discute leur valeur comme indicateurs chronostratigraphiques. On présente les résultats de tephrochronologie obtenus par l'étude de cinérites intercalées dans les unités marines et continentales néogènes de la Péninsule de Mejillones. On discute aussi la présence de nodules de manganèse à Caldera et leur utilisation comme marqueur d'un milieu et leur possible datation.

2.1.1 Changements relatifs du niveau de la mer

L'analyse séquentielle de la Formation La Portada permet d'établir les variations relatives du niveau de la mer durant le Néogène (Marquardt *et al*. 2003). On a ainsi étudié la section affleurant dans la baie de Caleta Herradura à Mejillones, où ont été définies des unités génétiquement liées (**Fig. 2.1**).

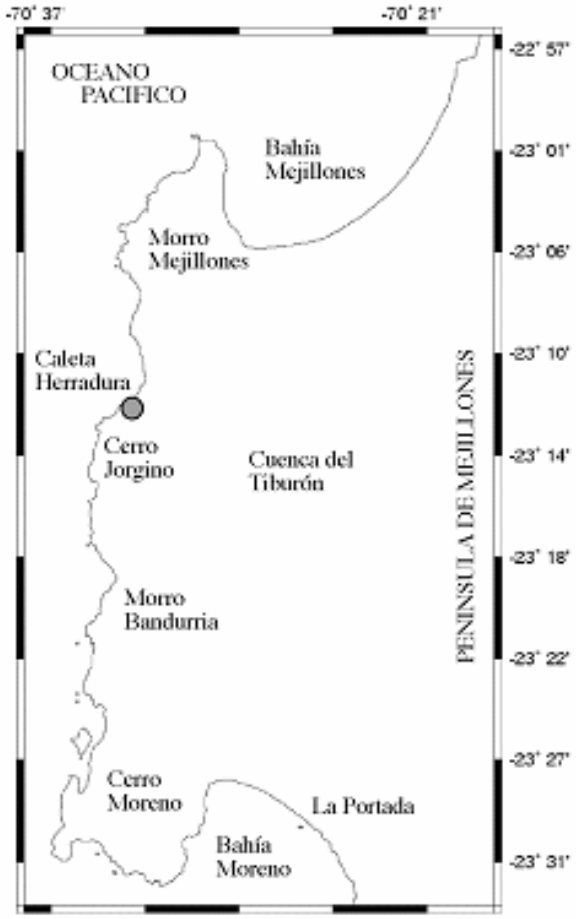


Figure 2.1. Carte de la Péninsule de Mejillones avec les principales localités où affleure la Formation La Portada: falaise de Bahía Moreno, côté oriental du Morro Bandurria y Cerro Jorgino, bassin de Cuenca del Tiburón et falaises de Bahía Mejillones (Cortes *et al*. en prép.)

La Formation La Portada affleure principalement dans les falaises marines de La Portada (Bahía Moreno), Caleta Herradura et Bahía Mejillones, où elle recouvre en discordance d'érosion les unités pré-cénozoïques et est recouverte, en discordance d'érosion par les unités morphostratigraphiques du Pléistocène (voir sous-chapître 2.2). Cette formation affleure aussi dans des dépressions qui se développent dans les pampas à l'intérieur de la péninsule, comme à Cuenca Tiburón. Sur certains reliefs de la péninsule, comme dans la partie sud du Morro Mejillones, des restes de dépôts de cette formation sont associés à des paléo-plateformes littorales. A d'autres endroits, comme à l'est entre Morro Bandurrias et Cerro Jorgino, ces dépôts se

trouvent adossés à des blocs tectoniques et ils ont enregistré l'activité syn- et post-sédimentaire.

Dans la **figure 2.2** on indique la nomenclature utilisée pour les différents milieux de la plateforme continentale et, on indique les variations de faciès et les structures sédimentaires caractéristiques de chaque milieu. La variation de ces domaines se fait entre deux extrêmes : (i) une côte ouverte de haute énergie comme c'est le cas actuellement sur la côte occidentale du Morro Mejillones ou (ii) une baie protégée, par exemple à Bahía de Mejillones.

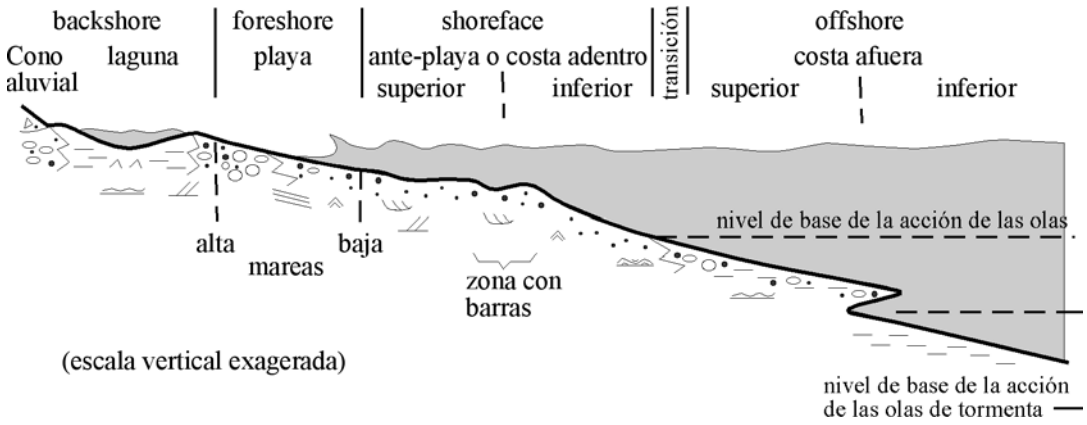


Figure 2.2.- Coupe perpendiculaire à la côte avec les différents domaines de la plateforme continentale considérés dans ce travail (modifié de Homewood *et al*., 1992). Cône alluvial : dépôts distaux et proximaux. Lagune : évaporites, boues en partie bioturbées, dépôts et structures de tempestites et tsunamis, stratification oblique tabulaire. Plage : galets, graviers et sable, structures planes et obliques vers la côte. Avant-plage supérieure: graviers, sables, bioclastes, ondulites de vagues, stratifications obliques arquées ou tabulaires. Transition : principalement du sable et des structures de type hummoky. Zone offshore supérieure : sables fins bioturbés, faciès hétéroclites de tempestites avec bases érosives. Zone offshore inférieure : sédiments fins et diatomites en lames de milieu pélagique.

Dans le **Tableau 2.1** on présente la classification des mollusques fossiles de la Formation La Portada. On propose pour cette formation l'association *Chlamys cf. simpsoni, Dosinia ponderosa* et *Ostrea transitoria* comme indicateurs du Miocène (Frassinetti *com. oral*.). A Caleta Herradura, les faciès étudiés ne contiennent pas d'associations de mollusques bien conservés.

Ubicacion (localidad, coordenadas UTM y cota aproximada)	W La Portada 350668E 7403522N 10 m	N Morro Bandurria 339707E 7422814N >100 m	N Morro Bandurria 339707E 7422814N >100 m	N Morro Bandurria 339458E 7425862N >100 m	Cuenca del Tiburon 339408E 7422746N >200 m	S Cuenca del Tiburon 348460E 7421842N 220 m	W Cuenca del Tiburon 347503E 7422374N >200 m	S Morro Mejillones 345946E 7424903N 270 m
Cuaternario								
Plioceno								
Mioceno								
Muestras PMC-	26.1a	27.1b	27.1c	27.3d	28.4c	29.1	29.2c	29.3
GASTROPODOS								
Aeneator fontainei				A				
Calyptraea Trochiformis				A	P			
Chorus blainvillei					A		M	A
Concholepas nodosa								A
Crepidula cf. uncinata			M		A			
Crepidula dilatata				A				
Fusinus remondi	P			A	P			M
Herminespina mirabilis					P		A	
Testallium cf. escalonia				P				
Turritella sp.		P						
Turritella cingulata			P?					
Xanthochorus cassidiformis					P?		A?	
PELECIPODOS								
Anomia sp.		A						
Argopecten circularis					A			
Choromytilus chorus		A			A			
Chama cf. buddiana	P					P?		
Chlamys hupeanus								P
Chlamys vidali	A				A		M	
Chlamys cf. simpsoni						A		
Dosinia ponderosa					P	M		
Mulinia edulis					M			
Ostrea transitoria						P		
Semele solida		P		P				
Tagelus cf. dombeii				P?				
Trachycardium cf. procerum		A						A
Trachycardium p. domeykoanum				A	A?			
Transennella pannosa								A

M: muy abundante, A: abundante, P: presente

Tableau 2.1.- Mollusques fossiles néogènes de la Formation La Portada, Péninsule de Mejillones. On indique les âges des niveaux échantillonnés selon l'association faunistique des mollusques présents (données publiées et observations de terrain).

A Caleta Herradura, on décrit de bas en haut, la colonne stratigraphique qui affleure ici (**Figure 2.3**) selon les relations génétiques des unités, en estimant les âges et les milieux à partir des foraminifères et de quelques microfossiles.

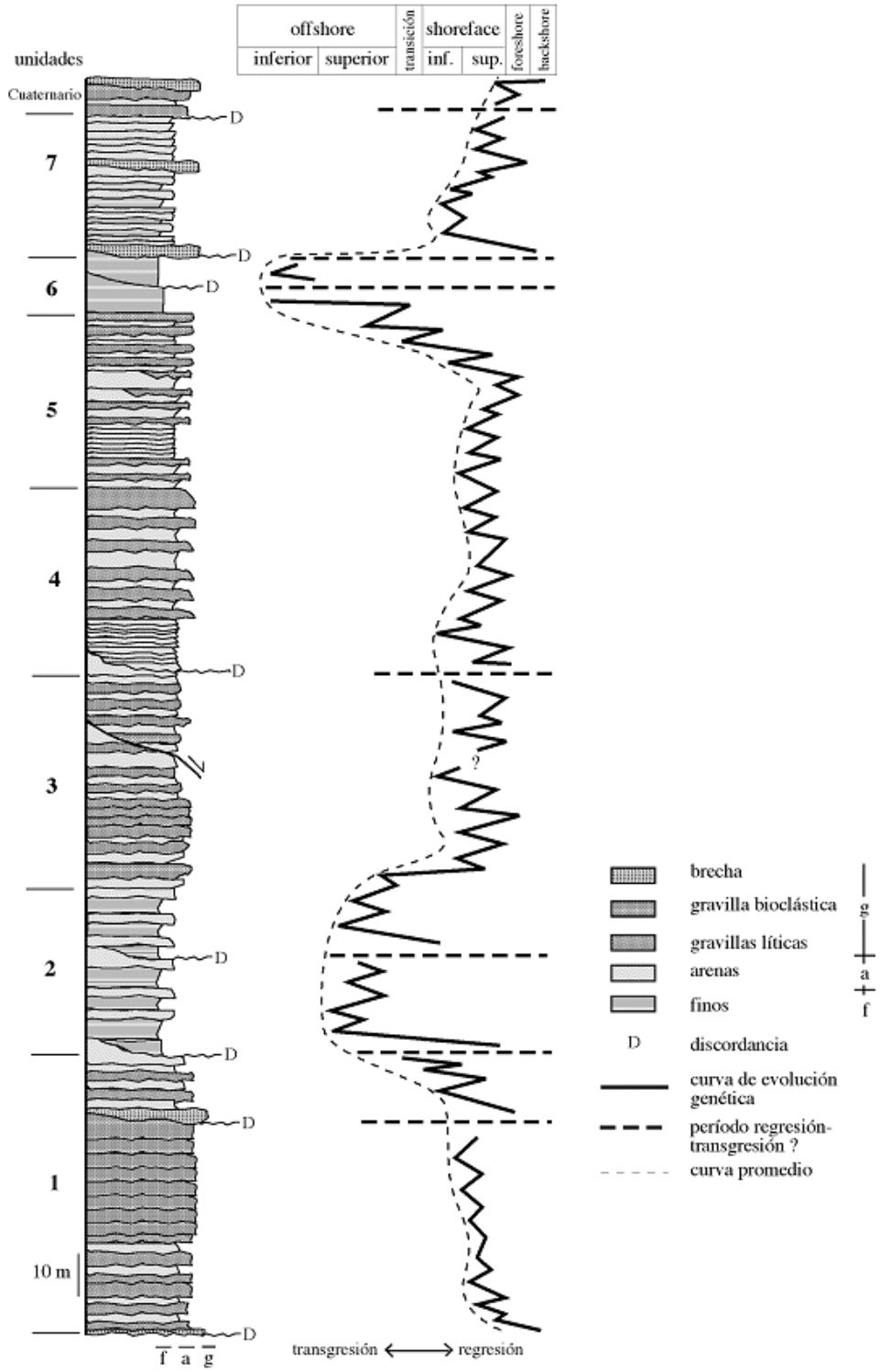


Figure 2.3. Colonne stratigraphique de la Formation La Portada à partir d'une coupe visible à Caleta Herradura. Unités génétiquement liées et interprétation des variations relatives du niveau de la mer.

Dans la coupe de Caleta Herradura, les dépôts de base (unité 1, **Fig. 2.3**) sont assignés au Miocène inférieur (Ibaraki, 2001) et considérés comme représentatifs de

faciès de plage et d'avant-plage de deltas de cônes alluviaux. Ces dépôts recouvrent en discordance d'érosion les roches pré-cénozoïques, entraînant un hiatus d'une grande partie du Paléogène. La présence de deux arrivées de brèches, l'une à la base et l'autre au sommet de l'unité 1, pourraient représenter le début de la déformation en extension et la formation du graben ou hemi-graben de Caleta Herradura. Cette unité pourraît être synchrone des sables rouges bioclastiques qui affleurent à la base de la séquence de Cuenca Tiburón, assignée au Miocène (**Tableau 1**).

Les dépôts intermédiaires (unités 2 à 5) sont constitués, à la base par des faciès de basse à moyenne énergie qui représentent des milieux sublittoraux, d'offshore supérieur qui évoluent vers une avant-plage inférieure. Ces faciès pourraient être corrélés avec le haut niveau marin qui existe globalement entre le Miocène inférieur et le Miocène moyen (Hardenbol *et al*., 1998). Les dépôts du Miocène moyen qui leur succèdent représentent des faciès de plage et d'avant-plage sans enregistrer des changements relatifs importants du niveau de la mer jusqu'au sommet de l'unité 5 où commence l'approfondissement du bassin.

D'autre part, les faciès de boues et de diatomites (unité 6) représentent des milieux d'offshore inférieur. Ces faciès pourraient être corrélés avec le haut niveau marin global mis en évidence entre le Miocène terminal et le Pliocène inférieur (Hardenbol *et al*., 1998).

Les dépôts supérieurs (unité 7) représentent des milieux sublittoraux à littoraux de moyenne énergie affectés de venues sporadiques de flux de blocs et de détritiques qui pourraient mettre en évidence des émersions sporadiques du bassin. La limite de la séquence néogène avec le Quaternaire met en évidence deux processus durant le Pléistocène moyen : bas niveaux de la mer durant les interglaciaires et soulèvement tectonique de la côte.

Comme résultats, on propose que durant le Miocène inférieur, après un hiatus qui a duré une grande partie du Paléogène, débute la sédimentation littorale dans le bassin de Caleta Herradura, d'origine tectonique. Ensuite se produit un approfondissement relatif avec un maximum au cours du Miocène inférieur haut. Pendant le Pléistocène, se produit l'émersion définitive du bassin due au soulèvement tectonique. Ainsi, en comparant les courbes de variation du niveau eustatique de la mer avec la courbe de variation relative à Caleta Herradura, il est possible d'estimer l'histoire des mouvements tectoniques verticaux de la côte (e.g. Le

Roux *et al*., 2005). Cependant, le niveau de précision des âges n'est pas suffisant pour pouvoir faire une corrélation sûre.

2.1.2 Nodules de Manganèse

Les dépôts marins de la Formation Bahía Inglesa (Rojo, 1985; revu par Marquardt, 1999) présentent une grande variété de caractéristiques sédimentologiques qui permettent d'étudier les variations de conditions de dépôt. Les lithofaciès et biofaciès permettent un enregistrement détaillé des variations du milieu, avec des conséquences locales et régionales. Ces unités enregistrent aussi les différents styles de déformation en extension et en compression. Les différents degrés de consolidation, la présence de réseau de veines de gypse et la présence de différents types de phosphates, indiquent l'existence de plusieurs processus diagénétiques.

Dans la Formation Bahía Inglesa, on a reconnu des nodules de manganèse dans des niveaux de sédiments fins et sables fins (Marquardt, 1999; Achurra *et al*., 2003).

La taille des nodules est variable, depuis quelques millimètres jusqu'à des nodules bien formés de 3 cm. Ils sont de couleur noire et de forme ellipsoïdale à sphérique, avec une surface lisse, botryoïdale et sont parfois remplis de bioturbations.

Les oxydes de manganèse constitueraient la matrice des nodules formant une masse amorphe de minéraux peu cristallisés.

Les résultats de la diffraction par rayons X réalisée dans plusieurs nodules montrent la présence d'une phase minérale correspondant à la todorokite (NaMn6O12*3H2O) avec des traces de cryptomelane, et en abondance de l'albite et du quartz, quelques micas et des indices de gypse et d'amphiboles.

La todorokite, typique des nodules hémipélagiques, est appauvrie en Cu et Ni et enrichie en Mn^{+2} et Mn^{+3} indiquant un courant d'eau riche en métaux passant à travers les pores du sédiment pendant le déroulement de processus diagénétiques suboxiques. D'autre part, le cryptomelane se trouverait comme métal secondaire provenant de zones minéralisées à terre, bien que son origine puisse être aussi diagénétique. Ces caractéristiques pétrographiques et géochimiques ont été comparées avec celles de nodules de diverses parties du monde. On a fait faire une Analyse des Composants Principaux (PCA) et des Fonctions Discriminantes (MDA) sur la base des concentrations de Mn, Fe, Co, Ni et Cu. Les résultats montrent des

groupements en clusters bien définis pour les différentes classes de nodules différenciées selon le type de sédiments dans lesquels ils se trouvent. Cette classification, réalisée par le Maganese Nodule Program (MANOP), différencie des nodules de sites S (argiles pélagiques siliceuses), de sites R (argiles rouges pélagiques), de sites H (argiles hémipélagiques) et de sites L (marins saumâtres et lacustres).

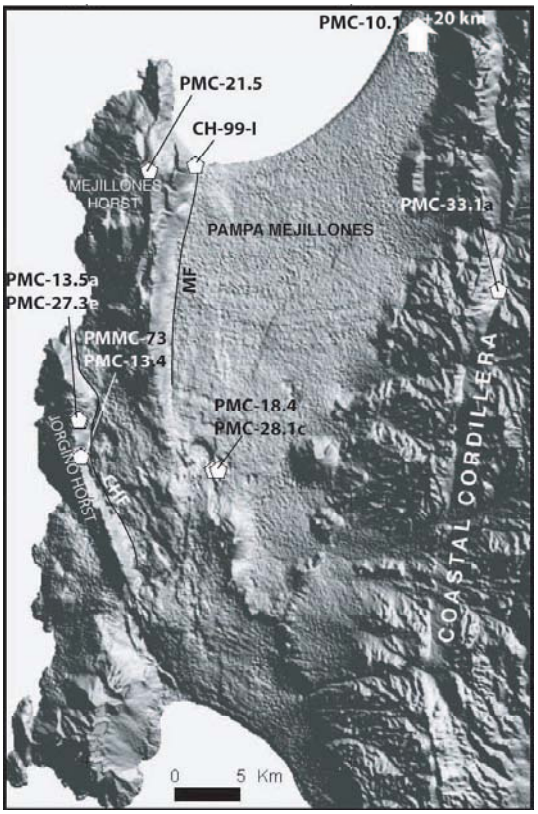
Les nodules de la Formation Bahía Inglesa sont associés à ceux du type H. Un tel résultat est cohérent avec la minéralogie de la todorokite et des rapports Mn/Fe des nodules ; ceci reflète, en outre, leur formation durant la diagenèse précoce et écarte une formation des nodules en milieux saumâtres et lacustres.

2.1.3 Téphrochronologie

Les cinérites volcaniques intercalées dans les séquences marines et continentales de la côte et de la Cordillère de la Côte du nord du Chili, ont fourni des âges qui indiquent la présence de différents événements volcaniques depuis le Miocène jusqu'au Pléistocène.

De façon à améliorer notre connaissance de la chronostratigraphie des séquences de la côte et de leurs implications tectoniques, nous avons obtenu des âges Ar/Ar à partir de dépôts de cinérites volcaniques de la Péninsule de Mejillones (**Tableau 2.2**). La téphrachronologie et les caractéristiques sédimentologiques de ces dépôts, nous permettent de supposer que des processus volcaniques sont directement liés à leur origine (Marquardt et al., 2005).

L'âge de 19,35 ± 0,04 Ma, obtenu à partir de cinérites de l'unité inférieure de la Formation La Portada (PMMC-73), est en accord avec l'âge Miocène inférieur suggéré par la présence de microfossiles à la base de cette formation dans la zone de Caleta Herradura (Ibaraki, 2001). Les âges obtenus pour l'unité supérieure sont du Miocène supérieur-Pliocène inférieur. Ces derniers dépôts indiquent une limite supérieure à une période d'intense activité tectonique qui a affecté l'unité inférieure entre 5,6 et 19,4 Ma.



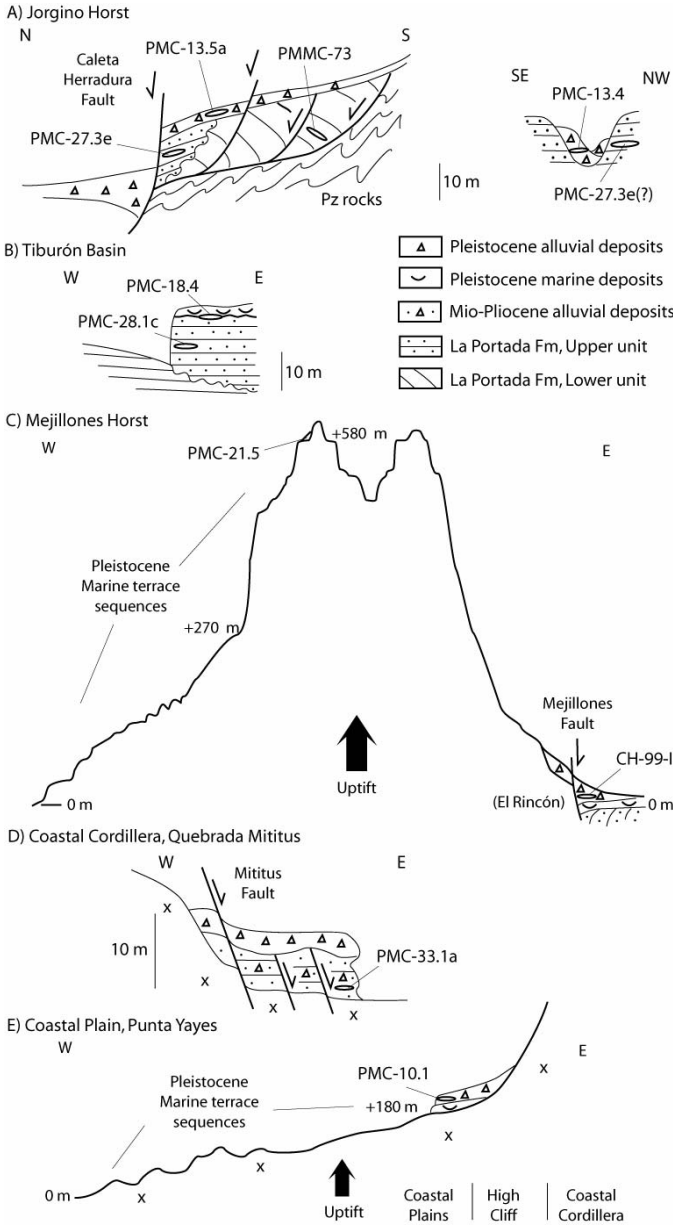


Figure 2.4. Modèle numérique de terrain de la Péninsule de Mejillones (éclairé du NE). CHF: Caleta Herradura Fault. MF: Mejillones Fault.

Figure 2.5. Profils géologiques schématiques et localisation des échantillons de cinérite.

Dans la zone de El Rincón, l'échantillon de cinérite (CH-99-I) trouvé dans un cône alluvial pléistocène, a donné cinq âges sur sanidine entre 2,9±0,1 et 3,82±0,09 Ma. Ces âges, calculés sur des cristaux de même nature, ne sont pas cohérents entre eux (l'erreur 2 σ donne une différence d'âges trop grande), mais l'âge minimum pour la cinérite est de 3 Ma. Cet âge minimum est semblable à ceux obtenus pour la haute terrasse du horst de Mejillones (PMC-21.5). Ceci indique que la cinérite de la zone de El Rincon pourrait être remaniée à partir de l'affleurement de cinérite du Morro Mejillones.

A Punta Yayes, une cinérite (PMC-10.1) intercalée dans des cônes alluviaux estimés du Quaternaire inférieur a donné un âge de 2 Ma.

Au pied du Morro Jorgino une autre cinérite (PMC-13.4) intercalée dans des cônes estimés eux aussi du Quaternaire moyen a donné un âge de 5,6 Ma, trop vieux. Cependant, on a trouvé dans des sédiments néogènes proches, une cinérite datée à 5,6 Ma (PMC-27.3e) qui pourrait avoir servi de réservoir d'alimentation au cône quaternaire.

Dans ce cas, on aurait un scénario identique à celui de El Rincón. Les cinérites seraient le produit d'un remaniement d'une cinérite néogène à partir d'un bassin intramontagneux soit de la Cordillère de la Côte pour Punta Yayes, soit du horst Jorgino lui même.

Des biotites de l'échantillon PMC-33.1a ont donné un âge de 12,74±0,13 Ma. La cinérite est interstratifiée dans un cône alluvial d'un bassin intramontagneux de la Cordillère de la côte qui doit appartenir à des unités de graves plus anciennes bien connues dans cette partie du Désert d'Atacama (Graves d'Atacama, références dans Riquelme *et al*., 2003)

L'âge de 3,25 ± 0,17 Ma obtenu à partir d'une cinérite (PMC-21.5) de la haute terrasse du Morro Mejillones (alt. 580 m), indique que cette péninsule était émergée au cours du Pliocène. Si on s'appuie sur l'hypothèse que le niveau de la mer à cette époque (3,25 Ma) était similaire à l'actuel, on peut estimer un taux de soulèvement sur le long terme de 0,18±0,02 m/ka.

Seuls deux échantillons (PMC-18.4 et PMC-13.5a) ont donné des âges plus jeunes que 1 Ma. Les deux contiennent des xénocristaux de sanidine et de biotite d'âge mésozoïque. Les âges de 0,79±0,03 Ma sur sanidine (cordon littoral) et de 0,78±0,19 Ma sur biotite (cône alluvial) correspondent bien à l'estimation quaternaire prévue. En ce qui concerne les cordons littoraux, la position de l'échantillon PMC-18.4 correspond à la limite entre la plus haute séquence de cordons (plus vieux que 0,4 ka) de la Pampa Mejillones et les dépôts de la Formation La Portada (>1,8 Ma) (**Fig. 2B**). Les âges de ces dépôts de cinérites suggèrent que le matériel provenant d'un épisode volcanique pléistocène est préservé dans la région côtière.

Sample	Locality UTM N	UTM E	Material Dated	Age My	Error 2σ
Mejillones Peninsula					
La Portada Formation (Miocene - Pliocene)					
PMMC-73	7425918	339405	sanidine	19.35	0.04
PMC-27.3e*	7425862	339458	sanidine	5.67	0.14
PMC-27.3e*	7425862	339458	biotite	5.67	0.14
PMC-28.1c*	7422170	349599	biotite	4.17	0.12
Marine terraces deposits (Pleistocene)					
PMC-18.4	7422123	349934	sanidine	0.79	0.03
Alluvial deposits (Pliocene)					
PMC-21.5	7444810	344697	biotite	3.25	0.17
Alluvial deposits (Pleistocene)					
PMC-13.4	7425918	339405	sanidine	5.68	0.02
CH-99-I*	7445207	348191	sanidine	3.82	0.09
CH-99-I*	7445207	348191	sanidine	2.9	0.1
PMC-13.5 a*	7423198	339607	biotite	0.78	0.19
Coastal Cordillera					
Gravels deposits (Miocene - Pliocene)					
PMC-33.1a*	7435755	371142	biotite	12.74	0.13
Coastal Plain					
Alluvial deposits (Pleistocene)					
PMC-10.1	7477841	367586	sanidine	2.04	0.03
PMC-10.1	7477841	367586	biotite	2.61	0.14

Tableau 2.2. Résumé des déterminations des âge Ar/Ar des dépôts de cinérites. Ces âges sont les moyennes de plusieurs analyses de fusion totale au laser. Les âges les plus jeunes sont indiqués par une étoile (*).

Dans certains cas, le remaniement de ces niveaux complique leur utilisation comme indicateurs de l'âge des sédiments qui les contiennent.

On considère deux modèles hypothétiques concernant le dépôt des cinérites : (1) ces dépôts pourraient être associés à un transport par le vent vers l'ouest dans des conditions exceptionnelles des nuages de cinérite (co-ignimbrite ash-fall) contemporain des ignimbrites néogènes de la Pré-Cordillère, et/ou (2) une dispersion des nuages de cinérite vers l'ouest au cours d'éruptions pliniennes.

2.1.4 Vertébrés marins néogènes de la Formation La Portada

Les associations de vertébrés marins fossiles de la Formation La Portada contiennent des poissons élasmobranches (condrictes), principalement des requins, des poissons osseux (ostéictes), des cétacés (Suárez *et al.,* 2003). Les associations faunistiques reconnues présentent des afinités avec celles étudiées dans la Formation Pisco, Pérou (*e.g.* de Muizon et De Vries 1985) et la Formation Bahía Inglesa (*e.g.* Suárez et Marquardt, 2003).

Dans la faune de Caleta Herradura et de Bahía Inglesa on peut mettre en évidence des taxons caractéristiques comme *Squatina sp., Heterodontus sp., Cosmopolitodus hastalis, Isurus oxyrinchus, Carcharhinus brachyurus y Galeorhinus sp*. Ceci associé

à l'absence de dents de *C. carcharias* suggère que l'association de Caleta Herradura aurait un âge miocène, ce qui apparaît en accord avec l'âge estimé pour ces niveaux supérieurs diatomitiques du même lieu (Krebs et al.1992, Ibaraki, 2001). Les niveaux de limolite ocre et de diatomite de Cuenca Tiburón et ceux de Caleta Herradura présentent une composition lithologique similaire et sont caractérisés par un contenu fossilifère abondant, riche en restes de poissons osseux avec écailles d'octenoïdes et des os de cétacés.

La faune fossile de vertébrés provenant des localités de La Portada, Morro Bandurrias et Cuenca Tiburón est dominée par le requin lamnidé Carcharodon carcharias (80% de l'échantillonnage). Ceci constitue un bon critère pour suggérer un âge pliocène pour ces localités. En effet, l'abondance de *C. carcharias* dans toutes les mers du globe se note à partir du Pliocène (Capetta, 1987).
A Caleta Herradura, la faune de poissons élasmobranches met en évidence une abondance marquée de *C. brachyurus* et inclut d'autres requins comme *Heterodontus sp., Cosmopolitodus hastalis* et aussi *Orectolobiformes* sp. Ceci permet de suggérer, au moins localement, l'existence d'eau chaude-tempérée. On reconnaît des requins d'habitat pélagique comme *Isurus oxyrinchus* et possiblement *Cosmopolitodus hastalis*, ainsi que d'autres plus particulièrement côtiers comme Orectolobiformes, *Heterodontus* et *Galeorhinus*. Actuellement, les deux derniers genres sont communs à des profondeurs d'eau inférieures à 100 m . D'autre part, les genres *Centrophorus* y *Squalus* sont les requins les mieux représentés localement et ils suggèrent un milieu d'eaux profondes, égales ou supérieures à 100 m. La convergence particulière de faune reconnue à Caleta Herradura suggère une zone à milieu sublittoral enrichi par des eaux d'upwelling qui fournissent des aliments aux représentants des divers groupes écologiques de la chaîne trophique.

La comparaison de ces associations avec les faunes néogènes des formations Pisco au Pérou et Bahía Inglesa au Chili, ainsi que la reconnaissance de certains taxons particuliers à valeur biostratigraphique, permet d'attribuer au Miocène moyen à supérieur la faune présente à Caleta Herradura et au Pliocène les faunes de La Portada, Morro Bandurrias et Cuenca Tiburón. La faune de requins caractérise, dans son ensemble, des eaux chaudes-tempérées et une profondeur qui actuellement se trouve entre la zone infralittorale et 200 m.

2.1.5 Poissons elasmobranches: indicateurs chronostratigraphiques

Dans la note du Suárez et Marquardt (2004), on présente une révision préliminaire des faunes de poissons élasmobranches du Mésozoïque et du Cénozoïque du Chili, provenant de 21 localités provenant d'une grande partie de toute la côte du Chili (**Fig 2.6**). Les associations de poissons mettent en évidence d'importants changements au cours du temps et plus particulièrement une grande augmentation de la diversité pendant le Néogène. Six espèces d'élasmobranches sont reconnues comme les indicateurs chronostratigaphiques de différentes périodes entre le Crétacé et le Pliocène: la raie *Ischyrhiza chilensis* (Crétacé supérieur), *Striatolamia macrota*, *odontaspididae* (Paléocène inférieur), *Carcharoides totuserratus* (Oligocène-Miocène), *Cosmopolitodus hastalis* (Miocène), *Carcharodon carcharias* (Tortonien) et *Prionace glauca* (Pliocène). La présence de ce dernier fossile dans le Néogène de la Formation Bahía Inglesa représente le premier enregistrement fossile de cette espèce en Amérique du sud.

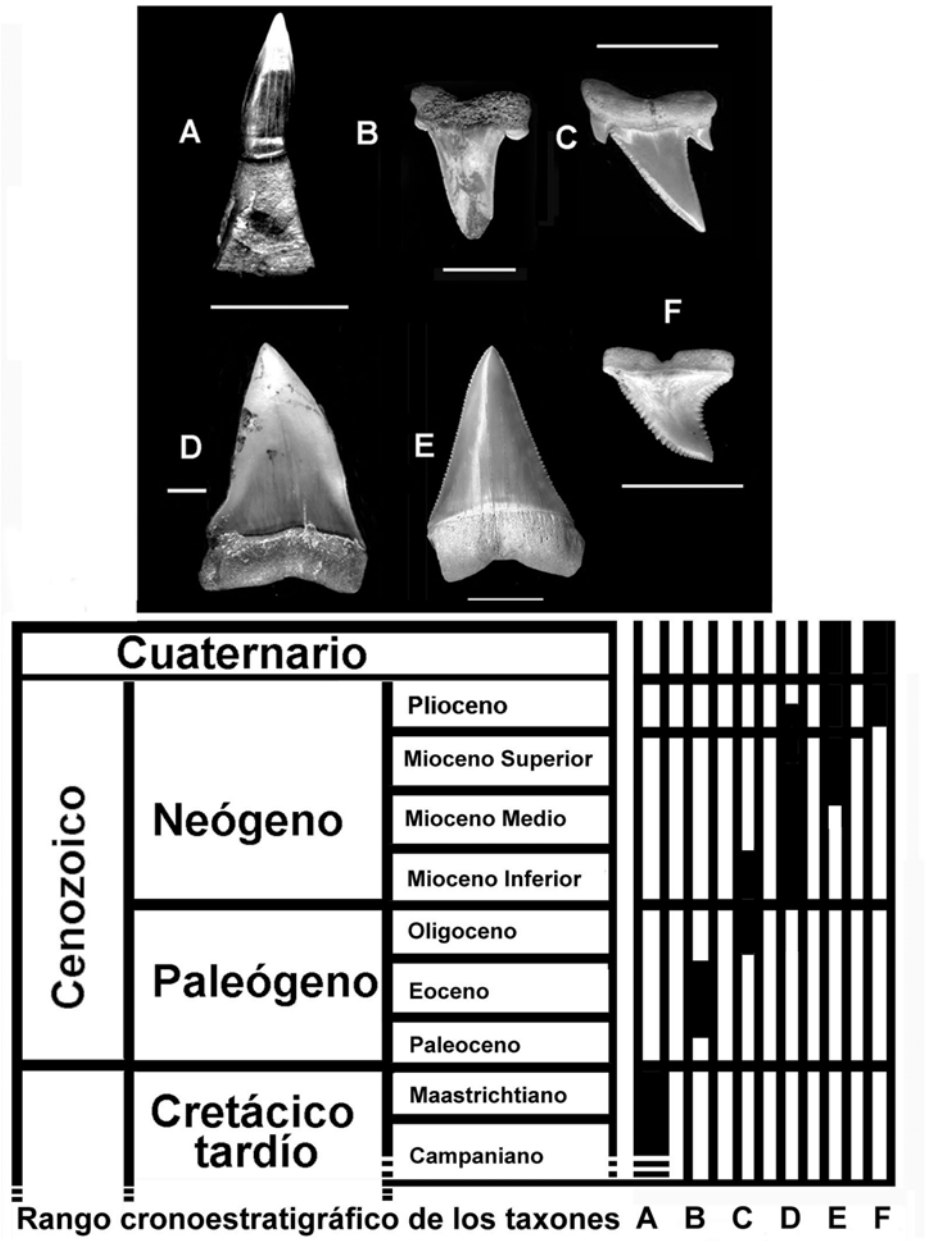


Figure 2.6. A: Ischyrhiza chilensis, dent rostrale, Campanien-Maestrichtien, Formation Quiriquina. B: Striatolamia macrota, dent supérieure, Eocène Formation Leoreto. C: Carcharoides totuserratus, dent supérieure-latérale, Miocène inférieur, Formation Navidad. D: Cosmopolitodus hastalis, dent supérieure-antérieure, Miocène Supérieur, Formation Bahía Inglesa. E: Carcharodon carcharias, dent inférieure, Pliocène Formation Bahía Inglesa, Caldera. F: Prionace glauca, dent latérale-supérieure, Pliocène, Formation Bahía Inglesa. Echelle 1 cm.

2.1.6 Poissons Chimaeriformes (Chondrichthyes, Holocephali) du Néogène de la Formation Bahía Inglesa (Atacama, Chili)

On décrit dans Suárez *et al.* (2004) les premiers restes fossiles de poissons condrictes holocéphales de la formation Bahía Inglesa, Atacama, Chili. Le matériel comprend une plaque dentaire palatine et une mandibule qui ont été récoltées au SE de Caldera, dans des niveaux fossilifères attribués au Miocène moyen à terminal. Les traits morphologiques caractéristiques et les comparaisons avec d'autres plaques fossiles de chimaeroïdes callorhinchidées, actuels et fossiles ont permis de qualifier ce matériel de *Callorhinchus sp*. L'association faunistique étudiée et qui comprend ces poissons, se trouve dominée par les dents fossiles de requins lamnidés *Cosmopolitodus hastalis* dont la présence, liée à l'absence de Carcharodon carcharias, suggère un âge miocène moyen a terminal.

2.2 LES TERRASSES MARINES PLEISTOCENES

Au Quaternaire, les dépôts associés aux terrasses d'abrasion marine et les séquences des cordons littoraux (traces de rivages fossiles) sont regroupés dans la Formation Mejillones (Ferraris et Di Biase, 1978). Selon Ortlieb et al. (1995; 1997) une erreur est commise en accordant la valeur de formation aux dépôts pléistocènes associés aux terrasses d'abrasion marine, car ces dépôts ne peuvent pas être considérés comme une succession continue. De plus ces auteurs font remarquer que les dépôts côtiers (généralement de 1 à 3 m d'épaisseur) associés aux transgressions successives durant le dernier million d'années ont été abusivement définis comme une formation de 80 m d'épaisseur.

Les âges des terrasses d'abrasion marine et ceux des anciennes lignes de côte sont encore sujets à discussion. Par exemple, Armijo et Thiele (1990) suggèrent que l'âge de la séquence de paléolignes de côte de la Pampa Aeropuerto correspondrait au Pléistocène supérieur. Cependant, Ortlieb *et al.* (1995, 1996a, 1996c, 2003) démontrent que nombre de ces formes et de ces dépôts littoraux ont été formés au cours du Pléistocène supérieur et moyen (p.p.) et ainsi toute la séquence pourrait occuper une grande partie du Pléistocène.

Les principales limitations rencontrées dans l'exploitation des données liées aux traces de rivages fossiles ont été liées aux difficultés de dater ces dernières avec une précision suffisante, malgré le développement des méthodes radiométriques (séries de l'uranium), aminostratigraphiques et cosmogéniques. Néanmoins grâce à ces outils chronologiques, et avec l'aide d'autres méthodes de datation indirectes (tephrachronologie, paléomagnétisme, thermoluminescence), il est souvent possible d'identifier les traces de rivage des trois ou quatre derniers maxima interglaciaires. Dans tous les cas, les interprétations géochronologiques de dépôts littoraux ou de séries de terrasses marines doivent être validées par des études morphostratigraphiques détaillées.

Dans la deuxième et troisième partie de ce chapitre (2.2.2 et 2.2.3) on présente deux articles, avec deux cas différents d'études de terrasses marines : le premier, en mettant en valeur l'utilisation des fossiles et les caractéristiques morphologiques des terrasses afin d'identifier le Stade Isotopique Marin (SIM) 11 dans le sud du Pérou et le nord du Chili; le second traitant de l'étude des séquences de terrasses marines

pléistocènes dans le secteur de Caldera et Bahía Inglesa et leur utilisation comme marqueurs géochronologiques.

L'étude des terrasses marines et lignes de rivage formées lors des oscillations relatives du niveau marin au Pléistocène fournit des informations pour l'estimation des déformations tectoniques et pour la reconstitution des variations océano-climatiques.

Une fois une séquence de terrasses marines caractérisée, on cherche à dater ces plateformes avec une précision suffisante. Cet exercice est une des principales limitations, malgré le développement des méthodes radiométriques (séries de l'uranium), aminostratigraphiques, paléontologiques, cosmogéniques et autres méthodes de datation indirectes (téphrachronologie, paléomagnétisme, thermoluminescence). Dans tous les cas, les interprétations géochronologiques de dépôts littoraux ou de séries de terrasses marines doivent être validées par des études morphostratigraphiques détaillées.

Grâce à deux exemples pris sur les côtes désertiques du Nord Chili, Péninsule de Mejillones (sub-Chap. 2.2.2) et Caldera (Chap. 4), nous illustrons comment une observation minutieuse liée à des études paléontologiques (sub-Chap. 2.2.3) et des mesures altimétriques permettent de proposer un cadre chrono-morphostratigraphique. L'aridité exceptionnelle de la région a notamment rendu possible la préservation de séries de cordons littoraux formés durant les maxima interglaciaires du dernier demi million d'années.

2.2.1 L'érosion et l'accumulation littorale.

La surface de contact entre l'océan et le continent (la côte) est composée de trois zones: (1) l'estran (foreshore) ou espace compris entre le niveau des plus hautes et des plus basses mers, (2) la partie du littoral au-dessus de la marée haute (backshore), directement influencée par l'action des eaux marines (falaises et espaces atteints par les embruns), et (3) une partie toujours immergée (shoreface) liée au travail sous-marin des vagues qui se brisent (Burbank et Anderson, 2001).

La falaise et la plage se rencontrent sur une même côte, selon que le résultat du travail de la mer est surtout une érosion (falaise) ou une accumulation (plage).

Suivant la nature lithologique du rivage, l’érosion marine est différentielle et le rivage présente ainsi des rentrants et des saillants.

La côte n’est pas fixe, elle correspond à une position momentanée de la ligne de rivage au gré des transgressions et régressions successives liées aux variations glacioeustatiques et/ou de soulèvement tectonique qui peuvent avoir laissé les traces d’une position ancienne, comme dans le cas des séquences de terrasses marines.

Une plage est une accumulation sur le bord de la mer de matériaux comprenant des blocs, des galets, des graviers, des sables, des éléments plus fins et des fossiles. Le profil de la plage s’établit très rapidement, en équilibre avec les conditions climatiques momentanées. Les caps correspondent souvent à des avancées de roches dures.

Les principaux agents de l'érosion littorale qui permettent la formation des plateformes d'abrasion (terrasses) sont les vagues, les courants et le vent. Le vent est à l'origine des vagues et peut élever, par grande tempête et dépression barométrique, le plan d’eau de la mer. Il peut aussi soulever le sable des plages et édifier des dunes littorales. Les vagues à l’approche de la côte, quand la profondeur est inférieure à la demi-longueur d'onde entre deux vagues, interagissent avec le fond et se réfractent pour devenir presque parallèles aux isobathes et atteindre la côte presque perpendiculairement. Quand les vagues déferlent, elles exercent une action importante de pression et de succion lors de leur retrait, par apport d'éléments solides sur le rivage. Ainsi, à l’avant des caps, les vagues sont freinées, se réfractent et convergent vers celui-ci ; en revanche, à l’entrée des baies, les vagues sont moins vigoureusement freinées et divergent.

L’énergie concentrée au niveau des caps est largement supérieure à celle arrivant au niveau des baies. Ceci explique pourquoi les caps sont soumis à l’érosion et pourquoi on a le dépôt de sédiments dans les baies. Malgré la réfraction, qui atténue l’obliquité de la houle par rapport à la côte, les vagues ne frappent pas perpendiculairement le rivage et engendrent un courant appelé courant de débris. Le retrait des vagues se faisant perpendiculairement à la côte, les débris sont poussés par chaque vague et suivent une trajectoire en zigzag dont la résultante est un transport parallèle à la côte.

Le long d’une côte présentant alternativement des caps et des plages, et, avec une arrivée oblique des vagues, on observe une courbure en forme de demi-coeur des plages, le rayon de courbure de la plage étant minimum juste après chacun des caps. Les plages apparaissent donc préférentiellement dans les zones abritées des courants principaux.

Dans la côte Nord du Chili la houle dominante du SW peut occasionnellement être renforcée, soit par des ondes de tempête soit par les tsunamis, ce qui représente un environnement littoral à haute énergie.

Le courant de marée est une onde qui possède aussi des caractères de vague. Les particules subissent alors non seulement une fluctuation de niveau mais aussi un déplacement dans le sens horizontal. L’essentiel de l’énergie des marées est dissipé sur les plateaux continentaux, absents le long de la côte chilienne. Les marées sont modestes puisque le marnage moyen est de l'ordre du mètre. On peut donc penser que les courants de marée ont un faible effet sur la morphologie des fonds sous-marins dans le Nord du Chili.

La falaise est un ressaut en forte pente, entre environ 15° et la verticale, de hauteur variable, au contact de la terre et de la mer, et qui est due à l’action de l'érosion marine. La dissolution des roches des falaises se fait par les embruns au-dessus du niveau de la haute mer. Les falaises en partie dénuées de végétation, en raison de la salinité de l’air, et par suite de leur forte pente ravivée par l’action des vagues, sont la proie des ruissellements et glissements par paquets. Ceci montre que le sapement des vagues n’est pas le seul agent du modelé des falaises. Le recul de la falaise permet que la plate-forme côtière (terrasse) s'élargisse. Pour une plate-forme ayant une pente de 1 à 3°, on obtiendra, avec une limite d’action des vagues de 10 m de profondeur, une largeur de plate-forme de 500 m tout au plus ; ainsi, les plate-formes plus larges que 500m ne peuvent pas résulter d’une abrasion marine à niveau marin constant. L’altération des roches par les embruns semble être un processus dominant dans la formation des plate-formes d’abrasion et ainsi, celles-ci pouvant se former jusqu’à 3-4 m au-dessus du niveau de la mer.

2.2.2 Terrasses marines de la Péninsule de Mejillones (23ºS): implications sismotectoniques pour la côte nord du Chili.

Une analyse morphostructurale a été utilisée pour étudier les plate-formes d'abrasion marine formées par les changements du niveau de la mer induits par les oscillations glaciaire-interglaciaires sur une côte tectoniquement active. L'estimation de l'altitude et la corrélation des anciennes lignes de côte sont facilitées par l'utilisation d'une topographie détaillée. Une série de coupes topographiques réalisées avec un GPS différentiel en mode cinématique furent utilisées pour l'étude de séquences de terrasses marines et de cordons littoraux de la partie nord de la Péninsule de Mejillones. Les terrasses marines ont été aplanies principalement sur le Morro Mejillones, les limites de terrasses (escarpement marin) se situant depuis le niveau de la mer actuel jusqu'à 580 m d'altitude. Les terrasses les plus hautes auraient été découpées durant le Pliocène supérieur (*ca* 3,3 Ma), alors que les terrasses inférieures à 446 m d'altitude l'auraient été principalement durant le Pléistocène moyen à supérieur. Dans la Pampa de Mejillones, les dépôts littoraux du Pléistocène moyen atteignent 270 m d'altitude. Dans la pampa, on a reconnu jusqu'à six séquences de cordons littoraux, dans certains cas limités par des escarpements marins. Les lignes de côte du pléistocène supérieur sont affectées par des fentes de tension et des failles normales qui ont fonctionné durant les dernières centaines de milliers d'années, en produisant un système morphostructural de type horst et hémigraben qui caractérise la partie nord de la péninsule. Les taux de soulèvement du Morro de Mejillones (horst) varient entre 0,5 et 0,7 m/ka pendant le dernier demi million d'années, alors que dans la Pampa de Mejillones les taux de soulèvement varient entre 0,2 et 0,5 m/ka pour la même période de temps. La faille de Mejillones, qui sépare le morro de la pampa, est responsable de ce soulèvement différentiel ; il aurait une vitesse verticale de 0,2 à 0,3 m/ka pendant le dernier demi million d'années. Le soulèvement et la déformation cassante se produisent simultanément au cours de la déformation continentale qui accompagne un grand séisme de subduction. Les structures de la Péninsule de Mejillones sont considérées comme potentiellement actives durant la période co-sismique.

Terrazas marinas de la Península Mejillones (23°S). Implicancias sismotectónicas para la costa norte de Chile

Carlos Marquardt, Luc Ortlieb, Alain Lavenu, Gabriel González, Jean-François Ritz

(article en préparation)

Resumen

Un análisis morfoestructural ha sido utilizado para estudiar las plataformas de abrasión marina formadas por los cambios del nivel del mar inducidos por la oscilación glacial-interglacial en una costa tectonicamente activa. La estimación de la altura y correlación de las antiguas líneas de costa es realizada a partir de la utilización de una topografía detallada. Una serie de secciones topográficas realizadas con GPS diferencial en modo cinemático fueron utilizadas en el estudio de secuencias tanto de terrazas marinas como de cordones litorales de la parte norte de la Península Mejillones. Las terrazas marinas fueron labradas principalmente en el Morro Mejillones, encontrándose límites de terrazas (escarpes marinos) desde el nivel del mar actual hasta los 580 m s.n.m.a. Las terrazas más altas habrían sido labradas durante el Plioceno Superior (*c.a.* 3,3 Ma), mientras que las inferiores a los 446 m s.n.m.a lo habrían hecho principalmente durante el Pleistoceno Medio a Superior. En la Pampa Mejillones los depósitos litorales del Pleistoceno Medio alto (<0,5 Ma) alcanzan los 270 m s.n.m.a. En la pampa se han reconocido hasta 6 secuencias de cordones litorales, en algunos casos limitados por escarpes marinos. Las líneas de costa del Pleistoceno Superior son afectadas por grietas extensionales y fallas normales que han funcionado durante los últimos cientos de miles de año produciendo un arreglo morfoestructural de tipo horst y hemigraben que caracteriza a la parte norte de la península. Las tasas de alzamiento del Morro Mejillones (horst) varían entre 0,5 y 0,7 m/ka durante el último medio millón de años, mientras que las de la Pampa Mejillones son variable entre 0,2 y 0,5 m/ka, por el mismo período de tiempo. Responsable de este alzamiento diferenciado entre el morro y la pampa lo es la Falla Mejillones que tendría una velocidad vertical durante el último medio millón de años de 0,2 a 0,3 m/ka. Tanto el alzamiento como la deformación frágil ocurrirían conjuntamente durante la deformación continental que acompaña a un gran sismo de subducción. Las estructuras de la Península Mejillones son consideradas como potencialmente activas durante el período cosísmico.

Palabras claves: terrazas marinas, cordones litorales, ciclo glacial-interglacial, alzamiento, deformación frágil, ciclo sísmico, Península Mejillones, Andes Centrales.

Abstract

Marine terraces at Mejillones Peninsula. Seismotectonic implications for the northern coast of Chile. Pleistocene marine abrasion platforms formed by sea level changes induced by the glacial-interglacial oscillation in a tectonically active coast have been studied by means of a morphostructural analysis. Appropriate topo-sheets allow a good paleo-coast line height estimation and correlation. Both marine terrace as well as beach ridges sequences from northern Mejillones Peninsula were studied by means of a series of precise differential GPS profiles. The marine terraces were sculptured mostly around Morro Mejillones, where marine terrace cliffs are found from sea level up to 580 m. The highest terraces were cut during the Pliocene (ca. <3Ma) while those lower than 450 m may be Pleistocene in age.

Pleistocene beach deposits, up to six beach ridges sequences and some bounded by marine scarps, are found up to 250 m at Pampa Mejillones. These paleo-coast lines are cut by normal faults that locally control a horst and half-graben morphology.

During the last half million years the Morro Mejillones horst has been uplifted at a rate of 0.5 to 0.7 m/ka while, at the same time, uplift at Pampa Mejillones has been bracketed to 0.2 - 0.3 m/ka. This differential uplift rate is linked to the activity of the Mejillones Fault.

Key words: marine terraces, beach ridges, glacial-interglacial cycle, uplift rates, Mejillones Peninsula, Central Andes.

Introducción

Las variaciones relativas del nivel del mar, o sea, la modificación del volumen de agua en los océanos (cambios eustáticos) y/o el alzamiento o subsidencia del margen continental (cambios estructurales); son registradas a lo largo de la costa como consecuencia de la interacción entre el nivel del mar (geoide) y las rocas del margen continental. Las terrazas marinas del Pleistoceno-Holoceno constituyen parte de este registro y su estudio en margenes activo es fundamental para entender el estilo de deformación de la corteza continental y su relación con la tectónica de placas.

Las curvas de variación eustática del nivel del mar, basadas en el registro isotópico de los sedimentos de los fondos oceánicos, muestran que al menos durante el Pleistoceno Medio a Superior, aproximadamente los últimos 900 mil años, los períodos glaciales (lowstand stage, LS) e interglaciales (highstand stage, HS) se suceden cada *c.a.* 100 ka, alcanzando en promedio 100 m de diferencia entre un LS y HS (**Fig. 1**). Es lo que se conoce como la oscilación glacial-interglacial del nivel del mar durante el Pleistoceno Medio a Superior (Shackleton y Opdyke, 1973; Chappell y Shackleton, 1986; Shackleton, 1987; Ruddiman *et al.*, 1989; Shackleton *et al.*, 1990; Lambeck, *et al*. 2002). A partir de estas curvas se definieron los estadios isotópicos marinos (marine isotopic stages, MIS) donde se asignaron números pares a los períodos glaciales e impares a los interglaciales. En algunos casos los períodos interglaciales han podido ser divididos en sub-estadios interglaciales, indicados con letras, que corresponden a periodos discretos de alto y bajo nivel marino.

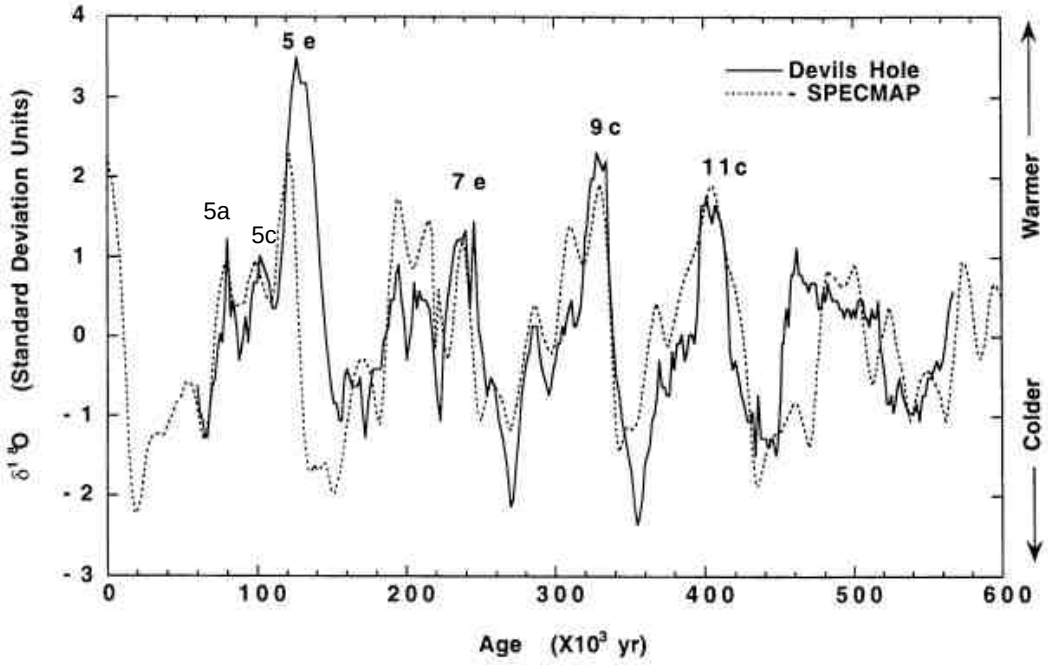


Fig. 1. Curva de variación de la concentración de δO18 durante los últimos 600 ka, que se correlaciona con la variación del nivel del mar. Las variaciones de este isótopo dependen de la cantidad de hielo que existe en la superficie de la tierra (periodos glaciales vs. interglaciales). Se señalan los estadios isotópicos marinos (MIS) 5, 7, 9 y 11, y los subestadios correspondientes al máximo interglacial, representados por las letras e o c según el caso (e.g. 5e, 7e, 9c y 11c) (Shackleton *et al.*, 1990).

Las curvas eustáticas muestran que el nivel del mar actual es similar o mayor al nivel alcanzado durante los anteriores HS registrados durante el Pleistoceno-Holoceno (**Fig. 1**). Sin embargo, se estima que durante el último interglacial el nivel eustático del mar habría alcanzado uno de sus niveles más altos durante el Pleistoceno, unos 5±3 m sobre el nivel del mar actual (s.n.m.a.) (*e.g.* Hanson *et al*., 1994; Zazo, 1999). De esta manera, las secuencias emergidas de terrazas marinas del Pleistoceno y Holoceno evidencian los movimientos verticales positivos que han experimentado los continentes a lo largo de la costa.

El estudio de las secuencias de terrazas marinas pleistocenas preservadas a lo largo del margen activo de América del Sur a permitido calcular las tasas de alzamiento de la zona costera durante los últimos cientos de miles de años (e.g. Ortlieb y Macharé, 1990; Goy *et al*., 1992; Zazo *et al*., 1994, Ota *et al*., 1995; Ortlieb *et al*., 1996a; Marquardt *et al*., 2004). Las mayores tasas de alzamiento calculadas alcanzan los 0,7 m/ka al sur de Perú donde se produce la subducción de la Dorsal de Nazca bajo la placa Sudamericana (Macharé y Ortlieb, 1992). En general las tazas de alzamiento son consideradas como rápidas cuando superan los 0,25 m/ka (Hanson *et al*., 1994).

Las secuencias de cordones litorales y terrazas marinas más completas y mejor preservadas de la costa hiperárida del norte de Chile se encuentran en la Península Mejillones (**Fig 2**). Aquí se registra una conspicua actividad neotectónica caracterizada además por la presencia de fallas normales y grietas extensionales que afectan a las unidades morfoestratigráficas del Pleistoceno (Okada, 1971; Armijo y Thiele, 1990; Hartley y Jolley, 1995; Niemeyer *et al*., 1996; Delouis *et al*., 1998; González *et al*., 2003).

La Península Mejillones se ubica en el borde occidental de la Cordillera de la Costa y representa una de las partes del ante-arco andino más próxima a la fosa. En su conjunto esta cordillera y península sería el resultado de la acción conjunta de procesos tectónicos y geomorfológicos activos que probablemente no han variado durante los últimos millones de años.

Las fuerzas tectónicas ligadas con los procesos de subducción Nazca-América del Sur, generan movimientos verticales que se traducen en el enterramiento y/o

exhumación de rocas a lo largo de la Cordillera de la Costa, aunque principalmente exhumación al menos hacia su borde occidental.

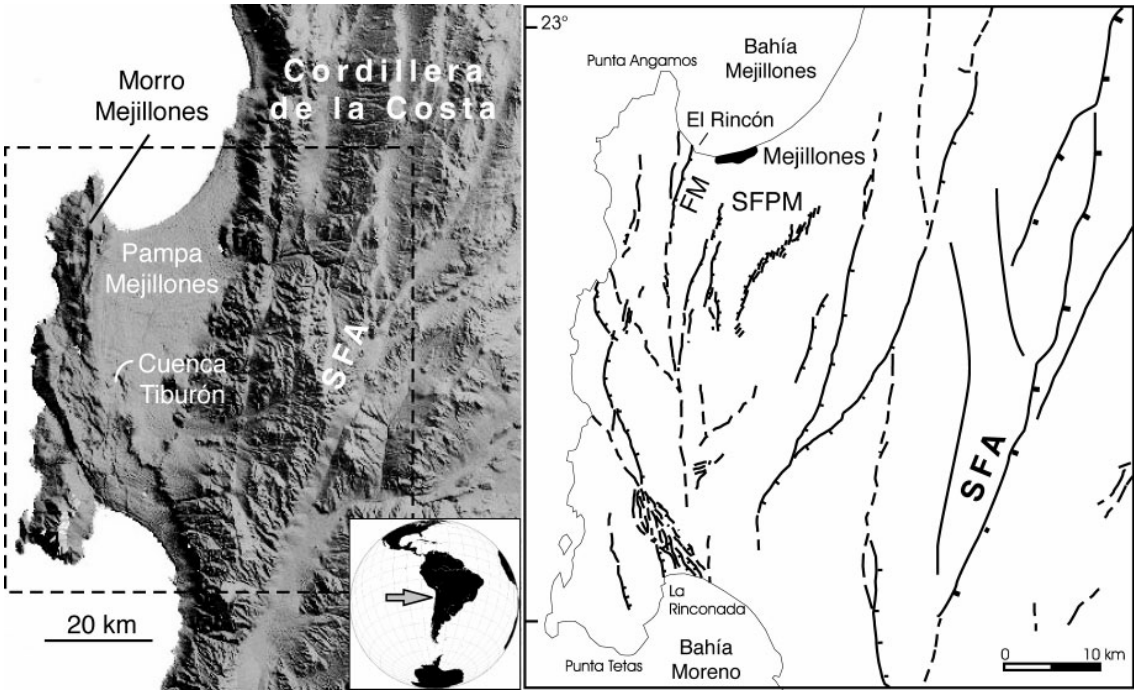


Fig. 2. Ubicación de la Península de Mejillones y de las fallas con actividad durante el Pleistoceno. SFA: Sistema de Fallas de Atacama. FM: Falla Mejillones. SFPM: Sistema de Fallas de la Pampa de Mejillones. DEM iluminado desde el NW y realizado con los datos SRTM de la NASA.

Los procesos geomorfológicos de erosión (principalmente los relacionados con precipitaciones y escurrimiento de aguas superficiales) modulados por las pendientes y las variaciones altimétricas producidas por el alzamiento y controlados por las fluctuaciones del clima y del nivel base, producen la incisión de estas rocas.

Si bien la Península Mejillones representa una anomalía a lo largo de la costa a lo largo de la costa de Chile, las estrechas planicies litorales ubicadas hacia el norte y sur de esta península y limitada hacia el este por el Gran Acantilado Costero, también están formadas por plataformas marinas emergidas tectónicamente (Ortlieb *et a*l., 1995; Paskoff, 1999; Marquardt *et al*, 2004).

Las terrazas marinas de la Península Mejillones agrupan dos categorías de rasgos morfológicos: las terrazas marinas s.s. (marine terraces, MT) y los cordones litorales (beach ridges, BR) (**Fig. 3**). Las terrazas s.s. consisten en plataformas marinas

ligeramente inclinadas hacia el mar, que pueden o no estar cubiertas por sedimentos, y que generalmente se encuentran limitadas internamente, tierra adentro, por acantilados marinos (antiguas líneas de costa) (**Fig. 3a**). Los cordones litorales son paleo-líneas de costa formadas por cuerpos sedimentarios alargados (barras de arenas y/o guijarros) que se depositan sobre las plataformas de abrasión marina (**Fig. 3b**).

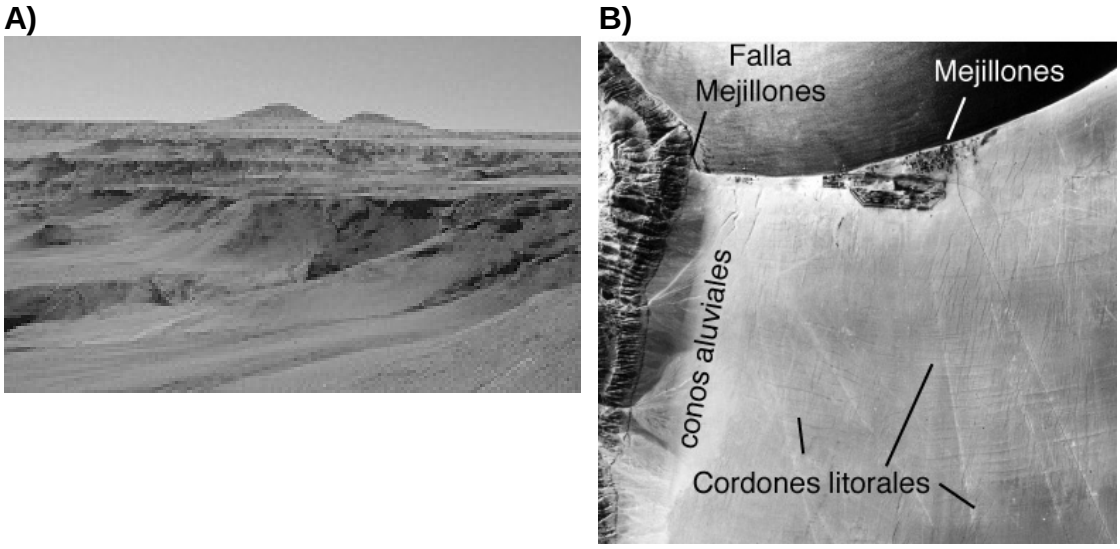


Fig. 3. (A) Foto de las terrazas marinas del Morro Mejillones (vista al noreste desde la costa oeste del morro). (B) Foto aérea de la serie de cordones litorales de la Pampa de Mejillones (año 1955).

Las plataformas de abrasión marina de la Península Mejillones se elaboraron sobre rocas metamórficas y plutónicas pre-cenozoicas de su morro y sobre sedimentos semi-consolidados de origen marino-litoral del Mioceno-Plioceno de su pampa (Ferraris y Di Biase, 1978; Niemeyer *et al*., 1996; Cortes *et al*., en prep.). Las terrazas de este morro se encuentran separadas de las de la pampa por la Falla Mejillones que define una morfoestructura de horst (morro) y hemigraben (pampa).

Los trabajos realizados en las terrazas marinas de la Península Mejillones proponen variadas interpretaciones crono-morfoestratigráficas a partir de las cuales se han calculado diferentes tasas de alzamiento (Herm, 1969; Okada, 1971; Ferraris y Di Biase, 1978; Armijo y Thiele, 1990; Ortlieb, 1993, 1995; Hartley y Jolley, 1995; Ortlieb *et al*., 1996b, 2003).

Los mecanismos tectónicos que operan a lo largo de la costa y producen el alzamiento regional y la deformación frágil, entre otras evidencias de deformación durante el Pleistoceno han sido relacionados con el ciclo sísmico de los terremotos de subducción, en especial con el período cosísmico (*e.g.* Delouis *et al*., 1998; González *et al*., 2003; Chlien *et al*., 2004; Vargas *et al*., 2005). Gran parte de esta neodeformación de la Cordillera de la Costa se produce por la reactivación de un sistema estructural heredado, en gran parte, de la actividad tectónica pre-cenozoica, conocido como el Sistema de Fallas de Atacama (*e.g.* Riquelme *et al*., 2003; González y Carrizo, 2003, 2005).

Este artículo tiene como objetivo caracterizar la morfología costera de la parte norte de la Península Mejillones y determinar las paleolineas de costa correlacionables con los últimos 4 máximos interglaciales para así poder estimar las tasas de alzamiento de la costa.

Además, se caracteriza la deformación tectónica que afecta a estas terrazas y se relacionan los diferentes parámetros de deformación con el ciclo sísmico de los terremotos de subducción.

Para medir con precisión los parámetros geomorfológicos de las terrazas se realizaron una serie de perfiles con GPS diferencial en modo cinemático.

Generación y degradación de terrazas marinas

Las variaciones eustáticas del nivel del mar durante el Pleistoceno permiten la elaboración de plataformas de abrasión marina (**Fig. 4a-d**). La magnitud de la abrasión marina en general depende principalmente de cuatro factores: (i) la tasa de variación del nivel del mar, (ii) la duración del alto (HS) o bajo (LS) nivel del mar, (iii) la energía erosiva del oleaje y (iv) la pendiente de la zona litoral (Anderson *et al*, 1999; Trenhaile, 2002). En los márgenes continentales activos se debe agregar a estos factores el alzamiento tectónico de la costa que permite la emersión de las plataformas y, de esta manera, la elaboración de secuencias de terrazas marinas (**Fig. 4e y f**).

En las costas emergentes, con tasas de alzamiento relativamente constantes, las terrazas marinas son formadas durante los HS. El número de terrazas de una secuencia de plataformas marinas emergidas depende principalmente de la tasa de erosión marina, la cual aumenta con el incremento de las tasas de alzamiento de la costa (Trenhaile, 2002).

La preservación de una terraza marina emergida depende de la magnitud del siguiente HS. En algunos casos la formación de una terraza joven puede obliterar completamente una o varias terrazas más antiguas. Por lo general el ancho de una terrazas depende de la tasa de transgresión del nivel del mar (TS) y de la duración del interglasial (HS) (*e.g.* Trenhaile, 2002; Ortlieb *et al*., 2003).

Una vez emergidas y preservadas, las terrazas marinas son afectadas por los agentes de meteorización y erosión que producen su degradación e incisión (**Fig. 4c y d**). Las tasas de erosión dependen principalmente tanto de las condiciones climáticas locales (principalmente las precipitaciones) como de las fluctuaciones del nivel mar.

En las costas áridas a semi-áridas de los Andes Centrales las terrazas marinas pleistocenas pueden reconocerse varios cientos de miles de años después de su formación y varias decenas de metros sobre el nivel del mar actual (*e.g.* Radtke, 1987, 1989; Ratusny y Radtke, 1988; Ortlieb y Macharé, 1990; Goy *et al*., 1992; Paskoff, 1999; Ota *et al*., 1995; Ortlieb *et al*., 2003).

Los sedimentos litorales que cubren las terrazas marinas incluyen una gran variedad de facies sedimentarias que se disponen en discordancia de erosión sobre el substrato de las plataformas de abrasión, superficie que constituye un límite de secuencia (sequence boundary, SB) (**Fig. 4a-d**). En algunas terrazas es posible distinguir depósitos litorales transgresivos (TST), de alto nivel marino (HS) y regresivos (FSST). Una vez emergidas las terrazas marinas pueden ser cubiertas por depósitos eólicos, coluviales y/o aluviales.

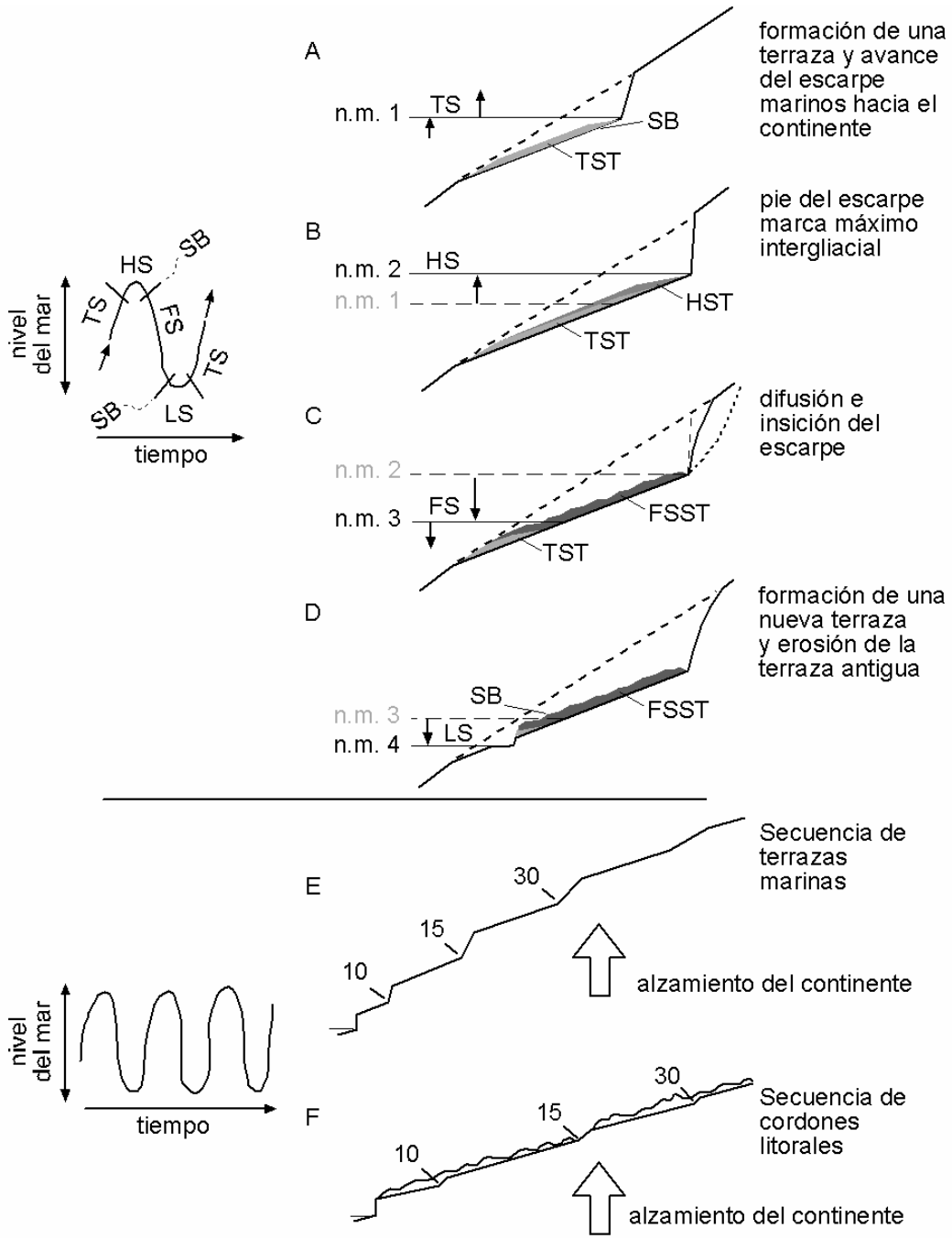


Fig. 4. Esquemas de elaboración de terrazas marinas y su relación con el ciclo glacial e interglacial. TS: transgressive stage. HS: highstand stage. FS: regressive or falling stage. LS: lowstand stage. SB: sequence boundary. Los primeros cuatro casos no involucran alzamiento del continente. (a) Subida del nivel del mar (TS) y formación de un sistema transgresivo (transgressive system tract, TST). (b) Periodo interglacial (HS), se deposita un sistema de alto nivel marino (highstand system tract, HST). (c) Caída del nivel del mar (FS), eventual retrabajo de los depósitos y depositación de un sistema regresivo (falling stage system tract, FSST). (d) Período glacial (LS), estabilización del nivel marino y formación de un nuevo escarpe. Alzamiento tectónico del continente y formación de una secuencia de 3 terrazas marinas sin secuencias de cordones litorales asociados (e) y con secuencias de cordones litorales asociados (f). Los números en las terrazas indican la altitud de la terraza (pie del escarpe que la limita internamente).

En las bahías protegidas donde domina un oleaje de moderada energía y donde hay una importante disponibilidad de sedimentos para ser removidos, se depositan sistemas de cordones litorales subparalelos a la costa (Storms *et al*., 2002). El oleaje dominante mueve la arena hacia la playa, la cual es removida por las olas de tormenta o tsunami hacia la parte alta de la playa generando un cordón litoral, el cual puede crecer por el aporte de arena eólica. Asociados con los cordones se pueden desarrollar también lagunas o canales de marea. Cada cordón corresponde a un complejo sistema de acumulación de sedimentos donde la programación, retrogradación o agradación de los cuerpos y facies sedimentarias sensibles a los siguientes parámetros: las tasas de variación del nivel del mar, disponibilidad de sedimentos, energía del oleaje, pendiente del substrato y distribución de los distintos tamaños de sedimentos (Storms *et al*., 2002).

Análisis morfoestructural

Cada terraza marina emergida se identifica por la altura sobre el nivel del mar actual que alcanza el pie del escarpe marino que la limita internamente (**Fig 4e**). En algunos casos cuando no existen escarpes que limitan internamente las terrazas se utilizan otros marcadores de paleo-líneas de costa que como lo veremos más adelante pueden corresponder a cordones litorales.

El pie de un escarpe marino representa el máximo avance alcanzado por el nivel del mar durante un período interglacial o durante un subestadio interglacial, aunque en algunos casos pueden estar asociados a fuertes alzamientos de la costa.

La identificación en terreno del lugar que marca el máximo avance del mar requiere de un buen entendimiento tanto de la relación entre la morfología de las playas y el nivel del mar actual, como de la degradación que sufren los escarpes luego de ser emergidos.

La altitud de una terraza marina junto con su asignación a un alto nivel marino, permiten calcular las tasas de alzamiento de la costa (e.g. Goy *et al*., 1992; Zazo *et al*., 1994, Ortlieb *et al*., 1996a; Marquardt *et al*., 2004).

Para determinar con mayor precisión la altura de las terrazas y cordones litorales del sector norte de la Península Mejillones (morro y pampa de Mejillone), se realizaron una serie de perfiles topográficos con la ayuda de un GPS diferencial en modo cinemático (**Fig. 5**). Este instrumento entregó valores con errores menores a 20 cm en la vertical y menores a 10 cm en la horizontal.

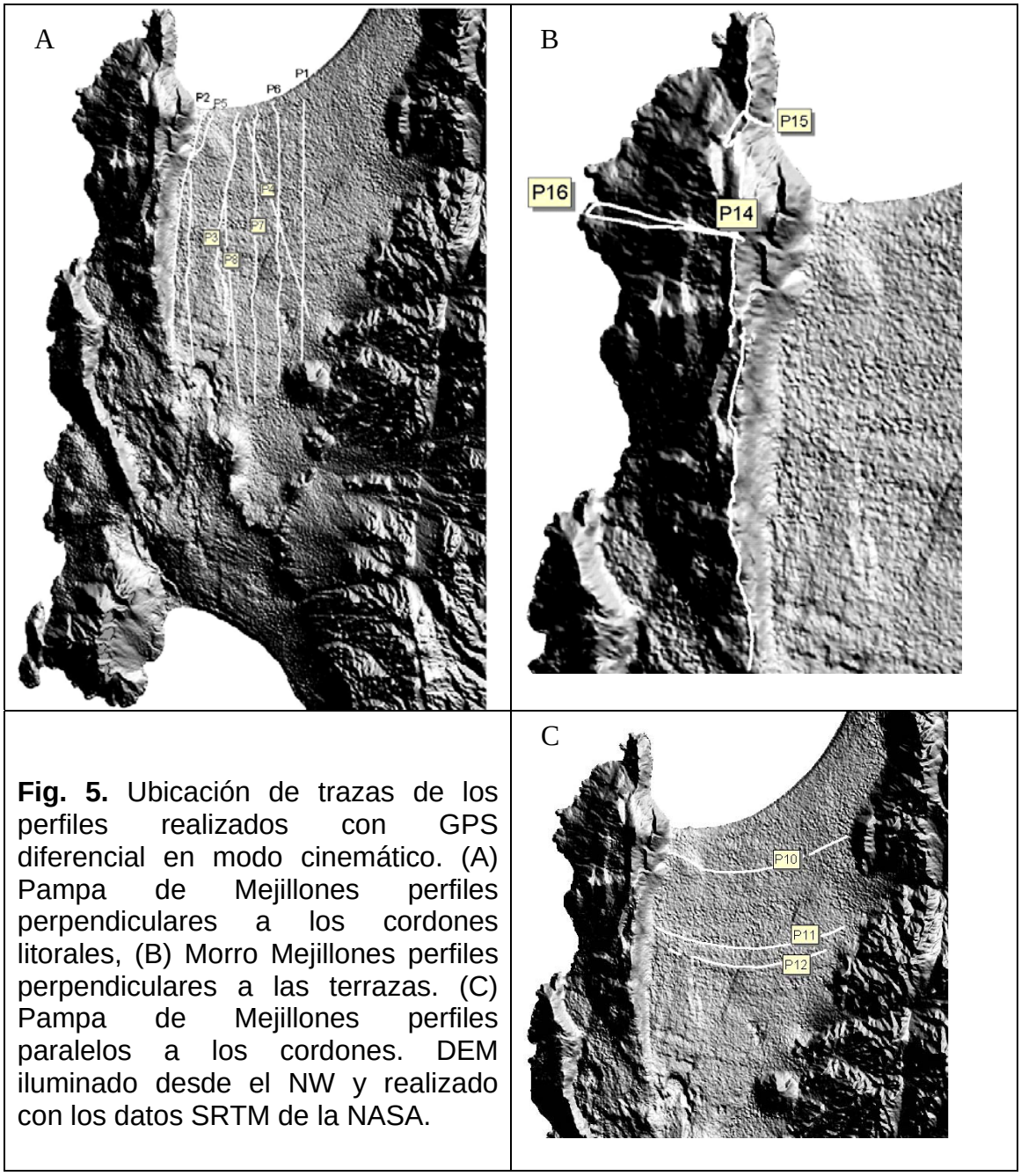


Fig. 5. Ubicación de trazas de los perfiles realizados con GPS diferencial en modo cinemático. (A) Pampa de Mejillones perfiles perpendiculares a los cordones litorales, (B) Morro Mejillones perfiles perpendiculares a las terrazas. (C) Pampa de Mejillones perfiles paralelos a los cordones. DEM iluminado desde el NW y realizado con los datos SRTM de la NASA.

Cuando no ha sido posible estimar en terreno la altura del pie de un escarpe marino emergido se calcula esta altura a partir de una sección perpendiculares al escarpe (**Fig. 6a**). La sección del escarpe presenta un perfil de degradación que depende del tiempo y de la tasa de erosión ya que se asume que en su origen éste era

subvertical. A partir de esta sección se determina la altura s.n.m.a. del punto resultante de la proyección vertical del punto medio del escarpe que generalmente coincide con la zona de mayor pendiente, sobre la línea también proyectada de la plataforma inferior (**Fig. 6c**).

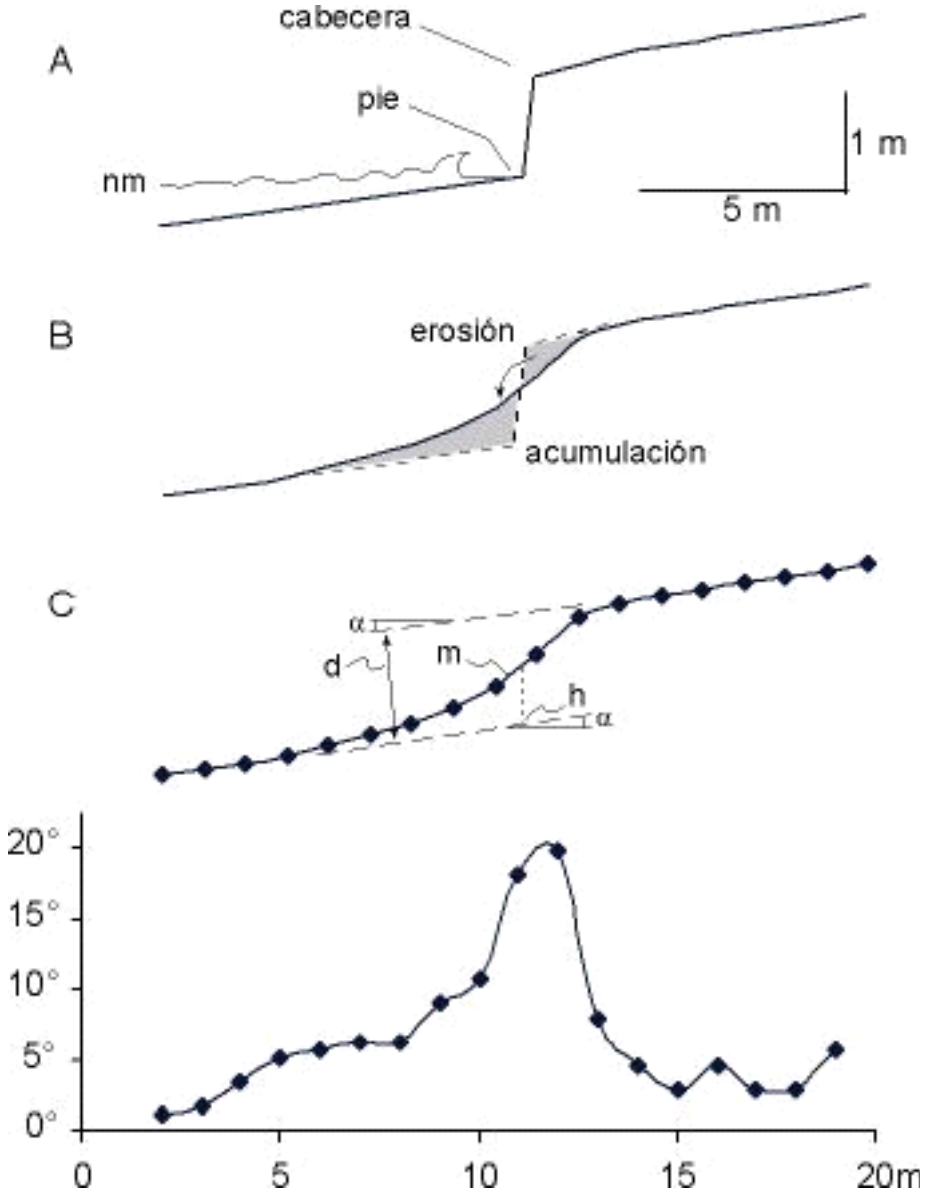


Fig. 6. Perfiles perpendiculares a un escarpe. (a) Situación inicial durante la elaboración de la terraza. Se indica cabecera y pie de escarpe marino con talud subvertical. El pie del escarpe indica el máximo avance del mar hacia el continente. (b) Terraza emergida y degradación del escarpe inicial. Se produce erosión hacia la cabecera del escarpe y acumulación de sedimentos hacia su pie. (c) Arriba: perfil de escarpe con puntos de control de altura, abajo: perfil de pendientes del mismo escarpe junto con los puntos de control. Pendiente de la terraza (α), altura del escarpe (d), punto medio del escarpe (m) que coincide con la zona de mayor pendiente, y punto de proyección (h) cercano al pie del escarpe inicial.

En el caso de las terrazas marinas cubiertas por secuencias de cordones litorales, no siempre es posible encontrar un escarpe marino asociado a un máximo interglacial.

En general los cordones litorales pueden depositarse al pie o sobre los paleo-acantilados marinos (**Fig. 4f**), luego del máximo avance interglacial e inmediatamente durante el inicio de su fase regresiva (*e.g.* Kern y Rockwell, 1992). De esta manera, cordones litorales de la misma edad de la terraza marina cubren el límite interno de la terraza impidiendo determinar con precisión su altura. En estos casos se calcula la altura promedio del pie externo del cordón, costado dirigido hacia el mar, que determina el límite de la terraza o el límite de la secuencia de cordones (**Fig. 7**).

Los perfiles P1 al P8, realizados en la Pampa Mejillones (**Fig. 5**), son utilizados para estudiar las secuencias de cordones litorales (**Anexo 1**). Estos perfiles tienen una dirección aproximada N-S perpendicular a los cordones y escarpes.

Los perfiles P10 al P11, realizados en la Pampa Mejillones (**Fig. 5**), tienen una dirección aproximada E-W y son sub-paralelos a los cordones litorales (**Anexo 2**).

Los perfiles P14 al P15, realizados en el Morro Mejillones (**Fig. 5**), son utilizados para caracterizar las secuencias de terrazas marinas labradas tanto en su borde occidental como oriental (**Anexo 3**).

Para determinar la ubicación de los límites internos de las terrazas y calcular su altitud, se transforman los perfiles topográficos en perfiles de pendientes. Un escarpe esta determinado por el abrupto cambio en la pendiente del perfil (**Fig 6**). La altura de un escarpe está dada por la diferencia de altura entre las dos superficies separadas. Generalmente los escapes marinos son formados durante un solo evento (mono escarpe). En el caso de escarpes de falla, pueden estar compuestos por varios eventos acumulados o por múltiples fallas (multi-escarpes), y de esta manera es posible determinar el número mínimo de rupturas producidas en su formación (*e.g.* Carretier *et al*., 2002a, b; González y Carrizo, 2003, 2005).

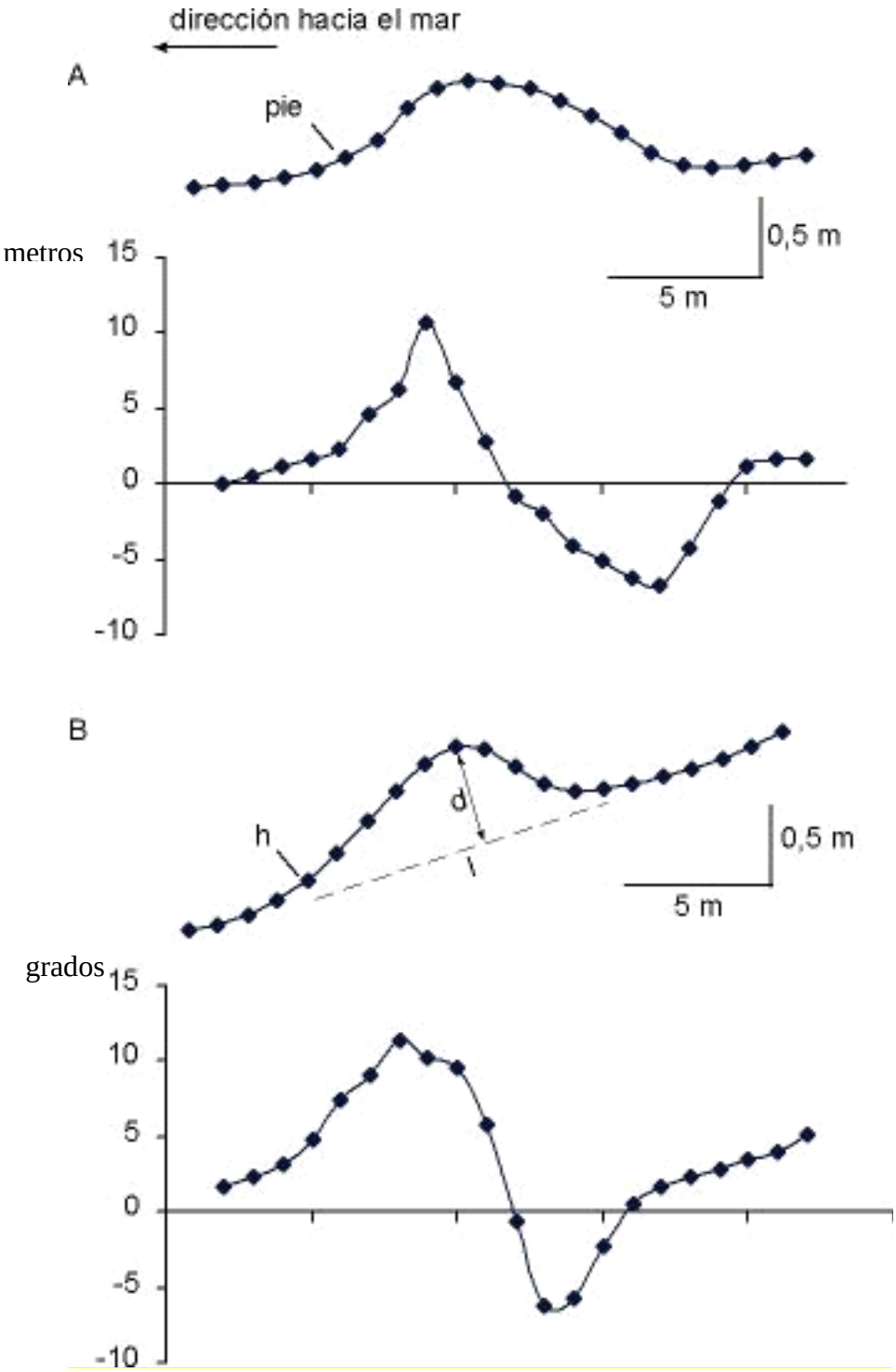


Fig. 7. Perfiles topográficos y de pendientes perpendiculares a un cordón litoral (BR: beach ridge). Casos de terrazas con (A) pendiente suave, <1°, y (B) de pendiente fuerte, <5°. Se muestran puntos de control de altura, pie (h), largo (l) y alto (d) del cordón.

Los cordones litorales están determinados por marcadas pendientes positivas seguidas por pendientes negativas (**Fig 7**). El ancho de un cordón está determinado por la distancia entre los puntos de inflexión de las crestas inferiores que separan un cordón. El alto de un cordón esta dado por la amplitud total de una cresta superior con respecto a una línea de base determinada por los puntos de inflexión de las crestas inferiores que separan a los cordones.

Cordones de la Pampa Mejillones

La Pampa Mejillones, ubicada en la parte norte del istmo de la Península Mejillones, se encuentra en gran parte cubierta por cordones litorales Pleistocenos de tipo regresivos que son sub-paralelos a la línea de costa actual (Herm, 1969; Ortlieb, 1993, 1995; Ortlieb *et al*., 1996b, 2003). La superficie de la pampa se inclina ligeramente hacia el norte hasta llegar al mar donde un acantilado marino separa la playa de la secuencia de cordones litorales emergida. Hacia el sur los depósitos pleistocenos de la pampa alcanzan una altura máxima de aproximadamente 275 m s.n.m.a. (**Tabla 1**). Aquí, los remanentes más antiguos de la secuencia de cordones han sido erosionados por la acción conjunta del viento y del agua de lluvia, que ha generado cuencas endorreicas de origen hidro-eólica, como lo es la 'Cuenca Tiburón' (**Fig. 2**). Más al sur de esta cuenca, el istmo de la península esta constituida por una nueva pampa llamada "Pampa Aeropuerto" donde también se preserva una completa secuencia de cordones litorales del Pleistoceno Medio (Ortlieb, 1995; Ortlieb *et al*., 2003). Hacia el oeste la pampa está limitada por la Falla Mejillones que la separa del Morro Mejillones, y hacia el este por una sinuosa línea marcada por los pies de la Cordillera de la Costa donde se depositan secuencias de conos aluviales.

Los sedimentos depósitados bajo los cordones y sobre la plataforma de abrasión (limite de secuencia) están constituidos por bolones y guijarros esféricos a planos imbricados hacia el continente e intercalados con arenas laminadas de granos gruesos a medios, con contenido variable de fauna fósil principalmente moluscos, depositados probablemente durante períodos de transgresión marina (TS). Sobre estos depósitos se reconocen sedimentos de playa que forman gran parte de los cordones y que están constituidos principalmente por arenas con estratificación cruzada que en ocasiones rellenan pequeños canales de marea que mantean suavemente hacia el mar y que contienen pequeños guijarros matriz-soportados. Los

sedimentos de la parte superior de un cordón generalmente están formados por arenas finas a medias con una buena madurez textural, en parte de origen litoral distal con estratificación laminar y, en otras, de origen eólico con estratificación cruzada. Algunos cordones contienen sedimentos finos cerca de su base en el lado interno que da hacia el continente, los cuales probablemente han sido depositados en lagunas protegidas por el cordón, lo cual ocurre frecuentemente en costas con plataformas de baja pendiente.

Tabla 1. Fósiles

Ubicacion (localidad, coordenadas UTM y cota aproximada)	Morro Mejillones 344099E 7447684N +390 m	Pampa Mejillones 349630E 7418392N +275 m
Pleistoceno	I	I
Plioceno		
Mioceno		
Muestras PMC-	21.3	22.3
GASTROPODOS		
Calyptraea (Trochita) sp. espira alta	A	
Concholepas concholepas	P	A
Crassilabrum crassilabrum	A	A
Crepidula spp.	P	
Fissurella spp.	P	P
Acantina crassilabrum	P?	
Priene cf. scabrm	P	
Siphonaria cf. lessoni		
Tegula atra	P	P
Testallium cf. escalonia	P	
PELECIPODOS		
Argopecten purpuratus		P
Glycymeris ovatus		P
Protothaca thaca		P

A: abundante, P: presente

Los cordones poseen contenidos variables de fauna fósil principalmente moluscos. Las asociaciones de faunas contienen *Concholepas concholepas* y *Argopecten purpuratus*, entre otras especies, las cuales son características del Pleistoceno (Herm, 1969; Ortlieb y Guzmán, 1994; Ortlieb, 1995; Guzmán *et al*., 2000). Algunos cordones ubicados entre los 140 m y 200 m s.n.m. contienen un conjunto de fauna de carácter cálido (*e.g. Trachycardium procerum*) la cual ha sido asignada al MIS 11 (Ortlieb, 1995; Ortlieb *et al*, 1996c, 1997, 2003). Estudios geocronológicos realizados en el área de la Península Mejillones permiten identificar los depósitos litorales

formados durante los MIS 5, 7 y 9 (Ratusny y Radtke, 1988; Radtke, 1989; Ortlieb, 1995; Ortlieb *et al*., 1996a, b).

Si bien en Pampa Mejillones se han logrado proponer secuencias de cordones correlacionables con los últimos 4 periodos interglaciales, los límites de estas secuencias no han podido ser bien establecidos.

Sólo el acantilado marino desarrollado a lo largo de la Bahía Mejillones y los identificables en el sector de 'El Rincón' (**Fig. 2**), representan escarpes de fácil identificación en terreno.

A partir del análisis de los perfiles topográficos de la Pampa Mejillones (**anexo 1**), no solo es posible caracterizar las secuencias de cordones litorales si no que también se puede detectar la presencia de escarpes.

Como resultado se obtienen que el alto de los cordones oscila entre 0,5 y 5 m, segun una line de referencia que une las superficies bajas que separan a los cordones (**Fig 8**), y su ancho entre 160 y 570 m (**Fig. 9**). Estos parámetros son relativamente similares a lo largo de la pampa y no permiten hacer una agrupación de secuencias de cordones que sea característica de un período interglacial.

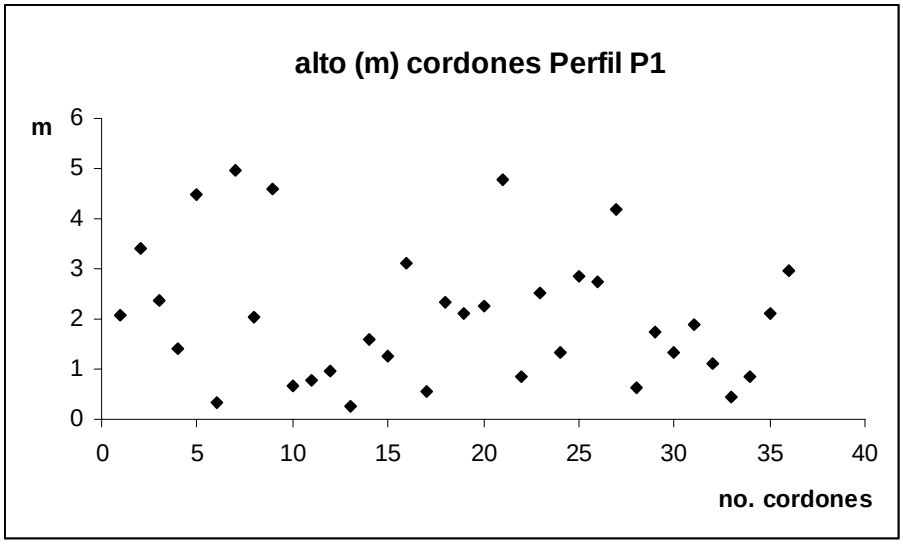


Fig. 8. Alto de cordones. Se considera una línea base para calcular el alto que une los puntos bajos ubicados entre cada cordón.

El análisis de los perfiles de pendiente permite identificar la presencia de algunos escarpes marinos a lo largo de la pampa (**anexo 1**), los cuales se caracterizan por

tener una baja pendiente, entre 1 y 3°, y alturas variables entre 1 y 3 m aun que excepcionalmente pueden llegar a alcanzar los 5 m (**Fig 10**). En algunos casos estos escarpes pueden asignarse a máximos interglaciales, en otros pueden estar asociados con el límite de un sistema de lagunas desarrollado detrás de un cordón. Estos escarpes parecieran tener un alto grado de degradación por difusión en comparación al acantilado que se desarrollado a lo largo de la playa actual.

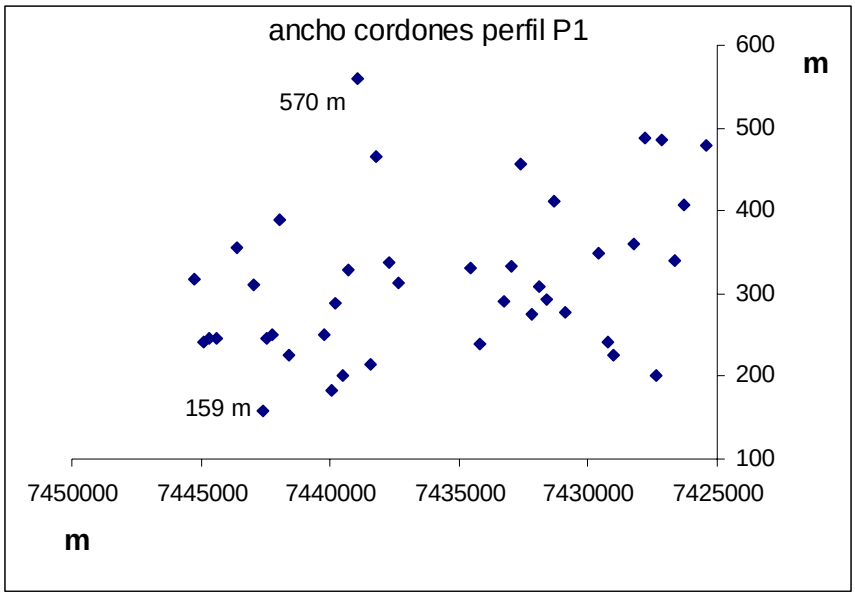


Fig. 9. Ancho de cordones

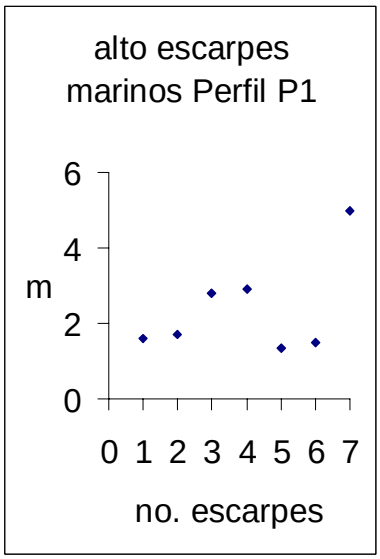


Fig. 10. alto escarpes

El acantilado que limita la playa a lo largo de la Bahía Mejillones probablemente fue formado durante el máximo nivel marino del Holoceno, propuesto por algunos autores para hace *c.a.* 6 ka (Gallup *et al*., 1994; Bezerra *et al*., 1998), lo cual coincide con los resultados geocronológicos y morfológicos de Radtke (1987) y

Vargas *et al*. (2005). Este acantilado tiene una pendiente fuerte en algunos casos cercana a la vertical y alcanza hasta 10 m de altura. Su pie tiene una altitud variable que va desde 1 m s.n.m.a. en el sector occidental de la bahía, sector de El Rincón, hasta 3 m s.n.m.a. en su parte oriental, al este del puerto de Mejillones (**Fig. 2**).

Los tres acantilados marinos preservados en el sector de 'El Rincón' cuyos pies se ubican a 14-16, 24-26 y 40-42 m s.n.m.a.; evidencian la rápida degradación que pueden tener los escarpes de la pampa. Estos escarpes se encuentran cortados por quebradas y presentan una importante difusión en comparación al escarpe Holoceno. Lateralmente estos escarpes se atenúan hacia el este y continúan como cordones litorales.

Para determinar si los escarpes detectados en los perfiles o si alguno de los cordones de la secuencia corresponde a un límite interno de terraza (máximo interglacial) se integró el análisis de fotos aéreas con las interpretaciones realizadas en trabajos anteriores (e.g. Herm, 1969; Armijo y Thiele, 1990; Ortlieb, 1995; Ortlieb *et al*., 1996b, 2003). Estos autores proponen la ubicación aproximada de estos límites y, además, dan cuenta de las posibles tasas de alzamiento. Los resultados obtenidos indican que la parte norte de la península se levanta a tasas mayores de las calculadas en su parte sur (Pampa Aeropuerto) que son del orden de 0,15 m/ka para los últimos 330 ka (Ortlieb, 1995), y cercanas o mayores a las estimadas en el área de Hornitos, inmediatamente al norte de la península y que son del orden de 0,25 m/ka para el mismo periodo de tiempo (Ortlieb *et al*., 1996a). La presencia de cordones asignados al MIS 11 a altitudes de hasta 200 m permite inferir que la parte sur y más alta de la Pampa Mejillones se alza con una tasa del orden de los 0,4 m/ka.

En el análisis consideramos la deformación que presenta la Pampa Mejillones. En primer lugar esta superficie que posee una pendiente 0,5 a 1º hacia el norte probablemente equivalente a la gradiente original de la plataforma de abrasión, se encuentra afectada por el Sistema de Fallas de la Pampa Mejillones (SFPM) de rumbo norte-sur a noreste-suroeste que desplaza las superficies por lo menos 25 m (**Fig. 2**). Por otro lado, los perfiles longitudinales a los cordones litorales muestran que además esta superficie tiene una pendiente del orden de 0,25º hacia el oeste, equivalente a 10 m de desnivel en 500 m, la cual se encuentra relacionado con un basculamiento debido a la actividad de la Falla Mejillones y del SFPM (**anexo 2**).

Los límites de secuencia de cordones litorales que se proponen son indicados en la **Fig. 11** y las alturas correspondientes se indican en la **tabla 2**. A partir de esta tabla se determina que las tasas de alzamiento de las zonas de cabecera y borde oriental de la pampa son del orden de 0,4-0,5 m/ka, mientras que en la zona nor-occidental y entre el SFPM las tasas son del orden de 0,25-0,4 m/ka (**Fig. 13**).

		MIS:	11	9	7	5e	5c	5a	1
	perfiles	ka:	430+/-30	330+/-10	210+/-10	125+/-5	100,5+/-5	83,3+/-3	6+/-2
Pampa Mejillones	P1		205*	160	83	60	43	-	3,6*
	P6		200*	154	77	54	36	21	3,5*
	P4		-	161	76	40	-	-	-
	P7		183*	157	73	42	26	16	2,8*
	P8		200*	144	66	34	24	16	2,5*
	P3		-	-	65	34	26	-	-
	P5		-	109	58	42	-	15*	-
	P2		-	138	66	40	24	14	1
Morro Mejillones	P16A		282	200	124	72	46	39	x
	P16B		280	200	123	69	38	32	x
	P15		293	215	134	77	44	31	4,5
	P14 norte		293	217	-	-	-	-	-
	P14 sur		245	-	-	-	-	-	-

Tabla 2. Alturas (m) con respecto al nivel del mar actual propuestas para los límites de máximos interglaciales durante los últimos 430 ka. El error de estos valores es de 1 a 0,5 m. Con * se señalan las alturas medidas con altímetro barométrico (1 m de error), el resto de las alturas son calculadas de los perfiles GPS (20 cm de error).

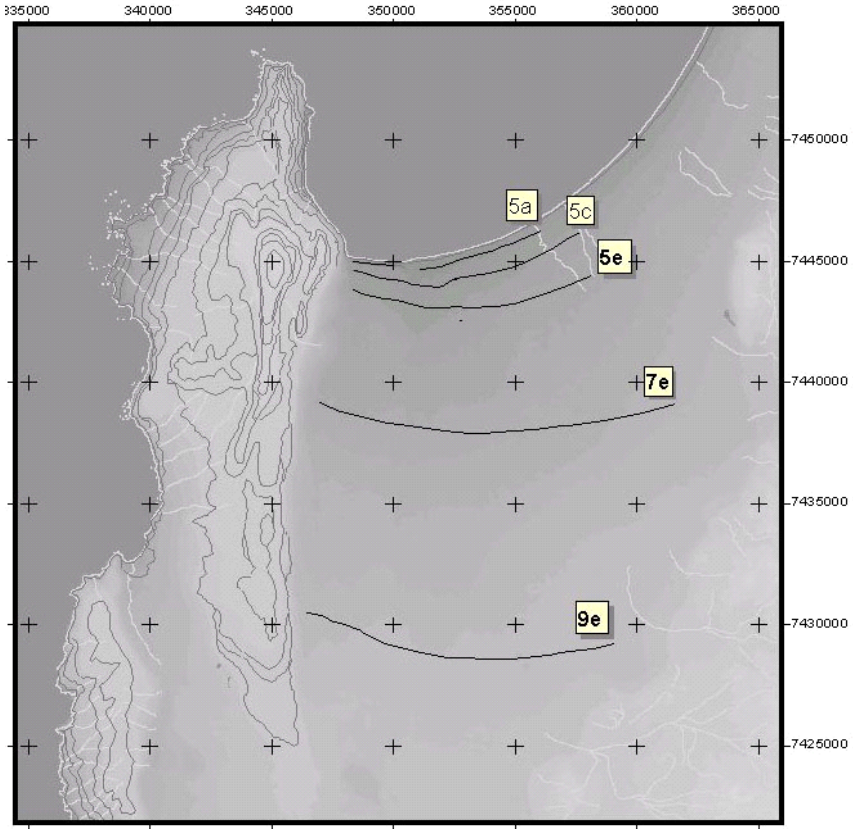


Fig. 11. Paleolineas de costa de la Pampa de Mejillones. Se indican los MIS correspondientes con cada límite de terraza. En líneas grises se muestran los escarpes marinos del Morro Mejillones. En gris claro se indica la red de drenaje.

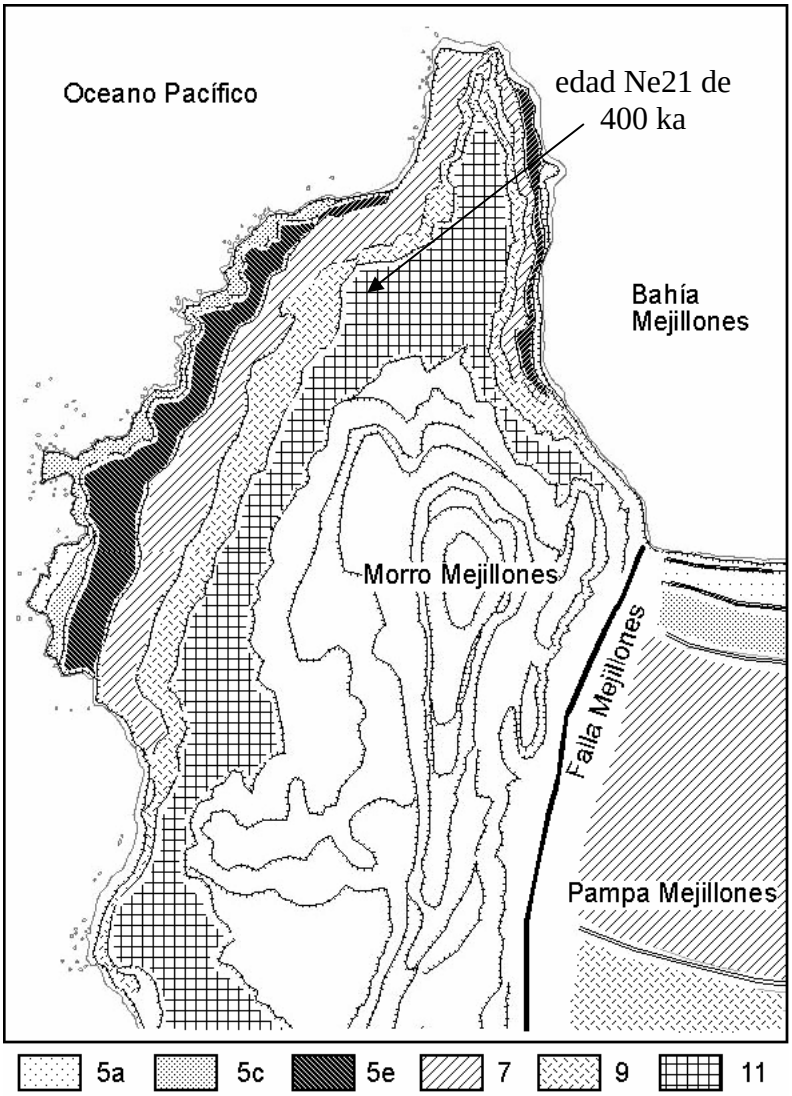
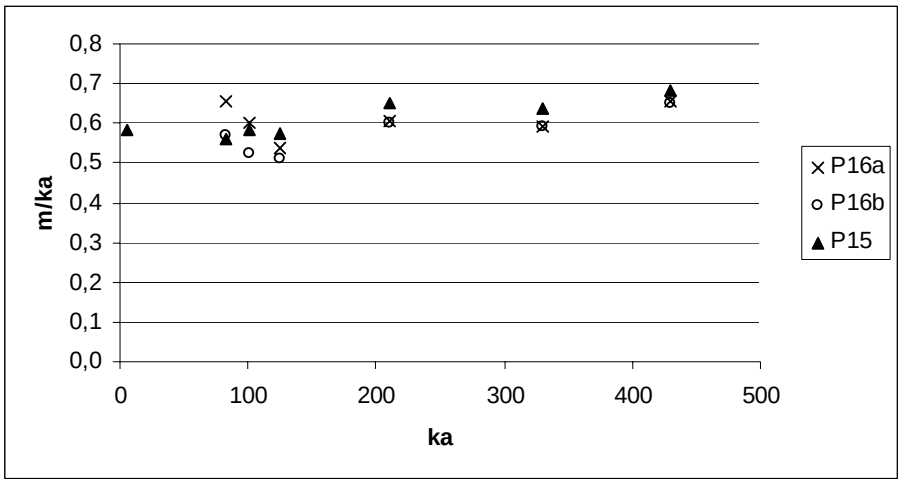


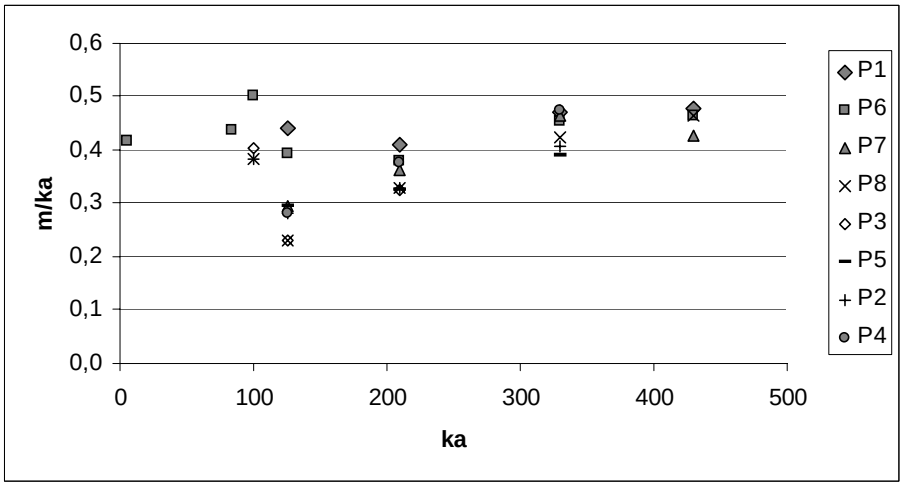
Fig. 12. Paleolineas de costa (escarpes) del Morro Mejillones y sus correlaciones con los MIS 11, 9, 7 y los sub-estadios 5e, 5c, 5a. Las terrazas del Plioceno y del Pleistoceno Inferior a Medio (>400 ka), son indicadas en blanco (ver anexo 3 para más detalles). Edad de exposición Ne^{21} de c.a. 400 ka fue obtenida por G. González (com. oral).

Las terrazas que contienen a las secuencias de cordones definidas anteriormente, son anchas con valores que van de los 1,5 a los 9 km (**Fig. 14**) y de baja pendiente entre 0,25 y 0,55° (**Fig. 15**). Estas son características que normalmente se desarrollan en terrazas marinas formadas durante los ciclos glaciales amplios del Pleistoceno medio a superior a lo largo de costas donde las olas son atenuadas por una plataforma de baja pendiente (Trenhaile, 2002). La disminución que se observa en el ancho de las plataformas con el tiempo (**Fig. 14**), tienen estrecha relación con la actividad de la Falla Mejillones y del SFPM. Muestra de esta relación se observa con la terraza asignada al MIS 5 que en los perfiles cercanos a las fallas su ancho disminuye considerablemente.

A) Morro Mejillones:



B) Pampa Mejillones:



C) Sección entre el morro y la pampa:

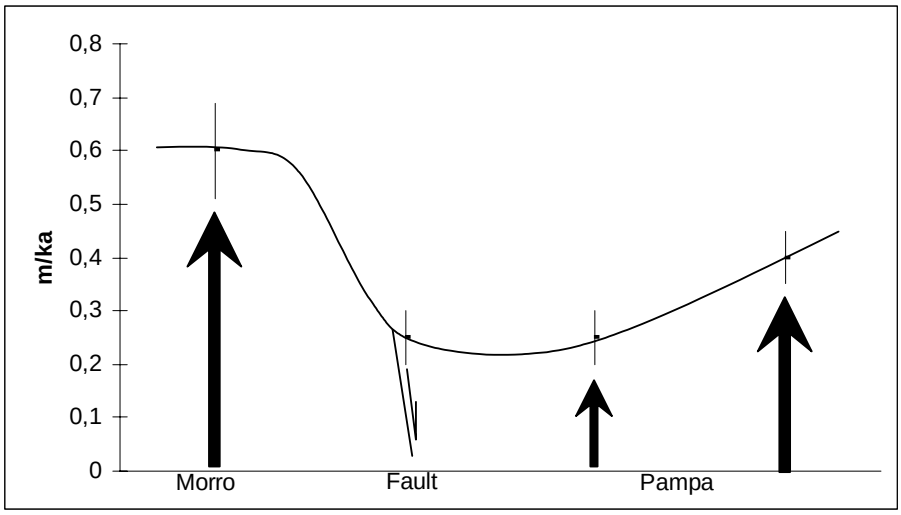


Fig. 13. Tasas de alzamiento del último medio millón de años calculadas para el morro (A) y la pampa (B) Mejillones. En C se indica en perfil este-oeste las tasas de alzamiento promedio del morro y la pampa y se interpola para este mismo periodo la velocidad calculada para la Falla Mejillones. Las barras de error son <0,1 m/ka.

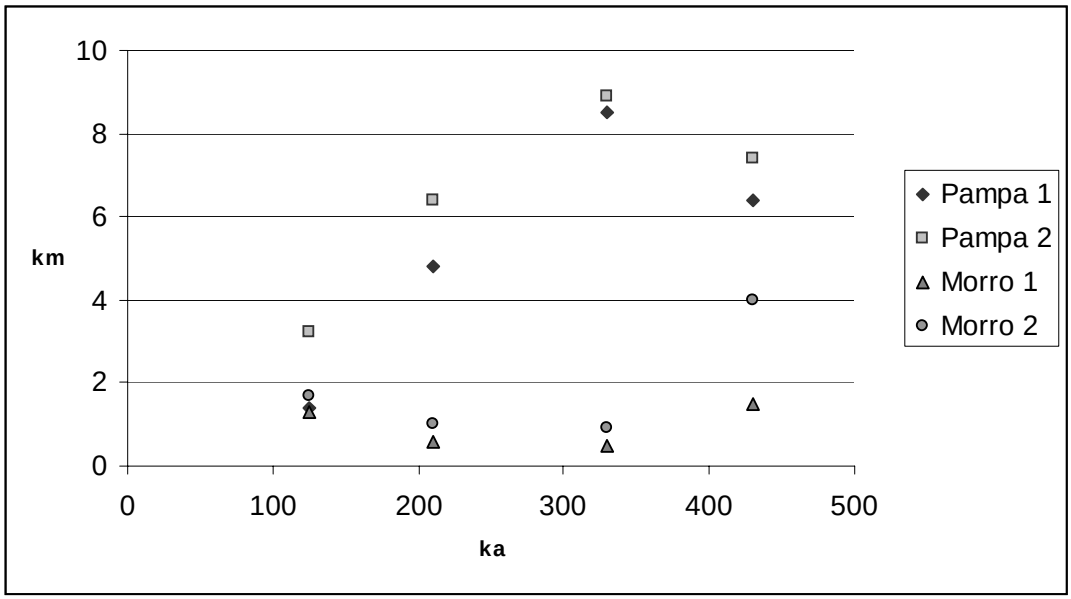


Fig. 14. Ancho de las plataformas asignadas a los últimos 4 interglaciales. Pampa 1 agrupa las medidas realizadas en la Pampa Mejillones cercanas a la Falla Mejillones y Pampa 2 cercanas a la Cordillera de la Costa. El ancho de la plataforma del MIS 11 en la pampa es sólo mínimo. Morro 1 y 2 son medidas realizada en el borde occidental del Morro Mejillones. El máxima ancho de las terrazas asignadas al MIS 11 se midió en el sector de Punta Angamos (extremo norte del morro).

Terrazas del Morro Mejillones

El Morro Mejillones, de 630 m de altitud, presenta la secuencia de terrazas de abrasión marina más completa de la Península Mejillones, las cuales tienen un conspicuo basculamiento hacia el sur (Okada, 1971; Armijo y Thiele, 1990). Aquí se distinguen al menos 14 terrazas, encontrándose la más alta a 575 m s.n.m.a (**Fig. 11**, **Anexo 3**).

Estas plataformas presentan escasos remanentes de depósitos litorales predominando la presencia de depósitos aluviales y coluviales. Estas superficies son sometidas a una fuerte deflación y erosión por escorrentías superficiales de aguas de lluvia. La erosión por escorrentia superficial de aguas de lluvia ha formado una red de drenaje con un gran potencial de ser estudiada ya que esta red es independiente de la Cordillera de la Costa y, por lo tanto, constituye un registro

directo de los procesos producidos localmente en condiciones de hiper-aridez durante al menos, como veremos más adelante, los últimos 3 millones de años.

Tres perfiles fueron realizados en este morro (**Fig. 5**), uno en su flanco occidental, otro en su parte oriental y un tercero dispuesto en dirección NS, cortando las terrazas más altas (**Anexo 3**).

El conjunto de terrazas es dividido en las plataformas altas y las bajas, las cuales se encuentran separadas por un gran acantilado de más de 100 m de alto.

Las terrazas altas se ubican sobre los 350 m s.n.m.a., donde se reconocen al menos 7 plataformas de abrasión (**Fig. 11 y 12**). Aquí, se han encontrado dos localidades con depósitos litorales que contienen asociaciones faunísticas consideradas como del Pleistoceno, una a 390 m s.n.m.a. en el lado occidental del morro (**Tabla 1**) y otra en su lado oriental a 440 m s.n.m.a. (Ortlieb, 1995). Estos depósitos pueden estar genéticamente relacionados con las terrazas que se encuentran a 420 o 446 m s.n.m.a., respectivamente (**Anexo 3c**). Por otro lado un depósito de ceniza de caída de 0,5 m de espesor, ubicado a c.a. 570 m s.n.m.a., en la plataforma más alta de la península, está intercalado con depósitos aluviales a coluviales que engranan con depósitos de guano. Esta ceniza tienen una edad Ar/Ar en biotita de 3,26±0,16 Ma (Marquardt *et al.*, 2005).

El conjunto de terrazas bajas, formada por al menos 7 niveles, se caracterizan por poseer una plataforma, la más antigua de este grupo, limitada internamente por un gran escarpe marino que la separa de las terrazas altas. Debido a su ubicación morfoestratigráfica y a su amplio desarrollo tanto lateral como en su ancho, evidenciado principalmente en la parte norte del morro (**Fig. 12 y 14**), Ortlieb *et al*. (2003) consideran que esta terraza podría corresponder a la labrada durante el MIS 11 (de *c.a.* 430 ka). Esta asignación es consistente con la edad de exposición Ne^{21} de c.a. 400 ka obtenida en una beta de cuarzo que fue expuesta a la radiación cosmica durante la elaboración de esta terraza (G. González, com. oral).

De esta manera, las terrazas ubicadas a menor altura que la anterior habrían sido labradas durante los últimos 3 interglaciales.

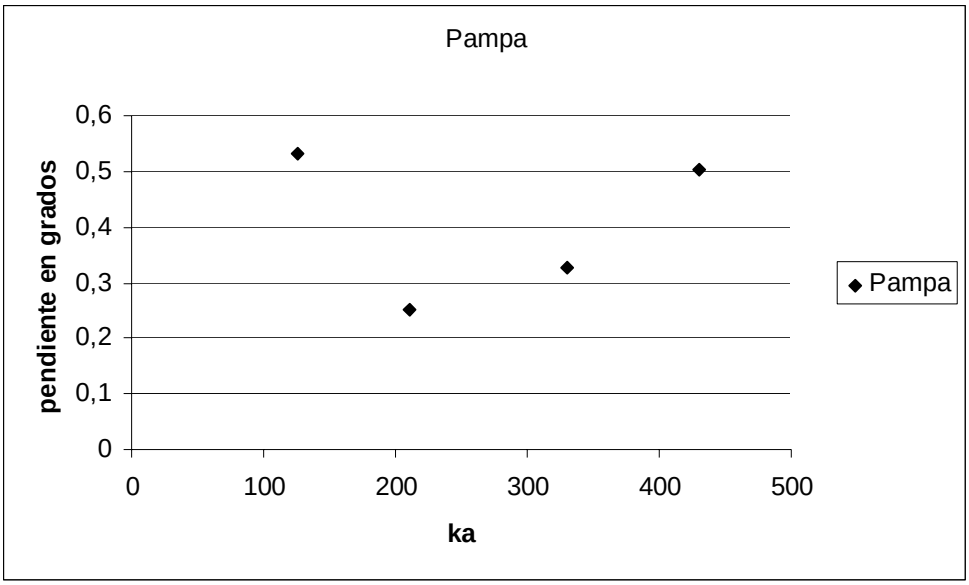
La altitud del escarpe que representa el máximo avance del mar durante el MIS 11 alcanza los 293 m s.n.m.a. en la parte norte del morro, hasta los 245 en su parte sur (**Anexo 3**). Esta variación en la altura de la terraza es testimonio del basculamiento hacia el sur que presentan las terrazas del morro. A partir de estas alturas es posible calcula una tasa de alzamiento para los últimos 430 ka de 0,68±0,05 m/ka para la parte norte del morro y de 0,57±0,05 m/ka para su parte sur.

La identificación de los escarpes marinos asignados a los últimos 3 interglaciales se realizó a partir del análisis de los perfiles topográficos y de considerar las tasas de alzamiento calculadas para los últimos 430 ka como relativamente constantes. Las alturas de los límites de terrazas propuestos (**Fig. 12**), son indicadas en la **Tabla 2**.

A partir de la identificación de las terrazas asignadas a los últimos 4 interglaciales se calculo su ancho máximo de 2 km y en el caso del las terrazas asignadas al MIS 5 estas fueron completamente erosionadas en la parte norte de la terraza (**Fig. 14**). La pendiente de estas terrazas es relativamente alta con valores entre 2,5 y 6,5° (**Fig. 15**).

A diferencia de la zona costera de la Pampa Mejillones donde se desarrolla acantilado Holoceno, la costa occidental del morro tiene un acantilado activo de unos 5 a 10 m de alto que las olas del mar hacen retroceder. A diferencia de lo que ocurre en el sector occidental del morro su parte oriental que se expone hacia la Bahía Mejillones, posee una playa limitada internamente por un escarpe cuyo pie se encuentra a 4 m s.n.m.a., similar al de la pampa, y que por lo tanto lo interpretamos como formado durante el alto nivel del Holoceno. Esta diferencia entre el lado occidental y oriental del morro muestra las diferentes tasas de erosión costera producida por el oleaje. La mayor tasa de erosión por el oleaje es más intensa en la parte nor-occidental del morro (Punta Angamos), donde el retroceso del acantilado activo ha erosionado completamente las plataformas asignadas al MIS 5 (**Fig. 12**), formando un escarpe que supera los 30 m de alto. El hecho de que el ancho de las plataformas asignadas al MIS 11 sea mayor a la de los posteriores interglaciales, sobretodo en la parte norte del morro (**Fig. 14**), es indicador de la mayor duración de este interglacial.

A) Pampa Mejillones, Perfil P1



B) Morro Mejillones, Perfil P16b, v/s Pampa, Perfil P1

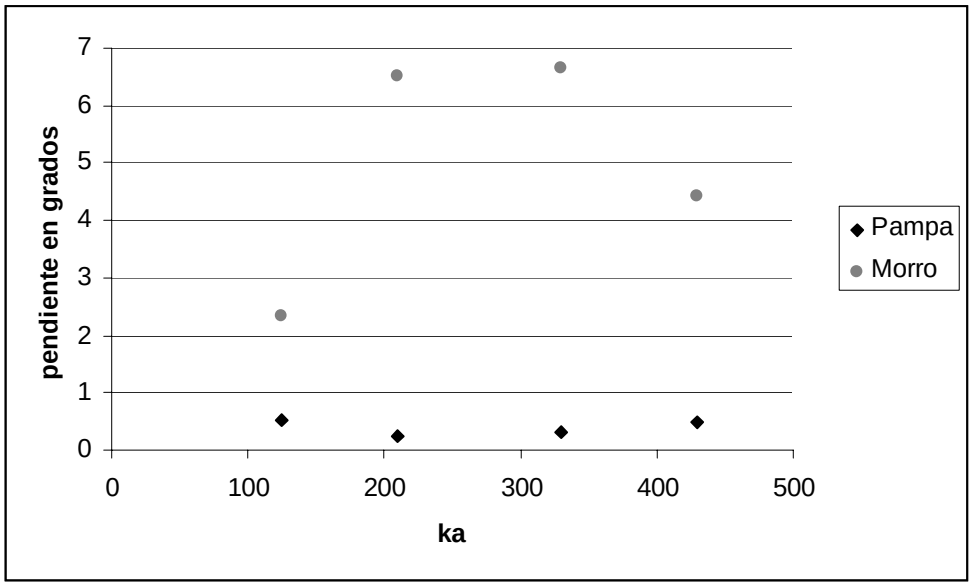


Fig. 15. Pendiente de las plataformas marinas según su asignación al MIS correspondiente. (A) Pampa Mejillones, Perfil P1, (B) Morro Mejillones, Perfil 16b, junto con los valores de la pampa, Perfil P1.

Análisis de la deformación frágil

Las secuencias de terrazas marinas pleistocenas además de evidenciar el alzamiento de la costa registran eventos de deformación frágil, fallas normales y grietas extensionales.

Una de las estructuras principales de la península es la Falla Mejillones. Esta falla de rumbo norte-sur presenta reactivaciones como falla normal durante el Pleistoceno y representa una de las principales estructuras que controla la morfología de horst y hemigraben que caracterizan la parte norte de la península.

El segmento norte de esta falla es reactivado durante el Pleistoceno Superior donde corta la superficie de conos aluviales que cubren a los cordones litorales asignados al último período interglacial. La mayor amplitud de los segmentos de falla ocurre en la parte norte del morro generando el efecto de una falla de tijera que se abre hacia el norte.

Mediante dataciones con isótopos cosmogénicos fue posible determinar la edad mínima de algunas de las superficies abandonadas de conos aluviales afectados por esta falla (Marquardt *et al*., 2003). Los resultados muestran que la falla presenta al menos dos movimientos que afecta a una superficie datada en *c.a.* 47 ka y otra en *c.a.* 26 ka, desplazándolas hasta 13 y 6 m respectivamente. Además, Vargas *et al.* (2005) estiman que el segmento norte de esta falla pudo haberse reactivado durante el Holoceno. A partir de estos resultados es posible determinar unas velocidades de movimiento de la falla de entre 0,2 y 0,3 m/ka durante los últimos 47 ka.

La diferencia entre las tasa de alzamiento del morro (0,5 a 0,7 m/ka) y la pampa (0,2 a 0,5 m/ka) pueden ser explicadas por la actividad de la Falla Mejillones, que tienen una velocidad (0,2 a 0,3 m/ka) tal que desacelera el alzamiento de la pampa. Como las tasas de alzamiento del morro y la pampa son una escala de 430 ka es posible que la Falla Mejillones tenga una velocidad constante durante los últimos 430 ka (**Fig. 13**).

El Sistema de Fallas de la Pampa Mejillones (SFPM), esta constituido por una serie de segmentos discretos de escarpes de fallas de rumbo norte-sur a nornoreste-susuroeste con caras expuesta tanto al este como al oeste, aun que predominan los

escarpes con caras hacia el centro de la península (**Fig. 2**). Los cordones litorales cortados por estas fallas no muestran desplazamientos en la horizontal, por lo que se interpreta un movimiento normal puro a lo largo de ellas. El análisis de los perfiles topográficos de detalle realizados en la pampa muestran que esta fallas desplazan las superficies hasta 40 m en la vertical. El análisis de perfiles de pendiente realizados a partir de los perfiles topográficos perpendiculares a los escarpes muestra que los escarpes de falla están compuestos por escarpes múltiples los cuales podrían representar diferentes eventos de deformación (**Fig 16**).

La superficie de la Pampa Mejillones también se caracteriza por estar afectada por varios set de grietas extensionales de morfología lenticular que son identificables en terreno y foto aérea. Estas grietas por lo general se encuentran rellenas por arena eólica y se intensifican en las proximidades de las fallas. Estimaciones preliminares muestran que las grietas tienen un rumbo similar a la dirección de las fallas (norte-sur a nornoreste-sursuroeste), un largo de hasta 50 m y un ancho que puede alcanzar 2 m. Observaciones de campo muestran que los conos aluviales recientes cercanos a la Falla Mejillones (<20 ka) están afectadas por grietas extensionales que alcanzan los 20 metros de largo y hasta 10 cm de ancho, probalemente algunas de ellas relacionadas con el sismo de Antofagasta de 1995 (Mw=8,1).

El basculamiento hacia la Falla Mejillones que evidencia la superficie de la pampa (**anexo 3**) junto con la geometría y cinemática del SFPM que se ubican en el bloque colgante (**anexo 1**), muestra que ésta tiene una forma lístrica y el acomodo se produce por cizalle simple vertical (**Fig. 17**). Aunque la ocurrencia de grietas de extensión a lo largo de la pampa muestra que un cizalle simple horizontal también ocurre.

Debido a la ausencia de información sobre la sismicidad de estas fallas y en general sobre la sismicidad superficial en la corteza continental en esta parte de la costa, el campo de esfuerzos actual de la Península Mejillones es desconocido.

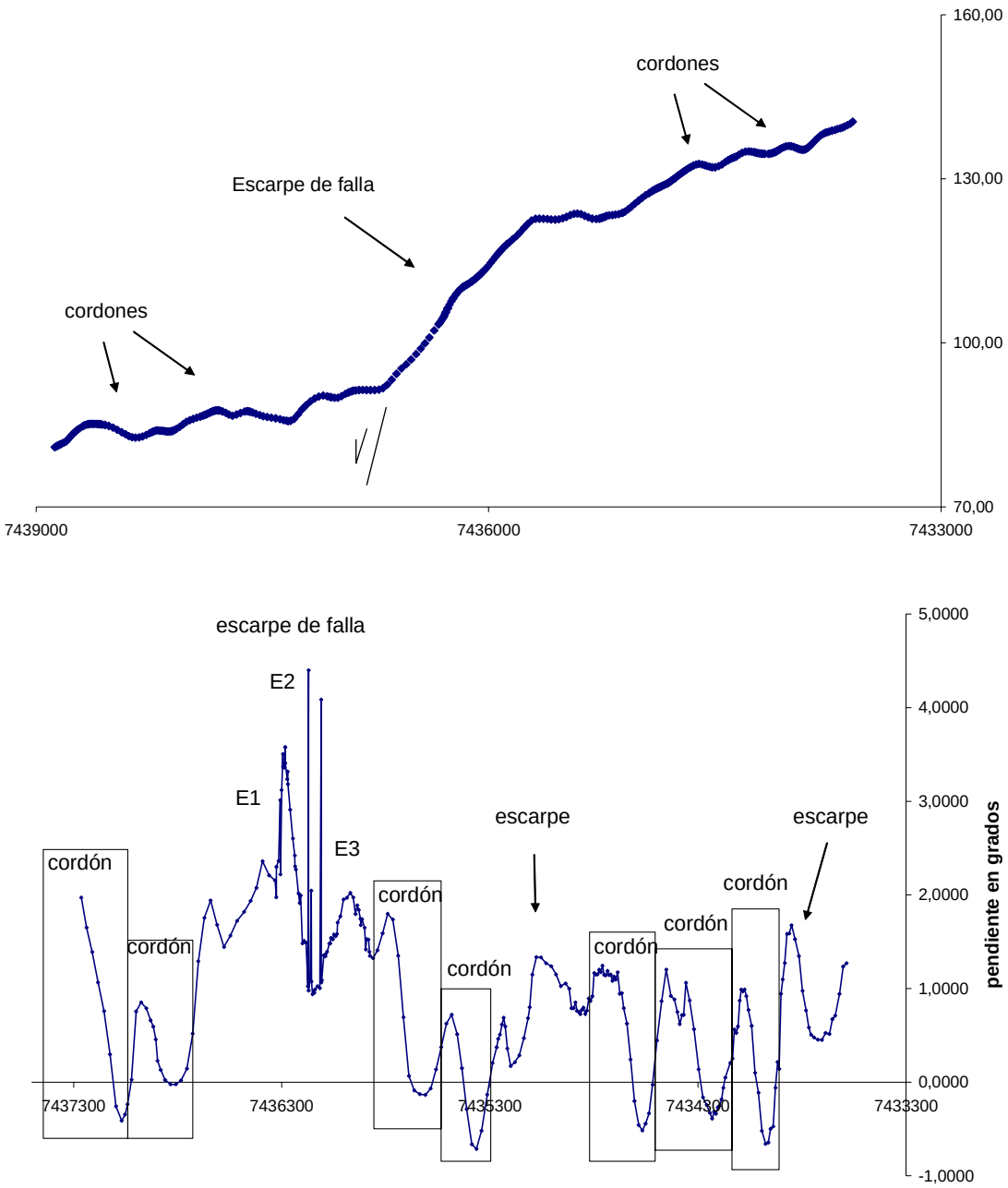


Fig. 16. Segmento del perfil topográficoP1 y su equivalente de pendientes, que corta a zona de escarpes de fallas del SFPM. El escarpe de falla muestra al menos tres escarpes los cuales podrían estar relacionados con al menos tres eventos de ruptura (E1, E2, E3). Dos posibles escarpes marinos y varios cordones litorales son indicados.

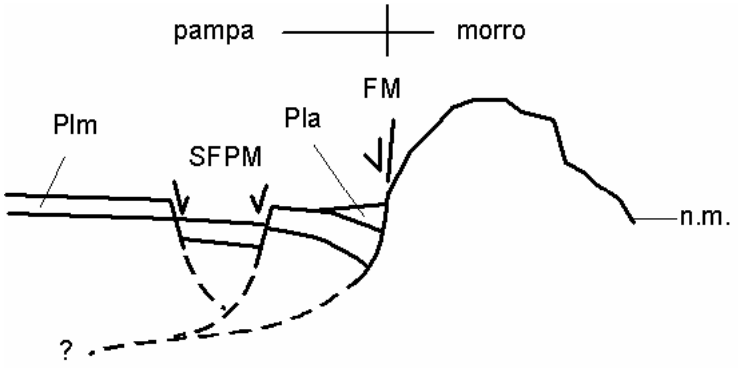


Fig. 17. Sección esquemática entre el morro y la pampa de Mejillones, señalándo la morfoestructura de horst y hemigraben que ellos constituyen. Se señala la ubicación de la Falla Mejillones (FM) y del Sistema de Fallas de la Pampa Mejillones (SFPM). Se muestra como el bloque colgante (pampa) se acomoda a través de un cizalle simple vertical, al movimiento en forma lístrica de la FM. Plm: pleistoceno marinos, Pla: pleistoceno aluvial, n.m.: nivel del mar.

Una manera de estimar el campo de esfuerzos que ha generado la neodeformación, en nuestro caso en parte de la península durante los últimos 100 ka, es a partir del análisis estructural de fallas que permite cálcular ya sea el tensor de esfuerzo, por ejemplo utilizando el método de inversión de Echecopar *et al*. (1981), o simplemente calculando las direcciones de los ejes principales de esfuerzo (si consideramos una deformación instantanea), por ejemplo utilizando el método de los Diedros Rectos (Marret y Allmendinger, 1990; Angelier, 1994). Para hacer este análisis es necesario medir la orientación de planos y de las estrías de fallas, y sus sentidos de movimiento (para más detalle de la metodología ver Arancibia *et al*., 1999; Lavenu y Cembrano, 1999; González y Carrizo, 2003; Marquardt *et al*., 2004; entre otros). Asumiendo que las estrías de los planos de falla representan ‘strain’ finito entonces podemos considerar estas direcciones similares a las direcciones de los ejes de esfuerzo de una zona de deformación.

En la parte norte de la Península Mejillones, se analizaron los datos de cinco sitios (**Fig. 18**), dos de ellos ubicados a lo largo de las últimas reactivaciones de la Falla Mejillones, donde fue posible medir estrías de falla, y tres ubicados a lo largo del acantilado de la Bahía Mejillones donde afloran planos neoformados de fallas. En estos últimos 3 casos los marcadores estratigraficos indican movimientos normales puros.

Para los primeros dos sitios, si bien las medidas obtenidas no están lo suficientemente bien distribuidas como para hacer un cálculo de tensor confiable, se comparó los resultados del cálculo de la orientación del triedro de esfuerzos a partir de los métodos de inversión y diedros rectos. Como ambos resultados son compatibles con una dirección de extensión ($\sigma 3$) noroeste-sureste a oestenoroeste-estesureste, se estima que el cálculo de tensor puede ser representativo (**Fig. 18**). El resultado entregado por el método de inversión toma en cuenta el 100% de los datos (11 medidas), con una distribución satisfactoria de los datos tanto en el histograma como en el círculo de Mohr (ver discusión sobre distribución de datos en histogramas y circulo de Mohr en Ritz y Taboada, 1993). El estado de esfuerzos obtenido es de tipo extensivo y relativamente cercano a la extensión radial (factor de esfuerzo R=0,25).

Para los sitios con planos de fallas normales, conjugadas, neoformados y sin estrías, se utilizo el método de los diedros rectos suponiendo pitch cercano a los 90° para realizar un cálculo. Los resultados indican un eje de máxima compresión ($\sigma 1$) sub-vertical y un eje de máxima extensión ($\sigma 3$) sub-horizontal de dirección cercana a la este-oeste en las proximidades de la falla y noroeste-sueste en zonas alejadas de la falla. Esta variación de la dirección de $\sigma 3$, puede estar relacionado con diferentes eventos de deformación o con modificaciones de dirección en el campo de esfuerzo en esta parte de la península.

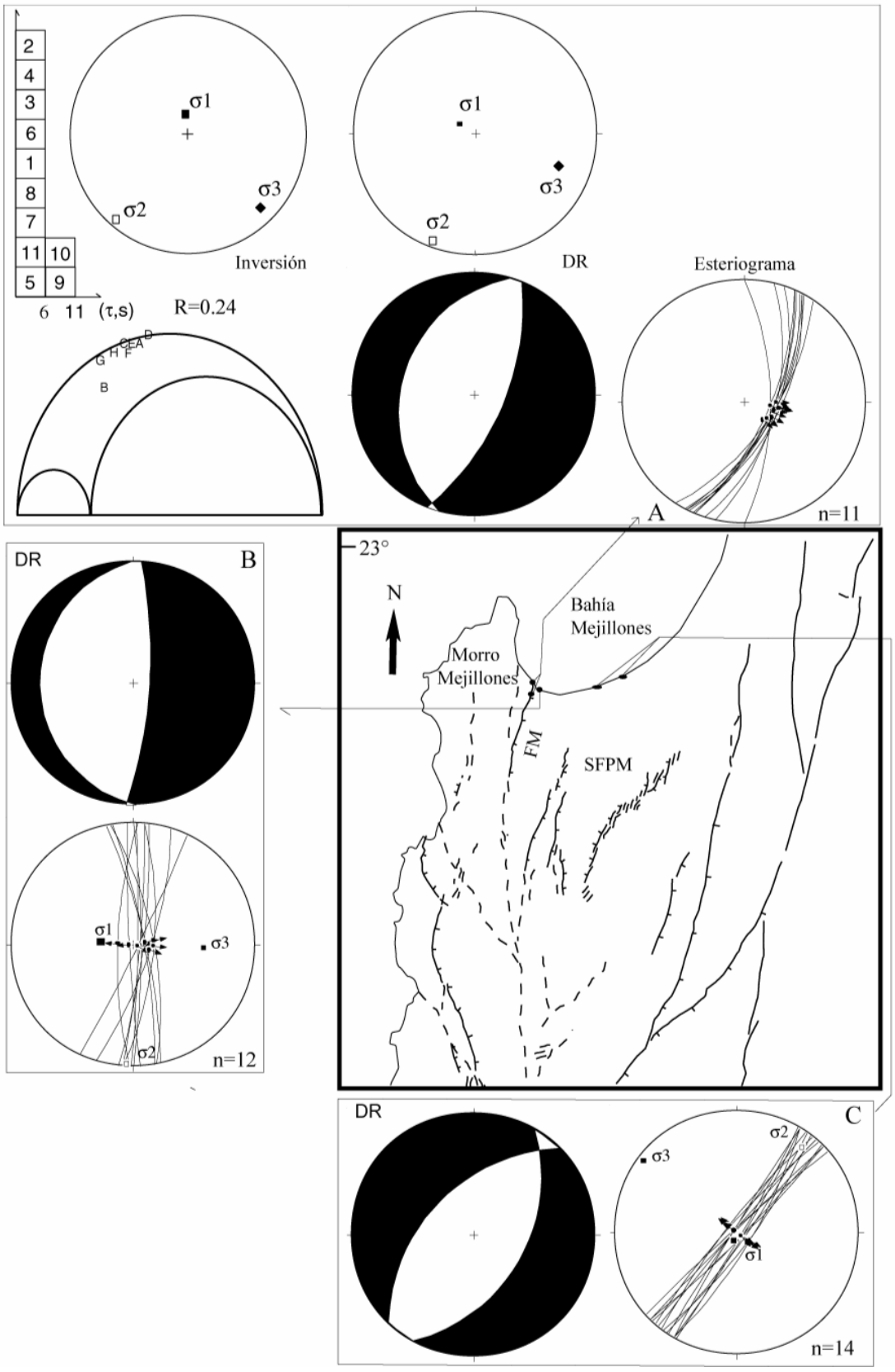


Fig. 18. Calculo de tensor de esfuerzos a partir del análisis microestructural de las fallas reactivadas durante el Pleistoceno Superior a Holoceno.

Discusión

Datación de las plataformas de abrasión

La identificación en el norte de Chile de morfologías costeras del Pleistoceno y su diferenciación de unidades Mio-Pliocenas ha sido posible gracias al estudio de material paleontológico (Herm, 1969; Ortlieb y Guzmán, 1994; Ortlieb, 1995; Guzmán et al., 2000). Sin embargo, como durante el Pleistoceno las asociaciones faunísticas han sido relativamente similares, por el momento no es posible diferenciar de un intreglacial a otro, con excepción de los depósitos asignados al MIS 11 que se caracterizan por contener una asociación de carácter cálido en algunas localidades como en la Pampa Mejillones (Ortlieb, 1995; Ortlieb et al., 1996c, 2003).

La utilización de técnicas de datación como ESR (Electrón Spin Resonance), series del U y amino estratigrafía no han sido utilizadas de manera sistemática para validar su aplicación en las costas del norte de Chile. Sin embargo, muchos de los resultados preliminares han sido discutidos y algunos son considerados como satisfactorios (Radtke, 1987; Ortlieb, 1995; Ortlieb et al., 1996a; Marquardt et al., 2004). Estos métodos sólo permiten determinar edades de hasta 300-400 ka, o sea, sólo pueden ser utilizadas para identificar los últimos 3 interglaciales.

Las dataciones ESR y U/Th realizadas en moluscos fósiles contenidos en los sedimentos de las terrazas estudiadas por Radke (1987, 1989) en Pampa Mejillones en el área de 'El Rincón', indican que las primeras tres terrazas podrían ser correlacionadas con los últimos 3 máximos interglaciales (MIS 5, 7 y 9). Sin embargo, Ortlieb (1995) obtiene resultados que indican que parte del U contenido en los moluscos de la Pampa Mejillones no es de origen marino y que por lo tanto los análisis de U/Th no necesariamente indicarían la edad de los sedimentos. Esta consideración es consistente con la información de campo que muestra que los sedimentos Mio-Pliocenos de la Pampa Mejillones, a partir de los cuales se forman los cordones Pleistocenos, tienen niveles con anomalías tanto de fosfato como de uranio (Valdebenito, 1989). El análisis amino-estratigráfico realizado por Ortlieb (1995) en esta pampa, ayuda a diferenciar la historia térmica de las muestras de una localidad a otra. Estos resultados llevan a Ortlieb (1995) y a Ortlieb *et al*. (1996a, 2003) a reinterpretar las asignaciones propuestas por Radke (1987, 1989). En este trabajo, proponemos que el total de las terrazas encontradas en 'El Rincón' habrían sido formadas durante el último interglacial, durante los subestadios 5a, 5c y 5e.

Otros métodos de datación que pueden ser utilizados son indirectos, como la datación de cenizas volcánicas por el método Ar/Ar (Marquardt *et al*., 2005), la

datación de superficies morfológicas con isótopos cosmogénicos (Maquardt *et al.,* 2003) y la datación morfológica de escarpes utilizando teorías de difusión (González y Carrizo, 2003, 2005). Las primeras dos técnicas fueron aplicadas con éxito en la parte norte de la Península Mejillones, por un lado se determinó que un nivel de caída de *c.a.* 3,3 Ma fijaría la edad mínima de las terrazas más antigua del morro y por otro lado las edades cosmogénicas obtenidas en conos aluviales permiten estimar una edad máxima de las secuencias de cordones más jóvenes de *c.a.* 43 ka.

Estimación de paleolineas de costa

El análisis de los perfiles topográficos de detalle representa un buen complemento para la información obtenida en terreno. Como en ocasiones no es posible determinar la altura s.n.m.a. de la línea que marca el máximo interglacial, con la ayuda de perfiles perpendiculares a los paleo-acantilado se puede calcular geométricamente este valor, bajo el supuesto que el escarpe original tenía un talud sub-vertical. En estos casos el error en la estimación geométrica de la altura del pie del escarpe lo educe a la medida del error instrumental.

La trasformación de los perfiles topográficos en perfiles de pendiente y el posterior análisis de estos últimos, permite identificar la presencia de escapes que en ocasiones no son identificados en terreno.

En la Pampa Mejillones la identificación de paleo-acantilados se dificulta debido a la baja pendiente de su ondulada superficie (<0,6°) y de su morfología costeras (<5°), como cordones y escarpes los cuales están somedidos a distintos grados de degradación por difusión. Además, los cordones litorales o sistemas de dunas pueden cubrir los escarpes marinos que limitan secuencias.

El análisis de los perfiles topográficos de detalle también ha ayudado a identificar ciertos parámetros geomorfológicos por lo general difíciles de medir en el campo. Parámetros como las alturas y anchos de los cordones litorales, escarpes marinos y escarpes de falla. Estos perfiles son utilizados para estudiar y cuantificar la deformación que afecta a los cordones litorales, que en su inicio correspondían a niveles horizontales (línea de costa).

Formación y preservación de las terrazas marinas

Las terrazas marinas pleistocenas labradas en el Morro Mejillones permiten evaluar el rol que cumplen las tasas de erosión y alzamiento a lo largo de la costa, debido a que la península constituye un bloque litológicamente homogéneo. Las terrazas de mayor desarrollo se encuentran en el borde oriental del morro donde predomina un oleaje de alta energía y alta pendiente de las plataformas (Niemeyer *et al.*, 1996; Von-Huene y Ranero, 2003; Vargas *et al*, 2005). Estas condiciones probablemente han predominado en este borde del morro durante la formación de las terrazas labradas durante los últimos 4 interglaciales (**Fig. 15**). Además, la presencia de numerosas plataformas asociadas con los distintos interglaciares y las altas tazas de alzamiento calculadas, del orden de 0,5 a 0,7 m/ka (**Fig 13**), guardan una estrecha relación como lo predicen los modelos numéricos de formación de terrazas (Trenhaile, 2002). Además, estos modelos muestran que en zonas con alzamiento muy rápido las pendientes pueden superar los 1,5°, como ocurre en el Morro Mejillones.

Las terrazas marinas formadas durante los últimos 4 interglaciales en el borde oriental del morro presentan varios órdenes de magnitud menor de desarrollo que sus equivalentes del lado occidental. Esto se debería a que este borde siempre habría estado expuesto hacia la bahía protegida de Mejillones donde ha predominado un oleaje de baja energía y plataforma sumergida de baja pendiente.

Si bien gran parte del morro presenta altas tasas de alzamiento, su parte norte (Punta Angamos) registra las mayores velocidades de alzamiento cercanas a 0,7 m/ka y coincidentemente de erosión. Aquí, las plataformas asignadas al MIS 5 y que se ubican en el lado occidental del morro (hacia mar abierto) han sido completamente erosionadas por el retroceso del acantilado actual. Esto, a diferencia de lo que ocurre en el borde orienta del morro, hacia la bahía protegida de Mejillones, donde, si bien las plataformas nunca fueron bien desarrolladas, aun se encuentran preservadas. De esta manera la combinación entre rápido alzamiento y oleaje de alta energía producen un mayor efecto erosivo del mar. Esto demuestra que las zonas con acantilados vivos o activos no necesaria mente representan zonas de subsidencia.

La asignación de las terrazas bajas del Morro Mejillones a los últimos 4 interglaciales, muestra que durante un interglacial se pueden formar varias terrazas. Ya sea por que se registran los sucesivos subestadios que siguen al máximo

interglacia (por ejemplo los subestadios 5c y 5a que siguen al máximo 5e) o debido a un alzamiento brusco del área litoral, de unos metros de amplitud, sin que se haya producido necesariamente una modificación del nivel del mar. En todo caso, en los modelos numéricos de formación de terrazas marinas se observa que en los periodos de alta longitud de variación del nivel del mar (caso entre el Pleistoceno Medio a Superior) los perfiles de terrazas están dominados por una plataforma ancha que en su parte central puede estar formado por varias terrazas separadas por pequeños escarpes. Además, las variaciones observadas en terreno que muestran un amplio rango de anchos y pendientes de una misma terraza pueden tener relación con el concepto de perfiles de equilibrio de una terraza propuesto por la modelización numérica (Trenhaile, 2002).

Otro rasgo que también caracteriza la parte norte del morro, es que aquí la plataforma asignada al MIS 11 desarrolla comparativamente con los posteriores interglasiales su mayor ancho. Si consideramos que las condiciones de fuerte alzamiento y alta energía de las olas se han mantenido durante el último medio millón de años, podemos indicar que el MIS 11 desarrollo una gran plataforma de erosión. Esto relacionado con la hipótesis de que este interglacial mantuvo un alto nivel marino por un periodo mayor al que generalmente han tenido los interglaciales durante el Pleistoceno Medio a Superior. Por otro lado, para explicar el desarrollo del gran acantilado que limita a la terraza del MIS 11 separándola de las terrazas altas, podemos suponer, que al igual como ocurrió con la terrazas del MIS 5 en la parte norte del morro, el alto nivel marino del MIS 11 hizo retroceder por más tiempo y gran velocidad el escarpe, erosionando en su avancé hacia el continente los remanentes de las terrazas más antiguas y de esta manera pudo ir formando un escarpe de acumulación de gran altura (>100 m). Este escarpe de acumulación está bien desarrollado en el borde occidental del morro, hacia el lado expuesto a mar abierto.

La interpretación con respecto a la formación del gran escarpe de la Península Mejillones, puede ser extendida a la formación del Gran Escarpe Costero, como fue propuesto por Mortimer y Saric (1972). El Gran Escarpe Costero constituye el límite occidental de la Cordillera de la Costa desarrollado a lo largo de gran parte de la costa norte de Chile, desarrollando acantilados vivos que superan los 700 m de alto (Paskoff, 1978-1979). De esta manera, la altura de los acantilados depende de (i) la tasa de alzamiento, (ii) el tiempo transcurrido entre dos altos marinos, (iii) de la

posición eustática del nivel del mar durante cada interglacial, y (iv) de la duración de las face de erosión marina (más tiempo dura la transgresión, más erosión se produce provocando así un mayor retroceso del acantilado con posibilidades de formar escarpes acumulados).

Formación y preservación de los Cordones litorales

La formación de una secuencia de cordones litorales no está relacionada directamente con las tasas de alzamiento, debido a que en zonas de menor tasa de alzamiento, como en Pampa Aeropuerto (parte sur de la península) también se desarrollan estas morfologías. En zonas con tasa de alzamiento similares como en Hornitos (inmediatamente al norte de la península), pero con características geográficas distintas, no se forman cordones. Los cordones dependen principalmente de la energía erosiva de las olas, de la pendiente de la plataforma y de la disponibilidad de sedimentos. Este es el caso de la Pampa Mejillones, donde no solo existe un oleaje de energía baja a moderada y una pendiente suave, si no que también existe una gran disponibilidad de sedimentos disponibles para ser erosionados, pertenecientes a unidades marinas del Mio-Plioceno.

Las secuencias de cordones preservadas corresponden a aquellas secuencias emergidas tectonicamente y formadas durante la regresión después de un máximo interglacial. Por lo general, dependiendo de las tasa de alzamiento, el periodo transgresivo que sigue a un post glacial reocupa la plataforma con cordones litorales formados durante el ciclo anterior y recicla gran parte los sedimentos anteriormente acumulados.

La altura del cordón que se forma durante el máximo interglacial, discordante a la secuencia de cordones formada en el ciclo anterior, representa un límite de secuencia que puede ser utilizado para estimar tasas de alzamiento. Por el contrario la altura de los cordones regresivos normalmente no son correlacionables con alguna fases del nivel marino, salvo en el caso de los asociados con sub-estadios interglaciales.

La disminución en el tiempo del ancho de las secuencias de cordones asignadas a los últimos 4 interglaciales, puede estar relacionada con la actividad de la Falla Mejillones y del SFPM. Si las fallas produce un efecto tal que disminuye la tasa de alzamiento en sus cercanías, sin provocar evidencias de subsidencia, entonces la

actividad de las fallas podría ser considerada como sincrónica con el alzamiento. Si ocurre subsidencia de la pampa el efecto sería similar al de una transgresión del mar. En este caso se borran los cordones formados en ciclos anteriores y se formaría una discordancia entre cordones, como las observadas en la Pampa Mejillones. Lo que habría que demostrar es que las discordancias entre secuencia de cordones está asociada con periodos transgresivo y no a subsidencia.

Deformación

Diferentes parámetros de deformación como tasas de alzamiento, velocidad de fallas, dirección de tensores de esfuerzos, formación de grietas y basculamiento de las terrazas, fueron calculados.

El análisis morfoestructural de los perfiles de detalle en conjunto con los datos de campo y cronomorfoestratigráficos disponibles, permiten calcular diferentes parámetros de deformación como tasas de alzamiento, velocidad de fallas, dirección de tensores de esfuerzos, formación de grietas y basculamiento de las terrazas, durante el Pleistoceno Medio alto a Superior.

El Morro Mejillones posee una baja tasa de alzamiento a una gran escala de tiempo (0,19 m/ka durante *c.a.* 3,3 Ma) y una gran tasa de alzamiento para los últimos 430 ka (*c.a.* 0,7 m/ka). Esto indica una aceleración de la velocidad de alzamiento por lo menos durante el último medio millón de años.

La Falla Mejillones presenta indicios de actividad durante el periodo Pleistoceno Medio alto (<430 ka) a Pleistoceno Superior alto (<26 ka), similar al observado en los sistemas de fallas de la Cordillera de la Costa (Sistema de Fallas de Atacama). Una de las evidencias de esta actividad son las terrazas del morro que se encuentran basculadas hacia el sur y la superficie de la pampa que se encuentra basculada hacia el norponiente.

Como en general los cordones litorales de la pampa se disponen subparalelos a la costa actual, el basculamiento de la pampa ocurre con movimientos verticales a lo largo de un eje subparalelo al eje de la Bahía Mejillones (perpendicular a la costa).

Los modelos de análisis numérico muestran que en las costas con alzamiento rápido (0,74 m/ka) las terrazas marinas pleistocenas (<2 Ma) se extienden hasta los 1460 m

s.n.m.a., y en costa con alzamiento lento (0,11 m/ka) estas alcanzan hasta los 250 m s.n.m.a. (Trenhaile, 2002). Estos datos son consistentes con las interpretaciones geocronológicas y las tasas de alzamiento calculadas en la Península Mejillones y alrededores.

Con respecto a la Pampa Mejillones y a su estructura como hemigraben, esta morfoestructura plantea el problema de la naturaleza del límite oriental de la pampa con la Cordillera de la Costa. Los perfiles de la Cordillera de la Costa a la altura de la pampa (*e.g.* Delouis *et al.*, 1998) indican fallas normales con manteo al este. Esto indica que predomina sobre las morfoestructuras del Plioceno Superior-Pleistoceno un paleo-relieve pre-Plioceno Superior heredado, con una cinemática de las fallas diferente.

En la actualidad y durante los estudios del sismo de Antofagasta (Mw=8.1, del 30 de Julio, 1995), se demostró que la deformación de la superficie de la costa durante un gran sismo de subducción (co-sísmico) esta acompañada por movimientos verticales y horizontales sincrónicos del continente que relajan los esfuerzos acumulados durante un periodo intersísmico (*e.g.* Delouis *et al.*, 1998; Chlieh *et al.*, 2004). Los movimientos verticales cosísmicos ocurren a lo largo de la costa e indican un alzamiento de la superficie continental más próximas a la fosa y subsidencia detrás de esta zona de alzamiento, en dirección al arco. Los movimientos horizontales durante el periodo cosísmico (alguna centena de segundos), indican que la costa se relaja en dirección a la fosa, generando una extensión de dirección este-oeste de gran parte de la Cordillera de la Costa, la cual se atenúa en dirección al arco. Durante el sismo de Antofagasta, con epicentro bajo la parte sur de la península, la deformación del continente se propago hacia el sur generando alzamiento cosísmico principalmente en la parte sur de la península (*e.g.* Ortlieb *et al.*, 1996d). Los movimientos horizontales de la costa (extensión) generaron grietas extensionales paralelas al margen a lo largo de la Cordillera de la Costa próxima a Antofagasta (*e.g.* González y Carrizo, 2003, 2005).

Todo indica que el alzamiento y la extensión observada en la península de Mejillones durante el último medio millón de años pueden ser explicados por la acumulación de eventos cosísmicos de gran magnitud (Delouis *et al*., 1998; González *et al.*, 2003).

Conclusiones

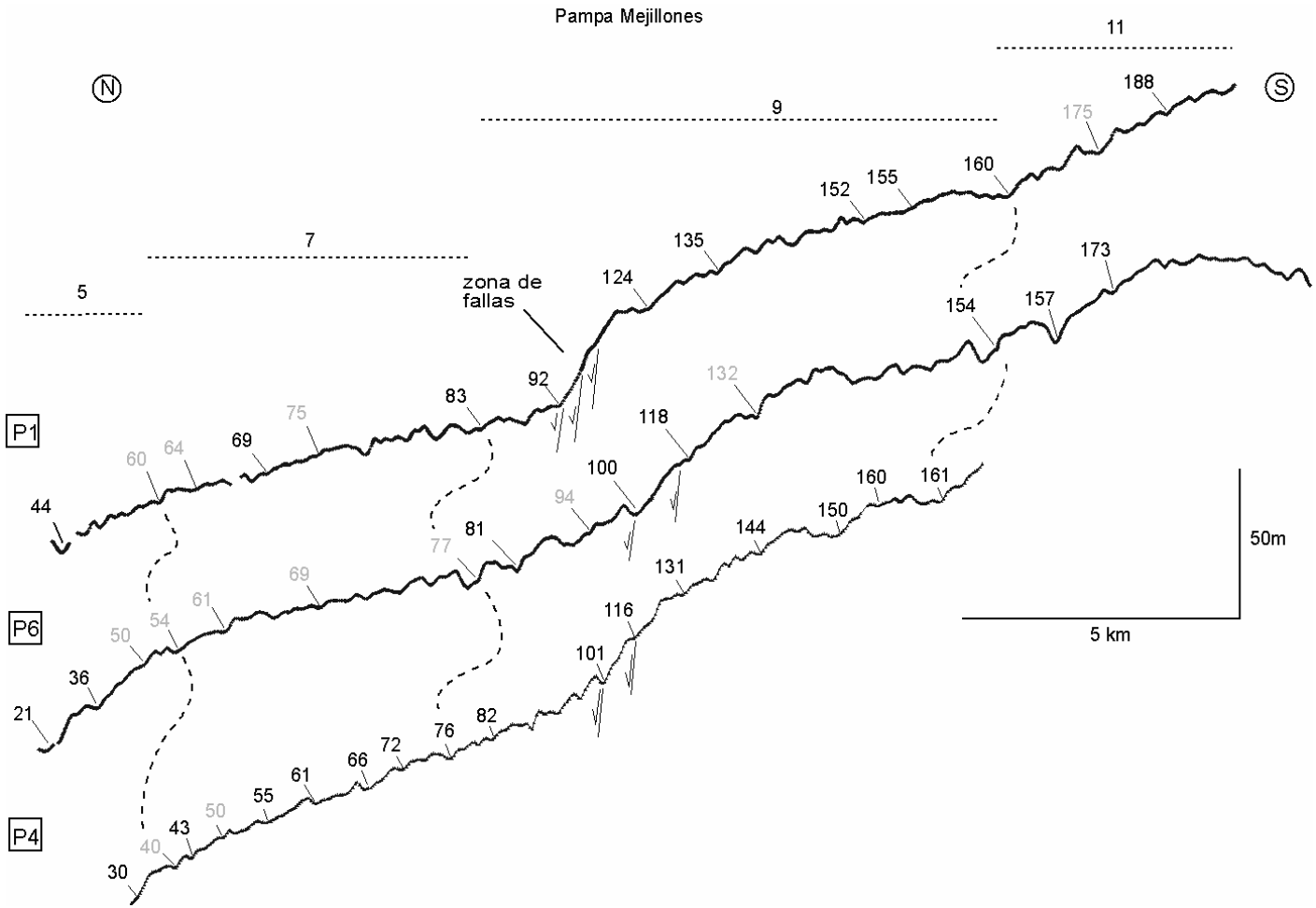
En el Morro Mejillones se distinguen al menos 14 terrazas de abrasión marina. Se propone que las terrazas ubicadas entre los 483 y 570 m s.n.m.a. fueron formadas durante el Plioceno Superior. A partir de estas terrazas se calcula una tasa de alzamiento del orden de 0,19±0,02 m/ka para los últimos *c.a.* 3,3 Ma. De la misma manera se propone que las terrazas ubicadas entre los 390 y 446 m s.n.m.a. fueron formadas durante el pleistoceno inferior a Medio y las terrazas ubicadas bajo los 300 m s.n.m.a. fueron formadas durante los últimos 4 períodos interglaciales. La parte norte del morro posee una tasa de alzamiento para los últimos 430 ka de 0,68±0,05 m/ka, mientras que la parte sur del morro posee una tasa de 0,57±0,05 m/ka durante el mismo periodo. Esta diferencia en la tasa de alzamiento explica el basculamiento hacia el sur que presentan las terrazas del morro.

En la pampa Mejillones se determinaron los límites de terrazas marinas asignadas a los últimos 3 MIS. Estos límites presentan altitudes que varían en función de su posición con respecto a las fallas normales potencialmente activas, como lo son la Falla Mejillones y el Sistema de Fallas de la Pampa Mejillones (SFPM). Además la pampa presenta una deformación de su superficie que se traduce en una inclinación hacia el noroeste. Las tasas de alzamiento son del orden de 0,25 a 0,5 m/ka para los últimos 430 ka.

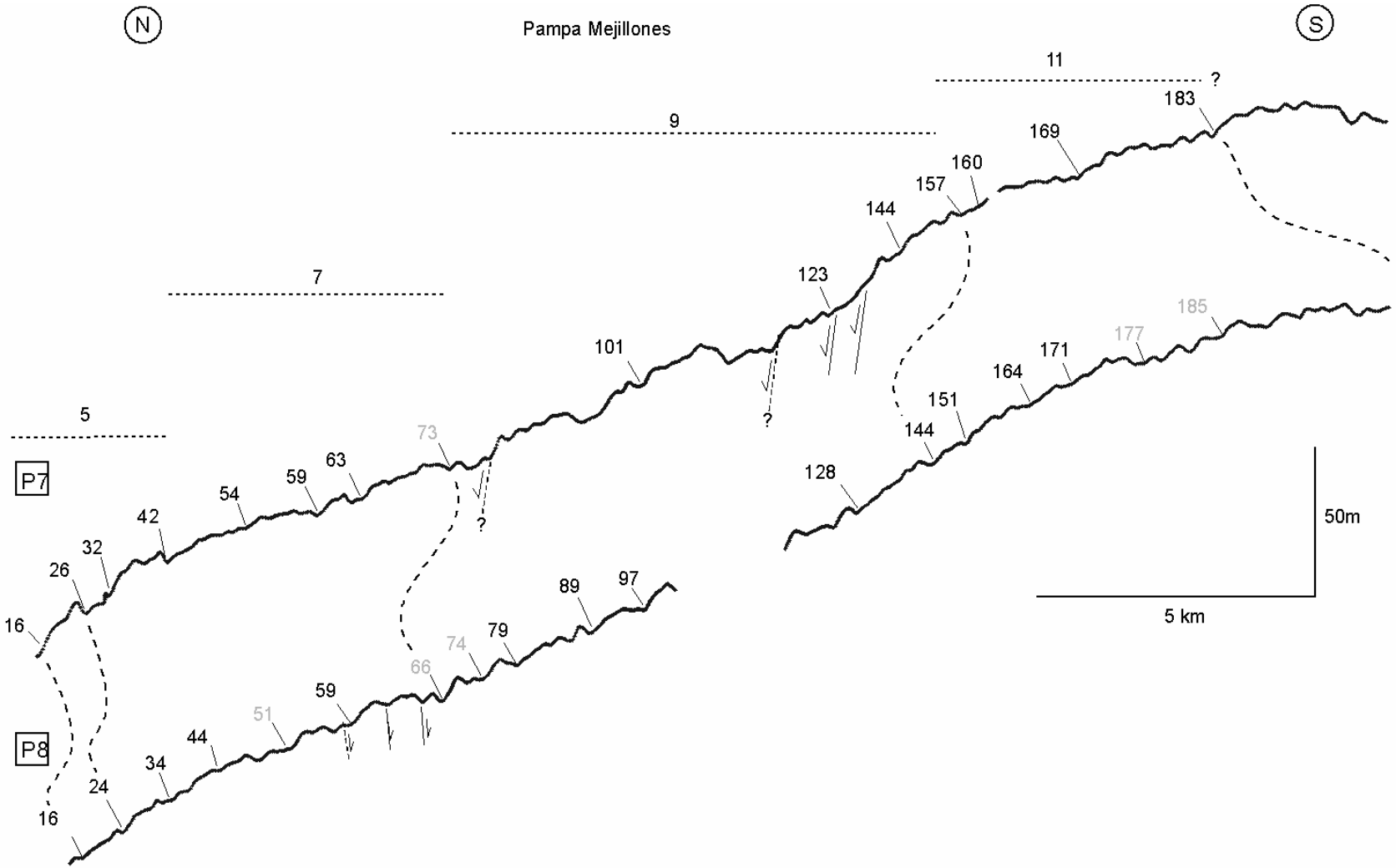
Tanto el alzamiento como la actividad de las fallas podría estar relacionado con un mismo fenómeno: la deformación co-sísmica (co-sísmos de subducción) que afectarían a la parte más próxima a la fosa de la placa de América del Sur.

Anexos

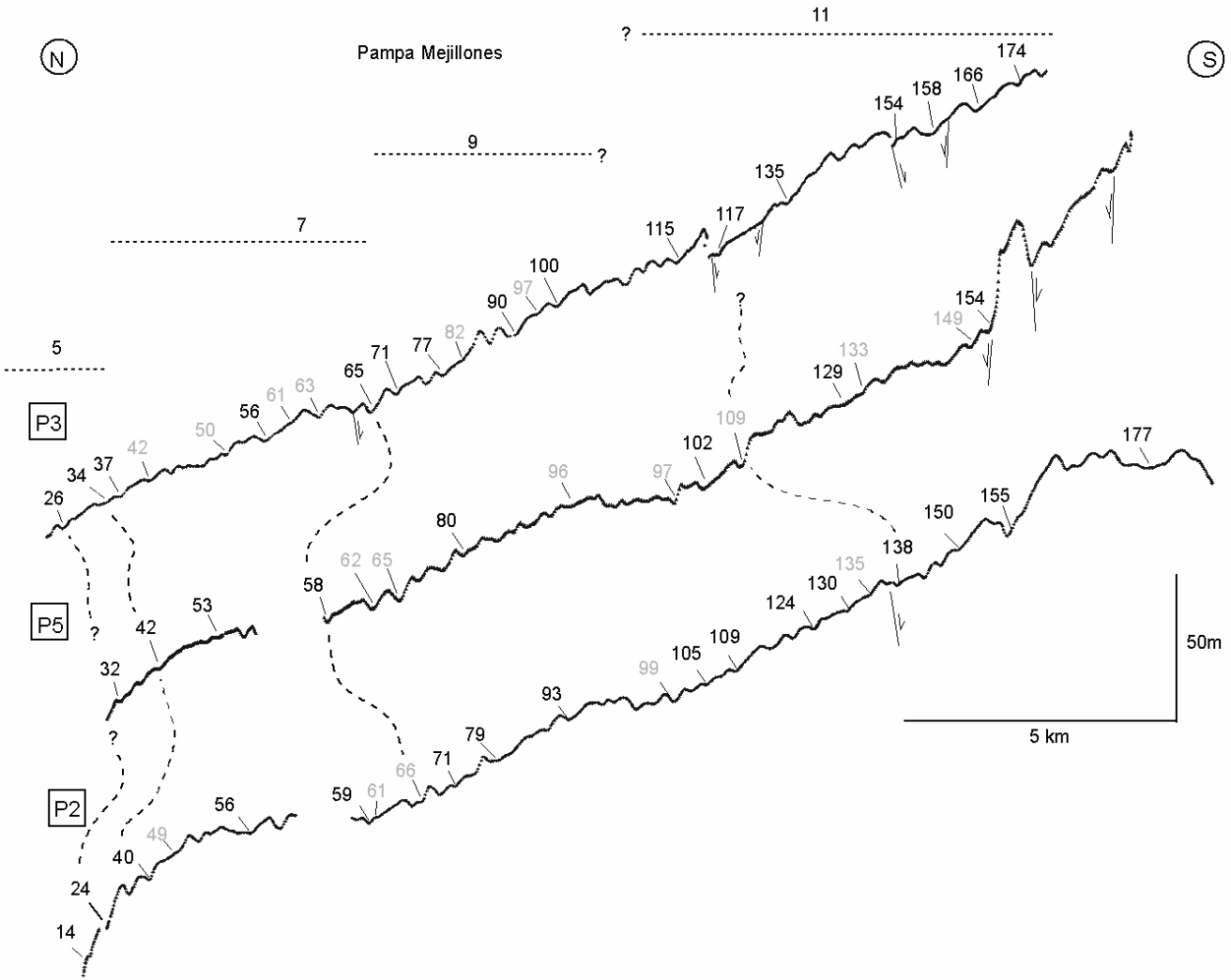
Anexo 1a
Anexo 1b
Anexo 1c
Anexo 2
Anexo 3a
Anexo 3b
Anexo 3c



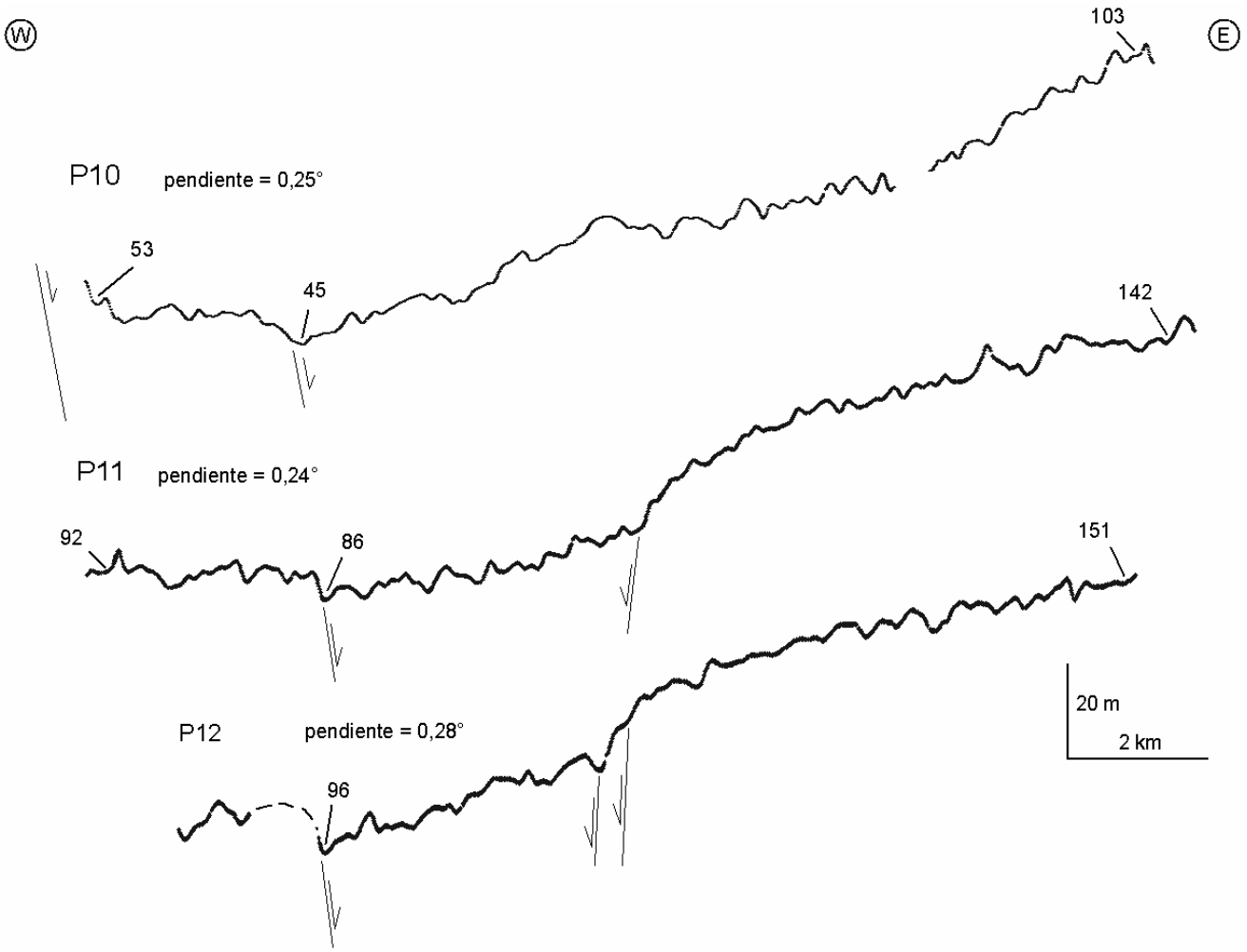
Anexo 1a. Perfiles topográficos P1, P2 y P3 de dirección norte-sur de la Pampa Mejillones (figura 5). Alturas en metros: pies de escarpes marinos (en negro) y de cordones litorales (en gris). Líneas segmentadas: correlaciones entre las paleolineas de costa y asignaciones con MIS. Se indican zonas con escarpes de falla.



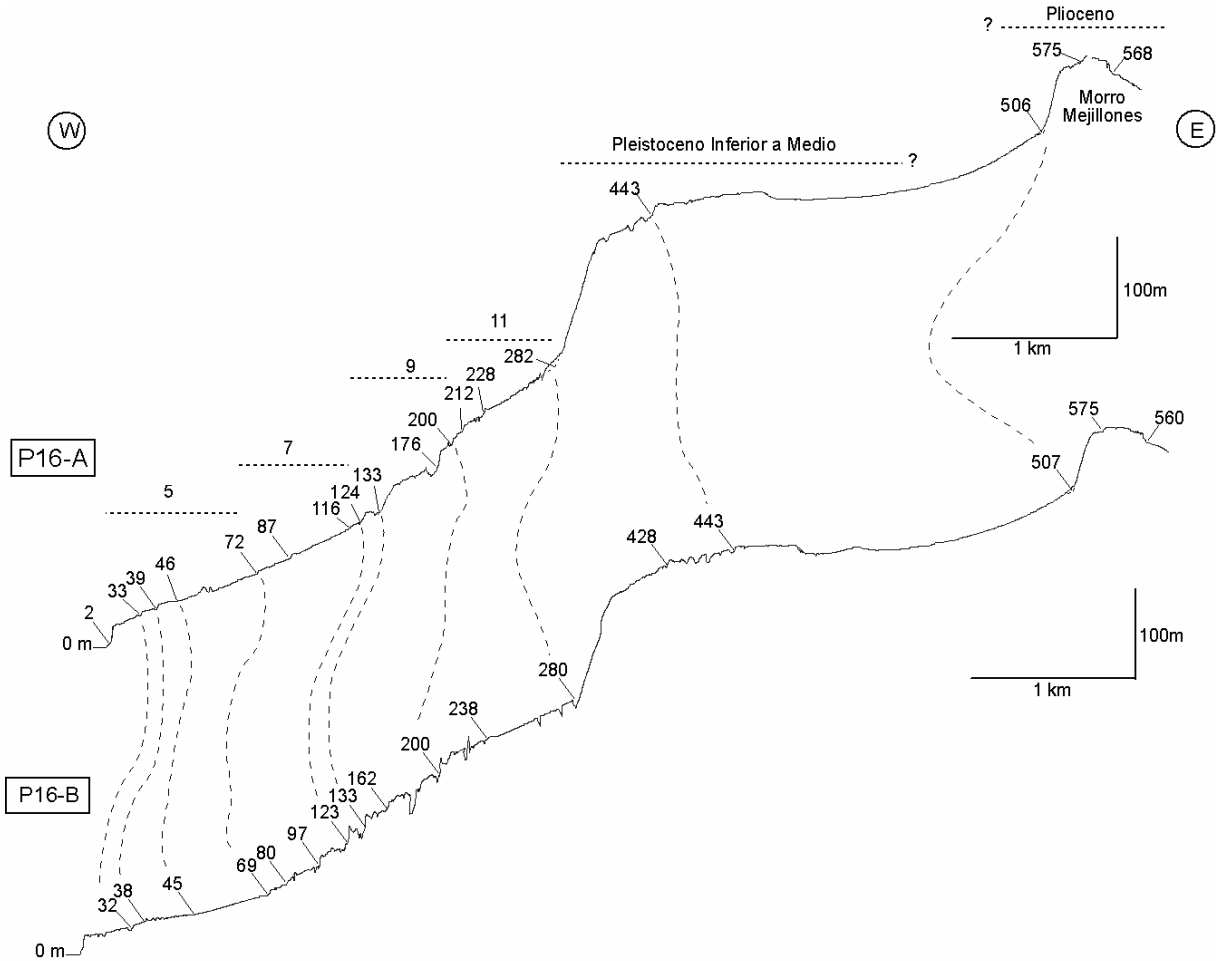
Anexo 1b. Perfiles topográficos P7 y P8 de dirección norte-sur de la Pampa Mejillones (figura 5). Alturas en metros: pies de escarpes marinos (en negro) y de cordones litorales (en gris). Líneas segmentadas: correlaciones entre las paleolineas de costa y asignaciones con MIS.



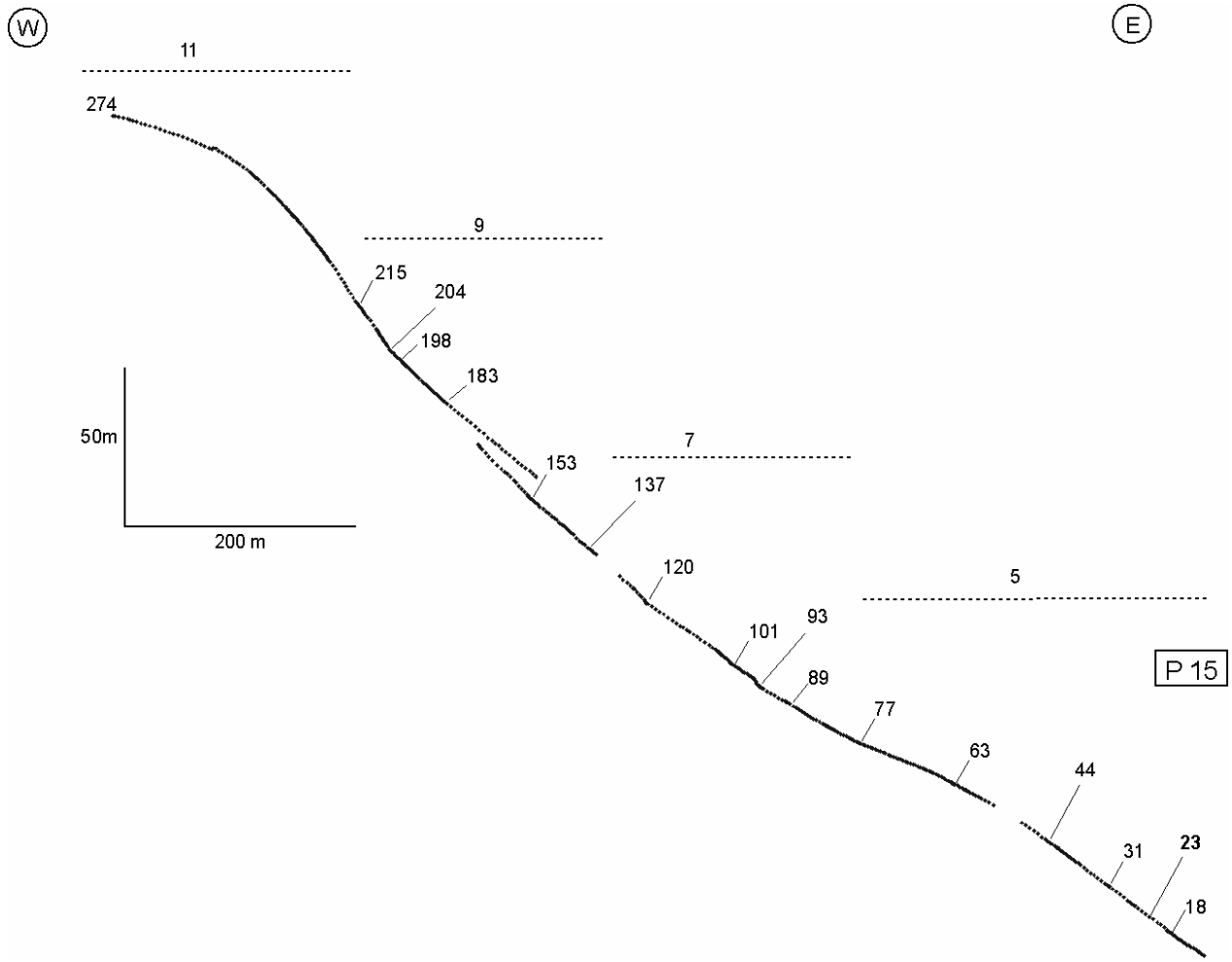
Anexo 1c. Perfiles topográficos P3, P5 y P2 de dirección norte-sur de la Pampa Mejillones (figura 5). Alturas en metros: pies de escarpes marinos (en negro) y de cordones litorales (en gris). Líneas segmentadas: correlaciones entre las paleolineas de costa y asignaciones con MIS.



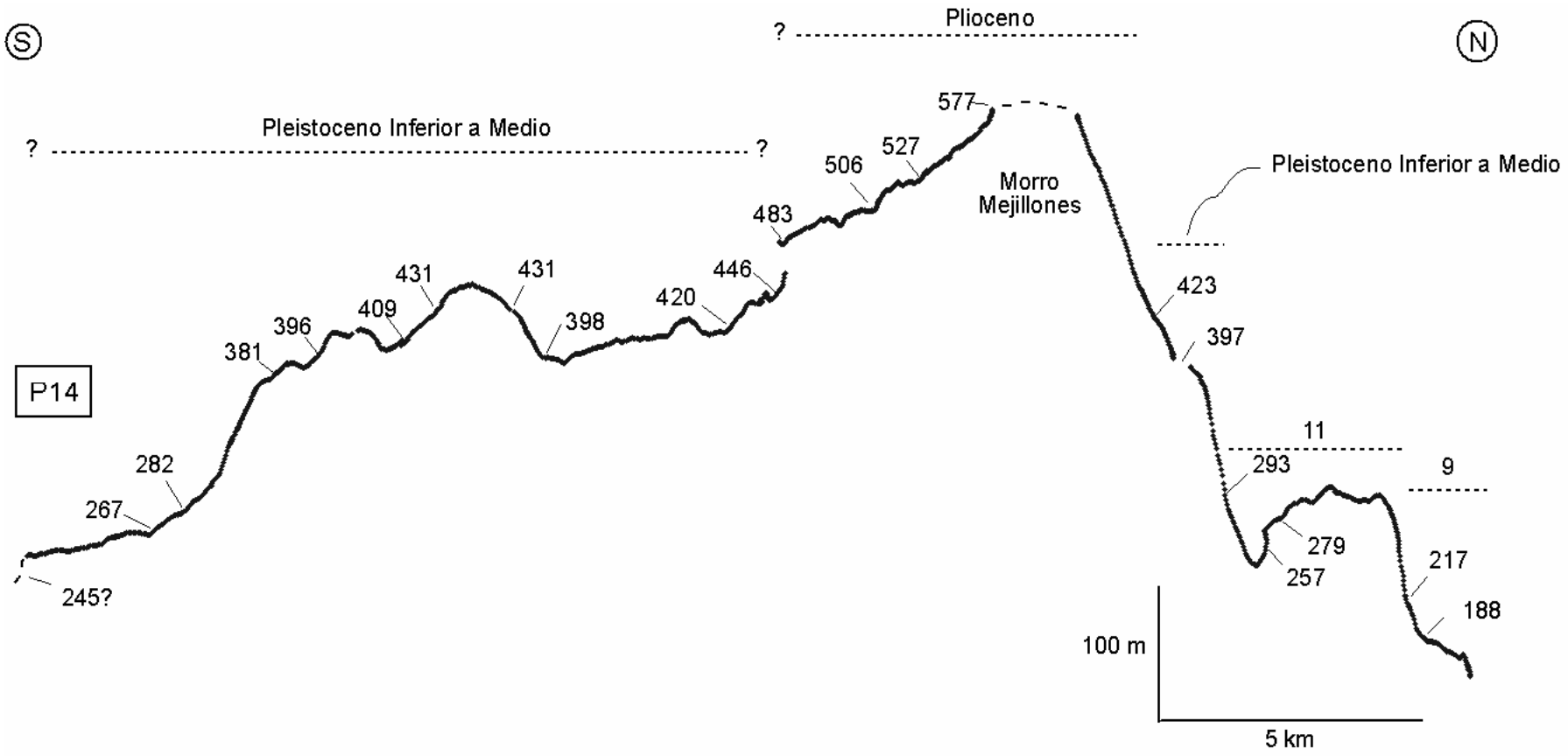
Anexo 2. Perfiles topográficos P10, P11 y P12 de dirección este-oeste de la Pampa Mejillones (figura 5). Alturas referenciales en metros. Las ondulaciones pueden corresponder a el paso de un cordón a otro, quebradas, escarpes de falla, grietas extensionales, cárcavas, sistemas de dunas.



Anexo 3a. Perfiles topográficos P16A y P16B de dirección este-oeste en el Morro Mejillones (figura 5). Alturas en metros: pies de escarpes marinos (en negro). Las alturas a 45 y 46 m marcan el límite distal de conos aluviales. Las anomalías verticales positivas están asociadas a set de diques y las negativas a quebradas. Líneas segmentadas indican rango de edad de la plataformas y asignaciones con MIS.



Anexo 3b. Perfil topográfico P15 de dirección este-oeste del Morro Mejillones (figura 5). Alturas en metros: pies de escarpes marinos. Líneas segmentadas indican asignaciones con MIS. Entre los 153 y 183 m se traslapan dos perfiles realizados paralelamente en la misma localidad.



Anexo 3c. Perfil topográfico P14 de dirección norte-sur del Morro Mejillones (figura 5). Alturas en metros: pies de escarpes marinos. Líneas segmentadas indican rango de edad de la plataformas y asignaciones con MIS.

2.2.3. Un épisode interglaciaire chaud et de longue durée pendant le stade isotopique 11 : évidence de terrasses marines en Amérique tropicale occidentale

Les régions côtières de Basse Californie, du Pérou et du nord du Chili, qui ont été soumises à des taux de soulèvement relativement élevés durant le dernier demi million d'années, montrent un développement particulièrement important de terrasses marines attribuées à l'interglaciaire SIM 11. Les caractéristiques morphologiques de ces terrasses, le long des côtes tropicales orientales de l'Océan Pacifique (30ºN à 30ºS), suggèrent que durant le SIM 11, le plus long des derniers interglaciaires (plus de 40 ka ?), le niveau de la mer a atteint une position "eustatique" plus haute que le niveau actuel et que pendant le SIM 5. Une détermination précise de la position du paléo-niveau de la mer au maximum de la transgression du SIM 11 est rendue problèmatique par les incertitudes sur les variations des taux de soulèvements tectoniques verticaux, durant les derniers 400 ka. Les particularités paléontologiques et paléoécologiques des dépôts côtiers du SIM 11, dans le nord du Chili, apportent des indications importantes concernant les conditions climatiques et les caractéristiques des milieux marins proches de la plage. Des mollusques d'eau chaude de la Province Panamiéennes (vivant actuellement au nord de 6ºS) ont été trouvés dans certains dépôts côtiers du SIM 11 à une latitude de 23ºS (Péninsule de Mejillones) ; il en est de même d'un petit nombre d'espèces, qui vivent actuellement dans le nord et le centre du Pérou et qui ont éte retrouvées dans des dépôts de même âge à des latitudes de 23-30ºS. Donc, des éléments de faune "hors limite" ont co-existé avec des espèces d'eau froide de la Province péruvienne et ont constitué un cas de "TAMAs" typique (Thermally Anomalous Molluscan Assemblages). Pendant l'interglaciaire SIM 11, pendant des milliers d'années, des populations d'eau chaude ont vécu dans des lagons et des baies protégés, où l'eau était apparement réchauffée durant toute l'année par une température de l'air signicativement plus chaude que de nos jours. L'incorporation d'éléments panamiéennes "hors limites" dans les assemblages lagunaires doit être due, très certainement, au transport épisodique de larves depuis les basses latitudes, ce qui montre des manifestations fréquentes et bien marquées du phénomène El Niño (ENSO).

A Longer-Lasting and Warmer Interglacial Episode During Isotopic Stage 11: Marine Terrace Evidence in Tropical Western Americas

Luc Ortlieb and Nury Guzmán[1]

UR PALEOTROPIQUE, Institut de Recherche pour le Développement (ex-ORSTOM), Bondy, France

Carlos Marquardt

SERNAGEOMIN, Santiago, Chile & IRD-Chile, Santiago, Chile

Coastal areas of Baja California, Peru and northern Chile, which experienced relatively high uplift rates during the last half-million years, show a particularly wide development of marine terrace remnants assigned to the MIS 11. Morphologic characteristics of this terrace along the tropical eastern Pacific coasts (30°N to 30°S) suggest that the MIS 11 lasted longer than the other interglacials (more than 40 ky ?) and that sea-level reached a higher "eustatic" position than at present and during MIS 5. A precise determination of the paleo-sea level position at the maximum of the MIS 11 transgression is hindered by uncertainties on variations in rates of tectonic uplift motions, in the course of the last 400 ky. Paleontological and paleoecological particularities of MIS11 coastal deposits in northern Chile provide relevant data regarding nearshore marine and climatic conditions. Warm water mollusks from the Panamic Province (living presently north of 6°S) are retrieved in some MIS 11 coastal deposits at 23°S latitude (Mejillones peninsula), while a few species currently living in north and central Peru are found in coeval deposits at 23-30°S latitudes. Extralimital faunal elements thus co-existed with cool-water species of the Peruvian Province, and formed typical "TAMAs" (Thermally Anomalous Molluscan Assemblages). During the MIS 11 interglacial, for thousands of years, warm water populations lived in protected lagoons and embayments, where the water was apparently heated all year long by significantly warmer air-temperature than nowadays. The replenishment of the lagoonal assemblages by extralimital Panamic elements most probably involved episodic larval transports from lower latitudes, that reflect persistently strong and frequent ENSO manifestations.

Earth's Climate and Orbital Eccentricity:
The Marine Isotope Stage 11 Question
Geophysical Monograph 137
Copyright 2003 by the American Geophysical Union
10.1029/137GM12

[1]Also at: FAREMAR, Universidad de Antofagasta, Antofagasta, Chile

1. INTRODUCTION: MARINE TERRACES ALONG THE WEST COAST OF THE AMERICAS

Marine terraces offer multiple information on former coastal environments, sea level history and tectonic evolution of the borders of continents. They are commonly well developed on convergent margin areas and in tectonically active regions submitted to vertical motions of the lithosphere. Their formation during high sea-level stands coeval with interglacial maxima is linked to regional uplift motions which may preserve these morphological features from subsequent coastal erosion. The geometrical characteristics, presence of associated sediments and their preservation depend on a series of geological, climatic and oceanographic parameters. In subtropical and mid-latitude areas, the emerged marine terraces are commonly covered by alluvial and colluvial deposits. In the more arid parts of tropical regions, reduced precipitation on the long range may have limited the erosion and alteration of the former coastal sediments as well as the amount of the alluvial cover atop the marine terraces. Arid coastlines, like those found on the western edge of continents at tropical latitudes, thus offer favorable conditions for the formation and preservation of the morphological features and of the sedimentary and paleontological remnants associated to marine terraces.

Emerged marine terrace studies are generally oriented towards reconstruction of tectonic motions, since these features record the paleo-position of the geoid (sea level) during determined time slices (interglacial stages or substages) characterized by high seastands. From this tectonic point of view, regions that registered a series of emerged wave-cut platforms, abraded during each of the last Pleistocene interglacials, are particularly praised. The determination of uplift rates (either as 'absolute' cumulative rates up to the present, or as reconstructed rates through time of the vertical motions) is basically funded upon age assignments of each terrace and a correlation with known highstands of sea level. The direct age determination of marine terraces and their associated deposits may be obtained through varied methods, according the material available and the regional setting: tephrachronology, radiometrical (U-series, Electron Spin Resonance), aminostratigraphic or cosmogenic dating methods. The most widely used radiometric tool, generally applied to coral material, is based upon U-series measurements, but only covers the last 300 ka or so. This method is thus theoretically able to determine the age of reef tracts formed during the last three interglacials. The other dating methods have also their own limitations, regarding the suitability of samples or the time-range covered, and none is commonly adequate to determine the age of terraces formed during the first half of the Middle Pleistocene (= 740 to 140 ka) or the Early Pleistocene (= 1 800 to 700 ka). Consequently, marine terraces coeval with, or older than, the Marine Isotopic Stage (MIS) 11 (around 400 ka) cannot be commonly identified through geochronological methods.

Along the west margins of the American continent, marine terraces are particularly developed in Alaska, Oregon, California, NW Mexico (Baja California), Ecuador, Peru and Chile, in regions submitted to quite different tectonic regimes: triple junction context, transpressive and convergence situations, subduction of aseismic ridges. Vertical sequences of staircased terraces have been extensively studied for many decades in California [Lindgren, 1888; Arnold, 1903; Woodring et al., 1946; Wehmiller et al., 1977], and more recently in Mexico [Orme, 1974; Ortlieb, 1987, 1991] and in Ecuador southwards to central Chile [Paskoff, 1977; Macharé, 1987; DeVries, 1988; Radtke, 1989; Hsu, 1988]. Among the most famous flights of terraces that encompassed the whole Pleistocene may be mentioned those of San Pedro, near Los Angeles [Szabo and Rosholt, 1969; Wehmiller et al., 1977; Muhs and Rosholt, 1984], of several Channel Islands [Weaver et al., 1944; Woodring et al., 1946; Vedder and Norris, 1963; Muhs and Szabo, 1982; Muhs 1983, 1985], and of San Juan, Peru [Broggi, 1946b; Macharé, 1987; Hsu, 1988; Macharé and Ortlieb, 1992], in areas that had been submitted to continuous uplift motions for more than a million years. It is in areas like these, which do not seem to have registered significant variations of the vertical motions through time and which did not experience very high uplift rates, that it is possible to register the most complete records of former high seastands.

For climatic (and paleoclimatic) reasons, marine terraces and associated deposits are particularly well preserved in Baja California peninsula (Sonoran desert), southern Peru and northern Chile (Atacama desert) (Figure 1). These coastal regions are characterized by arid (or extremely arid) conditions which effectively preserved the fossil material and the sedimentary cover of the terraces. The preservation of the molluscan shells in dry environments limits the circulation of groundwater and the migration of radioelements to and from the biogenic carbonates, thus making possible radiometric ($^{238}U/^{230}U/^{234}Th$) dating of shells (which cannot be used reliably in more temperate areas) [Hillaire-Marcel, et al., 1996; Zazo et al., 1999].

Regional studies previously performed in these three regions of Mexico, Peru and Chile, led us to identify the MIS 11 terrace and to recognize several morphological and paleontological particularities with respect to other (both younger and older) Pleistocene terraces. The present objective is to review some of these particularities and to examine to what extent they can contribute to the reconstruction of paleoclimatic and paleoceanographic aspects of the *ca.*

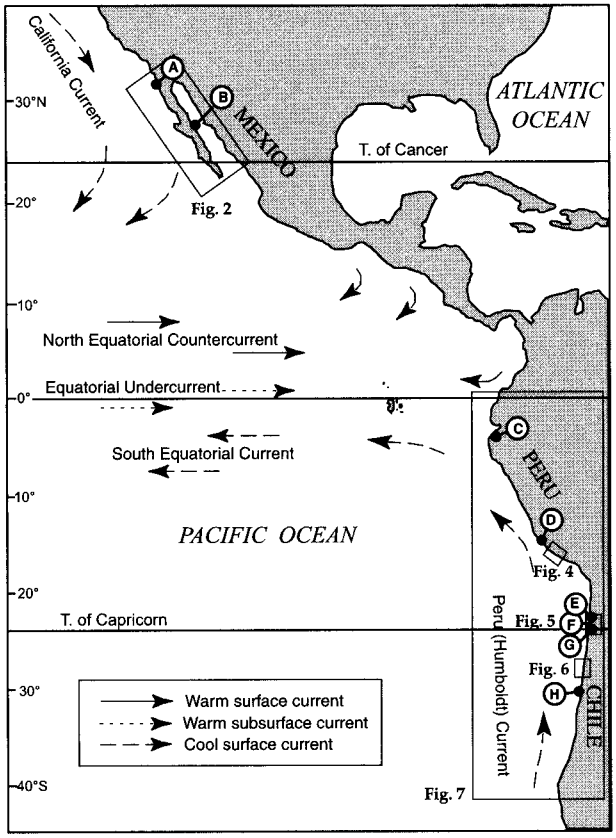


Figure 1. Sketch map of the studied areas (Figures 2 to 6) in the tropical belt of western Americas, with mention of the major oceanic currents. The dots with letters indicate the location of photographs of MIS 11 terraces in Figure 3.

400 ka interglacial. Of particular interest are the width of the terrace, in relation to the duration of the interglacial stage, and paleontological anomalies observed in the faunal content of the associated deposits. The interpretation of the faunal composition of fossil assemblages within MIS 11 in Chile will lead us to envision that coastal currents nowadays controlled by El Niño conditions may have existed, and were probably enhanced, during this interglacial stage.

2. GEOMORPHOLOGICAL EVIDENCE FOR A LONGER-LASTING INTERGLACIAL

The width of a marine terrace depends highly on the duration of the high seastand during which it was carved. Thus, within a flight of erosional terraces, disposed in staircase arrangement, that were cut in the same geological substrate, a wider terrace may be interpreted as having been formed during a longer lapse than the others. The indication of a longer-lasting episode of high seastand is confirmed in the case where a terrace of a given age is systematically wider than other ones, on a regional scale. This situation was found in several cases in Mexico, Peru and Chile. It was particularly clear in the peninsula of Baja California.

2.1. MIS 11 Terraces in Mexico

During a general reconnaissance of emerged Pleistocene marine terraces along both sides of Baja California peninsula, Ortlieb [1987, 1991] observed that the remnants of a particular high seastand of the Middle Pleistocene were wider than the other terraces. As this particularity was recognized on both sides of the peninsula and in coastal segments that had been submitted to different long-range uplift rates, it was interpreted that the feature was not related to local tectonic causes [Ortlieb, 1987, 1991]. In many localities, this wide terrace could be attributed to the fourth youngest interglacial of the Pleistocene, i.e. the MIS 11 high seastand.

The intrinsic limitations of the geochronological methods explain that no accurate age determination could be obtained on material from this wide terrace. The biogenic carbonates are beyond the range of U-series dating, while the time range covered by the aminostratigraphic method is limited to the latest Pleistocene in the Gulf of California and to the last three interglacial/glacial cycles on the Pacific coast of Baja California. Even on the relatively cool western coast of the peninsula, Late and Middle Quaternary air temperatures have been warm enough to lead to racemic equilibrium of the aminoacids in mollusc shells of Middle Pleistocene localities older than MIS 9 [Keenan et al., 1987]. However, the radiometric and aminostratigraphic data obtained on the youngest terraces are useful to estimate the local uplift rates, and to indirectly assess the chronostratigraphic position of the wide terrace. The correlation of this terrace with the MIS 11 is thus based on geometric and morphostratigraphic grounds, and on geochronological measurements made on molluscan shells of the terraces formed during the MIS 9, MIS 7 and MIS 5 [Ortlieb, 1987]. The continuous uplift motions experienced in many localities of Baja California peninsula, in the course of the last million years, accounts for a regular vertical spacing of the marine terraces and for the identification of the MIS 11 remnants.

Two examples of the large development of the marine terrace assigned to the MIS 11 are shown in Figure 3A and 3B. The examples are taken from the western and eastern sides of the peninsula, at Punta Banda (Figure 3A) and north of Santa Rosalia (Figure 3B), respectively. In both cases, the series of staircased marine terraces are well preserved and, due to particular tectonic contexts, did register stronger uplift motions than the rest of the peninsula. The Punta Banda sequence includes up to 14

terraces, with shoreline angles between +10 and +320 m asl [Lindgreen, 1888, Allen et al., 1960, Ortlieb 1987, 1991, Rockwell et al., 1989; Muhs et al., 1992]. The widest and most conspicuous terrace, assigned to the MIS 11, lies at about +140 m. In northwestern Baja California (28°-32°N), the elevation of the shoreline angle of this terrace tentatively correlated with the MIS 11 varies from +75 and +140 m asl (Figure 2).

Near Santa Rosalia, the sequence of terraces is well documented through a series of 12 transects studied across the coastal region, along an 8-km stretch of the coastline. The widest terrace (shoreline angle at *ca.* +100 m asl) is particularly well defined immediately to the south of the little town, and has been used for the construction of the airstrip. In several transects the wide terrace appears as "double", and shows evidence of at least one reoccupation by the sea of a previously eroded platform. It is difficult to determine whether such a reoccupation reflects a double peak in sealevel variations (within the MIS 11 interglacial), or if it is an evidence for a reoccupation (during MIS 11) of a platform previously cut (during the MIS 13 ?). To the north of Santa Rosalia, other remnants of the same wide terrace also show traces of at least two positive fluctuations of sea level. The elevation of the shoreline angle of this terrace assigned to the MIS 11, along the volcano-tectonically active coastal region of Santa Rosalia, varies between +65 and +140 m. At a regional scale, referring to the whole east coast of Baja California (23°-32°N), this terrace lies at elevations varying between +30 and +75 m asl (Figure 2).

2.2. MIS 11 Terraces in Peru

In Peru, marine terraces are preserved in the northern reaches of the country (3-6°S) and along the southern coast (15-18°S) [Bosworth, 1922; Broggi, 1946a]. The northern Peru coastal terraces, locally called "tablazos", were studied from geomorphological, neotectonic and paleontological points of view [DeVries, 1984, 1986, 1988] but could not be dated. Regional warm air temperatures (since the deposition of the coastal sediments) hindered the aminostratigraphic approach, even for the last interglacial (MIS 5) deposits, and no U-series dating of mollusk was attempted. However, morphostratigraphic considerations led to interpret that the youngest terrace (Lobitos Tablazo) was formed during the last interglacial maximum (substage 5e during MIS5), and the well developed tablazo Talara (Figure 3C) was formed during the MIS 11.

In southern Peru, sequences of staircased marine terraces were studied in many localities [Broggi, 1946b; Macharé, 1987; Hsu, 1988; Hsu et al., 1989; Ortlieb and Macharé, 1990; Macharé and Ortlieb, 1992]. The longest sequence of terraces, which includes the highest-lying (+780 m asl) Pleistocene wave-cut platform in Peru (and South America), is located east of San Juan Marcona (15°30'S). The high uplift rates during Quaternary times (of the order of 700 mm 10^{-3}y, see Macharé and Ortlieb, 1992) calculated in this area, are directly related with the subduction of the Nazca Ridge below the South-American plate [Macharé, 1987; Hsu, 1992, Macharé and Ortlieb, 1992]. The crustal mechanism involved in the uplift motions of the area accounts for a relative continuity through time of the vertical movements, and thus justifies an analysis of the geometric disposition of the numerous shoreline remnants. Because of the high uplift rates, the San Juan area was able to register with a great detail the Pleistocene high seastands, including those corresponding to substages within the interglacials. Aminostratigraphic and radiometric (Electron Spin Resonance and U-series) data from fossils of the lower terraces (MIS 5, 7 and 9) were obtained but led to controversial chronostratigraphic interpretations [Radtke, 1987; Hsu, 1988; Hsu et al., 1989; Ortlieb and Macharé, 1990; Macharé et al., 1992]. According to the interpretation which heavily relies upon morphostratigraphic criteria [Ortlieb and Macharé, 1990] and which does not lean upon an extrapolation of the "Californian" model of amino-acid racemisation [Leonard and Wehmiller, 1992], the inner edge of the substage 5e terrace would lie at +105 m asl, in the strongly uplifted sequence of San Juan Marcona (Cerro el Huevo). In this same sequence, the MIS 11 terrace would be the one that is preserved at *ca.* +400 m. Although eroded in the Cerro el Huevo area (Figure 3D), the remnants of this terrace belong to the widest emerged marine platforms of the San Juan region.

In another sequence of marine terraces located at Chala (15°50'S), favorable conditions of formation and preservation of both erosional and depositional coastal features provided criteria to distinguish interglacial stages. The relative amount of alluvial/colluvial deposits accumulated at the foot of the paleo-seacliffs was interpreted there in terms of spans of time, and thus offered a mean to recognize and distinguish marine platforms formed during stadial substages (within a same interglacial) from terraces that can be assigned to different interglacial peaks [Goy et al., 1992]. Thus, after a detailed mapping of Pleistocene coastal features in the Chala area, several morphostratigraphic and sedimentological particularities of one of the Middle Pleistocene terraces led to identify it as the one formed during the MIS 11. In the surroundings of Chala, this terrace which lies at elevations varying from *ca.* +150 to +200 m asl, is wider than most of the older and younger marine terraces of the area. Locally, it is covered by relatively thick and varied sedimentary deposits which record a succession of coastal environmental conditions within a single interglacial stage. This depicts a complex history of sealevel variations during

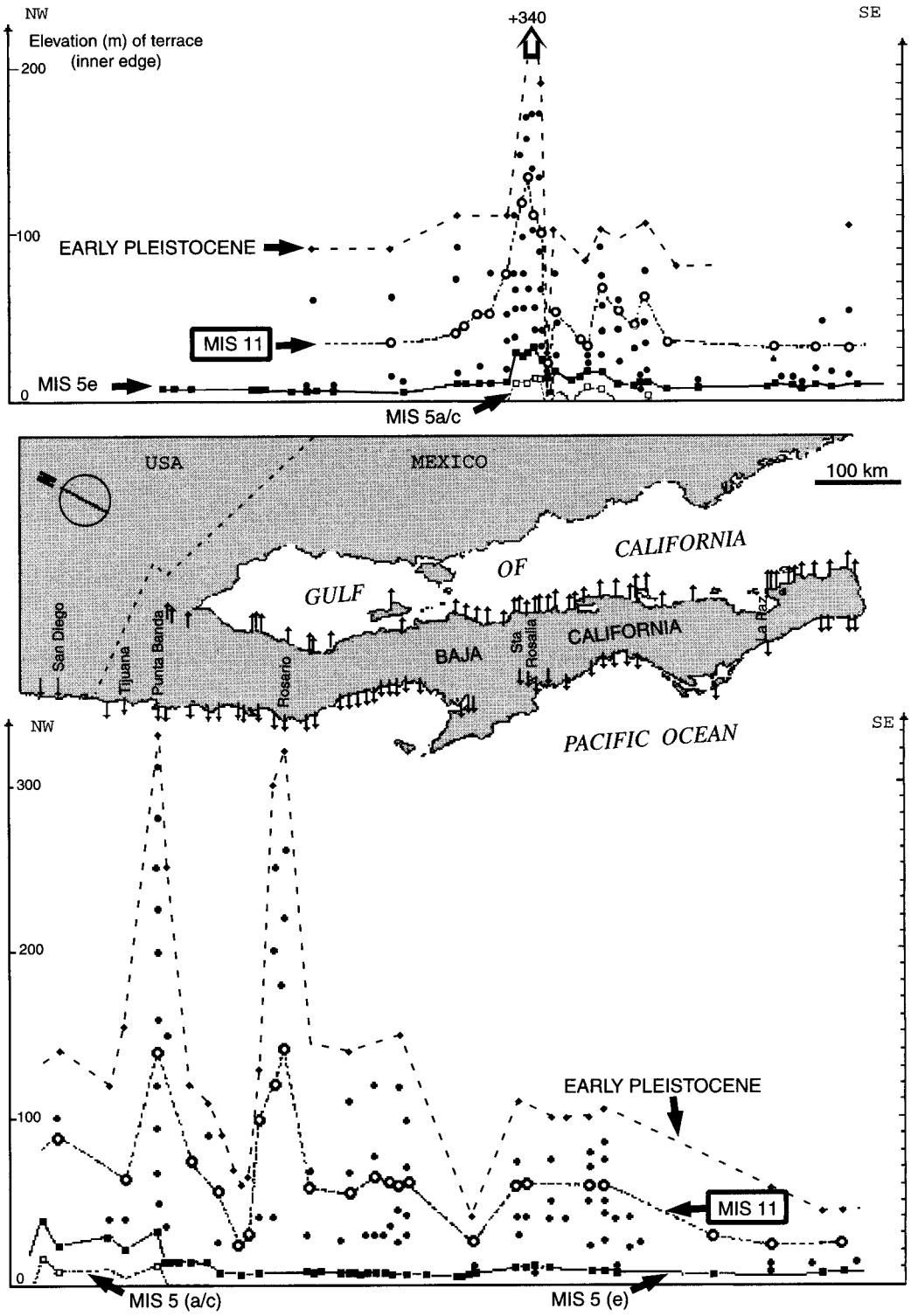


Figure 2. Variation of elevation of presumed remnants of the MIS 11 marine terraces along the eastern and western coasts of Baja California (except for the Vizcaino Peninsula) (modified from Ortlieb, 1991). Photographs A and B of Figure 3 illustrate the remnants of this terrace at Punta Banda and north of Santa Rosalia.

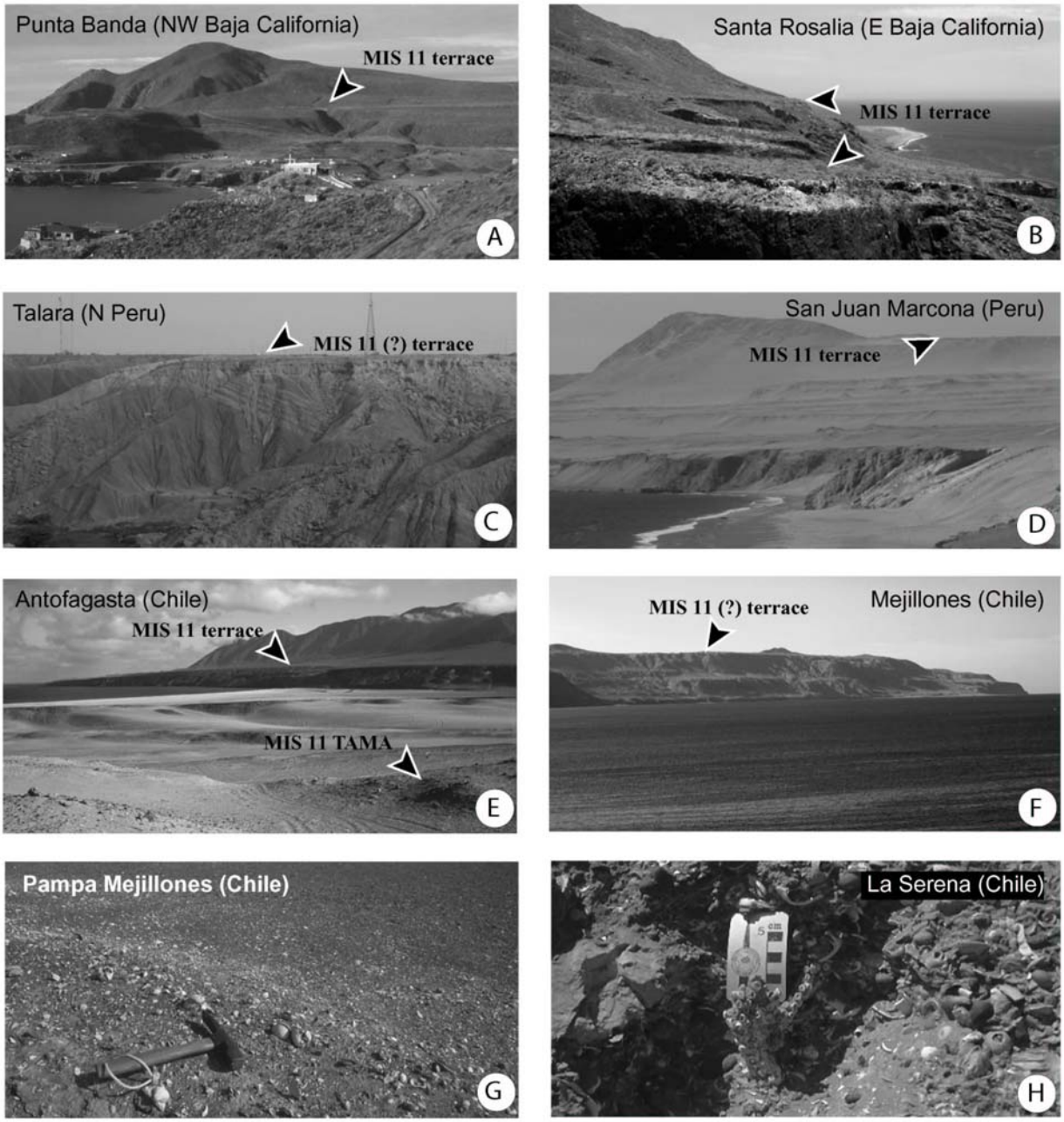


Figure 3, Varied aspects of MIS 11 marine terrace remnants in northwestern Mexico, Peru and northern Chile.
3A & 3B: Large development of the marine terrace assigned to MIS 11 in two distant localities in Baja California peninsula (Mexico): on the northwestern Pacific side (Punta Banda) (A) and on the Gulf side (N of Santa Rosalia) (B). In these two cases where long sequences of marine terraces were preserved, as in many other localities along the coasts of the peninsula, the MIS 11 terrace is the widest and most developed platform.
3C & 3D: Two examples of MIS 11 terrace on the extremely arid coast of Peru, at Talara (the Talara « tablazo ») on the northern coast (3C) and on the central coast at San Juan Marcona (3D), see location in Figure 1.
3E & 3F: MIS 11 terrace remnants in southwestern (3E) and northwestern (3F) Mejillones peninsula, northern Chile (23°S). The associated deposits bear abundant warm water fauna (TAMA) in the northern end of Antofagasta Bay (La Rinconada locality, 3E), both atop the wave-cut terrace (visible in the middle ground) and in the downdropped and tilted fault-block (foreground). At Punta Angamos (3F), the wide upper platform is tentatively assigned to the MIS 11.
3G & 3H: Close ups of MIS 11 TAMA deposits in northern Chile: at Pampa Mejillones (3G), with many in situ shells of *Trachycardium procerum*, and at La Serena (3F), with reworked shells and an (in situ) colony of an unidentified coral (cf. *Oculina* sp.).

this particular interglacial. Another evidence for short-term sea-level variations is provided by the fact that the wide complex terrace assigned to the MIS 11 is actually formed by three or four morphological platforms (inner edges at +177, +184, +194 and +200 m asl at Chala). Local geological conditions permitted to register in Chala up to four high seastands during the MIS 11 and the MIS 5 episodes [Goy et al., 1992; Ortlieb et al., 1994].

Near the Chilean border, another sequence of at least 11 staircased marine terraces is located at Ilo (17°S), between a few meters asl up to +350 m [Narvaez, 1964]. Two particularly wide terraces are conspicuous in the area: Pampa del Palo, formed during the last interglacial stage [Hsu, 1988, Ortlieb et al., 1992, 1996a], at +25 m asl, and Pampa Inalambrica, at +120 to +160 m. The age determination of the Pampa Inalambrica terrace is hindered by various morphological and geological features: as it is located at the mouth of a major river, the terrace has been seriously eroded and the associated marine deposits poorly preserved, and the marine platform is covered by thick alluvial sediments. However, calculations based on an estimate of the local uplift rate in the faulted block of Ilo (north of Pampa del Palo, which registered complex vertical motions, see: Ortlieb et al. [1996a]) support an assignment to the MIS 11 of the Pampa Inalambrica. This morphostratigraphic interpretation is consistent with the identification of the MIS 11 terrace here proposed in the other localities of northern and southern Peru.

2.3. MIS 11 Terraces and Beach-ridge Sequences in Chile.

In Chile, sequences of Pleistocene marine terraces are particularly well preserved in Mejillones peninsula and surroundings (23°S), the Caldera-Bahia Salada area (27°-28°S) and near Coquimbo (30°S) [Paskoff, 1970, 1977]. Recent progress in the chronostratigraphic studies of the youngest Pleistocene marine terraces was obtained by combining radiometric, aminostratigraphic and morphostratigraphic data [Radtke, 1987; Hsu et al., 1989; Leonard and Wehmiller, 1992; Ortlieb, 1995, Ortlieb et al., 1997; Marquardt, 1998]. These combined geochronological data permitted to identify remnants of the MIS 5, MIS 7 and MIS 9 terraces. In Mejillones peninsula area, where numerous and detailed geochronological measurements were recently performed, the MIS 9 coastal deposits are well dated by aminostratigraphic and U-series methods [Ortlieb, 1995, and unpublished data]. These results provide a useful control for the morphostratigraphic age estimate of the marine terrace (or coastal deposits) that immediately predate the MIS 9 unit. A U-series age measurement was attempted on coral fragments (the only corals found in northern Chile Quaternary coastal deposits, not yet plainly identified, cf. *Oculina* sp., see Figure 3H) from a probable MIS deposit at La Serena. The result is not geochemically reliable but yield indications that the sample was older than MIS 9, and possibly of MIS 11 age (U = 2.58 ppm; Th = 12.61 ppb; $^{234}U/^{238}U$= 1.15, Hillaire-Marcel and Ghaleb, pers. comm. 1996]. The mentioned deposit at La Serena, and many others that are assigned to the MIS 11 interglacial in northern Chile, contain particular molluscan assemblages, or at least some fossils that are never found in any other interglacial coastal deposit. This paleontological criteria, which will be discussed further below, strongly suggests anomalous water conditions in the area during the MIS 11 interglacial.

Coquimbo region has been considered as the key area for the chrono-morphostratigraphy of the Chilean Pleistocene marine terraces [Paskoff, 1977]. As early as the mid-nineteenth century, Darwin [1846] had been struck by the staircased disposition of the well-formed terraces of the La Serena-Coquimbo area. Paskoff and Herm [1967], Herm [1969] and Paskoff [1970] defined in this region four "interglacial" stages (Herradura II and I, Serenense II and I, from the youngest to the earliest) that they attempted to correlate with the northern hemisphere chronostratigraphy. It was only in the late eighties that U-series and Electron Spin Resonance (ESR) radiometric dating [Radtke, 1987, 1989] and aminostratigraphic analyses [Hsu et al., 1989; Leonard and Wehmiller, 1992] provided the first geochronologic data to assess the age of the most recent terraces. According to these new data, it is clear that the former identification of the Chilean marine terraces, that had been essentially based on their present elevation (instead of their chronostratigraphic age), should be definitely abandoned [Ortlieb et al., 1997].

In the Antofagasta-Mejillones area, aminostratigraphic and U-series analyses led to the identification of coastal deposits formed during the MIS 5, 7 and 9 [Ratusny and Radtke, 1988; Radtke, 1989; Ortlieb, 1995; Ortlieb et al., 1996c], which indirectly helped to identify the MIS 11 deposits. Thanks to its morphotectonic characteristics, Mejillones peninsula registered an interesting combination of former sea level remnants, with sequences of beach-ridge series and staircased wave-cut platforms. The former features constitute regressive sequences formed during sea level lowering after the transgression maximum of each interglacial episode, while the latter are related to the highest position reached by the sea level, during the interglacial maxima. Two major beach-ridge sequences were developed in slowly uplifted semi-grabens in the eastern part of the peninsula: a larger one (10 km wide and more than 20 km long) in the northern half of the peninsula, called Pampa Mejillones, and a shorter one, to the south of the peninsula, where was built the Antofagasta airport,

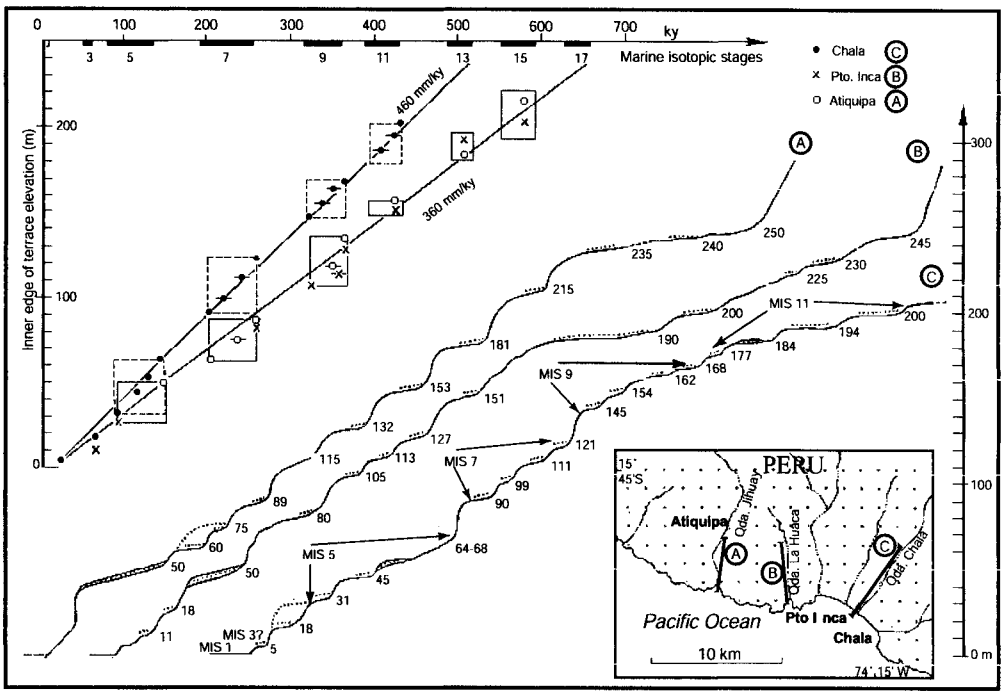


Figure 4. Schematic cross sections of marine terrace sequences in the area of Chala, south-central Peru, and morpho-chronostratigraphic interpretation proposed by Ortlieb and Macharé [1994].

therefore informally called Pampa del Aeropuerto (Figure 5). Ortlieb [1995] and Ortlieb et al. [1996b] discussed the morphostratigraphical position of a series of beach ridges from Pampa del Aeropuerto, in which was found an anomalous assemblage of warm-water and normally cold-water mollusks. This series of beach ridges was formed during the interglacial which immediately preceded the MIS 9 high seastand (assessed by several U-series measurements and aminostratigraphic analyses, Ortlieb, 1995]. The presence of several taxa of warm water mollusks that seem to be proper to the MIS 11 episode was then used to identify coeval deposits in other localities, including Pampa Mejillones (see below).

The regional vertical motions experienced by the Mejillones peninsula and surroundings have not been continuous throughout Pleistocene times [Ortlieb, 1995]. Furthermore, the peninsula experienced a strong tectonic activity during the Plio-Quaternary, with abundant faulting and block tilting [Armijo and Thiele, 1991; Ortlieb et al., 1996b]. In such conditions, it is not possible to rely upon the elevation of the paleo-shorelines, or the relative width of the terraces, to estimate their age, or the duration of the episodes of high seastand. In Pampa del Aeropuerto, the MIS 11 deposits crop out at elevations between +10 m (in a down-dropped faulted block) and + 90 m asl. In Pampa Mejillones, the beach ridges that contain warm water fossils are found between + 140 and +200 m asl. It may be added that several localities of the northwestern and southwestern reaches of the peninsula show very wide wave-cut terraces, often devoid of associated deposits and for which no age determination is available. One of the most conspicuous wave-cut terrace in the area, located at Punta Angamos, at an elevation of about +120 m asl, is tentatively assigned to the MIS 11 (Figure 3F). Detailed mapping and an attempt of lateral correlation between the remnants of Pleistocene high seastand episodes, within Mejillones peninsula, are presently underway (Marquardt's doctoral thesis).

In the coastal area of Caldera-Bahia Salada region, Pleistocene marine terraces and their associated deposits are widely developed and commonly measure several km in width. In this area, recently re-mapped [Marquardt, 1998, Godoy et al., 2000], geochronological data on the most recent terraces were much more limited than in Mejillones region [Leonard et al., 1994; Radtke, 1989]. The identification of the MIS 11 terrace and associated deposits was based upon a combination of paleontological evidence and morphostratigraphic reconstructions through a series of transects (of which only a few are shown in Figure 6).

In several topographical transects perpendicular to the shore, between Caldera and Bahia Salada, the marine terrace assigned to the MIS 11 appear as particularly wide and commonly measure more than several km in width

(Figure 6). This particularity compares with the larger width of MIS 11 terraces in northwestern Mexico and in Peru.

2.4. Duration of the MIS High Seastand and Sea-level Variations

Undoubtedly the lack of straightforward geochronological methods which may be applied to ca.400 ka deposits did hamper the formal identification of the MIS 11 terrace, thus limiting pertinent interpretations regarding the particularities of this interglacial. On-going research on a cosmogenic method based on ^{36}Cl may provide a new dating tool for Middle Pleistocene shorelines [Zreda & Phillips, 2000; Zreda, pers. comm., 2000). Meanwhile, as shown in the mentioned areas, it is only in the cases where some reasonable assumptions on the uplift motions during the last half million years (be they constant or not) can be made, that the identification of the MIS 11 terrace is proposed. It is in these cases, where continuous vertical movements produced well-preserved sequences of terraces that it becomes possible to assign a MIS 11 age to a particular terrace (or a series of closely spaced platforms). This identification is considered as reliable when radiometric and/or aminostratigraphic data support the assignation to the MIS 9 of the marine terrace that is morphostratigraphically located immediately below the terrace presumed to have been formed during the MIS 11.

From this rapid review on terrace remnants assigned to the MIS 11 interglacial, along the coasts of northwestern of Mexico, Peru and Chile, several particularities of the *ca.* 400 ka interglacial may be stressed. From the large width of the MIS 11 terraces, it can be inferred that the duration of the high seastand lasted more than during both previous and younger interglacial stages. During the interglacial maximum of the MIS 11, sea level was most probably at a higher elevation than the present datum, possibly as high (or even higher) than during the substage 5e (generally estimated at *ca.* 6 m above present sea-level [Chappell and Shackleton, 1987]). Morphostratigraphic observations in the studied regions suggest either a complex history of sea-level variations within the MIS 11, or effects of short-lived tectonic uplifts (co-seismic activity?), or else a combination of both phenomena. In southern Peru localities (Chala) up to four platforms are registered during both MIS 11 and MIS 5 episodes (Figure 5). It is envisioned that this multiplicity of staircased platforms within both interglacials involve co-seismic activity and sudden uplift motions of the continental edge, and thus would not necessarily reflect only sea level fluctuations.

As the precise age of the highest seastand episode (and other positive sea-level variations) within the MIS 11 cannot be determined with accuracy, it is practically impossible to calculate the duration of the terrace formation and to infer the "eustatic" position of the sea-level during the interglacial maximum. However, through a simple comparison of the width of the emerged terraces, in the different studied regions, it can be inferred that the carving of the MIS 11 terrace lasted at least as long as the whole MIS 5 interglacial (from substage 5e to substage 5a), i.e. 40 ky. This gross estimate is concordant with several other lines of

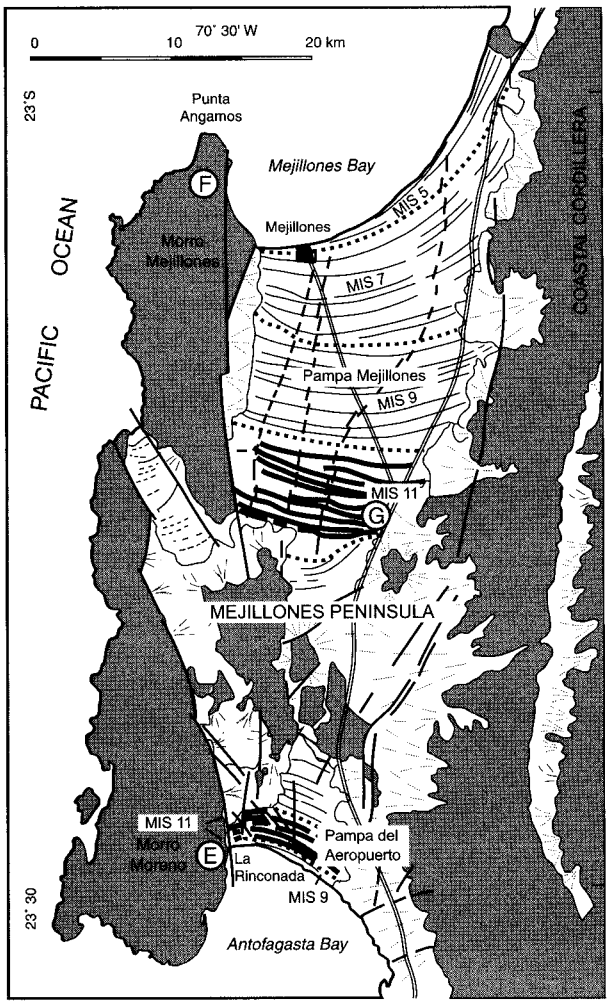


Figure 5. Chronostratigraphic interpretation of the beach-ridge series of Pampa Mejillones and Pampa del Aeropuerto, in Mejillones peninsula (23°S), based on aminostratigraphic and radiometric data [Ortlieb, 1995; Ortlieb et al., 1996b, 1997]. The TAMAs (Thermally Anomalous Molluscan Assemblages) found in the western part of the Pampa del Aeropuerto (La Rinconada) and in the southern reaches of Pampa Mejillones helped to identify and correlate the coastal deposits coeval with the MIS 11. Composition of these TAMAs is indicated in Table 1. Letters E, F and G correspond to the location of the views of Figure 3E, 3F and 3G.

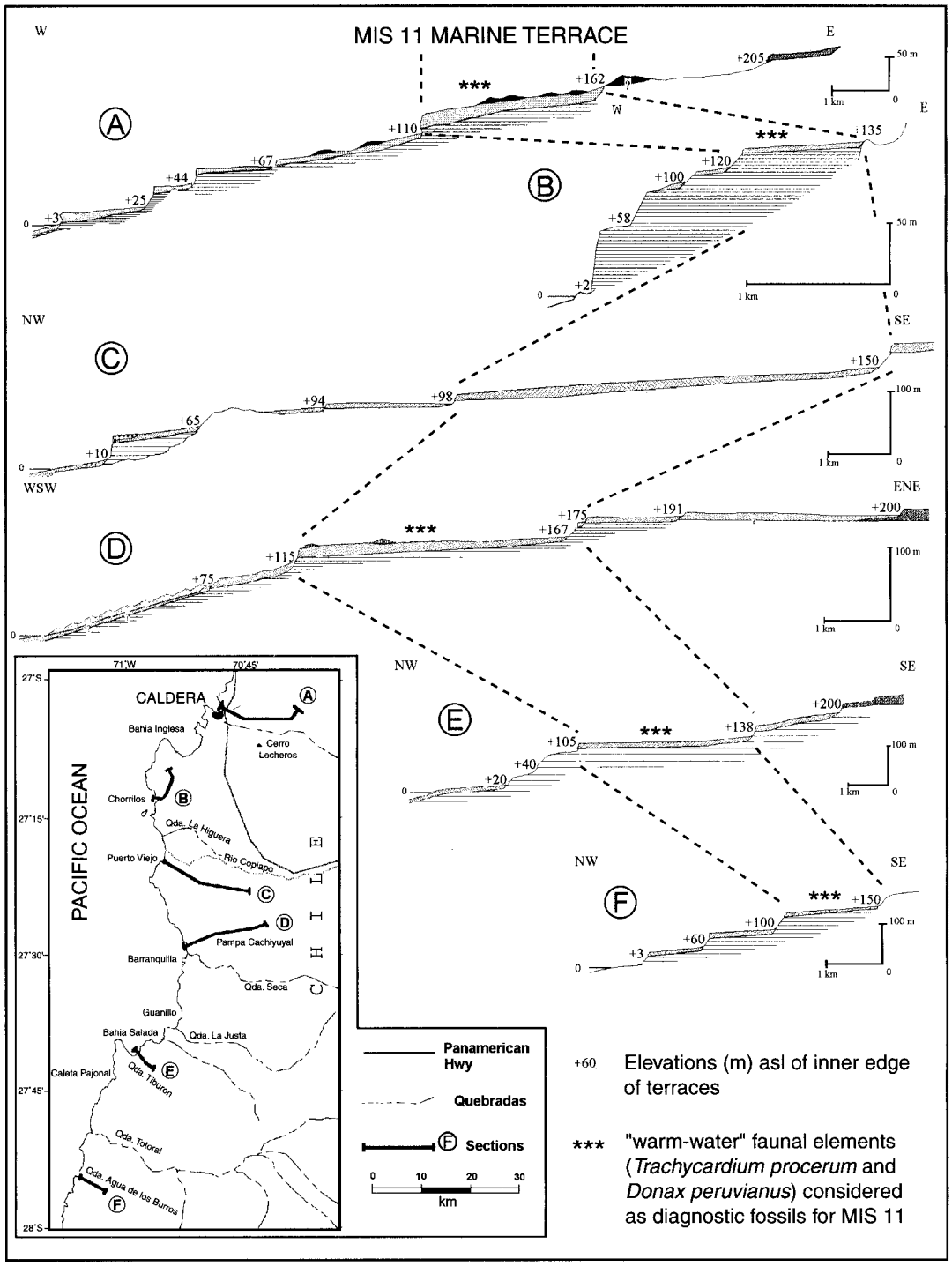


Figure 6. Remnants of the marine terrace assigned to the MIS 11 in the Caldera- Bahia del Salada region (27-28°S) in north-central Chile. In most cases, the MIS 11 terrace can be identified by the occurrence of one or two bivalves species (*Trachycardium procerum* and *Donax peruvianus*) which are lacking in coastal deposits of the other terraces and which nowadays live on the Peruvian coast (i.e. more than 1000 km to the north). The width of the terraces correlated with the MIS 11 is significantly larger than that of other interglacials.

evidence from the deep ocean or shoreline studies in other regions [Imbrie and Imbrie, 1980; Shackleton, 1987; Poore et al., 1999].

3. PALEONTOLOGICAL EVIDENCE FOR WARMER CONDITIONS

3.1. Zoogeographic Provinces and TAMAs

The limits of the zoogeographical molluscan provinces along the eastern coasts of the tropical Pacific Ocean are not equidistant from the Equator. The Peruvian (Humboldt) Current system which borders the coast of Chile and the major part of Peru and which cools down these coastal waters (Figure 1) provokes a strong asymmetry in the biogeographical pattern in both hemispheres. In the northern hemisphere, the northern boundary of the Panamic molluscan province is located near 23°N off western Baja California, and the Surian province constitutes a transition zone toward the Californian province [Woodward, 1856, Schenk and Keen, 1936; Newell, 1948; Valentine, 1961, 1966, Hall, 1964; Roy et al., 1995, 1998]. In contrast, the limit between the Panamic and Peruvian provinces is found at about 4-6°S, in northern Peru [Dall, 1909; Ballech, 1954; Olsson, 1961, Haydan and Dolan, 1976]. This limit which is actually transitional and shelters a few endemic species of mollusks, has been named "Paita Transition (or Buffer) Zone" by Olsson [1961] (Figure 7). The boundaries of the zoogeographic provinces are often controlled by SST regimes, current distribution and/or complex interactions between oceanographic conditions and larval transport. Across the Paita Transition Zone, between 3°and 6°S, there is both a sharp thermal gradient: the mean (austral) summer SST increases by almost 5°C [Sverdrup et al., 1942] and a complex system of westwards diverging currents (Fig. 1). To the south, the Peruvian province ends at 42°S, near Chiloe [Dall, 1909; Dell, 1971], where begins the Magellanic province.

This biogeographical pattern observed at present may have varied somewhat from one interglacial to the other during the Pleistocene. For many decades, US paleontologists and paleoecologists discussed the nature, causes and conditions of variations in molluscan fossil assemblages recognized in California and Baja California marine terraces with respect to the present zoogeographical distribution of the same species [Arnold, 1903; Smith, 1919; Crickmay, 1929; Grant and Gale, 1931; Woodring, 1946; Arrhenius, 1953; Addicott, 1966; Valentine, 1966, 1989; Valentine and Jablonsky, 1993]. The detailed observation of the composition of the faunal content of many terraces of California gave rise to the concept of "Thermally Anomalous Molluscan Assemblages", or TAMAs [Valentine, 1955; Emerson 1956; Zinsmeister and Emerson, 1979; Roy et al., 1995]. TAMAs represent mixtures of species which presently live far apart, under distinct climatic or ecological regimes. The species found in fossil assemblages that do not live nowadays in the given locality and are characteristic of another zoogeographical province are called "extralimital" species.

Different cases of TAMAs may be encountered: fossil assemblages that include faunal elements which presently live in colder conditions (from poleward areas), or which are known in warmer conditions (from equatorward regions), together with a certain amount of species from the same locality, or else assemblages that intermingle species from both poleward and equatorward areas. In some cases, TAMAs may reflect significant time averaging, when alternate ecological/oceanographic conditions were met [Roy et al., 1996].

The TAMAs have been related to variations in upwelling intensity [Valentine, 1955], latitudinal shifts of isotherms [Smith, 1919], changes in SST seasonality, insolation factors, evolutionary changes in the physiology of the organisms [Woodring et al., 1946], and changes in current regimes [Zinsmeister, 1974; Zinsmeister and Emerson, 1979]. Previous studies on TAMAs in California and northwestern Baja California were developed predominantly on Late Pleistocene (MIS 5) and late Middle Pleistocene terraces (MIS 7 and 9). In these relatively cool coastal areas, the TAMAs are often formed by a mixing of warm-water species from the Panamic province with (more numerous) species that are nowadays living in the same area. In the Gulf of California, i.e. in the northern extremity of the Panamic province, TAMAs have not been identified. In general, the warm-water regions do not seem to have registered any significant invasion of cold-water species during interglacial stages (or substages) of the Middle and Late Pleistocene.

3.2. Anomalous Molluscan Assemblages in Peru

Because of the asymmetry of the latitudinal distribution of the zoogeographical provinces, a different situation is found in the southern hemisphere. TAMAs have been observed along the coasts of central and southern Peru, as well as in northern Chile (Figure 7). A Middle Holocene TAMA was described in central Peru, at Santa [Rollins et al., 1981; Sandweiss, 1986; DeVries and Wells, 1990; Perrier et al., 1994]. Late Pleistocene TAMAs were found in southern Peru, at Ilo [Ortlieb et al., 1990; Diaz and Ortlieb, 1993, DeVries et al., 1997]. Middle Pleistocene TAMAs were then recently discovered in northern Chile [Ortlieb et al., 1996b, 1997]. The latter concern MIS 11 deposits in the protected, northwestern extremity of Antofagasta Bay (La Rinconada locality, Figure 5), already mentioned. In all these cases, the

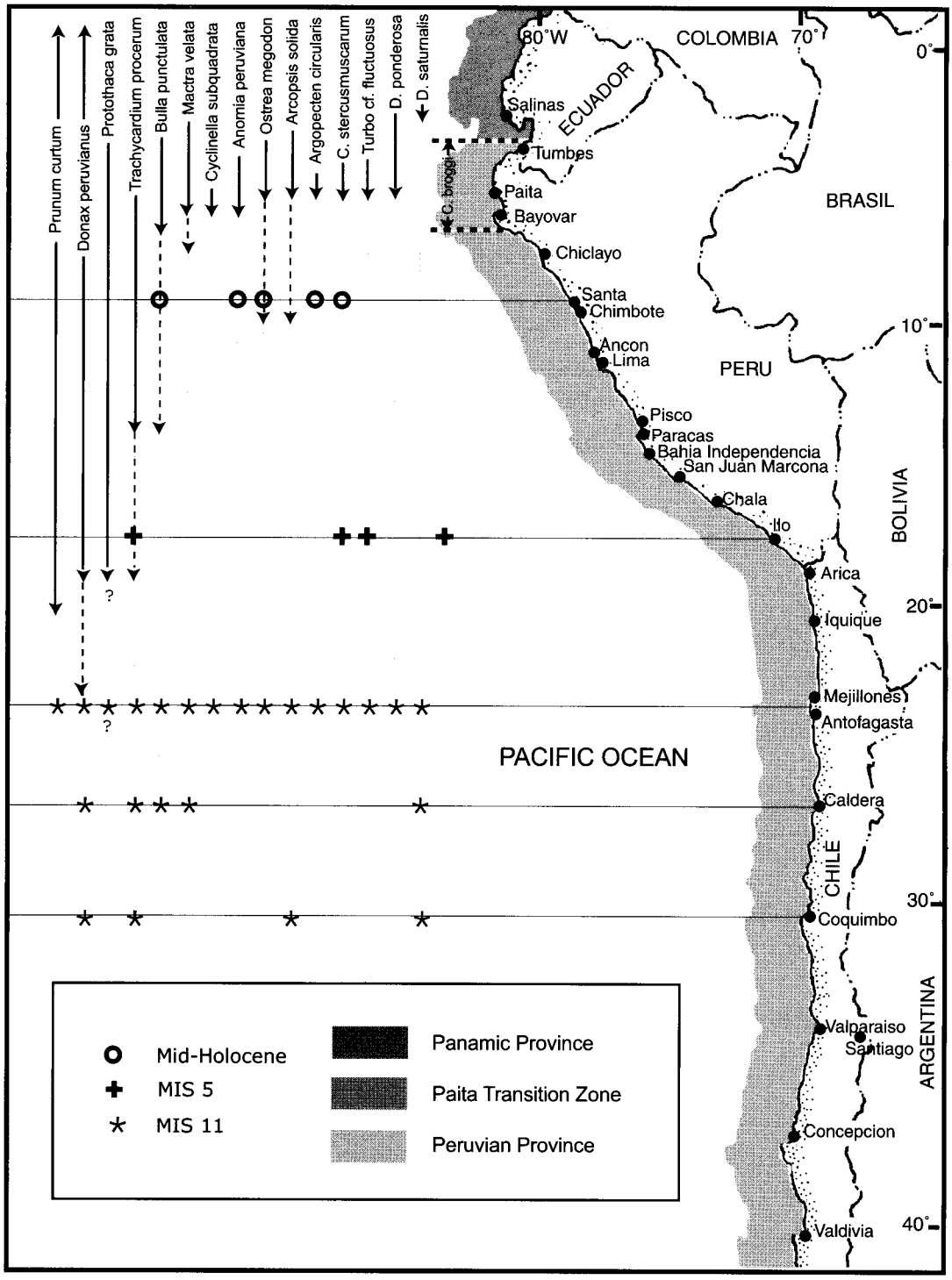


Figure 7. Schematic diagram showing the present-day zoogeographic provinces and the distribution of some the extralimital warm water species found in Quaternary TAMAs (Thermally Anomalous Molluscan Assemblages) along the coasts of Peru and northern Chile. The vertical (plain) arrows indicate the commonly accepted distribution of each species nowadays (e.g. DeVries 1986), and the dotted lines correspond to the maximum extension of the present geographical range (according to various authors, see Ortlieb et al., 1996b). The occurrences of each extralimital species in mid-Holocene (Santa), MIS 5 (Ilo) and MIS 11 (Mejillones, Caldera, La Serena) TAMAs are indicated, respectively, by circles, crosses and asterisks, at the corresponding latitudes.

fossil assemblages included warm-water elements that presently live north of 6°S, intermingled with species which commonly inhabit the respective areas. In these TAMAs of different ages, the specific composition and proportion of the Panamic (or Paita Transition Zone) component varied significantly. One common feature of all these TAMAs, though, is the fact that the extralimital (warm-water) elements are typical of protected embayments or lagoonal environments (coastal lagoons open to the ocean).

At Santa, the TAMAs developed during the mid-Holocene, immediately after the maximum of the Holocene transgression. The warm-water elements present in the 6000-4000 y BP deposits that do not inhabit the area presently include: *Cerithium stercusmuscarum, Chione broggi, Ostrea megodon, Argopecten circularis, Anomia peruviana* [Rollins et al., 1981; Sandweiss, 1986; Perrier et al., 1994; DeVries and Wells, 1990]. The presence of these species among cool-water elements has been recognized as a TAMA, by most authors (including Rollins et al., 1981), but discrepant interpretations of the fossil assemblages were further developed. The discrepancies on the significance of the Santa anomalous faunal assemblage were related with the question of determining the time of the onset of ENSO manifestations [Sandweiss et al., 1996; DeVries et al., 1997]. The problem consisted in determining whether a true TAMA was formed during the middle Holocene in restricted coastal environments, or if the warm-water species reflected permanent warm water conditions in the open sea.

According one group of researchers [Rollins et al., 1986; Sandweiss, 1986; Sandweiss et al., 1996], the warm-water elements lived along the shores of north-central Peru shortly before the mid-Holocene, and this documented a southward shift by some 500 km of the boundary between the Panamic and Peruvian provinces. They interpreted that it was only around 5000 y BP that this zoogeographic limit moved northward to where it is found nowadays (5°S). Such a reorganization of the regional circulation pattern of the eastern Pacific would have made possible the onset of the pervasive ENSO system.

The alternative interpretation was proposed by several other researchers who also worked in the Santa area [DeVries and Wells, 1990; Diaz and Ortlieb, 1993; Perrier et al., 1994; DeVries et al., 1997], using different approaches (including paleoecology and stable isotope geochemistry). They interpreted that a true TAMA existed in a lagoonal system located behind a large beach ridge, while only cool-water species lived in the open ocean. According this interpretation, a protected environment allowed the development of a series of warm-water species at a time when the insolation, and the air temperature, were greater than nowadays. Thus, the SST would not have been significantly different from what they are now in the nearshore area, except during short-time episodes that corresponded to El Niño events. Actually, the second group of authors considered that the existence of a TAMA at Santa implied that ENSO anomalies were active since at least 6,5 ka (and not after 5 ka) [Ortlieb, 1995; Ortlieb et al., 1996b; DeVries et al, 1997]. It was probably during relatively strong ENSO events, characterized by an anomalous warming-up of the coastal waters (by several degrees and during at least a few months), a several-decimeter elevation of sea-level and intensified southward nearshore currents, that episodic transport of larvae of warm-water species occurred and periodically fed the paleo-lagoon of Santa.

Further evidence of the occurrence of El Niño events between 6100 and 5500 y BP was provided by seriated stable isotope analyses on several shells of *Trachycardium procerum* which show thermal anomalies (of a few degrees C) that lasted a few weeks/months and compare with those measured in shells of the same species which survived the 1982-83 ENSO event [Perrier et al., 1994].

In the Late Pleistocene TAMA observed at Ilo, the number of extralimital species (*Trachycardium procerum, Chione broggi, Cerithium stercusmuscarum, Turbo* cf. *fluctuosus*) is reduced, and the fossil specimens are much less abundant than in the mid-Holocene assemblage of central Peru. Of particular interest is the occurrence of *Chione broggi,* a species which is presently restricted to the Paita Transition Zone [Olsson, 1961; DeVries 1986; Ortlieb et al., 1990]. In this case, like in Santa, the sedimentary deposits which contain the TAMA correspond to a lagoonal environment protected from the open ocean [Ortlieb et al., 1996a]. The reduced number of individuals of *C. broggi* and *C. stercusmuscarum* may be partly explained by the much larger latitudinal distance from the Paita area (1600 km) (vs. 400 km in the case of Santa. Another limiting factor may have been the local paleogeographic setting of the Pampa del Palo which might have offered a limited protection from the influence of the cool-water offshore conditions. In any case, the exceptional occurrence of the extralimital species mentioned in a paleo-lagoon at Ilo strongly supports the existence of El Niño-like conditions during the Late Pleistocene [Diaz and Ortlieb, 1993; Ortlieb et al., 1996b; DeVries et al., 1997]. During the last interglacial stage, larvae from the Paita Transition Zone were transported, at least episodically, to this latitude and local environmental conditions enabled the organisms to reach an adult stage.

3.3. TAMAs and El Niño Impacts on the Occurrence of Extralimital Species in Northern Chile

The MIS 11 TAMA described at La Rinconada, northwest of Antofagasta Bay (23°S) was first mentioned by Ortlieb [1995] and Ortlieb et al. [1996b]. This anomalous molluscan

assemblage somewhat resembles the Santa TAMA, in terms of specific composition and abundance of extralimital elements. Many extralimital species are common to both localities [Ortlieb et al., 1996b]. But the great distance between the Paita Transition Zone, i.e. the southern boundary of the Panamic Province, and the Antofagasta Bay (~ 2000 km), is noteworthy and poses an interesting problem regarding the oceanographic conditions that prevailed during the MIS 11. The co-existence of cool-water species on the open shores and warm-water lagoonal species in protected areas, during the *ca.* 400 ka interglacial, strongly suggests the occurrence of ENSO manifestations. As argued by DeVries et al. [1997], one may also wonder if a MIS 11 TAMA on the Tropic of Capricorn can be taken as evidence for enhanced El Niño phenomena during this particular interglacial.

Recent work on fossil faunal assemblages in Pleistocene marine terrace deposits of northern Chile [Ortlieb et al., 1997; Marquardt, 1998] confirmed that only the coastal deposits which can be assigned to the MIS 11 bear extralimital mollusk species. On the other hand, additional data was gathered on episodical occurrences of warm-water species in Antofagasta Bay [Guzmán et al., in press] and on the relationship between these phenomena and the ENSO (El Niño-La Niña) regime.

Along the Pacific coast of South-America, the El Niño phenomenon produces a series of impacts on the molluscan fauna, as well as on other elements of the trophic chain [Arntz, 1985; Tarazona, 1990; Arntz and Fahrbach, 1991; Diaz and Ortlieb, 1993]. During the very strong 1982-83 event, many molluscan species were severely affected in Peru and northern Chile (massive deaths, mass displacements to deeper areas or southward localities, shell growth anomalies), while a few opportunistic species (e.g. *Thais chocolata* and *Argopecten purpuratus*) experimented extraordinary booms [Valdivieso and Alarcon, 1985; Wolff, 1985; Arntz and Valdivia, 1985; Arntz, 1986; Arntz and Fahrbach, 1991]. Other observed impacts are the poleward larval transport of some northern species, their settlement in propitious areas, and the development of extralimital organisms. The few areas that allow the full development of individuals of extralimital species are those which offer environments protected from the cooling effects of the Peruvian (Humboldt) Current, like the bays of Ancon, Paracas or Independencia (see location in Figure 7). Anomalous occurrences of Panamic species on the central coast of Peru, after the 1982-83 El Niño event, include those of *Pteria sterna, Atrina* sp., *Bulla punctulata* and *Malea ringens* in Ancon and/or Independencia bays [Paredes et al., 1988; Tarazona et al., 1985, Vélez and Zeballos, 1985; Diaz and Ortlieb, 1991]. According to the degree of resistance of the species to different environmental stress, and to local ecological and geographic conditions, such individuals may, or may not, survive for years.

On the northern Chile coast Tomicic [1985, 1992] and Soto [1985]; observed the episodic occurrence of some foreign species during, or shortly after, El Niño events. Tomicic [1992] insisted on the protective role of the embayments oriented toward the south, as in the cases of Antofagasta Bay (Chile) or Independencia Bay (Peru), for the development up to an adult stage of the extralimital organisms. Further observations in the northwestern end of Antofagasta Bay, near La Rinconada, allowed to increase the list of extralimital species that can be reported from the area [Ortlieb et al., 1996b; Guzmán et al., in press]. During recent ENSO events, occurrences of a few Panamic species (*Bulla punctulata, Atrina* cf. *oldroydi, Pteria sterna, Janthina janthina*)and of species that currently inhabit the coasts of Peru (*Donax peruvianus and Argonauta* sp.), were observed. Guzmán et al. (in press) documented the fact that young individuals of several species (*D. peruvianus, B. punctulata, J. janthina, Argonauta* sp.) which appeared in Antofagasta Bay as juveniles during the 1997-early 1998 ENSO event, suddenly died while La Niña conditions were set up in may 1998. The sudden drop of SST in the bay explains why the young organisms (less than one year old) died and their shells drifted ashore. On the other hand, adult shells of *B. punctulata* and *D. peruvianus,* collected on the northern shores of Antofagasta Bay, in the years 1992-1997, seem to indicate that these organisms can survive in the area, when no La Niña event occurs. However this development does not seem to involve reproductive ability of the individuals. And this restriction is particularly significant in regard to the definition of the TAMAs, and for comparisons of diachronic situations.

The opportunity for the larvae of Panamic species, or species restricted to the Peruvian coast (like *D. peruvianus*), to settle in Antofagasta Bay, and more specifically in its northwestern end, during El Niño events relates to the protected nature of the environment with respect to the effects of the Peru Current system. However the lack of lagoonal environment, the seasonal range of water temperature (14°-20°C) and other ecological factors seem to inhibit the possibility for the organisms to reproduce themselves. For this reason, the apparition of extralimital species is limited to El Niño events and eventually the few following years. These boundary conditions which inhibit the existence of a perennial population of warmer-water species imply that one cannot talk about a modern TAMA in the northern part of Antofagasta Bay. In the Holocene and Late Pleistocene TAMAs mentioned above, along the Peruvian coast, the number of individuals and the composition of the faunal assemblages indicate that perennial populations of the extralimital species co-existed with the autochtonous cool-water

species of the area. This is not the case presently in Antofagasta Bay, but appear to have been the case during the MIS 11.

Before we discuss the particularities of the MIS 11 TAMA in northern Antofagasta Bay, and the differences with the present oceanographic variability in the area, we shall first report new findings about the regional distribution of extralimital warm-water species in northern Chile (23-30°S).

3.4. TAMAs in MIS 11 Coastal Deposits of Northern Chile

Since the previous work published on the La Rinconada TAMA [Ortlieb et al., 1996b], new observations were made in a neighbouring locality, Pampa Mejillones (Figure 5) and in other northern Chile localities, at La Serena and Caldera (Figure 1). The information on the faunal content of the terrace deposits in these different localities confirmed the preliminary interpretation proposed for La Rinconada site, and supports the idea that only MIS 11 deposits, among other interglacial coastal deposits, bear anomalous warm water elements.

The composition of the faunal assemblages of coastal deposits assigned to the MIS 11 in four areas of northern Chile is reported in Table 1. In this table, the warm water elements, indicated in bold characters, correspond to species restricted to the Panamic province, or the Paita Transition Zone, and to species that currently live in the northern reaches of the Peruvian province (*Trachycardium procerum, Donax peruvianus, Prunum curtum*) (Figure 7). These warm water elements were not reported as fossils in coastal deposits of other interglacials stages (except for a few exceptions indicated in Table 1) and are not currently living at present in northern Chile. All the other species (in regular characters, in Table 1) are autochtonous of the central Peruvian province (i.e. northern Chile), and are generally living at present in the respective areas.

Caldera-Bahia Salado Area. In the Caldera-Bahia Salado area, the presence of shells of *D. peruvianus, T. procerum, B. punctulata, M. velata* and *Diodora saturnalis* was limited to terrace remnants that generally lie between *ca.* +100 and *ca.* +150 m asl (Figure 6), and which were tentatively correlated with the MIS 11.

The most abundant fossil remnants in terrace deposits assigned to the MIS 11 are *T. procerum* and *D. peruvianus. D. peruvianus*, a small bivalve living in exposed sandy beaches, is found in large numbers in a few localities, while *T. procerum* is more widespread. The other warm-water species are present in reduced numbers and only in some localities. The designation of this kind of assemblage as a TAMA is subject to discussion. In some ways (reduced number of species, and limited abundance of individuals) it resembles the Ilo TAMA, but with the difference that the warm water species are not specifically lagoonal forms. *T. procerum* may live either in lagoonal environments (like in the Santa TAMA) or at depth which may reach 60 m below sea-level [Keen, 1971; local informants in Peru]. *B. punctulata* and *D. saturnalis* generally live in protected environments, but not exclusively in coastal lagoons. At the southern boundary of its modern range (Bayovar Bay), *M. velata* lives in a relatively protected embayment.

Whether the MIS 11 assemblage constitutes a true TAMA, or if it only includes some warm water elements among a cool-water autochtonous fauna, it is clear that some extralimital species were living (at least episodically) in the Caldera-Bahia Salado area *ca.* 400 ky ago.

La Serena-Coquimbo Area. In one of the localities where geochronologic measurements were recently performed, near the northern extremity of La Serena-Coquimbo Bay (Figure 1), the deposits associated with so-called Serenense II terrace [Paskoff, 1970] actually represent a superposition of MIS 9 and MIS 11 fossiliferous sedimentary units [Radtke, 1987, 1989; Leonard and Wehmiller, 1992]. The layers which provided aminostratigraphic and radiometric data suggesting a MIS 11 age, also include several warm water elements of the molluscan fauna that were found in Mejillones and Caldera areas as well as an unidentified coral (cf. *Oculina* sp., Figure 3H) [Ortlieb et al., 1997]. The warm water molluscan elements collected in the locality of La Serena include: *D. saturnalis, Arcopsis solida, Cardita* sp., *D. peruvianus,* cf. *Lima* sp., cf. *Macoma* sp., *Panope* sp., *T. procerum* (Table 1). Only *A. solida* and *D. peruvianus* are relatively abundant in the fossiliferous deposit. *T. procerum is* only represented by small fragments. Some of these taxa lived in protected, sandy, environments while others probably inhabited more exposed areas. Because of difficulties encountered in the species identification of some of the mollusks (and of the coral), it is not easy to reconstruct with some precision the paleo-environmental setting of the area. However, this locality near La Serena may be considered as the southernmost reported limit, in Quaternary times, of several species of the Panamic and northern Peruvian provinces (*A. solida, D. saturnalis, D. peruvianus, T. procerum*). Their occurrence at this latitude (30°S), during the MIS 11, and only during this interglacial, support the interpretation that some particular oceanographic and climatic conditions prevailed at this time.

La Rinconada Area in Pampa del Aeropuerto, Southern Mejillones Peninsula. As mentioned above, the age assignment to the MIS 11 of La Rinconada locality, at the northwestern end of Antofagasta Bay, is considered as reliable: the coastal deposits are located immediately inland

Table 1. Composition of the molluscan assemblages of the MIS 11 deposits of northern Chile (areas of La Serena, Caldera, and Mejillones-Antofagasta, see location Figure 5, 6 and 7). The warm water species exclusively found in MIS 11 coastal deposits (not in deposits of older or previous interglacial stages) are indicated in bold, while the other species, which have commonly lived in Quaternary times along the north-central Chilean coast bathed by the cold Humboldt Current are indicated in regular typeset.
V = Very abundant, A = Abundant, P = Present.

Localities	La Serena	Calde-ra	Pampa Aerop.	Meji-llones
GASTROPODS				
Aeneator fontainei		P	A	P
cf. Bulla punctulata [1]		**P**	**P**	**A**
Calyptraea (T.) trochiformis	P	P	V	A
Cancellaria buccinoides				P
Cerithium stercusmuscarum			**V**	**P**
Concholepas concholepas	P	V	A	P
Chorus cf. giganteus	P	P	P	
Crassilabrum crassilabrum		P	P	P
Crepidula dilatata		A	V	V
Crepipatella dorsata	P		V	
Crucibulum (C.) quiriquinae		P	V	A
Diodora cf. saturnalis	**P**	**P**	**P**	
Fissurella costata	P	P		
Fissurella limbata	P			
Fissurella maxima				P
Fissurella peruviana	P		P	P
Fissurella spp.		P	P	P
Liotia cancellata	P		P	
cf. Melampus sp.			**P**	
Mitrella unifasciata			P	P
Nassarius gayi			A	V
Nucella (A.) crassilabrum	V	V	A	
Oliva (O.) peruviana	A	V	V	V
Olivella sp.			**V**	**V**
Polinices (P.) uber	A	P	A	A
Priene rude		P	P	P
Priene scabrum			V	V
Prisogaster niger	A		V	P
Prunum curtum			**A**	
Rissoina inca			P	
Sinum cymba			P	
Siphonaria (T.) lessoni			P	
Tegula (C.) atra	A	P		P
Tegula (C.) euryomphala	P		V	V
Tegula (C.) luctuosa	P		V	V
Tegula quadricostata	P			
Tegula (C.) tridentata	P		A	
Thais (S.) chocolata			V	
Trigonostoma tuberculosum				P
Turbo cf. fluctuosus			**A**	
Turritella cingulata	A	V	V	P
Xanthochorus buxea			P	P
Xanthochorus cassidiformis	P	A	P	V

(1) also found after modern ENSO events in Antofagasta.
(2) also found in MIS 5 deposits.
(3) also found in MIS 9 deposits.

Localities	La Serena	Calde-ra	Pampa Aerop.	Meji-llones
BIVALVES				
Anomia peruviana			**V**	
Arcopsis solida	**A**		**P**	
Argopecten circularis			**A**	
Argopecten purpuratus		A	V	V
Aulacomya ater				P
Barbatia pusilla		P	P	
Brachidontes granulata			P	
Cardita sp.	**P**		**P**	
Carditella tegulata	V	P	A	V
Chama pellucida			A	P
Chione peruviana [2]			**A**	**P**
Choromytilus chorus		A	V	V
Cryptomya californica				A
Cumingia mutica			P	V
Cyclinella subquadrata [3]				**A**
Cyclocardia cf. spurca			P	
Diplodonta inconspicua		P	P	
Donax peruvianus [1]	**A**	**V**	**P**	
Dosinia ponderosa				**P**
Ensis macha	P		P	P
Eurhomalea lenticularis	A	P	P	P
Eurhomalea rufa	V	P	V	
Gari solida	P	P		
Glycymeris ovatus	V	P	V	P
Lasaea sp.	P			V
cf. Lima sp.	**P**			
cf. Macoma sp.	**P**			
Mactra velata		**P**	**A**	**A**
cf. Megapitaria sp.		**P**	**A**	**P**
Mesodesma donacium	P	P	A	P
Mulinia cf. edulis	P	V	V	V
Mysella sp.	P	P	P	A
Nucula cf. exigua	P			V
Ostrea megodon			**V**	**P**
Panope sp.	**P**		**P**	
Petricola (P.) rugosa			A	
Protothaca (P.) thaca	P	P	A	V
Protothaca* cf. *grata		**P**	**P**	**V**
Raeta (R.) undulata		P	P	V
Semele (S.) solida	P	P	V	A
Tagelus (T.) dombeii	P	P	A	V
Tellina sp.				**V**
Trachycardium (M.) procerum	**P**	**A**	**V**	**V**
Transennella pannosa		A	V	A
Venus antiqua		A	P	V

and morphostratigraphically anterior to terrace sediments which yielded radiometric and aminostratigraphic data indicating a MIS 9 age [Ortlieb, 1995; Ortlieb et al., 1996b]. Across Pampa del Aeropuerto, the lateral correlation of the MIS 11 deposits is assessed by the continuity of well preserved individual beach ridges, even when posterior faulting affected the whole terrace. The striking feature of the MIS 11 beach ridge sequence of Pampa del Aeropuerto (Figure 5) consists in the progressive disappearance eastwards (from La Rinconcada to the east) of the warm-water elements and the replacement of the anomalous molluscan asssemblage by a homogeneous cool-water assemblage[Ortlieb et al., 1996b]. In the same way, the wide marine terrace located at ~+110 m asl (Figure 3E) and which bears warm-water elements northwest from La Rinconada, loses its anomalous components southwards, and only show cool-water fauna along the northwestern coast of Antofagasta Bay. Thus, it is only near la Rinconada, in the most protected part of Antofagasta Bay, that the warm-water elements did develop and were subsequently preserved. The former exposed coastal stretches were inhabited exclusively by cool-water species, during the MIS 11.

The composition of molluscan fauna of the deposits assigned to the MIS 11 in the northwestern end of Antofagasta Bay has been previously described [Ortlieb et al., 1996b]. This paper included photographs of several of the extralimital species, and a comparison with the malacofauna of the area, during the MIS 5, 7, 9, and older interglacials than MIS 11, as well as with the present-day fauna.. With respect to the 1996 faunal list of the MIS 11 La Rinconada locality, a few additions and taxonomic revisions have been made in Table 1 (taxonomic details and authorship may be found in Ortlieb et al., 1996b, and -for the cool-component of the fauna equivalent to the modern malacofauna- in Marincovich, 1973 and Guzmán et al., 1998). The existence of *Panope* sp. is confirmed in the La Rinconada locality, even if its specific identification remains pending. The *Protothaca* sp. of the former list, is now tentatively identified as *P. grata.* A few specimens of cf. *Megapitaria* sp. were recently collected. *Chione peruviana,* previously reported in MIS 5 deposits, were also found in MIS 11 units. *Diodora saturnalis* and cf. *Melampus,* already listed in 1996, are now considered as extralimital species. Samples of *Cardita* sp. were separated from those of *Cyclocardia (Cardita) spurca.* These few modifications do not alter the paleoecological and paleogeographical interpretation proposed previously. During several thousands years, some 400 ky ago, coastal lagoons existed in the La Rinconada area, and were inhabited by a TAMA in which the warm-water elements were particularly abundant. Taking into consideration that the La Rinconada locality is crossed by several fault traces, which subsequently affected the coastal deposits, it can be envisioned that the lagoons may have been controlled by earlier tectonic features. Thus, it would be a combination of local structural features and of the general morphology of the embayment (which accounts for the occurrence nowadays, during El Niño events, of specimens of extralimital species) which would have allowed the development of this localized, but extensive, TAMA.

Pampa Mejillones. The wide Pampa Mejillones constitutes a most unusual coastal plain, south of Mejillones Bay, where is preserved a series of beach-ridges sets assigned to the last four interglacial episodes (Figure 5). The extraordinary preservation of the beach ridges, unaffected by erosion or subsequent covering up by alluvial or eolian sediments, is directly related to the pervasive aridity in the core of the Atacama desert. The coastal deposits located between +140 to +150 m asl and +180 to +200 m asl are easily distinguishable from those of lower (and higher) elevation by their faunal content, and more specifically by the conspicuous presence of specimens of *T. procerum.*

The composition of the fossil fauna of the deposits assigned to the MIS 11 is similar to that of the La Rinconada locality, beside some differences due to paleogeographic, geological (substratum) and paleoceanographic characteristics of both areas. Most of the warm water elements present at La Rinconada are also found in the southern part of Pampa Mejillones (Table 1). The few species that were collected only in Pampa Mejillones are: *Dosinia ponderosa, Cyclinella subquadrata* and *Tellina sp.* The presence of these species, and the lack of other species like cf. *Melampus* and *Panope sp.*, suggest that the shores of southern part of Pampa Mejillones were less fine-grained and less protected than at La Rinconada. The lack of *Anomia peruviana, Arcopsis solida, Diodora saturnalis* and *Prunum curtum* in Pampa Mejillones, is interpreted as an indication of a minor diversity of substrate than at La Rinconada. Because of the abundance of specimens and the number of extralimital species, the fossil assemblage of Pampa Mejillones is undoubtedly a TAMA The most abundant species is *T. procerum,* which obviously benefited from optimal ecological conditions in this area.

The existence of a TAMA in Pampa Mejillones area, in a paleogeographic setting different from that of La Rinconada, can be explained by the former shape of Mejillones Bay during the MIS 11. At that time, the embayment was much more indented than during the following interglacials, and than nowadays (Figure 5). This paleogeographic configuration, combined with particular climatic conditions, apparently favored the existence of large populations of extralimital species.

3.5. Paleoclimatic Interpretation

The MIS 11 TAMA previously reported in the northwestern end of Antofagasta Bay, and the new TAMAs observed in three other northern Chile localities which could also be assigned to this interglacial, constitute a strong and relevant evidence for particular climatic and oceanographic conditions. None of the warm water species (mentioned in bold letters in Table 1) has been found in coastal deposits of any other Pleistocene interglacial predating or postdating the MIS 11 (including the substage 5e). Most of these extralimital species inhabited lagoons or protected embayments, but a few other warm-water species are forms that live on exposed-shores. These extralimital fossil mollusks are not widespread in all the MIS 11 coastal deposits, but are restricted to limited areas that correspond to formerly protected coastal sectors. In all the localities the extralimital species are mixed, in varying proportion, with cool-water species of the central Peruvian province (which presently live in the same area). It must be stressed that some stretches of the MIS 11 coastline (e.g. the eastern part of Pampa del Aeropuerto and the western shores of Antofagasta Bay) were inhabited only by the cool-water species. This is interpreted as an indication that the temperature regime of the coastal waters was similar to the present one. The Humboldt Current and the coastal upwelling system may have remained basically comparable to what they are today. One difference between MIS 11 paleoecological nearshore conditions and the present-day situation is directly linked to paleogeographical modifications of the area: lagoonal areas, protected by beach-ridges, were well developed in the area and totally lacking nowadays.

Warmer temperature in protected lagoons have also been inferred in the Peruvian localities of mid-Holocene and Late Pleistocene TAMAs. From the resemblance in the faunal composition of the mid-Holocene TAMA at Santa (9°S) and the MIS 11 TAMA in the Antofagasta-Mejillones area (23°S), it can be inferred that, in spite of the large latitudinal distance, paleoecological conditions were similar. As all the warm water elements of these two former TAMAs nowadays live in Bayovar Bay (6°S), it is interpreted that the temperature regime in limited coastal lagoons of northern Chile *ca.* 400 ka, and in north-central Peru *ca.* 5 ka, probably compared with those of northern Peru at present. Thus, in winter, water temperature of the MIS 11 paleo-lagoons may have been about 17°C, while nearshore SST were several degrees lower, probably comparable to present winter values (i.e. 13°to 14°C, in Antofagasta Bay).

A logical explanation for such a thermal difference involves a significant increase in air-temperature and different climatic conditions than nowadays. Ortlieb et al. [1996b] suggested that variations in the climatic pattern which may account for such conditions in coastal lagoons should involve milder winters and less cloud cover than nowadays. Increased solar radiation and a reduction of the thermal inversion phenomenon which provokes the seasonal coastal cloud cover ("camanchaca") may have been involved.

Regarding the possible manifestations of El Niño, or at least El Niño-like, conditions during the MIS 11, several points can be made. As discussed above, the sudden appearance of larvae of extralimital species, during modern ENSO events in Antofagasta Bay [Guzmán et al., in press], clearly documents that El Niño conditions control the episodic larval transport from northern Peru to Antofagasta.

The presence of many extralimital species in the Antofagasta-Mejillones area during the MIS 11 thus suggests that ENSO conditions existed, and were probably enhanced, during that particular interglacial. Furthermore, the abundance of individuals of extralimital species in the Antofagasta-Mejillones area and their wide distribution in sedimentary strata encompassing most of the interglacial duration indicate that the propitious conditions lasted for as much as tens of thousand of years. The permanency of populations of extralimital species in the lagoonal areas strongly suggests that episodical larval replenishments, and thus El Niño (-like?) conditions, were repeatedly occurring during most of the interglacial time-span (40 ky ?).

The spatio-temporal distribution of the TAMAs along the coasts of Peru and northern Chile (Figure 7) may be interpreted as an evidence for a decreasing intensity of the anomalous conditions through time, from the MIS 11 to the mid-Holocene. Beside the fact that during the MIS 11, paleogeographical conditions were suitable for the formation of TAMAs in protected areas, El Niño-like manifestations were apparently stronger and more efficient in terms of larval transport than during the MIS 5 and Holocene interglacials.

Thus it is envisioned that during the MIS 11 interglacial, the climatic regime of northern Chile was characterized by significantly warmer air temperature (particularly in winter), increased solar radiation, reduced cloud cover, and enhanced strong, quasi-periodical, El Niño-like conditions.

4. CONCLUSION

4.1. Duration of the MIS 11 Interglacial and Sealevel Variations

Morphological characteristics of the MIS 11 marine terrace in many localities of the tropical eastern Pacific coast strongly suggest that the ~400 ka high seastand lasted longer than all the other, Middle or Late Pleistocene, interglacials. The fairly large width of this terrace observed in

far-apart localities, that have been submitted to different tectonic regimes in the last half-million years, with varied uplift rates, is considered a reliable indicator of the longer duration of the MIS 11 high seastand.

Precise calculation of the duration of the episode of high seastand and of the reconstructed position of the maximum MIS 11 sealevel is still hindered by limitations of the available geochronological methods. However, the width of the MIS 11 coastal terrace implies that, beside a duration of several tens of thousand of years, the paleo-position of sea level was well over the present datum, and probably over the sealevel position reached during marine isotopic substage 5e.

Some records, like at Chala in south-central Peru (Figure 4), suggest that several fluctuations of the sea level occurred during this interglacial. The Chala flight of terraces records four platforms during the MIS 11 interglacial (like during the MIS 5). At Santa Rosalia (Baja California) a double platform within the terrace assigned to the MIS 11 was observed. Recent research in the Bahamas suggested that three discrete high seastands might have occurred (at +2, +7 and >+20 m asl) [Kindler and Hearty, 2000] during this interglacial. The uncertainties regarding the number and age of the high seastands during the MIS 11 are not only due to the lack of adequate geochronological means, but are also linked to the larger alteration/erosion suffered by the marine terraces or coral platforms, with respect to those formed during the more recent interglacials. Practically, it is in coastal areas where uplift rates are of the order of a few hundreds of millimeters per thousand years that a better understanding of the sealevel variations during the MIS 11 would be obtained. Lower uplift rates may not allow the record of each fluctuation of the sea level, and higher uplift rates (as those registered in some western Pacific islands) lead the *ca.* 400 ka coastal deposits to lie at very high elevation where the erosion and alteration processes are greatly increased. Actually, it is in the areas submitted to uplift rates of the order of 400 to 500 $mm.10^{-3}$ y (as in Chala), and not in those uplifted at mean rates lower than 200 $mm.10^{-3}$ y (as in most of the northwestern Mexico, Peruvian and northern Chile coasts) that three or four relative sea level variations could be detected within the MIS 11 interglacial.

4.2. Paleoclimatic Reconstructions

The presence of some extralimital species of mollusks (*Donax peruvianus, Trachycardium procerum, Diodora saturnalis, Bulla punctulata*) in marine terrace deposits proved to be diagnostic of the MIS 11 interglacial, even if true TAMAs were only found in a few localities which offered well-protected environments. These extralimital species found as far south as 30°S, and which presently live in northern Peru and/or in the Panamic province, are never found in deposits of other interglacials, even in MIS 5 deposits (during which the SST were globally warmer than at present).

Additional data provided here, with respect to the first mention of the La Rinconada TAMA (Antofagasta Bay) [Ortlieb et al., 1996], lead to a substantial increase in the number of extralimital species recorded at 23°S. The warm-water elements of the molluscan assemblages described in both Pampa Mejillones and in the western end of Pampa del Aeropuerto closely compare with those known in a mid-Holocene TAMA at Santa (9°S) and with the present-day living assemblage of Bayovar Bay (5°S). These similarities strongly suggest that nearshore conditions within mid-Holocene and MIS 11 coastal lagoons, respectively in north-central Peru and northern Chile, compared with those prevailing nowadays in a protected bay of northern Peru, north of the end-limit of the Peruvian province. As there are clear evidences for cool open-shore conditions during the MIS 11 (the cold component of the TAMA), in Mejillones Peninsula, it is inferred that climatic and atmospheric factors must have controlled the temperature and other physical parameters of the most protected areas around the peninsula. These factors were strong enough to provoke a significant increase (by several degrees C) of the water temperature within some well-protected embayments and coastal lagoons. Insolation parameters that modified the seasonal range of air temperature and solar radiation were apparently also involved. Indications that the offshore cool water environment, controlled by the Humboldt Current, seem to have been similar to (or only slightly warmer than) the present one, strongly suggest that the SST were not significantly warmer than at present during the MIS 11 along the coasts of northern Chile. Actually, no clear-cut evidence for warmer SST were found for the southern Ocean during the MIS 11 [Burckle, 1993; Hoddell et al., 2000] even if some data point to relatively warm conditions in particular sites [Oppo et al., 1990; Charles et al., 1991; Howard and Prell, 1992; Hoddell, 1993; Lea et al., 2000]. High-resolution ODP site 680B of Leg 112, on the Peruvian margin (11°S), did not provide clear SST reconstructions for the MIS 11, as a result of partial dissolution of the diatom component [Oberhänsli et al., 1990].

4.3. The Link with El Niño/ENSO Manifestations

Recent studies on coral record from New Guinea showed that ENSO existed all along the last 130 ky, and that its strength depended upon a combination of precessional orbital variations and mean global climate [Tudhope et al., 2001]. Model experiments on orbital controls on ENSO in

the tropics also strongly suggest that more frequent and larger warm ENSO events occur during warm (interglacial or interstadial) periods [Clement et al., 1999, 2001]. If the MIS 11 interglacial was characterized by a warmer climate than at present, or than the isotopic substage 5e, with a higher sea level than during any other interglacial, it can be expected that ENSO manifestations were also stronger than during the other interglacials, including the present one.

The paleontological evidence brought for northern and north-central Chile during the MIS 11 interglacial suggests that ENSO manifestations were stronger and possibly more frequent than at present. This interpretation is based on the diversity of the warm-water elements, and the abundance of individuals of extralimital species that formed the TAMAs of Mejillones-Antofagasta area. The physical mechanisms that allowed the periodical transport of larvae of warm-water species (up to two thousand km southward of their present-day southern limit) to replenish protected environments where these organisms could live and reproduce themselves, must have involved strong ENSO phenomena. Through comparisons made with the Late Pleistocene TAMA at Ilo (18°S), the mid-Holocene TAMA at Santa (9°S) and with the living molluscan assemblage in Bayovar Bay (5°S), it was suggested that the activity of the ENSO system may have decreased from the MIS 11 to the present (Figure 7).

Another argument in favor of an enhanced activity of ENSO during the MIS 11 is provided by faunal content anomalies observed in MIS 11 coastal desposits of Alaska. An anomalous warm-water molluscan assemblage [Mac Neil *et al.*, 1943; Hopkins, 1967; Hopkins et al., 1974] described in the Anvilian unit, assigned to the MIS 11 [Kaufman *et al.*, 1991; Kaufman and Brigham-Grette, 1993; Brigham-Grette, 1999], in northwestern Alaska, shares with the coeval Mejillones TAMA the particularity of reflecting the warmest (local ?) conditions within the whole Pleistocene, at their respective latitude. We surmise that it is not purely coincidental that nowadays Alaska experiences warm anomalies in phase with El Niño events [Halpert and Ropelwesky, 1992; Evans et al., 1998]. The teleconnection observed nowadays between the intertropical Pacific region and Alaska may well have existed in the past, and particularly during the MIS 11. If confirmed, this interpretation of an inter-hemispheric link, through an ENSO mechanism, would shed a new light on some of the modes of past climate variability.

Among the possible tests for the hypothesis that ENSO mode of climate variability was enhanced during the MIS 11, we suggest a careful revision of the MIS 11 TAMAs along the California coast, and investigations on geochemical indicators for anomalously high temperatures in suitable molluscan shells from extratropical regions of both hemispheres. Studies on stable isotope variations within marine and lagoonal shells of MIS 1, 5 and 11 from Peru and northern Chile are presently being planned at IRD (France).

Acknowledgments. The study was performed in the framework of scientific agreements between ORSTOM (now: IRD) and the University of Antofagasta (Antofagasta, Chile) on one hand, and the University of Chile (Santiago, Chile) on the other hand. Financial support was provided by the Programs AIMPACT, PVC and DESIRS of ORSTOM. The second (N.G.) and third (C.M.) authors benefited from financial support from ORSTOM (IRD) and SERNAGEOMIN. The authors acknowledge and thank the collaboration and help provided by A. Lavenu (IRD, Santiago), G. Hérail (IRD), A. Díaz, A. Clement (LODYC/Lamont Doherty Earth Observatory), G. Vargas (Univ. of Chile), E. Godoy (SERNAGEOMIN, Santiago), C. Hillaire-Marcel (GEOTOP, Montreal), B. Ghaleb (GEOTOP), C. Zazo (CSIC, Madrid), J.L. Goy (CSIC) and D. Frassinetti (Nat. Museum of Natural History, Santiago).

REFERENCES

Addicott, W.O., Late Pleistocene marine paleoecology and zoogeography in central California, *Prof. Pap. U.S. Geological Survey*, 523-C, 21 pp., 1966.

Allen, C.R., Silver, L.T. and Stheli, F.G., Agua Blanca fault: a major transverse structure of northern Baja California, Mexico, *Geol Soc. Amer. Bull.*, 71, 457-482, 1960

Armijo, R. and Thiele, R., Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary?, *Earth and Planetary Science Letters*, 98, 40-61, 1990.

Arnold, R., The paleontology and stratigraphy of the marine Pliocene and Pleistocene of San Pedro, California, *California Academy of Sciences Memoir* 3, 420 pp., 1903.

Arntz, W.E., The two faces of El Niño 1982-84. *Meersforsch., 31, 1-46,* 1986

Arntz, W.E. and Valdivia, E., Incidencia del fenómeno "El Niño" sobre los mariscos en el litoral peruano, in *"El Niño", su impacto en la fauna marina*, edited by W. Arntz, A. Landa and J. Tarazona, Boletin extraordinario Instituto del Mar del Perú, pp.91-101, 1985.

Arntz, W.E. and Fahrbach, E., *El Niño Kilmaexperiment der Natur,* Birkhauser Verlag, Basel, 264 pp., 1991.

Arrhenius, G., Sediment cores from the east Pacific, *Repts. Swedish Deep-Sea Exped.*, 1947-1948, v. 5, fasc. 1., 1953.

Ballech, E., The changes in the phytoplankon population off the California coast, *California Coop. Oceanic Fisheries Inv. Reports*, 7, 127-132, 1954.

Bosworth, T.O., *Geology of the Tertiary and Quaternary periods in the northwestern part of Peru,* MacMillan & Co., London, 346 pp., 1922.

Brigham-Grette, J., Marine isotopic stage 11 high sea level record from northwest Alaska. Amer.Geophys. Un. Fall Mtg., Abstr. vol., F554-555, 1999.

Broggi, J.A., Las terrazas (ensayo geomorfológico), *Boletin Sociedad Geologica del Perú*, vol.19, 5-20, 1946a.

Broggi, J.A., Las terrazas marinas de la Bahía de San Juan en Ica, *Boletin Sociedad Geologica del Perú*, vol.19, 21-33, 1946b.

Burckle, L.H., Late Quaternary interglacial stages warmer than present, *Quaternary Sciences Reviews*, 12, 825-831, 1993.

Chappell, J. and Shackleton, N.J., Oxygen isotopes and sea level, *Nature*, 324,137-140, 1987.

Charles, C.D., Froelich, P.N., Zibello, M.A., Mortlock, R.A. and Morley, J.J., Biogenic opal in Southern Ocean sediments over the last 450,000 years: Implications for Quaternary surface water chemistry, *Paleoceanography*, 6, 697-728, 1991.

Clement, A.C., Seager, R. and Cane, M.A., Orbital controls on the El Niño/Southern Oscillation and the tropical climate. *Paleoceanography*, 14, 441-456, 1999.

Clement, A.C., Cane, M.A. and Seager, R., An orbitally driven tropical source for abrupt climate change. *Journal of Climate* (in press), 2001.

Crickmay, C.H., The anomalous stratigraphy od Deadman's Island, California, *Journal of Geology*, 37, 617-638, 1929.

Dall, W.H., Report on a collection of shells from Peru, with a summary of the littoral marine mollusca of the Peruvian Zoological Province, *Proceedings U.S. Natural Museum*,37 (1704), 147-294, 1909.

Darwin, C., *Geological observations on South America. Part 3: The geology of the voyage of the Beagle*, edited by Smith, Elder and Co., London, 279 pp., 1846.

Dell, R., The marine mollusca of the Royal Society Expedition to Southern Chile, 1958-59. *Records of the Dominion Museum* 7 (17), 155-233, 1971.

DeVries, T.J., Neotectónica del área de Cabo Blanco, Noroeste del Perú, *Boletin Sociedad Geológica del Perú*, n°73, 1-13., 1984.

DeVries, T.J., The geology and paleontology of the tablazos in northwest Peru, PhD. dissertation, Ohio State University, Columbus (Ohio). 964 pp., 1986.

DeVries, T.J., The geology of late Cenozoic marine terraces (tablazos) in northwestern Peru. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, vol.1, n°2, 121-136, 1988.

DeVries, T.J. and Wells, L.E., Thermally-anomalous Holocene molluscan assemblages from coastal Peru: evidence for paleogeographic, not climatic change, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 81, 11-32, 1990

DeVries, T.J., Ortlieb, L., Diaz, A., Wells, L. and Hillaire-Marcel, C., Determining the early history of El Niño, *Science*, 276: 965-966, 1997.

Díaz, A. and Ortlieb, L., El Fenómeno "El Niño" y los moluscos de la costa peruana, *Bulletin de l'Institut Francais d'Etudes Andines*, 22 (1):159-177, 1993.

Emerson, W.K., Upwelling and associated marine life along Pacific Baja California, Mexico. *Journal of Paleontology*, 30 (2), 394-397, 1956.

Evans, M.N., Rairbanks, R.G. and Rubenstone, J.L., A proxy *Nature*, 394, 732-733, 1998.

Godoy, E., Marquardt, C. and Blanco, N., *Hoja Caldera, region de Atacama*, Servicio Nacional de Geologia y Mineria, Mapas geologicos, 1 map 1:100.000, Santiago, 2002 (in press).

Goy, J.L., Macharé, J., Ortlieb, L. and Zazo, C., Quaternary shorelines and neotectonics in southern Peru: The Chala embayment. Spec. Issue "Impacts of neotectonics on Quaternary coastal evolution", Y. Ota, A. Nelson and K. Berryman (eds.), *Quaternary International*, 15-16: 99-112. (1992).-

Grant, U. and Gale, H., Catalogue of the marine Pliocene and Pleistocene mollusca of California and adjacent regions. *Mem. San Diego Soc. Nat. Hist.*, 1, 1-1038, 1931.

Guzmán, N., Saá, S. and Ortlieb, L., Catálogo descriptivo de los moluscos litorales (Gastropoda y Pelecypoda) de la zona de Antofagasta, 23°S (Chile), *Estudios Oceanológicos*, 17, 17-86, 1998.

Guzmán, N., Díaz, A., Ortlieb, L. and Clarke, M., TAMAs, ocurrencia episódica de moluscos tropicales en el Norte de Chile y el fenómeno El Niño. In *El Niño en América Latina: Impactos Biológicos Sociales, J. Tarazona*, 385-393, W. E. Arntz, and E. Castillo de Maruenda, eds. Consejo Nacional de Ciencia y Tecnologia, Lima.

Hall, C.A., Shallow-water marine climates and molluscan provinces, *Ecology*, 45 (2), 226-234, 1964.

Halpert, M.S. and Ropelewsky, C.F., Surface temperature patterns associated with the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 5, 577-593, 1992.

Hayden, B.P. and Dolan, R., Coastal marine fauna and marine climates of the Americas. *Jour. Biogeogr.*, 3, 71-81, 1976.

Herm, D., Vorschlag zur gliederung des marinen Quartärs in nord und mittel-Chile, *Neues Jahrbuch de Geologie und Paläontologie Monatschefte*, H. 1967, 577-588, 1967.

Herm, D., Marines Pliozän und Pleistozän in Nord und Mittel-Chile unter besonderer Berücksichtigung der Enwicklung der Mollusken-Faunen, *Zitteliana* (München), 2, 159 pp., 1969.

Hillaire-Marcel, C., Gariepy, C., Ghaleb, B., Goy, J.L., Zazo, C., Cuerda, J., U-series measurements in Tyrrhenian deposits from Mallorca further evidence for two Last-Interglacial high sea levels in the Balearic Islands. *Quaternary Science Reviews*, 15, 53-62, 1996.

Hodell, D.A., Late Pleistocene paleoceanography of the South Atlantic sector of the southern ocean: Ocean Drilling Program hole 704-A, *Paleoceanography*, 8, 47-67, 1993.

Hoddell, D.A., Charles, C.D. and Ninnemann, U.S., Comparison of interglacial stages in the south Atlantic sector of the southern ocean for the past 450 kyr: Implications for Marine Isotope Stage (MIS) 11. *Global and Planetary Change*, 24 (1): 7-26.

Hopkins, D.M., Quaternary marine transgressions in Alaska, in *The Bering Land Bridge*, edited by D.M. Hopkins, pp. 47-90, Stanford University Press, California, 1967.

Hopkins, D.M., Rowland, R.W., Echols, R.E. and Valentine, P.C., An Anvilian (early Pleistocene) marine fauna from western Seward Peninsula, Alaska, *Quaternary Research*, 4, 441-471, 1974.

Howard, W.R. and Prell, W.L., Late Quaternary surface circulation of the southern Indian ocean and its relationship to orbital variability, *Paleoceanography*, 76, 43-54, 1992.

Hsu, J.T., *Emerged Quaternary marine terraces of southern Peru: Sea level changes and continental margin tectonics over the subducting Nazca Ridge,* PhD. dissert., Cornell Univ., Ithaca. 310 pp., 1988.

Hsu, J.T., Leonard, E.M. and Wehmiller, J.F., Aminostratigraphy of Peruvian and Chilean Quaternary marine terraces, *Quaternary Science Reviews*, vol.8, 255-262, 1989.

Imbrie, J. and Imbrie, J.Z., Modeling the climate response to orbital variations, *Science*, 207, 943-953, 1980.

Kaufman, D.S., Walter, R.C., Brigham-Grette, J. and Hopkins, D.M., Middle Pleistocene age of the Nome River glaciation, northwestern Alaska, *Quaternary Research*, 36, 277-293, 1991.

Kaufman, D.S. and Brigham-Grette, J., Aminostratigraphic correlations and paleotemperature implications, Pliocene-Pleistocene high-sea-level deposits, northwestern Alaska, *Quaternary Science Reviews,* 12, 21-33, 1993.

Keen, A.M., *Sea shells of tropical West America; Marine mollusks from Baja California to Peru.* Stanford University Press, Stanford, 1064 pp., 1971.

Keenan, E., Ortlieb, L. & Wehmiller, J.F., Amino acid dating of Quaternary marine terraces, Bahia Asunción, Baja California Sur, Mexico. *Jour. Coastal Res.*, 3 (3): 297-305, 1987.

Kindler, P. and Hearty, P.J., Elevated marine terraces from Eleuthera (Bahamas) and Bermuda: sedimentological, petrographic and geochronological evidence for important deglaciation events durng the middle Pleistocene. *Global and Planetary Changes*, 24 (1), 41-58.

Lea, D.W., Pak, D.K. and Spero, H.W., Climate impact of Late Quaternary Equatorial Pacific sea surface temperature variations. *Science*, 289, 1719-1724, 2000.

Leonard E. and Wehmiller J.F., Geochronology of marine terraces at Caleta Michilla, northern Chile; Implications for late Pleistocene and Holocene uplift, *Revista Geologica Chile*, 18 (1): 81-86, 1992.

Leonard, E.M., Muhs, D.R., Ludwing, K.R.and Wehmiller, J.F., Coral uranium-series ages and mollusc amino-acid ratios from uplifted marine terrace deposits, Morro de Copiapó, North-central Chile, Amer Quatern. Assoc. Annual Mtg. (Minneapolis), Abstr. vol.: 223, 1994.

Lindgren, W., Notes on the geology of Baja California, Mexico. *California Academy of Sciences Proceedings*, v.1: 173-196, 1888.

Macharé, J., *La marge continentale du Pérou: régimes tectoniques et sédimentaires cénozoïques de l'avant-arc des Andes centrales,* Thèse Doct., Univ. Paris Sud, Orsay, 391 pp., 1987.

Macharé, J. and Ortlieb, L., Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru, *Tectonophysics*, 205 (1-3), 97-108, 1992.

MacNeil, F.S., Mertie, J.B. and Pilsbry, H.A., Marine invertebrate faunas of the buried beaches near Nome, Alaska, *Journal of Paleontology*, 17, 69-96, 1943.

Marincovich, L., Intertidal mollusks of Iquique, Chile, *National History Museum of Los Angeles County, Scientific Bulletin*, 16, pp.1-49, 1973.

Marquardt, C.J., *Neotectónica de la franja costera y aportes a la geología regional entre Caldera y Caleta Pajonal (27°00'-27°45'), III región de Atacama.* MS thesis, Depart. Geología, Fac. Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, 297 pp. (1 geol. map), 1999.

Muhs, D.R., Quaternary sea-level events on northern San Clemente Island, California, *Quatern. Res.*, 20, 322-341, 1983.

Muhs, D.R., Amino acid age estimates of marine terraces and sea levels on San Nicolas Island, California, *Geology*, 13, 58-61, 1985.

Muhs, D.R. and Szabo, B.J., Uranium series age of the Eel Point terrace, San Clemente Island, California, *Geology*, 10 (1), 23-26, 1982.

Muhs, D.R. and Rosholt, J.N., Ages of marine terraces on the Palos Verdes Hills, California, by amino acid and Uranium trend dating, *Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr.,* 16 (6), p. 603, 1984.

Muhs, D.R., Rockwell, T.K. and Kennedy G.L., Late Quaternary uplift rates of marine terraces on the Pacific coast of North America, southern Oregon tou Baja California Sur. *Quaternary International*, 15-16, 121-133, 1992.

Narvaez, S., Geología de los cuadrángulos de Ilo y Locumba, *Com. Carta Geol. Nacional*, Bol. n°7, 1964.

Newell, I.M., Marine molluscan provinces of western North America: a critique and a new analysis. Proc. Am. Philos. Soc., 92 (3), 155-166, 1948.

Oberhänsli, H., Heinze, P., Diester-Haas, L. and Wefer G., Upwelling off Peru during the last 430,000 yr and its relationship to the bottom-water environment, as deduced from coarse grain-size distributions and analyses of benthic formainifera at Holes 679D, 680B and 681B, Leg 112. in: E. Suess, R. von Huene et al., (eds.) *Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 112, 369-390.

Olsson, A.A., *Mollusks of the tropical eastern Pacific, Panamic Pacific Pelecypoda.* Paleontological Research Institute, Ithaca, New York. 574 pp., 1961.

Oppo, D.W., Fairbanks, R.G. and Gordon, A.L. Late Pleistocene Southern Ocean $\delta^{13}C$ variability, *Paleoceanography*, 5, 43-54, 1990.

Orme, A.R., Quaternary deformations of marine terraces between Ensenada and EL Rosario, Baja California, Mexico, in *Geology of Peninsular California*, edited by R. Gastil and J. Lillegraven, 49th Annual meeting Pacific Section Amer. Assoc. Petrol. Geol., Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Soc. Econ. Geol., pp. 67-79, 1974.

Ortlieb, L., *Néotectonique et variations du niveau marin au Quaternaire dans la région du Golfe de Californie, Mexique.* Thèse de Doctorat d'Etat, Marseille-Luminy. *Etudes et Thèses ORSTOM*, 2 vol.: 779 + 257 pp., 4 microfiches, 1987.

Ortlieb, L., Quaternary vertical movements along the coasts of Baja California and Sonora, in *The Gulf and Peninsular province of the Californias*, edited by JP. Dauphin and B.R.T. Simoneit, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 47, pp. 447-480, 1991.

Ortlieb, L. and Macharé, J., Geocronología y morfoestratigrafía de terrazas marinas del Pleistoceno superior: El caso de San Juan-Marcona, Perú, *Bol. Soc. Geol. Perú*, 81, 87-106, 1990.

Ortlieb, L., DeVries, T. and Díaz, A., Ocurrencia de *Chione broggi* (Pilsbry and Olsson, 1943) (Pelecypoda) en depósitos litorales cuaternarios del sur del Perú: implicaciones paleoceanográficas, *Sociedad Geológica del Perú, Boletín*, 81, 127-134, 1990.

Ortlieb, L., Ghaleb, B., Hillaire-Marcel, C., Machare, J. and Pichet, P., Déséquilibres U/Th, rapports allo-isoleucine et teneurs en ^{18}O des mollusques littoraux pléistocènes du sud du Pérou: une base d'appréciation chronostratigraphique, *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 314, sér. II, pp.101-107, 1992.

Ortlieb, L., Macharé, J., Goy, J.-L. and Zazo, C., Secuencias de terrazas marinas cuaternarias en la región de Chala, Perú central: Interpretación morfoestratigráfica y neotectónica, VII Congreso Peruano de Geología (Lima, 1994), Ext. abstracts volume, 242-245, 1994.

Ortlieb, L., in coll. with J.L. Goy, C. Zazo, Cl. Hillaire-Marcel and G. Vargas, *Late Quaternary coastal changes in northern Chile*. Guidebook for a fieldtrip, II annual meeting of the International Geological Correlation Program, Project 367 (Antofagasta, 19-28 Nov. 1995), ORSTOM, Antofagasta, Chile. 175 pp., 1995.

Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J., Dabrio, C. and Macharé, J., Pampa del Palo: An anomalous composite marine terrace in the uprising coast of southern Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, 9 (5-6), 367-379, 1996a.

Ortlieb, L., Díaz, A. and Guzmán, N., A warm interglacial episode during isotope stage 11 in Northern Chile. *Quaternary Science Reviews*, 15, 857-871, 1996b

Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B. and Cournoyer, L., Coastal deformation and sea level changes in northern Chile subduction area (23°S) during the last 330 ky. *Quaternary Science Reviews*, 15, 819-831, 1996c.

Ortlieb, L., Guzmán, N., Marquardt, C. and Vargas, G., El Cuaternario marino del Norte de Chile: Revisiones cronológicas e identificación posible de depósitos de 400 ka. VIII Congr. Geol. Chileno (Antofagasta, 1997), Extended abstract vol. 1, 371-375, 1997.

Paredes, C., Tarazona, J., Canahuire, E., Romero, L. and Cornejo, O., Invertebrados macro-bentónicos del área de Pisco, Perú, in *Recursos y dinámica del ecosistema de afloramiento peruano*, edited by H. Salzwedel and A. Landa, Instituto del Mar del Perú, volumen extraordinario 1, pp. 121-132, 1988.

Paskoff, R., *Le Chili semi-aride, recherches géomorphologiques*. Bordeaux: 420 pp., 1970.

Paskoff, R., The Quaternary of Chile: the state of research. *Quatern. Res.*, 8, 2-31, 1977.

Perrier, Ch., Hillaire-Marcel, C. and Ortlieb, L. Paléogéographie littorale et enregistrement isotopique (^{13}C, ^{18}O) d'événements de type El Niño par les mollusques holocènes et récents du nord-ouest péruvien, *Géographie Physique et Quaternaire*, 48 (1), 23-38, 1994.

Poore, R.Z., Burckle, L., Droxler, A., McNulty, W.E., Marine oxygen isotope stage 11 and associated terrestrial records (workshop report), USGS Open-file report 99-312, 79 pp., 1999.

Radtke, U., Paleo sea levels and discrimination of the last and the penultimate interglacial fossiliferous deposits by absolute dating methods and geomorphological investigations, illustrated from marine terraces in Chile, *Berliner geographische Studien*, 25, 313-342, 1987.

Radtke, U., Marine Terrassen und Korallenriffe. Das Probleem der Quartären Meeresspiegelschwankungen erläntert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados, *Düsseldorfer geographische Schriften*, 27, 245 pp., 1989.

Ratusny, A. and Radtke, U., Jungere ergebnisse Küstenmorphologischer untersuchungen im "grossen Norden" Chiles, *Hamburger Geographische Studien*, 44, 31-46, 1988.

Rockwell, T.K., Muhs, D.B., Kennedy, G.L., Hatch, M.E., Wilson, S.H., Klinger, R.E., Uranium series age, faunal correlations and tectonic deformation of marine terraces within the Agua Blanca fault zone at Punta Banda, northern Baja California, Mexico. In: Abbott, P.L. (ed.), Field trip guidebook, Pacific section, Soc. Econ. Paleontol. and Mineral., 1-16, 989.

Rollins, H.B., Sandweiss, D.H. and Richardson, J.B., A thermally-anomalous molluscan assemblage (TAMA) from archeological sites along coastal Peru: Paleoecological implications and biostatigraphical utility. *Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr.*, 13 (7), 540, 1981.

Rollins, H.B., Richardson III, J.B. and Sandweiss, D.H. The birth of El Niño: Geochronological evidence and implications, *Geoarcheology*, 1, 3-15, 1986.

Roy, K., Jablonski, D. and Valentine, J.W., Thermally anomalous assemblages revisited: Patterns in the extraprovincial latitudinal range shifts of Pleistocene marine mollusks, *Geology*, 23, 1071-1074, 1995.

Roy, K., Valentine, J.W., Jablonski, D and Kidwell, S.M., Scales of climatic variability and time averaging in Pleistocene biotas: Implications for ecology and evolution. *Trends in Ecology and Evolution* 11: 458-463, 1996.

Roy, K., Jablonski, D., Valentine, J.W. and Rosenberg, G. , Ecology Marine latitudinal diversity gradients: Tests of causal hypotheses. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, USA, 95 (7), 3699-3702, 1998

Sandweiss, D.H., The beach ridges at Santa, Peru: El Niño, uplift and prehistory. *Geoarcheology*, l. (1),.17-28, 1986.

Sandweiss, D.H., Richardson III, J.B., Reitz E.J., Rollins H.B. and Maasch, K.A., Geoarchaeological evidence from Peru for a 5000 years B.P. onset of El Niño, *Science*, 273, 1531-1533, 1996.

Schenk, H.G and Keen, A. M., Marine molluscan provinces of Western North America, *Proceedings American Phil. Soc., Philadelphia*, 74, 921-938, 1936.

Shackleton, N.J., Oxygen isotopes, ice volume and sea level, *Quaternary Science Reviews*, 6, 183-190, 1987.

Smith, J.P., Climatic relations of the tertiary and Quaternary faunas of the California region, *California Acad. Sci. Proc., 4th series*, 9, 123-173, 1919

Soto, R., Efectos del fenómeno El Niño 1982-83 en ecosistemas de la I Región, *Investigaciones Pesqueras* (Chile), 32, 199-206. 1985.

Sverdrup, H.U., Johnson, M. W. and Fleming, R.H., *The oceans*, Prentice-Hall Inc., New York, 1942.

Szabo, B.J. and Rosholt, J.N., Uranium-series dating of some Plesitocene marine deposits in southern California, *Earth and Planetary Science Letters*, 14 (4), 283-290, 1969.

Tarazona, J.,.*Disturbance and stress associated to El Nino and their significance to the macrobenthos of shallow areas of the peruvian upwelling ecosystem.* PhD thesis, Bremen University, 144 p., 1990

Tarazona, J., Paredes, C., Romero, L., Blaskovich, V., Guzman, S. and Sanchez, S., Características de la vida planctónica y colonización de los organismos bentónicos epilíticos durante el fenómeno "El Niño", in *"El Niño", su impacto en la fauna marina* edited by W. Arntz, A. Landa and J. Tarazona, Bol. extraord. Inst. Mar Perú, 41-49, 1985.

Tomicic, J.J., Efectos del fenómeno El Niño 1982-83 en las comunidades de la Península de Mejillones, *Investigaciones Pesqueras* (Chile), 32, 209-213, 1985.

Tomicic, J.J., Evidencia de eventos "El Niño-Oscilación del Sur" (ENOS) medianos y fuertes: Aparición de moluscos tropicales y subtropicales en bahías del Norte de Chile. Paleo ENSO Records, International Symposium. Extended abstracts, Ortlieb and Macharé (eds.) ORSTOM-CONCYTEC, Lima, p. 313, 1992.

Tudhope, A.W., Chilcott, C.P., McCulloch, M.T., Cook, E.R., Lea, D.W., Lough, J.M. and Shimmield, G.B., Variability in the El Niño-Southern Oscillation through a glacial-Interglacial cycle. *Science*, 291, 1511-1517, 2001.

Valdivieso, V. and Alarcón, V.H., Comportamiento del ciclo sexual y cambios en la abundancia relativa de la concha de abanico (*Argopecten purpuratus* L.) en el área del Callao durante el fenómeno El Niño 1982-1983. In: *Ciencia, tecnología y agresión ambiental: el fenómeno "El Niño"*, CONCYTEC, Lima: 455-482, 1985.

Valentine, J.W., Upwelling and thermally anomalous Pacific coast Pleistocene molluscan faunas. *American Journal of Science*, 253, 462-474, 1955.

Valentine, J.W., Paleoecologic molluscan geography of the Californian Pleistocene, *Univ. Calif. Publ. Geol. Sci.*, 34, 309-442, 1961.

Valentine, J.W., Numerical analysis of marine molluscan ranges on the extratropical northeastern Pacific shelf. *Limnol. Oceanogr.*, 11 (2), 198-211, 1966.

Valentine, J.W., How good was the fossil record ? Clues from the Californian Pleistocene. *Paleobiology*, 15, 83-94, 1989.

Valentine, J.W. and Jablonsky, D., Fossil communities: Compositional variation at many time scales, in: R.E. Ricklefs and D. Schluter, *Species diversity in ecological communities: Historical and geographical perspectives,* University of Chicago Press, 341-348. Chicago, 1993.

Vedder J.G. and Norris, R.N., Geology of San Nicolas Island, California, *U.S. Geol. Surv. Prof. paper*, 369, 65 pp., 1963.

Vélez, J.J. and Zéballos, J., Variaciones en la distribución y abundancia de algunos peces y invertebrados frente al Perú durante el fenómeno El Niño 1982-83. In: Ciencia, tecnología y agresión ambiental: el fenómeno "El Niño", CONCYTEC, Lima: 439-454.1985

Weaver C.E., et al. Correlation of the marine Cenozoic formations of western North America, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 55, 569-598, 1944.

Wehmiller J.F., Lajoie, K.R., Kvenvolden, K., Peterson, E., Belknap, D.F., Kennedy, G.L., Addicott, W.O., Vedder, J.G. and Wright, R., Correlation and chronology of Pacific coast marine terrace deposits of continental United States by fossil amino-acid stereochemistry. Technique evaluation, relative ages, kinetic model ages and geologic implications, U.S. Geol. Surv., Openfile report n° 77-680, 1977.

Wolff, M., Abundancia masiva y crecimiento de preadultos de la concha de abanico peruana (*Argopecten purpuratus*) en la zona de Pisco bajo condiciones de "El Niño" 1983, in *"El Niño", su impacto en la fauna marina*, edited by W. Arntz, A. Landa, J. Tarazona., Boletín extraordinario del Instituto del Mar del Perú, 87-89, 1985.

Woodring, W.P., Bramlette, M.N., Kew, W.S.W., Geology and paleontology of Palos Verdes Hills, California, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 207, 145 pp., 1946.

Woodward, S.P., *A manual of the molluscs,* John Weale, London, 1856.

Zazo, C., Silva, P.G., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Lario, J., Bardaji, T., Gonzalez, A., Coastal uplift in continental collision plate boundaries:data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area (south Spain). *Tectonophysics,* 301, 95-109, 1999.

Zinsmeister, W.J., A new interpretation of thermally anomalous molluscan assemblages of the California Pleistocene, *Journal of Paleontology*, 48, 84-94, 1974.

Zinsmeister, W. and Emerson, W., The role of passive dispersal in the distribution of hemipelagic invertebrates, with examples from the tropical Pacific Ocean, *The Veliger,* 22 (1), 32-40, 1979.

Zreda, M.G. and Phillips, F.M., Cosmogenic nuclide buildup in surficial sediments. In Noller, J.S., Sowers, J.M. and Lettis, W.R., *Quaternary Geochronology: Methods and applications*, AGU Reference Shelf 4, 61-76, 2000.

Guzman, Nury. Facultad de Recursos del Mar, Universidad de Antofagasta, Casilla 170, Antofagasta, Chile. Present address: Ecole Doctorale 283, Dynamique et Physico-chimie de la terre et des planètes, Bat. 504, Université Paris XI, F-91405 Orsay Cedex (France) (guzman@geol.u-psud.fr).

Marquardt, Carlos. Servicio Nacional de Geologia y Mineria (SERNAGEOMIN), Avenida Santa Maria 104, Providencia, Santiago, Chile and IRD-Chile, Roman Díaz 234, Providencia, Santiago, Chile. (cmarquar@sernageomin.cl). Present address : IRD-LMTG, Université Paul Sabatier, 38 rue des 36 Ponts, 31400 Toulouse (France)

Ortlieb, Luc. UR PALEOTROPIQUE, Institut de Recherche pour le Développement (ex-ORSTOM), Centre Ile de France, 32 Avenue Henri-Varagnat, F-93143 Bondy Cedex (France) (Luc.Ortlieb@bondy.ird.fr).

Chapitre 3

Datations des surfaces alluviales par la méthode ^{10}Be produit *in situ*

3.1 Introduction

Les techniques de datation utilisant les nucléides cosmogéniques ou cosmonucléides (^{26}Al, ^{36}Cl, ^{10}Be, ^{3}He, ^{21}Ne) permettent, dans certains cas, la datation des morphologies (Lal, 1991; Brown *et al*., 1991; Gillespie et Molnar, 1995). La datation par le ^{10}Be produit *in situ* est la méthode la plus utilisée pour dater directement des surfaces ou, plus précisément, pour déterminer leur durée d'exposition au rayonnement cosmique (Ritz *et al.*, 1995; Van der Woerd *et al*., 1998; 2000; Siame, 1998; Siame *et al*., 1997a, 1997b; 2002). L'absorption efficace de l'énergie du rayonnement cosmique par la matière, limitant la production *in situ* des cosmonucléides aux premiers mètres des roches en dessous de la surface, est à la base de l'application de ces nucléides en géomorphologie (Dorn et Phillips, 1991).

Les cosmonucléides ^{10}Be et ^{26}Al sont particulièrement intéressants car ils permettent de dater les formes du paysage sur des périodes de temps allant de quelques milliers à quelques centaines de milliers d'années. Le ^{10}Be ayant une demi-vie de 1,5 Ma, son utilisation revêt un grand intérêt en sismotectonique pour la datation de marqueurs du déplacement le long de failles (cônes alluviaux, terrasses). Pour cette utilisation on cherche à mesurer la concentration en ^{10}Be produit directement dans les gros blocs présents en surfaces des dépôts alluviaux. Cette méthode appliquée à des cônes alluviaux repose sur l'hypothèse que les blocs échantillonnés n'étaient pas exposés auparavant, sur la rapidité de leur mise en place et leur préservation de l'érosion.

Dans ce chapitre nous montrerons les résultats des calculs des âges ^{10}Be sur une base théorique et par l'étude d'un cas situé le long de la Faille Mejillones. Le prélèvement des échantillons à été réalisé par J. Ritz, H. Philip et B. Delouis. La préparation des échantillons a été faite au CEREGE (Aix) par C. Marquardt, R. Braucher et D. Bourlès et les mesures au Tandetron de Gif-sur-Yvette.

3.2 Datations ^{10}Be produit *in-situ* des cônes alluviaux de la Péninsule de Mejillones

Les concentrations en nucléides cosmogéniques produits *in situ* sont proportionnelles à la stabilité géomorphologique des surfaces exposées au rayonnement cosmique. Ces nucléides produits *in-situ* sont des traceurs géochimiques potentiels à condition de bien connaître leur(s) source(s), leurs mécanismes de production et d'incorporation dans les différents réservoirs terrestres. Des circonstances favorables permettent d'utiliser ces concentrations pour estimer soit l'âge d'exposition soit le taux d'érosion, qui tous deux expriment, en fait le temps de résidence proche de la surface du matériel échantillonné (Lal, 1988; Lal, 1991; Cerling et Craig, 1994; Ritz *et al*., 1995; Siame *et al*., 1997; Brown *et al*., 1998).

Les séquences de cônes alluviaux sont d'excellents marqueurs climato-tectoniques lorsque les études géomorphologiques et tectoniques sont associées à des datations directes de leurs surfaces par âge d'exposition ^{10}Be. L'historique de la mise en place des cônes de déjection est difficile à déterminer sans datations précises.

3.2.1 Les cônes de déjection

Les cônes de déjection sont des corps sédimentaires caractéristiques des fronts montagneux actifs dont la forme se rapproche d'un segment de cône qui s'étale vers l'aval à partir d'un front montagneux, ou d'un escarpement de faille, généralement au débouché d'un chenal.

Leurs profils sont généralement concaves dans le sens de la longueur et convexes dans la largeur. La pente moyenne de leur surface est généralement comprise entre 1° et 5°, mais, au niveau de l'apex (extrémité amont), elle peut atteindre 10°.
Certaines conditions géodynamiques favorisent la mise en place et le développement des séquences de cônes de déjection. De forts apports sédimentaires en provenance de la source montagneuse combinés à la brusque diminution de puissance des cours d'eau au débouché sur le piémont. Dans les régions montagneuses arides et semi-aride, ces conditions sont favorisées par plusieurs caractères. Tout d'abord, du fait de la rareté de la végétation, l'érosion et les apports sédimentaires y sont très importants. Ainsi, les pluies d'orage rares mais intenses lessivent-elles fortement les pentes. Les torrents de la région source ont généralement des pentes très fortes qui, associées aux régimes d'écoulement

épisodiques mais intenses, permettent des transports sédimentaires importants vers le front montagneux.

Plus que le simple changement de pente, la cause principale de mise en place des cônes alluviaux soit le brusque changement de confinement qui s'opère au débouché du chenal, lorsque celui-ci atteint le piémont (**Fig. 3.5**).

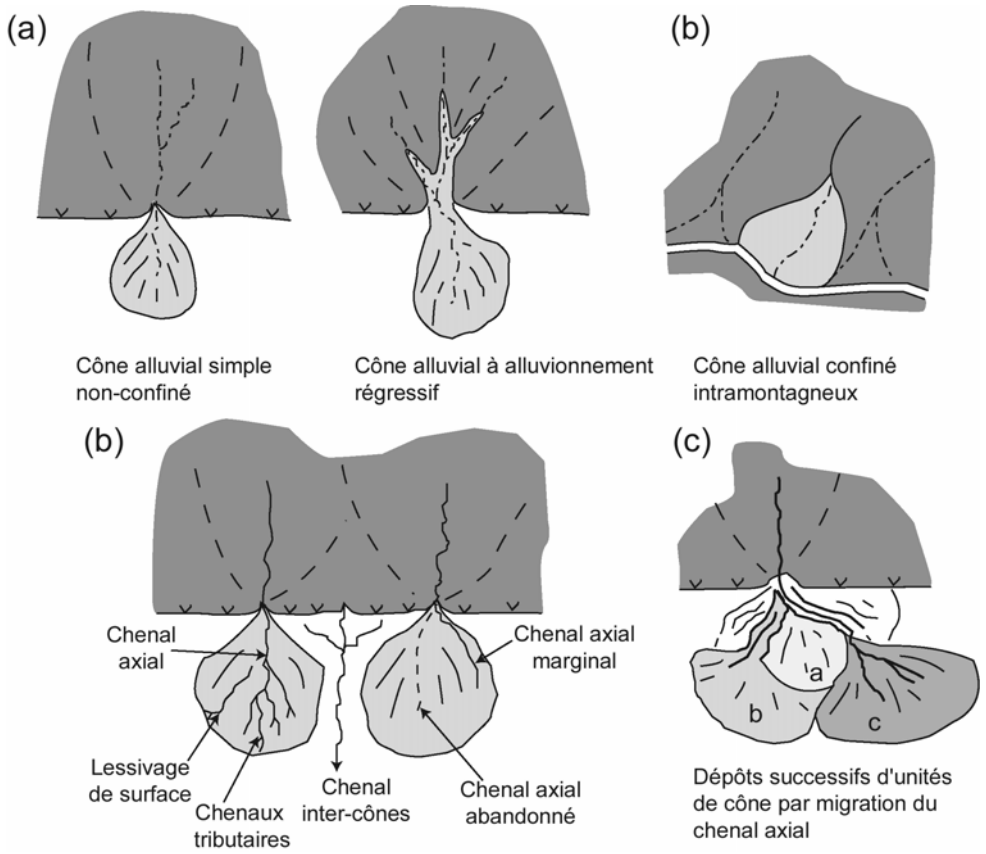


Figure 3.5. Caractéristiques géométriques des cônes alluviaux en fonction de la topographie et de leur localisation.

Cette transition de confinement provoque une baisse du régime hydrodynamique et les cônes alluviaux peuvent alors se développer par dépôts successifs de la charge sédimentaire transportée par le cours d'eau. D'une manière générale, les cônes de déjection correspondent donc à des environnements de transition entre la chaîne de montagne et une plaine en milieu climatique particulier: aride à semi-aride.

Une particularité de l'enregistrement de la tectonique par les cônes est la formation de terrasses le long des chenaux alluviaux. Les terrasses sont d'anciens lits de cours d'eau, incisés et abandonnés sur les versants d'une vallée ou chenal et leur étude est fondamentale du fait que ce sont les seuls témoins de l'incision d'un cône au

cours du temps. Les terrasses correspondent à des replats limités par des sections à pente plus forte. Ils peuvent être creusés directement dans le substratum mais sont fréquemment recouverts pas des sédiments associés au fonctionnement du système fluviatile. On distingue les terrasses étagées ou les terrasses emboîtées, selon qu'elles sont séparées ou non l'une de l'autre par le substratum érodé (**Fig 3.6**). Les terrasses sont le témoin d'un changement depuis un état où il y a érosion vers un état où il y a sédimentation. Les causes de ce changement ont conduit à définir deux types de terrasses (Tricart, 1947): les terrasses climatiques et les terrasses eustatiques. La sédimentation associée aux terrasses climatiques est liée à une augmentation du flux de matière qui arrive dans le cours d'eau, ou à une diminution de la capacité du cours d'eau à évacuer les sédiments, induite par des variations de climat. Dans le cas des terrasses eustatiques, la sédimentation est due à une diminution de pente provoquée par une augmentation relative du niveau marin (eustatique ou tectonique).

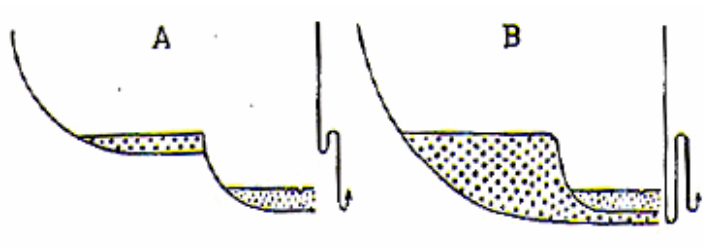


Figure 3.6.
A)Terrasses étagées et
B) terrasses emboîtées

3.2.2 Séquence de cônes alluviaux de la Péninsule de Mejillones

La datation par âge d'exposition ^{10}Be des surfaces d'une séquence de cônes de déjection quaternaires localisée dans l'avant-arc des Andes Centrales dans la Péninsule de Mejillones, côte nord du Chili 23ºS (**Fig. 3.7**), devrait permettre de déterminer les taux des vitesses de déplacement de la Faille Mejillones, en intégrant une étude géomorphologique et cinématique des failles associées, qui sera développée dans le Chapitre 4.

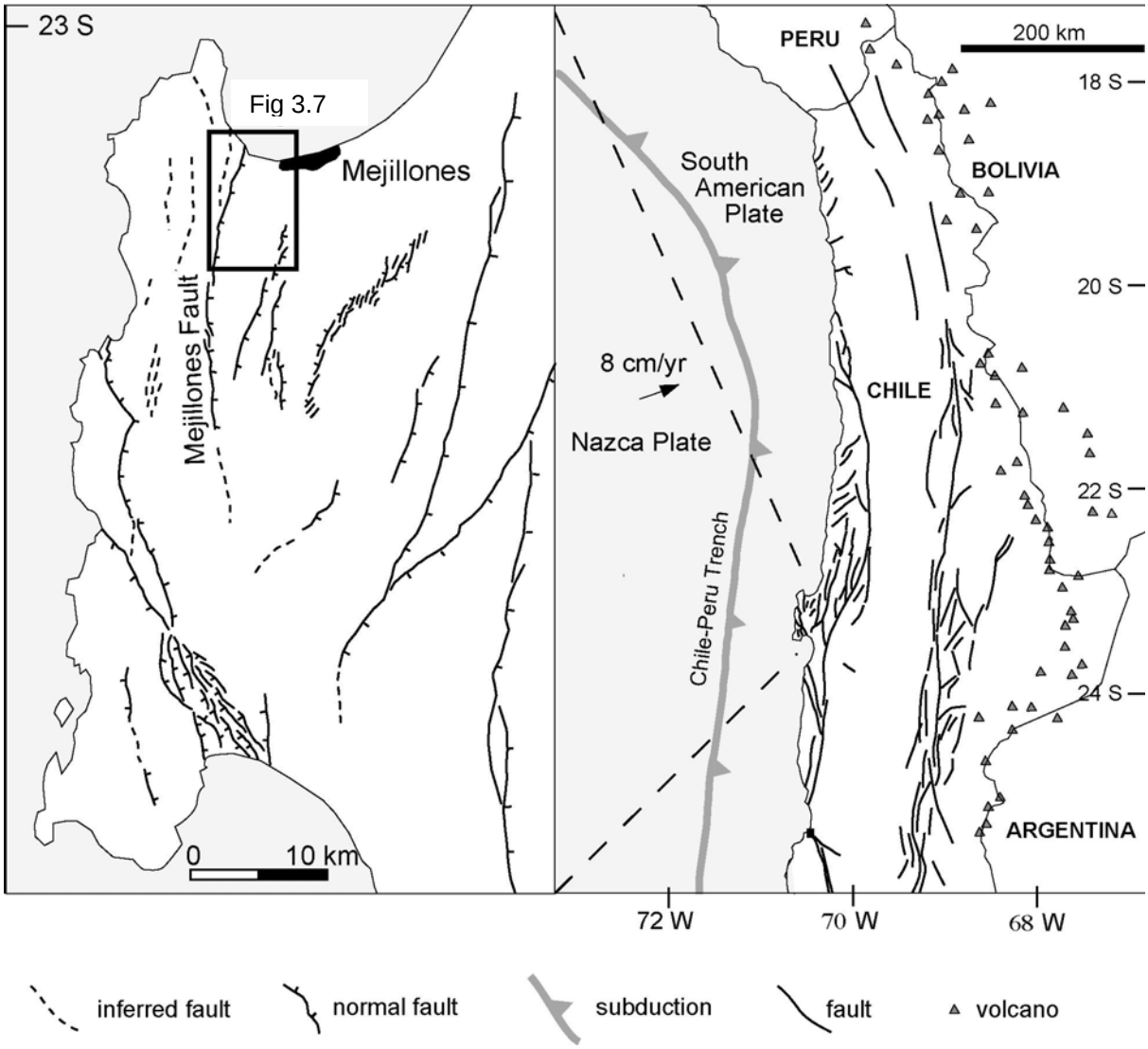


Fig. 3.7. Localisation de la séquence de cônes alluviaux étudiée dans l'avant-arc des Andes Centrales.

Ces cônes tapissent des terrasses marines et des cordons littoraux du Pléistocène moyen et supérieur (< 0,5 Ma) formés dans l'isthme de la péninsule où ils sont affectés par l'activité tectonique d'une faille normale (**Fig. 3.8**), la Faille Mejillones. Dans la Péninsule de Mejillones il y a des cônes plus anciens du Pliocène et du Pléistocène inférieur (Ferraris et Di Biase, 1978).

La trace en surface de la Faille Mejillones affecte, entre la plage actuelle et 200 m d'altitude, les cônes de déjections quaternaires qui recouvrent le piémont oriental du Morro Mejillones (**Fig. 3.8**).

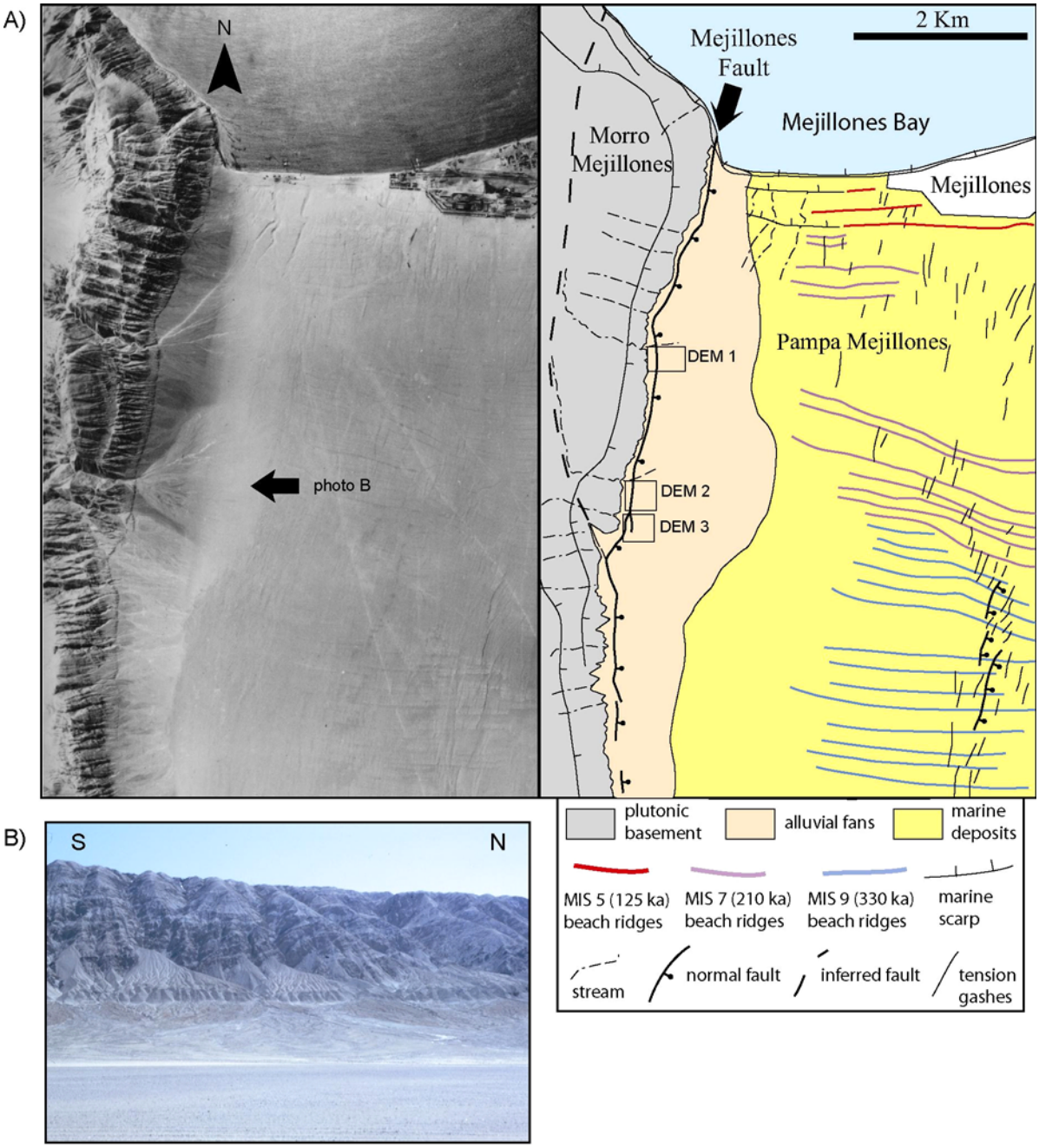


Fig. 3.8. Extrait d'une photo aérienne, localisation des cônes allviaux dans la Péninsule de Mejillones et cartographie des différentes unités

Nous nous sommes intéressés au segment nord de la faille Mejillones où les décalages de marqueurs géomorphologiques quaternaires sont particulièrement bien préservés.

La sédimentologie des cônes alluviaux est relativement constante d'une unité à l'autre. Ils sont constitués de brèches relativement peu indurées. Les éléments sont grossiers, essentiellement des graviers de granitoïdes et de roches métasédimentaires, contenus dans une matrice sableuse également grossière.

Les différentes unités de cette séquence de cônes ont été cartographiées sur la base de leurs caractéristiques de surfaces et de leurs relations stratigraphiques. Cette étude géomorphologique, basée sur l'interprétation de photos aériennes et d'observations de terrain, a permis d'identifier au moins cinq unités différentes, de la plus ancienne à la plus jeune: S1 à S5 (**Fig. 3.9)**.

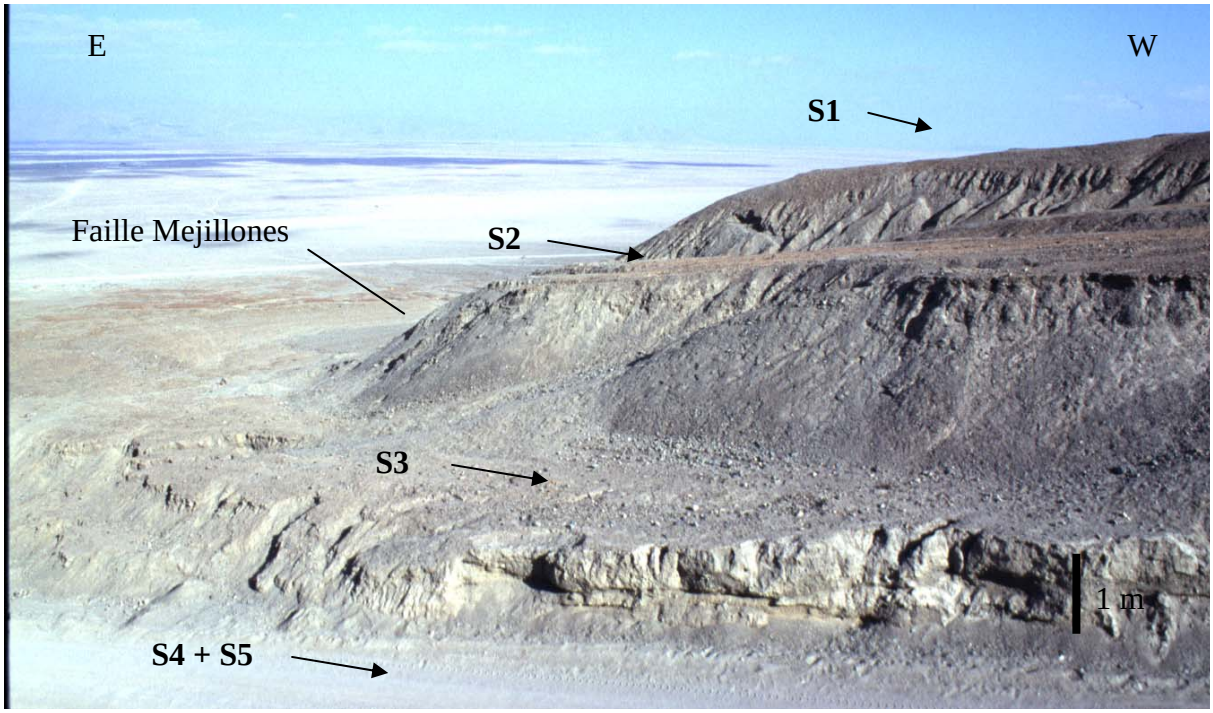


Figure 3.9. Unités des cônes alluviaux emboîtées. S1 et S2 son coupés par la faille Mejillones.

Les unités désignées de S1 à S2 sont les plus anciennes, S2 est emboîtée dans S1. Leurs surfaces sont relativement lisses et de rares blocs (0,4 à 1 m de diamètre), présentant un vernis désertique très développé, y sont enchâssés. Ces surfaces de cônes abandonnées sont caractérisées par des figures d'écoulement qui ont été affectées pendant longtemps par des processus de déflation éolienne.

Les unités les plus récentes de cette séquence de cônes (S3>S4>S5) sont celles qui se sont emboîtées les unes dans les autres et dans les unités décrites précédemment. Leurs surfaces sont bien préservées et montrent des rémanences de figures d'écoulement (réseau de chenaux) constituées par de petits blocs anguleux (<30cm) et des graviers. Tous les éléments composant ces surfaces ont un vernis désertique faiblement développé. Ces unités sont incisées par un réseau de chenaux, actifs lors des crues torrentielles que connaît cette région soumise aux anomalies climatiques et océanographiques El Niño (Vargas *et al*., 2000).

Cette séquence de cônes est donc composée de coulées à blocs mises en place par des processus d'érosion-remplissage. La géométrie étagée observée résulte probablement de variations du rapport charge/décharge des alimentations et/ou de variations du niveau de base induites par des variations climato-tectoniques locales.
Les unités les plus anciennes (S1 et S2) constituent des corps sédimentaires relativement importants comparés aux dépôts des unités les plus jeunes. Cette différence peut être interprétée par un changement des conditions de charge sédimentaire des chenaux d'alimentation.

3.2.3 Résultats des datations par âge d'exposition

L'échantillonnage des plus gros blocs, riches en quartz et présents en surface permet de minimiser les problèmes liés à l'héritage géologique. Un échantillonnage multiple d'un même niveau permet d'assurer une certaine représentativité des résultats. Cette stratégie d'échantillonnage suppose que des phénomènes très énergétiques ont été nécessaires pour transporter ces gros blocs. Les phénomènes hydrodynamiques impliqués sont donc susceptibles d'avoir creusé en profondeur la région source à une profondeur suffisante (< 2 m) où la roche est protégée des rayons cosmiques (^{10}Be hérité = 0) et ont permis un transport rapide sur la surface de dépôt. Après le dépôt, commence l'histoire de l'abandon de la surface et l'exposition initiale des blocs aux rayonnement (chargement *in situ* du ^{10}Be).
Le vernis désertique, souvent très développé sur les blocs enchâssés dans les surfaces et le pavage désertique des surfaces elles-mêmes, sont des observations suggérant qu'il est raisonnable de faire l'hypothèse d'une exposition continue au rayonnement cosmique en surface avec un taux d'érosion négligeable (0).
On recherche également de préférence des blocs enchâssés dans les parties localement plates et surélevées des surfaces de cônes pour minimiser les effets post-dépôt affectant les surfaces dès leur abandon. Les zones plates et surélevées ont été un peu mieux préservées des phénomènes érosifs qui affectent les surfaces de cône après leur abandon. Les surfaces S1 et S2 permettent ce type d'échantillonnage.
Nous avons échantillonné des blocs métriques granitiques enchâssés dans les surfaces S1(5 blocs) et S2 (4 blocs), et prélevé des échantillons le long d'un profil en profondeur (<2m), avec deux ou trois échantillons par bloc. Ces surfaces ont des concentrations en 10Be entre $497*10^3$ et $12*10^3$ atomes/g (Table 3.1).

L'erreur sur le calcul de l'âge est la somme d'erreurs de natures différentes: l'incertitude analytique liée à la préparation des échantillons, à la mesure du nombre de coups comptés au Tandétron (1σ), sur une variabilité de réponse du Tandétron de 5%; sur une incertitude de 50% sur la correction des blancs analytiques et l'erreur associée au taux de production calculé estimée classiquement à 20% (Brown et al., 1998).

En utilisant des taux de production estimés à partir des polynômes de Lal (1991), ces concentrations donnent des âges d'exposition minima de 46,5±3,7 ka pour l'unité S1 (moyenne pour 3 échantillons) et de 26,3±1,7 ka pour l'unité S2 (moyenne pour 4 échantillons) (**Fig. 3.10**). Sur la surface S1, deux échantillons peuvent être interprétés comme des échantillons contenant du 10Be hérité puisque on n'a pas le même âge en profondeur, autrement dit les concentrations des échantillons ne montrent pas un profil normal décrivant leur diminution en profondeur.

Boulders #	Samples #	Quartz mass (g)	Depth ($g.cm^{-2}$)	Density of sample ($g.cm^{-3}$)	^{10}Be ($at.g^{-1}$)	^{10}Be error ($at.g^{-1}$)	Min. exposure age (yr)	Min. exposure age error (yr)
	S1 alluvial surface							
1	1	30,19	0	2,5	191.147	22.390	42.524	6.549
	2	23,55	94	2,7	86.863	27.592	35.565	11.844
	3	11,42	138	2,5	95.608	16.191	52.021	10.231
2	4	24,03	0	2,6	335.609	67.873	75.226	16.972
	5	27,59	123	2,7	111.732	15.302	55.413	9.397
	6	26,8	172	2,7	138.442	28.563	94.544	21.677
3	7	27,35	0	2,7	209.404	27.326	46.630	7.666
	8	21,03	100	2,7	145.536	24.646	62.228	12.238
4	9	26,13	0	2,7	171.813	25.329	38.185	6.802
	10	21,73	92	2,5	119.317	23.240	48.336	10.583
5	11	26,96	0	2,8	496.832	48.478	112.316	15.692
	12	25,63	99	2,5	189.266	27.104	80.964	14.142
	S2 alluvial surface							
6	13	14,44	0	2,7	131.480	15.785	29.160	4.556
	14	26,58	60	2,7	82.451	13.269	27.026	5.121
7	15	24,8	0	2,4	87.166	17.628	19.288	4.352
	16	22,45	75	2,7	74.449	15.056	26.917	6.073
8	17	20,29	0	2,4	101.379	18.178	22.449	4.609
	18	22,71	68	2,4	BORE	-	-	-
9	19	27,55	0	2,7	115.602	16.555	25.618	4.475
	20	21,35	98	2,8	80.441	12.232	33.734	6.139
soil pit	21	7,89	0	2,7	142.241	34.761	31.564	8.335
	22	7,11	269	2,7	28.582	10.142	34.982	12.896
	23	11	381	2,7	11.879	2.991	27.851	7.545

Table 3.1. Concentrations en ^{10}Be et âges d'exposition minima calculé. L'incertitude analytique (^{10}Be error) résulte des incertitudes basées sur la statistique du nombre de coups comptés au Tandétron (1σ), sur une variabilité de réponse du Tandétron de 5%, et sur une incertitude de 50% sur la correction des blancs analytiques. L'incertitude de l'âge contient l'incertitude analytique plus une erreur de 20%

associée au taux de production calculé.

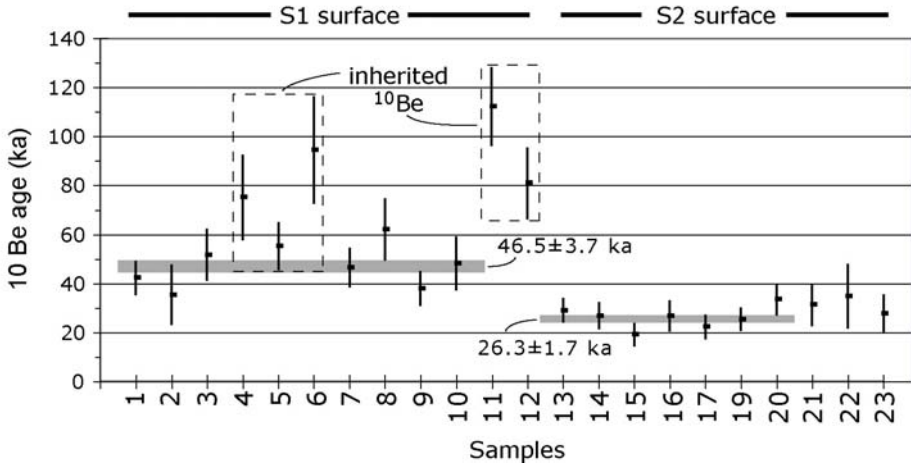


Figure 3.10. Ages d'abandon minima obtenus pour les surfaces de cône S1 et S2.

Pour s'assurer des conditions d'érosion négligeable de la région source, nous avons échantillonné sous la surface S2 en creusant une tranchée (soil pit). On échantillonne ainsi du matériel incorporé dans le cône alors que celui-ci était actif. En supposant que ce matériel a été enfoui très rapidement, on peut obtenir une bonne estimation du contenu hérité en ^{10}Be, dans notre cas négligeable (**Table 3.1**).
Le profil en profondeur de concentration de chaque échantillon montre que les blocs (sauf le 2 et le 5 avec les problèmes de l'héritage) n'ont pas été exposés au rayonnement cosmique avant dépôt, et que celui-ci a été rapide. Les échantillons 2 et 5 prélevés sur la surface S1 ont donc connu un transport lent depuis leur production sur le versant, avec une histoire complexe comprenant des stockages et des remobilisations successives.

3.2.4. Implications paléoclimatiques

Les âges d'exposition minima calculés datent les périodes d'abandon des deux surfaces de cône et sont significativement différents. Ils indiquent clairement que la mise en place et l'abandon de ces cônes de déjection se sont faits au cours des derniers 46 ka.

Les datations obtenues sur les séquences de cônes de déjection les plus importants s'étendent donc de 26 à 46 ka. Ces âges d'exposition obtenus pour S1 et S2 suggèrent que ces surfaces ont été abandonnées pendant le glaciaire MIS 3 (période

pluviale) qui a suivi le dernier Maximum Interglaciaire (MIS 5) et le Glaciaire MIS 4 (**Fig. 3.11**).

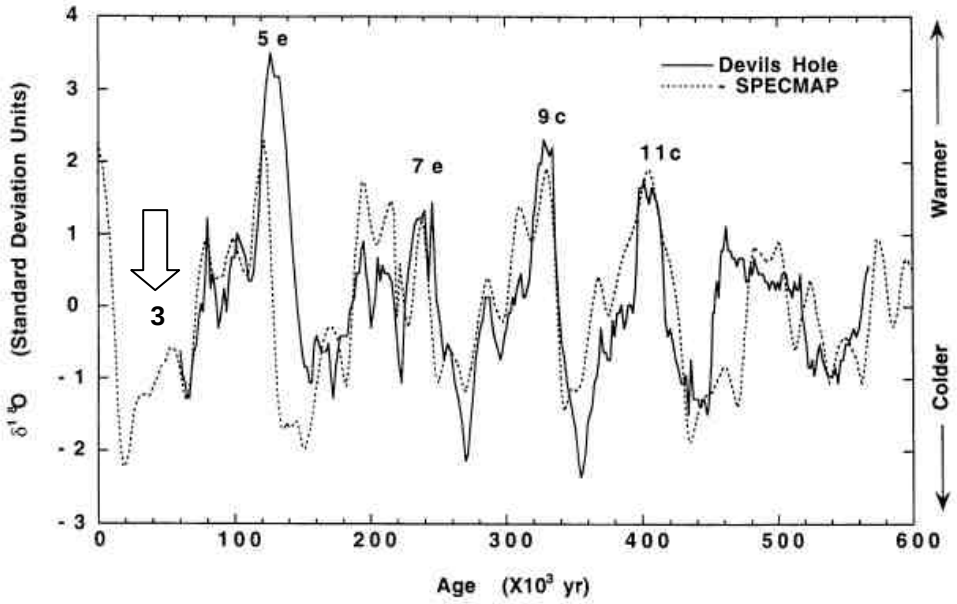


Figure 3.11. Les variation du rapport isotopique de l'oxygène depuis 600 ka. L'abandon des surfaces de cône S1 et S2 sont corrélables à le glaciaire MIS 3.

Les surfaces S3, S4 et S5 mises en place il y a < 26 ka dans des alluvions âgées seraient donc associées au réchauffement Holocène (actuel interglaciaire).

Les relations morphostratigraphiques des différentes unités de cônes ont montré qu'il existe une différence entre les unités préservées les plus anciennes (S1 et S2), lesquelles constituent des corps sédimentaires plus importants, et les dépôts des unités les plus jeunes. Les intervalles de temps séparant ces différentes périodes d'érosion-alluvionnement sont estimés à partir des datations par âge d'exposition. Ces intervalles sont de ~20 ka entre S1 et S2, et <26 ka entre S3 et S4 et l'incision S5. On observe une diminution des intervalles de temps entre deux épisodes d'érosion-alluvionnement successifs. Ceci a probablement entraîné une diminution significative du flux de matière érodée. Peut-être les événements érosifs sont trop rapprochés dans le temps pour permettre une recharge de la région source en sédiments mobilisables.

On peut donc résumer la situation comme une compétition entre les efficacités relatives des transports de pente et des transports alluviaux (Carretier *et al*., 1998). En effet, l'évolution du relief dépend de ces deux modes de transport qui peuvent être alternativement dominants. Une période de transport de pente dominant ne signifie pas nécessairement une pluviométrie faible. En fait, pendant ces périodes,

un couvert végétal faible (cactus) peut se mettre en place limitant alors les apports sédimentaires dans les rivières tout en produisant un sol (Bull, 1991). Pendant un interglaciaire, dès que le couvert végétal disparaît, le sol mis à nu devient disponible et le transport fluvial très efficace (Bull, 1991). La mise en place des séquences de cônes alluviaux a souvent été associée aux alternances glaciation/déglaciation.
On peut attribuer le développement de ces cônes à une augmentation de la pluviométrie. Ces pluviaux se produiraient pendant les périodes chaudes plus humides (fin de glaciaire- début d'interglaciaire) alors que les périodes froides, plus sèches seraient caractérisées par la production de sédiments sur les versants.

A titre de comparaison régionale, nous pouvons évoquer les séquences de cônes qui s'étendent dans la zone côtière d'Antofagasta (23°35'S). Ces dépôts alluviaux sont divisés en trois unités de cônes qui se mettent en place pendant l'Holocène, le Pléistocène supérieur - Pléistocène moyen et le Pléistocène moyen - Pléistocène inférieur (Vargas, 1996; Vargas et al, 2000). Nous pouvons donc corréler S1 et S2 avec le deuxième groupe (Pléistocène moyen - Pléistocène supérieur) et S3, S4 et S5 avec le premier (l'Holocène).

L'étude géomorphologique combinée à des datations directes de la surface des cônes par âge d'exposition ^{10}Be a mis en évidence la jeunesse de certains éléments du paysage, ensembles de cônes généralement considéré du Pliocène (Ferraris et Di Biase, 1978). Grâce aux datations ^{10}Be on s'aperçoit maintenant que des cônes que l'on attribuait au Pliocène sont Pléistocènes (et même Holocènes).

Chapitre 4

Tectonique et Néotectonique

4.1 Introduction

Les études que nous avons effectuées dans la Péninsule de Mejillones et la zone de Caldera ont pour objectif la caractérisation de la déformation en surface des derniers ~10 Ma dans la région côtière d'avant-arc du nord du Chili, afin de mieux comprendre les mécanismes de fonctionnement de la subduction dans la région.

D'une manière générale, les conditions climatiques de la partie Nord du Chili ont été très arides pendant les derniers millions d'années et ont favorisé la préservation des ruptures de surface. Les observations de terrain et l'analyse combinée des photos satellitaires et aériennes sont donc la base de l'interprétation des indices tectoniques. Sur le terrain, les ruptures ont été étudiées et cartographiées, ce qui a permis de choisir des stations microtectoniques pour étudier la cinématique des failles et déterminer le tenseur de contraintes.

4.2 Deformation cassante dans la Péninsule de Mejillones

Dans la Péninsule de Mejillones des failles néoformées et des failles réactivées présentent une activité depuis 400 ka (Ortlieb, 1995; Delouis *et al*., 1998; Ortlieb *et al*., 2003; González *et al*, 2003) (**figure 4.5**).

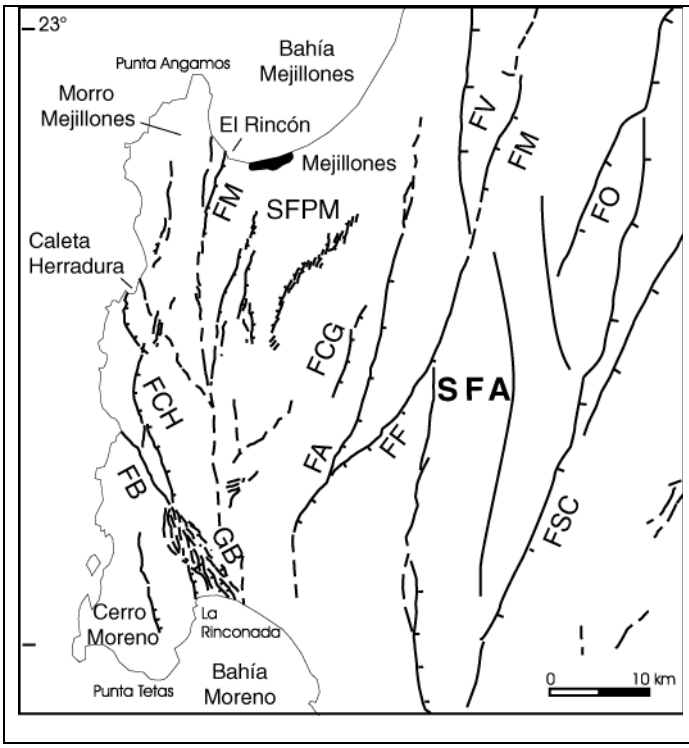


Figure 4.5. Localisation générale de l'aire de la Peninsule Mejillones avec les reacivation normale depuis 500 ka du Sisteme de Failles d'Atacama (SFA). FM: Faille Mejillones, SFPM: Système de Failles du Pampa Mejillones, FCH: F. Caleta Herradura, FB: F. Bandurrias, GB: Graben Bandurria, FA: F. Aeropuerto, FF: F. Fortuna, FCG: F.Cerro Gordo, FV: F. Vinchuca, FO: F. Ordoñez, FSC: F. Salar del Carmen.

Les systèmes de failles principales sont: (1) vers l'ouest de la péninsule la Faille Bandurrias, la Faille Caleta Herradura et la Faille Mejillones, qui forment des grabens et des demi-grabens depuis le Miocene. Ces failles sont les limites des blocs structuraux soulevés (horst) du «Morro Jorgino-Cerro Bandurrias» et du «Morro Mejillones». (2) Dans la zone centrale de la péninsule (isthme), ressortent le Système de Failles de Pampa Mejillones vers le nord, et le Graben Bandurrias vers le sud qui est la continuation du système de faille de «Jorgino et Caleta Herradura». (3) Vers l'est les failles du «Cerro Gordo» et de l'«Aeropuerto» forment les limites entre la péninsule (plaine côtière) et la Cordillère de la Côte.

L'analyse des déformations cassantes dans la Péninsule de Mejillones est abordée par l'étude des paléocontraintes. Sept sites, localisés dans les sédiments marins et littoraux d'âge Néogène et Pléistocène de la péninsule, ont été étudiés. Pour déterminer les directions du tenseur des contraintes principales nous avons analysé les vecteurs-glissement mesurés sur les failles striées par la méthode de Etchecopar (1984). Pour les failles non striées on ne peut pas calculer de tenseur donc nous avons déterminé simplement les directions des axes de la déformation par la méthode de contraintes optimales (Etchecopar et al., 1981), et la méthode des Dièdres Droits (Angelier et Mechler, 1977).

4.2.1 Déformations miocènes et pliocènes

Les cas étudiés sont des exemples de tectonique monophasée, associée à une série de failles normales et inverses de déplacement centimétrique à métrique. Les failles sont néoformées dans le Néogène, mais elles sont certainement guidées par des failles préexistantes dans le substratum et on ne peut pas être sûr que c'est une réactivation qui se produit dans un milieu isotrope puisqu'il y a le substratum qui réagit. La méthode utilisée pour l'analyse est celle des Dièdres Droits car nous avons pas trouvé de stries sur le plan de faille dans les stations de mesure. Pour l'analyse, on utilise l'hypothèse des failles néoformées pendant le Néogène, donc la strie serait plutôt verticale (pitch de 90°).

i) Les failles normales d'âge néogène de la Péninsule Mejillones

On a trouvé des failles normales d'age néogène le long des falaises des (1) Baie de Mejillones, (2) Caleta Herradura et (3) Baie Moreno (**figure 4.6**). Ces failles sont associées à de grandes failles normales héritées (e.g. failles Caleta Herradura et Mejillones) qui déforment fortement les sédiments marins d'âge Miocène Moyen à

Supérieur au niveau de Caleta Herradura, où on observe la formation de grabens avec des déplacements métriques à décamétriques. Dans les baies de Mejillones et Moreno ces failles déforment faiblement (déplacement centimétrique) les sédiments marins indifférenciés (Miocène Moyen à Pliocène). Les résultats du traitement des données (**figure 4.6)**, montrent que les trois axes principaux des contraintes sont: $\sigma 1$ sub-vertical, $\sigma 2$ est sub-horizontal et orienté N-S à NE-SW dans la partie nord de la péninsule et NW-SE dans le centre-sud. $\sigma 3$ est également sub-horizontal, légèrement basculé et de direction E-W à NW-SE dans la partie nord de la péninsule et SW-NE dans le centre-sud.

ii) Les failles inverses d'âge néogène de la Péninsule Mejillones

La présence de failles inverses d'âge néogène dans la Péninsule Mejillones se trouvent dans la falaise côtière de la ville de Mejillones et dans une carrière au sud ouest de la même ville (**figure 4.7**). Ces failles inverses ont une direction N10°E et un pendage moyen de 20°E, avec un décalage de 1 m et des stries dans le plan de faille proches de 90° (pitch). Ces failles coupent des failles normales également néogènes, décrites antérieurement dans cette zone (Marquardt *et al*., 2000).

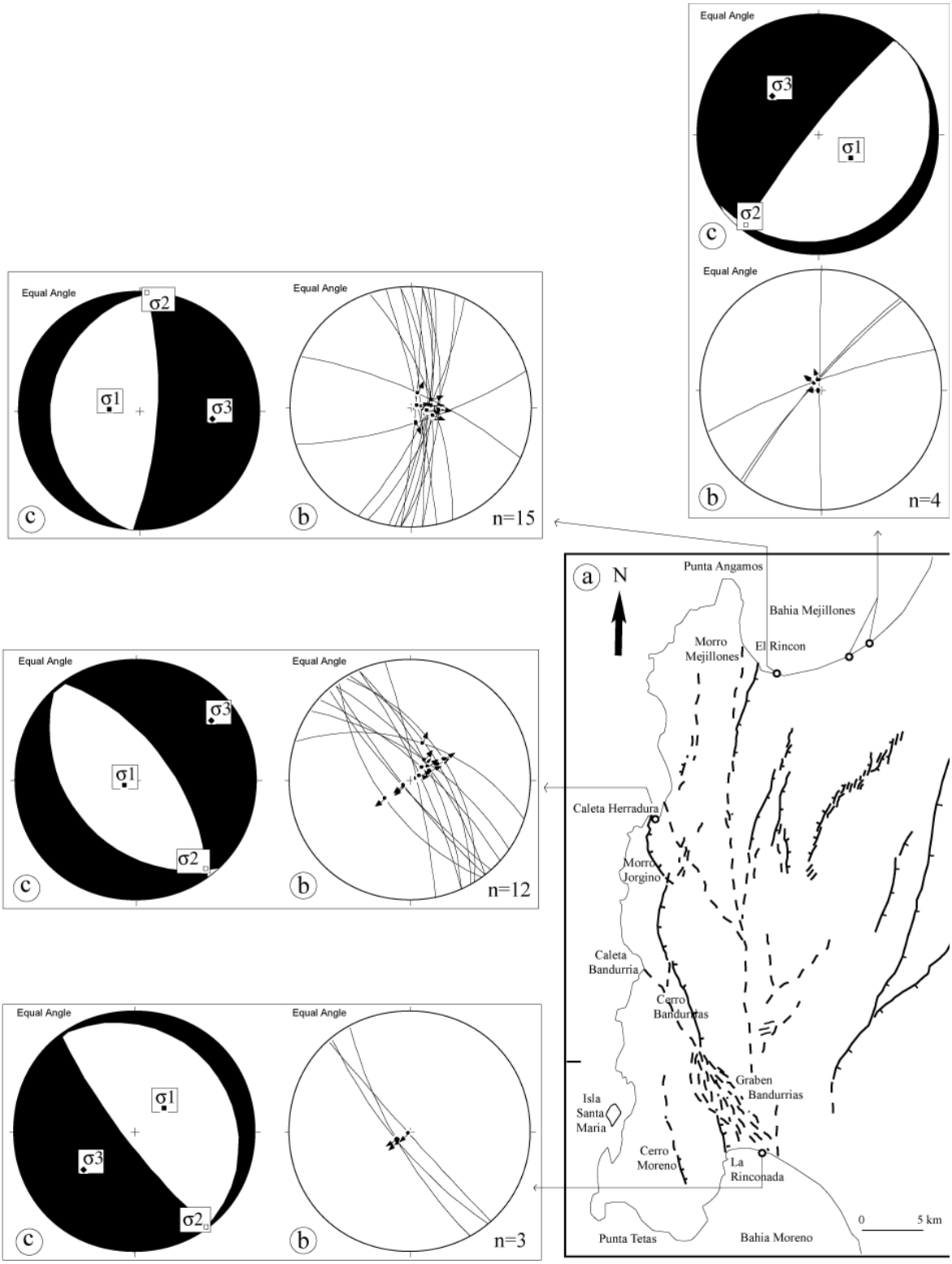


Figure 4.6. Les stations microtectoniques néogènes: (a) localitation des stations microtectoniques, (b) diagrammes des plans de failles mesurés et (c) résultats du traitement des mesures par la méthode des Dièdres Droits.

Le report des plans de failles sur un diagramme de Wulf indique que la déformation est exclusivement en compression (**figure 4.7**). Les résultats du traitement des données par la méthode des Dièdres Droits corrobore sont: σ3 sub-vertical, σ2

horizontal et orientée en moyenne N-S, et σ1 sub-horizontal et orienté en moyenne E-W. On retrouve un léger basculement du trièdre vers l'est autour d'un axe de rotation N-S, similaire à celui trouvé dans le cas de l'extension.

Sur la falaise de Caleta Herradura, il y a également des traces de failles inverses, avec quelques centimètres à quelques mètres de déplacement vertical, avec une direction estimée N-S et un pendage de 70°W. Sur ce site elles déforment les sédiments marins assignés au Pliocène. Il est possible que les failles inverses représentent un coin en compression, associé à la réactivation (en extension) de la faille Caleta Herradura, mais la déformation Pliocène en compression n'est pas localisée (Marquardt *et al*., 2000, Marquardt *et al*., 2004; Allmendinger *et al*., 2005).

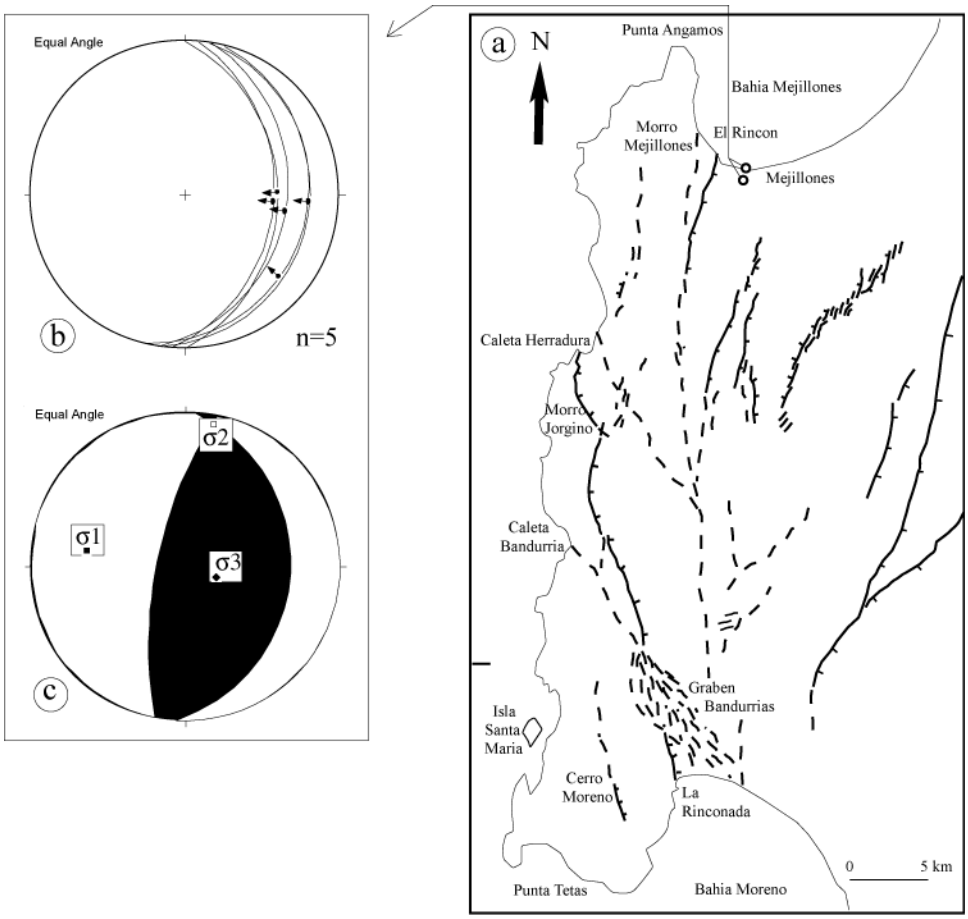


Figure 4.7. Failles inverses néogènes: (a) localisation des stations microtectoniques, (b) diagrammes des plans de failles mesurés, (c) résultats du traitement des mesures par la méthode des Dièdres Droits.

4.2.2 Déformations pléistocènes

Les cas étudiés ici sont des exemples de tectonique monophasée, avec comme résultat une série de failles normales de longueur métrique à kilométrique, et de déplacement centimétrique à métrique.

i) Les stations de la Baie de Mejillones

Le secteur nord de la Péninsule de Mejillones se caractérise par la présence d'une grande faille normale (Faille Mejillones), qui limite la bordure ouest de la Baie de Mejillones, et qui a été réactivée pendant le Pléistocène Supérieur et l'Holocène, postérieurement à 125 ka, en considérant les âges assignés aux sédiments littoraux et alluviaux décalés par cette faille. La faille Mejillones correspond à une faille de marge de bassin néogène, d'âge minimum Miocène Moyen.

Les stations localisées sur la faille Mejillones (**figure 4.8**), montrent une direction et pendage moyen de N20°E/60°E, présentant des stries dans le plan de faille avec un pitch proche de 90° et un décalage dans le Pléistocène d'environt 13 m. Nous avons utilisé les méthodes des contraintes optimales et Dièdres Droits pour calculer l'orientation de trièdre de contraintes. On peut considérer que les données des failles ne sont pas suffisantes pour déterminer le tenseur par la méthode Etchecopar, car elles regroupent les données d'une ou deux failles. Cependant, comme le résultat de l'analyse, en relation avec l'orientation du trièdre de contraintes, est similaire à celui trouvé dans les autres cas, avec une direction d'extension ($\sigma 3$) NW-SE à WNW-ESE, nous considérons que le tenseur calculé avec la méthode Etchecopar peut être représentatif (**tableau 4.1**). Le calcul de tenseur prend en compte 100% des données (11 mesures) regroupées dans les deux premières classes d'écarts. L'histogramme des écarts angulaires montre une très bonne distribution de l'ensemble des données avec une première classe d'écarts (0°-6°) très importante. De même la représentation de Mohr est bonne, avec un rapport $\tau/\sigma n$ satisfaisant pour les 11 plans de faille sélectionnés. L'état de contraintes obtenu est de type extensif avec R=0.25, ce qui s'approche d'une extension radiale.

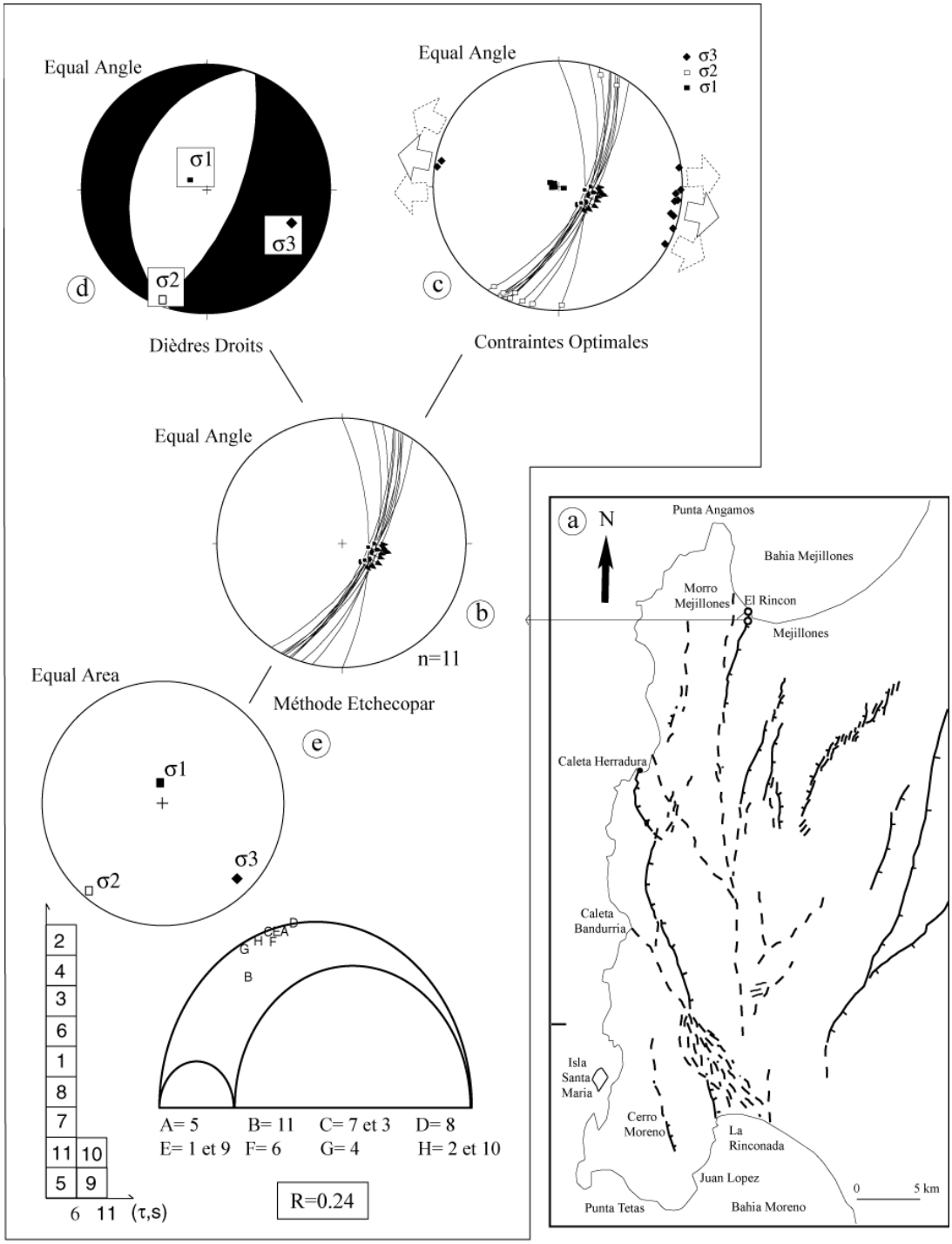


Figure 4.8. Failles pléistocènes avec mesures de stries. (a) localisation des stations, (b) diagrammes des plans de failles, résultats du traitement (c) par la méthode des contraintes optimales, (d) par la méthode des Dièdres Droits, et (e) par la méthode Etchecopar.

Tableau 4.1: (a) Tenseur de solution moyenne des résultats du traitement de mesures des stations de la Baie de Mejillones (Faille Mejillones). (b y c) orientation moyenne du trièdre des contraintes.

(a) méthode Etchécopar :					(b) méthode Dièdres Droits:					(c) méthode contraintes optimales:				
σ1	Dir.	353	Pend.	76	σ1	Dir.	300	Pend.	72	σ1	Dir.	280	Pend.	80
σ2	Dir.	222	Pend.	9	σ2	Dir.	202	Pend.	3	σ2	Dir.	204	Pend.	3
σ3	Dir.	131	Pend.	10	σ3	Dir.	111	Pend.	17	σ3	Dir.	100	Pend.	3
R	R	0.24												

Les autres localités (**figure 4.9**), où nous n'avons pas trouvé de stries, se situent pour la première à l'intérieur des terres à 3 km plus au sud de la plage sur la même faille principale; les trois autres stations sont sur la falaise de la plage actuelle, le long de la côte. Ces failles correspondent à des failles néoformées qui constituent des structures de type graben à échelle centimétrique et métrique. Les failles qui sont proches de la Faille Mejillones sont associées à cette derniére; par contre les failles qui se trouvent plus à l'est de Mejillones sont associées au Système de Failles de Pampa Mejillones. Dans ces cas on a utilisé les méthodes des contraintes optimales et des Dièdre Droits et on a supposé que les stries sont proches de 90° (pitch).

Les résultats du traitement des données par la méthode des Dièdres Droits corroborent que σ1 est presque vertical. Les trois axes principaux des contraintes (dans les trois cas et en utilisant les deux méthodes; **figure 4.9**) sont σ1 sub-vertical, σ2 sub-horizontal et orienté en moyenne N-S à proximité de la faille Mejillones, et NE-SW à l'ouest de cette faille; σ3 est également sub-horizontal et orienté en moyenne E-W à côté de la Faille Mejillones et NW-SE vers l'ouest. Le fait que les orientations du trièdre de contraintes calculé sont différentes pour la faille héritée (faille principale Mejillones) et pour les failles néoformées proche de la faille principale, peut montrér la variation du champ de contrainte autour d'une discontinuité (dans ce cas à la Faille Mejillones). Cela ne peut pas être établi de façon aussi définitive car les directions de déformation, éestimées à partir de failles sans strie, ne sont pas bien contraintes et donnent seulement une idée de cette direction d'extension. De plus les variations du champ de contrainte près d'une discontinuité se réalisent quand σ1 est horizontal. Nous considérons donc qu'une extension plutôt E-W à NW-SE est représentative de la partie nord de la péninsule.

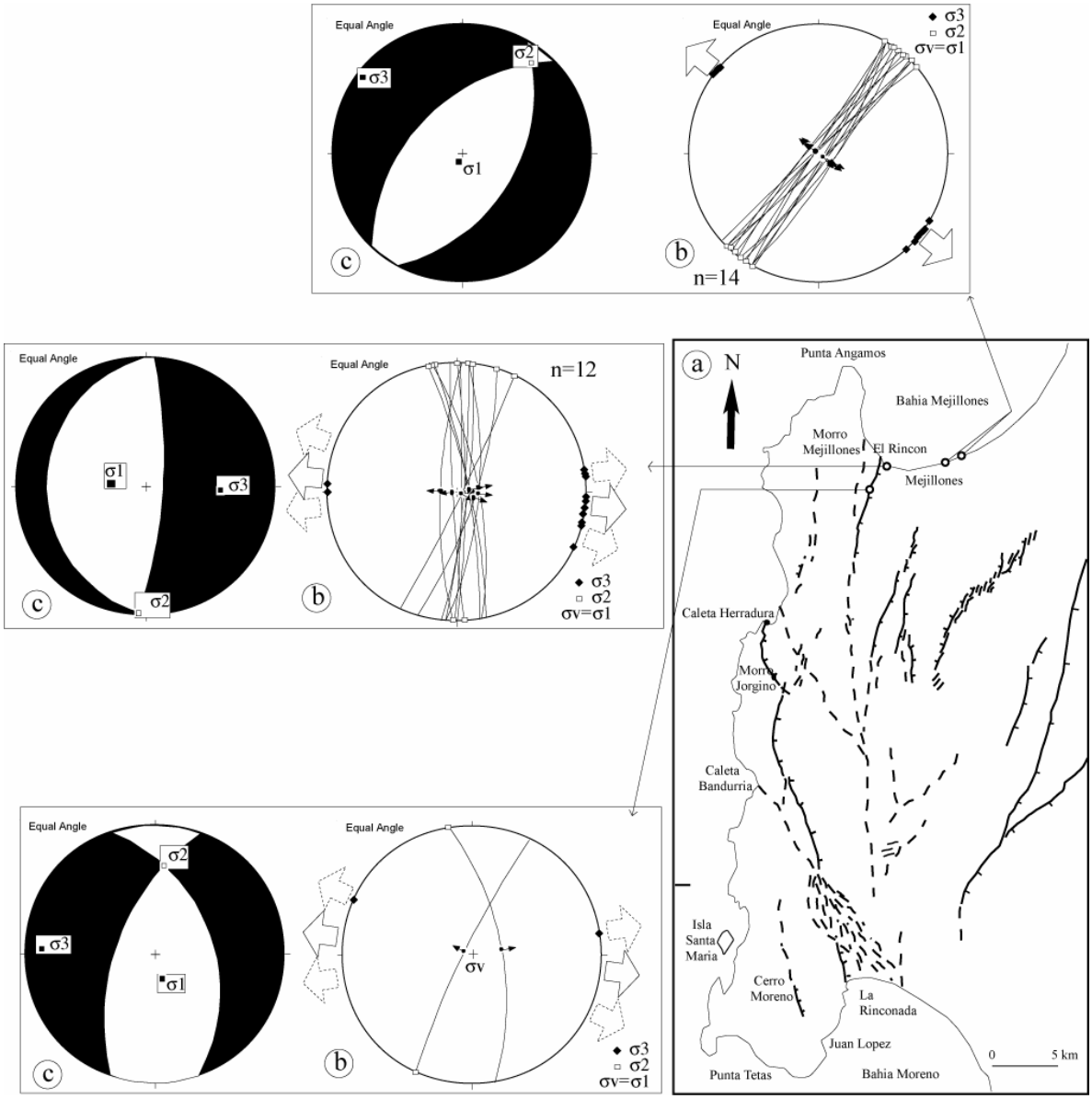


Figure 4.9. Failles pléistocènes, sans mesures de stries: (a) localisation des quatre stations microtectoniques, (b) diagrammes des plans de failles mesurés et résultats du traitement des mesures par la méthode des contraintes optimales, (c) résultats du traitement des mesures par la méthode des Dièdres Droits.

ii) Les deux stations de Caleta Herradura

Ce secteur se caractérise par la présence d'une grande faille normale (Faille Caleta Herradura), qui limite la bordure sud de la Caleta Herradura (**figure 4.10**) et qui a été réactivée au Pléistocène moyen, post 400 ka, grâce à la présence de fossiles de région chaude, assignés à cette période (voir chapitre 2). La première station est localisée près de la plage où la faille a une direction de N20°E et un pendage moyen de 67°E, avec un décalage dans le Pléistocène de plus de 5 m, et la présence de marqueurs cinématiques (stries) dans le plan de faille. L'autre site est localisé à 5 km

plus au Sud sur la même trace de la Faille Caleta Herradura, où nous avons mesuré des failles qui se présentent sous la forme de structures de type graben de taille métrique. Nous avons mesuré la direction et le pendage des plans. Nous n'avons pas trouvé de stries sur ces failles, donc, en première hypothèse, nous supposons que les stries sont proches de 90°. Les données sur les failles avec stries ne sont pas suffisantes pour déterminer le tenseur. Nous utilisons donc la méthode des Dièdres Droits pour calculer une direction approximative des axes principaux de contrainte. Le système conjugué des failles néoformées, qui a une obliquité de 10° autour de la faille principale, nous aide à calculer l'orientation de l'axe principal $\sigma 3$. Pour cela, on utilise les méthodes des contraintes optimales et des Dièdre Droits.

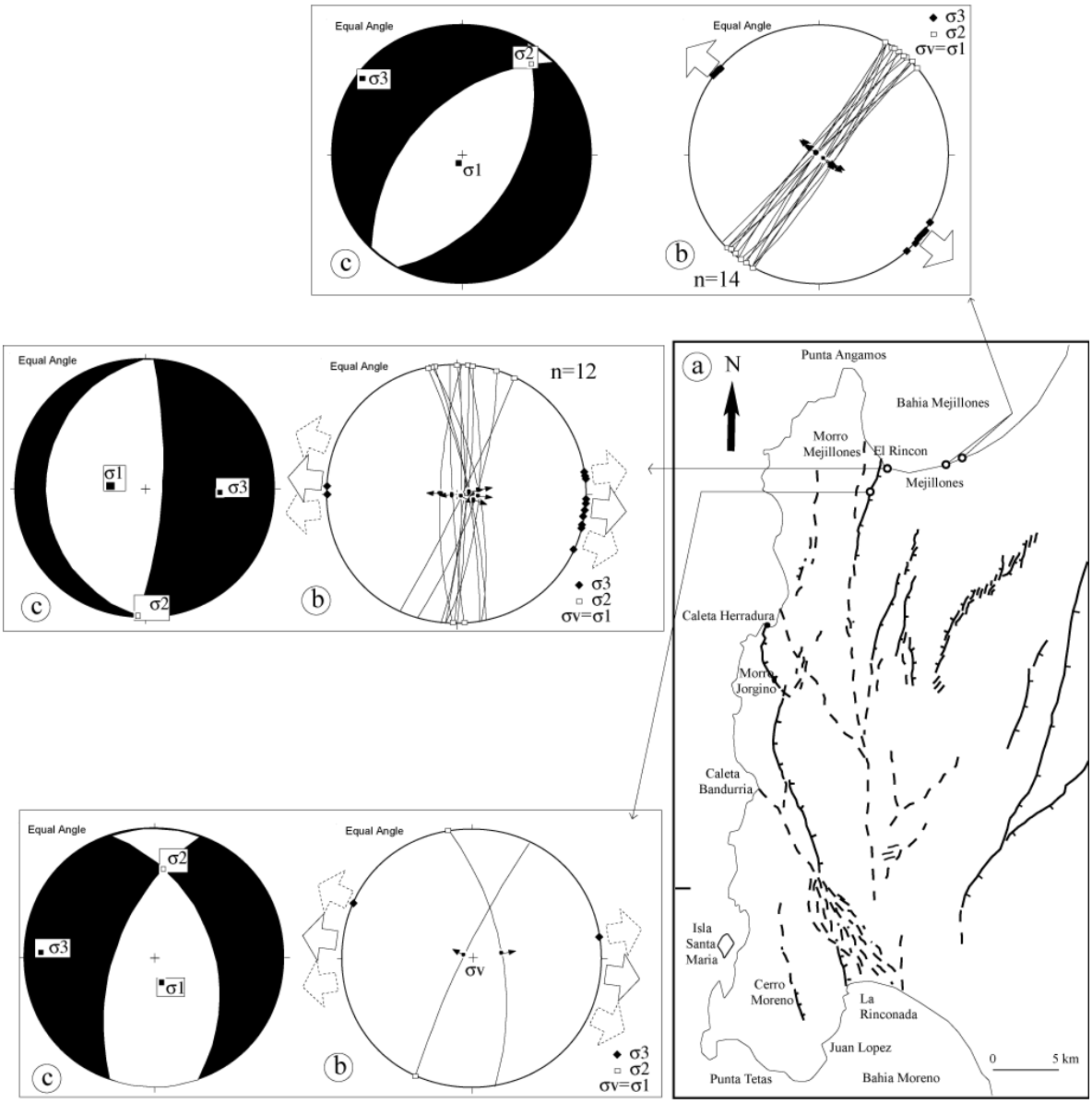


Figure 4.10. Failles pléistocènes de Caleta Herradura: (a) localitasion des deux stations microtectoniques, (b) diagrammes des plans de failles mesurés, (c) résultats du traitement des mesures par la méthode des Dièdres Droits, (d) résultats du traitement des mesures par la méthode des contraintes optimales.

Les résultats du traitement des données par la méthode des Dièdres Droits (**figure 4.10)** sont: $\sigma 1$ sub-vertical, $\sigma 2$ sub-horizontal orienté en moyenne N-S, et $\sigma 3$ également sub-horizontal et orienté en moyenne E-W. On voit une légère tendance pour une faille normale sénestre, comme le montrent les stries de la faille héritée (pitch>65°), compatible avec une régime extensif proche d'une extension radiale ($0.25 \geq R > 0$), avec une direction d'extension ($\sigma 3$) proche d'E-W.

La quantité des mesures n'est toutefois pas suffisante pour que l'on puisse déterminer une orientation du trièdre de contraintes, mais c'est une première et bonne approximation si nous comparons avec les résultats obtenus sur les autres stations étudiées et par rapport aux études antérieures réalisées sur ces sites.

iii) La station microtectonique de La Rinconada.

Le secteur sud de la Péninsule de Mejillones se caractérise par la présence d'un grand système de failles normales qui forme le Graben Bandurrias, et qui limite la bordure ouest de la Baie Moreno (plage de La Rinconada). Ce graben a été activé au Pléistocène supérieur (post 400 ka). Le Graben Bandurrias est le prolongement sud des failles Jorgino et Caleta Herradura, mais de forme complexe, avec un style en queue de cheval.

La station microtectonique est localisée dans la partie la plus au sud et la plus orientale de ce graben (**figure 4.11**). Elle se situe sur la falaise de la plage La Rinconada et correspond à deux grabens néoformés avec une activité post 330 ka. Elle montre un décalage de 4 m et des stries sur le plan de faille.

On a utilisé la méthode automatique Etchecopar pour estimer le tenseur et les méthodes graphiques de contraintes optimales et des Dièdres Droits pour estimer l'orientation du trièdre de contraintes.

Le résultat du traitement des données par la méthode des contraintes optimales et Dièdres Droits (**figure 4.11**), montre que les 3 axes principaux des contraintes sont en moyenne bien localisée: $\sigma 1$ est vertical, $\sigma 2$ est sub-horizontal et orienté NW-SE, et $\sigma 3$ est également sub-horizontal et orienté en moyenne NE-SW.

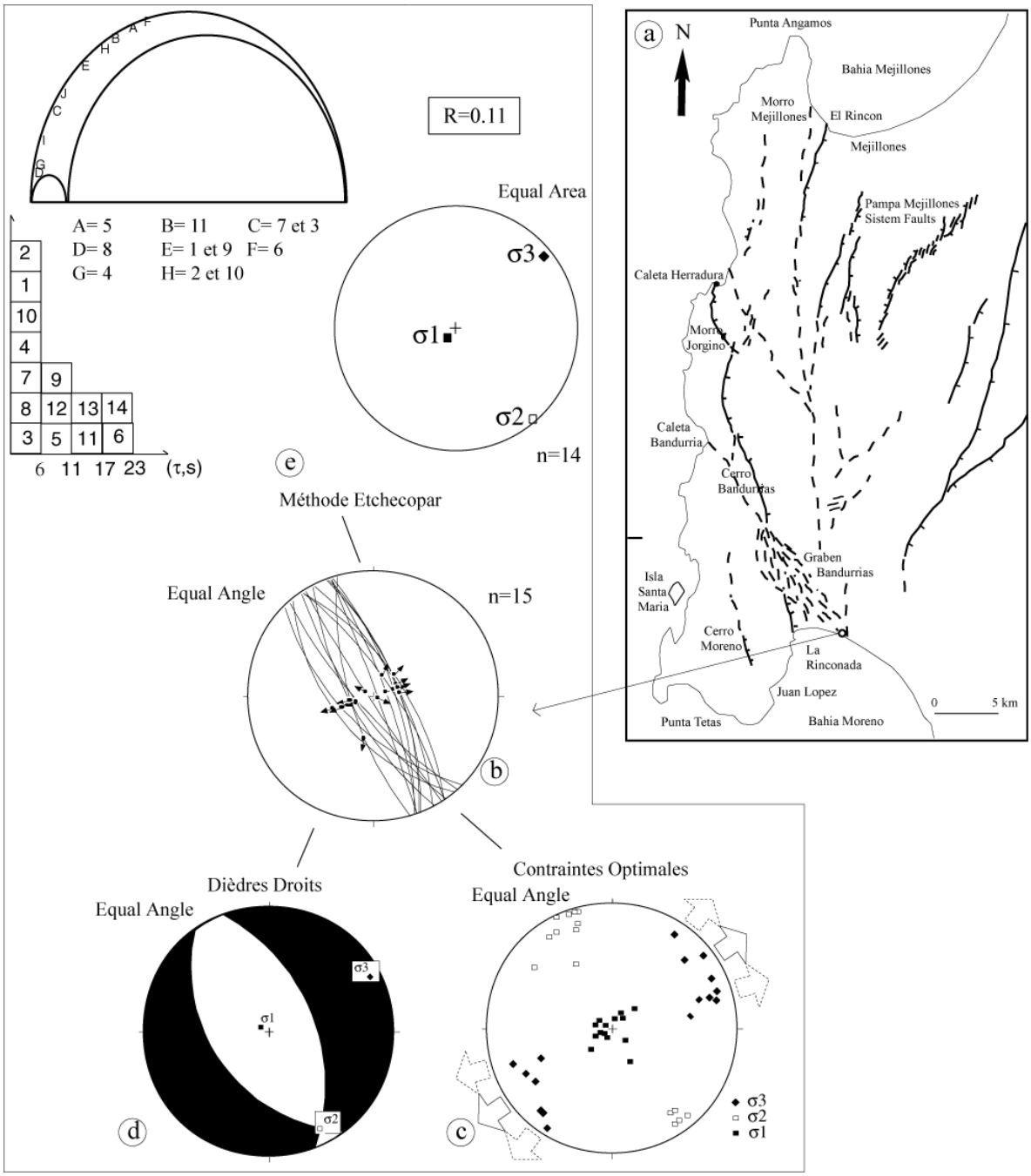


Figure 4.11. Failles normales quaternaires, avec mesures de stries: (a) localisation de la station microtectonique, (b) diagrammes des plans de failles mesurés, (c) résultats du traitement des mesures par la méthode des contraintes optimales, (d) résultats du traitement des mesures par la méthode des Dièdres Droits, (e) résultats du traitement des mesures par la méthode Etchecopar.

Le nombre de failles est toutefois suffisant pour que l'on puisse déterminer un tenseur des contraintes par la méthode automatique d'Etchecopar. Le tenseur calculé (**figure 4.11**) prend en compte 93% des données (14/15 mesures),

regroupées dans les quatre premières classes d'écarts. L'histogramme des écarts angulaires montre une très bonne distribution de l'ensemble des données avec une première classe d'écarts (0°-6°) très importante. De même la représentation de Mohr est bonne, avec un rapport $\tau/\sigma n$ satisfaisant pour les 14 plans des failles sélectionnées. L'état de contraintes obtenu est de type extensif avec R=0.11, très proche d'une extension radiale. Les orientations des 3 axes de contraintes sont similaires avec les trois méthodes utilisées (**tableau 4.2**), et présentent une direction moyenne d'extension ($\sigma 3$) égal à NE-SW.

Tableau 4.2 : (a) Tenseur solution et barres d'erreur des résultats du traitement de mesures des stations de la Baie Moreno (Graben Bandurrias), par la méthode automatique Etchecopar. (b) Orientation moyenne du trièdre de contraintes, résultats du traitement de mesures par la méthode Dièdres Droits. (c) Orientation moyenne de trièdre de contraintes, résultats du traitement de mesures par la méthode des contraintes optimales.

(a) méthode automatique Etchecopar :

$\sigma 1$	Dir. ± Err.	241 ± 69	Pend. ± Err.	79 ± 20
$\sigma 2$	Dir. ± Err.	142 ± 17	Pend. ± Err.	2 ± 18
$\sigma 3$	Dir. ± Err.	51 ± 19	Pend. ± Err.	11 ± 18
R	R ± Err.	0.11 ± 0.31		

(b) méthode Dièdres Droits :

$\sigma 1$	Dir.	300	Pend.	81
$\sigma 2$	Dir.	152	Pend.	7
$\sigma 3$	Dir.	61	Pend.	5

(c) méthode contraintes optimales :

$\sigma 1$	Dir.	260	Pend.	75
$\sigma 2$	Dir.	144	Pend.	10
$\sigma 3$	Dir.	54	Pend.	12

4.3 Taux de glissement le long de failles normales actives parallèles à la fosse dans le nord du Chili, estimés à partir de données de 10Be : exemple de la Faille de Mejillones

La néotectonique de l'avant-arc aride des Andes occidentales du nord du Chili est caractérisée par des failles normales parallèles à la fosse et appartenant au Système de Faille Atacama (AFS, Atacama Fault System). Depuis le tremblement de terre d'Antofagasta en 1995 (Mw=8,1), le mécanisme responsable de cette extension localisée et récente est considéré comme étant fortement associé au cycle sismique de la zone de subduction. L'analyse des traits morphologiques le long de ces failles permet d'étudier leur relation avec le cycle sismique associé à la zone de subduction. A partir de l'étude de la production in-situ d'isotopes cosmogéniques du ^{10}Be et de Modèles Numériques de terrain, nous avons pu déterminer un taux de déplacement vertical de 0,2 à 0,3 mm/a, sur le long terme, le long de la Faille en ciseaux de Mejillones, une des structures les plus remarquables du ASF. Ce résultat suggère que le ASF correspond à des failles à taux de glissement lent, en dépit du contexte de subduction rapide. Cependant, le glissement co-sismique potentiel le long des faille suggère que des séismes de subduction de magnitude supérieur à 8 peuvent avoir lieu épisodiquement dans cette région.

Slip rate of trench-parallel active normal faults in Northern Chile estimated with ^{10}Be dates: Example of the Mejillones fault

(article en préparation)

Carlos Marquardt, SERNAGEOMIN, Av. Santa María 0104, Santiago, Chile
Jean-François Ritz, LDL, UMR 5573, Univ. Montpellier II, 34095 Montpellier Cedex 05, France
Régis Braucher, CEREGE, Europole Méditerranéen de l'Arbois, Aix-en Provence, France
Alain Lavenu, IRD-LMTG, UMR 5563, Univ. Paul Sabatier, 38 rue des 36 Ponts, 31400 Toulouse
Hervé Philip, LDL, UMR 5573, Univ. Montpellier II, 34095 Montpellier Cedex 05, France
Didier Bourlès, CEREGE, Europole Méditerranéen de l'Arbois, Aix-en Provence, France
Luc Ortlieb, IRD, UR PALEOTROPIQUE, 32 Avenue Henri Varagnat, 93143, Bondy Cédex, France
Bertrand Delouis, Géosciences Azur, Univ. Nice, 250 Rue Albert Einstein, 06560 Valbonne, France

ABSTRACT

The neotectonics of the arid northern Chile Andean western forearc is characterized by trench-parallel normal faulting within the Atacama Fault System (AFS). Since the 1995-Mw8.1 Antofagasta earthquake, the mechanism driving this recent and localized extension is considered to be strongly associated with the seismic cycle within the subduction zone. Analysing morphotectonic patterns along these faults enables to examine the seismic potential associated to the subduction zone. Using *in-situ* produced cosmogenic ^{10}Be and field Digital Elevation Models, we determined a 0.2-0.3 mm.yr^{-1} long-term vertical slip rate along the Mejillones fault, one of the most outstanding structure within the AFS. This result suggests that the AFS corresponds to slow slip rates faults despite the rapid subduction context. However, the potential co-seismic slip along the faults suggests that subduction earthquakes even larger than magnitude 8 could occur episodically in the area.

INTRODUCTION

The continental margin of the arid northern Chile Andean forearc is known to have undergone major interplate underthrusting seismic events related to the subduction of the Nazca plate under the South American plate (e.g., Cahill and Isacks, 1992; Comte and Suárez, 1995). It is described as a strongly coupled and tectonically erosive plate boundary between oceanic and continental crusts (e.g., von Huene and Ranero, 2003). with a current seismic gap since no major event occurred after the 1877-M8.8 historical earthquake, except the 1995-Mw8.1 Antofagasta earthquake which struck its southernmost part (Comte and Pardo, 1991; Delouis *et al*., 1997).

This region is also characterized by a set of N-S subparallel normal faults that stand out clearly in the morphology. Called the Atacama Fault System (AFS) (Arabasz,

1971), these eastward dipping faults, inherited from the late Cretaceous (e.g., Scheuber and González, 1999) show evidences of recent activity (e.g., Okada, 1971; Armijo and Thiele, 1990; González and Carrizo, 2003) (**Fig. 1**).

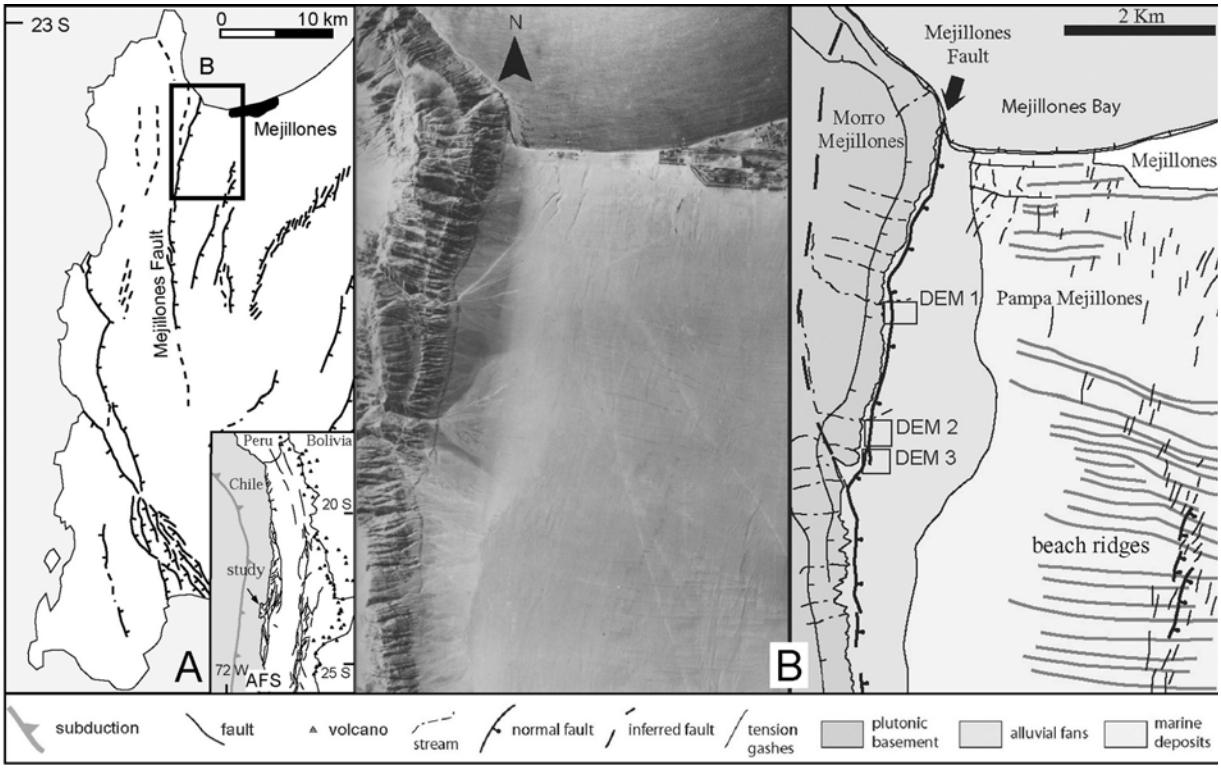


Figure 1. A: Structural map of the Mejillones Peninsula. B. Air photo and interpretation of the Mejillones Fault with location of the studied sites.

Delouis et al. (1998) proposed that this recent normal faulting is associated to the seismic cycle along the subduction zone with normal faulting events contemporaneous with strong co-seismic subduction events: Shallow underthrusting events at the plate interface would induce an increment of ~E-W extension within the upper crust, which may trigger ruptures along the normal faults. According to Delouis et al. (1998), this increment of extension may not be compensated in the coastal area by the interseismic contraction, taken into account that the latter is more broadly distributed within the Andean margin. This last point is supported by geodetic data showing a strong gradient of trenchward coseismic displacements in the coastal area affected by the 1995, Mw8.1 Antofagasta earthquake, and a smaller gradient going further east of landward displacements related to the interseismic deformation in the seismic gap area of northern Chile (Ruegg *et al*., 1996; Klotz *et al*., 1999; Chlieh *et al*., 2004). This model supposes a reduction of both the extension and the associated Coulomb stress on the AFS in the interseismic period, a fact supported by the absence of present-day seismicity along the AFS (Delouis et al., 1997).

If the mechanism driving this trench parallel normal faulting is associated with the seismic cycle within the northern Chile subduction zone, analysing morphotectonics along these faults should enable to examine the seismic potential associated to the subduction. In this paper, we present a study about the quantification of the slip rate along the Mejillones fault (**Fig.1**), one of the most outstanding features within the AFS, by dating offset alluvial fans with in situ-produced ^{10}Be. Our study aims to go further in the quantification of these recent trench-parallel normal faulting and discuss its meaning from the seismic hazard point of view in a region characterized by a current seismic gap.

TECTONIC SETTING

The AFS extends over more than 1000 km and corresponds to a set of main faults segments striking N-S in between which are found secondary faults segments striking NE-SW to NW-SE (see Brown et al., 1993) (**Fig. 1A**). Bathymetry and seismic imagery show that this set of eastwards dipping N-S trending normal faults extends offshore and forms a seaward verging domino type structural domain (von Huene and Ranero, 2003).

In land, Neogene to Quaternary reactivated segments were recognized north of 27º S where fault escarpments and open cracks are found within the youngest deposits (Armijo and Thiele, 1990; Riquelme et al., 2003; González et al., 2003). Age constraints on neotectonic features are scarce because of the hyperarid climate (Vargas et al., 2000). This precludes the use of radiocarbon dating. Reworked ashes interbedded in alluvial deposits cut by the AFS have 2.9 to 6.1 Ma after K-Ar dates in biotites (González et al., 2003). Morphological dating model based on a diffusion analogue of erosion allowed González and Carrizo (2003, 2005) to estimate a post-400 ka activity along the Salar del Carmen fault, the easternmost segment of the AFS. During the past 500 years, the reactivation of the AFS has been testified only once, during the 1995, Mw8.1 Antofagasta earthquake, for which cracks at surface, sometimes accompanied with a slight normal offset, were described along a few segments (Delouis *et al*., 1998; González and Carrizo, 2003, 2005).

Within the Atacama Fault System, the Mejillones Peninsula appears as one of the most outstanding geomorphic feature (**Fig.1**). Interrupting the N-S linear trend of the coastline, the Peninsula displays marine terraces, beach ridges and alluvial fans, the overall being crosscut by several normal faults and large-scale tension gashes separating blocks more or less tilted (see also Ortlieb, 1995). One of the main fault scarps is observed at the north-eastern termination of the Peninsula where the

Mejillones Fault cut through Quaternary alluvial fans, displaying large cumulative offsets (**Figs. 1B, 2A**). The very low erosion rate due to the pervasive hyper-aridity, and the granitic nature of rocks makes this site a unique place to apply surface age exposure dating and quantify the slip rate along the fault.

MORPHOTECTONIC STUDY

The Mejillones fault is 20 km long and separates an uplifted faulted block which displays a spectacular series of Pliocene and Pleistocene wave-cut platforms abraded in basement rocks (Morro Mejillones) from the Pampa Mejillones, a sedimentary basin filled out by Neogene marine deposits and covered by E-W trending Quaternary sequences of beach-ridges which were formed during the last 400 ka (**Fig. 1B**) (Ortlieb *et al*., 1996b). At the contact between the horst and the half-graben, the marine deposits are interbedded with thick alluvial sequences deposited at the outlets of the drainage basins incising the eastern flanks of the Morro Mejillones. The obvious cumulative fault scarp cutting through the latest alluvial deposits shows the recent activity of the Mejillones fault.

Within the studied area, we counted up to five alluvial surfaces stepped vertically (**Fig. 2A**). We interpret these features as the interplay between alluviation phenomena localized in time and co-seismic movements along the fault leading to the abandonment of surfaces. S1 corresponds to the oldest preserved fan surface and appears the most obvious in the landscape. S2 is inset in S1 and is well developed at outlets of large drainage basins. S3 and S4 surfaces are less developed but are also cut by the main fault and by few fault-parallel fissures with centimetric width, filled up by aeolian sand. The most recent surface (S5) – the modern river bed – is neither offset by the fault nor affected by cracks. The penultimate alluvial surface S4 might corresponds to the penultimate 1991 El Niño climatic event whereas alluvial surface S5 might correspond to the 1997 El Nino climatic event, posterior to the 1995 Antofagasta earthquake. The surfaces are stepped vertically also in the hangingwall but the heights of terraces risers are smaller than in the footwall. This suggests that in addition to the vertical movement along the normal fault, there is a general uplift over the area as it is also shown by the uplifted beach-ridges within the Pampa Mejillones (Ortlieb, 1995).

The two oldest and most displaced surfaces S1 and S2 have been studied at the outlet of three different drainage basins (**Fig.1B**). Fan material contains both clast-supported stream flow deposits and coarse-grained debris flows poorly consolidated, essentially found at the top of alluvial sequences. These debris flows contain angular

boulders embedded in a sand-gravel matrix which dimensions depend on the size of the feeding mountain streams. Largest ones have diameter up to 0.5 – 1 m.

Measurements of offsets and determination of surface exposure ages

Surfaces S1 and S2 are found on both sides of the fault scarp, in the footwall and the hanging wall, which enabled an accurate estimate of the tectonic cumulative offsets. Two Trimble 5700 GPS stations with a real time kinematics procedure were used to survey the topography within three outlets. The precision of measurements is centimetric, both in horizontal and vertical directions, which is sufficient with respect to the roughness of the morphology. Interpolated Digital Elevation Models (DEM) were generated from topographic data, using Surfer software (**Fig.2B**). Mean vertical displacements and associated uncertainties were obtained from sections sliced across the DEMs. Average cumulative displacements for surfaces S1 and S2 are 13 ± 1 m and 5.5 ± 0.5 m, respectively.

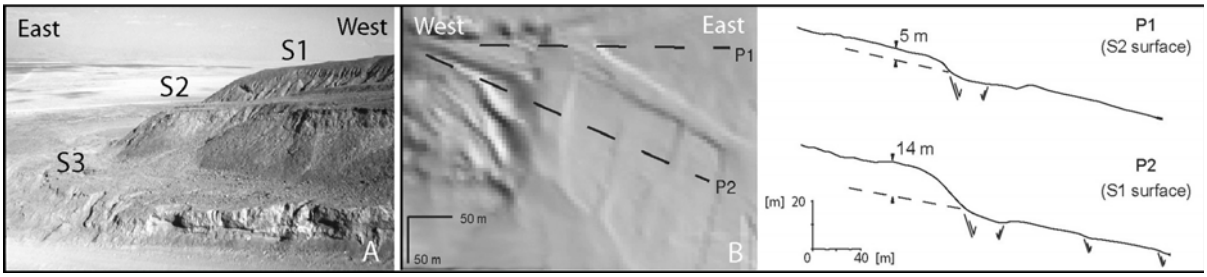


Figure 2. A: Photo showing S1, S2 and S3 alluvial surfaces displaced by the fault in site DEM1; B: Digital elevation Model obtained from the survey of site DEM2 with examples of 2 topographic profiles (the hangingwall is affected by secondary conjugated normal faults).

The minimum exposure ages of the boulders sampled at the surfaces of fans were determined by measuring in-situ produced cosmogenic ^{10}Be concentrations in quartz (e.g., Brown et al., 1991). Our sampling strategy aimed to minimize the effects of exposure prior to deposition and of erosion following deposition. Debris flows related to surfaces S1 and S2 correspond to alluvial pulses reworking massive quantities of slope material, which suggest rapid transport from the upstream drainage basins to their outlets. However, it has been shown that pre-exposure due to complex exhumation-transport history is always possible even in the case of major alluviation (e.g., Ritz et al., 2003). Since ^{10}Be production decreases exponentially with depth, any deviation to this theoretical distribution evidence pre-deposition inheritance or post-deposition displacement. When possible, two or three samples (top-bottom or

top-middle-bottom) have been collected from granite boulders well inserted in S1 and S2 surfaces to evidence such possible complex history.

For each surface, five boulders distributed on both sides of the fault scarp were sampled. To minimize the effects of erosion after deposition, the biggest boulders showing desert varnished and standing above the surface but still encased in it, were sampled. Surface S1 was sampled within site DEM3 (**Fig.1B**). Five boulders were sampled, four in the footwall and one in the hanging wall. Surface S2 was sampled within site DEM2. Four boulders were sampled, three in the footwall and one in the hanging wall. At this site, we also collected three samples from a 2 m deep soil pit excavated in surface S2 to analyse the distribution of ^{10}Be concentration at depth.

Quartz was isolated from crushed and sieved samples by dissolving all other minerals with mixtures of HCl and H_2SiF_6. Atmospheric ^{10}Be was then eliminated by successive HF sequential dissolutions (e.g., Brown *et al*., 1991). After complete dissolution of the purified quartz in Suprapur HF, a reference 300 µg ^{9}Be spike was added (e.g., Bourlès, 1988). Beryllium was separated from these solutions by successive solvent extractions and alkaline precipitations. All ^{10}Be measurements were performed by accelerator mass spectrometry at the Tandétron AMS facility, Gif-sur-Yvette, France (Raisbeck *et al*., 1994). To model the cosmogenic nuclide production rate, linked to altitudinal and latitudinal variations, we commonly use empirical polynomials (Lal, 1991).

Results are presented in **Table 1** and **Figure 3** shows the minimum surficial exposure ages assuming a negligible erosion rate. For rocks sampled at depth, the ^{10}Be concentration has been extrapolated to the surface using rock densities and the usual physical parameters for neutrons, slow muons and fast muons (see Braucher *et al*., 2003). A mean weighted minimum age of 46.5 ± 3.7 ka is determined for surface S1 after having eliminated the samples collected from boulders #2 and #5 which show inherited ^{10}Be at depth. A mean weighted minimum age of 26.3 ± 1.7 ka is determined for surface S2 for which all ^{10}Be concentrations are consistent with the depth to which samples were collected. This age is coherent with ages estimated from the soil pit which gives a mean minimum age of 31.5 ± 5.7 ka.

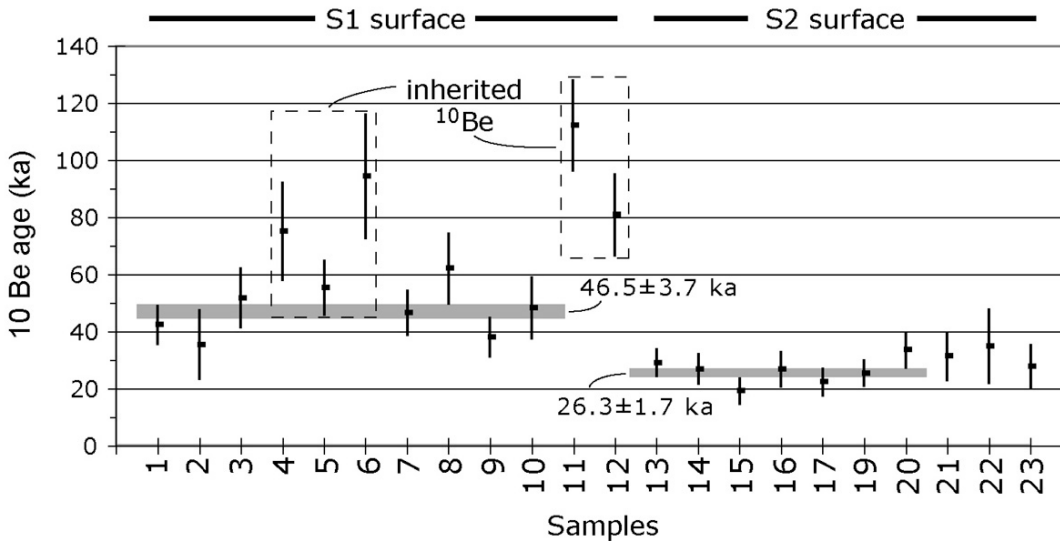


Figure 3. ^{10}Be minimum exposure ages from S1 and S2 fan surfaces. Grey lines represent the mean weighted minimum exposure ages.

Calculation of slip rates

Dividing S1 and S2 mean offsets by their surface exposure ages yields vertical slip rates of 0.28 ± 0.04 mm.y^{-1} and 0.21 ± 0.03 mm.yr^{-1}, respectively. These results are consistent with the difference in uplift rate between the Pampa Mejillones and the Morro Mejillones faulted block, estimated at 0.2 mm.yr^{-1} and 0.4 mm.yr^{-1}, respectively, for the past 400 ka (Ortlieb, 1995) suggesting a 0.2 mm.yr^{-1} long term slip rate for the Mejillones fault.

Boulders #	Samples #	Depth ($g.cm^{-2}$)	$^{10}Be \pm 1s$ ($at.g^{-1}$)	Minimum age ± 1s (yr)
	S1 alluvial surface			
1	1	0	191147 ± 22390	42524 ± 6549
	2	94	86863 ± 27592	35565 ± 11844
	3	138	95608 ± 16191	52021 ± 10231
2	4	0	335609 ± 67873	75226 ± 16972
	5	123	111732 ± 15302	55413 ± 9397
	6	172	138442 ± 28563	94544 ± 21677
3	7	0	209404 ± 27326	46630 ± 7666
	8	100	145536 ± 24646	62228 ± 12238
4	9	0	171813 ± 25329	38185 ± 6802
	10	92	119317 ± 23240	48336 ± 10583
5	11	0	496832 ± 48478	112316 ± 15692
	12	99	189266 ± 27104	80964 ± 14142
	S2 alluvial surface			
6	13	0	131480 ± 15785	29160 ± 4556
	14	60	82451 ± 13269	27026 ± 5121
7	15	0	87166 ± 17628	19288 ± 4352
	16	75	74449 ± 15056	26917 ± 6073
8	17	0	101379 ± 18178	22449 ± 4609
9	19	0	115602 ± 16555	25618 ± 4475
	20	98	80441 ± 12232	33734 ± 6139
soil pit	21	0	142241 ± 34761	31564 ± 8335
	22	269	28582 ± 10142	34982 ± 12896
	23	381	11879 ± 2991	27851 ± 7545

TABLE 1. ^{10}Be data. The $^{10}Be/^{9}Be$ ratios were measured relative to the NIST Standard Reference Materiel 4325, using the certified ratio of ^{10}Be to ^{9}Be of $(26.8\pm1.4)x10^{-12}$. ^{10}Be uncertainties (1σ) include a 3% contribution conservatively estimated from observed variations in the standard during the runs, a 1σ statistical error in the number of ^{10}Be events counted, uncertainty in the blank correction. Associated $^{10}Be/^{9}Be$ blank ratio was $(4.37\pm1.32)x10^{-15}$. 15% uncertainty was estimated for the production.

DISCUSSION

The dating of offset alluvial fans along the Mejillones fault allows calculating a long term 0.2-0.3 $mm.yr^{-1}$ vertical slip rate and suggests that the activity of the faults within

the AFS, like the Mejillones fault, is very slow. This raises the question of the magnitude of co-seismic displacements along these trench-parallel normal faults and their return periods, with respect to the seismic cycle within the subduction.

The convergence rate between the Nazca plate and Chile being 7.9 $cm.yr^{-1}$ (De Mets *et al*., 1990, 1994), an average 150 ± 50 yrs return period for the strong (M>8) subduction earthquakes can be reasonably assumed (Comte and Pardo, 1991). Considering that the Mejillones fault is moving contemporaneously with the subduction earthquakes, and taken into account its 0.2-0.3 $mm.yr^{-1}$ average vertical slip rate, 150 ± 50 yrs recurrence interval would involve a mean vertical offset of 4±2 cm per event along the fault. Although, this looks consistent with the surface break features observed along the fault in S4 penultimate alluvial surface or those described along the Salar del Carmen fault during the 1995, Mw8.1 Antofagasta earthquake (i.e. Delouis et al., 1998; Gonzáles and Carrizo, 2003, 2005), we consider that the cumulative fault scarps observed along the Mejillones fault or along the others faults of the AFS are the result of larger dislocations.

There are two arguments for this: 1/ If we consider the empirical relationships among surface fault length and surface displacement proposed by Wells and Coppersmith (1994), the 15-20 km mean length of the different fault segments of the AFS would corresponds to an average vertical dislocation at surface of 30-50 cm. An event that would associate several segments could make a metric dislocation. 2/ The topographic profiles made across the Salar del Carmen fault by Gonzáles and Carrizo (2003, 2005) show free faces with metric size. Along the southern part of this fault, a digital elevation model obtained from kinematics GPS suggests that the latest co-seismic vertical slip reached more than 2 m (Ritz, 2003). These last features could correspond to the 1877, M8.8 historical earthquake.

In conclusion, we believe that the AFS moves co-seismically with the subduction earthquakes and that subduction earthquakes larger than the 1995, Mw 8.1 Antofagasta event, can strike the region episodically.

4.4 Néotectonique côtière dans le sud des Andes Centrales : soulèvement et déformation de terrasses marines dans le nord du Chili (27ºS).

Des observations néotectoniques ont permis une nouvelle interprétation du comportement tectonique récent de l'avant-arc externe dans la région de Caldera, nord Chili (27ºS). On distingue deux périodes de déformation, basées sur les caractères structuraux néogènes à quaternaires, à grande échelle, dans la partie la plus occidentale de la Cordillère côtière Des déformations du Miocène terminal-Pliocène inférieur, caractérisées par une extension NE-SW à E-W faible, sont suivies par une compression NW-SE à E-W du Pliocène terminal. La période du Pléistocène moyen à l'Actuel est caractérisée par un soulèvement vertical et une extension NW-SE. Ces déformations donnent des indications claires sur l'existence de séismes modérés à importants. Cependant des observations microsismiques indiquent une absence de sismicité crustale superficielle dans cette région de la côte. Nous proposons que la déformation cassante sur le long terme et le soulèvement soient liés au cycle sismique de subduction.

Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE DIRECT®

Tectonophysics 394 (2004) 193–219

TECTONOPHYSICS

www.elsevier.com/locate/tecto

Coastal neotectonics in Southern Central Andes: uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27°S)

Carlos Marquardt[a,b,*], Alain Lavenu[b], Luc Ortlieb[c], Estanislao Godoy[a], Diana Comte[d]

[a]*Servicio Nacional de Geología y Minería, Av. Santa Maria 0104, Santiago, Chile*
[b]*Laboratoire des Mécanismes de Transfert en Géologie, IRD-UMR 5563, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France*
[c]*IRD-UR055, IRD-Ile de France, 32 Avenue Henri-Varagnat, 93143 Bondy Cedex, France*
[d]*Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Blanco Encalada 2085, Casilla 2777, Santiago, Chile*

Accepted 30 July 2004

Abstract

Neotectonic observations allow a new interpretation of the recent tectonic behaviour of the outer fore arc in the Caldera area, northern Chile (27°S). Two periods of deformation are distinguished, based on large-scale Neogene to Quaternary features of the westernmost part of the Coastal Cordillera: Late Miocene to Early Pliocene deformations, characterized by a weak NE–SW to E–W extension is followed by uppermost Pliocene NW–SE to E–W compression. The Middle Pleistocene to Recent time is characterized by vertical uplift and NW–SE extension. These deformations provide clear indications of the occurrence of moderate to large earthquakes. Microseismic observations, however, indicate a lack of shallow crustal seismicity in coastal zone. We propose that both long-term brittle deformation and uplift are linked to the subduction seismic cycle.
© 2004 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Brittle deformations; Quaternary marine terraces; Neogene shelf deposits; Andean fore arc tectonics

1. Introduction

Coastal neotectonic investigations are favoured by the presence of marine terraces. These morphological features provide a reference and chronological data of the sea levels and against which the progress of uplift and deformation can be traced. In active subduction margins, the study of Quaternary marine terraces has been indispensable for the calculation of uplift rates, and the determination of fault activity (e.g., Lajoie, 1986; Hanson et al., 1994). In general, coastal zones where Late Cenozoic sequences of terraces are registered allow a better understanding of recent tectonic evolution and deformation mechanisms.

The northern coast of Chile includes the most emerged parts of the Southern Central Andes fore arc closest to the trench. The pervasive hyperarid climatic

* Corresponding author. Servicio Nacional de Geología y Minería, Av. Santa Maria 0104, Santiago, Chile. Fax: +56 2 7382007.
E-mail address: cmarquar@sernageomin.cl (C. Marquardt).

0040-1951/$ - see front matter © 2004 Elsevier B.V. All rights reserved.
doi:10.1016/j.tecto.2004.07.059

conditions along with the good preservation state of the morphostratigraphic (e.g., marine terraces) and morphostructural (e.g., fault scarps) records favours studies in neotectonics. Late Cenozoic marine and continental basin sediments are well preserved and exposed in Antofagasta (23–24°S), Caldera (27–28°S) and La Serena (29–31°S) (e.g., Herm, 1969; Paskoff, 1970; Arabasz, 1971; Mortimer, 1973; Ota, 1986; Radtke, 1987a,b; Hsu et al., 1989) (Fig. 1).

Along this part of the South American Plate, subduction parameters have varied during the last 20 Ma. Convergence of the Nazca Plate has registered a variable obliquity of 30° to 23° and subduction long-term rates of 15 to 8 cm/year (Pardo-Casas and Molnar, 1987; DeMets et al., 1994; Somoza, 1998). During this time, the age of the subducting slab decreased (Soler and Bonhomme, 1990) and several ridges or seamount chains have been subducted (Gutscher et al., 2000; Yáñez et al., 2002). The present instantaneous convergence direction is N77°E, with an obliquity of 13°, and a rate of about 7–8 cm/year (DeMets et al., 1994; Angermann et al., 1999).

Within this non-accretive active margin, the maximum depth of seismogenic contact is estimated at 50–60 km (Comte et al., 2002). The intense seismicity and large thrust events along the seismogenic zone show a strong seismic coupling at the

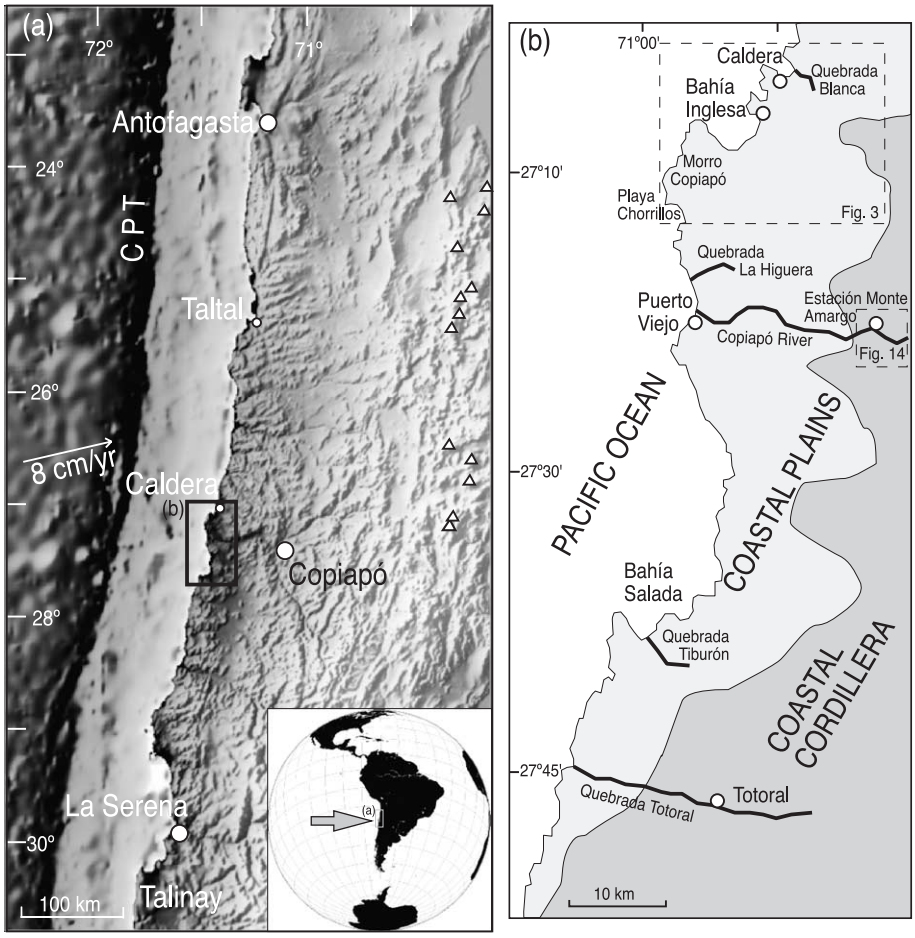


Fig. 1. (a) Topography index map from the fore arc of Southern Central Andes. Data are from GMT. Triangles indicate active volcanoes. CPT is the Chile–Peru trench. Present day convergence vector is from Somoza (1998). (b) Morphostructural sketch map along 110 km of coast between 27°S and 28°S.

interplate contact zone. The shallow part (<60 km) of the subduction zone, as throughout a great part of the Chilean subduction zone, dips to the east at an average angle of about 20°(Suárez and Comte, 1993).

In the arid to hyperarid-arid Atacama Desert of northern Chile, two longitudinal morphological units are recognized: the Coastal Plain and the Coastal Cordillera. The Coastal Plain, with 3 km average width, is formed by a series of marine terraces, partially covered by alluvial fans, which extends from the present coastline to 300 m asl (Paskoff, 1989). The Coastal Cordillera is considered a regular mountain range with a variable width of 10–50 km and an altitude of up to 2000 m (Mortimer, 1980). In the major part of the north of Chile the Great Coastal Escarpment separates the Coastal Cordillera from the Coastal Plain (Paskoff, 1989).

The chronology, dynamics, style and control mechanisms of Neogene and Quaternary tectonic deformations in the Coastal Plain and Coastal Cordillera are not well understood and remain subject to debate. The Atacama Fault System is an example of this debate. This structural system of Mesozoic origin, N–S oriented between 20°30′S and 29°45′S (e.g., Thiele and Pincheira, 1987; Brown et al., 1993; Taylor et al., 1998) presents, northward of 27°S, evidence of Neogene and Quaternary activity (e.g., Arabasz, 1971; Hervé, 1987; Riquelme et al., 2003). This activity is mainly evidenced by vertical movements of tens to hundreds of meters during the Late Cenozoic, allowing calculation of the uplift rate of the Coastal Cordillera. Nevertheless, its relation to the mechanisms of subduction has been diversely interpreted (e.g., Naranjo, 1987; Armijo and Thiele, 1990; Wdowinski and O'Connell, 1991; Niemeyer et al., 1996; Delouis et al., 1998; Adam and Reuther, 2000; González et al., 2003).

In this paper, in order to better understand the Neogene and Quaternary tectonic evolution of the fore arc and its relations to subduction mechanisms, we determine uplift rates and paleostresses in the Coastal Plain at 27°S. This area has not been studied in detail by recent works and is relevant to integrate novel studies of more detail made in the northern and southern part of it. Two types of indicators are used: (1) the presence of morphological features such as marine terraces, and (2) tectonic features, such as fault planes and folds.

2. Geological framework

In the study area, the continental, littoral and marine Late Cenozoic deposits overlie a basement composed of Upper Paleozoic metamorphic and Mesozoic plutonic rocks (Godoy et al., 2003; Blanco et al., 2003). This basement is prefractured by NW–SE and N–S to NNE–SSW predominating subvertical structures. In this area the Coastal Plain reach a maximum width of up to 10 km.

2.1. Neogene deposits

The Neogene continental and marine deposits form sedimentary sequences that unconformably cover the basement (Fig. 2).

The sedimentary sequences, assigned to the Lower and Middle Miocene, are composed mainly of alluvial or fluvial gravel and red angular pebbles (e.g., Copiapó River Gravels, Godoy et al., 2003) or of grain supported clast gravel with varying degrees of rounding (e.g., Quebrada Totoral Gravels, Blanco et al., 2003). These continental deposits crop out mainly in the large and deep valleys of this zone, where Middle Miocene–Lower Pliocene marine sequences cover them in erosional unconformity. These marine sequences, grouped in the Bahía Inglesa Formation (Rojo, 1985), are composed mainly of breccias, conglomerates, coquinas, sandstone and mudstone. They are interpreted as continental shelf partially deltaic deposits and are restricted to basins present only along the Coastal Plain. Remnants of ancient wave-cut platforms (Agua Amarga Strata) onlap the Coastal Cordillera, between 200 and 350 m asl. They are composed of carbonated sands and coquinas, may be equivalent to the upper part of the Bahía Inglesa Formation.

2.2. Quaternary deposits

The Quaternary continental and coastal deposits are associated with morphostratigraphic units as alluvial fans, dunes, fluvial and marine terraces. They cover Neogene deposits and basement rocks in erosional unconformity (Fig. 2).

The Quaternary marine terraces, which are distributed over an extensive area of the coast, are grouped in the informal unit denoted the Caldera

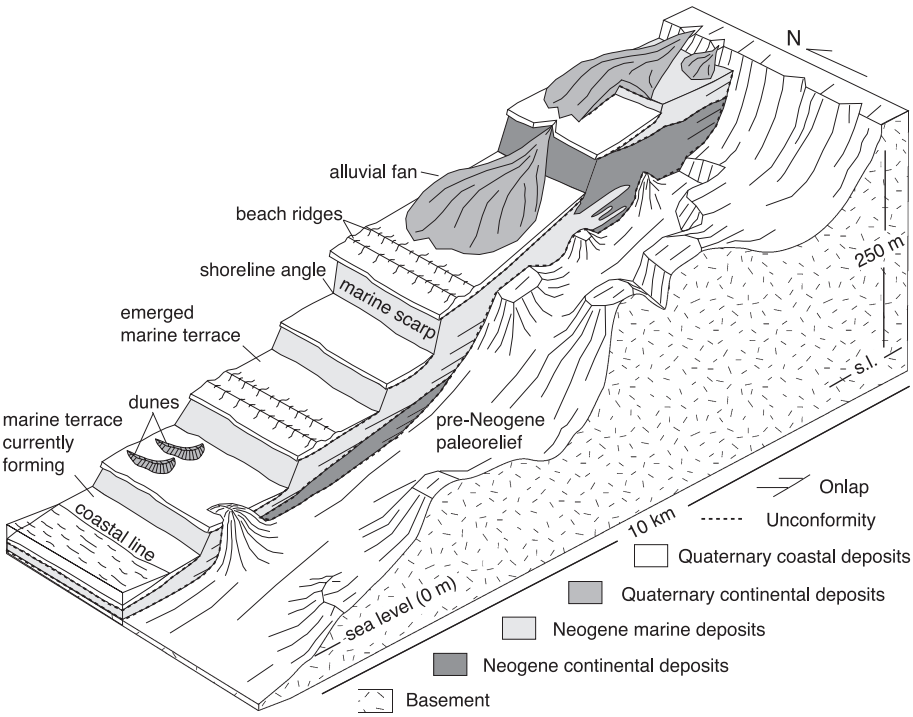


Fig. 2. Schematic 3D reconstruction showing the geometric relations and unconformities between the bedrock and Late Cenozoic sedimentary units along the Copiapó River.

Strata, defined on the basis of their lithologic and geomorphologic characteristics. These terraces allow a calculation of coastal uplift rates and, together with the evidence of brittle deformation; they record recent tectonic activity in this part of the fore arc.

3. Marine terraces and coastal uplift

Preserved Quaternary marine terraces in convergent margins are the product of the combination of two phenomena, sea-level changes and tectonic uplift. Their formation during interglacial maxima (high sea-level stands) is linked to regional vertical motions, which may preserve them from subsequent coastal erosion. The geometrical characteristics, presence of associated sediments and their preservation, depend on a series of geological, climatic and oceanographic parameters.

In the arid coastal region of the study area the emerged marine terraces are partially covered by alluvial deposits. Reduced precipitation limited the erosion and alteration of the former coastal sediments. A general recognition of the Quaternary marine terraces along 110 km of the coast between 27°S and 28°S, allows the Caldera and Bahía Inglesa localities to be defined as two interesting areas for neotectonic studies (Marquardt, 1999; Marquardt et al., 2000a). Here the marine terraces, well preserved, have been partially dated and are cut by normal faults (Fig. 3).

3.1. Method for estimating uplift rates

To estimate and quantify the Coastal Plain uplift, we determined the altitude at which Quaternary high sea-level stands were registered. This approach consists in measuring the maximum height reached by the sea during each interglacial or sub-stage (Lajoie, 1986). Practically, we used available isotopic data of ages of marine terraces in the area, complemented with paleontological studies carry out during this work, and we compare the present-day position of the marine terraces with published Quaternary high sea-

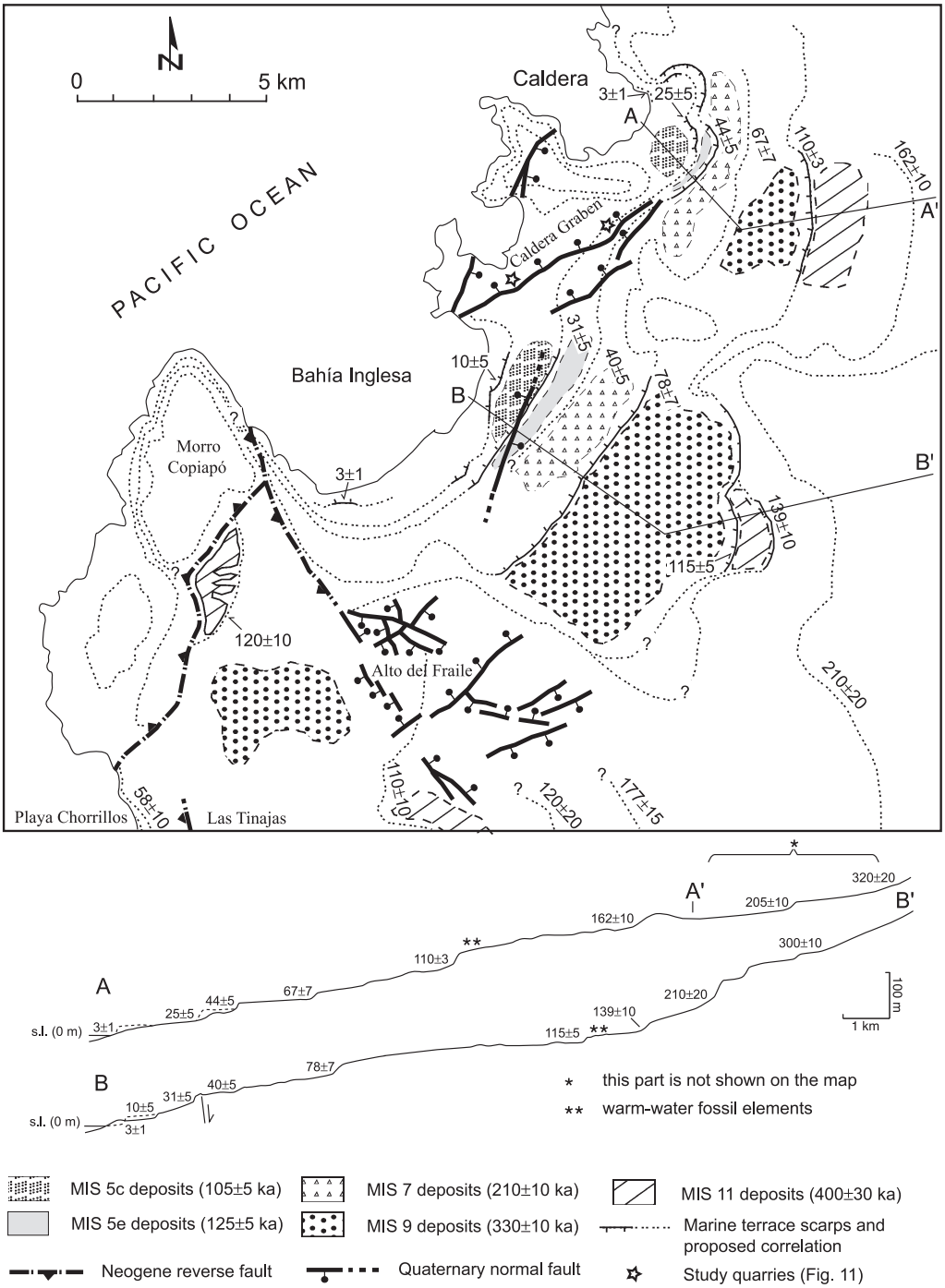


Fig. 3. Distribution of Quaternary marine terraces in Caldera and Bahía Inglesa area (27°S). Surface profiles with altitude (120±10 m) of the shoreline angle of marine scarps are shown. See text for further details.

level stands. We measure by barometric altimeter profiles the base of marine-originated scarps (shoreline angle) that limit inland marine terraces (internal limit) and evaluate their possible ages. The age assignments of each terrace are tentatively correlated with the respective Quaternary interglacial maxima and associated odd numbers of marine isotope stages (MIS) (Shackleton and Opdyke, 1973; Chappell and Shackleton, 1986).

The uplift rates are estimated by subtracting the altimetry value of each terrace from the sea level of the interglacial maximum assigned and then dividing this value by the age assigned to the terrace (MIS odd number).

3.2. Sequence of marine terraces of Caldera and Bahía Inglesa

The height and lateral continuity of the internal limit of each Quaternary marine terrace were measured over both the pre-Cenozoic basement and Neogene deposits. The deposits, ranging in thickness from 1 to 3 m, are mainly composed of gravel, coquinas, sandy coquinas and/or sand, and their degree of preservation varies. Locally beach–ridge sequences are preserved. The fossil content of the Pleistocene marine terraces comprises mainly extant molluscs, of the same species as those presently living in the area. The Neogene molluscan assemblages are quite distinct from the Quaternary assemblages, except for the transition period. In this period we follow Herm (1969) who considered that *Concholepas concholepas* and *Argopecten purpuratus* are diagnostic of Pleistocene units (Guzmán et al., 2000). No particular difference was found in the fossil content of the Pleistocene marine terraces, except for one terrace assigned to the MIS 11 (ca. 430 ka). The presence of relatively warm-water species (e.g., *Donax peruvianus* and *Trachycardium procerum*) suggest at least episodical warm water conditions (Ortlieb, 1995; Ortlieb et al., 1996a, 1997, 2003; Guzmán et al., 2000).

3.2.1. Caldera sequence

The Caldera sequence includes up to 7 terraces, with shoreline angles at elevations between 0/+3 and +200 m asl (Profile A, Fig. 3). (i) The currently formed terrace comprises a sandy beach. Toward the north, this beach is limited by a small scarp, with a shoreline angle at 3±1 m asl, that we consider as a possible limit to the terrace. (ii) The second older terrace is internally limited by a scarp with an irregular trace or a beach ridge, at a maximum elevation 25±5 m asl. (iii) The terrace at 44±5 m asl has a reduced width and is preserved mainly where there is a rocky substrate. Although its scarp is well marked it may be mistaken for the scarp that limits the lower terrace. These geomorphologic features suggest that this terrace was partially eroded by the sea during the formation of the posterior 25±5 m asl platform. (iv) The internal limit of the following terrace is marked by a tenuous and eroded scarp whose shoreline angle is at 67±7 m asl. (v) The following older platform has an internal limit formed by a conspicuous scarp at a height of 110±3 m asl. (vi) The terrace at 162±10 m asl has a faunal association including a few warm-water molluscs (*D. peruvianus* and *T. procerum*). This platform is covered by a moderately preserved beach–ridge sequence whose internal limit appears to be constituted by a large beach ridge and not by a marine scarp. (vii) The oldest terrace with Quaternary fauna, reaches 205±10 m asl.

3.2.2. Bahía Inglesa sequence

The Bahía Inglesa sequence includes up to 8 terraces, with respective shoreline angles between 0/+3 and +200 m asl (Profile B, Fig. 3). (i) The terrace currently formed, as in Caldera Bay, is a sandy beach that can extend with a slight increase in slope towards the interior. A scarp found at 3±1 m asl, is considered as the internal limit of this terrace. (ii/iii) The following two terraces are limited internally by marine scarps whose bases are estimated at 10±5 and 31±5 m asl. Both scarps are preserved mainly in the northern part of the bay. (iv) The next older level is limited internally by a small scarp or beach ridge with an irregular trace at 40±5 m asl. (v) The following platform, partially covered by a moderately preserved beach–ridge sequence, has an internal limit formed by a conspicuous high scarp at 78±7 m asl. (vi/vii) The next two terraces reach 115±5 and 139±10 m asl. Both are covered by beach–ridge sequences. In the deposits associated with the terrace located at 139±10 m asl, a single fossil shell was found of *D. peruvianus*, a warm water species. (viii) The oldest deposits with Quaternary fauna are found at a height of 210±20 m.

3.3. Chronostratigraphic interpretation and uplift rates

In order to estimate the age of the Quaternary marine terraces, the following criteria were considered: (a) altimetric position and lateral correlation of each marine terrace; (b) identification of warm water bivalves which permit tentative assignment to MIS 11 (430±30 ka); (c) quantitative results (U/Th and ESR) obtained in areas neighbouring Caldera by Radtke (1987a) and Leonard et al. (1994); and (d) graphic comparison of relative spacing between the terraces of each sequence.

3.3.1. Ages of the Caldera and Bahía Inglesa sequences

The lateral continuity of the marine platforms, or of the scarps that limit them, cannot be established in the field, because of erosion. Morphostratigraphic arguments must thus be used on the base of altimetric criteria and aerial photograph analysis (see segmented lines, Fig. 3).

The terraces with warm-water faunal association, and correlated with MIS 11, are found respectively at 162±10 and 139±10 m asl in Caldera and Bahía Inglesa sequences. We infer that the lower terraces correspond to MIS 9, 7 and 5, respectively.

Leonard et al. (1994) carried out two U/Th radiometric measurements in Morro Copiapó, a close-by locality (Profile B, Fig. 3), in a terrace comparable in height and faunal content to those assigned to MIS 11 (430±30 ka). One of these results (480+∞/−145 ka) is compatible with our assignment, although the other result (515+110/−59 ka) would suggest an older age (MIS 13 or 15).

Radtke (1987a) obtained ages (U/Th and ESR) on shell material from the two lowest terraces of the area. The results are compatible with our assignment of the

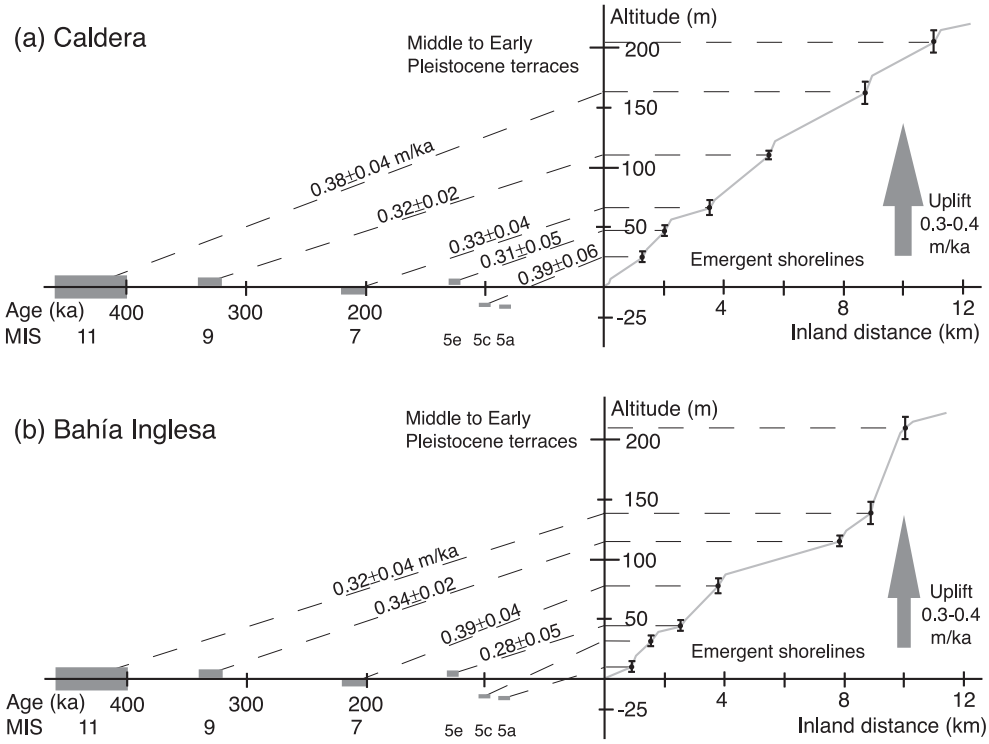


Fig. 4. Uplift model in (a) Caldera and (b) Bahía Inglesa using terrace ages corresponding to marine isotope stages (MIS) 5a (83.3±3 ka), 5c (100.5±3 ka), 5e (125±5 ka), 7 (210±10 ka), 9 (330±10 ka), and 11 (430±30 ka). Right: Terrace inner edge altitudes and approximate local terrace widths. Left: High sea level (interglacial maxima) over the past 500 ka: −15.5±2.5 m (MIS 5a), −14.5±2.5 m (MIS 5c), +5±3 m (MIS 5e), −3±4 m (MIS 7), +4±4 m (MIS 9) and 0±10 m (MIS 11). Slope of dashed lines connecting present inner edge elevation with respective sea-level high stand elevation give uplift rates, indicating steady uplift of 0.3–0.4 m/ka over the past 500 ka.

marine terraces located at 25±5 and 44±5 m asl in the Caldera Bay sequence, and those located at 10±5, 31±5 and 40±5 m asl in Bahía Inglesa to the MIS 5 high sea stands. The radiometric dating method is not able to discriminate the substages 5a, 5c or 5e.

For the terraces found at 67±7 and 78±7 m asl in Caldera and Bahía Inglesa sequences, respectively, the dates obtained by Radtke (1987a) indicate minimal ages compatible with the penultimate interglacial stage (MIS 7, 210±10 ka).

Based on these data and having carried out a graphic comparison of relative spacing between the terraces of each sequence with the interglacial maxima of the sea-level variation curves, morpho-chronostratigraphic ages are proposed for the terraces. This tentative age assignment is based on the double hypothesis: (1) that within each sequence of terraces the uplift has been homogeneous in space, and (2) that the uplift rates did not vary significantly between any given interglacial and its neighbours.

The Quaternary marine terraces older that MIS 11 could not be dated by any means: their age is comprised between 2 and 0.5 Ma.

3.3.2. Uplift rates of the Caldera and Bahía Inglesa sequences

The following estimated uplift rates are proposed considering correlations of estimated maximum heights of marine terraces for the last 430 ka (Fig. 4, Table 1). For the emerged terraces assigned to the last four Marine Isotopic Stages (MIS 11, 9, 7, 5), average uplift rates of 0.34±0.06 m/ka were obtained, considering paleo sea level elevations (height sea level, HSL, Fig. 4) relative to present mean sea level (Shackleton and Opdyke, 1973; Chappell and Shackleton, 1986; Hanson et al., 1994; Muhs et al., 1994; Gallup et al., 1994). The presently forming marine terrace with a possible scarp foot at 3±1 m asl, is considered as a Holocene terrace. We estimated Holocene uplift rates by considering that the high sea level occurred at 6±2 ka (Gallup et al., 1994; Bezerra et al., 1998).

4. Tectonic deformation and fault-slip analysis

In order to better understand the neotectonic features, a study of the Late Cenozoic tectonic evolution is made. For estimating stresses we analysed the strike and sense of slip from fault planes that cut Neogene and Quaternary marine and continental deposits. Later, seismic data are displayed to characterize the seismicity of this region and to propose a tectonic model of deformation.

4.1. Methods for estimating stresses

The determination of the state of stress is based on microstructural analysis of the fault rake. This analysis assumes that slip vectors on each fault plane are parallel and in the same sense as the shear stress. It further considers that deformation is small and occurs as relative displacements of rigid blocks (Anderson, 1951; Wallace, 1951; Bott, 1959). Additionally, it is assumed that a tectonic event is characterized by a unique tensor of homogeneous stress at the outcrop scale (Carey and Mercier, 1987; Angelier, 1994).

Several populations of striated fault planes are analysed by means of the numeric inversion algorithm proposed by Etchecopar et al. (1981). This method

Table 1
Measured and maximum estimated elevations and uplift rates of Caldera and Bahía Inglesa marine terraces sequences

Marine number	Isotopic Stages (MIS)		Caldera max. height (m)	Bahía Inglesa max. height (m)	Estimated uplift rates (m/ka)	
	age (ka)	SLH (m)			Caldera	Bahía Inglesa
11	430±30	0±10	162±10	139±10	0.38±0.04	0.32±0.04
9	330±10	4±4	110±3	115±3	0.32±0.02	0.34±0.02
7	210±10	−3±4	67±7	78±7	0.33±0.04	0.39±0.04
5e	125±5	5±3	44±5	40±5	0.31±0.05	0.28±0.05
5c	100.5±5	−14.5±2.5	25±5	31±5	0.39±0.06	0.45±0.06
5a	83.3±3	−15.5±5	–	10±5	–	0.31±0.07
1	6±2	1±1	3±1	3±1	0.33±0.26	0.33±0.26

SLH: former sea-level height. See text for further details.

allows calculation of four of the six parameters which define the stress tensor: the orientation of the three principal axes (σ_1, σ_2, σ_3) and the stress ellipsoid shape ratio $R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$, with $0\leq R\leq 1$. The reliability of the results, as well as its improvement, are defined with respect to: (a) the number and distribution of fault planes in space, (b) the histogram of angular differences between calculated and measured striations, and (c) the localisation of the fault-plane poles in a Mohr circle (Etchecopar and Mattauer, 1988; Ritz and Taboada, 1993).

The populations of faults in which slip-vector could not be measured or the inversion method analysis could not be used are analysed by the right dihedra method (Angelier and Mechler, 1977; Angelier, 1994). This graphical method permits calculation of the potential orientations of the principal stress axes from one or several faults. The results and stereo-plots are obtained from the computer program FaultKin (Marrett and Allmendinger, 1990; Allmendinger et al., 1990).

4.2. Neogene and Quaternary deformation and stresses

Neogene deposits registered extensional and compressional tectonic events. Evidence of extension was observed in Quebrada Blanca, Puerto Viejo, Estación Monte Amargo and Quebrada Tiburón (Fig. 1), where normal faults of varied orientations, with centimetric to metric scale displacements are present. Evidence of compression was observed in the area of Morro Copiapó, where high-angle reverse NW–SE to NE–SW striking faults dip towards the west, and metric displacements along the fault plane are observed. These faults, probably related to the reactivation of basement structures with similar orientations, are sealed off by Quaternary deposits assigned to the last half million years. They cut only the continental and marine Neogene deposits.

Quaternary sediments showing brittle deformation are restricted to Caldera and Bahía Inglesa, where deformation is characterized by normal faults of varied orientations and centimetric to metric displacements (Fig. 3). These faults cut the Quaternary marine terraces generating well-defined fault scarps. These scarps can be mistaken for paleo shorelines (beach ridges or marine cliffs). Therefore, analysis of aerial photos and satellite images is fundamental in differentiating features caused by marine erosion from those caused by tectonic deformation. Old shorelines generally form sequences sub-parallel to the current coastline. In contrast to the altitude of the shoreline angle of marine scarps that generally remain the same, the altitude of the base of the fault scarps can vary considerably along their trace. Analysis of aerial photos and satellite images confirms that the Quaternary faults do not displace laterally morphological features such as beach ridges. Therefore, in cases of non-striated fault planes, assuming extensional faults with dip-slip is an approach that allows us to consider the "theorical" direction of the main stress axes and apply microstructural analysis. Some Quaternary faults are located in zones of regional scale lineaments or are subparallel to them. Thus, the Quaternary faults may be related to the reactivation of pre-Quaternary basement structures.

4.2.1. Extensional deformation in Neogene deposits.

At Quebrada Blanca, east of Caldera, a set of small displacement normal faults cuts diatomites from the Bahía Inglesa Formation assigned, in this locality, to the Upper Miocene–Lower Pliocene (Tsuchi, 1992). These faults form a sub-parallel structural arrangement associated with diatomite breccias (Herm, 1969; Marquardt, 1999). These structures are presumably associated with the creation of fracturing and debris flows, similar to those processes described by Grimm and Orange (1997) in California, and related to the gravitational instability of these deposits. These high angles, NNE–SSW striking structures show centimetric scale displacements of up to 10 cm and are devoid of striations or other type of strike-slip component evidence. The few measurements available for these assumed dip-slip faults are compatible with a NW–SE extension (Fig. 5A, Table 2).

Along the cliff of Puerto Viejo, a set of normal faults cuts the Bahía Inglesa Formation deposits assigned, in this locality, to the Late Miocene–Pliocene (Marchant, 2000). Movements along these normal fault planes are of a decimetric scale order (up to 60 cm), and are marked by the displacement of well-cemented thick sandy layers, partly bioclastic, of subhorizontal attitude (Plate 1(A)). These high angle NW–SE faults, without striations or evidence for strike-slip component, form a graben-type structural

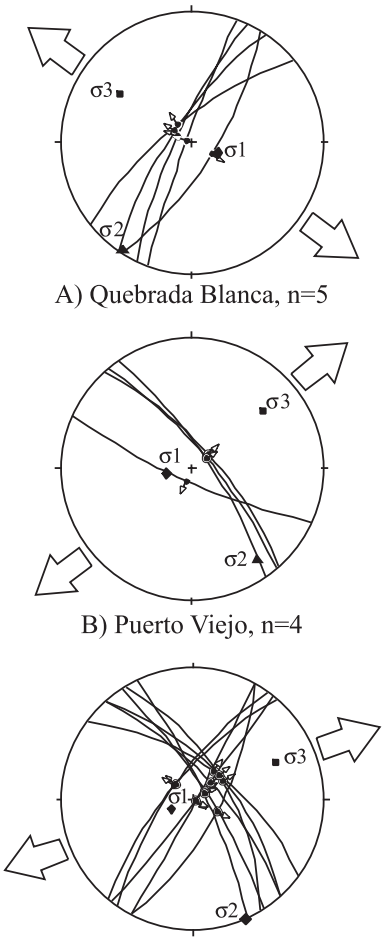


Fig. 5. The stereogram (Wulff net, lower hemisphere) illustrates the attitude of normal faults and their hypothetical slip vector data. Arrow attached to fault shows hanging wall movement. These faults deforming Neogene deposits in (A) Quebrada Blanca, (B) Puerto Viejo and (C) Estación Monte Amargo. Sites are located on Fig. 1. Divergent large arrows give azimuths of the minimum principal stress σ_3, obtained by the right dihedra method.

arrangement and they are compatible with a NE–SW oriented extension (Fig. 5B, Table 2).

In the north side of the Copiapó River Valley, near Estación Monte Amargo, high angle normal faults cut subhorizontal deposits of gravel, sand and silt (Plate 1(B)). These deposits overlie an ash layer dated by the K/Ar method (biotite) at 6.4±1 Ma (Godoy et al., 2003). This fault population can be separated in two conjugate sets, one oriented NW–SE with NE dip and the other striking NE–SW with SE to NW dip. Movements along these dip-slip faults are of a decimetric magnitude scale and generally without striations or strike-slip component evidence; they are compatible with an ENE–WSW to radial extension regime (extension in all directions of the horizontal plane) (Fig. 5C, Table 2).

At Quebrada Tiburón a set of high angle, N–S striking, normal faults displace deposits assigned to the Middle Miocene–Pliocene (Marchant, 2000). They are striated along dip of the fault planes, and they show decimetric to 1.5 m displacements (Plate 1(C)) and gypsum-filled tension cracks, sub-parallel to the fault planes. On the edges of some of these cracks striations were measured and their kinematics have been related to the normal fault plane set (Fig. 6A). The stress tensor calculated from the measured striated fault planes and cracks indicates an E–W to radial extensional regime, with R=0.01 (Fig. 6B).

4.2.2. Compressional deformation in Neogene deposits.

The southeast and northeast boundaries of the Morro Copiapó are characterized by two main reverse faults, striking NNE–SSW and NNW–SSE, that thrust Mesozoic plutonic rocks over the Neogene deposits of the Bahía Inglesa Formation (Fig. 7). They do not cut stratigraphic markers and thus the offset is difficult to measure. However, a minimal accumulated displacement of 15 m may be estimated considering the thickness of the deformed deposits in the southern part of the Morro. In this last locality a progressive unconformity in the Bahía Inglesa Formation is observed. Its footwall layers show a sedimentary wedge with rotative offlap (Plate 1(D)). Striated planes along the NNE–SSW main trace fault were measured in the central part of the Morro Copiapó. The obtained stress tensor defines an E–W compressional regime (σ_1: N269°E/49°; σ_2: N168°E/09°) with R=0.28 (Fig. 8), therefore inclined, with a grate uncertain, towards a uniaxial compression. This stress tensor load tilted around σ_2 towards the east can be explained by a low distribution of fault planes and by the localisation of some pole of planes near the Mohr circle (σ_2, σ3), where the rotation of the principal axes compensates the sensibility of these plane rakes (slip direction) to the variation of R. In the southern part of the Morro Copiapó, the main fault trace appears in a small quarry. No stress tensor could be obtained

Table 2
Results of the right dihedra method analysis from normal faults affecting Neogene deposits in Quebrada Blanca, Puerto Viejo and Estación Monte Amargo (*N*=number of faults)

Site	Age of deformed unit	*n*	Principal stress axis					
			σ_1		σ_2		σ_3	
			Azimuth	Dip	Azimuth	Dip	Azimuth	Dip
Quebrada Blanca	Upper Miocene–Lower Pliocene	5	120°	67°	212°	01°	303°	23°
Puerto Viejo	Late Miocene–Pliocene	4	257°	68°	144°	09°	051°	20°
Monte Amargo	<6.4±1 Ma	11	246°	69°	156°	00°	066°	21°

numerically by inversion of striated fault planes, nevertheless, a NW–SE principal compressional stress direction could be estimated from the right dihedra method (Fig. 9). Throughout most of the north eastern part of Morro Copiapó, the fold axis (N60 to 30°E) of the deformed layers of the Bahía Inglesa Formation (Fig. 7) is compatible with a N135°E to N89°E shortening direction (Figs. 8 and 9).

In Playa Chorrillos, south of Morro Copiapó, and in the east of the main fault, an ENE–WSW system of minor reverse faults of up to 4 m of offset is related to fault-propagation folds. They are found only at the base of the Bahía Inglesa Formation and are sealed off by the upper layers of this formation.

In the Las Tinajas area, in the south of the Morro Copiapó, a reverse fault cuts and folds deposits assigned to the Late Miocene (Plate 1(E)) (Marchant, 2000). This fault trends N–S, with an offset of up to 2.20 m, and is in accordance with an ENE–WSW to E–W compressional regime (Fig. 10).

In the southern vicinities of the Morro Copiapó, in the opening of the Quebrada La Higuera, layers of the Bahía Inglesa Formation are smoothly deformed constituting a wide monocline gently inclined to the ENE. East to ENE vergence slump structures are recognised in clay sediments located to the east of this flexure. They are probably associated with the compressional event that uplifted Morro Copiapó.

4.2.3. Extensional deformation in Quaternary deposits

Between Caldera and Bahía Inglesa (Fig. 3), a set of fault scarps up to 2 m in height and trending N20°E to N50°E, vertically cuts the old Quaternary coastlines. These faults, without lateral displacement, limit the NE–SW trending Caldera Graben. The foot of these scarps, characterized by the development of sag ponds, now dry, vary in altitude from the current sea level up to a maximum of 45 m asl. The normal faults that limit this graben towards the east form westward facing scarp surfaces. To the north of Bahía Inglesa, in a quarry located along the trace of one of these faults and at 9 m asl, a set of ENE–WSW roughly trending, 65°N dipping normal faults cut unconsolidated Quaternary deposits (Fig. 11A). The main fault (mF) offsets by 2 m the base of Quaternary deposits associated with the terrace assigned to MIS 5. The synthetic fault (sF), located in the footwall of the mF, displaces the base of the Neogene deposits by up to 1 m. The antithetic fault (aF), located in the hangingwall of the mF, forms a wedge which displaces coastal layers assigned to MIS 5 up to 25 cm. A thin non-deformed alluvial layer seals these faulted deposits. Towards the northeast, at an altitude of 13 m asl, the trace of this fault scarp was cut by a trench. Here, normal faults with a N75°E/88°N attitude and without striations displace at least 50 cm of deposits associated with the marine terrace assigned to MIS 5 (Fig. 11B). The normal faults that limit the Caldera Graben towards the west form east facing scarps (Fig. 3) that juxtapose Mesozoic plutons and Quaternary deposits (Fig. 11C). To the west of Caldera, in two quarries located at 9 and 30 m asl and along the trace of this fault scarp, there is a set of normal faults with a NNE–SSW average direction, dipping 70°W. Based on the striated fault planes which compose the Caldera Graben, the obtained stress tensor defines a NW–SE extensional regime (σ_3: N150°E/22°; σ_2: N060°E/01°) with R=0.67 (Fig. 12), therefore inclined towards an uniaxial extension.

In another trench, located at 40 m asl and 10 m eastward of the scarp which limits the Caldera Graben towards the east, a set of unstriated normal faults cut coastal deposits assigned to MIS 7 (Fig.

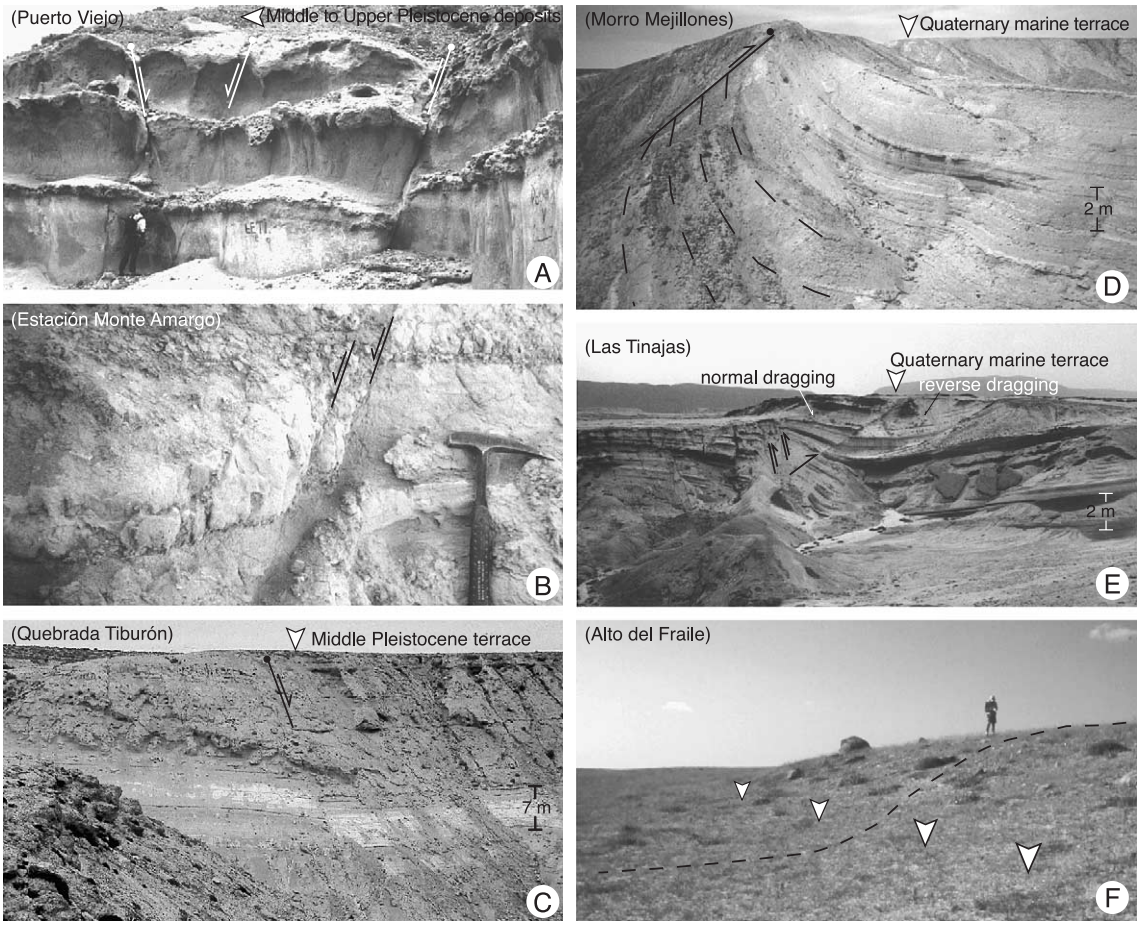


Plate 1. Varied aspects of the Neogene and Quaternary brittle deformation. (A) In Puerto Viejo, normal faults cut the Bahía Inglesa Formation and are sealed off by Quaternary coastal deposits assigned to the MIS 5c. (B) In Estación Monte Amargo, normal faults cut Neogene continental deposits. (C) In Quebrada Tiburón, normal faults cut diatomites (7 m thick) of the Bahía Inglesa Formation and are sealed off by Quaternary coastal deposits assigned to the MIS 11. (D) Progressive unconformity in the Bahía Inglesa Formation, along the trace of the Morro Copiapó reverse fault. Quaternary coastal deposits sealed off the activity of this trust fault. (E) Folds and reverse faults deform Neogene deposits of the Bahía Inglesa Formation in Las Tinajas. (F) Scarp of a quaternary normal fault in Alto del Fraile. Dashed line is perpendicular to the fault trace, which is marked by triangles. Human scale on footwall block.

11D). These high-angle NE–SW faults have centimetric scale offsets. Some of the faults are synthetic normal faults while others are reverse antithetic and seem to readjust the faulted blocks, always compatible with a NW–SE extensional direction. No morphological features associated with these structures are generated at the surface, but a west facing buried fault scarp is preserved.

To the southeast of Bahía Inglesa a NNE–SSW fault scarp cuts the marine erosion scarp located 30 m asl and assigned to MIS 5 (Fig. 3). Its trace is formed by a system of normal subvertical faults, with centimetric to metric scale displacements (up to 4 m), which reach the surface and constitute structural features of graben- and horst-types (Fig. 13A). The dip of the main scarp face varies in direction, west in the northern sector and east in the southern sector, in a scissors effect. The general NNE attitude of the faults suggests a NW–SE direction of extension (Fig. 13B).

In Alto del Fraile, to the SE of Bahía Inglesa, there is a series of scarps that cut beach ridges assigned to

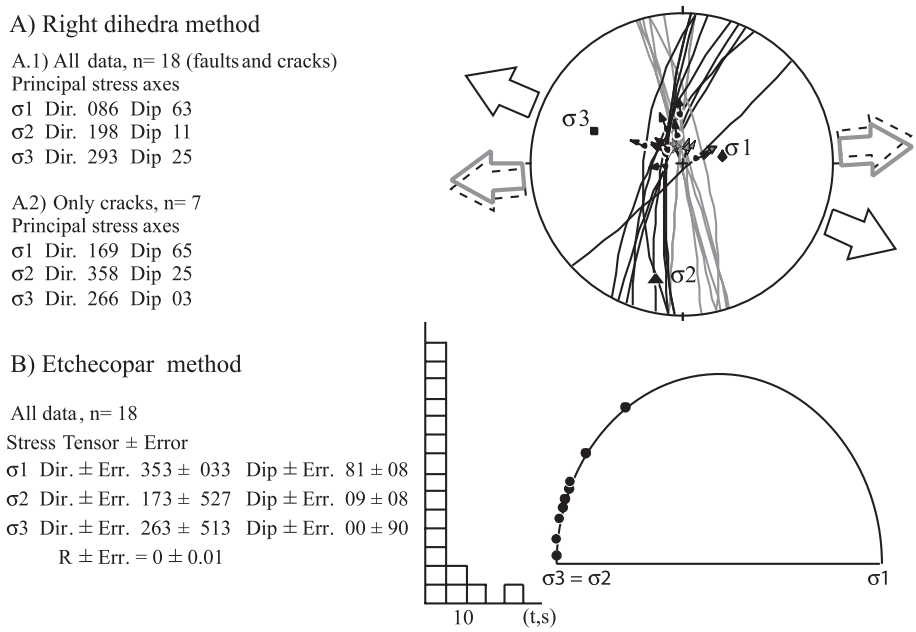


Fig. 6. Normal faults (black planes and arrows) and associated cracks (grey planes and arrows) from Quebrada Tiburón. The azimuths of the minimum principal stress σ_3, was obtained by two methods: (A) right dihedra and (B) numeric inversion algorithm (black dashed arrows). The histogram show deviations between measured (s) and predicted (t) slip vectors on each plane. Both histogram and Mohr circle are satisfactory for all planes, validating the stress tensor solution obtained. The cracks-plane poles in the Mohr circle are localized in the proximities of σ_3. Symbols as in Fig. 5.

MIS 9, making it difficult to confirm whether the marine deposits of the MIS 7 are affected (Fig. 3). These scarps have three main directions, NE–SW, NW–SE and ENE–WSW, and although no fault planes are observed, they are considered to be of tectonic origin. Plate 1(F) shows one of these scarps which could correspond to a vertical displacements of up to 4 m.

In the Estación Monte Amargo area, in the southern bank of the Copiapó River Valley, Segerstrom (1964, 1965a,b), Mortimer (1969) and Paskoff (1979a) interpreted the large N–S to NNE–SSW trending eastward facing scarp, as a Quaternary fault. We interpret this geomorphic marker as the result of a complex system of fluvial and alluvial scarps developed from Pliocene wave-cut platforms (Agua Amarga Strata), which appear at 280 m asl (Fig. 14).

4.3. Seismicity

Historic and locally recorded seismicity of the subduction margin of Caldera area was analysed by Comte et al. (2002). The zone has a very high interplate seismic activity with at least eight events with magnitude $M_s \geq 7.5$ during the last 200 years. Two events with magnitudes $M_s \geq 8.0$ are reported, the 1819 (M_s=8.3) and the 1922 (M_s=8.5) great earthquakes with associated tsunamis (Beck et al., 1997). Nevertheless, no significant historical crustal seismicity is associated with the fore arc at this latitude. The most superficial seismic activity registered corresponds to mining activity and there is no evidence of events that can be correlated with the trace of known active faults (Fig. 15).

Locally recorded data show a well defined Wadati–Benioff zone, in which the downgoing slab penetrates the mantle at a dip of 22° to the east, to depths of 130–150 km and at distances of about 320 km from the trench (Comte et al., 2002).

Along the interplate zone, at depths less than 70 km, the obtained stress tensor indicates a compressive regime (Comte et al., 2002; Pardo et al., 2002). The orientation of σ_1 is parallel to the convergence direction and dipping to the east about 23°, and σ_3

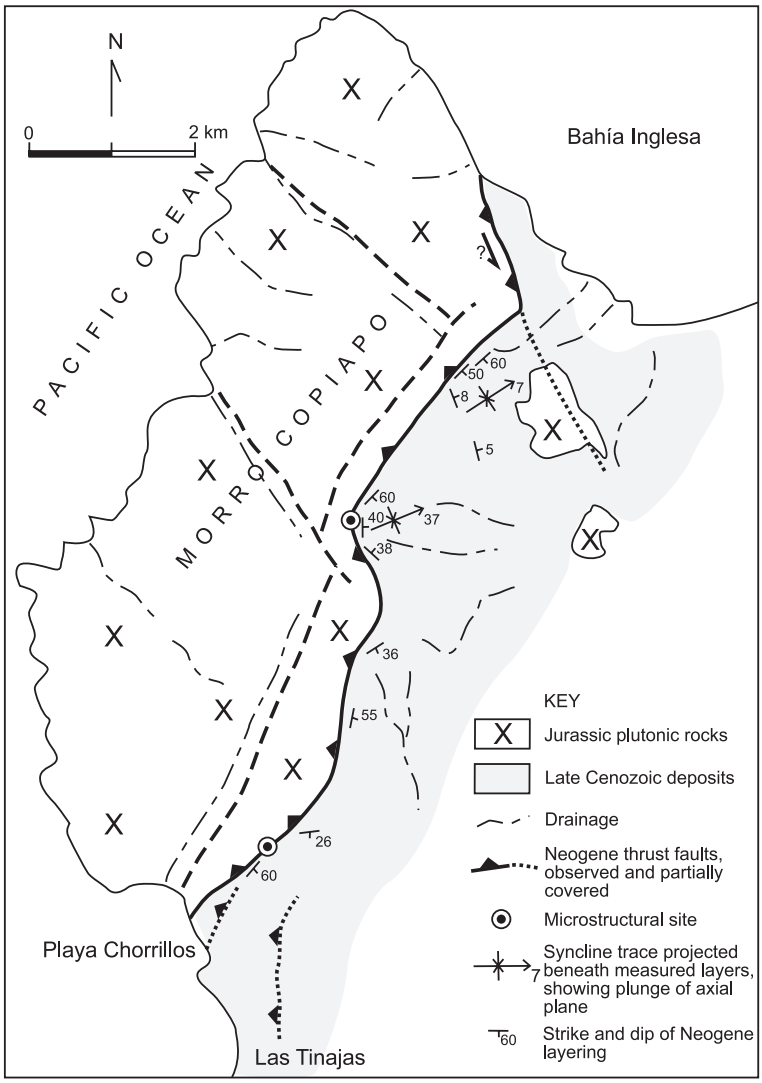


Fig. 7. Structural map of the Morro Copiapó area, showing location of fault sites analyzed in this paper.

is oriented N244°E with dip of 58°. Events located above the main decollement are in normal stress regime with σ_3 horizontally oriented parallel to the convergence direction. In addition, high-resolution bathymetric data and seismicity located above the thrust contact in front of Caldera suggest that seamounts are being subducted.

5. Tectonic interpretation and discussion

In the present work, we found differences in deformation style and magnitude during the Late Cenozoic in this part of the Southern Central Andes fore arc. Based on these differences and microstructural analysis, two Neogene–Early Pleistocene and Late Quaternary tectonic events were recognised.

Ten microstructural stations were analysed. In general, the studied fault populations are in the limit of application of the stress tensor calculation methods and only in three of these stations we could calculate the stress tensor. In the other stations, however, the estimated orientations of the principal stress axes are coherent for each one of the defined tectonic regimes.

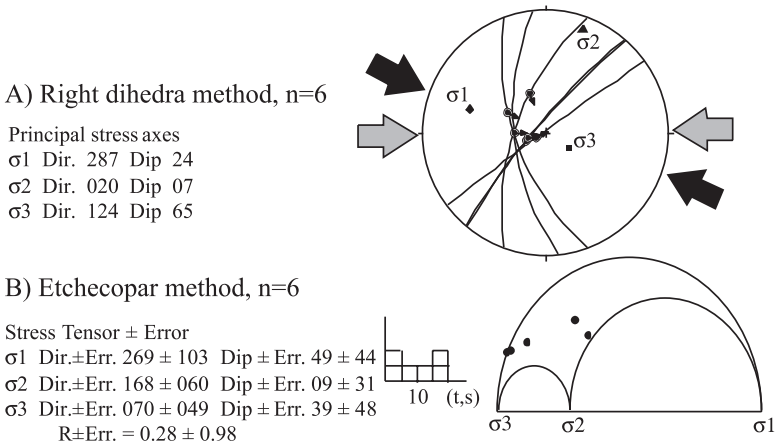


Fig. 8. The stereogram (Wulff net, lower hemisphere) illustrates the attitude of reverse faults and their slip vector data. Arrow attached to fault shows the movement of the hanging wall block. These faults deforming Neogene deposits in Morro Copiapó central site, located on Fig. 7. Convergent large arrows give azimuths of the maximum principal stress σ_1, obtained by two methods: (A) right dihedra (black arrows) and (B) numeric inversion algorithm (grey arrows). The histogram and Mohr circle are satisfactory for all planes, validating the stress tensor solution obtained. Symbols as in Fig. 6.

5.1. Neogene–Early Pleistocene events

Neogene deposits display a weak but well distributed extensional deformation and another, more important but local, compressional deformation. These events are approximately constrained in time between the Late Miocene to Early Pleistocene (Fig. 16). Nevertheless, at present, stratigraphic and tectonic data of the area are insufficient to specify their relation and timing.

5.1.1. Extensional deformation

The extensional deformation developed in the Neogene deposits is characterized by a reduced number of cracks and normal faults with centimetric scale displacements (<1.5 m). This weak deformation is distributed throughout most of the studied area. In some cases, such as Quebrada Blanca, the deposits are syntectonic and their instability was probably triggered by the seismic activity or by the sedimentary load. In other cases, dip-slip faults are compatible with an E–W to NE–SW extensional direction or with radial extensional regime. In this last case, as in Quebrada Tiburón where the stress ellipsoid shape ratio (R) is close to cero, contemporary uplift is a plausible mechanism to explain this kind of extension.

In the Mejillones Peninsula (23°S) a similar Neogene E–W extensional deformation was documented (Niemeyer et al., 1996; Hartley et al., 2000), followed by a weak E–W compressional probably Pliocene event (Marquardt et al., 2000b).

South of the study area, at Talinay (30–31°S), Navidad (34°S) and Arauco Peninsula (37–38°S), a similar Neogene E–W extensional deformation was documented (Paskoff, 1970; Lavenu and Cembrano, 1999).

In spite of the large coastal area in which this extension is recognized, its relation with the mechanisms of subduction is not well understood. Usually, it is associated with local gravitational instability and synsedimentary events, as earthquake shocks or sediment load readjustment. Studies along the AFS, inland between 24°S and 27°S, show an uplift of the Coastal Cordillera in relation to the Central Depression from tens to hundreds of meters during the Neogene (Hervé, 1987; Riquelme et al., 2003). This differential uplift, controlled by the activity of the AFS, is compatible with an E–W extensional deformation. Therefore, it seems reasonable to link part of the extensional deformation, which affects Neogene deposits throughout the coast, with regional subduction mechanisms.

5.1.2. Compressional deformation

Unlike the extensional deformation, compressional deformation of Neogene deposits is of greater

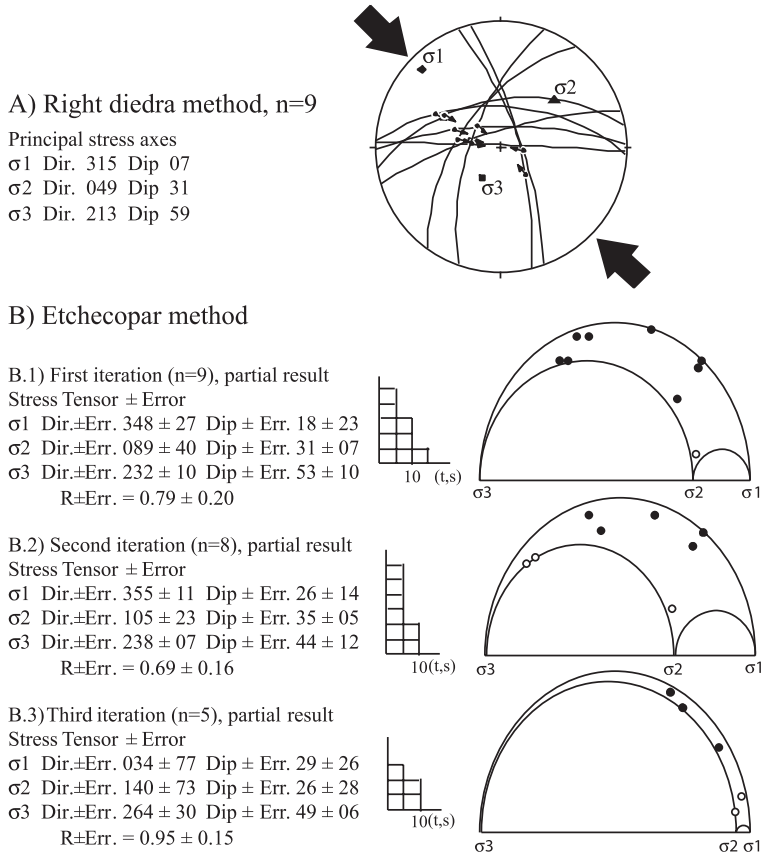


Fig. 9. Reverse faults deforming Neogene deposits in Morro Copiapó southern site. Symbols as in Fig. 8. Site is located on Fig. 7. (A) Convergent large arrows give azimuths of the maximum principal stress σ_1, obtained by the right dihedra method. (B) The stress tensors partially obtained in three iterations by numeric inversion algorithm method are shown. White circles represent fault-plane poles that are not satisfactory for the Mohr circle solution. They are localised in the area of sensitivity of R and therefore they are eliminated of the following iteration. Finally, the number of fault planes and Mohr circle representation are not satisfactory for calculate the stress tensor.

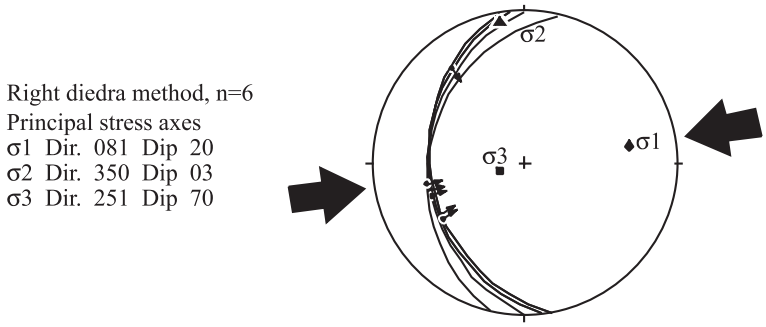


Fig. 10. The stereogram (Wulff net, lower hemisphere) illustrates the attitude of reverse faults and their slip vector data. Arrow attached to fault shows the movement of the hanging wall. These faults deforming Neogene deposits in Las Tinajas (Fig. 7). Convergent large arrows give azimuth of the maximum principal stress σ1, obtained by the right dihedra method.

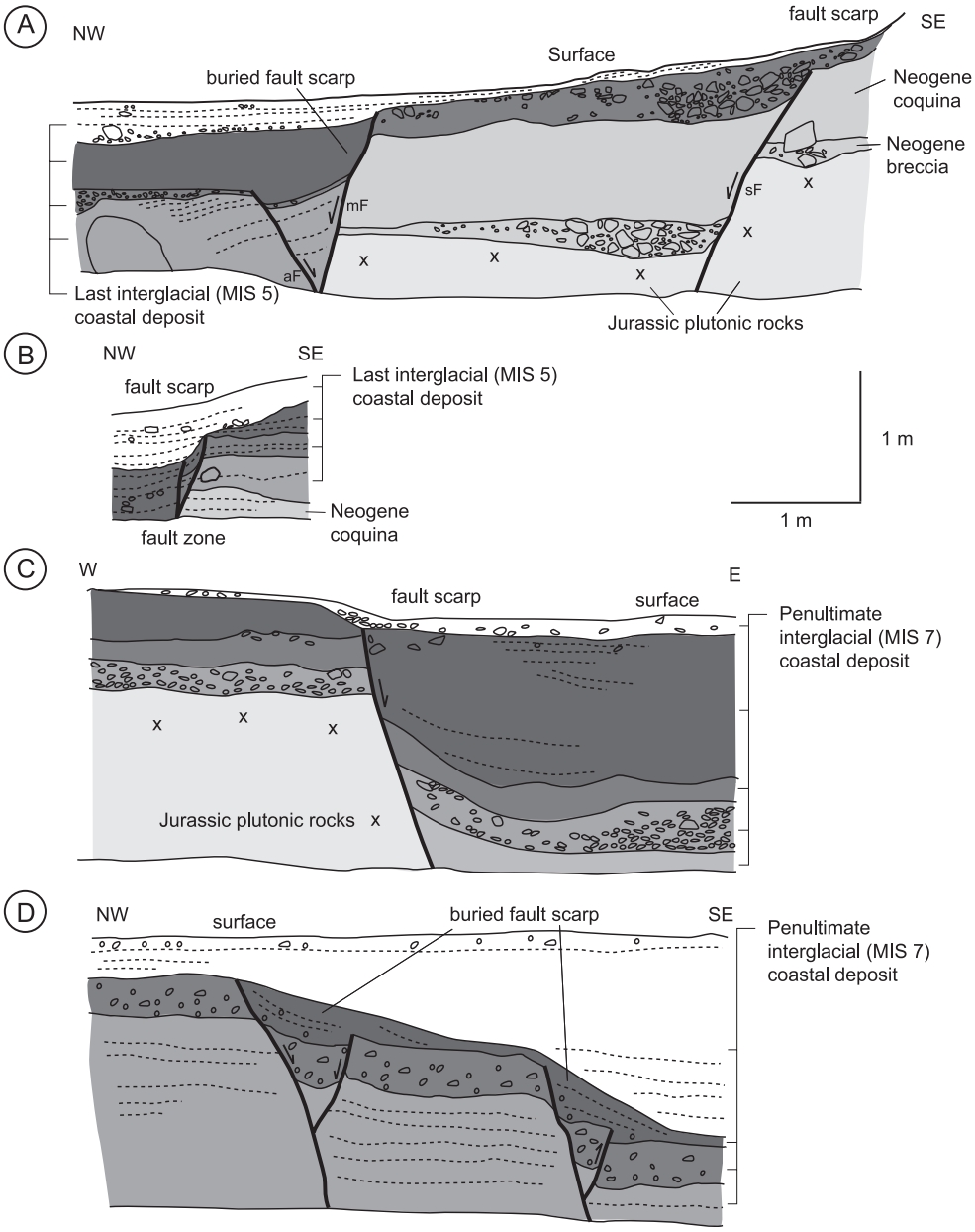


Fig. 11. Trench exposure showing displacement of Quaternary layers of sand (shades of gray) with gravels and mollusc fossils, buried fault scarps, and surface fault scarps associated with the faults that limited the Caldera Graben (Fig. 3). (A) Quarry exposed in the fault that limit this graben toward the east in Bahía Inglesa, near 9 m asl, with evidence of up to two fault movements during the last 125 ka. (B) Trench in the almost fault, near 13 m asl, with evidence of one fault movement during the last 125 ka. (C) Trench exposed in the fault that limit this graben toward the west in western Caldera, near 40 m asl, with evidence of up to two fault movements during the last 125 ka. (D) Trench exposed 10 m eastward of the fault that limit this graben toward the east in eastern Caldera, near 30 m asl, with evidence of one faulting event during the last 210 ka with two buried fault scarps. See text for further details.

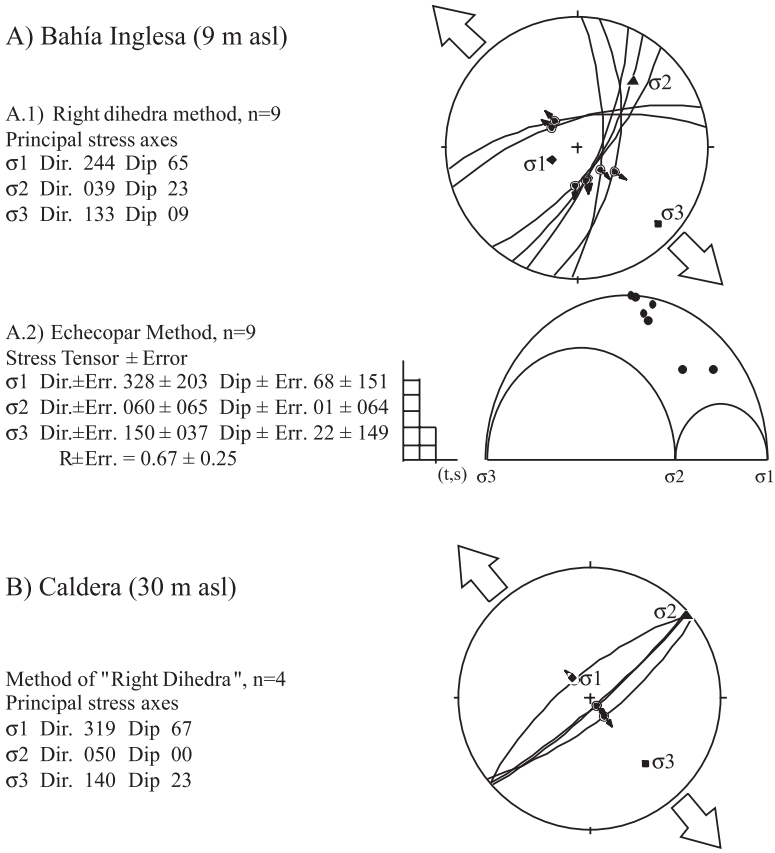


Fig. 12. The stereogram (Wulff net, lower hemisphere) illustrates the attitude of normal faults of the Caldera Graben and their slip vector data. Arrow attached to fault shows hanging wall movement. These faults deforming Quaternary deposits in (A) Bahía Inglesa and (B) Caldera. Sites are located on Fig. 3. Divergent large arrows give azimuths of the minimum principal stress σ_3, obtained by the right dihedra method. The histogram and Mohr circle obtained by numerical inversion algorithm method are satisfactory for all planes, validating the stress tensor solution obtained.

magnitude and is concentrated in the vicinities of the Morro Copiapó. The development of reverse faults and folds, compatible with an E–W to NW–SE trending compression, characterizes this deformation. Those structures are generally synsedimentary during the deposition of the Pliocene upper section of the Bahía Inglesa Formation. There are no age estimates for the Neogene deposits first involved in the deformation. Nevertheless, this deformation does not affect Quaternary deposits assigned to MIS 11 (430 ka).

Same minor E–W compressional deformation has been found in the Mejillones Peninsula, where it was assigned to the Pliocene (Marquardt et al., 2000b). In the southern Peruvian fore arc and Bolivian High Andes, during uppermost Pliocene–lower Pleistocene time (3–2 Ma), an E–W compressional tectonics affected this region (Lavenu and Mercier, 1991; Mercier et al., 1992; Noblet et al., 1996).

During the Pliocene, in the fore arc zone of the Andes of Southern Chile, between 33°S and 34°S, a similar E–W compressional tectonic event occurred (Lavenu and Cembrano, 1999). This compression is linked to an apparently rapid convergence regime and important subduction coupling.

5.2. Quaternary tectonics

In the studied area, the Quaternary deposits display, during at least the last half-million years,

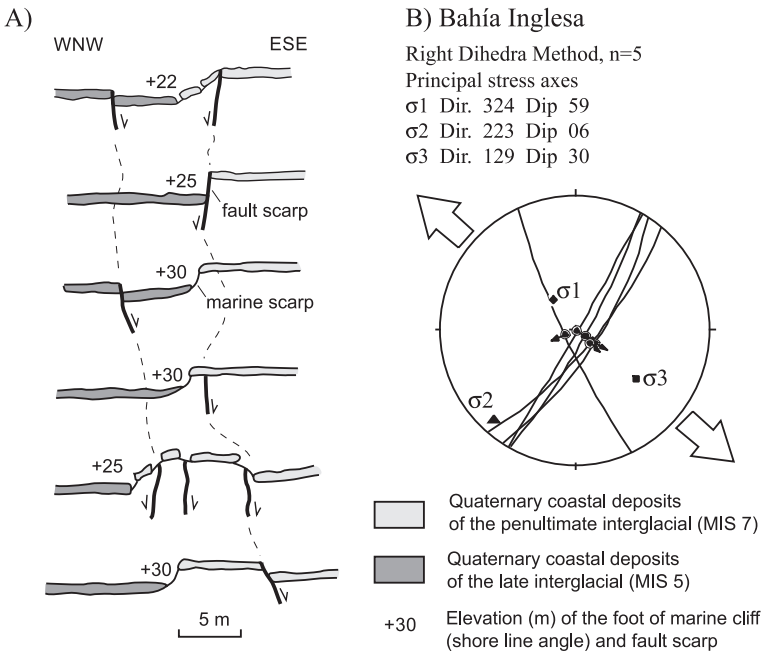


Fig. 13. (A) NNW–ESE schematic sections from north (above) to south (below) of a scissor fault displacing Quaternary deposits in Bahía Inglesa (Fig. 3). The lateral evolution of the fault scarps and its occasional coincidence with the marine scarps are also shown. (B) The stereogram (Wulff net, lower hemisphere) illustrates the attitude of these normal faults and their slip vector data.

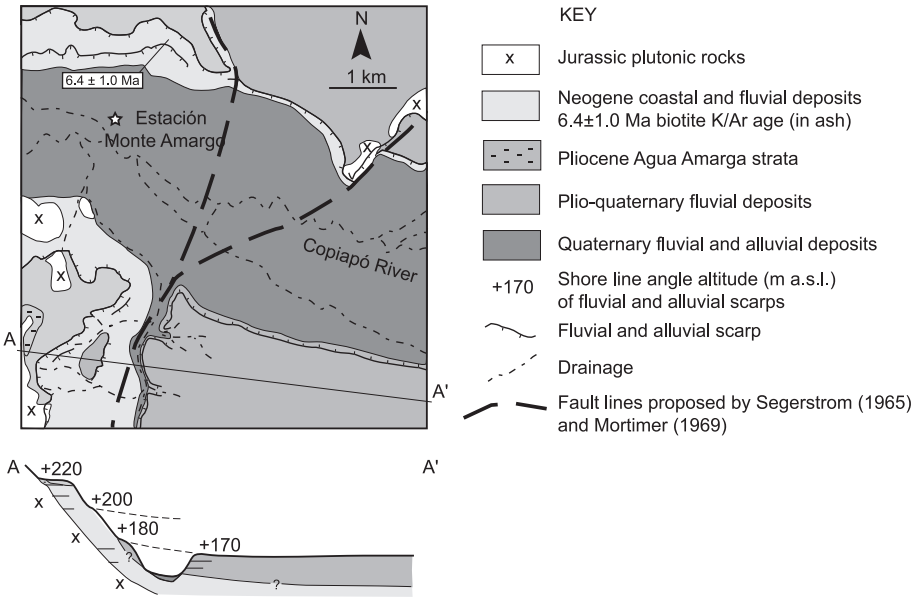


Fig. 14. Geological map and section of the Estación Monte Amargo area, where Segerstrom (19965a,b) and Mortimer (1969) have proposed a Quaternary fault.

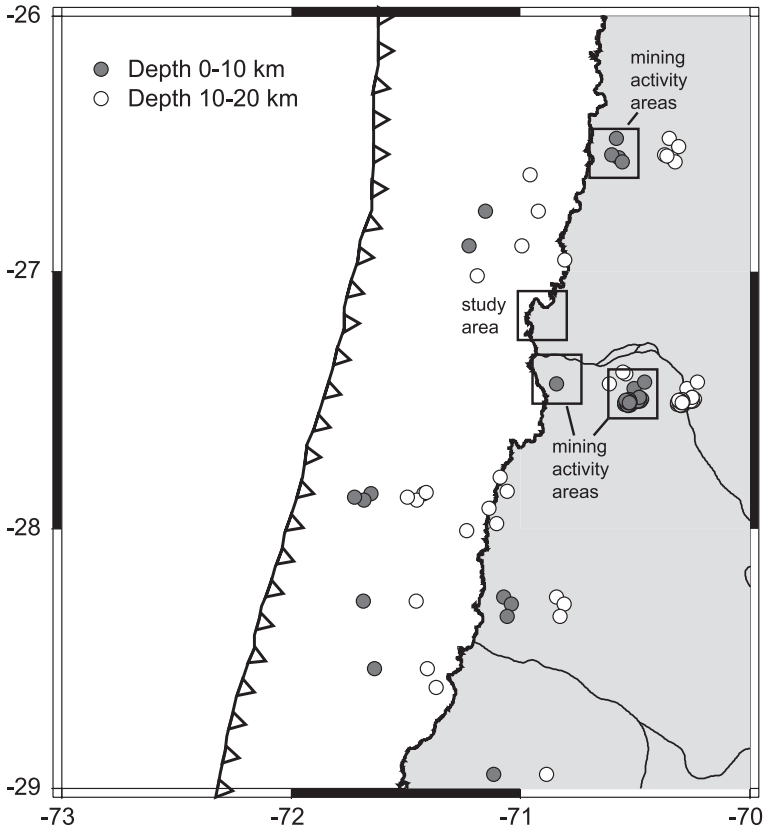


Fig. 15. Epicentral distribution of the most superficial microseismicity determined using a temporary on- and off-shore network in Caldera (Comte et al., 2002). The colour of each circle is related to the different depth interval.

regional coastal uplift and localized extensional deformations.

5.2.1. Coastal uplift rates

In order to quantify vertical motions along coastal regions the emerged Pleistocene marine terraces must be dated and correlated with interglacial high seastands. The geochronological methods (U/Th and ESR) used in Caldera area by Radtke (1987a) and Leonard et al. (1994) give results that are consistent with our morphostratigraphic and paleontological analyses. No general consensus has been reached on the original global sea-level position at the time the terraces were formed (e.g., Hanson et al., 1994; Gallup et al., 1994; Zazo, 1999; Rostami et al., 2000).

The morpho-chronostratigraphic study of the marine terrace remnants in Caldera (27°S) suggests a relatively continuous uplift motion during the last 430 ka, with a mean value of 0.34±0.06 m/ka. Uplifted marine terraces located south of the study area, along 100 km to 28°S (Fig. 16), suggest minimum and maximum uplift rates of 0.23 and 0.39 m/ka, respectively, with an average of 0.31 m/ka for the same period. The lateral and/or temporal variation of the uplift rate is probably due to local faulting, as observed in the Caldera area. Available data on the number and position of more than 430-ka-old Pleistocene terraces (at 200 m high) suggests that the region has not been uplifted at the same rate during the whole Quaternary, a much slower uplift occurred during the Pleistocene, before the 1 Ma.

Along the coast of southern Peru, Pleistocene marine terraces are seldom higher than 200 m and regional uplift rates are of the order of 0.15–0.10 m/ka for the entire Quaternary (Ortlieb et al., 1996b). Where local tectonic activity is present, uplift rates of up to 0.3–0.46 m/ka were determined (Goy et al.,

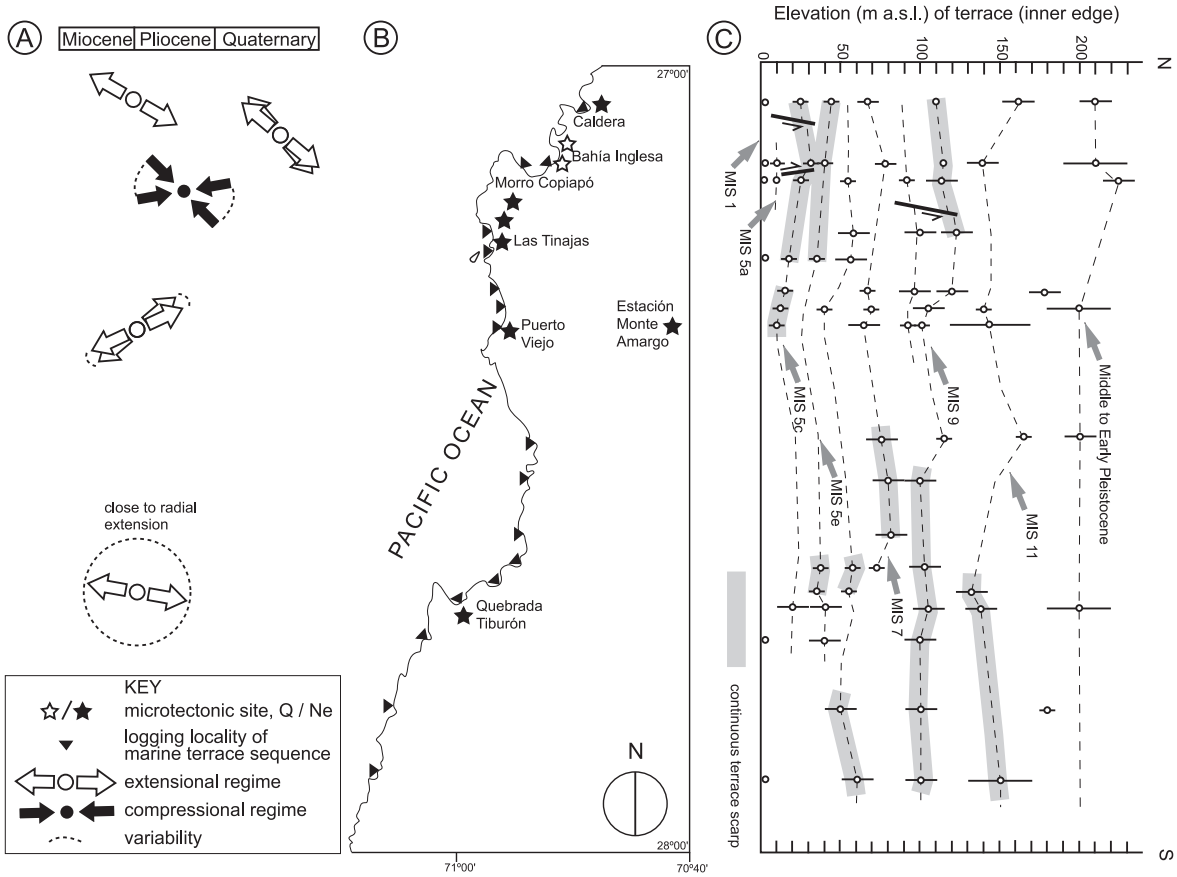


Fig. 16. Summary of tectonic settings along the coasts between 27°S and 28°S latitude. (A) Chronology and orientation of the compressional and extensional axis. (B) Microtectonic sites and localities where marine terrace sequences were logged. (C) Variation of elevation and correlation of the Quaternary marine terraces. Grey pattern: certain correlation (modified from Marquardt, 1999).

1992; Ortlieb et al., 1994). The highest uplift rates calculated in central southern Peru, of the order of 0.7 m/ka during the last million years, are directly associated with subduction of the aseismic Nazca Ridge (Macharé and Ortlieb, 1992).

In the Chilean Hornitos area (23°S), uplift was continuous during at least the last 330 ka, with a mean value of 0.24 m/ka and small lateral variations due to local tilting (Ortlieb et al., 1996c). This uplift rate may be representative of the coastal sector extending to the north for more than 100 km, and probably 300 km (20°S). North of 20°S and above the Peruvian border (18°S) the Great Coastal Escarpment plunges directly into the sea (Paskoff, 1979b, 1989), so that no marine terraces are preserved and we lack evidence for any vertical motion.

In the eastern part of the Mejillones Peninsula (23°–23°30′S), an uplift of 0.15 m/ka was estimated at least during the last 330 ka (Ortlieb, 1995). It seems to increase northward and reach the uplift rate considered in the Hornitos area (Ortlieb et al., 1996a, 1996c). The western Pleistocene marine terrace sequences, abraded in the peninsula, suggest double uplift rates, with the same increase in uplift towards the northern part. These different uplift rates are linked to the presence of N–S normal faults (Armijo and Thiele, 1990; Hartley and Jolley, 1995; Delouis et al., 1998; Marquardt et al., 2002).

South of the Mejillones Peninsula, in the Antofagasta area (23°30′–24°S), the inferred mean uplift rate during the late Quaternary is of the order of 0.1 m/ka (Ortlieb, 1995). Between 24°S and 26°S, the Great

Coastal Escarpment plunges directly into the sea; no marine terraces are preserved along this coastal sector (Paskoff, 1979b, 1989). Between 26°S and the Caldera area (27°S), a narrow coastal plain develops at the foot of the escarpment and exhibits remnants of Pleistocene marine terraces (Mortimer, 1969, 1973; Mercado, 1978; Godoy and Lara, 1998, 1999). Probably the uplift rates determined for the Caldera area (27–28°S), should be representative for the coastal sector extending to the north, diminishing progressively until 26°S.

Along the coast of the La Serena–Talinay area (29°45′–31°S), Pleistocene marine terraces are seldom observed above 200 m and regional uplift rates are of the order of 0.1–0.2 m/ka for the Late Quaternary (Leonard and Wehmiller, 1992; Ota et al., 1995; Paskoff, 1995; Benado, 2000). Preliminary results from detailed mapping and lateral correlations between 28°S and 29°S show a narrow coastal plain that exhibits remnants of Pleistocene marine terraces up to 130 m elevation. In this area, the uplift rates are probably similar to those estimated in the Caldera area, although a reduction of the rates would be expected towards the La Serena–Talinay area.

The coastal areas of southern Peru and northern Chile were thus uplifted at rates varying between 0.4 m/ka and approximately zero. The variation of these vertical movements is thought to be relatively independent of the variation of some of the subduction parameters, as direction of convergence, convergence obliquity and age of the subducted plate (Macharé and Ortlieb, 1992).

The relationship between these Quaternary vertical movements and subduction induced seismic activity is now being studied. The effect of the coseismic phase on surface deformation was studied in the large M_w=8.1 Antofagasta subduction earthquake of 1995 (e.g., Ruegg et al., 1996; Delouis et al., 1997; Klotz et al., 1999; Debra et al., 1999). This earthquake showed that large subduction earthquakes produce vertical movement (uplift and subsidence) and extension in the coastal region. The co-seismic uplift motions are concentrated offshore, mainly some westernmost coastal localities (Ortlieb et al., 1996d; Pritchard et al., 2002).

Delouis et al. (1998) proposed a regional flexure of the outer fore arc that may be controlled by offshore subsidence caused by subduction erosion near the trench and by onshore uplift related to the underplating of eroded low-density material beneath the Coastal Cordillera (Adam and Reuther, 2000).

5.2.2. Extensional deformation

The extensional deformation recorded in the Quaternary marine terraces is characterized by the development of high angle normal faults and associated scarps that evidence up to 4 m of dip-slip displacements. Considering the chronology of the marine terraces, three events of deformation are proposed. A first event, evidenced by the fault scarps developed in Alto del Fraile area, is bracketed between 330 and 210 ka. The direction of extension for this event is undeterminate. A second event would have happened between 210 and 125 ka and its related structures are moderately preserved in the vicinities of Caldera. Those dip-slip faults are compatible with a NW–SE extensional regime. A last event of deformation, reflecting a NW–SE extensional regime, which happened during the last 125 ka formed the Caldera Graben and the scissors type fault of Bahía Inglesa.

In northern Chile, Pliocene to Quaternary fault scarps has been recognized throughout the Coastal Plain and Coastal Cordillera between Taltal (25°S) and Salar Grande (21°S) (e.g., Arabasz, 1971; Okada, 1971). Nevertheless, it is in the Antofagasta zone (23–24°S) where a great number of studies have been made with the purpose of determining the age and kinematics of structures, and the deformation mechanisms (e.g., Naranjo, 1987; Armijo and Thiele, 1990; Hartley and Jolley, 1995; Niemeyer et al., 1996; Delouis et al., 1998). In this coastal area, the neotectonic data indicate that N–S trending faults are reactivated during the Quaternary under E–W extensional regime. This subduction extensional regime would correspond to an episodic process linked to the seismic cycle in the subduction zone. In effect, large subduction earthquakes could produce co-seismic E–W trending extension related to horizontal and vertical displacements of the coastal area and in the coastal area, the extension is reduced by interseismic contraction (Delouis et al., 1998). Nevertheless, this trench perpendicular near surface extension by normal faults has also been interpreted as extensional collapse of the slightly overcritical outer fore arc wedge (Adam and Reuther, 2000).

Therefore, they are two possible mechanisms to explain the Quaternary extension in the Caldera area, considering that it is located in a subducted plate without lateral constraints and where deformation is controlled by the subduction seismic cycle:

(1) *Co-seismic extension*, reduced by inter-seismic contraction due to the convergence. As in the case of Antofagasta, the occurrence of strong earthquakes ($M_w \geq 8.0$) could trigger formation or reactivation of faults (Delouis et al., 1998). According to the position and propagation of the earthquake, throughout the zone of subduction, the extension may be bounded within the coastal area (until the uplifting zones). The evidence of Quaternary faults in the Caldera area could demonstrate the nucleation of great earthquakes in this zone. This nucleation may be related to the subduction of seamounts observed offshore of this area (Comte et al., 2002).
(2) *Inter-seismic extension* directly linked to compressive boundary forces due to the convergence in the period separate two-subduction earthquakes. The Quaternary faults, compatible with a convergence direction subperpendicular to extension, could correspond to active arc-transverse normal faulting (e.g., Feuillet et al., 2001). This deformation must produce superficial crustal sismicity.

As many Quaternary normal faults having a different orientation of ENE–WSW trending, therefore extension perpendicular to the convergence does not be strongly supported. Nevertheless, in this zone and generally in the north of Chile, shallow seismicity has not been registered in the outer fore arc (Comte et al., 2002). As shown for the 1995 Antofagasta earthquake, co-seismic extension is expected to be subparallel to the convergence direction, which is not the main direction of extension finding (Figs. 12 and 13). Combinations of factors are contributing to the extensional stress regime and those factors should account for the tendency of the normal fault analysis towards radial extension. Therefore, we consider that Quaternary brittle deformation appears to be directly linked to co-seismic extension and uplift.

6. Conclusions

Moderate to high vertical uplift rate (0.34±0.06 m/ka) and NW–SE extension characterize the Quaternary tectonics of the outer fore arc in the Caldera area. This latter tectonic behaviour occurred at least since Middle Pleistocene times. Large-scale Late Miocene to Pliocene deformation is characterized by a weak NE–SW to E–W extension and NW–SE to E–W compression. These last events are probably uppermost Pliocene in age. During the Neogene evidence of positive vertical movements is indirect and may be reflected in local radial extensional and compresional features.

This Neogene-to-Quaternary deformation pattern provides clear indications of the occurrence of moderate to large interplate or intraplate earthquakes. We propose that deformation in the outer fore arc is linked to the subduction seismic cycle. Compressional brittle deformation during the Upper Pliocene could have been produced during a more rapid convergence rate and subduction coupling than those from the Quaternary. In this case shallow crustal seismicity would be developed (interplate earthquakes, related to reverse faults). Neogene to Quaternary extensional brittle deformation and Quaternary uplift could be linked to large subduction earthquakes. Coastal co-seismic uplift and E–W extension should be produced after interseismic contraction periods, characterized by the absence of shallow crustal seismicity.

Acknowledgements

We thank B. Delouis, G. Gonzalez and Mr. Mather for their critical reviews of the manuscript. This research was supported by the Servicio Nacional de Geología y Minería-Chile, as part of its Geological Mapping of the Atacama Fault System and Coastal Belt between 26° and 28°S Project. It was also supported by Institut de Recherche pour le Développement (IRD) UR 154 (France) and by FONDECYT project # 1981145.

References

Adam, J., Reuther, C.-D., 2000. Crustal dynamics and active fault mechanics during subduction erosion. Application of frictional

wedge analysis on to the North Chilean Forearc. Tectonophysics 321, 297–325.

Allmendinger, R., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C., Isack, B., 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S Lat. Tectonics 9 (4), 789–809.

Anderson, E.M., 1951. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain, 2nd ed. Oliver and Boyd, Edinburgh. 206 pp.

Angelier, J., 1994. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction Chap. 4. In: Hancock, P.L. (Ed.), Continental Deformation. Pergamon Press, pp. 53–100.

Angelier, J., Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. Bulletin de la Société Géologique de France, (7), 19, 6, 1309–1318.

Angermann, D., Klotz, J., Reigber, C., 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca–South America Euler vector. Earth and Planetary Science Letters 171, 329–334.

Arabasz, W., 1971. Geological and geophysical studies of the Atacama Fault Zone in Northern Chile. PhD thesis, California Institute of Technology Pasadena, California. 275 pp.

Armijo, R., Thiele, R., 1990. Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? Earth and Planetary Science Letters 98, 40–61.

Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., Reyes, M., 1997. Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone. Journal of South American Earth Sciences 11, 115–129.

Benado, D., 2000. Estructura y estratigrafía básica de terrazas marinas en sector costero de Altos de Talinay y Bahía Tongoy: implicancia neotectónica. Thesis, Universidad de Chile, 92.

Bezerra, F.H.R., Lima-Filho, F.P., Amaral, R.F., Caldas, L.H.O., Costa-Neto, L.X., 1998. Holocene coastal tectonics in NE Brazil. In: Stewart, I., Vita-Finzi, C. (Eds.), Coastal Tectonics, Special Publication-Geological Society, vol. 146, pp. 279–293.

Blanco, N., Godoy, E., Marquardt, C., 2003. Cartas Castilla y Totoral Bajo, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, Nos. 77–78, 34 pp., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Bott, M.H.P., 1959. The mechanics of oblique slip faulting. Geology Magazine 96 (2), 109–117.

Brown, M., Dallmeyer, D., Grocott, J., 1993. Tectonic controls on Mesozoic Arc Magmatism in Northern Chile. Andean Geodynamics. Second ISAG, Oxford, pp. 167–170.

Carey, E., Mercier, J.L., 1987. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of Southern Peru. Earth and Planetary Science Letters 82, 165–179.

Chappell, J., Shackleton, N.J., 1986. Oxygen isotopes and sea level. Nature 324, 137–140.

Comte, D., Haessler, H., Dorbath, L., Pardo, M., Monfret, T., Lavenu, A., Pontoise, B., Hello, Y., 2002. Seismicity and stress distribution around Copiapó, Northern Chile subduction zone using combined on- and off-shore seismic observations. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1–19.

Debra, C., Thorne, L., Charles, A., Jiajun, Z., 1999. Rupture process of the 1995 Antofagasta subduction earthquake. Pure and Applied Geophysics 154, 677–709.

Delouis, B., Monfret, T., Dorbath, L., Pardo, M., Rivera, L., Comte, D., Caminade, J.P., Ponce, L., Kausel, E., Cisternas, A., 1997. The M_w=8.0 Antofagasta (Northern Chile) earthquake of July 1995, a precursor to the end of the large 1877 gap. Bulletin of the Seismological Society of America 87 (2), 427–445.

Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L., Cisternas, A., 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. Geophysical Journal International 132, 302–338.

DeMets, C., Gordon, R., Argus, D., Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. Geophysical Research Letters 21, 2191–2194.

Etchecopar, A., Mattauer, M., 1988. Méthodes dynamiques d'analyse des populations de failles. Bulletin de la Société Géologique de France, (8), t. IV, 2, 289–302.

Etchecopar, A., Vasseur, G., Daignières, M., 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. Journal of Structural Geology 3 (1), 56–65.

Feuillet, N., Manighetti, I., Tapponnier, P., 2001. Extension active perpendiculaire à la subduction dans l'arc des Petites Antilles (Guadeloupe, Antilles françaises). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2. Sciences de la Terre et des Planètes 333 (9), 583–590.

Gallup, C.D., Edwards, R.L., Johnson, R.G., 1994. The timing of high sea levels over the past 200,000 years. Science 263, 796–800.

Godoy, E., Lara, L., 1998. Hojas Cha1aral y Diego de Almagro, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, no. 5–6, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Godoy, E., Lara, L., 1999. Hoja Flamenco, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, no. 15, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Godoy, E., Marquardt, C., Blanco, N. 2003. Carta Caldera, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica, No. 76, 38 pp., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A., Schneider, H., 2003. The link between forearc tectonics and Pliocene-Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. Journal of South American Earth Sciences 16, 321–342.

Goy, J.L., Macharé, J., Ortlieb, L., Zazo, C., 1992. Quaternary shorelines and neotectonics in souther Peru: the Chala embayment. Quaternary International 15–16, 99–112.

Grimm, K., Orange, D., 1997. Synsedimentary fracturing, fluid migration, and subaqueous mass wasting: Intrastatal Microfractured Zones in laminated diatomaceous sediments, Miocene Monterey Formation, California, U.S.A.. Journal of Sedimentary Research 67 (3), 601–613.

Gutscher, M.A., Apakman, W., Bijwaard, H., Engdahl, E.R., 2000. Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. Tectonics 19 (5), 814–833.

Guzmán, N., Marquardt, C., Ortlieb, L., Frassinetti, D., 2000. La malacofauna neógena y cuaternaria del área de Caldera (27°–28°S): especies y rangos bioestratigráficos. Actas IX Congreso Geológico Chileno V1, 476–481.

Hartley, A., Jolley, E., 1995. Tectonic implications of Late Cenozoic sedimentation from the Coastal Cordillera of northern Chile (22–24°S). Journal of the Geological Society 152, 51–63.

Hartley, A.J., May, G., Chong, G., Turner, P., Kape, S., Jolley, E., 2000. Development of a continental forearc: a Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. Geology 28 (4), 331–334.

Hanson, K., Wesling, J., Lettis, W., Kelson, K., Mezger, L., 1994. Correlation, ages, and uplift rates of Quaternary marine terraces: South-central coastal California. In: Alterman, I.B., McMullen, R.B., Cluff, L.S., Slemmons, D.B. (Eds.), Seismotectonics of the Central California Coast Range. Geological Society of America, Boulder, CO, Special Paper, vol. 292, pp. 45–71.

Herm, D., 1969. Marines Pliozän in Nord und Mittel Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Molluskenfaunen. Zitteliana 2, 1–159.

Hervé, M., 1987. Movimiento normal de la Falla Paposo, Zona de Falla de Atacama, en el Mioceno, Chile. Revista Geológica de Chile 31, 31–36.

Hsu, J.T., Leonard, E.M., Wehmiller, J.F., 1989. Aminostratigraphy of Peruvian and Chilean Quaternary marine terraces. Quaternary Science Reviews 8, 255–262.

Klotz, J., Angermann, D., Michel, G.W., Porth, R., Reigber, C., Reinking, J., Viramonte, J., Perdomo, R., Rios, V.H., Barrientos, S., Barriga, R., Cifuentes, O., 1999. GPS-derived deformation of the Central Andes, including the 195 Antofagasta M_w=8.0 earthquake. Pure and Applied Geophysics 154, 709–730.

Lajoie, K.R., 1986. Coastal tectonics. In: Wallace, R.E. (Ed.), Active Tectonics. Studies in Geophysics, Geophys. Res. Forum. National Academy Press, Washington, DC, pp. 95–124.

Lavenu, A., Cembrano, J., 1999. Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). Journal of Structural Geology 21, 1669–1691.

Lavenu, A., Mercier, J.L., 1991. Evolution du régime tectonique de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale des Andes de Bolivie du Miocène supérieur à l'Actuel. Géodynamique 6, 21–55.

Leonard, E.M., Wehmiller, J.F., 1992. Low uplift rates and terrace reoccupation inferred from mollusk aminostratigraphy, Coquimbo Bay area, Chile. Quaternary Research 38, 246–259.

Leonard, E.M., Muhs, D.R., Ludwig, K.R., Wehmiller, J.F., 1994. Coral Uranium-series ages and mollusc amino-acid ratios from uplifted marine terrace deposits, Morro de Copiapó, north-central Chile. American Quaternary Association Program and Abstracts (AMQUA), 13th Biennal Meeting, p. 223.

Macharé, J., Ortlieb, L., 1992. Plio–Quaternary vertical motions and the subducción of the Nazca Ridge, central coast of Peru. Tectonophysics 205, 97–108.

Marchant, M., 2000. Micropaleontología del área entre Caleta Obispito y Quebrada Agua de Los Burros, III Región, Chile. Report (internal). SERNAGEOMIN, Santiago, Chile. 51 pp.

Marquardt, C., 1999. Neotectónica de la franja costera y aportes a la geología regional entre Caldera y Caleta Pajonal (27°00′–27°45′), III Región de Atacama. Thesis, Universidad de Chile, Santiago. 297 pp.

Marquardt, C., Blanco, N., Godoy, E., Lavenu, A., Ortlieb, L., Marchant, M., Guzmán, N., 2000a. Estratigrafía del Cenozoico Superior en el área de Caldera (26°45′–28°S), III Region de Atacama, Chile. IX Congreso Geológico Chileno V1, 504–508.

Marquardt, C., Lavenu, A., Ortlieb, L., 2000b. Tectónica compresiva Neógena en el dominio costero del área de Caldera y Mejillones. IX Congreso Geológico Chileno, vol. V2, pp. 583–587.

Marquardt, C., Braucher, R., Ritz, J-F., Philip, H., Bourles, D., Lavenu, A., Delouis, B., Ortlieb, L., 2002. Late Quaternary slip rates of the Mejillones Fault, Northern Chile (23°S), using 10Be dates. 5th ISAG, Toulouse (France), pp. 409–412.

Marrett, R.A., Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. Journal of Structural Geology 12 (8), 973–986.

Mercado, M., 1978. GeologÚa de la Cordillera de la Costa entre Chañaral y Caldera. Regiœn de Atacama. Instituto de Investigaciones Geolœgicas, Carta Geolœgica de Chile, escala 1:100,000 (Santiago) no. 27, 15 pp.

Mercier, J.L., Sébrier, M., Lavenu, A., Cabrera, J., Bellier, O., Dumont, J.F., Marcharé, J., 1992. Changes in the tectonic regime above a subduction zone of Andean type: the Andes of Peru and Bolivia during the Pliocene–Pleistocene. Journal of Geophysical Research 97, 11945–11982.

Mortimer, C., 1969. The geomorphological evolution of the Southern Atacama Desert, Chile. Thesis, University of London, 283 pp.

Mortimer, C., 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. Journal of the Geological Society (London) 129 (5), 505–526.

Mortimer, C., 1980. Drainage evolution in the Atacama Desert of northernmost Chile. Revista Geológica de Chile 11, 3–28.

Muhs, D.R., Kennedy, G.L., Rockwell, T.K., 1994. Uranium-series ages of marine terrace corals from the Pacific Coast of North America and Implications for last-interglacial sea level history. Quaternary Research 42, 72–87.

Naranjo, J.A., 1987. Interpretación de la actividad Cenozoica superior a lo largo de la zona de Falla de Atacama. Revista Geológica de Chile 31, 43–55.

Niemeyer, H., González, G., Martínez De los Rios, E., 1996. Evolución tectónica cenozoica del margen continental activo de Antofagasta, norte de Chile. Revista Geológica de Chile 23 (2), 165–186.

Noblet, C., Lavenu, A., Marocco, R., 1996. Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes. Tectonophysics 255, 65–78.

Okada, A., 1971. On the neotectonics of the Atacama fault zone region. Preliminary notes on late Cenozoic faulting and geomorphic development of Coast Range of northern Chile. Bulletin of the Department of Geography, Kyoto University 3, 47–65.

Ortlieb, L., in collaboration with Goy, J.L., Zazo, C., Hillaire-Marcel, Cl., Vargas, G., 1995. Late Quaternary Costal Changes in Northern Chile. Guidebook for a Fieldtrip, II Annual Meeting

of the International Geological Correlation Program (IGCP), Project 367 (Antofagasta-Iquique, 23–25 Nov. 1995). ORSTOM, Antofagasta, 175 pp.

Ortlieb, L., Macharé, J., Goy, J.L., Zazo, C., 1994. Secuencia de terrazas marinas cuaternarias en la región de Chala, Perú central: interpretación morfoestratigráfica y neotectónica. VIII Congreso Peruano de Geología (Lima), volumen resumido. , pp. 242–246.

Ortlieb, L., Diaz, A., Guzmán, N., 1996a. A warm interglacial episode during oxygen isotope stage 11 in Northern Chile. Quaternary Science Reviews 15, 857–871.

Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J., Dabrio, C., Macharé, J., 1996b. Pampa del Palo: an anomalous composite marine terrace in the uprising coast of southern Peru. Journal of South American Earth Sciences 9 (5–6), 367–379.

Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Cournoyer, L., 1996c. Coastal deformation and sea-level changes in the Northern Chile subduction area (23°S) during the last 330 ky. Quaternary Science Reviews 15, 819–831.

Ortlieb, L., Barrientos, S., Guzmán, N., 1996d. Coseismic coastal uplift and coralline algae record in northern Chile: the 1995 Antofagasta earthquake case. Quaternary Science Reviews 15, 949–960.

Ortlieb, L., Guzmán, N., Marquardt, C., Vargas, G., 1997. El Cuaternario marino del norte de Chile: revisiones cronológicas e identificación posible de depósitos de 400 ka. VII Congreso Geológico de Chile, vol. V1, pp. 371–375.

Ortlieb, L., Guzmán, N., Marquardt, C., 2003. A longer-lasting and warmer interglacial episode during isotopic stage 11: marine terrace evidence in tropical Western Americas. In: Droxler, A.W., Poore, R.Z., Burckle, L.H. (Eds.), Earth's Climate and Orbital Eccentricity; the Marine Isotope Stage 11 Question, Geophysical Monograph, vol. 137, pp. 157–180.

Ota, Y., 1986. Marine terraces as reference surfaces in Late Quaternary tectonic studies: examples from the Pacific rim. Bulletin-Royal Society of New Zealand 74, 357–375.

Ota, Y., Miyauchi, T., Paskoff, R., Koba, M., 1995. Plio–Quaternary marine terraces and their deformation along the Altos de Talinay, north-central Chile. Revista Geológica de Chile 22 (1), 89–102.

Pardo, M., Comte, D., Monfret, T., 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. Journal of South American Earth Sciences 15, 11–22.

Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since late Cretaceous time. Tectonics 6, 233–248.

Paskoff, R., 1970. Le Chili Semi-Aride, Recherches Géomorphologiques. Biscaye Frères, Bordeaux, France. 420 pp.

Paskoff, R., 1979a. Un exemple de raccord fluvio-marin: les terrasses du cours inférieur du Río Copiapó, désert d'Atacama, Chile. Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France 1, 30–33.

Paskoff, R., 1997b. Sobre la evolución geomorfológica del gran acantilado costero del norte grande de Chile. Norte Grande, Instituto Geográfico, Universidad Católica de Chile 6, 7–22.

Paskoff, R., 1989. Zonality and main geomorphic features of the Chilean coast. Essener Geographische Arbeiten 18, S237–S267. (Paderborn).

Paskoff, R., in collaboration with Leonard, E., Novoa, J., Ortlieb, L., Radtke, U., Wehmiller, J. 1995. Field Meeting in the La Serena–Coquimbo Bay Area (Chile). Guidebook for a fieldtrip (27–28 November 1995) organized during the 1995 Annual meeting of the International Geological Correlation Program (IGCP) Project 367 (Antofagasta Chile). ORSTOM, 69.

Pritchard, M.E., Simons, M., Rosen, P.A., Hensley, S., Webb, F.H., 2002. Co-seismic slip from the 1995 July 30 M_w 8.1 Antofagasta, Chile, earthquake as constrained by InSAR and GPS observations. Geophysical Journal International 150 (2), 362–376.

Radtke, U., 1987a. Paleo sea levels and discrimination of the last and the penultimate interglacial fossiliferous deposits by absolute dating methods and geomorphological investigations illustrated from marine terraces in Chile. Berliner Geographische Studien 25, 313–342.

Radtke, U., 1987b. Marine terraces in Chile (22°–32°S), geomorphology, chronoestratigraphy and neotectonics: preliminary results: II. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 5, 239–256.

Riquelme, R., Martinod, J., Hérail, G., Darrozes, J., Charrier, R., 2003. A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). Tectonophysics 361, 255–275.

Ritz, J.F., Taboada, A., 1993. Revolution stress ellipsoids in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods. Bulletin de la Société Géologique de France 164 (4), 519–531.

Rojo, M., 1985. Un aporte al conocimiento del terciario marino: Formación Bahía Inglesa. Actas IV Congreso Geológico Chileno, 1–514.

Rostami, K., Peltier, W.R., Mangini, A., 2000. Quaternary marine terraces, sea-level changes and uplift history of Patagonia, Argentina: comparisons with predictions of the ICE-4G (VM2) model of the global process of glacial isostatic adjustment. Quaternary Science Reviews 19, 1445–1525.

Ruegg, J.C., Campos, J., Armijo, R., Barrientos, S., Briole, P., Thiele, R., Arancibia, M., Cañuta, J., Duquesnoy, T., Chang, M., Lazo, D., Lyon-Caen, H., Ortlieb, L., Rossignol, J.C., Serrurier, L., 1996. The M_w=8.1 Antofagasta (North Chile) earthquake July 30 1995: first results from teleseismic and geodetic data. Geophysical Research Letters 23, 917–920.

Segerstrom, K., 1964. Mass wastage in north-central Chile. International Geological Congress, Part XV, India, pp. 120–140.

Segerstrom, K., 1965a. Dissected gravels of the Río Copiapó valley and adjacent coastal area, Chile. Professional Paper-Geological Survey (U.S.) 525-B, B117–B121.

Segerstrom, K., 1965b. Evidence and interpretation for high stands of the sea along the Chilean coast between lat. 27° and 27°45′S. In: Fuenzalida, H. (Ed.), High Stands of Quaternary Sea Level Along the Chilean Coast, Special Paper-Geological Society of America, vol. 84, pp. 489–492.

Shackleton, N.J., Opdyke, N.D., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of the equatorial Pacific cores V28–238: oxygen isotope and ice volumen on as 10^5 years and 10^6 years scale. Quaternary Research 3, 39–55.

Soler, P., Bonhomme, M., 1990. Relations of magmatic activity to Plate dynamics in Central Peru from Late Cretaceous to present. In: Kay, S., Rapela, C. (Eds.), Plutonism from Antarctica to Alaska, Memoir-Geological Society of America, vol. 241, pp. 173–191.

Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon)–South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the Central Andean region. Journal of South American Earth Sciences 11, 211–215.

Suárez, G., Comte, D., 1993. Comment on "Seismic coupling along Chilean subduction zone" by B.W. Tichelaar and L.R. Ruff. Journal of Geophysical Research 98 (B9), 15825–15828.

Taylor, G.K., Grocott, J., Pope, A., Randall, D.E., 1998. Mesozoic fault systems, deformation and fault block rotation in the Andean forearc: a crustal scale strike-slip duplex in the Coastal Cordillera of northern Chile. Tectonophysics 299, 93–109.

Thiele, R., Pincheira, M., 1987. Tectónica transpresiva y movimiento de desgarre en el segmento sur de la Zona de Falla de Atacama, Chile. Revista Geológica de Chile 31, 77–94.

Tsuchi, R., 1992. Neogene events in Japan and on the Pacific coast of South America. Revista Geológica de Chile 19, 67–73.

Wallace, R.E., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. Journal of Geology 59, 118–150.

Wdowinski, S., O'Connell, R.J., 1991. Deformation of the Central Andes (15°–27°S) derived from a flow model of subduction zone. Journal of Geophysical Research 96 (B7), 12245–12255.

Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., Selles, D., 2002. The Challenger–Juan Fernández–Maipo major tectonic transition of the Nazca–Andean subduction system at 33–34°S: geodynamic evidence and implications. Journal of South American Earth Sciences 15, 23–38.

Zazo, C., 1999. Interglacial sea levels. Quaternary International 55, 101–113.

Chapitre 5

CONCLUSIONS GENERALES

C'est par les effets conjugués d'une activité néotectonique comme le soulèvement régional et ceux des mouvements différentiels de nombreux blocs faillés que la région de la Péninsule de Mejillones et celle de Caldera conservent l'enregistrement le plus complet des dépôts et des formes marines du Néogène de la côte nord du Chili.

Ci-dessous, nous discuterons les principales conclusions de cette thèse qui traiteront de l'analyse chronologique, climatique et tectonique des unités géologiques étudiées. Finalement, nous présenterons un modèle qui intègre le cycle sismique des tremblements de terre de subduction et les principales caractéristiques néotectoniques de ces régions.

5.1 La paléontologie, un outil très puissant.

Les résultats de la classification et de la différenciation des fossiles néogènes, joints à l'information stratigraphique, ont permis de montrer l'importance de la paléontologie que l'on peut encore exploiter dans les unités marines de la côte. La détermination des milieux et des âges des niveaux, qui sont des marqueurs structuraux, a facilité l'étude néotectonique.

Les unités marines du Miocène, du Pliocène et du Pléistocène de Caldera et de Mejillones contiennent une variété de vertébrés et d'invertébrés fossiles qui peuvent être utilisés comme indicateurs d'intervalles de temps long.

Les résultats des analyses morphostratigraphiques et paléontologiques des terrasses marines dans le nord du Chili ont montré la présence d'espèces mollusques fossiles d'eaux chaudes qui ont été assignées à l'interglaciaire de 400 ka (MIS 11). Ce résultat permet d'identifier les niveaux de terrasse marine associés au MIS 11, de faciliter la datation relative de l'ensemble des paléoplateformes et d'estimer les taux de soulèvement.

5.2 Les datations Ar/Ar des cinérites et les problèmes de la remobilisation.

Les datations Ar/Ar de cinérites ont donné des résultats en général fiables pour estimer l'âge de l'événement volcanique dont elles sont originaires. Les âges obtenus sont essentiellement du Miocène, du Pliocène et de la limite Pliocène-Pléistocène. La détermination d'au moins deux âges du Pléistocène moyen, sur deux grains de minéraux, ouvre la possibilité du transport de cendres depuis l'arc volcanique de la Cordillère Principale durant le dernier million d'années.

Cependant nous avons pu constater que des datations de cinérites ne correspondaient pas à l'âge des unités étudiées. En effet, l'utilisation de ces âges des cinérites comme indicateur de l'âge de l'unité ou de la séquence sédimentaire qui les contiennent doit être pris avec précaution et après une analyse sédimentologique et stratigraphique du dépôt. En général, le haut degré de pureté des cinérites, même après une éventuelle remobilisation, peut parfois laisser penser que la cinérite est contemporaine du dépôt qui la contient. Dans certains cas, ce phénomène serait en relation avec un comportement rhéologique particulier de la cinérite qui lors du transport par des coulées alluviale, en général laminaires, se comporte comme un matériel cohésif

5.3 Estimation des taux de vitesses de déplacement de la Faille Mejillones par l'étude des cosmogéniques

Les études sur les vitesses de déformation et le comportement sismogénique des failles plio-quaternaires reposent sur l'identification et la caractérisation de la déformation ainsi que la détermination du temps nécessaire à l'accumulation des décalages observés.

Les datations ^{10}Be sur les surfaces de cônes alluviaux que nous avons appelés S1 et S2 (46,5 ± 3,7 ka ^{10}Be yr pour S1 et 26,3 ± 1,7 ka ^{10}Be yr pour S2) et qui correspondent aux surfaces les plus anciennes d'une séquence d'au moins cinq générations de cônes alluviaux, confirment les hypothèses sur l'âge pléistocène supérieur qu'on leur a donné sur la base de leur relation avec les dépôts de terrasses marines pléistocènes. Ces âges montrent l'intérêt de l'utilisation de cette méthode dans cette région comme paramètre de quantification d'événements climatiques et tectoniques.

Sans la chronologie obtenue dans la Péninsule de Mejillones sur près de 46 ka grâce à la méthode de datation par âge d'exposition ^{10}Be, il aurait été impossible de quantifier aussi précisément les vitesses long-terme de la Faille normale de Mejillones. En effet, la très bonne préservation des éléments du paysage, donc de la morphologie de la Faille de Mejillones, ainsi que l'absence de datations des marqueurs quaternaires, avaient conduit Armijo et Thiele (1990) à estimer une vitesse verticale de 2,5 m/ka pour cette faille régionale. Les datations de surface, associées à l'étude géomorphologique et tectonique des cônes de déjection, ont montré que cette faille en ciseaux avait en fait une vitesse verticale long-terme de

0,26 m/ka dans la partie la plus proche de la Baie de Mejillones. Par contre, conformément à sa géométrie, la vitesse de la faille décroît vers le sud de telle manière que le Morro Mejillones se retrouve à la même altitude que la partie sud de la Pampa Mejillones.

5.4 Corrélations paléoclimatiques.

Le long de la côte du nord du Chili, les conditions climatiques ont fluctué entre des conditions d'aridité et d'hyperaridité pendant au moins le denier million d'années (Ortlieb et Guzmán, 1994; Hartley et Chong, 2002). De cette façon, le climat peut être considéré comme une variable qui tend à être fixe. De plus on a montré que les marqueurs géomorphologiques comme les terrasses marines et les cônes alluviaux, du dernier demi million d'années, présentent des modifications principalement liées à la tectonique et à l'érosion marine. Ainsi, le long de la côte, l'évolution de la morphologie, qui serait en relation avec des processus d'érosion et/ou d'enfouissement, dépend essentiellement de sa réponse aux variations de deux facteurs, (1) l'évolution du niveau marin et (2) l'activité tectonique.

Cependant, l'étude de détail de certains indicateurs morphostratigraphiques présents dans les cônes alluviaux comme dans les terrasses marines, pléistocènes les uns et les autres, a permis d'identifier une certaine variabilité climatique qui peut servir à identifier des événements locaux ou globaux et des événements temporairement discrets ou revenant avec une certaine fréquence

Un exemple de ceci est l'identification d'une terrasse marine à Mejillones comme à Caldera, qui possède certaines caractéristiques morphologiques (une largeur plus grande) et paléontologiques (faune de milieux plus chaud) qui sont en relation avec un phénomène global survenu pendant le SIM 11.

Dans le cas des cônes alluviaux, il est très difficile de déterminer si les différents événements climatiques sont synchrones ou non avec les variations globales du climat. Cependant, les résultats trouvés pour les séquences alluviales datées avec le ^{10}Be à Mejillones permettent de corréler la mise en place des unités alluviales à la glaciaire MIS 3 ou 4 (période pluviale) qui a suivi le dernier Maximum Interglaciaire (MIS 5) et qui précède la dernière glaciation MIS 2. Ces événements climatiques ont eu un impact géomorphologique et sédimentologique assez important. Les surfaces alluviales les plus jeunes, mises en place il y a moins de 26 ka dans des alluvions

anciennes, seraient donc associées soit à la dernière glaciation (MIS 2) soit au cours du réchauffement Holocène.

5.5 Néotectonique et taux de soulèvement.

Comme conséquence de l'intense activité tectonique récente, les dépôts et les morphologies du Pléistocène inférieur et moyen se trouvent portés actuellement à des altitudes variant entre 200 et 250 m. Dans le nord de la péninsule, des dépôts et des morphologies pléistocènes sont portés exceptionnellement à des altitudes de 450 m. Ortlieb *et al.* (1995) estiment que le taux de soulèvement moyen est de l'ordre de 0,25 m/ka et qu'il a pu diminuer jusqu'à 0,07 m/ka. Les données disponibles sur les terrasses marines dans la Péninsule de Mejillones montrent suffisamment de cohérence pour identifier un changement de comportement dans la surrection côtière de part et d'autre de la péninsule (Ortlieb, 1995; Ortlieb *et al*., 1996b; Delouis *et al*., 1998). Par exemple, vers le sud de la péninsule on observe une stabilité ou même une légère subsidence au Pléistocenè Moyen, alors que dans la partie centrale et nord de la péninsule une surrection supérieure à 0,25 ± 0,5 m/ka a été observée. Les taux de soulèvement dans la partie sud de la péninsule sont de l'ordre de 0,1 m/ka (Ortlieb *et al.*, 1995).

Une série de coupe GPS transverses au terrasses marines nous a permis de calculer, à la fois, les taux de soulèvement du Morro de Mejillones, qui varient entre 0,5 et 0,7 m/ka pendant le dernier demi-million d'années, et ceux de la Pampa de Mejillones, qui varient entre 0,2 et 0,5 m/ka, pour la même période de temps.

L'étude morpho-chronostratigraphique des restes de terrasses marines à Caldera suggère un soulèvement vertical relativement continu pendant les derniers 430 ka, avec une valeur moyenne de 0,34±0,06 m/ka. Des terrasses marines soulevées, étudiées sur 100 km de long vers 28ºS, suggèrent des taux de soulèvement minimum et maximum de 0,23 et 0,39 m/ka, respectivement, avec une moyenne de 0,31 m/ka pour la même période. La variation latérale et/ou temporelle du taux de soulèvement est probablement due à des failles locales, comme on l'observe dans la zone de Caldera. Des données sur le nombre et la position des terrasses pléistocènes âgées de plus de 430 ka et situées à 200 m d'altitude, suggèrent que la région n'a pas été soulevée avec le même taux pendant tout le Quaternaire, un soulèvement beaucoup plus lent ayant eu lieu pendant le Pléistocène, avant 1 Ma.

Le long de la côte des Andes Centrales (**Figure 5.1**) les taux de soulèvement restent variables, avec de zones avec des taux de l'ordre de 0,7 m/ka, comme à Mejillones et San Juan Marcona (sud de Pérou). Dans ce dernier endroit l'effet de la subduction de la Ride de Nazca a été proposé comme principale cause de ces taux de soulèvement élevés. En revanche, à Mejillones ce type d'anomalie bathymétrique n'est pas présent, donc d'autres facteurs liés à la subduction doivent être considérés. Certaines parties sont caractérisés par la proximité du Grand Escarpement Côtier du rivage et ne montrent pas de terrasses marines. Soit ces parties sont associées à des zones stables (sans soulèvement), soit l'érosion marine ne permet pas de préserver les terrasses ni d'estimer le soulèvement.

5.6. Néotectonique et les déformations cassantes.

Une intense tectonique cassante en transtension de direction E-W avec des déplacements verticaux de plusieurs mètres à peut-être plusieurs centaines de mètres a été décrite dans la Península de Mejillones par Armijo et Thiele (1990), Hartley et Jolley (1995), Niemeyer *et al*. (1996), Delouis (1996), Delouis *et al*.(1997, 1998). Cependant ces études ont montré que la deformation pendant le Pléistocène est principalement en extension pure et que dans quelques cas particuliers l'extension pourrait presenter une composante horizontale.

La détermination des tenseurs de contrainte réalisée à partir des méthodes de calcul numérique et par des méthodes d'inversion des données microtectoniques de terrain nous a amené à la caractérisation d'une déformation en extension dans l'ensemble de la Péninsule de Mejillones.

Un régime principalement extensif a été trouvé ayant lieu durant une grande partie du Néogène et la totalité du Pléistocène de la Péninsule de Mejillones. Cependant, de nouvelles évidences de failles inverses d'âge néogène (Miocène Supérieur à Pliocène), permettent de supposer l'occurrence d'évènements sismiques associés à un régime compressif pendant cette période, comme celui mis en évidence dans la zone côtière de Caldera (500 km plus au sud).

La déformation des derniers 20 Ma de la Péninsule de Mejillones est représentée (1) par une période Miocène et Pliocène avec un régime principalement en extension et qui alterne, pendant le Pliocène, avec un faible événement en compression, et (2) par une période pléistocène avec un régime principalement en extension accompagné de mouvements verticaux de la côte.

La direction principale d'extension au Miocène et au Pliocène est E-W. L'analyse plus détaillée de l'extension néogène montre que dans la partie nord de la péninsule, la direction de $\sigma 3$ est NW-SE, et que la partie centrale et sud elle est SW-NE.

Pendant le Pliocène, un épisode compressif de direction E-W affecte les dépôts, tant à Mejillones qu'à Caldera.

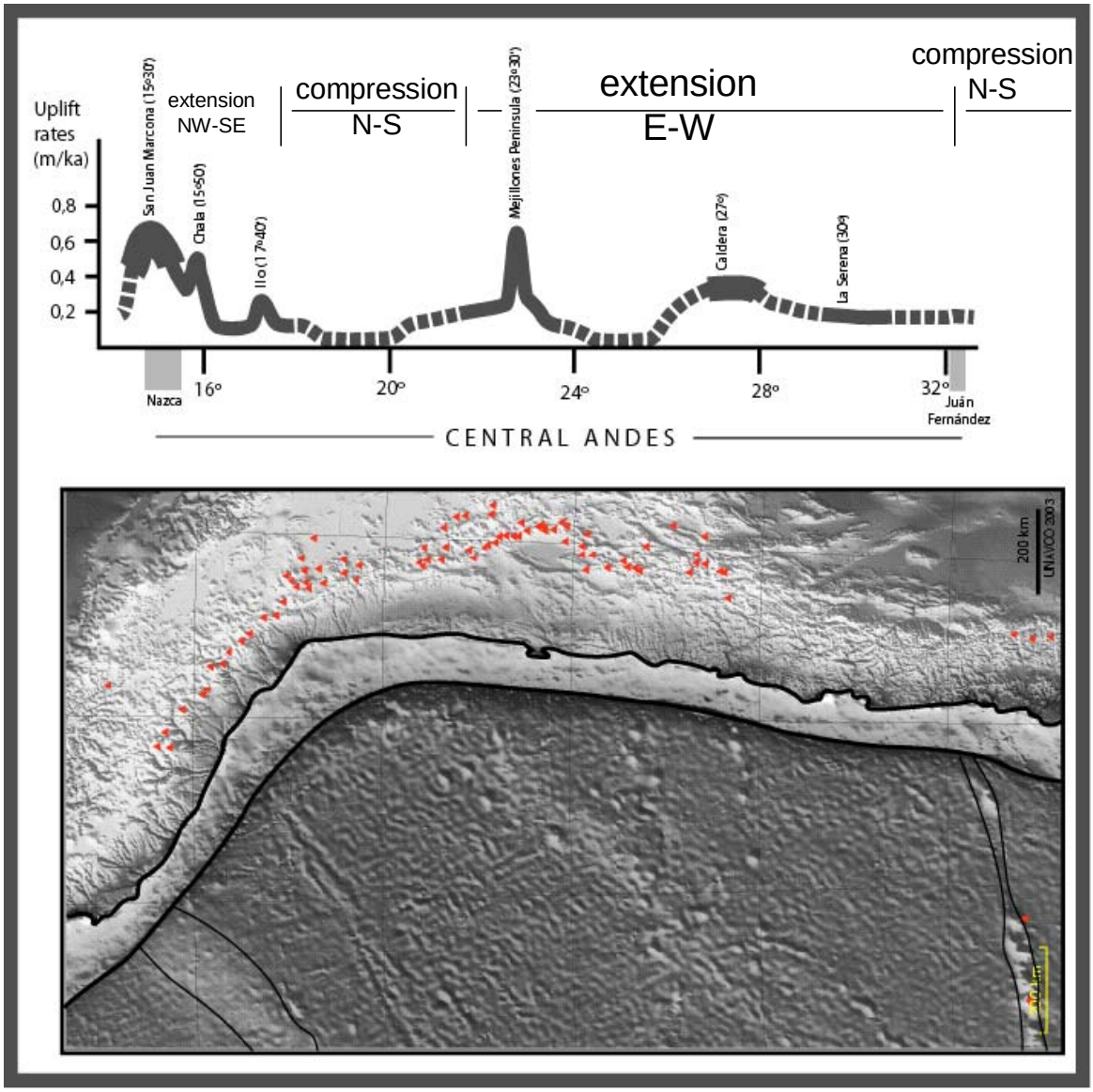


Figure 5.1. Résumé des informations néotectoniques le long de la Cordillère de la Côte des Andes Centrales, pour les derniers 500 ka.

Dans la région de Caldera, un taux de soulèvement vertical moyen à fort (0.34±0.06 m/ka) et une extension NW–SE caractérisent la tectonique de l'avant arc externe, au moins depuis le Pléistocène moyen. Une déformation à grande échelle, du Miocène

supérieur au Pliocène, est caractérisée par une faible extension NE-SW à E-W et une compression NW-SE à E-W. Ces derniers événements compressifs sont probablement d'âge pliocène terminal. Pendant le Miocène-Pliocène, le régime extensif est caractérisé par une extension radiale qui pourrait être expliquée, à cette époque comme pendant le Pléistocène, comme le résultat d'un soulèvement.

Dans la figure 5.1 nous presentons un résumé de la néotectonique de la Cordillère de la Côte des Andes Centrales pour le dernier demi-millon d'années. La zone d'étude est caractérisée par des taux de soulèvement variables et par une extension E-W. Au sud au nord de cet zone les taux de soulèvement restent faibles et la déformation cassante est caractérisée par de failles inverses associées à une compresion N-S.

5.7 Modèle de déformation tectonique

Les déformations en surface dépendent du régime de contraintes s'exerçant sur la plaque supérieure qui est essentiellement fonction du couplage et de la friction qui existent entre les deux plaques. En théorie, les contraintes maximales, $\sigma 1$ en régime compressif ou $\sigma 3$ en régime extensif, sont horizontales et parallèles à la direction de convergence dans les zones de subduction. Par conséquent, les paramètres généraux qui contrôlent le régime de contraintes et les autres paramètres locaux (e.g. vitesse et direction de convergence, rugosité de la plaque en subduction) jouent un rôle fondamental dans le contrôle du style et de l'intensité de la déformation affectant la plaque chevauchante.

En relation avec la déformation historique, les campagnes de microsismicité (Olea *et al*., 1968 ; Arabasz, 1971 ; Comte *et al*., 1994) n'avaient pas conduit à la mise en évidence de sismicité crustale qui pouvait être associée aux failles continentales de la région côtière.

En l'absence de sismicité crustale, il n'est pas possible d'avoir accès à une image instantanée de l'état de contrainte à l'intérieur de la croûte continentale par les méthodes microsismiques. Cependant, si on considère que les taux de convergence actuels sont élevés (~10 cm/an) et que deux séismes majeurs (Mw>8.0) ont eu lieu au siècle dernier dans la partie nord de la région (1868 et 1877), ce qui est synonyme d'un fort couplage sismique entre les deux plaques, nous pouvons dire

que l'état de contrainte actuel à l'intérieur de la croûte continentale proche de la côte est en compression, au moins pendant la période intersismique décrite pour le cycle sismique des tremblements de terre de subduction (Chlieh *et al*., 2004).

Si l'on considère par ailleurs la surrection côtière pendant le Quaternaire et les évidences pendant la déformation cosismique associées au séisme d'Antofagasta 1995 (Ortlieb, 1995; Ortlieb *et al*., 1996b; Delouis, 1996), cela nous permet en première approximation d'associer la déformation cassante et le soulèvement à un même mécanisme directement lié à la subduction (les séismes de subduction).

En considérant que l'état de contrainte actuel dans la croûte continentale de la région est en compression (intersismique), nous supposons que la déformation superficielle en extension Pléistocène, ne reflète pas le régime tectonique de la plaque supérieure. L'existence d'une zone d'extension continentale, en bordure d'une marge de subduction avec couplage par pression, devait donc être expliquée.

Delouis (1996) et Delouis *et al.* (1998) ont proposé que l'existence d'un régime extensif sur le long terme soit due à la flexuration à grande échelle de la région d'avant-arc. Ils ont proposé que la flexuration de la marge et l'extension superficielle qui en résulte, puisse être due à la subsidence de la partie la plus occidentale de la marge, localisée en mer, causée par l'érosion tectonique près de la fosse, et par la surrection de la région côtière causée par le sous-placage du matériel érodé sous la Cordillère de la Côte.

Les études de sismicité historique ont montré (1) que les fortes contraintes extensives (Delouis, 1996; Delouis *et al.,* 1998), (2) que les mouvements vers la fosse (Ruegg *et al*., 1996) et (3) qu'une partie de la surrection côtière (Ortlieb, 1995) de la région frontale d'avant-arc, sont générés par les grands séismes de subduction (extension, migration et soulèvement cosismique), et sont réduits en grande partie lors de la contraction de la région en période intersismique (Chlieh *et al*., 2004).

Les évènements extensifs pléistocènes représentent le relâchement cosismique des contraintes compressives intersismiques qui sont associées au soulèvement de la côte. Donc, les failles normales pléistocènes sont des failles de réajustement gravitaire ou de mouvements tectoniques verticaux tous co-sismiques, avec des mouvements verticaux de la côte (positif et négatif) et sans contrainte latérale, donc avec un régime de contrainte extensif ($\sigma 1 = \sigma v$) pendant le co-sismique.

Le soulèvement et la déformation cassante se produisent simultanément au cours de la déformation continentale qui accompagne un grand séisme de subduction. Les structures de la Péninsule de Mejillones et de Caldera sont considérées comme potentiellement actives durant la période co-sismique.

En relation avec la déformation Miocène et Pliocène, nous pouvons considérer que les conditions de subduction pendant les derniers 20 Ma, ont été similaires aux conditions actuelles. Donc, en première approximation, l'extension trouvée pendant le Miocène et le Pliocène peut être mise en relation avec les mêmes mécanismes proposés pour le Pléistocène. Cependant, nous n'avons pas d'évidences claires de soulèvement néogène. Par exemple, comme on ne connaît pas bien les variations du niveau marin pendant le Pliocène, surtout dans cette région, nous ne pouvons pas estimer un taux de soulèvement précis à partir des terrasses marines formées durant le Pliocène à Mejillones. Ainsi, nous ne savons pas si les anciennes terrasses marines pliocènes ont été élaborées pendant un des épisodes de permanence de hauts niveaux marins et après avoir été soulevées pendant le Pléistocène, ou si réellement elles représentent le soulèvement de la région cumulé pendant les derniers 5 Ma ou plus. Donc, si les terrasses marines pléistocènes permettent de déterminer la surrection côtière dans la région pour les derniers 500 ka, cela n'est pas encore le cas pour tout le Néogène.

La direction de compression pliocène déterminée (E-W) est cohérente avec le calcul des états de contrainte actuel proposés dans cette zone de subduction, qui est aussi E-W, et que l'on peut extrapoler au Pliocène. En première hypothèse, ces déformations en compression peuvent être associées à un changement local de quelques paramètres : (a) - des conditions particulières associées à la subduction comme par exemple un changement de la friction interplaque associée à la subduction d'une aspérité océanique (e.g. seamount); (b) - dans un régime extensif, un coin de réajustement ou d'accommodation en failles inverses, associé à la formation ou la réactivation de failles en extension.

Mais on sait par ailleurs qu'il existe un événement compressif E-W, déterminé dans une grande partie des Andes Centrales et des Andes du Sud (Lavenu et Mercier, 1991; Mercier *et al*., 1992; Lavenu et Cembrano, 1999a, b) qui expliquerait l'existence de failles en compression sur la côte.

REFERENCES

REFERENCES

Achurra L., Marquardt, C., Lacassie, J.P., Le Roux, J.P. 2003. Nódulos de Mn de la Formación Bahía Inglesa: geoquímica, génesis e implicancias paleoambientales. X Congreso Geológico Chileno, Concepción, CD Actas.

Adam J., Reuther, C.D., 2000. Crustal dynamics and active fault mechanics during subduction erosion. Application of frictional wedge analysis on to the North Chilean Forearc. Tectonophysics, 321, 297-325.

Allmendinger R., González G., Yu, J., Hoke, G., Isacks, B. 2005. Trench-parallel shortening in the Northern Chilean Forearc: Tectonic and climatic implications. GSA Bulletin, v. 117, no. 1/2, 89–104.

Anderson E.M. 1951. The dynamics of faulting. Oliver and Boyd edit. Edinburgh.

Anderson R., Densmore, A., Ellis, M. 1999. The generation and degradation of marine terraces. Basin Research 11, 7-19.

Angelier, J. 1994. Fault Slip analysis and palaeostress reconstruction. In Continental Deformation. Pergamon Press, University of Bristol, Chapter 4, p. 53-100.

Angermann D., Klotz, J., Reigber, C. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 171, p. 329-334.

Arabasz W.J., 1971, Geological and geophysical studies of the Atacama Fault Zone in Northern Chile: Ph.D.Thesis (Unpublished), California Institute of Technology, 264 p. Pasadena.

Arancibia G., Cembrano, J., Lavenu, A. 1999. Transpresión dextral y partición de la deformación en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, Aisén, Chile (44-45ºS). Revista Geológica de Chile. Vol, 26, No. 1, p . 3-22.

Armijo R, Thiele, R. 1990. Active faulting in northern Chile: ramp stracking and lateral decoupling along a subduction plate boundary?. Earth and Planetary Science Letters, 98, 40-61.

Audin L., Gérard, H., Riquelme, R., Darrozes, J., Martinod, J., Font, E. 2003. Geomorphological markers of faulting and neotectonic activity along the western Andean margin, northern Chile. Journal of Quaternary Science, 18, 8, 681-694.

Beck M.E., Burmester, R.R., Drake, R.E., Riley, P.D., 1994. A tale of two continentes: Some tectonic contrasts between the central Andes and the North American Cordillera, as illustrated by their paleomagnetic signatures, Tectonics, 13, 215-224.

Bell C., 1982. The Lower Paleozoic Metasedimentary Basement of the Coastal Ranges of Chile Between 25º30' and 27ºS. Revista Geológica de Chile Nº 17, p. 21-29.

Bell C.M., 1987. The origin of the Upper Paleozoic Chañaral mélange of N. Chile. J. Geol. Soc. (Lond.) 144, 599–610.

Bezerra F.H.R., Lima-Filho, F.P., Amaral, R.F., Caldas, L.H.O., Costa-Neto, L.X., 1998. Holocene coastal tectonics in NE Brazil. In: Stewart, I., Vita-Finzi, C. (Eds.), Coastal Tectonics, Special Publication-Geological Society, vol. 146, pp. 279–293.

Braucher R., Brown, E.T, Bourlès, D.L., Colin, F., 2003. In situ-produced 10Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. EPSL, v. 211, p. 251-258.

Brown E.T., Bourlès, D.L., Burchfield, B.C., Qidong, D., Jun, L., Molnar, P., Raisbeck G.M., Yiou, F. 1998. Estimation of slip rates in the Southern Tien Shan using cosmic ray

exposure dates of abandoned alluvial fans. Geological Society of America Bulletin, 110, 3:377-386.

Brown E.T., Edmond, J.M., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Kurz, M.D., and Brook, E.J., 1991, Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced 10Be and 26Al., Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 55, 2269-2283.

Brown E.T., Trull, T.W., Jean-Baptiste, P., Bourlès, D.L., Raisbeck, G.M., Yiou, F. 1996. Direct examination of terrestrial cosmogenic production rates of 10Be, 3He and 3H. Radiocarbon, 38, 1: 151.

Bull W.B. 1991. Geomorphic responses to climate changes. Oxford University Press, New York, 326 p.

Burbank D., Anderson, R. 2001. Tectonic Geomorphology. Blackwell Science, 274p.

Cahill T., Isacks, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets, Vol. 97, No. 12, p. 17503-17529.

Capetta H. 1987. Chondrichthyes II. Gustav Fischer Verlag (eds), Handbook of Palaeoichthyology Volume 3B.

Carey E. 1976. Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement. Thèse de Doctorat, Univ. Paris XI, 138 p

Carey E. 1979. Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 21, 1, 57-66.

Carey E., Brunier B. 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle élémentaire applique l'étude d'une population de failles. C.R. Acad. Sci. Paris, S,r. D 279, 891-894.

Carey E., Mercier J.L. 1987. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of Southern Peru. Earth and Planetary Science Letters, 82, 165-179.

Carretier S., Lucazeau F., Ritz J-F., Philip H. 2002b. Comparison of Morphologic dating models to date cumulative reverse fault scarp. J. Geophys. Res., 107(B10), 2224,doi:10.1029/2000JB000028.

Carretier S., Lucazeau F., Ritz, J-F.,. 1998. Approche numérique des interactions entre faille active, climat et érosion: exemple de la faille de Bogd, Gobi Altay, Mongolie. C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes, 326.

Carretier S., Ritz, J.F., Jackson, J. and Bayasgalan, A., 2002a. Morphological dating of cumulative reverse fault scarp: examples from the Gurvan Bogd fault system, Mongolia. Geophys. J. Int., 148, 256–277.

Chappell J., Shackleton, N.J. 1986. Oxigen isotopes and sea level. Nature, v.324, p. 137-140.

Charrier R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstitución paleogeográfica y paleoclimática: Universidad de Chile, Comunicaciones, 26, 1-37.

Chlieh M. 2003. Le cycle sismique décrit avec les données de la Géodésie Spatiale (interférometrie SAR et GPS différentiel): variations spatio-temporelles des glissements stables et instables sur l'interface de subduction du Nord Chili. These de Doctorat de l'Institut de Physique du globe de Paris, France, 139 p.

Chlieh M., Chabalier, J.B., Ruegg, J.C., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J., Feigl, K.L. 2004. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. Geophys. J. Int. 158, 695-711.

Comte D., Haessler, H., Dorbath, L., Pardo, M., Monfret, T., Lavenu, A., Pontoise, B., Hello, Y. 2002. Seismicity and stress distribution in the Copiapo, northern Chile subduction zone using combined on- and off-shore seismic observations. Physics of the Earth and Planetary Interior, 132, (1-3), 197-217.

Comte D., Pardo, M. 1991. Reappraisal of Great Historical Earthquakes in the Northern Chile and Southern Peru Seismic Gaps. Natural Hazards, 4: 23-44.

Comte D., Pardo, M., Dorbath, L., Dorbath, C., Haessler, H., Rivera, L., Cisternas, A., Ponce, L. 1994. Determination of seismogenic interplate contact zone and crustal seismicity around Antofagasta, northern Chile, using local data. Geophys. J. Int., 116, 553-561.

Comte D., Suárez, G. 1995. Stress distribution and geometry of the subducting Nazca plate in northern Chile using teleseismically recorded earthquakes. Geophys. J. Int., 122, 419-440.

Cortés J., Marquardt, C., González, G., Wilke, H., Marinovic, N. (en prep.). Carta Mejillones y Península de Mejillones, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Cross T. A., Pilger, R. H. 1982. Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. Bull. Geol. Soc. Am. 93, 545-62.

Delouis B. 1996. Subduction et deformation continental au Nord-Chili. These de Doctorat, Université Luis Pasteur de Strasbourg. France.

Delouis B., Monfret, T., Dorbath, L., Pardo, M., Rivera, L., Comte, D., Haessler, H., Caminade, J.P., Ponce, L., Kausel, E., Cisternas, A. 1997. The Mw= 8.0 Antofagasta (Northern Chile) Earthquake of 30 July 1995: A Precursor to the End of the Large 1877 Gap. Bull. Of the Seismological Society of America, 87(2): 427-445.

Delouis B., Philip, H., Dorbath, L., Cisternas, A. 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. Geophys. J. Int., 132, 302-338.

DeMets C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S. 1990. Current plate motions: Geophysical Journal International, v. 101, p. 425-478.

DeMets C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S. 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. Geophysical Research Letters, 21, 20, 2191-2194.

Dewey J., Lamb, S. 1992. Active tectonics of the Andes. Tectonophysics, 205, 79-95.

Dorbath L., Cisternas, A., Dorbath, C. 1990. Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. Bull. Seismo. Soc. Am., 80 (3), 551-576.

Dorn R.I, Phillips, F.M. 1991. Surface exposure dating: Review and critical evaluation. Physical Geography, 12, 4: 303-333.

Echecopar A. 1984. Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulations de déformation plastiques (approche mathématique). Thèse d'Etat, Montpellier, 270 p.

Etchecopar A., Mattauer, M. 1988. Méthodes dynamiques d'analyse des populations de failles. B.S.G.F., 8(IV,2), 289-302.

Etchecopar A., Vasseur, G., Daignières, M. 1981. An inverse problem in microtectonics de for the determination of stress tensors from fault striation analysis. J. Struct. Geol., 3(1), 56-65.

Ferraris F., Di Biase, F. 1978. Hoja Antofagasta. Carta geologica de Chile N° 30, 48 p. Sernageomin Chile (ex-IIG), mapa escala 1:250.000.

Gallup C.D., Edwards, R.L., Johnson, R.G. 1994. The timing of high sea levels over the past 200,000 years. Science 263, 796– 800.

García F., 1967. Geología del Norte grande de Chile. Soc. Geol. Chile. Simposium sobre geosinclinal andino, (3), p. 138.

García M., Herail, G., Charrier, R., Mascle, G., Fornari, M., Perez de Arce, C. 2002. Oligocene – Neogene tectonic evolution of northern Chile (18° - 19°S). In Fifth International Symposium of Andean Geodynamics, Toulusse, France, p. 235 – 237.

Gillespie A.R., Molnar, P. 1995. Asynchronous maximum advances of mountain and continental glaciers. Reviews of Geophysics, 33 (3): 311-364.

Godoy E., Lara, L. 1998. Hojas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, n° 5-6, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Godoy E., Lara, L. 1999. Hoja Flamenco, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, n° 15, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Godoy E., Marquardt, C., Blanco, N. 2003. Carta Caldera: región de Atacama, Carta Geológica de Chile, Serie Geologia Básica, Escala 1:100.000, n.76, 36 p., Santiago, SERNAGEOMIN.

González G., Carrizo, D., 2003. Segmentación, cinemática y cronología relativa de la deformación tardía de la Falla Salar del Carmen, Sistema de Fallas de Atacama, (23°40'S), norte de Chile. Revista Geológica de Chile, v. 30, n. 2, p. 223-244.

González G., Carrizo, D., 2005. Fe de errata: Segmentación, cinemática y cronología relativa de la deformación tardía de la Falla Salar del Carmen, Sistema de Fallas de Atacama, (23°40'S), norte de Chile. Revista Geológica de Chile, Vol. 32, No. 1, p. 159.

González G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A., Schneider, H. 2003. The link between forearc tectonics and Pliocene–Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile: Journal of South American Earth Sciences, v. 16, p. 321-342.

Goy J., Macharé, J., Ortlieb, L., Zazo, C. 1992. Quaternary shorelines in southern Peru: a record of global sea-level fluctuations and tectonic uplift in Chala Bay. Quaternary International, 15/16, 99-112.

Gripp A.E., Gordon, R.G., 1990. Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. Geophysical Research Letters, 17: 1109-1112.

Gutscher M.A., Apakman, W., Bijwaard, H., Engdahl, E.R. 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. Tectonics, 19, 5, 814-833.

Hanson K., Wesling, J., Lettis, W., Kelson, K., Mezger, L. 1994. Correlation, ages, and uplift rates of Quaternary marine terraces: South-central coastal California. In Alterman, I.B., McMullen, R. B., Cluff, L. S. y Slemmons, D. B. (eds.), Seismotectonics of the Central California Coast Range: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 292, 45-71.

Hardenbol J., Thierry, J., Farley, M.-B., Jacquin, T., Graciansky, C., Vail, P.-R. 1998. Mesozoic and Cenozoic Sequence Chonostratigraphic Framework of European Basins. In de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T. and Vail, P.-R., eds., Mesozoic and Cenozoic Séquense Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication 60.

Hartley A, Jolley, E. 1995. Tectonic implications of Late Cenozoic sedimentation from the Coastal Cordillera of northern Chile (22-24°S). Journal of geological Society, 152, p 51-63.

Hartley A.J. et Chong, G., 2002. Late Pliocene age for the Atacama Desert: implications for the desertification of western South America. Geology 30 (1), 43– 46.

Herm D. 1969. Marines Pliozän in Nord und Mittel Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Molluskenfaunen. Zitteliana, Vol 2, p. 1-159.

Hervé M. 1987. Movimiento normal de la Falla Paposo, Zona de Falla de Atacama, en el Mioceno. Revista Geológica de Chile, No. 31, p. 31-36.

Ibaraki M. 2001. Neogene planktonic foraminifera of the Caleta Herradura de Mejillones section in northern Chile: Biostratigraphy and paleoceanographic implications. Micropaleontology, vol. 47, no. 3, 257-267.

Isacks B. 1988. Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian Orocline. Jour. Geophys. Res., Vol 93, p. 3211 – 3231.

Jordan T., Isack, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V., Ando, J., 1983. Andean tectonics related to geometry of suducted Nazca plate. Geological Society of America, Bulletin 94(3): 341-361, Boulder.

Kay S.M., Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C, Gordillo, C.E., 1988. Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28°S and 33°S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone: J.S. Am. Earth Sci., v1, p.21-38.

Kendrick, K.J., Philip, H., Raisbeck, G., Schlupp, A., Schwartz, D.P., and Yiou, F., 2003, Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with 10Be dates, JGR, 108(B3), 2162, doi :10.1029/2001JB000553.

Kern J., Rockwell, T. 1992. Cronology and deformation of Quaternary merine shorelines, San Diego Country, California. Quaternary Coasts of the United States: Marine and Lacustrine Systems, SEPM Spetial Publication, No. 48, 377-382.

Kley J, Monaldi, C, Salfity, J. 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland, causes and consequences. Tectonophysics, Vol 301, p. 75 - 94.

Klotz J., Angermann, D., Michel, G.W., Porth, R., Reigber, C., Reinking, J., Viramonte, J., Perdomo, R., Rios, V.H., Barrientos, S., Barriga, R., Cifuentes, O. 1999: GPS-derived deformation of the Central Andes including the 1995 Antofagasta Mw = 8 0 earthquake, Pa. Geoph, v. 154, 709-730.

Krebs W, Aleman, A, Padilla, H, Rosenfeld J, Niemeyer, H. 1992. Age and palleoceanographic significance of the Caleta Herradura diatomite, Peninsula de Mejillones, Antofagasta, Chile. Rev. Geol. de Chile, Vol. 19, No. 1.

Lal D., 1991, Cosmic ray labelling of erosion surfaces: In-situ nuclide production rates and erosion models: Earth and Planetary Science Letters, v. 104, p. 424-439.

Lallemand S. 1999. La subduction océanique. Gordon and Breach Science Publishers, France, 194.

Lamb S., Hoke, L., Kennan, L., Dewey, J., 1997. Cenozoic evo-lution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. Geol. Soc. Spec. Publ. 121, 237– 264.

Lambeck K., Esat, T., Potter, E.-K. 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. Nature, 419, 12, 199-206.

Larson K.M., Freymuller, J.T., Philipsen, S. 1997. Global plate velocities from the Global Positioning System, Geophys. Res. Lett., 102 (B5), 9961-9981,.

Lavenu A., Cembrano, J. 1999a. Compressional and transpressional stress pattern for the Pliocene and Quaternary, Andes of Central and Southern Chile. Journal of Structural Geology, 21, 1669-1691.

Lavenu A., Cembrano, J. 1999b. Estados de esfuerzo compresivo plioceno y compresivo-transpresivo pleistoceno, Andes del sur, Chile (38-42º30'S). Revista Geológica de Chile, Vol. 26, No. 1, 67-87.

Lavenu A., Mercier J.L. 1991. Evolution du régime tectonique de l'Altiplano et de la Cordillère orientale des Andes de Bolivie du Miocène supérieur à l'Actuel. Géodynamique. 6, 1 : 21-55.

Le Roux J., Gomez, C., Olivares, D., Middleton, H. 2005. Determining the Neogene behavior of the Nazca plate by geohistory analysis. Geology, v. 33, no. 3, p. 165–168.

Macharé J. et Ortlieb, L. 1992. Plio-Quaternary vertical motions and the subductión of the Nazca Ridge, central coast of Peru. Tectonophysics, 205, 97-108.

Marquardt C. 1999. Neotectónica de la franja costera y aportes a la geología regional entre Caldera y Caleta Pajonal (27º00'-27º 45'), III Región de Atacama. Tesis de Magíster (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 297 p.

Marquardt C., Braucher, R., Ritz, J-F., Philip, H., Bourles, D., Lavenu, A., Delouis, B., Ortlieb, L., 2002. Late Quaternary slip rates of the Mejillones Fault, Northern Chile (23°S), using 10Be dates. 5th International Symposium of Andean Geodynamics (ISAG), Toulouse, 409 - 412 pp.

Marquardt C., Lavenu, A,, Ortlieb, L. 2000. Tectónica compresiva Neógena en el dominio costero del área de Caldera y Mejillones. IX Congreso Geológico Chileno, V2, 583-587 pp.

Marquardt C., Wilke, H., Frassinetti, D., Marinovic, N., Vargas, G., Suarez, M.E. 2003a. Cambios relativos del nivel del mar durante el Neógeno: el caso de la Formación La Portada, Península de Mejillones. X Congreso Geológico Chileno, Concepción, CD Actas.

Marquardt C., Ritz, J., Philip, H., Bourles, D., Braucher, R., Lavenu, A., Ortlieb, L., Delouis, B., 2003b. Slip rates of a late quaternary normal fault in Mejillones Peninsula (23°s), estimated using 10Be exposures ages. 10° Congreso Geológico Chileno, CD Actas.

Marquardt C., Lavenu, A., Ortlieb, L., Godoy, E., Comte, D., 2004. Coastal Neotectonics in Southern Central Andes: Uplift Rates and Strain Patterns in the Caldera Area, Northern Chile (27ºS). Tectonophysics, Vol 394/3-4 pp 193-219.

Marquardt C., Fornari, M., Lavenu, A., Vargas, G., Ortlieb, L., Ritz, J.F., Philip, H., Marinovic, N. 2005. Volcanic ash dating from the Mejillones Peninsula (23ºS): Implications for the Neogene outer fore-arc stratigraphy, tectonics and volcanic relationships. *VI* ISAG, Barcelona, 477.

Marrett R., Allmendinger, R.W. 1990. Kinematic analysis of fault slip data. Journal of Structural Geology, Vol. 12, No. 8, p. 973-986.

Mercier J.L., Sébrier M., Lavenu A., Cabrera J., Bellier O., Dumont J.F., Macharé J. 1992. Changes in the tectonic regime above a subduction zone of Andean type: the Andes of Peruand Bolivia during the Pliocene-Pleistocene. Journal of Geophysical Research, vol. 97 (B8) : 11945-11982.

Mortimer C., 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. J. of Geol. Soc., London, 129, 5, 505-526.

Mortimer C., 1980. Drainage evolution in the Atacama Desert of northernmost Chile. Revista Geológica de Chile, 11, 3-28.

Mortimer C., Saric, N. 1972. Landform Evolution in the Coastal Region Tarapaca Province Chile. Rev. Géomorphol. Dynamique, 21, 162-170.

Mpodozis C., Allmendinger, R., 1992. Extensión cretácica a gran escala en el Norte de Chile (Puquios- Sierra Fraga, 27ºS): significado para la evolución tectónica de los Andes. Revista Geológica de Chile, Vol. 19, No. 2.

Mpodozis C., Ramos, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. Geology of the Andes and its Relation to Hidrocarbon and Mineral Resources. G.E. Ericksen, M.T. Cañas - Pinochet & J.A. Reinemund editores, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, v. 11.

Muizón C. De , Vries, T.J. De. 1985. Geology and Paleontology of the Cenozoic marine deposits in the Sacaco area (Perú). Geologische Rundschau, Vol. 74, No. 3, p. 547-563.

Naranjo J., Paskoff, R. 1980. Evolución Geomorfológica del desierto de Atacama entre los 26 y 33° latitud sur: revisión cronológica. Revista Geológica de Chile, No. 10, p. 85-89.

Niemeyer H., Gonzalez, G., Martinnez-De los Rios, E. 1996. Evolucion tectonica cenozoica del margen continental activo de Antofagasta, Norte de Chile. Rev. Geol. de Chile, Vol. 23, No. 2, p. 165-186.

Nishenko S.P. 1991. Circum-Pacific seismic potenial: 1989-1999. Pure Appl. Geophys., 135, 169-259.

Nishiizumi K., Lal, D., Klein, J., Middleton, R., Arnold, J.R. 1986. Production of 10Be and 26Al by cosmic rays in terrestrial quartz in-situ and implication for erosion rates. Nature, 319: 134-136.

Noller J.S., Sowers, J.M., Lettis, W.R. 2000. Quaternary geochronology methods and applications. AGU Reference shelf 4, American geophysical Union, Washington.

Norabuena, E.O., Dixon, T.H., Stein, S.,. Harrison, C.G.A 1999. Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific plate motion. Geophys. Res. Lett., 26 (22), 3405-3408.

Okada, A. 1971. On the neotectonics of the Atacama fault zone region. Preliminary notes on late Cenozoic faulting and geomorphic developement of de Coast Range of northern Chile. Bulletin of the Departament of Geography Kyoto University, Vol. 3, p. 47-65.

Olea, R., Kausel, E., Cisternas, A. 1968. A study of the crust and upper mantle of the northern Chile. Carnegie Institution. Year Book 1967-1968, pp. 367.

Oleskevich, D.A., Hyndman, R.D., Wang, K. 1999. The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile. J. Geophys. Res., 104, 14965-14991.

Ortlieb L. 1993. Vertical motions inferred from Pleistocene shoreline elevation in Mejillones Peninsula, Northern Chile: some reassessments. II ISAG, Oxford (UK), 125-128.

Ortlieb L., Macharé, J., 1990. Geocronología y morfoestratigrafía de terrazas marinas del Pleistoceno superior: El caso de San Juan-Marcona, Perú. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 81, 87-106.

Ortlieb L, Guzmán, N., 1994. La Malacofauna Pleistocena de la Región de Antofagasta: Variaciones en la Distribución Biogeográfica y Potencial Paleoceanográfico. VII Congreso Geológico Chileno, Actas Vol I, p 498-502.

Ortlieb L, in coll. with Goy, J.L, Zazo, C, Hillaire-Marcel, Cl, Vargas, G. (1995). Late Quaternary Costal Changes in Northern Chile. Guidebook for a fieldtrip, II annual meeting of the International Geological Correlation Program (IGCP), Project 367 (Antofagasta-Iquique, 23-25 Nov. 1995). ORSTOM, Antofagasta, 175 pp.

Ortlieb L., Zazo, C., Goy, J., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Cournoyer, L., 1996a. Coastal Deformation and Sea-level Changes in the Northern Chile Subduction Area (23ºS) During the Last 330 Ky. Quaternary Science Reviews. vol. 15, p. 819-831.

Ortlieb L, Barrientos, S, Guzmán, N (1996b). Coseismic coastal uplift and coralline algae record in northern Chile: the 1995 Antofagasta earthquake case. Quaternary Science Reviews. 15, 949-960.

Ortlieb L, Diaz, A, Guzmán, N (1996c). A warm interglacial episode during oxygen isotope stage 11 in Northern Chile. Quaternary Sci. Rev., 15: 857-871.

Ortlieb L., Goy, J., Zazo, C., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Gúzmán, N., Thiele, R. 1996d. Quaternary Morphostratigraphy and vertical deformation in Mejillones Peninsula, Northern Chile. III ISAG, St Malo (France), 211-214.

Ortlieb L., Guzmán, N., Marquardt, C., Vargas, G. (1997). El Cuaternario marino del norte de Chile: revisiones cronologicas e identificacion posible de depósitos de 400 ka. VII Congreso Geologico de Chile, Vol. 1, 371-375.

Ortlieb L., Guzman N., Marquardt C., 2003. A longer-lasting and warmer interglacial episode during isotopic stage 11: marine terrace evidence in tropical western Americas. In: Earth's climate and orbital eccentricity, the marine isotope stage 11 question. A. W. Droxler, R. Z. Poore & L.H. Burckle (editors). Geophysical Monograph, 137: 157-180.

Ota Y., Paskoff, R., Miyauchi, T., Koba, M. 1995. Plio-Quaternary marine terracas and their deformation along the Altos de Talinay, north-central Chile. Revista Geológica de Chile, 22, 1, 89-102.

Pardo-Casas F., P. Molnar (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since late Cretaceous time. Tectonics, 6, 233-248.

Paskoff R. 1999. Contribuciones al conocimiento del Cuaternario marino del centro y del norte de Chile. Revista de Geografía Norte Grande, 26, 43-50.

Paskoff R., 1978-1979. Sobre la evolución geomorfológica del gran acantilado costero del Norte Grande de Chile. Norte Grande, Instituto Geográfico, Universidad Católica de Chile N° 6, Santiago, Chile.

Pilger R. 1984. Cenozoic plate kinematic, subduction and magmatism: South American Andes. J. Geol. Soc. London., v.141, p.793-802.

Radtke U. 1987. Paleo sea levels and discrimination of the last and the penultimate interglacial fossiliferous deposits by absolute dating methods and geomorphological investigations illustrated from marine terraces in Chile. Berliner geographische Studien, 25, 313-342.

Radtke U. 1989. Marine Terrassen und Korallenriffe. Dans Probleem der Quaetären Meeresspiegelschwankungen erläntert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados. Düsseldorfer geographische Schriften, Heft 27, 245 p.

Raisbeck G.M., Yiou, F. 1980. 10Be in polar ice as a record of solar activity. in: R.O. Pepin, J.A. Eddy and R.B. Merrill (editors), Ancient Sun, pp. 185-190.

Raisbeck G.M., Yiou, F., Bourles, D., Brown, E., Deboffle, D., Jouhanneau, P., Lestringuez, J., Zhou, Z.Q. 1994, The AMS facility at Gif-sur-Yvette: progress, perturbations and projects., Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, v. 92, p. 43-46.

Ramos V. 1996. Geología de la Región del Aconcagua. Marco geológico. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación, Anales Nº 24, República Argentina.

Ratusny A., Radtke, U. 1988. Jüngere ergebnisse küstenmorphologischer untersuchungen im ‘Grossen Norden’ Chiles. Hamburger Geographische Studien, 44, 31-46.

Riquelme R., Martinod, J.: Hérail, G., Darrozes, J., Charrier, R. 2003. A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). Tectonophysics, v. 361, p. 255-275.

Ritz J.F. 1991. Evolution du champ de contraintes dans les Alpes du sud depuis la fin de l'Oligocène. Implications sismotectoniques. Thèse présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc pour obtenir le diplôme de doctorat. Université de Montpellier II, 187 p.

Ritz J.F. 2003, Analyse de la tectonique active en domaine continental: Approche morphotectonique et paleosismologique, Habilitation à Diriger les Recherches thesis, Universté Montpellier II, vol. 1, 72 p.

Ritz J.F., Brown, E.T., Bourlès, D.L., Philip, H., Schlupp, A., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Enkhtuvshin, B. 1995. Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates: Application to the Bogd fault, Gobi-Altaï, Mongolia. Geology, 23 (11): 1019-1022.

Ritz J.F., Taboada, A. 1993. Revolution stress ellipsoids in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods. Bull. Soc. Géol. France, no. 4, 519-531.

Rojo M. 1985. Un aporte al conocimiento del Terciario marino: Formación Bahía Inglesa. In Congreso Geológico Chileno, No. 4, Actas, Vol. 1, p. 514-532. Antofagasta.

Roperch P, M. Fornari, G. Herail, G. Parraguez. 2000. Tectonic rotations within the Bolivian Altiplano: Implications for the geodynamic evolution of the central Andes during the late Tertiary. J. Geophys. Res., 105. 795 – 820.

Ruddiman W.F., Raymo, M.E., Martinson, D.G., Clement, B.M., Backman, J. 1989. Pleistocene evolution: Northern hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean. Paleoceanography 4, 353-412.

Ruegg J., Campos, J., Armijo, R., Barrientos, S., Briole, P., Thiele, R., Arancibia, M., Canuta, J., Duquesnoy, T., Chang, M., Lazo, D., Lyon-Caen, H., Ortlieb, L., Rossignol, J., Serrurier, L. 1996. The Mw=8.1 Antofagasta (North Chile) Earthquake of July 30, 1995 : Firts results from teleseismic and geodetic data. Geophys. Res. Lett., 23, 9, 917-920.

Ruff L., Kanamori, H. 1983. Seismic coupling and uncoupling at subduction zones. Tectonophysics. 99, 99-117.

Scheuber E., Reutter, K.J. 1992. Magmatic arc tectonics in the central Andes between 21jS and 25jS. Tectonophysics 205, 127– 140.

Shackleton N.J. 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. Quat. Sci. Rev. 6, 183-190.

Shackleton N.J., Berger, A., Peltier, W.R. 1990. An alternate astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci. 81, 251-261.

Shackleton N.J., Opdyke, N.D. 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic Stratigraphy of the Ecuatorial Pacific cores V28-238: Oxygen isotope and ice volumen on as 105 years and 106 years scale. Quat. Res., 3, 39-55.

Shemenda, A.I. 1993. Subduction of lithosphere and back-arc dynamics: insigths from physical modeling. J. Geophys. Res., 98. 16,167-16,185.

Siame L. 1998. Cosmonucléide Produit In-situ (10Be) et Quantification de la Déformation Active dans les Andes Centrales. Thèse de Doctorat, Université de Paris-Sud, U.F.R. Scientifique d'Orsay, France, 373.

Siame L., Bellier, O., Sébrier, M., Bourlés, D., Leturmy, P., Pérez, M. & Araujo, M. 2002. Seismic hazard reappraisal from combined structural geology, geomorphology and cosmic

ray exposure dating analyses: the Eastern Precordillera thrust system (NW Argentina). Geophysical Journal International, 150, 241-260.

Siame L., Bourlès, D., Sébrier, M., Bellier, O., Castano, J., Araujo, M., Pérez, M., Raisbeck, G. & Yiou, F. 1997a. Cosmogenic dating from 20 to 700 ka of a series of alluvial fan surfaces affected by El Tigre fault, Argentina. Geology, 25, 11, 975-978.

Siame L.L., Bourlès, D.L., Sébrier, M., Bellier, O., Castano, J.C., Araujo, M., Perez, M., Raisbeck, G.M., Yiou, F. 1997b. Cosmogenic dating ranging from 20 to 700 ka of a series of alluvial fan surfaces affected by the El Tigre fault, Argentina. Geology, 25 (11): 975-978.

Somoza R. 1998. Updated Nazca (Farallon)- South America relative motions during the last 40 My : Implications for mountain building in Central Andean region. J. of South Am. Earth Sc., 11, 211-215.

Somoza R., Tomlinson, A. 2002. Paleomagnetism in the Precordillera of northern Chile (22°30S): implications for the history of tectonic rotations in the Central Andes, Earth Planet. Sci. Lett., 94, 369–381.

Storm J., Weltje, G., Van Dijke, J., Geel, C., Kroonenberg S. 2002. Process-reponse modeling of wave-dominated coastal systems: simulating evolution and stratigraphy on geological timescales. Journal of Sedimentary Research, 72, 2, 226-239.

Suárez G. D., Comte, 1993. Comment on "Seismic coupling along the Chilean subduction zone" by B. W. Thichelaar and L. R. Ruff. J. Geophys. Res., 98, 15,825-15,828.

Suárez M.E., Marquardt, C. 2003. Revisión preliminar de las faunas de peces elasmobranquios del Mesozoico y Cenozoico de Chile y comentarios sobre su valor cronoestratigráfico. In Congreso Geológico Chileno, No. 10, Seción temática 3, CD Rom. Concepción.

Suárez M.E., Marquardt, C. Lavenu, A., Marinovic, N., Wilke, H. 2003. Vertebrados marinos de la Formación La Portada, II Región, Chile. X Congreso Geológico Chileno, CD Actas.

Suárez M. E., Lamilla, J., Marquardt, C. 2004. Peces Chimaeriformes (Chondrichthyes, Holocephali) del Neógeno de la Formación Bahía Inglesa (Región de Atacama, Chile). Revista Geológica de Chile, Vol. 31, No. 1, p. 105-117.

Tassara A. 2002. Nazca-south America interaction: Review of a 2D flexural analysis along the central Andean Forearc. Proc. V. ORSTOM ISAG Toulouse, pp. 625-628.

Tassara A., Yáñez, G. 2003 Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). Rev. geol. Chile, vol.30, no.2, p.159-186.

Tomlinson A., Blanco, N. 1997a. Structural evolution and displacement history of the west fault system, precordillera, Chile: Part 1, synmineral history. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas Vol III, 1873-1877.

Tomlinson A., Blanco, N. 1997b. Structural evolution and displacement history of the west fault system, precordillera, Chile: Part 2, postmineral history. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas Vol III, 1873-1877.

Trenhaile A. S. 2002. Modeling the development of marine terraces on tectonically obile rock coasts. Marine Geoogy, 185, 341-361.

Tricart J. 1947. Méthode d’étude des terrasses. Bul. Soc. Géol. France., v.17, pp.559-575.

Uyeda S. 1982. Subduction zones: an introduction to comparative subductolgy. Tectonophysics, 81, 133-159.

Uyeda S., 1987. Chilean vs. Mariana type subduction zones with remarks on arc volcanism and collision tectonics. Geodynamics Series, AGU, v. 18, 1-7.

Uyeda S., Kanamori, H. 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. J. Geophys. Res., 84,1049-1061.

Valdebenito E. 1989. Los fosfatos de Península de Mejillones. Innovación, años 2, no. 1, 24-29.

Van der Woerd J., F.J. Ryerson, P. Tapponnier, A.-S. Meriaux, Y. Gaudemer, B. Meyer, R.C. Finkel, M.W. Caffee, Z. Guaguang, X. Zhiqin 2000. Uniform Slip-Rate along the Kunlun. Fault: Implications for seismic behaviour and large-scale tectonics. Geophys. Res. Lett., 27, 2353-2356.

Van der Woerd J., Ryerson, F., Tapponnier, P., Gaudemer, Y.,Finkel, R., Meriaux, A.S., Caffee, M., Guoguang, Z., Qunlu, H. 1998. Holocene left-slip rate detemined by cosmogenic surface dating on the Xidatan segment of the Kunlun fault (Qinghai, China). Geology, 26, 695-698.

Vargas G., 1996. Evidencias de cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario en la zona de Antofagasta, II Región. Tesis Ms. Cs., Departamento de Geología, Universidad de Chile, 174 p.

Vargas G., Ortlieb, L., Chapron, E., Valdes, J., Marquardt, C. 2005. Paleoseismic inferences from a high-resolution marine sedimentary record in northern Chile (23°S). Tectonophysics 399, 381-398.

Vargas G.,Ortlieb, L., Rutllant, J., 2000. Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur: Revista Geológica de Chile, v. 27, n. 2, p. 157-176.

von-Huene R., and Ranero, C.R., 2003, Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile: Journal of Geophysical Research, v. 108, p. 10-26.

Wallace R.E. 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. J. Geol., Chicago, 59, 118-130.

Wells D.L., and Coppersmith, K.J., 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 84, p. 974-1002.

Wortel M. 1984. Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone. J. Geol. Soc. London. 141, 783-791.

Yañez G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., Selles, D. 2002. The Challenger-Juan Fernandez-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33–34ºS: Geodynamic evidence and im-plications, J. S. Am. Earth Sci., 15, 23– 38.

Zazo C. 1999. Interglacial sea levels. Quaternary Internacional, 55, 101-113.

Zazo C., Ortlieb, L., Goy, J., Macharé, J. 1994. Fault tectonic and crustal vertical motions on the coast of southern Peru. Bull. INQUA N.C., 31-33.

Ziegler A., Barret., S., Scotese. C., 1981. Paleoclimate, sedimentation, and continental accretion: Phil. Trans. R. Soc. London. V.A301, 253-264.

Neogene deformation along the northern Chile coastal area (23º-27º S),

Central Andes fore arc

Abstract

In northern Chile the Mejillones Peninsula (23ºS) and the Caldera (27°S) areas were studied to understand the relations between brittle deformation and coastal uplift. The stratigraphic and morphostratigraphic analyses make it possible to calculate the coastal uplift rates. The dating of alluvial fan surfaces by *in-situ* ^{10}Be method is used to characterize the paleoclimate and calculate fault slip rates during Upper Pleistocene. The fault analysis allows to calculate the directions of extension and compression. In conclusion we discuss neotectonic chronology and subduction seismic behaviours.

AUTEUR: Carlos Jorge MARQUARDT ROMAN

TITRE: Déformations néogènes le long de la côte nord du Chili (23°-27° S), avant-arc des Andes Centrales

DIRECTEURS DE THESE: Alain Lavenu et Luc Ortlieb

RESUME

La zone d'étude correspond à la Péninsule de Mejillones (23ºS) et la zone de Caldera (27°S), au nord du Chili. L'objectif est de comprendre les relations entre la déformation cassante et le soulèvement de la côte depuis le Miocène, et de replacer ces déformations dans le contexte de la convergence entre la plaque de Nazca et la plaque d'Amérique du sud. Les analyses stratigraphiques et morphostratigraphiques permettent de déterminer les mouvements verticaux de la côte. Les datations des surfaces des cônes alluviaux par la méthode des cosmonucléides produit *in-situ* sont utilisées pour caractériser les processus climatiques et tectoniques du Pléistocène supérieur. Enfin, l'analyse des failles permet de calculer les directions d'extension et de compression. En conclusion on discute leur chronologie et le comportement sismique de la région.

MOTS-CLES : déformation cassante, taux de soulèvement, néotectonique, terrasses marines, cosmonucléides, taux de déplacement, extension cosismique, subduction, Chili, avant-arc, Andes Centrales.

DISCIPLINE ADMINISTRATIVE : Sciences de la Vie et de la Terre

---

ADRESSE DU LABORATOIRE : LMTG, 14 avenue Edouard Belin, 31400, Toulouse France