ESSENER GEOGRAPHISCHE ARBEITEN

Band 29

Gerhard Schellmann

Jungkänozoische Landschaftsgeschichte Patagoniens (Argentinien)

Andine Vorlandvergletscherungen, Talentwicklung und marine Terrassen



ESSENER GEOGRAPHISCHE ARBEITEN

Herausgegeben von: G. Henkel, D. Kelletat, W. Kreuer, W. Trautmann und H.-W. Wehling

Institut für Geographie

Schriftleitung: G. Schellmann

Die Deutsche Bibliothek – CIP-Einheitsaufnahme

Schellmann, Gerhard:

Jungkänozoische Landschaftsgeschichte Patagoniens (Argentinien): andine Vorlandvergletscherungen, Talentwicklung und marine Terrassen / Gerhard Schellmann. - Essen: Klartext, 1998 (Essener geographische Arbeiten; Bd. 29) ISBN 3-88474-671-5

1. Auflage März 1998

Gesamtherstellung: Klartext, Essen

© Klartext Verlag, Essen 1998

Druck: Fuck, Koblenz Alle Rechte vorbehalten ISBN 3-88474-671-5

Vorwort

Die Abfassung eines Vorwortes ist sicherlich immer auch Anlaß für einen Blick zurück auf eine in der Regel mehrjährige intensive Beschäftigung mit einer bestimmten Fragestellung.

Die vorliegende Arbeit stellt die redigierte und durch Geländebefunde aus dem vergangenen Frühjahr ergänzte Habilitationsschrift dar, die im Dezember 1996 im FB 9 "Bio- und Geowissenschaften" der Universität GH Essen unter dem Titel "Andine Vorlandvergletscherungen und marine Terrassen - ein Beitrag zur jungkänozoischen Landschaftsgeschichte Patagoniens (Argentinien)" eingereicht und im Juni 1997 angenommen wurde. Für die Aufnahme der Arbeit in die "Essener Geographischen Arbeiten" danke ich den Herausgebern.

Bei Abschluß der Habilitationsschrift wurde mir wieder bewußt, daß deren Erstellung ohne die uneigennützige Hilfe von Freunden und Kollegen in dieser Weise nicht möglich gewesen wäre.

Eine Grundvoraussetzung hierzu war die Bereitschaft von Prof. Dr. Gerhard Bartels (Seminar für Geographie und ihre Didaktik, Universität zu Köln) und von Prof. Dr. Dieter Kelletat (Geographisches Institut, Universität GH Essen) ihre Assistentenstelle mit einem an einer anderen Hochschule Promovierten zu besetzen und diesen uneingeschränkt für die zahlreichen mehrwöchigen Geländeaufenthalte und die häufig an auswärtigen Instituten durchgeführten Laborarbeiten freizustellen. Auch für ihr ständiges Interesse am Fortgang meiner Arbeiten bin ich ihnen zu großem Dank verpflichtet.

Für die Bereitstellung umfangreicher Reise-, Personal- und Sachmittel danke ich dem Bundesministerium für Wissenschaft, Forschung und Technologie (BMFT), der Deutschen Forschungsgemeinschaft sowie der Universität GH Essen.

Dr. Marcelo Zarate (Universidad Nacional del Mar del Plata) begleitete mich während meines ersten Geländeaufenthaltes im Frühjahr 1992 an die patagonische Küste, Dr. Dario Trombotto (ehemals CENPAT, Puerto Madryn) stand jederzeit für logistische Hilfen und wissenschaftliche Diskussionen zur Verfügung. Beiden argentinischen Kollegen danke ich herzlich für ihr Engagement und ihre Gastfreundschaft. Dieser Dank gilt auch all jenen, die mir während meiner Reisen in Patagonien freundschaftlich und hilfsbereit begegnet sind.

Bei den Gelände- und Laborarbeiten halfen mir die studentischen Hilfskräfte Herr Dietmar Große-Beckmann, Frau Elisabeth Dahmen, Frau Beate Reppenhagen sowie der wissenschaftliche Mitarbeiter Herr Dr. Helmut Schwan (alle ehemals Geographisches Institut, Universität Düsseldorf) und die Laborantin Frau Christine Ksciuczyk (Geographisches Institut, Universität zu Köln). Die Bearbeitung der Landsat TM- und Spot-Satellitenbilder lag in den Händen von Frau Dipl. Geogr. Anja Wietzki (ehemals Geographisches Institut, Universität Bonn). Die Reinzeichnung zahlreicher Abbildungen übernahmen Frau Dipl.-Ing. Gudrun Reichert und die studentischen Hilfskräfte Frau Anne Hager und Frau Gerlinde Bromkamp (Geographisches Institut, Universität GH Essen) sowie die Herren Dipl. Kartographen Jürgen Kubelke und Peter Cuber (Geographisches Institut, Universität zu Köln). Bei der Erstellung des Layouts standen mir die wissenschaftliche Hilfskraft Frau Birgit Sattler und insbesondere die studentische Hilfskraft Frau Anne Hager (Geographisches Institut, Universität GH Essen) mit großem Einsatz zur Seite. Ihnen allen sei für ihre freundschaftliche und tatkräftige Hilfe ganz herzlich gedankt.

Herrn Priv.-Doz. Dr. Frank Schäbitz (Geographisches Institut, Universität Bamberg) danke ich für die pollenanalytische Bearbeitung mehrerer Torf- und Sedimentproben. Einige petrographische Analysen wurden dankenswerterweise von Herrn Dr. Achim Schnütgen (Geographisches Institut, Universität zu Köln) erstellt.

Absolute Datierungen verdanke ich Herrn Dr. Bernd Kromer, Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg (Radiokohlenstoff-Datierung - 14°C), Herrn Dr. Andreas Janotta, Geographisches Institut der Universität zu Köln (Optisch Stimulierte Lumineszenz - OSL), Herrn Prof. Dr. N. Rutter, Dept. of Geology, University of Alberta (Aminosäure Razemisierung - AAR), Herrn Dr. A. Rostami und Herrn Prof. Dr. A. Mangini, Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg (230°Thorium/234°Uran).

Für die Unterstützung bei der Kalibrierung eines tragbaren NaJ-γ-Spektrometers danke ich Herrn Prof. Dr. Ludwig Zöller (ehemals Forschungsstelle für Archäometrie des Max-Planck-Institutes für Kernphysik in Heidelberg).

Die Bestrahlung der ESR-Proben geschah mittels der ⁶⁰Co-Quelle der Strahlenklinik der Universität Düsseldorf. Für die Benutzung der Strahlenquelle und entsprechende Hilfen sei Herrn Prof. Dr. G. Schmitt, Herrn Dipl. Physiker B. Bannach und Herrn Dr. Muskalla herzlich gedankt.

Die ESR-Messungen konnten von mir nur dank der Bereitstellung der ESR-Spektrometer am Subdepartment of Quaternary Research, University of Cambridge, am Physikalischen Institut der Universität Düsseldorf sowie am Geographischen Institut der Universität zu Köln durchgeführt werden. Dafür danke ich insbesondere Herrn Priv.-Doz. Dr. Rainer Grün (ehemals University of Cambridge, jetzt Australian National University of Canberra), Herrn Prof. Dr. G. Schmid (Universität Düsseldorf) und Herrn Prof. Dr. Ulrich Radtke (Universität zu Köln).

Für zahlreiche Kalium-Analysen (AAS) der Sedimente danke ich Herrn Dipl. Geogr. Manfred Thönnessen (Geographisches Institut, Universität zu Köln).

Am Schluß steht der Dank an zwei Freunde und Kollegen, die mir in den letzten Jahren nicht nur wissenschaftlich zur Seite standen. Prof. Dr. Gerd Wenzens (Geographisches Institut der Universität zu Düsseldorf) unterstützte mit eigenem wissenschaftlichen Engagement vor allem die geomorphologischen Untersuchungen im Bereich des Lago Argentino und des Lago Viedma. Dies führte uns zu gemeinsamen Forschungsprojekten (BMFT, DFG) und mehreren gemeinsamen ländeaufenthalten. Ohne die Freundschaft und Förderung durch meinen Freund und Kollegen Prof. Dr. Ulrich Radtke (Geographisches Institut der Universität zu Köln) hätte ich diese Untersuchungen wahrscheinlich nie durchgeführt. Ihm verdanke ich nicht nur die Anregung dazu, er initiierte und leitete das erste vom BMFT geförderte Forschungsprojekt und hatte auch in der Folgezeit wesentlichen Anteil an der Schaffung der notwendigen materiellen und wissenschaftlichen Rahmenbedingungen. Ihm gebührt aber noch größerer Dank dafür, daß er mir jederzeit geduldig, diskussionsfreudig, kritisierend und ermutigend zur Seite stand.

Essen im Dezember 1997

Gerhard Schellmann

Inhaltsverzeichnis

Vorwort		I
Inhaltsverzei	chnis	III
Verzeichnis	der Abbildungen	VI
Verzeichnis	der Tabellen	X
Verzeichnis	der Bilder	XI
1.	Einleitung	
1.1.	Jungkänozoische Vergletscherungsgeschichte Patagoniens - Problemstellung,	1 1
	Ziele und Untersuchungsgebiete	
1.2.	Mittel- und jungquartäre Küstenentwicklung - Problemstellung, Ziele, Untersu-	3
1.3.	chungsgebiete und Altersbestimmungen mariner Mollusken Geländeaufenthalte, -unterlagen und Drittmittel	
1.5.	Gerandeadrenthatte, -unterlagen und Drittmitter	4
2.	Physisch-geographischer Überblick von Patagonien	4
2.1.	Die allgemeine morphologische und geologisch-strukturelle Großgliederung	4
	Patagoniens	
2.2.	Die Patagonischen Anden	6
2.2.1.	Geologisch-struktureller Großbau	8
2.2.2.	Geotektonische Entwicklung	11
2.3.	Das patagonische Tafelland	13
2.4.	Die aktuellen klimatischen und vegetationsgeographischen Gegebenheiten Pata-	20
	goniens	
3.	Jungkänozoische Reliefentwicklung und Vergletscherungsgeschichte im östli-	24
	chen Vorland der Südpatagonischen Anden	24
20		
3.1.	Obermiozäne und pliozäne Vereisungsmaxima im südpatagonischen Andenvor-	25
3.1.1.	land und in der Antarktis Lago Buenos Aires, Lago Viedma, Río Santa Cruz-Tal	
3.1.2.	Antarktis	26 29
		29
3.2.	Der derzeitige Kenntnisstand zur pleistozänen Klima- und Vergletscherungs-	30
	geschichte Ostpatagoniens	
3.2.1.	Altpleistozäne Vergletscherungen und zur Hypothese einer Maximalausdehnung	32
	der Vereisung vor 1 - 1,2 Mio. Jahren	
3.2.2.	Mittel- und jungpleistozäne Vorlandvergletscherungen sowie zur Hypothese	35
2001	eines frühglazialen Gletschervorstoßes in der letzten Kaltzeit	
3.2.2.1. 3.2.2.2.	Nordpatagonisches Andenvorland (Lago Nahuel Huapi, Lago Llanquihue)	35
3.2.2.2.	Südpatagonisches Andenvorland (Lago Buenos Aires, Lago Argentino - Río Santa Cruz-Tal, Magellanstraße)	36
	Janua Graz Tai, Magonanstrabe)	
3.3.	Grundzüge der Klima- und Vergletscherungsgeschichte Patagoniens seit dem	39
	letzten Hochglazial	
3.3.1.	Vegetationsveränderungen seit dem Hochglazial	39
3.3.2.	Spätglaziale und holozäne Gletschervorstöße im Bereich der nord- und südpata-	40
	gonischen Anden	40
	4 1750 (100 100 pt 100	

3.4.	Regionale Untersuchungen im Bereich des Lago Argentino und des Río Santa Cruz-Tales	41
3.4.1.	Geomorphologischer Überblick	41
3.4.1.1.	Aktuell vergletscherte Areale im Bereich der Hoch- und Präkordillere	42
3.4.1.2.	Subandine Sierren und Lago Argentino-Becken	45
3.4.1.3. 3.4.1.3.1. 3.4.1.3.2.	Außerandine Meseten Basaltbedeckte Hochflächen ("Basaltmeseten") Geröllbedeckte Hochflächen ("Geröllmeseten")	49 49 50
3.4.2.	Meseta-Hochflächen und Flußterrassen am Unterlauf des Río Santa Cruz	54
3.4.2.1.	Jungtertiäre höhere Talhangterrassen (T1- und T2-Terrassen) an der Río Santa Cruz-Mündung	56
3.4.2.2.	Präquartäre Terrassenniveaus östlich des Río Santa Cruz-Ästuars	58
3.4.2.3.	Quartäre Flußterrassen (T3- bis T9-Terrassen) am Unterlauf des Río Santa Cruz und des Río Chico	58
3.4.3.	Zum Alter der "Patagonischen Gerölle", der Meseta-Hochflächen und der Tal- eintiefung am Oberlauf des Río Santa Cruz	66
3.4.4.	Zeugnisse quartärer Vorlandvergletscherungen im oberen Río Santa Cruz-Tal	74
3.4.4.1.	Nomenklatur, stratigraphische Übersicht und Verbreitung quartärer Formen und Ablagerungen	76
3.4.4.2.	Die jung- bis mittelpleistozänen M1a- und M1b-Vorlandvergletscherungen sowie die Niederterrassen des Río Santa Cruz	79
3.4.4.2.1. 3.4.4.2.2.	M1a-Moränen, Seeufer-Terrassen am Lago Argentino und NT 1 M1b-Moränen und NT 2	79 86
3.4.4.3.	Die mittelpleistozänen M2-Eisrandlagen und die Mittelterrassen des Río Santa Cruz	89
3.4.4.4.	Die mittel- bis altpleistozänen M3- bis M6-Eisrandlagen und ihre proglazialen Schotterfelder	91
3.4.4.4.1. 3.4.4.4.2.	M3-Glazial	92
3.4.4.4.3.	M4a- und M4b-Glazial M5a- und M5b-Glazial	93 94
3.4.4.4.	M6-Glazial	95
3.4.4.5.	Unterschiede der Eisausdehnungen während der M1- bis M6-Vorlandverglet- scherungen	96
3.4.5.	Sedimente und Böden pleistozäner Warmzeiten	96
3.4.6.	Der äolische Formenschatz östlich des Lago Argentino	100
3.4.7.	Hoch- und spätglaziale Eisrandlagen der letzten Kaltzeit im Bereich des Lago Argentino	102
3.4.8.	Spätglaziale und holozäne Eisrandlagen im Río Fitz Roy-Tal	106
3.5.	Zusammenfassung und überregionaler Vergleich	107
4.	Verbreitung und Altersstellung mariner Terrassen an der patagonischen Küste	110
4.1.	Das aktuelle morphologisch-geologische Erscheinungsbild der patagonischen Küste	113
4.2.	Bisheriger Forschungsstand	115

4.3.	Die unte	rsuchten Küstenabschnitte im einzelnen	116
4.3.1. 4.3.1.1. 4.3.1.2. 4.3.1.3.	Forschur Holozän	ustamante ngsstand und stratigraphische Übersicht e Strandwälle und Flußterrassen d mittelpleistozäne Terrassen	117 118 125 131
4.3.2.	Camaror	nes	139
4.3.3.	Caleta O	livia	148
4.3.4.	Mazarre	do und Puerto Deseado	152
4.3.5.	Penínsul	a Valdés	155
4.3.6.	San Juliá	ún .	158
4.4.	Tektonik geren Qu	und Meeresspiegelveränderungen an der patagonischen Küste im jün- aartär	162
5.	Die Alte	rsbestimmung fossiler mariner Mollusken - Problemstellung und Ziele	167
5.1. 5.1.1. 5.1.2. 5.1.3. 5.1.4.	ESR-Sig Probenpo Die Best	-Altersbestimmung malspektrum und Datierungssignal mariner aragonitischer Muscheln räparation und Bestimmung der Akkumulierten Dosis (ED) immung der internen Dosisrate nung der externen Dosisrate	167 170 172 178 179
5.2.	Möglich kenschal	keiten und Vergleich von ESR-Altersbestimmungen fossiler Mollus- en mit anderen Datierungsmethoden (Th/U-Alter, AAR-Werte)	180
6.	Zusamm Summar	enfassung y	186 188
Literaturverze	ichnis		191
Verzeichnis de	er benutzt	en Karten, Satelliten- und Luftbilder	207
Tabellen im A	nhang:	Zusammenstellungen der Altersbestimmungen an fossilen Muschel- schalen von den Küstenlokalitäten Península Valdés, Camarones, Bahía Bustamante, Caleta Olivia, Mazarredo, Puerto Deseado, San Julián	208

	Verzeichnis der Abbildungen	Seite
Abb. 1.1a:	Die Breitenkreislage Patagoniens im Vergleich zu Afrika und Neuseeland	1
Abb. 1.1b:	Die Breitenkreislage und Ausdehnung Patagoniens im Vergleich zur BRD	1
Abb. 1.2:	Lage der Untersuchungsgebiete	2
Abb. 2.1:	Morphologisch-geologische Gliederung Patagoniens	5
Abb. 2.2:	Plattengrenzen, Vulkanismus und Erdbeben im südlichen Südamerika	6
Abb. 2.3:	Geographische Abgrenzung der Patagonischen Anden sowie geotektonische Untergliederung Patagoniens	7
Abb. 2.4:	Reichweite spätglazial/holozäner Ascheeruptionen von Vulkanen in den Patagonischen Anden	7
Abb. 2.5:	Bedeutende strukturelle Elemente der Patagonischen Anden	8
Abb. 2.6.:	Geologische Übersichtskarte von Patagonien	9
Abb. 2.7:	Geotektonische Untergliederung der Patagonischen Anden	12
Abb. 2.8:	Tektonisch-strukturelle Untergliederung der Patagonischen Anden	12
Abb. 2.9a:	Schematische Querschnitte zur geologisch-tektonischen Entwicklung der Nordpatagonischen Anden bei ca. 46°S	13
Abb. 2.9b:	Schematische Querschnitte zur geologisch-tektonischen Entwicklung der Südpatagonischen Anden	13
Abb. 2.10:	Tektonisch-strukturelle Gliederung Patagoniens	17
Abb. 2.11:	Verbreitung Patagonischer Gerölle	18
Abb. 2.12:	Verbreitung und K/Ar-Alter ostpatagonischer Basaltplateaus	19
Abb. 2.13:	Jahresgang der Niederschläge, der vorherrschenden Windrichtung und mittle- ren Windgeschwindigkeit verschiedener Klimastationen Patagoniens	21
Abb. 2.14:	Klimadiagramme nach WALTER für verschiedene Meßstationen Patagoniens	22
Abb. 2.15:	Atmosphärische Zirkulation, Sommer- und Winterregengebiete Patagoniens	23
Abb. 2.16:	Mittlere jährliche Niederschlagsverteilung (in mm) in Patagonien	23
Abb. 3.1:	Obermiozäne und unterpliozäne Basalte und Moränenablagerungen im Bereich des Lago Buenos Aires und Lago Viedma	26
Abb. 3.2:	Eisrandlagen im südlichen Patagonien nach CALDENIUS (1932) mit aktueller geochronologischer Interpretation von CLAPPERTON (1993a)	31
Abb. 3.3:	Maximale Reichweite quartärer Vorlandvergletscherungen zwischen Lago Cardiel und Río Gallegos nach CALDENIUS (1932), FERUGLIO (1944) sowie AUER (1959; 1970)	32
Abb. 3.4:	Wechselfolge glazigener Sedimente und Basaltlagen am Co. del Fraile (50° 33'S, 72°40'W) und an einem Berg südlich von Calafate (50°27'S,72°17'W) nach MERCER (1976: Fig. 4) und FLECK et al.(1972), ergänzt durch eigene Bearbeitungen	33
Abb. 3.5:	Moränenabfolge am Lago Buenos Aires und deren paläomagnetische Einstufung nach MÖRNER & SYLWAN (1989)	
Abb. 3.6:	Moränenverbreitung im Río Santa Cruz-Tal nach CALDENIUS (1932), FERUGLIO (1944) sowie MERCER (1976)	38
Abb. 3.7:	Topographische Übersicht zur Lage der Untersuchungsgebiete zwischen Lago Argentino und Río Santa Cruz-Mündung	43
Abb. 3.8:	Topographische Übersicht des Lago Argentino und des oberen Río Santa	46

Abb. 3.9:	Geologische Übersichtskarte der Lago Argentino-Region und des oberen Río Santa Cruz-Tales	51
Abb. 3.10:	Hochflächen und Flußterrassen im Bereich des Río Santa Cruz und Río Chico-Ästuars	55
Abb. 3.11:	Schematische Darstellung der im Unterlauf des Río Santa Cruz erhaltenen Flußterrassen	56
Abb. 3.12:	Schematische Darstellung der im Unterlauf des Río Chico entlang der Natio- nalstraße Ruta 3 erhaltenen Flußterrassen	57
Abb. 3.13:	Talquerschnitte und Aufschlußprofile im Bereich des unteren Río Santa Cruz- Tales	62
Abb. 3.14:	K/Ar-Alter von Basalten am Cóndor Cliff sowie Eisrandlagen und Patagonische Gerölle im oberen Río Santa Cruz-Tal nach MERCER (1976) und DARWINS (1842; wenig verändert) Skizze der geologischen Schichtlagerungen im Río Santa Cruz-Tal	66
Abb. 3.15:	Geomorphologische Übersichtskarte des oberen Río Santa Cruz-Tales zwi- schen den Estancien Mosquito und Cóndor Cliff	67
Abb. 3.16:	Überhöhtes Talquerprofil und K/Ar-Alter von Basalten beiderseits der Tal- enge von Fortaleza	68
Abb. 3.17:	Warvengeschichtete Seesedimente, sandige bis feingrusige Tephren und gla- zigene Ablagerungen am basaltischen Zeugenberg östlich des Cañadón Mos- quito	72
Abb. 3.18:	Lage der Eisrandlagen, Seesedimente und Aufschlußprofile im Bereich des Lago Argentino und oberen Río Santa Cruz-Tales	81
Abb. 3.19:	Geomorphologische Karte der Eisrandlagen, proglazialen Schotterfelder und Flußterrassen im oberen Río Santa Cruz-Tal	83
Abb. 3.20:	Oberflächengefälle der Talgrundterrassen im oberen Río Santa Cruz-Tal	84
Abb. 3.21:	Maximale Bodenbildungen und Deckschichten im Bereich der holozänen Talaue, auf der NT1, NT2 und MT1 sowie Schmelzwasserkiesen der M2b- und M6-Vorlandvergletscherung	85
Abb. 3.22:	oben: Geomorphologische Übersichtskarte der Flußterrassen, proglazialen Schotterfelder und Moränen beiderseits der Río Bote Mündung. unten: Schematischer Querschnitt des Río Santa Cruz-Tales östlich der Río Bote-Mündung	88
Abb. 3.23:	Maximale Oberflächenerhebung der im oberen Río Santa Cruz-Tal erhaltenen pleistozänen Seiten- und Endmoränenstände	93
Abb. 3.24:	links: Eisrandlagen und proglaziale Schotterfelder im oberen Río Santa Cruz- Tal zwischen dem Cañadón Mosquito und dem Cañadón Verde. rechts: N-S-Profil vom Río Santa Cruz bis zur äußersten M4a-Eisrandlage unmittelbar westlich des Cañadón Verde	93
Abb. 3.25:	Fossiler Verbraunungshorizont auf feinklastischen Seitentalfüllungen unter Vorstoßschottern und schluffig-feinsandigen Grundmoränen des M4-Glazials	99
Abb. 3.26:	Äolische Aktivitätsphasen im oberen Río Santa Cruz-Tal östlich des Lago Argentino und oberhalb der Talenge von Fortaleza	100
Abb. 3.27:	Hochflutsedimente am Unterlauf des Arroyo de los Paisanos	102
Abb. 3.28:	Geomorphologische Karte der glazigenen Formen und Ablagerungen im Bereich des Lago Argentino-Zungenbeckens	103
Abb. 3.29:	Spätglaziale (?) Moränenstaffel V und holozäne Eisrandlagen hM I bis hM IV im Vorfeld des Torre-Gletschers, Río Fitz Roy-Tal	106
Abb. 4.1:	Vorherrschende geomorphologische Formen entlang der patagonischen Küste	114

Abb. 4.2:	Die wichtigsten an der patagonischen Küste anstehenden geologischen Einheiten	114
Abb. 4.3:	Verbreitung mariner Terrassen im Bereich der Bahía Bustamante nach CIONCHI (1984)	121
Abb. 4.4:	Geologische Übersichtskarte der Verbreitung mariner Terrassen im Bereich der Bahía Bustamante	122
Abb. 4.5:	Lage der geomorphologischen Schnitte S I bis S X in Abb. 4.6	122
Abb. 4.6a:	Geomorphologische Schnitte S I bis S III mit der Lage von Probenpunkten	123
Abb. 4.6b:	Geomorphologische Schnitte S IV bis S VII mit der Lage von Probenpunkten	124
Abb. 4.6c:	Geomorphologische Schnitte S VIII bis S X mit der Lage von Probenpunkten	125
Abb. 4.7:	Holozäne Flußbettablagerungen über letztinterglazialen Vorstrandsedimenten an der Mündung des Cañadón Mercedes in die Bahía Bustamante	126
Abb. 4.8:	Lage der Probenlokalitäten im Küstenbereich der Bahía Bustamante	127
Abb. 4.9:	Altersdatierungen, pedogene Überprägung und sedimentologischer Innenbau des T1 ₍₁₎ -Strandwalles im Westen der Caleta Malaspina	130
Abb. 4.10:	Altersdatierungen und Böden auf den marinen T1(1)- und T1(5)-Terrassen nördlich der Caleta Malaspina	131
Abb. 4.11:	Deckschichten und maximale Bodenentwicklung auf den jung- und mittel- quartären Strandwall-Systemen im Küstenabschnitt Bahía Bustamante	132
Abb. 4.12:	Altersdatierungen und sedimentologischer Aufbau des T3 ₍₅₎ -Strandwall- Systems am Cañadón Malaspina	134
Abb. 4.13:	Altersdatierungen und sedimentologischer Aufbau der T3 ₍₇₎ -Terrasse nördlich der Estancia Ibérica	136
Abb. 4.14:	Topographische Übersicht mit Lage der Probenstellen und geomorphologi- schen Schnitte im Küstenbereich Camarones	139
Abb. 4.15:	Geomorphologische Schnitte S I bis S V an der Küste nördlich von Camarones mit der Lage von Probenpunkten	140
Abb. 4.16:	Geomorphologische Schnitte S VI bis S IX an der Küste südlich von Camarones mit der Lage von Probenpunkten	141
Abb. 4.17:	Deckschichten und maximale Bodenentwicklung auf den jung- und mit- telpleistozänen Strandwall-Systemen im Küstenabschnitt Bahía Camarones	143
Abb. 4.18:	Sedimentologischer Aufbau und ESR-Alter an Muscheln des T4 ₍₇₎ -Strandwall- Systems südlich von Camarones	144
Abb. 4.19:	ESR-Alter und sedimentologischer Aufbau der T2 ₍₅₎ -Strandwallablagerungen an der Lokalität Pa 47 nördlich von Camarones	145
Abb. 4.20:	Topographische Übersicht mit Lage der Probenstellen an der Atlantikküste nördlich und südlich von Caleta Olivia	148
Abb. 4.21:	ESR und Th/U-Alter von in situ eingelagerten Muschelschalen aus dem N3- und dem N2-Strandwall-System nördlich von Caleta Olivia	149
Abb. 4.22:	Marine Fazien und ESR-Alter im Bereich des vorletztinterglazialen N1- Strandwall-Systems südlich von Caleta Olivia	151
Abb. 4.23:	Profilskizze letztinterglazialer Strandablagerungen südlich von Caleta Olivia	151
Abb. 4.24:	Schematischer Querschnitt und Aufschlußskizze holozäner Strandablagerungen südlich der Punta Maqueda	152
Abb. 4.25:	Geomorphologische Übersicht mariner Strandwall-Systeme in der Bucht von Mazarredo	153
Abb. 4.26:	Topographische Übersicht mit Lage der Probenstellen im Küstenbereich Puerto Deseado	154

Abb. 4.27:	Geologische Übersicht mit Lage der Probenstellen an der Ostküste der Penín- sula Valdés im Küstenbereich der Caleta Valdés, verändert nach FASANO et al. (1984)	155
Abb. 4.28:	Aufschlußprofil der Lagunenfüllung des Systems Ib westlich der Caleta Valdés an der Lokalität Pa 1	157
Abb. 4.29:	Topographische Übersicht mit Lage der Probenstellen im Küstenbereich von San Julián	159
Abb. 4.30:	Bodenentwicklung, Deckschichten, sedimentologischer Aufbau und ESR- Altersbestimmungen an geschlossenen Muschelschalen (in situ) der SI-Ter- rasse südwestlich der Siedlung San Julián	161
Abb. 4.31:	Die Höhenlage jung- und mittelquartärer Strandwälle an der südpatago- nischen Küste	162
Abb. 4.32:	¹⁴ C-Alter und Höhenlage holozäner Strandwall-Systeme an der patagonischen Küste	165
Abb. 5.1:	Einfaches Modell der in einem Mineral ablaufenden Prozesse, die zum Auffüllen und Entleeren der durch Strahlung angeregten und in Elektronenfallen ("traps") eingefangenen Elektronen führen	169
Abb. 5.2:	Prinzip der Erstellung einer Dosis-Wirkungskurve durch Messung der ESR- Signalhöhen (relativ) bei zusätzlicher γ-Bestrahlung (additional-dose-method)	170
Abb. 5.3:	Typisches ESR-Signalspektrum einer aragonitischen Muschel	170
Abb. 5.4:	ESR-Spektren und Datierungssignal bei $g = 2,0006 \pm 0,0001$	171
Abb. 5.5:	Schema der Prozesse und Faktoren, die die Dosisrate einer Probe beeinflussen können	172
Abb. 5.6:	ED-Werte in Abhängigkeit von der zur ihrer Berechnung verwendeten maxi- malen künstlichen Bestrahlungsdosis für rezente und holozäne aragonitische Muscheln	175
Abb. 5.7a:	ED-Werte in Abhängigkeit von der zur ihrer Berechnung verwendeten maxi- malen künstlichen Bestrahlungsdosis für aragonitische Muscheln aus dem letzten und vorletzten Interglazial	176
Abb. 5.7b:	ED-Werte in Abhängigkeit von der zur ihrer Berechnung verwendeten maxi- malen künstlichen Bestrahlungsdosis für aragonitische Muscheln aus dem älteren Mittelpleistozän	177
Abb. 5.8:	Urangehalte von 249 untersuchten marinen Mollusken verschiedener patago- nischer Küstenlokalitäten (rechts) sowie unterschiedlicher Altersstellung (links)	178
Abb. 5.9:	Vergleich von ¹⁴ C-datierten Muschelschalen und ihren Urangehalten	179
Abb. 5.10:	Vergleich von Uran-, Thorium- und Kaliumgehalten in den Umgebungssedi- menten der datierten Muscheln und deren sedimentärer Füllung	180
Abb. 5.11:	ESR-Alter in Abhängigkeit von der Bestimmung der externen Dosisrate über Analyse der radioaktiven Elemente und des Wassergehaltes der Sedimentproben sowie über γ-spektrometrische Messungen im Gelände	181
Abb. 5.12:	Gesamtübersicht aller ESR-datierten aragonitischen Muscheln von den ver- schiedenen untersuchten patagonischen Küstenlokalitäten	181
Abb. 5.13:	Vergleich von ESR- und 14C-Altersbestimmungen holozäner Muscheln	183
Abb. 5.14:	ESR-Spektrum einer rezenten Muschel von der patagonischen Küste bei Bustamante	184
Abb. 5.15:	ESR- und Th/U-Altersbestimmungen an Muschelschalen verschiedener Lo- kalitäten an der patagonischen Küste	185
Abb. 5.16:	AAR-Werte an Muschelschalen aus holozänen und pleistozänen Strandabla- gerungen von der patagonischen Küste	186

	Verzeichnis der Tabellen	g :
		Seite
Tab. 2.1:	Stratigraphische Übersicht zur Geologie der Südanden und Ostpatagoniens	14
Tab. 2.2:	Windrichtungen (Jahresmittel) und durchschnittliche Windgeschwindigkeiten Jahresmittel sowie höchstes Monatsmittel) an der patagonischen Atlantikküste	20
Tab. 3.1:	Chronologie und Terminologie andiner Vorlandvergletscherungen im südli- chen Patagonien nach verschiedenen Autoren	27
Tab. 3.2:	Glaziologische Daten verschiedener Auslaßgletscher des Nord- und Südpata- gonischen Eisfeldes	45
Tab. 3.3:	Hochflächen und Flußterrassen im Río Santa Cruz-Tal unterhalb der Talenge von Fortaleza zusammengestellt nach FERUGLIO (1950)	54
Tab. 3.4:	Pliozäne und quartäre Flußterrassen am Unterlauf des Río Santa Cruz	57
Tab. 3.5:	K/Ar-Alter und Elementgehalte basaltischer Proben im Bereich und nördlich des oberen Río Santa Cruz-Tales	73
Tab. 3.6:	Quartäre Eisrandlagen im Fitz Roy-Tal, am Lago Argentino und im oberen Río Santa Cruz-Tal nach CALDENIUS (1932), FERUGLIO (1944), MERCER (1976, 1968) sowie dieser Text	77
Tab. 3.7:	Stratigraphische Übersicht und wesentliche Befunde zur Landschaftsge- schichte des oberen Río Santa Cruz-Tales	78
Tab. 3.8:	OSL-Altersabschätzung an See- und Staubeckensedimenten vom Río La Leo- na-Unterlauf (Pa 65) und Río Centinela-Tal (Pa 67)	87
Tab. 3.9:	Stratigraphische Übersicht zur jungkänozoischen Landschaftsgeschichte am Ober- und Unterlauf des Río Santa Cruz	109
Tab. 4.1:	¹⁴ C-Alter holozäner Muscheln von verschiedenen Lokalitäten an der patagonischen Küste, die in situ jeweils aus derselben Sedimentlage stammen	112
Tab. 4.2:	Gliederungsschema des marinen Quartärs von Patagonien nach FERUGLIO (1950)	115
Tab. 4.3:	Stratigraphische Übersicht mariner Terrassen im Bereich der Bahía Busta- mante nach verschiedenen Bearbeitern	118
Tab. 4.4:	Stratigraphische Übersicht mariner Terrassen im Bereich der Bahía Busta- mante und Altersbestimmungen der in den Terrassen einsedimentierten Mu- scheln	128
Tab. 4.5:	Stratigraphische Übersicht mariner Terrassen bei Camarones und Alters- bestimmungen der in den Terrassen einsedimentierten Muscheln	142
Tab. 4.6:	Stratigraphische Übersicht mariner Terrassen bei Caleta Olivia und Alter der in den Terrassen einsedimentierten Muscheln	150
Tab. 4.7:	Stratigraphische Übersicht mariner Terrassen bei Mazarredo und Alter der in den Terrassen einsedimentierten Muscheln	154
Tab. 4.8:	Übersicht der vorliegenden Altersdatierungen aragonitischer Muscheln im Küstenbereich Puerto Deseado, ergänzt sind ESR-Datierungen von RADTKE (1989)	155
Tab. 4.9:	Altersdatierungen aragonitischer Muscheln an der Ostküste der Península Valdés, ergänzt sind ESR-Datierungen von RADTKE (1989)	156
Tab. 4.10:	Stratigraphische Übersicht mariner Terrassen bei San Julian und Alter der in den Terrassen einsedimentierten Muscheln	160
Tab. 5.1:	ESR-Signale mariner aragonitischer Muscheln und einige ihrer wesentlichen Eigenschaften	172
Tab. 5.2:	ESR-Meßparameter und Bestrahlungsschritte	173

Verzeichnis der Bilder

	v orzeremins der Brider	Seite
Bild 2.1:	Landsat TM-Bild der Meseta-Hochfläche am Südrand des Río Santa Cruz- Unterlaufes	15
Bild 2.2:	Landsat TM-Bild der Hochflächen aus jurassischen und jungkänozoischen Vulkaniten südlich des Río Deseado-Unterlaufes	15
Bild 3.1:	Block- und schluffreiche Grundmoränen unter oberplizänen Basalten aufge- schlossen an der nördlichen Talseite des Río Santa Cruz östlich der Estancia Cóndor Cliff	28
Bild 3.2:	Landsat TM-Aufnahme des Gebietes zwischen Lago Argentino und Lago Viedma sowie des oberen Río Santa Cruz-Tales	47
Bild 3.3:	Landsat TM-Aufnahme der Pampa Alta am Südrand des oberen Río Santa Cruz-Tales	53
Bild 3.4:	Landsat TM-Aufnahme der Río Santa Cruz-Mündung	59
Bild 3.5:	Basalte im Hochtal des Cañadón Collón Kaike nordöstlich der Estancia Cóndor Cliff	70
Bild 3.6:	Landsat TM-Aufnahme des oberen Río Santa Cruz-Tales im Bereich des Co. Fortaleza und dem Cóndor Cliff	70
Bild 3.7:	Basaltbedeckte Terrassen im oberen Río Santa Cruz-Tal unmittelbar unterhalb der Talenge von Fortaleza	71
Bild 3.8:	Stark abgeflachte M6-Endmoränen ca. 4 km unterhalb des Cóndor Cliffs	74
Bild 3.9:	Glazilimnische Staubeckensedimente am Rio Centinela mit "dropstones", schwacher Warvenschichtung und mit syngenetischen Stauchungen im basalen Bereich	75
Bild 3.10:	Landsat TM-Aufnahme des oberen Rio Santa Cruz-Tales mit Bezeichnung einzelner Moränenzüge	80
Bild 3.11:	Landsat-Aufnahme des oberen Río Santa Cruz-Tales zwischen dem Ostufer des Lago Argentino und dem Cañadón El Mosquito	82
Bild 3.12:	Holozäne Braunerde auf Flugsanddecke mit unterlagerndem 30 - 40 cm mächtigem Ckc-Horizont auf der NT2 südlich des Cañadón El Mosquito	86
Bild 3.13:	M1b- und M2a-Seitenmoränen auf dem Hochtalboden westlich des Río Bote- Tales	90
Bild 3.14:	Markante M2a- und abgeflachtere M2b-Seitenmoränen auf dem Hochtalboden westlich des Río Bote-Tales	90
Bild 3.15:	Aufschluß "Laguna Grande"	91
Bild 3.16:	Landsat TM-Aufnahme des oberen Río Santa Cruz-Tales im Bereich des oberen Río Santa Cruz-Tales zwischen dem Cañadón El Mosquito und der Estancia Cóndor Cliff	92
Bild 3.17:	Sand- und feingrusreiche basaltische Tephren am basaltischen Zeugenberg östlich des Cañadón Mosquito	94
Bild 3.18:	Landsat TM-Aufnahmen jung (?)- und mittelpleistozäner Endmoränenbögen im Quellgebiet des Río Bote-Tales	97
Bild 3.19:	Fossiler braunroter Bt-Horizont auf M6-Fluvioglazialschottern im Bereich der Pampa Alta	97
Bild 3.20:	Patagonische Steppe ca. 30 km östlich des Lago Argentino	102
Bild 3.21:	Landsat TM-Aufnahme des Lago Argentino mit Bezeichnung der wichtigsten Moränenlagen	104
Bild 3.22:	Spät-hochglaziale Endmoränen am Talausgang des Río Centinela-Tales	105

Bild 3.23:	Spätglaziale Punta Bandera-Moränen	105
Bild 3.24:	Holozäne Endmoränen im Río Fitz Roy-Tal	107
Bild 4.1:	In situ befindliche beidschalige Muscheln eingelagert in kiesige Strandablage- rungen aus dem letzten Interglazial	112
Bild 4.2:	Landsat TM-Aufnahmen der Atlantikküste im Bereich der Bahía Bustamante	119
Bild 4.3:	Letztinterglaziales T3 ₍₅₎ -Strandwall-System am Cañadón Malaspina mit meer- wärts einfallender Schrägschichtung)	135
Bild 4.4:	Mariner Transgressions-/Regressionszyklus aus liegenden strandnahen Sanden und hangenden kiesigen Strandwallablagerungen der T3 ₍₇₎ -Terrasse nördlich der Estancia Ibérica	137
Bild 4.5:	Kiesig-sandige Strandablagerungen der T6-Terrasse westlich von Camarones mit zur heutigen Küste hin einfallender Schrägschichtung	138
Bild 4.6:	Mittelholozäner T1(1)-Strandwall südlich von Camarones	145
Bild 4.7:	Mündung eines namenlosen Cañadón südlich von Camarones an der Lokalität Pa 48	147
Bild 4.8:	Spät-mittelholozäne H2-Strandablagerungen unterlagert von sandigen Vor- strandsedimenten an der Küste südlich der Punta Maqueda	152
Bild 4.9:	Jungholozäne Strandwälle in der "Hundertstrände-Bucht" (SCHILLER 1925) nördlich von San Julián	158
Bild 4.10:	Epigenetischer Eiskeil aus der letzten Kaltzeit auf letztinterglazialen Strandablagerungen (System I) südwestlich von San Julián	161

1. Einleitung

Es wurden zwei unterschiedliche quartärmorphologisch weitgehend ungeklärte Fragestellungen im südlichen Südamerika untersucht:

- Zum einen sollten die Untersuchungen zur Erweiterung des Kenntnisstandes der jungkänozoischen Vergletscherungs- und Landschaftsgeschichte im östlichen Vorland der südpatagonischen Anden beitragen (Kap. 1.1.).
- Zum anderen befaßten sie sich mit der Küstenentwicklung der patagonischen Atlantikküste seit dem Mittelquartär (Kap. 1.2.).

Im Rahmen einer globalen Klimageschichte ist dieser Raum am Südende Südamerikas insofern von besonderem Interesse, als er neben Neuseeland und Feuerland zu den wenigen Festlandsbereichen gehört, die Informationen zur quartären Klimageschichte in den höheren Mittelbreiten der Südhalbkugel liefern können (Abb. 1.1).

Obwohl die Auseinandersetzung mit der Vergletscherungsgeschichte und Küstenentwicklung Patagoniens bereits seit der Forschungsreise von DARWIN 1831 - 36 (DARWIN 1842) Gegenstand

Patagoniens vor allem auf Ergebnisse der großräumigen Felduntersuchungen von CALDENIUS (1932) und FERUGLIO (u.a. 1944, 1949/50).

Eine Ursache hierfür ist sicherlich die Unwegsamkeit und räumliche Ausdehnung Patagoniens. Hinzu kommt, daß sich seit Mitte der sechziger Jahre der Schwerpunkt geowissenschaftlicher Betätigung in diesem Raum neben palynologischen Arbeiten verstärkt auf die punktuelle Datierung quartärer Sedimente verlagert hat. Neue Datierungsmethoden wie die Radiokohlenstoff- (14°C) und Kalium/Argon-Methode (K/Ar), die Paläomagnetik, Elektronen-Spin-Resonanz (ESR), Thorium/Uran-Methode (Th/U) und Aminosäure-Razemisierung (AAR) initiierten entsprechende Aktivitäten, häufig jedoch ohne zusätzliche Neuaufnahmen des morphologisch-geologischen Kontextes.

1.1. Jungkänozoische Vergletscherungsgeschichte Patagoniens - Problemstellung, Ziele und Untersuchungsgebiete

Die derzeitigen Altersvorstellungen zur känozoischen Vergletscherungsgeschichte der patagonischen Andenostabdachung beruhen weitge-

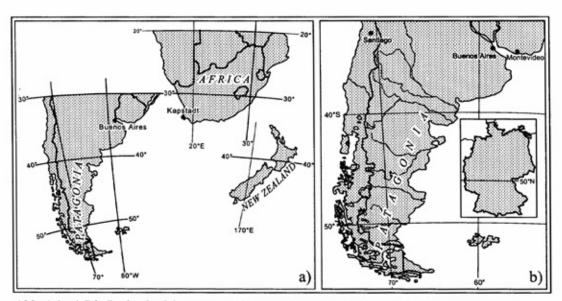


Abb. 1.1: a) Die Breitenkreislage Patagoniens im Vergleich zu Afrika und Neuseeland sowie b) die Breitenkreislage und Ausdehnung Patagoniens im Vergleich zur BRD.

zahlreicher geowissenschaftlicher Veröffentlichungen war, existieren bisher nur wenige räumlich ausgedehntere Arbeiten zur geomorphologischen und geologischen Differenzierung glazigener und litoraler Formen und Ablagerungen. Daher stützen sich auch heute noch zahlreiche geowissenschaftliche Arbeiten zur Landschaftsund Klimageschichte der außerandinen Gebiete hend auf den paläomagnetischen Untersuchungen von MÖRNER & SYLWAN (1989) im Bereich des Lago Buenos Aires und insbesondere auf den zahlreichen von MERCER publizierten ¹⁴C- und K/Ar-Datierungen (u.a. MERCER 1976; ders. 1983; MERCER & SUTTER 1982). Erstmalig konnte aufgezeigt werden, daß die südlichen Anden und das östlich angrenzende Vorland eventuell bereits seit

dem ausgehenden Jungmiozän (seit ca. 7 Mio. Jahren), sicherlich jedoch im Quartär (seit ca. 2,2 Mio. Jahren) und zwar auch schon vor der Matuyama/Brunhes-Grenze (vor ca. 780.000 Jahren nach BERGGREN et al. 1995) mehrfach intensiv vergletschert waren.

Die von MERCER stammende Auffassung einer bereits im ausgehenden Miozän/frühen Pliozän (frühes Pliozän nach der hier verwandten Tertiärgliederung von BERGGREN et al. 1995) erstmalig erfolgten Vergletscherung des südpatagonischen Andenvorlandes bedurfte weiterer Geländebefunde (ebenso CLAPPERTON 1993a: 336ff.). Die Notwendigkeit einer grundlegenden Neubearbeitung der von CALDENIUS (1932) am ostpatagonischen Andenrand kartierten vier "jungquartären" Eisrandlagen "Fini-, Goti-, Daniund Initioglazial" (Aufzählung von jung nach alt) war auch MERCER (1976) bewußt. Letzterer wies bereits darauf hin, daß im Río Santa Cruz-Tal eine größere Anzahl quartärer Vorlandvergletscherungen erhalten ist, als die dort von CAL-DENIUS (1932) und FERUGLIO (1944) kartierten bzw. vier pleistozänen Eisrandlagen (Kap. 3.2.2.2.). Im Bereich südlich des Río Gallegos konnte inzwischen MEGLIOLI (1992) glazigene Formen und Ablagerungen von wahrscheinlich sechs quartären Vorlandvergletscherungen nachweisen (Kap. 3.2.1.). Am Lago Buenos Aires (Abb. 1.2) stellten MÖRNER & SYLWAN (1989) im Rahmen ihrer paläomagnetischen Untersuchungen fest, daß die von CALDENIUS (1932) kartierten vier vermeintlich "jungquartären" Eisrandlagen aus einer Vielzahl von Endmoränenzügen bestehen und "daniglaziale" Endmoränen bereits in der frühen Brunhes-Epoche gebildet wurden. Trotz dieser neueren Befunde ist bis heute in weiten Arealen des patagonischen Andenrandes selbst die Ausdehnung des letztglazialen würmzeitlichen Vergletscherungsareals weder stratigraphisch noch altersmäßig gesichert. Die in entsprechenden Übersichtskarten veröffentlichte äußerste Eisrandlage des letzten Glazials von CALDENIUS (1932) ist in der Regel in der Weise übernommen, daß mehr oder minder "intuitiv" CALDENIUS' "goti- oder finiglaziale Eisrandlage" als letztglazialer Maximalstand angesehen wird (z.B. HOLLING & SCHILLING 1981: Fig. 3-6). Am nördlich der Magellanstraße gelegenen Lago Sarmiento (Abb. 1.2) konnten MARDEN & CLAPPERTON (1995) aufzeigen, daß die in der östlichen Umrahmung des Sees von CALDENIUS (1932) kartierte finiglaziale Eisrandlage mindestens vier unterschiedlich alte Endmoränenzüge beinhaltet, die älter als 12.000 BP sind und vermutlich im Hochund Frühglazial der letzten Kaltzeit gebildet wurden. Auch beiderseits der Magellan-Straße sind

nach CLAPPERTON et al. (1995) letztglaziale Gletscherstände in ähnlicher Weise erhalten. Im Bereich des Lago Argentino nahmen bereits FERUGLIO (1944) und MERCER (1976) an, daß der letztglaziale Maximalvorstoß mindestens bis zur gotiglazialen Eisrandlage von CALDENIUS (1932) östlich des Sees gereicht hat. In Feuerland gibt es dagegen Hinweise, daß CALDENIUS' gotiglaziale Eisrandlage in die vorletzte Kaltzeit zu stellen ist (RABASSA & CLAPPERTON 1990: 170).

Aufgrund der erheblichen Unsicherheiten war es ein Ziel der hier vorgestellten Untersuchungen, anhand ausgedehnter Geländeaufnahmen weitere Informationen zur jungkänozoischen Landschaftsund Vergletscherungsgeschichte des südpatagonischen Andenvorlandes zu erhalten. Als zentrale Untersuchungsgebiete wurden der Lago Argentino (ca. 50° s. Br.) und das Río Santa Cruz-Tal gewählt (Abb. 1.2).



Abb. 1.2: Lage der Untersuchungsgebiete.

Folgende Gründe führten zu dieser Gebietsauswahl:

 a) Die Untersuchungsgebiete liegen innerhalb der südhemisphärischen Westwindzone. Da sie von den potentiell durch meridionale Verlagerungen angrenzender Klimazonen unmittelbar betroffenen Randbereichen dieser Zone weiter entfernt sind, sind alle in diesem Gebiet nachweisbaren quartären Klimaschwankungen zunächst einmal Ausdruck von Veränderungen innerhalb der südhemisphärischen Westwindzone (Intensität und Häufigkeit von Zyklonen, Temperaturveränderungen, Mäandrierungsverhalten der Luftströmungen). Innerhalb der atmosphärischen Zirkulation wird natürlich der klimatische Charakter der Westwindzone wesentlich von der antarktischen Eisausdehnung sowie den Druck- und Temperaturverhältnissen zwischen subantarktischer Tiefdruckrinne und subtropischen Hochdruckzellen bestimmt. Ein direkter Einfluß meridionaler Verlagerungen angrenzender Klimazonen bis in den Bereich des Untersuchungsgebietes ist jedoch nach derzeitiger Kenntnis kaum anzunehmen. Insofern sind Gletschervorstöße primär eine Folge von Temperaturdepressionen. In den weiter nördlich gelegenen Südanden werden dagegen nach GARLEFF & STINGL (u.a. 1985) Gletschervorstöße stärker durch hygrische Schwankungen des Klimas als Folge der Verlagerungen der atmosphärischen Zirkulation beeinflußt.

- b) Der Lago Argentino und das obere Río Santa Cruz-Tal zählen neben dem weiter nördlich gelegenen Lago Buenos Aires (ca. 46° s.Br.) zu den klassischen Gebieten der Erforschung südandiner Vorlandvergletscherungen. Sie wurden bereits von CALDENIUS (1932), FERUGLIO (1944) und MERCER (1976) bearbeitet.
- c) Ebenso wie die derzeit vergletscherten Areale westlich des Lago Argentino entwässerten auch Schmelzwässer der quartären landvergletscherungen über den Río Santa Cruz in den Atlantik. Durch die Verknüpfung einzelner Eisrandlagen und deren proglazialer Schotterfelder mit zeitlich entsprechenden Flußterrassenbildungen des Río Santa Cruz ist bereits eine erste stratigraphische Einstufung der ehemaligen Eisrandlagen in unterschiedliche Glaziale möglich. Obwohl diese Methode bereits von PENCK & BRÜCKNER (1901/1909) im Alpenvorland erfolgreich zur Abgrenzung alpiner Vorlandvergletscherungen wurde, ist sie im patagonischen Andenvorland erstaunlicherweise bisher nicht konsequent angewandt worden.
- d) Sowohl am Südrand des Lago Argentino als auch beiderseits des oberen Río Santa Cruz-

Tales sind jungkänozoische Vulkanite (Basalte, Andesite) weitflächig verbreitet. Ihre K/Ar-Datierung lieferte bereits MERCER (1976) wichtige Alter zur Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte dieses Raumes.

1.2. Mittel- und jungquartäre Küstenentwicklung - Problemstellung, Ziele, Untersuchungsgebiete und Altersbestimmungen mariner Mollusken

Ein weiterer Schwerpunkt der hier vorgestellten Untersuchungen liegt auf der morphologischstratigraphischen Neugliederung und absoluten Alterseinstufung mittelund jungquartärer Strandablagerungen an der patagonischen Atlantikküste (Kap. 4. und Kap. 5.). Trotz jüngerer Arbeiten ist über Anzahl, Altersstellung, Verbreitung und geologische Lagerung der dort aus diesem Zeitraum erhaltenen Küstenablagerungen sowie über deren sedimentologischen Aufbau und Genese immer noch wenig bekannt (ebenso CLAPPERTON 1993a: 581). Daher sind die Vorstellungen zur Größenordnung tektonischer und/oder eustatischer Einflüsse auf die quartäre Küstenentwicklung Patagoniens bis heute unklar.

Die küstenmorphologischen Untersuchungen schließen an Arbeiten von RADTKE (1989) und RUTTER et al. (1990) an, die erstmalig neue Methoden der Altersbestimmung mariner Strandsedimente (ESR-, AAR-, Th/U-Methode) einsetzten. An verschiedenen argentinischen Küstenlokalitäten zeigten sich dabei Unstimmigkeiten zwischen den bis dahin überwiegend altimetrisch differenzierten und zeitlich eingestuften marinen Terrassen (u.a. FERUGLIO 1949/50) und den Ergebnissen der Altersdatierungen. Im einzelnen konzentrierten sich die Untersuchungen auf die Küstenlokalitäten Camarones, Bahía Bustamante, Caleta Olivia. Mazarredo und San Julián (Abb. 1.2). Weiterhin wurden Aufschlüsse in den klassischen Lokalitäten Península Valdés und Puerto Deseado bearbeitet.

Aus der Verbindung von großräumigen Geländeaufnahmen und absoluten Datierungen waren genauere Aussagen zum Einfluß tektonischer und/oder eustatischer Einflüsse auf Küstenentwicklung Patagoniens im jüngeren Mittel- und Jungpleistozän zu erwarten (Kap. 4.4.). Die verschiedenen an zahlreichen marinen Mollusdurchgeführten Altersdatierungen (ESR, 14C, Th/U, AAR) und einige daraus resultierende geochronologische Aspekte (Altersintervalle, Datierungsqualitäten etc.) werden im letzten Kapitel (Kap. 5.) angesprochen.

1.3. Geländeaufenthalte, -unterlagen und Drittmittel

Die regionalen Untersuchungen an der patagonischen Atlantikküste und im Bereich des Lago Argentino - Río Santa Cruz-Tales wurden während mehrerer Geländeaufenthalte in den Südsommern der Jahre 1992 bis 1997¹ sowie im Südfrühjahr 1992² durchgeführt. Die zahlreichen Höhenmessungen erfolgten mit Hilfe eines THOMMEN-Altimeters mit einer gerätespezifischen Meßgenauigkeit von ± 1 m. Um diese Meßgenauigkeit zu erreichen, wurde der Höhenmesser mehrfach täglich an den in den amtlichen topographischen Karten 1:100.000 des INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR (Buenos Aires) eingezeichneten Höhenpunkten kalibriert. An der Küste wurde zur Eichung vor allem der jeweils aktuelle Meeresspiegel benutzt, wobei die Umrechnung der Höhen auf mittleren Tidenwasserspiegel (m ü. mTw) bzw. auf höchsten Tidenwasserspiegel (m ü. hTw) anhand der "Tablas de Marea 1992, 1993, 1994, 1995" (SERVICIO DIE HIDROGRAFÍA NAVAL, Buenos Aires) erfolgte. Die Höhenmessungen wurden zudem an verschiedenen Tagen und in der Regel während mehrerer Geländeaufenthalte wiederholt. Für die Kartierungen standen topographische Karten im Maßstab 1:100.000 sowie Luftbilder im Maßstab von ca. 1:70.000 des INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR (Buenos Aires) zur Verfügung. Hinzu kamen verschiedene Landsat TM -Aufnahmen, teilweise verschnitten mit Radarbildern des ERS 1-Satelliten (SCHELLMANN et al. 1997; SCHWAN et al. 1994; WENZENS et al. 1997). Die Untersuchungen wurden in den Jahren 1992 - 1994 vom BMFT (03PL504B) und seit 1994 durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (We 509/8-1) gefördert.

2. Physisch-geographischer Überblick von Patagonien

Nach der Namensgebung durch MAGELLAN (1520) und seit der europäischen Landnahme im ausgehenden 19. Jahrhundert wird das südliche Südamerika zwischen dem Atlantischen und Pazifischen Ozean als Patagonien bezeichnet. Einen Überblick zur Erforschungs- und Besiedlungsgeschichte dieses Raumes geben u.a. STEFFEN (1919), LLIBOUTRY (1956), LJUNGNER (1959), LISS (1979) und RÖTHLISBERGER (1986: 217ff.). Im Süden durch die Magellanstraße von Feuerland

und seiner Inselwelt abgesetzt, reicht das argentinische Patagonien über 1.700 km weit nach Norden bis zum Río Colorado. Auf chilenischer Seite wird die Nordabgrenzung des andinen Patagoniens in der Literatur unterschiedlich zwischen ca. 42°s.Br. (nördlich der Isla Chiloë) und ca. 37°s.Br. (südlich von Concepción) gezogen (z.B. FRENGUELLI 1946; SÁNCHEZ & MORALES 1993; SORIANO et al. 1993; STEFFEN 1919: 3ff.; RAMOS et al. 1982; WEISCHET 1970: Karte 2; ZEIL 1979: 46ff.).

Physisch-geographisch und geologisch besteht Patagonien aus zwei grundverschiedenen Großlandschaften: dem bewaldeten und stark vergletscherten Faltengebirge der Südanden und der steppenhaften patagonischen Tafellandschaft (Abb. 2.1). Diese naturräumliche Großgliederung Patagoniens in andines Faltengebirge im Westen und bruchtektonisch geprägtes Tafelland im zentralen und östlichen Bereich ist eng verknüpft mit der Entstehung und Entwicklung des Südatlantiks seit dem Mesozoikum, der Öffnung der Drake Passage im Laufe des Tertiärs vor ca. 34 -60 Mio. Jahren (PELAYO & WIENS 1989: 7293), den Subduktionsverhältnissen, das heißt den unterschiedlichen Subduktionsraten und Einfallswinkeln der subduzierten ozeanischen Kruste an der pazifischen Westküste des Kontinents, sowie intrakontinentaler bruchtektonischer Dynamik.

2.1. Die allgemeine morphologische und geologisch-strukturelle Großgliederung Patagoniens

Die Anden zählen als Teil des zirkumpazifischen Kettengebirgssystems zu den tektonisch aktivsten Krustenbereichen der Erde. Seit dem ausgehenden Paläozoikum bzw. frühen Mesozoikum wird an der patagonischen Westküste ozeanische Pazifikkruste subduziert (u.a. GUST et al. 1985; LIGHT et al. 1993; RAPELA & KAY 1988). Im Verlaufe des Meso- und Känozoikums entstand das Andenorogen, wobei die Heraushebung zur heutigen Höhenlage erst im jüngeren Tertiär erfolgte (Kap. 3.). Hinweise auf die zur Zeit kräftige Subduktion der ozeanischen Nazca-Platte unter den südamerikanischen Kontinent geben die in den Nordpatagonischen Anden zahlreich auftretenden seismischen und vulkanischen Aktivitäten (Abb. 2.2). Die Subduktionsrate soll im Bereich des Chile-Rückens ("Chile Ridge") derzeit ca. 9 cm/a betragen (FORSYTHE et al. 1986: Fig. 1; KAY et al. 1993). Wesentlich langsamer taucht in einer Größenordnung von maximal 2 cm/a die südlich angrenzende Antarktische Platte unter die Südpatagonischen Anden ab, so daß dort Erdbeben

¹ Geländeaufenthalte vom: 7.3.92 - 15.4.92, 23.2.93 - 11.4.93, 16.2.94 - 12.4.94, 14.2.95 - 12.4.95, 12.2.97 - 12.03.97

² Geländeaufenthalt vom 19.9.92 - 14.10.92

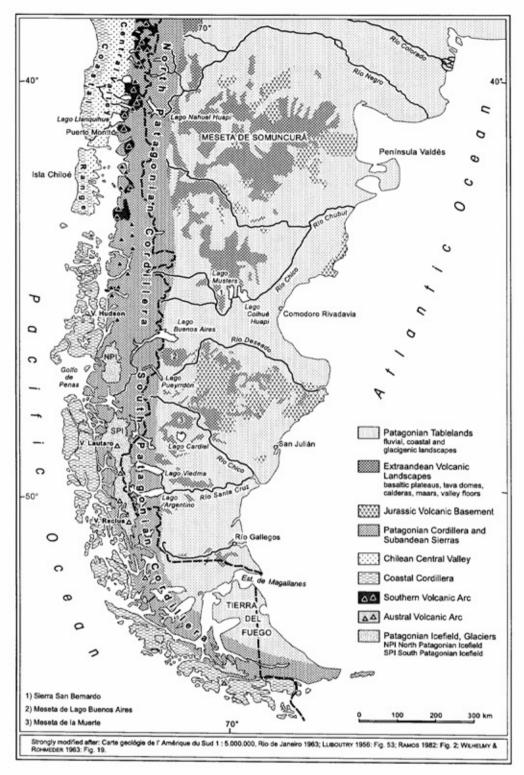


Abb. 2.1: Morphologisch-geologische Gliederung Patagoniens.

selten sind und nur wenige vulkanisch aktive Zonen existieren (Abb. 2.2).

Verglichen mit den Anden ist das östlich angrenzende patagonische Tafelland, von einer schmalen subandinen Randzone abgesehen, bereits seit dem mittleren Mesozoikum eine relativ stabile Kontinentalscholle. Im Spannungsfeld zwischen dem aktiven Subduktionsrand des Andenorogens im Westen und der sich ausdehnenden ozeanischen Südatlantik-Platte im Osten kam es dort im Laufe des Meso- und Känozoikums zu großräumigen tektonischen Verstellungen des präjurassischen Kontinentalsockels. Dieser zerbrach in mehrere große tektonische Hochschollen (Nordpatagonisches und Deseado-Massiv) und Senkungszonen (Colorado-,

Valdés-, San Jorge- und Magellanes-Becken) (Abb. 2.10; Kap. 2.3.). Tiefreichende tektonische Lineamente und grabenartige Bruchzonen, häufig begleitet von intrakontinentalem basaltischem Vulkanismus, sind ein weiteres tektonisch-strukturelles Element dieser Großscholle. Lage, Alter und Größenordnung jungkänozoischer bruchtektonischer Verstellungen sind in weiten Bereichen des patagonischen Tafellandes, der Südpatagonischen Anden und des andennahen Vorlandes noch wenig erforscht. Wesentlich besser ist dagegen infolge intensiver Erdölprospektionen der tiefere Untergrund der tektonischen Tiefschollen ("Basins") bekannt.

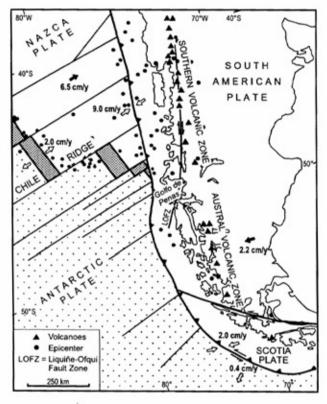


Abb. 2.2: Plattengrenzen, Vulkanismus und Erdbeben im südlichen Südamerika. ("LOFZ" = Liquiñe-Ofqui-Verwerfungszone; verändert nach KAY et al. 1993: Fig. 1 und CANDE & LESLIE 1986: Fig. 2).

Die patagonische Atlantikküste und der ihr vorgelagerte 300 - 500 km breite Kontinentalschelf zählen zu den subduktionsfreien "passiven" Kontinentalrändern auf der Erde. Im Gegensatz zu den Südanden und dem andennahen Vorland ist die Erdkruste im Bereich der patagonischen Plattform mindestens seit dem späten Paläozoikum nicht mehr von orogenetischen Bewegungen erfaßt worden. Als wesentliche tektonische und ozeanische Einflußfaktoren auf die quartäre Küstenentwicklung dieses Raumes kommen daher glazialund tektonisch-eustatisch induzierte

Meeresspiegelveränderungen sowie weitgespannte epirogene und kleinräumigere bruchtektonische Verstellungen der Küste in Frage. Dabei ist derzeit die räumliche Verbreitung, Größenordnung und Zeitstellung jungkänozoischer tektonischer Bewegungen entlang der patagonischen Atlantikküste noch weitgehend unbekannt, ebenso wie eventuelle Kausalbeziehungen zwischen intrakontinentaler Bruchtektonik und variierenden Bewegungsraten einzelner ozeanischer Krustensegmente des Südatlantiks (s.a. FRANCHETEAU & PICHON 1972: 1003ff.; LIGHT et al. 1993: 474f.; ZAMBRANO & URIEN 1970: Fig. 7, 1391). Der Einfluß glazial-isostatischer Ausgleichsbewegungen auf die aktuellen Höhenlagen quartärer Strandablagerungen ist für den äußersten Süden Patagoniens, aber vor allem für Feuerland und seine Inselwelt vorstellbar (u.a. CLAPPERTON 1993a: 591ff.; CLAPPERTON et al. 1995; GORDILLO et al. 1993; RABASSA et al. 1986), da dort während der Kaltzeiten in Relation zum nord- und mittelpatagonischen Andenraum wesentlich ausgedehntere Festlandsareale vergletschert waren. Für den Zeitraum seit Ausgang des letzten Glazials liegen jedoch bisher keine Befunde vor, die größere isostatische Küstenbewegungen im Bereich der unvergletscherten Atlantikküste zweifelsfrei belegen würden (Kap. 4.4.; SCHELLMANN 1995).

2.2. Die Patagonischen Anden

Die Patagonischen Anden bzw. patagonischen Kordilleren (Patagonian Andes, Andes Patagóni-"Westpatagonien" werden auch als (STEFFEN 1919) bezeichnet, gebräuchlich ist ebenfalls der Name "Südanden" bzw. "Südkordillere" (Southern Andes, Andes Australes). Zwischen ca. 39° bis 52°s.Br. verlaufen die südandinen Gebirgszonen annähernd meridional, um weiter südlich zunehmend nach Südosten und Osten in die von zahlreichen Fjorden und Meeresarmen zergliederten südandinen Gebirgszüge Feuerlands umzubiegen. Verglichen mit den außerpatagonischen Kordilleren Südamerikas sind die Südanden wesentlich niedriger und besitzen keine durchgehende Hauptkette. Vielmehr sind sie durch zahlreiche Quertäler und niedrige Pässe in einzelne Gebirgsmassive unterteilt, wobei über den genauen Verlauf solcher Tiefenzonen im Bereich der ausgedehnten rezenten Vergletscherungsareale nur wenig bekannt ist.

Im Bereich des "Golfo de Penas" bei ca. 47°s.Br., wo derzeit Nazca-, Antarktische und Südamerikanische Platte aneinanderstoßen ("triple junction" bzw. "triple point" in Abb. 2.2), können die Südanden weiter unterteilt werden in die Nörd-

lichen und Südlichen Patagonischen Anden (Abb. 2.1, Abb. 2.3). Als Grenze bietet sich die transandine Tiefenlinie vom Golfo de Penas über das Río Baker-Tal zum Lago Buenos Aires an.

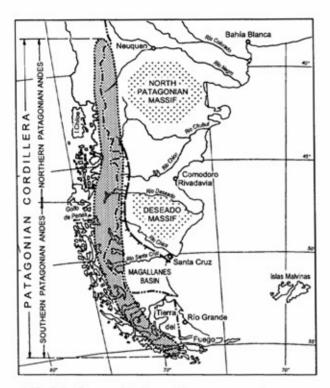


Abb. 2.3: Geographische Abgrenzung der patagonischen Anden und subandinen Meseten sowie geotektonische Untergliederung Patagoniens (verändert nach RAMOS et al. 1982: Fig. 1).

Die Hochkordillere der südlich gelegenen Südpatagonischen Anden ist bis zur Magellanstraße fast durchgängig vergletschert (Südpatagonisches Eisfeld, stark vergletscherte Cordillera Darwin). Vom Pazifik reichen zahlreiche Fjorde weit in die Kordillerenketten hinein. An der östlichen Kordillerenabdachung liegen fast alle größeren Zungenbeckenseen Patagoniens wie der Lago Buenos Aires, der Lago Pueyredon, der Lago Viedma und der Lago Argentino. Teilweise greifen diese über fjordähnliche Seitenarme noch weit in die Hoch-Kordillere zurück.

Dagegen sind die Nordpatagonischen Anden wesentlich kleinflächiger vergletschert. Nördlich des Nordpatagonischen Eisfeldes tragen nur noch die höchsten Vulkankuppen wie der Co. Tronador (3.410 m, ca. 41°s.Br.) eine Eiskappe. Auf der Ostseite fehlen weitgehend größere Zungenbeckenseen, und die Zergliederung der Kordillere in einzelne Blöcke erfolgt nach Norden zunehmend durch transandine Quertäler.

Während im Bereich der Südpatagonischen Kordillere bisher lediglich sechs holozäne Vulkane -Lautaro, Viedma, Aguilera, Reclus, Mt. Burney, Cook Island - bekannt sind (Abb. 2.2: "Austral Volcanic Zone"; Abb. 2.4), eine historische Beschreibung ihrer vulkanischen Aktivitäten gibt MARTINIC (1988), und die aktuelle seismische Aktivität sehr gering ist, gehören die zahlreichen Vulkane der Nordpatagonischen Anden "Southern Volcanic Zone", einer küstenparallelen Zone hoher vulkanischer und seismischer Aktivität von über 1.200 km Nord - Süd - Erstreckung (u.v.a. CLAPPERTON 1993a: 130ff.; CANDE & LESLIE 1986: Fig. 2; RADTKE 1989: 44ff.; VERGARA & MUNIZAGA 1974; WEISCHET 1970: 163ff.). Jahrhundertbeben wie das südchilenische Erdbeben vom Mai 1960 können dabei in der Küstenzone Landhebungen und Senkungen von mehreren Metern Höhe bewirken (u.a. BARRIENTOS 1994; BARTSCH-WINKLER & SCHMOLL 1993; PLAFKER & SAVAGE 1970). Das südliche Ende dieser geodynamisch hochaktiven Zone markiert der Vulkan Hudson, dessen letzter plinianischer

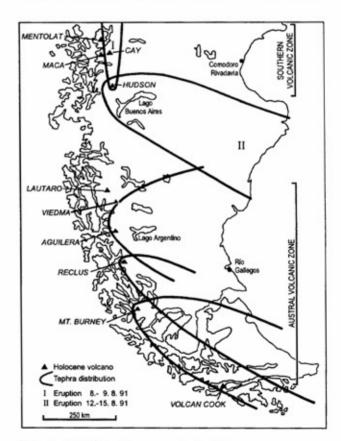


Abb. 2.4: Reichweite spätglazial/holozäner Ascheeruptionen von Vulkanen in den Patagonischen Anden (verändert nach STERN 1990:
Fig. 1, beim Vulkan Hudson ergänzt nach
BITSCHENE et al. 1994: Fig. 1 sowie SCASSO
et al. 1994: Fig. 1).

Ausbruch im August 1991 noch in dem 550 km weiter östlich gelegenen Puerto Deseado zur Ablagerung einer bis 2 cm mächtigen Ascheschicht führte (Abb. 2.4; BITSCHENE & MENDIA 1995; BITSCHENE et al. 1994; SCASSO et al. 1994).

Während noch AUER (1974) verschiedene Tephren als stratigraphisch vermeintlich sichere Leithorizonte ansah, konnte STERN (1990) aufzeigen, daß dies aufgrund ihrer mineralogischen und chemischen Verwandtschaft und vor allem wegen der sehr lückenhaften Kenntnis von Anzahl und Altersstellung nicht zweifelsfrei möglich ist. Datierungen verschiedener spätglazialer und holozäner Tephrenlagen sind bei STERN (1990) und HEUSSER et al. (1990) veröffentlicht, während KILIAN (1997), LOPEZ-ESCOBAR & KEMPTEN (1990) sowie STERN & KILIAN (1996) detailliert auf geochemische und petrographische Charakteristika südandiner Vulkanite eingehen.

Das Fehlen des Vulkanismus in der Hochkordillere zwischen 46°30' und 49°s.Br. wird mit der in diesem Bereich der pazifischen Subduktionszone seit ca. 6 - 10 Mio. Jahren stattfindenden Kollision des Chile-Rückens (Abb. 2:2: "Chile Ridge") und einer dadurch ausgelösten Kompression des Kontinentalrandes erklärt (u.a. KAY et al. 1993; RAMOS & KAY 1992).

2.2.1. Geologisch-struktureller Großbau

Morphostrukturell bestehen die Nordpatagonischen Anden aus drei verschiedenen, annähernd N-Sverlaufenden Einheiten (Abb. 2.5).

grabenartig eingesunkene südchilenische Längstal (Abb. 2.5: Longitudinal Valley) trennt hier eine stark abgetragene Küstenkordillere (Abb. 2.5: Coastal Cordillera) im Westen von der Hochkordillere (Abb. 2.5: High Cordillera) im Osten. Die Küstenkordillere gehört nördlich der Insel Chiloë dem Kontinent an und besitzt dort den Charakter eines Küstenberglandes mit Erhebungen von 600 - 900 m ü. M. Nach Süden taucht diese Zone zunehmend ab. An die Stelle eines Berglandes tritt eine Vielzahl von Halbinseln, Inseln, Meeresarmen und Fjorden. Glazialerosiv übertieft besitzen die Meeresarme im Bereich der Insel Chiloë nach HEUSSER (1990: 13) Wassertiefen von über 300 m. Zwischen 42° - 47°s.Br. besteht die Küstenzone überwiegend aus gefalteten paläozoischen Metamorphiten (Abb. 2.6), in die weiter nördlich auch jungpaläozoisch/jurassische Plutonite eingeschweißt sind (u.a. HERVÉ 1994: 243f.; ders. 1988: Fig. 1; ZEIL 1986: 70). Nach ZEIL (1986: 70) kann man in der Küstenkordillere ein

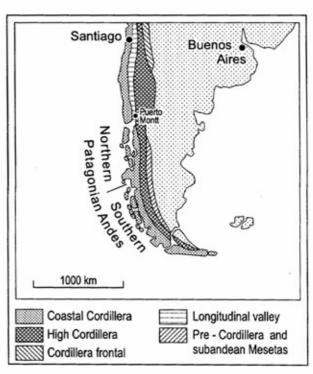


Abb. 2.5: Bedeutende strukturelle Elemente der Patagonischen Anden (verändert nach AUBOUIN 1973: Fig. 1).

Relikt des Gondwana-Kontinentes sehen, das dem andinen Bau einverleibt wurde (weiterführende Literatur zur plattentektonischen Deutung der patagonischen Andenentstehung u.v.a.: DALZIEL 1989; DEWEY & LAMB 1992, HERVÉ 1994; MPODOZIS & RAMOS 1989; LIGHT et al. 1993; RAPELA & KAY 1988; ULIANA & BIDDLE 1988; ULIANA et al. 1995).

Im Bereich und nördlich von Puerto Montt (Abb. 2.5) erstreckt sich der südchilenische Längsgraben, eine tektonisch bedingte Tiefenzone von maximal 100 km Breite und lediglich 50 - 300 m Höhe über dem Meeresspiegel. Im südlichen Bereich ist er mit teilweise über 4.000 m mächtigen känozoischen Sedimenten verfüllt. Diese markante Depression erstreckt sich in mehrere Teilbecken und Schwellen untergliedert über eine Entfernung von 1.100 km bis nördlich von Santiago (ZEIL 1979: 169ff.). Sie wird im Osten von der parallel zum Kontinentalrand verlaufenden Liquiñe-Ofqui-Verwerfungszone (Abb. 2.2: "LOFZ") begleitet.

Entlang dieses Störungssystems finden nach HERVÉ (1994) mindestens seit dem Eozän bedeutende Vertikalbewegungen und Blattverschiebungen statt, wodurch von der Subduktionszone ausgehende kompressive Kräfte anscheinend weitgehend absorbiert werden. Er sieht hier eine Ursache dafür, daß der östlich gelegene Andenraum

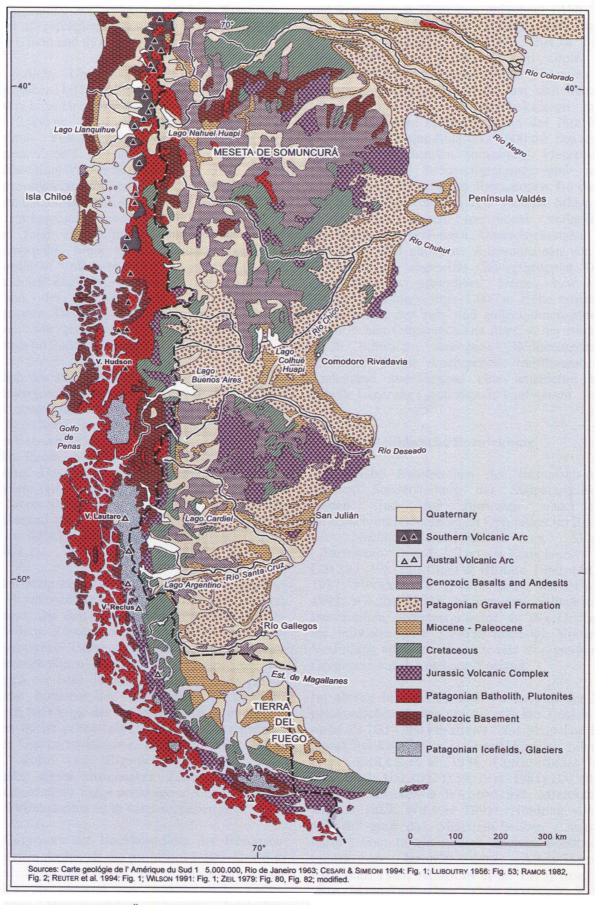


Abb. 2.6: Geologische Übersichtskarte von Patagonien.

im Gegensatz zur südpatagonischen Kordillere keinen ausgeprägten Falten- und Überschiebungsgürtel ("fault and thrust belt") besitzt.

Die östliche Umrahmung des südchilenischen Längsgrabens bildet die im allgemeinen nur 1.200 -1.500 m hohe Hochkordillere mit ihren zahlreichen über 2.000 m, teilweise über 3.000 m hohen quartären Vulkankegeln (Abb. 2.2: "Southern Volcanic Zone"). Sie sitzen vor allem entlang der Liquiñe-Ofqui-Verwerfungszone (LOFZ) mesozoisch/känozoischen Tiefengesteinen (Datierungen u.a. in: RAPELA & KAY 1988; HERVÉ 1988) des "Patagonischen Andenbatholithen" auf. Nach Osten folgt eine schmale Zone paläozoischer Metamorphite, sowie lediglich schwach gefaltete mesozoische Vulkanite und Sedimentgesteine der subandinen Zone. Nur vereinzelt finden sich am der Hochkordillere jungkänozoische Ostrand Intrusionen. Diese erheben sich zu bedeutenderen Höhen, wie etwa der 3.600 m hohe Co. San Lorenzo im Süden des Lago Pueyredón.

Südlich des südchilenischen Seengebietes mit der gletschergeschichtlich wichtigen Lokalität "Lago Llanquihue" tauchen die ersten beiden Einheiten ab. Die Zone der "Küstenkordillere", im tektonisch-strukturellen Sinne, ist nun durch zahlreiche Inseln, Meeresarme und Fjorde gekennzeichnet. Das südchilenische Längstal setzt sich submarin fort, wird also fast vollständig von breiten Meeresstraßen eingenommen. Sein östlicher Grabenrand verliert sich nach Westen umbiegend bei ca. 47°s.Br. im Bereich des Golfo de Penas (Abb. 2.2).

In den Südpatagonischen Anden sind Küstenzone und Hochkordillere nicht mehr durch ein Längstal getrennt. Die durch zahlreiche Fjorde und Kanäle gegliederte Küstenzone besteht überwiegend aus mesozoischen Tiefengesteinen des Patagonischen Andenbatholithen (Abb. 2.6). Vereinzelt wie im Bereich der Islas del Dios sind meerwärts paläozoische Metamorphite verbreitet. Die morphologisch tiefe Lage des Andenbatholithen in diesem Raum dürfte primär eine Folge extremer pleistozäner Glazialerosion (s.a. PASKOFF 1989: 262f.) sein, wobei eine allgemeine tektonische Absenkung dieser küstennahen Zone im jüngeren Känozoikum als Folge nachlassender Subduktionsgeschwindigkeiten nicht auszuschließen ist.

Im Gegensatz zur Hochkordillere der Nordpatagonischen Anden ist die im Mittel 1.500 - 2.000 m hohe Zentralkordillere der Südpatagonischen Anden überwiegend aus präkambrisch/ paläozoischen Metamorphiten (Quarzite, kristalline Kalke, Phyllite etc.) und gefalteten jurassischen

und kretazischen Gesteinen aufgebaut (Abb. 2.6) (u.a. BORELLO 1957: 861; DALZIEL 1981: Fig. 2; KATZ 1964; WILSON 1991: Fig. 1). Bis ca. 51° S stellen ihre über 2.500 m hohen Gipfel die höchsten Erhebungen innerhalb der Südanden dar. Entlang des Ostabfalles erstrecken sich miozäne Magmenintrusionen wie die bekannten durch Erosion isolierten Gebirgsgruppen des Fitz Roy-(3.375 m) und Paine-Massivs (3.000 m). Die an der Ostflanke anstehenden jurassisch/ kretazischen Vulkanite und Sedimentgesteine sind meist intensiv gefaltet, teilweise überschoben. Im Gebiet des Lago Argentino - Lago Viedma bilden sie eigenständige, durch meridional verlaufende Störungen (Verwerfungen, Überschiebungen, Faltenachsen) und glazigene Ausraumzonen von der Hochkordillere abgesetzte Gebirgsgruppen. Diese stark zertalten subandinen Sierren bzw. Präkordilleren können über 2.000 m Höhe erreichen. Sie leiten zu den sub- und außerandinen Meseta-Hochflächen Ostpatagoniens über, deren zunächst noch schwach verbogene Sedimentgesteine ("subandin") mit zunehmender Entfernung vom Andenrand überwiegend eine annähernd horizontale Lagerung ("außerandin") aufweisen.

2.2.2. Geotektonische Entwicklung

Wesentliche Kennzeichen der tektonisch-strukturellen Sonderstellung der Südpatagonischen Anden sind das Auftreten von jurassisch/unterkretazischen Ophioliten im Bereich Hochkordillere südlich ca. 51°s.Br. ("Sarmiento-" und "Tortuga-Komplexes" DALZIEL 1981; ELTHON & RIDLEY 1980; MILNES 1987; MPODOZIS & RAMOS 1989; STERN et al. 1992; WILSON 1991), der intensive Faltenbau der kretazischen Sedimentgesteine an der Ostflanke, die teilweise über 7.000 m mächtige Vortiefen-Verfüllung am Ostrand sowie das Übergreifen der Orogenese auf das östliche Vorland.

Im oberen Jura bildete sich im Bereich der Südpatagonischen Anden ein ozeanisches Becken von mehr als 200 - 300 km Breite - das Magellan- bzw. Rocas Verdes-Becken (weiterführende Literatur u.v.a.: BIDDLE et al. 1986; CUNNINGHAM 1995, ders. 1993; DALZIEL 1989; ders. 1981; DALZIEL et al. 1974; HANSON & WILSON 1991; MPODOZIS & RAMOS 1989; WILSON 1991). Nördlich von ca. 47°s.Br. ging das Magellan-Becken ("marginal basin") über in ein typisch andines Randbecken basin"): "Aisen-Segment" arc dem (AGUIRRE 1985; AUBOUIN et al. 1973) bzw. dem "Río Mayo-Teilbecken" (MPODOZIS & RAMOS 1989) (Abb. 2.7; Abb. 2.8). Es wurde seit dem Jura mit vulkanischen, flachmarinen und vor allem

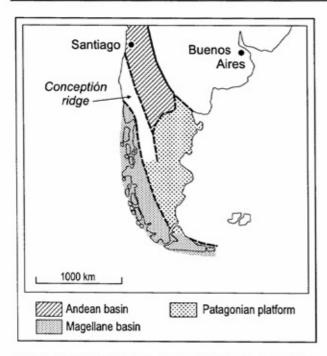


Abb. 2.7: Geotektonische Untergliederung der Patagonischen Anden (verändert nach ZEIL 1979: 118 und AGUIRRE 1985: Fig. 2).

kontinentalen Sedimenten aufgefüllt. Die nördliche Begrenzung zur pazifischen zentralandinen Geosynklinale bildete die Schwelle von Concepción (Abb. 2.7: "Concepción Ridge"). Nach Osten verhinderte das Hochgebiet des Deseado Massivs bis zum Tertiär eine Meeresverbindung zum sich öffnenden Südatlantik. Nur kurzzeitig in der Unterkreide konnte von Süden her das "Magellan Meer" bis in diesen Raum transgredieren (ausführlich in AGUIRRE 1985).

In beiden Segmenten der Patagonischen Anden setzte die Orogenese, verbunden mit hohen Subduktionsraten und intensiven Magmenintrusionen im Bereich des Andenbatholithen (BRUCE et al. 1991; MALUMIÁN & RAMOS 1984; RAMOS et al. 1982; RAPELA et al. 1987), im Laufe der höheren Unterkreide ein.

In den Nordpatagonischen Anden kam es in der Folgezeit zu relativ geringen Krustenverkürzungen und Einengungen und damit zu einem einfachen großwelligen Faltenbau (Abb. 2.9a). An der Ostabdachung bildete sich keine kontinuierliche Molassesenke (RAMOS 1989: 900). Erst im jüngeren Känozoikum wurde der ehemalige Bereich des magmatischen Inselbogens, der heutige Nordpatagonische Andenbatholith, herausgehoben und bruchtektonisch in einzelne Blöcke zerlegt. Es entstand die bedeutende Liquiñe-Ofqui-Bruchzone mit den ihr zahlreich aufsitzenden Stratovulkanen der "Southern Volcanic Zone" und der Südchilenische Längstalgraben.

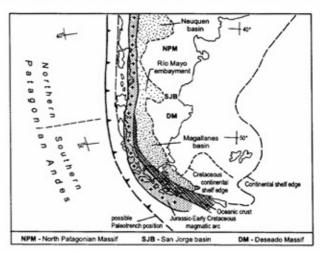
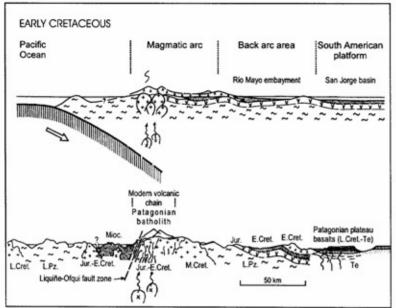


Abb. 2.8: Tektonisch-strukturelle Untergliederung der Patagonischen Anden (verändert nach MPODOZIS & RAMOS 1989: Fig. 7).

Enorme Krustenverkürzung und Übergreifen der orogenen Wellen bis weit auf die südamerikanische Kontinentalscholle sind die wesentlichen Kennzeichen der Auffaltung der Südpatagonischen Anden. Bereits in der höheren Unterkreide kollidierte der ehemalige vulkanische Inselbogen mit dem Kontinent unter Schließung des Magellanes-Randozeans (Abb. 2.9b). Östlich dieser ersten "Paläo-Anden" bildete sich die Magellanes-Vortiefe, deren bis 7.000 m mächtige sedimentäre Füllung mit dem Vorrücken der orogenen Front im Zeitraum höhere Unterkreide bis Miozän zu einer unterschiedlich breiten subandinen Falten- und Überschiebungszone deformiert wurde (Abb. 2.9b: "Magallanes Fold and Thrust Belt").

Bis zur ausgehenden Oberkreide wurden die Südpatagonischen Anden zunächst im nördlichen, später im südlichen Bereich herausgehoben und das angrenzende noch meeresbedeckte Vorland zunehmend mit sandigen und kiesigen Sedimenten aufgefüllt (u.a. RAMOS & AGUIRRE-URRETA 1994; RICCARDI 1988).

Im Gebiet des Lago Argentino kam es zur Ablagerung der sandreichen Formationen La Anita bis Chorillo (Tab. 2.1). Über diese wurden im Laufe des Paläo- bis Eozäns diskordant die sand- und konglomeratreichen Ablagerungen der marinen Formation Calafate abgelagert (ARBE & HECHEM 1984b; MACELLARI et al. 1989; RUSSO et al. 1980; CONCHEYRO 1991). Bis zum mittleren Miozän besaßen die Südanden, aber wahrscheinlich auch große Bereiche Patagoniens, nur eine geringe orographische Erhebung, so daß im östlichen Andenvorland fast ausschließlich feinklastischer Abtragungsschutt sedimentiert wurde. Im Bereich des Magellan-Beckens wurden bei noch anhaltender tektonischer Absenkung die teilweise



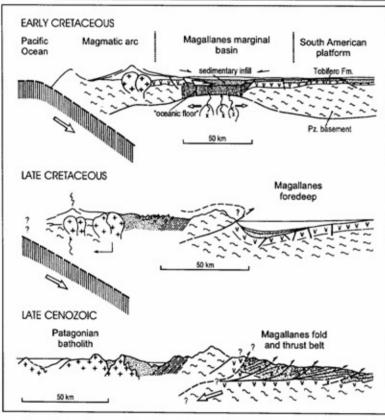


Abb. 2.9a: Schematische Querschnitte zur geologischtektonischen Entwicklung der Nordpatagonischen Anden bei ca. 46°S (verändert nach MPODOZIS & RAMOS 1989: Fig. 19).

über 1.000 m mächtigen feinklastischen Molasseablagerungen der flachmarinen Formation Patagonia und der kontinentalen Formation Santa Cruz abgelagert (Tab. 2.1). Seit dem Eozän und vor allem im frühen bis mittleren Miozän setzten dann im Bereich der Südpatagonischen Anden erneut beträchtliche orogene Bewegungen ein, von denen auch das östliche Vorland betroffen wurde. Die Südkordillere wurde wahrscheinlich bereits bis zur heutigen Höhenlage herausgehoben (Kap. 3.) und entlang bedeutender Seitenverschiebungen in mehrere große Blöcke zerlegt (NULLO et al. 1978; ZEIL Abb. 2.9b: Schematische Querschnitte zur geologischtektonischen Entwicklung der Südpatagonischen Anden (stark verändert nach MPODOZIS & RAMOS 1989: Fig. 20, 21).

1964: 602). Am östlichen Andenrand kam es zur weiteren kompressiven Ausgestaltung der subandinen Falten- und Deckenzone, wobei teilweise auch noch Sedimente aus dem frühen Miozän deformiert wurden (RAMOS 1989; RAMOS & KAY 1992; BIDDLE et al. 1986).

2.3. Das patagonische Tafelland

Ostlich der bewaldeten und vergletscherten Patagonischen Anden erstreckt sich eine weite Gras-

^2	Per	lod	Epoch ·)	Stage ')	Lago San Martin 2)	Lago Viedma 3),4)	Lago Argentino 5)	Lago Sarmiento 4)	Deseado Massif 2)	San Jorge Basin 4),7),
-	Oun	tem.		PIACENZIAN		v./2	Youn		2010 B	
			CENE E	ZANCLEAN	Vy (Strobel	3		, , , , , ,	/////	Patagonia
3				MESSINIAN	, v.				///	Gravel
		w .		TORTONIAN				21	////	
10-		W	w -		Pate	gonian G	r . v . l	2000	///	
-		EOG	MOCEN	BERRAVALLIAN		7		7 —	(///	7
3		#	š -	LANGHAN				Transcensor of the	3///	1000000000000
20				BURDIGALIAN	s .		r u z	F m.	1//	Santa Cru
~ 3			1	AGUITAMAN					2///	Fm.
3	1	\vdash		AGUITAMAN	100000 No. 000	and the same			-////	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
-	>		¥ .	CHATTIAN	Centinela	Patago	n i a · F m · · ·	816	///5	. Patagonia F
× -	1 4		OUGOCENE		555012 155500	3333333333			/// 2	San Julian)
	1 -		3 .	RUPELIAN	, m		<u> </u>	Bandurrias	////	77777
-	=		0 1	HUPELIAN	1//	Río Le	ona Fm.	F m	////	, , ,
- 3	w			PRIABONIAN	4/x	V Challe	m	بنزمزمونون	////	
40	۱-	H.	١.		1///	V Challa V Basalt	////	////	////	Sarmiento
- 3	1	Q E		BARTOMAN	1///	////	////	////	////	Fm.
-	i	ŏ	¥ .		V///			-	////	rm.
	1	ALEO	FOCENE	LUTETIAN	V(//				///	
50	1	4	2		1.1/				////	7/7///
-	1		-		W///				////	
=	1			YPRESIAN					///	Rio Chico F
-	1		-	-	1006//	Man. Alke	Calafate.	Co	////	
60	1		3 .	THAMETIAN	v * vy/ /			Dorotea	////	
- 2	1		PALEOCENE	THOUMED	1////	F m	Fm	Fm	////	
-	1		2 1	DAMAN	1///				////	Salamanca I
70	Г			MAASTROHIAN	1///	1			7777	
-	1					Pari Aike Fm.	Charrillo Fm.	. Co. Cazador Fm.	///	unu
80		9	Late	CAMPAMAN	Cardiel		La Anita Fm.	Tres Pasos Fm.	////	Trebol Fm.
90	1	0		C SANTONEAN		Mata Amarilla Fm.	Alta Vista Fm.		////	Comodoro Riv.
100		C		CENOMANIAN	Kachalke Fm.	Pledra Cevada Fm.	Co. Toro Fm.	Co. Toro Fm.	////	
100		₹		ALMAN	rm.	(El Alamo)		Punta Barrosa Fm.	////	Mina del Carmen Fm
110		-		1-1-1-1	550000000000				////	(Castillo Fm
120		m.	Earty	APTIAN	Rio Mayer Fm.	Río Mayer Fm.	Zapata Fm.	Zapata Fm.	Baguero Fm.	D-129 Fm.
	1	0	3	BARREMIAN	400000000000000000000000000000000000000				22	7
130	1		8			000000000000000000000000000000000000000			Bajo Grande Fm.	
140	1		MEDICO	VALANGINIAN BERRIASIAN	Springhill Fm.	Springhill Fm.	Springhill Fm.		(Matilde Fm.)	Co. Guadal F
		15		RASSIC	EI 0	uemado Com	plex	Tobifera Fm.	Bahia Laura Group (Chon Alke)	Chon Aike F
	7.	9	Basalts Marine de	P. *	Holocene Quelle Pleistocene sowie Conlacian	verändert nach Rice 1) Berggren e 2) Ramos (19	cardi (1988) 3) pt al. (1995) 4) 82, 1989) 5)	Concheyro et. al (19: Russo et al (1980) Marcellari et al (1981	91) 6) Wilson (1 7) Fitzgeral 8) 8 Urien & 2	1991) d et al (1990) Zambrano (1973)

Tab. 2.1: Stratigraphische Übersicht zur Geologie der Südanden und Ostpatagoniens.

und Strauchsteppe, deren Tafellandschaften - auch Mesetas oder Pampas genannt - vom Atlantik bis zur Kordillere auf über 1.000 m Höhe ansteigen. Sie leiten über zu den 1.300 m bis über 2.000 m hohen subandinen Sierren und Präkordilleren des östlichen Andenrandes. Nördlich des Río Colorado gehen die ostpatagonischen Hochplateaus über in die argentinische Pampa, nach Osten grenzen sie an den Südatlantischen Ozean. Zwischen dem Río Colorado und nördlich des Río Gallegos (Abb. 2.1) erheben sie sich von wenigen hundert Metern Höhe an der Küste auf durchschnittlich 800 bis 1200 m Höhe in Andennähe, wobei die Basaltplateaus der Sierra de Somuncurá fast 2.000 m Höhe erreichen und die beiden großen Binnenseen Lago Musters und Lago Colhué Huapi mit der westlich angrenzenden Hügellandschaft der Sierra San Bernardo morphologisch und tektonisch eine Besonderheit darstellen (u.a. HOMOVC et al. 1995; FITZGERALD et al. 1990). Das glazial überformte Gebiet südlich des Río Gallegos besitzt dagegen nur eine Erhebung von bis zu 200 m Höhe.

Nur wenige permanent oder saisonal fließende Fremdlingsflüsse wie der Río Colorado, Río Negro, Río Chubut, Río Deseado, Río Chico, Río Santa Cruz und Río Gallegos queren diese im Lee der Anden gelegene Trockenzone. Zumindest die jüngere fluviatile Ausformung dieser großen Quertäler geschah durch Schmelzwässer der andinen Vorlandvergletscherungen (Kap. 3.4.2. bis Kap. 3.4.3.). Prägend für den Landschaftscharakter des außerandinen Patagoniens sind die von Basalten oder unterschiedlich mächtigen Geröllablagerungen bedeckten Hochflächen und die zahlreich in sie eingesenkten abflußlosen Hohlformen die "Bajos", "Salinas" und "Lagunas" (Bild 2.1).

Dagegen ist der kristalline präkretazische Untergrund meist nur kleinräumig entlang einzelner Küstenabschnitte oder in den Tälern des Río Colorado und Río Chubut freigelegt (Abb. 2.6). Lediglich zwischen den Mittelläufen von Río Negro und Río Chubut sowie südlich des Río Deseado (Bild 2.2) beherrschen teilweise stärker zerschnittene Hochebenen und Hügellandschaften, aufgebaut aus präkretazischen Vulkaniten (Abb. 2.1) und einzelnen isolierten jungkänozoischen Basaltkuppen, das Landschaftsbild.

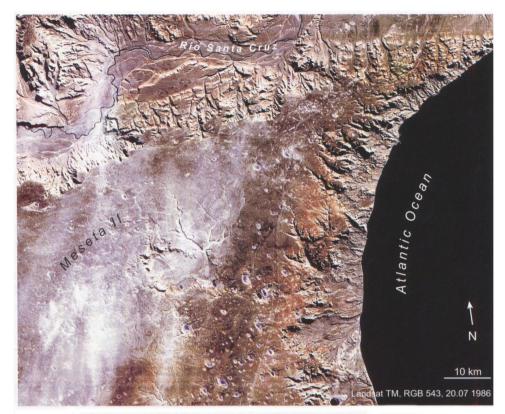


Bild 2.1: Landsat TM-Aufnahme der Meseta-Hochfläche am Südrand des Río Santa Cruz - Unterlaufes.

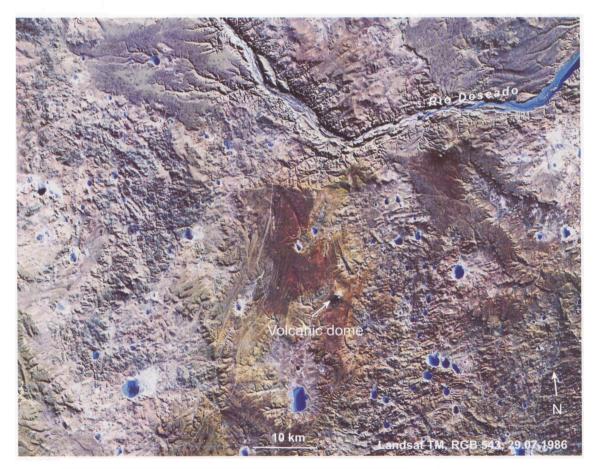


Bild 2.2: Landsat TM-Aufnahme der zerschnittenen Hochflächen aus jurassischen und jungkänozoischen Vulkaniten südlich des Río Deseado.

Außerhalb dieser beiden tektonischen Hochgebiete - dem Nordpatagonischen und dem Deseado-Massiv - ist der präkretazische Sockel gewöhnlich von mächtigen meso- und känozoischen Sedimenten verhüllt.

Im Gegensatz zu dem von Subduktion und Andenorogen geprägten Westpatagonien ist das außerandine Ostpatagonien und sein breiter, noch 200 -500 km in den Atlantik hinausreichender Kontinentalschelf bereits seit dem frühen Mesozoikum eine relativ stabile Kontinentalscholle. Dennoch wurde auch dieser Raum von den im mittleren Mesozoikum einsetzenden großräumigen Krustendehnungen, die den Zerfall Gondwanas einleiteten und in der Folgezeit zur Öffnung des Südatlantiks und des andinen Magellanes-Beckens führten. erfaßt. Der kristalline präjurassische patagonische Sockel zerbrach, flächenhaft wurden vulkanischen und vulkanoklastischen Serien der Formation Chon Aike, Marifil bzw. El Quemado abgelagert (Tab. 2.1; GUST et al. 1985). Im Zuge dieser von Deckenvulkanismus begleiteten Krustendehnungen bildeten sich ab Oberem Jura/Unterkreide die drei großen Senkungsräume des Colorado-, San Jorge- und Magellanes-Beckens und die relativ kleine Valdés-Depression (Abb. 2.10).

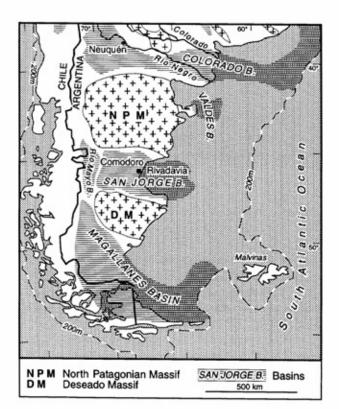


Abb. 2.10: Tektonisch-strukturelle Gliederung Patagoniens (Quelle: LOHMANN et al. 1995; MARQUEZ et al. 1994; URIEN & ZAMBRANO 1973).

Während Valdés- und San Jorge-Becken intrakontinentale Becken darstellen, reichen die perikontinentalen Coloradound Magellanes-(Malvinas-) Becken bis an den atlantischen Kontinentalhang (Abb. 2.10). Sie wurden in der Kreide und im älteren Tertiär mit mehreren 1.000 m mächtigen flachmarinen und festländischen Ablagerungen verfüllt (ausführlich u.a.: BIDDLE et al. 1986; FITZGERALD et al. 1990; LIGHT et al. 1993; LOHMANN et al. 1995; ULIANA et al 1989; URIEN et al. 1981; URIEN & ZAMBRANO 1973; ZAMBRANO & URIEN 1970). Als Liefergebiete der klastischen Sedimente fungierten zunächst die Hochgebiete des Nordpatagonischen und des Deseado-Massivs. Seit dem jüngeren Tertiär wurden weite Bereiche Ostpatagoniens über die tektonischen Becken hinausgreifend vom Abtragungsschutt der sich heraushebenden Südanden überdeckt.

Nach einer letzten weiträumigen Meerestransgression im oberen Oligozän (Tab. 2.1: "Patagonia Fm.") wurden von Flüssen mit andinem Einzugsgebiet nicht nur im Magellanes- und San Jorge-Becken, sondern auch noch über weite Randbereiche des Deseado-Massivs die überwiegend feinklastischen Molassesedimente der unter- bis mittelmiozänen Formation Santa Cruz abgelagert (Tab. 2.1). Aufgrund der bis in Andennähe überwiegend feinklastischen Natur dieser fluviatilen Ablagerungen können noch im frühen mittleren Miozän keine größeren Höhenunterschiede zwischen Südanden und östlichem Vorland existiert haben (Kap. 3. und Kap. 3.4.2.). Während das Gebiet der Peninsula Valdés und die Unterläufe von Río Negro und Río Colorado weiterhin von marinen Transgressionen des Atlantiks erreicht wurde (ULIANA & BIDDLE 1988: 184, Fig. 8), entsprach die Küstenlinie im südlich angrenzenden Patagonien wahrscheinlich bereits annähernd der heutigen.

Der jüngste Akt ausgedehnter Sedimentablagerungen ist die Überdeckung großer Areale Patagoniens mit mehreren Metern mächtigen sandig-kiesigen Sedimenten, den sogenannten "Patagonischen Geröllen" ("Rodados Patagónicos", "Patagonian Gravel", "Tehuelche" oder "Patagonian shingle-formation"), deren Genese und Alter bereits seit DARWIN (1842) Gegenstand zahlreicher Diskussionen ist (Kap. 3.4.3). Diese mehrere Meter mächtigen Geröllablagerungen bedecken die ausgedehnten unterschiedlich hohen "Schotter"-meseten in Umrahmung der allochthonen Täler (Abb. 2.11). In morphologisch tieferer Position erstrecken sich dann die in den Tälern gelegenen und ebenfalls aus geröllreichen Sedimenten aufgebauten Flußterrassen.

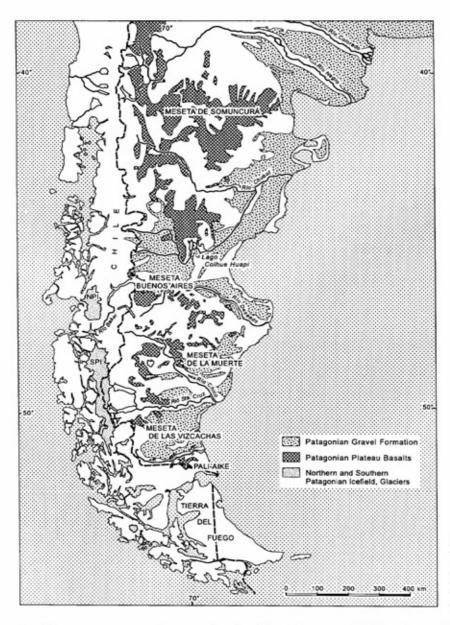


Abb. 2.11: Verbreitung Patagonischer Gerölle (Quelle: CLAPPERTON 1993a: Fig. 16.5., CESARI & SIMEONI 1994, eigene Beobachtungen).

Im Gegensatz zum andinen und subandinen Patagonien überwiegen im tektonischen Bild des außerandinen Patagoniens Dehnungsprozesse mit NW, N, NE oder E orientierten tektonischen Strukturen (FITZGERALD et al. 1990; URIEN & ZAMBRANO 1973: 160; ZAMBRANO & URIEN 1970: 1385ff.). Dabei sind vor allem die kretazischen Sedimentfüllungen in den Becken durch zahlreiche Abschiebungen verworfen und als Folge des Absinkens unterschiedlich verbogen bis hin zu schwachen Antiklinal-Synklinal-Strukturen (ZAMBRANO & URIEN 1970: Fig. 9; FITZGERALD et al. 1990).

Zur Sonderstellung der San Bernardo-Faltenzone sei auf die ausführlichen Darstellungen von FITZGERALD et al. (1990) sowie HOMOVC et al. (1995) verwiesen. Ein Ergebnis jungkänozoischer Dislokationen sind zum Beispiel große abflußlose Senken, Seen wie der "Lago Musters" und "Lago Colhué Huapi" oder das küstenparallele Umbiegen des Río Chico Norte zum Río Chubut hin nur wenige Kilometer vor Erreichen der Atlantikküste (Abb. 1.1). Auch die an der Atlantikküste teilweise unterschiedlich herausgehobenen pliozän/ pleistozänen Küstenlinien sind Ausdruck solcher relativ kleinräumig wirksamer tektonischer Verstellungen (Kap. 4.4.).

Sicherlich sind aber die verschieden hohen holozänen Strandablagerungen an der argentinischen Küste, wie von CODIGNOTTO et al. (1992) postuliert, nicht Ausdruck junger Hebungsunterschiede zwischen den großen tektonischen Hochund Tiefschollen, sondern primär das Ergebnis eustatischer Meeresspiegelveränderungen (Kap. 4.4.).

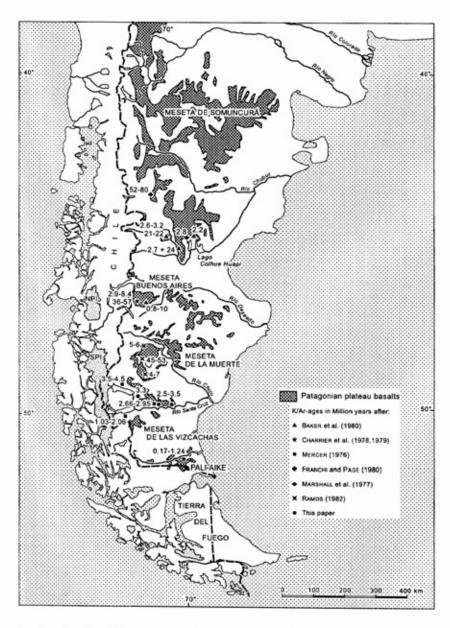


Abb. 2.12: Verbreitung und K/Ar-Alter ostpatagonischer Basaltplateaus (ergänzt und stark verändert nach RAMOS et al. 1982).

Im Laufe des Neogens wurde neben den Anden auch die Patagonische Plattform herausgehoben. An zahlreichen Dehnungsfugen stiegen im Zuge dieser allgemeinen Landhebung aus 30 - 100 km Tiefe (STERN 1989: 404) basaltische Magmen auf, deren weitflächige Lavadecken und Lavaströme, Vulkankuppen, Maare und Calderen im außerandinen Patagonien zwischen 40°S und 52°S ein Gebiet von mehr als 120.000 km² (RAMOS et al. 1982: 426) einnehmen.

Zwar datieren einzelne Basaltdecken bis in die Oberkreide zurück (Tab. 2.1), aber die großen Basaltplateaus wie die Meseta del Lago Buenos Aires, Meseta de la Muerte und die im Norden des Río Santa Cruz gelegene und hier zur besseren Verständigung nach einer Estanzia benannte

"Meseta Cóndor Cliff" entstanden vor allem im Laufe des Obermiozäns und Pliozäns (Abb. 2.12). Sogar noch im Jungquartär aktiv waren die im äußersten Süden Ostpatagoniens gelegenen Basaltkuppen des Pali-Aike-Vulkangebietes südlich von Río Gallegos. Die jüngste vulkanische Aktivität endete dort vor lediglich 5.000-10.000 Jahren (SKEWES & STERN 1979: 7).

Ausführlichere Informationen zu Alter, Chemismus, Mineralogie und Genese der patagonischen Plateaubasalte sowie weitere Literaturhinweise geben BAKER et al. (1981), BUTLER et al. (1991), CLAPPERTON (1993a), KAY et al. (1993), PUIG et al. (1984), RAMOS et al. (1982), RAMOS & KAY (1992), STERN (1989, 1990), STERN et al. (1990), SKEWES & STERN (1979).

2.4. Die aktuellen klimatischen und vegetationsgeographischen Gegebenheiten Patagoniens

Die heutigen Klimaverhältnisse Patagoniens werden durch die Lage innerhalb der südhemisphärischen Westwindzone zwischen dem ostpazifischen und dem südatlantischen Subtropenhoch sowie eisbedecktem antarktischem Kontinent bestimmt. Der antarktische Einfluß reicht von einer Verstärkung der Druck- und Temperaturgegensätze zwischen Subtropenhoch und subantarktischer Tiefdruckrinne über eine im Vergleich zur Nordhemisphäre generelle Erniedrigung der thermischen Bedingungen bis hin zu weit in den Norden Argentiniens reichenden Kaltlufteinbrüchen (ausführlich bei WEISCHET 1968; ders. 1978; ders. 1985; ders. 1996: 272ff.).

Verglichen mit entsprechenden nordhemisphärischen Breitenlagen sind die höheren Mittelbreiten der Südhalbkugel insgesamt im Jahresmittel um ca. 4-6°C kühler. Dadurch erreichen niederschlagsreichen Andenwestabdachung Gletscherzungen des Nordpatagonischen Eisfeldes, wie der San Rafael-Gletscher, bereits bei 46°30'S Meeresniveau. In dieser geographischen Breite liegen der Genfer See und Bozen. Die Jahresmitteltemperaturen verringern sich an der Andenwestabdachung von Puerto Montt im Norden von 11,1°C bis nach Punta Arenas im Süden auf 6,7°C. An der ostpatagonischen Atlantikküste erreichen sie bei Puerto Madryn 13,6°C und nehmen bis nach Río Gallegos auf 6,9°C ab (Zahlen nach WEISCHET 1970: Tab. 12; GARLEFF 1975: Fig. 1). Im Gegensatz zum ozeanischen Klima der Andenwestabdachung besitzt Ostpatagonien mit zunehmender Breitenausdehnung einen kontinental getönten Temperaturverlauf mit wärmeren Sommer- und kühleren Wintermonaten (PROHASKA 1976; Fig. 6. Fig. 7). In den Sommermonaten können dort antarktische Kaltlufteinbrüche an der Andenostseite weit nach Norden vordringen und bis zum Río Santa Cruz-Tal Sommerfröste auslösen. Die Hochplateaus der patagonischen Meseten sind oberhalb von 400 m ganzjährig frostgefährdet (WEISCHET 1985: 81).

Das im Gegensatz zur Nordhemisphäre höhere Temperatur- und Luftdruckgefälle zwischen subtropischen Hochdruckzellen und subpolarer Tiefdruckrinne sowie die größere Verbreitung ozeanischer Wasserflächen führen dazu, daß die südhemisphärischen Mittelbreiten generell höhere zonale Windgeschwindigkeiten, intensivere Zyklogenesen und raschere Zyklonenabfolgen besitzen. Der Wind ist wohl das auffälligste Klimaelement Patagoniens. In der ostpatagonischen Steppe erreichen die Windgeschwindigkeiten fast ganzjährig im monatlichen Durchschnitt Geschwindigkeiten von 6 - 8 m/sec. An 50 - 70% aller Tage im Jahr dominieren westliche Winde und erreichen tagsüber häufig Geschwindigkeiten von 10 m/sec. und mehr (Abb. 2.13; PROHASKA 1976: 15f.). Bei vorherrschend westlichen Windrichtungen dominieren an der annähernd meridional verlaufenden Atlantikküste Ostpatagoniens ablandige Winde. Auflandige Winde treten entweder tagesperiodisch an windstillen Tagen in den Sommermonaten auf oder während der seltenen Ostwetterlagen (Tab. 2.2). So verzeichnen die an der Atlantikküste gelegenen Klimastationen (Abb. 2.13) Camarones, Comodoro Rivadavia, Puerto Deseado, San Julián und Río Gallegos an weniger als einem Fünftel aller Tage im Jahr östliche Windrichtungen mit deutlich geringeren mittleren Windgeschwindigkeiten (Tab. 2.2).

Ein teilweise mehrtägiges Abflauen der Winde ist für Ostpatagonien ein charakteristisches, aber nicht

Tab. 2.2: Windrichtungen (Jahresmittel) und durchschnittliche Windgeschwindigkeiten (Jahresmittel sowie höchstes Monatsmittel) an der patagonischen Atlantikküste (nach Daten des Serv. Meteor. Arg., Buenos Aires).

Klimastationen (Periode 1971-80)	N	W-, W-, S Winde		1	NE-, E-, S Winde		Wind- stille
	Jahr %	Jahr m/s	Monat (max.) m/s	Jahr %	Jahr m/s	Monat (max.) m/s	Jahr %
Camarones	46,7	10,1	13,3	15,8	7,6	9,2	19,8
Com. Rivadavia	65,2	10,6	13,3	12,0	5,6	7,2	15,5
Puerto Deseado	56,9	9,0	11,4	16,7	6,9	9,2	5,7
San Julián	58,1	10,3	13,3	16,8	6,7	8,6	9,3
Río Gallegos	61,9	9,8	11,9	8,6	7,5	9,7	17,8

häufiges Ereignis in den Wintermonaten, wenn die Westwindströmung durch ein Hoch im Südosten Patagoniens für mehrere Tage blockiert ist. Dann können feuchte Luftmassen vom Atlantik nach Westen bis an den Andenrand vordringen und für wenige Tage Nieselregen oder Schnee bringen (ENDLICHER 1991a: 189; PROHASKA 1976: 65). Keine Abschwächung der Windintensität bewirkt dagegen die in den Sommermonaten regelmäßig zu beobachtende Ausbildung eines schwachen Hochdruckkeils vom südostpazifischen Subtropenhoch in den nordpatagonischen Raum. Diese Blockade der Höhenströmung führt nach ENDLICHER (1991a: 189) in Ostpatagonien zur Verstärkung der Niederschlagsarmut und zu Windreichtum. Bezüglich der besonderen Bedeutung des Windes als klimatischer Ökofaktor in Patagonien sei auf WEISCHET (u.a. 1968; 1985) und ENDLICHER (1991a, 1991b) verwiesen.

Im Gegensatz zur Nordhalbkugel besitzt die Höhenströmung in der südhemisphärischen Westwinddrift überwiegend einen zonalen Verlauf mit geringen Amplituden der Mäanderbögen (Low Index-Typ). Daher dominieren bei den Großwetterlagen in Patagonien West-, Nordwest- und Südwestlagen (ausführlich u.a. bei ENDLICHER 1991a). Lediglich im Sommer erstreckt sich regelmäßig ein Hochdruckkeil vom südostpazifischen Subtropenhoch bis nach Nordpatagonien mit der Folge warmer und trockener Witterung.

Bei einem Luftdruckanstieg auf über 1.020 hPa treten in den Nordpatagonischen Anden nur selten Niederschlagsereignisse auf (FUYIYOSHI et al. 1987: 18). Über dem Nordpatagonischen Eisfeld kommt es dann häufig zur Ausbildung einer Inversionsschichtung, wobei die Lufttemperaturen unterhalb von 3 km Höhe auf über 0°C ansteigen und kräftige Schnee- und Eisschmelzen auslösen. FUYIYOSHI et al. (1987: 22) sehen daher in der Häufigkeit der Südverlagerungen südostpazifischen Subtropenhochs einen wichtigen Einflußfaktor auf die Massenbilanz patagonischer Andengletscher. Das Südpatagonische Eisfeld liegt dagegen ganzjährig im Bereich der Westwindströmung.

Der außerandine nordwestpatagonische Raum gelangt zwar in den Sommermonaten zeitweilig unter Einfluß des thermisch induzierten Tiefs von Cuyo

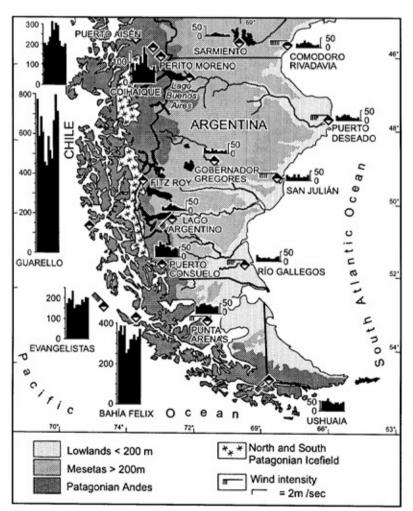


Abb. 2.13:
Jahresgang der Niederschläge,
der vorherrschenden Windrichtung
und mittleren Windgeschwindigkeit
verschiedener Klimastationen
Patagoniens (Quelle: ENDLICHER 1991a;
Serv. Meteor. Nac. Arg., Buenos Aires:
Klimadaten der Periode 1971-80).

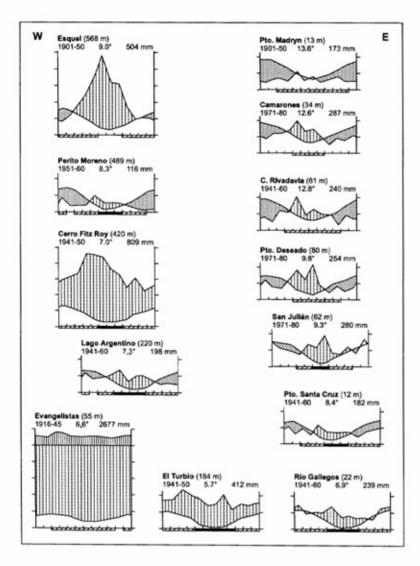


Abb. 2.14:
Klimadiagramme nach WALTER für verschiedene Meßstationen Patagoniens (Quelle: GARLEFF 1975; Serv. Meteor. Nac. Arg., Buenos Aires: Klimadaten der

Periode 1971-80).

(HOFFMANN 1992: 43), aber die auftretenden konvektiven Luftbewegungen führen wahrscheinlich als Folge fehlender Feuchtigkeit am Boden zu keinen in den Monatsmitteln ablesbaren Erhöhungen der Niederschlagsmengen. Während die Nordpatagonischen Anden im Sommer als Folge häufigerer Hochdruckwetterlagen geringere Niederschläge erhalten (Abb. 2.13: Station Puerto Aisen, Coihaique), fallen in dieser Zeit in den Südpatagonischen Anden die höchsten Monatsniederschläge (Abb. 2.13: Stationen San Pedro im Norden bis Evangelistas im Süden). Im südlichen Ostpatagonien und Feuerland besitzen die Niederschläge dagegen keine besondere jahreszeitliche Akzentuierung.

Bei Betrachtung der großräumigen atmosphärischen Zirkulation liegt Patagonien fast ganzjährig an der südöstlichen Flanke der ostpazifischen subtropischen Hochdruckzelle unter dem dominierenden Einfluß westlicher Luftströmungen (Abb. 2.15). Westwindströmung und Niederschläge erreichen ihr Maximum im Bereich von

50°S. Ihnen stellen sich die meridional verlaufenden Anden entgegen und bewirken eine enorme West-Ost-Differenzierung der Niederschlagsverhältnisse. Im Stau der pazifischen Westabdachung der Anden erreichen die Niederschläge bereits im Winterregengebiet der nordpatagonischen Pazifikküste Jahresmittel von über 2.000 mm. Im südlich angrenzenden Bereich der ganzjährig dominierenden Westwinddrift mit ihren schwach akzentuierten sommerlichen Niederschlagsmaxima nehmen die Jahresniederschläge weiter zu und erreichen ihr Maximum im Bereich der orographisch höheren Südkordillere zwischen 48°S und 54°S. Dort verzeichnen bereits die Küstenstationen San Pedro und Bahía Felix Jahresniederschläge von rund 3.500 - 4.500 mm sowie Guarello von über 7.300 mm (ZAMORA & SANTANA 1979: Tab. II). Zunehmender Stau und orographisch bedingte Luftmassenhebung bewirken eine bis in die weitflächig vergletscherte Hochkordillere reichende enorme Zunahme der Niederschlagsmengen. Für die zentralen Bereiche des Nordpatagonischen Eisfeldes, das am Übergang zu den Winterregen-

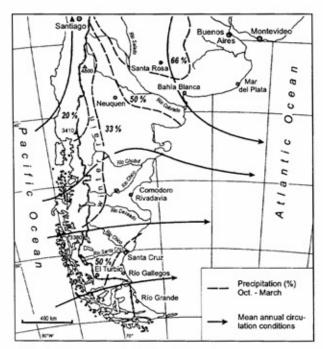


Abb. 2.15: Atmosphärische Zirkulation, Sommer- und Winterregengebiete Patagoniens (verändert nach ERIKSEN 1983: Fig. 2).

gebieten im Norden liegt, nehmen FUYIYOSHI et al. (1987) auf der Grundlage meteorologischer Beobachtungen und Messungen jährliche Niederschlagsmengen von über 10.000 mm an. ESCOBAR et al. (1992) kommen in ihren Schätzungen für das Nordpatagonische Eisfeld auf Jahresniederschläge von 6.000 - 7.000 mm und für das Südpatagonische Eisfeld auf 6.400 - 7.400 mm. Eine Niederschlagsumme von mindestens 7.000 mm wurde auch von SCHWERDTFEGER (1961: 82) für das Kammgebiet der südlichen Kordillere angenommen.

Mit dem Absinken der Luftmassen im Lee der Hochkordillere und der dadurch hervorgerufenen Wolkenauflösung, teilweise verbunden mit Föhneffekten (ausführlich ERIKSEN 1979), verringert sich die Niederschlagsmenge drastisch (Abb. 2.16). Bereits an der unmittelbar am östlichen Andenrand gelegenen Station Fitz Roy erreichen die Jahresniederschläge nur noch 420 mm/a. (Abb. 2.14). Wenige Kilometer weiter östlich, wie beispielsweise in der nur 60 km östlich der Anden gelegenen Station Lago Argentino, sinken sie auf 250 mm und darunter (Abb. 2.14), eine Größenordnung, wie sie für Ostpatagonien charakteristisch ist. Dabei wird die Trockenheit Ostpatagoniens zusätzlich durch den fast täglich wehenden und die Verdunstung stark erhöhenden Wind verstärkt. Nach ERIKSEN (1983) ist unter Berücksichtigung der hohen potentiellen Evapotranspiration das südliche Patagonien als semiarid und das zentrale nördliche Patagonien als arid einzustufen.

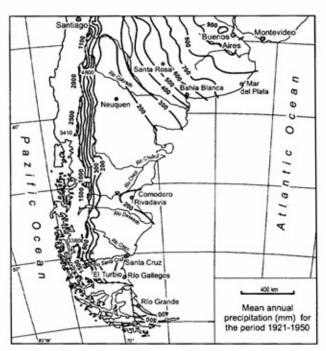


Abb. 2.16: Mittlere jährliche Niederschlagsverteilung (in mm) in Patagonien (verändert nach ERIKSEN 1983: Fig. 1).

Nach der KÖPPEN'schen Klimaklassifikation besitzt Ostpatagonien überwiegend ein winterkaltes Steppenklima (BSk-Klima).

Entsprechend den enormen hygrischen Gegensätzen besitzen Anden und östliches Vorland ein unterschiedliches Vegetationsbild. feuchte, aber noch relativ warme nordpatagonische Andenwestabdachung wird in tieferen Lagen von immergrünen Wäldern des Valdivianischen (38° -43°S) und Nordpatagonischen Regenwaldes (43° -47°S) mit hohen Anteilen von Farnen, Epiphyten und Lianen bedeckt (ausführlich u.a. HEUSSER 1974; VILLAGRAN 1980). Weiter südlich (47° -55°S) tritt an Stelle des Nordpatagonischen Regenwaldes, dem Nothofagus dombeyi in dominiert, der immergrüne subantarktische Regenwald Südpatagoniens mit Nothofagus betuohne Lianen und Bambusunterwuchs (ENDLICHER 1991b: 145). Mit Zunahme der Niederschläge auf über 4.000 mm/a dominieren an windexponierten Standorten der Küste die immergrünen Sträucher und Moore des Magellanischen Moorlandes. Lediglich an windgeschützteren Standorten vor allem der buchtenreichen inneren Küstenzone kann sich der subantarktische Regenwald noch halten. Die immergrünen Regenwälder der Andenwestseite werden oberhalb von 200 m auf Feuerland und bis nach Nordpatagonien auf 1.200 m ansteigend von sommergrünen Nothofagus-Arten (Nothofagus pumilio, Nothofagus antarctica) abgelöst (u.a. ENDLICHER 1991b: 145; HEUSSER 1984; HUECK 1966; SANCHÉZ &

MORALES 1993; VEBLEN et al. 1983; WEISCHET 1970: 351). Diese sind auch östlich der Hochkordillere bis zur Baumgrenze (thermische Grenze) anzutreffen, solange die Jahresniederschläge über 400 mm (Trockengrenze) liegen. Mit nach Osten zunehmender Trockenheit und in den trockeneren Tiefenzonen der großen Zungenbecken gewinnen dann zunehmend xeromorphe Sträucher und Tussock-Gräser der ostpatagonischen Steppe an Flächenausdehnung und leiten über zur kargen Strauchsteppe Ostpatagoniens. Bei Jahresniederschlägen über 300 mm und in 750 - 2.000 m Höhe, wo der Schnee zwei bis drei Monate liegen bleibt, herrscht nach WALTER (1984: 285) das patagonische Tussock-Grasland vor. Von diesen kleinräumigen, meist andennahen Gunstzonen abgesehen, wird das heutige Vegetationsbild Ostpatagoniens von einer teilweise stark aufgelockerten Pflanzendecke diverser Grasarten, Polsterpflanzen und xeromorpher Sträucher eingenommen (zur floristischen Zonierung Ostpatagoniens siehe u.a. SORIANO et al. 1983: 440ff.). Sowohl die teilweise starke Auflichtung einer Bodenbedeckung von regional nur 20-30%, als auch die starke Ausbreitung von Polsterpflanzen und Sträuchern ("Verbuschung") sind nach ERIKSEN (1972) eine Folge der seit Ende des 19. Jahrhunderts stattfindenden intensiven Beweidung (Schafe). Gegen eine in den letzten 2.500 Jahren erfolgte klimabedingte Ausdehnung der patagonischen Steppe, wie sie u.a. von AUER (1933; 1958) postuliert wurde, wenden sich VEBLEN & MARKGRAF (1988). Auf der Grundlage von Pollenprofilen, dendrochronologischen Analysen und historischen Quellen kommen sie zur Auffassung, daß die patagonische Steppe in ihrer heutigen Ausdehnung und floristischen Zusammensetzung bereits ca. 3.000 - 5.000 Jahren existiert habe und seitdem in unterschiedlicher Weise vom Menschen beeinflußt worden sei.

3. Jungkänozoische Reliefentwicklung und Vergletscherungsgeschichte im östlichen Vorland der Südpatagonischen Anden

Das heutige Relief und Landschaftsbild der Südpatagonischen Anden und ihres östlichen Vorlandes entstand erst seit dem jüngeren Tertiär unter dem Einfluß markanter Klimaänderungen sowie räumlich und zeitlich unterschiedlicher Hebungsphasen, die von Bruchtektonik und basischem Vulkanismus begleitet wurden.

Die jüngste Hauptfaltungs- und Hebungsphase der Südanden und des unmittelbar östlich angrenzenden Vorlandes zwischen dem Lago Buenos Aires und dem Lago Argentino, die zweite orogenetische Phase bzw. "Quechuic Phase" sensu MALUMIAN & RAMOS 1984, ereignete sich nach Ablagerung der überwiegend feinklastischen Sedimente der Formation Santa Cruz und vor bzw. mit Sedimentation der ersten grobklastischen Geröllschüttungen aus den Anden (Kap. 3.4.2.). Die Ablagerung der Santa Cruz-Schichten endete nach K/Ar-Datierungen eingelagerter Pyroklastika vor ca. 13 bis 18 Mio. Jahren (MARSHALL et al. 1977; RAMOS 1989: 899, Fig. 2; RAMOS & KAY 1992: 265; BOWN & LARRIESTRA 1990). An der Andenostabdachung kam es in dieser Zeit zur Intrusion der erst nachträglich durch Erosion freigelegten und isolierten plutonischen Massive des Co. Fitz Roy und Co. Payne (K/Ar Alter: Co. Fitz-Roy bei 18 Ma nach NULLO et al. 1978; Co. Payne bei 12 Ma nach HALPERN 1973).

Spätestens im frühen Obermiozän begann im östlichen Andenvorland die fluviatile Sedimentation überwiegend grobklastischer Ablagerungen, den sog. "Patagonischen Geröllen" ("Patagonian gravel"). In der Meseta del Lago Buenos Aires sowie am Lago Cardiel werden Patagonische Gerölle von obermiozänen Plateaubasalten mit K/Ar-Altern von ca. 9 Ma überlagert (FISCHER 1976: 14, MERCER & SUTTER 1982; RAMOS 1982: 42ff.; RAMOS 1989: 899; RAMOS & KAY 1992: 267). Diese groben Geröllfazien, deren fluviatiler Transport aus den Anden bis an die Atlantikküste nur bei entsprechend hohen Reliefenergien und hoher fluviatiler Transportkraft möglich ist, belegen, daß die Südpatagonischen Anden bereits im Zeitraum von ca. 9 - 13 Mio. Jahren eine bedeutende Höhe besaßen (ebenso RABASSA & CLAPPERTON 1990: 171).

MERCER (1983), RABASSA & CLAPPERTON (1990: 171) sowie CLAPPERTON (1993a: 336) gehen davon aus, daß die Höhe der Patagonischen Anden im Obermiozän bereits ausgereicht haben dürfte, um bei ähnlichen Klimaabsenkungen wie während der quartären Kaltzeiten vergletschert gewesen zu sein. Inwieweit jedoch die ältesten frühobermiozänen Patagonischen Gerölle bereits Schmelzwasserablagerungen andiner Vorlandvergletscherungen waren, ist unbekannt, da korrelate glazigene Ablagerungen und Formen bisher fehlen bzw. nicht zweifelsfrei nachgewiesen sind (Kap. 3.1.; Kap. 3.4.3.).

Als Folge der seit dem ausgehenden mittleren Miozän verstärkten Heraushebung der Südanden und des östlichen Vorlandes kam es zu grundlegenden Veränderungen der Relief- und Gefällsverhältnisse. Die untermiozäne, über den Andenhauptkamm hinaus nach Westen reichende Flachlandschaft wurde zerschnitten (ebenso, aber mit

anderer absoluter Alterseinstufung u.a. bei FISCHER 1975, ders. 1976; GARLEFF & STINGL 1984). Große Areale des östlichen Vorlandes wurden zunächst großflächig von grobklastischen fluviatilen Ablagerungen der Patagonischen Gerölle überschottert (Kap. 3.4.2.).

Zwischen östlichem Andenrand und Atlantikküste drangen vor allem seit dem ausgehenden Miozän entlang bis in den oberen Erdmantel reichender Störungen mehrphasig basaltisch/andesitische Magmen auf, breiteten sich nahe der Eruptionszentren und -spalten flächenhaft aus und gelangten den bereits vorhandenen Tälern folgend auch noch ins weiter entfernte Umland.

Vermutlich bereits im ausgehenden Obermiozän/Unterpliozän vor ca. 4,6 - 7 Ma, spätestens aber im frühen Oberpliozän vor ca. 3,5 Ma stießen aus den vergletscherten Südanden Talgletscher weit ins östliche Vorland vor (Kap. 3.1.1.). Zeitweise erreichten sie Ausdehnungen, wie sie dann erst wieder in der ältesten pleistozänen Vereisungsperiode - dem M6-Glazial - erreicht wurden (Kap. 3.4.4.4.5.).

Schon während dieser jungtertiären südandinen Vorlandvergletscherungen waren der Lago Argentino und das nach Osten sich anschließende Río Santa Cruz-Tal morphologisch eine Tiefenlinie, eingesenkt in die von ältesten Patagonischen Geröllen bedeckten außerandinen Meseta-Hochflächen. Zu Beginn des Oberpliozäns - vor ca. 3,5 Ma - war das Río Santa Cruz-Tal dann bereits bis auf ca. 110 m über dem heutigen Talboden eingetieft (Kap. 3.4.3.).

Entgegen bisheriger Auffassung (u.a. RABASSA & CLAPPERTON 1990: 171; MERCER 1976) besaß dagegen die oberpliozäne und quartäre Landhebung im Untersuchungsgebiet nur noch relativ geringe Ausmaße. Damit erscheinen die Altersvorstellungen von STINGL & GARLEFF (1984), wonach die Reliefentwicklung im südlich des Lago Argentino gelegenen Gebiet des Río Turbio erst in den letzten 3 - 5 Mio. Jahren stattgefunden haben soll, als zu jung. Noch für das Pliozän postulieren sie eine über die Hochkordillere bis zum Andenbatholithen im Westen reichende Akkumulationsfläche, die dann seit dem Endtertiär räumlich differenziert gehoben und abgetragen wurde. Dabei sehen sie die Taleintiefung als Folge von Schmelzwasserabfluß des pleistozän vergletscherten Gebietes an. Auch für die von FISCHER (1976: 15) für das Oberpliozän postulierte Ausbildung einer Kappungsebene unter semiarid bis ariden Klimabedingungen, die über die hochgelegenen Meseten hinweg bis in die Anden hineinreichte, existieren aus dem Untersuchungsgebiet keine Hinweise.

3.1. Obermiozäne und pliozäne Vereisungsmaxima im südpatagonischen Andenvorland und in der Antarktis

Paläobotanische und -zoologische Klimainformationen sprechen für eine im Untermiozän beginnende Abkühlung des patagonischen Klimas von feucht-warmen subtropischen Klimabedingungen des Alttertiärs zum etwas kühleren und trockeneren, aber immer noch warm-humiden Klima des unteren und mittleren Miozäns (Santa Cruz Formation) (u.a. ALBINO 1996; PASCUAL & ORTIZ-JAUREGUIZAR 1990; MACFADDEN 1990; VOLKHEIMER 1971: VOLKHEIMER in SORIANO et al. 1983: 430f.). Erst im Laufe des mittleren Miozäns führte nach ALBINO (1996: 430f.) die weitere Klimaabkühlung dazu, daß vor 14,5 Mio. Jahren wärmeliebende Faunen (Schlangen) in Patagonien ausstarben. Noch im Pliozän (Río Negro Formation) sollen im nördlichen Patagonien die Klimabedingungen wärmer und feuchter als gegenwärtig gewesen sein, so daß dort Bäume wachsen konnten (SCILLATO YANE et al. 1975, zitiert nach VOLKHEIMER in SORIANO et al. 1983: 431).

Die sich für das frühe Tertiär abzeichnende Abkühlung und beginnende Aridisierung des südlichen Südamerikas korreliert mit der beginnenden Öffnung der Drake-Passage vor ca. 34 - 60 Mio. Jahren (PELAYO & WIENS 1989: 7293). Seit dem frühen Miozän vor ca. 20 Mio. Jahren war dann auch der Durchfluß von Tiefenwasser möglich (LAWVER et al. 1992: 27; EHRMANN 1994: 95, 103ff.). Damit konnten der Antarktische Zirkumpolarstrom und die heutigen Meeres- und Luftströmungen in diesem südhemisphärischen Großraum entstehen.

Südpatagonien dürfte daher bereits seit dem frühen Miozän in der Westwindzone gelegen haben, so daß bei entsprechender Abnahme der Temperaturen ausgedehnte Vergletscherungen der Südanden potentiell möglich waren. Da nach den vorliegenden paläontologischen Befunden das patagonische Klima im mittleren Miozän wärmer war als heute, ist bis zu diesem Zeitpunkt eine größere Eisbedeckung der sich erst jetzt verstärkt heraushebenden Südanden auszuschließen. Erst im späten Obermiozän, als der Antarktische Eisschild wahrscheinlich erstmalig eine Ausdehnung von quartären Ausmaßen erreichte (EHRMANN 1994: 110ff.), kam es vermutlich auch zum ersten Male am Süd- und Nordpatagonischen Andenrand zu ausgedehnten Vorlandvergletscherungen.

3.1.1. Lago Buenos Aires, Lago Viedma, Río Santa Cruz-Tal

Am Ostrand der Nordpatagonischen Anden sind nach SCHLIEDER (1989) Ablagerungen obermiozäner Vorlandvergletscherungen im Gebiet des Río Aluminé in Form von Grundmoränen erhalten, die von 3,5 Mio. Jahren alten Basalten überlagert sind. Sie sollen älter sein, als die ihrer Ablagerung vorausgegangene obermiozäne/unterpliozäne Talbildungsphase im Zeitraum zwischen 5,5 - 6,5 Mio. Jahren.

Glazigene Sedimente einer ältesten tertiären Vorlandvergletscherung sind nach MERCER & SUTTER (1982) in der am östlichen Andenrand der Südpatagonischen Kordillere gelegenen Meseta del Lago Buenos Aires erhalten (Abb. 3.1; Tab. 3.1). Sie datieren nach K/Ar-Datierungen unter- und überlagernder Basalte ins ausgehende Obermiozän bis frühe Pliozän zwischen 4,6 - 7 Mio. Jahren (MERCER & SUTTER 1982; MERCER 1984). Fast alle am Ostufer des Lago Buenos Aires erhaltenen Endmoränenbögen entstanden dagegen nach pa-

läomagnetischen Untersuchungen von MÖRNER & SYLWAN (1989) in der Brunhes- und der Matuyama-Epoche (Abb. 3.5). Nur die älteste initioglaziale Moräne "O" (Tab. 3.1) könnte nach Untersuchungen von MÖRNER & SYLWAN (1989: 386) sowie MALAGNINO (1995: "Chipanque Moraines") den von MERCER & SUTTER (1982) in der Meseta Buenos Aires beschriebenen obermiozänen/unterpliozänen Glazialablagerungen entsprechen.

Die ersten Hinweise auf Vorlandvergletscherungen am Ostrand der südpatagonischen Anden im frühen Oberpliozän stammen ebenfalls von MERCER (1976). Er beschreibt von den am Nordufer des Lago Viedma gelegenen Meseten Chica und Desocupada mehrere zwischen Basaltdecken eingeschaltete Grundmoränen, die nach K/Ar-Altern der Basalte in der Meseta Chica im Zeitraum zwischen 3,5 - 3,7 Ma und in der Meseta Desocupada um 3,5 Ma abgelagert wurden (Abb. 3.1). In der Meseta Desocupada treten nach MERCER in den unterlagernden vierzehn Basaltlagen, deren Alter bis 4,5 Ma zurückreichen, keine weiteren gla-

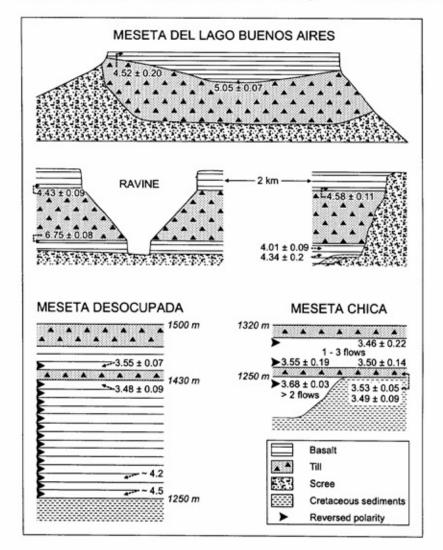


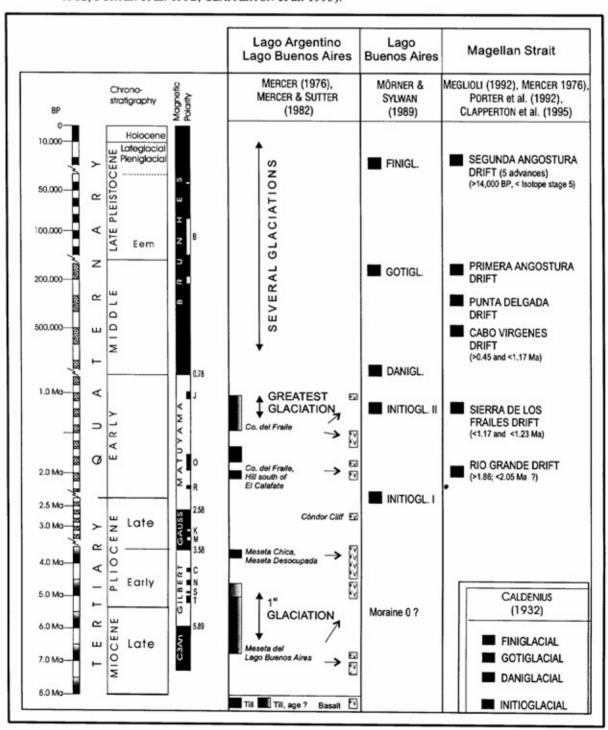
Abb. 3.1:
Obermiozäne und pliozäne Basalte
und Moränenablagerungen im Bereich des Lago Buenos Aires und des
Lago Viedma nach MERCER (1976)
sowie MERCER & SUTTER (1982).

zigenen Sedimentlagen auf.

Während alle bisher beschriebenen Vorkommen jungtertiären Glazialablagerungen relativ nahe am Andenostrand weit innerhalb des ehemals vergletscherten pleistozänen Vorlandes liegen, sind im oberen Río Santa Cruz-Tal östlich der Estancia Cóndor Cliff im Bereich der maximalen Ausdeh-

nung quartärer Vorlandvergletscherungen jungtertiäre Grundmoränen unter oberpliozänen Basalten erhalten (Bild 3.1). Bereits CLAPPERTON (1993a: 340) war der Auffassung, daß die bei der Estancia Cóndor Cliff von MERCER (1976) unter 2,7 Mio. Jahre alten Basaltlagen beschriebenen bis 6 m mächtigen Patagonischen Gerölle (Abb. 3.14), andine Vorlandvergletscherungen implizieren -

Tab. 3.1: Chronologie und Terminologie andiner Vorlandvergletscherungen im südlichen Patagonien nach verschiedenen Autoren (CALDENIUS 1932; MERCER 1976; MEGLIOLI 1992; MERCER & SUTTER 1982; PORTER et al. 1992; CLAPPERTON et al. 1995).







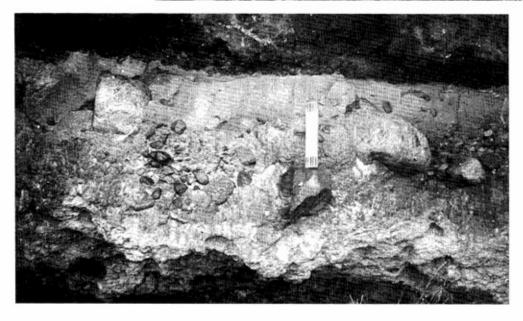


Bild 3.1: Block- und schluffreiche Grundmoränen unter oberpliozänen Basalten aufgeschlossen an der nördlichen Talseite des Río Santa Cruz östlich der Estancia Cóndor Cliff (Lage in Abb. 3.15: Probenpunkt 8).

eine Auffassung, die seit NORDENSKJÖLD (1898) häufig geäußert wird und davon ausgeht, daß Patagonische Gerölle generell fluvioglazialer Genese seien (Kap. 3.4.3.). Diese Annahme erscheint jedoch wenig überzeugend, wenn man bedenkt, daß fluvioglaziale Ablagerungen sich sedimentologisch nicht von fluvialer Fazies unterscheiden. Nur über eine morphostratigraphische Anbindung an korrelalte glazigene Formen und Ablagerungen können sie als solche erkannt werden. Letzteres ist aber für die von MERCER (1976) im Bereich der Estancia Cóndor Cliff beschriebenen und photographisch festgehaltenen Geröllablagerungen nicht möglich (s.u.). Nach sedimentologischem Habitus und Mächtigkeit könnten sie ebenso holozäne Flußablagerungen des Río Santa Cruz sein, wären da, von ihrer Höhenlage im Tal abgesehen, nicht auch noch die auflagernden jungpliozänen Basalte.

Hinterlassenschaften einer obermiozän/ frühunterpliozänen (ca. 4,6 - 7 Ma) oder frühoberpliozänen (ca. 3,5 Ma) Vorlandvergletscherung sind jedoch die unmittelbar unterhalb der Estancia Cóndor Cliff in der Talenge von Fortaleza unter ca. 35 m mächtigen oberpliozänen Basalten durchschnittlich 1 - 1.5 m mächtigen Grundmoränenablagerungen (Bild 3.1; Abb. 3.15: Probenpunkt 8). Die ungeschichteten und extrem schluff- und blockreichen Grundmoränen überlagern extrem blockreiche Flußschotter unbekannter Mächtigkeit. die aufgrund ihrer stratigraphischen Lage, ihres extremen Blockreichtums fluvioglaziale Bildungen sein dürften. Von ihrer Höhenlage bei rund 400 m ü. M. her könnten sie den von MERCER (1976) aus diesem Raum in ähnlicher stratigraphischer Position beschriebenen Geröllablagerungen entsprechen. Die K/Ar-Datierung der unmittelbar auflagernden Basaltlage (Bild 3.1) ergab ein Alter von 3,46 ± 0,39 Ma (Tab. 3.5: Pa 129). Weitere K/Ar-Datierungen aus dieser Basaltdecke liegen talaufwärts von MERCER (1976) vor mit zwei Altern um 2,7 Ma. Im Laufe der oberpliozänen vulkanischen Aktivitäten in diesem Raum (Kap. 3.4.3.) wurden ebenfalls die nordöstlich des Aufschlußes (Abb. 3.15: Probenpunkt 2; Tab. 3.5: Pa 101b) und die unmittelbar südlich des Río Santa Cruz-Tales gelegenen Basalte von Fortaleza (Abb. 3.15: Probenpunkt 1; Tab. 3.5: Pa 106) abgelagert.

Dieses unterhalb der Estancia Cóndor Cliff gelegene und bisher nicht bekannte Vorkommen jungtertiärer Glazialablagerungen ist ebenso weit von den Anden entfernt wie die ausgedehnteste und am weitesten nach Osten reichende quartäre M6-Vorlandvergletscherung. Deren Endmoränen liegen beiderseits der Talenge von Fortaleza auf den oberpliozänen, 3,5 Mio. Jahre alten Basalten (Kap. 3.4.4.4.4.). Älter als diese Basaltlagen wur-

den die darunterliegenden Grundmoränen entweder während der schon bekannten jungtertiären Vereisungsperiode im frühen Oberpliozän um 3,5 Ma oder bereits im ausgehenden Obermiozän/frühen Unterpliozän vor 4,6 - 7 Ma abgelagert. Aus einem dieser beiden Glaziale stammen wahrscheinlich auch die von WENZENS et al. (1996) im Río Shehuen-Tal ca. 170 km östlich des heutigen Viedma-Gletschers beschriebenen Relikte von Seitenmoränen.

Mit hoher Wahrscheinlichkeit entsprechen diese glazigenen Ablagerungen den von MALAGNINO (1995) am Lago Buenos Aires beschriebenen Chipanque Moränen, die ebenfalls bereits um 3,5 Ma oder zwischen 4,6 - 7 Ma von einer ersten weit ins östliche Vorland hinausreichenden Vergletscherung der südpatagonischen Anden hinterlassen wurden.

Alle im Río Santa Cruz-Tal morphologisch erhaltenen glazigenen Formen sind dagegen jünger als diese ältesten obermiozänen/unterpliozänen Glazialablagerungen und jünger als die ca. 2.5 -3.5 Ma alten Basalte am Cóndor (Kap. 3.4.3.). Auch die zwischen dem Río Gallegos und der Magellanstraße verbreiteten glazialen und Formen Sedimenten entstanden MEGLIOLI (1992: 147ff.) und MERCER (1976: 138) erst im Pleistozän, im Zeitraum zwischen >0,45 -1.2 Mio Jahren. Nur auf Feuerland findet MEGLIOLI (1992) Hinweise auf eine weitere, wahrscheinlich aber auch noch quartäre Vorlandvergletscherung, die er als "Río Grande Drift" bezeichnet und für die er ein Alter von ca. 2 Ma annimmt (Tab. 3.1).

3.1.2. Antarktis

Da das patagonische Klima wesentlich von den klimatischen Verhältnissen in der Antarktis bestimmt wird, müßten ausgedehnte obermiozän/ pliozäne Vergletscherungen der Südanden mit Vereisungsmaxima in der Antarktis korrelieren. Es existieren aber konträre Ansichten zur Klima- und Vergletscherungsgeschichte der Antarktis in dieser Zeit (ausführlich u.a. EHRMANN 1994; SUGDEN 1996; SUGDEN et al. 1993; WARNKE et al. 1996; WILSON 1995). Eine Hypothese fordert für das Pliozän eine starke Erwärmung mit Nothofagus-Wäldern in den Transantarctic Mountains und wärmeren Oberflächentemperaturen der antarktischen Meere. Als Belege werden neben oberpliozänen Makroresten von Nothofagus (u.a. FLEMING & BARRON 1996) vor allem marine Warmwasser-Diatomeen mit pliozänem Alter in Glazialablagerungen der Sirius-Gruppe angeführt (WEBB & HARWOOD 1991; BARRETT et al. 1992; HAMBREY

& BARRETT 1993). Dabei nehmen diese Autoren an, daß die Diatomeen in marin überfluteten, intrakratonen Becken der Ostantarktis abgelagert wurden. Das würde eine enorme Abnahme des Eisvolumens im Bereich des Ostantarktischen Eisschildes auf ca. ein Drittel ausgelöst durch eine im Vergleich zu den heutigen Temperaturen um ca. 20°C höhere Werte erfordern (HUYBRECHTS 1993). Erst mit der anschließenden Wiedervereisung sollen die Diatomeen dann über Gletschertransport in die Sirius-Gruppe gelangt sein.

Gegen diese Hypothese einer weitgehenden Enteisung der Ostantarktis im mittleren Pliozän wenden sich mehrere Arbeiten. BURCKLE & POTTER (1996) sowie KELLOG & KELLOG (1996) weisen darauf hin, daß die marinen Diatomeen auch äolisch von außen in die Antarktis hinein transportiert worden sein könnten. HALL et al. (1997) weisen anhand glazialgeologischer Untersuchungen im Trockental "Wright Valley" (Ostantarktis) nach, daß dort mindestens seit 3,8 Ma (40Ar/39Ar-Datierungen an basaltischen Geschieben) ähnliche hyperaride und polar-kalte Klimabedingungen wie heute geherrscht haben. SUGDEN et al. (1995) schließen aufgrund der Existenz von unter Moränenschutt begrabenem, 8,1 Ma alten Gletschereis im "Beacon Valley" (Ostantarktis) ebenfalls auf mindestens seit dieser Zeit relativ stabilen polaren Klimabedingungen. Auf der Basis geomorphologischer Untersuchungen und Datierung vulkanischer Aschen in Trockentälern des südlichen Viktoria Landes MARCHANT et al. (1996) zur Auffassung, daß die Ostantarktis bereits seit 15 Mio. Jahren in ähnlichen Ausmaßen wie heute vergletschert war. Die Glazialablagerungen der Sirius-Gruppe sehen sie als älter an.

Marine Warmwasser-Mikrofossilien, niedrigere δ¹⁸O-Werte von Foraminiferen in verschiedenen Tiefseebohrungen im Bereich des Weddellmeeres und subantarktischen Südatlantiks sowie die Faunenzusammensetzung bivalvenführender Konglomerate in flachmarinen Sedimenten auf der Antarktischen Halbinsel sprechen ebenfalls nicht für einen drastischen pliozänen Eiszerfall in der Antarktis, aber für einen bedeutenderen Eisrückzug mit einem Klimaoptimum im Zeitraum zwischen minimal 2,5 - 3,1 Mio. und maximal 5,2 Mio. Jahren (DINGLE et al. 1997; EHRMANN 1994: 117ff.; WARNKE et al. 1996).

In der Meseta Desocupada am Lago Viedma findet MERCER (1976) - wie bereits ausgeführt - ebenfalls für den Zeitraum zwischen 3,5 - 4,5 Ma keine Hinweise auf südandine Vorlandvergletscherungen (Abb. 3.1). Die beschriebenen obermiozän/pliozänen Vergletscherungen am Ostrand der

patagonischen Anden um 3,5 Ma und im Zeitraum um 4,5 - 7 Ma (MALAGNINO 1995; MERCER 1976; MERCER & SUTTER 1982; SCHLIEDER 1989) könnten während und vor Beginn des antarktischen Klimaoptimums stattgefunden haben.

Erst im ausgehenden Pliozän (zwischen 2,3 - 2,7 Ma) belegen δ^{18} O-Werte an Foraminiferen im Bereich der subantarktischen Ozeane Kaltwasserbedingungen hin zu glazialen Verhältnissen (u.a. HODELL & VENZ 1992; WARNKE et al. 1992) - wie sie dann auch in Form mehrerer ausgedehnter pleistozäner Vorlandvergletscherungen am Ostrand der patagonischen Anden dokumentiert sind (folgende Kapitel).

3.2. Der derzeitige Kenntnisstand zur pleistozänen Klima- und Vergletscherungsgeschichte Ostpatagoniens

Die Kenntnisse zur quartären Klima- und Vergletscherungsgeschichte Ostpatagoniens beschränken sich derzeit weitgehend auf das Jungpleistozän. Sie beruhen entweder auf paläobotanischen Untersuchungen an jungquartären Torfen und Sedimenten oder auf geomorphologischen Klimaindikatoren wie Eisrandlagen, Periglazialerscheinungen und Seespiegel-Schwankungen. Aus dem Mittel- und Altpleistozän sind paläoklimatisch interpretierbare Befunde bisher nicht bekannt oder deren Alter ist nicht gesichert (ebenso CLAP-PERTON 1993a: 374).

Auch die von GROOT et al. (1967) sowie HEUSSER & WINGENROTH (1984) palynologisch bearbeiteten Tiefseebohrungen im westlichen Südatlantik reichen maximal bis in die viertletzte Warmzeit zurück. Die paläoklimatische Aussagefähigkeit dieser marinen Pollenprofile ist zudem sehr eingeschränkt, da die Pollen fast ausschließlich Fernkomponenten mit unsicherem Herkunftsgebiet darstellen. Während ihres Transportes über Flüsse und Winde bis in den Atlantik hinein können Umlagerungen und Vermischungen mit älteren Pollen stattgefunden haben. GROOT et al. (1967: 208) stellen daher lediglich fest, daß in den erfaßten Glazialen der Anteil an Steppenpflanzen wesentlich höher ist als in den warmzeitlichen Sedimenten. Die Ursache hierfür sehen sie primär in einer Ausdehnung der Steppenareale über große Bereiche des kaltzeitlich trockengefallenen patagonischen Schelfes und weniger in einer klimatisch bedingten Aridisierung des südlichen Südamerikas.

Pleistozäne Pollenprofile aus dem außerandinen Ostpatagonien sind nach Zusammenstellungen von HEUSSER (1987) und MARKGRAF (1993) ebenfalls

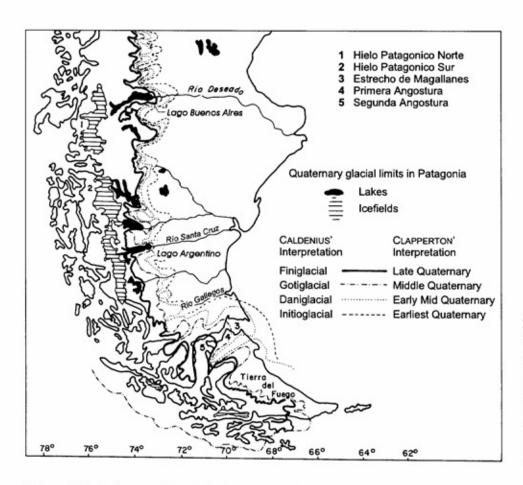


Abb. 3.2: Eisrandlagen im südlichen Patagonien nach CALDENIUS (1932) mit aktueller geochronologischer Interpretation von CLAPPERTON (1993a: Fig. 11.25; wenig verändert).

bisher nicht bekannt (Kap. 3.4.5.). Lediglich auf Feuerland existieren zwei, erstmalig von AUER (1956) beschriebene interglaziale oder interstadiale Pollenprofile, die nach MARKGRAF (1993: 58) älter als 41.000 BP sind. Die Pollenzusammensetzung läßt auf Vegetationsverhältnisse ähnlich den heutigen schließen (HEUSSER 1987: 204; MARKGRAF 1993: 58).

Aussagen zu quartären Klimaveränderungen in Ostpatagonien beruhen derzeit vor allem auf der Interpretation der Relikte ehemaliger, bis weit ins östliche Vorland reichender andiner und subandiner Gletscherloben. Das Interesse an den am ostpatagonischen Andenrand verbreiteten glazigenen Formen und Ablagerungen reicht bis in die Mitte des 19. Jahrhunderts zurück (u.a. DARWIN 1842, MORENO 1899, NORDENSKJÖLD 1898, HAUTHAL 1904), aber erst CALDENIUS (1932) erstellte eine umfassendere Kartierung pleistozäner Eisrandlagen von Feuerland bis nach Nordpatagonien. Dabei unterschied er vier Moränensysteme (Abb. 3.2), die er nach der schwedischen Warvenchronologie von DE GEER (1927) Fini-, Goti- und Daniglazial nannte und denen er eine weitere Eisrandlage, das Initioglazial, hinzufügte (Abb. 3.2). Dani-, Goti- und Finiglazial sah er als letztglaziale Bildungen an, das Initioglazial als ältere, stärker verwitterte äußerste Moränenlage. CALDENIUS' (1932) Kartierung wird bis heute in meist nur wenig aktualisierter Form als Übersichtskarte verwendet, um die Anzahl und Reichweite quartärer Vorlandvergletscherungen in Patagonien darzustellen (Abb. 3.2).

Wissenschaftsgeschichtlich interessant ist die in den fünfziger Jahren dieses Jahrhunderts von einzelnen (u.a. AUER 1956, GROEBER 1952, CZAIKA 1957) vertretene Auffassung, daß im Pleistozän neben den Anden auch große Bereiche der ostpatagonischen Meseten ausgedehnte lokale Vergletscherungen besaßen. Diese Hypothese wurde von Beobachtungen vermeintlich "glazialtektonischer" Deformationen der patagonischen Geröllschichten, über große "erratische" Blöcke und "grundmoränenartige" Ablagerungen bis hin zur Deutung verschiedener Formen als "glazialen" Ursprunges gestützt (ausführlich u.a. CZAIKA 1957). Zum Beispiel postulierte AUER (1959: Fig. 1) in einer älteren Übersichtskarte der maximalen Reichweite pleistozäner Vergletscherungen Patagoniens noch eine ausgedehnte Vergletscherung der Meseta nördlich des Río Santa Cruz (Abb. 3.3). Später (AUER 1970: Fig. 16) veränderte er nicht nur die Lage der maximalen Vereisungsgrenze, auch die Lokalvergletscherungen stellte er nicht mehr dar

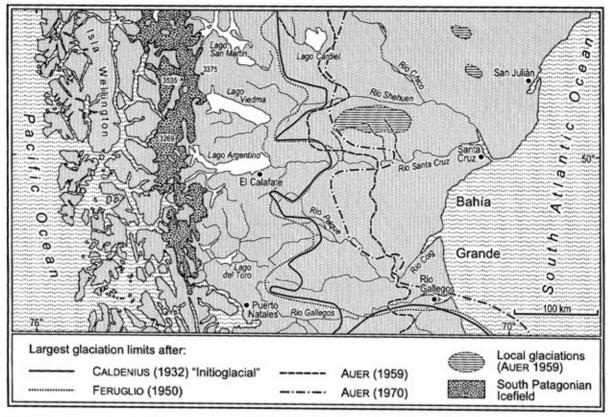


Abb. 3.3: Maximale Reichweite quartärer Vorlandvergletscherungen zwischen dem Lago Cardiel und dem Río Gallegos nach CALDENIUS (1932), FERUGLIO (1944) sowie AUER (1959: Fig. 1; ders. 1970: Fig. 16).

(Abb. 3.3). Er blieb jedoch weiterhin ein Anhänger dieser Hypothese (AUER 1970: 57ff.). POLANSKI (1965) befaßt sich ausführlicher mit diesen Auffassungen.

3.2.1. Altpleistozäne Vergletscherungen und zur Hypothese einer Maximalausdehnung der Vereisung vor 1 - 1,2 Mio. Jahren

Nachdem bereits CALDENIUS (1932) und FE-RUGLIO (1944) der Meinung waren, daß die ältesten Moränen im oberen Río Santa Cruz-Tal aufgrund ihrer intensiveren Verwitterung älter als letztkaltzeitlich sind, wies MERCER (1976) mit Hilfe von K/Ar-Datierungen an Basalten auf die Möglichkeit mehrerer quartärer Vorlandvergletscherungen am Ostrande der Südpatagonischen Anden hin.

Am stark erodierten Basaltplateau des Co. del Fraile, der südlich des Lago Argentino und rund 20 km östlich der vergletscherten Hochkordillere liegt, konnte MERCER die Ausbildung mehrerer altpleistozäner Vergletscherungen zeitlich einengen (Abb. 3.4). Die am nordwestlichen und nördlichen Plateauabfall aufgeschlossene Wechselfolge von Basaltlagen mit mindestens sechs Mo-

ränen war bereits von FERUGLIO (1944: 125ff.) detailliert beschrieben worden. Auch die Teilnehmer einer "INQUA Till Commission" bestätigten nach RABASSA & CLAPPERTON (1990) die glazigene Genese dieser Ablagerungen. FLECK et al. (1972) sowie MERCER (1976, 1969) datierten die Basaltlagen mittels paläomagnetischer Messungen und K/Ar-Altersbestimmungen (Abb. 3.4). Das Alter des ältesten Co. del Fraile-Basaltes von ca. 2,0 Ma erscheint FLECK et al. (1972) durch Argon-Verluste verjüngt, da es nicht mit der paläomagnetischen Einstufung dieser Basaltlage in die Gauss-Epoche um ca. 2,48 Ma in Einklang steht. Neuerdings wird die Gauss-Matuyama-Grenze bei ca. 2,58 Ma Jahren gezogen (BERGGREN et al. 1995).

Neben der mehr als 2,06 Ma alten, vielleicht pliozänen Moräne konnte MERCER (1976) am Co. del Fraile im Zeitraum zwischen 1,03 - 2,08 Mio. Jahren fünf weitere andine Gletschervorstöße nachweisen. Zumindest die ca. 1,9 - 2,0 Mio. Jahre alte Vergletscherung reichte noch 25 km weiter nach Osten bis zu einem Basalthügel in der Meseta südlich von El Calafate, wo nach MERCER (1976) ebenfalls Moränenablagerungen zwischen 2,0 Mio. Jahre alten Basalten erhalten sind (Abb. 3.4).

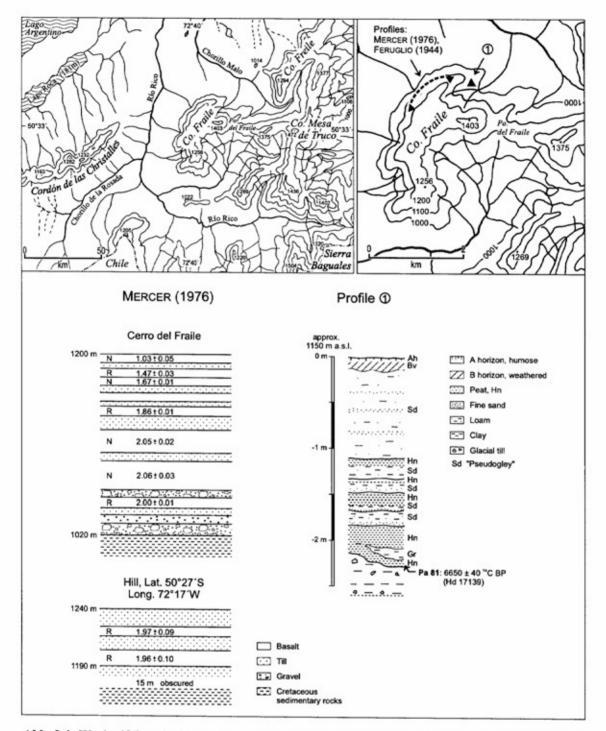


Abb. 3.4: Wechselfolge glazigener Sedimente und Basaltlagen am Co. del Fraile (50°33'S, 72°40'W) und an einem Berg südlich von Calafate (50°27'S, 72°17'W) nach MERCER (1976: Fig. 4) und FLECK et al. (1972), ergänzt durch eigene Bearbeitungen (Profil 1). Zahlen = K/Ar-Alter, N = paläomagnetisch normal, R = paläomagnetisch revers.

Seit MERCER (1976) stimmt man weitgehend darin überein (u.a. CLAPPERTON 1993a: 346; CLAPPERTON 1990: 299f.), daß zwischen 1 - 1,2 Mio. Jahren die ausgedehnteste Vergletscherung des südpatagonischen Andenvorlandes stattfand. MERCER's (1976) Hypothese setzt das Zutreffen zweier Annahmen voraus:

a) CALDENIUS (1932) initioglaziale Ablagerungen südlich des Río Gallegos sind ebenso wie die äußersten Eisrandlagen im Río Santa Cruz-Tal Hinterlassenschaften der am weitesten nach Osten reichenden Vorlandvergletscherung. Beide von CALDENIUS abgegrenzte initio-

- glaziale Vereisungsgebiete wären damit gleich alt.
- b) Der Co. del Fraile war nach Ablagerung der jüngsten 1,03 Mio. Jahre alte Basaltdecke nicht mehr vergletschert und die ca. >1,03 bis <1,47 Mio. Jahre alte Vergletscherung erstreckte sich am weitesten ins östliche Vorland bis zu den äußersten, initioglazialen Eisrandlagen südlich des Río Santa Cruz-Tales und am Cóndor Cliff.

Zwar hatte FERUGLIO (1944) festgestellt, daß auch auf den jüngsten Basalten am Co. del Fraile andine Erratika liegen, MERCER (1976) nimmt jedoch an, daß dies nur dort der Fall ist, wo die jüngste, 1,03 Mio. Jahre alte Basaltlage fehlt. Seitdem war nach MERCER der Co. del Fraile nicht mehr von Eis bedeckt.

Eine Annahme, die sicherlich nicht zutrifft. Der Co. del Fraile war nicht nur im Altpleistozän vergletschert, mehrfach sondern auch Mittelpleistozän und wahrscheinlich auch noch im letzten Hochglazial, als der Eisrand des Lago Argentino-Gletschers gerade bis zum Ostende des Sees reichte. Bereits FLECK et al. (1972: 20) diskutierten die Möglichkeit, ob das im Mittel 1.200 -1.250 m hohe Basaltplateau des Co. del Fraile. dessen Höhenlage nahe der aktuellen Firngrenze im Bereich des Südpatagonischen Eisfeldes liegt (Tab. 3.2), nicht bereits schon bei relativ schwachen Klimaverschlechterungen von dem nur 20 km entfernten andinen Eisfeld erreicht würde. Die Untergrenze der periglazialen Höhenstufe mit Blockloben, gebundener Solifluktion und schwach sortierten Steinstreifen liegt dort derzeit bei ca. 1.000 m ü. M. Die letztglaziale Schneegrenze soll nach GARLEFF (1977: Profil 18) in ca. 800 m Höhe gelegen haben. Bei weniger stark ausgeräumtem Relief wäre daher auch schon bei geringer Temperaturerniedrigung eine Plateauvergletscherung des Co. del Fraile ausgehend von der nur 20 km westlich sich erstreckenden Kordillerenvergletscherung vorstellbar (s.u.; ebenso FLECK et al. 1972: 20). Zwar ist davon auszugehen, daß bereits im ausgehenden Unterpliozän die Grundzüge des heutigen Reliefs mit seinen Tiefenlinien existierten (Kap. 3.4.3.), aber die enorme glazialerosive Übertiefung des Lago Argentino-Zungenbeckens und seiner Seitenarme war in den heutigen Ausmaßen sicherlich noch nicht erfolgt. Es besteht daher keine Notwendigkeit für MERCER's Annahme, daß die am Co. del Fraile dokumentierten altpleistozänen Vergletscherungen im Zusammenhang mit außergewöhmlich extremen Temperaturerniedrigungen und entsprechend weit reichenden Vorlandvergletscherungen erfolgt sind. Auch in der letzten Kaltzeit, als der Lago Argentino - Lobus sich maximal bis zum Ostufer des Sees erstreckte,

war diese Hochregion vergletschert. Damals erstreckte sich vom Südpatagonischen Eisfeld ein Eisstrom über den nur 1.100 m hohen Transfluenzpaß des Po. del Fraile und das Tal des A. Chorillo Malo bis zum Lago Argentino - Lobus (Kap. 3.4.7.: Centinela Moränen). Als weitere Nährgebiete fungierten wahrscheinlich die Kare der nur 10 km südlich an der chilenisch-argentinischen Grenze sich erstreckenden, über 1.300 - 1.500 m hohen Sierra de los Bagualles. Im Untergrund der Quellmulden am Nordostrand des Co. del Fraile sind flächenhaft Geschiebelehme verbreitet. Sie sind älter als die auf 6.650 BP datierte Basis einer vermoorten Solifluktionszunge (Abb. 3.4: Profil 1).

Da MERCER (1976) das Alter der äußersten initioglazialen Moränen im Río Santa Cruz-Tal nicht kennt, extrapoliert er die nach Westen ansteigenden Höhenlagen ihrer Oberflächen bis zum Co. del Fraile und stellt fest, daß dieser während ihrer Ausbildung ebenfalls vergletschert gewesen sein muß. Südlich des Río Gallegos konnte er zudem das dort von CALDENIUS (1932) kartierte Initioglazial durch zwei K/Ar-Altersbestimmungen an unterlagernden Basalten auf jünger als 1,17 Ma und durch das K/Ar-Alter einer überlagernden Basaltlage auf älter als 0,17 Ma einengen. Da er annimmt, daß der Co. del Fraile zwar während der Bildung der initioglazialen Moränen im Río Santa Cruz-Tal, aber nicht mehr seit Ablagerung der jüngsten, 1,0 Mio. Jahre alten Basaltdecke vergletschert war, folgert er, daß die Eisrandlagen der initioglazialen Vergletscherung im Río Santa Cruz-Tal zur Zeit der 1,03 - 1,47 Mio. Jahre alten Moräne am Co. del Fraile entstanden sind. Die ausgedehnteste südpatagonische Vorlandvergletscherung erfolgte danach im Zeitraum zwischen 1,03 - 1,2 Mio. Jahren.

Wie jedoch MERCER (1976: 139) selbst anmerkt "The evidence is not compelling...", fehlt der Beweis, daß die von ihm und inzwischen von MEGLIOLI (1992) auf >0,45 bis <1,17 Mio. Jahre datierte initioglaziale Vorlandvergletscherung südlich des Río Gallegos (Tab. 3.1) wirklich die ausgedehnteste war. Südlich des Río Gallegos reichte diese Vorlandvergletscherung nach den Kartierungen von CALDENIUS (1932) und MEGLIOLI (1992) über die heutige Küste hinaus. Nicht nur die äußerste Eisrandlage dieser Vereisung, sondern auch die möglicher älterer Vorlandvergletscherungen, die sich ebenso weit oder noch weiter nach Osten erstreckt haben könnten, wären insofern auf dem angrenzenden meeresbedeckten Schelf zu suchen. Im intramoränalen Bereich jüngerer Vergletscherungen ältere vorausgegangene Vereisungsperioden nachzuweisen, ist schwierig. MEGLIOLI (1992) findet solche Hinweise auf Feuerland und

bezeichnet sie als "Río Grande Drift" (Tab. 3.1). Nach MEGLIOLI (1992) besaßen erst die Vorlandvergletscherungen nach der maximal 1,2 Mio. Jahre alten "Co. del Frailes Drift" deutliche geringere Ausmaße, so daß deren Endmoränengürtel lobenförmig und mit jüngerem Alter zunehmend näher zu den Anden hin beiderseits der Magellanstraße erhalten sind (s.u.).

Für die häufig vertretene Ansicht, daß die größte quartäre Eisausdehnung im östlichen Vorland der Südpatagonischen Anden zwischen 1-1,2 Mio. Jahren erfolgt ist, fehlen somit in beiden Typusregionen, sowohl dem Lago Argentino - Río Santa Cruz-Tal als auch dem Gebiet südlich des Río Gallegos, eindeutige Beweise.

Während das Alter der morphologisch problemlos abgrenzbaren äußersten quartären Eisausdehnungen im Río Santa Cruz-Tal unbekannt ist (Kap. 3.4.4.), gibt es im Gebiet südlich des Río Gallegos durch MEGLIOLI (1992) erste Hinweise, zuvor noch ältere und ausgedehntere Vorlandvergletscherungen existiert haben könnten, als die im Zeitraum zwischen 1,1 - 1,2 Mio. Jahren gebildeten initioglazialen Formen und Ablagerungen.

MÖRNER & SYLWAN (1989; ebenso MALAGNINO 1995) können am Lago Buenos Aires mit Hilfe paläomagnetischer Untersuchungen aufzeigen, daß CALDENIUS (1932) in seiner initioglazialen Eisrandlage wahrscheinlich zwei unterschiedlich alte Vorlandvergletscherungen zusammengefaßt hat, die während der Matuyama-Epoche stattfanden (Tab. 3.1).

3.2.2. Mittel- und jungpleistozäne Vorlandvergletscherungen sowie zur Hypothese eines frühglazialen Gletschervorstoßes in der letzten Kaltzeit

Aber nicht nur die Anzahl und das Alter jungtertiärer und altpleistozäner Vergletscherungen, auch die mittel- und jungpleistozäne Vergletscherungsgeschichte im Vorland der patagonischen Anden ist noch weitgehend ungeklärt.

3.2.2.1. Nordpatagonisches Andenvorland (Lago Nahuel Huapi, Lago Llanquihue)

In der Umgebung des Lago Nahuel Huapi (41°s.Br.) beschreiben FLINT & FIDALGO (1964, 1969) drei Moränengruppen: die wahrscheinlich letztkaltzeitlichen Nahuel Huapi- und die älteren El Cóndor-Moränen sowie als älteste Glazialablagerungen die Sedimente der Pichileufu-Verglet-

scherung, RABASSA et al. (1987) sowie SCHLIEDER (1989) unterteilen die El Cóndor-Moränengruppe in die jüngeren Anfiteatro- und die älteren La Fragua-Moränen. Zwei 40Ar/39Ar-Datierungen von Basalten belegen für die Anfiteatro-Moränen eine Entstehung vor 170.000 a (RABASSA et al. 1987). Paläomagnetische Messungen an Seesedimenten weisen der La Fragua-Vergletscherung ein Alter um 465.000 a oder im Bereich der Matuyama/ Brunhes-Grenze zu (SCHLIEDER 1989: 149ff.). Für glazigenen Sedimente der Pichileufu-Vergletscherung vermutet SCHLIEDER (1989: 164) ein pliozänes Alter.

Auch aus dem nordpatagonischen Andenraum im Bereich des Lago Llanquihue wird seit den Arbeiten von MERCER (1976) und PORTER (1981) die Möglichkeit eines bereits frühglazialen Gletschervorstoßes in der letzten Kaltzeit diskutiert. Die Eisrandlagen im Bereich der südchilenischen Seen und der Halbinsel Chiloë sind seit den fünfziger Jahren mehrfach glazialmorphologisch bearbeitet worden (u.a. BENTLEY 1997; BRÜGGEN 1950; WEISCHET 1964; LAUER 1968; HEUSSER & FLINT 1977). Im Hinblick auf die spätglaziale Vergletscherungsgeschichte und Vegetationsentwicklung im Bereich der Südanden ist dieser Raum sicherlich der derzeit am besten untersuchte (u.v.a. CLAPPERTON 1993a: 383ff.; HEUSSER et al. 1995; HOGANSON & ASHWORTH 1992; LUMLEY & SWITSUR 1993; ZHOU & HEUSSER 1996).

Von PORTER (1981) wurden drei unterschiedlich alte, präwürmzeitliche Eisvorstöße ausgegliedert, deren Ablagerungen wesentlich stärker verwittert sind und die weiter nach Westen reichen. Einen insgesamt geringeren Verwitterungsgrad besitzen die drei Eisrandlagen in der Umrahmung der südchilenischen Seen. Nach dem größten See, dem Lago Llanquihue, bezeichnete er diese drei Moränenstände von alt nach jung als Llanquihue I, II und III. Nach CLAPPERTON (1993a: 386) ist die Bodenentwicklung auf den Llanquihue I - Moränen deutlich kräftiger als auf den jüngeren Moränen.

In den Llanquihue I-Moränen findet PORTER (1981) umgelagerte Hölzer und Torfschollen mit ¹⁴C-Altern von 31.000 bis >40.000 BP, wobei sie aber auch von Sedimenten mit entsprechend alten Hölzern und organischen Substanzen unterlagert werden. Gesichert erscheint, daß der Llanquihue I-Vorstoß älter ist als der von PORTER (1981: 277) auf 19.000 bis 20.000 BP datierte Llanquihue II-Vorstoß. PORTER (1981) schließt weder ein frühes letztglaziales noch ein wesentlich höheres Alter aus, während MERCER (1983) eine frühglaziale Bildung zur Zeit der marinen Sauerstoff-Isotopenstufe 4 vermutet.

Auf der Basis zahlreicher 14C-Datierungen an Hölzern, Torfen und organischen Substanzen postulieren dagegen LOWELL et al. (1995) sowie ANDERSEN et al. (1995) fünf letztglaziale Gletschervorstöße, die bis oder weiter als der um 21.000 BP erfolgte hochglaziale Maximalvorstoß gereicht haben sollen. In beiden Veröffentlichungen fehlen stratigraphische Details oder Übersichten mit der Lage der postulierten Eisrandlagen und der stratigraphischen Position der datierten Substanzen. Folgt man ihren Ausführungen, so dürfte der Vorstoß um 13.900 - 14.890 BP dem von PORTER (1981) auf 14.500 - 15.000 BP datierten Llanquihue III - Vorstoß und der um 21.000 BP dem von PORTER (1981) auf ca. 19.000 -20.000 BP datierten Llanquihue II -Vorstoß entsprechen. Bei den postulierten Vorstößen um 23.060 und 26.940 BP ist nicht ersichtlich, inwiefern es sich dabei um eigenständige Vorstöße getrennt durch größere Abschmelzphasen oder lediglich um einen schwach oszillierenden Llanquihue II -Eisrand handelt.

Weitere Gletschervorstöße sollen um 29.600, ≥33.500 und ≥42.700 BP stattgefunden haben (LOWELL et al. 1995; ANDERSEN et al. 1995). Typuslokalitäten für den geforderten Vorstoß um 29.600 BP liegen bei Puerto Octay sowie bei Puerto Montt. Dort werden von ihnen Torfe bzw. organische Silte mit entsprechenden 14C-Altern beschrieben, die von glaziofluvialen Sedimenten überlagert werden. Wiederum ist schwer nachvollziehbar, warum die glaziofluvialen Sedimente eigenständige Gletschervorstöße darstellen und warum es sich nicht um jüngere Llanquihue II -Ablagerungen handelt. Ähnliches gilt für die geforderten Vorstöße um >35.000 BP und um >42.000 BP. Aus den Ausführungen von LOWELL et al. (1995) ist nicht erkennbar, ob es sich dabei tatsächlich um zwei eigenständige Vorstöße handelt. Eher bleibt der Eindruck, daß diese Datierungen Mindestalter für den bekannten Llanquihue I-Vorstoß darstellen, wie von PORTER (1981) bereits angenommen wurde.

In der Umrahmung der beiden nördlich des Lago Llanquihue gelegenen Vorlandsseen Lago Puyehue und Lago Rupanco sind nach BENTLEY (1997) bis zu sieben (Lago Puyehue) bzw. vier (Lago Rupanco) Endmoränenzüge erhalten, die bis auf den jeweils ältesten undatierten und am weitesten im westlichen Vorland der Nordpatagonischen Anden liegenden Moränen alle hochglaziale Eisrandlagen vor dem Bölling dokumentieren. Die maximale hochglaziale Eisausdehnung wurde nach BENTLEY um ca. 19.500 BP erreicht, spätestens seit ca.12.200 BP waren beide Seen eisfrei.

3.2.2.2. Südpatagonisches Andenvorland (Lago Buenos Aires, Lago Argentino - Río Santa Cruz-Tal, Magellanstraße)

Am Lago Buenos Aires untergliedern MÖRNER & SYLWAN (1989) das viergliedrige Moränensystem von CALDENIUS (1932) in insgesamt fünfzehn Einzelmoränen, die sie in fünf Moränengruppen zusammenfassen (Abb. 3.5). Mit Hilfe paläomagnetischer Messungen an unterlagernden glazigenen Feinsedimenten können sie nachweisen, daß die äußersten fünf Moränenbögen in der revers magnetisierten Matuyama-Epoche gebildet wurden, die zehn inneren dagegen in der normal magnetisierten Brunhes-Epoche nach 790.000 a (neue paläomagnetische Gliederung).

Innerhalb der von CALDENIUS (1932) als Initioglazial abgegrenzten Moränen unterscheiden

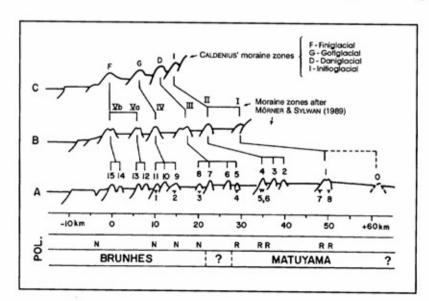


Abb. 3.5: Moränenabfolge am Lago Buenos Aires und deren paläomagnetische Einstufung nach MÖRNER & SYLWAN (1989, leicht verändert).

MÖRNER & SYLWAN (1989) zwei Moränengruppen mit reverser Magnetisierung. Tabellarisch (MÖRNER & SYLWAN 1989: Fig. 3) nehmen sie für das ältere "Initioglazial I" ein Alter um 2,3 Ma und für das "Initioglazial II" eine Bildung um 1,2 Ma an (Tab. 3.1). Die Grundlage für diese weiteren Alterseinstufungen innerhalb der Matuvama-Epoche ist nicht ersichtlich. Die Entstehung der daniglazialen Moränen sehen sie am Ausgang der Matuyama- und in der frühen Brunhes-Epoche (MÖRNER & SYLWAN 1989: 387). Für die jüngsten Moränen in der Umrahmung des Lago Buenos Aires, die von CALDENIUS (1932) als Finiglazial eingestuft worden waren, nehmen MÖRNER & SYLWAN (1989) ein letztglaziales Alter an.

MERCER (1976) skizziert im Río Santa Cruz-Tal, d.h. östlich des Lago Argentino, sechs Moränenbögen, die jünger als die äußerste Eisrandlage am Cóndor Cliff sind (Abb. 3.6).

Er geht davon aus, daß sie während mehrerer Glaziale im Zeitraum von maximal 1 Ma bis zur letzten Kaltzeit entstanden. Wie bereits ausgeführt, nimmt MERCER (1976), gestützt auf seine Hypothese von der 1 - 1,2 Mio. Jahre alten maximalen Eisausdehnung in diesem Raum, für die äußersten Moränen am Südrand des Río Santa Cruz-Tales bis zum Cóndor Cliff eine entsprechende Bildungszeit an. Den jüngsten Moränengürtel in der östlichen Umrahmung des Sees (Abb. 3.6) sieht er ebenso wie CALDENIUS (1932) und FERUGLIO (1944) als letztkaltzeitliche Bildung an.

Der aktuelle Kenntnisstand über die jung- und mittelpleistozänen Vergletscherungen im Bereich der Magellanstraße ist zuletzt von CLAPPERTON (u.a. 1993a), CLAPPERTON et al. (1995), ISLA & SCHNACK (1995), MEGLIOLI (1992), RABASSA &CLAPPERTON (1990), PORTER (1989) sowie PORTER et al. (1992) dargestellt worden (Tab. 3.1). Die älteste mittel- bis altpleistozäne Vergletscherung, die "Cabo Virgenes Drift" sensu MEGLIOLI (1992), erreichte noch den Atlantischen Ozean (ISLA & SCHNACK 1995). Die äußersten Moränenbögen der "Punta Delgada Drift" (sensu MEGLIOLI 1992), der Primera Angostura und der Segunda Angostura erstrecken sich beiderseits der Magellanstraße mit jüngerem Alter zunehmend weiter im Westen. Mit Hilfe von 40 Ar/39 Ar-Datierungen an unter- und überlagernden Basalten kann MEGLIOLI (1992) die Cabo Virgenes-Vergletscherung auf den Zeitraum älter als 360.000 a. eventuell älter als 450.000 a und jünger als 1,07 Ma einengen (Tab. 3.1). Das Alter der Punta Delgada- und der Primera Angostura-Vergletscherung ist nicht bekannt.

Auch der äußerste Vorstoß der Segunda Angostura-Vergletscherung (Abb. 3.2) ist nach CLAPPERTON et al. (1995) unsicher. Da in ihren Moränen letztinterglaziale Muscheln eingearbeitet sind (PORTER et al. 1992; 235; CLAPPERTON et al. 1995), der hochglaziale Vorstoß aber erst in den weiter intern liegenden Moränenbögen erhalten sein soll, deutet sich nach CLAPPERTON et al. (1995: 142) für die äußersten Moränen der Segunda Angostura-Vergletscherung ("Vorstoß A" sensu CLAPPERTON et al. 1995) ein frühglaziales Alter an. Dieser frühglaziale Vorstoß A soll von den auf ca. 18.000 bis 28.000 BP datierten Eisrandlagen der Vorstöße B und C durch einen Meeresspiegelhochstand getrennt sein ,...as indicated by the shelly nature of the basal till." (CLAPPERTON et al. 1995: 143). Aber auch in den Moränen des Vorstoßes A sind Muscheln eingelagert. Die erzielten ¹⁴C-Datierungen von 42.000 BP interpretieren sie als "unendliche Alter". In den Moränen der Vorstöße B und C fallen nach CLAPPERTON et al. (1995: 143) neben älteren Muscheln fünf Molluskendatierungen in den Zeitraum zwischen 27.700 bis 43.000 BP. Die Datierungsobergrenze der ¹⁴C-Altersdatierung an Muscheln ist nach ihnen bei >43.000 BP erreicht (CLAPPERTON 1995: 143).

Dagegen ist einzuwenden, daß bereits 14C-Alter mariner Muschelschalen von 27.000 BP in der Regel erheblich zu niedrige Mindestalter darstellen. Beispielweise fordern auch einige Autoren, gestützt auf ähnlich alte 14C - datierte Muscheln, für die chilenische und argentinische Küste einen mittelwürmzeitlichen Meeresspiegel-Hochstand um 30.000 BP. Bis heute konnten diese Alter einer Überprüfung nicht standhalten, sondern mußten als letztinterglazial angesehen werden (s.a. RADTKE 1988; RADTKE & SCHELLMANN SCHELLMANN & RADTKE 1996). Daher ist davon auszugehen, daß auch die von CLAPPERTON et al. (1995) datierten Muscheln in den Moränen der Vorstöße B und C aus letztinterglazialen Sedimenten umgelagert worden sind. Hinzu kommt, daß aus den muschelführenden Moränen des Vorstoßes A nach einer Übersicht von CLAPPERTON et al. (1995: Tab. 1) bisher nur zwei von PORTER (1989) veröffentlichte 14C-Alter an Muschelschalen bekannt sind. Es ist eventuell nur eine Frage der Anzahl der Datierungen, bis auch aus dem Vorstoß A Muschelschalen mit entsprechend "jungen", aber letztendlich "unendlichen" 14C-Altern von 27.700 BP vorliegen werden. Die Postulierung eines frühglazialen Vorstoßes im Bereich der Segunda Angostura-Moränen erscheint daher derzeit nicht belegt.

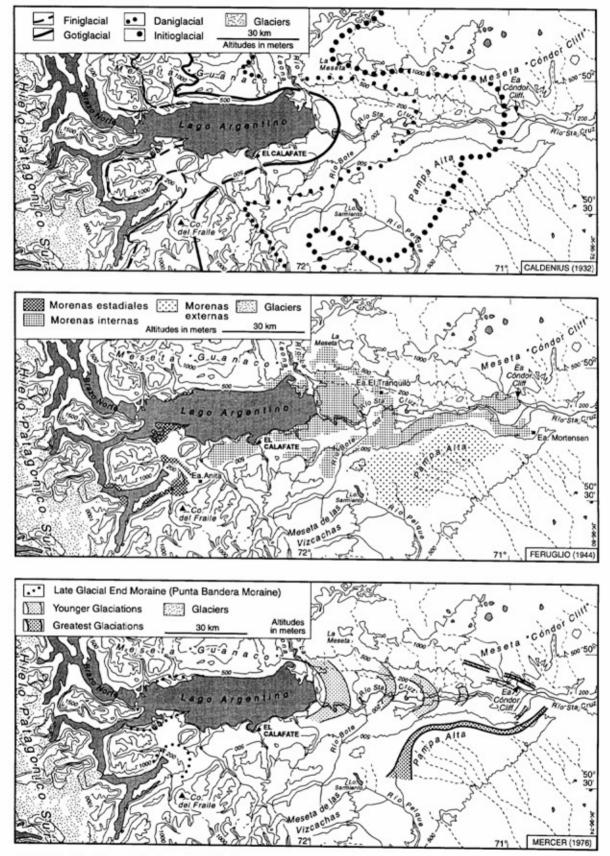


Abb. 3.6: Moränenverbreitung im Río Santa Cruz-Tal nach CALDENIUS (1932), FERUGLIO (1944) sowie MERCER (1976).

Im Anschluß an diesen weitesten Segunda Angostura-Vorstoß kam es nach CLAPPERTON et al. (1995) im Zeitraum zwischen ca. 14.000 bis 28.000 BP zu vier weiteren Gletschervorstößen mit jeweils geringerer Reichweite ihrer äußersten Eisrandlagen (Tab. 3.1). Auch umittelbar am östlichen Ufer des Lago Sarmiento und des Lago Toro erstrecken sich nach MARDEN (1993a, ders. 1993b) vier Moränensysteme, für die er ein letztglaziales Alter annimmt (Kap. 3.3.).

3.3. Grundzüge der Klima- und Vergletscherungsgeschichte Patagoniens seit dem letzten Hochglazial

Das östliche außerandine Patagonien besaß nach paläobotanischen und geomorphologischen Befunden während des letzten Hochglazials extrem aride Klimabedingungen mit Dauerfrostboden und stark aufgelichteter Steppenvegetation. Fossile Eiskeile und Kryoturbationen sind zwar als Folge der extrem ariden kaltzeitlichen Klimabedingungen nicht häufig, aber von Puerto Madryn in Nordpatagonien bis nach Feuerland bekannt. Nach GALLOWAY (1985) deuten sie auf eine Abnahme der Jahresmitteltemperaturen von mindestens 10 gegenüber heutigen Verhältnissen, TROMBOTTO & AHUMADA (1995) nehmen für Nordpatagonien eine Temperaturdepression von 16 - 17°C an. GARLEFF (1977: 125) geht davon aus, daß in den Tieflagen Ostpatagoniens während der letzten Kaltzeit Temperaturbedingungen mit Jahresmitteln von weniger als -3°C herrschten, die Dauerfrostböden mit Frostkontraktionsrissen und Pingo-Bildungen erlaubten. Nach CORTE (1991: 69) endete die jüngste Periode kryogener Aktivität im ostpatagonischen Raum um ca. 13.000 BP, eine Abgrenzung, die er deduktiv über Verknüpfung mit spätglazialen Gletschervorstößen in den Anden trifft. BELTRAMONE (1989, zit. nach CORTE 1991) datierte bei Puerto Madryn die Bildung eines Eiskeiles auf ca. 24.000 BP und auch VALLE & BELTRAMONE (1987) nehmen im Raum Puerto Madryn während der letzten Kaltzeit kryogene Klimabedingungen an, die über mehrere tausend Jahre bis ca. 25.000 BP existiert haben sollen. Diese Altersvorstellungen resultieren von Altersbestimmungen an Kalkkrusten. Kalkkrusten befinden sich aber permanent tauschprozessen mit dem umgebenden Sickerwasserstrom und sind von daher bisher nicht verläßlich zu datieren. Zweifelsfrei letztglazialen Alters sind dagegen kleine Eiskeile auf einer eem-(Sauerstoff-Isotopenstufe 5) datierten marinen Terrasse an der südpatagonischen Küste bei San Julián (Kap. 4.3.6.). Einen Überblick zur Verbreitung fossiler kryogener Formen gibt TROMBOTTO (1996a; ders. 1996b).

Mit Hilfe der Verbreitung von Aschelagen chilenischer Vulkane im südlichen Patagonien und Feuerland kann STERN (1990) aufzeigen, daß dort auch im Spätglazial und frühen Holozän Winde aus westlicher Richtung vorherrschten. Pollenprofile (u.a. MARKGRAF 1993a; SCHÄBITZ 1991) sowie unterschiedlich hohe Seespiegelstände am Lago Cardiel und Lago Cari Laufquen (u.a. CLAPPERTON 1993a: 506f.; GALLOWAY et al. 1988; STINE & STINE 1990) belegen für das Holozän einen mehrfachen Wechsel von Feucht- und Trockenphasen, wobei im Jungholozän generell die Trockenphasen zu überwiegen scheinen.

3.3.1. Vegetationsveränderungen seit dem Hochglazial

Eine fast lückenlose Rekonstruktion der Vegetationsentwicklung seit Ausgang des letzten Hochglazials ist bisher lediglich für einzelne humidere andine Bereiche Patagoniens möglich (u.v.a. ASHWORTH & HOGANSON 1993; HOGANSON & ASHWORTH 1992; HEUSSER 1987; HEUSSER et al. 1995; MARKGRAF 1993a, 1987; ZHOU & HEUSSER 1996).

An der nordpatagonischen Pazifikküste ist im Hochglazial bis ca. 14.000 BP von 4° bis 6°C niedrigeren Sommertemperaturen auszugehen. Nördlich von 43°S existierte in den Tieflagen eine aufgelichtete Waldvegetation. Die klimatischen Bedingungen waren nach MARKGRAF et al. (1992) trockener als heute und durch häufigere Kaltlufteinbrüche gekennzeichnet. Erst südlich von 43°S führten höhere Niederschläge zur Ausbreitung des subantarktischen Moorlandes, wobei den standörtlich unterschiedlichen Feuchtigkeitsverhältnissen angepaßte subantarktische Mooroder Grasvegetation vorherrschte (HOGANSON & ASHWORTH 1992: 112). Südlich von ca. 50°S war auch die wärmegünstigere Küstenzone baumlos (LUMLEY & SWITSUR 1993; MARKGRAF et al. 1992).

MARKGRAF et al. (1992) postulieren aufgrund dieser Vegetationsverbreitung eine Einengung des nördlichen Grenzraumes der Westwindzone um zirka fünf Breitengrade nach Süden bei jahreszeitlich verringerten meridionalen lagerungen. Dagegen suggerieren nach HEUSSER (1983, 1989a, b) die paläobotanischen Befunde eine Nordwärtsverlagerung der Westwindzone um 5 - 7 Breitengrade mit der Folge erhöhter Niederschläge im zentralen und nördlichen Chile.

Mit der kräftigen spätglazialen Wiedererwärmung nach 14.000 BP breiteten sich an der nordpatagonischen Pazifikküste immergrüne Regenwälder aus, um 12.500 BP dürfte bereits eine geschlossene Waldbedeckung existiert haben (u.a. HEUSSER et al. 1995: Fig. 10; HOGANSON & ASHWORTH 1992). Im Bereich der Südpatagonischen Anden erfolgte die Wiederbewaldung bis an die aktuelle Waldgrenze bereits vor 9.400 BP (RÖTHLISBERGER 1986: 239).

Seit mehreren Jahren wird kontrovers diskutiert, inwieweit palynologische Daten aus den Südanden den aus der Nordhemisphäre bekannten Kälterückschlag der Jüngeren Dryas-Zeit widerspiegeln oder Während HEUSSER und andere (u.a. nicht. HEUSSER 1993, 1989; HEUSSER et al. 1995) aufgrund ihrer Interpretation pollenanalytischer Daten jüngerdryaszeitlichen Kälterückschlag fordern, sehen MARKGRAF und andere (u.a. MARK-GRAF 1989, 1993b; LUMLEY & SWITSUR 1993; ASHWORTH & HOGANSON 1993) keine Vegetationsveränderungen, die solch ein Ereignis belegen würden. Nach CLAPPERTON (1993a: 683ff.; ders. 1990) ist davon auszugehen, daß jüngerdryaszeitliche Abkühlung wahrscheinlich nur im Bereich von 1 - 2°C lag und daher zu gering war, um bedeutendere, pollenanalytisch erkennbare Vegetationsveränderungen bewirkt zu haben.

3.3.2. Spätglaziale und holozäne Gletschervorstöße im Bereich der nord- und südpatagonischen Anden

Wie die rezenten Zungenveränderungen alpiner und andiner Gletscher belegen, reagieren Gletscher zwar zeitlich verzögert, aber dennoch sehr sensibel auf bereits geringe Temperatur- und Niederschlagsveränderungen. Geht man von der Annahme aus, daß ebenso wie auf der Nordhalbkugel auch in den südlichen Anden eine jüngerdryaszeitliche Klimaverschlechterung existierte, dann müßten dort zeitlich entsprechende Gletschervorstöße nachzuweisen sein.

An der nordpatagonischen Andenwestabdachung im Bereich der südchilenischen Seen und der Isla de Chiloë setzte der endgültige hochglaziale Eiszerfall nach einem zweiten hochglazialen Maximum um 14.700 BP ein. Bereits um 12.300 BP waren die andinen Gletscherloben mindestens bis auf eine Höhe von 700 m zurückgeschmolzen (u.a. HEUSSER 1990: 15; HEUSSER et al. 1995). Am Tempano-Gletscher - einem Auslaßgletscher des Nordpatagonischen Eisfeldes - kann MERCER (1976: 156) anhand des ¹⁴C-Alters eines glazial

unbeeinflußten Torfes in der Nähe des aktuellen Eisrandes von 11.100 BP aufzeigen, daß dort ein wesentlich über die aktuellen Verhältnisse hinausreichender jüngerdryaszeitlicher Vorstoß wahrscheinlich nicht stattgefunden hat. Ebenso kann er nachweisen, daß der Eisabbau im Bereich des Nord- und Südpatagonischen Eisfeldes bereits vor ca. 12.250 BP soweit fortgeschritten war, daß das sich zwischen ihnen erstreckende Río Baker-Tal bereits wieder eisfrei war und bis heute blieb (MERCER 1976). Heute sind dort die nächsten Auslaßgletscher rund 15 - 20 km vom Tal entfernt.

Am Lago Argentino stuft MERCER (1976) die andennahen "finiglazialen Moränen" CALDENIUS (1932), die sogenannten "Punta Bandera-Moränen" ebenfalls als spätglaziale Bildungen noch vor der Jüngeren Tundrenzeit ein. Deren markant ausgeprägten Seiten- und Endmoränen erstrecken sich im westlichen Bereich und südlich des Lago Argentino, am Seitenarm des Brazo Rico, wo sie nur noch ca. 22 km vom Perito Moreno-Gletscher, einem der bekanntesten Auslaßgletscher des Südpatagonischen Eisfeldes, entfernt sind (Abb. 3.6, Abb. 3.28). Da die Torfbasis eines vermoorten Schmelzwassertales im Bereich der Punta Bandera-Moränen nach MERCER (1968) ein 14C-Alter von 10.000 ± 140 BP ergab, geht er davon aus, daß der Perito Moreno-Gletscher bereits zu dieser Zeit auf heutige Verhältnisse zurückgeschmolzen gewesen sei und seine Schmelzwässer nicht mehr über den Punta Bandera-Abfluß, sondern nur noch auf direktem Wege in den Lago Argentino floßen. Die Annahme (MERCER (1976: 156), daß die Punta Bandera-Moränen ein Alter vor der Jüngeren Dryas, also älter als 11.000 BP, besitzen sollen, begründet er damit, daß ein jungtundrenzeitliches Alters ein sehr schnelles Abschmelzen des Gletschers verlangt, was er nicht für vorstellbar hält. Hinzu käme, daß der an der Westabdachung der Südanden gelegene Tempano-Gletscher, der ins Meer kalbt, seit 11.000 BP nur noch holozäne Ausmaße besessen habe und auch die ehemalige hochglaziale Verbindung zwischen Nord- und Südpatagonischem Eisfeld nachweislich seit ca. 12.250 BP nicht mehr existiert habe (s.o.). MERCER nimmt daher an, daß nach der spätglazialen Erwärmung um 13.000 BP Gletschervorstöße erst wieder im Holozän mit Vorstoßphasen um 4.600 - 4.200 BP, 2.700 - 2.000 BP sowie im bis 19. Jahrhundert erfolgten (MERCER 1968, 1970).

Seit den von MERCER (u.a. 1965, 1968, 1970, 1976, 1982) vor allem in der zweiten Hälfte der sechziger und Anfang der siebziger Jahre durchgeführten Arbeiten ist wiederholt der Versuch gemacht worden, die Glazialgeschichte der Südanden

während der Jüngeren Dryaszeit zu klären. RÖTHLISBERGER (1986) datierte in der Cordillera del Paine und an östlichen Auslaßgletschern des südlichen Südpatagonischen Eisfeldes mehrere Moränenstände nahe den aktuellen Gletscherzungen. Die älteste Seitenmoräne findet er oberhalb des José-Gletschers am Lago O'Higgins. Nach der 14C-Datierung eines Holzes ist sie älter als 8.600 BP und könnte nach RÖTHLISBERGER (1986: 240) einem spätglazialen Vorstoß angehören. Dieser wäre dann nur etwas über die neuzeitlichen Ausdehnungen hinausgegangen. Eine vergleichbare Geländesituation beschreiben auch MARDEN & CLAPPERTON (1995) aus dem Vorfeld des Grev-Gletschers, ebenfalls einem Auslaßgletscher des südöstlichen Südpatagonischen Eisfeldes. Ein System von Endmoränen in nur 10 - 16 km Entfernung vom heutigen Eisrand ist nach ihren 14C-Datierungen an intramoränal gelegenen Torfen älter als 9.200 BP. Nach MARDEN & CLAPPERTON (1995: 205) soll dieser Vorstoß jünger als 11.880 BP sein, da in den Moränenablagerungen entsprechend alte vulkanische Aschen des 30 km westlich gelegenen Reclus-Vulkans aufgearbeitet sind. Wie bereits in Kap. 2.2. angemerkt wurde, sind Alter und Chemismus der zahlreichen Eruptionen des Reclus-Vulkans und ebenso anderer südpatagonischer Andenvulkane bisher aber noch nicht in der Weise gesichert, daß ihre Tephren als absolute Zeitmarken verwendet werden könnten.

Damit existieren derzeit, entgegen den Ausführungen in dem von OSBORN et al. (1995) durchgeführten interhemisphärischen Vergleich jüngerdryaszeitlicher Gletschervorstöße in den Kordilleren Nord- und Südamerikas, in den Patagonischen Anden bisher keine eindeutigen Belege für einen solchen Vorstoß (hierzu auch CLAPPERTON 1997). Nach den Arbeiten von MERCER (u.a. 1976) ist davon auszugehen, daß mit Beginn des Spätglazials um 13.000 BP die Gletscher im Bereich der Patagonischen Anden bis auf holozäne Verhältnisse abgeschmolzen waren. Die jüngsten noch weit ins Vorland reichenden Vorstöße datieren sowohl im Bereich der nordpatagonischen Westabdachung als auch im Bereich der Magellanstraße auf älter als 13.000 BP. Spätglaziale Gletschervorstöße sind daher in der Nähe holozäner Eisrandlagen zu suchen. Unklar ist, inwieweit die von RÖTHLIS-BERGER (1986) und MARDEN & CLAPPERTON (1995) sowie MARDEN (1997) beschriebenen Vorstöße mit ihrem mindestens frühholozänen Altern der Jüngeren Dryaszeit angehören.

Die aktuellen Vorstellungen zur spätglazialen und holozänen Gletschergeschichte in den Südanden stützen sich weitgehend auf Datierungen von Vorstößen an Auslaßgletschern des Südpatagonischen Eisfeldes, von denen viele in große Vorlandseen bzw. ins Meer kalben. Die Oszillationen kalbender Gletscherzungen werden aber wesentlich von lokalen Faktoren wie zum Beispiel der Wassertiefe beeinflußt (WARREN et al. 1996; WARREN & SUGDEN 1993). WARREN & RIVERA (1994) sind daher der Auffassung, daß die bisher akzeptierte spätglazial/holozäne Glazialchronologie im Bereich der Südanden nicht zu großräumigen interhemisphärischen Korrelationen geeignet ist. Bis auf das von RÖTHLISBERGER (1986), MARDEN (1993; ders. 1997) sowie MARDEN & CLAPPERTON (1995) untersuchte Co. del Paine - Massiv fehlen weiterhin detaillierte Bearbeitungen nicht kalbender Gletscher, die unbeeinflußt vom Massenhaushalt der beiden großen Eisfelder auf Klimaschwankungen reagieren (Kap. 3.4.7; Kap. 3.4.8.).

3.4. Regionale Untersuchungen im Bereich des Lago Argentino und des Río Santa Cruz-Tales

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich von der Ostabdachung der Südpatagonischen Anden auf ca. 50° südlicher Breite vom Lago Argentino über das Río Santa Cruz-Tales nach Osten bis zum Atlantik (Abb. 3.7). Räumliche Schwerpunkte der Geländeaufnahmen lagen im Bereich des Lago Argentino-Zungenbeckens östlich der Península Magallanes sowie im angrenzenden oberen Río Santa Cruz-Tal bis wenige Kilometer unterhalb der Estancia Cóndor Cliff. Weitere geomorphologische Aufnahmen erfolgten entlang der südlichen Talseite bis zum Mündungsdreieck von Río Santa Cruz und Río Chico. Eine Bearbeitung des sehr unzugänglichen Talbereiches unterhalb der Estancia Cóndor Cliff und oberhalb des Mündungsbereiches war bisher nur eingeschränkt möglich.

3.4.1. Geomorphologischer Überblick

Geologisch gehört das Untersuchungsgebiet zur Magellan-Geosynklinale, deren geotektonische Entwicklung bereits dargestellt wurde (Kap. 2.2.2.). Im Westen wird es von der alpinotyp gefalteten Hauptkordillere der Südpatagonischen Anden begrenzt, die in diesem Raum (Abb. 3.8) überwiegend aus präkambrisch/paläozoischen Metamorphiten (Quarzite, kristalline Phyllite) sowie stark gefalteten, teilweise metamorphisierten jurassischen und unterkretazischen Gesteinen aufgebaut ist (BORELLO 1957: 861). Am Andenostrand treten vereinzelt miozäne Magmenintrusionen auf, wie z. B. in der nördlich des Lago Viedma gelegenen, durch Erosion isolierten Gebirgsgruppe des Fitz Roy-Massivs (3.375 m ü. M.).

Nur vereinzelt kommen granitoide Tiefengesteinskörper auch in den sich östlich anschließenden subandinen Sierren vor, wie beispielsweise südlich des Lago Argentino im mittleren Talabschnitt des Río Centinela-Tales (CONCI 1935/36). Östlich dieser andinen und subandinen Faltungszonen erstreckt sich die durch überwiegend horizontale Schichtlagerung und Bruchtektonik gekennzeichnete Tafellandschaft Ostpatagoniens.

3.4.1.1. Aktuell vergletscherte Areale im Bereich der Hoch- und Präkordillere

Das charakteristische Merkmal der Hochkordillere ist das 330 km lange, im Nordsektor bis 90 km breite, im Süden etwa 30 - 40 km breite Südpatagonische Eisfeld (Tab. 3.2). Die meridionale Erstreckung folgt annähernd dem 73. bis 74. Längengrad über drei Breitengrade hinweg vom Río Baker im Norden bei 48°20' S bis südlich des Co. Paine-Gebietes bei 51°30' S, wenige Kilometer nördlich des Ultima Esperanza-Fjords (LLIBOUTRY 1956: Fig. 58). Mit einer Fläche von rund 13.000 km² stellt das Südpatagonische Eisfeld nach Grönland das größte zusammenhängende Vergletscherungsareal der außerpolaren Breiten dar.

Westlich der beiden Vorlandseen Lago Argentino und Lago Viedma und damit im zentralen Bereich der vergletscherten Hochkordillere verläuft die Eisund Wasserscheide zwischen Pazifik und Atlantik entlang der argentinisch/chilenischen Grenze (KRAEMER 1992: Fig. 5). Zahlreiche 2.500 - 3.500 m hohe Nunatakker überragen dort das im Mittel nur 1.500 - 2.000 m ü.M hohe Eisfeld.

Übersichten zur Glaziologie und Glazialgeschichte des Südpatagonischen Eisfeldes geben die Veröffentlichungen von LLIBOUTRY (1956), WARREN & SUGDEN (1993) sowie CLAPPERTON (1993a: 283ff.). Einige aktuelle glaziologische Daten sind in Tab. 3.2 zusammengestellt.

Einzelne von diesem Binneneisgebiet ausgehende Gletscher - darunter der 60 km lange Upsala-Gletscher, der 30 km lange Perito Moreno-Gletscher am Lago Argentino (181 m ü. M.) sowie der Viedma-Gletscher am Lago Viedma (250 m ü. M.) - erreichen heute noch beide Zungenbeckenseen. Glaziologisch interessant ist das atypische Zungenverhalten des Perito Moreno-Gletschers. Während fast alle Auslaßgletscher des Südpatagonischen Eisfeldes, u.a. auch der Upsala-Gletscher (ANIYA & SKVARCA 1992; WARREN et al. 1995), deutlich hinter die Moränenlagen der

frühneuzeitlichen Gletscherhochstände des späten 19. Jh. zurückgeschmolzen sind, besitzt der Perito Moreno seit seiner Entdeckung im Jahre 1899 durch den deutschen Geologen R. HAUTHAL (LISS 1970: 165ff.) eine schwach oszillierende Eiszunge mit periodischen Vorstößen. Sobald die Vorstöße über den nach HAUTHAL (1904) 150 - 200 m tiefen "Canal de los Témpanos" hinwegreichen, kommt es im Lago Rico, einem Seitenarm des Lago Argentino (Abb. 3.8), für mehrere Monate zum Aufstau seines Wasserspiegels bis zu einer Höhe von 28 m (u.a. ANIYA & SKVARCA 1992; HEINSHEIMER 1954/56; ders. 1958/61; LISS 1970: 167ff.).

Nach ANIYA & SKVARCA (1992) liegt die Gleichgewichtslinie im östlichen Randbereich des Eisfeldes am Upsala- und Moreno-Gletscher aktuell bei ca. 1.150 m ü. M. (Tab. 3.2). Nach Osten steigt die Schneegrenze als Folge zunehmender Aridität stark an. Die Schätzungen von GARLEFF (1975: Fig. 4), wonach die rezente Schneegrenze im Bereich der Península Magallanes (Abb. 3.8) bei ca. 1.600 m ü. M. liegt, sind geringfügig zu hoch. Nach Luftbildern besitzen dort einzelne südexponierte Gipfel mit Höhen von 1.600 m ü. M. kleinere Kargletscher (SCHELL-MANN & WENZENS 1996: Abb. 7).

Wesentlich stärker vergletschert sind dagegen die über 1.900 m hohen subandinen Sierren nördlich des Lago Argentino (SCHELLMANN & WENZENS 1996: Abb. 2), die das Quellgebiet der ganzjährig fließenden Bäche Río Guanaco und Río Cóndor sind.

Als Folge der raschen Abnahme der Niederschläge an der Ostabdachung der Hochkordillere und infolge der durch beständig hohe Windgeschwindigkeiten großen potentiellen dunstungsraten ist die Waldverbreitung auf eine schmale andenparallele Zone im Bereich und westlich der Península Magallanes beschränkt. Die thermisch bedingte obere Waldgrenze liegt dort bei ca. 1.000 m ü. M. In Höhenlagen unterhalb von 400 m ü. M. überwiegen immergrüne Nothofagus antarctica - Wälder, darüber folgen sommergrüne Nothofagus pumilio - Bestände (GARLEFF 1975: Fig. 4). Mit Abnahme der Jahresniederschläge auf 250 - 500 mm werden die Nothofagus-Wälder von einem in der Regel buschfreien Grasland mit Festuca pallescens ersetzt, das mit der nach Osten weiter zunehmenden Trockenheit von der unterschiedlich buschreichen Hartgrassteppe (Tussock-Grasarten) Ostpatagoniens verdrängt wird (MANCINI 1993).

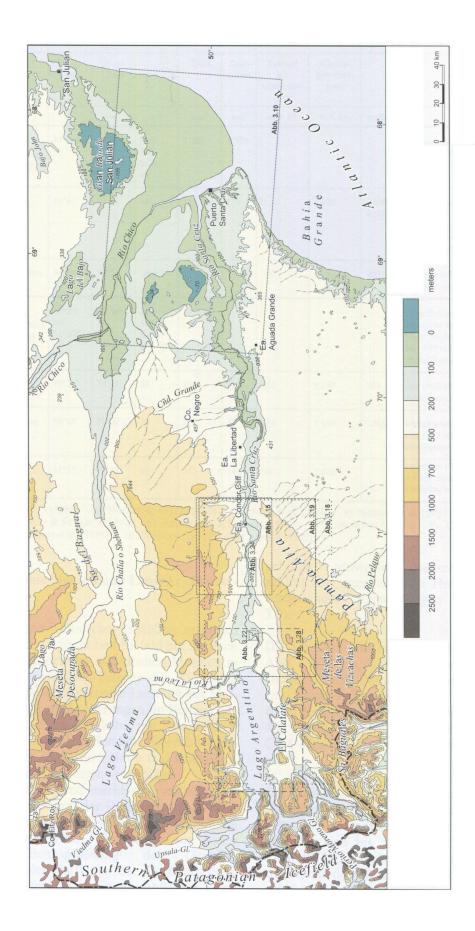


Abb. 3.7: Topographische Übersicht zur Lage der Untersuchungsgebiete zwischen dem Lago Argentino und der Río Santa Cruz - Mündung.

Name	Lage		Länge	Fläche		Höhe		Fließ- rate	Sonstiges	Quelle
	Geogr. Breite	Geogr. Länge		Total	Zehr- gebiet	Vorland am Gletscher- ende	Gleich- gewichts- linie			
	ca.	ca.	km	km ²	km²	m ü. M.	m ü. M.	m/Jahr		
NORD- PATAGONISCHES EISFELD (NPI)	47°S	73°30°	N-S: 100 E-W: 45	4.200	1.550				20 temp. Auslaßgletscher, zwischen 1944 bis 1986 generelles Abschmelzen	1), 2)
San Rafael- Gletscher	46°41'	73°51°	46	753	175	0	1.200	4.000 - 4.500	Tidenwasser-Gletscher mit rapiden Zungen- schwankungen, seit 1959 überwiegend zurückweichend	1), 9), 10)
Soler-Gletscher	46°54'	73°11'	16,6	51	14,5	350	1.350	100 - 300	temperierter Talgletscher, Eisdicke: max. 575 ± 85	3), 8)
SUD- PATAGONISCHES EISFELD (SPI)	48°20' bis 51°30'	73° bis 74°	N-S: 350 E-W: 30 - 40	13.000					Gletscherzungen an der Westseite kalben ins Meer; an der Ostseite in 50 - 400 m ü. M., an der Basis temperiert	2), 4), 6)
Upsala- Gletscher	49°59°	73°17'	60	870	325	181	1.150	700	seit 1960 überwiegend zurückweichend	2), 5)
Perito Moreno	50°28'	73°02'	30	257	75	181	1.150	1.000	weitgehend stabil.	2), 5), 7)

Tab. 3.2: Glaziologische Daten verschiedener Auslaßgletscher des Nord- und Südpatagonischen Eisfeldes.

Ouelle: 1) ANIYA (1988) 2) NARUSE & ANIYA (1992) 3) ANIYA et al. (1988) 4) NARUSE et al. (1987)

145

355

ANIYA & SKVARCA (1992)
 ARISTARAIN & DELMAS (1993)
 CLAPPERTON (1993a).
 CASASSA (1987)

50

1.000

WARREN et al. (1995) 10) WARREN (1993) 11) CASASSA (1992)

20

3.4.1.2. Subandine Sierren und Lago Argentino -Becken

51°15'

73°15'

Tyndall-

Gletscher

Die pleistozänen Gletschervorstöße erfolgten sowohl vom Südpatagonischen Eisfeld her als auch aus den Hochregionen der andennahen Meseten in die nach Osten geöffnete Talzone des Río Santa Cruz. Die enorme glazialerosive Leistung der pleistozänen Vorlandvergletscherungen im Bereich des Lago Argentino-Zungenbeckens mit seinen weit nach Westen zurückgreifenden fjordähnlichen Seitenarmen, wie dem Brazo Norte und Brazo Sur. ist wahrscheinlich tektonisch vorgeprägt.

So folgen die annähernd meridional verlaufenden Ausraumzonen westlich der Península Magallanes und westlich der "Meseta Guanaco", einschließlich des Brazo Norte (Abb. 3.8), einer Zone hoher tektonischer Beanspruchung der Gesteine unmittelbar an der Ostflanke der Hochkordillere. dort anstehenden jurassisch/kretazischen Vulkanite und Sedimentgesteine sind intensiv

gefaltet, teilweise überschoben und von zahlreichen, annähernd in Nord - Süd - Richtung verlaufenden Verwerfungen durchzogen (Abb. 3.9).

weitgehend stabil,

seit 1917 schwach oszillierend

zwischen 1945 - 1986; ca.

4.4 km zurückverlegt,

Eisdicke: max. 616 m

2), 5), 7)

2), 4),

11)

Die im Text und in einzelnen Abbildungen (z.B. Abb. 3.8; Abb. 3.9) benutzten Namen "Meseta Guanaco" und "Meseta Cóndor Cliff" werden hier zum besseren Verständnis des Textes für die stark zertalten Meseten im Bereich des Río Guanaco und die Hochflächen nördlich der Estancia Cóndor Cliff benutzt, da diese Meseten bisher namenlos sind.

Der für die Ostflanke der Südpatagonischen Anden charakteristische "Thrust and fault belt" (Kap. 2.2.) bzw. "innere subandine Zone" (BORELLO 1957) erstreckt sich bis zum Río La Leona- und Río Calafate-Tal. wobei die tektonische spruchung der Gesteinsschichten nach Osten hin abnimmt. Die äußere subandine Zone mit ihren nur noch zu schwachen Antiklinalen aufgewölbten

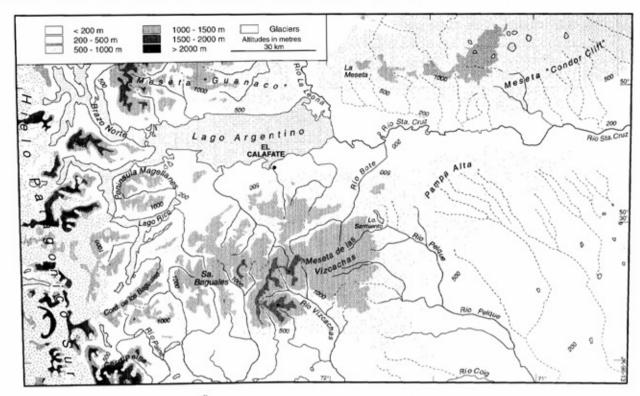


Abb. 3.8.: Topographische Übersicht des Lago Argentino und des oberen Río Santa Cruz-Tales.

Gesteinsschichten reicht in etwa bis auf die Höhe des Río Bote (Abb. 3.9). Sie bildet den Übergang zu den durch weitgehend horizontale Schichtlagerung und Dehnungstektonik gekennzeichneten außerandinen Meseten beiderseits des Río Santa Cruz-Tales.

Sowohl der Lago Rico als auch der sich unmittelbar nördlich der Península Magallanes erstrekkende Seitenarm des Lago Argentino (Abb. 3.8) folgen nach ARBE & HECHEM (1984a: Fig. 1) bedeutenden in Südwest - Nordost-Richtung verlaufenden Seitenverschiebungen, während West - Ost-Verlauf des Lago Argentino nach (1992: Fig. 2) durch das "Lineamento Lago Argentino" vorgezeichnet sein soll. Überzogen ist sicherlich die Vorstellung von ANDERSEN & BORNS (1994: Fig. 3-11), wonach der Lago Argentino wahrscheinlich der tiefste Gletschersee der Welt ist und die Wassertiefe im Bereich des in den Brazo Norte kalbenden Upsala-Gletschers mehr als 1.000 m beträgt.

Das Zungenbecken des Lago Argentino erstreckt sich vom östlichen Seeufer noch ca. 40 km weiter talwärts bis unterhalb des Río Bote-Tales (Abb. 3.8; Bild 3.2). Die breite glazialerosive Ausformung des oberen Río Santa Cruz-Tales entstand vor allem während der älteren pleistozänen Vorlandvergletscherungen als Folge besonders hoher Eismächtigkeiten durch die Vereinigung von Lago Argentino-, Río Bote- und Viedma-La Leona-

Eislobus (Kap. 3.4.4.5.). Glazigene Formen und Ablagerungen prägen das Río Santa Cruz-Tal aber auch noch unterhalb dieses breiten glazialerosiv ausgeformten Talbeckens und zwar bis zum bereits mehrfach erwähnten Cóndor Cliff (Kap. 3.2.1.). Erst ab der Talenge von Fortaleza verläßt der Río Santa Cruz das Gebiet pleistozäner Vorlandvergletscherungen und fließt über 300 m tief in die umgebenden Meseta-Hochflächen eingeschnitten zum Atlantik.

Die nördliche und südliche Umrahmung des Lago Argentino bilden stark zerschnittene und in zahlreiche strukturbedingte Bergkämme und kleinere Hochplateaus aufgelöste (Bild 3.2). Sie sind im Westen durch meridional verlaufende Verwerfungen, Überschiebungen und Faltenachsen sowie glazigene Ausraumzonen von der Hochkordillere abgesetzt (Abb. 3.9). Nach Osten reicht diese subandine Faltungszone bis zu dem südlich des Lago Argentino gelegenen Río Calafate-Tal und nördlich des Sees bis zum Río La Leona-Tal. Tektonisch am stärksten herausgehoben ist die zwischen dem Lago Argentino und dem Lago Viedma gelegene "Meseta Guanaco", deren ehemalige tertiäre Sedimentbedeckung vollständig abgetragen ist (Abb. 3.9). Die teilweise vergletscherten Gebirgskämme im Quellgebiet des Río Guanaco und des Río Cóndor besitzen Erhebungen von über 1.900 m ü. M.

Die südlich des Lago Argentino gelegenen subandinen Sierren erreichen dagegen nur Höhen von

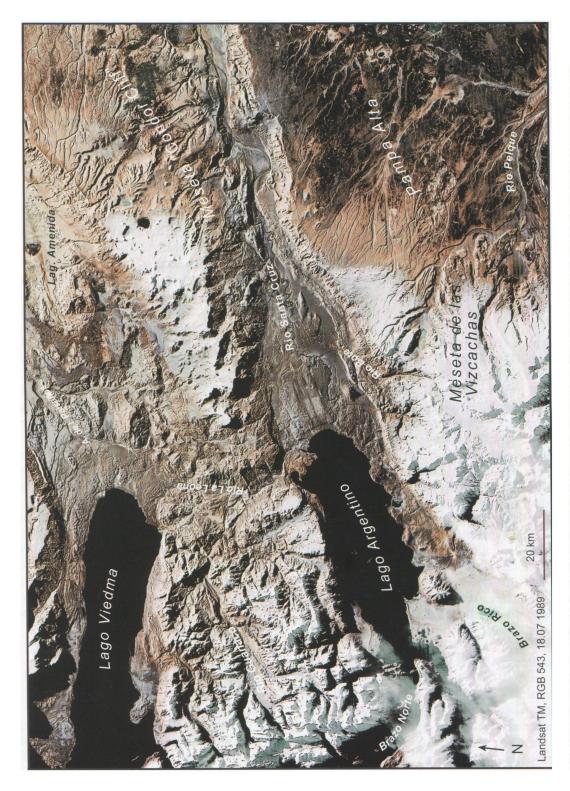


Bild 3.2: Landsat TM-Aufnahme des Gebietes zwischen Lago Argentino und Lago Viedma sowie des oberen Río Santa Cruz-Tales.

1.300 - 1.600 m ü. M. Erst die stark erodierten basaltischen Hochplateaus und Bergkämme der Sierra Baguales Orientales in der südlichen Umrahmung des Río Centinela- und Rio Bote-Einzugsgebietes erheben sich auf über 1.600 - 2.000 m ü. M. Aufgrund der leebedingten Niederschlagsarmut in diesem Raum sind sie, anders als während der pleistozänen Kaltzeiten, heute unvergletschert. Sie markieren den Übergang zu den Hochflächen des außerandinen ostpatagonischen Tafellandes.

3.4.1.3. Außerandine Meseten

Auf beiden Talseiten des Río Santa Cruz erstrekken sich ausgedehnte Hochflächen, deren basaltoder geröllbedeckte Oberflächen diskordant sedimentäre und vulkanogene Gesteine der Oberkreide, des Paläogens oder Miozäns überlagern (Abb. 3.9). Die miozäne Verstellung und Heraushebung des prä-jungkänozoischen Untergrundes erfolgte im Zusammenhang mit der zweiten bedeutenden orogenetischen Phase südpatagonischer Andenfaltung und Andenhebung (Kap. 3). Dabei wurde das Gebiet östlich der tektonisch stärker beanspruchten subandinen Zone unterschiedlich gehoben und abgetragen. In dem tektonischen Hochgebiet zwischen Río La Leona- und Río Shehuen-Tal jungkänozoische Plateaubasalte quartäre Ablagerungen diskordant Gesteinsschichten aus der Oberkreide auf. Dagegen werden die jungkänozoischen Decksedimenten der Hochflächen Bereich im des Río Bote-Río Santa Cruz-Tales von oligozänen Meeresablagerungen der Formation Patagonia und feinklastischen Sedimente der kontinentalen Formation Santa Cruz (Tab. 2.1) unterlagert, die in den Tälern angeschnitten sind. Ihre Verbreitung, Lagerung und Petrographie ist bei FERUGLIO (1950) ausführlicher beschrieben.

3.4.1.3.1. Basaltbedeckte Hochflächen ("Basaltmeseten")

Ein Ergebnis jungkänozoischer Bruchtektonik sind die zahlreichen, überwiegend NW-SE-streichenden Verwerfungen im Bereich der basaltbedeckten Hochflächen beiderseits des Río Santa Cruz-Tales (Abb. 3.9). Ihnen folgt die Mehrzahl der im Bereich der "Meseta Cóndor Cliff" verbreiteten basaltischen Vulkankegel und Bruchstufen. Auch die Längserstreckung der großen Calderen folgt teilweise dieser tektonischen Streichrichtung (Bild 3.2). Eine ausgeprägte Bruchzone mit zahlreichen in südwestlicher bis westlicher Richtung

verlaufenden Verwerfungslinien und Vulkanreihen grenzt die bis auf über 1.200 m ü. M. ansteigende "Meseta Cóndor Cliff" von den mehreren hundert Meter tieferen Basalt- und Schotterflächen in der Umrahmung der Laguna Amenida ab (Abb. 3.9; Bild 3.2). Über das Alter und die Größenordnung tektonischer Bewegungen und vulkanischer Förderphasen entlang dieses Systems von Bruchlinien ist wenig bekannt. Der Co. Mank Aike (Abb. 3.9) und zwei weitere Vulkankegel, die dieser Bruchzone aufsitzen, datieren (WENZENS et al. 1997: K/Ar-Alter um 2,5 und 3,1 Ma) ebenso wie die Basaltdecken im Río Santa Cruz-Tal an und oberhalb der Talenge von Fortaleza (s.u.) ins Oberpliozän. Auch die westlich des über 1100 m ü. M. hohen Basaltplateaus "La Meseta" und unmittelbar östlich des Río La Leona-Tales gelegenen (Abb. 3.9), tektonisch auf ca. 500 - 700 m ü. M abgesenkten Basaltdecken besitzen nach einer K/Ar-Datierung von 3,3 Ma (Tab. 3.5: Pa 168, Probe aus ca. 25 m unter Oberfläche) ein oberpliozänes Alter.

Ausgedehnte Basaltplateaus erstrecken sich beiderseits des oberen Río Santa Cruz-Tales im Bereich der "Meseta Cóndor Cliff", des Co. Grande und der Meseta de las Vizcachas (Abb. 3.9). Von den zahlreichen, im Bereich der "Meseta Cóndor Cliff" verbreiteten vulkanischen Eruptionszentren reichen, wie im folgenden Kapitel noch genauer beschrieben wird, mehrere Basaltströme einem präexistenten Talrelief folgend bis ins Río Santa Cruz-Tal hinab. Zwischen der Talenge von Fortaleza bis zur Estancia Barrancosa (Abb. 3.7: von der Ea. Cóndor Cliff bis auf die Höhe des östlich der Ea. La Libertad gelegenen Co. Negro) bilden sie vor allem auf der nördlichen Talseite ausgedehnte basaltbedeckte Terrassenleisten in 125 -230 m Höhe über dem heutigen Talboden. Von FERUGLIO (1950) wurden sie als Niveau III (Tab. 3.3) beschrieben und mit rund 110 - 130 m hohen Flußterrassen an der Río Santa Cruz-Mündung verknüpft (Kap. 3.4.2.).

Auch in den südlich des Lago Argentino gelegenen subandinen Sierren existieren kleinere Basaltplateaus wie der Co. del Fraile, der für die Rekonstruktion der Vergletscherungsgeschichte dieses Raumes eine besondere Bedeutung besitzt. MERCER (1976) datierte dort mehrere basaltische Förderphasen im Zeitraum zwischen ca. 1 - 2 Ma (Kap. 3.2.1.).

Weitere von MERCER (1976) an Basalten durchgeführte K/Ar-Datierungen weisen auf vulkanische Aktivitäten im Bereich der nördlich des Lago Viedma gelegenen Meseta Desocupada und Meseta Chica im Zeitraum zwischen 3,5 - 4,5 Ma (Kap. 3.1.1., Tab. 3.1). Nicht bekannt ist das Alter des ca. 1.000 - 1.240 m hohen Basaltplateaus La

Meseta und der rund 1.000 - 1.460 m hohen basaltischen Meseta de las Vizcachas. Auch die Basaltdecken im Bereich und südwestlich der Vulkankuppe Co. Grande (Abb. 3.9) sind nicht datiert. Sie liegen in ähnlicher Höhe wie die umgebenden schotterbedeckten Hochflächen der Pampa Alta (Abb. 3.9: Patagonian Gravel, Level I).

Die am Cóndor Cliff und 20 km weiter talaufwärts unmittelbar am nördlichen Talrand des oberen Río Santa Cruz verbreiteten Basaltdecken datieren nach zwei K/Ar-Datierungen von MERCER (1976) auf rund 2,7 Ma und 2,95 Ma, nach eigenen K/Ar-Altern setzte deren Förderung im frühen Oberpliozän um 3,5 Ma ein (Kap. 3.4.3.). Nach MERCER (1976) überlagern sie dort an mehreren Stellen Patagonische Gerölle, die aber bereits innerhalb des Río Santa Cruz-Tales liegen (Kap. 3.4.3.). Unmittelbar unterhalb des Cóndor Cliffs überdecken sie glazigene Ablagerungen einer ausgedehnten obermiozän/frühunterpliozänen oder frühoberpliozänen andinen Vorlandvergletscherung (Kap. 3.1.1.).

3.4.1.3.2. Geröllbedeckte Hochflächen ("Geröllmeseten")

Östlich der großen Basaltmeseten sind die Hochflächen beiderseits des Río Santa Cruz-Tales bis zum Atlantik hin mit mehreren Metern mächtigen Patagonischen Geröllen überdeckt. Während jedoch das Gefälle der quartären Schmelzwassertäler Río Shehuen, Río Santa Cruz und Río Coyle nach Osten zum Atlantik ausgerichtet ist, besitzen die höchsten von Patagonischen Geröllen bedeckten Meseten (Abb. 3.9: Patagonian Gravel, Level I) eine Abdachung in südöstlicher Richtung. Diesem Oberflächengefälle folgen auch die zahlreichen in sie eingetieften Trockentäler (Bild 3.2).

Am stärksten ist die sich zwischen Río Shehuenund Río Santa Cruz-Tal erstreckende "Meseta Cóndor Cliff" herausgehoben, bruchtektonisch zerbrochen und nach Südosten gekippt worden. Ihre Höhenlage nimmt von der Bruchstufe zum Río Shehuen-Tal im Norden von 900 - 700 m ü. M. auf 530 - 480 m ü. M. nordöstlich der Estancia Cóndor Cliff ab. Südlich des Río Santa Cruz-Tales setzt sie sich in der im Bereich des Cordón Alto rund 430 m ü. M. hohen Geröllmeseta I fort (Abb. 3.9: Patagonian Gravel Level I). Dieses Flächenrelief entspricht FERUGLIO's (1950) Niveau II (Tab. 3.3). Es erstreckt sich von den äußersten pleistozänen Eisrandlagen am südlichen Talrand des oberen Río Santa Cruz-Tales bis zum Cordón Alto und dacht dabei von rund 800 auf 420 m ü. M. ab.

Der Cordón Alto markiert einen 30 - 40 m hohen Stufenrand, der die Grenze zwischen der höheren Geröllmeseta I zur östlich vorgelagerten nächsttieferen Geröllmeseta II bildet (Abb. 3.9: Patagonian Gravel, Level I und II). Die Steilstufe erstreckt sich in südwestlicher Richtung bis zum Río Pelque-Tal (Abb. 3.9). Zahlreiche große Deflationswannen wie die "Laguna del Benito" und "Laguna del Oro" betonen zusätzlich ihren Verlauf. Nach FERUGLIO (1950: 60) überragt die Geröllmeseta II den Río Pelque-Talboden um 100 - 140 m.

Die Genese dieser tiefer gelegenen Hochfläche ist unklar. FERUGLIO (1950) vermutet eine primär äolische Entstehung durch Tieferlegung und flächenhafte Ausweitung der zahlreichen Deflationswannen, eine Hypothese, die wenig überzeugt. Die Oberfläche dieser Hochebene dacht bis zum Steilabfall an der Atlantischen Küste 310 m ü. M. ab. Sie besitzt zahlreiche, unterschiedlich große und tiefe abflußlose Becken, die aber regellos verteilt sind. Die am Hangfuß des Cordón Alto (Abb. 3.9) aufgereihten Deflationswannen könnten meines Erachtens allein in der Weise erklärt werden, daß bei den häufig auftretenden nordwestlichen Winden die bodennahe Luftströmung an dem mehr als 30 m hohen, quer zur Windrichtung verlaufenden Stufenrand abreißt. verwirbelt und dadurch die äolische Erosion dort wesentlich verstärkt wird. Gegen eine Deutung als tektonisch bedingte Bruchstufe spricht, daß sich das tiefere Meseta-Niveau II talaufwärts in das Río Santa Cruz-Tal hinein fortsetzt und auch im nördlich der "Meseta Cóndor Cliff" gelegenen Río Shehuen-Tal südlich der Laguna Amenida verbreitet ist (Abb. 3.9: "Patagonian Gravel Level II"). Südlich der Talenge von Fortaleza besitzt das Meseta II-Niveau eine Höhe von rund 450 m ü. M. bzw. rund 330 m über dem heutigen Río Santa Cruz. Nach Süden grenzt es an die dort 50 - 80 m höhere Meseta I, die Pampa Alta, deren Oberfläche nach Westen auf über 800 m ü. M. ansteigt. Wie bereits MERCER (1976) feststellte, ist der von Patagonischen Geröllen bedeckte 1.074 m ü. M. hohe Co. La Criola (Abb. 3.9) wahrscheinlich ein

In diesem Raum reichte die älteste pleistozäne Vergletscherung - CALDENIUS (1932) initioglaziale Eisrandlage bzw. die M6-Vergletscherungsperiode (Kap. 3.4.3.) - bis auf die Pampa Alta. Deren Oberfläche dacht nach Südosten mit einem relativ hohen Gefälle von ca. 0,8%0 ab. Am Südrand der M6-Endmoränen besitzt die Pampa Alta eine Höhe von ca. 700 m ü. M., die 40 km südöstlich gelegene Stufenstirn zur tieferen Meseta II - Hochfläche an der Laguna del Oro hat eine Höhe von ca. 390 m ü. M. Abdachungsrichtung und Intensität sind, wie bereits oben ausgeführt, wahrscheinlich tektonisch verursacht. Auch die starke Höhen

Zeugenberg der Meseta I-Hochfläche.

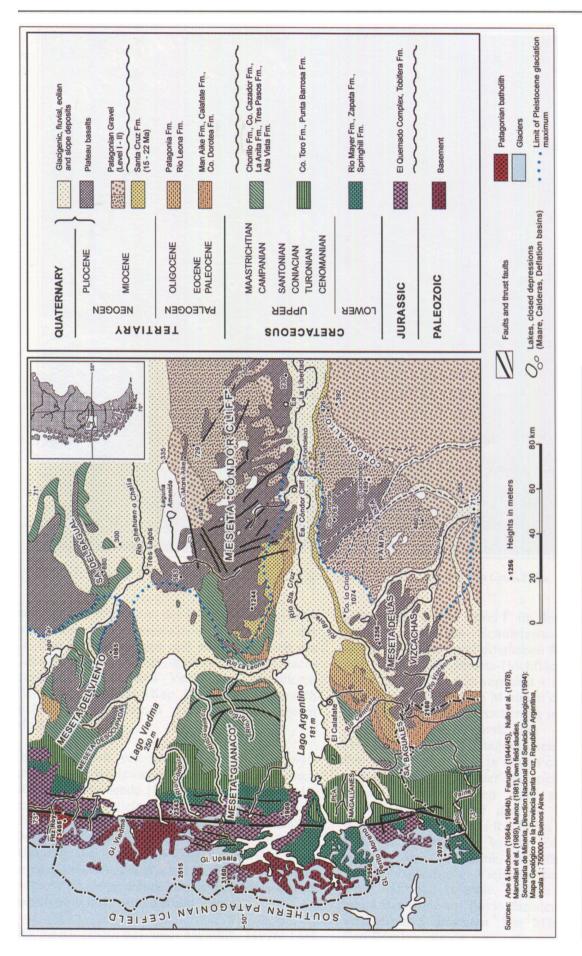


Abb. 3.9: Geologische Übersichtskarte der Lago-Argentino-Region und des oberen Rio Santa Cruz-Tales.

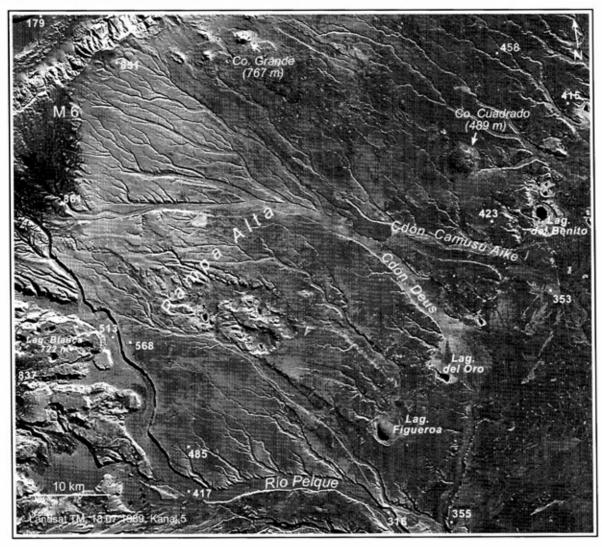


Bild 3.3: Landsat TM-Aufnahme der Pampa Alta am Südrand des oberen Río Santa Cruz-Tales.

zunahme der beiderseits des Río Santa Cruz-Tales erhaltenen M6-Seitenmoränen nordöstlich der Co. Grande-Vulkankuppe und nordnordöstlich des Cañadón (Cdón.) Verde dürften aus einer nachträglichen tektonischen Verstellung im älteren Pleistozän resultieren (Kap. 3.4.4.4.4.). Tektonisch nicht verstellt scheinen dagegen alle jüngeren Moränenzüge.

Die zahlreichen von den M6-Endmoränen ausgehenden Schmelzwassertäler sind in die nach Südosten abdachende Hochfläche der Pampa Alta zunehmend eingetieft und münden in die drei tief eingeschnittenen Talzüge Río Pelque, Cañadón Deus und Cañadón Camusú Aike (Bild 3.3, Abb. 3.9), die in das Río Coig-Tal münden. Eine genaue terrassenstratigraphische Bearbeitung und Höhenvermessung dieses Mesetenbereiches konnte jedoch noch nicht durchgeführt werden.

FERUGLIO (1950: 62) und MERCER (1976: 141) sind der Auffassung, daß zumindest die hangenden

"Patagonian Gravel Level I" im Bereich der Pampa Alta fluvioglaziale Schmelzwasserablagerungen der am Nordwestrand erhaltenen M6-Endmoränen sind, wobei die Meseta-Hochfläche - wie auch FERUGLIO (1950: 60) vermerkt - zweifelslos älter als die ihr aufliegenden Moränen der ältesten pleistozänen Vorlandvergletscherung ist.

Dabei ist die Vorstellung von MERCER (1976: 141), daß die Patagonischen Gerölle auf der Pampa Alta zumindest in einem ca. 25 km breiten Gürtel am Außenrand der Moränen fluvioglazialer Genese sind, sicherlich nicht zutreffend. Beispielsweise fehlen auf den im Umkreis dieser Moränen beiderseits des Río Santa Cruz-Tales verbreiteten Basaltdecken, wie am Cóndor Cliff oder nördlich des Co. Grande, ausgedehnte Schmelzwasserablagerungen. Vielmehr beschränken sich diese auf eine schmale, wenige hundert Meter breite Randzone aus fluvioglazialen und solifluidal verlagerten Sedimenten. Die Mächtigkeit dieser Gerölldecken nimmt zum extramoränalen Vorland hin stark ab bis nur noch eckiger, autochthoner

Niveau		Höhe	Alter	
I	Nivel de La Meseta - Meseta de las Vizcachas	1.000 - 1.250 m ü. M.		
11	Nivel de la Pampa Alta - Meseta del Monte León	von 800 auf 310 m ü. M. abdachend	Pliozän	
III	Nivel del Co. Fortaleza (manto basáltico) - La Barrancosa (manto basáltico) - Puerto Santa Cruz	210 - 230 m ü. Río Santa Cruz 125 - 140 m ü. Río Santa Cruz 110 m ü. M.	Vorletzte Kaltzeit	
IV	Terrazas de los Guindos	80 - 90 m ü. Río Santa Cruz 75 m ü. Río Santa Cruz 40 - 55 m ü. Río Santa Cruz	Letzte Kaltzeit	
v		20 - 30 m ü. Río Santa Cruz		
VI		10 - 15 m ü. Río Santa Cruz	Postglazial	

Tab. 3.3: Hochflächen und Flußterrassen im Río Santa Cruz-Tal unterhalb der Talenge von Fortaleza zusammengestellt nach FERUGLIO (1950).

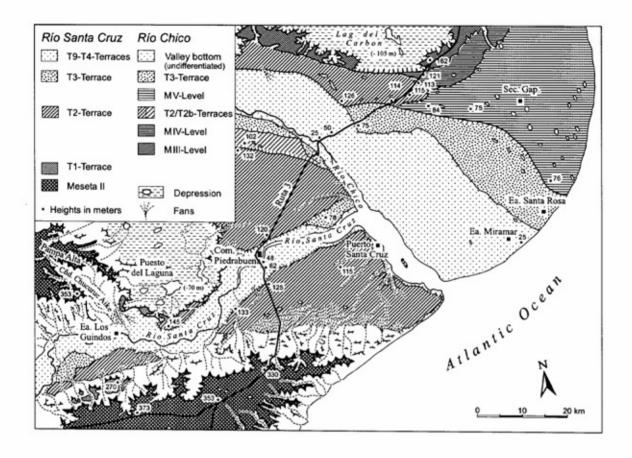
Basaltschutt die Bodenoberfläche bildet. Korrelate fluvioglaziale Sedimente beschränken sich auf die Schmelzwassertäler, deren dendritisch verzweigte Abflußgerinne mit zunehmender Entfernung von M6-Eisrandlagen in wenige größere Abflußbahnen einmünden (s.o.), die zunehmend tiefer in die Pampa Alta eingeschnitten sind. Im Bereich des Río Pelque-Tales sind die M6-Fluvioglazialschotter teilweise von den Schmelzwässern der M5-Vorlandvergletscherung erodiert worden und begleiten das Tal in Form höherer Terrassenleisten.

Jüngstens hat STRELIN (1995) eine Neuinterpretation der Hinterlassenschaften ältester andiner Vorlandvergletscherungen in diesem Raum gegeben. Er nimmt an, daß CALDENIUS' (1932) initioglaziale Moränen auf der Pampa Alta und MERCER'S (1976) älteste Moränen am Cóndor Cliff zwei unterschiedlichen Vereisungen angehören: der "Pampa Alta Glaciation" und der "Ea. Fructuosa Glaciation". Die ältere "Pampa Alta Glaciation" und die korrespondierenden "Pampa Alta Proglacial deposits" sollen aufgrund ihres "diskordanten" Verlaufes, ihrer intensiveren Böden (Kap. 3.4.5.) älter als die Moränen am Cóndor Cliff sein (STRELIN 1995: 114). STRELIN stimmt MERCER's Auffassung zu, daß die Endmoränen am Cóndor Cliff von einer vor ca. 1 Mio. Jahre am weitesten ins Vorland reichenden Vergletscherung stammen, lediglich deren äußerste Randlage habe noch weiter talabwärts bis zur Estancia Fructuosa gereicht und dort erratische Blöcke hinterlassen (STRELIN 1995: 113). Ähnlich der Auffassung von FERUGLIO (1950) sieht STRELIN (1995) die Pampa Alta als proglaziale Schotterebene und das tiefere Meseta II-Niveau im Bereich der Laguna del Benito als Erosionsfläche an ("Lagunas del Benito Glacis" STRELIN 1995). Ebenso wie MERCER (1976) geht er davon aus, daß die Haupttaleintiefung des Río Santa Cruz erst nach Bildung der Endmoränen am Cóndor Cliff in den letzten ca. 1 Mio. Jahren stattgefunden habe (Kap. 3.4.3.).

3.4.2. Meseta-Hochflächen und Flußterrassen am Unterlauf des Río Santa Cruz

An die südlich des Río Santa Cruz-Oberlaufes verbreitete Meseta I - Hochfläche, die Pampa Alta, schließt sich östlich des Cordón Alto (Abb. 3.9) die rund 40 m tiefere Meseta II-Hochfläche an. Bis zum Atlantik nimmt deren Höhe auf 340 - 310 m ü. M. ab. Den nördlichen Talrahmen bilden geröllbedeckte Hochflächen in ähnlicher Höhenlage. Der heutige Río Santa Cruz ist mehr als 300 m in die ehemals talübergreifenden Meseta-Hochflächen und die unterlagernden tertiären Sedimentgesteine der Formation Patagonia eingetieft. Relikte diskontinuierlich erfolgter Flußeintiefung sind die innerhalb des durchschnittlich 20 - 25 km breiten Tales in verschiedenen Höhenlagen erhaltenen Flußterrassen.

Nach FERUGLIO (1950: 62ff.) besitzen sie vier unterschiedlich hohe Talpositionen, die er als Niveaus III bis VI bezeichnet (Tab. 3.3). Basierend auf der Auswertung zahlreicher Talquerschnitte kann er aufzeigen, daß sich das ca. 210 - 230 m über dem Río Santa Cruz erhebende Basaltplateau an der Talenge von Fortaleza talabwärts noch über 50 km weit fortsetzt und, daß vor allem auf der



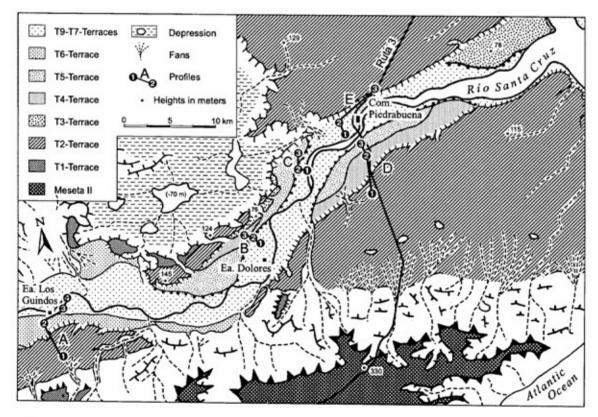


Abb. 3.10: Hochflächen und Flußterrassen im Bereich des Río Santa Cruz- und Río Chico-Ästuars.

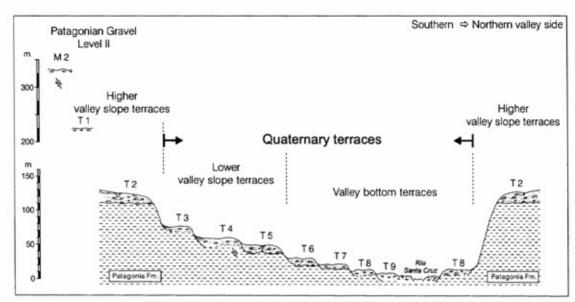


Abb. 3.11: Schematische Darstellung der im Unterlauf des Río Santa Cruz erhaltenen Flußterrassen. Die horizontale Erstreckung und konkordante Abfolge dieser Terrassen ist schematisch, die vertikale Erhebung maßstabsgetreu.

nördlichen Talseite ausgedehnte basalt- und geröllbedeckte Terrassenleisten ausgebildet sind. Nach eigenen Aufnahmen liegt die Oberfläche der ausgedehnten, über 25 m mächtigen Basaltdecke zwischen den Estancien La Libertad (Abb. 3.7) und La Barrancosa in einer Höhe von ca. 125 - 135 m über dem Río Santa Cruz. Wie die entlang der basaltischen Steilstufe zahlreich abrutschenden Basaltschollen anzeigen, liegt die Basis der Basalte ungefähr in einer Höhe von ca. 90 - 100 m über dem heutigen Río Santa Cruz.

Auch die beiderseits der Río Santa Cruz-Mündung weitflächig in 112 - 125 m Höhe erhaltenen Terrassenflächen gehören nach FERUGLIO (1950) dem Niveau III an. Da dieses Niveau bereits stark zerschnitten ist, nimmt er an, daß es sicherlich älter als die letzte Kaltzeit ist und wahrscheinlich in der vorletzten Kaltzeit gebildet wurde. Wie bereits ausgeführt, geht FERUGLIO (1950) von lediglich zwei quartären Vorlandvergletscherungen aus. Während des älteren Glazials entstanden nach seiner Meinung die äußersten Moränen auf der Pampa Alta und am Cóndor Cliff, das Talniveau IV sieht er als letztglaziale und die Niveaus V und VI als postglaziale Bildungen an (Tab. 3.3).

3.4.2.1. Jungtertiäre höhere Talhangterrassen (T1- und T2-Terrassen) an der Río Santa Cruz-Mündung

Nach den eigenen Geländeaufnahmen sind am Unterlauf des Río Santa Cruz-Tales mehr Terrassenflächen erhalten als dort von FERUGLIO (1950) ausgegliedert wurden (Abb. 3.10; Tab. 3.4). Ihre Akkumulationskörper sind zusätzlich noch durch unterschiedlich hohe Erosionsbasen voneinander abgesetzt. Die zahlreichen Einzelglieder dieser Terrassentreppe erstrecken sich von der flußbegleitenden, lediglich 3 - 7 m hohen Talaue bis hin zu bereits stark zerschnittenen und isolierten Terrassenresten am höheren Talhang in rund 220 m über dem heutigen Río Santa Cruz (Abb. 3.11: T1- bis T9-Terrasse).

Im Süden wird das Tal von der bereits beschriebenen Meseta II-Hochfläche begrenzt, die im Nordosten durch eine annähernd West-Ost-streichende Bruchstufe von der über 200 m tieferen T2-Terrasse des Río Santa Cruz abgesetzt ist. Bedeutende tektonische Bewegungen fanden an dieser Bruchstufe noch vor Ausbildung der T2-Terrasse statt, da sich diese über die Bruchlinien hinweg talaufwärts fortsetzt, ohne daß größere Höhenverstellungen feststellbar wären. Die Höhe der südlich der Estancia Los Guindos erhaltenen T2-Terrasse von rund 130 m über dem heutigen Río Santa Cruz entspricht der Höhenlage der sich östlich der Bruchstufe erstreckenden T2-Terrasse (Abb. 3.10; Abb. 3.11).

Die nördliche Talumrahmung bilden ebenfalls geröllbedeckte Hochplateaus, an deren westlicher Flanke sich eine ausgedehnte Tiefenzone mit zahlreichen, teilweise 30 - 70 m unter den Meeresspiegel hinabreichenden Depressionen erstreckt (Abb. 3.10). Ihre Genese und Altersstellung ist unbekannt (s.u.), sie sind jedoch jünger als die in ihrer östlichen und südlichen Umrahmung er-

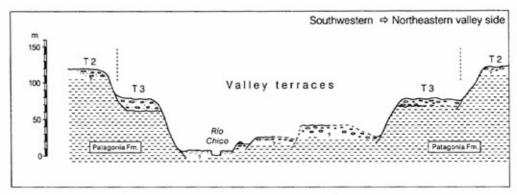


Abb. 3.12: Schematische Darstellung der im Unterlauf des Río Chico entlang der Nationalstraße Ruta 3 erhaltenen Flußterrassen. Die horizontale Erstreckung und konkordante Abfolge dieser Terrassen ist schematisch, die vertikale Erhebung maßstabsgetreu.

haltene T2-Terrasse von Río Santa Cruz und Río Chico (Abb. 3.10).

Die Basis der nördlich und südlich von Piedrabuena entlang der Nationalstraße "Ruta 3" aufgeschlossenen T2-Terrasse liegt bei ca. 105 m über Fluß diskordant marinen Siltsteinen der oligozänen Formation Patagonia auf (Abb. 3.11).

Der auf der nördlichen Talseite bis zur Sohle aufgeschlossene und über 16 m mächtige T2-Schotterkörper besteht aus einer 9-10 m mächtigen, sehr sandreichen Liegendfazies, wobei die Sandlagen im oberen Drittel der Liegendfazies infolge der Dominanz schwarzer basaltischer Körner eine schwarzgraue Farbe besitzen. Die Liegendfazies wird diskordant von einem mehr als 6 m mächtigen, blockreichen und sandarmen Grobschotter überlagert. Beide Flußbettfazien sind horizontal oder leicht troggeschichtet und damit überwiegend vertikal aufgeschottert worden. Es konnten weder syn- noch epigenetische Kaltklimaindikatoren wie Eiskeile und Kryoturbationen beobachtet werden. Nördlich von Piedrabuena sind die obersten 2 m des T2-Terrassenkörpers unter einem wenige Zentimeter mächtigen initialen braungrauen Humushorizont vollständig kalk-

Tab. 3.4: Pliozäne und quartäre Flußterrassen am Unterlauf des Río Santa Cruz. Zur Alterseinstufung siehe Text.

Niveau	Höhe m ü. Fluß	Basis m ü. Fluß	Bemerkungen	Alter	FERUGLIO (1950)
ΜII	300 -340		Meseta de la Pampa Alta - Meseta del Monte Leon	Obermio- zăn - Unter- pliozăn	п
TI	220				
T2	120 - 130	105 - 110	Vertikal aufgehöhter Schotterkörper; 2 unterschiedliche Flußbett- fazien; ausgedehnte Talrandschwemmkegel, solifluidale Deck- schichten, >2 m mächtige kompakte Kalkkruste	Ober- pliozăn	Ш
Т3	75 - 85	60 - 65		≥ 6. Kaltzeit	IV
T4	60	< 55		≥ 5. Kaltzeit	
T5	50	39 - 42	Horizontal und troggeschichteter Schotterkörper; vereinzelte bis 1 m tiefe syngenetische Eiskeil-Pseudomorphosen; Solifluktions- deckschicht mit epigenetischen Frostspalten und Kryoturbationen, fossiler Btv-Horizont einer schwach lessivierten Braunerde, >40 cm mächtige kompakte Kalkkruste	≥4. Kaltzeit	īv
Т6	30 - 40	ca. 20 (?)	Terrassenbasis südlich der Estanzia Guindos mit Hilfe von Erosionsrinnen geschätzt	≥ 3. Kaltzeit	V/VI
T7	19 - 25	11 - 14		≥ 2. Kaltzeit	v
T8	11 - 14	< 8		≥ 1. Kaltzeit	VI
Т9	3 - 7	<0	teilweise über 7 m mächtige Auensedimente; Auenrohböden, fossiler Auengley	Würm Holozän	VI

verkrustet (Abb. 3.13: Profil D3). Derartig mächtige pedogene Kalkkrustenbildungen besitzen an der patagonischen Küste mindestens 300.000 a (Sauerstoff-Isotopenstufe 9 und älter) alte marine Strandwälle (Kap. 4.3.; SCHELLMANN 1995).

Ein hohes Alter der T2-Terrasse belegen ebenfalls die großen Talrandschwemmkegel, die am Außenrand der südlich des Río Santa Cruz gelegenen T2-Terrassenfläche zu einer 5 - 6 km breiten Schwemmkegelzone zusammengewachsen sind (Abb. 3.10). Ihre ungewöhnliche Ausdehnung ist sicherlich primär eine Folge der dort entlang des mehr als 200 m hohen Anstieges zur Meseta II-Hochfläche existierenden hohen Reliefenergien, aber natürlich auch ein Ergebnis von längerer geologischer Bildungszeit.

Geht man davon aus, daß FERUGLIO's (1950) Verknüpfung dieses T2-Niveaus mit den oberpliozänen Basaltdecken an der Talenge von Fortaleza (Kap. 3.4.3.) näherungsweise zutrifft, dann erfolgte die Aufschotterung der T2-Terrasse spätestens im Oberpliozän (Tab. 3.4). Dem widerspricht meines Erachtens auch nicht das relativ junge K/Ar-Alter einer Basaltprobe von 1,8 ± 0,7 Ma (Tab. 3.5: Pa 170) aus der untersten Lage der Basaltterrasse südöstlich der Ea. La Libertad (Lage der Ea. La Libertad in Abb. 3.7), die dort mit einer ca. 30 m hohen Steilstufe zum Río Santa Cruz-Tal hin abbricht. Das Alter ist wahrscheinlich als Folge verwitterungsbedingter Argon-Verluste zu jung. Nach Dünnschliffuntersuchungen von Dr. A. SCHNÜT-GEN (Tab. 3.5) sind die eingelagerten mm-großen Olivinkristalle nicht mehr in idiomorphem Zustand, sondern in Auflösung begriffen. Insofern ist davon auszugehen, daß auch die zwischen den Estancien La Libertad und La Barrancosa in nur 125 - 135 m Höhe über heutigem Río Santa Cruz erhaltenen Basaltterrassen ebenso wie beiderseits der Talenge von Fortaleza oberpliozänes Alter haben. Dafür spricht ebenfalls, daß deren Basis in vergleichbarer Höhe bei ca. 100 m über heutigem Río Santa Cruz-Niveau liegt.

3.4.2.2. Präquartäre Terrassenniveaus östlich des Río Santa Cruz-Ästuars

Auch jenseits des Río Santa Cruz- und Río Chico-Ästuars sind in der südwestlichen Umrahmung des Gran Bajo de San Julián entsprechend hohe Terrassenniveaus verbreitet. In der Abb. 3.10 tragen sie die genetisch neutralen Bezeichnungen MIII bis MV (M = Meseta-Hochfläche). Nach der aktuellen geologischen Übersichtskarte im Maßstab 1:750.000 der Provinz Santa Cruz (DIRECCÍON NACIONAL DEL SERVICIO GEOLÓGICO 1994) ist das M IV-Niveau eine marine Terrasse unbekannten Alters.

Der Gran Bajo de San Julián ist nicht nur jünger als die am südlichen Beckenrand verbreiteten MIIIund MIV-Niveaus, sondern auch jünger als die entlang seines westlichen Randes erhaltene T2-Terrasse des Río Chico. Nach WICHMANN (1922: 19) ist er das Ergebnis fluvialer und vor allem auch äolischer Erosion. FIDALGO (1973a; ders. 1965) betont die äolische Genese. GARLEFF (1977: 116) sieht eine tektonische Anlage.

Südlich dieses großen abflußlosen Beckens und seiner 125 - 165 m ü. M. hohen Umrahmung erstreckt sich parallel zur heutigen Küste bis zur Bahía de San Julián die ausgedehnte, rund 70 - 80 m ü. M. hohe geröllbedeckte Verebnung des MV-Niveaus (Abb. 3.10). Die Mächtigkeit der Gerölldecke beträgt dort nach FERUGLIO (1950: 149) durchschnittlich 4 - 6 m. Der in einer Kiesgrube an der Nationalstraße Ruta 3 aufgeschlossene MIV-Schotterkörper besitzt eine Mächtigkeit von mehr als 3 m.

Auch in der MV-Hochfläche existieren mehrere ausgedehnte, 30 - 40 m tiefe Depressionen wie u.a. die beiden Salinas südlich der Sección Gap (Abb. 3.10). Infolge des küstenparallelen Verlaufs dieser Hochebene liegt die Vermutung nahe, daß es sich dabei um eine marine Terrasse handelt. FERUGLIO (1950: 149) sieht in ihr eine Meseta-Hochfläche, die von Alluvionen bedeckt ist. In der oben erwähnten geologischen Übersichtskarte der Provincia de Santa Cruz (DIRECCÍON NACIONAL DEL SERVICIO GEOLÓGICO 1994) sind das MV-und das nördlich angrenzende MIV-Niveau als fluviatile Terrassen ausgewiesen. Jünger als die T2-Terrasse des Río Chico ist die ihr zum heutigen Flußlauf hin vorgelagerte schmale T2b-Terrasse in rund 100 m ü. M. (Abb. 3.10). Im Bereich der heutigen Río Chico-Mündung ist sie erodiert.

3.4.2.3. Quartäre Flußterrassen (T3- bis T9-Terrassen) am Unterlauf des Río Santa Cruz und des Río Chico

Eine bedeutende morphodynamische Zäsur in der fluvialen Dynamik beider Flüsse ereignete sich nach Ausbildung der T2-Terrasse. Nun erst entstand der über 35 km breite Mündungskegel östlich des heutigen Mündungsästuars von Río Chico und Río Santa Cruz (Abb. 3.10; Bild 3.4). Dieser Mündungskegel wurde im wesentlichen vom Río Chico aufgeschüttet. Nicht nur seine Längserstreckung und sein Oberflächengefälle folgen der südöstlichen Verlängerung des Río Chico-Tales

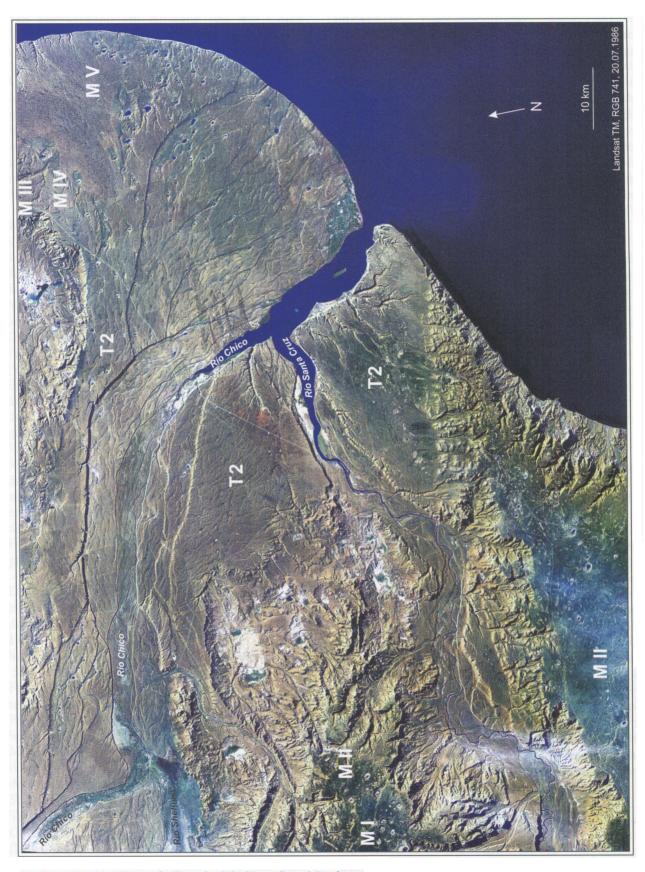


Bild 3.4: Landsat TM-Aufnahme der Río Santa Cruz-Mündung.

(Abb. 3.10), auch das dort erhaltene stark verzweigte Gerinnebettmuster der Paläo-Flußarme setzt überwiegend am Ausgang des Río Chico-Tales an. Diese ehemaligen fluviatilen Kräfteverhältnisse stehen im Gegensatz zur heutigen Abflußhöhe beider Flüsse. Während der den Lago Argentino und Lago Viedma entwässernde Río Santa Cruz als zweitgrößter Fluß Patagoniens ganzjährig hohe Abflußmengen besitzt, sind die des Río Chico vergleichsweise unbedeutend. Daher ist sein Transportvermögen nur gering, so daß die heutige Mündung stark versandet ist und Flugsanddecken sowie kleinere Dünenfelder seine Flußaue durchziehen.

Während der pleistozänen bis weit ins östliche Vorland reichenden Vergletscherungen war der Río Chico jedoch Hauptabflußbahn Schmelzwässer vom Zungenbeckensee des Lago San Martin im Süden bis zum Lago Belgrano im Norden. Noch während der letzten Kaltzeit erreichten auch Schmelzwässer des Viedma-Gletschers über das Trockental des Arroyo de los Paisanos den Río Shehuen und den Río Chico (WENZENS et al. 1996: Abb. 1). Das pleistozäne Einzugsgebiet des Río Santa Cruz entsprach dagegen weitgehend dem heutigen. Der Ausbau des vor allem vom Rio Chico morphodynamisch gestalteten Mündungskegels konnte daher in dieser Weise erst erfolgen, als Schmelzwässer andiner Vorlandvergletscherungen den Abfluß und damit das Transportvermögen des Rio Chico in Relation zum Río Santa Cruz wesentlich erhöhten. Daraus ergibt sich die Schlußfolgerung, daß die Anlage des Mündungskegels in etwa zeitgleich mit dem Einsetzen ausgedehnter pleistozäner Vorlandvergletscherungen am östlichen Andenrand erfolgte.

Die älteste im Mündungskegel erhaltene Flußterrasse besitzt an der heutigen Río Chico-Mündung im Bereich der Nationalstraße Ruta 3 eine Höhe von rund 75 - 80 m ü. Fluß (Abb. 3.12), die bis zur Atlantikküste auf durchschnittlich 40 -50 m ü. M. abnimmt. Nach Beobachtungen von FERUGLIO (1950: 150ff.) überlagern ihre blockreichen, 12 - 17 m mächtigen Grobschotterlagen im Bereich der Estancia Rosa marine Sedimente unbekannten Alters, die neben älteren auch rezente Molluskenarten führen. Das Liegende bilden tertiäre Schichten der Formation Patagonia. Innerhalb des Mündungskegels und westlich der am östlichen Stufenrand zur MV-Hochfläche erhaltenen T3-Terrasse existieren nach Übersichtskartierungen im Gelände noch weitere Flußterrassen, deren Oberflächen zur Atlantikküste hin konvergieren. Daher sind sie nur noch im oberen Bereich des Mündungskegels durch ausgeprägte Steilstufen voneinander abgesetzt (Bild 3.4). Südlich der Estancia Miramar sind entlang der Steilküste zum Atlantik im Mittel 12 m mächtige, grobklastische und blockreiche Flußbettsedimente aufgeschlossen, deren Basis bei ca. 15 m ü. M. tertiären Siltsteinen der Formation Patagonia aufliegt. Zwischengeschaltete marine Ablagerungen, wie sie von FERUGLIO (1950) im Bereich der Estancia Rosa beschrieben wurden, konnten nicht beobachtet werden. Die im Río Chico-Tal im Bereich der Nationalstraße Ruta 3 zwischen der heutigen Talaue und der T3 erhaltenen Terrassenflächen (Abb. 3.12) sind bereits jüngere Teilglieder der im Mündungskegel verbreiteten Terrassensequenz. Aufgrund der Höhenlage ihrer Oberflächen über Fluß ist eine Parallelisierung mit den T6- bis T9-Terrassen des Río Santa Cruz wahrscheinlich.

Im Río Santa Cruz-Tal entspricht die ebenfalls 75 m ü. Fluß hohe T3 der ältesten im Mündungskegel erhaltenen Flußterrasse. Wie bereits ausgeführt, ist sie jünger als die wahrscheinlich oberpliozäne Aufschotterung der T2-Terrasse. Ebenso wie die im Mündungskegel beider Flüsse erhaltene T3, dürfte sie die erste Terrasse sein, während deren Bildungsphase ausgedehnte pleistozäne Vorlandvergletscherungen am östlichen Andenrand existierten. Die T3 und alle nachfolgenden Terrassenbildungen des Río Santa Cruz sind jünger und daher ins Quartär zu stellen.

Die Oberflächen der entlang des tieferen Talhanges und im heutigen Talboden verbreiteten T4- bis T9-Terrassen liegen in unterschiedlicher Höhe, wobei zumindest die T5 bis T7 auch verschieden hohe Erosionsbasen besitzen (Abb. 3.10; Abb. 3.11). Die jüngste, 3 - 7 m hohe T9-Terrasse (Abb. 3.10) begleitet den heutigen Flußlauf. Ihr Schotterkörper reicht noch unter den aktuellen Flußspiegel. Oberhalb der tidenbeeinflußten Mündung bei Piedrabuena besitzt sie überwiegend eine kiesige Oberfläche. Mit Annäherung an die Flußmündung und der zunehmenden Tidenbeeinflussung des Río Santa Cruz nimmt die Mächtigkeit feinklastischer Hochflutablagerungen auf 1-3 m, teilweise über 7 m zu. In der im Profil "Piedrabuena West" (Abb. 3.13: Profil B) am Prallhang des Río Santa Cruz aufgeschlossenen Auenfazies ist ein begrahumoser Oberboden eines Auengleys erhalten und belegt eine mehrzyklische, primär wohl von den holozänen Meeresspiegelschwankungen gesteuerte Ablagerung der in diesem Raum verbreiteten Auensedimente. Ein höheres Alter großer Bereiche der T9-Terrasse belegen die teilweise aufliegenden Talrandschwemmkegel, wie beispielsweise im äußeren Bereich des T9-Mäanderbogens an der Estancia La Dolores. Da die kiesige Flußbettfazies des T9-Terrassenkörpers zur Mündung hin unter den

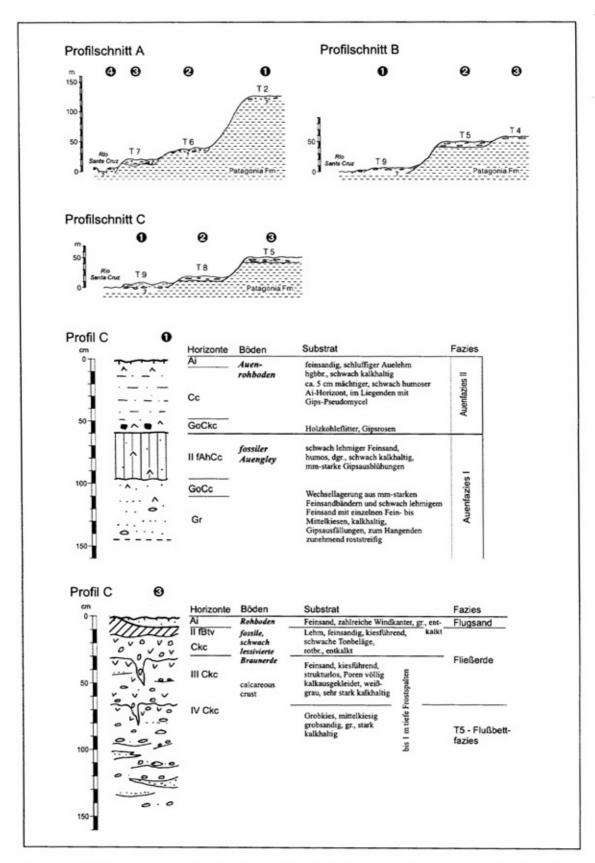


Abb. 3.13a: Talquerschnitte A bis C und Aufschlußprofile im Bereich des unteren Rio Santa Cruz-Tales. Die horizontale Erstreckung der Terrassen ist rein schematisch. Die vertikale Erhebung ist maßstabsgetreu. Die Lage der Querschnitte und Aufschlüsse ist aus Abb. 3.10 ersichtlich.

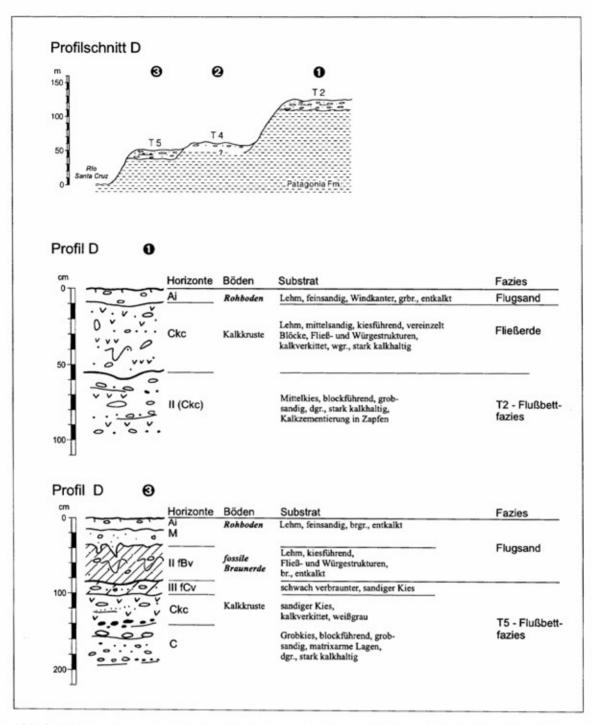


Abb. 3.13b: Talquerschnitt D und Aufschlußprofile im Bereich des unteren Río Santa Cruz-Tales. Die horizontale Erstreckung der Terrassen ist rein schematisch. Die vertikale Erhebung ist maßstabsgetreu. Die Lage der Querschnitte und Aufschlüsse ist aus Abb. 3.10 ersichtlich.

heutigen Flußspiegel abtaucht, ist sie während eines tieferen Meeresspiegels in den heute gefluteten Río Santa Cruz-Ästuar hineingeschüttet worden. Aufgrund ihrer großflächigen Verbreitung dürfte hierzu wohl kaum eine kurzfristige Meeresspiegelabsenkung etwa innerhalb des Holozäns für die Sedimentation des T9-Kieskörpers ausgereicht

haben. Deshalb ist davon auszugehen, daß bereits dieses jüngste Terrassenniveau des Río Santa Cruz überwiegend während der letzten Kaltzeit aufgeschottert wurde.

Holozäne Bildungen sind dagegen die von Auensedimenten bedeckten und stärker reliefierten flußnahen Auenbereiche. Deren Oberflächen erreichen

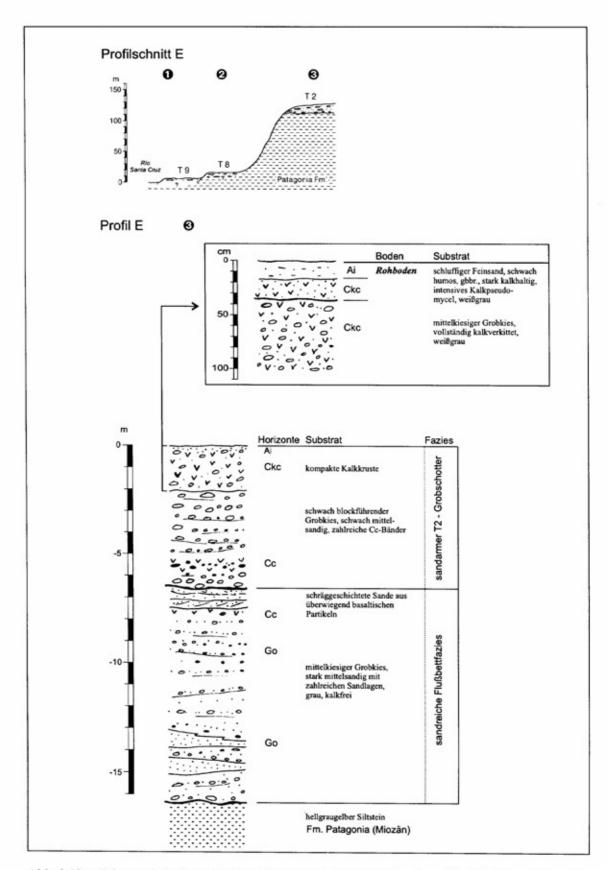


Abb. 3.13c: Talquerschnitt E und Aufschlußprofile im Bereich des unteren Rio Santa Cruz-Tales. Die horizontale Erstreckung der Terrassen ist rein schematisch. Die vertikale Erhebung ist maßstabsgetreu. Die Lage der Querschnitte und Aufschlüsse ist aus Abb. 3.10 ersichtlich.

meist nur eine Höhe von 3 m ü. Fluß. Von der 11-14 m ü. Fluß hohen T8-Terrasse liegen bisher keine Altershinweise vor. Aufgrund ihrer morphostratigraphischen Position könnte sie sowohl während der letzten Kaltzeit als auch in der vorletzten Kaltzeit aufgeschottert worden sein.

Die T7- bis T6-Terrassen sind dagegen sicherlich älter als die letzte Kaltzeit und stammen mindestens aus der vorletzten bzw. drittletzten Kaltzeit (Tab. 3.4). Beide Flußterrassen liegen mit ihrer Oberflächenerhebung zwar noch innerhalb des Talbodens, besitzen aber eine fluviatile Erosionsbasis deutlich oberhalb des heutigen Flußspiegels. Der grobklastische Schotterkörper der T7-Terrasse ist westlich von Piedrabuena (Abb. 3.13: Profil C) an einem Paläo-Prallhang der T9 unterschnitten worden, seine Basis liegt dort bei 11-14 m ü. Fluß. Die Basis der von Hangkerben zerschnittenen T6-Terrasse liegt südlich der Estancia Guindos in etwa bei 20 m ü. Fluß dem feinklastischen tertiären Sohlgestein auf (Abb. 3.13: Profil A). Beide Terrassen sind damit sowohl untereinander als auch von den jüngeren T8- und T9-Terrassen durch unterschiedliche Höhenlagen ihrer Oberflächen und Terrassenbasen abgesetzt.

Die Ausräumung und Tieferlegung des Río Santa Cruz-Tales erfolgte zumindest hier am Unterlauf bei kaltzeitlich tieferem Meeresspiegel, wahrscheinlich mit einsetzender Meeresspiegelabsenkung. Die Aufschotterung der Terrassenkörper dürfte sich dagegen erst anschließend während der trockeneren hochglazialen Verhältnisse ereignet haben. Dennoch sind Indikatoren für eine derartige kaltklimatische Akkumulation der Flußbettsedimente selten und meist nur in großen Aufschlüssen zu finden. Selbst in dem in zwei ausgedehnten Kiesgrubenarealen nordwestlich von Piedrabuena abgebauten T5-Terrassenkörper treten nur vereinzelt syngenetische Kryoturbationen der Sand- und Schotterlagen, kleinere Frostspalten oder bis 1 m tiefe Eiskeilpseudomorphosen auf. Diese Terrasse zählt morphologisch gesehen bereits zu den tieferen Talhangterrassen (Abb. 3.10). Nicht nur ihr fluvialer Sedimentkörper besitzt, wenn auch nur vereinzelt, Kaltklimaanzeiger, auch die oberflächennahen Schotterlagen sind solifluidal durchbewegt worden (Abb. 3.13: Bodenprofile in Schnitt C und D). In den Kiesgruben nordwestlich von Piedrabuena ist großflächig entweder an der heutigen Oberfläche oder unter geringmächtigen jüngeren Flug- oder Schwemmsanden der unterschiedlich stark gekappte fossile Unterboden einer schwach lessivierten Braunerde (Abb. 3.13: Bodenprofil C3). Dieser rötlichbraune Bodenhorizont ist entkalkt, verlehmt und besitzt auf den Bodenaggregaten schwache Tonbeläge.

Erst der unterlagernde, weißgrau gefärbte Solifluktionshorizont ist sehr stark aufgekalkt. Vergleichbar intensive Braunerden, Kalk- und Gipsanreicherungshorizonte finden sich entlang der mittel- und südpatagonischen Küste erst auf kiesigen Strandwällen, die älter als letztinterglazial sind (Kap. 4.). Auch die Auflagerung einer kryogen bewegten Solifluktionsschicht, die mindestens letztkaltzeitlich ist, weist auf ein prä-letztinterglaziales Alter dieser Terrasse hin. Eine letztglaziale Bildung, wie sie FERUGLIO (1950; Tab. 3.2) annahm, ist mit Sicherheit auszuschließen. Aufgrund ihrer morphostratigraphischen Position dürfte diese Terrasse mindestens bereits in der vierten Kaltzeit vor heute aufgeschottert worden sein.

Die T3- und T4-Terrassen entstanden dagegen aufgrund ihrer erneut höherliegenden Akkumulationsniveaus und Erosionsbasen in den beiden vorhergehenden Kaltzeiten (Tab. 3.4; Abb. 3.10). Die T3-Terrasse ist die älteste Flußterrasse im unteren Río Santa Cruz-Tal, die im frühen Quartär mit den Beginn überwiegend klimatisch induzierter Phasen vorherrschender Tiefenerosion und nachfolgender Akkumulation gebildet wurde. Wie oben ausgeführt, entstand erst während ihrer Aufschotterung der auf einen tieferen Meeresspiegel ausgerichtete Mündungskegel von Río Chico und Río Santa Cruz. Mit der Sedimentation des mächtigen und ausgedehnten T2-Terrassenkörpers endete dagegen eine talgeschichtliche Epoche, die nicht durch relativ kurzfristig wechselnde Transport- und Sedimentationsbedingungen im Río Santa Cruz gekennzeichnet war, sondern durch eine enorme seitenerosive Verbreiterung des sich in die Meseta II-Hochfläche eintiefenden Flußlaufes. Zwar belegen auch die jüngeren, treppenartig im Tal verbreiteten Terrassen noch eine allgemeine Hebungstendenz dieses Raumes, überwiegend erfolgte diese jedoch bereits vor Aufschotterung der T2-Terrasse. Ihre Erosionsbasis liegt nur ca. 105 - 110 m über dem heutigen Río Santa Cruz und über 200 m als die Meseta II-Hochfläche, deren Nordostrand an einer prä-T2-zeitlichen Bruchstufe endet. Die enorme lateralerosive Verbreiterung des T2-Talraumes setzt eine über längere Zeit anhaltende klimatische und tektonische Stabilität voraus, während der bei anhaltender schwacher Heraushebung die Talsohle in großer Breite bis auf ca. 105 m über heutigem Flußlauf tiefergelegt wurde. Spätestens im frühen Oberpliozän um ca. 3,5 Ma dürfte diese Tiefenlage erreicht worden sein (Kap. 3.4.3.). Inwieweit die anschließend erfolgte starke vertikale Aufhöhung des T2-Talbodens um mindestens fünfzehn Meter das Resultat erhöhter Sedimenteinträge durch Schmelzwässer einer ausgedehnten frühoberpliozänen Vor-

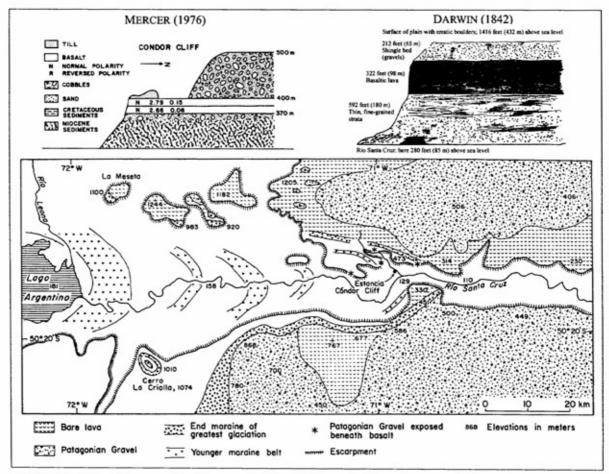


Abb. 3.14: K/Ar-Alter von Basalten am Cóndor Cliff sowie Eisrandlagen und Patagonische Gerölle im oberen Río Santa Cruz-Tal nach MERCER (1976) und der Skizze der geologischen Schichtlagerungen im Río Santa Cruz-Tal von DARWIN (1842; wenig verändert).

landvergletscherung (Kap. 3.1.1.) gewesen ist, bedarf weiterer Untersuchungen.

3.4.3. Zum Alter der "Patagonischen Gerölle", der Meseta-Hochflächen und der Taleintiefung am Oberlauf des Río Santa Cruz

Seit DARWINS (1842) geologischen Beobachtungen zwischen der Mündung des Río Santa Cruz und der Talenge Fortaleza ist die Genese und das Alter der mehrere Meter mächtigen Geröllablagerungen (Rodados patagónicos) auf den Meseta-Hochflächen Patagoniens Gegenstand zahlreicher wissenschaftlicher Untersuchungen (u.a. CALDENIUS 1940; FIDALGO & RIGGI 1965, dies. 1970; RIGGI & FIDALGO 1971). Von MERCER (1976: 142) wurde vorgeschlagen, das Río Santa Cruz-Tal als Typuslokalität für die Patagonischen Gerölle zu wählen, da DARWIN (1842) sie dort erstmalig beschrieben hat.

Eine ausführliche Übersicht zur älteren Literatur gibt FERUGLIO (1950: 51ff.), den aktuellen Forschungsstand diskutiert CLAPPERTON (1993a:

473ff.). Darüber hinaus wurde inzwischen eine Neubearbeitung des Río Deseado-Tales von CESARI & SIMEONI (1994) vorgestellt. TROMBOTTO & AHUMADA (1995) berichten von aktuellen Befunden aus Nordpatagonien.

Die überaus große Verbreitung solcher mehrere Meter mächtigen Geröllablagerungen im Bereich der patagonischen Hochflächen zeigt Abb. 2.11. Innerhalb dieser Arbeit wird der Faziesbegriff

"Patagonische Gerölle" im engeren Sinne sensu RIGGI & FIDALGO (1971) verwendet. Er beschränkt sich auf die mehrere Meter mächtigen und flächenhaft ausgebreiteten Geröllablagerungen auf den patagonischen Hochflächen. Die in den Tälern liegenden Schotterkörper der Flußterrassen sind ebenso wie kiesige Strandwallablagerungen an der patagonischen Küste oder kiesige Schwemmkegelsedimente sekundäre Umlagerungen dieser Geröllformation und daher sensu stricto nicht als Patagonische Gerölle zu bezeichnen.

In den jüngeren Arbeiten dominiert die Auffassung, daß es sich bei den auf den Meseta-Hochflächen verbreiteten Patagonischen Geröllen um

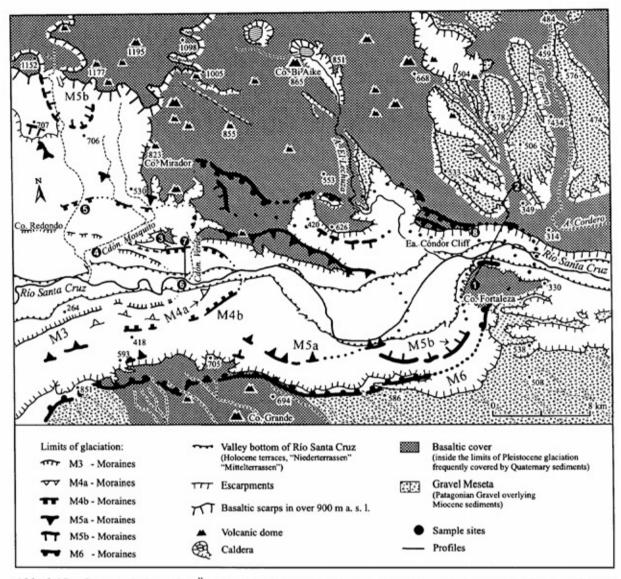


Abb. 3.15: Geomorphologische Übersichtskarte des oberen Río Santa Cruz-Tales zwischen den Estancien Mosquito und Cóndor Cliff.

fluvioglaziale und fluviale Ablagerungen handelt, die an den ältesten Andenvorland-Vergletscherungen wurzeln. Da nach MERCER (u.a. 1976; ders. 1983) sowie MÖRNER & SYLWAN (1989) älteste Vorlandvergletscherungen östlich der Südanden wahrscheinlich bereits im ausgehenden Obermiozän bis frühen Unterpliozän stattgefunden haben (Kap. 3.1.), überwiegt die Meinung, daß auch die flächenhafte Geröllüberdeckung der Meseten bereits in dieser Zeit einsetzte und bis zum Altquartär anhielt. Nach dieser Ansicht wären die Patagonischen Gerölle fluvioglazialer und fluvialer Herkunft und überwiegend korrelate Sedimente südandiner Vorlandvergletscherungen. Erst im Laufe jüngerer quartärer Vorlandvergletscherungen sei seit ca. 1,2 Mio. Jahren das heutige Talrelief entstanden (CLAPPERTON 1993a: 584; CESARI & SIMEONI 1994).

Diese Vorstellungen zur Entwicklung des heutigen Großreliefes in diesem Raum seit dem ausgehenden Obermiozän stammen vor allem von MERCER (1976). Genetisch sieht er in den Patagonischen Geröllen überwiegend fluvioglaziale Ablagerungen, die im Zeitraum zwischen 1,2 - 2,6 Mio. Jahren abgelagert worden seien. Vom nördlichen Talrand des oberen Río Santa Cruz-Tales beschreibt MERCER (1976) zudem mehrere Meter mächtige Kieskörper, die unter ca. 2,66 - 2,79 Ma alten Basalten am Cóndor Cliff (Abb. 3.14) sowie ca. 2,95 Ma alten Basalten an einer Lokalität 20 km talaufwärts begraben sind und bereits innerhalb des Río Santa Cruz-Tales liegen.

Für die im Bereich und unterhalb des Cóndor Cliffs an der Oberfläche und unter Moränen anstehenden Basaltdecken nimmt MERCER (1976;

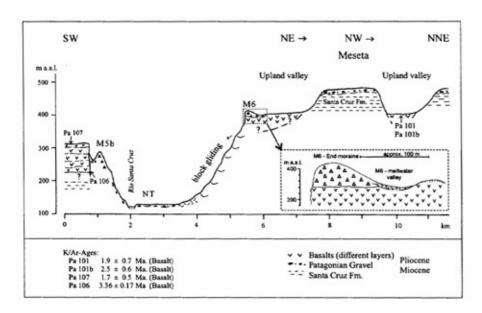


Abb. 3.16:
Überhöhtes Talquerprofil und
K/Ar-Alter von Basalten
beiderseits der Talenge
von Fortaleza.

MERCER et al. 1975: 228) an, daß sie ehemals von einer mehr als 100 m mächtigen Auflage Patagonischer Gerölle bedeckt waren, wie dies auch heute noch im Bereich der nordöstlich angrenzenden Meseta-Hochflächen der Fall sei (Abb. 3.14). Bei dieser Annahme beruft er sich auf DARWIN (1842). Letzterer beobachtete jedoch lediglich, daß an den Talhängen im oberen Río Santa Cruz-Tal Basaltlagen auftreten, die von rd. 65 m mächtigen Geröllen und Erratika überdeckt werden und hat diese Beobachtung graphisch dargestellt (Abb. 3.14). DARWIN (1842) gibt hierzu keine genaue Lokalitätsbeschreibung. Nach seinen skizzenhaften und textlichen Beschreibungen könnten sie ebenso von jüngerem geröllreichem Hangschutt oder moränennahen Übergangskegeln altquartärer Vorlandvergletscherungen stammen, die - wie zum Beispiel im Bereich der Talenge von Fortaleza von Basaltlagen unterlagert werden.

Ausgehend von der Vorstellung, die Schottermeseten nordöstlich des Cóndor Cliffs würden eine 100 m mächtige Bedeckung mit Patagonischen Geröllen besitzen (Abb. 3.14), folgert MERCER (1976), daß diese im Bereich und unterhalb des Cóndor Cliffs großflächig von den Schmelzwässern seiner für den Zeitraum um 1 - 1,2 Ma postulierten ausgedehntesten Vergletscherung des südpatagonischen Andenvorlandes (Kap. 3.2.1.) beseitigt wurde. Dadurch wären die oberpliozänen Basaltdecken freigelegt worden. Erst anschließend, also nach 1,2 Ma, habe sich der Río Santa Cruz um mehr als 300 m in den Basalt und die unterlagernden tertiären Sedimente eingetieft.

Die eigenen Geländeuntersuchungen im Bereich der Meseta-Hochfläche nördlich des oberen Río Santa Cruz-Tales erfordern eine grundlegende Revision dieser Vorstellungen. Die höchsten Ebenheiten bilden nordöstlich der Estancia Cóndor Cliff (Abb. 3.15) ca. 470 - 580 m ü. M. hohe Meseten, die von einem Hochtalrelief in langgestreckte Riedel bzw. zungenartig zerlappte Hochflächenrelikte aufgelöst sind (Abb. 3.15; Bild 3.4). Die rezenten, episodisch durchflossenen Tiefenlinien sind häufig nur 1 - 2 m tief in die breiten basaltbedeckten Hochtalböden eingekerbt. Erst mit Annäherung an das Río Santa Cruz-Tal nimmt deren Eintiefung stark zu.

Im Untergrund der Hochflächenrelikte stehen miozäne Feinsedimente der Formation Santa Cruz an, die im Bereich tieferer Hangrunsen angeschnitten sind (Abb. 3.16). Darüber folgt eine ca. 6 - 10 m mächtige Lage Patagonischer Gerölle, deren Größe von gerundeten Kiesen bis hin zu Blöcken von Kopfgröße reicht. Sie besitzen ein andines Geröllspektrum, wobei auch Basalte vertreten sind. Diese Schotterlagen unterscheiden sich weder von der Korngröße noch von der allgemeinen petrographischen Zusammensetzung her von den kiesigen Deckschichten der südlich des Tales gelegenen Hochflächen. Dort sind sie entlang der Straße nach Piedrabuena in mehreren kleinen Kiesgruben bis zu einer Mächtigkeit von drei Metern aufgeschlossen. Sie sind weitgehend horizontal geschichtet. Rundung, gute Sortierung und horizontal- bis troggeschichtetes Sedimentationsbild belegen zweifelsfrei ihre fluviatile Genese. Bis an die heutige Oberfläche treten kopfgroße Blöcke auf und weisen auf das während ihrer Ablagerung herrschende hohe fluviatile Transportvermögen des Río Santa Cruz hin. Dieses wurde entweder von jahreszeitlich konzentriertem Schmelzwasserabfluß bereitgestellt, oder es herrschten während ihrer Ablagerung feuchtere Klimabedingungen mit höheren und/oder jahreszeitlich stärker akzentuierten Niederschlägen. Letztere Vorstellung ist keineswegs abwegig, existieren doch verschiedene Hinweise (Kap. 3.4.5.), nach denen zumindest die Warmzeiten des älteren Pleistozäns in diesem Raum wesentlich feuchter als heute waren.

Die Kenntnisse über die obermiozänen und pliozänen Klimabedingungen in Ostpatagonien sind bisher weitgehend darauf beschränkt (Kap. 3.1.), daß man weiß, daß zwischen ca. 4,5 - 7 Ma und um 3,5 Ma andine Gletscher ins östliche Vorland vorgestoßen sind. Es ist natürlich naheliegend anzunehmen, daß die ältesten Patagonischen Gerölle von Schmelzwässern derartiger südandiner Vorlandvergletscherungen abgelagert wurden. Jedoch fehlt bisher eine zweifelsfreie morphostratigraphische Verknüpfung zwischen den aus diesem Zeitraum stammenden glazigenen Sedimenten und den die Hochlagen der Meseten bedeckenden Patagonischen Geröllen.

Interessant sind in diesem Zusammenhang Untersuchungsergebnisse von WENZENS (WENZENS et al. 1996) aus dem östlich des Lago Viedmas gelegenen Río Shehuen-Tal. WENZENS sind Teile der dort auf der Meseta Cóndor Cliff verbreiteten Patagonischen Gerölle Schmelzwasserablagerungen einer LM8-Vorlandvergletscherung (freundl. mündl. Mitt.). In die Hochfläche sind zudem breite Talböden eingetieft, die zum Río Santa Cruz-Tal hin teilweise von oberpliozänen Basalten verfüllt sind (s.u.) und seitdem nicht mehr in größeren Ausmaßen durchflossen wurden. Eine LM8-Eisrandlage am Río Shehuen-Tal mit ihren Schmelzwasserbahnen wäre daher älter als die oberpliozäne (s.u.) Plombierung der Hochtalböden am Nordrand des Río Santa Cruz-Tales durch Basaltströme.

Die unter oberpliozänen Basalten im Río Santa Cruz-Tal östlich des Cóndor Cliffs in ca. 400 m ü. M. erhaltenen Grundmoränen und Flußschotter (Kap. 3.1.1.) belegen, daß zumindest während der frühoberpliozänen Vorlandvergletscherung, wenn nicht schon während der obermiozän/unterpliozänen Vereisungsperiode, das Río Santa Cruz-Tal deutlich in die über 500 m ü. M hohen Geröllmeseten eingetieft war.

Die nordöstlich des Cóndor Cliffs gelegenen Hochtäler sind im Gegensatz zu den umgebenden, stärker zerriedelten und von Patagonischen Geröllen bedeckten Meseta-Hochflächen fast vollständig mit Basalten ausgekleidet (Bild 3.5). Im Landsat TM-Satellitenbild (Bild 3.6) heben sich die basaltischen Oberflächen durch ihre dunklere Grautönung und rauhere Strukturierung von den umgebenden geröllbedeckten Meseten ab.

Die Basaltströme wurzeln an den nördlich gelegenen zahlreichen Vulkankuppen und teilweise mehrere Quadratkilometer großen Calderen (Abb. 3.15; Bild 3.6), die vor allem Nordwest-Bruchstrukturen Südost-streichenden aufsitzen. Von diesen vulkanischen Eruptionszentren folgten die Lavaströme verschiedenen Hochtälern Richtung Río Santa Cruz-Tal. Dort bilden sie vor allem auf der nördlichen Talseite breite basaltbedeckte Terrassenleisten in lediglich 140 - 200 m Höhe über dem heutigen Flußlauf (Bild 3.7), sowie westund nordwestlich des Cóndor Cliffs ein ausgedehntes Basaltplateau. Nach den morphostratigraphischen Aufnahmen von FERUGLIO (1950) sind die basaltbedeckten Terrassenleisten im Bereich und unterhalb des Co. Fortaleza mit dem 112 -120 m Niveau bzw. dem T2-Niveau im unteren Río Santa Cruz-Tal zu verknüpfen (Kap. 3.4.2.).

An der Talenge Fortaleza liegt die Basis der südlich des Río Santa Cruz gelegenen Basalte in einer Höhe von nur ca. 110 m über der heutigen Talsohle (Abb. 3.16). Eine verwandte Basishöhe von lediglich 95 -105 m über heutigem Río Santa Cruz-Talboden besitzt weiter talabwärts auch die zwischen den Estancien La Libertad und La Barrancosa erhaltene basaltbedeckte Terrassenfläche. Auch am Unterlauf des Río Santa Cruz liegt die Basis der wahrscheinlich gleichalten T2-Terrasse in ähnlicher Höhe (Abb. 3.11). Die Basalte Co. Fortaleza werden von mehr als einen Meter mächtigen schluffreichen Tephren unterlagert, wobei deren Liegendes nicht aufgeschlossen war. Wenige Meter tiefer stehen dann feinklastische Sedimente der Formation Santa (Abb. 3.16). Es ist daher nicht bekannt, inwieweit zwischen beiden Gesteinsformationen Flußablagerungen des Río Santa Cruz, wie sie von MERCER (1976) unter den Basaltlagen am Cóndor Cliff beschrieben wurden, oder auch glazigene Ablagerungen, wie auf der nördlichen Talseite aufgeschlossen (Kap. 3.1.1.), erhalten sind.

Die K/Ar-Datierung eines Basaltblockes aus der ältesten liegenden Basaltlage ergab ein oberpliozänes Alter von $3,36\pm0,17$ Ma (Abb. 3.16 und Tab. 3.5: Pa 106). Das K/Ar-Alter der Probe Pa 107, die von der Oberfläche des dort anstehenden Basaltes entnommen wurde, liegt bei $1,7\pm0,5$ Ma. Diese nur sehr geringe Ar-Gehalte besitzende Probe ist wahrscheinlich als Folge von Ar-Verlusten verjüngt.

Innerhalb der rund 90 m mächtigen, vier- bis fünflagigen Basaltdecken waren keine größeren zeitlichen Hiaten, etwa in Form von Verwitterungshorizonten oder Flußablagerungen, erkennbar. Daher ist anzunehmen, daß diese in relativ kurzer Zeit abgelagert wurden und nicht im



Bild 3.5: Basalte im Hochtal des Cañadón Collón Kaike nordöstlich der Estancia Cóndor Cliff (Aufnahme vom 10.3.1997).

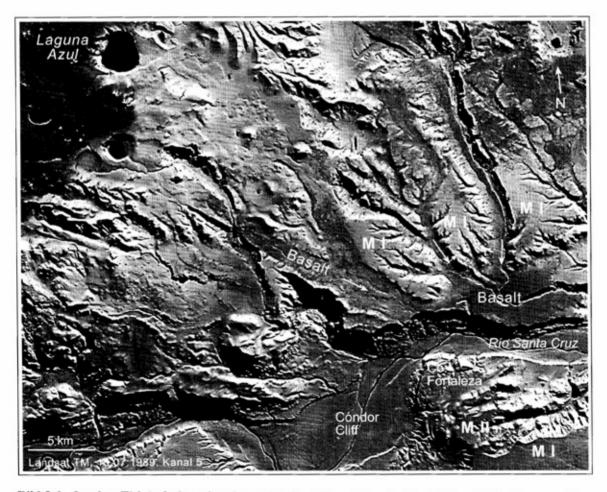


Bild 3.6: Landsat-TM-Aufnahme des oberen Río Santa Cruz-Tales im Bereich des Co. Fortaleza und dem Cóndor Cliff.



Bild 3.7: Basaltbedeckte Terrassen im oberen Río Santa Cruz-Tal unmittelbar unterhalb der Talenge von Fortaleza (Blick von der südlichen Talseite nach Nordwesten; Aufnahme vom 5.4.1995).

Laufe mehrphasiger, sich über 1,6 Mio. Jahre erstreckender vulkanischer Aktivitäten.

Ein ähnliches Alter von 3,46 ± 0,39 Ma (Tab. 3.5: Pa 129) besitzen auch die Basislagen der Basalte auf der gegenüberliegenden nördlichen Talseite. Die Basalte am Cóndor Cliff sind nach zwei K/Ar-Datierungen aus den mittleren Lagen von MERCER (1976) ca. 2,7 Ma alt (Abb. 3.14). Der nordöstlich des Cóndor Cliffs einen Hochtalboden auskleidende Basaltstrom erkaltete nach der K/Ar-Datierung einer Basaltprobe aus ca. 1,2 m Tiefe um 2,5 ± 0,6 Ma (Abb. 3.16: Pa 101b). Die K/Ar-Datierung einer weiteren oberflächennahen Probe aus 0,5 m Tiefe ergab dagegen ein wesentlich jüngeres K/Ar-Alter von 1.9 ± 0.7 Ma (Abb. 3.16: Pa 101). Die Ar-Gehalte beider Proben (Tab. 3.5) sind extrem niedrig und entsprechend hoch ist auch die daraus resultierende Standardabweichung bei den Altern. Da beide Proben aus derselben Basaltlage stammen, ist davon auszugehen, daß das Alter der Probe Pa 101, deren Pyroxene nach Dünnschliff-Untersuchungen von SCHNÜTTGEN (freundl. schriftl. Mitt.) wahrscheinlich infolge von Verwitterungseinflüssen braun umsäumt sind, ebenfalls durch Ar-Verluste verjüngt ist. Das Alter der Probe Pa 101b deckt sich annähernd mit den von (1976)MERCER veröffentlichten K/Ar-Datierungen an den wenige Kilometer entfernten Basalten am Cóndor Cliff.

Das Einsetzen eines intensiven basaltischen Vulkanismus am Nordrand des Río Santa Cruz-Tales um ca. 3,5 Mio. Jahre bestätigt auch das K/Ar-Alter einer weiteren Probe rund 20 km oberhalb der Estancia Cóndor Cliff. Dort befindet sich östlich der Estancia Mosquito ein basaltbedeckter Zeugenberg der Meseta "Cóndor Cliff" (Abb. 3.15: Lokalität Pa 110). Die K/Ar-Datierung einer andesitischen Probe von der Basis der Basaltdecke, die dort auf feinklastischen lößähnlichen Ablagerungen und Spülsedimenten liegt, ergab ein Alter von 3,52 ± 0,18 Ma (Abb. 3.17).

Die in den Hochtälern am nördlichen Talrand des oberen Río Santa Cruz verbreiteten und bis ins Río Santa Cruz-Tal hinabreichenden Basaltströme wurden also überwiegend vor 2,5 - 3,5 Mio. Jahren gefördert.

Längere Zeit zuvor wurden die Patagonischen Gerölle auf den Meseta-Hochflächen beiderseits des Rio Santa Cruz-Tales und zwar sowohl auf dem Meseta I- als auch dem tieferen Meseta II-Niveau abgelagert. Während die Meseta I-Hochflächen sich unabhängig vom heutigen Talnetz erstrecken, folgt das tiefere Meseta II-Niveau, zu dem von der Höhenlage her auch die südlich des Co. Fortaleza erhaltene Meseta II-Hochfläche gehört (Abb. 3.9), bereits den großen Talzügen, wie z. B. dem Río Santa Cruz-Tal. Die Anlage des Río Santa Cruz-Tales fand daher nach Ausbildung der Meseta I-

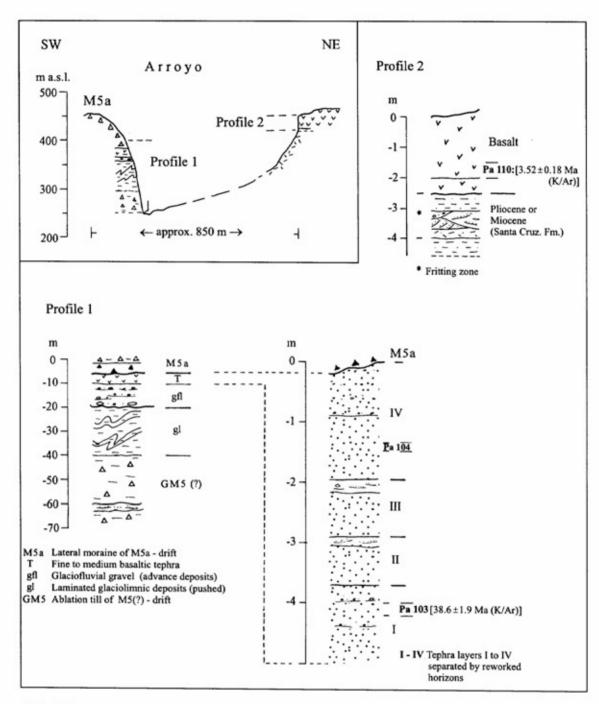


Abb. 3.17: Warvengeschichtete Seesedimente, sandige bis feingrusige Tephren und glazigene Ablagerungen am basaltischen Zeugenberg östlich des Cañadón Mosquito.

Hochfläche statt. Beide unterschiedlich hohen Meseta-Hochflächen sind jünger als die diskordant unterlagernde unter- bis mittelmiozäne Formation Santa Cruz und älter als die oberpliozänen Basaltströme auf der nördlichen Talseite und die von ihnen überdeckten Grundmoränen und Flußschotter.

Ebenfalls noch vor den oberpliozänen vulkanischen Aktivitäten in der "Meseta Cóndor Cliff" erfolgte eine kräftige Heraushebung und wahrscheinlich auch eine tektonische Kippung der Meseta I-Hochflächen nach Südosten. Als Folge dieser intensiven Hebungsphase tiefte sich der Río Santa Cruz zunehmend ein. Im frühen Oberpliozän um 3,5 Ma war er dann bereits bis auf ca. 110 m über der heutigen Talsohle eingeschnitten. Parallel zur Tieferlegung erfolgte rückschreitend die Zertalung vor allem der unmittelbar nördlich angrenzenden Meseta-Hochflächen. Die geringere Tiefe der Zertalung im Bereich der südlich des Tales gelegenen Meseta-Hochflächen könnte darauf

Tab. 3.5: K/Ar-Alter und Elementgehalte basaltischer Proben im Bereich und nördlich des oberen Río Santa Cruz-Tales.

Die Elementanalysen und K/Ar-Alter wurden von TELEDYNE ISOTOPES (Westwood, New Jersey), die Dünnschliff-Untersuchungen von Dr. A. SCHNÜTGEN (Geographisches Institut, Universität zu Köln) erstellt.

Lokalität	T.INr.	Petro- graphie	⁴⁰ Ar (scc/gm x 10 ⁻⁵)	⁴⁰ Ar %	K %	Isotopen- Alter (Ma)	Verwitterungsspuren im Dünnschliff *
Pa 101, Cóndor Cliff NE	KA96-4281	Basalt	0,0041 0,0048	10,5 7,9	0,59 0,60	1,9 ± 0,7	Pyroxene mit braunem Saum
Pa101b, Cóndor Cliff NE	KA96-4297	Basalt	0,0061	11,6	0,60	2,5 ± 0,6	
Pa 103, Ea. Mosquito E	KA95-4124	Sand- bis Lapillituff	0,103 0,102	73,3 79,3	0,68 0,67	38,6 ± 1,9	calcitisches Bindemittel
Pa 106, Talenge von Fortaleza	KA95-4126	Basalt	0,010 0,010	41,9 41,7	0,76 0,77	3,36 ± 0,17	keine
Pa 107, Talenge von Fortaleza	KA96-4282	Basalt	0,0046 0,0044	8,9 15,0	0,69 0,69	1,7 ± 0,5	keine
Pa 110, Ea. Mosquito E	KA95-4166	basalt. Andesit	0,019 0,018	58,7 47,1	1,35 1,35	3,52 ± 0,18	keine
Pa 129, Cóndor Cliff E	KA97-4577	Andesit	0,012 0,011	31,1 21,3	0,86 0,85	3,46 ± 0,39	keine
Pa 168, La Meseta W	KA97-4576	Basalt	0,0092 0,0095	31,3 32,5	0,73 0,73	3,29 ± 0,23	Olivine korrodiert
Pa 170, Ea. La Libertad	Ka97-4575	Basalt	0,0035 0,0039	8,2 7,4	0,53 0,54	1,8 ± 0,7	Olivine korrodiert

zurückzuführen sein, daß dort infolge der längere Zeit vor dem frühen Oberpliozän erfolgten tektonischen Kippung dieses Raumes die Entwässerung vor allem nach Südosten auf die wesentlich weiter entfernten Vorfluter Río Coyle bzw. auf den Atlantischen Ozean ausgerichtet war.

Auch im Bereich des Río Santa Cruz-Tales gibt es erste Hinweise, daß bereits im ausgehenden Obermiozän bis frühen Unterpliozän in Zeitraum zwischen 4,6 - 7 Mio. Jahren oder im frühen Oberpliozän vor ca. 3,5 Mio. Jahren eine älteste andine Vorlandvergletscherung stattgefunden hat, wie sie von MERCER & SUTTER (1982) aus der über 1.500 m hohen Meseta del Lago Buenos Aires beschrieben und datiert wurde (Kap. 3.1.).

Dennoch erscheint mir eine fluvioglaziale Entstehung der auf den Meseta-Hochflächen verbreiteten und mehrere Meter mächtigen Patagonischen Geröllschichten nicht zwingend notwendig bzw. zur Zeit der frühoberpliozänen Vereisungsperiode ausgeschlossen, da diese bereits den heutigen Talzonen folgte. Grundsätzlich könnten die Patagonischen Gerölle im hier verwandten Sinne rein fluvialer Genese sein, wie dies beispielsweise auch bei den ähnlich ausgedehnten Geröllablagerungen des "Nördlichen Vollschotters" in der alpinen Molasse des nördlichen Alpenvorlandes der Fall ist. Feuchtere Klimabedingungen und Andenhebung hätten ebenfalls als fluviales Resultat die Ausbreitung grobklastischer Geröllfazies im angrenzenden östlichen Vorland.

Nördlich des Río Santa Cruz-Tales setzte spätestens im frühen Oberpliozän entlang NW-SE-streichender Störungszonen ein intensiver basaltischer Vulkanismus ein und führte zur Plombierung der Hochtalböden durch basaltische Laven. Oberhalb



Bild 3.8: Stark abgeflachte M6-Endmoränen (linke Bildseite) ca. 4 km unterhalb des Cóndor Cliffs (Aufnahme vom 12.3.1995).

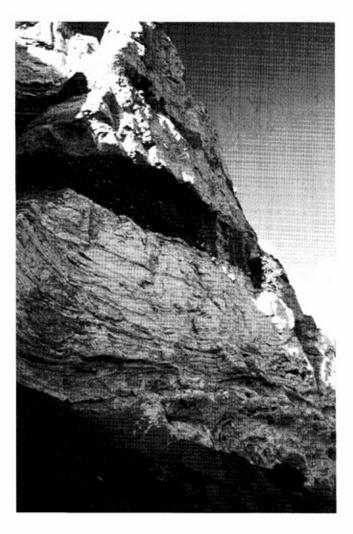
des Cóndor Cliffs wurde der nördliche Talrand mindestens bis zur Cañadón Mosquito fast vollständig von Basalten überzogen. Die fast fünf Meter mächtige, quartäre vulkanische Tephra am Cañadón Mosquito (Kap. 3.4.5.) sowie das Aussetzen von M6-Seitenmoränen am südöstlichen Abfall des über 1000 m ü. M. hohen Basaltplateaus "Meseta Cóndor Cliff" (Abb. 3.15) weisen darauf hin, daß zwischen dem La Leona-Tal im Westen (Nord-Süd-streichende Bruchzone) und dem Río Shehuen-Tal im Norden (West-Ost-streichende Bruchzone) wahrscheinlich auch noch jüngere quartare Basalte verbreitet sind. Die im La Leona-Tal entlang des östlichen Talrandes annähernd in Nord - Süd-Richtung verlaufenden basaltischen Förderspalten und ihre Deckenergüsse aus dem Oberpliozän (Abb. 3.9; Tab. 3.5: Pa 168) sind wahrscheinlich tektonisch um mehrere hundert Meter abgesenkt worden (Kap. 3.4.1.3.1.). Sie sind weder glazialerosiv überformt, noch treten in ihrem Bereich glazigene oder andere quartäre Sedimente auf. Dagegen ist das westlich angrenzende Umland intensiv glazial gestaltet.

Erst im Anschluß an den oberpliozänen Vulkanismus, also im Zeitraum nach 2,5 - 2,7 Ma, erfolgte im Lago Argentino-Gebiet die erste nicht nur durch Sedimente, sondern auch durch einen vielfältigen glazialmorphologischen Formenschatz nachweisbare Vorlandvergletscherung - die M6-Glazialperiode (Tab. 3.6 und Tab. 3.7). Ihre über 100 m breiten, stark abgeflachten Endmoränen liegen den dort

von MERCER (1976) auf ca. 2,7 Ma datierten Basalten auf (Bild 3.8), die altersgleich sind mit dem aus Norden einmündenden und auf ca. 2,5 Ma datierten Basaltstrom der Lokalität Pa 101 (Abb. 3.15; Abb. 3.16).

3.4.4. Zeugnisse quartärer Vorlandvergletscherungen im oberen Río Santa Cruz-Tal

derzeitige Kenntnisstand zur Vergletscherungsgeschichte des oberen Río Santa Cruz-Tales (Kap. 3.2., Kap. 3.3.) beruht auf den klassischen Arbeiten von CALDENIUS (1932) und FERUGLIO (1944) sowie auf mehreren Arbeiten von MERCER (u.a. 1968, 1970, 1976). MERCER (u.a. 1976) gebührt der Verdienst, mit Hilfe von K/Ar-Datierungen an Basalten, u.a. im Bereich des Cóndor Cliffs und des Co. del Fraile, sowie durch ¹⁴C-Datierungen spätglazial/holozäner Torfe darauf hingewiesen zu haben, daß die bis dahin existierenden Vorstellungen zum Alter der Eisrandlagen grundlegend revisionsbedürftig waren. Er konnte aufzeigen, daß die ältesten im Río Santa Cruz-Tal erhaltenen Moränen jünger als 2,7 Mio. Jahre sind, wobei seine Auffassung, daß sie 1 - 1,2 Mio. Jahre alt seien, meines Erachtens nicht belegt ist (Kap. 3.2.1.). Neben den äußersten Eisrandlagen auf der Pampa Alta und im Bereich des Cóndor Cliffs skizzierte er innerhalb des Río Santa Cruz-



Tales fünf weitere Endmoränenbögen (Abb. 3.14), die er als jüngere glaziale Bildungen ansah, ohne sie jedoch altersmäßig einzustufen.

Im Gegensatz zu CALDENIUS (1932: Abb. 3.5) bemühte sich FERUGLIO (1944) um eine detailliertere Kartierung der in diesem Raum verbreiteten quartären Formen und Ablagerungen. Für die stärker verwitterten "Morenas externas" auf der Pampa Alta nimmt er ein vorletztglaziales Alter an (Abb. 3.5). Dagegen sollen die innerhalb des Río Santa Cruz-Tales gelegenen drei Moränenbögen der "Morenas internas" im letzten Glazial gebildet worden sein und zwar im Zuge zweier, durch eine ausgeprägte Abschmelzphase getrennte Vorstöße. Nach seiner Ansicht ist der letztkaltzeitliche Lago Argentino-Gletscher zwischen beiden Vorstößen bis westlich der Estancia Anita abgeschmolzen (Abb. 3.5). Daraufhin habe sich bis zu den äußeren "Morenas internas" ein See gebildet, in dem die zwischen der Estancia Anita und dem Moränenbogen an der Estancia El Tranquillo teilweise von jüngeren glazigenen Ablagerungen bedeckten Seesedimente abgelagert worden seien (FERUGLIO 1944).

Bild 3.9: Glazilimnische Staubeckensedimente am Río Centinela mit "dropstones", schwacher Warvenschichtung und mit syngenetischen Stauchungen im basalen Bereich (Aufschluß: 50°25'S, 72°78'W; Aufnahme vom 27.3.1993).

Meines Erachtens sind jedoch die verschiedenen in diesem Talabschnitt verbreiteten Vorkommen von Seesedimenten und eisrandnahen Staubeckenablagerungen aufgrund ihrer stratigraphischen Position und des Vor- oder Nichtvorhandenseins glazialtektonischer Verstellungen zumindest teilweise unterschiedlichen Alters.

Zum Beispiel gibt es für die Annahme von FERUGLIO (1944: 136), daß die oberhalb der Straßenbrücke nach El Calafate am Río Centinela auf mehr als 1 km Länge aufgeschlossenen glazilimnischen und fluvioglazialen Ablagerungen (Abb. 3.18: Seesedimente ①) älter als Hochglazial seien und bereits vorher in der postulierten interstadialen Abschmelzphase abgelagert wurden, keinen Beleg. Sowohl in der Aufschlußbeschreibung von FERUGLIO als auch nach den eigenen, weiter talabwärts gemachten Beobachtungen gibt es dort keine jüngeren glazigenen Ablagerungen oder glazialtektonische Verstellungen, die einen erneuten letztglazialen Gletschervorstoß, der nach FERUGLIO bis zur Estancia El Tranquillo gereicht haben soll, belegen. Folgt man der Alterseinstufung von FERUGLIO (1944), nach der die liegenden glazilimnischen Ablagerungen älter als Hochglazial sind, dann ist kaum zu erklären, warum sie von dem ehemals den Talraum vollständig ausfüllenden hochglazialen Haupttalgletscher glazialtektonisch nicht beansprucht wurden, zumal sie in exponierter Position weit ins Haupttal hineinreichen. Es ist vielmehr davon auszugehen, daß die am Río Centinela aufgeschlossenen glazilimnischen Sedimente am Rande des allmählich abschmelzenden letztglazialen Haupttalgletschers abgelagert wurden, als sich an dessen Außenflanke vor dem Ausgang des Río Centinela-Tales ein Talrand-Eisstausee befand. Die im basalen Bereich vorhandenen Stauchungstrukturen (Bild 3.9) und die zahlreichen eingelagerten "dropstones" weisen auf einen nahegelegenen Eisrand hin. Zum Hangenden schalten sich zunehmend mehr Kieslagen ein und belegen das allmähliche Trockenfallen des Sees. Auf den glazilimnischen Sedimenten liegen nach FERUGLIO über 20 m mächtige Río Centinela-Kiese, nach eigenen Beobachtungen besitzen sie eine Mächtigkeit von rund 3 m. Sie wurden erst mit weiterem Abschmelzen des hochglazialen Haupttalgletschers abgelagert.

Nach FERUGLIO (1944) sind in einer jüngeren letztglazialen Vorstoßphase die beiden Moränenbögen
an der Estancia El Tranquillo und am Ostufer des
heutigen Lago Argentino (Abb. 3.5) gebildet worden. Dagegen nimmt man (u.a. CLAPPERTON
1993a: Fig. 14.10) derzeit an, daß lediglich die
unmittelbar am Ostufer des Lago Argentino
gelegenen Moränenstaffeln, CALDENIUS' (1932)
"Gotiglacial", den letztkaltzeitlichen Maximalstand
markieren. Einen morpho- oder chronostratigraphischen Beleg gibt es für diese Ansicht bisher
nicht.

Bei CALDENIUS (1932), FERUGLIO (1944) und MERCER (1976) ist nicht nur die Anzahl und Alterseinstufung der im oberen Río Santa Cruz-Tal verbreiteten Moränenlagen unterschiedlich, auch ihre Abgrenzung der Eisrandlagen zeigt wenige Gemeinsamkeiten (Abb. 3.5). Nur die beiden unmittelbar östlich des Lago Argentino im Bereich der ehemaligen Estancia Charles Fuhr und der Estancia Tranquillo erhaltenen großen Moränengürtel finden sich in allen drei Kartierungen wieder. Selbst die äußerste Reichweite der Vorlandvergletscherungen in diesem Raum wurde von ihnen unterschiedlich kartiert (Abb. 3.5).

3.4.4.1. Nomenklatur, stratigraphische Übersicht und Verbreitung quartärer Formen und Ablagerungen

Für die im oberen Río Santa Cruz-Tal erhaltenen sechs großen, deutlich voneinander abgesetzten Moränensequenzen wurden altersneutrale Namen gewählt und zwar in der Weise, daß sie aufgrund ihrer Lage im Tal sowie von jung nach alt mit den Kürzeln "M1" bis "M6" (M = Moräne) bezeichnet sind. Weitere innerhalb einer Sequenz auftretende Moränengürtel wurden mit Kleinbuchstaben versehen.

Zum Beispiel besteht der sich am Ostufer des Lago Argentino in großer Breite erstreckende M1-Moränenkranz aus den beiden M1a- und M1b-Moränengürteln (Bild 3.10). Die allein aufgrund ihrer morphostratigraphischen Position hinzugefügten Kleinbuchstaben besagen zunächst lediglich, daß sie unterschiedlich alt sind. Ihre markanten Seiten- oder Endmoränenlagen wurden sicherlich nicht während kurzfristiger Eisrandoszillationen gebildet, vielmehr ist davon auszugehen, daß sie das Ergebnis längerer Stillstandsphasen des Eisrandes nach erneutem Eisvorstoß oder während des Abschmelzens vom Maximalstand sind.

Die Zeitintervalle zwischen solchen Eisrandstagnationen können lediglich interstadiale Schwankungen sein, oder aber auch Interglaziale umfassen. Sie sind erst aus dem weiteren morphound pedostratigraphischen Kontext genauer einzugrenzen.

Beispielsweise sind die beiden M1a- und M1b-Vorlandvergletscherungen vor allem aufgrund der Anbindung ihrer proglazialen Schotterfelder an zwei verschiedene Flußterrassen des Río Santa Cruz durch eine längere interstadiale, wenn nicht interglaziale Abschmelzperiode mit intensiver Bodenentwicklung getrennt (s.u.). Dagegen sind die innerhalb des M4b-Maximalstandes gelegenen M4a-Moränen wahrscheinlich das Ergebnis eines längeren Abschmelzhaltes während des M4-Glazials und nicht das Ergebnis einer weiteren eigenständigen Vorlandvergletscherung. Daher laufen die von den M4a- und M4b-Eisrandlagen ausgehenden Schmelzwasserbahnen auf ein ähnliches Talniveau aus (s.u.). Bei den M2a- und M2b-Moränen sowie den M5a- und M5b-Moränen fehlen bisher jedoch Anhaltspunkte zur Beurteilung, inwieweit diese innerhalb eines oder während unterschiedlicher Glaziale entstanden.

Insofern stellen die in den stratigraphischen Übersichten (u.a. Tab. 3.6; Tab. 3.7) dargestellten Abfolgen von mindestens sechs selbständigen quartären Vorlandvergletscherungen und deren relative Alterseinstufung in sechs Kaltzeiten Mindestwerte dar. Daher ist RABASSA & CLAPPERTON (1990) zuzustimmen, daß die Glazialgeschichte in diesem semiariden Trockengebiet am Ostrand der Südpatagonischen Anden im Vergleich zur Nordhemisphäre mit am vollständigsten erhalten ist.

Tab. 3.6: Quartare Eisrandlagen im Río Fitz Roy-Tal, am Lago Argentino und im oberen Río Santa Cruz-Tal nach CALDENIUS (1932), FERUGLIO (1944), MERCER (1976, 1968) und dieser Text.

	SCHE	ELLMANN			CALDENIUS (1932)	FERUGLIO (1944)		MERCER (1976, 1968)		
Glacial	period	Glacial Sequence	Outer gl lin	aciation nit						Outer glaciation limit
	Little Ice age Older Holocene/ Lateglacial	hM 1a-1c	near the recent glaciers near the recent glaciers	*- 0.5 - 1 km *- 1 - 5 km					3 postglacial advances (past 3 centuries, about 2.000 and 4.600 BP)	near the recent glaciers
	Lateglacial	Punta Bandera- Stade Co. Frías- Stade		* 22 km	Finiglacial		Morenas estadiales (Punta Bandera)	>10.000 BP	Punta Bandera	
I	Last Glaciation Maximum	Mla	71°50°	12 km	Gotiglacial	Last Glaciation	2 morenas internas: a) Charles Fuhr			71°47'
	≥ Early Last Glaciation ?	МІЬ	71°42'	18 km			у			
II		M2a	71°34'	28 km	Daniglacial		Ea. Tranquillo	1	5 moraine belts	71°35'
		M2b	71°29'	36 km		Interstadial			of younger glaciations	
III		М3	71'16'	51 km		Last Glaciation	b) entre las Ea. Mosquito			71°22'
IV		M4a M4b	71°12'	57 km 59 km	Initioglacial		y			71°12'
v		M5a	71°00'	70 km	1		,			70°55'
		M5b	70°50'	81 km			Ea. Mortensen			
VI	<2.5 Ma ⁴⁾ <2.7 Ma ⁵⁾	М6	70°49°	83 km		Older Glaciations	Morenas externas	<2,7 Ma	Greatest Glaciation "Cóndor Cliff"	
	<2.5 - 3,5 Ma	Main volcanic period 6) extraandean glaciation (?)			1) hM = Holocene (Lateglacial?) moraines, M = moraines 2) Geographical latitude 3) Distance east of the Lago Argentino or * from the present ice front 4) 2 K/Ar-ages of underlying basalts at Fortaleza (base layer: 3.36 ±					
Pliocene Fluvial incision up to 110 m above the recent valley floor extraandean glaciation (?) Fluvial gravel deposits in different levels on the Meseta highlands on both sides of the Río Santa Cruz valley Fluvial gravel deposits in different levels on the Meseta highlands on both sides of the Río Santa Cruz valley Fluvial incision up to 110 m above the recent valley floor extraandean glaciation (?) Fluvial gravel deposits in different levels on the Meseta highlands on both sides of the Río Santa Cruz valley Fluvial incision up to 110 m above the recent valley floor extraandean glaciation (?) Fluvial gravel deposits in different levels on the Meseta highlands on both sides of the Río Santa Cruz valley Fluvial incision up to 110 m above the recent valley floor extraandean glaciation (?) Fluvial gravel deposits in different levels on the Meseta highlands on both sides of the Río Santa Cruz (3.29 ± 0.23 Ma) and 2 K/Ar-ages of base Cóndor Cliff (1.9 ± 0.7 and 2.5 ± 0.6 Ma) S / K/Ar-ages of underlying basalts at Vortate 2 (3.29 ± 0.23 Ma) and 2 K/Ar-ages of base Cóndor Cliff (1.9 ± 0.7 and 2.5 ± 0.6 Ma) S / K/Ar-ages of underlying basalts at Vortate 2 (3.29 ± 0.23 Ma) and 2 K/Ar-ages of underlying basalts at Vortate 2 (3.29 ± 0.23 Ma) and 2 K/Ar-ages of underlying basalts at Vortate 2 (3.29 ± 0.23 Ma) and 2 K/Ar-ages of underlying basalts at Vortate 2 (3.29 ± 0.23 Ma) and 2 K/Ar-ages of underlying basalts at Condor Cliff (Mercer 1976); 1 [S / K/Ar-ages of underlying basalts at Condor Cliff (Mercer 1976); 1 [S / K/Ar-ages of underlying basalts at Vortate 2 (3.29 ± 0.23 Ma) and 2 K/Ar-ages of underlying basalts at Vortate 2 (3.29 ± 0.23 Ma) and 2 K/Ar-ages of underlying basalts at Vortate 2 (3.29 ± 0.23 Ma) and 2 K/Ar-ages of underlying basalts at Vortate 2 (3.29 ± 0.23 Ma) and 2 K/Ar-ages of underlying basalts at Vortate 2 (3.29 ± 0.23 Ma) and 2 K/Ar-ages of underlying basalts at Vortate 2 (3.29 ± 0.23 Ma) and 2 K/Ar-ages of underlying basalts at Vortate 2 (3.29 ± 0.23 Ma) and 2 K/Ar-ages of underlying b							f basalts eas ff (MERCER 6); 1 from the Fortaleza (s. neast of Cón 1 west of "L	1976) ne base a.); 2 dor Cliff a Meseta"		

Tab. 3.7: Stratigraphische Übersicht und wesentliche Befunde zur Landschaftsgeschichte des oberen Río Santa Cruz-Tales (zur Lage der limnischen Sedimente siehe Abb. 3.17).

Zeit Mindestalter	Eisrandlagen Stratigraphie Entfernung von 11		Limnische Sedimente	Fluß- terrassen	Oberflächen- boden	Bemerkungen	
Jungholozän	hM1a-1c	*nahe den rezenten			Rohböden	äolische Aktivitätsphasen III (rezent)	
		Gletschern *wenige Kilometer		holozăne Talaue		äolische Aktivitätsphasen II (ca. 2.300 BP)	
Mittel- bis Altholozän	hM2-(?)			Talauc	verbraunte Pararendzinen mit Cc-Horizont	äolische Aktivitätsphase I Seespiegel Lago Argentino bei ca. + 5 m	
Spätglazial - post-Bölling	Sp 1-(?)	*? wenige Kilometer ?				Seespiegel Lago Argentino bei ca. + 10 m	
Spätglazial - prä-Bölling	Punta Ban- dera Stadium	* 22 km				Seespiegel Lago Argentino bei ca. + 16 m Beginn Schwemmkegelbild. Südrand Cerro Frias ?	
Frühes Spätglazial	Cerro Frias- Stadium	* 27 km				Seespiegel Lago Argentino bei ca. + 20 m	
Wende Spät- / Hochglazial					Braunerden mit Cc-Horizont	Seespiegel Lago Argentino bei ca. 27-29 m An der Leona-Mündung höchste Flußterrasse bei ca. 27 m ü. Lago Argentino	
Ende Hochglazial	Centinela- Stadium		Talrand-Staubecken- sedimente ● (Unter- lauf Río Centinela)				
Hochglazial	M1a	12 km		NT1		flächenhafte Akkumulation von Flugsanddecken im Talgrund des Río Santa Cruz	
kräft. Interstadial (Interglazial ?)			Seesedimente ❷ (La Leona-Mündung, Charles Fuhr)			Rio Bote-Mündung: fossile Braunerde	
? Frühglazial	М1Ь	18 km		NT2	Braunerden mit 0,2 - 0,3 m mächtigem Ckc- Horizont		
Interglacial			Seesedimente (Laguna Grande)				
II. Glazial	M2a	28 km		MT1	Braunerden mit 0,5 - 0,6 m		
	M2b	36 km			mächtigem Ckc- Horizont		
Interglazial			Seesedimente (Ea. Helmich)				
III. Glazial	мз	51 km					
Interglazial						Cdón. Mosquito: interglazialer Torf (Bewaldung mit Baumarten, deren heutige südliche Verbreitung be ca. 41 - 42° s. Br. liegt)	
IV. Glazial	M4a	57 km		HT1	1		
IV. Glaziai	M4b	59 km					
Interglazial			Seesedimente 6 (Cdón. Verde)		1	Cdón. Mosquito: fossile Braunerde mit 3,5 m tiefer Entkalkung und Verbraunung	
V. Glazial	М5а	70 km	Staubeckensed. 6	HT2	1	Tephren-Lagen unter M5a-Seitenmoränen und auf M5a-Vorstoßschottern	
Interglazial (?)	-		östl. Cdón. Mosquito		-		
V. (?) Glazial	М5ь	81 km					
Interglazial					1	fossile braunrote Parabraunerde (Waldboden)	
VI. Glazial	М6	83 km]		
Oberpliozän Unterpliozän Obermiozän	Basaltischer Vulkanismus Vorlandver- gletscherung Patagoni- sche Gerölle	82 km				Río Santa Cruz bis auf ca. 110 m über heutigem Talboden eingetieft Grundmorăne Cóndor Cliff	

¹⁾Entfernung vom Ostufer des Lago Argentino bzw. * den aktuellen Gletscherzungen

Tab. 3.6 gibt eine Übersicht der Anzahl, der relativen Altersstellung und der Lage von Eisrandlagen im Bereich des Lago Argentino und angrenzenden Río Santa Cruz-Tales nach CALDENIUS (1932), FERUGLIO (1944), MERCER (1976, 1968) einschließlich der eigenen Ergebnisse.

In Tab. 3.7 sind einige wichtige Befunde der durchgeführten Bearbeitungen, wie die Verknüpfung einzelner Eisrandlagen über ihre proglazialen Schotterfelder mit den Flußterrassen des Río Santa Cruz, zusammengefaßt.

dort aufgezeigte chronostratigraphische Einstufung der quartären Formen und Ablagerungen stützt sich vor allem auf morphostratigraphische Differenzierungsmerkmale und pedostratigraphische Unterschiede. Weitere landschaftsund klimageschichtlich wichtige Einzelbeobachtungen und Zeitmarken bilden Vorkommen verschieden alter warvengeschichteter See- und Staubeckensedimente, Flugsanddecken und Dünen, fossile Böden, ein interglaziales Torfvorkommen sowie die holozän/spätglazialen Seespiegelveränderungen des Lago Argentino. Sie sind in den beiden Spalten "Limnische Sedimente" und "Bemerkungen" aufgeführt.

Die äußerste Reichweite der quartären Vorlandvergletscherungen dokumentieren im oberen Río Santa Cruz-Tal die M6-Moränen. Sie liegen außerhalb des Tales auf den angrenzenden Meseta-Hochflächen und reichen bis zur Talenge Fortaleza bzw. bis wenige Kilometer unterhalb des Cóndor Cliffs (Abb. 3.18; Bild 3.10). Talaufwärts folgen Moränenstaffeln und proglaziale Schotterfelder der M5-, M4- und M3-Vorlandvergletscherung. Spätestens während des M3-Glazials fand die breite zungenbeckenartige Talausräumung westlich der M3-Eisrandlagen statt. Innerhalb dieser ausgedehnten Talweitung liegen die beiden jüngsten Moränengürtel M1 und M2.

3.4.4.2. Die jung- bis mittelpleistozänen M1aund M1b-Vorlandvergletscherungen sowie die Niederterrassen des Río Santa Cruz

Der bisher als einheitlicher letztkaltzeitlicher Maximalstand angesehene M1-Moränenkranz am Ostufer des Lago Argentino beinhaltet zwei eigenständige, durch eine ausgeprägte Abschmelzphase getrennte Vorlandvergletscherungen. Während die hochglazialen M1a-Grund- und Endmoränen einen bis 12 km breiten ufernahen Saum einnehmen, hat der ältere M1b-Vorstoß bis 18 Kilometer weiter nach Osten gereicht (Tab. 3.7; Abb. 3.19; Bild 3.11).

Der M1a-Moränengürtel entspricht weitgehend dem "Gotiglazial" von CALDENIUS (1932). FERU-GLIO (1944) sieht in diesen Moränen einen hochglazialen Abschmelzhalt und geht davon aus, daß die äußerste letztglaziale Eisrandlage bis zur Estancia Mortensen unmittelbar oberhalb des Cóndor Cliffs gereicht habe (Tab. 3.6; Abb. 3.5). Die dort erhaltene M5-Moränensequenz ist jedoch aufgrund der Höhenlagen ihrer proglazialen Schotterfelder, die in etwa auf einen 80 m höheren Río Santa Cruz-Talboden abdachen, mindestens in die fünftletzte Kaltzeit zu stellen (Tab. 3.7). Der teilweise gute Erhaltungszustand dieser Moränenstaffeln ist eine Folge der in den Kaltzeiten wahrscheinlich noch arideren Klimabedingungen in diesem Raum (Kap. 3.3.), so daß aufgrund von Wassermangel periglaziäre und andere denudative Abtragungsprozesse nur sehr untergeordnet auftraten. Obwohl die älteren End- und Seitenmoränenwälle durch die nachfolgende Tieferlegung des Talnetzes überhöht erscheinen, dürfte gerade ihr häufig vermeintlich "junges" Erscheinungsbild der Grund gewesen sein, daß FERUGLIO (1944) und CALDENIUS (1932) sie als letzt- oder vorletztglaziale Bildungen ansahen.

3.4.4.2.1. M1a-Moränen, Seeufer-Terrassen am Lago Argentino und NT1

Der jüngere M1a-Moränengürtel setzt nicht unmittelbar am östlichen Ufer beider Seen an, vielmehr ist sein Innenrand in wenigen hundert Metern Entfernung vom heutigen Seeufer durch limnische Abrasion scharf markiert (Bild 3.11). In diesem Bereich belegen mehrere Seespiegel-Terrassen (Tab. 3.7), die im Satellitenbild anhand ihrer schwach bis stark konvex geschwungenen Erosionsränder erkennbar sind, eine sukzessive Absenkung des Seespiegels nach Abschmelzen des Lago Argentino-Gletschers vom hochglazialen M1a-Maximalstand.

Ein erstes deutliches Abschmelzen führte zur Bildung der schmalen, nur am Nordostufer ausgebildeten Seeufer-Terrasse in 27 - 29 m Höhe über heutigem Lago Argentino. Zu dieser Zeit war die Río La Leona Mündung eisfrei, die älteste Río La Leona-Flußterrasse mündet auf eine entsprechende Seespiegellage aus. Spätestens während der Bildung der nächsttieferen, ca. 20 m hohen Seeufer-Terrasse war der M1a-Eisrand bereits bis zu den Punta Bandera-Moränen oder noch weiter nach Westen zurückgeschmolzen, da diese bis dorthin an zahlreichen Stellen am Ost- und Südufer ausgebildet ist. Auch die älteste, nördlich des Flußlaufes am Río Santa Cruz-Ausfluß erhaltene Flußterrasse, verzahnt sich mit einer entsprechend hohen Uferlinie des Lago Argentino.

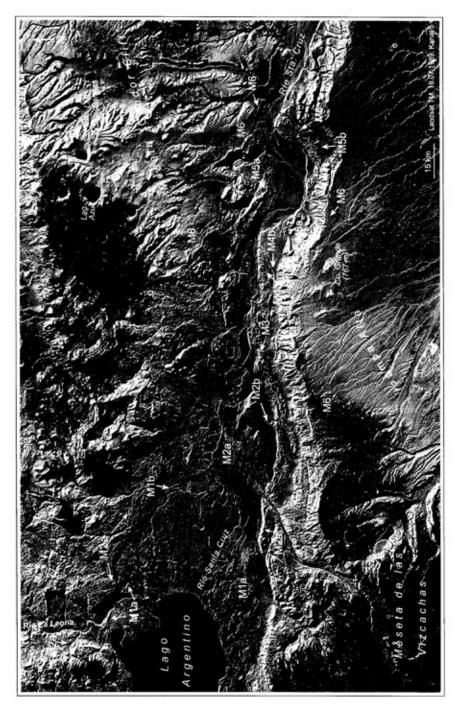


Bild 3.10: Landsat TM-Aufnahme des oberen Río Santa Cruz-Tales mit Bezeichnung einzelner Moränenzüge

Neben diesen beiden höchsten Terrassenniveaus existieren weitere tiefergelegene Seeufer-Terrassen in ca. 16 m, 10 m und 5 m Höhe über aktuellem Seespiegel (Tab. 3.7).

Da die von den spätglazialen Punta Bandera-Moränen am Nordufer des Lago Roca ausgehenden proglazialen Schotterfelder auf das 16 m höhere Seeterrassenniveau des Lago Argentino abdachen, könnte die ältere Co. Frias-Eisrandlage zeitlich der Bildung der 20 m hohen Seeufer-Terrasse entsprechen (Tab. 3.7). Die entlang weiter Bereiche des Seeufers anstehenden schluffig-sandigen Grundmoränenablagerungen sind prädestiniert für äolische Erosion. Es ist also nicht verwunderlich, daß die angrenzenden Strandterrassen häufig von Flugsanddecken und Längsdünen bedeckt sind (Kap. 3.4.6.). Letztere können durchaus eine Höhe von 6 - 10 m erreichen. Sie setzen unmittelbar an der aktuellen Uferlinie bzw. am Außenrand einer im Jahresverlauf unterschiedlichen breiten Brandungszone an und erstrecken sich aufgrund

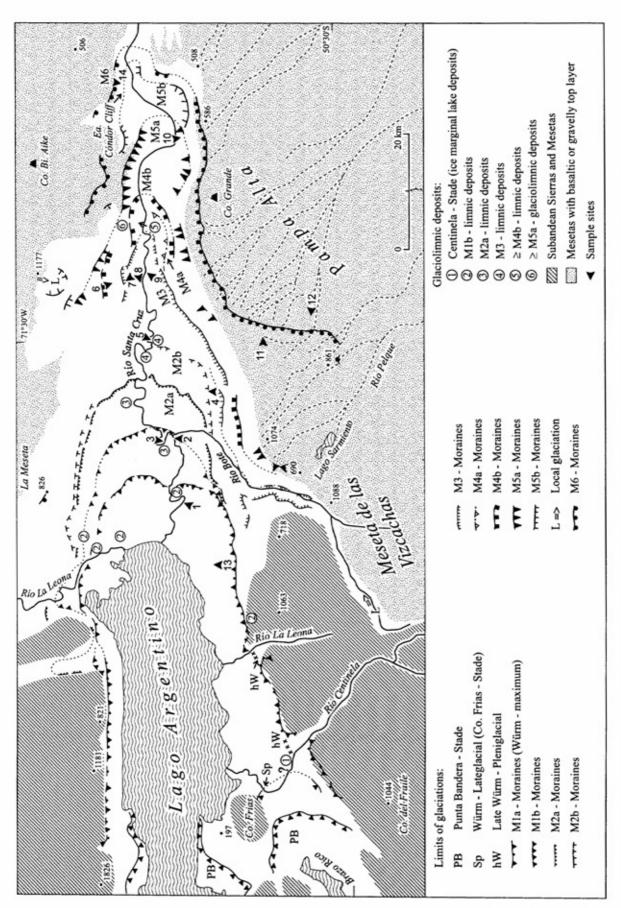


Abb. 3.18: Lage der Eisrandlagen, Seesedimente und Aufschlußprofile im Bereich des Lago Argentino und oberen Río Santa Cruz-Tales.

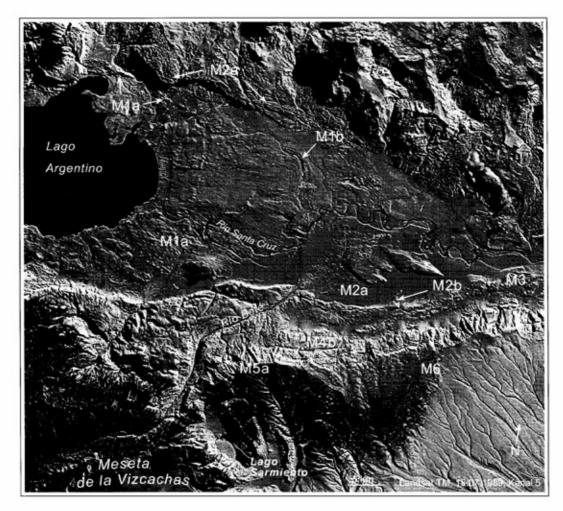


Bild 3.11: Landsat TM-Aufnahme des oberen Río Santa Cruz-Tales zwischen dem Ostufer des Lago Argentino und dem Cañadon El Mosquito.

vorherrschender westlicher Winde mehrere hundert Meter, am Ostufer des Lago Argentino auch mehrere Kilometer weit nach Osten. Nach HEINS-HEIMER (1958/61) schwankt der Seespiegel des Lago Argentino im Jahresverlauf zwischen Spätwinter und Sommerende um etwa 5 m, so daß vor allem während des niedrigen spätwinterlichen Wasserspiegels die ufernahen, vom Wellenschlag aufgearbeiteten Feinsedimente der äolischen Erosion unterliegen.

Innerhalb des M1a-Moränengürtels belegen verschiedene Schmelzwasserbahnen, Seiten- und Endmoränenzüge einen dort für längere Zeit schwach oszillierenden Eisrand. Beispielsweise sind an der Einmündung des La Leona-Tales mindestens drei eigenständige Seiten- und Endmoränenzüge erhalten, die sich in ihrem Verlauf und durch ihre Höhenlage unterscheiden. Die äußere, rund 280 - 320 m hohe M1a-Seitenmoräne reichte über den heutigen Flußlauf hinaus (Abb. 3.19), so daß der Río La Leona seinen Lauf entlang des nördlichen Talrandes, die äußeren

M1b-Moränen durchbrechend, zum Río Santa Cruz nahm. Auch am südlichen Talrand markieren mehrere kuppige Endmoränenlagen sowie unterschiedlich alte Schmelzwassertäler, die in verschiedenen Richtungen zum Río Santa Cruz ziehen, mehrere kurzzeitige Stillstandsphasen. Da nur wenige Entwässerungsrinnen von der äußersten M1a-Eisrandlage ausgehen und diese nur entlang der Flanken durch deutliche Endmoränenkuppen markiert ist, ist davon auszugehen, daß der äußerste M1a-Eisrand nur während eines relativ kurzen Zeitraumes existiert hat.

Im zentralen Bereich des M1-Moränengürtels, der großflächig von am Seeufer ansetzenden Flugsanddecken und Längsdünen bedeckt (Bild 3.11: helle und dunkle talparallele Streifen und Rücken) und nicht zugänglich ist, ist die genaue Abgrenzung der äußersten M1a-Eisrandlage unklar (Abb. 3.19). Sie wurde durch Verbindung der an beiden Außenseiten deutlich ausgeprägten M1a-Endmoränenkuppen und -züge vorgenommen. Eine Ursache für das Fehlen markanter Endmoränen in diesem Be-

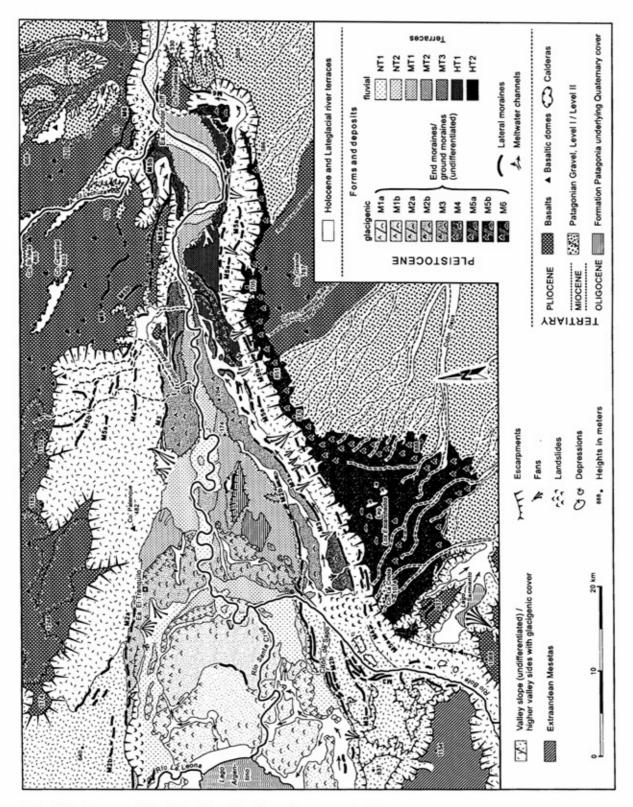


Abb. 3.19: Geomorphologische Karte der Eisrandlagen, proglazialen Schotterfelder und Flußterrassen im oberen Río Santa Cruz-Tal.

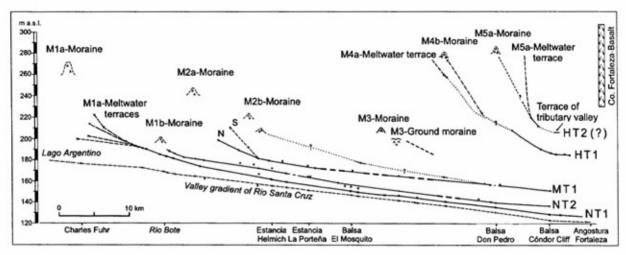


Abb. 3.20: Oberflächengefälle der Talgrundterrassen im oberen Río Santa Cruz-Tal.

reich könnte darin liegen, daß der M1a-Gletscher in diesem Bereich einen noch existierenden ..M1b-Lago Argentino" überfahren hat. Darauf weisen die am Río Santa-Cruz bei Charles Fuhr aufgeschlossenen warvengeschichteten Seesedimente 2. die von M1a-Vorstoßschottern und schluffig-sandigen M1a-Grundmoränen diskordant überlagert werden. Die limnischen Sedimente sind mit hoher Wahrscheinlichkeit M1b-zeitlich und wurden erst durch den M1a-Vorstoß gestaucht und überfahren. Sollte der See zur Zeit des M1a-Vorstoßes noch nicht ausgelaufen gewesen sein, dann ist vorstellbar, daß die M1a-Gletscherzunge in diesem zentralen Bereich noch für längere Zeit in den M1b-Paläosee kalbte, bevor sie für kurze Zeit bis zu ihrem Maximalstand vorrückte.

Das im zentralen Bereich von der limnischen Abrasion des Lago Argentino teilweise erodierte und durch subglaziale Erosion übertiefte Gletschertor (Abb. 3.19: erste Depression östlich des Lago Argentino und nördlich des Río Santa Cruz) dürfte dagegen das Ergebnis einer längeren Stagnation des M1a-Eisrandes in diesem Raum sein. In den beiden äußeren Zungenbereichen ist der M1a-Gletscher entweder auf die charakteristische aus Einzelkuppen bestehende M1b-Endmoräne (Nordosten) oder auf die von schwach radial oder parallel verlaufenden, drumlinartigen Rücken gegliederte M1b-Grundmoräne (Südosten) aufgefahren.

An der Gletscherzunge besaß die M1a-Eisoberfläche mindestens eine Höhe von 265-280 m ü. M. Zum Vergleich, der aktuelle Seespiegel des Lago Argentino liegt bei 181 m ü. M. Die Höhenlage der M1a-Gletscheroberfläche ergibt sich zum einen aus der Höhe der über 240-270 m ü. M. hohen M1a-Endmoränen. Sie ist zudem erforderlich, damit das am Südostrand des Lago Argentino gelegene und sich zum Río Bote erstreckende Trockental des "Cañadón de Sapo", dessen Talschwelle am Taleingang in einer Höhe von 280 m ü. M liegt, noch während des M1a-Maximalstandes als Schmelzwasserweg dienen konnte. Aus diesem Grunde mündet das heutige Trockental ohne Gefällsbruch in den auf die NT1 des Río Santa Cruz ausgerichteten Talboden des Río Bote ein.

Wie bereits von CLAPPERTON (1993a) angenommen, ist dieser unmittelbar am Ostufer des Lago Argentino erhaltene Moränenkranz - die M1a-Moränen - mit Sicherheit im Hochglazial der letzten Kaltzeit entstanden. Die an seinen Eisrandlagen ansetzenden proglazialen Teilfelder gehen talabwärts in die NT1 des Río Santa Cruz über (Abb. 3.20). Die NT1 ist die jüngste Terrassenfläche, die große Areale im heutigen Talboden einnimmt (Abb. 3.19). Mit zunehmender Entfernung von den äußeren M1a-Moränen überragt sie die mäandergeformte Talaue nur noch um 3 - 4 m (Abb. 3.20).

Im moränennahen Bereich an der Río Bote-Mündung besitzen die NT1-Teilfelder eine Mächtigkeit von 6 - 8 m und überlagern diskordant ältere Flußund Glazialablagerungen (Abb. 3.22). Südlich des Río Santa Cruz auf der Höhe des Cañadón El Mosquito (Abb. 3.18: Lokalität 9) liegt deren kiesige Flußbettfazies in nur 2 - 3 m Tiefe M3-Ablagerungen auf. Die in der NT1-Randsenke eingelagerten schluffigen und sandigen Sedimente sind dort teilweise epigenetisch intensiv kryoturbat verstellt. Auch noch nach Aufschotterung der NT1 müssen insofern weiterhin kaltzeitliche Klimabedingungen in diesem Raum geherrscht haben.

Auf der NT1 und ihren proglazialen Teilfeldern sind überwiegend Schotterbraunerden mit bis zu 30 cm mächtigem entkalktem Unterboden verbrei-

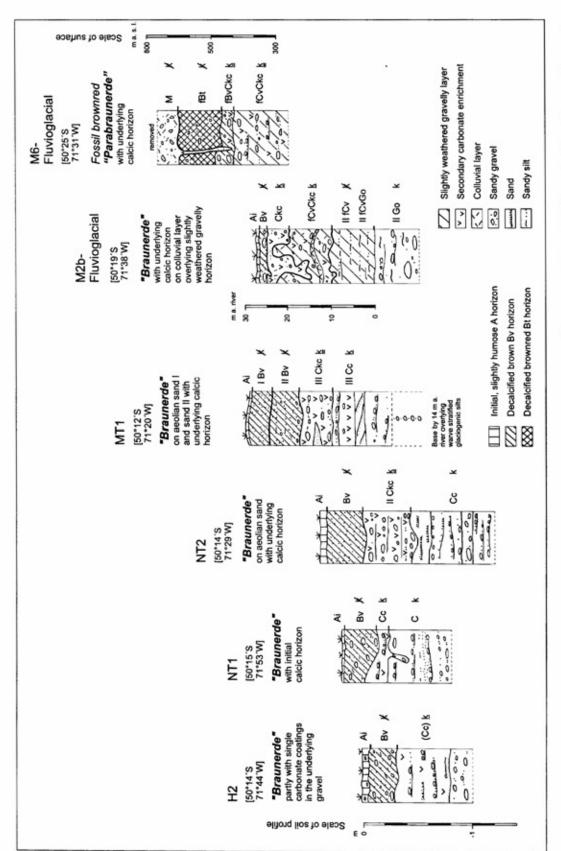


Abb. 3.21: Maximale Bodenbildungen und Deckschichten im Bereich der holozänen Talaue, auf der NT1, NT2 und MT1 sowie Schmelzwasserkiesen der M2b- und M6-Vorlandvergletscherung.



Bild 3.12: Holozäne Braunerde auf Flugsanddecke mit unterlagerndem 30 - 40 cm mächtigem Ckc-Horizont auf der NT2 südlich des Cañadón El Mosquito (Abb. 3.18: Profilstandort 8; Aufnahme vom 10.3.1994).

tet. Die unterlagernden Kiese haben zwar bis in über 1 m Tiefe vor allem an ihren Unterseiten Kalkausfällungen, ein kompakter Kalkanreicherungshorizont (Ckc-Horizont) konnte bisher nicht beobachtet werden (Abb. 3.21).

Auf den schmalen, flußbegleitenden Talauenterrassen sind dagegen je nach Höhenlage über heutigem Flußspiegel entweder geringmächtigere Auenbraunerden oder auch nur Auenrohböden entwickelt.

Der wesentliche pedostratigraphische Unterschied zwischen den verschiedenen braunerdeartigen Bodenentwicklungen auf den jüngeren, prä-MT2-zeitlichen Terrassen und proglazialen Teilfeldern liegt in der Ausbildung und Mächtigkeit von Kalkanreicherungshorizonten im Liegenden der verbraunten Unterbodenhorizonte.

Im Gegensatz zu den Böden auf den jüngeren spätglazial/holozänen und hochglazialen NT1-Terrassenflächen besitzen die verbraunten Unterböden auf der älteren NT2-Terrasse kompakte weißgraue Ckc-Horizonte in einer Mächtigkeit von 20 - 30 cm, selten von 40 cm (Bild 3.12).

Auf der MT1 und auf noch älteren Kieskörpern, wo sie häufig von geringmächtigen Flugsanden oder Solifluktionshorizonten überdeckt sind, erreichen sie im allgemeinen bereits Mächtigkeiten von 50 - 60 cm und darüber.

3.4.4.2.2. M1b-Moränen und NT2

Die äußerste Eisrandlage des M1b-Vorstoßes ist sowohl nördlich als auch südlich des Río Santa Cruz in einem aus blockreichen Einzelkuppen bestehenden Endmoränenkranz mit Kuppenhöhen zwischen 200 - 220 m ü. M. erhalten. Vermutlich im Stau dieses älteren M1b-Endmoränenzugs wurden die am Río Santa Cruz bei der Estancia Charles Fuhr und am Río La Leona vom Fluß angeschnittenen und vom M1a-Vorstoß gestauchten und überfahrenen warvengeschichteten Seesedimente abgelagert (Abb. 3.18 und Tab. 3.7: Seesedimente 2). FERUGLIO (1944: 116ff.) sieht in diesen Seesedimenten ebenfalls Ablagerungen eines letztkaltzeitlichen Interstadials, in dem der Haupttalgletscher bis westlich der Estancia Anita abschmolz, bevor er dann erneut bis zur Estancia Tranquillo vorstieß.

An den heute am Unterlauf des Río La Leona vom angeschnittenen warvengeschichteten Seesedimenten (Abb. 3.18: Lokalität Pa 65) und einer weiteren Probe von den talrandnahen Staubeckensedimenten am Río Centinela (Abb. 3.18: Lokalität Pa 67) wurden von Dr. A. JANOTTA (Geographisches Institut, Universität zu Köln) die Möglichkeiten ihrer Datierung mit Hilfe der TL- (Thermisch induzierte Lumineszenz) und OSL-(Optisch stimulierte

Tab. 3.8: OSL-Altersabschätzung an See- und Staubeckensedimenten vom Río La Leona-Unterlauf (Pa 65) und Río Centinela-Tal (Pa 67) nach JANOTTA (schriftl. Mitt.) 1).

Probe	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	AD (Gy) (BG39, Regen.)	Modellalter (ka) H ₂ O=10% (Gew.%) Filter: BG 39	AD (Gy) (402.2, Regen.)	Modellalter (ka) H ₂ O=10% (Gew.%) Blaufilter (402.2)	
Pa 65 b	2,1	9,0	1,44	81 ± 7	19,8 ± 3	128 ± 11	30,2 ± 5	
Pa 65 a	2,5	8,4	1,42	114 ± 10	26,6 ± 5	160 ± 8	36,7 ± 6	
Pa 67	2,1	9,2	0,42	163 ± 6	48,9 ± 9	232 ± 5	69,7 ± 12	

U-, Th-Analysen: DNC- bzw. NAA-Methode (Fa. XRAL Don Mills, Ontario, Canada).

Kaliumgehalte: AAS (Labor Geogr. Inst. Universität zu Köln).

Kurvenfitting und Altersberechnungen: Riso-Software von Dr. Rainer GRÜN (Dep. for Quat. Science, Canberra, Australien).

Lumineszenz) Methode getestet. Die TL-Altersbestimmung wird seit mehreren Jahren bei der Datierung letztglazialer Lösse erfolgreich angewandt, die OSL-Methode ist noch in der Erprobung mit bisher guten Ergebnissen bei der Datierung holozäner und letztglazialer Flugsande und Dünen. Eine aktuelle Beschreibung und Bewertung beider Methoden gibt WAGNER (1995).

Ein Versuch, die beprobten limnischen Sedimente mit der TL-Methode zu datieren, führte nach JANOTTA (schriftl. Mitteilung) zu keinem verwertbaren Resultat.

Ermutigend für weitere Untersuchungen waren dagegen die Ergebnisse der OSL-Tests. Die am Río La Leona - Unterlauf angeschnittenen Seesedimente sind morphostratigraphisch älter als der hochglaziale M1a-Vorstoß, von dem sie unterschiedlich intensiv gestaucht und überfahren worden sind. Sie sind sowohl inner- als auch außerhalb des wenige hundert Meter weiter östlich erhaltenen äußersten M1a-Endmoränenwalles verbreitet, wenn auch von jüngeren Ablagerungen begraben. Am Internrand der M1a-Endmoräne sind sie von rund 4 m mächtigen grobklastischen Flußablagerungen des Río La Leona überdeckt. Die Oberfläche dieser rund 20 m über heutigem Flußspiegel hohen Río La Leona-Terrasse dacht zum Lago Argentino hin auf einen ehemals 20 m höheren Seespiegel ab. An der Lokalität Pa 65 (Abb. 3.18) werden die unterlagernden, mehr als 16 m mächtigen limnischen Sedimente vom Río La Leona unterschnitten. Die schluffigen, schwach feinsandigen Seesedimente besitzen mm-starke Warven. Sie und die teilweise eingeschalteten mm-starken Tonlagen belegen während ihrer Ablagerung herrschende Stillwasserbedingungen ohne Welleneinwirkung und damit eine ungestörte Schweresedimentation der in den M1b-Paläosee eingebrachten schluffig-tonigen Schwebfracht. Die OSL-Probe Pa 65a (Tab. 3.8) wurde in einer Höhe von 5 m, die Probe Pa 65b in einer Höhe von 7 m über heutigem Flußspiegel entnommen.

Bei der OSL-Datierung erreichten nach JANOTTA die mit der Regenerierungsmethode erzielten Daten die besten Ergebnisse (Tab. 3.8). Neun Aliquots jeder Probe dienten ohne Vorheizen zur Ermittlung des OSL-Signals. Als Filter wurden sowohl der BG 39 (ca. 300 - 700 nm) als auch der Blaufilter 402.2 (um 400 nm) eingesetzt. Dabei streuen die erzielten Altersschätzungen innerhalb aller drei untersuchten Proben in der Weise, daß der BG 39 generell niedrigere, der Filter 402.2 dagegen höhere Modellalter ergab.

Geht man davon aus, daß der Maximalstand des hochglazialen M1a-Vorstoßes am Lago Argentino, ähnlich wie der letztkaltzeitliche Maximalstand im Bereich der Magellanstraße (Kap. 3.2.2.2.), im Zeitraum zwischen 18.000 - 28.000 BP erfolgte, dann könnten vor allem die mit dem Blaufilter an den beiden La Leona-Proben Pa 65 erzielten Modellalter auch absolut durchaus zutreffen. Ermutigend für zukünftige OSL-Reihenuntersuchungen an derartigen Sedimenten ist jedoch die relative Altersübereinstimmung beider Proben. Inwieweit es ein Zufall ist, daß die bezogen auf die Probe Pa 65a sicherlich nur wenige tausend Jahre jüngere Probe Pa 65b ein entsprechend jüngeres OSL-Modellalter besitzt, müssen weitere Datierungen an in engem Abstand beprobten Profilen erst noch zeigen. Im Gegensatz zu warvengeschichteten und talrandfernen sedimenten sind talrandnahe oder während ihrer Sedimentation eisrandnah gelegene Staubeckenablagerungen, wahrscheinlich aufgrund des vermehrten Eintrages nicht vollständig gebleichter Schwebstoffe, nicht geeignet zur OSL-Datierung. Die Probe Pa 67 stammt vom Unterlauf des Río

¹⁾ TL- und OSL-Laborleiter: Dr. A. JANOTTA, Geographisches Institut, Universität zu Köln.

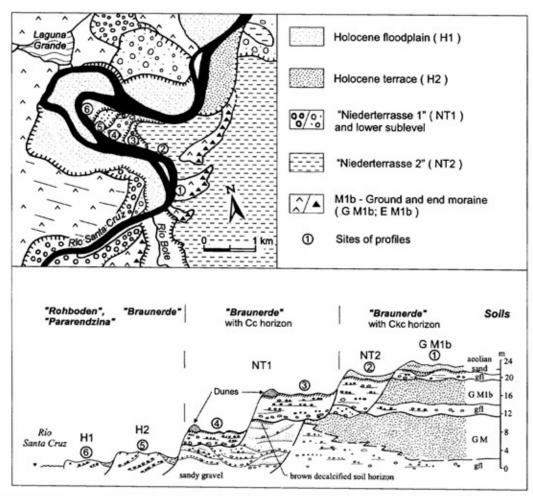


Abb. 3.22: oben: Geomorphologische Übersichtskarte der Flußterrassen, proglazialen Schotterfelder und Moränen beiderseits der Río Bote Mündung.

unten: Schematischer Querschnitt des Río Santa Cruz-Tales östlich der Río Bote-Mündung (GM = Grundmoräne; gfl = glazifluviatile Ablagerungen; H = spät-glazial/holozäne Terrassen; NT1 = hochglaziale Teilfelder der NT1).

Centinela (Abb. 3.18: Lokalität 1). Wie bereits ausgeführt, sind dort feinsandig-schluffige Staubeckensedimente unter Grundmoränenablagerungen des abschmelzenden hochglazialen Haupttalgletschers aufgeschlossen. Die mehr als 12 m mächtigen Staubeckenschluffe sind nur in einzelnen Lagen warvengeschichtet und an der Basis glazialtektonisch gestaucht. Die zahlreich eingelagerten "dropstones" belegen den nahegelegenen und abschmelzenden hochglazialen Eisrand des Haupttalgletschers. Im Hangenden werden die Staubeckenschluffe von über 3 m mächtigen kiesigen Seitentalschüttungen des Río Centinela überlagert. Die Probe Pa 67 wurde aus dem zentralen Bereich der Staubeckenschluffe entnommen. Beide OSL-Modellalter sind zweifellos wesentlich zu alt.

Das im Río Santa Cruz-Tal an der älteren M1b-Eisrandlage ansetzende NT2-Schotterfeld (Abb. 3.19)

bildet auch noch ca. 80 km talabwärts im Talraum am Cóndor Cliff eine die NT1 überragende ältere Niederterrasse (Abb. 3.20). Ihre Oberfläche liegt aber auch dort immer noch mehrere Meter tiefer als die mindestens vorletztkaltzeitliche MT1 und mehrere Meter über der holozänen Talaue und der hochglazialen NT1. Zwischen den beiden M1-Vorlandvergletscherungen fand somit eine kräftige Erosionsphase statt. Dabei reichte die Tieferlegung des NT2-Talbodens bis hinter die äußersten M1b-Endmoränen zurück. Dort sind im intramoränalen Bereich des M1b-Vorstoßes beiderseits der Río Bote-Mündung an Prallhängen des Río Santa Cruz verschiedene glazigene und fluviatile Ablagerungen aufgeschlossen (Abb. 3.22).

Noch vor der Ausräumung der M1b-Glazialablagerungen und des NT2-Schotterfeldes durch die jüngeren hochglazialen NT1-Schmelzwässer hat sich dort der Río Santa Cruz zunächst bis auf das heutige Flußniveau oder darunter eingetieft. Dieser Vorgang ist in einem sehr sandreichen Sockelschotter dokumentiert (Abb. 3.22), der aufgrund seiner stratigraphischen Lage jünger als der M1b-Vorstoß und älter als die hochglaziale Aufschotterung der überlagernden NT1-Teilfelder ist. In einzelnen Aufschlußbereichen auch unmittelbar oberhalb der Río Bote-Mündung ist zwischen den NT1-Kiesen im Hangenden und dem älteren Sockelschotter im Liegenden ein bis zu 25 cm mächtiger, verbraunter und entkalkter Bodenhorizont erhalten (Abb. 3.22).

Diese Bodenbildung ähnelt in ihrer Intensität den heutigen holozänen Oberflächenböden auf der NT1. Daher muß zwischen den beiden M1-Gletschervorstößen eine längere und wärmere Abschmelzperiode von wenigstens interstadialer Dauer existiert haben. In diesem Zeitraum tiefte sich der Río Santa Cruz zunächst kräftig ein und lagerte sehr sandreiche Flußbettsedimente ab, auf denen sich dann ein braunerdeartiger Boden entwickeln konnte. Mit dem vorstoßenden M1a-Gletscher wurden die NT1-Teilfelder aufgeschottert, mit Abschmelzen desselben kam es im Laufe des Spätglazials und Holozäns entlang des Río Santa Cruz zur erneuten Ausräumung des eiszeitlich aufgehöhten Talbodens. Da die an beiden M1-Eisrandlagen ansetzenden proglazialen Schotterfelder in zwei unterschiedlich hohe Niederterrassen des Río Santa Cruz übergehen (Abb. 3.20: NT1 und NT2), erfolgte der ältere M1b-Vorstoß mindestens bereits im Frühglazial der letzten Kaltzeit. wahrscheinlich aber bereits im vorletzten Glazial (Tab. 3.6, Tab. 3.7).

3.4.4.3. Die mittelpleistozänen M2-Eisrandlagen und die Mittelterrassen des Río Santa Cruz

Die ebenfalls noch innerhalb der weiten Talausräumung gelegenen M2a-Eisrandlagen sind älter als die M1b-Moränen und daher mindestens bereits in die vorletzte Kaltzeit zu stellen. Auch diese Vorlandvergletscherung hinterließ keine markanten Endmoränenzüge. Statt dessen markieren zahlreiche Einzelkuppen aus grobblockigen Geschieben, von und zwischen denen syngenetische Schmelzwasserbahnen talabwärts ziehen, die ehemalige Lage ihrer äußersten Vereisungsgrenze. Am ehemaligen Zungenende besitzen die M2a-Endmoränenkuppen ähnlich wie die M1-Endmoränen Höhen von 230 - 250 m ü. M. Die langgestreckten Wälle der an beiden Talrändern erhaltenen M2a-Seitenmoränen sind in der Regel kaum abgeflacht. von ihrem morphologischen Erscheinungsbild sind sie nicht von den tiefer im Tal gelegenen und durch

Schmelzwassertäler abgesetzten M1-Seitenmoränen unterscheidbar (Bild 3.13). Im Gegensatz zu den älteren M2b-Seitenmoränen sind sie jedoch weniger stark abgeflacht, ihr interner Rand ist häufig noch übersteilt (Bild 3.14).

Obwohl der M2a-Endmoränenkranz mindestens vorletztkaltzeitlich ist, ist nördlich des Río Santa Cruz ein subglazial übertieftes, ehemaliges Gletschertor erhalten (Abb. 3.19). Diese bis 40 m tiefe Depression besitzt trotz ihres relativ hohen Alters steil abfallende Ränder und nur geringe Flugsandverfüllungen.

Die an dem breiten M2a-Endmoränenkranz ansetzenden proglazialen Schotterfelder gehen talabwärts in die MT1 des Río Santa Cruz über. Noch unmittelbar oberhalb der Talenge Fortaleza überragt die MT1 als 20 m höhere Terrassenfläche die letztkaltzeitliche NT1 (Abb. 3.20). Ein präwürmzeitliches Alter dieser Terrasse belegen die zahlreichen entlang ihrer Stufenstirn über 10 m tief eingeschnittenen periglaziären Dellentälchen. Sie laufen auf die flußwärts angrenzende letztkaltzeitliche NT1 aus. In der Talweitung oberhalb des Cóndor Cliffs, wo die MT1 nördlich des heutigen Río Santa Cruz weitflächig erhalten ist, ist ihre intensive periglaziale Zerschneidung selbst im Landsat TM-Satellitenbild (Bild 3.16) anhand der unruhig strukturierten Terrassenoberfläche und des zergliederten Stufenrandes leicht erkennbar.

Mit Abschmelzen des mindestens vorletztkaltzeitlichen M2a-Vorstoßes wurden die an der Laguna Grande und am Internrand des breiten M2a-Moränengürtels entlang des Río Santa Cruz aufgeschlossenen warvengeschichteten Seesedimente ③ abgelagert (Abb. 3.18; Tab. 3.7). Die Laguna Grande ist ein vom Río Santa Cruz angeschnittenes glazial übertieftes Gletschertor des M1b-Glazials. Im Gegensatz zu den am Innenrand des M2a-Moränengürtels erhaltenen Seesedimenten ③ sind sie an der Laguna Grande glazialtektonisch gestaucht und von M1b-Glazialablagerungen überdeckt (Bild 3.15).

Die M2a-Seitenmoränen werden an den Talrändern von stärker eingeebneten und 40 - 50 m höheren Seitenmoränen des älteren M2b-Vorstoßes begleitet (Abb. 3.18). Rund 25 km östlich des Río Bote-Tales enden die M2b-Schmelzwassertäler am Stufenrand zur tiefergelegenen MT1 (Abb. 3.19). Eine Verknüpfung dieser Schmelzwasserbahnen mit einer Flußterrasse des Río Santa Cruz ist nicht möglich. Einzelne reliktisch erhaltene Terrassenleisten auf der Talhöhe der ehemaligen Fähre El Mosquito und oberhalb der ehemaligen Fähre Don Pedro (Abb. 3.20), die jünger als die M3-Glazial-

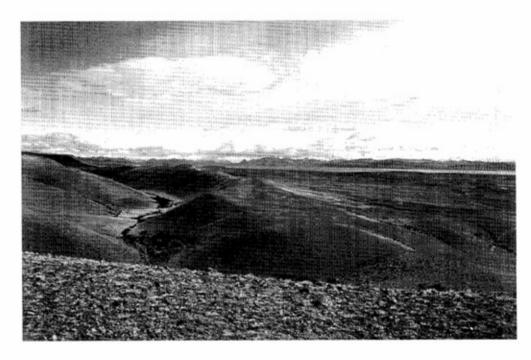


Bild 3.13: M1b- und M2a-Seitenmoränen auf dem Hochtalboden westlich des Río Bote-Tales (Aufnahme vom 3.4.1995).

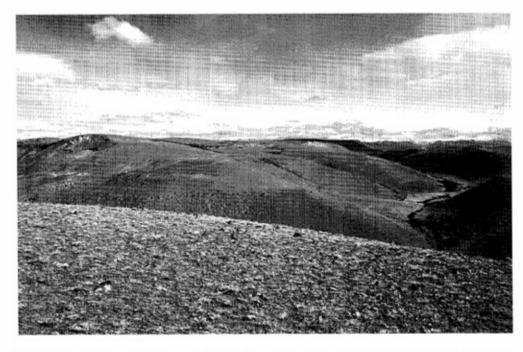


Bild 3.14: Markante M2a- und abgeflachtere M2b-Seitenmoränen auf dem Hochtalboden westlich des Río Bote-Tales (Aufnahme vom 3.4.1995).

ablagerungen sind, könnten an diesem Vorstoß angesetzt haben.

Weitere glazigene M2b-Formen und Ablagerungen sind an der Nordseite und nördlich des "Loma del Ratón" erhalten (Abb. 3.19). An der Nordseite dieses glazialerosiv herausmodellierten Bergrückens erstrecken sich bis 210 m ü. M. hohe, W-E-verlaufende Seitenmoränen, deren blockreiche Geschiebe in rund 196 m ü. M. Ostrea sp.-führenden Sandsteinen der Formation Patagonia aufliegen. Sie umschließen ein bis auf 186 m ü. M.

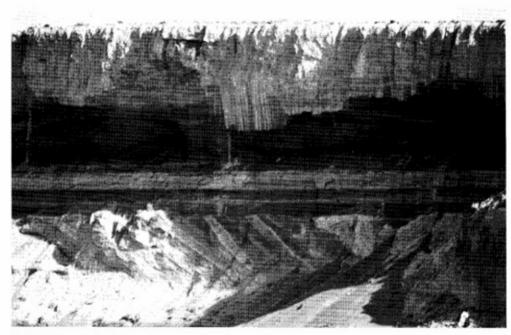


Bild 3.15: Aufschluß "Laguna Grande". Die Basis bilden warvengeschichtete und gestauchte M2a-Seesedimente diskordant überlagert von M1b-Vorstoßschottern und M1b-Grundmoränenablagerungen (Abb. 3.18: Profilstandort 3; Aufnahme vom 26.3.1995).

eingetieftes M2b-Gletschertor. Nördlich des Loma del Ratón und östlich des M2a-Moränengürtels sind großflächig in rund 200 m ü. M. stark schluffige M2b-Grundmoränen und einzelne, in Rinnen eingelagerte M2b-Fluvioglazialschotter verbreitet. Sie überlagern dort die wahrscheinlich vom M2b-Vorstoß gestauchten Seesedimente 3 (Abb. 3.18). Rund 2 km talabwärts sind am nächsten Río Santa Cruz-Prallhang die warvengeschichteten Seesedimente 3 erneut in großer Breite und bis zum Wasserspiegel aufgeschlossen. Dort besitzen sie eine glazialtektonisch ungestörte, horizontale Lagerung. Daher ist davon auszugehen, daß der äußerste Eisrand des M2b-Vorstoßes zwischen beiden Lokalitäten gelegen haben dürfte (Abb. 3.18).

Das Alter des M2b-Vorlandvergletscherung ist offen. Aus der Verbreitung ihrer Formen und Ablagerungen ist nicht erkennbar, inwieweit sie lediglich Ergebnis eines älteren Vorstoßes des M2a-Glazials oder ein jüngerer Abschmelzhalt des M3-Glazials sind. Ebenso könnten sie auch während einer weiteren zwischen den beiden M2a- und M3-Glazialen gelegenen Kaltzeit gebildet worden sein.

3.4.4.4. Die mittel- bis altpleistozänen M3- bis M6-Eisrandlagen und ihre proglazialen Schotterfelder

Im Gegensatz zu den in der weiten Talausräumung des Río Santa Cruz-Tales gelegenen Formen und Ablagerungen der M1- bis M2-Vorlandvergletscherungen erstrecken sich alle älteren Vereisungsspuren außerhalb des heutigen Talbodens an beiden Talflanken bis auf die angrenzenden Meseta-Hochflächen. Am Talhang sind sie von zahlreichen kleineren Trockentälern intensiv zerschnitten und daher nur noch als schmale isolierte Moränenzüge erhalten. Erst unterhalb des Río Bote-Tales erstrecken sich ihre äußeren Eisrandlagen zunehmend in tiefere Lage, in der Weise, daß talabwärts bis zur Talenge von Fortaleza sukzessive ältere Eisrandlagen aufeinanderfolgen (Abb. 3.18; Abb. 3.19; Bild 3.16). Lediglich die M6-Moränen sind nur außerhalb des Tales auf den begleitenden Meseta-Hochflächen erhalten, wobei letztere bis in eine Höhe von 800 - 900 m ü. M. glazigen überprägt worden sind.

Die Vereisungsgebiete dieser älteren M3- bis M6-Vorlandvergletscherungen erstrecken sich somit deutlich weiter nach Osten in das kaltzeitlich von wahrscheinlich wesentlich arideren Klimabedingungen (Kap. 3.3.) geprägte ostpatagonische Andenvorland. Die von den M4- und M5-Eisrandlagen ausgehenden proglazialen Schotterfelder dachen auf ein den Talboden deutlich überragendes höheres Talniveau ab - das Hochterrassenniveau (Abb. 3.20). Oberhalb der Talenge von Fortaleza sind zwei unterschiedlich hohe Hochterrassen erhalten. Die jüngere großflächig erhaltene HT1 ist talaufwärts mit den beiden von den M4a- und M4b-Eisrandlagen ausgehenden proglazialen Schotterfeldern zu verbinden. Die ältere HT2 ist lediglich noch als Seitentalterrasse am Unterlauf des Río Cóndor erhalten, wo sie mit einem 20 m hohen Stufenrand der talwärts vorgelagerten HT1 (Abb. 3.19). Die von den M5a-Moränen ausgehenden fluvioglazialen Teilfelder erreichen fast dieses Talniveau.

Die Schmelzwasserbahnen des M3-Glazials zielen dagegen auf ein zwischen MT1 und HT1 gelegenes Talniveau.

Auf welches Niveau über heutigem Fluß die M5bund die M6-Schmelzwasserbahnen auslaufen, ist bisher nicht bekannt. Im Gegensatz zu den M6-Glazialablagerungen liegen die der M5b-Vorlandvergletscherung bereits wesentlich tiefer innerhalb des Río Santa Cruz-Tales, wobei sie zusätzlich durch breite Schmelzwassertäler von den älteren Bildungen abgesetzt sind. Zwischen dem M5b- und M6-Glazial lag somit sicherlich eine längere Phase der Talausräumung von interglazialer Dauer. Offen ist, ob die M5a- und M5b-Eisrandlagen einer oder zwei verschiedenen Kaltzeiten angehören. Aufgrund ihrer morphostratigraphischen Position zu den jüngeren Vorlandvergletscherungen gehören beide jedoch mindestens in die 5. Kaltzeit vor heute (Tab. 3.7). An der Talenge von Fortaleza sind die M5b- und M6-Schmelzwasserbahnen in die dort verbreiteten Basaltdecken eingetieft, wobei bereits im frühen Oberpliozän, vor ca. 3,5 Mio. Jahren, der Río Santa Cruz-Tal mindestens bis auf 110 m über heutigem Flußspiegel eingetieft war (Kap. 3.4.2., Kap. 3.4.3.).

3.4.4.4.1. M3-Glazial

Glazigene Formen und Ablagerungen des M3-Glazials prägen in Form von ebenen oder kuppigen Grundmoränenplatten und Toteislöchern, kiesigen Schmelzwasserbahnen und grobgeschiebereichen Moränenkuppen und Moränenzügen die Hochtalböden unmittelbar östlich des Río Bote und am Talausgang des Cañadón Mosquito bis wenige Kilometer oberhalb des Cañadón Verde (Abb. 3.19). Am Außenrand und im zungennahen Bereich weisen einzelne Moränenstaffeln und sich diskordant schneidende Schmelzwasserbahnen auf einen dort längere Zeit bestehenden und oszillierenden Eisrand. Während die äußerste M3-Eisrandlage im Río Santa Cruz-Tal östlich des Cñd. Mosquito durch einen markanten Endmoränenzug mit Übergangskegel und vorgelagertem Schotterfeld gekennzeichnet ist, ist dieser südlich des heutigen Flußlaufes durch die beim Abschmelzens vom

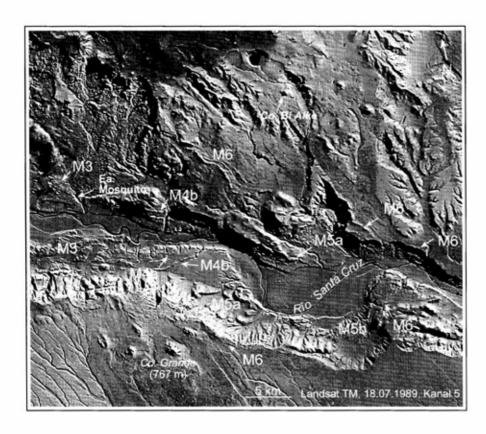


Bild 3.16: Landsat-TM-Aufnahme des oberen Río Santa Cruz-Tales zwischen dem Cañadón El Mosquito und der Estancia Cóndor Cliff.

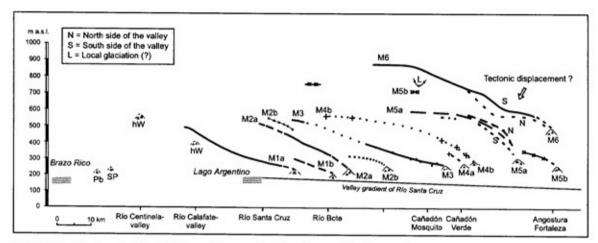


Abb. 3.23: Maximale Oberflächenerhebung der im oberen Río Santa Cruz-Tal erhaltenen pleistozänen Seiten- und Endmoränenstände. Die Höhen beruhen auf Höhenmessungen mit einem Thommen-Höhenmesser (Kap. 1.3.) und auf Höhenpunkten, die verschiedenen topographischen Karten im Maßstab 1:100.000 des INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR (Buenos Aires) entnommen wurden.

Maximalstand freigesetzten Schmelzwässer bis auf kleinere, 30 - 50 m hohe Einzelkuppen und Wälle fast vollständig erodiert worden. Die M3-Moränen besitzen nahe der ehemaligen Gletscherzunge Höhen von 250 - 280 m ü. M. Talaufwärts nimmt ihre Höhe ähnlich wie bei den Seitenmoränen der jüngeren Vorlandvergletscherungen allmählich zu.

Westlich des Río Bote-Tales liegen sie bereits in einer Höhe von fast 500 m ü. M. (Abb. 3.23).

3.4.4.4.2. M4a- und M4b-Glazial

Die äußersten M4a- und M4b-Endmoränen sind im

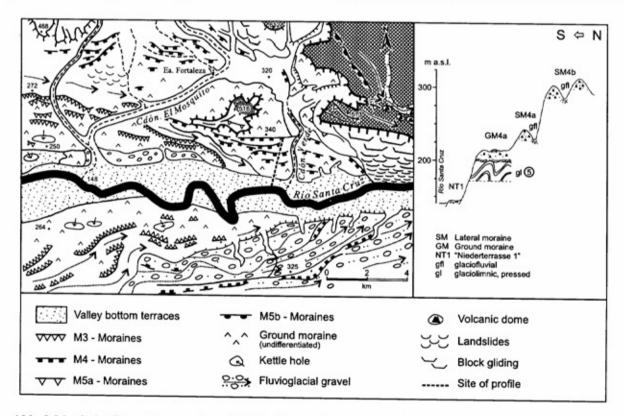


Abb. 3.24: links: Eisrandlagen und proglaziale Schotterfelder im oberen Río Santa Cruz-Tal zwischen dem Cañadón Mosquito und dem Cañadón Verde.
rechts: N-S-Profil vom Río Santa Cruz bis zur äußersten M4a-Eisrandlage unmittelbar westlich des Cañadón Verde.

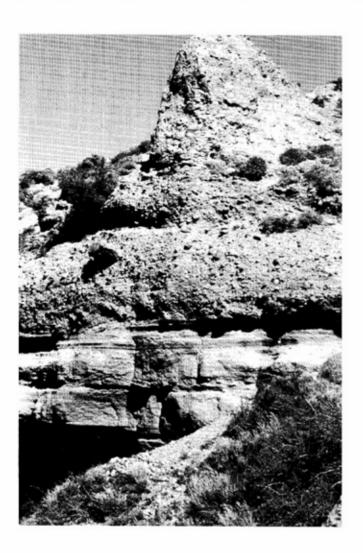


Bild 3.17:

Sand- und feingrusreiche basaltische Tephren am basaltischen Zeugenberg östlich des Cañadón Mosquito (Abb. 3.18: Lokalität "Seesedimente" ⑤) Im Liegenden (nicht einsehbar) M5a-Vorstoßschotter, im Hangenden zweigeteilte M5a-Grundmoränen (Abb. 3.17; Aufnahme vom 25.3.1995).

mächtige schluffige und warvengeschichtete Seesedimente (Abb. 3.18: Seesedimente®), die wahrscheinlich vom M4-Vorstoß gestaucht worden sind (Abb. 3.24: rechts). Sie wurden erstmalig von FERUGLIO (1944) beschrieben. Die Obergrenze dieser limnischen Sedimente liegt in einer Höhe von rund 200 m ü. M. Der während ihrer Bildung in diesem Raum existente See wurde wahrscheinlich von den unterhalb gelegenen, 290 - 310 m ü. M. hohen M5-Endmoränen aufgestaut.

Río Santa Cruz-Tal in einer Entfernung von 57 km bzw. 59 km östlich des heutigen Lago Argentino erhalten (Tab. 3.7). Sie erstrecken sich beiderseits des Río Santa Cruz und besitzen am ehemaligen Zungenende eine Höhe von 270 - 300 m ü. M. Es gibt bisher keine Hinweise, daß die M4a- und M4b-Eisrandlagen durch eine längere Abschmelzphase getrennt waren. Vielmehr ist das Gefälle der an ihnen ansetzenden, enorm breiten proglazialen Schotterfelder auf ein ähnliches Talniveau, dem der wenige Kilometer talabwärts erhaltenen HT1-Oberfläche, ausgerichtet (Abb. 3.20). Auch der Verlauf der am nördlichen Talhang beiderseits des Cañadón Verde erhaltenen M4-Seitenmoränenstaffeln (Abb. 3.24) spricht für deren Genese im Zuge des einsetzenden Abschmelzens vom maximalen M4b-Eisrand und gegen eine Interpretation als Bildungen von zwei oder mehreren eigenständigen Vorlandvergletscherungen.

Die am Cañadón Verde erhaltenen M4-Glazialablagerungen überlagern diskordant mehr als 25 m

3.4.4.4.3. M5a- und M5b-Glazial

Wesentlich höher als die M4-Moränen liegen die an den Talrändern und weiter talabwärts auch auf dem südlichen Hochtalboden erhaltenen M5a- und M5b-Moränen. Deren Gletscherzungen reichten talabwärts bis 70 km bzw. 81 km östlich des Lago Argentino (Tab. 3.6). Von den übrigen pleistozänen Moränenlagen in diesem Raum unterscheiden sich die M5a-Endmoränen neben ihrer Tallage auch durch die enorme Zunahme der Höhen ihrer Seitenmoränen vom ehemaligen Zungenende zum Nährgebiet hin (Abb. 3.23).

M5-glaziale Formen und Ablagerungen sind nicht nur im Bereich der jüngeren Vergletscherungsareale weitgehend erodiert, sondern auch an den stark zerschnittenen, häufig von Rutschungen geprägten nördlichen Talhängen. Am weniger rutschungsgefährdeten südlichen Talhang sind dagegen unmittelbar am Außenrand der äußersten M4-Eisrandlagen Seitenmoränen erhalten, die aufgrund ihrer Höhenlage bei ca. 540 m ü. M. während der M5a-Vorlandvergletscherung gebildet worden sein dürften. Auch die östlich des Río Bote-Tales in ca. 700 - 760 m ü. M. am Talhang erhaltenen, durch die nachfolgende linienhafte Hangzerschneidung isolierten Relikte von Seitenmoränen, die deutlich tiefer liegen als die auf der Pampa Alta erhaltenen M6-Glazialablagerungen. stellen wahrscheinlich M5a-Seitenmoränen dar (Abb. 3.15). Die von ihnen ausgehenden, zum Río Pelque-Tal ziehenden Schmelzwasserbahnen sind in die Pampa Alta eingetieft und streichen als Hängetäler über dem Río Bote-Tal aus (Bild 3.10). Auch das Zungenbecken des Lago Sarmiento wurde wahrscheinlich letztmalig während des M5a-Glazials vom Río Bote-Gletscherlobus über den am westlichen Eingang rund 690 m hohen Transfluenzpaß erreicht.

M5a-zeitliche Formen und Ablagerungen sind jedoch großflächiger auf der in etwa 500 m ü. M. hohen Meseta-Hochfläche östlich des Cañadón Verde erhalten. Die dort entlang des westlichen und südlichen Mesetarandes verbreiteten M5a-Grund- und Seitenmoränen sowie Schmelzwasserablagerungen liegen auf jungpliozänen Basalten bzw. umsäumen einzelne bizarr erodierte Basaltkuppen. Am westlichen Mesetarand besitzen die M5-Moränen eine maximale Erhebung von rund 550 - 560 m ü. M., talabwärts verringert sich diese bis auf rund 300 m ü. M. am ehemaligen Zungenende wenige Kilometer oberhalb des Cóndor Cliffs.

Östlich des Cañadón Mosquito werden die in einem kleinen Arroyo am 500 m hohen Meseta-Zeugenberg angeschnittenen M5a-Moränen von einer fast 5 m mächtigen, fein- und mittelgrusigen basaltischen Tephra unterlagert (Bild 3.17). Die Tephrenlagen liegen auf M5a-Vorstoßschottern (Abb. 3.17), so daß deren Ablagerung in das M5a-Glazial fällt. Die K/Ar-Datierung einer Probe aus den basalen Lagen dieser Tephren ergab jedoch ein viel zu hohes oligozänes Alter (Abb. 3.17: Probe Pa 103). Da die Datierung als Gesamtgesteinsanalyse durchgeführt wurde, ist davon auszugehen, daß eingelagerte Fremdpartikel zu diesem hohen Alter geführt haben. Aufgrund der Grobkörnigkeit der Tephren lag das Ausbruchszentrum in unmittelbarer Nähe, maximal wenige Kilometer entfernt. Es ist daher nicht möglich, daß diese Tephrenlagen aus dem Gebiet des über 80 km westlich gelegenen Co. del Fraile stammen, wo von MERCER (1976) mehrere Basaltlagen ins ältere Pleistozän datiert worden sind (Kap. 3.2.1.).

Der M5b-Maximalstand reichte mit einer schmalen Gletscherzunge bis in die Talenge von Fortaleza.

Die äußerste M5b-Eisrandlage ist dort unmittelbar am Nordrand des Basaltplateaus von Co. Fortelaza auf wenige hundert Meter Länge in Form eines rund 255 - 280 m ü. M. hohen und wenige hundert Meter langen Moränenwalles erhalten (Abb. 3.16). Oberhalb der Talenge erstrecken sich an der südlichen Talseite und vor dem Anstieg zur Meseta I-Hochfläche kuppige M5b-Grundmoränenareale, die am Außenrand von einzelnen stark zerschnittenen Seitenmoränen begleitet werden (Abb. 3.19). Da die vom M5b-Eisrand ausgehenden Schmelzwässer während des Maximalstandes ihren Weg über den südlichen Rand des dort rund 300 m hohen Co. Fortaleza-Plateaus Richtung Río Santa Cruz nahmen, muß die M5b-Gletscheroberfläche eine entsprechende Mindesthöhe besessen haben.

3.4.4.4.4. M6-Glazial

Im Gegensatz zu den jüngeren, noch ins Tal hinabreichenden Vorlandvergletscherungen erstrecken sich Formen und Ablagerungen des M6-Glazials beiderseits des Tales auf den angrenzenden Meseta Hochflächen. Der M6-Maximalstand reichte im Río Santa Cruz-Tal bis in die Talenge von Fortaleza und damit noch rund 4 km weiter talabwärts, als die von MERCER (1976) am Cóndor Cliff beschriebenen initioglazialen Moränenlagen. Die am Cóndor Cliff erhaltenen, bereits stärker abgeflachten M6-Doppelwälle besitzen eine Höhe von ca. 470 m ü. M. (externer Wall) und ca. 410 m ü. M. (interner Wall). Weiter talabwärts ist unmittelbar am basaltischen Stufenrand nur noch der äußere M6-Moränenwall erhalten. Er besitzt eine Höhe von 402 - 410 m ü. M. Seine blockreichen bis qm-großen Geschiebe liegen in einer Höhe von ca. 390 m ü. M. auf den unterlagernden oberpliozänen Basalten. Die Mächtigkeit und Ausdehnung der am Außenrand der M6-Moränen verbreiteten M6-Schmelzwasserablagerungen ist nur gering (Kap. 3.4.1.3.2.). So existiert am Externrand des M6-Moränenwalls unterhalb des Cóndor Cliffs ein lediglich 30 - 60 m breites, nur wenige Meter in die umgebenden Basaltflächen eingetieftes Schmelzwassertal (Abb. 3.16). Es endet heute an dem durch antithetische Blockschollen-Rutschungen zurückverlegten Mesetarand. Ebenso wie bei den jüngeren Vorlandvergletscherungen fungierte auch während des M6-Glazials der Río Santa Cruz als Hauptabflußbahn der von den Eisrandlagen ausgehenden Schmelzwässer.

Im Gegensatz zu den Seitenmoränen der jüngeren Vergletscherungen nimmt die Höhe der auf den nördlichen und südlichen Meseten erhaltenen M6-Moränen zum Nährgebiet hin nicht kontinuierlich zu (Abb. 3.23). Vielmehr besitzen die auf beiden

Talseiten sowohl nordnordöstlich des Cañadón Verde als auch nordwestlich der Co. Grande-Vulkankuppe (Abb. 3.15; Abb. 3.19) erhaltenen Moränenzüge einen sprunghaften Anstieg der Höhenlage ihrer Oberflächen, was nur als Folge nachträglicher tektonischer Verstellung erklärbar ist (Kap. 3.4.1.3.).

3.4.4.5. Unterschiede der Eisausdehnungen während der M1- bis M6-Vorlandvergletscherungen

Betrachtet man die räumliche Verbreitung der quartären Eisrandlagen (Abb. 3.18; Abb. 3.19), so fällt auf, daß vor allem die M3- bis M6-Vorlandvergletscherungen wesentlich ausgedehnter waren als die jüngeren M1- und M2-Glaziale. Noch während der M3-Vorlandvergletscherung erreichten zum letzten Male Talgletscher aus dem Einzugsgebiet des Río Bote den Haupttalgletscher. M3-Seitenmoränen beider Talgletscher laufen westlich des Río Bote-Tales in rund 540 m ü. M. zusammen (Abb. 3.18). Nach den vorliegenden Satellitenaufnahmen sind im beckenartig verbreiterten Einzugsgebiet des Río Bote auch noch jüngere Eisrandlagen erhalten, deren Alter und Anzahl vor allem wegen der Unzugänglichkeit dieses Gebietes bisher nicht bekannt ist (Bild 3.18).

Auch über das Río La Leona-Tal bestand wahrscheinlich zur Zeit der M3-Vorlandvergletscherung noch eine Verbindung zum Viedma-Gletscher. So besitzen die an der nördlichen Talseite und nördlich der M2b-Seitenmoränen verbreiteten nächstälteren Seitenmoränen nicht mehr einen talparallelen Verlauf, sondern eine Erstreckung in nordwestlicher Richtung zum Lago Viedma (Abb. 3.19). Noch ausgedehnter war das Nährgebiet der M4- bis M6-Vergletscherungen. Relikte ihrer Seitenmoränenzüge erstrecken sich auf der Höhe des Río Bote-Tales bereits entlang des höheren Talhanges. Die glazigenen Formen und Ablagerungen der M6-Vereisung erstrecken sich über den südlichen Meseta-Stufenrand hinaus noch mehrere Kilometer nach Osten auf die 800 -1000 m hohe Pampa Alta.

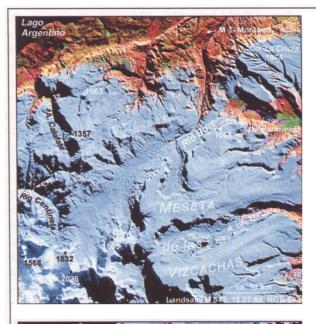
Die auf der nördlichen Talseite gelegene, über 1000 m hohe Basaltmeseta "Cóndor Cliff" war wahrscheinlich während aller quartären Vorlandvergletscherungen weitgehend unvergletschert. Jedoch dürften dort während der beiden ausgedehntesten Vereisungen, den M5- und M6-Glazialen, kleinere Lokalgletscher existiert haben. weisen zungenförmig verlaufende Endmoränen, die vor einer Einsattelung an der Basaltstufe nördlich der Estancia El Mosquito liegen (Abb. 3.15), hin. Sie sind als M5b-zeitlich einzustufen, da die von diesen Endmoränen ausgehenden Schmelzwasserrinnen auf eine nur wenige hundert Meter südlich am Außenrand von M5b-Seitenmoränen erhaltene Kamesterrasse einmünden. Wie bereits MERCER (1976) feststellte, dürfte zur Zeit der M6-Vorlandvergletscherung bzw. sensu MERCER (1976) zur Zeit der Bildung der initioglazialen Eisrandlage zwischen dem Río Bote- und Río La Leona-Tal im Osten sowie dem Andenhauptkamm eine geschlossene Plateauvergletscherung existiert haben, die bis zum Lago Viedma reichte (ebenso WENZENS et al. 1996).

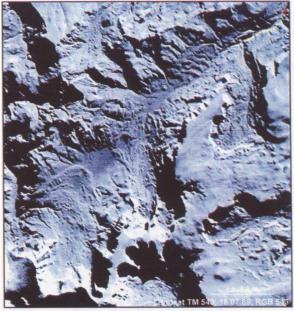
Selbstverständlich können die Ursachen für die zunehmend geringere Ausdehnung und Reichweite der jüngeren Vorlandvergletscherungen und zwar insbesondere seit dem M3-Glazial vielseitiger Natur sein. Ein Grund dafür liegt sicherlich in der fortschreitenden glazialerosiven Verbreiterung und Eintiefung des Río Santa Cruz-Tales und seiner Seitentäler. So erfolgte die breite und tiefreichende exarative Anlage des Talbeckens oberhalb des Cañadón Mosquito und östlich des Lago Argentino vor allem während der M3-Vorlandvergletscherung. Ihre glazigenen Ablagerungen reichen im Gegensatz zu denen der älteren Glaziale bis unter den heutigen Río Santa Cruz. Zum Beispiel ist die stark schluffige M3-Grundmoräne nahe der äußersten M3-Vereisungsgrenze unterhalb des Cañadón El Mosquito an der dort weit nach Süden geschwungenen Flußschleife des Río Santa Cruz bis zum heutigen Wasserspiegel aufgeschlossen. Dagegen liegen die weiter talabwärts erhaltenen glazialen und fluvioglazialen Sedimente der vorhergehenden M4- bis M6-Vergletscherungen außerhalb des Talbodens entweder im Bereich des Hochtalbodens oder entlang des Talhanges und der umgebenden Meseta-Hochflächen präquartären Gesteinsformationen auf.

Ein weiterer Grund für die geringere Ausdehnung der jüngeren Vorlandvergletscherungen könnte aber auch darin liegen, daß während der älteren Glaziale andere Klimabedingungen mit höheren und weiter nach Osten reichenden Niederschlägen geherrscht haben. Diese Vorstellung ist insofern nicht unbegründet, als inzwischen Befunde vorliegen, nach denen zumindest die klimatischen Verhältnisse während der altquartären Warmzeiten feuchter und wärmer waren als die holozänen (Kap. 3.4.5.).

3.4.5. Sedimente und Böden pleistozäner Warmzeiten

Aufgrund der auf unterschiedlich hohe Talniveaus abdachenden proglazialen Schmelzwasserbahnen





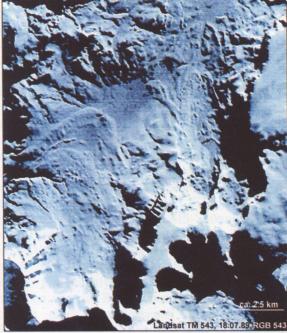


Bild 3.18: Landsat TM - Aufnahmen mittel- bis jungpleistozäner Moränenstände im Einzugsgebiet des Río Bote - Tales



Bild 3.19: Fossiler braunroter Bt-Horizont auf M6-Schmelzwasserkiesen im Bereich der Pampa Alta

repräsentieren die M3-, M4-, M5- und M6-Eisrandlagen eigenständige Glaziale, die durch spätglazial/interglaziale Perioden mit fluvialer Ausräumung und Tieferlegung des kaltzeitlich aufgehöhten Talbodens getrennt sind (Tab. 3.7). Dabei wurden mit Abschmelzen des M3-Vorstoßes die warvengeschichteten Seesedimente @ in den von ihren Endmoränen aufgestauten Vorläufer des Lago Argentino abgelagert (Abb. 3.18). Sie sind entlang des heutigen Río Santa Cruz im Bereich der Estancia Helmich aufgeschlossen, wobei sie innerhalb des M2b-Vergletscherungsareals glazialtektonisch gestaucht sind. Erst weiter talabwärts außerhalb des M2b-Vergletscherungsareals konnte keine Stauchung mehr beobachtet werden. Die Ablagerung der über 15 m mächtigen warvengeschichteten Seesedimente @ konnte erst nach Abschmelzen der hochglazialen M3-Gletscherzunge vom Maximalstand erfolgen. Wie durch deren zahlreiche, mm-starke Jahresschichten angezeigt wird, erfolgte die Sedimentation dieser Seesedimente sicherlich über mehrere tausend Jahre hinweg. Ein von PD Dr. Fr. SCHÄBITZ (Geographisches Institut, Universität Bamberg; mündl. Mitt.) unternommener Versuch, anhand ihres Polleninhaltes Informationen über das Vegetationsbild aus dieser Zeit zu erhalten, scheiterte aufgrund extremer Pollenarmut.

Wesentlich reicher war dagegen die Pollenführung von wahrscheinlich M3/M4-interglazialen Torflagen, die im unteren Talbereich des Cañadón Mosquito aufgeschlossen sind (Tab. 3.7). Sie liegen am Internrand von M3-Seitenmoränen (Abb. 3.18: Probenpunkt 7) und sind im Zuge Vorstoßes glazialtektonisch gestaucht worden. Die ebenfalls von SCHÄBITZ durchgeführte pollenanalytische Bearbeitung zweier Torfproben von der Basis dieses Torfes ergab den Nachweis einer geschlossenen Waldvegetation. Mehr als 90% der Pollensumme sind Waldpollen von überwiegend Podocarpus- und Nothofagus-Arten. Der Fundort dieses interglazialen Torfes liegt heute in der patagonischen Steppe mehr als 60 km östlich der bewaldeten Kordillere und Präkordillere am Lago Argentino. Die über 2,5 m mächtigen Torfe und Lehme sind zwar glazialtektonisch verbogen und gestaucht, bilden aber dennoch einen in über 20 m Breite durchgängig aufgeschlossenen Horizont. Ein glazialer Transport von den Anden her kann damit völlig ausgeschlossen werden. Sie stammen vielmehr aus der unmittelbaren Umgebung und wurden während des M3-Eisvorstoßes als kompakte Scholle mit liegenden glazigenen Sedimenten und dem anstehenden Miozän der Formation Patagonia aufgestaucht und gepreßt. Nach SCHÄBITZ sind an der Basis dieses Torfes Pollen von Baumarten vertreten, deren

gegenwärtige südliche Verbreitungsgrenze bei ca. 41 - 42° s.Br. liegt. "Klimatisch lassen sich daraus für das Interglazial wesentlich feuchtere und wohl auch wärmere Bedingungen ableiten, als sie rezent im Santa Cruz Tal vorherrschen" (SCHÄBITZ, schriftl. Mitt.).

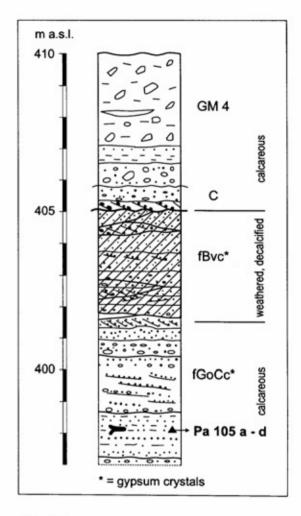


Abb. 3.25: Fossiler Verbraunungshorizont auf feinklastischen Seitentalfüllungen unter Vorstoßschottern und schluffig-feinsandigen Grundmoränen des M4 -Glazials (Abb. 3.15: Probenpunkt 5).

Älter als die M4-Vorlandvergletscherung sind die von ihr am Cañadón Verde gestauchten warvengeschichteten Seesedimente ⑤ (Tab. 3.7). Nördlich des Cañadón Mosquito werden glazigene Ablagerungen des M4-Glazials (Abb. 3.25: GM 4) von mehreren Metern mächtigen sandigen und lehmigen Seitentalsedimenten unterlagert, die vermutlich in den nach Abschmelzen der M5-Vergletscherung bis dorthin reichenden Lago Argentino geschüttet wurden. Im tieferen Bereich des Aufschlußprofiles treten Lehmlagen auf, in denen Hölzer mit bis zu

15 cm Durchmesser eingelagert sind (Abb. 3.25: Pa 105a-d). Die hangenden Partien dieser Sedimente sind anschließend, also mindestens im M4/M5-Interglazial, bis in eine Tiefe von 3,5 m entkalkt und verbraunt (Abb. 3.25: fBvc). Die Entkalkungs- und Verbraunungstiefe übersteigt bei weitem alle bisher bekannten Bv-Mächtigkeiten rezenter Oberflächenböden in diesem Raum - ein weiterer Hinweis auf feuchtere Klimabedingungen während dieser älteren Interglaziale. Die heutige starke Durchsetzung dieser Sedimente mit zahlreichen mm-großen Gipskristallen ist eine Folge des am Aufschlußhang austretenden Talhanggrundwassers.

Unter ebenfalls wesentlich feuchteren und wärmeren Klimabedingungen entwickelten sich die fossilen braunroten Tonanreicherungshorizonte auf den glazialen und fluvioglazialen Ablagerungen des M6-Glazials, die am Südrand des Río Santa Cruz-Tales im Bereich der Pampa Alta verbreitet sind (Bild 3.19; Abb. 3.21). Der dort meist unter wenige Dezimeter mächtigen, jüngeren Schwemmsedimenten erhaltene, bis 40 cm mächtige Bt-Horizont einer fossilen Parabraunerde besitzt kräftige Tonbeläge auf den Bodenaggregaten. Der Tonanteil an der Matrix liegt bei 84 Gew.-Prozent, gegenüber 14 Gew.-Prozent in den unterlagernden nur gering verwitterten Fluvioglazialschottern.

Nach FERUGLIO (1944: 113f.) ähnelt dieser fossiler Bodenhorizont vom makroskopischen Erscheinungsbild her den Ferretto-Böden der Poebene, die unter ehemals wärmeren und feuchteren Klimabedingungen entstanden sind. Bodentypologisch ähnelt er meines Erachtens auch rubefizierten Schotter-Parabraunerden, wie sie im nördlichen Alpenvorland sowohl als holozäne, aber auch als ältere interglaziale Bodenbildungen auf karbonathaltigen silikatischen Lockergesteinen verbreitet sind. Da dieser braunrote Waldbodenhorizont bisher nie auf jüngeren Formen und Ablagerungen angetroffen wurde, konnte er wahrscheinlich letztmalig während des M5/M6-Interglazials entstehen.

3.4.6. Der äolische Formenschatz östlich des Lago Argentino

Ein weiteres landschaftsprägendes Element bilden im Untersuchungsgebiet Dünenfelder und Flugsanddecken. Mit der Entstehung jungquartärer glazialer und äolischer Formen am nördlich des Lago Argentino gelegenen Lago Viedma und im Fitz Roy-Tal befassen sich WENZENS et al. (1997).

Dünenfelder und Flugsanddecken sind vor allem am Ostufer des Lago Argentino weitflächiger ver-

Aeolian activity phases		Horizons	Lime content	Soils Vegetation cover	Age
1	 	max. Ai C, M	calcareous, non-calc.	"Rohboden" - uncovered - sparse grass vegetation	Recent
II a, b	7	Cv	decalcified	"Pararendzina" - very slightly weathered	Subrecent
	777777	_C, M	calcareous, non-calc.	- vegetation covered	
	19.5/2	Bv	decalcified	"Braunerde" - slightly weathered - vegetation covered	Younger to Middle Holocene
Ш		Cv	decalcified	▲ Charcoal (fire place) ■ Bones	
		Cc	calcareous	■ Artefacts	
		Bv	decalcified	"Braunerde" - weathered	
IV	2	Ckc	strongly calcareous	cementation by carbonates	Pleniglacial (? (distributed on pre-Pleniglacial valley floors)
Pa 84a: +	2269 ± 60 ¹⁴ C BP	→ Pa 84c:	7: 2280 ± 30 ¹⁴ C BP		

Abb. 3.26: Äolische Aktivitätsphasen im oberen Río Santa Cruz-Tal östlich des Lago Argentino und oberhalb der Talenge von Fortaleza.

breitet. Liefergebiete sind primär die am Ufer der Seen und in den Tälern auf längerer Erstreckung angeschnittenen Schluffe und Sande der glazilimnischen Ablagerungen, aber daneben auch die schluffig-feinsandige Matrix der Grundmoränen.

Auffallend ist, daß sowohl die Mittelterrassen als auch die NT2 des Río Santa Cruz-Tales großräumig eine 30 - 60 cm mächtige Flugsanddecke besitzen, die jüngeren Terrassen sowie die hochglaziale NT1 dagegen kaum bzw. nur in unmittelbarer Nähe der äolischen Liefergebiete. Die flächenhafte Ausbreitung von Flugsanden auf den älteren Talgrundterrassen dürfte daher bereits im Hochglazial der letzten Kaltzeit während der Aufschotterung der NT1 stattgefunden haben. Im Gegensatz zu jüngeren äolischen Ablagerungen tragen die ältesten Flugsanddecken, sie sind in Abb. 3.26 als äolische Aktivitätsphase IV bezeichnet, schwach verlehmte Braunerden mit einem durch Kalkausfällungen verkitteten Ckc-Horizont im Liegenden. Den jüngeren Flugsanden fehlen solche initialen Kalkkrustenbildungen, die Intensität ihrer Verbraunungen nimmt mit jüngerem Alter ab, bei den aktuellen Anwehungen der Aktivitätsphase I hat sie makroskopisch noch nicht eingesetzt.

Auf den hochglazialen und jüngeren Talgrundflächen treten Flugsande und Dünen nicht flächenhaft auf, sondern in schmalen der Hauptwindrichtung folgenden Streifen. Dabei setzen diese jüngeren äolischen Bildungen unmittelbar an den durch fluviatile Erosion bzw. limnische Abrasion freigelegten Liefersedimenten an und reichen dann als schmale Gürtel mehrere Kilometer weit talabwärts in östlicher bis nord- bzw. südöstlicher Richtung. Die größte Verbreitung besitzen junge Flugsande und Längsdünen entlang der Strandzone am Ostufer des Lago Argentino mit bis zu 10 m hohen Längsdünenscharen (Kap. 3.4.4.2.). Vom Seeufer ausgehend reichen sie dort sogar noch über 15 km weiter nach Osten. Dabei zeigt die Dünenausrichtung entsprechend den vorherrschenden westlichen Windrichtungen generell von Westen nach Osten.

Fossile Böden und die rezente Bodenentwicklung belegen mindestens drei durch Ruhephasen mit Bodenbildung getrennte holozäne Aktivitätsphasen der äolischen Dynamik in diesem Raum (Abb. 3.26). Da bereits innerhalb der ältesten holozänen Flugsanddecke - der äolischen Aktivitätsphase III - Feuerstellen mit Knochen und Steinabschlägen auftreten, müssen nicht unbedingt klimatische Veränderungen die Ursache der äolischen Aktivierungen sein. Verursacher könnten zum Beispiel auch wechselnde Nutzungsintensitäten dieses

semiariden Raumes durch den Menschen gewesen sein, allerdings nicht nur seit der relativ jungen Kolonisation durch die Europäer (s.u.). So ergab die 14C-Datierung an zwei Holzkohlelagen, die zusammen mit Knochen und Steinabschlägen in einer anschließend verbraunten Flugsanddecke der Aktivitätsphase III eingelagert waren, frühe jungholozäne Alter um 2.300 BP (Abb. 3.26). Dieser Aufschluß liegt am Prallhang des Río Santa Cruz wenige hundert Meter unterhalb der Río Bote-Mündung auf M1b-Fluvioglazialschottern. Die ins frühe Jungholozän datierten Flugsande III überlagern dort stark verbraunte und kalkverkittete Flugsande der Aktivitätsphase IV. Häufig sind sie von schwach verbraunten und bewachsenen jüngeren Flugsanden der Aktivitätsphase II oder von den subrezenten sowie aktuell aktiven Anwehungen unverwitterter, gering oder nicht bewachsener Flugsande der Aktivitätsphase I überdeckt (Abb. 3.26).

Meines Erachtens sollte man diese erste punktuelle Datierung der Aktivitätsphase III auf ca. 2.300 BP nicht in der Weise überbewerten, daß man daraus Argumente für holozäne Klimaschwankungen oder für frühzeitige anthropogene Eingriffe in den sicherlich sensiblen Naturhaushalt dieses Trockengebietes ableitet. Zudem kann, solange nicht mehr über den Zeitraum der durch ihre unterschiedlichen pedogenen Überprägungen definierten Phasen äolischer Aktivität bekannt ist, auch nicht ausgeschlossen werden, daß noch weitere unterschiedlich alte Flugsanddecken mit ähnlichen Bodenüberprägungen existieren. Diese sind pedostratigraphisch nur dann unterscheidbar, wenn sie sich überlagern. Derartige Stapelungen existieren häufiger im Bereich des breiten Dünen- und Flugsandareals am Ostufer des Lago Argentino, wo die beiden nur schwach verbraunten Flugsande der Aktivitätsphasen IIa und IIb (Abb. 3.26) aufeinanderliegen. An ihrer Basis sind bereichsweise auch noch stärker verbraunte Flugsande der Aktivitätsphase III verbreitet.

Die offensichtliche Intensivierung äolischer und bodenerosiver Sedimentverlagerungen in der jüngeren Vergangenheit ist wahrscheinlich primär eine Folge der intensiven weidewirtschaftlichen Nutzung dieses Raumes seit Ende des 18. Jahrhunderts. ERIKSEN (1972), ENDLICHER (1992), IGLESIAS (1992), PÖRTGE & MENSCHING (1996) u.v.a. haben wiederholt auf verschiedene durch die Schafweidewirtschaft ausgelöste Desertifikationserscheinungen hingewiesen. Durch zu hohen Schafbesatz kommt es, wie in Bild 3.20 festgehalten, zur Auflichtung der die Winderosion hemmenden Vegetationsdecke. Seitdem im Bereich des oberen Río Santa Cruz-Tales die Höhenlagen der

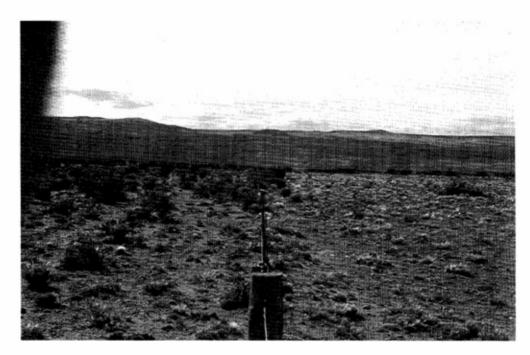


Bild 3.20: Patagonische Steppe ca. 30 km östlich des Lago Argentino. Links des Zaunes eine seit mehreren Jahren unbeweidete Steppe, rechts des Zaunes Auflichtung der Vegetation aufgrund von Beweidung durch Schafe (Aufnahme vom 2.4.1992).

Meseten als Sommerweidegebiete genutzt werden, können sich singuläre Starkregenereignisse verstärkt bodenerosiv auswirken. Über die Talzonen gelangen die erodierten Feinsedimente letztlich in das Lago Argentino-Becken. Dadurch wurden allein in jüngster Zeit (119 ± 18 BP, siehe Abb. 3.27) große Bereiche des letztglazialen Schmelzwassertales beiderseits des von der

Morizons Soils + Facies Age

Ai "Rohboden" on non-calcareous floodplain deposits II

Go "Fossiler Auenregosol" on non-calcareous floodplain deposits II

Pa 13*1: 119 a 18 "C BP (Hd 17031) E Gor

Go Gor

Gor

Fine to medium sand Silty loam Bones

Fine sandy loam Gand-supported gravel with boulders

Abb. 3.27: Hochflutsedimente am Unterlauf des Arroyo de los Paisanos (Abb. 3.18: Profilstandort 13).

südlichen Meseta einmündenden Arroyo de los Paisanos mit bis zu 2 m mächtigen feinklastischen Hochflutsedimenten verfüllt.

3.4.7. Hoch- und spätglaziale Eisrandlagen der letzten Kaltzeit im Bereich des Lago Argentino

Innerhalb des M1a-Moränengürtels in der östlichen Umrahmung des Lago Argentino belegen mehrere Moränenstaffeln und intramoränale Schmelzwasserbahnen einen dort über längere Zeit hinweg schwach oszillierenden hochglazialen Eisrand, wobei die Gletscherzunge während ihrer maximalen Ausdehnung in etwa eine Höhe von 250 -300 m ü. M. besaß (Kap. 3.4.4.2.). Dabei reichte der Eislobus östlich von El Calafate bis an den Mesetarand. Mit seiner nach Westen hin auf über 650 m ü. M. ansteigenden Oberfläche erstreckte sich der Haupttalgletscher bereits im Raum El Calafate über die Seitentäler bis in die südlich südwestlich gelegenen Nährgebiete der Meseta-Hochregionen. Ein vermutlich bis in die Kordillere zurückgreifendes Eisstromnetz existierte westlich des Centinela-Tales mit Transfluenzen, die am wenige Kilometer südwestlich gelegenen Co. del Fraile Wasserscheiden in 1.100 m ü. M. überwanden (Kap. 3.2.1.). Nach WENZENS et al. (1996) existierte dagegen im Bereich der zwischen dem Lago Argentino und

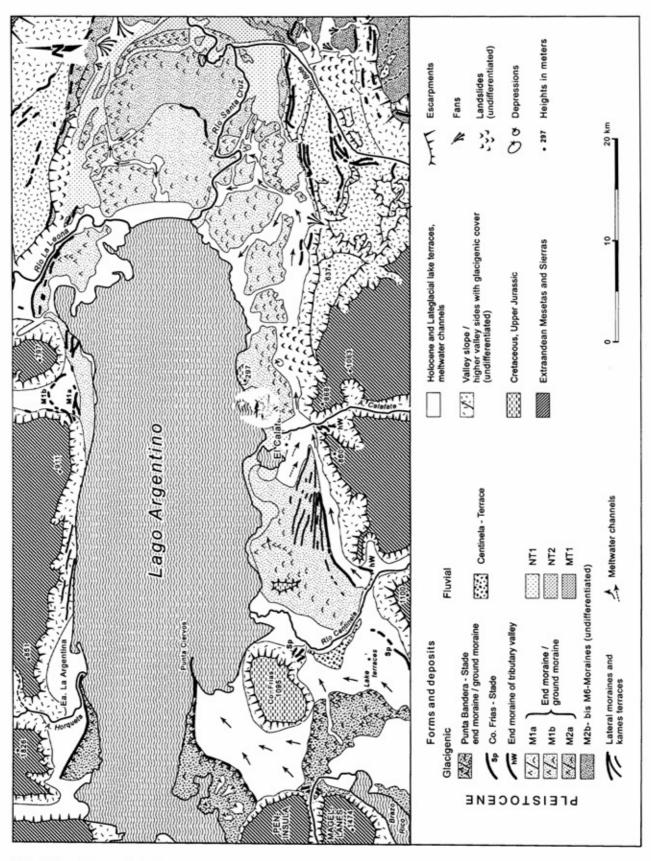


Abb. 3.28: Geomorphologische Karte der glazigenen Formen und Ablagerungen im Bereich des Lago Argentino-Zungenbeckens.

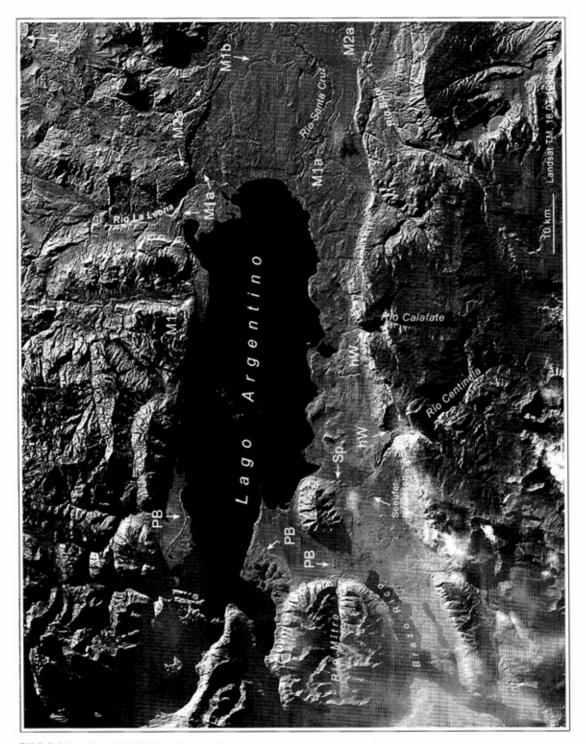


Bild 3.21: Landsat-TM-Aufnahme des Lago Argentino mit Bezeichnung der wichtigsten Moränenlagen.

dem Lago Viedma gelegenen "Meseta Guanaco" im gesamten letzten und vermutlich auch im vorletzten Glazial eine vom Südpatagonischen Eisfeld unabhängige Gebirgsvergletscherung.

Das Zungenbecken des Lago Argentino wird zwischen den andennahen spätglazialen Moränenständen des Punta Bandera-Stadiums und den M1a-Moränen am östlichen Ufer vor allem durch verschiedene Formen und Ablagerungen eines zu-

nächst langsamen hochglazialen Eiszerfalls (Abb. 3.28; Bild 3.20) geprägt.

Östlich von El Calafate erstreckt sich eine stärker gegliederte kuppige Grundmoränenlandschaft, die durch ein teilweise mehrere hundert Meter breites Schmelzwassertal vom Talrand getrennt ist. Es reicht über El Calafate hinaus nach Westen bis zum Río Centinela-Tal. Westlich von El Calafate und ebenso auf der Nordseite des Lago Argentino



Bild 3.22: Spät-hochglaziale Endmoränen am Talausgang des Río Centinela-Tales (Aufnahme vom 2.3.1994).

bezeugen Scharen von zunehmend tiefer liegenden Seitenmoränen und Kamesterrassen einen allmählich abschmelzenden Haupttalgletscher (Abb. 3.28).

Aus dieser Zeit des hochglazialen Eiszerfalls stammen die am Südrand des Lago Argentino am Talausgang des Río Calafate und des Río Centinela erhaltenen Endmoränenwälle in einer Höhe von über 400 m und 570 m ü. M. (Abb. 3.28: hW-Moränen; Bild 3.22). Sie belegen eine damals noch andauernde Vergletscherung der südlich gelegenen Meseta-Hochregionen. Auch die Schmelzwässer

dieser Eisrandlagen folgten dem Außenrand des zu dieser Zeit noch bis zum östlichen Ufer vergletscherten Lago Argentino-Zungenbeckens, dem oben beschriebenen breiten talrandnahen Schmelzwassertal.

Morphologische Zeugnisse spätglazialer Gletschervorstöße vom Südpatagonischen Eisfeld her über den Andenrand hinaus bilden neben den bekannten Moränen des Punta Bandera-Stadiums beiderseits des westlichen Seeufers (Bild 3.20) und in der nordöstlichen Umrahmung des Brazo Rico (Abb. 3.28: PB-Moränen; Bild 3.23) auch die

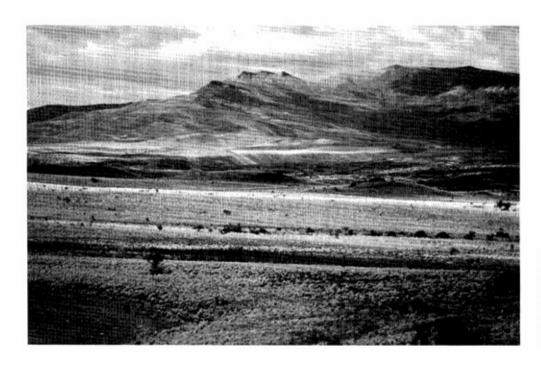


Bild 3.23: Spätglaziale Punta Bandera Moränen am Ostufer des Brazo Rico (Aufnahme vom 19.2.1995).

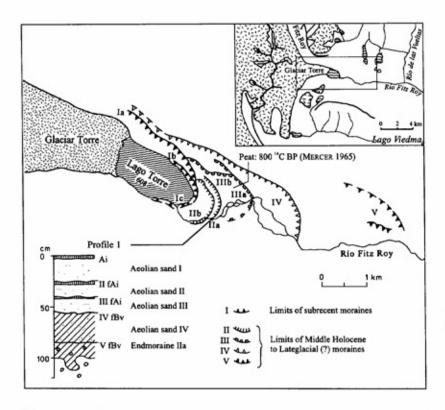


Abb. 3.29: Spätglaziale (?) Moränenstaffel V und holozäne Eisrandlagen hM I bis hM IV im Vorfeld des Torre-Gletschers, Río Fitz Roy-Tal (Aufnahme vom 25.2.1994).

ihnen vorgelagerten, stark erodierte Endmoränen südlich des Co. Frias sowie unmittelbar an der Estancia Anita mit Höhen von über 240 m ü. M. (Abb. 3.28: Sp-Moränen). Während des Abschmelzens dieser wahrscheinlich ältesten spätglazialen Eisrandlage bildete sich zwischen der Estancia Anita und dem Co. Frias kurzzeitig ein See, wobei mehrere un8terschiedlich hohe Seeufer-Terrassen in rund 220 m ü. M. sein sukzessives Auslaufen belegen.

Erst anschließend erfolgte der Punta Bandera-Vorstoß. Seine Eisrandlage ist über 20 km von der heutigen Gletscherzunge des Perito Morenos entfernt (Tab. 3.6; Tab. 3.7). Auch aus dem Nährgebiet der 1.400 - 1.500 m ü. M. hohen Península Magallanes reichte die Talvergletscherung des Río Mître bis an den vor dem Talausgang gelegenen Brazo Rico-Lobus.

Die diesen an Eisrandlagen ansetzenden Schotterfelder dachen auf ein etwa 16 m höheres Seespiegelniveau des Lago Argentino (Tab. 3.7). Nach MERCER (1976: 156) endete der Schmelzwasserabfluß südlich des Co. Frias vor 10.000 BP. CLAPPERTON (1993a: 457) nimmt an, daß dieser letzte Gletschervorstoß in Andenvorland im Spätglazial zwischen 10.000 -12.500 BP erfolgte. Dagegen vermuten RABASSA & CLAPPERTON (1990: 161) ein Alter um 14.000 -15.000 BP, ein Zeitraum, für den sie letztmalig eine bis Andenvorland ins reichende Vergletscherung annehmen.

3.4.8. Spätglaziale und holozäne Eisrandlagen im Río Fitz Roy-Tal

Der aktuelle Kenntnisstand zur holozänen Glazialgeschichte der Südpatagonischen Anden ist zusammenfassend u.v.a. von GROOVE (1988), CLAPPERTON (1993a), RABASSA & CLAPPERTON (1990) und RÖTHLISBERGER (1986) dargestellt. Beschreibungen und Datierungen holozäner Eisrandlagen an Auslaßgletschern des Südpatagonischen Eisfeldes zwischen dem Lago Argentino und dem Lago Viedma finden sich vor allem in den Arbeiten von ANIYA (1995), NICHOLS & MILLER (1951), MERCER (zuletzt 1982), WARREN (1994) sowie WARREN et al. (1996).

Die spätglaziale und holozäne Gletschergeschichte ist in mehreren Eisrandlagen in der Nähe der rezenten Vergletscherungsareale dokumentiert. Der Torre-Gletscherzunge im Río Fitz Roy-Tal sind mindestens fünf deutliche Moränenstaffeln vorgelagert (Abb. 3.29). Aber erst für den markanten Moränenzug am ca. 14 km vom Torre-Gletscher entfernten Ausgang des Río de Las Vueltas-Tales, der das Fitz Roy-Massiv zum Lago Viedma hin entwässert, ist nach WENZENS et al. (1997) ein spätglaziales (jüngerdryaszeitliches) Alter gesichert. Dieser außerhalb des Fitz Roy-Gebietes im Viedma-Zungenbecken gelegene Endmoränenzug, der wahrscheinlich den Punta Bandera-Moränen am Lago Argentino entspricht, stammt vom Vorstoß des Viedma-Gletschers. Da der Unterlauf des

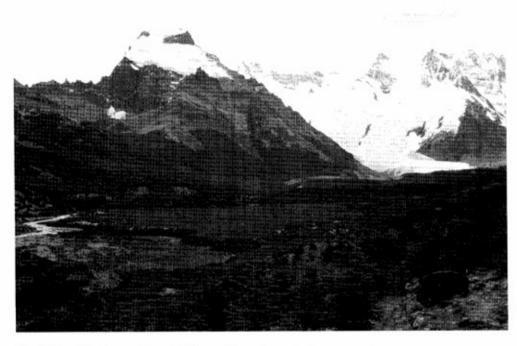


Bild 3.24: Holozäne Endmoränen im Río Fitz Roy-Tal (Aufnahme vom 25.2.1994).

Río de las Vueltas während dieses Vorstoßes nicht vergletschert war (WENZENS et al. 1997), dürfte mindestens die älteste im Río Fitz Roy-Tal erhaltene Moränenstaffel V spätglazialen Alters sein (s.u.).

Die eisrandnahe Moränenabfolge am Torre-Gletscher wurde, wenn auch ohne weitere Untergliederung, bereits ähnlich von MERCER (1965) beschrieben. Dabei ist MERCER zuzustimmen, daß die jüngste dreigliederige Moränenstaffel hM Ia bis Ic in der Umrahmung des Lago Torre aufgrund ihrer Frische und ihres geringen Verwitterungsgrades Produkt neuzeitlicher Gletschervorstöße ist. also in etwa in den letzten 300 Jahren entstanden sein dürfte. Als Minimalalter für die dritte talabwärtige Endmoränenstaffel hM III (Abb. 3.29; Bild 3.24) nennt MERCER (1965: 397) das 14C-Alter eines vorgelagerten Niedermoortorfes von rund 800 BP. Die zwischen den Moränenständen hM I und hM II liegenden Niedermoore erreichen, wie bereits MERCER feststellte, maximale Mächtigkeiten von 60 cm unter Flur. Damit liegt selbst ihre Basis noch innerhalb der rezenten Durchwurzelungszone. Es ist daher davon auszugehen, daß 14C-Datierungen viel zu jung ausfallen. Dagegen weisen bereits auf der Endmoräne hM II entwickelte, teilweise unter jüngeren Flugsanden begrabene kräftige Braunerden (Abb. 3.29) auf ein deutlich älteres als jungholozänes Alter hin. Im Gegensatz zu dieser bereits intensiven pedogenen Überprägung der hM II-Endmoräne sind die Oberflächen der hM Ia - Ic Endmoränen noch unverwittert.

Da der Torre-Gletscher kein kalbender Gletscher ist und sein Nährgebiet zudem losgelöst vom Südpatagonischen Eisfeld ist, sind die dort erhaltenen Eisrandlagen sicherlich das Ergebnis längerer Klima-(Temperatur-)depressionen. Geht man davon aus, daß die bisherigen Vorstellungen von lediglich drei bedeutenden holozänen südandinen Gletschervorstößen im Zeitraum zwischen 4600 -(Neoglazial I). 4200 BP 2700 - 2000 BP (Neoglazial II) sowie während der "Kleinen Eiszeit" um (1300?) 1600 - 1890 AD (Neoglazial III) zutreffen, dann müßten aufgrund ihrer intensiven pedogenen Überprägung die hM II-Moränen mindestens bereits während MERCER'S (1965, 1968, 1970) Neoglazial II gebildet worden sein. Statt einer einzigen weiteren bedeutenden Eisrandlage, dem Neoglazial I-Vorstoß, sind jedoch im Río Fitz Roy-Tal markante Endmoränen von drei weiteren, spätglazial (?)/alt- bis mittelholozänen Gletschervorstößen erhalten: die M III- bis M V-Moränenstaffeln.

3.5. Zusammenfassung und überregionaler Vergleich

Mit Ablagerung der sedimentären und vulkanogenen Molasseformation Santa Cruz im unteren und mittleren Miozän (Tab. 2.1) endet die fluviatile Schüttung fast auschließlich feinklastischen Abtragungsschuttes im östlichen Vorland der Südanden. Bereits im ausgehenden Obermiozän dürfte die orographische Erhebung der Südanden ausgereicht haben, um als Folge der im antark-

tischen Raum nachweisbaren kräftigen Abkühlung erstmalig vergletschert gewesen zu sein. Ergebnis einer solchen, eventuell bis weit ins östliche Vorland reichenden obermiozän/ ältesten unterpliozänen Andenvergletscherung könnten die von MERCER & SUTTER (1982), MERCER (1984) und SCHLIEDER (1989) im Bereich der Meseta del Buenos Aires beschriebenen ränenablagerungen sein (Tab. 3.9). Hinterlassenschaften einer weiteren nächstjüngeren, aber ebenfalls noch jungtertiären Vorlandvergletscherung um 3,5 - 3,7 Mio. Jahren sind nach MERCER (1976) die in den Meseten nördlich des Lago Viedma unter Basaltbedeckung verbreiteten Moränenablagerungen. Auch die von WENZENS et al. (1996) weiter östlich des Lago Viedma beschriebenen präquartären Seitenmoränen weisen auf entsprechende jungtertiäre Vorlandvergletscherungen am Ostrand der Südanden hin, die am Lago Viedma größere Ausmaße besaßen, als die nachfolgenden quartären Vergletscherungen. Im oberen Río Santa Cruz-Tal sind östlich der Estancia Cóndor Cliff unter oberpliozänen Basalten Grundmoränenablagerungen erhalten, die ebenfalls von einer weit ins östliche Vorland der Südanden reichenden obermiozän/unterpliozänen oder frühoberpliozänen Vergletscherung herstammen. Diese folgte dort einem bereits in die umgebenden Meseten eingetieften Río Santa Cruz-Tal und erstreckte sich mindestens ebenso weit nach Osten wie die älteste und ausgedehnteste Vereisung des M6-Glazials.

Die außerhalb jungkänozoischer Vergletscherungsareale gelegenen Meseta-Hochflächen sind weitflächig entweder von oberpliozänen Basalten oder von mehrere Meter mächtigen geröllreichen fluviatilen Ablagerungen, den Patagonischen Geröllen, bedeckt. Der Auffassung einer fluvioglazialen Genese der patagonischen Gerölle im Zuge jungtertiären oder pleistozäner Andenvorland-Vergletscherungen widerspricht, daß im Río Santa Cruz-Tal bereits die ältesten bisher bekannten Sedimente einer jungtertiären Vorlandvergletscherung ebenso wie die Schmelzwasserablagerungen pleistozäner Vorlandgletscher innerhalb des Río Santa Cruz-Tales liegen.

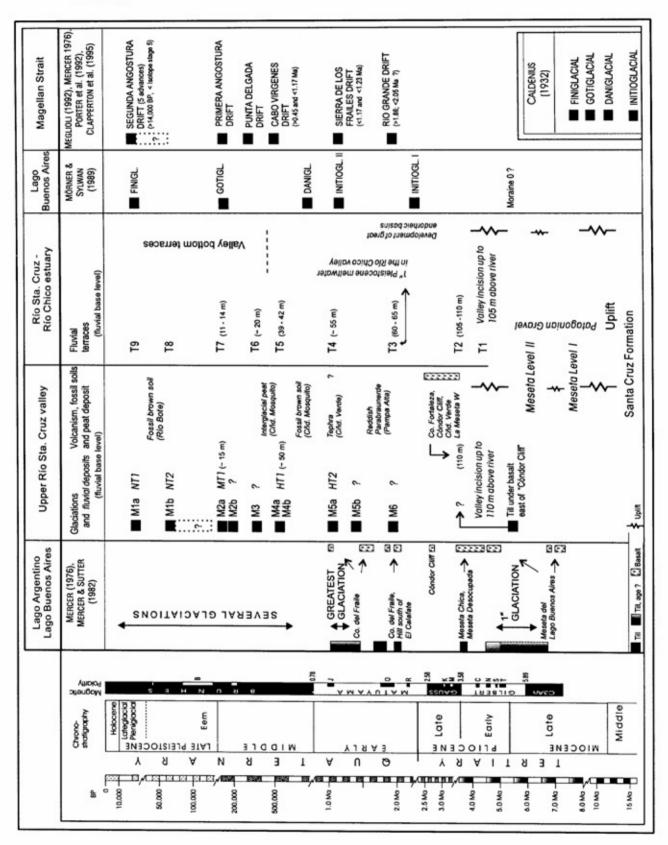
Im Zeitraum nach Ablagerung der unterbis mittelmiozänen Formation Santa Cruz und vor dem Oberpliozän, vor ca. 3,5 Mio. Jahren, wurde das ostpatagonische Andenvorland zwischen dem Lago Argentino und der Atlantikküste intensiv gehoben. Dabei wurden während einer älteren Hebungsphase die am höchsten gelegenen und von Patagonischen Geröllen bedeckten Meseta I-Hochflächen wahrscheinlich nicht nur gehoben, sondern auch noch schollenartig nach Südosten gekippt. Bis zum Oberpliozän dauerte die epirogene Heraushebung

dieses Raumes an und führte zu einer kräftigen Eintiefung des Río Santa Cruz in die umgebenden Meseta-Hochflächen, so daß das Tal vor rund 3,5 Mio. Jahren bereits bis auf ca. 110 m über heutigem Talboden eingeschnitten war. Parallel zur Eintiefung des Haupttales wurden dabei rückschreitend erosiv vor allem die Meseta I-Hochflächen auf der Nordseite des Tales zerschnitten.

Im oberpliozänen Zeitraum zwischen ca. 2.5 -3,5 Mio. Jahren kam es sowohl im Río Santa Cruz-Tal als auch an den zahlreichen, überwiegend NW-SE-streichenden Bruchstrukturen in der Meseta Cóndor Cliff Förderung zur basaltisch/ andesitscher Laven. Als Folge der enormen Förderintensität dieser vulkanischen Aktivitäten im westlichen Bereich der Meseta Cóndor Cliff entstand dort eine ausgedehnte, von Basaltdecken und von zahlreichenden Vulkankuppen, Calderen und einzelnen Maaren geprägte Vulkanlandschaft. Mit Abnahme der Anzahl von Eruptionsstellen nach Osten tritt die flächenhafte Plombierung des Reliefs durch Basaltdecken zurück. Stattdessen dominieren nun einzelne basaltische Lavaströme, die einem bereits existierenden, in die von patagonischen Geröllen bedeckten Meseta-Hochflächen eingetieftem Talrelief folgen und sich auch bis ins Río Santa Cruz-Tal hinab erstrecken

Im Anschluß an diese vulkanische Ära des Oberpliozäns, im Zeitraum nach ca. 2,5 Mio. Jahren vor heute, erfolgte im Lago Argentino-Gebiet die erste anhand glazigener Formen und Sedimente nachweisbare Vorlandvergletscherung das M6-Glazial. Im Gegensatz zu den jüngeren M1- bis M5-Vorlandvergletscherungen reichen die M6-Glazialablagerungen am weitesten talabwärts. Sie erstrecken sich zudem auch noch bis auf die angrenzenden Meseta-Hochflächen hinauf. Ihre Schmelzwasserbahnen sind sowohl in die von Patagonischen Geröllen bedeckte Hochfläche der Pampa Alta als auch in die Basaltdecken im Bereich der Talenge von Fortaleza eingetieft. Auch die von den jüngeren Eisrandlagen der M1- bis M5-Glaziale ausgehenden proglazialen Schotterfelder und Flußterrassen liegen bereits innerhalb der Täler nahe der heutigen Talböden. Im Gegensatz zu den jüngeren M1- und M2-Vorlandvergletscherungen war das maximal vergletscherte Areal der M3- bis M6-Glaziale wesentlich ausgedehnter. Selbstverständlich können die Ursachen vielseitiger Natur sein. Ein Grund war sicherlich die zunehmende glazialerosive Verbreiterung und Vertiefung der Täler. Darüber hinaus scheint eine weitere Ursache darin zu liegen, daß während der älteren Glaziale in Relation feuchtere Klimabedingungen herrschten, wodurch die weiter östlich und damit im stärker ariden

Tab. 3.9: Stratigraphische Übersicht zur jungkänozoischen Landschaftsgeschichte am Ober- und Unterlauf des Río Santa Cruz



extraandinen Vorland gelegenen Meseten ebenfalls als Nährgebiete der Haupttalgletscher fungierten. Zumindest für die zwischen den M3- bis M6-Vorlandvergletscherungen gelegenen Interglaziale gibt es erste paläopedologische und palynologische Hinweise, daß feuchter und eventuell auch wärmer waren als die holozäne Warmzeit.

Das genaue Alter der verschiedenen im Bereich des Lago Argentino und oberen Río Santa Cruz-Tales erhaltenen quartären Vorlandvergletscherungen ist weiterhin offen. Es gibt keine eindeutigen Belege fürs MERCERs (1976) Annahme, daß die Vorlandvergletscherung, älteste quartäre CALDENIUS' Initioglazial bzw. das M6-Glazial, im Zeitraum zwischen 1-1,2 Mio. Jahren erfolgt sei (Kap. 3.2.1.). Die in Tab. 3.9 vorgenommene Parallelisierung mit den im Bereich südlich des Río Gallegos oder am Lago Buenos Aires beschriebenen Eisrandlagen ist hypothetisch, zumal auch in diesen Gebieten für die Mehrzahl der Eisrandlagen bisher keine absoluten Altersbestimmungen existieren (Kap. 3.2.2.2.). Vergleicht man die beiden M1-Eisrandlagen am Lago Argentino mit den im Bereich der Magellan-Straße und am Lago Llanquihue verbreiteten letzt- und vorletztkaltzeitlichen Moränen (Kap. 3.2.2.), dann besitzen sie hinsichtlich ihrer Ausdehnung große Gemeinsamkeiten mit den Llanquihue-Eisrandlagen im westlichen nordpatagonischen Andenvorland bzw. den äußersten Eisrandlagen des Vorstoßes A sensu CLAPPERTON et al. (1995) im Bereich der Primera Angostura-Moränen an der Magellanstraße. Auch am Lago Llanquihue existiert im Bereich der hochglazialen Gletscherstände noch ein zusätzlicher älterer Vorstoß, der nicht wesentlich weiter ins Vorland hinausgereicht hat. Dieser sensu PORTER (1981) Llanquihue I-Vorstoß datiert dort mindestens in das Frühglazial der letzten Kaltzeit, könnte aber auch bereits vorletztkaltzeitlich sein (Kap. 3.2.2.1.). Die äußersten Moränen der Segunda Angostura Eisrandlagen im Bereich der Magellanstraße, sensu CLAPPER-TON et al. (1995) die Vorstoß A-Moränen, sind nach CLAPPERTON et al. (1995) ebenfalls älter als das Hochglazial der letzten Kaltzeit. CLAPPER-TON et al. (1995) nehmen zwar eine frühglaziale Entstehung an, aber wie in Kap. 3.2.2.2. ausgeführt, schließen die Datierungen eine vorletztkaltzeitliche Altersstellung dieses Vorstoßes nicht aus. Zwischen den beiden M1a- und M1b-Eisrandlagen fand im oberen Río Santa Cruz-Tal eine bedeutende Phase der Talausräumung mit kräftiger Bodenbildung statt, zwei Vorgänge, die nicht nur wärmere als kaltzeitliche Klimabedingungen erfordern, sondern sicherlich auch einen längeren Zeitraum von mehreren tausend Jahren benötigen. Für die Existenz eines derartig langen und warmen letztglazialen Interstadials fehlen jedoch bisher aus dem patagonischen Raum eindeutige Belege. Abgesehen von der räumlichen Nähe der M1b-Eisrandlagen zu den letztglazialen Maximalständen und der dadurch suggerierten Altersnähe, sprechen die weiteren morpho- und pedostratigraphischen Befunden eher für ein vorletztkaltzeitliches Alter der M1b-Eisrandlagen und damit ebenso der NT2. Zweifellos sind beide aber mindestens frühglaziale Bildungen (Tab. 3.9).

Im Wechsel quartärer Kalt- und Warmzeiten entstanden die Akkumulationskörper der zahlreichen bis maximal 80 m über heutigem Talboden gelegenen Flußterrassen des Río Santa Cruz (Tab. 3.9). Der östlich des heutigen Mündungsästuars von Río Santa Cruz und Río Chico erhaltene Mündungskegel beider Flüsse wurde während der pleistozänen Kaltzeiten vor allem von Schmelzwässern andiner Vorlandvergletscherungen aufgeschottert. Die relativ geringe Höhe auch der älteren pleistozänen Flußterrassen über heutigem Talboden und dem aktuellen Meeresspiegel belegt zunächst für das Gebiet zwischen dem Lago Argentino und der Atlantikküste eine in diesem Zeitraum relativ geringe quartäre tektonische Heraushebung. Dieser Befund steht im Einklang zur Größenordnung der epirogenen Hebung mittel- und jungquartärer Küstenterrassen in weiten Bereichen der patagonischen Küste (Kap. 4.4.).

Verbreitung und Altersstellung mariner Terrassen entlang der patagonischen Küste

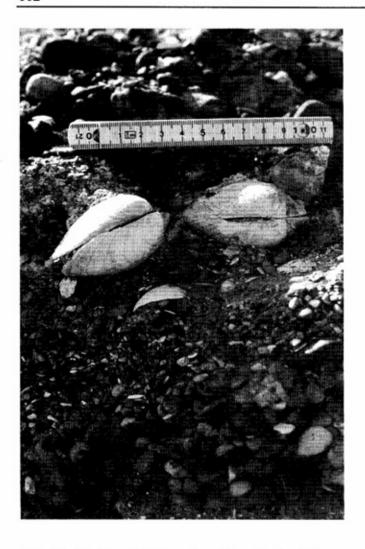
An mehreren Lokalitäten entlang der patagonischen Küste sind in verschiedener Höhenlage dem heutigen Meeresspiegel Terrassensysteme verbreitet. Bis heute bildet die klassische Bearbeitung der marinen Terrassen Patagoniens durch FERUGLIO (1947; ders. 1950) das einzige umfassende System der stratigraphischen Gliederung des marinen Quartärs Argentiniens. Trotz mehrerer jüngerer Neubearbeitungen ist immer noch die Anzahl, Altersstellung, Verbreitung, Aufbau und Genese der marinen Terrassen weitgehend offen, was als Folge mangelnder geologisch-geomorphologischer Detailstudien angesehen wird (RADTKE 1989; RUTTER et al. 1990; CLAPPERTON 1993a). Insofern ist es nicht verwunderlich, daß die aktuellen Vorstellungen zur Grö-Benordnung tektonischer und/oder eustatischer Einflüsse auf die quartäre Küstenentwicklung Patagoniens unklar und uneinheitlich FERUGLIO (1950: 180f.) sieht die heutige Höhenlage der marinen Terrassen vor allem als Ergebnis tektonischer Hebung, wobei er für sein niedrigstes Terrassenniveau VI (Tab. 4.2) Einflüsse eustatischer Meeresspiegelveränderungen nicht ausschließt. Er weist zudem darauf hin, daß tektonische Bewegungen an der patagonischen Küste durchaus nicht uniform, sondern wie bei Puerto unterschiedlich Deseado verlaufen auch (FERUGLIO 1950: 181). Dieser Auffassung differenzierter neotektonischer Bewegungen folgt die Arbeiten Mehrzahl der jüngeren wie CLAPPERTON (1993a: 587) und SCHNACK et al. (1987), wobei RADTKE (1989) die insgesamt relativ große tektonische Stabilität der patagonischen Küste hervorhebt.

CODIGNOTTO et al. (1992) sind sogar der Auffassung, daß differenzierte neotektonische Bewegungen an der patagonischen Küste auch im Holozän erfolgten - mit höheren Hebungsraten im Bereich der großen tektonischen Sedimentbecken, wie dem San Jorge Becken, und maximalen Hebungsraten im Bereich der alten Massive, wie dem Deseado-Massiv (Abb. 2.10). Die Grundlage ihrer neotektonischen Interpretationen bilden zahlreiche 14Cdatierte holozäne Muschelschalen von verschiedenen patagonischen Küstenlokalitäten. Diese wurden dazu benutzt, um für jede untersuchte Lokalität aus der heutigen Höhenlage und dem 14C-Alter der Muscheln ein Höhenlagen-Zeit-Diagramm zu erstellen und lineare Hebungsraten zu berechnen. Sie berücksichtigen dabei nicht, daß auch im Holozän mehrfach eustatisch bedingte Meeresspiegelveränderungen stattgefunden haben. Zudem setzen ihre Berechnungen eine sehr genaue Rekonstruktion des Paläomeeresspiegels voraus. Keinesfalls zuzustimmen ist dabei ihrer Annahme, daß aus der Höhenlage auch von in Lebendstellung sedimentierten Muscheln ein entsprechend hoher Paläomeeresspiegel abzuleiten ist. Bereits RUTTER et al. (1989: 215f.) hatten ausführlich darauf hingewiesen, daß eine Rekonstruktion des Paläomeeresspiegels aus der heutigen Höhenlage von in marinen Sedimenten enthaltenen beidschaligen Muscheln, auch wenn sie in marinen Fazien des Subtidals tatsächlich in Lebendstellung eingelagert sind, nicht möglich ist, da die Wassertiefe, in der die Muschel lebte, nicht genau bekannt ist. Nach den Literaturverweisen von CODIGNOTTO et al. (1992) stammen aber die ihren Berechnungen zugrundeliegenden Höhenangaben überwiegend von Muscheln aus kiesigen litoralen Sedimenten. Dort sind sie zwar beidschalig einsedimentiert, aber sie befinden sich keineswegs - wie CODIGNOTTO et al. (1992) betonen - noch in Lebendstellung. Vielmehr wurden sie zunächst aus ihrem marinen Lebensraum über die Brandung an den Strand transportiert, wo sie dann unter den Bedingungen eines makrotidal geprägten Brandungsmilieus, wie es an der patagonischen Küste vorherrscht, in einem potentiell mehrere Höhenmeter umfassenden Strandbereich einsedimentiert werden können.

Neben der Verbreitung und dem Ausmaß neotektoktonischer Bewegungen an der patagonischen Küste behandeln mehrere Arbeiten auch die Auswirkungen eustatischer Meeresspiegelveränderungen in diesem Raum. So befassen sich u.a. SCHNACK (1993), PORTER et al. (1984), GONZÁLES & WEILER (1994) und SCHELLMANN (1995) mit Abschätzungen eustatisch bedingter holozäner Meeresspiegelveränderungen. Die in der argentinischen Forschung und Literatur häufig vertretene Ansicht eines letztglazialen Meeresspiegel-Hochstandes an der argentinischen Küste während der Sauerstoff-Isotopenstufe 3 um 25.000 - 40.000 BP (u.a. AGUIRRE & WHATLEY 1995; CHAAR & FARINATI 1988; CODIGNOTTO & AGUIRRE 1993; GONZÁLEZ et al. 1988; ISLA 1990; ISLA et al. 1986; WEILER & GONZÁLEZ 1988; WEILER et al. 1987) ist umstritten. Dagegen wenden sich u.a. RADTKE (1989: 204ff.), RADTKE et al. (1987; 1989), RADTKE & SCHELLMANN (1996) sowie RUTTER et al. (1989; 1990), indem sie vor allem darauf hinweisen, daß die Radiokarbon-Datierungen mariner Mollusken in diesem Altersintervall sehr problematisch ist, da die Datierungsobergrenze oft überschritten und daher entsprechende 14C-Alterswerte viel zu niedrige Mindestalter sind. Nach den von ihnen vorgelegten Datierungen sind oberhalb des aktuellen Meeresspiegels nur holozäne, letzt- oder ältere interglaziale Strandsedimente verbreitet.

Das primäre Ziel der Untersuchungen war es, mit Hilfe ausgedehnter Feldaufnahmen eine morphound pedostratigraphische Neugliederung der marinen Terrassen zu erstellen und diese dann mit Hilfe verschiedener absoluter Altersdatierungsmethoden chronostratigraphisch einzustufen.

Zur Altersbestimmung wurden überwiegend Muscheln verwendet, bei denen beide Schalen noch am Schloß zusammenhingen (Bild 4.1). Im Gegensatz zu Einzelschalen, die ähnlich wie Kiese aus älteren Ablagerungen erodiert sein können, ist bei beidschalig erhaltenen Muscheln eine nachträgliche Umlagerung ausgeschlossen. Sie sind mit Sicherheit noch in situ, da sie im Gegensatz zu den aktuell am Strand angespülten rezenten Muscheln keine Schloßmuskulatur mehr besitzen und insofern schon bei geringer Verlagerung in beide Einzelschalen auseinanderfallen würden. Daher gibt nur deren Datierung einen sicheren Hinweis für das Ablagerungsalter der umgebenden Sedimente, während Einzelschalen auch wesentlich höhere haben können. Die Auffassung GONZÁLES & WEILER (1994: 621) trifft nicht zu.



daß alle in Strandwällen einsedimentierten Muschelschalen umgelagert sind und deren Alter nicht repräsentativ für die Ablagerung des Strandwalles seien. Auch dort finden sich, zwar seltener als in kiesigen Strandsedimenten, beidschalige, seit ihrer

Bild 4.1:

In situ befindliche beidschalige Muscheln eingelagert in kiesige Strandablagerungen aus dem letzten Interglazial (Lokalität Bahía Bustamante -Estancia Esther, Pa 7 in Abb. 4.8; Aufnahme vom 18.3.1992).

Ablagerung nicht mehr verlagerte Muscheln. Die auch für diesen Sedimentationsraum zutreffende in situ-Position beidschaliger Muscheln beweisen die nahezu identischen ¹⁴C-Alter verschiedener Muscheln, sofern sie aus derselben Sedimentlage stammen (Tab. 4.1).

Deshalb wurden, von wenigen Ausnahmen abgesehen (s. Tab. im Anhang), fast ausschließlich beidschalige und daher in situ befindliche Muscheln datiert. Neben zahlreichen ESR-Datierungen, die von mir dankenswerterweise an den Universitäten Cambridge (Subdepartment for Quaternary Research, Dr. R. GRÜN & Prof. Dr. N. J. SHACKLETON), Düsseldorf (Physikalisches Institut IV, Prof. Dr. SCHMID) und Köln (Geographisches Institut, Prof. Dr. U. RADTKE) durchgeführt

werden konnten, wurden mehrere Muscheln von Dr. B. KROMER (Universität Heidelberg) ¹⁴C-datiert sowie von Dr. A. ROSTAMI & Prof. Dr. A. MANGINI (Universität Heidelberg) ²³⁰Th/²³⁴U-datiert. Zudem führte Prof. Dr. N. RUT

Tab. 4.1: ¹⁴C-Alter verschiedener holozäner Muscheln von unterschiedlichen Lokalitäten an der patagonischen Küste, die in situ jeweils aus derselben Sedimentlage (Pa-Nr.) stammen.

Lokalität	Pa-Nr.	Stratigraphie	¹⁴ C-Alter BP (unkorr.)	Hd-Nr. 1)
Camarones	Pa 33*1 Pa 33*4	T1(1)-Vorstrandablagerungen	6.708 ± 46 6.663 ± 59	16502 18214
Bustamante	Pa 57*3 Pa 57*4	H1-Strandwallsedimente	5.424 ± 40 5.380 ± 70	18213 17683
	Pa 58*3 Pa 58*4	H2-Strandablagerungen	4473 ± 40 4420 ± 80	18397 17683
Caleta Olivia	Pa 72*1 Pa 72*3	H2-Strandablagerungen	5.381 ± 60 5.240 ± 50	16509 18473

^{1) 14}C-Datierungen: Dr. B. KROMER (Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg).

TER (University Alberta, Canada) AAR-Messungen durch. Durch die Datierung mehrerer, in einem stratigraphischen Horizont einsedimentierter in situ-Muscheln ist natürlich auch die Reproduzierbarkeit von Datierungsmethoden überprüfbar (Kap. 5.). Sofern Einzelschalen datiert wurden, sind diese in den Tabellen und Abbildungen entsprechend gekennzeichnet. Häufig ist in der Literatur bei der Veröffentlichung von Molluskenaltern nicht ersichtlich, inwieweit Einzelschalen oder in situ eingelagerte Doppelschalen datiert wurden. Bei ESR-Datierungen von Einzelschalen ist jedoch die strahlendosimetrische Vergangenheit der Muschelschale, ein wesentlicher Bestandteil dieser Altersbestimmungsmethode, nicht zweifelsfrei zu rekonstruieren. Daher stellen solche Alterswerte an Einzelschalen, selbst wenn man die Bandbreite der in einem Gebiet auftretenden Dosisraten berücksichtigt, lediglich grobe Altersschätzungen dar. Weitere Aspekte und Ergebnisse zu den durchgeführten Altersdatierungen sind im letzten Kapitel angesprochen. Die Ergebnisse aller Altersdatierungen sind in den nach Lokalitäten geordneten Tabellen im Anhang zusammengestellt.

Von den hier angewandten Datierungsmethoden ermöglicht derzeit nur die ESR-Methode eine sichere Alterseinstufung holozäner bis vorletztinterglazialer Terrassen. Die ESR-Datierungsobergrenze scheint, wie anhand der zunehmenden Altersstreuungen ablesbar, bei ca. 270.000 -300.000 Jahren erreicht zu sein (Kap. 5). Da ESR-Datierungen von Muscheln nicht nur relativ hohe methodische Fehler von durchschnittlich ±10 bis ±15% besitzen, sondern zudem auch noch wegen verschiedener nicht quantifizierbarer Fehlerquellen wie Element-Austauschprozeße, Umkristallisationen, schwankende Wassergehalte in den umgebenden Sedimenten u.a. zusätzlich beeinflußt sein können, ist derzeit nur eine Datierung in die Altersgruppen Holozän, letztes und vorletztes Interglazial sowie ältere Interglaziale möglich (Kap. 5.2.).

Noch ungenauer sind Th/U-Datierungen und AAR-Messungen. Mit beiden Methoden ist eine zweifelsfreie Unterscheidung letzt- und vorletztinterglazialer Muschelschalen nicht möglich. Nach MCLAREN & ROWE (1996) sind generell alle Th/U-Datierungen an Muscheln sehr zweifelhaft, da diese geochemisch gesehen offene Systeme insbesondere für Thorium- und Uran-Migrationen sind.

Bei den vorliegenden AAR-Messungen wurde von RUTTER der links- und rechtsdrehende Anteil an der Aminosäure Asparagin bestimmt. Vor allem die Anzahl der für jedes Interglazial pro Muschelart gemessenen AAR-Werte ist zu gering, um eine abschließende Bewertung vornehmen zu können. Die erzielten AAR-Werte können aber zu Vergleichszwecken mit den bisher aus diesem Raum veröffentlichten Werten (u.a. RUTTER et al. 1989; RUTTER et al. 1990) herangezogen werden. Meines Erachtens ist mit ihrer Hilfe derzeit lediglich eine Unterscheidung holozäner und pleistozänen Mollusken möglich (Kap. 5). Hier sind sicherlich noch weitere detailliertere methodische Untersuchungen notwendig, wie sie derzeit von AGUIRRE et al. (1995) weiter im Norden an der argentinischen Küste begonnen wurden.

Höhenmessungen wurden mit einem THOMMEN-Altimeter mit einer gerätespezifischen Messgenauigkeit von ± 1 m durchgeführt worden (Kap. 1.3). Um diese Meßgenauigkeit zu erreichen, wurde der Höhenmesser mehrfach täglich am jeweils aktuellen Meeresspiegel kalibriert und die Messungen an verschiedenen Tagen und während mehrerer Geländeaufenthalte wiederholt. Die Umrechnung der Höhen auf mittleres Tidenhochwasser (m. ü. mTw) bzw. auf höchsten Tidenwasserspiegel (m ü. hTw) erfolgte anhand der "Tablas de Marea 1992, 1993, 1994, 1995" (SERVICIO DE HIDROGRAFIA NAVAL, Buenos Aires).

4.1. Das aktuelle morphologisch-geologische Erscheinungsbild der patagonischen Küste

Die Länge der patagonischen Küste zwischen der Península Valdés (42°50' s. Br.) und dem Río Gallegos (51°30' s. Br.) beträgt ca. 2.500 km. An dieser makrotidal geprägten Küstenlinie dominieren als Küstenformen in geschützten Buchten kleinräumige Marschen, im Mündungsbereich der großen Fremdlingsflüsse wie dem Río Deseado und Río Santa Cruz tief ins Inland zurückreichende Ästuare, während steile Kliffs und Abrasionsplattformen an den zum Atlantik und seinen hoch-energetischen Wellen hin ungeschützten Küstenabschnitten vorherrschen (Abb. 4.1). In großen Bereichen der Küstenzone existieren kiesige Strandwall-Systeme, deren unterschiedlich hohe, bogenförmig geschwungene oder langgestreckte Strandwälle in einzelnen Küstenabschnitten auch noch mehrere Kilometer weit von der aktuellen Küstenlinie entfernt im Landesinnern liegen.

Die Tidenschwankungen betragen an der patagonischen Küste überwiegend mehr als 4 m (SCHNACK 1985), wobei sie in Buchten 8 m überschreiten und in den großen Ästuaren des Río Santa Cruz und des Río Gallegos Amplituden von bis zu 12 m auftreten (SERVICIO DE HIDROGRAFIA

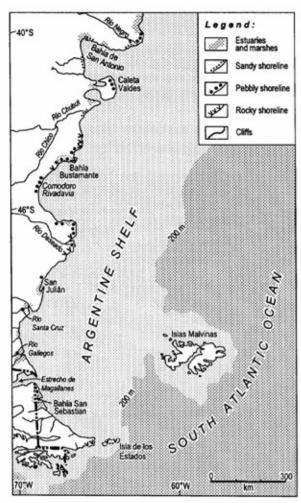


Abb. 4.1: Vorherrschende geomorphologische Formen entlang der patagonischen Küste (verändert und ergänzt nach SCHNACK 1985: 70).

NAVAL 1996). Meerwärts ist der heutigen Küstenlinie ein 200 - 500 km breiter Festlandsockel vorgelagert (Abb. 4.2), bevor dessen Rand zu den teilweise über 6.000 m tiefen Ozeanbecken des Südatlantiks abfällt.

Die wichtigsten an der patagonischen Küste anstehenden geologischen Formationen (Abb. 4.2) sind saure Vulkanite aus dem Jura sowie tertiäre Sedimentgesteine, die häufig von mehreren Metern mächtigen Patagonischen Geröllen (Abb. 2.11) überdeckt sind. Informationen zu Verbreitung, Genese und Alter der Patagonischen Gerölle finden sich in den vorhergehenden Kapiteln (Kap. 2.3.; Kap. 3.4.1.3.2.; Kap. 3.4.3.). Infolge des kiesreichen Hinterlandes sind auch die in der Küstenzone verbreiteten Schwemmfächer, sowie die fluviatilen und marinen Akkumulationsterrassen und ebenso die heutigen Strände überwiegend kiesiger Natur. Daneben prägen jurassische Vulkanite die Küste vor allem in weiten Bereichen der tektonischen Hochgebiete des Nordpatagonischen

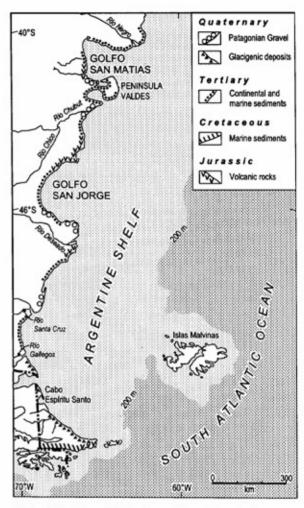


Abb. 4.2: Die wichtigsten an der patagonischen Küste anstehenden geologischen Einheiten (verändert und ergänzt nach SCHNACK 1985: 71).

Massivs und des Deseado Massivs. Sie bilden ausgedehnte vulkanische Festgesteinsküsten in der nördlichen Umrahmung des Golfo de San Jorge sowie beiderseits der Río Deseado-Mündung (Abb. 4.2). Wegen der zwar insgesamt hohen, aber durch vulkanische Gänge und Verwerfungen kleinräumig wechselnden Erosionsresistenz der Vulkanite ist in diesen Küstenbereichen die Küstenlinie durch zahlreiche Buchten und Vorsprünge, Halbinseln und Inseln vielfältig gegliedert.

Vor allem in den von tertiären Sedimentgesteinen geprägten Küstenabschnitten südlich der Península Valdés, von Comodoro Rivadavia bis südlich von Caleta Olivia sowie südlich des Río Deseado bis zum Río Gallegos dominieren an der Küste steil aufragende Kliffe, wobei unterschiedliche Erosionswiderständigkeiten der verschiedenen tertiären Gesteinsschichten vorspringende Kaps oder Abrasionsplattformen bedingen. Südlich des Río Gallegos wird die Küste Patagoniens und ebenso die des südlich der Magellan-Straße gelegenen

	Marine Terrassenniveaus nach FERUGLIO (1950)	Höhe der Terrasse (m ü. M.)	Alter
I	Terrazas del Carro Laciar y	170-186	Pliozän
	del Cabo Buen Tiempo	131-138	Pliozän
II	Terraza de la Estancia Cabo Tres Puntas	105-140	Pliozän/Quartär ?
Ш	Terraza de Camarones	40-95	2. Interglazial
IV	Terraza de Escarpado Norte	30-40	1. Interglazial
v	Terraza de Puerto Mazarredo	15-30	Spätglazial
VI	Terraza de Comodoro Rivadavia	6-12 (19)	Holozän

Tab. 4.2: Gliederungsschema des marinen Quartärs von Patagonien nach FERUGLIO (1950).

Feuerlands überwiegend durch Kliffs in glazigenen Sedimenten sowie geröllreiche marine Ablagerungen geprägt.

Klimatisch gesehen wird, wie das Landesinnere, auch die Küstenzone Ostpatagoniens durch geringe Jahresniederschläge von unter 250 mm/a, teilweise unter 200 mm/a charakterisiert (Abb. 2.16). Für küstenmorphologische Fragen kommt vor allem den singulär auftretenden bedeutenderen Niederschlagsereignissen aufgrund ihrer extremen morphodynamischen Auswirkungen eine besondere Bedeutung zu. Sie führen dazu, daß die Mündungen der am Küstenabfall der Meseten zum Meer hin zahlreich verbreiteten Trockentäler, den Arroyos und Cañadónes, von zuvor abgelagerten marinen Sedimenten freigeräumt werden. Anschließend werden sie bis zum nächsten kräftigen Abflußereignis wieder von Strandwällen verbaut, aus deren Höhe sich ein ungefähres Richtmaß für die Beziehung aktuell gebildeter Strandwall- und Strandablagerungen und Meeresspiegel ablesen läßt (Kap. 4.4.).

Eine Folge der vorherrschenden ablandigen Winde und der meist hohen Windgeschwindigkeiten (Kap. 2.4.) ist die generell geringe Verbreitung von Küstendünen selbst in den Gebieten, in denen tertiäre Sand- und Siltsteine als Materialquelle für die Verwehung von Feinsedimenten anstehen. In den Küstengebieten mit kleinräumig verbreiteten Flugsanddecken und Dünenarealen, wie sie beispielsweise an der Ostküste der Península Valdés oder im Bereich der Bahía Bustamante (Abb. 4.6) existieren, liegen diese östlich der Deflationsareale und Deflationswannen auf holozänen Strandablagerungen oder im Bereich episodisch durchflossener Trockentäler. Sie sind daher relativ junge Bildungen.

4.2. Bisheriger Forschungsstand

Wenn auch die ersten Beschreibungen mariner Terrassen an der patagonischen Küste bereits von DARWIN (1846) vorliegen, basiert der heutige Kenntnisstand zur Anzahl und Verbreitung mariner Terrassen Patagoniens vor allem auf "klassischen" Bearbeitungen von FERUGLIO (1933; ders. 1947; ders. 1950). Bei FERUGLIO (1950) findet man auch detaillierte Beschreibungen älterer küstenmorphologischer Arbeiten, RADTKE (1989) sowie CLAPPERTON (1993a) stellen ausführlicher den jüngeren Forschungsstand zum Problem mariner Terrassen und Meeresspiegelveränderungen in diesem Raum dar.

FERUGLIO's Gliederungsschema mariner Terrassen ("Playas levantadas de la Patagonia") basiert im wesentlichen auf einer altimetrischen Korrelation mariner Terrassenniveaus und paläontologischen Alterseinstufungen der in ihren Sedimentkörpern eingelagerten marinen Faunen. Nach seiner Auffassung existieren an der patagonischen Küste bis zu sechs marine Terrassenniveaus zwischen 6 und 186 m ü. M. (Tab. 4.1). Sie sollen weitgehend in annähernd identischer Höhenlage liegen, wobei sich die älteste Formation bis 50 km in das Landesinnere hinein erstrecken soll. Nach FERUGLIO (1950) sind diese marinen Terrassenniveaus am vollständigsten bei Puerto Deseado (47°45' s. Br.) erhalten. Dort findet er fünf Terrassen seines sechsgliedrigen Systems wieder. An allen anderen von ihm beschriebenen Lokalitäten existieren dagegen meist nur ein bis drei Glieder seiner Terrassentreppe.

Bei der Alterseinstufung stützt er sich auf paläontologische Untersuchungen der in den marinen Ablagerungen auftretenden Faunen, vor allem Muscheln. Da die in den Terrassensytemen III bis VI auftretende Fauna mit der heute im Meere verbreiteten vergleichbar ist, stellt FERUGLIO sie ins jüngere Quartär. Das spätglaziale Alter des Systems V folgert er aus dem Auftreten zahlreicher kälteliebender Fossilien, wie sie rezent im Bereich der Magellan-Straße und der Falkland-Inseln (Islas Malvinas) verbreitet sind. Das holozäne Alter des Terrassensystems VI nimmt er aufgrund des frischen Habitus der eingelagerten Fossilien und dem Vorhandensein einer ursprünglichen Farbtönung der Muschelschalen an. Da nach FERUGLIO (1950) in dem zweitältesten System ca. 35% und in dem ältesten System ca. 40% heute ausgestorbener Arten auftreten, stellt er sie ins älteste Quartär bzw. ins Pliozän (Tab. 4.1).

Bis heute überwiegt bei der Erforschung mariner Ablagerungen an der patagonischen Küste die Untersuchung von holozänen Sedimenten, die mit der 14C-Methode hinlänglich datierbar sind (u.a. CODIGNOTTO 1983; CODIGNOTTO et al. 1992; FASANO et al. 1984: FAIRBRIDGE & RICHARD 1970; GONZÁLES & WEILER 1994; SCHNACK et al. 1987). Nur wenige, häufig lokal begrenzte Arbeiten beschäftigten sich in der Zeit nach FERUGLIO mit stratigraphischen Neuaufnahmen des marinen Pleistozäns (u.a. CIONCHI 1987; FASANO et al. 1984). Erst in jüngster Zeit begann die Neuuntersuchung der pleistozänen marinen Sedimente, wobei deren chronostratigraphische Einstufung mittels neuerer Datierungsmethoden (Th/U-, ESR- sowie AAR-Altersbestimmung) im Vordergrund dieser Bearbeitungen stand (u.a. RUTTER et al. 1990, RADTKE 1989; RADTKE et al. 1989). Man versuchte zu klären, inwieweit tektonische oder eustatische Einflüsse bei der Bildung der marinen Terrassen Patagoniens dominieren. Bereits aufgrund dieser jüngeren Untersuchungen mußte das Schema von FERUGLIO an zahlreichen Punkten revidiert werden. Nach den Untersuchungen von RADTKE (1989), RUTTER et al. (1989), RUTTER et al. (1990) sowie RADTKE et al. (1989) belegen die marinen Terrassen Argentiniens insgesamt das Bild einer tektonisch relativ stabilen Küste. Neben einem während des holozänen Transgressionsmaximums um 5.000 - 6.000 BP gebildeten Niveau in ca. 8 - 10 m ü. M., soll eine letztinterglaziale Terrasse, die nur wenig höher bei ca. 12 - 20 m ü. M. anzusiedeln sei, existieren. Für das nächsthöhere marine Terrassenniveau in ca. 25 - 40 m ü. M. nehmen sie ein mittelpleistozänes Alter an. Die Datierung noch höherer Niveaus sehen sie als problematisch an. Da sie davon ausgehen, daß zumindest die jüngeren pleistozänen Terrassen entlang der argentinischen Küste in ähnlicher Höhenlage liegen, nehmen sie für deren Bildung primär glazial-eustatische Veränderungen des Meeresspiegels an. Wie jedoch RADTKE (1989: 133) und RUTTER et al. (1990) feststellen, bleiben ihnen doch erhebliche Zweifel an der sicheren

Identifizierbarkeit des von FERUGLIO (1950) erstellten und bis heute verwendeten altimetrischen Systems mariner Terrassen an der ca. 2.500 km langen patagonischen Küste. So mußten sie an verschiedenen Küstenlokalitäten Unstimmigkeiten zwischen den auf altimetrischer Basis zu erwartenden zeitlichen Einordnungen mariner Terrassen und den Ergebnissen der Altersdatierungen feststellen.

4.3. Die untersuchten Küstenabschnitte im einzelnen

Die Bearbeitungen des marinen Quartärs konzentrierten sich vor allem auf die Küste entlang der Bahía Bustamante, der Bahía Camarones sowie auf die Küstenbereiche nördlich und südlich von Caleta Olivia, bei Mazarredo und bei San Julián. Weiterhin wurden Aufschlüsse in "klassischen" Lokalitäten Península Valdés und Puerto Deseado bearbeitet (Abb. 1.2). Im Gegensatz zu vielen anderen Küstenabschnitten Patagoniens, wo steile Kliffs und Abrasionsplattformen vorherrschen, sind in diesen Küstenräumen weitflächig und in unterschiedlichen Höhenlagen kiesige Strandablagerungen erhalten und zwar vor allem in Form ausgedehnter Strandwall-Systeme. Deren Breitenausdehnung verändert sich bereits entlang eines wenige Kilometer langen Küstenabschnittes. Sie kann nur einige Zehner von Metern betragen, aber auch mehrere hundert Meter erreichen. Die innerhalb eines Strandwall-Systems verbreiteten Strandwälle ("beach ridges") besitzen jeweils ähnliche Höhenlage, wobei der Höhenunterschied zwischen Strandwallrinne und -rücken junger, wenig erodierter bzw. denudierter Systeme durchschnittlich bei 1 - 2 m liegt. Das Oberflächenrelief präholozäner Strandwall-Systeme ist vor allem als Folge kaltzeitlicher solifluidaler Abtragung der Rücken, teilweise auch wegen kolluvialer oder äolischer Auffüllung der Senken, wesentlich ausgeglichener. Gleichzeitig sind die natürlichen Tiefenzonen der Strandwallrinnen prädestiniert für erosive Zerschneidung. Vor allem bei den älteren, stärker herausgehobenen Strandwall-Systemen sind diese häufiger durch linienhafte Erosion stark vertieft, manchmal auch zusätzlich noch durch Deflation wannenförmig übertieft. Durch die auf diese Weise innerhalb eines Strandwall-Systems nachträglich ausgeformten Tiefenlinien kann der Eindruck entstehen, es handele sich um zwei morphologisch deutlich voneinander abgesetzte Einheiten und damit um zwei unterschiedlich alte Küstenbildungen. Die erosive Zerschneidung beschränkt sich jedoch bei den letzt- und vorletztglazialen Strandwall-Systemen, die maximal nur einen bis wenige Dekameter höher als die

Umgebung liegen, in der Regel auf kleinere Anrisse und Durchbrüche. Zum Inland hin werden sie entweder von tieferliegenden Paläo-Lagunen oder von älteren Strandwall-Systemen begrenzt. Häufig folgen die vom Hinterland zur Küste Abflußgerinne diesen strebenden küstenparallelen Tiefenzonen, bevor sie zum Meer hin durchbrechen. Eine morphologische Abgrenzung unterschiedlich alter Strandwall-Systeme ist unproblematisch, sofern sie sich in der Höhe ihrer Oberfläche deutlich unterscheiden. Schwieriger ist deren morphologische Differenzierung bei annähernder Höhengleichheit. In diesem Falle verlaufen zwar häufig die Scharungen ihrer Einzelwälle winkeldiskordant zueinander und dokumentieren deutliche Veränderungen küstennaher Strömungsverhältnisse, aber genaue Informationen über das Alter beider Systeme lassen sich daraus nicht ablesen. Sie könnten sowohl innerhalb einer Periode vorherrschender Strandwallbildung als auch während zweier verschiedener, durch einen längeren zeitlichen Hiatus getrennter Perioden litoraler Sedimentation gebildet worden sein. Derartige Strandwall-Komplexe sind ohne weitere sedimentologische, pedo- oder chronostratigraphische Befunde nicht differenzierbar.

Einen Literaturüberblick zum gegenwärtigen Kenntnisstand der Entstehung von Strandwällen geben TAYLOR & STONE (1996), speziell die Genese grobklastischer Strandwälle und Möglichkeiten ihrer Interpretation im Zusammenhang mit Paläomeeresspiegel-Berechnungen diskutieren OXFORD et al. (1991). Einzelne sedimentologische Phänomene zum Aufbau und zur Entstehung litoraler Ablagerungen an der patagonischen und feuerländischen Küste beschreiben u.a. ISLA (1993), ISLA et al. (1991), SIMEONI et al. (1997).

4.3.1.Bahía Bustamante

Der nach bisherigem Kenntnisstand reichhaltigste Formenschatz jung- und mittelquartärer Strandwälle ist an der südpatagonischen Küste am Golf San Jorge ca. 100 km nordöstlich von Comodoro Rivadavia entlang der "Bahía Bustamante" erhalten (Abb. 1.2). Diese Bucht erstreckt sich zwischen der nach Osten in den Atlantik hinausragenden "Península Aristizábal" im Süden und der weit vorspringenden Landzunge "Punta Ezquerra" im Nordosten der Siedlung Bustamante (Bild 4.2). Im heutigen Küstenverlauf dominieren kiesige Strände zwischen Landzungen aus vulkanischem Festgestein. Im Süden der Siedlung Bustamante liegen zwei größere Halbinseln, die "Península Aristizábal" und die "Península Gravina". Von ihnen umrahmt wird die "Caleta Malaspina", eine Bucht,

die zusätzlich durch mehrere Inseln zum Atlantik hin abgeschlossen ist.

Im rezenten küstenmorphologischen Formenschatz dominieren entlang der felsigen Küstenareale kleinere Abrasionsplattformen, ansonsten kiesige Strandwall-Sequenzen im Bereich der zum Atlantik hin offenen Strände. Innerhalb der Caleta Malaspina beherrschen Wattmilieu und Marschen weite Strandbereiche. Der mittlere Tidenwasserspiegel (mTw) liegt bei 3 m ü. NM. ("Nivel medio" nach SERVICIO DE HIDROGRAFIA NAVAL: Tablas de Marea 1992, 1993, 1994, 1995; Buenos Aires) und bei Springtide (hTw) werden 5,7 m ü. NM. erreicht.

Landeinwärts wird die in diesem Raum 25 - 30 km breite Küstenzone vom Meseta-Stufenrand der 400 - 500 m ü. M. hohen "Pampa de Malaspina" und "Meseta de Montemayor" begrenzt (Bild 4.2). Ihrem markanten Stufenrand vorgelagert erstreckt sich annähernd küstenparallel eine küstenferne Ausraumzone mit verschiedenen fluvialen Formen und Ablagerungen sowie eine küstennahe Zone. die von zahlreichen bogenförmig geschwungenen Strandwall-Systemen geprägt wird. Letztere besitzt im Bereich der Siedlung Bustamante eine Breite von ca. 2 - 4 km; weiter im Nordosten, im Bereich der Estancia "San Miguel", reicht diese Zone über 10 km weit ins Landesinnere. Auf diese von marinen Formen und Ablagerungen geprägte küstennahe Zone folgt landeinwärts ein Gebiet vorherrschender fluvialer Ausräumung mit unter-schiedlich hohen, in Einzelrücken aufgelösten Fußflächen- und Flußterrassenniveaus. In diese sind als markante Leitlinien fluvialer Erosion die rezenten Talböden eingeschnitten. In der Bucht von Bustamante existieren drei größere, episodisch wasserführende Täler und zwar die beiden Cañadónes ("Torrenten") "de Las Mercedes" und "Malaspina", die im Nordosten der Siedlung Bustamante die Küste erreichen und der Cañadón "El Pinter", der südlich von Bustamante in die Caleta Malaspina mündet (Bild 4.2).

Geologisch gesehen liegt nach ZAMBRANO & URIEN (1970: Fig. 8) die Küstenregion "Bahía Bustamante" am Südrand des Nordpatagonischen Massivs, eines tektonischen Hochgebietes, das unmittelbar südlich von Bahía Bustamante vom NW-SE-streichenden San Jorge-Becken begrenzt wird (Abb. 2.10). Die sedimentäre Überdeckung des liegenden vulkanischen Untergrundes bilden im Raum Bahía Bustamante neben quartären Ablagerungen vor allem tertiäre Ton-, Silt- und Sandsteinserien mit eingeschalteten pyroklastischen Lagen der tertiären Formationen "Salamanca" (Paläozän, marin), "Río Chico" (Paläozän/Eozän,

Tab. 4.3:	Stratigraphische	Übersicht m	nariner T	errassen im	Bereich	der Bahía	Bustamante	nach ve	erschiedenen
	Bearbeitern.								

FERUGLIO (1950)	Alti- tudes (m a.s.l.)	CIONCHI (1987)	Alti- tudes (m a.s.l.)	RADTKE (1989)	Alti- tudes (m a. mhT)	Levels of beach ridge systems	Alti- tudes (m a. mTw)	es units		hic
"Cordón litoral interno"	28 - 40	System I	35 - 41	Middle Pleistocene	33 - 35	T6-Komplex	35 - 43			Т6
						T5-Level	28 - 31			T5 ₍₉₎
"Cordón litoral intermedio"	20 - 26	System II	System II 25 - 29			T4-Level	ca. 25			T4(7)
				Last Interglacial	18 - 20	T3-Level	18 - 21		T3 ₍₅₎	T3 ₍₇₎
						T2-Level	14 - 15		T2 ₍₅₎	T2(7)
"Cordón litoral reciente"	11 - 12	System III	8 - 10	Holocene	10 - 11	T1-Level lower Holocene levels	10 - 12 9 - 10 7 - 8 < 7	H1 H2 sub- recent, recent	T1 ₍₅₎	

a.s.l = above sea level; mhT = mean high tide water level; mTw = mean tide water level; T_(number) number = ¹⁸O/¹⁶O-stage

kontinental), "Sarmiento" (Eozän/Oligozän, kontinental) und "Patagonia" (Oberoligozän/Miozän, marin) (CIONCHI 1988a; ders. 1988b). Sie sind am Anstieg zur Meseta-Hochfläche von quartären Ablagerungen überdeckt und im Untergrund der ihr vorgelagerten Vorberg- und Fußflächenzone verbreitet. Im Bereich der Meseta-Hochfläche werden sie diskordant von grobkiesigen, mehrere Meter mächtigen Patagonischen Geröllen überlagert. CIONCHI (1988a: 54f.) nimmt an, daß deren fluviatile Ablagerung im Pliozän oder frühen Pleistozän erfolgte, nach CESARI & SIMEONI (1994) wurden sie wahrscheinlich im Oberpliozän zwischen 3 - 5 Ma von andinen Schmelzwässern abgelagert. Aufgrund der in Kap. 3.4.4. dargestellten Ergebnisse aus dem Río Santa Cruz-Tal ist jedoch davon auszugehen, daß auch die Überdeckung der hohen Meseten in diesem Raum bereits im Obermiozän bis Unterpliozän erfolgte. Im Verlaufe des Pliozäns und Quartärs wurden sie mehrfach umgelagert und lieferten das Material für die kiesigen Sedimentkörper der Flußterrassen und marinen Strandwälle, aber auch der rezenten Kiesstrände. Die feinklastischen Sedimentgesteine des Tertiärs sind die primäre Quelle für Hochflutsedimente, Flugsande und -stäube. Kalkhaltige Flugstäube wurden nach der Auffassung von VOGT & DEL VALLE (1994) vor allem während der pleistozänen Kaltzeiten vom trockengefallenen patagonischen Schelf aufs Festland verweht, SALOMON & POMEL (1997) vertreten dagegen die Ansicht eines äolisch-vulkanischen Eintrages der Karbonate aus den Anden.

Mit der epirogenen Heraushebung dieses Küstenareals im Laufe des Pliozäns und Quartärs wurde im küstennahen Bereich der Bahía Bustamante die tertiäre Sedimentdecke vollständig bis auf die liegenden Vulkanite (Quarzporphyre, Rhyolithe) und Pyroklastika der jurassischen Formation "Marifil" (Dogger) abgetragen. Aus diesen vulkanischen Festgesteinen sind die zahlreichen der Küste vorgelagerten Inseln und die ins Meer vorspringenden Halbinseln und Landzungen wie die Península Aristizábal, die Península Gravina, die Punta Restinga, die Punta Ezquerra, die Punta Tafor u.a. aufgebaut. An zahlreichen Stellen durchragen im tiefergelegenen küstennahen Raum diese vulkanischen Festgesteine als Härtlingsrücken und -kuppen die erosionsanfälligeren quartären Ablagerungen. Die markantesten Härtlingskuppen sind die bis 275 m ü. M. hohen "Tetas de Pineda" im Westen der Siedlung Bustamante und der "Co. Cóndor" (172 m ü. M.) nördlich der Estancia "La Esther" (Bild 4.2).

4.3.1.1. Forschungsstand und stratigraphische Übersicht

Im Bereich der Bahía Bustamante, der südlich anschließenden Caleta Malaspina sowie südlich der Península Aristizábal beschreiben FERUGLIO (1950; ders. 1947) und CIONCHI (1984; ders. 1987) drei fossile Strandwall-Systeme, die sich mehr oder weniger parallel zur aktuellen Küste erstrecken (Tab. 4.3; Abb. 4.3).





Bild 4.2: Landsat TM-Aufnahmen der Atlantikküste im Bereich der Bahía Bustamante

Das jüngste System III ist nach CIONCHI (1984: 9; 1987) im Mittel in 300 - 500 m Entfernung entlang der heutigen Küste mit einer maximalen Erhebung von 8 - 10 m ü. M. verbreitet. Landeinwärts kartiert er in rund 600 - 1500 m Entfernung das nächsthöhere System II mit einer maximalen Strandwallhöhe von 25 - 29 m ü. M. (CIONCHI 1987: 64). Die größte Ausdehnung und Entfernung von der heutigen Küste besitzt nach ihm das teilweise stärker erodierte System I in einer Höhenlage von 35 - 41 m ü. M. (CIONCHI 1984: 41).

Anschließende Bearbeiter dieses Raumes (u.a. RADTKE 1989; RADTKE et al. 1989; RUTTER et al. 1989; RUTTER et al. 1990) setzten erstmals radiometrische Datierungen ein, um eine genauere Zeitstellung der drei postulierten Meeresspiegelhochstände zu erfassen. Im Bereich der Landbrücke zwischen der Bahía Bustamante und der Caleta Malaspina weist RADTKE (1989: 93) mittels ESRund ¹⁴C-Datierungen an mehreren marinen Muscheln tiefergelegenen einen (um 1.500 BP) und einen höheren mittelholozänen (um 5.000 - 6.000 BP) Meeresspiegel-Hochstand nach. Nach eigenen Höhenmessungen besitzen die innerhalb der Landbrücke verbreiteten kiesigen Strandwälle des höheren mittelholozänen Hochstandes "H2" Höhen von maximal 8 m ü. mTw (Abb. 4.6: Schnitt VIII), unmittelbar westlich der Landzunge umsäumen sie das dort 10 m ü. mTw mittelholozäne H1-Strandwall-System (Abb. 4.6: Schnitt VII; Tab. 4.4). Auch entlang der Bahía Bustamante sind mehrere tieferliegende jung- und mittelholozäne Strandwälle dem von CIONCHI (1984: Fig. 2) auskartierten System III vorgelagert (Abb. 4.6). Für die landeinwärts angrenzenden 1-3 m höheren Strandwälle des System III (CIONCHI 1987) bzw. der T1(1)- und T1(5)-Terrasse (Tab. 4.2) wurden bisher keine Altersdatierungen veröffentlicht.

ESR-Datierungen an Muscheln aus dem System II von CIONCHI, ca. 1 km westlich der Küste bei der Siedlung Bustamante, implizieren nach RADTKE (1989: 94) eine letztinterglaziale Genese dieser "18 - 20 m Terrasse". AAR-Werte von Muscheln aus Fundorten nordwestlich der Landzunge Punta Ezquerra, die nach der Kartierung von CIONCHI (1984: Fig. 2) ebenfalls dem System II entstammen, weisen aufgrund ihrer hohen D/L-Werte nach RUTTER et al. (1990) eher auf ein höheres Alter hin. RUTTER et al. (1990: 225) sehen eine Begründung für diese divergierenden Alterseinstufungen des Systems II darin, daß eine altimetrische Zuordnung einzelner mariner Strandablagerungen in das bestehende dreistufige Schema von FERUGLIO (1950) und CIONCHI (1984; ders. 1987) nicht immer eindeutig möglich sei. Beide Altersbestimmungsmethoden belegen nach RUTTER et al. (1990) für das stärker erodierte System I eine Bildung sicherlich vor dem vorletztinterglazialen Meereshochstand um ca. 200.000 a (Sauerstoff-Isotopenstufe 7). Nach RADTKE et al. (1989: 275) gehören diese Strandwälle eventuell einem älteren mittelpleistozänen Transgressionsmaximum zwischen 300.000 und 400.000 a an.

Die aktuellen geomorphologischen Untersuchungen dieses Küstenabschnittes ergaben, daß in den beiden bekannten Systemen III und II mehrere Strandwall-Systeme zusammengefaßt sind, die unterschiedliche Höhenlagen besitzen und in einzelnen Küstenabschnitten zudem durch Paläo-Lagunen voneinander getrennt sind. Im Küstenabschnitt der Bahía Bustamante sind zwischen der Caleta Malaspina im Südwesten und der Landzunge Punta Ezquerra im Nordosten oberhalb der jung- und spätmittelholozänen Strandwälle, die sich bis ca. 10 m ü. mTw erheben, folgende

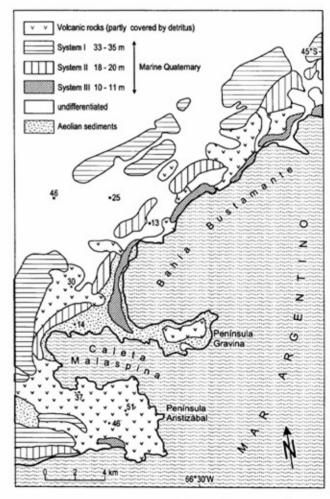


Abb. 4.3: Verbreitung mariner Terrassen im Bereich der Bahía Bustamante nach CIONCHI (1984: Fig. 2, wenig verändert).

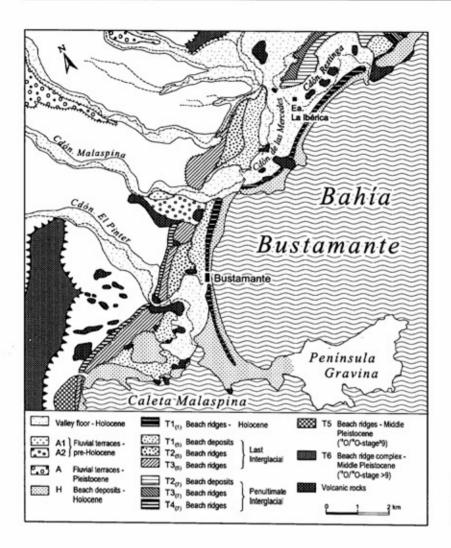


Abb. 4.4: Geologische Übersichtskarte der Verbreitung mariner Terrassen im Bereich der Bahía Bustamante.

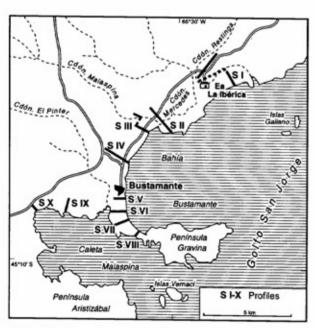


Abb. 4.5: Lage der geomorphologischen Schnitte S I bis S X in Abb. 4.6.

Strandwall-Niveaus erhalten (Tab. 4.3): das T1-System bis in maximal 12 m ü. mTw, das T2-System bis 15 m ü. mTw, das T3-System bis 21 m ü. mTw sowie das T4- und das T5-System mit stärker eingeebneten Strandwällen um 25 m (T4) bzw. 29 m ü. mTw (T5).

Der noch höher liegende T6-Strandwall-Komplex in maximal 35 - 43 m ü. M. entspricht weitgehend dem System I von CIONCHI (1984; ders. 1987).

Die innerhalb der T1-, T2- und T3-Niveaus gelegenen Strandwall-Systeme können zudem - trotz annähernd gleicher Oberflächenerhebung - während unterschiedlicher Interglaziale gebildet worden sein.

Dies ist in der Tabellenspalte "Stratigraphische Gliederung" (Tab. 4.3) dadurch ausgedrückt, daß den verschiedenen Terrassenniveaus "T1" bis "T4" die kleingestellten Zahlen $x_{(1)}$, $x_{(5)}$ und $x_{(7)}$ beigefügt sind. Sie stehen für die Sauerstoff-Isotopenstufen, in der die entsprechenden marinen Akkumulationsterrassen gebildet wurden.

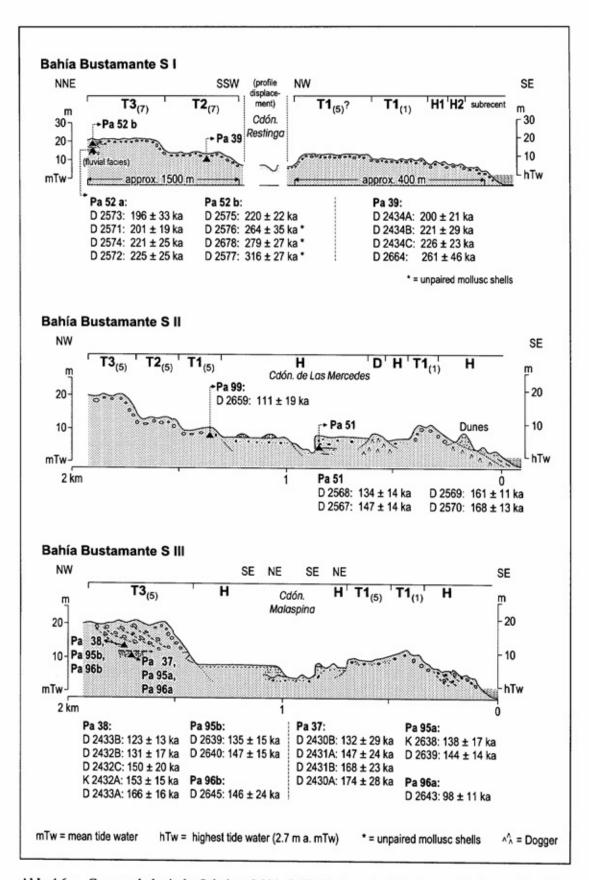


Abb. 4.6a: Geomorphologische Schnitte S I bis S III. Zur Lage der Schnitte und Probenpunkte siehe Abb. 4.5.

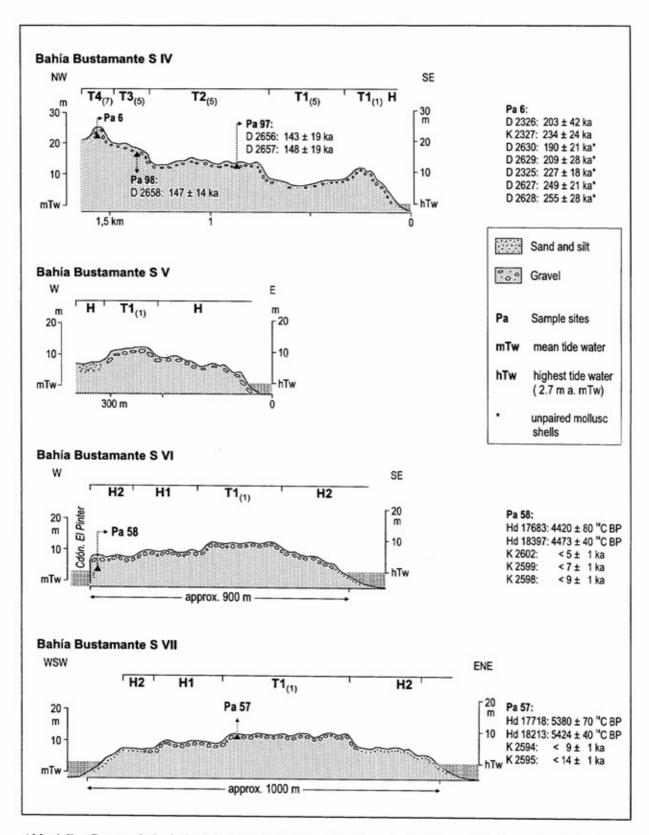


Abb. 4.6b: Geomorphologische Schnitte S IV bis S VII. Zur Lage der Schnitte und Probenpunkte siehe Abb. 4.5.

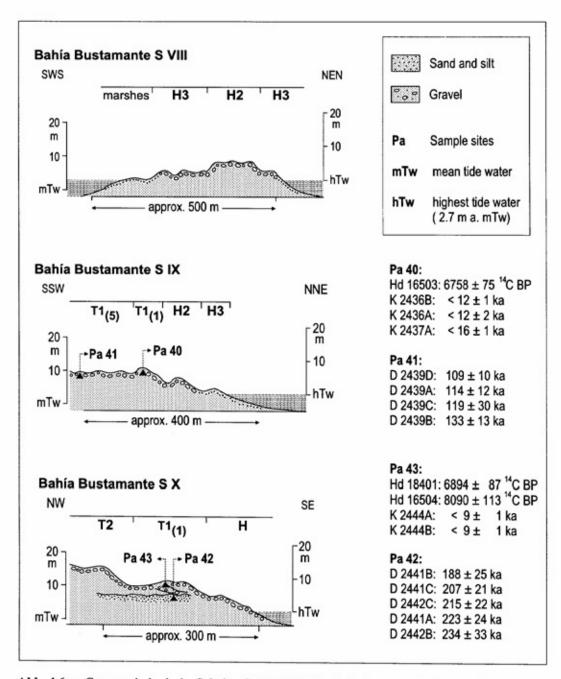


Abb. 4.6c: Geomorphologische Schnitte S VIII bis S X mit der Lage von Probenpunkten.

4.3.1.2. Holozäne Strandwälle und Flußterrassen

Die im T1-Niveau verbreiteten holozänen und letztinterglazialen Strandterrassen folgen im Bereich der Bahía Bustamante der heutigen Küstenlinie in einer Entfernung von 100 - 300 m und mit einer Breitenausdehnung von im Mittel 1 - 1,5 km (Abb. 4.4 bis Abb. 4.6). Die küstennahen T1₍₁₎-Strandwälle besitzen eine Höhe von 11 - 12 m ü. mTw, während die landeinwärts anschließenden T1₍₅₎-Strandablagerungen morphologisch eine schwache Tiefenzone darstellen. Abgesehen von einzelnen, um mehrere Meter tieferliegenen, zeit-

weise wassergefüllten Depressionen besitzt die T1₍₅₎-Terrasse eine durchschnittliche Höhe von 8-11 m ü. mTw. Dieser küstenparallelen Tiefenzone folgen vor ihrer Einmündung ins Meer die drei größeren Cañadónes "El Pinter" südlich von Bustamante sowie "de Las Mercedes" und "El Restinga" nördlich von Bustamante (Abb. 4.4).

Innerhalb dieser episodisch durchflossenen Täler und der begleitenden Flußterrassen stehen grobklastische, im Vergleich zu den marinen Kiesen schlechter sortierte und gerundete Flußbettablagerungen an (Abb. 4.4: "valley floor"). Im Bereich der Cañadónes Malaspina und Mercedes sind sie

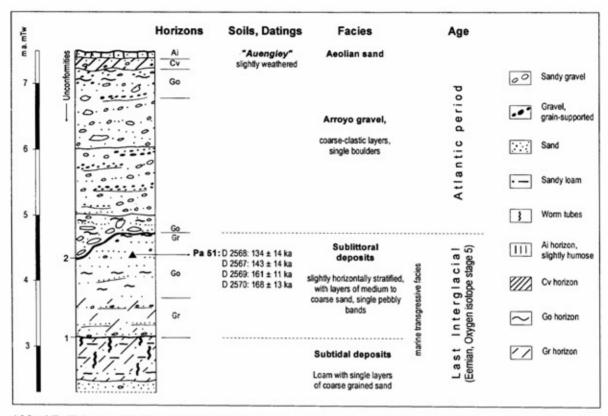


Abb. 4.7: Holozäne Flußbettablagerungen über letztinterglazialen Vorstrandsedimenten an der Mündung des Cañadón Mercedes in die Bahía Bustamante (Lokalität Pa 51 in Abb. 4.8).

außerhalb der rezenten Flußbettsohle häufig von feinklastischen Hochflutsedimenten in einer Mächtigkeit von einem Meter und mehr überdeckt und somit die Quelle der vor allem im Mündungsbereich verbreiteten Flugsanddecken und wenige Meter hohen Dünen.

An der gemeinsamen Mündung beider Cañadónes sind im Liegenden ihrer grobklastischen fluviatilen Sedimente marine Ablagerungen eines letztinterglazialen Meeresspiegel-Hochstandes (Abb. 4.7). Am Aufschluß Pa 51 (Abb. 4.8) unterlagern sie den rund 3 m mächtigen Schotterkörper der ältesten holozänen Flußterrasse, deren Oberfläche ca. 7,5 m über dem heutigen Mittelwasserspiegel liegt. Da das aktuelle Abflußbett bei maximal 2 m über dem höchsten aktuellen Tidenhochwasserspiegel (2,5 - 4,5 m ü. mTw) ins mündet, ist davon auszugehen, daß diese älteste holozäne Cañadón-Terrasse während eines noch 3 -5 m höheren holozänen Meeresspiegels aufgeschottert worden ist. Zeitlich könnte sie den marinen T1(1)- oder H1-Strandwall-Systemen entsprechen.

Das letztinterglaziale Alter der im Liegenden des Arroyo ("Torrenten")-Terrassenkörpers verbreiteten, überwiegend feinklastischen Vorstrandsedimente belegen die ESR-Datierungen von vier in situ geborgenen Muscheln, deren ESR-Alter von 134.000 - 168.000 Jahren (Abb. 4.7; Tab. 4.4) noch in die letztinterglaziale ESR-Altersgruppe fallen (Kap. 5). Die Ursache für die Tatsache, daß drei der vier Muscheln zu hohe Alterswerte besitzen, um den derzeitigen Vorstellungen zum Alter dieses Hochstandes zu entsprechen, ist nicht bekannt, aber wahrscheinlich vielfältiger Natur. Auch an anderen Lokalitäten tendieren ESR-Datierungen häufig dazu, unabhängig davon, ob holozäne, letztoder vorletztinterglaziale Muscheln datiert wurden, zu hohe Alterswerte zu ergeben. Auffallend ist, daß dann - wie an der Lokalität Pa 51 - fast alle ESR-Alter aus einem stratigraphischen Horizont tendenziell zu hoch ausfallen. Insofern dürfte eine Fehlerquelle in der Bestimmung der Paläo-Aquivalentdosis (ED) liegen (Kap. 5).

Betrachtet man alle ESR-datierten Muscheln (Kap. 5), so zeigen sich dennoch deutlich voneinander abgesetzte holozäne, letztvorletztinterglaziale sowie ältere mittelpleistozäne ESR-Altersgruppierungen. interglaziale man aus einem Horizont mehrere in situ-Muscheln datiert, ist in der Regel seine Zuordnung zu einem jüngeren interglazialen Meeresspiegel-Hochstände auch dann möglich, wenn die ESR-Alterswerte in diesem Horizont dazu tendieren, zu hoch auszufallen.

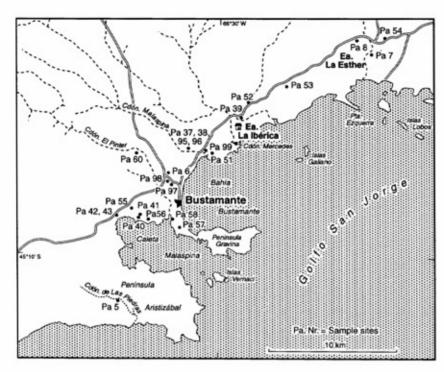


Abb. 4.8: Lage der Probenlokalitäten im Küstenbereich der Bahía Bustamante.

Die in der Umrahmung der Caleta Malaspina verbreiteten holozänen Strandablagerungen werden ebenfalls von küstennahen marinen Sedimenten älterer pleistozäner Meeresspiegel-Hochstände unterlagert. Westlich der heutigen Mündung des Cañadón El Pinter sind an der Lokalität Pa 56 (Abb. 4.8) im Liegenden jungholozäner Strandwälle sandige und schwach kiesige Vorstrandablagerungen verbreitet. Die ESR-Datierungen von drei in situ eingelagerten Muscheln ergaben zwei vorletztinterglaziale Alter von 192.000 a und 233.000 a, sowie ein weiteres Alter von 330.000 a.

Zweifelsfrei vorletztinterglazial sind die sandigen und lehmigen, von Kieslagen durchsetzten Vorstrandsedimente, die am Westrand der Caleta Malaspina an der Lokalität Pa 43 schräggeschich-Strandwallsedimente des frühholozänen Transgressionsmaximums unterlagern (Abb. 4.8; Abb. 4.6: Schnitt X; Abb. 4.9). Fünf Muscheln, die in situ eingelagert waren, lieferten ESR-Alter zwischen 188.000 - 233.000 (Tab. 4.4; Abb. 4.9). Drei an der Basis der in den überlagernden kiesigen T1(1)-Strandwallsedimenten ebenfalls in situ eingelagerten Muscheln besaßen dagegen ESR-Alter von 9.000 - 10.000 a, eine dieser Muscheln ein 14C-Alter von 8.090 ± 113 BP. In den hangenden, großbogig schräggeschichteten T1(1)-Kiesen ergab die Radiokarbon-Datierung einer ebenfalls in situ eingelagerten Muschel ein frühmittelholozänes Alter von 6.894 ± 87 BP (Abb. 4.9).

Die frühmittelholozäne Bildung des T1₍₁₎-Strandwall-Systems bestätigt auch die ¹⁴C-Datierung auf

6.758 ± 75 BP einer weiteren Muschel aus den 11 m ü. mTw hohen Strandwallsedimenten an der Lokalität Pa 40 unmittelbar in der nördlichen Umrahmung der Caleta Malaspina (Abb. 4.10; Abb. 4.6: Schnitt IX). In die holozäne ESR-Altersgruppe datieren vier weitere an dieser Lokalität in situ geborgene Muscheln (Tab. 4.4).

Wie bereits ausgeführt, sind dem T1(1)-System meerwärts jüngere regressive Strandwallbildungen vorgelagert (Abb. 4.6). Die nur ein bis zwei Meter tieferen H1-Strandwälle waren an der Lokalität Pa 57 (Abb. 4.6: Schnitt VII) nach zwei 14C-Datierungen in situ eingelagerter Muscheln um 5.400 BP in Ausbildung. Ebenfalls noch im Mittelholozän entstanden die H2-Strandwälle. An der Mündung des Cañadón El Pinter ist deren Kieskörper durch fluviale Unterschneidung aufgeschlossen (Abb. 4.6: Schnitt VI). Zwei in derselben Kieslage in situ einsedimentierte Muscheln lieferten, wie zu erwarten, identische 14C-Alter um 4.450 BP (Tab. 4.4).

In dieser Zeit entstand der spätmittelholozäne Landrücken, der heute die Península Gravina mit dem Festland verbindet. RADTKE (1989: 93) nennt aus dem höheren Bereich des Landrückens das ¹⁴C-Alter einer Muschel von 5.030 BP. Die beiderseits des Landrückens zur aktuellen Küstenlinie hin folgenden tieferen Strandwälle (Abb. 4.6: Schnitt VIII) sieht er als jungholozäne Bildungen an und verweist auf das ¹⁴C-Alter einer Muschel von 1.530 BP.

Tab. 4.4: Stratigraphische Übersicht mariner Terrassen im Bereich der Bahía Bustamante und Altersbestimmungen der in den Terrassen einsedimentierten Muscheln (zur Lage der Fundlokalitäten siehe Abb. 4.8; die einzelnen Altersdatierungen sind im Anhang zusammengestellt).

Strati- graphie	Höhe m ü. mTw [m ü. hTw]	Lokalität	Labor - Nr.	ESR - Alter (x 1000 a ± ca. 15%)	n	Th/U - Alter (x 1000 a)	AAR D/L - Ratio (Asp.)	¹⁸ O/ ¹⁶ O- Stufe
sub- rezent	≤4,5 [2]							
Н3	6,5 [4]							
H2	7 - 8 [4,5 - 5,5]	Pa 58	Hd 17683 Hd 18397 K 2598 - K 2602	¹⁴ C: 4.420 BP, 4.473 BP	2		0,29	
Н1			K 2002		5			1
Tla	9 - 10 [6,5 - 7,5]	Pa 57	Hd 17718 Hd 18213 K 2594 K 2595 -	¹⁴ C: 5.380 BP, 5.424 BP < 9	2		0,41	
11(1)	500 520		K 2597	< 12 - < 17	3		,,,,	
	11 - 12 [8,5 - 9,5]	Pa 40	Hd 16503 D 2436 K 2436A,B K 2437B	¹⁴ C: 6.758 BP < 12 - < 13	3	10 [8 - 11]	0,37	
		Pa 43b	K 2437A Hd 18401	¹⁴ C: 6.894 BP	,		0,42	
		Pa 43a	Hd 16504	¹⁴ C: 8.090 BP			0,33	
			D 2444 K 2444A - D	< 9 - < 10	3	8 [7 - 10]		
T1 ₍₅₎	9 - 11 [6,5 - 8,5]	Pa 41	D 2439 D 2439A,C,D D 2439B	109 - 119 133	3	53 [48 - 58]	0,66	
T2 (5)	13 - 14	Pa 99	D2659	111	1			
137	[10,5 - 11,5]	Pa 97	D 2656 D 2657	143, 148	2			
		Pa 55	K 2589 K 2590	110 125	1			
	18 - 21 [15,5 - 18,5]	Pa 7	D 2333 D 2329 K 2328 D 2332	71	1	124 [118 - 130] 98 [93 - 103]	0,53	
			D 2582 D 2334 D 2583 D 2584	111 - 135	4			
			K 2330	159 - 176	3	81 [77 - 84]	0,5	5
T3(5)		Pa 37	D 2430 D 2430A,B	132, 174	2	58 [56 - 60]	0,64	ا ا
		Pa 38	D 2431A,B D 2432 D 2433B	147, 168	2	60 [59 - 61]	0,41 0,72	
			D 2432B K 2432A,C	123, 131	2			
		Pa 95a	D 2433A K 2638 D 2637	150 - 166 138, 144	3		0,71	
		Pa 95b Pa 96a	D 2639 D 2643	135, 147	2			
		Pa 96b Pa 98	D 2645 D 2658	146 147	i 1			
	Vorstrand- sedimente	Pa 51	D 2568 D 2567	134 147	1	T	0,68	
			D 2569 D 2570	161, 168	2			

Tab. 4.4: Fortsetzung

Strati- graphie	Höhe m ü. mTw [m ü. hTw]	Lokalität	Labor - Nr	ESR - Alter (x 1000 a BP ± ca. 15%)	n	Th/U - Alter (x 1000 a BP)	AAR D/L - Ratio (Asp.)	¹⁸ O/ ¹⁶ O- Stufe
T2 ₍₇₎	12 - 14 [9,5 - 11,5]	Pa 39	D 2434 D 2434A,B,C D 2664	200 - 226 261	3	93 [82 - 105]	0,64	
T3 ₍₇₎	21 [19,5]	Pa 52b	D 2575 (D 2576 D 2578 D 2577)*	220 (264, 269) (316)	1 2 1		0,68	
	Transgressions- Fazies	Pa 52a	D 2571 D 2573 D 2572 D 2574	201, 196 225, 221	2 2		0,72	
T4 ₍₇₎	24 - 26 [21,5 - 23,5]	Pa 6	D 2326 K 2327 (D 2325 D 2627 D 2628	203 234 (227) (249, 255)	1 1 2		0,58 0,58	7
	Vorstrand-	Pa 42	D 2630 D 2629)*	(190, 209)	2	60 [59 - 63]	0,64	
	sedimente		D 2441A,B,C D 2442A,C D 2442 B	188 - 223 234	4	00 (05 - 05)	0,64	7
		Pa 56	D 2593 D 2592 D 2591	192 233 337	1 1 1			,
	28 - 29 [25,5- 26,5]	Pa 53	(K 2579 K 2580 K 2666 K 2591)*	(296) (347) (389)	1 1 1		0,76	
T5 ₍₉₎	28 - 31 [25,5 - 28,5]	Pa 8	D 2336 D 2337 (D 2634 D 2633)*	327 (559) (690)	1 1 1	181 [155 - 214]	0,68	9
		Pa 54	(D 2587 K 2588 D 2586 K 2585)*	(244) (275) (330) (665)	1 1 1 1			
Т6 -		Pa 5	D 2324 (D 2360A - D 2360C)*	(367 - 392)	3	308 [242 - > 400]	0,72	
Kom- plex	35 - 43	Pa 60	(D 2603 D 2604 K 2606 D 2607)*	(280 - 310)			0,91	≥9

m ü. mTw = m ü. mittlerem Tidenwasserspiegel [m ü. hTw = m ü. höchstem Tidenwasserspiegel]. (Quelle: "Tablas de marea 1992, 1993, 1994" SERVICIO DE HIDROGRAFIA NAVAL, Buenos Aires). (...)* = Lesefunde von Einzelschalen.

14C-Datierungen: B. KROMER (Inst. f. Umweltphysik, Universität Heidelberg).

Th/U-Alter: A. ROSTAMI & A. MANGINI (Inst. f. Umweltphysik, Universität Heidelberg).

AAR-Messungen: N. RUTTER (Dep. of Geology, University of Alberta, Edmonton, Canada).

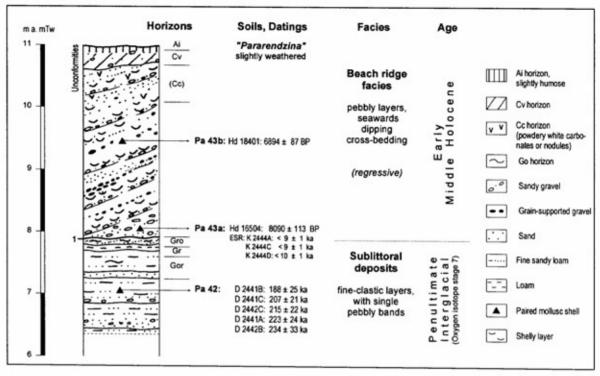


Abb. 4.9: Altersdatierungen, pedogene Überprägung und sedimentologischer Innenbau des Tl₍₁₎-Strandwalles im Westen der Caleta Malaspina (Lokalität Pa 43 in Abb. 8).

Insgesamt implizieren sowohl die Ergebnisse der Datierungen als auch der gesamte morphostratigraphische Kontext ein frühmittelholozänes Transgressionsmaximum, das im Bereich der Bahía Bustamante im frühen Atlantikum zur Ausbildung der weit verbreiteten T1(1)-Strandwälle führte. Nicht überbewerten sollte man das hohe Alter der der Lokalität Pa 43 auf ca. 8.090 BP (unkorr. 14C-Alter) datierten Muschel. Meines Erachtens erlaubt diese Einzeldatierung nicht die Aussage eines bereits sehr frühzeitig erreichten holozänen Meeresspiegel-Hochstandes in diesem Raum.

Auch von anderen argentinischen Küstenlokalitäten sind vereinzelt entsprechend hohe oder höhere 14C-Alter holozäner Muscheln bekannt (u.a. AGUIRRE & WHATLEY 1995; GONZALES & WEILER 1994; CODIGNOTTO et al. 1992). Wahrscheinlich liegt die Ursache dieser nach aktuellem Kenntnisstand zum Verlauf des nacheiszeitlichen holozänen Meerespiegelanstieges zu hohen 14C-Alter in dem bekannten Phänomen, daß marine Mollusken je nach Gattung und Lebensraum in unterschiedlichen Anteilen alten Kohlenstoff in ihre Schale einbauen. An der Atlantikküste Feuerlands führt dieser "14C-Reservoir-Effekt" nach Daten von ALBERO et al. (1987: Tab. 2, Tab. 3) dazu, daß ¹⁴C-Datierungen an marinen Muschelschalen bezogen auf 14C-Alter von Holzkohlen 20 -710 Jahre zu hoch ausfallen können. Dabei nehmen ALBERO et al. (1987: 69) für den Zeitraum

zwischen 360 - 5.600 BP eine durchschnittliche Altersüberbestimmung mariner Mollusken von ca. 560 Jahren an.

Nach Erreichen des holozänen Transgressionsmaximums im frühen Mittelholozän bildeten sich während Stillstandsphasen mittelholozäner Meeresregressionen (Kap. 4.4.) um 5.400 BP bzw. um 4.400 BP die meerwärts an die T1₍₁₎-Terrassen angelagerten H1- und H2-Strandwall-Systeme. Bereits um 1.500 BP lag dann der Meeresspiegel im Bereich oder nur noch geringfügig über seiner aktuellen Höhenlage.

Im Mündungsgebiet der größeren Täler wie dem Cañadón Malaspina und Cañadón de Las Mercedes führte der Meeresspiegel-Hochstand im Atlantikum zur Aufschotterung des Talbodens bis auf ca. 7,5 -8,5 m ü. mTw (5 - 6 m ü. hTw). Im Anschluß erfolgte mit der im ausgehenden Mittelholozän einsetzenden Meeresregression die sukzessive Eintiefung der Talsohlen bis fast auf das aktuelle Tidenhochwasser-Niveau. Im mündungsnahen Bereich führen insofern Meeresspiegel-Hochstände Aufschotterung und Meeresspiegelabsenkungen zur Eintiefung der Talsohlen. Daher können die in den Mündungsgebieten erhaltenen fluviatilen Terrassen als indirekte Indikatoren für Meeresspiegel-Hochstände genutzt werden. So wird der holozäne Talboden des Cañadón Malaspina nahe der Mündung von zwei höheren

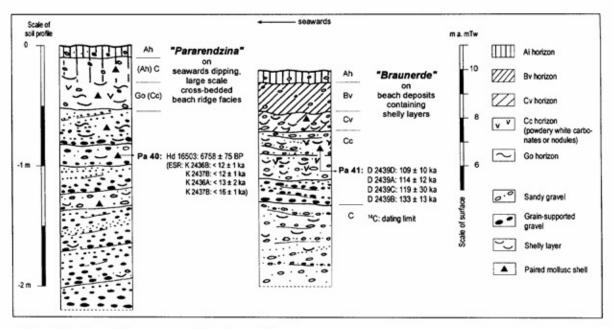


Abb. 4.10: Altersdatierungen und Böden auf den marinen T1₍₁₎- und T1₍₅₎-Terrassen nördlich der Caleta Malaspina (Lokalitäten Pa 40 und Pa 41 in Abb. 4.8).

Flußterrassen begleitet und zwar der ca. 10 - 11 m ü. mTw hohen A1-Terrasse sowie der ca. 13 - 14 m ü. mTw hohen A2-Terrasse (Abb. 4.4). Die A2-Terrasse ist älter als die zur Küste hin vorgelagerte T1₍₅₎-Terrasse, aber jünger als die während ihrer Bildung erodierten T3₍₅₎-Strandwälle. Daher dürfte sie während des T2₍₅₎-Meeresspiegel-Hochstandes entstanden sein, während die A1-Terrasse wahrscheinlich ein fluviatiles Pendant des letztinterglazialen T1₍₅₎-Hochstandes ist.

4.3.1.3. Jung- und mittelpleistozäne Terrassen

Im Bereich der Bahía Bustamante sind weiter landeinwärts entweder unmittelbar an den zur Küste hin vorgelagerten T1(1)-Strandwällen oder in der Umrahmung der einmündenden Cañadónes weitere kiesige T1-Strandablagerungen erhalten. Aufgrund ihrer intensiveren pedogenen Überprägung sind sie älter als die holozänen Terrassen. Auf letzteren sind nur selten Pararendzinen entwickelt (Abb. 4.10: Profil Pa 40), häufig besteht die pedogene Überprägung nur aus unterschiedlich intensiv gefärbten, von Eisen- und Manganoxiden umhüllten Kiesen. Die tieferliegenden kiesigen T1(5)-Strandsedimente sind dagegen bereits stärker verwittert und von Braunerden mit schwachen Kalkverkittungen der liegenden Kiese bedeckt (Abb. 4.10: Profil Pa 41).

Teilweise können die im T1-Niveau verbreiteten holozänen T1₍₁₎- und eemzeitlichen T1₍₅₎-Terrassen auch morphostratigraphisch sicher getrennt wer-

den. Zum Beispiel sind nördlich der Siedlung Bustamante im Mündungsbereich des Cañadón de Las Mercedes beiderseits des Tales kiesige T1-Strandwälle erhalten (Abb. 4.4). Die küstennahen T1(1)-Strandwälle entstanden, wie bereits ausgeführt, während des holozänen Transgressionsmaximums im frühen Atlantikum. Als Folge des höheren atlantischen Meeresspiegels kam es innerhalb des Cañadón de Las Mercedes zur Aufschotterung der höchsten holozänen Cañadón-Terrasse. Die landeinwärts gelegenen T1₍₅₎-Strandwälle sind jedoch im Bereich des Tales schon vor der atlantischen Aufhöhung des Talbodens - wahrscheinlich bereits in der letzten Kaltzeit - ausgeräumt worden. Ihre Ablagerung muß also schon vor dem Holozän und damit bereits mindestens während des letzten eemzeitlichen Meeresspiegel-Hochstandes erfolgt sein.

Das sowohl morphostratigraphisch als auch in der intensiveren pedogenen Überprägung dokumentierte wesentlich höhere Ablagerungsalter der innerhalb des T1-Niveaus verbreiteten T1(5)-Strandsedimente bestätigen ebenfalls die Altersdatierungen der an der Lokalität Pa 41 in situ eingelagerten Muscheln (Abb. 4.10; Tab. 4.4). Alle vier ESR-datierten Muscheln besitzen ein letztinterglaziales Alter von 109.000 - 133.000 a. Die küstenferneren T1(5)-Strandablagerungen sind damit zweifelsfrei noch während eines bereits niedrigeren eemzeitlichen Meeresspiegelstandes abgelagert worden, die küstennahen T1(1)-Strandwälle sind dagegen Bildungen des holozänen Transgressionsmaximums.

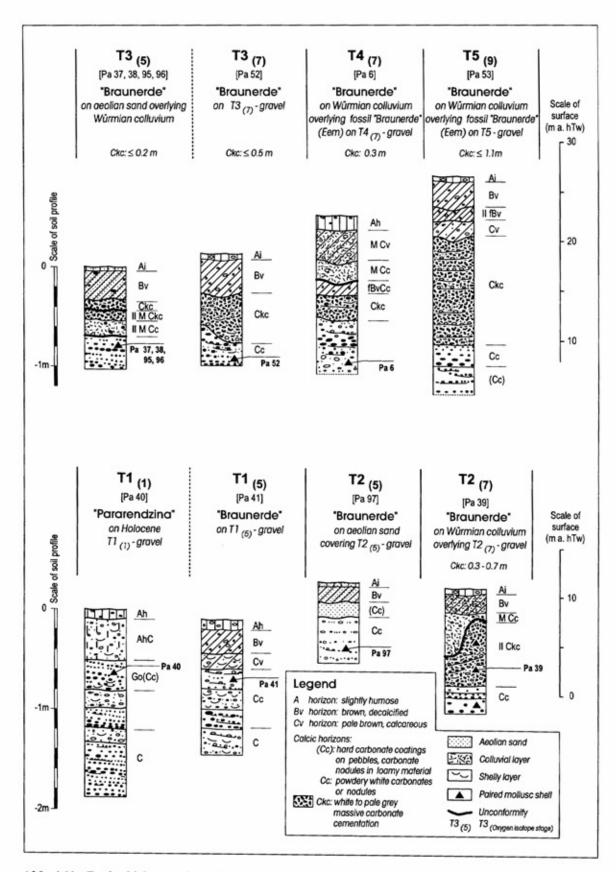


Abb. 4.11: Deckschichten und maximale Bodenentwicklung auf den jung- und mittelquartären Strandwall-Systemen im Küstenabschnitt "Bahía Bustamante". Die Lage der Lokalitäten zeigt Abb. 4.8.

Landeinwärts schließen sich an das T1-System die höheren Strandwälle der T2- bis T4-Niveaus an (Abb. 4.4). Sie sind im Bereich der Siedlung Bustamante lediglich als schmale Terrassenleisten erhalten. Flächenmäßig weiträumiger verbreitet ist das T2- und T3-System im Bereich der Estancia Iberica und das T4- und T5-System entlang der Landstraße nördlich der Estancia Iberica und westlich der Estancia Esther. Die größte Entfernung von der heutigen Küste besitzt eine Serie von Strandwällen, die als isolierte Plateaus oder als langgestreckte Rücken in mehr als 35 m Höhe über dem heutigem Meeresspiegel die Küstenebene überragen. Dieser bisher nicht weiter untergliederte T6-Komplex ist zum Beispiel rund 4 km westlich der Siedlung Bustamante als 1-1,5 km breites Hochplateau in ca. 38 - 43 m Höhe über dem Meer erhalten (Abb. 4.4; Bild 4.2). Weitere T6-Strandwälle, von CIONCHI (1984: Fig. 2) als System I kartiert (Abb. 4.3), erstrecken sich südwestlich der Península Aristizábal.

Auch diese verschiedenen älteren Terrassenniveaus können trotz annähernder Höhengleichheit unterschiedlicher Bildungszeit sein. Einen ersten Hinweis darauf geben die auf ihnen verbreiteten Deckschichten und Böden (Abb. 4.11). Während auf den holozänen Strandwällen vorherrschend Rohböden entwickelt sind und selten schwach verbraunte oder humose Pararendzinen auftreten (Abb. 4.11: Profil Pa 40), sind die jüngsten letztinterglazialen T1(5)-Terrassen stärker verwittert und tragen bereits Braunerden (Abb. 4.11: Profil Pa 41). Die pedostratigraphische Einstufung vorletztinterglazialer Terrassen ist dann gesichert, wenn unter kaltzeitlichen Fließerden eine fossile eemzeitliche Braunerde erhalten ist, wie im Profil Pa 6 (Abb. 4.11) auf der T4₍₇₎ bei Bustamante aufgenommen. Häufig sind die letztinterglazialen Böden jedoch erodiert, so daß die maximale Bodenentwicklung auf allen jung- und mittelpleistozänen Strandablagerungen den Reifegrad von mehreren Dezimetern mächtigen, in ihrer Intensität makroskopisch nicht differierenden Braunerden besitzt. Häufig ermöglichen die Mächtigkeiten und Intensitäten der unterlagernden pedogenen Kalkausfällungs-Horizonte (Ckc-Horizonte) eine pedostratigraphische Untergliederung dieser älteren Strandwall-Systeme. Im Sinne von BLÜMEL (1991) stellen sie sedimentär-pedogenetische Kalkkrusten dar. Im Gegensatz zu kalkund/oder gipsverkitteten Sedimentlagen innerhalb der Terrassenkörper erstrecken sie sich annähernd oberflächenparallel unmittelbar im Liegenden verbraunter Unterböden. Die in den Ckc-Horizonten angereicherten Kalke, selten auch Gips-Mineralien, stammen aus der Lösung hangender karbonatischer und sulfatischer Sedimentpartikel, die Kalke auch

von eingelagerten Fossilien. Da in diesem küstennahen Raum ein annähernd gleichhoher atmosphärischer Kalkstaub- und Gipseintrag stattfindet und die zentralen Strandwallbereiche bezüglich Erosionsgefährdung und Wasserversickerung ähnliche Reliefpositionen darstellen, ist die Ausbildung solcher oberflächennaher kompakter Kalkanreicherungshorizonte wesentlich von der Dauer der Prozeßfolge atmosphärischer Deposition, pedogener Lösung und Verlagerung sowie anschließender Ausfällung der Kalk- und/oder Gipspartikel in tieferen Bodenhorizonten abhängig. Nun besteht aber das marine Quartär in diesem Küstenabschnitt überwiegend aus silikatischen Bestandteilen, wobei die Karbonatgehalte in der Matrix nach einem Dutzend punktueller Bestimmungen zwischen ca. 10 - 25 Gew.% schwanken. Infolge vorherrschend ablandiger Winde dürfte auch der aktuelle marine Aerosoleintrag karbonatischer Partikel wohl kaum ausreichen, um auf Dauer dezimeter- bis metermächtige oberflächennahe Kalkkrusten erzeugen zu können. Insofern ist sowohl die Erklärung von u.a. VOGT & DEL VALLE (1994) zur Herkunft des Kalkstaubes in diesem Raum, wonach vor allem der während der pleistozänen Kaltphasen trockengefallene patagonische Schelf als Lieferant stark kalk- und salzhaltiger Aerosole fungierte haben soll, nachvollziehbar, als auch die Hypothese von u.a. SALOMON & POMEL (1997) einer äolischen Zuführung karbonathaltiger Aerosole andiner Vulkaneruptionen.

Auch in den liegenden, vom Grund- und Sickerwasser durchströmten Kieslagen kommt es zur Ausfällung von mitgeführten Lösungsstoffen wie Kalk und Gips. Insbesondere die hohlraumreichen matrixarmen Schotterlagen der Strandwallsedimente begünstigen deren Ausfällung. Bis auf holozäne Ablagerungen besitzen alle älteren marinen Sedimente in Abhängigkeit von ihrer Textur und Relieflage ebenfalls mehr oder minder kalkverkittete Kieslagen. Diese frühdiagenetischen Krustenbildungen unterscheiden sich von den überwiegend pedogenetisch entstandenen Kalkanreicherungshorizonten neben ihrer Lage innerhalb der Sedimentkörper makroskopisch vor allem dadurch, daß sie fast auschließlich an hohlraumreiche matrixarme Schotterlagen gebunden sind. Dagegen folgen die pedogenen Ckc-Horizonte in erster Linie der Geländeoberfläche unabhängig von den wechselnden Textureigenschaften des Anstehenden. Das makroskopische Erscheinungsbild solcher pedogenen Kalkanreicherungshorizonte ist vor allem Ausdruck der vorhandenen Porengrößen. Bei feinporigen, lehmigen Substraten dominieren weißgesprenkelte pseudomycelartige Kalk- und/oder Gipshorizonte, in kiesig-sandigen Substraten entstehen eher lockere weißgraue Anreicherungshori-

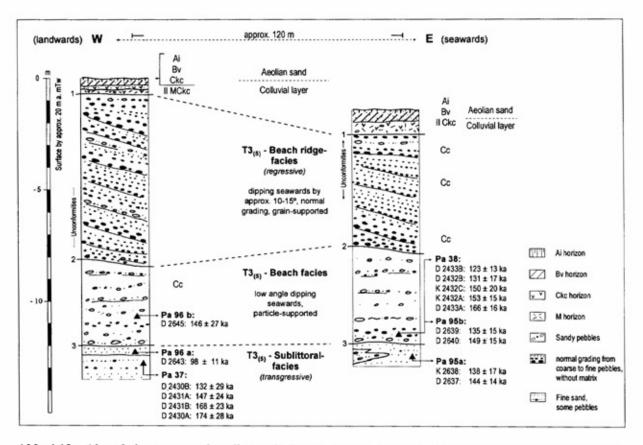


Abb. 4.12: Altersdatierungen und sedimentologischer Aufbau des T3₍₅₎-Strandwall-Systems am Cañadón Malaspina (Lokalität Pa 96 in Abb. 4.8).

zonte, während matrixarme Kiese stärker dazu neigen, konglomeratisch zu verkitten.

Während die holozänen Terrassen maximal geringmächtige initiale Kalkausfällungshorizonte besitzen, sind auf den am Ausgang des letzten Interglazials gebildeten T1(5)- und T2(5)-Terrassen im Bereich von Bustamante bereits deutliche Cc-Horizonte ausgebildet. Auch ihre Kieskörper sind in Abhängigkeit vom Grundwasserstrom, von der Reliefposition und der Textur unterschiedlich intensiv kalkverkittet (Abb. 4.11: Cc-Horizonte). Kräftigere, zwei Dezimeter mächtige pedogene Kalkanreicherungshorizonte sind im Küstenabschnitt Bustamante zumindest auf den ältesten letztinterglazialen T3(5)-Strandwall-Systemen weitflächig verbreitet (Abb. 4.11: Pa 37, 38, 95, 96), im unmittelbar nördlich gelegenen Küstenabschnitt von Camarones auch auf der T2(5)-Terrasse (Abb. 4.18). Im Bereich dieser Horizonte sind alle Hohlräume zwischen den Kiesen durch Kalkeinwaschung sekundär ausgefüllt. Auf den vorletztinterglazialen Strandablagerungen (Abb. 4.11: Profil Pa 52) ist dieser Horizont häufig bereits 50 cm mächtig. Auch die niedrigeren vorletztinterglazialen T2(7)-Strandwälle besitzen bereits 0,3 - 0,7 m mächtige Ckc-Horizonte (Abb. 4.11: Profil Pa 39). Auf den älteren mittelquartären Terrassen nimmt deren Mächtigkeit dann weiter (Abb. 4.11: Profil Pa 53) bis auf mehrere Meter Mächtigkeit bei den T6-Strandablagerungen zu.

Diese pedostratigraphische Untergliederung der morphologisch zum Teil in gleicher Höhe liegenden letzt- und vorletztinterglazialen T2- und T3-Terrassenniveaus bestätigen die an verschiedenen Lokalitäten in ihren Sedimentkörpern in situ eingelagerten aragonitischen Muscheln (Tab. 4.4). Aus den letztinterglazialen T2(5)- und T3(5)-Terrassenkörpern, die weitflächig zwischen der Caleta Malaspina und dem Cañadón des Las Mercedes erhalten sind (Abb. 4.4), liegen einzelne Fossilfunde von den Lokalitäten Pa 97, Pa 99, Pa 55, Pa 96 (einschließlich Pa 37, Pa 38, Pa 95) sowie Pa 98 vor. In beiden Strandwall-Systemen, die sich in unterschiedlicher Höhe annähernd küstenparallel erstrecken (Abb. 4.5: Geomorphologische Schnitte mit Lage der Probenpunkte), besitzen in situ eingelagerte Muscheln letztinterglaziale ESR-Alter überwiegend zwischen 98.000 - 150.000 a (Tab. 4.4). Ein ähnliches letztinterglaziales ESR-Altersspektrum zeigen acht weitere Muscheln, die bei der Estancia Esther (Abb. 4.8: Lokalität Pa 7)



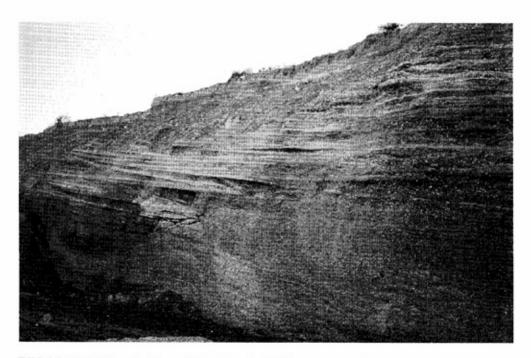


Bild 4.3: Letztinterglaziales T3₍₅₎-Strandwall-System am Cañadón Malaspina mit meerwärts einfallender Schrägschichtung (oben: Gesamtaufnahme vom 4.3.1993 und unten: Nahaufnahme vom 6.4.1994).

in kiesigen T3₍₅₎-Strandablagerungen in situ eingelagert waren (Tab. 4.4: Lokalität Pa 7). Auch an der Lokalität Pa 96 (Abb. 4.12), an der die letztinterglaziale T3₍₅₎-Terrasse vom Cañadón Malaspina unterschnitten wird (Bild 4.3), liegen die Alterswerte der ESR-Datierungen von Fossilfunden sowohl aus der basalen feinklastischen Transgressionsfazies als auch von der Basis der hangenden grobklastischen und schäggeschichteten

Strandwallfazies in einem ähnlichen Altersintervall (Abb. 4.12).

Die im Aufschluß Pa 96 datierten Muscheln sind aufgrund ihrer tiefen Lage im Sedimentkörper nicht mehr von pedogenen Verwitterungseinflüssen und dadurch initiierten Rekristallisationen, Elementverlagerungen oder thermischen Beeinflussungen etc. betroffen. Ebenfalls ist eine Sub-

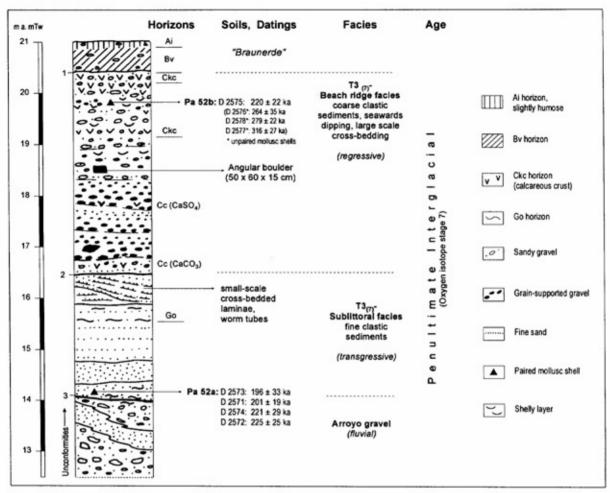


Abb. 4.13: Altersdatierungen und sedimentologischer Aufbau der T3₍₇₎-Terrasse nördlich der Estancia Ibérica (Abb. 4.8: Lokalität Pa 52).

stratabhängigkeit der Streubreite oder Höhe der Alterswerte nicht erkennbar. Trotz der großen Bandbreite der ESR-Alter innerhalb weniger Sedimentlagen eines Strandwall-Systems bestätigen die Altershäufungen im Zeitraum um 130.000 a insgesamt die morpho- und pedostratigraphischen Befunde, daß die zwischen dem Cañadón El Pinter und dem Cañadón de Las Mercedes erhaltenen T1₍₅₎- bis T3₍₅₎-Terrassen letztinterglazialer Genese sind.

Die Genauigkeit der ESR-Datierung aragonitischer Muscheln reicht aber keineswegs aus, die innerhalb der Sauerstoff-Isotopenstufen 5 bekannten Submaxima (5a, 5c, 5e) zu datieren. Morphostratigraphisch ist jedoch davon auszugehen, daß die bis 21 m ü. mTw hohen T3₍₅₎-Strandwälle während des eemzeitlichen Transgressionsmaximums gebildet wurden und damit das eemzeitliche Pendant der holozänen T1₍₁₎-Strandwälle darstellen. Die beiden tiefergelegenen und küstennäheren T2₍₅₎ und T1₍₅₎-Strandablagerungen sind dagegen jüngere eemzeitliche Bildungen bei bereits absinkendem Meeresspiegel.

Das vorletztinterglaziale Transgressionsmaximum repräsentieren wahrscheinlich die bis 26 m ü. mTw hohen T4(7)-Strandwälle, die im Bereich der Bahía Bustamante die küstennahen letztinterglazialen Terrassen zum Inland hin begrenzen (Abb. 4.4). Dagegen sind die im Bereich und nördlich der Estancia Iberica erhaltenen T2(7) und T3(7)-Strandablagerungen jüngere Bildungen am Ausgang des vorletzten Interglazials, die bei bereits tieferem Meeresspiegel entstanden. Wie bereits ausgeführt, können vorletztinterglaziale Terrassen nur selten durch den Erhalt letztinterglazialer Bodenhorizonte von jüngeren Bildungen unterschieden werden. Für die stratigraphische Differenzierung ist dagegen die weite Verbreitung von bis 0,3 - 0,6 m mächtigen pedogenen Kalkanreicherungshorizonten noch am aussagekräftigsten (Abb. 4.11).

Auch die ESR-Alter der aus den hangenden Kiesschichten der T2₍₇₎-Terrasse an der Lokalität Pa 39 (Abb. 4.6a: Schnitt I) in situ geborgenen Muscheln mit drei Altern zwischen 200.000 - 226.000 Jahren und einem "Ausreißer" bei 261.000 a (Tab. 4.4)



Bild 4.4: Mariner Transgressions-/Regressionszyklus aus liegenden strandnahen Sanden und hangenden kiesigen Strandwallablagerungen der T3₍₇₎-Terrasse nördlich der Estancia Ibérica (Abb. 4.8: Lokalität Pa 52; Aufnahme vom 3.3.1993).

bestätigen ihre vorletztinterglaziale Bildung, obwohl ihre Oberfläche tiefer liegt, als die der letztinterglazialen T2₍₅₎-Terrasse im Bereich der Siedlung Bustamante.

Nördlich der Estancia Iberica ist die T2₍₇₎-Terrasse der landeinwärts erhaltenen, im Mittel 21 m ü. mTw hohen T3₍₇₎-Terrasse vorgelagert. Sowohl pedo- als auch chronostratigrapisch ist letztere älter als die in vergleichbarer Höhe im Bereich der Siedlung Bustamante erhaltene letztinterglaziale T3₍₅₎-Terrasse. An der Lokalität Pa 52 (Abb. 4.13; Bild 4.4; Abb. 4.6a: Schnitt SI) ist der T3₍₇₎-Terrassenkörper bis auf die liegenden feinklastischen Transgressionssedimente aufgeschlossen.

Sowohl die an der Basis der T3(7)-Strandwallkiese liegenden Transgressionssedimente sandigen (Abb. 4.13: Pa 52a) als auch die hangende kiesige Strandwallfazies (Abb. 4.13: Pa 52b) stammen aus dem vorletzten Interglazial (Sauerstoff-Isotopenstufe 7). Dies bestätigen auch die ESR-Alter von 200.000 bis 225.000 a der fünf in situ geborgenen und datierten Muscheln (Abb. 4.13). Sehr deutlich zeigt sich die bereits angesprochene Problematik von ESR-Datierungen an Einzelschalen (Kap. 4). Alle drei aus der hangenden Strandwallfazies stammenden Einzelschalen ergaben keine vorletztinterglazialen, sondern deutlich abweichende "zu hohe" ESR-Alterswerte (Abb. 4.13).

Die ältesten vorletztinterglazialen T4(7)-Strandwälle erstrecken sich als schmaler, teilweise nur 100 m breiter Rücken westlich der Siedlung Bustamante am Außenrand des letztinterglazialen T3₍₅₎-Strandwall-Systems (Abb. 4.4; Abb. 4.6a: Schnitt S IV). Die pedostratigraphische Einstufung mindestens vorletztinterglaziale Terrasse (Abb. 4.11: Profil Pa 6) deckt sich mit den ESR-Altern von 203.000 und 234.000 Jahren der beiden aus den hangenden Kiesschichten in ca. 1,5 m unter der Oberfläche in situ geborgenen Muscheln (Tab. 4.4: Lokalität Pa 6). Interessanterweise widersprechen auch die an Einzelschalen erzielten ESR-Alterswerte dieser stratigraphischen Einstufung nicht.

Älter als das vorletzte Interglazial sind die ca. 28-31 m ü. mTw hohen T5-Strandwälle, die weitflächig westlich und südwestlich der Estancia Esther erhalten sind (Bild 4.2). Die aus ihnen überwiegend als Lesefunde geborgenen Muscheln besitzen durchweg ESR-Alter von ≥ 244.000 a (Tab. 4.4). Auch das Th/U-Alter einer beidschaligen Muschel von ca. 181.000 a hebt sich deutlich von den wesentlich jüngeren Th/U-Altern der Muscheln aus den jüngeren Strandablagerungen ab. Unter Berücksichtigung von methodischen Schwierigkeiten der ESR-Datierung in diesem hohen Altersbereich weisen sowohl die vorliegenden Altersdatierungen als auch die Morphostra-

tigraphie auf eine Bildung des T5-Systems während eines mittelpleistozänen Transgressionsmaximums um 300.000 a hin.

Die größte Ausdehnung und Entfernung von der aktuellen Küste besitzen die bereits stärker erodierten Strandwälle des T6-Komplexes in einer Höhenlage von 35 - 43 m ü. M. Landeinwärts folgen noch altquartäre/pliozäne (?) weitere Strandwall-Systeme, teilweise mit einer Oberflächenerhebung vom mehr als 80 - 100 m ü. M. (Bild 4.2: T6-Komplex). Die aus den stark kalkverkitteten, matrixarmen Kiesen der T6-Strandwälle westlich der Siedlung Bustamante und der Península Aristizábal geborgenen Einzelschalen von Muscheln (Abb. 4.8: Lokalität Pa 60, Pa 5) besitzen ESR-Alter von > 280.000 a und die bisher höchsten Th/U-Alter von ca. 300.000 a (Tab. 4.4). Ähnliche ESR- und Th/U-Alter an Fossilfunden aus entsprechenden marinen T6-Terrassensedimenten ca. 30 - 40 km nordöstlich der Siedlung Bustamante ermittelte RADTKE (1989: 93). Auch die durchweg hohen AAR-Werte von ≥ 0,72 sprechen für eine Bildung des T6-Komplexes sicherlich vor dem vorletzten Interglazial während eines älteren mittelpleistozänen Meeresspiegel-Hochstandes.

Die im Bereich der Bahía Bustamante durchgeführten geomorphologischen und geochronologischen Untersuchungen belegen, daß eine altimetrische Zuordnung einzelner mariner Strandablagerungen in das bisherige dreistufige Schema von FERUGLIO (1947; ders. 1950) und CIONCHI (1984; ders. 1987) nicht möglich ist. Vielmehr sind in diesen drei

bekannten Systemen mehrere unterschiedlich alte Strandwall-Systeme zusammengefaßt. Geht man davon aus, daß der Meeresspiegel während des letzt- und vorletztinterglazialen Transgressionsmaximums nur wenige Meter über dem des Holozäns gelegen hat (Diskussion u.a. in BRÜCKNER & RADTKE 1990: 659f.), dann sind die Höhenunterschiede von bis zu zehn Metern zwischen den drei während des holozänen, letzt- und vorletztinterglazialen Transgressionsmaximums gebildeten T1₍₁₎-, T3₍₅₎- und T4₍₇₎-Systemen als ein Ergebnis geringer epirogener Heraushebung dieser Küstenregion anzusehen (Kap. 4.4.).

Die unterschiedlichen Höhenlagen der innerhalb der einzelnen, nach dem interglazialen Transgressionsmaximum bei bereits tieferliegendem Meeresspiegel gebildeten Strandwall-Systemen dürften dagegen primär das Ergebnis eustatisch bedingter Schwankungen des Meeresspiegels sein. Das regional differenzierte Zusammenspiel von Meeresspiegelveränderungen, eustatischen wallartigen Aufschotterungen von Strandwällen an der Strandlinie unter dem Einfluß einer insgesamt geringen epirogenen Hebungsrate sind nicht nur die Ursache dafür, daß in diesem Raum letzt- und Strandwälle vorletztinterglaziale als Terrassentreppe oder in gleicher Höhenlage aneinandergrenzen können, sondern auch dafür, daß ein letztinterglaziales Strandwall-System mit höherer Oberflächenerhebung einer sich landeinwärts erstreckenden tiefergelegenen vorletztinterglazialen Terrasse vorgelagert sein kann.



Bild 4.5: Kiesig-sandige Strandablagerungen der T6-Terrasse westlich von Camarones (Lokalität Pa 44) mit zur heutigen Küste (rechts) hin einfallender Schrägschichtung. Die Basis bilden eozäne Bentonite (dunkelbraun) der Formation Koluel Kaike sensu Самасно (1979) (Aufnahme vom 27.2.1993).

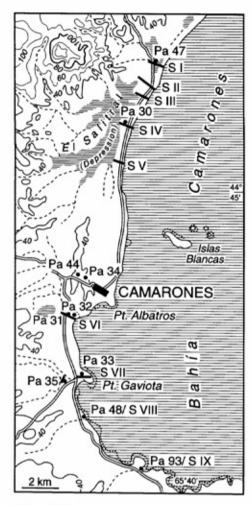


Abb. 4.14:
Topographische Übersicht mit Lage der Probenstellen und geomorphologischen Schnitte im Küstenbereich Camarones (Altersdatierungen in Tab. 4.5).

4.3.2. Camarones

Aus dem unmittelbar nördlich der Bahía Bustamante gelegenen Küstenabschnitt von Camarones (Abb. 4.14) sind in der Zeit nach FERUGLIO (1950) keine weiteren detaillierten Gliederungen und Beschreibungen mariner Terrassen durchgeführt worden. FERUGLIO beschreibt zwischen Camarones und Cabo Roso mehrere deutliche marine Niveaus, die er aufgrund ihrer Höhenlage in sein sechsgliedriges Terrassenschema einstuft. CODIGNOTTO (1984) datiert in diesem Raum holozäne Ablagerungen in den Zeitraum zwischen 3.380 -7.250 BP. Muscheln aus Strandablagerungen in 15 - 22 m Höhe lieferten nach CODIGNOTTO 14C-Alterswerte von 32.000 und 38.900 BP, die wie RADTKE (1989: 95) bereits zu Recht hervorhebt, nur als Minimalalter anzusehen sind.

Geologisch gesehen liegt Camarones, ebenso wie die Bahía Bustamante, am Südrand des Nordpatagonischen Massivs (Abb. 2.10; ZAMBRANO & URIEN 1970: Fig. 8), also innerhalb eines tektonischen Hochgebietes. Entsprechend wird der küstenmorphologische Formenschatz neben quartären Bildungen von zahlreichen Buchten und Vorsprüngen aus teilweise bizzar erodierten vulkanischen Festgesteinen beherrscht. Vor allem die nördliche und südliche Umrahmung der Bahía Camarones prägen halbinselartige Vorsprünge aus Vulkaniten der jurassischen Formation Chon Aike, während sich im Schutz der Bucht im Laufe des jüngeren Quartärs annähernd küstenparallel mehrere unterschiedlich hohe Strandwall-Systeme bilden konnten. Details zur Geologie dieses Raumes geben CAMACHO (1979) sowie CREER et al. (1972).

Marine Terrassen des Jungpleistozäns und jüngeren Mittelpleistozäns sind sowohl nördlich als auch südlich von Camarones in einer lediglich 1 -2 km breiten Zone erhalten. Sie begleiten den heutigen Strand in Form schmaler, annähernd küstenparallel verlaufender Strandwallrücken (Abb. 4.15; Abb. 4.16). Sowohl von ihrer Höhenlage und pedogenen Überprägungen als auch von ihrer Altersstellung besitzen sie große Ähnlichkeiten mit den entlang der Bahía Bustamante verbreiteten jung- und mittelquartären Strandwall-Systemen (Tab. 4.5). Die heutige Küstenlinie wird vor allem im Süden von Camarones von mehreren bis maximal 12 m ü. mTw hohen holozänen Strandwällen begleitet (Abb. 4.16). Zum Landesinneren werden sie überragt von älteren pleistozänen Strandwällen, die in Analogie zur marinen Terrassennomenklatur im benachbarten Bustamante als T2-, T3- und T4-Systeme bezeichnet werden (Tab. 4.5).

In einer Höhe von 40 - 50 m ü. M. erstrecken sich kiesige T6-Strandablagerungen im Bereich und westlich der Siedlung Camarones. Von FERUGLIO (1950: 91f.) wurde diese Terrassenfläche "Terraza alta de Camarones" (Tab. 4.2) bezeichnet und aufgrund der enthaltenen wärmeliebenden Faunen in ein älteres pleistozänes Interglazial eingestuft. Rund 700 m westlich von Camarones ist derzeit der rund sechs Meter mächtige Terrassenkörper entlang der neuen Teerstraße zur Ruta 3 bis unterlagernden Tertiär (Bild 4.5). Die kiesigen, teilweise sehr sandreichen Strandsedimente besitzen eine im Mittel um 5 - 10° zur heutigen Küste hin einfallende großbogige Schrägschichtung und sind bis zur Basis stark kalkverkittet. Drei Einzelschalen von eingelagerten Muscheln ergaben ESR-Alterswerte von 300.000 -335,000 a.

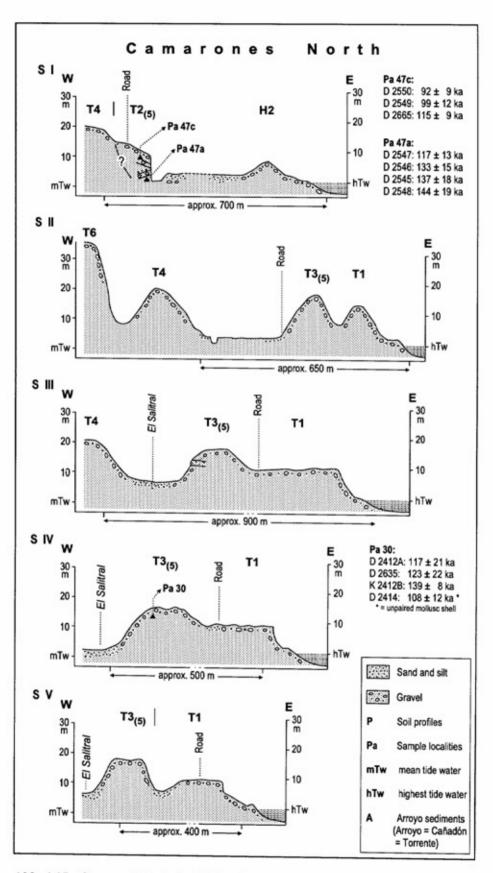


Abb. 4.15: Geomorphologische Schnitte S I bis S V an der Küste nördlich von Camarones. Lage der Schnitte und Probenpunkte in Abb. 4.14.

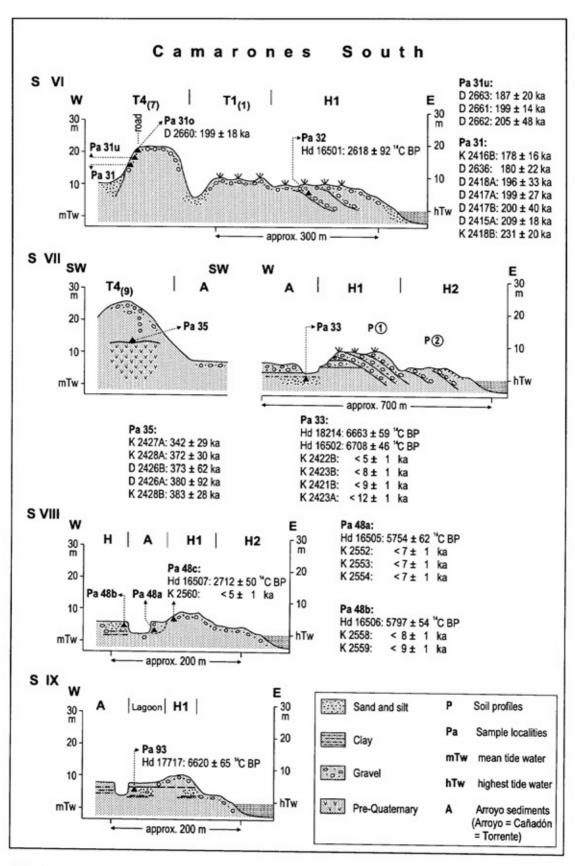


Abb. 4.16: Geomorphologische Schnitte S VI bis S IX an der Küste südlich von Camarones. Lage der Schnitte und Probenpunkte in Abb. 4.14.

Tab. 4.5: Stratigraphische Übersicht mariner Terrassen bei Camarones und Altersbestimmungen der in den Terrassen einsedimentierten Muscheln (zur Lage der Fundlokalitäten siehe Abb. 4.14; die einzelnen Altersdatierungen sind im Anhang zusammengestellt).

Strati- graphie	Höhe m ü. mTw [m ü. hTw]	Lokalität	Labor - Nr.	ESR - Alter (x 1000 a ± ca. 15%)	n	Th/U - Alter (x 1000 a)	AAR D/L - Ratio (Asp.)	¹⁸ O/ ¹⁶ O- Stufe
rezent H2 H1	4,5 [2] 6 [3,5] 8 - 9 [5,5 - 6,5]	Pa 32	Hd 16501 K 2420A K 2420B	¹⁴ C: 2.618 BP < 7 < 8	1			
	8 - 9 [5,5 - 6,5]	Pa 48c	Hd 16507 (K 2559 K 2560)*	¹⁴ C: 2.712 BP (< 12) (< 6)	1 1 1			
Tla	kiesige Strand- sedimente 5,5-6,5	Pa 48a,b	Hd 16505 Hd 16506 K 2551 - K 2554 K 2555 K 2556 K 2558	14C: 5.754 BP, 5.797 BP < 7 < 12 < 9 < 8	1 1 4 1 1	3 [2-4]	0,35	1
11(1)	11 - 12 [8,5 - 9,5] kiesig-lehmige Lagunen- sedimente	Pa 33	Hd 16502 Hd 18214 K 2421A K 2421B K 2422A	¹⁴ C: 6.708 BP, 6.663 BP	1 1			
		Pa 93	K 2423B K 2422B K 2423A Hd 17117	< 8 - < 10 < 5 < 12	1 1			
		Pa 47c	D 2550 D 2549	92, 99	2			
T2(5)	13 - 14 [9,5 - 11,5]	Pa 47a	D 2545 D 2546 D 2547 D 2548	115 117 133 - 144	3 1			5
T3 ₍₅₎	17 - 19 [14,5 - 16,5]	Pa 30	D 2412A D 2635 K 2412B (D2414)*	117, 123 139 (108)	2 1 1			
T4 ₍₇₎	23 - 24 [20,5 - 21,5]	Pa 31o Pa 31u	D 2415 D 2415A D 2636 K 2416B D 2417A,B D 2418A K 2418B D 2660 D 2661-	209 178 - 200 231 187 - 205	1 5 1 4	117 [111 - 123]	0,57	7
T4 (9)	22- 24 [19,5 - 21,5]	Pa 35	D 2426 K 2427A D 2426A,B K 2428A,B	342 372 - 382	1 4	228 [214 - 243]	0,72	≥9
T6 - Kom- plex	42	Pa 44	(D 2541, D 2544 D 2543)*	(303) (335, 335)	1 2			>9

m ü. mTw = m ü. mittlerem Tidenwasserspiegel [m ü. hTw = m ü. höchstem Tidenwasserspiegel]. (Quelle: "Tablas de marea 1992, 1993, 1994" SERVICIO DE HIDROGRAFIA NAVAL, Buenos Aires). (....)* Einzelschalen als Lesefunde.

14C-Datierungen: B. KROMER (Inst. f. Umweltphysik, Universität Heidelberg).

Th/U-Alter: A. ROSTAMI & A. MANGINI (Inst. f. Umweltphysik, Universität Heidelberg).

AAR-Messungen: N. RUTTER (Dep. of Geology, University of Alberta, Edmonton, Canada).

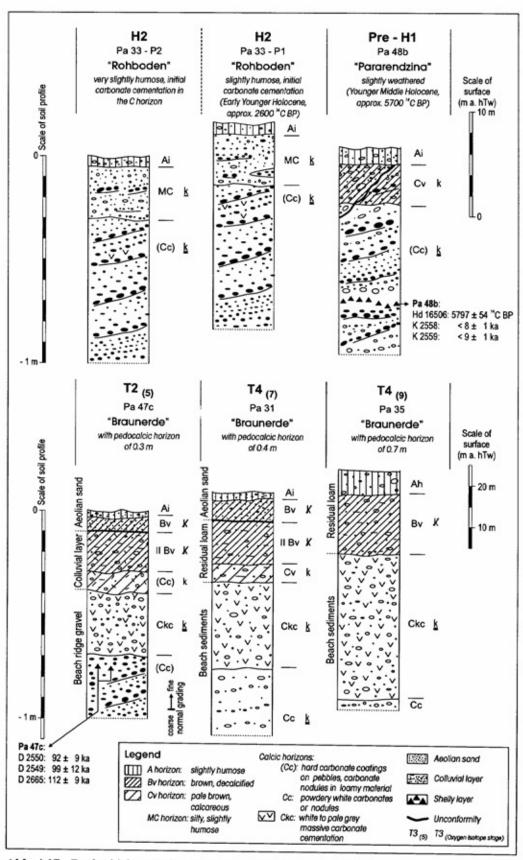


Abb. 4.17: Deckschichten und maximale Bodenentwicklung auf den jung- und mittelpleistozänen Strandwall-Systemen im Küstenabschnitt "Bahía Camarones". Die Lage der Lokalitäten ist aus Abb. 4.14 ersichtlich.

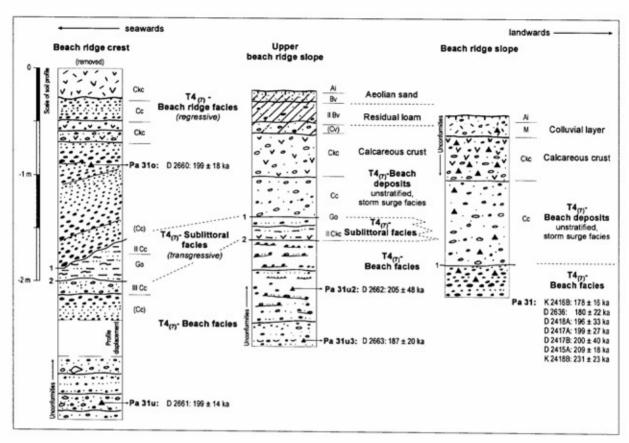


Abb. 4.18: Sedimentologischer Aufbau und ESR-Alter an Muscheln des T4₍₇₎-Strandwall-Systems südlich von Camarones (Lokalität Pa 31 in Abb. 4.16).

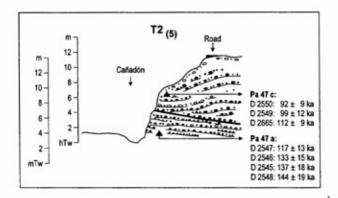
Zwar ist aufgrund der guten Übereinstimmung aller drei Alter eine in situ-Position der drei Schalen anzunehmen, aber, da die Alter im Bereich der oberen Datierungsgrenze liegen, sind sie nur als grobe Näherungen anzusehen. Die Muscheln könnten auch erheblich älter sein.

Bereits das südlich von Camarones an der Straße nach Bustamante erhaltene T4₍₉₎-Strandwall-System, das aufgrund seiner morphostratigraphischen Lage jünger als die Terrasse von Camarones ist, entstand während eines Meeresspiegel-Hochstandes um 300.000 a, eventuell sogar um 400.000 a.

Die ESR-Altersbestimmung von fünf in situ eingelagerten Muschelschalen aus dem basalen Bereich der T4₍₉₎-Strandwallsedimente (Abb. 4.16: Lokalität Pa 35; Tab. 4.5: Pa 35) ergab vier ESR-Alter zwischen 372.000 - 382.000 a, eine Muschelschale datierte auf ca. 342.000 a. Auf ein mittelpleistozänes Alter dieser Terrasse weist ebenfalls das an einer Muschelschale erzielte Th/U-Alter von 228.000 a, das deutlich älter als die beiden anderen Th/U-Altersbestimmungen an Muscheln jüngerer Strandwälle ist (Tab. 4.5).

Südlich von Camarones ist den dort erhaltenen T4₍₉₎-Strandwällen zur Küste hin ein weiteres, durch eine breite Talzone getrenntes Strandwall-System vorgelagert, dessen Wallkrone ebenfalls Höhen von bis zu 24 m ü. mTw erreicht. Nicht nur die morphologisch vom T4₍₉₎-System deutlich abgesetzte Erstreckung dieser T4₍₇₎-Strandwälle, auch die geringere Mächtigkeit der Bodenentwicklung, also der Verbraunung und pedogenen Kalkkrustenbildung (Abb. 4.17: Profil Pa 31), deutet auf ein wesentlich jüngeres Alter.

An der Lokalität Pa 31 (Abb. 4.16; Abb. 4.18) wurden insgesamt elf in situ eingelagerte Muschelschalen aus den kiesigen Strandwallsedimenten im Bereich der Wallkrone, am Außenhang und aus liegenden, stark sandigen Strandsedimenten datiert (Abb. 4.18). Die ermittelten ESR-Alter von rund 180.000 - 210.000, bei einer Muschel von rund 231.000 a, belegen die vorletztinterglaziale Bildung dieses ebenfalls im T4-Niveau gelegenen Strandwall-Systems. Auch die jeweils an einer Muschelschale vorgenommene Th/U-Altersbestimmung und AAR-Messung weisen darauf hin, daß dieses System jünger als die landeinwärts verbreiteten und ebenso hohen T4₍₉₎-Strandwälle ist.



Nördlich von Camarones sind, wenige hundert Meter von der heutigen Küstenlinie entfernt, weitere Strandwälle in ca. 17 - 19 m ü. mTw. (T3) bzw. ca. 13-14 m ü. mTw (T2) erhalten, deren Oberflächen zwar niedriger als die sich weiter erstreckenden mittelpleistozänen landeinwärts Terrassen liegen, aber noch deutlich höher sind, als die stärker reliefierten holozänen Strandwälle (Abb. 4.15; Abb. 4.16). Im Gegensatz zu den holozänen Niveaus besitzen die T2- und T3-Strandwall-Systeme kräftige pedogene Kalkkrustenhorizonte von bis zu 35 cm Mächtigkeit, wobei sie im allgemeinen geringmächtiger als auf den älteren Terrassen sind (Abb. 4.17). Beide Strandwall-Systeme sind letztinterglaziale Bildungen. Drei in situ geborgene Muschelschalen aus den älteren T3(5)-Strandwällen an der Lokalität Pa 30 (Abb. 4.15: S IV) ergaben ESR-Alter zwischen 117.000 bis 123.000 a, ein ESR-Alter lag bei 139.000 a. Eine weitere Einzelschale datierte auf ca. 108.000 a

Abb. 4.19:

ESR-Alter und sedimentologischer Aufbau der T2₍₅₎-Strandwallablagerungen an der Lokalität Pa 47 nördlich von Camarones (Lage der Lokalität in Abb. 4.14).

(Tab. 4.5).

Die T2₍₅₎-Terrasse, die als schmale Terrassenleiste an der Lokalität Pa 47 (Abb. 4.14; Abb. 4.15: S I) unmittelbar an die weiter landeinwärts gelegene T3-Terrasse grenzt, besteht dort aus zwei gestapelten Strandwallfazien, deren schräggeschichtete Kieslagen winkeldiskordant aneinandergrenzen (Abb. 4.19).

Sowohl die ESR-Alter der in situ eingelagerten Muschelschalen aus der liegenden als auch der hangenden Strandwallfazies belegen die letztinterglaziale Genese dieser Ablagerungen. Dabei ist die T2₍₅₎ die jüngste bisher aus diesem Küstenraum bekannte letztinterglaziale Terrasse. Die nächsttieferen zur Küste hin folgenden Strandwälle und Strandablagerungen sind bereits wegen ihrer stärkeren Reliefierung, d.h. ihrem "frischen" morphologischen Habitus, vor allem aber wegen den geringer entwickelten Böden und dem Fehlen kräf-



Bild 4.6:
Mittelholozäner
T1₍₁₎-Strandwall
südlich von
Camarones. Im
Gegensatz zu den
jüngeren holozänen
Strandwällen sind
die der T1₍₁₎Terrasse meistens
grasbewachsen
(Aufnahme vom
1.3.1993).

tiger Kalkanreicherungshorizonte unschwer als holozäne Bildungen zu erkennen (Bild 4.6). Dabei sind auch im Küstenabschnitt von Camarones auf den holozänen Strandablagerungen maximal schwach verbraunte Pararendzinen verbreitet, in der Regel bilden jedoch unterschiedlich intensiv oxidierte Schotter die Oberfläche. In ihren kiesigen Sedimentkörpern treten nur lagenweise schwache sekundäre Kalkausfällungen vor allem an den Schotterunterseiten matrixarmer Kieslagen auf (Abb. 4.17).

Bereits im frühen Mittelholozän bildeten sich auch im Bereich der Bahía Camarones parallel zur aktuellen Küstenlinie bis zu 12 m ü. mTw hohe T1₍₁₎-Strandwälle (Bild 4.6) und im Mündungsbereich einzelner Cañadones kam es zur Ablagerung kiesiger Strand- und stark sandig-siltiger Lagunensedimente.

Im Küstenabschnitt südlich von Camarones, nahe der Mündung des namenlosen Cañadón an der Lokalität Pa 33 (Abb. 4.16: S VI), unterlagern lehmige Lagunensedimente jüngere Flußbettsedimente. Innerhalb der aktuellen Abflußrinne sind sie freigelegt. Das frühmittelholozäne Alter dieser marinen Lehme, Sand- und Kieslagen bestätigen die ¹⁴C-Alter zweier in situ eingelagerter Muschelschalen von 6.708 BP und 6.663 BP (Tab. 4.5).

Auch im Mündungsbereich des namenlosen Cañadón an der Lokalität Pa 93 (Abb. 4.16: S VIII) transgredierte das Meer über die heutige Küstenlinie hinaus in die vom Lande einmündenden Talzonen. In den dort verbreiteten sandig-siltigen Lagunensedimenten sind kiesige Sandlagen eingeschaltet, die zur Küste hin an Mächtigkeit zunehmen und auch den vorgelagerten H1-Strandwall unterlagern. Eine innerhalb dieser sandreichen Strandablagerungen eingelagerte beidschalige Muschel datierte auf ein ¹⁴C-Alter von ca. 6.620 BP (Tab. 4.5).

Die H1-Strandwälle sind aber nicht nur jünger als das frühmittelholozäne Trangressionsmaximum, sondern auch noch jünger als kiesige Strandsedimente, die landeinwärts im Mündungsbereich des namenlosen Cañadón an der Lokalität Pa 48 verbreitet sind (Abb. 4.16: S VII). Zwei in situ eingelagerte Muscheln, eine vom Top und eine weitere aus 2 m Tiefe, belegen die mittelholozäne, um ca. 5.800 BP erfolgte Ablagerung dieser Strandablagerungen (Tab. 4.5: Pa 48a und Pa 48b). Seitlich verzahnen sie sich mit fluviatilen Sedimenten, deren kiesige Oberflächen, ebenso wie die der Strandablagerungen, in einer Höhe von ca. 3 -4 m über höchstem Tidenwasserspiegel (höchster Tidenwasserspiegel = hTw) liegen. Da das heutige Abflußbett des Cañadón in etwa im Bereich des höchsten Tidenwasserspiegels am Strand ausmündet (Bild 4.7 *oben*), ist davon auszugehen, daß die beschriebenen spätmittelholozänen Mündungssedimente während eines ca. 3 bis 4 m höheren Meeresspiegels entstanden sind (s.u.).

Erst anschließend wurden die jüngeren H1- und H2-Strandwälle gebildet, die auch an dieser Lokalität - wie in Bild 4.7 festgehalten - große Bereiche der Mündungsbucht zum Meer hin abschließen. Die Radiokohlenstoff-Datierung einer wenige Dezimeter unter der H1-Strandwalloberfläche am landseitigen Außenrand eingelagerten Einzelschale einer Muschel (Abb. 4.16: S VII Pa 48c) ergab ein ¹⁴C-Alter von ca. 2.700 BP.

Ein ähnliches ¹⁴C-Alter von ca. 2.620 BP besaß auch eine in H1-Strandwallsedimenten in situ eingelagerte Muschelschale an der Lokalität Pa 32 (Abb. 4.16: S V; Tab. 4.5). Beide ¹⁴C-Datierungen belegen eine frühe jungholozäne Bildung zumindest eines Teiles der H1-Strandwälle in diesem Küstenabschnitt.

Aktuell gebildete Strandwälle erreichen in diesem Küstenabschnitt Oberflächenhöhen von bis zu rund 2 m über maximalen Tidenhochwasser. Ihre sichere Ansprache als rezente Bildungen ist am klarsten und am eindrucksvollsten in der Einmündung größerer Cañadónes möglich, da sie dort bei stärkeren Niederschlagsereignissen erodiert werden.

Bild 4.7 zeigt eine derartige Mündungssituation an einem namenlosen Cañadón, Lokalität Pa 48 südlich von Camarones (Abb. 4.14). Die Aufnahme des oberen Bildes erfolgte im Südfrühjahr 1992. Wenige Wochen zuvor waren dort im Zuge kräftigerer winterlicher Niederschläge Teile des H2-Strandwalles einschließlich der die Mündung des Cañadón verbauenden rezenten Strandwälle erodiert worden. Bereits fünf Monate später (Bild 4.7 unten) existierte innerhalb der Mündung ein neuer Strandwall.

Da die Oberfläche der früh-jungholozänen H1-Strandwälle drei bis vier Meter über den aktuell gebildeten liegt, dürfte der Paläomeeresspiegel unter der Voraussetzung ähnlicher Paläotiden-Verhältnisse (Kap. 4.4.) - während ihrer Entstehung in dieser Größenordnung höher gewesen sein. Wie bereits oben ausgeführt, wurden auch die an der Lokalität Pa 48a und Pa 48b im späten Mittelholozän abgelagerten Strandsedimente bei einem ähnlich hohen Paläomeeresspiegel, zumindest bezogen auf die maximale Höhe der Wellenwirkung, abgelagert. Im Verlauf des Jungholozäns entstanden dann nach mindestens einer weiteren kräftigen holozänen Meeresspiegel-Absenkung die jüngeren und tiefergelegenen H2-Strandwälle bis hin zu den rund 2 m über maximalen Tidenhochwasser (rund 4,5 m ü. mTw) gelegenen rezenten Bildungen.

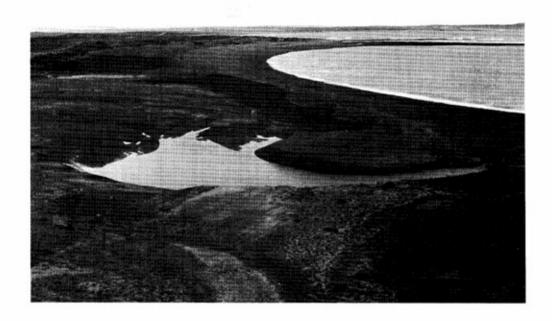




Bild 4.7: Mündung eines namenlosen Cañadón südlich von Camarones an der Lokalität Pa 48. Jenseits des Cañadón unbewachsener H1-Strandwall sowie meerwärts vorgelagerter tieferer H2-Strandwall, der über große Bereiche das aktuelle Abflußbett verbaut.

oben: Situation der Mündung am 4.10.1992 wenige Wochen nach südwinterlichen Niederschlägen. Die schmale Mündung des Cañadón ist zum Meer hin noch weitgehend offen.

unten: Situation am 1.3.1993. In der Mündung ist bereits wieder ein wenige Monate alter junger Strandwall ausgebildet.

Damit sind auch im Küstenabschnitt von Camarones mehrere holozäne Strandwall-Systeme und unterschiedlich alte Strandablagerungen erhalten,

die in erster Linie als Indikatoren holozäner Paläomeeresspiegel-Veränderungen zu werten sind (Kap. 4.4.). Dabei dürften die aufgezeigten Meeresspiegel-Veränderungen in der Tendenz zutreffen. Die absoluten Beträge sind jedoch nur als grobe Orientierung zu werten, da weder die durchgeführten Höhenmessungen mit Hilfe eines THOMMEN-Höhenmessers noch das Oberflächenrelief der Strandwälle genauere Schätzungen zulassen. Hinzu kommt, daß die Höhenlage von Strandwällen auf das maximale Niveau der auflaufenden Wellen ausgerichtet ist. Längeranhaltende (mehrere hundert Jahre, evtl. auch nur wenige Jahrzehnte) Veränderungen von Tidenhöhen können bereits zur Entstehung unterschiedlich hoher Strandwall-Systeme führen. Da die Form der Küstenlinien sich während der Bildung der holozänen Strandablagerungen nicht grundlegend geändert hat, ist eine dadurch induzierte Veränderung der Tidenhöhen ausgeschlossen. Eine unbekannte Größe bleiben aber die Paläowindrichtungen und windstärken und die dadurch ausgelösten Veränderungen der Wellenhöhen. Zwar ist für die patagonische Atlantikküste generell auch im Holozän von vorherrschend westlichen, also ablandigen Winden auszugehen (Kap. 2.4.), aber längeranhaltende Veränderungen der Windintensitäten und richtungen sind bisher nicht einschätzbar.

Von den im Bereich der Bahía Bustamante erhaltenen letzt- und vorletztinterglazialen Strandwall-Systemen sind im untersuchten Küstenraum von Camarones lediglich die T2(5)-, T3(5)- und T4(7)-Terrassen erhalten. Bisher unbekannt war ein innerhalb des T4-Niveaus gelegenes Strandwall-System, das älter als vorletztinterglazial ist. Da jedoch mit zunehmenden Alter die Strandwälle stärker erodiert und abgeflacht sind, ist es auch möglich, daß die südlich von Camarones erhaltenen T4(9)-Strandwälle dem nur wenige Meter höheren T5-Strandwall-System vom benachbarten Küstenraum Bustamante entsprechen. Die westlich der Siedlung Camarones gelegene, bis 50 m ü. M. hohe marine Terrassenfläche des T6-Komplexes entstand während eines älteren mittelpleistozänen Meeresspiegel-Hochstandes. An anderen Küstenlokalitäten sind teilweise nur einzelne dieser Strandwall-Systeme vorhanden. Entweder wurden sie dort erodiert oder wegen ungünstiger Sedimentationsbedingungen erst gar nicht gebildet.

4.3.3. Caleta Olivia

Die Küstenregion um Caleta Olivia liegt geologisch innerhalb einer tektonischen Tiefenzone, dem San Jorge Becken (Abb. 2.10; ZAMBRANO & URIEN 1970: Fig. 8). FERUGLIO (1950: 116) beschreibt nördlich von Caleta Olivia marine Terrassenniveaus in Höhen von 6-9, 9-11, 12-17, 25-45 und 25-30 m ü. M. Von CODIGNOTTO

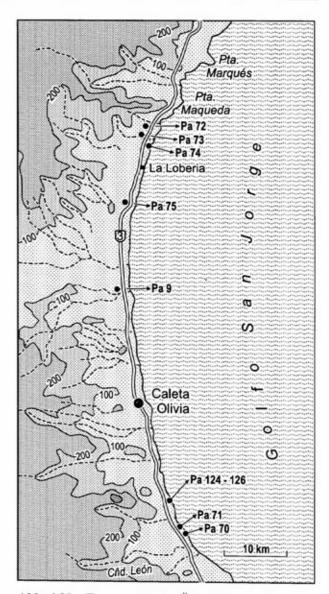


Abb. 4.20: Topographische Übersicht mit Lage der Probenstellen an der Atlantikküste nördlich und südlich von Caleta Olivia (Altersdatierungen in Tab. 4.6).

(1984) wurden aus dem Küstenabschnitt zwischen der Punta Maqueda und Mazarredo im Süden ¹⁴C-Alter veröffentlicht, nach denen Strandablagerungen bis in 6 - 9 m ü. M. im Zeitraum zwischen 1.550 und 6.630 BP gebildet wurden. Südlich von Caleta Olivia ergaben weitere ¹⁴C-Datierungen aus einer 12 - 17 m ü. M. hohen marinen Terrasse Werte zwischen 31.000 - 32.100 BP, aus der nördlich der Stadt verbreiteten 25 - 45 m-Terrasse ergaben ¹⁴C-Datierungen Werte zwischen 25.000 - 39.000 BP. Zu Recht bezweifelt RADTKE (1989: 92) die Gültigkeit der von CODIGNOTTO vorgelegten ¹⁴C-Alter der präholozänen Terrassen und die daraus erfolgten tektonischen Interpretationen.

Mit Sicherheit sind die nördlich von Caleta Olivia und südlich der Loberia erhaltenen, dort über

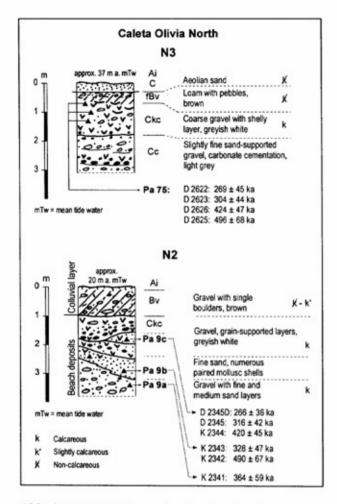


Abb. 4.21: ESR-Alter von in situ eingelagerten Muschelschalen aus dem N3- und dem N2-Strandwall-System nördlich von Caleta Olivia.

37 m ü. mTw hohen, aber bereits stärker erodierten und eingeebneten Strandwälle des N3-Systems (N = Niveau). Bildungen eines älteren mittelpleistozänen Meeresspiegel-Hochstandes. Daraufhin weisen sowohl deren intensive Zerschneidung durch zahlreiche Hangrunsen, aber auch die kräftige pedogene Überprägung ihrer Oberflächen in Form einer entkalkten und verlehmten Braunerde (Abb. 4.21), deren liegender pedogener Kalkanreicherungshorizont häufig über einen Meter Mächtigkeit besitzt. In einer Kiesgrube wenige Kilometer südlich der Loberia sind die marinen Kiese des N3-Systems mehrere Meter tief aufgeschlossen (Abb. 4.21). Die dort in einer Muschelschillage in 0,5 -2 m unter Oberfläche enthaltenen marinen Mollusken besitzen ESR-Alterswerte an der oberen Datierungsgrenze, so daß deren starke Streuung nicht verwundert. Zwei Muscheln er-ESR-Alterswerte von 269.000 304.000 a, zwei weitere dagegen Werte von über 400.000 a.

Auch die ESR-Datierungen von in situ eingelagerten Muscheln aus den weiter südlich dem N3-Niveau vorgelagerten N2-Strandwällen streuen im Bereich der ESR-Datierungsobergrenze zwischen 266.000 - 490.000 BP (Abb. 4.21). Widersprüchlich sind die Ergebnisse der aus beiden Strandwall-Systemen vorliegenden Th/U-Altersdatierungen (Tab. 4.6). Zwar belegen sie das generell hohe mittelpleistozäne Alter beider Systeme, wobei die Th/U-Alter der beiden Muschelschalen aus dem morphostatigraphisch jüngeren N2-System deutlich älter sind als das Th/U-Alter einer Muschel aus dem N3-Strandwall.

Insgesamt implizieren die Ergebnisse der ESR-Altersbestimmungen eine Bildung beider Systeme während eines Meeresspiegel-Hochstandes um 300.000 a, wobei eine noch ältere Genese nicht ausgeschlossen werden kann. Sicherlich unzutreffend ist aber die Annahme CODIGNOTTO (1984: 18f.; CODIGNOTTO et al. 1988: 47), daß diese hohen Niveaus Ergebnisse eines letztglazialen Meeresspiegel-Hochstandes um 25.000 - 39.000 BP sind.

Jüngere letzt- und vorletztglaziale Strandablagerungen erstrecken sich weitflächig südlich von Caleta Olivia in ähnlicher Höhenlage zwischen 16 - 20 m ü. mTw. Sie sind dort in Buchten zwischen tertiären Gesteinsrücken erhalten. Ihre landwärtige Verbreitungsgrenze bildet in etwa die Küstenstraße Ruta 3. Die an der Lokalität Pa 124-126 (Abb. 4.20) erhaltenen kiesigen Strandwälle datieren ebenso wie ihre unterlagernden sandreichen Strand- und sandigen Vorstrandfazien nach ESR-Altern von in situ eingelagerten Muscheln ins vorletzte Interglazial (Abb. 4.21). Abgesehen von der "relativ jungen" ESR-Altersbestimmung an einer Muschel von 172.000 a liegen alle fünf weiteren ESR-Datierungen mit Werten zwischen 191.000 - 212.000 a innerhalb des vorletztinterglazialen Zeitraumes.

Letztglaziale Strandwälle sind weiter südlich an der Küste im Bereich der Probenlokalitäten Pa 70 und Pa 71 (Abb. 4.20) erhalten. Die Basis ihrer kiesigen, teilweise kalkverkitteten Strandsedimente liegt oberhalb heutiger Strandablagerungen in einer Höhe von mindestens 5 - 15 m ü. mTw diskordant auf tertiären Schluff- und Sandsteinen (Abb. 4.23). Die Ergebnisse der Altersbestimmungen zeigen an den beiden beprobten Lokalitäten Pa 70 und Pa 71 einen ähnlichen Mittelwert; bei vier Datierungen von der Lokalität Pa 71 beträgt er ca. 136.000 a, bei den beiden Datierungen von der Lokalität Pa 70 ergibt sich ein Mittelwert von 127.000 a. Die AAR-Werte (Tab. 4.6) zweier Muscheln sind deutlich höher als die Daten holozäner Mollusken

Tab. 4.6: Stratigraphische Übersicht mariner Terrassen bei Caleta Olivia und Alter der in den Terrassen einsedimentierten Muscheln (zur Lage der Fundlokalitäten siehe Abb. 4.20, die einzelnen Altersdatierungen sind im Anhang zusammengestellt).

Strati- graphie	Höhe m ü. mTw [m ü. hTw]	Lokalitä	t Labor - Nr.	ESR - Alter (x 1000 a ± 15%)	n	Th/U - Alter (x 1000 a)	AAR D/L - Ratio (Asp.)	¹⁸ O/ ¹⁶ O- Stufe
sub- rezent	3,5 - 4,5 [0,5 - 1,5]			10.00				
H 2	7,5 - 8,5 [4,5 - 5,5]	Pa 72	Hd 16509 Hd 18473 K 2617 K 2616 K 2619	14C: 5.381 BI 5.420 BI < 7 < 11		8 [7 - 10]	0,37	1
H 1	10 - 11 [7 - 8]	Pa 73	K 2620	< 13	1		0,34	
		Pa 70	D 2611 D 2612	113, 140	2		0,56	
252874	82.40080000	Pa 71	D 2613 - D 2615 D 2667	111, 128 146 157	3		0,66	5
N1	16 - 20 [14 - 17]	Pa 126	K 2677 K 2678	200, 211	2			
		Pa 124	K 2673 K 2676	191, 212	2			7
		Pa 125	K 2675 K 2676	172, 211	2			8 8
N2	20 - 23	Pa 9	D 2345D K 2341 - K 2346	266	1	> 400 > 400		≥9
	[17 - 20]		D 2345	316 - 490	5			2)
N3	≥37 [≥34]	Pa 75	D 2622 - D 2626 D 2624	269 - 496	4	180 [170 - 189]	0,71	≥9

m ü. mTw = m ü. mittlerem Tidenwasserspiegel [m ü. hTw = m ü. höchstem Tidenwasserspiegel]. (Quelle: "Tablas de marea 1992, 1993, 1994, 1995" SERVICIO DE HIDROGRAFIA NAVAL, Buenos Aires).

Th/U-Alter: A. ROSTAMI & A. MANGINI (Inst. f. Umweltphysik, Universität Heidelberg). AAR-Messungen: N. RUITER (Dep. of Geology, University of Alberta, Edmonton, Canada).

und niedriger als der AAR-Wert einer Muschel aus der N3-Terrasse. Insgesamt liefern diese Daten das Bild einer letztinterglazialen Genese der an den Lokalität Pa 70 und Pa 71 verbreiteten N1-Ablagerungen.

Junge Küstenformen sind die im Bereich des heutigen Strandes verbreiteten, bis 11 m ü. mTw hohen Strandwall-Systeme. Vor allem nördlich von Caleta Olivia im Küstenabschnitt zwischen der Punta Maqueda bis wenige Kilometer südlich der Loberia sind sie weitflächiger ausgebildet. Nach CODIGNOTTO (1984: 19f.; CODIGNOTTO et al. 1988: 46) belegen mehrere ¹⁴C-Datierungen an Muscheln, daß dieses unterste, 6 - 9 m ü. M. gelegene marine Niveau im Zeitraum zwischen 6.630 - 1.550 BP entstanden ist.

Innerhalb dieser holozänen Litoralbildungen können jedoch mindestens drei unterschiedlich hohe Strandwall-Systeme verbreitet sein. Die Strandwälle des ältesten und küstenfernsten H1-Systems

¹⁴C-Datierungen: B. KROMER (Inst. f. Umweltphysik, Universität Heidelberg).

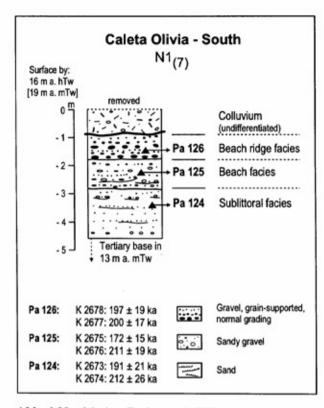


Abb. 4.22: Marine Fazien und ESR-Alter im Bereich des vorletztinterglazialen N1-Strandwall-Systems südlich von Caleta Olivia (Lokalität Pa 124 - 126 in Abb. 4.20).

sind großflächig beiderseits der Küstenstraße Ruta 3 an der Probenlokalität Pa 73 erhalten. Sie sind grasbewachsen und erreichen dort eine Höhe von ca. 10 - 11 m ü. mTw. Der bis an die Oberfläche reichende marine Kieskörper ist intensiv oxidiert, eine Bodenhorizontierung nicht erkennbar. Auch die niedrigen Werte der an in situ eingelagerten Muschelschalen durchgeführten ESR- und AAR-Messungen (Tab. 4.6), belegen das generell holozäne Alter der H1-Terrasse.

Zur heutigen Strandlinie sind ihr weitere tiefergelegene Strandwälle vorgelagert. Unmittelbar südlich der Punta Maqueda ist die im Mittel 7,5 - 8,5 m ü. mTw hohe H2-Terrasse in einer Kiesgrube westlich der Nationalstraße Ruta 3 aufgeschlossen (Abb. 4.24; Bild 4.8).

In den hangenden kies- und muschelschillreichen Strandsedimenten sind vereinzelt beidschalige Muscheln einsedimentiert. Auch hier belegen die an ihnen erzielten ESR-, AAR- und Th/U-Werte deren holozäne Bildung (Tab. 4.6). ¹⁴C-Altersbestimmungen von zwei in situ-Positon geborgenen Muscheln ergaben Alter von rd. 5.380 und 5.240 BP und weisen auf eine jüngere mittelholozäne Genese der H2-Strandablagerungen. Da die an der Lokalität Pa 73 erhaltenen H1-Strandwälle. deren Oberflächen zudem deutlich höher liegen, älter als die H2-Terrasse sind, dürften sie während des frühmittelholozänen Transgressionsmaximums entstanden sein und den T1(1)-Terrassen in den Küstenlokalitäten Bustamante und Camarones entsprechen.

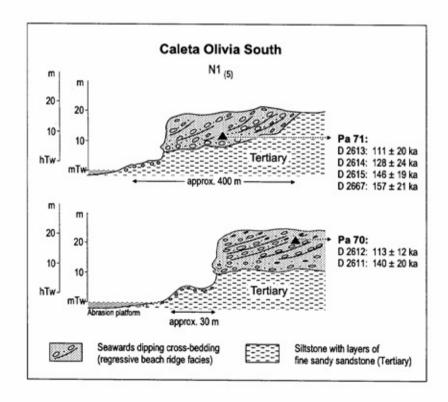


Abb. 4.23: Profilskizze letztinterglazialer Strandablagerungen südlich von Caleta Olivia (Abb. 4.20: Lokalität Pa 70 und Pa 71).

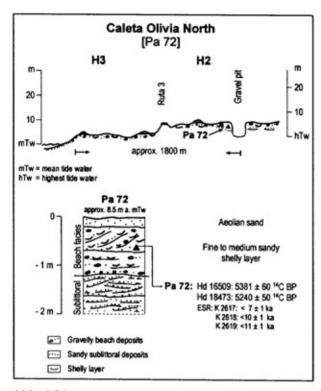
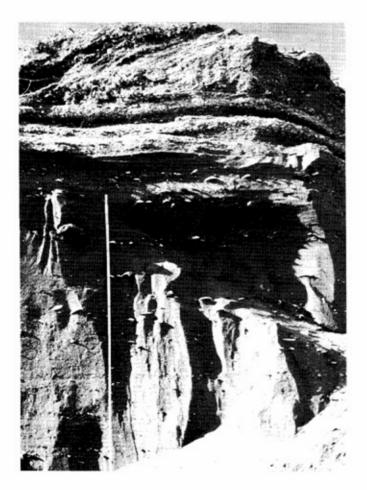


Abb. 4.24:
Schematischer Querschnitt und Aufschlußskizze holozäner Strandablagerungen südlich der Punta Maqueda (Probenlokalität Pa 72 in Abb. 4.20).



4.3.4. Mazarredo und Puerto Deseado

Die beiden Küstenabschnitte Mazarredo und Puerto Deseado (Abb. 2.1) liegen geologisch im Bereich des Deseado Massives. Wiederum war es FERUGLIO (1947; ders. 1950), der die dort erhaltenen marinen Terrassenstufen erstmalig ausführlicher beschrieben hat. Bei Puerto Deseado beschreibt er die vollständigste marine Terrassentreppe der patagonischen Küste mit insgesamt fünf unterschiedlich hohen Terrassensystemen. Dagegen sind im Küstenabschnitt von Mazarredo unterhalb einer 60 - 70 m hohen Terrassenfläche unbekannter Genese lediglich zwei marine Terrassenstufen in 5-11 m und 18-25 m ü. M. erhalten. Die 18-25 m hohe Terrasse ist die Typlokalität für FERUGLIO's System V. In einer jüngeren Neubearbeitung dieser Terrassenstufen können CODIGNOTTO et al. (1988; ebenso CODIGNOTTO et al. 1987) auf der Basis mehrerer ¹⁴C-Datierungen an eingelagerten Muschelschalen nachweisen, daß die ca. 5 - 11 m ü. M. hohe Stufe des Systems VI aus mehreren Strandwällen besteht, die erst seit dem jüngeren Mittelholozän, nach ca. 5.800 BP, entstanden sind.

Im externen Bereich dieser holozänen Niveaus erreichen Strandwälle, bezogen auf den mittleren

Tidenwasserspiegel, eine Höhe von ca. 8 - 9 m (Abb. 4.25). In 1 - 2 m Tiefe unter der heutigen Oberfläche konnten mehrere Muscheln in situ Die geborgen werden. Radiokohlenstoff-Datierung zweier Mollusken (Tab. 4.7) ergab mittelholozäne 14C-Alter von ca. 5.300 und 5.900 BP (Tab. 4.7). Sie entsprechen weitgehend den älteren von CODIGNOTTO et al. (1988) genannten holozänen 14C-Daten. Erst anschließend entstanden die meer-

Bild. 4.8:

Spät-mittelholozäne H2-Strandablagerungen unterlagert von sandigen Vorstrandsedimenten an der Küste südlich der Punta Maqueda (Lokalität Pa 72 in Abb. 4.20; Aufnahme vom 6.4.1993).

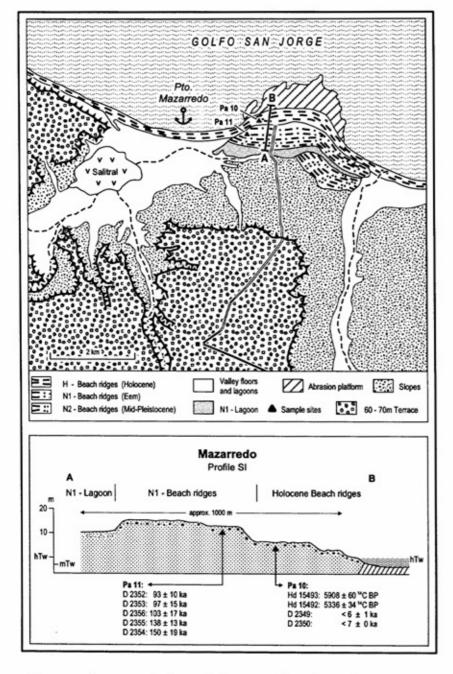


Abb. 4.25: Geomorphologische Übersicht mariner Strandwall-Systeme in der Bucht von Mazarredo.

wärts vorgelagerten tieferen holozänen Strandwälle. Nach den von CODIGNOTTO et al. (1987: Foto 1) veröffentlichten ¹⁴C-Datierungen wurden sie wahrscheinlich erst nach ca. 4.000 BP gebildet.

Landeinwärts schließen sich an die holozänen Strandterrassen zwei weitere Strandwall-Systeme an, die durch ihre höhere Lage und stärkere Zerschneidung deutlich von ihnen abgesetzt sind. Nach Luftbildern sind sie durch eine ausgeprägte küstenparallele Tiefenzone in ein küstennäheres und ein -ferneres System zweigeteilt. Beide Systeme wurden von FERUGLIO (1950) zu einem 18-25 m-Niveau zusammengefaßt, von CODIGNOTTO et al. (1988: Fig. 4) als Niveau G1 und G2 bezeichnet. Für das tiefere G2-Niveau nehmen

CODIGNOTTO et al. (1988 und CODIGNOTTO et al. 1987) aufgrund von ¹⁴C-Datierungen an Muscheln eine Bildung um 34.000 BP an. Auf die Problematik dieser hohen ¹⁴C-Alter wurde bereits mehrfach hingewiesen.

Die Oberfläche dieses hier als "N1" bezeichneten Strandwall-Systems liegt bei ca. 16 - 19 m ü. mTw (Abb. 4.25) und damit in ähnlicher Höhe wie die letzt- und vorletztinterglazialen N1-Strandwälle südlich von Caleta Olivia. Die Altersbestimmung mehrerer in situ eingelagerten Muscheln weist auf deren letztinterglaziale Genese. Von fünf datierten Muscheln besitzen drei ESR-Alter zwischen 93.000 - 103.000 a, zwei weitere Muscheln ergaben Alterswerte um 138.000 a und 150.000 a

Tab. 4.7:	Stratigraphische Übersicht mariner Terrassen bei Mazarredo und Alter der in den Terrassen
	einsedimentierten Muscheln (zur Lage der Fundlokalitäten siehe Abb. 4.25; die einzelnen
	Altersdatierungen sind im Anhang zusammengestellt).

Strati- graphie	Höhe [m ü. mTw]		Labor - Nr.	ESR - Alter (x 1000 a ± 15%)	n	Th/U - Alter (x 1000 a)	AAR D/L - Ratio (Asp.)	¹⁸ O/ ¹⁶ O- Stufe
Н	8- 9 [5,5 - 6,5]	Pa 10	Hd 15492 Hd 15493 D 2347 D 2349 D 2350 D 2348	14C: 5.336 BP 5 908 BP < 6 - < 7 < 10	100			1
N1	16 - 19 [13,5 - 16,5]	Pa 11	D 2352 D 2353 D 2356 D 2354 D 2355	93 - 103 138, 150	3 2	103 [95 - 111] 53 [48 - 58] 136 [129 - 143]	0,50 0,55 0,54	5

m ü. mTw = m ü. mittlerem Tidenwasserspiegel [m ü. hTw = m ü. höchstem Tidenwasserspiegel].

(Quelle: "Tablas de marea 1992, 1993, 1994" SERVICIO DE HIDROGRAFIA NAVAL, Buenos Aires).

¹⁴C-Datierungen: B. KROMER (Inst. f. Umweltphysik, Universität Heidelberg).

Th/U-Alter: A. ROSTAMI & A. MANGINI (Inst. f. Umweltphysik, Universität Heidelberg).

AAR-Messungen: N. RUTTER (Dep. of Geology, University of Alberta, Edmonton, Canada).

(Tab. 4.7). Das Alter der landeinwärts in ähnlicher Höhenlage erhaltenen Strandwälle des N2-Systems (Abb. 4.25) ist unbekannt. Sie könnten ebenfalls noch im letzten Interglazial gebildet worden sein, aber auch ein vorletztinterglaziales Alter haben.

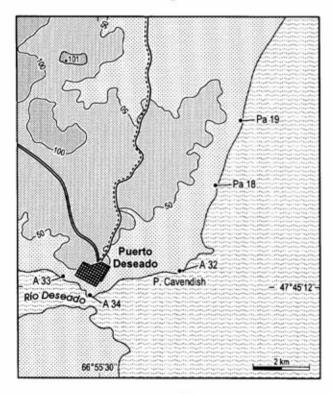


Abb. 4.26: Topographische Übersicht mit Lage der Probenstellen im Küstenbereich Puerto Deseado (Altersdatierungen in Tab. 4.8).

Bei Puerto Deseado wurden die drei jüngeren der fünf von FERUGLIO (1950) dort unterschiedenen Terrassenniveaus von RADTKE (1989; RADTKE et al. 1989) und RUTTER et al. (1989; 1990) chronostratigraphisch neu bearbeitet. Da die ESR-Datierungen aufgrund schlechten Probenmaterials (Rekristallisationen) fraglich waren (RADTKE et al. 1989) und die AAR-Werte lediglich eine grobe Orientierung zuließen (Tab. 4.8), ist das Alter der beiden präholozänen Stufen V und IV weiterhin unklar. Nach ihrer Auffassung sind beide Niveaus jung- bis mittelpleistozäner Zeitstellung.

Zweifelsfrei holozänen Alters ist die jüngste von FERUGLIO beschriebene marine Stufe VI (Tab. 4.8), die sich vor allem nördlich des Punta Cavendish entlang der aktuellen Strandlinie in teilweise mehr als hundert Metern Breitenausdehnung erstreckt. Nach CODIGNOTTO et al. (1988: 49) ist sie jünger als 6.000 Jahre. Südwestlich der Ortschaft Puerto Deseado sind die dort verbreiteten, bis 10 m ü. M. hohen Strandwälle nach RADTKE (1989: 91) jünger als das ESR-Alter einer an der Lokalität A34 (Abb. 4.26) eingelagerten Muschel von < 6940 a. Diese Annahme steht im Einklang mit zwei 14C-Datierungen an Einzelschalen von Muscheln, die aus marinen Kiesen der nördlich von Puerto Deseado verbreiteten und in zwei Kiesgruben aufgeschlossenen, ca. 5 m und 7 m ü. mTw hohen Strandwall-Systemen stammen (Abb. 4.26: Pa 19 und Pa 18). Zur Datierung standen jedoch nur Einzelschalen zur Verfügung, so daß die Möglichkeit einer Umlagerung aus äl-

Tab. 4.8: Übersicht der vorliegenden Altersdatierungen aragonitischer Muscheln im Küstenbereich Puerto Deseado, ergänzt sind ESR-Datierungen von RADTKE (1989) (zur Lage der Fundlokalitäten siehe Abb. 4.26; die einzelnen Altersdatierungen sind im Anhang tabellarisch aufgelistet).

Strati- graphie *1	Höhe m ü. mTw [m ü. hTw]		Labor - Nr	ESR - Alter (x 1000 a ± 15%)	n,	Th/U - Alter (x 1000 a)	AAR D/L - Ratio (Asp.)	¹⁸ O/ ¹⁶ O- Stufe
VI	4,5 - 5,5 [2 - 3] 6,5 - 7,5 [3 - 4] 10 [7,5]	Pa 19 Pa 18 A 34	(Hd 16498 D 2358)* (Hd 16499 D 2357)* D 1221	¹⁴ C: 1.354 BP (< 10) ¹⁴ C: 1.523 BP (< 10) ≤ 6.940	1 1 1 1		0,30	1
V	15 - 18	A 33	D 1220a,b	≥ 415, ≥ 449	2		0,57	≥5
IV	38 - 45	A 32	D 1219b,c D 1219d	86.5, 106 ≥ 242	2		0,66	≥5

^{*1:} stratigr. System nach FERUGLIO (1950).

m ü. mTw = m ü. mittlerem Tidenwasserspiegel [m ü. hTw = m ü. höchstem Tidenwasserspiegel]. (Quelle: "Tablas de marea 1992, 1993, 1994" SERVICIO DE HIDROGRAFIA NAVAL, Buenos Aires).

ESR-Alter: A-Nr. - RADTKE (1989), Pa-Nr. SCHELLMANN.

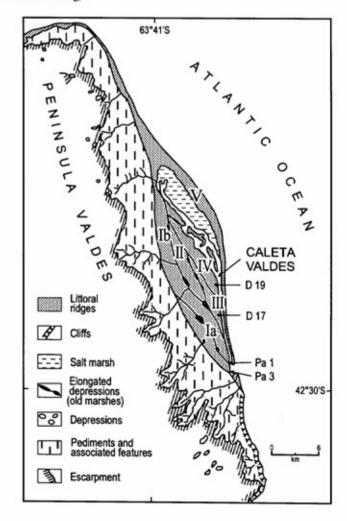
AAR-Werte nach RUTTER et al. (1990).

Einklang mit zwei 14C-Datierungen an Einzelschalen von Muscheln, die aus marinen Kiesen der nördlich von Puerto Deseado verbreiteten und in zwei Kiesgruben aufgeschlossenen, ca. 5 m und 7 m ü. mTw hohen Strandwall-Systemen stammen (Abb. 4.26: Pa 19 und Pa 18). Zur Datierung standen jedoch nur Einzelschalen zur Verfügung, so daß die Möglichkeit einer Umlagerung aus älteren Ablagerungen nicht ausgeschlossen werden kann. Die erzielten 14C-Alter stellen daher nur Maximalalter für die Ablagerung der Strandwallsedimente dar, die insofern auch in einem noch jüngeren Zeitabschnitt des Jungholozäns entstanden sein könnten.

4.3.5. Península Valdés

Ein deutlich anderes Bild der Oberflächenerhebung jung- und mittelquartärer Terrassen existiert in den Küstenbereichen um San Julián und an der Ostküste der Península Valdés (Abb. 1.2). Während die bisher beschriebenen Küstenlokalitäten Cama-

Abb. 4.27: Geologische Übersicht mit Lage der Probenstellen an der Ostküste der Península Valdés im Küstenbereich der Caleta Valdés, verändert und ergänzt nach FASA-NO et al. (1984) (Altersdatierungen in Tab. 4.9).



^{(....)* =} Lesefunde von Einzelschalen.

14C-Datierungen : B. KROMER (Inst. f. Umweltphysik, Universität Heidelberg).

rones, Bahía Bustamante, Caleta Olivia, Mazarredo und Puerto Deseado im Jung- und Mittelquartär tektonisch schwach herausgehoben wurden, daher in der Grundtendenz eine treppenartige Terrassenabfolge besitzen, ist für die Ostküste der Península Valdés im Bereich der Caleta Valdés von einer in diesem Zeitraum größeren tektonischen Stabilität auszugehen. Dort erstrecken sich entlang der ca. 30 km in N - S - Richtung verlaufenden Caleta Valdés mindestens fünf Strandwall-Lagunen-Systeme (Abb. 4.27: "System Ia bis V"), die u.a. von FASANO et al. (1984) sowie RADTKE (1989) beschrieben wurden.

Neben den holozänen Niveaus bis in ca. 14 m ü. M. sind landeinwärts vier weitere Strandwall-Lagunen-Systeme (I bis IV) verbreitet, die nach FASANO et al. (1984) eine ähnliche Höhenlage von ca. 26 - 28 m ü. M. besitzen. Auf der Basis von AAR- und ESR-Datierungen an Muscheln kommen RADTKE et al. (1989) sowie RUTTER et al. (1989; 1990) zu einem letztinterglazialen Alter der jüngsten präholozänen Terrasse IV. Aus den älteren Systemen I und II liegen bisher keine Altersdatierungen an Muscheln vor. Muschelfragmente aus dem System III besitzen nach RADTKE (1989) und RUTTER et al. (1990)

ESR-Alter, die zwischen ca. 46.000 - 151.000 a streuen und keine eindeutige Alterseinstufung zulassen. Aufgrund von Aminosäure-Razimisierungs-Bestimmungen nehmen RUTTER et al. (1990: 401) für das System III eine Entstehung während des vorletzten oder eines älteren mittelpleistozänen Meeresspiegel-Hochstandes an.

Innerhalb des Systems I markiert die langgestreckte Tiefenzone einer Paläolagune morphologisch die Grenze zwischen einer älteren Strandterrasse Ia und einem jüngeren Strandwall-Lagunen-System Ib. Aus den überwiegend feinklastischen Lagunensedimenten des Systems Ib konnten mehrere in situ eingelagerte Muscheln geborgen und datiert werden (Tab. 4.9; Abb. 4.28).

Die Ergebnisse der Aminosäure-Razimisierungsmethode mit D/L-Werten zwischen 0,51 und 0,59 liegen im Bereich der Meßwerte, wie sie von RUTTER et al. (1990: Fig. 7) an Muscheln aus dem jüngeren letztinterglazialen System IV veröffentlicht sind. Die beiden durchgeführten Th/U-Altersbestimmungen geben kein klares Altersbild. Danach könnten diese Ablagerungen sowohl aus dem letzten als auch aus dem vorletzten Interglazial stammen. Die ESR-Altersbestimmung ergab

Tab. 4.9: Altersdatierungen aragonitischer Muscheln an der Ostküste der Península Valdés, ergänzt sind ESR-Datierungen von RADTKE (1989) (zur Lage der Fundlokalitäten siehe Abb. 4.26; die einzelnen Altersdatierungen sind im Anhang zusammengestellt).

Strati- graphie *1	Höhe (m ü. M).	Lokalität	Labor - Nr	ESR - Alter (x 1000 a ± ca. 15%)	n	Th/U - Alter (x 1000 a)	AAR D/L - Ratio (Asp.)	¹⁸ O/ ¹⁶ O- Stufe
v	8 - 14	Pa 4	K 2323*	< 19	1			1
IV	26 - 28	A 19	D 1205a, b	81 - 82	2		0,43	
Ш	26 - 28	A 17	D 1129a - c	45,8 - 151	5		0,69	5
П	26 - 28							
Ib	26 - 28	Pa 1	D 2317 D 2318 - D 2321 D 2339	109 - 117 133 - 136	2 2	240 [213 - 274] 92 [87 - 97]	0,51 0,59	7
Ia	26 - 28	Pa 3	D 2322	279	1		*	≥9

^{*1:} stratigraphisches System nach FASANO et al. (1984) sowie RADTKE (1989), erweitert. (Quelle: "Tablas de marea 1992, 1993, 1994" SERVICIO DE HIDROGRAFIA NAVAL, Buenos Aires).

ESR-Alter: A-Nr. - RADTKE (1989).

14C-Datierungen: B. KROMER (Inst. f. Umweltphysik, Universität Heidelberg).

^{(...)*} Einzelschalen als Lesefunde.

Th/U-Alter: A. ROSTAMI & A. MANGINI (Inst. f. Umweltphysik, Universität Heidelberg).

AAR-Messungen: N. RUTTER (Dep. of Geology, University of Alberta, Edmonton, Canada).

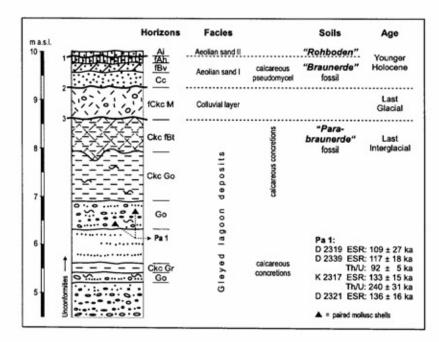


Abb. 4.28: Aufschlußprofil der Lagunenfüllung des Systems Ib westlich der Caleta Valdés an der Lokalität Pa 1 (Abb. 4.27).

für alle vier Muscheln ein Alter innerhalb des letztinterglazialen ESR-Wertebereichs zwischen 109.000 bis 136.000 a (Tab. 4.9: Pa 1). Die ESR-Datierung dieser Muscheln ist jedoch nicht unproblematisch, da den Berechnungen der externen Dosisrate die aktuellen Wassergehalte der umgebenden Sedimente zugrunde liegen. Die lagunären Feinsedimente, in denen die Muscheln eingelagert sind, weisen jedoch anhand ihrer starken Vergleyung (Abb. 4.28: Go-Horizont) darauf hin, daß sie im Gegensatz zu den heutigen Verhältnissen sicherlich längere Zeit im Schwankungsbereich des Grundwasserspiegels lagen. Man muß daher davon ausgehen, daß über einen sicherlich längeren Zeitraum ("intensive Vergleyung") von unbekannter Dauer die Wassergehalte im umgebenden Sediment deutlich höher als heute lagen und, infolge der stärkeren Abschwächung der Strahlung durch den höheren Wassergehalt des Sedimentes, die Muscheln einer geringeren Strahlenbelastung ausgesetzt waren. Die auf der Grundlage aktueller Wassergehalte in den lagunären Sedimenten berechneten ESR-Alter sind daher wahrscheinlich deutlich zu jung. Dafür spricht auch die intensive pedogene Überprägung der Sedimente (Abb. 4.28).

Sie führte im oberen Bereich der feinklastischen Lagunenfüllung zur Ausbildung eines kräftigen, makroskopisch einer Parabraunerde ähnelnden Bodens von rötlichbrauner Farbe und mit kräftigen Tonhäutchen auf den Bodenaggregaten. Da der von dieser warmzeitlichen Bodenbildung erhaltene tonangereicherte Unterboden (Abb. 4.28: Bt-Horizont) unter kaltzeitlichen Kolluvien begraben ist, kann er sich frühestens im letzten Interglazial gebildet haben. Zahlreiche Grobporen und Klüfte des

ehemals vollständig entkalkten fossilen Bodenhorizontes sind sekundär mit Kalk ausgekleidet. Quelle der Karbonate waren die hangenden Fließerden und Flugsande, die mindestens seit der letzten Kaltzeit weiter zur Verfüllung der Paläolagune beigetragen haben. Die marin beeinflußte Verfüllung der Ib-Paläolagune muß insofern bereits vor Ausbildung des kräftigen fossilen Parabraunerde-Horizontes, also vor dem letzten Interglazial, stattgefunden haben. Da die Paläolagune des Systems Ib und der meerwärts vorgelagerte Ib-Strandwall syngenetische Formen darstellen, sind beide mindestens als vorletztinterglaziale Bildungen anzusehen.

Deutlich älter ist dagegen das System Ia, in dessen marinen Kies-, Sand- und Lehmbändern vulkanische Aschelagen eingeschaltet sind. Die ESR-Datierung einer aus diesen marinen Transgressionssedimenten in ca. 6 m ü. mTw ebenfalls in situ geborgenen Muschel ergab ein Alter von ca. 279.000 a. Es ist daher nicht unwahrscheinlich, daß das System Ia mindestens bereits während eines mittelpleistozänen Meeresspiegel-Hochstandes um 300.000 a (O-Isotopenstadium 9) entstand.

Im Gegensatz zu den mittel- und jungpleistozänen Strandterrassen an den bereits beschriebenen patagonischen Küstenlokalitäten liegen die auf der Península Valdés erhaltenen pleistozänen Strandwall-Lagunensysteme in ähnlicher Höhenlage, so daß davon auszugehen ist, daß der Meeresspiegel während der Transgressionsmaxima des letzten und der vorhergehenden mittelpleistozänen Interglaziale in ähnlicher Höhe lag.



Bild. 4.9: Jungholozäne Strandwälle in der "Hundertstrände-Bucht" (Namensgeber: SCHILLER 1925) nördlich von San Julián (Aufnahme vom 29.9.1992).

Setzt man die derzeitigen Höhenlagen der pleistozänen Strandwall-Oberflächen in Relation zu den höchsten, während des holozänen Transgressionsmaximums gebildeten Strandablagerungen in diesem Raum, so ergibt sich eine Höhendifferenz von rund 12 - 14 m (Tab. 4.9).

Die Ursachen für die wesentlich höhere Lage letztinterglazialer und älterer mittelpleistozäner Strandablagerungen können natürlich vielfältige sein. Da während der Ausbildung der pleistozänen Strandwall-Lagunen-Systeme keine wesentlichen Veränderungen der Küstenlinien stattgefunden haben, scheidet als eine möglich Ursache ein lokal verstärkter pleistozäner Tidenhub in diesem Raum aus. Zieht man zudem in Betracht, daß von der Höhenlage her auch die im Küstenabschnitt von Bustamante während des letztinterglazialen Transgressionsmaximums entstandenen T3(5)-Strandablagerungen rund 10 m und damit in vergleichbarer Größenordnung über den Strandablagerungen des frühholozänen Transgressionsmaximums liegen, spricht dies eher für großräumigere, tektonisch und/oder eustatisch verursachte Meeresspiegelveränderungen (Kap. 4.4.).

4.3.6. San Julián

Ein kleinräumig differenziertes Bild der heutigen Höhenlage jung- und mittelpleistozäner Strandablagerungen bietet dagegen der Küstenraum im Bereich von San Julián. Südlich der Bahía San Julián wird von FERUGLIO (1950: 149f.) eine mit Alluvionen bedeckte Terrasse in rund 65 - 70 m ü. M. ("Terraza de la Estancia Darwin", FERUGLIO 1950: 149) beschrieben, die er aufgrund ihrer Fossilführung altersmäßig mit der "Terraza del Buen Tiempo" nördlich der Bahía Gallegos parallelisiert. Letztere ist eine der beiden von ihm genannten Typlokalitäten für seinen pliozänen Meeresspiegel-Hochstand.

FERUGLIOS "Terraza de la Estancia Darwin" erstreckt sich entlang der Atlantikküste bis zum östlichen Rand des pleistozänen Mündungskegels von Río Santa Cruz und Río Chico, wo sie fluviatil ausgeräumt wurde. Da, wie bereits in Kap. 3.4.2. ausgeführt, der Mündungskegel mit dem Einsetzen pleistozäner Vorlandvergletscherungen seit dem ausgehenden Pliozän bis älteren Quartär entstand, könnte FERUGLIO's pliozäne Einstufung der bereits zuvor gebildeten Terraza de la Estancia Darwin, in Kap. 3.4.2. ist sie genetisch neutral als Meseta V (M V)-Niveau bezeichnet, durchaus zutreffen.

Weiterhin wurden von FERUGLIO (1950: 145 ff.) im Bereich der Ortschaft San Julián (Abb. 4.29) zwei Terrassenniveaus in 10 - 12 m und in 18 - 21 m ü. M. sowie nördlich der Stadt im Bereich des "Salitrals de Cabo Curioso" (Abb. 4.29) ein weiteres, 20 - 25 m hohes Niveau beschrieben. Aufgrund ihrer Höhenlagen und Faunenführung hält er die beiden höheren Niveaus für spätglaziale Bildungen, für die 10 - 12 m-Terrasse bei der Ortschaft San Julián nimmt er eine junge holozäne Genese an. Bereits Mitte der zwanziger Jahre

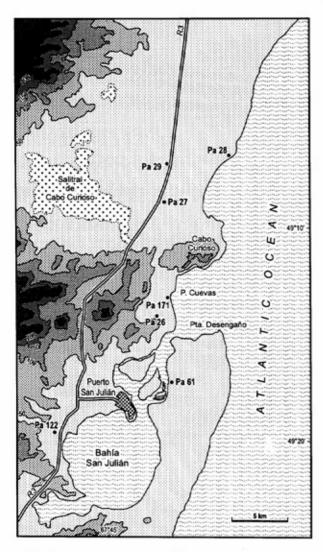


Abb. 4.29: Topographische Übersicht mit Lage der Probenstellen im Küstenbereich von San Julián (Altersdatierungen in Tab. 4.10).

dieses Jahrhunderts hatte SCHILLER (1925) die zahlreichen Strandwälle in zwei Buchten südlich und nördlich der Punta Cuevas (Abb. 4.29) als junge holozäne Bildungen detailliert beschrieben. In der Bucht südlich der Punta Cuevas zählte er über hundert Strandwälle ("Hundertstrände-Bucht" nach SCHILLER 1925: 202), die sich in einer Breitenausdehnung von rund 1,7 - 1,8 km erstrecken (Bild 4.9). Deren Oberflächen liegen zwar in einer Höhe von 7 - 8 m über dem mittleren Tidenwasser, aber lediglich 1 m über den aktuell in Bildung begriffenen Strandwällen unmittelbar an der Strandlinie.

Die Ursache für die, bezogen auf das Tidenmittelwasser, höhere Lage der Strandwalloberflächen in diesem Raum resultiert aus dem deutlich höheren Tidenhub, der im Gegensatz zu den weiter nördlich an der offenen Atlantikküste gelegenen patagonischen Strände Amplituden von bis zu 8,5 m erreicht (nach Tablas de Marea u.a. 1993, SERVICIO HIDROGRAFÍA NAVAL, Buenos Aires). Bei Springflut läuft das extreme Tidenhochwasser bis zu einer Höhe von 4,5 m über dem mittleren Tidenwasserspiegel auf. Eine Höhe von bis zu 6 m ü. mTw besitzen die Oberflächen der aktuell in Bildung begriffenen Strandwälle.

Die nur ca. 1 - 2 m über den rezenten Bildungen liegenden Oberflächen der in der "Hundertstrände-Bucht" erhaltenen holozänen Strandwälle entstanden ebenso, wie die nur wenige Meter über dem maximalen Tidenhochwasser liegenden Strandwälle bei Puerto Deseado oder die H3-Strandwälle bei Camarones, erst im frühen Jungholozän zwischen ca. 500 - >1800 BP. Das 14C-Alter einer Langmuschel ("Solen macha" MOLINA 1782), die beidschalig in ca. 1,5 m unter Oberfläche im zentralen Bereich dieses Strandwall-Systems einsedimentiert war, ergab ca. 1.780 BP (Tab. 4.10: Pa 26). Eine weitere Langmuschel aus jüngeren, näher zur heutigen Küstenlinie gelegenen Strandwällen dieses Systems datierte auf ca. 570 BP (Tab 4.10: Pa 171).

Am Südostrand der Siedlung San Julián kann RADTKE (1989: 90) anhand von ESR-Datierungen fossiler Muscheln für die dort 2-4 m über dem holozänen Niveau gelegene 8-10 m ü. M. hohe Terrasse ein letztinterglaziales Alter aufzeigen.

Auch die östlich der Bahía San Julián in ähnlicher Höhenlage von 14 - 15 m ü. mTw bzw. bis 10,5 m über extremen Tidenhochwasser gelegene Terrasse an der Lokalität Pa 61 (Abb. 4.29; Tab. 4.10) ist letztinterglazialer Genese. Darauf verweisen die zwei ESR-datierten Muschelschalen, die in rund 4 m unter der Terrassenoberfläche in situ eingelagert waren. Sie ergaben ESR-Alter von rund 101.000 und 115.000 a (Tab. 4.10). Ebenfalls eine letztglaziale Bildung ist die am südwestlichen Ende der Bucht in ähnlicher Höhenlage an der Lokalität Pa 122 in mehreren Kiesgruben aufgeschlossene SI-Terrasse (Abb. 4.30).

Auch die vier an der Probenlokalität Pa 122 (Abb. 4.29) in Strandablagerungen des SI-Systems in situ eingelagerten Muscheln ergaben letztinterglaziale ESR-Alter zwischen 104.000 - 119.000 a (Tab. 4.19: Pa 122, Pa 123). An dieser Lokalität sind die marinen S I-Sedimente von mehreren letztkaltzeitlichen Fließerden überdeckt (Abb. 4.30). Hochglaziale Klimabedingungen müssen zumindest während der Ablagerung des jüngsten Fließerdehorizontes geherrscht haben, da dessen Sedimente in der Füllung eines schmalen, bis in 1 m Tiefe reichenden syngenetischen Eiskeiles vorhanden sind (Abb. 4.30; Bild 4.8). Aufgrund des letztinterglazialen Alters der unterlagernden marinen Ablagerungen stammen die überlagernden

Tab. 4.10: Stratigraphische Übersicht mariner Terrassen an der Küste von San Julián und Alter der in den Terrassen einsedimentierten Muscheln (zur Lage der Fundlokalitäten siehe Abb. 4.29; die einzelnen Altersdatierungen sind im Anhang tabellarisch aufgelistet).

Strati- graphie	Höhe m ü. mTw [m ü.hTw]	Lokalität	Labor - Nr	ESR - Alter (x 1000 a ± 15%)	n	Th/U - Alter (x 1000 a)	AAR D/L - Ratio (Asp.)	¹⁸ O/ ¹⁶ O- Stufe
rezent	5 - 6 [0,5 - 1,5]							
Н	7 - 8 [2,5 - 3,5]	Pa 171	Hd 19077	¹⁴ C: 570 BP	1			1
	(2,0 0,0)	Pa 26	Hd 16500 K 2402	¹⁴ C: 1.779 BP < 4	1		0,23	
	14 - 15 [9,5 - 10,5]	Pa 122	K 2670 K 2669	107, 119	2			
SI		Pa 123	K 2671 K 2672	104, 116	2			5
		Pa 61	D 2609 D 2610	101, 115	2			
SII	9 [4,5]	Pa 27	D 2403 D 2404 K 2405 K 2406 D 2407	266 - 340	5	> 400 > 400	0,73 0,76	≥9
SIII	17 [12,5]	Pa 29	(D 2411 D 2411A D 2411B)*	(232) (332)	1	> 400	0,73	>9

m ü. mTw = m ü. mittlerem Tidenwasserspiegel [m ü. hTw = m ü. höchstem Tidenwasserspiegel]. (Quelle: "Tablas de marea 1992, 1993, 1994" SERVICIO DE HIDROGRAFIA NAVAL, Buenos Aires).

14C-Datierungen: B. KROMER (Inst. f. Umweltphysik, Universität Heidelberg).

Th/U-Alter: A. ROSTAMI & A. MANGINI (Inst. f. Umweltphysik, Universität Heidelberg).

AAR-Messungen: N. RUTTER (Dep. of Geology, University of Alberta, Edmonton, Canada).

Fließerden einschließlich des Eiskeiles aus der letzten Kaltzeit.

Die tiefe Lage mariner mittelpleistozäner Terrassen an den Lokalitäten Pa 27 und Pa 29 nördlich der Ortschaft San Julián (Abb. 4.29) im Bereich von FERUGLIO's "Terraza marina de la Salina del Cabo Curioso" ist als Folge postsedimentärer tektonischer Absenkung erklärbar. Diese Lokalitäten liegen in der ostnordöstlichen Fortsetzung des Bajo John, einer morphologischen Tiefenzone mit bis unter dem aktuellen Meeresspiegel gelegenen abflußlosen Senken. Sie erstreckt sich annähernd parallel zum weiter südlich verlaufenden Gran Bajo de San Julián.

Die lediglich bis 9 m ü. mTw, also gerade 4,5 m über dem höchsten Tidenwasserspiegel liegende Terrassenoberfläche des Systems S II entstand nach ESR-Altern von fünf in situ eingelagerten Muscheln an der Lokalität Pa 27 während eines Meeresspiegel-Hochstandes um 300.000 a (Tab. 4.10). Auch die sehr hohen Th/U-Alter sowie die übereinstimmend hohen AAR-Werte sprechen für ein mittelquartäres Alter.

Ein ebenfalls mindestens mittelquartäres Alter besitzen die weiter landeinwärts an der Lokalität Pa 29 aufgeschlossenen Strandwälle des Systems S III (Tab. 4.10). Ihre heutige Oberfläche liegt im Mittel nur 2-3 m höher als die der letztinterglazialen Terrassen am West- und Ostrand der Bahía San Julián. Von ihrer morphostratigraphischen Lage ist sie älter als die meerwärts angrenzende S II-Terrasse. Die obersten zwei Meter ihres kiesigen Terrassenkörpers sind an einem Straßenanschnitt entlang der Nationalstraße Ruta 3 aufgeschlossen. Zwar konnten lediglich Lesefunde von Muschelschalen geborgen werden, deren hohe ESR-, Th/U- und AAR-Werte (Tab. 4.10) stehen durchaus in Ubereinstimmung umgebenden morpho- und chronostratigraphischen Kontext.

^{)* =} Lesefunde von Einzelschalen.



Bild 4.10: Epigenetischer Eiskeil aus der letzten Kaltzeit auf letztinterglazialen Strandablagerungen (System I) südwestlich von San Julián.

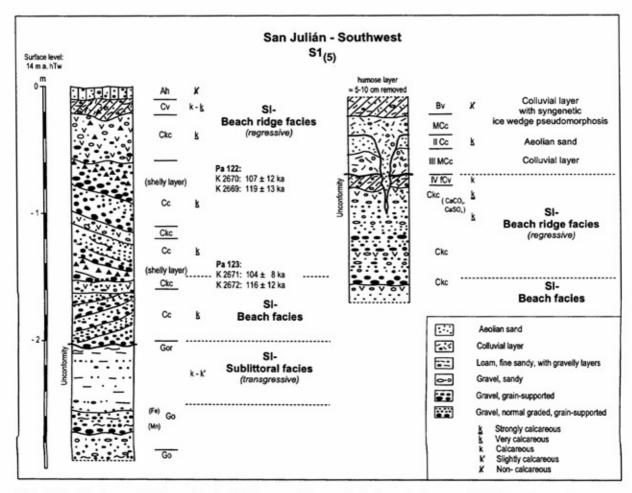


Abb. 4.30: Bodenentwicklung, Deckschichten, sedimentologischer Aufbau und ESR-Altersbestimmungen an geschlossenen Muschelschalen (in situ) der SI-Terrasse südwestlich der Siedlung San Julián (die einzelnen Altersdatierungen sind im Anhang zusammengestellt).

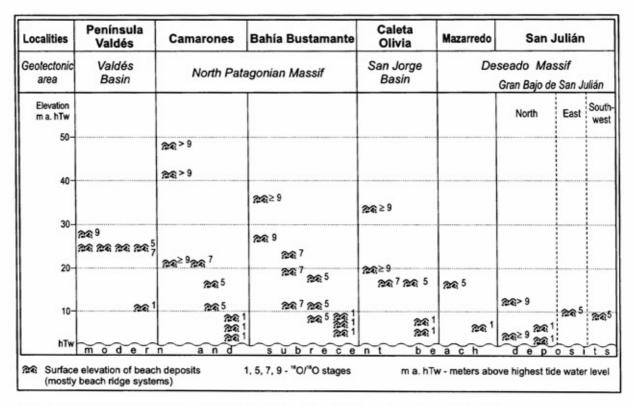


Abb. 4.31: Die Höhenlage jung- und mittelquartärer Strandwälle an der patagonischen Küste.

4.4. Tektonik und Meeresspiegelveränderungen entlang der patagonischen Küste im jüngeren Quartär

Die durchgeführten geomorphologischen geochronologischen Untersuchungen an der patagonischen Küste belegen, daß eine Zuordnung einzelner litoraler Terrassenniveaus in das bisherige stratigraphische System quartärer Küstenterrassen, das von FERUGLIO (1947; ders. 1950) erstellt wurde, nicht möglich ist. Wie die an verschiedenen Küstenlokalitäten durchgeführten morpho-, pedo- und chronostratigraphischen Neuaufnahmen zeigen, sind an vielen Küstenlokalitäten deutlich mehr marine Terrassen - in der Regel als kiesige Strandwall-Systeme - ausgebildet, als von FERUGLIO und anderen Arbeiten erkannt wurden. Dies schließt natürlich nicht aus, daß man an einigen Lokalitäten nur einzelne dieser litoralen Einheiten wiederfindet. Sie können dort entweder bereits erodiert oder wegen ungünstiger Sedimentationsbedingungen erst gar nicht gebildet worden sein.

Zudem konnte aufgezeigt werden, daß die Oberflächen älterer Strandablagerungen in gleicher oder sogar geringerer Höhe als jüngere liegen können, wodurch natürlich eine altimetrische Alterseinstufung, wie sie bisher angewandt wurde, nicht bzw. nur sehr ungenau möglich ist.

Bei der Frage nach der Genese dieser marinen Akkumulationsterrassen wurde bereits festgestellt, daß die Strandwälle, welche denen des letzt- und vorletztinterglazialen Transgressionsmaximums in tieferer Höhenlage vorgelagert und altersähnlich sind, regressive Bildungen während eines Stillstandes warmzeitlicher Meeresspiegelabsenkung darstellen. Dabei kann wohl ausgeschlossen werden, daß Strandwall-Systeme, die großräumig verbreitet sind und deren Oberflächen um mehrere Meter Höhe differieren, allein durch Veränderungen des Tidenhubes bzw. der Wellenwirkung bei konstanter Höhenlage des Meeresspiegels entstanden sind. Dagegen sind bei der Entstehung der holozänen Strandwall-Systeme, deren Oberflächen teilweise nur um 1 - 3 m differieren, entsprechende Einflüsse zu berücksichtigen.

Aufgrund der geringen zeitlichen Auflösung der Altersbestimmungen ist bei den einzelnen pleistozänen marinen Terrassen derzeit nicht zu entscheiden, inwieweit sie lediglich Oszillationen des jeweiligen Transgressionsmaximums belegen, oder ob sie während der aus den Tiefseekurven bekannten warmzeitlichen Submaxima - wie zum Beispiel den Unterstufen des letztinterglazialen Transgressionszyklus (5a, 5c) - gebildet wurden.

Die Ursachen für die in den verschiedenen marinen Akkumulationsterrassen dokumentierten relativen

Meeresspiegelschwankungen im Laufe des Jungund Mittelquartärs können neben begrenzten lokalen tektonischen Einflüssen vor allem epirogener, glazialisostatischer und/oder glazialeustatischer (globale klimatische Veränderungen) Natur sein. Dabei können diese sowohl als Einzelfaktoren als auch in Kombination relative Meeresspiegelveränderungen auslösen. Bei Betrachtung geologisch längerer Zeiträume als das Mittel- und Jungquartär sind natürlich auch tektonisch-eustatisch bedingte Volumenveränderungen der Weltmeere und dadurch hervorgerufene Veränderungen des Meeresspiegels zu berücksichtigen. Eine ausführliche Darstellung potentieller Ursachen relativer Meeresspiegelveränderungen geben u.v.a. EMERY & AUBREY (1991) sowie RADTKE (1989).

Betrachtet man die Oberflächenerhebung der höchsten letztinterglazialen Terrassen (Abb. 4.31: "Sauerstoff-Isotopenstufe 5e"), so fällt auf, daß sie heute in den untersuchten Küstenräumen von der Bahía Camarones im Norden bis zur Küstenlokalität Mazarredo im Süden generell eine Erhebung von 16 - 18 m über dem aktuell höchsten Tidenwasserspiegel (hTw) besitzen und mehr als 14 m über rezenten Strandablagerungen liegen. Sollte die weit verbreitete Auffassung zutreffen, daß der letztinterglaziale Meeresspiegel glazialeustatisch bedingt im Bereich oder nur wenige Meter (5 ± 2 m) über dem derzeitigen Niveau lag (u.v.a. LAMBECK & NAKADA 1992, BRÜCKNER & RADTKE 1990: 659f.), dann wäre deren deutlich höhere Lage über Meer primär tektonisch bedingt. Der Hebungsbetrag wird jedoch minimiert, wenn man einen kurzfristigen deutlich höheren letztinterglazialen Meeresspiegel, etwa in einer Größenordnung von 12 m über heutigem Niveau annimmt, was nach RADTKE (1989: 128) nicht auszuschließen ist.

Eine schwache tektonische Heraushebung war sicherlich bis weit ins ältere Quartär und Pliozän hinein vorhanden. Daher sind die zwischen der Caleta Olivia im Süden und der Bahía Camarones im Norden erhaltenen quartären/pliozänen Terrassen heute treppenartig angeordnet, wobei die älteren in über 80 - 100 m Höhe liegen. Am stärksten sind die küstennahen Meseta-Hochflächen herausgehoben. Im Küstenabschnitt von Bustamante und Camarones besitzen sie teilweise über 500 m Höhe. Ihre Heraushebung dürfte, ebenso wie bei den Meseten beiderseits des Río Santa Cruz-Tales (Kap. 3.4.), überwiegend bereits im ausgehenden Miozän und Pliozän erfolgt sein.

Die große Längserstreckung dieser Hebungszone und das nach bisheriger Kenntnis weitgehende Fehlen junger Bruchstrukturen sprechen für eine generelle langsame epirogene Hebung, wobei aber mehrere akzentuierte Hebungsimpulse nicht auszuschließen sind. Diese Einschränkung trifft auch für andere sogenannte tektonisch "stabile" Regionen auf der Erde zu. Daher sind die in der Literatur bei Berechnung pleistozäner Meeresspiegelschwankungen häufig vorausgesetzten kontinuierlichen Hebungsraten von Küstenräumen sehr problematisch. Meines Erachtens sollten sie nur zum Vergleich von Regionen in Hinsicht auf eine grobe Abschätzung der Größenordnung tektonischer Verstellungen benutzt werden. Beispielsweise wäre lediglich eine mittlere kontinuierliche Heraushebung der patagonischen Küste ca. 0,12 m/1000 a notwendig, um die aktuelle Höhenlage letztinterglazialer Terrassen im Küstenabschnitt zwischen Camarones und Mazarredo allein tektonisch zu erklären. Bei Berücksichtigung eines im letzten Interglazial glazialeustatisch bedingten höheren Meeresspiegels von ca. 5 m - 12 m über aktuellem Meeresniveau würde sich dieser Betrag noch deutlich verringern.

Wegen der ähnlichen Oberflächenerhebung letztund vorletztinterglazialer mariner Terrassen im nördlichen Patagonien auf der Península Valdés ist davon auszugehen, daß der Meeresspiegel während des letzt- und vorletztinterglazialen Transgressionsmaximums in etwa gleich hoch gewesen ist. Daraus ergibt sich für die in den südlich gelegenen Küstenabschnitten Camarones und Bahía Bustaerhaltenen vorletztinterglazialen Strandwälle, deren Oberflächen heute ca. 3 - 5 m über den marinen Terrassen des letztinterglazialen Transgressionsmaximums liegen, eine geringfügige tektonische Hebung. Bei Annahme einer kontinuierlichen Hebungsrate wäre sie in einer Größenordnung von 0,05 m/1000 a anzusetzen.

Neben diesen im Jung- und Mittelquartär tektonisch gesehen relativ stabilen bzw. durch geringe Heraushebung geprägten Küstenabschnitten Patagoniens existieren aber auch Küstenareale mit tektonisch differentem Verhalten. Während im Bereich der Península Valdés die dort erhaltenen jung- und mittelpleistozänen Terrassen eine annähernd gleichhohe Oberfläche besitzen, sind die im Küstenabschnitt nördlich von San Julián erhaltenen jung- und mittelquartären Terrassen stärker bruchtektonisch verstellt. Dort liegen Strandablagerungen des älteren Mittelpleistozäns in extrem niedriger Höhe über dem heutigen Meeresspiegel. Hier ist also noch weniger als in den anderen patagonischen Küstenräumen eine altimetrische Korrelation jung- und mittelpleistozäner Terrassen möglich. Entgegen der Annahme von CODIGNOTTO et al. (1992) zeigt die neotektonische Differenzierung entlang der Küste keine Beziehung zur geologischtektonischen Großgliederung des prätertiären Sockels mit seinen Hochgebieten und Beckenzonen. So liegen nach ZAMBRANO & URIEN (1970) sowie URIEN & ZAMBRANO (1973) nicht nur Camarones, Bahía Bustamante und Mazarredo innerhalb mesozoisch/alttertiärer Hochgebiete, sondern auch San Julián. Ebenso liegt nicht nur die Küste bei Caleta Olivia, sondern auch die Caleta Valdés innerhalb alter Beckenzonen (Abb. 4.31).

Verglichen mit anderen Küstenräumen auf der Erde sind jedoch große Bereiche der patagonischen Küste mindestens seit dem jüngeren Mittelpleistozän tektonisch relativ stabil und besitzen eine geringe Tendenz zur Heraushebung. Aber selbst bei relativ niedrigen tektonischen Hebungsraten von wenigen Zentimetern im Jahrtausend summieren sich diese in Zeiträumen von Glazial/Interglazial-Zyklen zu Meterbeträgen. Daher sind Berechnungen von pleistozänen Meeresspiegelhöhen an der patagonische Küste unter Vernachlässigung der nicht genau quantifizierbaren tektonischen Einflußfaktoren wenig aussagefähig.

Die Abschätzung holozäner Meeresspiegelhöhen setzt ebenfalls voraus, daß größere tektonische Verstellungen in den untersuchten Küstenabschnitten in diesem Zeitraum ausgeschlossen werden können. Da entlang der patagonischen Küste von Camarones im Norden bis nach Feuerland im Süden Strandablagerungen aus dem jüngeren Atlantikum bekannt sind, die heute in vergleichbarer Höhe nur wenige Meter über dem aktuellen Meeresspiegel liegen (s.u.), ist aufgrund der großen Küstenlänge eine primär tektonisch induzierte Bildung dieser fossilen Strandablagerungen sicherlich auszuschließen. Auch eine nach Süden zunehmende glazialisostatische Heraushebung der Küste Südpatagoniens und Feuerlands, wie sie häufiger in der Literatur angenommen wird, hat sicherlich nicht in bedeutendem Ausmaß stattgefunden (s.u.).

Eine unbekannte Größe bei der Berechnung von Paläomeeresspiegeln auf der Grundlage aktueller Höhenlagen von Strandablagerungen ergibt sich dadurch, daß Höhenunterschiede im Meterbereich nicht nur durch absolute Veränderungen des mittleren Meeresspiegels, sondern auch durch Veränderungen des Tidenhubs bzw. der Wellenhöhen und -wirkung erzeugt sein können. Entgegen der Aussage von TAYLOR & STONE (1996: 620) sind insofern weder Strandwallsysteme noch andere Strandablagerungen gute Indikatoren für Paläomeeresspiegel. Zu Recht konstatieren ORFORD et al. (1991: 102), daß eine präzise Verknüpfung von Strandwall- und Meeresspiegelhöhen nicht existiert. In den folgenden Abschätzungen relativer Meeresspiegelveränderungen an der patagonischen

Küste sind lediglich Strandformen einbezogen, die großräumiger verbreitet sind. Daher bilden vor allem die durch Veränderungen der Windrichtungen und -stärken ausgelösten Schwankungen des Tidenhochwassers bzw. der Höhenlagen von Welleneinwirkungen im Strandbereich eine derzeit nicht präzise faßbare Größe. Zwar ist davon auszugehen, daß auch im älteren Holozän an der in der Westwindzone gelegenen mittel- und südpatagonischen Küste in den Grundzügen ähnliche Windverhältnisse wie aktuell geherrscht haben. Dafür spricht beispielsweise die dortige Verbreitung spätglazial/holozäner Aschelagen chilenischer Vulkaneruptionen (STERN 1990). Dennoch sind Perioden mit abgeschwächten oder gesteigerten Windgeschwindigkeiten eher wahrscheinlich. Nur unter Vernachlässigung solcher systeminterner Einflußfaktoren auf die Höhenlage von Strandablagerungen sind Berechnungen von Paläomeeresspiegeln durchführbar. Sie können daher nur sehr grobe und unsichere Orientierungen darstellen. Im Extremfall können auf dieser Grundlage geschätzte Meeresspiegelhöhen nicht nur im Meterbereich zu hoch ausfallen, sondern auch Meeresspiegelschwankungen aufzeigen, wo letztlich Veränderungen des Tidenhubs bei unveränderter Mittelwasserlage Höhenunterschiede von Strandablagerungen bewirkt haben. Daher kann man meines Erachtens nur durch einen überregionalen Vergleich der Höhenlagen von Strandablagerungen Grundzüge relativer Meeresspiegelschwankungen erfassen. Die Verwendung absoluter Beträge ist jedoch äußerst problematisch. Sie stellen in der Regel maximale Größen dar, die um einen Meter und mehr zu hoch sein können. Insofern sind sie nicht für die Erstellung holozäner Meeresspiegelkurven geeignet, wie sie in der Literatur weit verbreitet sind. So stützen sich viele Kurven holozäner Meeresspiegelveränderungen außertropischer Küsten auf entsprechende Interpretationen litoraler Ablagerungen.

Betrachtet man aktuell gebildete Strandwälle, so besitzen sie innerhalb der untersuchten patagonischen Küstenabschnitte eine Oberflächenhöhe bis zu 2 m ü. hTw. Auch die Oberflächen subrezenter Strandwälle bei Puerto Deseado und San Julián (Abb. 4.32; RADTKE 1989: 94), die nach ¹⁴C-Altern (unkorrigiert) eingelagerter Muscheln um ca. 500 - 1.800 BP bzw. 1.400 - 1.800 BP gebildet wurden, liegen nur geringfügig höher und seit ihrer Bildung außerhalb der Reichweite jüngerer Welleneinwirkungen. Eine deutlich höhere Oberfläche besitzen dagegen die 6,5 m ü. hTw hohen Strandwälle bei Camarones (Abb. 4.32), deren Bildung um 2.700 BP stattfand. Sie liegen höher als die dort landeinwärts erhaltenen bis 4 m ü. hTw hohen Strandablagerungen

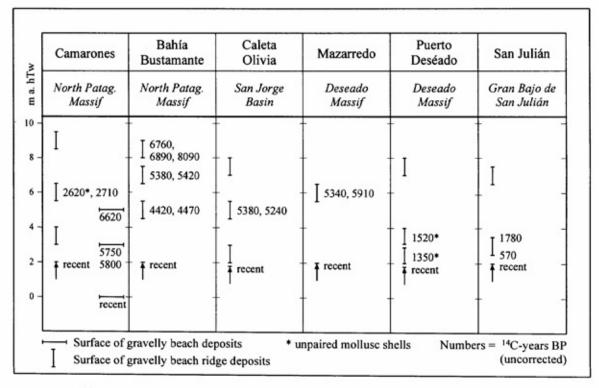


Abb. 4.32: 14C-Alter und Höhenlage holozäner Strandwall-Systeme an der patagonischen Küste.

des jüngeren Atlantikums und in ähnlicher Höhe wie die bis 5,5 m bzw. 6,5 m ü. hTw hohen spätmittelholozänen (jungatlantischen) Strandwälle bei Caleta Olivia und bei Mazarredo (Abb. 4.32). Diese spätmittelholozänen Küstenformen entstanden im Zeitraum um 5.300 - 5.900 BP. Die um 4.400 BP bei Bustamante in Ausbildung begriffenen H2-Strandwälle besitzen bereits eine im Mittel einen Meter tiefere Oberfläche. Alle jungholozänen und spätmittelholozänen Strandbildungen, ebenso entsprechend alte Talböden in den Mündungen der Cañadónes, liegen tiefer als frühmittelholozäne Bildungen aus der Zeit um ca. 6.600 - 6.900 BP. Die Oberflächen der in diesem Zeitraum des ersten postglazialen Transgressionsmaximums entstandenen Strandwälle bei Bustamante, Camarones und Caleta Olivia liegen mehr als 7 m ü. hTw und mehr als 4,5 m über rezenten Strandwällen. Auch die mündungsnahen Talböden lagen in dieser Zeit, wie bei Camarones an der Lokalität Pa 93 beschrieben, rund 5 m über dem heutigen Abflußbett bzw. dem aktuellen Tidenhochwasser.

Während generell kiesig-sandige Strandablagerungen in geschützten Buchten, Flußmündungen und Lagunen auf den Tidenhochwasserspiegel ausgerichtet sind, liegen die Oberflächen rezenter Strandwälle in den Untersuchungsgebieten ca. 2 m über dem derzeitigen maximalen Tidenhochwasser. Bei Extrapolation dieser Verhältnisse ins Holozän

ergeben sich folgende grobe Abschätzungen relativer Veränderungen des Paläomeeresspiegels. Sowohl für den Zeitraum um 2.700 BP als auch für das jüngere Atlantikum (um ca. 5.300 - 5.900 BP) ist von einem maximal 3,5 - 4,5 m höheren Meeresspiegel auszugehen. Nach SCHNACK (1993) lag der Meeresspiegel an der argentinischen Küste bei Mar del Plata um 5.000 BP 2,5 m höher. PORTER et al. (1984) berechnen an der Atlantikküste Feuerlands für den Zeitraum um 5.000 -6.000 BP einen 3,5 m höheren Meeresspiegel. Auch die Höhenlage der im Bereich des Beagle-Kanals verbreiteten holozänen Strandterrassen, wie sie u.a. von GORDILLO et al. (1992; GORDILLO et al. 1993) sowie URIEN (1966) beschrieben werden, weichen in den Grundzügen nicht wesentlich von den Oberflächenerhebungen entsprechend alter Strandwall-Systeme an der patagonischen Küste ab. Dort liegen beispielsweise die Oberflächen jungatlantischer Terrassen im Bereich von 8 m dem heutigen mittleren Meeresspiegel (GORDILLO et al. 1992; GORDILLO et al. 1993; URIEN 1966), was umgerechnet auf das dortige Tidenhochwasser maximale eine Höhe ca. 7 m ü. hTw ergibt. Damit kann aber weder der Auffassung von RABASSA et al. (1989), noch GORDILLO et al. (1992: 50f.) sowie GORDILLO et al. (1993: 895) gefolgt werden, daß die Höhenlage holozäner Strandablagerungen auf Feuerland vor allem glazialisostatisch und neotektonisch verursacht ist. Vielmehr scheinen sie auch dort primär als Folge eines glazialeustatisch bedingt höheren Meeresspiegels oder von veränderten Tidenverhältnissen gebildet worden zu sein.

postatlantisch erneute Erhöhung Eine des Meeresspiegels oder eine deutliche Veränderung der Tidenverhältnisse im Zeitraum um 2.700 BP die sich beide in den entsprechend hohen Strandwällen bei Camarones andeuten könnten (Abb. 4.32) - war bisher von der argentinischen Küste nicht bekannt. In der regionalen Literatur geht man derzeit davon aus, daß seit ca. 5.000 BP (GONZALEZ & WEILER 1994) bzw. seit ca. 4.500 BP (AGUIRRE & WHATLEY 1995) bzw. seit ca. 4.000 BP (ISLA & ESPINOSA 1995) der Meeresspiegel relativ gesehen kontinuierlich gefallen ist. Ein differenzierteres Bild holozäner Meeresspiegelschwankungen mit drei unterschiedlich Meeresspiegelhochständen beschreiben jedoch MARTIN et al. (1987) an der brasilianischen Küste. Nach dem frühmittelholozänen Transgressionsmaximum im Zeitraum zwischen <7.000 -5.100 BP sehen sie zwei weitere durch Regressionen getrennte Submaxima um 3.600 BP und um 2.500 BP. Letzteres könnte dem frühjungholozänen Hochstand bei Camarones entsprechen. Auch an der brasilianischen Küste ist der Meeresspiegel erst anschließend - anscheinend ohne weitere deutliche Submaxima - bis auf das heutige Niveau gefallen.

Nach bisheriger Ansicht datiert das holozäne Transgressionsmaximum an der patagonischen Küste in den Zeitraum zwischen 5.000 - 6.000 BP (u.a GONZALES & WEILER 1994, SCHNACK 1993). Dagegen belegen die 14C-Altersbestimmungen an in situ eingelagerten Muscheln aus den höchsten holozänen Strandwall-Systemen (Abb. 4.32), daß die maximale holozäne Meeresspiegelhöhe in diesem Raum im frühen Mittelholozän (älteres Atlantikum) zwischen 6.600 - 6.900 BP existierte. Während dieses frühen mittelholozänen Hochstandes wurden u.a. in den Küstenabschnitten Camarones und Bustamante die dort weit verbreiteten 8,5 -9,5 m ü. hTw hohen T1₍₁₎-Strandwälle gebildet. Sie deuten unter Berücksichtigung einer schwachen tektonischen Heraushebung dieses Raumes in der Größenordnung von 0,12 mm/a auf einen maximal 4-5 m höheren Meeresspiegel hin. Gegen eine lokal auf die Küstenbereiche Camarones und Bahía Bustamante begrenzte Bildung dieser frühmittelholozänen Strandablagerungen spricht, daß auch mehrere hundert Kilometer weiter südlich bei Caleta Olivia ein vergleichbar hohes holozänes Strandwall-System erhalten ist, daß vor dem jüngeren Atlantikum (älter als 5.400 BP) gebildet wurde (Abb. 4.32).

Faßt man die oben skizzierten Aussagen zum Alter und zur Höhenlage holozäner Meeresspiegelhochstände von der feuerländisch/patagonischen bis zur brasilianischen Ostküste Südamerikas zusammen, wird ersichtlich, daß dort auch innerhalb des Holozäns wahrscheinlich mehrfach Oszillationen des Meeresspiegels stattgefunden haben. Dabei ist davon auszugehen, daß die aufgezeigten Unterschiede bezüglich des Verlaufes und der Größenordnungen holozäner Meeresspiegelveränderungen eher ein Ausdruck morpho- und chronostratigraphischer Lücken sind, als daß sie einen entsprechenden, regional differenzierten Verlauf holozäner Meeresspiegelschwankungen wiedergeben. Problematisch sind die Vorstellungen zu den Höhenlagen holozäner Meeresspiegelstände, die in der Regel aus der heutigen Höhe von Strandablagerungen abgeleitet sind und daher lediglich nur grobe Schätzwerte relativer Meeresspiegelveränderungen darstellen können. Daher sind meines Erachtens derzeitig weitergehende regionale bis globale Interpretationen dieser insgesamt noch sehr lückenhaften Kenntnisse zur Anzahl, zum Alter und zur Intensität der holozänen Meeresspiegelschwankungen in diesem Großraum von spekulativer Natur.

Im Zuge wahrscheinlich primär eustatischer Meeresspiegelschwankungen entstanden aber nicht nur im Holozän, sondern auch in den beiden vorangegangenen Interglazialen mehrere Strandwall-Sequenzen mit unterschiedlicher Oberflächenerhebung. In den meisten Küstengebieten Patagoniens mit ihrer im Jung- und Mittelpleistozän geringen tektonischen Heraushebung sind die eustatischen Meeresspiegelschwankungen die wesentliche Ursache dafür, daß dort Strandwall-Systeme der verschiedenen letzt- und vorletztinterglazialen Meeresspiegelhochstände auch ein annähernd gleiches Oberflächenniveau besitzen können. Trotz der generellen Tendenz zur schwachen tektonischen Heraushebung ist eine altimetrische Korrelation jung- und mittelpleistozäner Terrassen in diesen Räumen nicht möglich.

Hinzu kommt, daß neben den tektonisch relativ stabilen Küstenräumen bzw. denen mit leichter Hebungstendenz kleinräumig Küstenareale mit junger Bruchtektonik existieren, wie im Bereich nördlich von San Julián. Dort sind die jung- und mittelquartären Strandablagerungen unterschiedlich stark verstellt, so daß ihre aktuellen Höhenlagen derzeit keine Aussagen zum Alter zulassen, noch die Möglichkeit der Abschätzung von Paläo-Meeresspiegelständen bieten.

Die Altersbestimmung fossiler mariner Mollusken - Problemstellung und Ziele

Auf der Basis der durchgeführten stratigraphischen Neuaufnahmen können die derzeitigen tierungsmöglichkeiten fossiler mariner Mollusken Hilfe verschiedener neuerer stimmungsmethoden (ESR-, Th/U-, AAR-Methode) überprüft werden¹. Während die Altersbestimmung aragonitischer Korallen sowohl durch massenspektrometrische Th/U-Datierungen auch mittels ESR bis ins Mittelpleistozän hinein grundsätzlich anerkannt ist (u.a. WAGNER 1995), befindet sich die Datierung aragonitischer Mollusken immer noch in einem Entwicklungsstadium (Kap. 5.1.2.). Die Ergebnisse der Th/U-Datierungen streuen in der Regel stark und sind für quartärstratigraphische Aussagen häufig zweifelhaft (Kap. 5.2.2.). Aber auch die ESR-Altersbestimmung besitzt noch methodische Probleme (u.a. BARABAS et al. 1992a; BARABAS et al. 1992b; BARABAS 1989; GRÜN 1989a; GRÜN 1989b; KATZENBERGER 1989). Dabei erscheint dringend eine kritische Überprüfung der derzeitigen Möglichkeiten und Grenzen von ESR-Altersbestimmungen in der "Datierungspraxis" anhand von Mollusken-Kollektionen aus stratigraphisch gesicherten Profilen notwendig, zumal gerade in den letzten Jahren ESR-Datierungen zunehmend häufiger in der wissenschaftlichen Literatur "gesicherte" und "absolute" Alter verwendet werden. Aus diesem Grunde sei betont, daß ESR-Alter wie alle geochronologischen Ergebnisse Modellalter sind.

Im Falle der ESR-Altersbestimmungsmethode sind einzelne Fehlerquellen, wie zum Beispiel Isotopenverlagerungen, Wasserhaushalts-Änderungen, Temperaturschwankungen, Umkristallisationen der Muschelschale etc. nur sehr eingeschränkt einschätzbar und führen zu fehlerhaften Altern.

¹ Die ESR-Datierungen wurden von mir durchgeführt, wobei die methodische Anleitung zu Beginn durch Prof. Dr. U. RADTKE (Geographisches Institut, Universität zu Köln) und Dr. R. GRÜN (ehemals Dept. of Quaternary Research, University of Cambridge) stattfand. Th/U-Datierungen übernahmen freundlicherweise Dr. A. ROSTAMI & Prof. Dr. A MANGINI (Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg), während Prof. Dr. N. RUTTER (Dept. of Geology, University of Alberta) die AAR-Messungen vorgenommen hat. Die Radiokarbon-Datierungen (¹⁴C) wurden von Dr. B. KROMER (Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg) erstellt. Ihnen allen ganz herzlichen Dank.

Auch ¹⁴C-Datierungen von Muschelschalen können "falsch" sein, wobei aber die Größenordnung der Altersverfälschungen bei jüngeren Proben (<20.000 Jahre) im allgemeinen geringer ist. Ein besonderes Problem der ¹⁴C-Datierung mariner Molluskenschalen ist das Phänomen, daß Mollusken alten marinen Kohlenstoff in ihre Schale einbauen und dies vermutlich auch noch individuell oder artspezifisch in unterschiedlichem Maße geschieht. Wie bereits ausgeführt (Kap. 4.3.1.2.), können infolge dieses bisher nur sehr grob quantifizierbaren "Reservoir-Effektes" ¹⁴C-Alter um mehrere hundert Jahre zu alt sein.

Letztlich zeigt sich jedoch die Qualität einer Datierungsmethode durch Anwendung an stratigraphisch gut gegliederten Profilen und Profilsequenzen. Eine gute Bewertungsmöglichkeit bieten die von verschiedenen Lokalitäten entlang der patagonischen Küste in situ geborgenen Muschelschalen. Es sei noch einmal darauf hingewiesen, daß eine in situ-Position von Muscheln nur gesichert ist, wenn beide Schalen trotz Verwesung der Schloßmuskulatur noch zusammenhängen. Durch die Datierung mehrerer solcher Muscheln aus einem stratigraphischen Horizont, also von mehreren gleichalten Muscheln, ist die Reproduzierbarkeit von Datierungsmethoden überprüfbar (Kap. 5.1.2. und Kap. 5.2.). In Tab. 4.1 bestätigen die ähnlichen 14C-Alter an Muscheln, die bis auf wenige Jahrzehnte altersgleich sind, die gute Reproduzierbarkeit von 14C-Datierungen auch an marinen Mollusken. Damit ist natürlich nicht ausgeschlossen, daß die 14C-Alter infolge des Reservoir-Effektes insgesamt zu alt sind.

Weitere unabhängige Beurteilungsmöglichkeiten der absoluten Altersbestimmungen ergeben sich aus den durch morphologisch-geologische, pedostratigraphische und sedimentologische Differenzierungskriterien stratigraphisch gegliederten marinen Ablagerungen (Kap. 4.2.), doch bleibt die Beurteilung, inwieweit die absoluten Alterswerte von ESR- und Th/U-Datierungen zutreffen, schwierig.

5.1. Die ESR Altersbestimmung

Obwohl bereits vor mehr als 25 Jahren ZELLER et al. (1967) die Idee hatten, die Elektronen-Spin-Resonanz-Spektroskopie (ESR) zur Datierung in der Geochronologie vorzuschlagen, ist sie - trotz der seit Ende der siebziger Jahre stark gestiegenen Anzahl von Arbeiten zur ESR-Altersdatierung verschiedener Materialien (Korallen, Foraminiferen, Mollusken, Zähne, Quarz u.a.) - als absolute Datierungsmethode für den Zeitraum bis etwa 0,3 -

1 Mio. Jahre v.h. immer noch im Entwicklungsstadium. Zwar existieren seit Ende der achtziger Jahre für verschiedene Substanzen "Standard-Verfahren" für Routine-Anwendungen (GRÜN 1989), die aber seitdem teilweise noch weiterentwickelt worden sind.

Die in diesem Rahmen durchgeführten ESR-Datierungen mariner aragonitischer Muscheln ermutigen sicherlich aufgrund ihrer unerwartet hohen Reproduzierbarkeit sowie der guten Übereinstimmung mit dem stratigraphischen Kontext zu weiteren Grundlagenforschungen.

Einen umfangreicheren Überblick über die methodischen Grundlagen und die Bandbreite der sich gegenwärtig abzeichnenden Anwendungen von ESR-Datierungen geben u.a. GRÜN (1989a), GEYH & SCHLEICHER (1990) sowie jüngstens WAGNER (1995). Daher sollen an dieser Stelle einige Grundlagen zum allgemeinen Verständnis des folgenden Textes ausreichen.

Das potentielle Spektrum von ESR-Datierungen umfaßt alle Mineralien, die bei ionisierender Bestrahlung (α-, β-, γ- und kosmische Strahlung) paramagnetische Zentren ausbilden und dabei dosisabhängig zunehmende "Strahlenschäden" speichern. Dieses "Dosimeter-Potential" von Mineralien ist darauf zurückzuführen, daß fast alle natürlich vorkommenden kristallinen Substanzen innerhalb ihres streng periodisch geordneten Kristallgitters durch das Auftreten von Leerstellen, den Einbau von Fremdatomen und -molekülen sowie als Folge ionisierender Strahlung Defekte im Gitterbau besitzen. Diese "Baufehler" führen dazu, daß innerhalb eines Minerales Areale mit positiven oder negativen Ladungsdefiziten existieren, die für freibewegliche Ladungen "Fallen" darstellen. Dieser Mechanismus ist in vereinfachter Form in Abb. 5.1 dargestellt.

Unter Zufuhr von Energie, zum Beispiel durch ionisierende Bestrahlung (wie natürliche Radioaktivität oder kosmische Strahlung), werden Elektronen angeregt und vom niedrigeren Energieniveau des Valenzbandes auf das höhere Energieniveau des Leitungsbandes überführt. Aus diesem höheren instabilen Energiezustand rekombinieren sie aber nach kurzer Zeit unter Abgabe ihrer Anregungsenergie. Infolge von Gitterdefekten im Kristall können sich lokal begrenzte metastabile Zwischenenergieniveaus mit negativen Ladungsdefiziten ausbilden, von denen Elektronen bei ihrer Rekombination eingefangen werden können. In diesen "Elektronenfallen" ("traps") können Elektro-

nen über längere Zeit hinweg festgehalten werden.² Bei anhaltender Energiezufuhr, zum Beispiel aus der natürlichen Radioaktivität, werden diese Defektzentren bis zum Erreichen eines Sättigungszustandes sukzessiv mit Elektronen aufgefüllt. Dabei ist die Anzahl der eingefangenen Elektronen proportional zur Stärke der radioaktiven Bestrahlung (Dosis) und der Zeitdauer der Bestrahlung (GRÜN 1989a: 4) sowie zur Anzahl der unbesetzten Defektzentren.³

Aufgrund ihrer paramagnetischen Eigenschaften sind diese "aufgefüllten" Defektzentren mit Hilfe der ESR-Spektroskopie meßbar. Sie besitzen ein charakteristisches ESR-Signal, dessen Position durch den g-Wert (Landé-Faktor, Proportionalitätskonstante) bestimmt ist. Die Höhe eines ESR-Signales ist ein relatives Maß der Konzentration des betreffenden paramagnetischen Zentrums und somit proportional zur Anzahl der eingefangenen Elektronen. Dabei geht man davon aus, daß in Abhängigkeit von der Stärke und der Zeitdauer ioni-

²Die physikalisch sehr verwandte Thermolumineszenz-Methode hat gezeigt (u.a. WAGNER 1995), daß diese Elektronenfallen eine unterschiedliche Tiefe besitzen können, so daß sie für Entleerungsprozesse unterschiedlich sensibel sind. Im Bereich der ESR-Methode sind eventuelle Auswirkungen auf die Elektronen-Spin-Resonanz noch weitgehend unbekannt (s.a. BARABAS et al. 1992b; GRÜN 1990; WALTHER et al. 1992). Nach BARABAS (1989: 121ff.) kann die Annahme einer unterschiedlichen Traptiefen-Verteilung eine Erklärung für den bei fossilen Mollusken beobachteten thermischen Zerfall des A-Signal-Komplexes und des Signales g = 2,0006 liefern.

³Etwas komplizierter wird diese einfache Modellvorstellung durch die Beobachtung, daß bei höheren Temperaturen sich die Anzahl dieser mit Elektronen besetzten Fehlstellen vermindert, ein Vorgang, den man als "thermisches fading" bezeichnet. Offen ist bisher, in welcher Größenordnung und in welchen Zeiträumen dieser Vorgang unter natürlich herrschenden Temperaturbedingungen für die verschiedenen Defektzentren wirksam ist. Da hierdurch Verfälschungen des Alters eintreten können, sind ESR-Signale mit starkem fading-Verhalten zur Altersdatierung nicht geeignet. Eine thermische Korrektur der Dosis-Wirkungs-Kurven scheitert bisher an der unsicheren Übertragung dieser bei Erhitzungsversuchen nachgewiesenen Abbauprozesse auf natürliche Temperaturbedingungen. Interessant ist in diesem Zusammenhang eine Beobachtung von BARABAS (1989: 130f.) bei Temperversuchen an rezenten Muscheln, wonach bei einer thermischen Zerstörung der Fehlstellen, die dem hier benutzten Datierungssignal bei g = 2,0006 zugrundeliegen, besetzte und leere Elektronenfallen gleichermaßen betroffen sind, so daß trotz Abnahme der Signalgröße die gespeicherte Dosis sich nicht signifikant änderte.

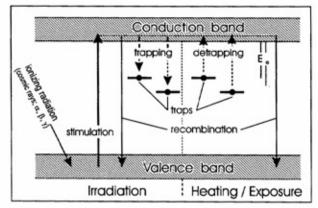


Abb. 5.1: Einfaches Modell der in einem Mineral ablaufenden Prozesse, die zum Auffüllen und Entleeren der durch Strahlung angeregten und in Elektronenfallen ("traps") eingefangenen Elektronen führen (E_a = Anregungsernergie) (Quelle: BARABAS 1989; WAGNER 1995).

sierender Strahlung die vorhandenen Ladungsdefekte zunehmend belegt werden, bis ein Sättigungszustand erreicht ist (u.a. WAGNER
1995: 131). Aus der durch ESR-Messung abgeleiteten relativen Konzentration eines bestimmten
paramagnetischen Zentrums kann dann mit Hilfe
der vorhandenen natürlichen Dosisrate (Dosis/Zeit)
auf die Bestrahlungsdauer geschlossen werden und
somit auch das Alter eines Minerales bzw. das
Entstehungsalter des untersuchten paramagnetischen Zentrums bestimmt werden.⁴

Damit zählt die ESR-Datierung - ebenso wie die Thermolumineszenz (TL) und die Optisch Stimulierte Lumineszenz (OSL) - zu den "dosimetrischen" Altersdatierungsmethoden. Wie oben dargestellt, versucht man bei ihnen zwischen der im Speichermedium (z.B. Molluskenschale) vorhandenen Dosisakkumulation und der auf das

⁴Diese einfache Modellvorstellung wird u.a. dadurch eingeschränkt, daß die Belegdichte strahlungsinduzierter paramagnetischer Zentren von weiteren bisher nicht oder nur sehr ungenau quantifizierbaren Faktoren beeinflußt wird wie u.a. von der Anzahl der bei Bestrahlung neu entstehenden Strahlungsdefekte, von einer je nach Dosisleistung und Strahlungsart unterschiedlichen Sättigungsleistung, thermisch oder durch Ionenaustauschprozesse induziertem Abbau der Strahlungsdefekte etc. Da jede Substanz verschiedene strahlungsinduzierte paramagnetische Zentren individuell unterschiedlichen Eigenschaften Strahlungssensitivität. der Dosisakkumulation. der Lebensdauer u.a. ausbildet, bedarf es umfangreicher methodischer Grundlagenuntersuchungen, bevor sie als routinemäßige Altersdatierung eingesetzt werden sollte.

Medium einwirkenden ionisierenden Dosisrate (Dosis/Zeit) eine in die Vergangenheit extrapolierbare Beziehung herzustellen. Die in einer Probe akkumulierte natürliche Dosis, abgekürzt ED (früher als "archaeological dose (AD)", jedoch genauer als ED "equivalent dose" bezeichnet), erfaßt man bei der ESR-Datierung über die bei künstlicher Bestrahlung erzeugten Veränderungen eines strahlungssensitiven ESR-Signales. Dabei erstellt man den funktionalen Zusammenhang zwischen Dosisrate und ESR-Signalveränderung in der Regel mit der sog. "additiven Dosismethode" (additional dose method) (Abb. 5.2).

Bei dieser Methode bestrahlt man die Probe zusätzlich zur bereits natürlich vorhandenen Strahlungsdosis mit mehreren bekannten künstlichen Dosisraten (B oder y-Bestrahlung) und erzeugt auf diese Weise an strahlungssensitiven Signalen weitere künstliche Signalhöhenveränderungen. Die auf diese Weise erzeugte künstliche Dosis-Wirkungs-Kurve eines ESR-Signales (Abb. 5.2) kann über geeignete Funktionen (u.a. BRUMBY 1992; GRÜN et al. 1992; GRÜN & MACDONALD 1989; WAL-THER et al. 1992) auf die Dosisachse extrapoliert werden. Unter der Voraussetzung, daß a) während natürlichen Bestrahlungs-Vergangenheit äquivalente Veränderungen der ESR-Signalhöhen erzeugt wurden, wie sie in der durch künstliche Bestrahlung geschaffenen Strahlungs-Wirkungskurve festgehalten sind, und daß b) in der Vergangenheit auch keine anderen Einflüsse existiert haben, die Veränderungen der ESR-Signalhöhe bewirkten (thermisch bedingte Veränderungen der Signalhöhen, Umkristallisationen), ergibt sich aus der Rückextrapolation der Dosis-Wirkungs-Kurve auf die Dosisachse die in der Probe bereits natürlich akkumulierte Strahlungs-Dosis (ED). Kennt man die natürliche Dosisrate, dann ergibt sich das Alter des Minerals aus dem Quotient von akkumulierter Dosis (ED) und natürlicher Dosisrate (Dosis/Zeit):

Alter (a) =
$$\frac{\text{akkumulierte Dosis (ED/Gy)}}{\text{jährliche Dosisrate (Do) (mGy/a)}}$$

Die Untergrenze der auf diese Weise noch faßbaren natürlich akkumulierten Strahlungsdosis und damit die Datierungsuntergrenze wird vor allem von der Dosisempfindlichkeit des ESR-Datierungssignales und dem Signal-Rausch-Verhältnis der ESR-Messung bestimmt. Mit einem modernen Gerät und seinem deutlich verbesserten Signal/Rausch-Verhältnis, wie zum Beispiel dem seit 1995 im Rahmen dieser Untersuchungen eingesetzten BRUKER ESP 300E, war es erstmalig möglich, durch hochauflösende Messungen das zur

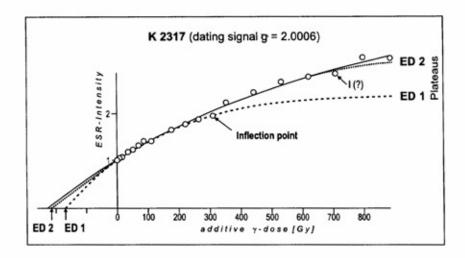


Abb. 5.2: Prinzip der Erstellung einer Dosis-Wirkungskurve durch Messung der ESR-Signalhöhen (relativ) bei zusätzlicher γ-Bestrahlung (additional dose method).

Datierung benutzte Signal g = 2,0006 in rezenten aragonitischen Muschelschalen nachzuweisen (SCHELLMANN & RADTKE 1997). Die Datierungsobergrenze ist zunächst von der Sättigungshöhe des ESR-Signales abhängig. Daneben begrenzen die mit zunehmendem Alter im allgemeinen häufiger auftretenden Umkristallisationen des Aragonits in Kalzit sowie die langfristig wirksame thermische Instabilität des ESR-Datierungssignales den Datierungszeitraum.

5.1.1. ESR-Signalspektrum und Datierungssignal mariner aragonitischer Muscheln

Im Gegensatz zu kalzitischen besitzen marine aragonitische Muschelschalen ein relativ einfach aufgebautes ESR-Spektrum (Abb.5.3), welches dem aragonitischer Korallen sehr verwandt ist.

Ein bei Raumtemperatur und niedriger Mikrowellenleistung aufgenommenes ESR-Spektrum aragonitischer Korallen besitzt im g-Wertbereich zwischen 1,997 und 2,0057 lediglich drei deutlich voneinander abgesetzte isotrope ESR-Signale. Dagegen treten in den meisten ESR-Spektren aragonitischer Mollusken fünf Hauptsignale auf, die bei g = 1,9973, g = 2,0006, g = 2,0018, g = 2,0031 sowie g = 2,0057 liegen (Tab. 5.1) und in ihrer Größenordnung artspezifisch variieren (RADTKE 1988: 151). Darüberhinaus können weitere Signale auftreten und die Hauptsignale teilweise überlagern.

Da die Hauptsignale bei g = 2,0057 und g = 2,0031 häufig nicht γ -sensitiv sind (Tab. 5.1) bzw. das Signal um g = 2,0031 bei vorhandener γ -Sensitivität bereits bei einer Strahlendosis von ca. 250 Gy gesättigt erscheint, sind beide als Datierungssignale nicht geeignet bzw. maximal für junge Zeiträume anwendbar. Das Hauptsignal um

g = 2,0018 besitzt nach RADTKE (1989: 152) und BARABAS et al. (1992a: 168) nur eine geringe Lebenszeit. Benutzt man nach GRÜN (1989: 51) das Signal um den g-Wert 1,9976 zur Datierung, dann erscheinen die Ergebnisse zu gering. Zudem ist das Signal Teil eines überlagernden Signal-Komplexes von drei CO₂⁻ - Linien bei g = 2,0032, g = 2,0018 und g = 1,9976. Dieses als "A - Signal-Komplex" bezeichnete Phänomen (KAT-ZENBERGER & WILLEMS 1988; BARABAS 1989; BARABAS et al. 1992a: 167) kann ebenfalls den niedrigeren Feldbereich des isotropen Hauptsignals bei g = 2,0006 beeinflussen und damit dessen

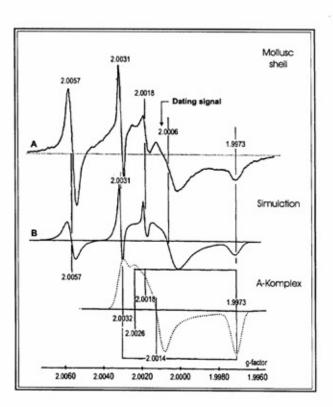
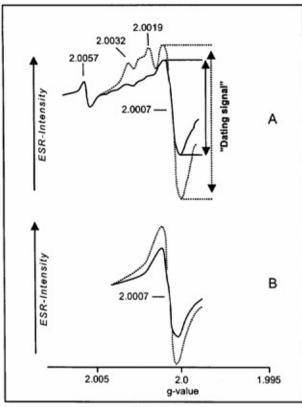


Abb. 5.3: Typisches ESR-Signalspektrum einer aragonitischen Muschel (nach BARABAS 1989).



dessen Qualität als Datierungssignal einschränken. Dennoch hat sich in den letzten Jahren das Signal bei $g = 2,0006 (\pm 0,0001)$ bei der Datierung verschiedener aragonitischer Substanzen als das am besten geeignete Signal erwiesen (u.a. BARABAS 1989: 131; BARABAS et al. 1992b: 173; BRUMBY & YOSHIDA 1994; SHIMOKAWA et al. 1992). Es ist ystrahlungssensitiv und thermisch stabiler als das ebenfalls strahlungsempfindliche Signal g = 2,0018 (BAHAIN et al. 1994). Zudem ist es leicht zu identifizieren (u.a. BARABAS et al. 1992a). Nach MOLODKOV (1988), KATZENBERGER & WILLEMS (1988) sowie BARABAS et al. (1992a) kann eine eventuelle Überlagerung dieses Signales durch ein Nebensignal durch Wahl einer hohen Mikrowellenleistung und einer niedrigen Modulationsamplitude vermieden werden (Abb. 5.4: Spektrum B). Dagegen sehen BRUMBY & YOSHIDA (1994) in dieser Methode keinen Vorteil, sondern weisen im Gegenteil auf die Gefahr einer nur teilweisen Unterdrückung eventuell vorhandener weiterer Überlagerungssignale hin. Bei den im Rahmen dieser Untersuchungen durchgeführten ESR-Messungen wurden die ESR-Spektren der ersten Datierungsserie (D2317 - D2358) mit hoher Mikrowellenleistung (100 mW) und niedriger Modulationsamplitude (0,1)mT) gemessen (Tab. 5.2). Mehrere mit niedriger Mikrowellenleistung (ca. 10 mW) und niedriger Modulationsamplitude (0,125 mT) durchgeführte Wiederholungsmessungen zeigten keine größeren Abwei-

chungen in den resultierenden Aufbaukurven und ED-Werten, was jedoch die von BRUMBY & YOSHIDA (1994) angesprochene Gefahr einer eventuell nur teilweisen Unterdrückung von Überlagerungssignalen nicht ausschließt. Da in der Wahl einer hohen Mikrowellenleistung keine Vorteile zu erkennen waren und um eventuell vorhandene Überlagerungssignale bereits optisch erkennen zu können, wurden die nachfolgenden Probenserien mit niedrigerer Mikrowellenleistung (9 - 10 mW) und niedriger Modulationsamplitude (0,125 mT) gemessen (Tab. 5.2).

Das benutzte "Datierungssignal" bei g = 2,0006 zeigt bei den verwendeten Meßparametern bis zur maximal benutzten Strahlendosis ohne optisch erkennbare Hinweise auf Überlagerungen durch ein oder mehrere Nebensignale einen klaren ungebrochenen Verlauf der ESR-Signalkurve. Dagegen deutet die bei zahlreichen Aufbaukurven vorhandene erneute Signalhöhenzunahme nach Erreichen eines ersten Sättigungsniveaus⁵ auf das verstärkte Wachstum eines überlagernden Nebensignales wahrscheinlich des A-Komplexes. BARABAS

⁵KATZENBERGER & WILLEMS (1988) beobachteten derartige "Inflexionspunkte" bei Benutzung des Datierungssignales g = 2,0014 und interpretierten sie ebenfalls als Ergebnis zweier oder mehrerer sich überlagernder Signal-Funktionen.

Tab. 5.1: ESR-Signale mariner aragonitischer Muscheln und einige ihrer wesentlichen Eigenscha	ften
(Quelle: BAHAIN et al. 1994; BARABAS 1989; BARABAS et al. 1992a; WALTHER et al. 19	992;
KATZENBERGER 1989; KATZENBERGER & WILLMES 1988; GRÜN 1989a).	

g-Wert (±0,0001)	Breite (G)	Symmetrie	Physikal. Natur	Mikro- wellen- sättigung	γ. Bestrahlungs- verhalten	Thermische Vorbehandlung	Thermische Nachbehandlung (BAHRAIN et al. 1994)	Weiteres Vorkommer
2,0057	0,7	isotrop	SO ₂ -	> 20 mW	häufig nicht γ-sensitiv, (thermisch aktiviert ¹)		bis ca. 80°C stabil, ca. 80 - 120°C starker Anstieg. >120°C starke Abnahme	alle Karbonate
2,0031	0,15	isotrop	SO ₃ °	1 mW	häufig nicht γ-sensitiv bzw. ab 250 Gy gesättigt	Auslöschen	bis ca. 120°C stabil, danach Abnahme	Korallen
2,0018	0,8	isotrop	?	5 mW	ansteigend	Erhöhung	schwache Abnahme, bis ca. 100°C, danach Verschwinden	
2,0006	1,5	isotrop	CO ₂ -	>200 mW	ansteigend (Mg/Ca-Verh, steuert wahr- scheinlich die Anzahl der Fehlstellen)	Auslöschen	bis ca. 80°C stabil, ca. 80 - 120°C starker Anstieg, >120°C starke Abnahme	marine Karbonate
1,9973		axial	CO ₂ -			Erhöhung bis ca. 6,5 h, danach Verschwinden	bis ca. 120°C stabil, danach Abnahme	
A-Komplex (BARABAS et al. 1992): gx = 2,0030 gz = 2,0015 gy = 1,9973	1,5 - 3	ortho- rhombisch	CO ₂ -	15 mW			Anwachsen bei Temperaturerhöhung	arag. Ooide

nach Brumby & Yoshida (1994)

(1989: 116) konnte aufzeigen, daß bei künstlicher Bestrahlung der A-Komplex gegenüber dem Signal bei g = 2,0006 überproportional stark anwächst. Da es meßtechnisch nicht möglich war, beide Signale zu trennen, wurden mit Hilfe eines "plateau screening" die oberhalb solcher Inflexionspunkte gelegenen Meßwerte bei der ED-Berechnung nicht verwendet (s.u.).

5.1.2. Probenpräparation und Bestimmung der Akkumulierten Dosis (ED)

Die Bestimmung der in der Muschelschale "Akkumulierten Dosis" (ED) erfolgte an 20 Aliquots der Siebfraktion 100 - 200 µm zu je 200 mg. Diese für ESR-Untersuchungen an Mollusken hohe Zahl an Aliquots ist aber, um z.B. eventuell vorhandene Inflexionspunkte erkennen zu können, doch eher als Minimalzahl zu betrachten, obwohl BARABAS et al. (1992b: 176) für eine präzise ED-Bestimmung von nur 12 - 15 Datenpunkten ausgehen.

Um den Einfluß der ca. 20 µm reichenden externen Alphastrahlung und der ca. 2 mm weit reichenden externen Betastrahlung (Abb. 5.5) zu verringern

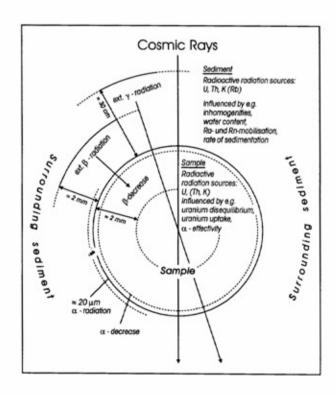


Abb. 5.5: Schema der Prozesse und Faktoren, die die Dosisrate einer Probe beeinflussen können (verändert nach GRÜN 1989).

Tab. 5.2: Meßparameter und Bestrahlungsschritte.

Probenserie:	D2317 - D2358	D2402 - D2444	D2541 - D2668; K6697 - K6699	K2669 - K2678; K6695 - K6696
ESR-Spektrometer	JEOL 1)	BRUKER 200tt ²⁾	BRUKER 200tt ²⁾	BRUKER ESP300E 3)
Center field	3446G	ca. 3460 G	ca. 3460 G	ca. 3475 G
Field sweep	25 G	40 G	40 G	30 - 50 G
MW-Frequency	9,15 GHz	9,7 GHz	9,7 GHz	9, 75 GHz
MW-Power	100 mW	9 - 10 mW	9 - 10 mW	10 mW
Modulation amplitude	1 Gpp	1,25 Gpp	1,25 Gpp	1 - 1,22 G
Receiver Gain	2 bis 4 x 10 ⁴	8 x 10 ⁴ bis1,25 x 10 ⁵	8 x 10 ⁴ bis 1,25 x 10 ⁵	2 - 8 x 10 ⁴
Additive doses (Gy) (20 Aliquots)	0; 8.8; 17.8; 35.6; 53.4; 71.2; 89; 111.3; 133.5; 178; 222.5; 267; 311.5; 356; 534; 623; 712; 801; 890	0; 8.8; 17.8; 35.6; 53.4; 89; 111.3; 133.5; 178; 222.5; 267; 311.5; 356; 445; 534; 712; 890; 1112.5; 1335; 1780	0; 17.8; 35.6; 53.4; 71.2 89; 133.5; 178; 222.5; 267; 356; 445; 534; 623; 712; 801; 890; 979; 1068; 1246	0; 17.6; 35.1; 52.7; 70.2; 87.8; 131.6; 175.5; 219.4; 263.3; 351.1; 438.8; 526.6; 614.3; 702.1; 789.9; 877.6; 975.2; 1053.2; 1140.9
			Holocene samples: 0; 8.9; 17.8; 26.7; 35.6; 44.5; 53.4; 62.3; 71.2; 80.1; 89; 107.8; 124.6; 142.4; 160.2; 178; 222.5; 267; 311.5; 356	Holocene samples: 0; 8.9; 17.8; 26.7; 35.6; 44.5; 53.4; 62.3; 71.2; 80.1; 89; 107.8; 124.6; 142.4; 160.2; 178; 222.5; 267; 311.5; 356
⁴⁰ Co - γ-dose ³⁾	2 Gray/min	1,92 Gray/min	1.59 Gray/min 1.52 Gray/min; 1.47 Gray/min	1,41 Gray/min 1,28 Gray/min
Sample weight	200 mg	200 mg	200 mg	200 mg
Sample grain size	100 - 200 μm	100 - 200 μm	100 - 200 μm	100 - 200 μm

und dadurch den Fehler bei der Altersbestimmung zu verkleinern, wurden die äußeren Schichten der ersten Probenserien vorsichtig manuell entfernt. Da sich diese Technik als relativ unpräzise erwies und Testproben zeigten, daß ein Abätzen der äußeren Schale mit schwacher Salzsäure (0,1% HCl) keinen Einfluß auf den Signalaufbau hatte (ebenso GRÜN 1989a: 58), wurden alle nachfolgenden Muschelproben je nach Größe ein bis zwei Stunden in 0,1%iger HCl unter jeweils halbstündigem Wechseln der Salzsäure abgeätzt. Nach Messung der Schalendicke an drei Stellen (Schloß, Zentrum, vorderer Rand) wurde der Mittelwert aller drei Messungen vor und nach dem Ätzen mit einer geschätzten Fehlerbreite von ± 20% in das zur Altersberechnung verwendete Programm "data" von GRÜN (Version 1990) eingegeben. Die gesäuberten und vermessenen Schalen wurden anschlie-Bend vorsichtig in einem Achatmörser zerkleinert und gesiebt. Die Siebfraktion <100 µm diente der U-Analyse und Röntgendiffraktrometrie, die Fraktion 100 - 200µm der ESR-Messung. Um ein eventuell beim Mörsern erzeugtes ESR-Signal bei g = 2,0001 zu beseitigen, wurde die zur ESR-Messung verwendete Kornfraktion 100 - 200 µm in 0,1%iger Salzsäure für ca. 30 Sek. angeätzt (GRÜN 1989a: 10; KATZENBERGER & WILLEMS 1988; KATZEN- BERGER 1989: 21) und anschließend bei Zimmertemperatur getrocknet. Nach Vergleichsmessungen an nicht angeätzten Pulverproben trat jedoch kein "Mörsersignal" auf. Dieser Schritt erscheint daher überflüssig und sollte insofern auch nicht mehr eingesetzt werden.

Von 20 Aliquots zu je 0,2 g wurden 19 mit der ⁶⁰Co-Quelle der Strahlenklinik der Universität Düsseldorf nach definierten Bestrahlungsschritten (Tab. 5.2) bestrahlt. Die Dosisleistung der Strahlenquelle lag bei den verschiedenen Probenserien zwischen 2,0 Gy/min und 1,28 Gy/min. Um die Bestrahlungsschritte und -abstände zu optimieren, wurden die Bestrahlungsschritte zwischen den Probenserien teilweise geringfügig verändert (Tab. 5.2). Bei der ersten Probenserie D2317 -D2358 deutete sich an, daß eine maximale Bestrahlungsdosis von 890 Gy eventuell zu niedrig sein könnte, um die teilweise hohen Sättigungswerte einzelner Muschelschalen aus dem älteren Mittelpleistozän sicher zu erfassen. Daher wurden die Bestrahlungsschritte in der nachfolgenden zweiten Serie bis auf 1780 Gy ausgedehnt. Es zeigte sich jedoch, daß bei allen bis dahin untersuchten Muschelschalen ein erstes ED-Plateau schon bei einer zusätzlichen künstlichen Bestrah-

 ¹⁾ Subdepartment of Quaternary Research, University of Cambridge
 ²⁾ Physikalisches Institut der Heinrich-Heine Universität Düsseldorf
 ³⁾ Geographisches Institut der Universität zu K\u00fchl
 ⁴⁾ 66/Co-Quelle Strahlenkleinis der Universit\u00e4t zu Kolm
 ⁴⁾ 66/Co-Quelle Strahlenkleinis der Universit\u00e4t Düsseldorf. F\u00fcr die Benutzung der Strahlenquelle und entsprechende Hilfen sei Herrn Prof. Dr. Schmid, Herrn Dipl. Phys. Bannach sowie Herrn Dr. Muskalla herzlich gedankt.

lungsdosis von unter 1000 Gy erreicht wurde. Die seit der dritten und umfangreichsten Probenserie benutzten Bestrahlungsschritte bis ca. 1246 Gy bzw. 1141 Gy (Tab. 5.2) stellen für pleistozäne Muscheln von der patagonischen Küste den günstigsten Kompromiß zwischen Erreichen eines ersten ED-Plateaus und möglichst geringem Abstand der Bestrahlungsschritte dar. Bei den holozänen Muscheln reichen dagegen bereits Bestrahlungschritte bis ca. 350 Gy aus.

Abb. 5.4 zeigt das verwendete Datierungssignal bei g = 2,0006. Die Erstellung der Dosis-Wirkungskurve erfolgte durch manuelle bzw. softwaregesteuerte (BRUKER ESP 300E) Messung der Signalamplitude. Die ESR-Messungen wurden frühestens 6 Wochen nach der künstlichen y-Bestrahlung durchgeführt, damit sich eine eventuell durch die künstliche Bestrahlung erzeugte anomale "Übersättigung" der ESR-Intensität 1989a: 12) abbauen konnte. Die bei den Messungen verwendeten ESR-Spektrometer und die Meßparameter sind in Tab. 5.2 aufgelistet. Die Bestimmung der ED erfolgte mit Hilfe des Auswerteprogramms "fit-sim" von GRÜN (Version 1993).

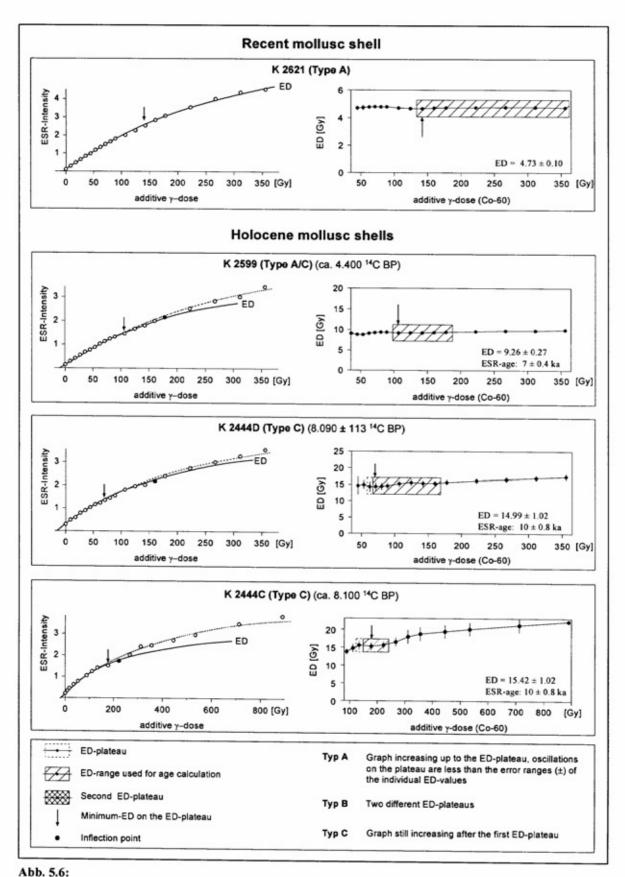
Wie bereits ausgeführt, können ESR-Aufbaukurven aragonitischer Muscheln infolge einer Überlagerung des Datierungssignals g = 2,0006 durch Nebensignale Inflexionspunkte besitzen (KATZENBERGER & WILLEMS 1988; BARABAS 1989), oberhalb derer das Kurvenwachstum erneut stark ansteigt. Natürlich sind zur ihrer Erkennung eine möglichst große Anzahl von Meßpunkten und enge Bestrahlungsschritte notwendig.

Abb. 5.6 zeigt beispielhaft für rezente und unterschiedlich alte holozäne Muscheln von der patagonischen Küste typische Veränderungen der ED-Werte je nach Höhe der ihrer Berechnung zugrunde liegenden maximalen künstlichen Dosisraten. Sofern keine Inflexionspunkte in den Aufbaukurven auftreten, steigen die berechneten ED-Werte zunächst an und stagnieren mit Erreichen einer bestimmten maximalen künstlichen Bestrahlungsdosis. Dieser in Abb. 5.6 und Abb. 5.7 als Typ A bezeichnete Verlauf tritt bei rezenten und fossilen Muscheln unabhängig von ihrem Alter auf. Dagegen ist die zum Erreichen des ED-Plateaus notwendige maximale künstliche altersabhängig. Bei rezenten und holozänen Muscheln der patagonischen Küste beginnt es bereits unter 200 Gy, bei jung- und mittelpleistozänen Muscheln erst im Bereich von 300 - 800 Gy künstlicher Bestrahlungsdosis.

Bei einigen Muscheln, die in den Aufbaukurven einen Inflexionspunkt besitzen, wirkt sich dies auf die ED-Berechnungen mit Hilfe des PC-Programms "fit-sim" von GRÜN (1993) in der Weise aus, daß diese in Abhängigkeit von den ihrer Berechnung zu Grunde liegenden maximalen künstlichen Bestrahlungsdosen zwei unterschiedliche ED-Plateaus besitzen (Abb. 5.6 und Abb. 5.7: Typ. B) oder nach Erreichen eines ersten ED-Plateaus weiter ansteigen (Abb. 5.6 und Abb. 5.7: Typ C). Im Extremfall, wie in dem in Abb. 5.7 dargestellten Beispiel K 2317, können je nach Verwendung des ersten oder zweiten ED-Plateaus deutlich divergierende Muschelalter resultieren. In derartigen Fällen ist das erste Plateau zur Altersdatierung zu verwenden, da es von dem bis dahin noch geringer Wachstum gestörten des Datierungssignals g = 2,0006 stammt, während das zweite Plateau nach derzeitigem Kenntnisstand das Ergebnis einer Überlagerung des Datierungssignals durch ein Nebensignal, wahrscheinlich des A-Komplexes, ist (s.o.). Hinzu kommt, daß bei dieser Vorgehensweise die ESR-Alter von mehreren aus einem stratigraphischen Horizont in situ geborgenen Muscheln, d.h. gleichalten Muscheln, am ehesten übereinstimmen.

Der zur Altersberechnung verwendete ED-Wert ergibt sich aus dem Mittelwert aller auf dem ersten ED-Plateau liegenden ED-Werte. Sofern die Tendenz besteht, daß mit zunehmender künstlicher Strahlendosis die errechneten ED-Werte weiter ansteigen, also das ED-Plateau verlassen, wird ein ED-Plateau am wahrscheinlichsten durch seinen niedrigsten Wert erfaßt. Da mit der Anzahl der einer ED-Berechnung zu Grunde liegenden Meßpunkte (gemessene Aliquots), die ED statistisch zunehmend besser abgesichert ist, sind alle ED-Werte auf einem ED-Plateau, die hinter dem niedrigsten Wert liegen, am ehesten zutreffend. Daher wurden bei den ED-Berechnungen nicht nur der niedrigste ED-Wert auf dem ED-Plateau benutzt. sondern alle nachfolgenden ED-Werte, die noch innerhalb seiner Fehlerabweichungen liegen, ebenfalls als Mittelungen mit einbezogen (Abb. 5.6 und Abb. 5.7). Um zu vermeiden, daß ein einzelner Meßwert die ED wesentlich bestimmt (Abb. 5.7: D 2580), wurden zudem immer mindestens zwei nebeneinander liegende ED-Werte gemittelt.

Das Auftreten von Überlagerungen des Datierungssignals durch Nebensignale ist sicherlich einer der wesentlichen Ursachen für die relativ hohe Datierungsungenauigkeit der ESR-Altersbestimmung von Mollusken, vor allem auch deswegen, weil derartige Überlagerungen natürlich nur bei einer entsprechend hohen und dichten Anzahl von Meßpunkten erkennbar sind.



ED-Werte in Abhängigkeit von der zu ihrer Berechnung verwendeten maximalen künstlichen Bestrahlungsdosis für rezente und holozäne aragonitische Muscheln. Da ED-Werte, die auf der Basis der ersten 5-10 Datenpunkte errechnet werden, stark streuen und wenig präzise sind, sind diese Bereiche nicht dargestellt.

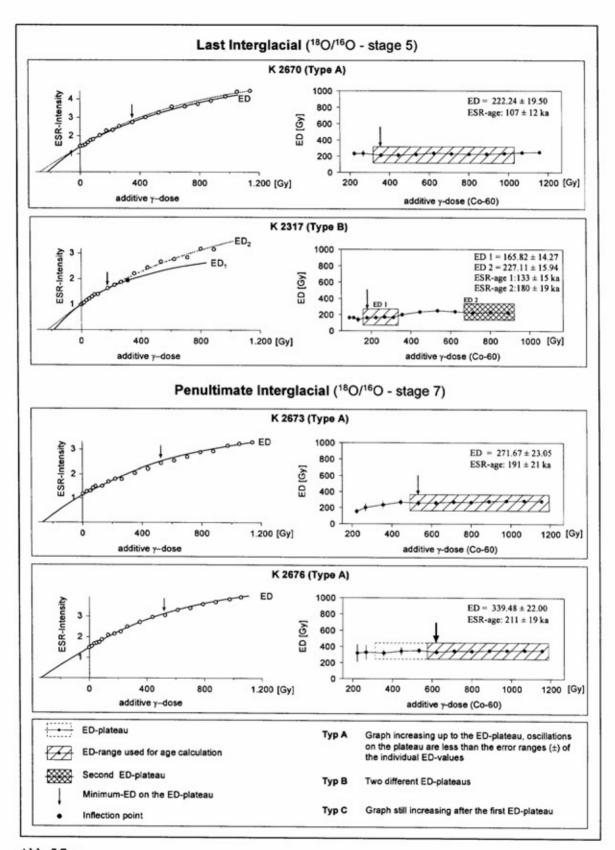


Abb. 5.7a:

ED-Werte in Abhängigkeit von der zu ihrer Berechnung verwendeten maximalen künstlichen Bestrahlungsdosis für aragonitische Muscheln aus dem letzten und vorletzten Interglazial. Da ED-Werte, die auf der Basis der ersten 5-10 Datenpunkte errechnet werden, stark streuen und wenig präzise sind, sind diese Bereiche nicht dargestellt.

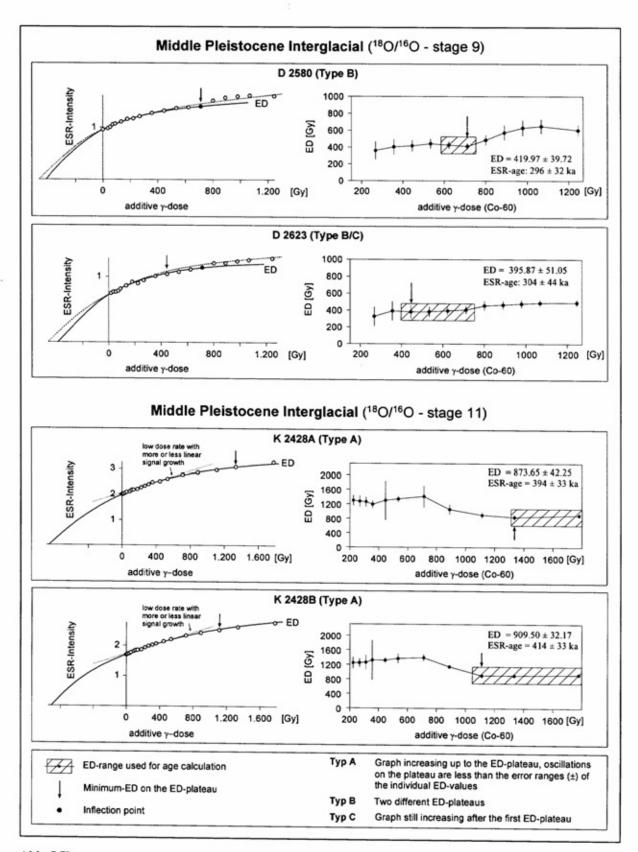


Abb. 5.7b:

ED-Werte in Abhängigkeit von der zu ihrer Berechnung verwendeten maximalen künstlichen Bestrahlungsdosis für aragonitische Muscheln aus dem älteren Mittelpleistozän. Da ED-Werte, die auf der Basis der ersten ersten 5-10 Datenpunkte errechnet werden, stark streuen und wenig präzise sind, sind diese Bereiche nicht dargestellt.

5.1.3. Die Bestimmung der internen Dosisrate

Die Summe der auf eine Muschelschale einwirkenden ionisierenden Strahlung hängt im wesentlichen von der Konzentration und Verteilung radioaktiver Elemente in der Probe (interne Dosisrate), in der Umgebung (externe Dosisrate) sowie i.d.R. untergeordnet auch von der Stärke kosmischer Strahlung ab (Abb. 5.5). Mit zunehmender Sedimentbedeckung der Probe wird der Einfluß der kosmischen Dosisrate abgeschwächt. Ihr Anteil wurde nach PRESCOTT & STEPHAN (1982 nach GRÜN 1989a: Abb. A-4) je nach Entnahmetiefe der Probe mit einem geschätzten Fehler von ± 10% bis ± 20% bei der Altersberechnung mit berücksichtigt.

Zur Berechnung der internen Dosis wurden von den Muschelschalen, bzw. von der gemörserten und abgesiebten Fraktion <100 µm, Doppelbestimmungen des Uran-Gehaltes mittels der Neutronenaktivierungsanalyse (NAA; untere Nachweisgrenze bei 0,1 ppm) vorgenommen. Die Uran-Analyse wurden von XRAL Laboratories (Ontario; Canada) durchgeführt. Während rezente Muscheln von der patagonischen Küste lediglich Uran-Gehalte nahe der NAA-Nachweisgrenze von 0,1-0,2 ppm besitzen, wiesen die fossilen wesentlich höhere U-Gehalte mit Werten von ca. 0,1 - 7 ppm, vereinzelt sogar bis zu 10,9 ppm auf (Abb. 5.8; Tabellen im Anhang).

Dabei sind die Spannweiten der in den fossilen holozänen und pleistozänen Muschelschalen auftretenden Uran-Gehalte nicht nur zwischen den verschiedenen Küstenlokalitäten sehr ähnlich (Abb. 5.8: rechts), auch zwischen den Altersgruppen existieren, von einzelnen extremen Ausreißern abgesehen, kaum Unterschiede (Abb. 5.8: links). Die beiden sehr niedrigen Urangehalte von Proben aus Puerto Deseado stammen von jungholozänen Muscheln, die Península Valdés ist nur mit zwei Lokalitäten vertreten.

Bei der ESR-Datierung mariner Mollusken ist die Frage nach dem Zeitpunkt der Uranaufnahme in der Muschelschale entscheidend für die Wahl desjenigen Modells, das zur Altersberechnung verwendet wird. Bei Annahme einer linearen Aufnahme des Urans ("linear uptake model") erhöht sich allmählich die interne Dosisrate im Gegensatz zur Annahme einer schnellen, unmittelbar nach dem Absterben der Muschel erfolgten frühen Uran-Aufnahme ("early uptake model"). In den Tabellen im Anhang sind die Alter mit beiden Modellen berechnet worden. Generell tendieren die unter Annahme einer linearen Uran-Aufnahme berechneten ESR-Alter zu höheren Werten, diejenigen unter Annahme einer frühen Uran-Aufnahme zu geringeren Alterswerten. Je nach Verhältnis von interner und externer Dosisrate können die Altersunterschiede zwischen beiden Modellen aber Verschiebungen des Muschelalters um maximal ein Interglazial bedeuten.

Da diese Diskrepanz aber nicht tolerierbar ist, wurde anhand der Messung der Urangehalte holozäner Muscheln versucht, den wahrscheinlichen Zeitpunkt einer abgeschlossenen postsedimentären Uranakkumulation zu bestimmen. Betrachtet man

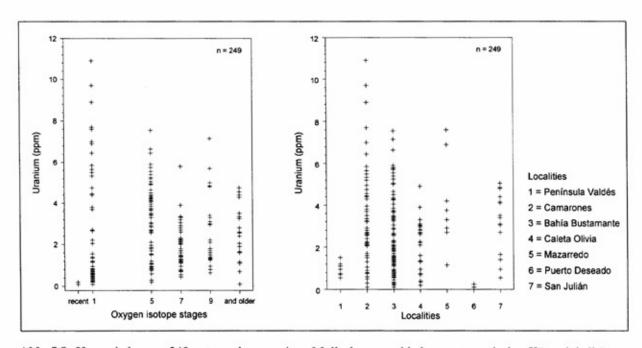


Abb. 5.8: Urangehalte von 249 untersuchten marinen Mollusken verschiedener patagonischer Küstenlokalitäten (rechts) sowie unterschiedlicher Altersstellung (links).

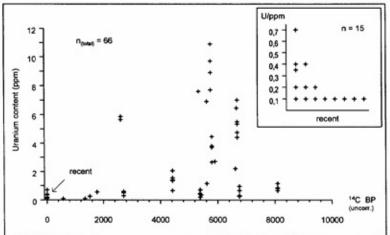


Abb. 5.9:
Vergleich von ¹⁴C-datierten
Muschelschalen und ihren
Urangehalten.
Aufgenommen sind ebenfalls
Urangehalte von Muscheln aus
derselben ¹⁴C-datierten Sedimentlage (also gleichalter
Muscheln).

nämlich die altersmäßige Verteilung der Uran-Gehalte in den rezenten und holozänen Muschelschalen (Abb. 5.9), so ist offensichtlich, daß bereits bei rund 6.000 Jahre alten Muschelschalen Urangehalte auftreten, die vergleichbar mit denen letztoder vorletztinterglazialer Molluskenschalen sind. Auch seit rund 3000 Jahren einsedimentierte Muschelschalen können bereits Urangehalte von ca. 6 ppm besitzen. Aus dem jüngeren holozänen Zeitraum liegen zu wenige Urananalysen von Muschelschalen vor, um eine Aussage zu erlauben. Die Urangehalte der insgesamt sechs rezenten Muschelschalen liegen dagegen alle nahe der analytischen Nachweisgrenze bei 0,1 - 0,2 ppm. Insofern ist davon auszugehen, daß eine Uran-Aufnahme in Muschelschalen sehr frühzeitig erfolgt, wahrscheinlich bereits wenige Jahre oder Jahrzehnte nach dem Tod der Muschel, sicherlich aber nur wenige tausend Jahre später. Zur Altersberechnung ist daher dem frühen Uranaufnahme-Modell eindeutig der Vorzug zu geben. Alle im Text verwendeten ESR-Alter wurden nach dem "early uptake model" berechnet. Die relativ gute Übereinstimmung zwischen den auf diese Weise erstellten ESR-Altern und dem umgebenden stratigraphischen Kontext sind ein zusätzlicher Beleg für eine relativ frühe Uran-Aufnahme.

5.1.4. Bestimmung der externen Dosisrate

Die externe Dosisrate wurde aus den Mittelwerten der Uran-, Thorium- und Kaliumgehalte der Sedimente in unmittelbarer Umgebung der Muschelschale und, von den wenigen datierten Einzelschalen abgesehen, der innerhalb der Muschelschale vorhandenden Sedimentfüllung bestimmt. Alle drei Elementbestimmungen wurden mittels Neutronenaktivierungsanalyse (NAA) von der Fa. XRAL (Ontario, Canada) ausgeführt. Ein Teil der Kaliumgehalte wurde durch Atomabsorptions-Spektroskopie (AAS) im Labor des Geographischen Institutes der Universität zu Köln sowie

mit Hilfe der Röntgenfluoreszenz-Methode am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität zu Köln erstellt. Wiederholungsmessungen ergaben eine relativ hohe Reproduzierbarkeit der Ergebnisse aller drei Analysemethoden mit Abweichungen von unter ± 10%. Die getrennte Ermittlung der U-, Th- und K-Gehalte in den umgebenden Sedimenten und in den innerhalb der Muschel eingeschlossenen, in der Regel wesentlich feinkörnigeren Substraten erschien notwendig, da wie aufgrund der Korngrößenunterschiede zu erwarten war - beide teilweise deutlich differierende Gehalte besitzen können (Abb. 5.10). Die Wassergehalte des Umgebungsmaterials wurde an ca. 1 kg Probenmaterial über Gewichtsverlust bei 105°C im Trockenschrank bestimmt. Die Gehalte wurden auf 5, 10, 15, 20 und 25 Gew.% aufgerundet und mit einem Fehlerquotienten von 25% in die Altersberechnung einbezogen. Eine Übersicht und Abschätzung des die externe Dosisrate abschwächenden Einflusses durch den Wassergehalt eines Seauf dimentes die ESR-Altersdatierung RADTKE (1989: 157).

An mehreren Probennahmestellen wurde die externe Dosisrate zusätzlich mit einem tragbaren NaJ-γ-Spektrometer (Fa. Canberra "Serie 10 Plus") in situ gemessen. Die Meßzeit betrug jeweils 2 h. Die Kalibrierung der Sonde konnte an einem Granitblock der Forschungsstelle Archäometrie des Max-Planck-Instituts für Kernphysik in Heidelberg, dessen U-, Th- und Kaliumgehalte bekannt sind, dank der freundlichen Unterstützung von Herrn Priv. Doz. Dr. L. Zöller durchgeführt werden. Die in situ-Messung hat vor allem den Vorteil, daß die Wassergehalte im Sediment mit berücksichtigt werden und korngrößenbedingte Unterschiede in der radioaktiven Elementverteilung nicht zuletzt aufgrund der Größe der eingesetzten Sonde weitgehend eliminiert werden. Aufgrund eines technischen Defektes am Aufnahmegerät liegen nicht von allen Lokalitäten entsprechende Messungen vor.

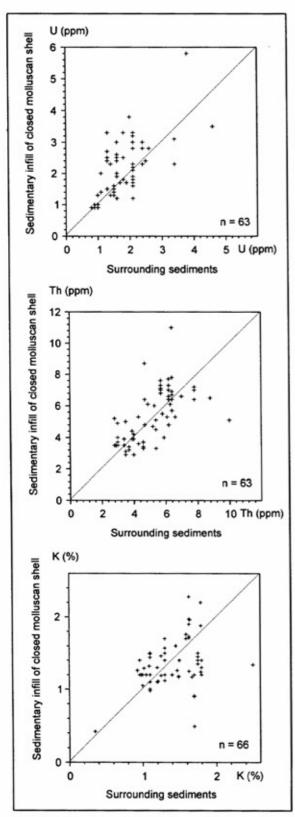


Abb. 5.10: Vergleich von Uran-, Thorium- und Kaliumgehalten in den Umgebungssedimenten der datierten Muscheln und deren sedimentärer Füllung. Die Diagonale entspricht einer identischen Verteilung der Gehalte.

Abb. 5.11 zeigt einen Vergleich von ESR-Altern, die auf der Basis unterschiedlicher Bestimmungen der externen Dosisrate berechnet wurden. Generell liegen die auf Grundlage von y-spektrometrisch ermittelten externen Dosisraten berechneten ESR-Alter niedriger. Bis auf die Lokalität Pa 47c existieren jedoch relativ geringe Abweichungen, die alle noch innerhalb der Alters-Fehlergrenzen liegen. Zweifellos besitzt die in situ-Messung der externen Dosisrate viele Vorteile und erscheint vertrauenswürdiger, als die mit zusätzlichen analytischen Fehlern behaftete Berechnung mit Hilfe der an Sedimentproben ermittelten Element- und Wassergehalte, dennoch zeigt die überwiegend gute Übereinstimmung der jeweils resultierenden ESR-Alter, daß beide Methoden angewendet werden können.

Alle ESR-Altersberechnungen wurden unter Zugrundelegung eines k-Faktors von 0,1 mit dem Programm "data" von GRÜN (Version 1990) durchgeführt.

Möglichkeiten und Vergleich von ESR-Altersbestimmungen mit anderen Datierungsmethoden (Th/U-Alter, AAR-Werte).

Während innerhalb der Quartärforschung die ESR-Altersbestimmung aragonitischer Korallen bis ins Mittelpleistozän hinein als ein Datierungsverfahren inzwischen vermehrt angewandt und innerhalb der Fehlergrenzen (ca. ± 15%) grundsätzlich anerkannt wird, ist die Anwendung von ESR-Datierungen an den global gesehen wesentlich weiter verbreiteten Molluskenschalen noch immer in einem Entwicklungsstadium. Dank zahlreicher jüngerer Arbeiten (u.a. RADTKE 1985, 1989; KATZENBERGER & WILLEMS 1988; KATZENBERGER 1989; MOLODKOV 1988; BARABAS 1989; BARABAS et al. 1992a; BARABAS et al. 1992b; BAHAIN et al. 1995; BRUMBY & YOSHIDA 1994) sind in den letzten Jahren die methodischen Grundlagen zur ESR-Datierung aragonitischer Muscheln derartig erweitert worden, daß - trotz vieler immer noch ungelöster methodischer Details - deren breitere Anwendung und Überprüfung anhand systematischer Probensammlungen fossiler Molluskenserien aus stratigraphisch gut abgesicherten Geländeprofilen als sinnvoll erschien. Bezüglich der absoluten Zeitstellung von ESR-"Altern" gilt ebenso wie für andere radiometrische Datierungsmethoden, daß sie zunächst einmal "Modellalter" darstellen. Die Qualität des zugrundeliegenden Modells bzw. die Qualität der ermittelten Alter zeigt sich zwar bereits bei entsprechend systematischer Anwendung im jeweiligen stratigraphischen Kontext, sollte aber letztendlich mittels mindestens einer weiteren

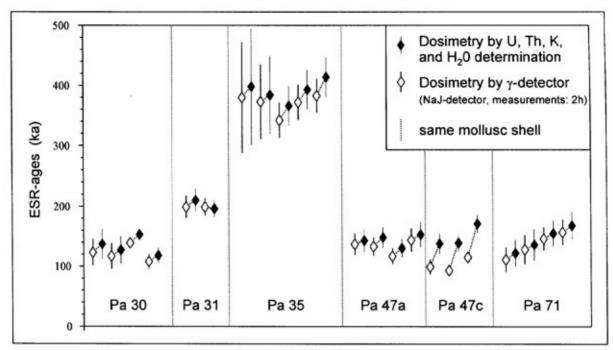


Abb. 5.11: ESR-Alter in Abhängigkeit von der Bestimmung der externen Dosisrate über Analyse der radioaktiven Elemente und des Wassergehaltes der Sedimentproben sowie über γ-spektrometrische Messungen im Gelände.

Datierungsmethode überprüft unabhängigen werden. Da kalzitische und aragonitische Korallen und Mollusken Uran in ihr Karbonatgerüst einbauen, ist die Anwendung der Th/U-Datierungsmethode grundsätzlich möglich. Problematisch ist dabei, daß sich eventuelle Isotopenaustauschvorgänge mit der Umgebung unmittelbar auf die Th/U-Datierung auswirken, ein Problem, von dem die ESR-Datierungsmethode in wesentlich geringerem Umfang betroffen ist (s.a. RADTKE 1989). Da Korallen post mortem für längere Zeiträume ein den Isotopenaustausch betreffend weitgehend geschlossenes System darstellen, sind an ihnen präzise Th/U-Datierungen bis ca. 200.000 BP möglich (WAGNER 1995: 56). Mehrere vergleichende ESR und Th/U bzw. He/U-Datierungen aragonitischer Korallen konnten einen hohen Grad der Übereinstimmung dieser Datierungsmethoden bis ca. 300.000 a aufzeigen (HANTORO et al. 1994; RADT-KE 1989 167f.; PIRAZZOLI et al. 1993; weitere Literatur u.a. in GRÜN 1989: Tab. 10). Die ESR-Datierung von Foraminiferen zeigt nach MUDDEL-SEE et al. (1992) eine hohe Übereinstimmung mit der 18O/16O-Tiefsee-Stratigraphie sogar bis ca. 800.000 a.

Im Gegensatz zu diesen Vergleichsmöglichkeiten mit anderen geochronologischen Methoden existiert bisher keine weitere Datierungsmethode, mit der ESR-Alter jung- und mittelpleistozäner Mollusken zweifelsfrei überprüft werden könnten. Die ²³⁰Th/²³⁴U-Datierung aragonitischer Muschel-

schalen besitzt noch zahlreiche ungelöste methodische Probleme, so daß deren Anwendbarkeit bei der Datierung fossiler Muschelschalen bis heute fragwürdig erscheint bzw. mit Vorbehalt zu verwenden ist (u.v.a. KAUFMAN et al. MCLAREN & ROWE 1996; WAGNER 1995: 60f.). Wegen der jederzeit vorhandenen Möglichkeit von und Thorium-Mobilisationen Molluskenschalen kein geschlossenes System dar. Je nach Ausmaß, Zeitpunkt und Form der erfolgten Isotopenaustauschprozesse mit der Umgebung können Th/U-Datierungen zu niedrig, aber auch zu hoch ausfallen. WAGNER (1995: 61) empfiehlt daher, unabhängige Altersbestimmungsmethoden wie 14C, ESR und Razemisierung mit einzubeziehen.

Auch in heterogenen Sedimenten eingelagerte aragonitische Muschelschalen sind ein offenes System für den Isotopenaustausch mit der Umgebung bis hin zur Umkristallisation des Aragonits in die stabilere Gitterstruktur des Kalzits. In Trockengebieten wie dem patagonischen Küstenraum laufen jedoch Umwandlungen von Aragonit in Kalzit relativ langsam ab. So konnten derartige Phänomene bei keiner der datierten jung- und mittelpleistozänen Muscheln zweifelsfrei festgestellt werden. Die röntgendiffraktometrischen Aufnahmen an Pulverpräparaten ergab für fast alle datierten Muscheln Aragonit-Gehalte von über 99% (siehe Tabellen im Anhang). Geringe Kalzitanteile müssen nicht unbedingt Rekristallisationen von

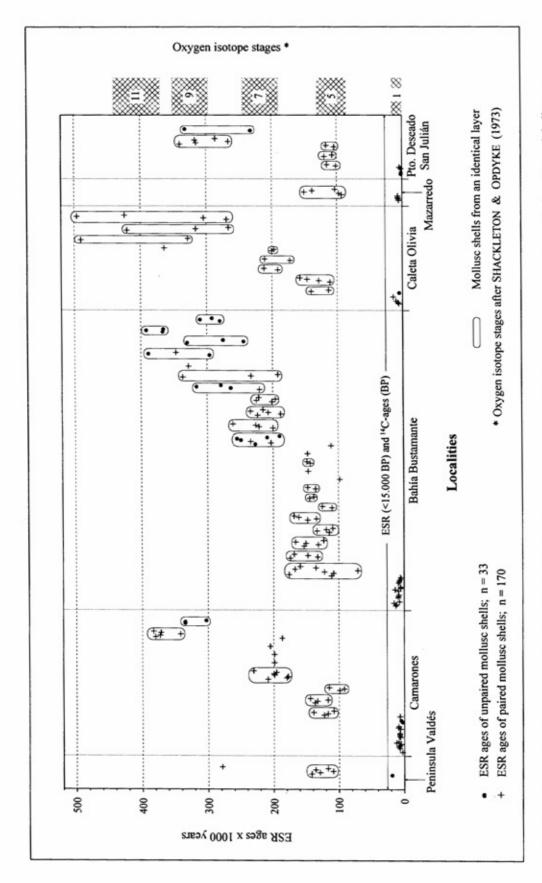


Abb. 5.12: Gesamtübersicht aller ESR-datierten aragonitischen Muscheln von den verschiedenen untersuchten patagonischen Küstenlokalitäten

Aragonit sein, sie können auch von kalzitischen Lagen innerhalb überwiegend aragonitisch aufgebauter Muschelschalen stammen. Bei allen absoluten Datierungsmethoden kann und sollte letztlich jedoch der stratigraphische Kontext die Qualität der auf Modellannahmen beruhenden absoluten Datierungsmethoden bewerten.

In Abb. 5.12 sind alle durchgeführten ESR-Datierungen getrennt nach Küstenlokalitäten zusammengestellt. Muschelschalen aus einem stratigraphischen Horizont sind umrahmt. Kreuzsignaturen kennzeichnen zudem ESR-Altersbestimmungen geschlossener Muscheln, Punktsignaturen die Datierung von Einzelschalen. Obwohl der methodische Fehler bei den einzelnen ESR-Altern unter 15% liegt, streuen innerhalb eines stratigraphischen Horizontes die ESR-Alter an in situ eingelagerten Muscheln teilweise wesentlich stärker. Aus diesem Grunde ist es beispielweise nicht möglich, innerhalb Interglaziales verschiedene Submaxima Meeresspiegel-Hochständen zu datieren. Trotz der wenig zufriedenstellenden. relativ Streubreite der ESR-Datierungen an gleichalten Muschelschalen ist es immerhin möglich, durch Altersbestimmungen an mehreren in situ eingelagerten Muscheln holozäne, letzt- und vorietztglaziale sowie ältere mittelpleistozäne Ablagerungen sicher zu datieren. Die relativ große Spannweite der ESR-Alter innerhalb eines stratigraphischen Horizontes weist erneut auf die Notwendigkeit, daß zur Altersbestimmung einer marinen Terrasse mehrere ESR-Alter von in situ eingelagerten Muscheln benötigt werden. Auf die verschiedenen Probleme der ESR-Altersbestimmung von Einzelschalen wurde bereits hingewiesen (Kap. 4.3.). Wie aus Abb. 5.12 ersichtlich ist, können in Sedimentlage deren Alterswerte durchaus mit den Datierungen der in situ-Position eingelagerten Muscheln übereinstimmen oder extrem davon abweichen. Aber auch eine Übereinstimmung kann rein zufällig sein. Da Einzelschalen umgelagert sein können, ist nie gesichert, daß tatsächlich die zur ihrer ESR-Altersbestimmung verwendete, am derzeitigen Lagerungsort vorhandene Dosisrate der tatsächlichen natürlichen Strahlenbelastung der Muschel seit ihrem Absterben entspricht.

Die obere Datierungsgrenze scheint bei ca. 270.000 - 300.000 BP, also im Bereich der Sauerstoff-Isotopenstufe 9, erreicht zu sein. Zwar ergaben an einzelnen Lokalitäten, wie bei Camarones und San Julián (Abb. 5.12), in situ-Position eingelagerte und datierte Muscheln aus älteren mittelpleistozänen Terrassen eine relativ gute Übereinstimmungen ihrer ESR-Alter, an anderen

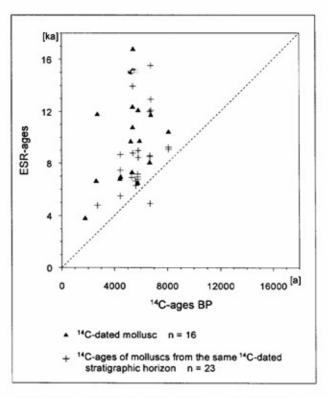


Abb. 5.13: Vergleich von ESR- und ¹⁴C-Altersbestimmungen holozäner Muscheln.

Lokalitäten wie bei Caleta Olivia beginnen diese jedoch stark zu streuen. Ein weiteres Phänomen ist, daß an vielen Lokalitäten die ESR-Alter der Muscheln aus holozänen und letztinterglazialen Strandablagerungen höher ausfallen, als vom chronostratigraphischen Kontext her zu erwarten ist. Die Ursachen sind im einzelnen nicht bekannt. Wahrscheinlich sind dafür mehrere, eventuell auch unterschiedliche Gründe im Bereich der internen und externen Dosisraten- oder ED-Bestimmungen verantwortlich.

Eine Ursache der ESR-Altersüberbestimmung holozäner Muscheln (Abb. 5.13) liegt darin, daß entgegen bisheriger Modellannahme bereits rezente Muscheln ein Signal bei g = 2,0006 besitzen (Abb. 5.14; SCHELLMANN & RADTKE 1997). Nach ESR-Messungen an derzeit acht rezenten Muscheln besitzt das benutzte ESR-Datierungssignal bereits eine Intensität, die einer akkumulierten Dosis zwischen 2 und 5 Gy (Abb. 5.6), bei einer Muschelschale sogar von 9 Gy entspricht. Korrigiert man die ED-Werte holozäner Muschelschalen in dieser Größenordnung, dann zeigen deren ESR-Alter eine wesentlich bessere Übereinstimmung mit den Ergebnissen der 14C-Datierungen. Bevor jedoch ein entsprechender Korrekturfaktor verwendet werden kann, sind noch wesentlich mehr Messungen an rezenten Muscheln und deren Ergebnisse abzuwarten.

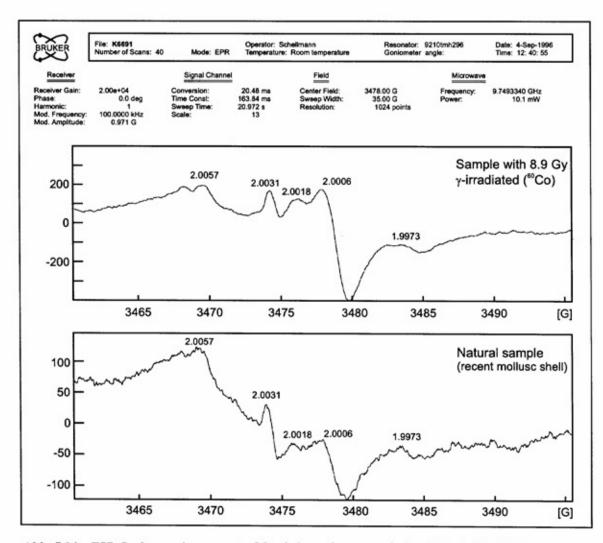
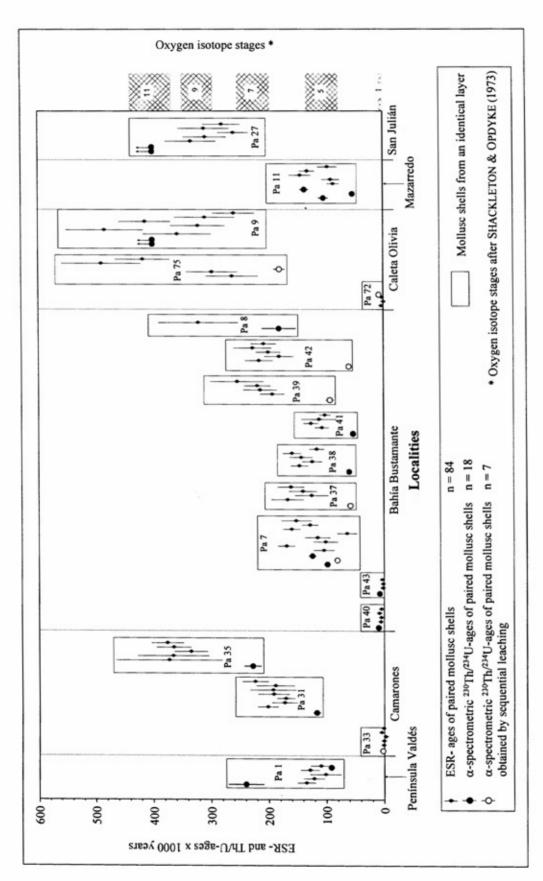


Abb. 5.14: ESR-Spektrum einer rezenten Muschel von der patagonischen Küste bei Bahía Bustamante.

Im Gegensatz zur Tendenz der Altersüberbestimmung bei der ESR-Datierung von Muschelschalen sind Th/U-Datierungen pleistozäner Mollusken häufig deutlich verjüngt (Abb. 5.15) Infolge einer generellen Altersunterbestimmung besitzt beispielsweise die Mehrzahl der Th/U-Datierungen an Muscheln aus letztinterglazialen Strandablagerungen Alter um 50.000 - 65.000 BP. Bei der Datierung von Muscheln aus vorletztinterglazialen älteren mittelpleistozänen Strandwällen (Abb. 4.16: Lokalitäten Pa 31, Pa 39, Pa 42, Pa 35. Pa 8, Pa 75) fallen die Th/U-Alter überwiegend sogar um ein Interglazial zu jung aus. Eine gute Ubereinstimmung zwischen Th-/U-Altersbestimmungen sowie dem morpho- und chronostratigraphischen Kontext existiert, von den Datierungen holozäner Muscheln abgesehen, dagegen an den Lokalitäten Pa 7, Pa 9, Pa 11 und Pa 27. Dabei scheinen an den beiden mittelpleistozänen Lokalitäten Pa 9 und Pa 27 die Th/U-Alter "korrekter" zu sein, als die an der ESR-Datierungsobergrenze

liegenden ESR-Altersbestimmungen. Insgesamt bestätigen auch die hier vorliegenden Th/U-Datierungen die bekannte Problematik der Anwendieser Altersbestimmungsmethode Molluskenschalen. Abgesehen von der Datierung holozäner Muscheln, bei denen aber die Altersbestimmung genauer ist, sind die Th/U-Alter pleistozäner Muscheln wahrscheinlich durch Isotopen-Austauschprozesse in der Regel verjüngt. Sie können daher im günstigsten Falle als Mindestalter nur zu einer relativ groben chronostratigraphischen Orientierung beitragen. Eine sichere Unterscheidung letztund vorletztinterglazialer Muschelschalen ist jedoch nicht möglich.

Wie bereits erwähnt, wird seit Ende der achtziger Jahre auch an der patagonischen Küste zur chronostratigraphischen Einstufung mariner Terrassen von RUTTER et al. (1989; 1990) die AAR-Methode als relative Datierungsmethode angewandt. Eine ausführliche Beschreibung der methodischen



ESR- und Th/U-Altersbestimmungen an Muschelschalen verschiedener Lokalitäten an der patagonischen Küste. Die Th/U-Datierungen wurden freundlicherweise von Prof. Dr. A. MANGINI & Dr. A. ROSTAMI (Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg) durchgeführt. Abb. 5.15:

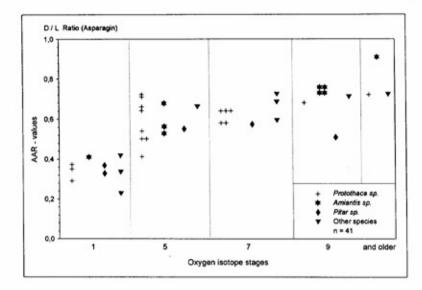


Abb. 5.16:

AAR-Werte an Muschelschalen aus holozänen und pleistozänen Strandablagerungen von der patagonischen Küste. Die AAR-Messungen stammen von Prof. Dr. N. RUTTER (Dept. of Geology, Univ. of Alberta).

Durchführung der Messungen geben RUTTER et al. (1990). Die ebenfalls von RUTTER im Rahmen dieser Untersuchungen vorgenommenen AAR-Messungen sind in Abb. 5.16 unterschieden nach Muschel-Gattungen gegen das Ablagerungsalter der umgebenden marinen Sedimente dargestellt. Danach sind lediglich die AAR-Werte holozäner Muschelschalen deutlich von denen der pleistozänen Muscheln abgesetzt. Bei den pleistozänen Muscheln deuten noch am ehesten die Ergebnisse der AAR-Werte der Gattung Amiantis sp. eine weitere relative Unterscheidung von holozänen, letztinterglazialen und älterpleistozänen Muschelschalen an. Dieses Bild entspricht in den Grundzügen durchaus den von RUTTER et al. (1989; 1990) von der patagonischen Küste veröffentlichten AAR-Messungen, wonach häufig eine eindeutige Unterscheidung unterschiedlich alter pleistozäner Strandablagerungen ebenfalls nicht möglich war. Insgesamt sind jedoch die Anzahl der für die einzelnen Gattungen vorliegenden AAR-Messungen viel zu gering, um ein abschließendes Urteil zu erlauben.

6. Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit hatte einerseits das Ziel, den Kenntnisstand zur allgemeinen jungkänozoischen Reliefentwicklung, insbesondere zur Vergletscherungsgeschichte des östlichen südpatagonischen Andenvorlandes zu erweitern, andererseits eine morphologisch-stratigraphische Neugliederung und absolute Alterseinstufung mittel- und jungquartärer Strandablagerungen an der patagonischen Atlantikküste vorzunehmen. Untersuchungsgebiete bildeten das Zungenbecken des Lago Argentino und das im Osten sich an-

schließende Río Santa Cruz-Tal sowie verschiedene Lokalitäten an der patagonischen Atlantikküste von der Península Valdés im Norden bis zur Bucht von San Julían im Süden.

- I. Auf der Grundlage geomorphologischer Untersuchungen konnten folgende Ergebnisse zur Reliefentwicklung des östlichen Andenvorlandes erzielt werden:
- 1. Die Ablagerung der auf den Meseta-Hochflächen beiderseits des Río Santa Cruz-Tales verbreiteten Patagonischen Gerölle erfolgte bereits längere Zeit vor dem Oberpliozän (vor 3,5 Mio. Jahren) und nach Ablagerung der überwiegend feinklastischen obermiozänen Molassesedimente der Formation Santa Cruz (nach 14 Mio. Jahren). Für die in jüngeren Arbeiten dominierende Auffassung einer fluvioglazialen Genese der ältesten Patagonischen Gerölle in Verbindung mit einer bereits im frühen Pliozän erfolgten Andenvorland-Vergletscherung gibt es im Untersuchungsgebiet keine eindeutigen Hinweise.
- Eine kräftige epirogene Heraushebung des östlichen südpatagonischen Andenvorlandes, von der wahrscheinlich auch große Bereiche der patagonischen Atlantikküste erfaßt wurden. ereignete sich ebenfalls noch vor dem Oberpliozän und nach Ablagerung der Patagonischen Gerölle. Während dieser allgemeinen Landhebung erfolgte die Hauptphase fluvialer Tiefenerosion. Im Río Santa Cruz-Tal reichte die Eintiefung um 3,5 Mio. Jahre vor heute bereits bis ca. 110 m über den heutigen Talboden hinab. Mehr als drei Viertel der heutigen Taltiefe sind damit das Ergebnis fluvialer Tiefenerosion im jüngeren Unterpliozän. Insofern dürfte die zuvor erfolgte flächenhafte Ab-

- lagerung der Patagonischen Gerölle eher im Zeitraum frühes Unterpliozän, wenn nicht bereits im ausgehenden Obermiozän stattgefunden haben.
- 3. Glazigene Ablagerungen einer frühoberpliozänen oder obermiozän/unterpliozänen Vorlandvergletscherung sind im oberen Río Santa Cruz-Tal unter oberpliozänen Basalten erhalten. Sie liegen am höheren Talhang mehr als 100 m tiefer, als angrenzende, von Patagonischen Geröllen bedeckte Hochflächen. Diese jungtertiäre Vergletscherung reichte im Lago Argentino-Gebiet ebenso weit ins östliche Vorland der Anden wie die ausgedehntesten altpleistozänen Vorlandgletscher.
- 4. Die beiderseits des oberen Río Santa Cruz-Tales verbreiteten basaltischen Meseta-Hochflächen und die im Taleinschnitt erhaltenen basaltbedeckten Flußterrassen entstanden weitgehend bereits im Zuge eines vor allem im Oberpliozän, vor 2,5 - 3,5 Mio. Jahren aktiven basaltischen Vulkanismus mit Förderzentren an NW-SE-streichenden Bruchzonen. Tephrenlagen aus basaltischen Lapilli innerhalb frühquartärer Ablagerungen belegen, daß sich dort einzelne Ausbrüche zumindest auch noch im älteren Quartär ereigneten.
- 5. Alle bisher bekannten glazialen Oberflächenformen sind im Untersuchungsgebiet jünger als der oberpliozäne Vulkanismus und seine weitflächig ausgebreiteten Basaltdecken. In der Zeit nach ca. 2,5 Mio. bis zum Ausgang der letzten Kaltzeit kam es zu mindestens sechs ausgedehnten Vorlandvergletscherungen. Deren älteste reichte bis maximal 83 km östlich des Zungenbeckensees würmzeitlichen Lago Argentino, die jüngeren dagegen zunehmend weniger weit ins östliche Vorland. Nährgebiete bildeten neben den Anden die über 1.400 m hohen subandinen Meseten und Sierren. Die unterschiedlichen Ausdehnungen und Reichweiten pleistozäner Vorlandvergletscherungen stehen im Einklang mit der ebenfalls zunehmenden glazialerosiven Verbreiterung und Vertiefung des Zungenbeckens. Darüber hinaus könnte eine weitere Erklärung der größeren Ausdehnung älterer pleistozäner Vorlandvergletscherungen in feuchteren Klimabedingungen liegen. Nach paläopedologischen und palynologischen Hinweisen waren zumindest die älteren Interglaziale des Quartärs feuchter und eventuell auch wärmer als die gegenwärtige holozäne Warmzeit.
- Erst im Quartär entstand der von den andinen Schmelzwässern an der Mündung von Río Santa Cruz und Río Chico bis maximal 75 m ü. M. aufgeschotterte Mündungskegel. Die relativ niedrige Höhe älterer pleistozäner

- Flußterrassen des Río Santa Cruz über dem heutigen Talboden sowie altquartärer Flußablagerungen im Mündungskegel von Río Santa Cruz und Río Chico belegen eine insgesamt geringe quartäre Heraushebung des Gebietes vom südpatagonischen Andenostrand bis zur Atlantikküste. Auch die geringen Höhenlagen jung- und mittelquartärer Küstenlinien über heutigem Meeresspiegel zwischen der Península Valdés und der Bucht von San Julián bestätigen insgesamt die hohe neotektonische Stabilität dieses Gebietes.
- 7. Die jüngere Vergletscherungs- und Landschaftsgeschichte am Andenostrand seit Ausgang des letzten Hochglazials steht unter dem Einfluß spätglazialer und holozäner Klimaschwankungen. Als Folge feuchterer Klimaoszillationen kam es mehrfach seit ca. 14.000 BP zu wiederholten Gletschervorstößen der vom Südpatagonischen Eisfeld ausgehenden Gletscherzungen. Nach derzeitigem Kenntnisstand wurde das subandine Vorland von ihnen nicht mehr erreicht.
- Vor allem paläopedologische Befunde zeigen, daß nach der weitflächigen Ausbreitung von Flugsanden während der kaltariden Klimabedingungen des letzten Hochglazials auch noch im Holozän Zeiträume mit gesteigerten äolischen Aktivitäten existierten, wobei mindestens seit Anfang des 20. Jahrhunderts anthropogene Eingriffe morphodynamische Aktivitäten in Form fluvial-denudativer und äolischer Bodenerosion wesentlich verstärkten. klimagesteuerte Genese der vor der weidewirtschaftlichen Kolonisation erfolgten holozänen Intensivierungen ist nicht zwingend notwendig. Sie könnten ebenso durch lokal begrenzte Eingriffe der Urbevölkerung ausgelöst worden sein oder lediglich lokal begrenzte natürliche Singularitäten darstellen.
- II. Auf der Basis der entlang der patagonischen Küste an mehreren Lokalitäten (Península Valdés, Camarones, Bahía Bustamante, Caleta Olivia, Mazarredo, Puerto Deseado, San Julián) durchgeführten morpho-, pedo- und chronostratigraphischen Neuaufnahmen und Altersdatierungen (14C-, ESR- und Th-/U-Datierungen sowie AAR-Werte fossiler Muscheln) mariner Terrassen konnten folgende Ergebnisse zur mittel- und jungquartären Küstenentwicklung erzielt werden:
- Im jüngeren Quartär kam es zur Bildung von mehreren unterschiedlich hohen holozänen Strandwällen sowie von bis zu drei letztinterglazialen und mindestens drei vorletztinterglazialen Strandwall-Systemen. Sie

- werden von weiteren marinen Strandablagerungen des älteren Quartärs überragt. Außerhalb von relativen Senkungsgebieten, wie im Küstenraum San Julián, besitzen die jung- und mittelquartären Strandwälle, sofern sie während der jeweiligen maximalen interglazialen Meeresspiegelhochstände gebildet wurden, mit zunehmenden Alter eine wenige Meter höhere Oberfläche - ein Hinweis auf die in diesem Zeitraum relativ geringe Hebungstendenz der patagonischen Küste.
- 2. Als Folge der überwiegend geringen Heraushebung der patagonischen Küste im jüngeren Quartär können in verschiedenen Küstenlokalitäten unterschiedlich alte pleistozäne Terrassen durchaus in annähernd gleicher Höhenlage liegen. In jungen Senkungsräumen - wie im Küstenraum San Julián besitzen die ältesten holozänen Strandwälle sogar eine annähernd gleichhohe Oberfläche wie landeinwärts erhaltene Strandablagerungen älteren Mittelpleistozäns. altimetrische Korrelation jung- und mittelquartärer mariner Terrassen, wie sie bisher in diesem Raum vorgenommen wurde, ist daher dort noch weniger möglich, als in den nördlich gelegenen tektonisch stabileren Küstengebieten Patagoniens.
- 3. Ebenso wie seit dem Trangressionsmaximum des frühen Mittelholozäns wurden auch mit Ausgang der beiden vorhergehenden interglazialen Meeresspiegelhochstände und der einsetzenden glazialeustatisch bedingten Meeresspiegelabsenkung weitere jüngere und tieferliegende Strandwälle als Regressionsfazies gebildet. Wegen der geringen zeitlichen Auflösung der ESRund Th/U-Altersbestimmungen fossiler Muschelschalen ist bei diesen letzt- und vorletztinterglazialen Strandablagerungen derzeit nicht zu entscheiden, inwieweit sie lediglich Oszillationen des jeweiligen Transgressionsmaximums belegen, oder ob sie während der aus den Sauerstoff-Isotopenkurven der Tiefsee bekannten warmzeitlichen Submaxima gebildet wurden.
- 4. Die verschiedenen unterschiedlich hohen holozänen Strandlinien sind das Ergebnis von Stillstandsphasen relativer Meeresspiegelveränderungen seit dem frühen Mittelholozän, wobei der scheinbar bis in die jüngere Vergangenheit vorherrschende Trend zur relativen Meeresspiegelabsenkung zumindest im frühen Mittelholozän von einem Meeresspiegelanstieg unterbrochen war.
- Bezüglich der Möglichkeiten einer chronostratigraphischen Einstufung mariner Terrassen zeigte sich, daß mittels der ESR-Datierung fossiler Muschelschalen eine Unterscheidung

holozäner, letzt- und vorletztglazialer sowie älterer mariner Terrassen möglich ist, sofern mehrere in situ-Position einsedimentierte Muscheln datiert werden. Während die ESR-Altersbestimmung an Mollusken zu einer Altersüberschätzung tendiert, sind die mit Hilfe der Th/U-Methode erzielten Alterswerte überwiegend stark verjüngt und können um ein Interglazial und mehr zu jung sein. Daher ist die Anwendung der Th/U-Datierungsmethode an marinen Mollusken weiterhin als sehr problematisch anzusehen.

Summary

The present work aims to enhance the general knowledge of Younger Cenozoic landscape development, with special emphasis on the glaciation history of the South Patagonian foreland of the Andes. Furthermore, it was intended to update the morphologic-stratigraphic classification and absolute chronology of Middle and Younger Quaternary coastal deposits along the Atlantic coast of Patagonia. The research area covered the Lago Argentino terminal basin with the adjacent Río Santa Cruz valley to the east as well as several locations along the Patagonian Atlantic coast from Península Valdés in the north to the Bay of San Julián in the south.

- I. Based on geomorphological research the following conclusions concerning the east Andean foreland's landscape development can be drawn:
- The deposition of the so-called Patagonian Gravel covering the mesetas on both sides of the Río Santa Cruz valley took place long before the Late Pliocene (before 3.5 Ma) but definitely after the deposition of predominantely fine-clastic molasse-sediments of the Late Middle Miocene Santa Cruz-Formation (after 14 Ma).
 - Neither an explicit indication for fluvioglacial origin of the oldest Patagonian Gravel nor evidence for a connection with an Early Pliocene pediment glaciation in the eastern Andean foreland was found in the research area. Nevertheless, this opinion still dominates recent publications.
- A major epeirogenetic uplift of the eastern parts of the South Patagonian Andean foreland and of vaste areas of the Atlantic coast occured before the Late Pliocene and after the deposition of the Patagonian Gravel on the meseta plains. During this general tectonic

uplift the area experienced its main period of valley development and fluvial incision. 3.5 million years ago the Río Santa Cruz was situated just approximately 110 m above the recent valley floor. Thus, more than three quarters of the actual valley depth are the result of fluvial incision processes before Late Pliocene time. Therefore, it is most likely that the preceding extensive deposition of Patagonian Gravel took place rather in the early stages of the Early Pliocene, if not at the end of the Late Miocene.

3. Glacigenic deposits of an Early Late Pliocene or Late Miocene/Early Pliocene piedmont glaciation are preserved in the upper Río Santa Cruz valley near Cóndor Cliff underlying 3.5 million years old basalt flows. These can be found on the uppermost parts of the valley slopes and are located more than 100 m below the adjacent meseta plains covered by Patagonian Gravel.

In the Lago Argentino area this Late Miocene/Early Pliocene glaciation reached as far east into the Andean foreland as the most extensive Early Pleistocene piedmont glaciation.

4. Most parts of the basaltic meseta plains on both sides of the upper Río Santa Cruz valley and the basalt covered fluvial terraces have been formed in the Late Pliocene during the main period of basaltic volcanism in this area, active before around 2.5 - 3.5 Ma. The eruption centres were located along NW-SE oriented fault zones. The Basalt flows covered great parts of the meseta plains on both sides of the Río Santa Cruz valley, and also fluvial terraces with elevations of only 120 m above the recent valley floor.

Tephra layers consisting of basaltic lapilli and intercalated between older Pleistocene glacigenic sediments indicate, that single eruptions did happen here at least until the Early Quaternary.

All glacial landforms known in the research area up to now are younger than the Late Pliocene volcanism and its widespread layers of basaltic flows.

During the last 2.5 million years at least six distinctive and extensive piedmont glaciations took place. The oldest and most extensive of these reached as far as 83 km east of the Last Glacial terminal basin of Lago Argentino, with decrease in extension for the successive younger glaciations.

The glacier catchment areas have been located not only in the Southern Patagonian Cordillera but also in the subandean mesetas and sierras with altitudes of more than 1400 m a.s.l.

The different extensions and ranges of Pleistocene piedmont glaciations can be explained by the general increase of fluvial erosion and glacial broadening of the Lago Argentino terminal basin. Furthermore, the larger expansion of the Early Pleistocene piedmont glaciations might be a result of more humid climatic conditions. According to palaeopedological and palynological findings at least the Early Quaternary interglacial periods were more humid and probably warmer, compared with the recent period.

- In the Quaternary the delta at the Río Santa Cruz/Rio Chico confluence was built up by Andean meltwaters to a maximum height of 75 m a.s.l.
 - The relatively low elevation of Early Pleistocene fluvial terraces of the Río Santa Cruz above recent valley floor, together with Early Quaternary river deposits in the Río Santa Cruz/Río Chico delta are proof for a generally modest rate of Quaternary uplift in the region east of the Andes and up to the Atlantic coast. It is the low elevation of Middle and Late

It is the low elevation of Middle and Late Quaternary coastlines between Península Valdés and the Bay of San Julián above modern sea-level, which also underlines the high neotectonic stability of the region.

- 7. The youngest history of glaciation and land-form development along the eastern rim of the Andes since the end of the Last Glacial Maximum (LGM) is influenced by Late Glacial and Holocene climatic variations. Climatic oscillations with some more humid or colder conditions induced different glacier advances from the South Patagonian Icefield since approximately 14,000 BP. However, according to present knowledge, none of them reached the Andean foreland.
- 8. Palaeopedological data clearly show a wide-spread deposition of aeolian sands under Last Pleniglacial cold arid climatic conditions as well as Holocene phases of increased aeolian activity. Further intensification of these morphodynamic activities in terms of fluvial and aeolian soil erosion, has been induced anthropogenic since the beginning of the 20th century. But, the Holocene intensifications occuring prior to human settlement and sheep farming must not necessarily be driven climatically. They could also be founded in local restricted impacts of the native population or represent local restricted natural singularities.

II. The Middle and Late Quaternary marine terraces on several locations along the Patagonian Atlantic coast (Península Valdés, Camarones, Bahía Bustamante, Caleta Olivia, Mazarredo, Puerto Deseado, San Julián) have been examined.

On the base of morpho- and pedostratigrapical research and application of absolute dating techniques (14C, ESR, 230Th/234U, AAR methods) the following results concerning the Middle and Younger Quaternary coastal development have been obtained:

Several different elevated Holocene littoral deposits, up to three Last Interglacial as well as up to three Penultimate Interglacial beach ridge systems were formed during the Younger Quaternary - primarily as a result of eustatic sea level changes. Higher elevated littoral deposits of older Quaternary age are situated in the hinterland.

In areas with no relative submergence, such as the coastal area of San Julián, the elevation of Middle and Late Quaternary beach ridge crests slightly increases with age, provided they were formed during the respective interglacial sealevel maximum. Thus, this indicates a relatively modest uplift tendency of the Patagonian coast since the Middle Pleistocene.

 Due to this prevailing modest coastal uplift in Late Quaternary time different aged Pleistocene terraces may occur in almost the same elevation.

In areas of young submergence - e.g. the region of San Julián - even the oldest beach ridges of Holocene age show a similar altitude as those preserved from the Middle Pleistocene, located further landwards. This underlines that an altimetric correlation of Middle and Late Quaternary marine terraces in this area makes even less sense than in tectonically more stable parts of the Patagonian coast further north.

 Sea-level oscillations during Holocene, Last Interglacial and Penultimate Interglacial highstands and regression phases created several beach ridge systems of decreasing ages and elevations.

Because of the low temporal resolution of ESR and Th/U dating methods on fossil mollusc shells it can not be determined whether the Late and Penultimate Interglacial beach deposits are a result of oscillations during the regressive transgression maximum or whether they were formed during the younger Interglacial submaxima, known from deep-sea oxygen isotope curves.

 The different elevated Holocene shorelines are features of periods with sea-level stability since the Early Middle Holocene.

The general tendency of relative sea-level lowering apparently lasting up to the recent past, was interrupted by at least one short phase of relative sea-level rise during the older Subatlantic period. 5. Concerning the feasibility of a chronostratigraphic classification of marine terraces by means of ESR dating method of fossil mollusc shells a differentiation between Holocene, Last and Penultimate Interglacial as well as even older marine terraces is possible, if the dating is performed on several samples of shells deposited in an in situ position.

While the ESR dating method on mollusc shells tends to overestimate the real age of the sample, the ages obtained by Th/U dating often underestimate the real values by up to one interglacial or even more. Therefore, the application of the Th/U dating method on marine molluscs should be considered with caution furtheron.

Literaturverzeichnis

- AGUIRRE, M. L. (1985): The Southern Andes. In: NAIRN, A. E. M., STEHLI, F. G. & UYEDA, S. (eds.): The ocean basins and margins, Vol. 7A, The Pacific Ocean: 265 - 376; New York, London (Plenum Press).
- AGUIRRE, M. L. & WHATLEY, R. C. (1995): Late Quaternary marginal marine deposits and palaeoenvironments from northeastern Buenos Aires Province, Argentina: A review. - Quaternary Science Reviews, 14: 223 - 254; Oxford.
- AGUIRRE, M. L., BOWEN, D. Q., SYKES, G. A. & WHATLEY, R. C. (1995): A provisional aminostratigraphical framework for late Quaternary marine deposits in Buenos Aires province, Argentina. Marine Geology, 128: 85 104; Amsterdam.
- ALBERO, M., ANGIOLINI, F. E. & PIANA, E. L. (1987): Holocene ¹⁴C reservoir effect at Beagle Channel (Tierra del Fuego, Arg. Rep.). - Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 5: 59 - 71; Rotterdam.
- ALBINO, A. M. (1996): Snakes from the Miocene of Patagonia (Argentina). Part I: The Booidea. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 199 (3): 417 - 434; Stuttgart.
- ANDERSEN, B. G. & BORNS, H. W. (Jr.) (1994): The ice age world. An introduction to Quaterna: history and research with emphasis on North America and northern Europe during the last 2.5 million years. 208 S.; Oslo.
- ANDERSEN, B. G., DENTON, G. H., HEUSSER, C. J., LOWELL, T. V., MORENO, P. I., HAUSER, A., HEUSSER, L. E., SCHLÜCHTER, C. & MARCHANT, D. R. (1995): Climate, vegetation and glacier fluctuations in Chile, between 40°30′ and 42°30′S latitude - A short review of preliminary results. - Quaternary International, 28: 199 - 201; Oxford.
- ANIYA, M. (1988): Glacier inventory for the northern Patagonia Icefield, Chile and variations 1944/45 to 1985/86. - Arctic and Alpine Research, 20: 179 -187; Boulder.
- ANIYA, M. (1995): Holocene glacial chronology in Patagonia: Tyndall and Upsala Glaciers. - Arctic and Alpine Research, 24 (4): 311 - 322; Boulder.
- ANIYA, M., CASASSA, M. & NARUSE, R. (1988): Morphology, surface characteristics, and flow velocity of Soler Glacier, Patagonia. Arctic and Alpine Research, 20: 414 421; Boulder.
- ANIYA, M. & SKVARCA, P. (1992): Characteristics and variations of Upsala and Moreno glaciers, southern Patagonia. - Bull. of Glacier Research, 10: 39 - 53, Tokyo.
- ARBE, H. & HECHEM, J. (1984a): Estratigrafia y facies de depósitos marinos profundos del Cretacico Superior, Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz. - IX. Congreso Geológico Argentino Actas, 5: 7 - 41; Tucuman, Buenos Aires.

- ARBE, H. & HECHEM, J. (1984b): Estratigrafia y facies de depósitos continentales litorales y marinos del Cretacico Superior, Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz. - IX. Congreso Geológico Argentino Actas, 7: 124 - 158; Tucuman, Buenos Aires.
- ARISTARAIN, A. J. & DELMAS, R. J. (1993): Firn-core study from the southern Patagonia ice cap, South America. - J. of Glaciology, 39: 249 - 254; Cambridge.
- ASHWORTH, A. C. & HOGANSON, J. W. (1993): The magnitude and rapidity of the climate change marking the end of the Pleistocene in the mid-latitudes of South America. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 101: 263 - 270; Amsterdam.
- AUBOUIN, J. (1973): Présentation de la Cordillère des Andes. - Rev. Géogr., Phys. et Géol. Dyn., 15: 5 -10; Paris.
- AUBOUIN, J., BORELLO, A., CECIONI, G., CHARRIER, R., CHOTIN, P., FRUTOS, Y., THIELE, R. & VICENTE, J. C. (1973): Esquisse paléogéographique et structurale des Andes Méridionales. - Rev. Géogr., Phys. et Géol. Dyn., f: 11 - 72; Paris.
- AUER, V. (1933): Verschiebungen der Wald- und Steppengebiete Feuerlands in postglazialer Zeit. - Acta Geographica, 5: 313 S.; Helsinki.
- AUER, V. (1956): The Pleistocene of Fuego-Patagonia, Part I: The ice and interglacial ages. - Acad. Scient. Fennicae Ann., III: 1 - 45; Helsinki.
- AUER, V. (1957): Über die eustatische Bewegung des Meeresspiegels in Feuerland Patagonien und anschließende Fragen. Stuttgarter Geogr. Studien, 69: 407 417; Stuttgart.
- AUER, V. (1959): The Pleistocene of Fuego-Patagonia: Part III: Shoreline displacements. - Acad. Scient. Fennicae Ann., Ser. A III. Geol.-Geogr., 60: 1 -247; Helsinki.
- AUER, V. (1970): The Pleistocene of Fuego-Patagonia: Part V: Quaternary problems of southern South America. - Acad. Scient. Fennicae Ann., Ser. A III. Geol.-Geogr., 100: 194 S.; Helsinki.
- AUER, V. (1974): The isorhythmicity subsequent to the Fuego-Patagonian and Fennoscandian ocean level transgressions and regressions of the latest glaciation. Acad. Scient. Fennicae Ann., Ser. A III. Geol.-Geogr., 115: 1 88; Helsinki.
- BAHAIN, J. J., YOKOHAMA, Y., MASAOUDI, H., FALGUÈRES, C. & LAURENT, M. (1994): Thermal behaviour of ESR signals observed in various natural carbonates. - Quaternary Science Reviews, 13: 671 - 674; Oxford.
- BAHAIN, J. J., YOKOHAMA, Y., FALGUÈRES, C. & BIBRON, R. (1995): Datation par resonance de spin électronique (ESR) de carbonates marins quaternaires (coraux et coquilles de mollusques). - Quaternaire, 6 (1): 13 - 19; Paris.
- BAKER, P. E., REA, W. J., SKARMETA, J., CAMINOS, R. & REX, D. C. (1981): Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian Plateau around

- latitude 46°S. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 303: 105 149; London.
- BARABAS, M. (1989): ESR Datierung von Karbonaten: Grundlagen, Systematik, Anwendungen. - 163 S., Dissertation; Univ. Heidelberg.
- BARABAS, M. (1992): The nature of the paramagnetic centers at 2.0057 and 2.0031 in marine carbonates.
 Nuclear Tracks and Radiation Measurement, 20: 453 464; Oxford.
- BARABAS, M., BACH, A. & MANGINI, A. (1988a): An analytical model for the growth of ESR signals. -Nuclear Tracks and Radiation Measurement, 14 (1/2): 231 - 235; Oxford.
- BARABAS, M., BACH, A., MUDELSEE, M. & MANGINI, A. (1992a): General properties of the paramagnetic centre at g = 2.0006 in carbonates. - Quaternary Science Reviews, 11: 165 - 171; Oxford.
- BARABAS, M., MUDELSEE, M., WALTHER, R. & MANGINI, A. (1992b): Dose-response and and thermal behaviour of the ESR dating signal at g = 2.0006 in carbonates. - Quaternary Science Reviews, 11: 173 - 179; Oxford.
- BARD, E., FAIRBANKS, R. G., ARNOLD, M. & HAMELIN, B. (1992): ²³⁰Th/²³⁴U and ¹⁴C ages obtained by mass spectrometry on corals from Barbados (West Indies), Isabela (Galapagos) and Mururoa (French Polynesia). In: BARD, E. & BROECKER, W. S. (eds): The last glaciation: Absolute and radiocarbon chronologies. NATO ASI Series I, Vol. 2: 103 110: Berlin.
- BARRETT, P. J., ADAMS, C. J., MCINTOSH, W. C., SWISHER, C. C. & WILSON, G. S. (1992): Geochronological evidence supporting Antarctic deglaciation three million years ago. - Nature, 359: 816 - 818; London.
- BARRIENTOS, S. E. (1994): Large events, seismic gaps and stress diffusion in Central Chile. In: REUTTER, K. J., SCHEUBER, E. & WIGGER, P. J. (eds.): Tectonics of the southern Central Andes: 111 117; Berlin.
- BARTSCH-WINKLER, S. & SCHMOLL, H. R. (1993): Evidence for late Holocene relative sea-level fall from reconnaissance stratigraphical studies in an area of earthquake-subsided intertidal deposits, Isla Chiloé, southern Chile. In: FROSTICK, L. E. & STEEL, R. J. (eds.): Tectonic controls and signatures in sedimentary successions. International Association of Sedimentology, Spec. Publ., 20: 91 109; Oxford.
- BELTRAMONE, C. (1989): Observations on fossil ice wedges corresponding to two cryogenic periods in Puerto Madryn. - Paper presented at the first meeting of Project 297 (I.G.C.P.) on the Geocryology of the Americas, Mendoza, October 1989; Mendoza.
- BENTLEY, M.J. (1997): Relative and radiocarbon chronology of two former glaciers in the Chilean Lake District. - Journal of Quaternary Science 12 (1): 25 - 33.

- BERGGREN, W. A., HILGEN, F. J., LANGEREIS, C. G., KENT, D. V., OBRADOVICH, J. D., RAFFI, I., RAYMO, M. E. & SHACKLETON, N. J. (1995): Late Neogene chronology: New perspectives in highresolution stratigraphy. - Geol. Soc. of America Bull., 107 (11): 1272 - 1287; Boulder.
- BIDDLE, K. T., ULIANA, M. A., MITCHUM, R. M. (Jr.), FITZGERALD, M. G. & WRIGHT, R. C. (1986): The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. - In: ALLEN, P. A. & HOMEWOOD, P. (eds.): Foreland basins. - International Association of Sedimentology, Spec. Publ., 8: 41 - 61; Oxford.
- BITSCHENE, P. R., FERNANDEZ, M., ARIAS, N., ARIZMENDI, A., GRIZINIK, M. & NILLNI, A. (1994): Vulcanology and environmental impact of the August 1991 eruption of the Hudson Volcano (Patagonian Andes, Chile). Zbl. Geol. Paläont., Teil I, 1993 (1/2): 165 177; Stuttgart.
- BITSCHENE, P. R. & MENDIA, J. (eds.) (1995): The August 1991 eruption of the Hudson Volcano (Patagonian Andes): A thousand days after. - 164 S.; Göttingen (Cuvillier).
- BLOOM, A. L., BROECKER, W. S., CHAPPELL, J. M. A., MATTHEWS, R. K. & MESOLELLA, K. J. (1974): Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: New Th-230/U-234 ages from the Huon Peninsula, New Guinea. - Quaternary Research, 4: 185 - 205; New York.
- BLÜMEL, W. D. (1991): Kalkkrusten Ihre genetischen Beziehungen zu Bodenbildung und äolischer Sedimentation. - Geomethodica, 16: 169 - 197; Basel.
- BORELLO, A. V. (1957): Der tektonische Bau der Ostflanke der Patagonischen Kordillere südlich 46° s. Breite. - Geol. Rundschau, 45: 858 - 872; Stuttgart.
- BOWN, T. M. & LARRIESTRA, C. M. (1990): Sedimentary paleoenvironments of fossil platyrrhine localities, Miocene Pinturas Formation, Santa Cruz Province, Argentina. J. of Human Evolution, 19: 87 119; London.
- BROECKER, W. S., THURBER, D. L., GODDARD, J., KU, T.-L., MATTHEWS, R. K. & MESOLELLA, K. J. (1968): Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments. Science, 159: 297 300; Washington.
- BRÜCKNER, H. & RADTKE, U. (1990): Küstenlinien. Indikatoren für Neotektonik und Eustasie. - Geogr. Rundschau, 42 (12): 654 - 661; Braunschweig.
- Brüggen, J. (1950): Fundamentos de la geología de Chile. - Instituto Geográfico Militar: 374 S.; Santiago de Chile.
- BRUCE, R. M., NELSON, E. P., WEAVER, S. G. & LUX, D. R. (1991): Temporal and spatial variations in the southern Patagonian batholith; Constraints on magmatic arc development. - Geol. Soc. of America Spec. Paper, 265: 1 - 12; Boulder.

- BRUMBY, S. (1992): Regression analysis of ESR/TL dose-response data. - Nuclear Tracks and Radiation Measurement, 20 (4): 595 - 599; Oxford.
- BRUMBY, S. & YOSHIDA, H. (1994): ESR dating of mollusc shell: Investigations with modern shell of four species. - Quaternary Geochronology, 13: 157 - 162; Oxford.
- BURCKLE, L. H. & POTTER, N. (Jr.) (1996): Pliocene-Pleistocene diatoms in Paleozoic and Mesozoic sedimentary and igneous rocks from Antarctica: A Sirius problem solved. - Geology, 24 (3): 235 -238; Boulder (Colorado).
- BUTLER, R. F., HERVÉ, F., MUNIZAGA, F., BECK, M. E. (Jr.), BURMESTER, R. F. & OVIEDO, E. S. (1991): Paleomagmatism of the Patagonian Plateau Basalts, Southern Chile and Argentina. - J. of Geophysical Research, 96 (B4): 6023 - 6034; Washington.
- CALDENIUS, C. (1932): Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. - Geografiska Annaler, 14: 1 - 164; Stockholm.
- CALDENIUS, C. (1940): The Tehuelche or Patagonian Shingle-Formation. - Geografiska Annaler, 22: 160 - 181; Stockholm.
- CAMACHO, H. H. (1979): Descripción geológica de la hoja 47h - 48g, Bahía Camarones, Provincia de Chubut. - Ministerio de Economía Secretaría de Estado de Minería Boletín, 153: 28 S.; Buenos Aires.
- CANDE, S. C. & LESLIE, R. B. (1986): Late Cenozoic tectonics of the southern Chile Trench. - J. of Geophysical Research, 91 (B1): 471 - 496; Washington.
- CASASSA, G. (1987): Ice thickness deduced from gravity anomalies on Soler Glacier, Nef Glacier and the northern Patagonian Icefield. - Bull. of Glacier Research, 4: 43 - 58; Tokyo.
- CASASSA, G. (1992): Radio-echo sounding of Tyndall Glacier, southern Patagonia. - Bull. of Glacier Research, 10: 69 - 74; Tokyo.
- CESARI, O. & SIMEONI, A. (1994): Planicies fluvioglaciales terrazadas y bajos eólicos de Patagonia Central, Argentina. - Zbl. Geol. Paläont., Teil I, 1993 (1/2): 155 - 164; Stuttgart.
- CHARR, E. & FARINATI, E. (1988): Evidencias paleontológicas y sedimentológicas de un nivel marino pleistocénico en Bahía Blanca, Argentina. - Actas de Segundo Jornados Geológica Bonaerenses: 47 -53; Bahía Blanca.
- CHARRIER, R., LINARES, E., NIEMEYER, H. & SKARMETA, J. (1978): Edades potasio-argón de vulcanitas Mesozoicas y Cenozoicas del sector chileno de La Meseta Buenos Aires, Chile y su significado geológico. - 7. Congreso Geológico Argentino Actas, 2 (5): 23 - 41; Buenos Aires.
- CHARRIER, R., LINARES, E., NIEMEYER, H. & SKARMETA, J. (1979): K/Ar ages of basalt flows of Meseta Buenos Aires in southern Chile and their

- relation to the southeast Pacific triple junction. Geology, 7: 436 439; Boulder.
- CIONCHI, J. L. (1984): Las ingresiones marinas del Cuaternario Tardio en la Bahía Bustamante (Provincia del Chubut). Simp. Oscilaciones del Nivel del Mar el Ultima Hemiciclo Deglacial en la Argentina. CIC, Actas: 1 11; Mar del Plata.
- CIONCHI, J. L. (1987): Depositos marinos Cuaternarios de Bahía Bustamante, Provincia del Chubut. -Asociación Geológica Argentina Rev., XLII (1-2): 61 - 72: Buenos Aires.
- CIONCHI, J. L. (1988a): Geomorfológia de Bahía Bustamante y zonas adyacentes, Chubut. Asociación Geológica Argentina Rev., XLIII (1-2): 51 62; Buenos Aires.
- CIONCHI, J. L. (1988b): Análysis y characterizacion de pendientes en Bahía Bustamante y zonas adyacentes, Chubut. - Asociación Geológica Argentina Rev., XLIII (2): 231 - 238; Buenos Aires.
- CLAPPERTON, C. M. (1983): The glaciation of the Andes. Quaternary Science Reviews, 2: 83 155; Oxford.
- CLAPPERTON, C. M. (1989): Asymmetrical drumlins in Patagonia, Chile. - Sedimentary Geology, 62: 387 -398; Aberdeen.
- CLAPPERTON, C. M. (1990): Quaternary glaciations in the southern hemisphere: An overview. - Quaternary Science Reviews, 9: 299 - 304; Oxford.
- CLAPPERTON, C. M. (1991): Glacier fluctuations of the last glacial-interglacial cycle in the Andes of South America. - Bamberger Geogr. Schr., 11: 183 - 207; Bamberg.
- CLAPPERTON, C. M. (1993a): Quaternary Geology and Geomorphology of South America. - 779 S.; Amsterdam (Elsevier).
- CLAPPERTON, C. M. (1993b): Nature of environmental changes in South America at the last glacial maximum. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 101: 189 - 208; Amsterdam.
- CLAPPERTON, C. M. (1993c): Glacier readvances in the Andes at 12,500 - 10,000 yr. B.P.: Implications for mechanism of late-glacial climatic change. - J. of Quaternary Science, 8 (3): 197 - 215; Harlow.
- CLAPPERTON, C. M. (1995): Fluctuations of local glaciers at the termination of the Pleistocene: 1-18 ka BP. Quaternary International, 28: 41 50; Oxford.
- CLAPPERTON, C.M. (1997): Fluctuations of local glaciers 30-8 ka BP: overview. Quaternary Internationals, Vols. 38/39: 3 6. Oxford.
- CLAPPERTON, C. M., SUGDEN, D. E., KAUFMANN, D. S. & MCCULLOCH, R. D. (1995): The last glaciation in central Magellan Strait, southernmost Chile. -Quaternary Research, 44: 133 - 148; New York.
- CLARK, J. A. & BLOOM, A. L. (1979): Hydro-isostasy and Holocene emergence of South America. - Proc. of the 1978 Intern. Symp. on Coastal Evolution in the Quaternary, Sao Paulo: 41 - 60; Sao Paulo.

- CODIGNOTTO, J. O. (1984): Depósitos elevados y/o acrección Pleistoceno-Holoceno en la costa fueguino patagónica. Simp. Oscilaciones del Nivel del Mar el Ultima Hemiciclo Deglacial en la Argentina. CIC, Actas: 12 26; Mar del Plata.
- CODIGNOTTO, J. O., BEROS, C. A. & TREBINO, L. G. (1987): Nuevo metodo chronostratigrafico, morfochronologia en sequencia deposicional cordoniforme. - Asociación Geológica Argentina Rev. XLII: 462 - 468; Buenos Aires.
- CODIGNOTTO, J. O., MARCOMINI, S. C. & SANTILLANA, S. N. (1988): Terrazas marinas entre Puerto Deseado y Bahía Bustamante, Santa Cruz, Chubut. -Asociación Geológica Argentina Rev., XLIII: 43 -50; Buenos Aires.
- CODIGNOTTO, J. O., KOKOT, R. R. & MARCOMINI, S. C. (1992): Neotectonism and sea level changes in the coastal zone of Argentina. - J. of Coastal Research, 8: 125 - 133; Fort Lauderdale (Florida).
- CODIGNOTTO, J. O. & AGUIRRE, M. L. (1993): Coastal evolution, changes in sea level and molluscan fauna in northeastern Argentina during the Late Quaternary. Marine Geology, 110: 163 175; Amsterdam.
- CONCHEYRO, A. (1991): Nanofosiles calcareous de la Formacion Man Aike (Eoceno, sudeste del Lago Cardiel) Santa Cruz, Argentina. Ameghiniana, 28 (3-4): 385 399; Buenos Aires.
- CONCI, I. (1935/36): Estudio de algunas rocas magmáticas del Lago Argentino y del Cerro Fitz Roy (Lago Viedma). Rev. Minera, 7: 97 119; Buenos Aires.
- CORTE, A. E. (1991): Chronostratigraphic correlations of cryogenic and glacigenic episodes in Central Andes with Patagonia. - Permafrost and Periglacial Processes, 2: 67 - 70; Chichester (Wiley).
- CREER, K. M., MITCHELL, J. G. & ABOU DEEB, J. C. (1972): Paleomagmatism and radiometric age of the Jurassic Chon Aike Formation from Santa Cruz Province, Argentina. Implications for the opening of the South Atlantic. Earth and Planetary Science Letters, 14: 131 140; Amsterdam.
- CUNNINGHAM, W. D. (1993): Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian orocline. - Tectonics, 12 (1): 169 - 186; Washington D.C.
- CUNNINGHAM, W. D. (1995): Orogenesis at the southern tip of the Americas: The structural evolution of the Cordillera Darwin metamorphic complex, southernmost Chile. - Tectonophysics, 244: 197 - 229; Amsterdam.
- CZAIKA, W. (1957): Die Reichweite der pleistozänen Vereisung Patagoniens. - Geol. Rundschau, 45: 634 - 686; Stuttgart.
- DALZIEL, I. W. D. (1981): Back-arc extension in the southern Andes: A review and critical reappraisal.
 Phil.Trans.of the Royal Soc. of London, A 300: 319 335; London.

- DALZIEL, I. W. D. (1989): Collision and cordilleran orogenesis: An Andean perspective. - Geol. Soc. of London, Spec. Publ. 19: 389 - 404; London.
- DALZIEL, I. W. D., DE WIT, M. J. & PALMER, K. F. (1974): A fossil marginal basin in the southern Andes. - Nature, 250: 291 - 294; London.
- DARWIN, C. (1842): On the distribution of erratic boulders and on the contemporaneous unstratified deposits of South America. Trans. of the Geol. Soc. of London 2nd Ser., VI: 415 431; London. zitiert nach einer dtsch. Übers. von CARUS, J. V. (1878): Ch. Darwin's gesammelte Werke. 12. Bd., 2. Abt.: 57 104; Stuttgart.
- DARWIN, C. (1846): Geological observations on South America (Part 3: The geology of the voyage of the Beagle under the Command of Capt. FITZROY R.N.). - 279 S.; London.
- Debuyst, R., Dejehet, F. & Idrissi, S. (1993): Paramagnetic centers in Yo-irradiated synthetic monohydrocalcite. - Applied Radiation and Isotopes, 44: 293 - 297; Oxford.
- DEWEY, J.F. & LAMB, S.H. (1992): Active tectonics of the Andes. - Tectonophysics, 205: 79-95; Amsterdam.
- DINGLE, R.V., MCARTHUR, J.M. & VROON, P. (1997): Oligocene and Pliocene interglacial events in the Antarctic Peninsula dated using strontium isotope stratigraphy. Journ.Geol.Soc. London, 154: 257-264; London.
- DWYER, G. S., CRONIN, T. M., BAKER, P. A., RAYMO, M. E., BUZAS, J. S. & CORRÈGE, T. (1995): North Atlantic deepwater temperature change during Late Pliocene and Late Quaternary climatic cycles. -Science, 270: 1347 - 1351.
- EHRMANN, W. U. (1994): Die k\u00e4nozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis. - Berichte zur Polarforschung, 137: 152 S.; Bremerhaven.
- ELTHON, D. & RIDLEY, W. I. (1980): The petrology of the Tortuga ophiolite complex, southern Chile. -In: PANAYIOTOU, A. (ed.): Ophiolites. - Proc. Int. Ophiolite Symp. Cyprus 1979: 507 - 513; Nicosia (Cyprus).
- EMERY, K. O. & AUBREY, D. G. (1991): Sea levels, land levels, and tide gauges. 237 S.; New York.
- ENDLICHER, W. (1991a): Zur Klimageographie und Klimaökologie von Südpatagonien. - Freiburger Geogr. Hefte, 32: 181 - 211; Freiburg.
- ENDLICHER, W. (1991b): Südpatagonien. Klima- und agrarökologische Probleme an der Magellanstraße. - Geogr. Rundschau, 43: 143 - 151; Braunschweig.
- ENDLICHER, W. (1992): Anthropogene Eingriffe in den Naturhaushalt südandiner Lebensräume. - In: REINHARD, W. & WALDMANN, P. (Hrsg.): Nord und Süd in Amerika: 64 - 77; Freiburg.
- ERIKSEN, W. (1972): Störungen des Ökosystems patagonischer Steppen- und Waldregionen unter dem Einfluß von Klima und Mensch. - Biogeographica, I: 57 - 73; Den Haag.

- ERIKSEN, W. (1979): Föhnprozesse und föhnartige Winde in Argentinien. - Innsbrucker Geogr. Studien, 5: 63 - 78; Innsbruck.
- ERIKSEN, W. (1983): Aridität und Trockengrenzen in Argentinien. Ein Beitrag zur Klimageographie der Trockendiagonale Südamerikas. - Colloquium Geographicum, 16: 43 - 68; Bonn.
- ESCOBAR, F., VIDAL, F., GARIN, C. & NARUSE, R. (1992): Waterbalance in the Patagonian Icefield. Bull. of Glacier Research, 4: 109 120; Tokyo.
- ESPIZUA, L. E. (1986): Fluctuations of the Río del Plomo glaciers. Geografiska Annaler, 68A (4): 317 327; Stockholm.
- EVENSON, E. B., SCHLÜCHTER, C. & RABASSA, J. (eds.) (1983): Tills and related deposits. - Proceedings of the INQUA symposia on the genesis and lithology of Quaternary deposits, USA 1981, Argentina 1982: 454 S.; Rotterdam.
- FAIRBRIDGE, R. W. & RICHARDS, H. G. (1970): Eastern coast and shelf of South America. - Quaternaria, 12: 47 - 55; Rom.
- FASANO, J. L., ISLA, F. I. & SCHNACK, E. J. (1984): Un análysis comparativo sobre la evolución de ambientes litorales durante el Pleistoceno tardío-Holoceno: Laguna Mar Chiquita (Buenos Aires) Caleta Valdés (Chubut). Simposio "Oscilaciones del nivel del mar durante el último hemiciclo deglacial en la Argentina". CONICET, CAPICG, IGCP, 61: 27 47; Mar del Plata.
- FERUGLIO, E. (1933): I terrazi marini della Patagonia. -Giornale di Geologia, Annali del R. Museo Geologico di Bologna, Ser. 2, Vol. III: 288 S.; Bologna.
- FERUGLIO, E. (1944): Estudios geológicos y glaciológicos en la región del Lago Argentino (Patagonia). -Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 37: 1 - 208, Córdoba.
- FERUGLIO, E. (1947): Nueva contribución al estudio de las terrazas marinas de la Patagonia. - Rev. Soc. Geol. Arg., II: 223 - 238; Buenos Aires.
- FERUGLIO, E. (1948): Edad de las terrazas marinas de la Patagonia. - 18. Internat. Congres, 9: 30 - 39; London.
- FERUGLIO, E. (1950): Descripción geológia de la Patagonia. - Dir. General de Yacimientos Petroliferos Fiscales (YPF), Tomo I - III; Buenos Aires.
- FIDALGO, F. (1973a): Consideraciones sobre los bajos situados al norte de la Provincia de Santa Cruz. - 5. Congreso Geológico Argentino Actas, V: 123 -137; Buenos Aires.
- FIDALGO, F. (1973b): Sobre los bajos sin salida en Patagonia. - Asociación Geológica Argentina Rev., XXVIII: 91 - 96; Buenos Aires.
- FIDALGO, F. & RIGGI, J. C. (1965): Los Rodados Patagónicos en la Meseta del Guenguel y Alrededores (Santa Cruz). - Asociación Geológica Argentina Rev., XX (3): 272 - 325; Buenos Aires.
- FIDALGO, F. & RIGGI, J. C. (1970): Consideraciones geomorficas y sedimentologicas sobre los Rodados

- Patagónicos. Asociación Geológica Argentina Rev., XXV (4): 430 - 443; Buenos Aires.
- FISCHER, K. (1975): Zur Genese der transandinen Quertäler in Patagonien zwischen 41° - 49°. - Die Erde, 106: 78 - 89; Berlin.
- FISCHER, K. (1976): Untersuchungen zur Morphogenese der Patagonischen Anden zwischen 41° und 49° Süd. - Z. f. Geomorphologie, 20: 1 - 27; Berlin.
- FITZGERALD, M. G., MITCHUM, R. M. (Jr.), ULIANA, M. A. & BIDDLE, K. T. (1990): Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. - American Association of Petroleum Geologists Bull., 74: 879 - 920; Tulsa.
- FLECK, R. J., MERCER, J. H., NAIM, A. E. K. & PE-TERSON, D. N. (1972) Chronology of late Pliocene and early Pleistocene glacial and magnetic events in southern Argentina. - Earth and Planetary Science Letters, 16: 15 - 22; Amsterdam.
- FLEMING, R. F. & BARRON, J. A. (1996): Evidence of Pliocene Nothofagus in Antarctica from Pliocene marine sedimentary deposits (DSDP Site 274). -Marine Micropaleontology, f: 227 - 236; Amsterdam.
- FLINT, R. F. & FIDALGO, F. (1964): Glacial geology of the east flank of the Argentine Andes between latitude 39° 10′ S and latitude 41° 20′ S. - Geol. Soc. of America Bull., 75: 335 - 352; Boulder.
- FORSYTHE, R. D., NELSON, E. P., CARR, M. J., KAEDING, M. E., HERVÉ, M., MPODOZIS, C., SOFFIA, J. M. & HARAMBOUR, S. (1986): Pliocene near trench magmatism in southern Chile: A possible manifestation of ridge collision. Geology, 14: 23 27, Boulder (Colorado).
- FRANCHETEAU, J. O. & PICHON LE, X. (1972): Marginal fracture zone as a structural framework of continental margins in the South Atlantic Ocean. -American Association of Petroleum Geologists Bull., 56: 991 - 1007; Tulsa.
- Frenguelli, J. (1946): Geográfia de la Republica Argentina. Tomo III; Buenos Aires.
- FRUTOS, J. (1981): Andean tectonics as a consequence of sea floor spreading. Tectonophysics, 72: 21 32; Amsterdam.
- FUJIYOSHI, Y., KONDO, H., INOUE, J. & YAMADA, T. (1987): Characteristics of precipitation and vertical structures in the northern Patagonia. Bull. of Glacier Research, 4: 15 23; Tokyo.
- GALLOWAY, R. W. (1985): Fossil ice wedges in Patagonia and their paleoclimatic significance. Z. f. Geomorph. N.F., 29 (4): 389 396; Berlin.
- GALLOWAY, R. W., MARKGRAF, V. & BRADBURY, P. (1988): Dating shorelines of lakes in Patagonia, Argentina. - J. of South American Earth Sciences, 1 (2): 195 - 198; Oxford.
- GAMPER, M. & OBERHAEUSLI, H. (1982): Interpretation von Radiocarbondaten fossiler Böden. - Physische Geographie, 1: 83 - 90; Zürich.

- GARLEFF, K. (1975): Formungsregionen in Cuyo und Patagonien. - Z. f. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 23: 137 - 145; Berlin.
- GARLEFF, K. (1977): Höhenstufen der argentinischen Anden in Cuyo, Patagonien und Feuerland. - Göttinger Geogr. Abh., 68: 150 S.; Göttingen.
- GARLEFF, K. & STINGL, H. (1984): Neue Befunde zur jungquartären Vergletscherung in Cujo und Patagonien. - Berliner Geogr. Abh., 36: 105 - 112; Berlin.
- GARLEFF, K. & STINGL, H. (eds.) (1991): Südamerika: Geomorphologie und Paläoökologie im jüngeren Quartär. - Bamberger Geogr. Schr., 11: 394 S.; Bamberg.
- GARLEFF, K. & STINGL, H. (1994): Reply to Gosse & Evenson: Reinterpretation of the evidence for a significant neoglacial ice advance in the Rio Atuel valley, Mendoza Province, Argentina. - Z. f. Geomorph., N.F., 38: 339 - 342; Berlin.
- GEER DE, G. (1927): Late glacial clay varves in Argentina, measured by D. Carl Caldenius, dated and connected with the solar curve through the Swedish time scale. Geografiska Annaler, 9: 1 8; Stockholm.
- GEYH, M. A. (1986): ¹⁴C-Daten zu Gletscherständen: Probleme der Datierung. - In: RÖTHLISBERGER, F. (ed.): 10.000 Jahre Gletschergeschichte der Erde: 319 - 330; Aarau.
- GEYH, M. A. & SCHLEICHER, H. (1990): Absolute age determination. Physical and chemical dating methods and their application. - 503 S.; Berlin.
- GONZÁLES, M. A., WEILER, N. & GUIDA, N. (1988a): Late Pleistocene and Holocene coastal behaviour from 30° to 40° south, Argentine Republic. - J. of Coastal Research, 4: 59 - 68; Charlottesville (Virginia).
- GONZÁLES, M. A., WEILER, N. & GUIDA, N. (1988b): Transgressive deposits of the Mid-Wisconsin Interstadial from 30° to 40° south latitude, Argentine Republic: Reliability of ¹⁴C ages. - J. of Coastal Research, 4: 667 - 676; Charlottesville (Virginia).
- GONZÁLES, M. A. & WEILER, N. E. (1994): Argentinian Holocene transgression: Sidereal ages. - J. of Coastal Research, 10 (3): 621 - 627; Fort Lauderdale (Florida).
- GORDILLO, S. (1995): Moluscos australes, una guia ilustrada. Introducción al conocimiento de los bivalvos y caracoles de las costas del Canal Beagle, Tierra del Fuego. Buenos Aires.
- GORDILLO, S., BUJALESKY, G. G., PIRAZZOLI, A., RABASSA, J. O. & SALIÈGE, J.-F. (1992): Holocene raised beaches along the northern coast of the Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. -Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology, 99: 41 - 54; Amsterdam.
- GORDILLO, S., CORONATO, A. M. J. & RABASSA, J. O. (1993): Late Quaternary evolution of a subantarctic paleofjord, Tierra del Fuego. - Quaternary Science Reviews, 12: 889 - 897; London.

- GOSSMANN, H. (1989): Satelliten-Fernerkundung. Stand und Perspektiven. - Geogr. Rundschau, 41: 674 -680; Braunschweig.
- GROEBER, P. (1952): Glacial, tardio y post-glacial en Patagonia. - Rev. del Museo Municipal de Ciencas Naturales y Tradicional Mar del Plata, 1: 79 - 103; Mar del Plata.
- GROEBER, P. (1953): Spät- und Postglazial in Europa und Argentinien. - Z. "Südamerika", III (6): 585 -591; Buenos Aires.
- GROOT, J. J., GROOT, C. R., EWING, M., BURCKLE, L. & CONOLLY, J. (1967): Spores, pollen, diatoms and provenance of the Argentine Basin sediments. -Progress in Oceanography, 4: 179 - 217; New York.
- GROVE, J. M. (1988): The little ice age. 498 S.; London.
- GRÜN, R. (1989a): Die ESR-Altersbestimmungsmethode. - 132 S.; Berlin.
- GRÜN, R. (1989b): Electron spin resonance (ESR) dating. - Quaternary International, 1: 65 - 109; Oxford.
- GRÜN, R. (1990): Dose response of the paramagnetic centre at g = 2.0007 in corals. Ancient TL, 8 (3): 20 22; Durham.
- GRÜN, R. (1992): Suggestions for minimum requirements for reporting ESR-age estimates. Ancient TL, 10 (3): 37 41; Durham.
- GRÜN, R. & MACDONALD, P. D. M. (1989): Non-linear fitting of TL/ESR dose-response curves. - Applied Radiation and Isotopes, 40: 1077 - 1080; Oxford.
- GRÜN, R., RADTKE, U. & OMURA, A. (1992): ESR and U-series analysis on corals from Huon Peninsula, New Guinea. - Quaternary Science Reviews, 11: 197 - 202; Oxford.
- GUST, D. A., BIDDLE, K. T., PHELPS, D. W. & ULIANA, M. A. (1985): Associated middle to late Jurassic volcanism and extension in southern South America. - Tectonophysics, 116: 223 - 253; Amsterdam.
- HALL, B.L., DENTON, G.H., LUX, D.R. & SCHLÜCHTER, C. (1997): Pliocene paleoenvironment and Antarctic ice sheet behaviour: evidence from Wright Valley. - Journ.Geol., 105: 285-294; Chicago.
- HALPERN, M. (1973): Regional geochronology of Chile, south of 50° latitude. - Geol. Soc. of America Bull., 84: 2407 - 2422; Boulder.
- HAMBREY, M. J. & BARRETT, P. J. (1993): Cenozoic sedimentary and climatic record, Ross Sea region, Antarctica. - In: KENNETT, J. P. & WARNKE, D. A. (eds.): The Antarctic Paleoenvironment: A perspective on global change. Part One. - Antarctic Research Series, 56: 91 - 124; Washington.
- HANSON, R. E. & WILSON, T. J. (1991): Submarine rhyolitic volcanism in a Jurassic proto-marginal basin; southern Andes, Chile and Argentina. -Geol. Soc. of America Spec. Paper, 265: 13 - 27; Boulder.
- HANTORO, W. S., PIRAZZOLI, P. A., JOUANNIC, C., FAURE, H., HOANG, C. T., RADTKE, U., CAUSSE,

- C., BOREL BEST, M., LAFONT, R., BIEDA, S. & LAMBECK, K. (1994): Quaternary uplifted coral terraces on Alor Island, East Indonesia. Coral Reefs, 13: 215 223; Berlin.
- HARLAND, W. B., ARMSTRONG, R. L., COX, A. V., CRAIG, L. E., SMITH, A. G. & SMITH, D. G. (1990): A geologic time scale 1989. 263 S.; Cambridge.
- HAUSSER, A. Y. (1986): Rodados multicolores: Su distribución y caracteristicas en sur de Chile. - Rev. Geológica de Chile, 27: 69 - 83; Santiago de Chile.
- HAUTHAL, R. (1904): Gletscherbilder aus der argentinischen Cordillere. - Z. d. Deutschen u. Österreichischen Alpenvereins, 35: 30 - 56; Innsbruck.
- HAUTHAL, R. (1907): Croquis geológico de la región entra el Lago Argentino y el Seno Ultima Esperanza, 1/500.000. - Ber. d Naturforschenden Gesellschaft Freiburg i.Br., 15 (1): Freiburg.
- HAWKESWORTH, C. J., NORRY, M. J., RODDICK, J. C., BAKER, P. E., FRANCIS, P. W. & THORPE, R. S. (1979): 143Nd/144Nd, 87Sr/86Sr, and incompatible element variations in calc-alkaline andesites and plateau lavas from South America. Earth and Planetary Science Letters, 42: 45 57; Amsterdam.
- HEINSHEIMER, G. J. (1954/56): Zur Hydrologie und Glaziologie des Lago Argentino und Ventisquero Moreno, Argentinien. - Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, III: 24 - 38 & 327 - 333; Innsbruck.
- HEINSHEIMER, G. J. (1958/61): Zur Hydrologie und Glaziologie des Lago Argentino und Ventisquero III. - Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, IV (1-2): 61 - 72; Innsbruck.
- HERRERO-BERVERA, E., HELSLEY, C. E., SARNA-WOJCICKI, A. M., LAJOIE, K. R., MEYER, C. E., MCWILLIAMS, M. O., NEGRINI, R. M., TURRIN, B. D., DONNELLY-NOLAN, J. M. & LIDDICOAT, J. C. (1994): Age and correlation of a paleomagnetic episode in the western United States by 40 Ar/39 Ar dating and tephrochronology: The Jamaica, Blake or a new polarity episode? J. of Geophysical Research, 99 (B12): 24,091 24,103; Washington.
- HERVÉ, F. (1988): Late Paleozoic subduction and accretion in southern Chile. Episodes, 11: 183 188; Ottawa, Ontario.
- HERVÉ, F. (1994): The southern Andes between 39° and 44° S latitude: The geological signature of a transgressive tectonic regime related to a magmatic arc. In: REUTTER, K.-J., SCHEUBER, E. & WIGGER, P. J. (eds.): Tectonics of the southern Central Andes. Structure and evolution of an active continental margin: 243 249; Berlin.
- HERVÉ, F. & OTA, Y. (1993): Fast Holocene uplift rates at the Andes of Chiloé, southern Chile. - Rev. Geológica de Chile, 20: 15 - 23; Santiago de Chile.
- HEUSSER, C. J. (1974): Vegetation and climate of the southern Chilean Lake District during and since the last interglaciation. - Quaternary Research, 4: 290 -315; New York.

- HEUSSER, C. J. (1983): Quaternary pollen record from Laguna de Tagua Tagua, Chile. - Science, 219: 1429 - 1432; Washington.
- HEUSSER, C. J. (1984): Late Quaternary climates of Chile. - In: VOGEL, J. C. (ed.): Late Cainozoic paleoclimates of the southern hemisphere: 59 - 83; Rotterdam.
- HEUSSER, C. J. (1987): Quaternary vegetation of southern South America. - Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 5: 197 - 221; Rotterdam.
- HEUSSER, C. J. (1989a): Late Quaternary vegetation and climate of southern Tierra del Fuego. - Quaternary Research, 31: 396 - 406; New York.
- HEUSSER, C. J. (1989b): Polar perspective of Late-Quaternary climates in the southern hemisphere. -Quaternary Research, 32: 60 - 71; New York.
- HEUSSER, C. J. (1990): Chilotan piedmont glacier in the southern Andes during the last glacial maximum. -Rev. Geológica de Chile, 17 (1): 3 - 18; Santiago de Chile.
- HEUSSER, C. J. (1993): Late-glacial of southern South America. - Quaternary Science Reviews, 12: 345 -350; Oxford.
- HEUSSER, C. J. & FLINT, R. F. (1977): Quaternary glaciations and environment of northern Isla Chiloé, Chile. - Geology, 5: 305 - 308; Boulder.
- HEUSSER, C. J. & RABASSA, J. R. (1987): Cold climate episode of Younger Dryas age in Tierra del Fuego. - Nature, 328: 609 - 611; London.
- HEUSSER, L. E. & WINGENROTH, M. (1984): Late Quaternary continental environments of Argentina: Evidence from pollen analysis of the upper 2 meters of deep-sea core RC 12-241 in the Argentine Basin. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 2: 79 91; Rotterdam.
- HEUSSER, C.J., HEUSSER, L.E. & HAUSER, A. (1990): A 12000 yr B.P. tephra layer at Bahía Inutil (Tierra del Fuego, Chile). - Ans. Ins. Pat. Ser.Cs. Nts., 19/1: 1989 - 1990; Punta Arena.
- HEUSSER, C. J., DENTON, G. H., HAUSER, A., ANDERSEN, B. G. & LOWELL, T. V. (1995): Quaternary pollen records from the Archipélago de Chiloé in the context of glaciation and climate. Rev. Geológica de Chile, 22 (1): 25 46; Santiago de Chile.
- HOFFMANN, J. A. J. (1992): Das kontinentale Luftdruckund Niederschlagsregime Südamerikas. - Erdkunde, 46: 40 - 51; Kleve.
- HODELL, D. A. & VENZ, K. (1992): Toward a high-resolution stable isotopic record of the Southern Ocean during the Pliocene-Pleistocene (4,8 to 0,8 Ma). In: KENNETT, J. P. & WARNKE, D. A. (eds.): The Antarctic Paleoenvironment: A perspective on global change. Part One. Antarctic Research Series, 56: 265 310; Washington.
- HOGANSON, J. W. & ASHWORTH, A. C. (1992): Fossil beetle evidence for climatic change 18,000 -10,000 years B.P. in South-Central Chile. - Quaternary Research, 37: 101 - 116; New York.

- HOLLING, J. & SCHILLING, D. (1981): Late Wisconsin -Weichselian mountain glaciers and small ice caps.-In: DENTON, G. & HUGHES, D. (eds.): The last great ice sheets: 179 - 206; New York.
- HOMOVC, J. F., CONFORTO, G. A., LAFOURCADE, P. A. & CHELOTTI, L. A. (1995): Fold belt in the San Jorge Basin, Argentina: an example of tectonic inversion. In: BUCHANAN, J. G. & BUCHANAN, P. G. (eds.): Basin inversion. Geol. Soc. Spec. Publ., 88: 235 248; London.
- HUECK, K. (1966): Die Wälder Südamerikas. In: WALTER, H. (ed.): Vegetationsmonographien der einzelnen Großräume, Bd II: 422 S.; Stuttgart.
- HUECK, K. & SEIBERT, P. (1972): Vegetationskarte von Südamerika, 1:8 Millionen. - In: WALTER, H. (ed.): Vegetationsmonographien der einzelnen Großräume, Bd II a: 70 S.; Stuttgart.
- HULTON, N., SUGDEN, D., PAYNE, A. & CLAPPERTON, C. M. (1994): Glacier modelling and the climate of Patagonia during the last glacial maximum. - Quaternary Research, 42: 1 - 19; New York.
- HUYBRECHTS, P. (1993): Glaciological modelling of the Late Cenozoic East Antarctic ice sheet: stability or dynamism? - Geografiska Annaler, 75A (4): 221 -238; Stockholm.
- IGLESIAS, A. N. (1992): Erosión eólica, deserficación y crisis de rentabilidad de la economia gauadera en Patagonia. El caso de Provincia de Santa Cruz. -Estudios Geográficos, 53: 447 - 479; Madrid.
- IKEYA, M. (1993): New applications of electron spin resonance - dating, dosimetry and spectroscopy. -500 S.; Singapore.
- IMAI, M. & SHIMOKAWA, K. (1993): ESR ages and trace elements in a fossil mollusc shell. - Applied Radiation and Isotopes, 44: 161 - 165; Oxford.
- INSTITUT FÜR ANGEWANDTE GEODÄSIE [Hrsg.] (1990): OEA-Wissenschaftsplan. Wechselbeziehungen Ozean - Eis - Atmosphäre (OEA) im Gesamtsystem Weddellmeer mit angrenzenden Gebieten. Interdisziplinäres Forschungsvorhaben unter Einbeziehung von Radarbilddaten der europäischen Satelliten ERS-1 und ERS-2: 105 S.; Frankfurt / Main.
- ISLA, F. I. (1989): Holocene sea-level fluctuation in the southern hemisphere. - Quaternary Science Reviews, 8: 359 - 368; Oxford.
- ISLA, F. I. (1990): Where was the sea-level 30, 50,000 years ago? The Patagonian point of view. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 6: 33 64; Rotterdam.
- ISLA, F. I. (1993): Overpassing and armouring phenomena on gravel beaches. Marine Geology, 110: 369 376; Amsterdam.
- ISLA, F. I. & ESPINOSA, M. A. (1995): Coastal environmental changes associated with Holocene sea-level fluctuations: Southern Buenos Aires, Argentina. -Quaternary Intrnational, 26: 55 - 60; Oxford.
- ISLA, F. I., FASANO, J. L., FERRERO, L., ESPINOSA, M. A. & SCHNACK, E. J. (1986): Late Quaternary

- marine-estuarine sequences of the south-eastern coast of Buenos Aires Province, Argentina. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 4: 137 157; Rotterdam.
- ISLA, F. I., VILAS, F. E., BUJALESKY, G. G., FERRERO, M., GONZÁLES-BONORINO, G. & ARCHE-MI-RALLES, A. (1991): Gravel drift and wind effects on the macrotidal San Sebastian Bay, Tierra del Fuego, Argentina. - Marine Geology, 97 (2): 211-224; Amsterdam.
- ISLA, F.I. & SCHNACK, E.J. (1995): Submerged moraines offshore northern Tierra del Fuego, Argentina. -Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 9 (1991): 205-222; Rotterdam.
- KATZ, H. R. (1962): Fracture patterns and structural history in sub-Andean belt of southernmost Chile. -J. of Geology, 70: 595 - 603; Chicago.
- KATZ, H. R. (1964): Strukturelle Verhältnisse in den südlichen Patagonischen Anden und deren Beziehung zur Arktis: Eine Diskussion. - Geol. Rundschau, 54: 1195 - 1213; Stuttgart.
- KATZ, H. R. (1971): Continental Margin in Chile Is Tectonic Style Compressional or Extensional? -American Association of Petroleum Geologists Bull., 55: 1753 - 1758; Tulsa.
- KATZENBERGER, O. (1989): Experimentelle Untersuchungen zur ESR-Datierung von Molluskenschalen. - Sonderveröffentlichungen d. Geol. Inst. d. Universität zu Köln, 72: 72 S.; Köln.
- KATZENBERGER, O. & WILLEMS, N. (1988): Interferences encountered in the determination of AD of mollusc samples. Quaternary Science Reviews, 7: 485 489; Oxford.
- KAUFMAN, A., BROECKER, W. S., Ku, T. L. & THURBER, D. L. (1971): The status of U-series methods of mollusc dating. - Geochimica et Cosmochimica Acta, 35: 1155 - 1183; Oxford.
- KAY, S. M., RAMOS, V. A. & MARQUEZ, M. (1993): Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slabmelting prior to ridge-trench collision in southern South America. - J. of Geology, 101: 703 - 714; Chicago.
- KEELEY, M. L. & LIGHT, M. P. R. (1993): Basin evolution and prospectivity of the Argentine continental margin. J. of Petroleum Geologists., 16: 451-464; Beaconsfield.
- KELLOGG, D. E. & KELLOGG, T. B. (1996): Diatoms in South Pole ice: Implications for eolian contamination of Sirius Group deposits. - Geology, 24 (2): 115 - 118; Boulder (Colorado).
- KILIAN, R. (1997): Magmatismus und Stoffkreislauf an aktiven Kontinentalrändern, untersucht am Beispiel der südlichen Anden. - Z.dt.geol.Ges. 148/1: 105-152; Stuttgart.
- KOPF, A. (1995): Feststoffbilanzierung akkretierten und subduzierten Sediments und computergesteuerte Rückwärtsmodellierung deformierter Krustenquerschnitte am Kontinentalrand von Südchile. -Giessener Geologische Schr., 55; Giessen.

- KRÄMER, P. E. (1992): La ubicacion de la linea de altas cumbres divisoria de aguas en el Campo de Hielo Patagonico Sur (49° - 51° lat. S, Santa Cruz, Argentina). - Miscellanea Academia Nacional de Ciencas, 88: 21 p.; Cordoba.
- LAMBECK, K. & NAKADA, M. (1992): Constraints on the age and duration of the last interglacial period and on sea-level variations. - Nature, 357: 125 - 128; London.
- LAUER, W. (1968): Die Glaziallandschaft des Südchilenischen Seengebietes. - Acta Geographica, 16: 215 - 236; Helsinki.
- LAWVER, L. A., GAHAGAN, L. M. & MILLARD, F. C. (1992): The development of Paleoseaways around Antarctica. In: KENNETT, J. P. & WARNKE, D. A. (eds.): The Antarctic Paleoenvironment: A perspective on global change. Part One. Antarctic Research Series, 56: 7 30; Washington.
- LIGHT, M. P. R., KEELEY, M. L., MASLANYJ, M. P. & URIEN, C. M. (1993): The tectono-stratigraphic development of Patagonia and its relevance to hydrocarbon exploration. - J. of Petroleum Geologists, 16 (4): 465 - 481; Beaconsfield.
- LIGHT, K. J., JENNINGS, A. E., ANDREWS, J. T. & WILLIAMS, K. T. (1996): Chronology of late Wisconsin ice retreat from the western Ross Sea, Antarctica. - Geology, 24 (3): 223 - 226; Boulder (Colorado).
- Liss, C. C. (1970): Der Morenogletscher in der patagonischen Kordillere: Sein ungewöhnliches Verhalten seit 1899 und der Eisdamm-Durchbruch des Jahres 1966. - Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie, VI (1): 161 - 180; Innsbruck.
- LISS, C. C. (1979): Die Besiedlung und Landnutzung Ostpatagoniens unter besonderer Berücksichtigung der Schafsestancien. - Göttinger Geogr. Abhandlungen, 73: 240 S.; Göttingen.
- LJUNGER, E. (1959): Nahuel Huapi. Ein geographischer Querschnitt durch die Anden in Patagonien. Bericht No. 6 der schwedischen wissenschaftlichen Expeditionen nach Patagonien. - Uppsala Universitets Arsskrift, 4: 1 - 360; Uppsala.
- LLIBOUTRY, L. (1952): Estudio cartográfio, geológico y glaciológico de la zona de Fitz Roy. - Min. Educ. Univ. Buenos Aires, Fac. Fil. y Letras, A 17: 1 -64; Buenos Aires.
- LLIBOUTRY, L. (1956): Nieves y glaciares de Chile: Fundamentos de glaciologia. - 471 S.; Santiago de Chile.
- LOHMANN, H. H., HOFFMANN-ROTHE, J. & HINZ, K. (1995): Argentina/Argentinien. In: KULKE, H. (ed.): Regional petroleum geology of the world. Pt. 2: 549 575; Stuttgart.
- LÓPEZ-ESCOBAR, L., KILIAN, R., KEMPTON, P. D. & TAGIRI, M. (1990): Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41°30′ and 46°00′S, Chile. Revista Geológica de Chile, 20: 33-55; Santiago de Chile.

- LOWELL, T. V., HEUSSER, C. J., ANDERSEN, B. G., MORENO, P. I., HAUSER, A., HEUSSER, L. E., SCHLÜCHTER, C., MARCHANT, D. R. & DENTON, G. H. (1995): Interhemispheric correlation of Late Pleistocene glacial events. - Science, 269: 1541 -1549; Washington.
- LUMLEY, S. H. & SWITSUR, R. (1993): Late Quaternary chronology of the Taitao Peninsula, southern Chile. - J. of Quaternary Sciences, 8: 161 - 165; Harlow.
- MACELLARI, C., BARRIO, L. A. & MANASSERO, M. Y. (1989): Upper Cretaceous to Paleocene depositional sequences and sandstone petrography of Southwestern Patagonia (Argentina and Chile). - J. of South American Earth Sciences, 2: 223 - 240; Oxford.
- MACFADDEN, B. J. (1990): Chronology of Cenozoic primate localities in South America. - J. of Human Evolution, 19: 7 - 21; London.
- MALAGNINO, E.C. 81995): The discovery of the oldest extra-Andean glaciation in the Lago Buenos Aires Basin, Argentina. - Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 9 (1991): 69 - 83; Rotterdam.
- MALUMIÁN, N. & RAMOS, V. A. (1984): Magmatic intervals, transgression - regression cycles and oceanic events in the Cretaceous and Tertiary of southern South America. - Earth and Planetary Science Letters, 67: 228 - 237; Amsterdam.
- MALUMIÁN, N. & NÁÑEZ, C. (1988): Asociaciones de foraminiferos del Terciaro medio de Cuenca Austral: Sus relaciones con eventos eustaticos globales. - Asociación Geológica Argentina Rev., XLIII (2): 257 - 264; Buenos Aires.
- MANCINI, M. V. (1993): Recent pollen spectra from forest and steppe of South Argentina: A comparison with vegetation and climate data. Review of Palaeobotany and Palynology, 77 (1-2): 129 142; Amsterdam.
- MARCHANT, D. R., DENTON, G. H., SWISHER, C. C. & POTTER, N. (Jr.) (1996): Late Cenozoic Antarctic paleoclimate reconstructed from volcanic ashes in the Dry Valleys region of southern Victoria Land. -Geol. Soc. of America Bull., 108 (2): 181 - 194; Boulder (Colorado).
- MARDEN, C. J. (1993a): Late Quaternary glacial history of the South Patagonian Icefield at Torres del Paine, Chile. - PhD-thesis; Aberdeen.
- MARDEN, C. J. (1993b): Lateglacial and Holocene variations of the Grey Glacier, an outlet of the South Patagonian Icefield. - Scottish Geographical Magazine, 109 (1): 27 - 31; Edinburgh.
- MARDEN, C. J. (1997): Late-glacial fluctuations of South Patagonian icefield, Torres del Paine National Park, Southern Chile. - Quaternary International, Vols 38/39: 61 - 68; Oxford.
- MARDEN, C. J. & CLAPPERTON, C. M. (1995): Fluctuations of the South Patagonian ice-field during the

- last glaciation and the Holocene. J. of Quaternary Science, 10 (3): 197 210; Harlow.
- MARKGRAF, V. (1987): Paleoclimates of the southern Argentine Andes. - Current Research in the Pleistocene, 4: 150 - 157; Orono (Maine).
- MARKGRAF, V. (1989): Palaeoclimates in Central and South America since 18,000 BP based on pollen and lake-level records. - Quaternary Science Reviews, 8: 1 - 24; Oxford.
- MARKGRAF, V. (1993a): Paleoenvironments and paleoclimates in Tierra del Fuego and southernmost Patagonia, South America. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 102: 53 - 68; Amsterdam.
- MARKGRAF, V. (1993b): Younger Dryas in southernmost South America - An update. - Quaternary Science Reviews, 12: 351 - 355; Oxford.
- MARKGRAF, V., DODSON, J. R., KERSHAW, A. P., MCGLONE, M. S. & NICHOLLS, N. (1992): Evolution of late Pleistocene and Holocene climates in the circum-South Pacific land areas. - Climate Dynamics, 6: 193 - 211; Berlin.
- MARQUEZ, M., GIACOSA, R., PEZZUCHI, H. & FERNANDEZ, M. (1994): El basamento pre-Pérmico del noreste del Deseado, Argentina. - Zbl. Geol. Paläont., Teil I, 1993 (1/2): 101 - 114; Stuttgart.
- MARSHALL, L. G. R., PASCUAL, G. H., CURTIS, G. H. & DRAKE, R. E. (1977): South American geochronology: Radiometric time scale for Middle to Late Tertiary mammal-bearing horizons in Patagonia. -Science, 195: 1325 - 1328; Washington.
- MARTIN, L., SUGUIO, K., FLEXOR, J.-M., DOMINGUEZ, J. M. L. & BITTENCOURT, A. C. (1987): Quaternary evolution of the central part of the Brasilian Coast. The role of sea-level variations and shoreline drift. - UNESCO Reports in Marine Science, 43: 97 - 115; Paris.
- MARTINIC, M. (1988): Actividad volcanica historica en la region de Magallanes. - Rev. Geologica de Chile, 15: 181 - 186; Santiago de Chile.
- MCLAREN, S. J. & ROWE, P. J. (1996): The reliability of uranium - series mollusc dates from the western Mediterranean Basin. - Quaternary Science Reviews (Quaternary Geochronology), 15: 709 - 717; Oxford.
- MEGLIOLI, A. (1992): Glacial geology and chronology of southernmost Patagonia and Tierra del Fuego, Argentina and Chile. - PhD - Thesis, 216 S.; Ann Arbor (Michigan).
- MENZIES, J. & ROSE, J. [Hrsg.](1987): Drumlin Symposium Rotterdam. 360 S.; Rotterdam (Balkema).
- MERCER, J. H. (1965): Glacier variations in Southern Patagonia. - Geographical Review, 55: 390 - 413, New York.
- MERCER, J. H. (1968): Variations of some Patagonian glaciers since the Late Glacial.I. - American J. of Science, 266: 91 - 109; New Haven.

- MERCER, J. H. (1969): Glaciation in southern Argentina more than two million years ago. - Science, 164: 823 - 825; Washington.
- MERCER, J. H. (1970): Variations of some Patagonian glaciers since the Late Glacial.II. - American J. of Science, 269: 1 - 25; New Haven.
- MERCER, J. H. (1976): Glacial history of southernmost South America. - Quaternary Research, 6: 125 -166; New York.
- MERCER, J. H. (1982): Holocene glacier variations in southern South America. - Striae, 18: 35 - 40; Uppsala.
- MERCER, J. H. (1983): Cenocoic glaciation in the Southern Hemisphere. - Annual Review of Earth and Planet. Sciences, 11: 99 - 132; Palo Alto (Calif.).
- MERCER, J. H. (1984): Late Cainozoic glacial variations in South America south of the equator. - In: VOGEL, J. C. (ed.): Late Cainozoic paleoclimates of the southern hemisphere: 45 - 58; Rotterdam.
- MERCER, J. H. (1985): Changes in the ice cover of temperate and tropical South America during the last 25,000 years. Zbl. Geol. Paläont., Teil I, 1984 (11/12): 1661 1665; Stuttgart.
- MERCER, J. H., FLECK, R. J., MANKMEN, E. A. & SANDER, W. (1975): Southern Patagonia: Glacial events between 4 m y. and 1 m y. ago. - Quaternary Studies, 13: 223 - 230; Wellington (New Zealand).
- MERCER, J. H. & SUTTER, J. (1982): Late Miocene earliest Pliocene glaciation in southern Argentina: Implications for global ice-sheet history. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 38: 185 206; Amsterdam.
- MILNES, A. G. (1987): Tectonic evolution of the southern Andes, Tierra del Fuego: A summary. - In: SCHAER, J.-P. & RODGERS, J. (eds.): The anatomy of mountain ranges: 173 - 177; Princeton, New Jersey.
- MÖRNER, N. A. (1987): Sea level changes and tectonics in Tierra del Fuego. - INQUA Neotectonics Commission Bull., 10: 31 S.; Stockholm.
- MÖRNER, N. A. & SYLWAN, C. (1989): Magnetostratigraphy of the Patagonian moraine sequence at Lago Buenos Aires. - J. of South American Earth Sciences, 2: 385 - 389; Oxford.
- MOLODKOV, A. (1988): ESR dating of Quaternary shells: recent advances. - Quaternary Science Reviews, 7: 477 - 484; Oxford.
- MORENO, F. P. (1899): Explorations in Patagonia. -Geographical J., 14: 241 - 269 & 353 - 373; London.
- MPODOZIS, C. & RAMOS, V. A. (1989): The Andes of Chile and Argentina. - In: ERICKSON, G. E. et al. (eds.): Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. - Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, 11: 59 - 90; Houston (Texas).
- MUDELSEE, M., BARABAS, M. & MANGINI, A. (1992): ESR dating of the Quaternary deep-sea sediment

- core RC 17-177. Quaternary Science Reviews, 11: 181 189; Oxford.
- MUNOZ, J. B. (1981): Inclusions ultramaficas del manto superior en Meseta Las Vizcachas, Ultima Esperanza, Magallanes, Chile. - Rev. Geológica de Chile, 13 - 14: 63 - 78; Santiago de Chile.
- NÁÑEZ, C. (1988): Foraminiferos y bioestratigrafia del Terciario medio de Santa Cruz oriental. - Asociación Geológica Argentina Rev., XLIII (4): 493 -517; Buenos Aires
- NARUSE, N., PEÑA, H., ANIYA, M. & INOUE, J. (1987): Flow and surface structure of Tyndall Glacier, the southern Patagonia Icefield. - Bull. of Glacier Research, 4: 133 - 140; Tokyo.
- NARUSE, N. & ANIYA, M. (1992): Outline of glacier research project in Patagonia 1990. - Bull. of Glacier Research, 10: 1 - 8; Tokyo.
- NEWMAN, W. S. & FAIRBRIDGE, R. W. (1986): The management of sea-level rise. - Nature, 320: 319 -321; London.
- NICHOLS, R. L. & MILLER, M. M. (1951): Glacial geology of Ameghino Valley, Lago Argentino, Patagonia. - Geographical Review, 41: 274 - 294, New York.
- NORDENSKJÖLD, O. (1898): Tertiary and Quaternary deposits in the Magellan territories. American Geologist, 21: 300 309; Minneapolis.
- NULLO, F. E., PROSERPIO, C. A. & RAMOS, V. A. (1978): Estratigrafia y tectonica de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico, Argentina -Chile. - VII. Congreso Geológico Argentino Actas, 1: 455 - 470; Tucuman, Buenos Aires.
- NULLO, F. E., PROSERPIO, C. A. & NULLO, G. B. (1981): El Cretácico de la Cuenca Austral entre el Lago San Martin y Rio Turbio. - In: VOLKHEIMER, W. & MUSACCIO, E. A. (eds.): Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de America del Sur, 1: 181 -220; Buenos Aires.
- ORFORD, J. D., CARTER, R. W. G. & JENNINGS, S. C. (1991): Coarse clastic barrier environments: Evolution and implications for Quaternary sea level interpretation. - Quaternary International, 9: 87-104; Oxford.
- ORTLIEB, L. (1994): Las mayores precipitaciones históricas en Chile central y la cronología de eventos ENOS en los siglos XVI XIX. Rev. Chilena de Historia Natural, 67 (4): 463 468; Santiago de Chile.
- OSBORN, G., CLAPPERTON, C. M., DAVIS, P. T., REASONER, M., RODBELL, D. T., SELTZER, G. O. & ZIELINSKI, G. (1995): Potential glacial evidence for the Younger Dryas event in the cordillera of North and South America. - Quaternary Science Reviews, 14: 823 - 832; Oxford.
- PASCUAL, R. (1984): Late Tertiary mammals of southern South America as indicators of climate deterioration. - Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 2: 1 - 30; Rotterdam.

- PASCUAL, R. & ORITZ JAUREGUIZAR, E. (1990): Evolving climates and mammal faunas in Cenozoic South America. J. of Human Evolution, 19: 23-59; London.
- PASKOFF, R. (1979): Quaternary of Chile: The state of research. - Quaternary Research, 8: 2-31; New York.
- PASKOFF, R. (1989): Zonality and main geomorphic features of the Chilean coast. - Essener Geogr. Arb., 18: 237 - 267; Paderborn.
- PELAYO, A. M. & WIENS, D. A. (1989): Seismotectonic and relative plate motion in the Scotia sea region. -J. of Geophysical Research, 94 (B6): 7293 - 7320; Washington.
- PIRAZZOLI, P. A., RADTKE, U., HANTORO, W. S., JOUANNIC, C., HOANG, C. T., CAUSSE, C., BOREL BEST, M. (1994): A one million-year-long sequence of marine terraces on Sumba Island, Indonesia. - Marine Geology, 109: 221 - 236; Amsterdam.
- PLAFKER, G. & SAVAGE, J. C: (1970): Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21. and 22. 1960. -Geol Soc. of America Bull., 81: 1001 - 1030; Boulder (Colorado).
- PÖRTGE, K. H. & MENSCHING, H. G. (1996): Zur Bedeutung klimatisch hydrologischer und sozioökonomischer Faktoren bei der Umweltzerstörung im ariden Patagonien- Ein Beitrag zu "Desertifikation und ihre Bekämpfung". In: GANS, P. (Hrsg.): Regionale Entwicklung in Lateinamerika. Erfurter Geogr. Studien, 4: 223 236; Erfurt.
- POLANSKI, J. (1965): The maximum glaciation in the Argentine Cordillera. - Geol. Soc. of America Spec. Paper, 84: 453 - 472; New York.
- PORTER, S. C. (1981): Pleistocene glaciation in the southern Lake District of Chile. - Quaternary Research, 16: 263 - 292; New York.
- PORTER, S. C. (1989): Character and ages of Pleistocene drifts in a transact across the Strait of Magellan. -Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 7: 35 - 49; Rotterdam.
- PORTER, S. C., STUIVER, M. & HEUSSER, C. J. (1984): Holocene sea-level changes along the Strait of Magellan and Beagle Channel, southernmost South America. - Quaternary Research, 22: 59 - 67; New York.
- PORTER, S. C., CLAPPERTON, C. M. & SUGDEN, D. E. (1992): Chronology and dynamics of deglaciation along and near the Strait of Magellan, southernmost South America. - Sveriges Geologiska Undersökning, Ca. 80: 233 - 239; Stockholm.
- PROHASKA, F. (1976): The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. In: SCHWERDTFEGER, W. (ed.): Climates of Central and South America. World Survey of Climatology, 12: 13 112; Amsterdam.
- RABASSA, J. R., HEUSSER, C. J. & STUCKENRATH, R. (1986): New data on Holocene sea transgression in the Beagle Channel: Tierra del Fuego, Argentina. -

- Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 4: 291 309; Rotterdam.
- RABASSA, J. R., EVENSON, E., SCHLIEDER, G., CLINCH, J. M., STEPHENS, G. & ZEITLER, R. (1987): Edad Pre-Pleistoceno superior de la glaciacion el Condor, Valle del Río Malleo, Neuquen, Rep. Arg. -10. Congreso Geológico Argentino, Actas III: 261 - 263; Tucuman, Buenos Aires.
- RABASSA, J. R., SERRAT, D., MARTI, C. & CORONATO,
 A. (1988): Estructura interna de drumlins, Isla
 Gable, Canal Beagle (Tierra del Fuego), Argentina.
 II. Simposio Argentino de Sedimentologia, Extended Abstracts Volume: 1 4; Buenos Aires.
- RABASSA, J. R., HEUSSER, C. J. & RUTTER, N. (1989): Late-glacial and Holocene of Argentine Tierra del Fuego. - Quaternary of South America and Antarctic Península, 7: 327 - 351; Rotterdam.
- RABASSA, J. R. & CLAPPERTON, C. M. (1990): Quaternary glaciations of the southern Andes. Quaternary Science Reviews, 9: 153 174, Oxford.
- RADTKE, U. (1985): ESR dating of marine fossil shells. -Nuclear Tracks and Radiation Measurement, 10 (4-6): 879 - 884; Oxford.
- RADTKE, U. (1987): Marine terraces in Chile (22°-32°S) Geomorphology, chronostratigraphy and neotectonics: Preliminary results II. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 5: 239 256; Rotterdam.
- RADTKE, U. (1988): How to avoid `useless' radiocarbon dating. Nature, 333: 307 308; London.
- RADTKE, U. (1989): Marine Terrassen und Korallenriffe
 Das Problem der quartären Meeresspiegelschwankungen erläutert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados. Düsseldorfer Geogr. Schr., 27: 245 S.; Düsseldorf.
- RADTKE, U., MANGINI, A. & HAUSMANN, R. (1987):
 Paleo sea-level and discrimination of the last and
 penultimate interglacial fossiliferous deposits by
 absolute dating methods and geomorphological investigations: Illustrated from marine terraces in
 Chile. Berliner Geogr. Studien, 25: 313 342;
 Berlin.
- RADTKE, U. & GRÜN, R. (1988): ESR dating of corals. -Quaternary Science Reviews, 7: 465 - 470; Oxford.
- RADTKE, U., RUTTER, N. & SCHNACK, E. J. (1989): Untersuchungen zum marinen Quartär Patagoniens (Argentinien). - Essener Geogr. Arb., 17: 267 -289; Paderborn.
- RADTKE, U. & SCHELLMANN, G. (1996): Comment on: AGUIRRE, M. L. & WHATLEY, R. C. (1995): Late Quaternary marginal marine deposits and palaeoenvironments from northeastern Buenos Aires Province, Argentina: A review. - Quaternary Science Reviews, 15: 1061 - 1062; Amsterdam.
- RAMOS, V. A. (1982): Geología de la región del Lago Cardiel, Provincia de Santa Cruz. - Asociación Geológica Argentina Rev., XXXVII (1): 23 - 49; Buenos Aires.

- RAMOS, V. A. (1989): Andean foothills structures in the northern Magallanes Basin, Argentina. - American Ass. of Petroleum Geologists, 73: 887 - 903; Tulsa.
- RAMOS, V. A., NIEMEYER, H., SKARMETA, J. & MUNOZ, J. (1982): The magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes. - Earth Science Reviews, 18: 411 - 443; Amsterdam.
- RAMOS, V. A. & Kay, S. M. (1992): Southern Patagonian plateau basalts and deformation: Backarc testimony of ridge collisions. Tectonophysics, 205 (1-3): 261 282; Amsterdam.
- RAMOS, V. A. & AGUIRRE-URRETA, M. B. (1994): Cretaceous evolution of the Magallanes Basin. - In: SALFITY, J. A. (ed.): Cretaceous tectonics of the Andes: 316 - 345; Braunschweig, Wiesbaden.
- RAPELA, W., MUNIZAGA, F., SALDA; L. D., HÉRVE, F., PARADA, M. A. & CINGOLANI, C. (1987): Nuevas etades K-Ar de los granitor del sector novoriantal de los Andes Patagónicos. - X. Congr. Geol. Argentino Actas: 18 - 20; Tucuman; Buenos Aires.
- RAPELA, C. W. & KAY, S. M. (1988): Late Paleozoic to recent magmatic evolution of northern Patagonia. -Episodes, 11: 175 - 182; Ottawa, Ontario.
- REUTTER, K. J., SCHEUBER, E. & WIGGER, P. J. (Hrsg.) (1994): Tectonics of the southern Central Andes. 333 S.; Berlin.
- RICCARDI, A. C. (1988): The Cretaceous system of southern South America. - Geol. Soc. of America Mem., 168; New York.
- RIGGI, J. C. & FIDALGO, F. (1971): A review of the Rodados Patagónicos problem. - Etudes sur le Quaternaire dans le Monde, Vol. 1, Bull. de l'Asociacion Francais d'Etudes sur le Quaternaire, Bull. Suppl., 4: 29 - 36; Paris.
- ROHMEDER, W. (1951): Beitrag zur Kenntnis der diluvialen Vergletscherung des Cerro Fitz Roy in den Südanden. Die Erde, 2: 104 109; Berlin.
- RÖTHLISBERGER, F. (1986): 10.000 Jahre Gletschergeschichte der Erde: Teil I: Ein Vergleich zwischen Nord- und Südhemisphäre; Alpen -Skandinavien - Himalaya - Alaska - Südamerika -Neuseeland: Mit einem Beitrag von M. A. GEYH: ¹⁴C-Daten zu Gletscherständen - Probleme der Deutung. - 416 S.; Aarau.
- RÖTHLISBERGER, F. & GEYH, M. A. (1985): Gletscherschwankungen der Nacheiszeit in der Cordillera Blanca (Peru) und den südlichen Anden Chiles und Argentiniens. - Zbl. Geol. u. Paläont., Teil I, 1984 (11/12): 1611 - 1613; Stuttgart.
- RUSSO, A., FLORES, M. A. & BENEDETTO, H. D. (1980): Patagonia Austral Extraandina. - Segundo Simposio de Geológia Regional Argentina Actas, 2: 1431 - 1462; Buenos Aires.
- RUTTER, N., SCHNACK, E. J., FASANO, J. L., ISLA, F. I., DEL RÍO, J. & RADTKE, U. (1989): Correlation and dating of Quaternary littoral zones along the coast of Patagonia and Tierra del Fuego. - Quaternary Science Reviews, 8: 213 - 234; London.

- RUTTER, N., RADTKE, U. & SCHNACK, E. J. (1990): Comparison of ESR and Amino Acid data in correlating and dating Quaternary littoral zones along the Patagonian coast. - J. of Coastal Research, 6: 391 - 411; Fort Lauderdale (Florida).
- SALOMON, J.-N. & POMEL, S. (1997): L'origine des carbonates dans les croûtes argentines. - Z. f. Geomorph. N.F., 41 (2): 145 - 166; Berlin.
- SÁNCHEZ, A. & MORALES, R. (1993): Las regiones de Chile. Espacio físico y humano-económico. - 262 S.; Santiago de Chile.
- SCASSO, R. A., CORBELLA, H. & TIBERI, P. (1994): Sedimentological analysis of the tephra from the 12-15 August 1991 eruption of Hudson Volcano. - Bull. of Volcanology, 56 (2): 121-132; Heidelberg.
- SCHÄBITZ, F. (1991): Holocene vegetation and climate in southern Santa Cruz, Argentina. - In: GARLEFF, K. (ed.): Südamerika. Geomorphologie und Paläoökologie im jüngeren Quartär. - Bamberger Geogr. Schr., 11: 235 - 244; Bamberg.
- SCHELLMANN, G. (1995): Untersuchungen zur stratigraphischen Differenzierung mariner Terrassen im südlichen Patagonien (Argentinien). - Kölner Geogr. Arb., 66: 9 - 22; Köln.
- SCHELLMANN, G. (1996): Andine Vorlandvergletscherungen und marine Terrassen - ein Beitrag zur jungkänozoischen Landschaftsgeschichte Patagoniens (Argentinien).-Habilitationsschrift, Essen.
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (1997): Electron Spin Resonance (ESR) techniques applied to mollusc shells from South America (Chile, Argentina) and implications for the palaeo sea-level curve. - Quaternary Science Reviews, 16: 465 - 475; Amsterdam.
- SCHELLMANN, G. & WENZENS, G. (1996): Jungquartäre Morphodynamik im Bereich des Lago Argentino und Lago Viedma (Patagonien) - erste Ergebnisse. - Bamberger Geogr. Schr., 15: 144 - 160; Bamberg.
- SCHELLMANN, G., SCHWAN, H., RADTKE, U. & WENZENS, G. (1997): Marine Terrassen und ihre Erfassung in Satellitenbildern verschiedener Aufnahmesysteme am Beispiel von Bahía Bustamante (Patagonien). In: GOSSMANN, H. (Hrsg:): Geowissenschaftliche Forschungen in der Antarktis und in Südpatagonien mit ERS-1-Radarbildern. Petermanns Geogr. Mitt., Erg.-H. 287: 85 100; Gotha.
- SHACKLETON, N. J. & OPDYKE, N. D. (1973): Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238, oxygene temperature and ice volume on a 104 and 105 year time scale. Quaternary Research, 3: 39 46; New York.
- SHERWOOD, J., BARBETTI, M., DITCHBURN, R., KIMBER, R. W. L., MCCABE, W., MURRAY-WALLACE, C. V., PRESCOTT, J. R. & WHITEHEAD, N. (1994): A comparative study of Quaternary dating techniques applied to sedimentary deposits in South-

- west Victoria, Australia. Quaternary Geochronology, 13: 95 110; Oxford.
- SCHILLER, W. (1925): Strandbildungen in Südpatagonien bei San Julián. - Jahrber. d. Niedersächs. Geolog. Vereins, XVII: 196 - 216; Hannover.
- SCHLIEDER, G. (1989): Glacial geology of the northern Patagonian Andes between Lakes Aluminé and Lácar. - PhD - Thesis, Lehigh University; Ann Arbor (Michigan).
- SCHNACK, E. J. (1985): Argentina. In: BIRD, E. C. & SCHWARTZ, M. L. (eds.): The world's coastlines: 69 - 78; New York.
- SCHNACK, E. J. (1993): The vulnerability of the east coast of South America to sea level rise and possible adjustment strategies. - In: WARRICK, R. A., BARROW, E. M. & WIGLEY, T. M. (eds.): Climate and sea level change: observations, projections and implications: 336 - 348; Cambridge (Univ. press).
- SCHNACK, E. J., FASANO, J. L. & ISLA, F. I. (1987): Late Quaternary sea levels in the Argentine coast. - Late Quaternary sea-level correlation and applications, 19 - 30 July 1987: IGCP Project 200, Progr. Abstr.; Halifax (Canada).
- SCHWAN, H., SCHELLMANN, G., RADTKE, U. & WENZENS, G. (1994): Marine terraces in Patagonia and their visualisation in satellite images. Proceedings of the 2nd ERS-1 Symposium Hamburg 11.-14. Oct. 1993: 917-922; Noordwejk (Netherlands).
- SCHWERDTFEGER, W. (1961): Ein Beitrag zur Kenntnis des Klimas im Gebiet der Patagonischen Eisfelder.
 Z. f. Gletscherkunde. u. Glazialgeologie, 4 (1-2): 73 86; Innsbruck.
- SCHWERDTFEGER, W. (1976): Introduction: The atmospheric circulation over Central and South America.

 In: SCHWERDTFEGER, W. (ed.): Climates of Central and South America.
 World Survey of Climatology, 12: 1 12; Amsterdam.
- SHIMOKAWA, K., IMAI, N., NAKAZATO, H. & MIZUNO, K. (1992): ESR dating of fossil shells in the Middle to Upper Pleistocene strata in Japan. - Quaternary Science Reviews, 7: 219 - 224; Oxford.
- SIMEONI, U., FONTOLAN, G. & COLIZZA, E. (1997): Geomorphological characterization of the coastal and marine area between Primera und Segunda Angostura, Strait of Magellan (Chile). - J. of Coastal Research, 13: 916 - 924; Fort Lauderdale (Florida).
- SINITO, A. M. (1980): Etades geologicas, radiometricas y magneticas de algunas vulcanitas Cenozoicas de las Provincias de Santa Cruz y Chubut. - Asociación Geológica Argentina Rev., XXV (3): 332 -339; Buenos Aires.
- SKEWES, M. A. & STERN, C. R. (1979): Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Palei-Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas. - J. of Volcanology and Geothermal Research, 6: 3 - 25; Amsterdam.

- SORIANO, A. (ed.) with sections by VOLKHEIMER, W., WALTER, H., BOX, E. O., MARCOLIN, A. A., VALLERINI, J. A., MOVIA, C. P., LÉON, R. J. C., GALLARDO, J. M., RUMBOLL, M., CANEVARI, M., CANEVARI, P. & VASINA, W. G. (1983): Deserts and semi-deserts of Patagonia. In: WEST, N. E. (ed.): Ecosystems of the world, 5: Temperate deserts and semi-deserts: 423 460; Amsterdam.
- STEFFEN, H. (1919): Westpatagonien. Die patagonischen Kordilleren und ihre Randbereiche. - 670 S.; Berlin.
- STERN, C. R. (1989): 87Sr/86Sr of mantle xenolith bearing Plio-Quaternary alkali basalts of the Patagonian plateau lavas of southernmost South America. -Asociación Geológica Argentina Rev., XLIV (1-4): 402 - 407; Buenos Aires.
- STERN, C. R. (1990): Tephrochronology of southernmost Patagonia. - National Geographic Research, 6: 110 - 126; Washington.
- STERN, C. R., FREY, F. A., FUTA, K., ZARTMAN, R. E., PENG, Z. & KYSER, T. K. (1990): Trace-element and Sr, Nd, Pb, and O isotopic composition of Plioçene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. - Contrib. Mineral. Petrol., 104: 294-308.
- STERN, C. R., MUKASA, S. B. & FUENZALIDA, P. (1992): Age and petrogenesis of the Sarmiento ophiolite complex of southern Chile. - J. of South American Earth Science, 6 (1/2): 97 - 104; Oxford.
- STERN, C. R., KILIAN, R. (1996): Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. - Contrib. Mineral. Petrol., 123: 263 - 281.
- STIEFEL, J. (1973): Querelemente im Bauplan der südchilenischen Anden. Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Südamerikas (3. Geowissenschaftliches Kolloquium 4./5. 1. 1973).
 Münstersche Forschungen zur Geol. u. Paläont., 31/32: 153 166; Münster.
- STINE, S. & STINE, M. (1990): A record from Lake Cardiel of climate change in southern South America. -Nature, 345: 705 - 707; London.
- STINGL, H. &. GARLEFF, K. (1984): Tertiäre und pleistozäne Reliefentwicklung an der interozeanischen Wasserscheide (Gebiet von Río Turbio, Argentinien). Berliner Geogr. Abh., 36: 113 118; Berlin.
- STINGL, H. & GARLEFF, K. (1985): Spätglaziale und holozäne Gletscher- und Klimaschwankungen in den argentinischen Anden. - Zbl. f. Geol. u. Paläont., Teil I, 1984 (11/12): 1167 - 1677; Stuttgart.
- STRELIN, J.A. (1995): New evidence on the relationships between the oldest extra-andean glaciations in the Río Santa Cruz area. In: RABASSA, J. & SALEMME, M. (Eds.): Quaternary of South Amer-

- ica and Antarctic Peninsula, Vol. 9: 105 116; Rotterdam.
- STURMAN, A. P. (1979): Aspects of the synoptic climatology of southern South America and the Antarctic Peninsula. - Weather, 34: 210 - 223; London.
- SUGDEN, D.E. (1996): The East Antarctic ice sheet: unstable ice or unstable ideas? Trans. Inst. Br. Geogr., NS 21: 443 454; London.
- SUGDEN, D. E., MARCHANT, D. R. & DENTON, G. H. (eds.) (1993): The case for a stable East Antarctic ice sheet. - Geografiska Annaler, 75 A (4): 151-351; Stockholm.
- SUGDEN, D. E., MARCHANT, D. R., POTTER, N., SOUCHEZ, R. A., DENTON, G. H., SWISHER, C. C. & TISON, J.-L. (1995): Preservation of Miocene glacier ice in East Antarctica. Nature, 376: 412 -414; London.
- TAYLOR, M. & STONE, G. W. (1996): Beach-ridges: A review. - J. of Coastal Research, 12 (3): 612 - 621; Fort Lauderdale (Florida).
- TROMBOTTO, D. (1996a): Fossiler kryogener Formenschatz des südlichen Südamerika. - Z. Geomorph. NF, Suppl.-Bd. 104: 175 - 186; Berlin.
- TROMBOTTO, D. (1996b): Palaeo-permafrost in Patagonia. Bamberger Geogr. Schr., 15: 128 - 143; Bamberg.
- TROMBOTTO, D. & AHUMADA, A.-L. (1995): Die Auswirkungen alter Kryomere auf die "Rodados Patagónicos" in Nordpatagonien, Argentinien. -Eiszeitalter u. Gegenwart, 45: 93 - 108; Hannover.
- ULIANA, M. A., BIDDLE, T., PHELPS, W. & GUST, D. A. (1985): Significado del vulcanismo y extension Mesojurasicos en el extremo meridional del Sudamérica. - Asociación Geológica Argentina Rev., XL (3-4): 231 - 253; Buenos Aires.
- ULIANA, M. A. & BIDDLE, T. (1988): Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. - Rev. Brasileira de Geociencas, 18: 172 - 190; Sao Paulo.
- ULIANA, M. A., BIDDLE, T. & CERDAN, J. (1989): Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. - In: TANKARD, J. & BALKWILL, H. R. (eds.): Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic Margins. -American Association of Petroleum Geologists Mem., 46: 599 - 614; Tulsa.
- ULIANA, M. A., ARTEAGA, M. E., LEGARRETA, L., CERDÁN, J. J. & PERONI, G. O. (1995): Inversion structures and hydrocarbon occurrence in Argentina. - In: BUCHANAN, J. G. & BUCHANAN, P. G. (eds.): Basin inversion. - Geol. Soc. Spec. Publ., 88: 211 - 233; London.
- URIBE, P. (1982): Deglaciacion en el sector central del estrecho de Magallanes. Consideraciones geomorfologias y cronologia. - Annales del Instituto de la Patagonia, 13: 103 - 111; Punta Arenas (Chile).
- URIEN, C. M. (1966): Edad de algunas playas en la Península de Ushuaia y su relacion con el ascenso

- costero, post-glaciario. Terceras Jornados Geológicas Argentinas Actas, 2: 35 - 42; Buenos Aires.
- URIEN, C. M. (1967): Edad de algunas elevadas an la Peninsula de Ushuaia y su relacion con el ascenso cestero, post-glaciario. - Actas Jornados Argentinas, 3rd., Comodore Rivadavia, Argentina: 35 -41; Tucumán (Argentina).
- URIEN, C. M. & ZAMBRANO, J. J. (1973): The geology of the basins of the Argentine continental margin and Malvinas Plateau. - In: NAIRN, E. M. & STEHLI, F. G. (eds.): The ocean basins and margins. Vol. 1. The South Atlantic: 135 - 169; New York, London (Plenum press).
- URIEN, C. M., ZAMBRANO, J. J. & MARTINS, L. A. (1981): The basins of southeastern South America (southern Brazil, Uruguay and eastern Argentina) including the Malvinas Plateau and southern South Atlantic paleogeographic evolution. In: VOLKHEIMER, W. & MUSACCIO, E. A. (eds.): Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de America del Sur, 1: 45 120; Buenos Aires.
- DEL VALLE, H. F. & BELTRAMONE, C. A. (1987): Morfologia de las acumulaciones calcareas en algunos paleosuelos de Patagonia Oriental (Chubut). Ciencia del Suelo, 5 (1): 77 87; La Plata.
- VEBLEN, T. T., SCHLEGEL, F. M. & OLTREMARI, J. V. (1983): Temperate broad-leaved evergreen forests of South America. - In OVINGTON, J. D. (ed.): Ecosystems of the world, 10: Temperate broad-leaved evergreen forests: 5 - 32; Amsterdam.
- VEBLEN, T. T. & MARKGRAF, V. (1988): Steppe expansion in Patagonia? Quaternary Research, 30: 331 338; New York.
- VERGARA, M. & MUNIZAGA, F. (1974): Age and evolution of the Upper Cenozoic volcanism in Central-South Chile. Geol. Soc. of America Bull., 85: 603 606; Boulder (Colorado).
- VILELA, C. R. & CSAKY, A. (1968): Las turbidatas en los sedimentos Cretácicos de la región de Lago Argentino (Provincia de Santa Cruz). - Terceras Jornados Geológicas Argentinas Actas, 1: 209 - 225; Buenos Aires.
- VILLANGRAN, C. (1980): Vegetationsgeschichtliche und pflanzensoziologische Untersuchungen im Viecente Perez Rosales National Parc (Chile). -Dissertationes Botanicae, 54: 148 S.; Vaduz.
- VOGT, T. & DEL VALLE, H. F. (1994): Calcretes and cryogenic structures in the area of Puerto Madryn (Chubut, Patagonia, Argentina). - Geografiska Annaler, 76 A: 57 - 75; Stockholm.
- VOLKHEIMER, W. (1971): Aspectos paleoclimaticos del Terciario Argentino. - Museo Argentino de Ciencas Naturales "Bernardino Rivadavia" Rev. Paleont., 1 (8): 243 - 262; Buenos Aires.
- WAGNER, G. A. (1995): Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten. - 277 S.; Stuttgart.

- WALTER, H. (1984): Vegetation und Klimazonen. Grundriß der globalen Ökologie. - 382 S.; Stuttgart.
- WALTHER, R., BARABAS, M. & MANGINI, A. (1992): Basic ESR studies on recent corals. - Quaternary Science Reviews, 11: 191 - 196; Oxford.
- WARNKE, D. A., MARZO, B. & HODELL, D. A. (1996): Major glaciation of east Antarctica during the early late Pliocene? Not likely from a marine perspective. - Marine Micropaleontology, 27: 237 - 251; Amsterdam.
- WARNKE, D. A., ALLEN, C. P., MÜLLER, D. W., HODELL, D. A. & BRUNNER, C. A. (1996): Miocene-Pliocene glacial evolution: A synthesis of icerafted debris, stable isotope, and planctonic foraminiferal indicators, OPD Leg 114. - In: KENNETT, J. P. & WARNKE, D. A. (eds.): The Antarctic Paleoenvironment: A perspective on global change. Part One. - Antarctic Research Series, 56: 311 - 325; Washington.
- WARREN, C. R (1993): Rapid recent fluctuations of the calving San Rafael Glacier, Chilean Patagonia: Climatic or non-climatic? - Geografiska Annaler, 75 (A): 111 - 125; Stockholm.
- WARREN, C. R. (1994): Freshwater calving and anomalous glacier oscillations: recent behaviour of Moreno and Ameghino Glaciers, Patagonia. The Holocene, 4 (4): 422 429.
- WARREN, C. R. & SUGDEN, D. (1993): The Patagonian Icefields: A glaciological review. - Arctic and Alpine Research, 25: 316 - 331; Boulder (Colorado).
- WARREN, C. R. & RIVERA, A. (1994): Climatic response of calving glaciers in Chilean Patagonia. - Rev. Chilena de Historia Natural, 67 (4): 385 - 394; Santiago de Chile.
- WARREN, C. R., GLASSER, N. F. & GREENE, D. (1995): Upsala Glacier, Patagonia: Rapid calving retreat in fresh water. - Annals of Glaciology, 21: 311 - 316; Cambridge.
- WARREN, C. R., GLASSER, N. F., HARRISON, S., WINCHESTER, V., KERR, A. K. &. RIVERA, A. (1995): Characteristics of tide-water calving at Glacier San Rafael, Chile. - J. of Glaciology, 41: 273 - 289; Cambridge.
- WARREN, C. R., SUGDEN, D. E. & CLAPPERTON, C. M. (1996): A synchronous response of Patagonian glaciers to historic climatic change. - Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 10: 85 -103; Rotterdam.
- WEBB, P.-N. & HARWOOD, D. M. (1991): Late Cenozoic glacial history of the Ross Embayment, Antarctica.

 Quaternary Science Reviews, 10: 215 - 223; Oxford.
- WEILER, N., GONZÁLES, M. & Guida, N. (1987): Niveles marinos del Pleistoceno Tardio en Canada de Arregui. Partido de Magdalena, Provincia de Buenos Aires. - Asociación Geológica Argentina Rev., XLII: 92 - 98; Buenos Aires.

- WEILER, N. & GONZÁLES, M. (1988): Evidencias Paleoeustáticas del Pleistoceno Tardío y Holoceno en el area de Laguna de Sotelo (Provincia de Buenos Aires). Jorn. Geol. Bonaerenses Actas, II: 453 460; Bahía Blanca.
- WEISCHET, W. (1964): Geomorfologia glacial de la region de Los Lagos. Com. Esc. Geol. Univ. Chile, 4: 36 S., Santiago de Chile.
- WEISCHET, W. (1968): Die thermische Ungunst der südhemisphärischen hohen Mittelbreiten im Sommer im Lichte neuer dynamisch-klimatologischer Untersuchungen. - Regio Basiliensis, 9: 170 - 189; Basel.
- WEISCHET, W. (1970): Chile. Seine länderkundliche Individualität und Struktur. - 618 S.; Darmstadt.
- WEISCHET, W. (1978): Die ökologisch wichtigen Charakteristika der kühl-gemäßigten Zone Südamerikas mit vergleichenden Anmerkungen zu den tropischen Hochgebirgen. In: TROLL, C. & LAUER, W. (eds.): Geoökologische Beziehungen zwischen der temperierten Zone der Südhalbkugel und den Tropengebirgen. Erdwissenschaftliche Forschung, 11: 255 280; Wiesbaden.
- WEISCHET, W. (1985): Climatic constraints for the development of the far south of South America. -GeoJournal., 11 (1): 79 - 87; Dordrecht.
- WEISCHET, W. (1996): Regionale Klimatologie. Teil 1: Die neue Welt. Amerika, Neuseeland, Australien. -460 S.; Stuttgart.
- WENZENS, G., WENZENS, E. & SCHELLMANN, G. (1996): Number and Types of the Piedmont Glaciations east of the Central Southern Patagonian Icefield. - Zbl. Geol. u. Paläont., Teil I, 1994 (7/8): 779 - 790; Stuttgart.
- WENZENS, G., WENZENS, E. & SCHELLMANN, G. (1997): Early Quaternary genesis of glacial and aeoloian forms in semi-arid Patagonia (Argentina).

 Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 111: 131 144; Berlin.
- WENZENS, G., WENZENS, E., SCHWAN, H. &. SCHELLMANN, G. (1997): Formen und Zahl der Vorlandvergletscherungen am Ostufer des Lago Viedma (Südpatagonien) und ihre Erfassung in Satellitenbildern. In: GOSSMANN, H. (Hrsg.): Geowissenschaftliche Forschungen in der Antarktis und in Südpatagonien mit ERS-1-Radarbildern. Petermanns Geogr. Mitt., Erg.-H. 287; Gotha.
- WICHMANN, R. (1922): Observaciones geológicas en el Gran Bajo de San Julián y sus Alrededores (Territorio de Santa Cruz). - Dirección General de Minas, Geología e Hidrología Bol., Serie B (Geología), 30: 1 - 34; Buenos Aires.
- WIEGANK, F. (1990): Magnetostratigraphisch geochronologische Untersuchungen zur Geschichte des Plio-Pleistozäns in Mitteleuropa und ihrer Beziehungen zur globalen geologischen, paläoklimatischen und paläoökologischen Entwicklung. - Veröff. d. Zentralinst. Physik der Erde, 113: 307 S.; Potsdam.

- WILHELMY, H. & ROHMEDER, W. (1963): Die La Plata-Länder. Argentinien - Paraguay - Uruguay. - 584 S.; Braunschweig.
- WILSON, G. S. (1995): The Neogene east Antarctic ice sheet: A dynamic or stable feature? - Quaternary Science Reviews, 14: 101 - 123; Oxford.
- WILSON, T. J. (1991): Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. - Geol. Soc. of America Bull., 103: 98 - 111; Boulder (Colorado).
- WINCHESTER, V. & HARRISON, S. (1996): Recent oscillations of the San Quintin and San Rafael Glaciers, Patagonian Chile. - Geografiska Annaler 78A, 1: 35 - 49; Oslo.
- YRIGOYEN, M. R. (1993): The history of hydrocarbons exploration and production in Argentina. - J. of Petroleum Geologists, 16 (4): 371 - 382; Beaconsfield.
- ZAMBRANO, J. J. (1981): Distribución y evolución de las cuencas sedimentarias en el continente Sudamericano durante el Jurásico y el Cretácico. - In: VOLKHEIMER, W. & MUSACCIO, E. A. (eds.): Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de America del Sur, Vol. 1: 9 - 44; Buenos Aires.
- ZAMBRANO, J. J. & URIEN, C. M. (1970): Geological outline of the basins in southern Argentina and their continuation off the Atlantic Shore. - J. of Geophysical Research, 75 (8): 1363 - 1396; Washington.
- ZAMORA, E. M. & SANTANA, A. A. (1979): Caracteristicas climaticas de la costa occidental de la Patagonia entre las latitudes 46° 40′ y 56° 30′ S. Annales del Instituto de la Patagonia, 10: 109 144; Punta Arenas (Chile).
- ZEIL, W. (1964): Geologie von Chile. 233 S.; Berlin.
- ZEIL, W. (1979): The Andes: A geological review. -Beiträge zur regionalen Geologie der Erde, Bd. 13: 260 S.; Berlin, Stuttgart.
- ZEIL, W. (1986): Südamerika. Geologie der Erde, Bd. 1: 160 S.; Stuttgart.
- ZELLER, E. J., LEVY, P. W. & MATTERN, P. L. (1967): Geologic dating by electron spin resonance. - Proceedings of the Symposium on radioactive dating and methods of low level counting, IAEA Wien: 531 - 540; Wien.
- ZHOU, M. & HEUSSER, C. J. (1996): Late-glacial palynology of the *Myrtaceae* of southern Chile. - Review of Palaeobotany and Palynology, 91: 283 -315; Amsterdam.

Verzeichnis der benutzten Karten, Satellitenund Luftbilder

- Topographische Karte 1:500.000 (Carta Topográfica de la República Argentina 1:500.000, Instituto Geográfico Militar, Buenos Aires, Ausg. 1965-1982); Blätter: Lago Argentino, Caleta Olivia.
- Topographische Karte 1: 250.000 (Carta Topográfica de la República Argentina 1: 250.000, Instituto Geográfico Militar, Buenos Aires, Ausg. 1961-1982); Blätter: San Julián, Paso Río Bote, Laguna Grande, Camarones, Tres Lagos.
- Topographische Karte 1: 100.000 (Carta Topográfica de la República Argentina 1: 100.000, Instituto Geográfico Militar, Buenos Aires, Ausg. 1945 1982); Lago Argentino und Río Santa Cruz-Tal vollständig sowie die Küstenabschnitte Península Valdés, Camarones bis Bahía Bustamente, Comodoro Rivadavia bis Caleta Olivia, Mazarredo, Puerto Deseado und San Julián.
- Topographische Karte 1:50.000 (Carta Topográfica de la República Argentina 1:50.000, Instituto Geográfico Militar, Buenos Aires, Ausg. 1979 1982); Kartenblätter im Bereich des Lago Argentino.
- Geologische Karte 1:5.000.000 (Carte Géologique de l'Amérique du Sud, 1:5.000.000, Commission de la Carte Géologique du Monde (1963), R.o de Janeiro)
- Geologische Karte 1 : 2.500.000 (Mapa Geológico de la República Argentina, 1 : 2.500.000; Ministerio de Economia, Ausg. 1982).
- Geologische Karte 1:750.000 (Mapa Geológico de la Provincia de Santa Cruz, 1:750.000; Secretaria de Mineria, Direction Nacional del Servicio Geologico; Buenos Aires 1994).
- Geologische Karte 1:200.000 (Carta Geológico-Economico de la República Argentina, 1:200.000, Buenos Aires) (Blätter: Bahía Camarones, Ausg. 1979; Lago Argentino, Ausg. 1973).
- Luftbilder 1:65.000 bis 1:70.000 (Direc. Gen. Fabricaciones Militares, Buenos Aires); Untersuchungsgebiete Lago Argentino und oberes Río Santa Cruz-Tal sowie die Küstenabschnitte Península Valdés, Camarones bis Bahía Bustamante, Comodoro Rivadavia bis Caleta Olivia, Mazarredo, Puerto Deseado und San Julián.
- Landsat-TM-Aufnahmen: Río Santa Cruz-Tal (Aufnahme vom 18.07.1989), Lago Argentino (Aufnahme vom 18.07.1989), Bahía Bustamante (Aufnahme vom 20.07.1986), Puerto Deseado (Aufnahme vom 29.07.1986).

Tabellen im Anhang:

Zusammenstellung der Altersbestimmungen an fossilen Muschelschalen von den Küstenlokalitäten:

Península Valdés
Camarones
Bahía Bustamante
Caleta Olivia
Mazarredo
Puerto Deseado
San Julián

Abkürzungsverzeichnis und Erläuterungen zu den einzelnen Spalten:

Pa. Nr.

Probenlokalität.

Probennummer

Labornummer.

Gattung, Art

Für die Bestimmung von Fossilien danke ich Herrn Prof. Dr. N. RUTTER

(Dept. of Geology, University of Alberta, Edmonton, Canada).

Dicke

Dicke der Muschelschale vor und nach dem Säubern als Mittelwerte von

drei Meßpunkten.

U-Gehalt

Der Uran-Gehalt der Muschelschalen wurde mittels Neutronen-Aktivierungs-Analyse (NAA) von der Fa. XRAL Laboratories (Ontario; Canada) durchgeführt. Alle Gehalte sind Mittelwerte von Doppel-

bestimmungen an der gemörserten Fraktion <0,1 mm.

U-, Th-, K-Sediment Die Uran- und Thorium-Gehalte wurden mittels NAA von der Fa. XRAL

Laboratories (Ontario; Canada) durchgeführt.

Die Kaliumgehalte wurden mit Hilfe der NAA-Methode von der Fa. XRAL (Ontario) oder durch Atom-Absorptions-Analyse (AAS) im Labor des Geographischen Instituts der Universität zu Köln bestimmt. Weitere Kalium-Gehalte wurden als Doppelbestimmungen mittels der Röntgen-Fluoreszenz-Methode am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität zu Köln gemessen. Bei den beidschalig geborgenen

Muscheln wurden jeweils von mehreren Muscheln aus einer Sedimentlage die U-, Th-, K-Gehalte im Sediment der Muschelfüllung sowie in der Umgebung der Muschelschale bestimmt und die Ergebnisse gemittelt.

Arag.

Die Aragonitgehalte wurden röntgendiffraktometrisch an Pulverpräparaten

abgeschätzt.

Akkum. Dosis (ED)

akkumulierte Paläodosis ("equivalent dose") in der Muschelschale, s. Text.

Dosis/Jahr

interne und externe Dosisrate/Jahr berechnet mit Hilfe des Auswerteprogramms "data" von GRÜN (Version 1990)

ESR-Alter

berechnet:

a) für frühe Uran-Aufnahme (early uptake model)b) für lineare Uran-Aufnahme (linear uptake model).

Die fettgedruckten Alter wurden auf der Grundlage von Dosisraten-Bestimmungen durch γ-spektrometrische Messungen im Gelände berechnet.

14C-Alter

Die Radiokohlenstoff-Altersbestimmungen wurden von Dr. B. KROMER

(Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg) durchgeführt.

Hd-Nr.

¹⁴C-Labornummer Heidelberg.

Th/U-Alter

Die ²³⁰Th/²³⁴U-Altersbestimmungen wurden von Dr. A. ROSTAMI & Prof. Dr. A. MANGINI (Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg)

durchgeführt.

AAR

AAR-Werte. D/L-Ratio von Asparagin. Die AAR-Messungen wurden von Prof. Dr. N. RUTTER (Dept. of Geology, University of Alberta, Edmonton,

Canada) vorgenommen.

Lst. x

beidschalig erhaltene Muschel.

R Lst.		88 88		×	×	×	×	×	×			×	×	×	1	×	×	×	ĸ	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×		×	x 8	×	×	×	×
AAR	_	*		_	L	0,59	0,51		Н	H	-	F	-		4	0.57												-	Н	-	L		0,35			_	_
D/II	Alter	(ka)		240 31				92 5	\forall	Н		H			+	117 6			-								+	-	H	3	H	H	3 1				
Н	Hd.	ž		2		-			Н		1	H	H			-												16501	Н	16502		-		18214			
Н	=			H			-	H	Н	H		H	H		+	H												92 16		46 16		-		81 65			
14C	Alter	**************************************		r								r																2618		8029	-			6999			
	e U.			17	56		17	20	92	2	1	12	23	8	13	T	21	25	61	33	49	38	22	19	15	55	22	-	-	T	-	-		-	-	-	-
Alter	lineare	(ka)		142	911		148	130	333	21		131	125	152	115	T	292	500	224	258	243	228	282	213	243	238	213	00	01	T	12	01		10	4	15	=
ESR- Alter	e U.	+		15	27		91	18	2	2		22	21	00	12	T	18	22	91	27	40	33	23	18	14	48	20	-	-	T	-	-		-	-	-	-
	frühe U.	(ka)		133	601		136	111	279	19		123	111	139	108		500	180	178	661	200	961	231	199	199	202	187	7	∞	T	2	6		00	S	12	00
	Do ext.y	(mGy/a)		0,883	0.894		616'0	0.952	726'0	0,500		1.589	1,589	1,589	1,589		1,138	1,138	1,138	1,138	1,138	1,138	1,138	1,545	1,241	1,117	1,300	1,085	1,085		1,040	1,002		1,042	1,032	0,914	0 942
Dosis/Jahr	Do ext. β	(mGy/a)	és	0,194	0,152		0,150	0,242	0,193	0,142		0.055	0,248	0,145	0,208		0,181	0,289	0,151	0,192	0,136	0,214	0,192	0,259	0,085	0,181	0,154	0,180	951'0	T	0,155	0,139		0,108	0,158	0,104	0.181
	Do int.a, β	(mGy/a)	Península Valdés	0.140	0,129		0,178	0,258	0,475	0,151	Samonone	0.191	0,252	0,277	0,212		0.800	0,464	0,817	0,973	0,620	0,459	0,670	0,230	699'0	0,474	0,439	859'0	269'0		0,533	0.530		0,646	0,739	00,700	0.818
Akkum.	Dosis (ED)	(65)	Penín	173	128		170	170	445	15	5	226	243	281	217		443	341	374	459	378	355	462	405	396	378	370	13	15		17	4		14	6	21	16
Arag.	_	塘		90	901		90	001	001	\dagger		801	66	66	8	t	86	100	24	94	26	8	001	100	001	100	001	001	Н	+		901		001	001	96	901
×		(%)		1.72	19'1		89'1	08'1	1,25	6,79		2,05	2,05	2,05	2,05	t	99.	99,1	99'	99'1	99'	99'1		36	36	36	36	69	69.	+	1,83			1,99	Н	-	1.51
Ę	Sediment	(wdd		6.40	6,75		09'9	6,95	5,50	2,80		8,60	-	8,60	8,60	t	7,65	7,65	7,65	7.65	7,65	7.65	7,65	7,30 2,	7,80 2,	6,10 2,	7,90	8,30 1.	8,30	\dagger	7,40	-		7.05	-	-	06'9
n	Se	(mdd) (mdd)		1.80	2,00		2,20	\rightarrow	3,70	1,10		2,90	2,90	2,90	2,90	t	2,35	2,35 7	2,35	2,35	2,35 7	2,35 7	-			-	3,60	2,60 8	2,60	+	2,20 7	-		2,05 7	-	\rightarrow	2.00
U-Gehalt	Muschel	(ptdd)		0,55	0,55		0.70	01,10	1,50	1,20		0.75	1,05	Н	06'0		2,70	1,70	2,90 2		2,10 2	1,60					1,50	5,65	5,85 2		4,75 2	4,40		5,34 2			7,00
	- 1	1000		2800	3200		3400	2400	2800	1800		2680	2730		3450	-	4020		3110			3300			_		2710			+							
Dicke	vor n	(jum) (jum)		3000 2	3500 33		3700 34	2009 2	3000	2000		4810 26	3240 27	-	3910 34	-	4130 40	-	3670 31	-	-	3440 33	-	\rightarrow	-	-	3670 27	3660 3500	20 3800	+	3110 2450	80 2910		50 2500	-	\rightarrow	50 2550
Ę		85 88 88		Г				+	3	×		4			38	ta			36	37	45	32	38	24	36	92	36	36	4020	+	31	p. 3480	at.			_	p. 2850
Gattung, Art				Pitar sp.	Pitar sp.	n.b.	Pitar rostrata	Pitar sp.	n.b.	n.b.		n.b.	Protothaca sp.	Protothaca sp.	n.b.	Pitar rostrata	Protothaca sp.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	Protothaca sp.	Protothaca ant.	Protothaca sp.	Protothaca sp.	Protothaca sp.	Protothaca sp.
Proben	nummer			2317	2319	2320	2321	2339	2322	2323		2635	2412A	2412B	2414	2415	2415A	2636	2416B	2417A	2417B	2418A	2418B	2660	1992	2992	2993	2420A	2420B	2421	2421A	2421B	2421C	-	-	-	2423B
Pa.	ŗ.				1•3	1.4	1+5	9.1	3	4		30*1	30.2	30*3	30*4	31*1	31.2	31•3	31*4	31*5	31.6	31+7	31.8	310	310	31u2	3103	32*1	32.5	33.1	33*2	33+3	33*4	33.5	33*6	33+7	33*8

	8 15 0.72 x		<	K K	< x x			< x x x x	< x x x x	< x x x x	<	<	* * * * * * * * * * * * * * * * * * *		****	****	* * * * * * * * * * * * * * * * * * *									************************************		79 0,72	79 0,72	79 0,72	79 0,72	79 0,72	79 0,72	79 0,72	79 0,72
Nr. Ekb	Ť																	16505						16505	16505	16505	16505	16505	16508	16505	16505	16505	16505	16505	16506
		361	241	83	88	33 88	33	33	883 333 30 118	33 33 30 69 69	33 33 30 30 50 50 50	33 33 30 30 30 30 50 69 69	883 33 33 30 118 69 24 16	883 33 30 30 92 69 18 18	33 33 30 30 30 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50	33 33 30 30 30 30 30 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50	883 33 30 30 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50 50	5754 62	5754 62	5754 62	5754 62	5754 62 5797 54	5754 62 5797 54	5754 62 5797 54 2712 50	5754 62 5797 54 2712 50	\$754 62 \$797 54 \$712 50 6620 65	5754 62 5797 54 2712 50 6620 65	5754 62 5797 54 2712 50 6620 65	5754 62 5797 54 2712 50 6620 65	5754 62 5797 54 2712 50 6620 65	5754 62 5797 54 2712 50 6620 65	5754 62 5797 54 2712 50 6620 65	5754 62 5797 54 2712 50 6620 65	5754 62 5797 54 5712 50 6620 65	5754 62 2712 50 6620 65
		92 532 126	820		29 481 35	481	164 61	481 491 513 454	481 491 513 454 374	481 491 513 454 374 443	481 491 513 513 374 443 189	481 513 454 374 443 189	481 491 513 454 374 443 189 113	481 513 454 374 443 1189 1173 1180	481 491 513 374 443 189 189 180 116	481 491 454 374 443 189 189 180 116	481 491 513 454 374 443 189 189 180 116 116	481 491 454 374 443 113 116 116 116 118 118 118 118 118 118 118	481 491 454 374 443 1173 1180 116 116 103 103	481 491 454 374 443 1189 1180 116 116 116 110 103	481 491 454 374 443 1189 1180 116 116 110 103 103 103 103	481 491 454 474 374 443 189 189 116 116 103 128 128 128 128 128 128 128 128 128 128	481 491 5513 454 454 374 443 189 189 116 116 110 9 9 9 9 9	481 491 454 374 443 1189 1180 1103 1103 103 103 103 103 103 103 103	481 491 454 474 473 474 443 189 116 116 116 118 128 128 128 128 128 128 128 128 128	481 491 454 474 374 443 189 189 116 116 110 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10	481 491 454 474 374 443 189 189 116 116 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10	481 491 454 474 473 474 443 189 189 116 116 110 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10	481 491 513 454 443 374 443 1189 1180 119 103 103 103 103 103 103 103 103 103 103	481 491 513 454 474 374 443 1189 1180 119 110 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10	481 491 454 473 443 1189 1180 110 103 103 103 103 103 103 103 103 10	481 491 454 474 473 474 473 1180 110 110 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10	481 491 454 474 473 474 473 1180 110 110 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10	481 491 454 473 443 443 1189 1189 1180 110 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 1	481 491 454 473 443 189 189 116 116 110 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10
1,097 380 9	380		373	1,097 342 2		372	383	383	383	383 383 335 335 335	343 343 303 303 137	372 383 383 303 335 137 137	372 383 335 335 335 137 117	372 383 333 335 335 137 144	372 383 333 333 335 137 117 114 99	372 383 335 335 335 137 117 114 99	372 383 335 335 335 137 117 117 118	372 383 383 303 303 303 137 117 117 117 117 117 117 117 117 11	335 335 335 335 335 335 137 117 117 117 7	372 383 333 333 333 134 117 117 118 119 7	372 383 335 335 335 335 137 117 117 7	372 383 335 335 335 335 137 117 117 7 7 7 7	335 335 335 335 335 337 337 337 337 337	372 383 383 303 303 303 303 117 117 117 117 117 117 117 117 117 11	372 383 383 333 333 137 137 144 144 147 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7	372 383 383 335 335 335 335 137 117 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7	335 335 335 335 335 337 337 337 137 137 137 137 137 137 137	335 335 335 335 335 337 337 337 337 337	343 343 343 343 344 117 117 117 117 117 117 117 117 117 1	335 343 343 343 344 344 347 347 347 347 348 348 349 349 349 349 349 349 349 349 349 349	343 343 343 343 344 347 347 347 348 348 348 348 348 348 348 348 348 348	335 335 335 335 335 337 337 337 347 357 357 356 356 356	335 335 333 333 333 333 333 133 117 117 117 117	335 335 335 335 335 335 337 133 117 117 117 117 118 367 367 367 367 27 27 27 27 27 27 27 27 27 27 27 27 27	335 335 335 335 335 335 337 137 137 137 137 137 137 137 137 137
1,492 0,145 1 1,549 0,214 1	0,145	0,214	-	1,465 0,084 1	1,079 0,174 1	0000	0,139	0,139	0,139	0,139 0,273 0,305 0,221	0,273	0,139 0,273 0,305 0,221 0,131 0,162	0,139 0,273 0,305 0,221 0,131 0,162 0,162	0,139 0,273 0,305 0,131 0,162 0,162 0,158	0,139 0,273 0,305 0,221 0,131 0,162 0,158 0,296	0,139 0,273 0,305 0,131 0,162 0,162 0,158 0,296 0,432	0,139 0,273 0,305 0,131 0,162 0,158 0,296 0,432 0,615 0,615	0,139 0,273 0,305 0,131 0,162 0,158 0,296 0,432 0,615 0,615	0,139 0,273 0,305 0,131 0,162 0,188 0,296 0,432 0,615 0,136 0,220	0,139 0,273 0,305 0,131 0,162 0,162 0,18 0,296 0,432 0,615 0,136 0,220 0,242	0.139 0.273 0.305 0.131 0.162 0.162 0.158 0.296 0.432 0.432 0.615 0.136 0.220 0.220 0.242	0,139 0,273 0,305 0,131 0,162 0,158 0,158 0,296 0,432 0,432 0,432 0,432 0,432 0,432 0,215 0,242 0,242 0,242 0,242	0,139 0,273 0,305 0,131 0,162 0,162 0,432 0,615 0,615 0,220 0,242 0,242 0,242 0,242 0,242 0,242 0,242 0,242 0,242 0,215	0,139 0,273 0,305 0,131 0,162 0,188 0,136 0,136 0,220 0,242 0,242 0,242 0,242 0,242 0,242 0,242 0,242 0,243 0,243 0,243 0,215 0,215 0,215 0,215 0,215	0,139 0,273 0,305 0,131 0,162 0,162 0,188 0,296 0,432 0,615 0,615 0,216 0,217 0,215 0,215 0,215 0,216 0,275 0,275 0,275	0.139 0.273 0.305 0.131 0.162 0.162 0.188 0.296 0.432 0.613 0.136 0.220 0.220 0.220 0.242 0.242 0.251 0.275 0.275 0.275 0.275 0.275 0.275 0.275	273 273 273 273 273 274 275 275 275 277 277 277 277 277 277 277	0,139 0,273 0,305 0,221 0,162 0,162 0,188 0,296 0,432 0,242 0,242 0,242 0,242 0,242 0,242 0,242 0,242 0,242 0,215 0,215 0,215 0,254 0,187	273 273 273 273 273 274 275 275 276 277 277 278 278 279 279 279 279 279 279 279 279 279 279	273 273 273 273 273 274 275 275 275 276 277 277 278 278 278 278 278 278 278 278	273 273 273 273 273 274 275 275 276 277 277 277 277 277 277 277 277 277	273 273 273 273 273 273 275 275 275 275 276 277 277 278 278 279 279 279 279 279 279 279 279 279 279	273 273 273 273 273 273 274 275 275 275 276 277 277 278 278 279 279 279 279 279 279 279 279 279 279	273 273 273 273 273 273 274 275 275 275 276 277 278 278 278 279 279 279 279 279 279 279 279 279 279	273 273 273 273 273 273 275 275 275 275 275 276 277 278 278 279 279 279 279 279 279 279 279 279 279
1040	1040	1067	904		874	00 610 1,137	474	79/	550	550	550 550 673 439	550 570 673 439	550 673 673 439 399	550 673 439 399 387	550 673 673 399 387 294	702 550 673 439 399 351 387 294 269	550 673 673 439 399 387 294 269 269	550 673 673 439 399 351 387 294 269 269	250 673 673 439 339 351 387 294 269 269 265 17	250 673 673 439 351 387 284 269 269 265 17	250 673 673 439 399 351 387 294 269 265 265 17 17	250 673 673 673 439 399 387 294 269 269 269 269 17 17	250 673 673 673 439 351 387 294 269 269 269 269 17 17 17	250 673 673 439 399 351 387 294 269 269 265 17 17 17 18	250 673 673 673 439 351 387 294 269 269 269 269 17 17 17 17	250 673 673 673 439 351 387 294 269 269 269 269 17 17 17 18 18 16 6	8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8	8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8	3 4 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8	2 3 3 4 6 8 3 3 3 4 6 8 3	28 3 4 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8	32 44 55 33	28.33 4 4 5 2 3 3 3 3 3 3 4 4 6 8 8 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3	32 33 4 4 5 36	333233 4 6 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8
1,30	1,30	1,30	1,10	1.10		5.70 1.10 100	4,05 1,40 100	4,05 1,40 100		4,05 1,40 100	1,45	1,45	1,45	1,40	1,45 1,45 1,45 1,45 1,15	1,40 1,45 1,45 1,15 1,15	1,40 1,45 1,45 1,15 1,15 1,15	1,40 1,45 1,45 1,15 1,15 1,10	1,40 1,45 1,45 1,15 1,15 1,10 1,10	1,40 1,45 1,45 1,15 1,15 1,10 1,10 1,10	1,40 1,145 1,145 1,145 1,115 1,115 1,110 1,110 1,110 1,110 1,110 1,110 1,110	1.40 1.15 1.15 1.10 1.10 1.10 1.10 1.10 1.1	1,40 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10	1,40 1,15 1,15 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10 1,1	1,40 1,145 1,145 1,145 1,115 1,110 1,100 1	1,40 1,45 1,45 1,45 1,15 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10 1,1	1,40 1,45 1,45 1,45 1,16 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10	1,40 1,145 1,145 1,115 1,110 1,10 1	1,40 1,45 1,45 1,45 1,15 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10 1,1	1,40 1,45 1,45 1,45 1,15 1,16 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10	1,40 1,45 1,45 1,45 1,16 1,16 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10	1,40 1,45 1,45 1,45 1,16 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10	1,40 1,45 1,45 1,45 1,16 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10	1,40 1,45 1,45 1,16 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10	1,40 1,45 1,45 1,16 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10 1,10
2,30 2,00 1,80 1,95 2,00	2,30 2,00 1,80 1,95 2,00	2,00	1,80	2,00	2,00		3,5 1,85 4,0	1,85	2,8 1,85 4,0	6.45 4.80 6.5	201	4,80	4,80	4,80	4,80	4,80 4,80 4,80 2,70	4,80 4,80 4,80 2,70 2,70 2,60	4,80 4,80 2,70 2,70 2,70 2,60 2,60	4,80 4,80 4,80 2,70 2,70 2,60 2,60 2,45	4,80 4,80 4,80 2,70 2,70 2,60 2,45 2,45 2,45	4,80 4,80 4,80 2,70 2,70 2,60 2,60 2,45 2,45 2,45 2,45	4,80 4,80 4,80 2,70 2,70 2,45 2,45 2,45 1,65	2,70 2,70 2,70 2,70 2,45 2,45 2,45 2,45 2,45 2,45 1,65	2,48 2,48 2,48 2,48 2,48 2,48 2,48 2,48	2,45 2,45 2,45 2,45 2,45 2,45 2,45 2,45	2,45 2,45 2,45 2,45 1,65 1,65 2,30 2,30 2,30 2,30 2,30	2,45 2,45 2,45 2,45 2,45 2,45 1,65 1,65 1,65 2,30 2,30 2,30 2,30	2,70 2,70 2,70 2,70 2,70 2,45 2,45 2,45 2,45 2,45 2,45 2,45 2,45	2,480 4,80 2,70 2,70 2,45 2,45 2,45 1,65 1,65 1,65 2,30 2,30 2,30 2,30 2,30 1,65 1,65 1,65 1,65 1,65 1,65 1,65 1,65	2,480 4,80 2,70 2,70 2,45 2,45 2,45 2,45 1,65 1,65 1,65 2,30 2,30 2,30 2,30 2,30 2,30 1,80	2,70 2,70 2,70 2,70 2,45 2,45 2,45 2,45 2,45 2,45 2,45 2,45	4,80 4,80 2,70 2,70 2,70 2,45 2,45 2,45 2,45 2,45 2,45 2,45 2,45	2,70 2,70 2,70 2,70 2,70 2,45 2,45 2,45 2,45 2,45 2,45 2,45 2,45	4,80 4,80 2,70 2,70 2,70 2,45 2,45 1,65 1,65 1,65 1,65 1,80 1,80 1,80 1,80 1,70 1,70	2,48 4,80 2,70 2,70 2,45 1,65 1,65 1,65 1,80 1,80 1,80 1,70 1,70 1,80 1,70 1,70 1,70 1,80 1,70 1,80 1,70
2700 1650 2560 1830 2510 2510 1910	2700 1650 2560 1830 2510 1910	2560 2560 1830 2510 2510 2000	2560 1830 2510 1910 2000	1830 2510 1910 2000	1910	1910	2000		2010	3720	4450		4380	2980	2980 2450	2980 2450 1660	2980 2450 1660 2160	4380 2980 2450 1660 2160	2980 2980 2450 1660 2160 2410 2040	4380 2980 2450 1660 2160 2040 2120	2980 2450 1660 2160 2410 2040 2120	2980 2450 1660 2160 2410 2040 2120 1880	2980 2980 1660 1160 2110 2040 2120 1980 1700	2980 2450 1660 2160 2110 2410 2410 2040 1980 11810 1700 2380	2980 2450 1660 2160 2410 2040 2120 1180 1700 2380 2330 4150	2980 2450 1660 2160 2410 2410 2040 2120 1180 1700 2380 2380 4150	2980 2450 1660 2160 2110 2110 2120 1180 11700 2380 2330 4150	2980 2450 1660 2160 2110 2040 2120 11810 11700 2380 2330 4150	2980 2450 1660 2160 2110 2410 2040 2120 11810 1700 2380 2330 4150	2980 2450 1660 2160 2110 2410 2410 2040 1980 11700 2380 2380 4150 1720 1720	4380 2980 2450 1660 2160 2410 2410 2040 1170 1170 1170 4150 4150 6200 6200 3300	2980 2450 1660 2160 2410 2410 2040 2120 1180 1170 1720 4150 6200 2400 2400 2800	2980 2450 1660 2160 2410 2040 2120 1180 1170 1170 2380 2380 2380 2380 2400 2400 2800	2980 2450 1660 2160 2160 2040 2040 1980 1810 1700 2380 2380 2380 2380 2380 2380 2380 23	4380 2980 2450 1660 2160 2410 2040 2120 1180 1170 1720 4150 6200 6200 2800 2800 2800 2800 2800 2800 2800
3 4 4 4 4 4	+ - - - - - - - - - 		 	 		Н	ŀ	Amiantis sp. 2090	Amiantis sp. 2420	Protothaca sp. 4460	Protothaca sp. 4920	Protothaca sp. 4890		-	_																				
	2426A 2426B 2427A 2428A	2426B 2427A 2428A	2427A 2428A	2428A		35*6 2428B P	44*1 2543	2544	44•3 2541	47a*1 2545 P	47a*2 2546 P	47a*3 2547 P		2548	2548	2548 2549 2550	2548 2549 2550 2665	2548 2549 2550 2665 2665	2548 2549 2550 2665 2551 2552	2548 2549 2550 2665 2665 2551 2552 2553	2548 2549 2550 2665 2551 2552 2553 2553	2548 2549 2550 2665 2552 2552 2553 2554 2554 2554	2548 2549 2550 2665 2665 2551 2552 2553 2554 2555 2555 2555 2555 2555	2548 2549 2550 2665 2665 2665 2665 2562 2583 2584 25856 2585	2548 2549 2550 2665 2665 2551 2552 2553 2554 2556 2556 2558 2558 2559 2559	2548 2549 2550 2665 2665 2551 2552 2552 2554 2554 2556 2556 2556 2566	2548 2549 2550 2665 2552 2553 2554 2556 2556 2558 2558 2558 2558 2558 2558	2548 2549 2550 2665 2551 2552 2553 2554 2556 2556 2556 2556 2556 2556 2556	2548 2549 2550 2665 2655 2551 2552 2553 2554 2555 2555 2556 2556 2556 2556 2566 256	2548 2549 2550 2665 2665 2551 2552 2553 2558 2558 2558 2559 2559 2560 2560 2560 2560 2560 2560 2560	2548 2549 2550 2665 2665 2551 2552 2553 2554 2556 2556 2556 2556 2566 2560 2360B 2360B	** 2548 ** 2549 ** 2550 ** 2665 ** 2665 ** 2552 ** 2552 ** 2553 ** 2553 ** 2553 ** 2553 ** 2554 ** 2554 ** 2556 ** 2556 ** 2560 **	*4 2548 *1 2549 *3 2665 *3 2665 *1 2551 *2 2552 *3 2553 *4 2554 *3 2558 *1 2559 *1 2559 *2 2560 *3 2568 *3 256	*4 2548 *1 2549 *3 2665 *1 2551 *2 2552 *3 2553 *4 2554 *4 2556 *1 2559 *1 2559 *1 2559 *2 2560 *3 2568 *4 2554 *4 2554 *4 2554 *4 2556 *3 2556 *4 255	2548 2549 2550 2665 2665 2551 2551 2552 2553 2558 2558 2558 2558 2559 2560 2560 2560 2560 2560 2560 2560 2560

	-	-	-	,						The same								†	
	vor	nach	Muschel		Sediment	ı,		Dosis (ED)	Do int.c., β	Do ext. B	Do ext.y	frühe U.	-	lineare U.	Alter	Hd.	Alter	'n	7
	(upt)	(indi	(bpm)	(mdd)	(mdd) (mdd)	(%)	胀	(Gy)	(mGy/a)	(mGy/a)	(mGy/a)	(ka) ±	8	(ka) ±		ž	(ka)	*	
n.b.	3150	_	1,20	1,7	3,95	ď	100	275	0,354	0,138	0,823	82 602	Н	246 32					П
n.b.	4350	-	1,45	1,7	3,95	1,48	100	252	0,423	0,084	0,823	190 21	+	230 24					
Amiantis purp.	4000	2800	3,70	2,05	6,35	1,60	91	231	0,875	0,174	1,038	111	+	142 22			86	8	0,53
Protothaca ant.	_																124	9	0,5
n.b.	2600	5200	3,45	2,00	6,25	1,63	8	378	986'0	0,108	1,050	176 15		233 19			81	4	
n.b.	4000	3800	3,75	2,10	6,40	1,59	901	226	6/8/0	0,174	1,043	108 21		139 27					
Protothaca sp.	+	4600	3,50	2,10	6,40	1.59	8	247	0,872	0,118	1,043	122 22	2 158	88 29					
Protothaca sp.	\vdash	2900	5.75	2,10	6,40	1.59	901	168	1,143	0,186	1,043	71 17	26	5 22					
Protothaca sp.	-	2590	3,40	9.	4,80	1,50	901	310	176'0	0,022	698'0	167 15	-	230 18					
Protothaca sp.	_	4950	5,05	1,40	4,80	1,50	8	308	1,311	660'0	0,869	135 14	193	18					
Protothaca sp.	5020	4780	2,85	1,40	4,80	1,50	100	281	0,780	0,114	698'0	159 26	208	33		_			1
n.b.	3300	3100	1.80	1.10	3.80	0.95	100					_	\vdash	\vdash		L	181	30	
Protothaca ant.	+	2800	1,70	1,10	3,80	0,95	901	436	995'0	0,111	0,652	328 69		424 88					89'0
n.b.	-	2880	08'0	1,10	3,80	0,95	901	732	0,300	801'0	0,652	92 069	811	11 85					П
n.b.	2950	2260	1,25	1,10	3,80	0,95	100	829	0,458	0,103	0,652	559 64		698 74					
Protothaca ant.													╀	H		_	28	2	0,64
Protothaca sp.	2850	2530	4,65	1,70	4,00	1,37	9	388	1,273	0,176	0,781	174 28		248 38					П
Protothaca sp.	3760	3490	5,40	1.70	4,00	1,37	90	302	1,363	0,136	0,781	132 29	161	11 41					1
Protothaca ant.	2850	2450	3,40	1,70	4,00	1,37	100	268	0,878	0,168	0,781	147 24		-		4			0,41
Protothaca sp.	2680	2450	2,85	1,70	4,00	1,37	100	293	0,765	661'0	0,781	168 23	+	220 29		1	1		T
Protothaca ant.												-	H	H			8	2	0,72
Protothaca sp	3540	3320	5,90	1,55	4,25	1,80	8	399	1,561	0,180	0,870	153 15	5 221	11 19	_				П
n.b.	3470	3350	7,55	1,55	4,25	1,80	8	385	1,879	0,198	0,870	131 17		194 23					
n.b.	3230	2470	5,25	1,55	4,25	1,80	901	360	1,389	0,139	0,870	150 20	214	4 28					
Protothaca ant.	-	2520	4,25	1.55	4.25	1.80	001	356	1,178	660'0	0,870	91 991	5 232	12 21					0,71
n.b.	4170	3880	6,65	1,55	4,25	1,80	100	326	1,644	0,144	0,870	123 13	+	180 18		4	4	1	T
Protothaca ant.													\vdash				93	12	0,64
n.b.	4330	3760	3,35	1,3	4,3	1,34	z	379	066'0	880'0	0,818	200 21	Н	275 27					
n.b.	4040	3720	2,10	1,3	4,3	1,34	86	346	0,635	0,114	0,818	221 29	282	-					
n.b.	0/09	4890	2,00	1,3	4,3	1,34	66	335	0,627	0,038	0,818	226 23	3 292	28		-			T
n.b.	3690	2390	0,45	2,60	6,50	1,07	001	318	0,145	6/0'0	0,993	261 46	9 261	19 46			_		7
Pitar rostrata													+	-			9	2	0,37
n.b.	1450	1330	0.95	1.2	4,4	17.1	8	61	0,106	0,457	0,936	13 2	13	3 2					
n.b.	96	910	0,65	1,2	4,4	1,71	66	20	290'0	0,650	0,936	12 1		12 1					
n.b.	2880	2320	0,3	1.2	4,4	1.71	66	18	0,039	0.178	0.936	16 1		16 1					0,42
n.b.	1960	1840	0,25	1,2	4,4	1,71	901	15	0,029	0,346	0,936	12 1	+	12 1	6758 75	16503			
		-									•								1

ij			×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×		×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×			Τ				T				
AAR					İ		0.64					0,64		0,33							89'0				0,72			89'0				92'0							
2	Alter	+1				4	2						1	2					1				1				1		4	4	1				1				1
F	<	(ka)				_	8							00																									
	Hd.	ž																16504	18401																				
,	-	+																113	87												1								1
, C	Alter	5																8090	6894												T								
1	e U.	+	13	4	32	01		31	31	28	56		43	T	-	3	-	-		17	91	12	15	25	32	42	36	56	4	31	22	T	37	43	8	99	001	84	45
llter	lineare U.	(ka)	121	140	127	611	T	298	244	282	1/2		308		10	13	6	=		184	170	207	205	264	297	257	275	265	316	394	316	T	356	430	424	878	486	362	425
ESR- Alter	n.	*	12	13	30	01	T	24	25	22	21		33	T	-	2	-	-		4	4	=	13	61	25	33	53	22	35	27	77		32	40	75	88	70	34	30
	frühe U.	(ka)	114	133	611	601	T	223	188	215	202		234	t	6	13	6	10		147	134	191	891	201	225	961	122	220	564	316	279	T	596	389	347	599	330	244	275
	Do ext.y	(mGy/s)	1,456	1,456	1,456	1,456	T	0,648	0,657	199'0	0,657		199'0	T	1,098	1,113	1,098	1,098		0,810	51	19	4	42	52	48	84	98	99	99	98	T	53		23	74			+
		(mk	1/1	-	-	-	L	0	0	0,0	0,0		0,0	L		-	1,0	1,0		0,8	0,851	0,867	0.844	0,642	0,652	0,648	0,648	0,866	998'0	998'0	998'0		0.853	0,853	0,853	0,874	0,874	0,874	0.874
Dosis/Jah	Do ext. B	(mGy/a)	7777	0,538	0,461	0,407		060'0	0,109	880'0	0,094		0,023		0,171	0,195	0,510	0,195		0,134	0,150	0,119	0,152	0,155	0,120	0,232	0,204	0,132	0,106	0,116	890'0		0,123	0,191	0,095	0,171	0,139	0,158	0,147
	Do int.a, β	(mGy/s)	0,258	0,191	0,254	0,340		899'0	0,548	865'0	0,539		0,570		6/00	0,102	160'0	0,139		0,547	959'0	0,693	0,491	0,652	859'0	0,708	0.488	0,450	0,415	0,568	0,247		0,422	0,221	0,479	1,258	1,671	1,750	2,280
Akkum.	Dosis (ED)	(69)	283	292	258	240	T	313	254	290	279		293	T	12	18	15	15		220	222	270	250	291	321	311	295	319	367	490	330		420	492	496	1533	885	089	806
Arag.	-	塘	66	001	66	66	t	8	8	8	8		66	t	901			100	Н	90	8	100	00	8	100	001	001	100	001	001	001	-	100	001	8	100	100	001	100
K		68	05"	.50	.50	-20	t	.27	.27	59	.27		56	+	-	2,00	8	2,00	Н	1,25	1,43	1,50	1,40	1,13	1,18	9	9	15	2	2	2	+	0	1,10	1,10	9		_	0,86
£	Sediment	pth)	10,00	10,00	10,00	10,00	t	3,65	+	3,55 1,	3,55 1.	-	3,55 1,	+	6,3 2		6,3 2	6,3 2	H	4,15	4,15	4,15 1,	4,15 1,	4,35 1,	4,35 1,	4,35 1,1	4,35 1,	5,65 1.	5,65 1,1	5,65	5,65 1.	H	5.5 1,1	5,5 1,	5,5 1,	8,0	4 0,86	98'0	
n	Sed	(ppm) (ppm)	1,80	-	1,80	\rightarrow	t	1,25 3	+-	1,40	+	-	1,40	+	9'1	9 9'1	9 9'1	9 9'1		1,40	1,40	1,40 4,	1,40 4,	1,50 4,	1,50 4,	1,50 4.	-	1,45 5,		\rightarrow	1,45 5,	\vdash	1,5 5,	1,5 5,	1,5 5,	2,8 4	2,8	8	2,8
U-Gehalt	Muschel	(pptp)	1,2	0,8	1,1	1,5	T	2,20	\vdash	2,00	\vdash		1,80		99'0	0,8	0,85	1,15		2,10	2,60		1,80	2,30	2,20 1,			1,50			0,75		1,35	0,65	1,40	3,40 2,	5,00 2,	5,70 2,8	7,15 2,
Ö	_	88	40	30	8	90	+	L	L		L	-	Ц	+	L				Н					L	Ц						4	L				L			
Dicke	r nach	(unt) (u	1240	1830	0691 07	2030	+	3720	-	00 2220			0 2310	+	0 3140	0 3760	0 1240	0 1540		0 2110	0 2780	0 2380	0 2430	0 1760	0 2240	0 1540	-	3250	\rightarrow	-	4100		3650	0 2590	2640	2680	-	3190	3490
	vor	(mnl)	310	. 1940	2020	, 2320	-	4070	-	3130	4110	42	4640		3650	3980	1490	2570		2840	3230	3250	2980	2250	$\overline{}$	1750	\rightarrow	3570	3670	4130	4880		3900		3550	2920	3500	3340	3620
Gattung, Art			Protothaca sp.	Protothaca sp.	Protothaca sp.	Protothaca sp.	Protothaca ant.	Protothaca sp.	Protothaca sp.	Protothaca sp.	Protothaca sp.	Protothaca ant.	Protothaca sp.	Pitar rostrata	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	Amiantis purp.	Protothaca sp.	n.b.	n.b.	Samarangia ex.	n.b.	n.b.	Samarangia ex.	n.b.	n.b.	n.b.	Amiantis purp.	n.b.	n.b.	Protothaca sp.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Proben	nummer		2439A	2439B	2439C	2439D	2441	2441A	2441B	2442C	2441C	2442A	2442B	2444	2444A	2444B	2444C	2444D	2444E	2567	2568	2569	2570	1752		2573	_		2576	2577	2578	2579	2580		5992	2585	2586	2587	2588
Pa.	Nr.		7.17	41+3	41.4	41.5	15.1	42.2	42.3	42.4	42+5	42.6	42*7	43a*1	43a*2	43a*3	-	43a*5	43b	1.15	51.5	51+3	51.4	52a*1	52a*2	52a*3	52a*4	52b*1	52b*2	52b*3	52b*4	53*1	53*2	53+3	53.4	54*1	54.5	54.3	54.4

4384 Assignment Assignment Assignment Assignment Posit Gail Posit Gail <th>Pa.</th> <th>Proben</th> <th>Gattung, Art</th> <th>Di</th> <th>Dicke</th> <th>U-Gehalt</th> <th>n</th> <th>T.</th> <th>ж</th> <th>Arag.</th> <th>Akkum.</th> <th></th> <th>Dosis/Jahr</th> <th></th> <th></th> <th>ESR- Alter</th> <th>Alter</th> <th></th> <th>I⁴C</th> <th>- 2</th> <th></th> <th>TIA/U</th> <th>AAR</th> <th>R Lst.</th>	Pa.	Proben	Gattung, Art	Di	Dicke	U-Gehalt	n	T.	ж	Arag.	Akkum.		Dosis/Jahr			ESR- Alter	Alter		I ⁴ C	- 2		TIA/U	AAR	R Lst.
35.9 Proceedsace as a consideration of the considerat	Nr.	nummer		VOF	nach	Muschel	S	edimen			Dosis (ED)	Do int.cc, β	Do ext. β	Do ext.7	früh	e U.	linear	e U.	Alter		Hd.	Alter	Н	- 1
2589 Proceediationary (2.24) 2180 100 107 0.0446 0.1623 0.752 110 8 110 8 110 8 110 8 110 120 111 120 0.02 0.02 4.55 1.15 1.16 1.15 1.16 1.15 1.16 1.15 1.16 1.15 1.16 1.15 3.90 1.15 3.90 1.15 3.90 1.15 3.90 1.15 3.90 1.15 3.90 1.15 3.90 1.15 3.90 0.15 <				(inti	(ptm)	(mdd)	(mdd)	(bbm)	(%)	塘	((2)	(mGy/a)	(mGy/a)	(mGy/a)	(ka)	+	(ka)	Ŧ	8		ž	(ka)		₩ ₩
2599 n.b. 2159 0.00 0.85 4.95 1.00 1.05 0.00 1.05 0.00 1.05 0.00 0.00 1.05 0.00 <th< th=""><th>1.5</th><th>2589</th><th>Protothaca sp.</th><th>2400</th><th>1680</th><th>0,20</th><th>0,95</th><th>4,95</th><th>1,30</th><th>100</th><th>101</th><th>0,046</th><th>0,162</th><th>0,762</th><th>110</th><th>8</th><th>110</th><th>8</th><th></th><th>3</th><th></th><th></th><th>Н</th><th>×</th></th<>	1.5	2589	Protothaca sp.	2400	1680	0,20	0,95	4,95	1,30	100	101	0,046	0,162	0,762	110	8	110	8		3			Н	×
2931 a.b. 2439 2849 0.55 11.5 309 14.5 100 378 0.189 0.139 337 44 3099 44 50999 10 239 Promothera pp. 289 200 11.5 11.5 11.6 10.0 21.4 0.038 0.143 0.73 23.7 23.9 4.0 7.0 1.6 10.0 21.4 0.038 0.143 0.73 23.9 23.0 23.0 1.1 3.0 1.4 5.0 1.4 5.0 1.0 1.0 0.0 21.0 0.0 21.0 0.0 21.0 0.0 21.0 0.0 21.0 0.0 21.0 0.0 21.0 0.0 21.0 0.0 21.0 0.0 21.0 0.0 21.0 0.0 21.0 0.0 21.0 0.0 21.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0	2+5	2590	n.b.	2750	2360	0,30	0,95	4,95	1,30	8	125	0,073	691'0	0,762	125	=	125	=						×
2593 Proceedance up, a 540, 2000 1.15 1.15 1.16 1.15 1.90 1.45 1.05 0.145 0.04 0.388 0.153 1.25 1.4 2.0 1.15 1.90 1.15 1.90 0.145 1.00 0.328 0.113 0.735 1.92 1.7 2.0 4.0 1.0 1.15 1.90 1.15 1.90 1.15 1.90 1.15 1.90 1.15 1.90 1.15 1.90 1.10 <	1.9	2591	n.b.	2430	2260	0,55	1,15	3,90	1,45	901	378	0,180	0,191	0,753	337	4	369		66666<	-	16508			×
2536 Principle and p. 250 1.15 1.15 1.45 1.45 1.45 1.45 1.45 1.45 1.45 1.45 1.45 1.45 1.45 1.45 1.45 1.45 1.45 1.40 2.30 0.138 0.373 4.7 1.4	2.9	2892	Protothaca sp.	2450	2020	1,30	1,15	3,90	1,45	100	304	0,388	0,163	0,753	233	75	278	9						×
2594 nh. 3050 2750 140 5.70 150 110 0.083 0.188 0.973 14 1 4 1 4 1 4 1 4 1 4 1 4 1 4 1 4 1 4 1 4 1 4 1 4 1 4 1 4 1 4 1 4 1 1 4 1 4 1 4 1 1 4 1 4 1 4 1 4 1 4 1 4 1 4 1 4 1 4 1 1 4 1 1 4 1 4 4 1 4	6+3	2593	Protothaca sp.	2920	2320	1,15	1,15	3,90	1,45	100	231	0,328	0,121	0,753	192	37	226	43						×
2598 Aminating parp 3750 110 0.25 1.40 1.70 1.50 1.60 1.60 0.026 0.119 0.973 1.4	1.	2594	n.b.	3050	2750	0.7	1.40	5.70	1.50	8	=	0.083	0.188	0.973	6	-	6	-		1		-	-	×
2596 Protechlaca pp. 2860 2860 0.35 1.40 5.70 1.50 100 21 0.043 0.973 1.7 1 <	7.5	2595	Amiantis purp.	3750	3110	0,2	1,40	5.70	1.50	100	91	0,026	0,119	0,973	14	-	4	-		-			0,41	\vdash
2597 n.b. 3200 1895 0.45 1.40 1.00 105 0.054 <th>7*3</th> <th>2596</th> <th>Protothaca sp.</th> <th>2860</th> <th>2590</th> <th>0,35</th> <th>1,40</th> <th>5,70</th> <th>1,50</th> <th>901</th> <th>21</th> <th>0,045</th> <th>0,206</th> <th>0,973</th> <th>17</th> <th>-</th> <th>17</th> <th>-</th> <th>5424</th> <th></th> <th>18213</th> <th></th> <th></th> <th>×</th>	7*3	2596	Protothaca sp.	2860	2590	0,35	1,40	5,70	1,50	901	21	0,045	0,206	0,973	17	-	17	-	5424		18213			×
2598 n.b. 4120 3680 0.654 1.35 4.90 1.60 100 0.0179 0.126 0.901 9 1 9	57*4	2597	n.b.	2300	1950	0,45	1,40	5,70	1,50	8	91	0,054	0,247	0,973	12	-	12	-	5380	\vdash	17718			×
2590 n.b. 3650 1.35 4.90 1.00 9 0.152 0.701 <th>8*1</th> <th>2598</th> <th>4</th> <th>4120</th> <th>3680</th> <th>990</th> <th>1.35</th> <th>4 80</th> <th>9</th> <th>8</th> <th>9</th> <th>0.070</th> <th>9010</th> <th>1000</th> <th></th> <th>-</th> <th></th> <th>-</th> <th></th> <th>+</th> <th></th> <th>+</th> <th>+</th> <th>*</th>	8*1	2598	4	4120	3680	990	1.35	4 80	9	8	9	0.070	9010	1000		-		-		+		+	+	*
2600 n.b. 380 250 1.55 1.50 1.60 1.60 9 0.152 0.501 7 1 4473 40 1889 2601 n.b. 1880 2530 1.4 1.35 4.90 1.60 9 0.155 0.215 0.501 7 0 7 0 7 0 7 0 4420 1889 7 1.58 4.90 1.60 9 0.155 0.215 0.501 7 0 7 0 4420 1899 1.78 4.90 1.60 9 0.155 0.347 0.901 7 0 7 0 4.90 1.78 0 1.78 0 1.78 0 0.160 9 0.150 0.301 7 0 0 0 0 0 0 0.110 0 0 0.160 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 </th <th>58*2</th> <th>2599</th> <th>n.b.</th> <th>3650</th> <th>3330</th> <th>1.55</th> <th>1.35</th> <th>6.4</th> <th>1.60</th> <th>8</th> <th>6</th> <th>0.183</th> <th>0,157</th> <th>0.901</th> <th>1</th> <th>0</th> <th></th> <th></th> <th></th> <th>+</th> <th>T</th> <th>-</th> <th>0,29</th> <th>+</th>	58*2	2599	n.b.	3650	3330	1.55	1.35	6.4	1.60	8	6	0.183	0,157	0.901	1	0				+	T	-	0,29	+
2601 n.b. 2880 2630 1.4 1.35 4.90 1.60 90 0.215 0.901 7 0 7 0 4420 80 17683 2603 n.b. 1820 1620 1.25 1.50 160 160 0.013 0.215 0.901 5 0 6 0 7 0 420 176 1.60 100 8 0.215 0.347 0.901 5 0 6 0 7 0 7 0 7 0 6 0 7 0 6 0 0 7 0 1.00 8 0.113 0.901 7 0 9 0.113 0.901 9 0	8•3	2600	Protothaca sp.	2500	2290	1,35	1,35	4,90	1,60	100	6	0,152	0,252	0,901	7	0	7	-	4473	-	18397			×
2602 n.b. 1820 1.620 1.	8.4	2601	n.b.	2880	2630	1,4	1,35	4.90	1,60	901	6	0,160	0,212	106'0	7	0	7	0	4420	-	17683			×
2603 Amilantis purp. 4190 3650 3,50 1,150 4,25 1,159 6,058 0,783 28 29 397 37 2604 n.b. 4120 3600 3,50 1,150 4,25 1,15 94 395 0,183 280 29 397 37 37 2604 n.b. 4520 1,150 4,25 1,15 94 395 0,183 2,89 397 37 99 37 37 32 90 37 37 32 90 37 37 37 32 408 42 32 408 42 32 408 42 32 408 42 32 42 32 42 32 42	8*5	2602	n.b.	1820	1620	2,05	1,35	4,90	1,60	8	00	0,215	0,347	106'0	5	0	9	0						×
2604 n.b. 4190 3690 3.50 1.50 425 1.15 98 565 1.139 0.095 0.783 280 29 397 2606 n.b. 4220 3960 1.15 1.50 4.25 1.15 94 395 0.113 0.783 20 29 370 2607 n.b. 4520 4310 3.25 1.50 4.25 1.15 100 231 0.109 0.783 292 32 408 2638 Protochhaca sp. 3680 2270 3.30 1.70 3.95 1.16 100 237 1.173 0.075 0.724 144 14 199 2639 Protochhaca sp. 3680 2270 1.35 1.16 100 247 1.091 0.075 0.724 144 14 199 2640 Protochhaca sp. 3780 2.54 1.21 100 276 1.161 0.065 0.724 144 14	-	+	Amiantis purp.					-	T	T													16'0	-
2606 n.b. 4220 3960 1.15 1.50 4.25 1.15 94 395 0.382 0.113 0.783 310 29 370 2607 n.b. 4520 4310 3.25 1.50 4.25 1.15 100 571 1.067 0.109 0.783 29 370 408 2637 n.b. 3860 2270 3.30 1.70 3.95 1.16 100 238 0.878 0.053 0.724 144 14 199 2639 Protochhacca sp. 3860 2530 4.50 1.70 3.95 1.16 100 237 1.173 0.072 0.724 144 14 199 2639 Protochhacca sp. 3780 1.35 1.35 1.21 100 279 1.161 0.076 0.759 13 19 19 2643 Protochhacca sp. 3430 234 4,05 1,30 1,3 100 276	0.5		n.b.	4190	3690	3,50	1,50	4,25	1,15	86	565	1,139	260'0	0,783	280	59	397	37						
2637 n.b. 4520 4310 3.25 1,50 4.25 1,15 100 571 1,067 0,109 0,783 292 32 408 2637 n.b. 3860 2270 3,30 1,70 3,95 1,16 100 238 0,053 0,724 144 14 199 2638 Protothaca sp. 3680 2530 4,50 1,70 3,95 1,16 100 273 1,173 0,072 0,724 144 14 199 2639 Protothaca sp. 3210 1950 4,25 1,31 1,21 100 279 1,161 0,076 0,676 147 15 196 2640 Protothaca sp. 3340 1,35 1,21 1,00 279 1,161 0,062 0,676 147 15 116 2643 Protothaca sp. 3440 1680 5,53 1,19 100 276 1,071 0,090 0,777 146	60.3	2606	n.b.	4220	3960	1,15	1,50	4,25	1,15	\$	395	0,382	0,113	0,783	310	53	370	32						L
n.b. 3860 2270 3.30 1.70 3.95 1.16 100 238 0.878 0.053 0.724 144 14 14 199 Protothaca sp. 3680 2530 4,55 1.70 3,95 1,16 100 273 1,173 0,072 0,724 138 17 200 Protothaca sp. 3280 4,55 1,25 1,21 100 247 1,091 0,072 0,724 138 17 200 Protothaca sp. 3780 2550 4,35 1,21 100 279 1,161 0,062 0,676 147 15 196 Protothaca sp. 3480 2,55 1,00 2,10 1,30 100 191 1,224 0,136 0,598 11 144 Protothaca sp. 3440 2,80 0,85 2,15 1,00 157 100 276 1,071 0,090 0,727 146 24 277 Protothaca sp. 3160 2,10 2,20 1,19	60*4	2607	n.b.	4520	4310	3,25	1,50	4,25	1.15	8	172	1,067	0,109	0,783	292	32	408	42					4	+
2638 Protothaca sp. 3680 2530 4,50 1,70 3,95 1,16 100 273 1,173 0,072 0,724 138 17 200 2639 Protothaca sp. 310 1950 4,25 1,35 3,45 1,21 100 247 1,091 0,076 0,659 135 15 196 2640 Protothaca sp. 3780 255 1,35 3,45 1,21 100 279 1,161 0,062 0,676 147 15 215 2643 Protothaca sp. 3780 5,55 1,00 2,10 1,00 276 1,01 0,090 0,777 146 24 207 2654 Protothaca sp. 3340 2,80 1,30 3,00 1,57 100 276 1,01 0,090 0,727 146 24 207 2657 Protothaca sp. 3160 2,15 5,40 1,19 100 203 0,155 0,158	5a*1	2637	n.b.	3860	2270	3,30	1,70	3,95	1,16	100	238	878.0	0,053	0,724	4	4	199	18						×
2639 Protothaca sp. 3210 1950 4,25 1,25 1,21 100 247 1,091 0,076 0,659 135 15 196 2640 Protothaca sp. 3780 2550 4,35 1,21 1,00 279 1,161 0,062 0,676 147 15 115 2643 Protothaca sp. 3780 5,55 1,00 2,10 1,30 100 116 1,071 0,090 0,727 146 24 207 2645 Protothaca sp. 3430 2800 0,85 2,15 5,40 1,19 100 276 1,071 0,090 0,777 146 24 207 2657 Protothaca sp. 3160 2,15 5,40 1,19 100 203 0,135 0,136 143 19 158 2657 Protothaca sp. 4500 2,15 5,40 1,19 100 203 0,155 0,136 1,19 100 181	Sa*2	2638	$\overline{}$	3680	2530	4,50	1,70	3,95	1,16	100	273	1,173	0,072	0,724	138	17	200	23						×
2640 Protothaca sp. 3780 2550 4,35 1,35 3,45 1,21 100 279 1,161 0,062 0,676 147 15 215 2643 n.b. 2440 1680 5,555 1,00 2,10 1,30 100 191 1,224 0,136 0,598 98 11 144 2645 Protothaca sp. 3430 2340 4,05 1,30 1,57 100 276 1,07 1,07 0,139 0,727 146 24 207 2656 Protothaca sp. 3160 2,15 5,40 1,19 100 203 0,235 0,136 0,978 143 19 158 2658 Protothaca sp. 4500 3240 0,60 1,6 5,2 1,53 100 209 0,161 14 19 10 2658 Protothaca sp. 3870 2980 0,95 1,6 5,2 1,53 100 259 0,228	Sb*1		Н	3210	1950	4,25	1,35	3,45	1,21	100	247	1,091	9/0'0	0,659	135	15	196	20						×
2643 n.b. 2440 1680 5,55 1,00 2,10 1,30 100 191 1,224 0,136 0,598 98 11 144 2643 Protothaca sp. 3430 2340 4,05 1,30 1,57 100 276 1,071 0,090 0,727 146 24 207 2656 Protothaca sp. 3160 2710 0,90 2,15 5,40 1,19 100 203 0,235 0,156 0,978 148 19 164 2658 Protothaca sp. 4500 3240 0,60 1,63 1,53 100 181 0,161 0,065 1,48 19 164 2658 Protothaca sp. 4500 3240 0,60 1,53 100 181 0,161 0,065 1,07 147 14 159 2659 Protothaca sp. 3870 2980 0,95 11,6 3,2 1,20 100 259 0,228 0,228	5b*2	2640	Protothaca sp.	3780	2550	4,35	1,35	3,45		8	279	1,161	0,062	9/9'0	147	15	215	21					-	×
2645 Protothaca sp. 3430 2340 4,05 1,30 3,00 1,57 100 276 1,071 0,090 0,727 146 24 207 2656 Protothaca sp. 3340 2800 0,85 2,15 5,40 1,19 100 192 0,235 0,136 0,978 143 19 158 2657 Protothaca sp. 4500 3240 0,60 1,6 5,2 1,53 100 181 0,161 0,065 147 14 159 2659 Protothaca sp. 3870 2980 0,95 11,6 3,2 1,20 100 259 0,235 0,161 0,065 1,17 147 14 159	Sa	2643	n.b.	2440	1680	5,55	00'1	2,10		8	161	1,224	0,136	865'0	86	=	144	15						×
2656 Protothaca sp. 3340 2800 0,85 2,15 5,40 1,19 100 192 0,235 0,139 0,978 143 19 158 2657 Protothaca sp. 3160 2710 0,90 2,15 5,40 1,19 100 203 0,235 0,156 0,978 148 19 164 2658 Protothaca sp. 4500 3240 0,60 1,63 1,53 100 181 0,161 0,065 1,07 147 14 159 2659 Protothaca sp. 3870 2980 0,95 11,6 3,2 1,20 100 259 0,230 1,869 111 19 118	99	2645	Protothaca sp.	3430	2340	4,05	1,30	3,00		8	276	1,071	060'0	0,727	146	24	202	33						×
2657 Protothaca sp. 3160 2710 0,90 2,15 5,40 1,19 100 203 0,235 0,156 0,978 148 19 164 2658 Protothaca sp. 4500 3240 0,60 1,6 5,2 1,53 100 181 0,161 0,065 1,07 147 14 159 2659 Protothaca sp. 3870 2980 0,95 11,6 3,2 1,20 100 259 0,230 1,869 111 19 118			-	3340	2800	0.85	2,15	-		8	192	0,221	0,139	876'0	143	19	158	21						×
2658 Protothaca sp. 4500 3240 0,60 1,6 5,2 1,53 100 181 0,161 0,065 1,007 147 14 159 2659 Protothaca sp. 3870 2980 0,95 11,6 3,2 1,20 100 259 0,228 0,230 1,869 111 19 118	2.2		\rightarrow	3160	2710	06'0	2,15			001	203	0,235	0,156	8/6'0	148	61	164	21					+	×
2659 Protothaca sp. 3870 2980 0,95 11,6 3,2 1,20 100 259 0,228 0,230 1,869 111 19 118	1	+	\vdash	4500	3240	09'0	1,6	5,2		8	181	0,161	0.065	1,007	147	4	159	15			П	\parallel	H	×
		++	↤	3870	2980	0,95	9,11	++		8	259	0,228	0,230	1,869	Ξ	61	811	20		H			H	×

		> 400	> 400		
	74	82	19	58	69
	469	627	440	165	428
	89	29	47	45	52
	364	490	328	420	316
	0,726	0,792	992'0	0,726	0,740
ia.	0,261	0,242	0,254	0,121	0,251
Caleta Olivia	0,712	0,728	0,938	1,056	0,978
Ü	619	864	643	662	622
				100	100
	1,25	1,30	1,25	1,30	1,30
	3,30	3,70	4,00	3,50	3,60
	1,70	2,10	1,80	1,50	1,60
	2,20	2,10	2,95	3,00	3,10
	1400	1700	1500	3300	1700
	0021	2000	1800	3600	1900
	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
	2341	2342	2343	2344	2345
	9.8	9b*1	9P+2	1.36	3c.36

Ľ,			ĸ	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×		×	×	×	×	×	×	×	×
AAR					0.56		99'0				0,37			0,34		0,71																	0,5	0,54
,	5	+1											7				10														00	S		
TP/C	Alter	(ka)											000				180														103	53		
1	Hq.	ž			I					16509		18473															15492	15493						
		+1								09		20															34	8						
, c	Alter	ĸ								5381		5240															5336	8069						
1	Ü.	+1	48	56	91	22	31	2	22	-	0	-		-	55	25	Г	81	55	92	30	21	23	21	24		F	-	0	-	12	16	23	¥
lter	lineare U.	(kat)	369	186	157	140	165	187	208	=	7	01		13	338	387		109	531	252	250	248	285	263	592			=	s	7	120	121	195	178
ESR- Alter	j.	+1	36	20	12	20	22	61	11	-	0	-		-	45	+		69	41	21	56	15	61	17	61		-	-	_	0	0	15	61	-
	frühe U.	(ka)	366	140	113	Ξ	128	146	157	=	7	10		13	269	304		496	424	161	212	172	211	200	161		7	0	9	7	93	6	150	130
+	Do ext.y	9/8)	0,740	0,753	0,753	99	0.765	0,765	99	20	20	20		62	83	83		83	Н	08	H	H	Н	+			2	2	88	120	65	82	39	-
	-	(mGy/s)	0,7	0.7	0,7	0,765	0.7	0,7	0,765	0,820	0.820	0,820		0,762	0.683	0,683		0,683	0,683	0,680	089'0	0.706	0,770	0.861	0,825		0.985	0,985	0.985	0,981	0,959	0,982	0,939	0000
Dosis/Jahr	Do ext. B	(mGy/a)	0,170	0,129	0,215	0.263	0,154	0,217	0,064	0,602	0,131	0,122		0,115	0.036	0,095		0,032	0,082	0,094	0,077	0.061	0,047	0,139	0,094		0.208	0,183	0,197	0,335	0.164	0,178	0,198	2010
- 1-	nt.a,β	(mGy/a)	1,024	0,773	1,122	0.642	1990	0,672	0,712	0,070	0,046	0,024		0,095	0.442	0,523		0,354	0,461	0.649	0,299	1,102	93	0,814	93	1 -	opar	23	18	70	20	43	51	00
) Do i	(m)	-	0	-	0,0	ő	0	0	0,0	0	0,0		0,0	0.4	0		0,3	0,0	0.6	0.2	=	0,793	0,8	0,893	,	Mazarredo 0 869	0,323	0,781	0,170	0.820	0,643	0,851	000
Akkum.	Dosis (ED) Do int.α,β	(Gy)	\$15	232	235	186	203	242	242	16	7	6		12	312	396		530	521	272	223	322	339	363	357		¥	13	12	01	181	175	299	000
Arag.		遊	100	001	001	90	8	901	100	100	001	90		100	901	8		100	001	901	8	8	8	100	00		8	8		80	901	8	90	00.
×		(%)	1,30	1,35	1,35	1.35	1.35	1,35	1,35	1.55	1.55	1,55		1.28	8	60.		60'1	1,09	1.42	1,42	1.22	1.35	1,34	1,33		-	1.13	1,13	1.13	10.	01.1	1,05	:
£	Sediment	(bbm)	3,60	3,30	3,30	330	330	3,30	3,20	3.55	3,55	3,55		3,93	3.20	3.20		3,20	3,20	3.15	3,15	4.10	3,45	3,95	4.00		6.30	6,20	6,20	6,20	6,65	6.55	6,40	95.
'n	S	(mdd) (mdd)	1,60	56'0	0.95	0.95	0.95	96'0	0.95	0.85	0.85	0.85		06'0	8	8		8.	0,1	1.75	1.75	1.80	\vdash	3,25	\rightarrow		236	+	+	2,35	2,55	+	-	27.0
U-Gehalt	Muschel	(ppm)	П	3,00	Н	2.85	2.70	2,65		0.7	T	0,2		0.75	1 35	t	t	56'0	Н	2,25	Н	3.9	Н	2,8	3.05	1	7.60	+		Н	3,75			2 30
ň	_		Ц			1	1	L		1	L	L			Щ	_		L	Ш	_	Ц	\perp	Ц	\perp	Ш		L	1		Ш			L	L
Dicke	nach	(mrt) (3370	-	2070	+	+-	-	850	+	1710		2620	3360	+-	+	2770	-	2648	-	3092	-	2326	\rightarrow		2600	-	+	1700	2800	-	-	8
	vor	(uni)	2500	3660	2320	2170	3130	2430	3870	890	1	2770		3230	4730	2580		4450	3410	3429	3060	4117	4796	3021	3394		2800	3000	2800	1800	3100	3000	2700	2600
Gattung, Art			n.b.	Protothaca sp.	Amiantis purp.	a d'a	Protothaca ant.	n.b.	Protothaca sp.	n.b.	Protothaca ant.	Protothaca sp.	n.b.	n.b.	4	n.b.	n.b.	Protothaca sp.	Protothaca sp.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.		40	n.b.	Pitar sp.	Protothaca sp.	Protothaca sp.	Protothaca sp.	Protothaca ant.	D
Proben	nummer		2345D	2611	2612	2613	+	2615	2667	2616	\vdash	2618	2619	2620	2622	2623	2624	2625	Н	2673	2674	2675	2676	2677	2678		23.47	2348	2349	2350	2352	\vdash	_	3366
\neg	Ŋ.		9c*3	1.04	70.5	11.12	71.5	71.3	71.4	72.1	72.5	72*3	72*4	73	1456	75.2	75+3	75*4	75*5	124*1	124*2	125*1	125*2	126*1	126*2	1	1001	10.5	10*3	10.4	=	11.5	11+3	7.011

Lst.		***					×	×	×	×	×	×				×	×	×	×	×	×	×
AAR							0,23	0,73	92'0				0,73									
Th/U	Alter	Ŧ (c			Н		-	8	8		-		8	-	-	H	-	H	+			+
Ĥ		(ka)		88	66		8	>400	×400		-	+	^ 400		+	H	+	H	+	H	Н	11
H	Hd.	ž		16498	16499		16500													_		19077
J4C	Alter			76	20		82			_									-	-		80
	V	es.		1523	1354		1779															570
	lineare U.	+					0	19	51	35	62	42		48	6	13	7	91	15	10	14	L
ESR- Alter	line	(ka)					4	485	453	388	469	388		278	380	130	146	150	139	131	14	
ESR	frühe U.	*					0	44	37	56	4	32		9	4	10	=	13	12	∞	12	L
L	frü	(ka)					4	340	315	566	317	286		232	332	101	115	119	101	ş	116	
	Do ext.7	(mGy/s)					0,795	0,724	0.724	0,724	0,715	0,706		988'0	988'0	1,197	1,197	0,933	0,933	0,983	0,983	
Dosis/Jahr	Do ext. B	(mGy/a)	0				0,387	0,072	0.085	0,212	0,203	0,215		0,111	0,160	0.217	0,242	0,212	0,246	0,247	0,178	
	Do int.α,β	(mGy/s)	Puerto Deseado			San Julián	0,053	1,065	1,139	1,454	1,544	0.925		0,430	0,315	0,997	876,0	0,711	0,907	0,773	0,638	T
Akkum.	Dosis (ED)	(69)	Puer			Sa	8	633	614	635	611	527		332	452	244	277	221	222	207	500	
Arag.	-	ng.		H	Н		8	86	66	001	26	95	+	98	8	100	001	901	001	001	001	\dagger
K		(%)		П	H		1.15	1,35	1.30	1,35	1,21	1,35	T	8,1	8.	1,30	.30	88'0	88'0	01,1	1,10	
£	Sediment	(wdd		П	Ħ		3,95	3,50	3,95	3,50	3,25	3,35		4,90	4.90	08'9	08'9	6,4	6,4	5.50	5,50	
n	Š	(mdd) (udd)		П	П		1,75	2,00	06,1	2,00	2,30	1.85		2,20	2,20	4.05	4.05	2.8	2,8	2,90	2,90	+
U-Gehalt	Muschel	(aidd)					0,55	3,10	3,40	4,80	4,85	3,40		1.40	96'0	4,40	4,15	3,05	4,10	3,5	2,7	0,2
H	nach				П		1290	4010	3620	1310	1845	1430	T	3310	2340	2850	2560	1179	1509	1179	1226	1
Dicke	vor	(jum) (jum)			П		1360	4670	4100	1820	2070	1830	T	3810	2800	3210	2910	1960	1927	1944	2327	
Gattung, Art				n.b.	n.b.		Mytilus ed. pl.	Amiantis purp.	Amiantis purp.	Amiantis sp.	Amiantis sp.	Amiantis sp.	Amiantis purp.	Amiantis sp.	Amiantis sp.	Protothaca sp.	Protothaca sp.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Proben	nummer			2357	2358		2402	2403	2404	2405	2406	2407	2411	2411A	2411B	2609	2610	2669	2670	2671	2672	
Pa.	Ŋ.			81	61		92	27*1	27*2	27*3	27*4	27.5	29*1	29*2	29*3	1.19	61*2	1221	122*2	123*1	123*2	171*2